

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ВНЕЗЕМНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ НАУК ОБ ЭКЗОПЛАНЕТАХ (КРАТКАЯ СВОДКА)

© 2023 г. С. И. Демидова^а, *, Д. Д. Бадюков^а, **

^аИнститут геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, ул. Косыгина, 19, Москва, 119991 Россия

*e-mail: demidova.si@yandex.ru

**e-mail: badyukov@geokhi.ru

Поступила в редакцию 26.10.2022 г.

После доработки 08.12.2022 г.

Принята к публикации 20.12.2022 г.

Формирование базальтов является глобальным этапом эволюции дифференцированного космического тела (планеты или астероида) Солнечной системы. В работе представлены основные особенности химического и минерального состава базальтоидных метеоритов группы SNC, HED, ангри-тов и лунных морских базальтов на основе литературных данных. Несмотря на различия продуктов базальтового вулканизма разных космических тел, а также значительные вариации составов главных минералов базальтоидных пород на конкретном родительском теле, большинство из них является продуктами низкощелочного базальтового магматизма, что указывает на распространенность такого типа вещества на малых телах Солнечной системы. Все они характеризуются присутствием таких главных породообразующих минералов, как пироксен, оливин и плагиоклаз, и их спектральные характеристики могут быть использованы для поиска родственных пород в других звездных системах. Показаны основные факторы, влияющие на спектральные характеристики безатмосферных тел и более крупных планет с атмосферой, рассмотрена возможность поиска продуктов подобного базальтового вулканизма на экзопланетах в ходе будущих миссий.

Ключевые слова: лунные морские базальты, SNC метеориты, HED метеориты, ангри-ты, базальто-вый вулканизм, экзопланеты

DOI: 10.31857/S0016752523050035, **EDN:** EGYZB

ВВЕДЕНИЕ

Удивительное разнообразие вещества Солнечной системы дает ключ к расшифровке ее истории, начиная с самых ранних стадий и кончая современными этапами. Основным источником полной и детальной информации о составе этого вещества являются метеориты. Родительскими телами метеоритов являются главным образом космические объекты пояса астероидов, расположенного между орбитами Марса и Юпитера, также в коллекциях присутствуют марсианские и лунные метеориты. Источником последних являются породы, выброшенные в космическое пространство с поверхности этих тел в результате импактных событий. Кроме этого, в национальных коллекциях США, России, Китая и Японии имеется вещество, доставленное космическими аппаратами с Луны и двух астероидов.

Хондриты представляют собой примитивное вещество Солнечной системы. В результате плавления такого материала в планетарных масштабах, и последующего фракционирования распла-

вов возникают породы, в различной степени отличающиеся от состава хондритового материала и относящиеся к группе дифференцированных метеоритов. Геохимические особенности этих метеоритов характеризуют процессы эволюции и условия их протекания на конкретных космических телах, каждое из которых имеет свой уникальный состав, происхождение и историю развития. Одним из таких глобальных планетарных процессов является формирование базальтовых кор. Морские районы Луны сложены главным образом базальтами. Многие SNC метеориты представляют продукты базальтового магматизма Марса (Bogard, Johnson, 1983; McSween et al., 2015; Udry et al., 2021). Результаты определения состава поверхности “*in situ*” Венеры и Марса подтверждают присутствие базальтового вулканизма на этих планетах (Сурков и др., 1976; Барсуков и др., 1982; Bell, 2008). Данные дистанционного зондирования поверхности Марса и Меркурия свидетельствуют о ее базальтовом составе (Bell, 2008; Nittler et al., 2011). В коллекциях ме-

теоритов также присутствуют продукты базальтового магматизма, происходившего на малых телах Солнечной системы. К ним относятся говардиты, эвкриты и диогениты (HED метеориты) и ангри-ты. Несмотря на универсальность сформировавшего базальты процесса, а именно частичного плавления вещества родительского тела, они, тем не менее, значительно отличаются друг от друга, что выражается в целом ряде вещественных особенностей. Их изучение несет в себе информацию об условиях протекания таких процессов на различных телах Солнечной системы и может быть использовано для предсказания особенностей их формирования и эволюции на планетах других звездных систем, а также планирования их наблюдений с помощью наземных и космических телескопов. Работы по основным типам метеоритных и лунных базальтоидов можно найти в следующих обзорах (BVSP, 1981; Neal, Taylor, 1992; Wiczorec et al., 2006; Warren, Taylor, 2014; Bridges, Warren 2006; Bell et al., 2008; Keil et al., 2012; Mittlefehldt, 2015; Mcsween, 2015; Day et al., 2018; McSween 2019; Udry et al., 2020; Váci, Agee, 2020). Помимо примитивных ахондритов (акапулькоиты-лодраниты и винонаиты) из рассмотрения исключены такие дифференцированные ахондриты, как обриты, брачиниты и уреилиты, поскольку представители этих групп имеют черты, характерные как для примитивного, так и для дифференцированного вещества. В данной работе приведено краткое описание основных особенностей базальтоидных пород планет и астероидов Солнечной системы (по литературным данным), которые могут быть полезны при интерпретации данных об экзопланетах. Следует отметить, что хотя земные базальты изучены наиболее полно и всеобъемлюще, они не являются предметом рассмотрения этой работы, поскольку Земля обладает не только уникальным составом корового вещества, но и удивительной и сложной тектономагматической историей, влияние на которую оказывал целый ряд взаимосвязанных факторов. Однако сравнение с земными базальтами в ряде случаев проводится. В связи с этим следует отметить, что классификация вулканических пород и их плутонических аналогов основана на свойствах именно земных пород и накладывает серьезные терминологические ограничения на классификацию их внеземных аналогов, поскольку помимо различий химического, минерального состава и структуры, дифференцированные метеориты и доставленные лунные образцы имеют и богатую посткристаллизационную историю и, строго говоря, нередко должны быть классифицированы совершенно иначе. Поэтому в работе сведены данные о внеземных породах, сходных с породами семейства базальтов.

Данная работа не претендует на всестороннее освещение специфики внеземных базальтоидов,

поскольку существуют детальные обзоры, посвященные отдельным группам вулканогенных пород космических тел (см. ниже), а ставит своей целью дать их общую характеристику и поиск среди них некоторых вещественных аналогий. Мы полагаем, что эта работа может быть полезна как астрономам, специализирующимся в области экзопланет земного типа, так и петрографам, изучающим земные базальты.

ВНЕЗЕМНЫЕ БАЗАЛЬТЫ

Источники базальтоидов Солнечной системы

Базальтовые метеориты относятся к группе дифференцированных метеоритов, но, несомненно, должны рассматриваться в контексте всех типов пород конкретного планетного тела, будучи генетически с ними связанными.

Ангри-ты (не идентифицированный астероид) — небольшая группа ахондритов, насчитывающая на сегодняшний день 37 метеоритов (MBDB, 2022). Это магматические породы ультраосновного состава, практически не затронутые ударным воздействием. Хотя и считается, что их источником являлся дифференцированный астероид (Treiman, 1989; Mittlefehldt, Lindstrom, 1990), тем не менее конкретный представитель не был обнаружен (Keil et al., 2012). Имеются свидетельства связи некоторых ангри-тов с тугоплавкими Ca-Al включениями (Kurat et al., 2004; Varela et al., 2017), кроме того, рассматривалась возможность их меркурианского происхождения (Irving et al., 2005; Kuehner et al., 2006), однако не нашедшая подтверждения в изотопных данных ангри-тов и орбитальных исследованиях Меркурия (Keil et al., 2012).

Метеориты группы HED (астероид Веста и семейство вестоидов). В эту группу входят три типа метеоритов — эвкриты, говардиты, диогениты. Вариации химического состава в пределах этой серии, сходный изотопный состав кислорода и совместное нахождение в брекчиях свидетельствуют, что эти метеориты связаны между собой и могли образоваться на одном родительском теле (Burbine et al., 2002). HED метеориты состоят главным образом из магматических пород основного и ультраосновного состава, и большая их часть является брекчиями. Эти метеориты содержат 3 основных типа пород — базальтоиды, кумулятивные габбро и ортопироксениты. Эвкриты представляют собой габбро, долериты и базальты, а диогениты являются ортопироксенитами. Говардиты и полимиктовые эвкриты — это образованные на поверхности родительского тела брекчии и метабрекчии, состоящие в основном из эвкритовой и диогенитовой компонент.

HED — это самая многочисленная группа дифференцированных коровых пород с астероида

(2676 метеоритов (MBDB, 2022)) и единственная, для которой известно наиболее вероятное родительское тело. Это астероид Веста диаметром около 500 км, поверхность которого по спектральным характеристикам соответствует главным образом базальтам (De Sanctis et al., 2012a). Также на поверхности Весты обнаружены области, сложенные пироксенитами и дунитами, ассоциирующие с гигантским ударным кратером на южном полюсе этого небесного тела, то есть на Весте представлены все породы, характерные для метеоритов группы HED (De Sanctis et al., 2012a). Однако проведенные детальные исследования изотопного состава кислорода метеоритов этой группы, наряду с реконструкцией орбит двух наблюдавшихся падений эвкритов предполагают, что Веста возможно не единственный источник метеоритов группы HED (McSween et al., 2011).

Лунные базальты. Луна — ближайшее и наиболее изученное после Земли планетное тело. Базальты заполняют в виде лавовых потоков впадины лунных морей и составляют порядка 1% лунной коры по объему и занимают около 17% поверхности (Neal, Taylor, 1992). Лунные базальты были доставлены миссиями Apollo 11 (Море Спокойствия), Apollo 12 (Океан Бурь), Apollo 14 (ударные выбросы из Моря Дождя), Apollo 15 и 17 (граница Моря Ясности), Луна 16 (Море Изобилия), Луна 24 (Море Кризисов). Из 554 лунных метеоритов 25 имеет базальтовый состав, 37 метеоритов являются базальтовыми брекчиями, кроме того, многие метеориты содержат редкие фрагменты базальтов, однако некоторые из них могут быть парными (эл. ресурс Lunar Meteorites).

SNC метеориты (Марс). О вещественном составе марсианских пород можно судить по морфологии поверхностных структур, по измерениям, проведенным в местах посадки спускаемых аппаратов, по спектральным характеристикам, наблюдаемым с орбиты, и по результатам изучения SNC (шерготтит-наклит-шассиньитовых) метеоритов, которые являются марсианскими. На сегодняшний день их насчитывается 341 шт. (MBDB, 2022).

Все SNC метеориты — это магматические (главным образом, вулканические, но есть и плутонические) породы основного и ультраосновного состава, образовавшиеся в результате кристаллизации магм основного состава. Если использовать земную терминологию, то преобладающие в коллекциях шерготтиты следует отнести к пижонитовым базальтам (хотя, строго говоря, они отличаются от земных базальтов), наклиты соответствуют оливиновым клинопироксенитам, а шассиньиты — это дуниты. Кроме того, имеются несколько метеоритов, не попадающих под стандартную классификацию. Это уникальный ме-

теорит ALH 84001, который является ортопироксенитом, и полимиктовая брекчия NWA 7034 и 16 его парных метеоритов (Udry et al., 2021). Метеориты группы шерготтитов значительно преобладают, что предполагает широкую распространенность их родительских пород, по крайней мере, среди участков поверхности Марса молодого возраста. Анализы, проведенные орбитальными и посадочными модулями, подтверждая мафический состав поверхности Марса (McSween et al., 2009), значительно расширили разнообразие состава марсианских магматических пород. Орбитальные измерения вулканических провинций методом гамма-спектроскопии показали, что средняя марсианская кора может иметь базальтовый состав до трахибазальтового (Taylor et al., 2010). Магматические породы в кратере Гусев также близки базальтам, но имеют более широкие вариации щелочей, чем SNC метеориты (McSween et al., 2006), в кратере Гейл были идентифицированы диориты, трахиты, трахиандезиты и кварцевые диориты (Stolper et al., 2013; Cousin et al., 2017). Кроме того, на поверхности Марса обнаружены осадочные породы (аргиллиты, песчаники, конгломераты со значительным количеством магматических обломков), а также эвапориты карбонат-сульфатного состава (McSween et al., 2015). По спектральным характеристикам предсказывают присутствие на поверхности серпентинитов и metabазальтов (McSween et al., 2015).

Прямых сведений о составе *меркурианских* и *венераианских* пород нет, однако орбитальные исследования позволили установить вероятное присутствие базальтов на их поверхности (Сурков и др., 1976; Барсуков и др., 1982; Basilevsky et al., 1992; Nittler et al., 2011; Gilmore et al., 2017), что подтверждается и структурным анализом поверхности вулканических провинций этих космических тел (Ivanov, Head, 2013; Head et al., 2011; Гусева, 2016).

Минералого-петрографические особенности базальтоидов планет и малых космических тел Солнечной системы на основе данных о метеоритах и доставленных лунных образцах

Основные минералого-петрографические особенности метеоритных и лунных базальтовых пород представлены в табл. 1.

Ангриты представлены средне- крупнозернистыми (до 2–3 мм) породами коры дифференцированного астероида. Они обладают необычной минералогией и рядом отличительных геохимических признаков. В качестве главных минеральных фаз ангриты содержат Ca–Al–Ti пироксен, богатый Са-оливин, кирштейнит и Са-плагиоклаз (анортит). Второстепенными являются Al-шпинель, троилит, мерриллит, титаномагнетит, Fe–Ni металл и др. Высокое содержание магнетитового минала в титаномагнетите свидетельствует об

Таблица 1. Основные особенности метеоритных базальтоидов Солнечной системы

Параметр	Лунные морские базальты	HED метеориты	SNC метеориты	Ангриты
Структура	Преобладают брекчии	Есть брекчии	Магм. породы	Магм. породы
Пироксен	$\text{En}_{0-70}\text{Wo}_{5-50}$	$\text{En}_{0-83}\text{Wo}_{1-47}$	$\text{En}_{1-77}\text{Wo}_{0-43}$	Ti-Al диопсид-геденбергит $\text{En}_{0-38}\text{Wo}_{41-57}$
Оливин	Распространен Fo_{0-80}	Почти нет	Есть Fo_{15-80}	Ca-оливин Fo_{0-90}
Плагиоклаз	An_{75-99}	An_{75-96}	An_{30-75}	An_{98-100}
Металл	Есть	Есть	Нет	Есть
Акцессорные минералы	Ильменит, фаза кремнезема, хромит, троилит, армалколлит, транквиллитит, пироксферроит и др.	Хромит, троилит, металл фаза кремнезема	Магнетит, пирротин, вторичные минералы	Кишштейнит, шпинель, ульвашипинель, троилит, титаномagnetит, мерриллит, ильменит
Возраст	г.о. 3.1–3.9 до 100 млн лет	4.5 млрд лет	4.5–0.17, г.о. ≤ 1.4 млрд лет	4.5 млрд лет

окислительных условиях образования этих метеоритов, что подтверждается и экспериментальными данными (McKay et al., 1994).

Плутонические ангриты обладают гипидиоморфной до гранулярной и кумулатной структурой и содержат минералы с незначительными вариациями состава, тогда как вулканические ангриты демонстрируют структуры закалки, а минералы в них очень зональны. Эти различия соответствуют разным скоростям охлаждения, варьирующим от 270–320 град./год до 280 град./ч (Keil et al., 2012).

Среди метеоритов группы HED базальтовым составом обладают эвкриты — это обломочные брекчии мелкозернистых базальтов, состоящих из пижонита ($\text{En}_{29-43}\text{Wo}_{6-15}$) и плагиоклаза (An_{75-93}) с второстепенными фазами кремнезема, ильменитом, хромитом и акцессорными фосфатами, троилитом, металлом, фаялитом, цирконом и бадделеитом. Кумулятивные эвкриты представлены крупнозернистыми породами, часто небрекчированными. Они состоят из пижонита ($\text{En}_{38-61}\text{Wo}_{7-16}$), плагиоклаза (An_{91-95}) с второстепенным хромитом и акцессориями: фазой кремнезема, ильменитом, металлом, троилитом и фосфатом. Большинство диогенитов являются мономиктовыми обломочными первоначально крупнозернистыми породами, состоящими на 90% из ортопироксена ($\text{En}_{72-77}\text{Wo}_{1-2}$) с второстепенными хромитом и оливином и акцессорными троилитом, металлом и фазой кремнезема. Диопсид встречается в виде ламелей распада в пироксене. В основном это брекчии, хотя встречаются и небрекчированные разности. Содержание оливина обычно менее 10%, однако с расширением мировой коллекции метеоритов наблюдается рост числа оливи-

новых диогенитов, которые содержат до 50% оливина. Многие эвкриты и диогениты подверглись вторичному нагреву и подверглись перекристаллизации с уничтожением первичной магматической структуры.

Большинство лунных базальтов представлено типично магматическими породами, которые обычно определяются как ильменитовые, оливиновые, пижонитовые, кристобалит- и тридимит-содержащие базальты, долериты, габбро. Хотя, строго говоря, они не являются “базальтами” в земном понимании, так как содержат больше мафических фаз и скорее соответствуют лейкократовым низкомагнетиальным коматиитам (Waggen, Taylor, 2014). В структурном отношении от земных базальтов и габбро они отличаются меньшим размером зерен (крупнозернистыми для Луны считаются породы с размером зерен 1–5 мм), кроме того в лунных базальтах обычно меньше стекла, чем в земных разностях. Некоторые морские базальты обладают везикулярной текстурой, например, оливиновый базальт “Аполло-15” (обр. 15016) содержит 50% пузырьков, что может указывать на возможное присутствие CO_2 в магме (Taylor et al., 1991). Главные породообразующие минералы морских базальтовых пород — клинопироксен ($\text{En}_{0-70}\text{Wo}_{5-50}$) и плагиоклаз (An_{75-99}), иногда оливин (Fo_{0-80}) и ильменит. Основные акцессории представлены минералами группы шпинели, кристобалитом, тридимитом, армалколлитом, пироксферроитом, апатитом, мерриллитом, троилитом, Fe–Ni металлом. Реже встречаются цирконолит, бадделеит, транквиллитит, рутил, K–Ba полевые шпаты и другие.

Все марсианские метеориты характеризуются преобладанием мафических минералов над плагиоклазом. Плагиоклаз в SNC метеоритах более

кислый, чем в базальтоидах других тел Солнечной системы (Ap_{30-70}), а оливин и пироксен имеют более железистый состав, чем в земных базальтах, но не более железистый, чем в лунных базальтах. Пироксен в наклитах представлен преимущественно авгитом, а в шерготтитах главным образом ортопироксеном и пижонитом, хотя имеется и авгит. Оливин и пироксен в наклитах и шассинитах имеют более узкие вариации составов, чем в большинстве шерготтитов. Отношение Fe/Mn в мафических минералах составляет около 40 и является ключевым идентификационным признаком всех марсианских метеоритов (Papike et al., 2003).

Среди шерготтитов выделяются 3 подгруппы: 1) базальтовые, 2) оливин-порфиновые (пикритовые) и 3) лерцолитовые (перидотитовые) шерготтиты. Существует номенклатурная проблема классификации марсианских метеоритов. Например, марсианские “лерцолитовые шерготтиты”, лерцолитами не являются: земные аналогичные породы более крупнозернисты, и ортопироксен в них является главным минералом, а в более мелкозернистых “лерцолитовых шерготтитах” он составляет не более 3%. А в оливин-порфиновых шерготтитах наряду с крупными кристаллами оливина присутствует ортопироксен, уже классифицированы оливин-ортопироксен-порфиновые шерготтиты. Характерной чертой базальтовых шерготтитов является ярко выраженная зональность зерен пироксена, что указывает на отсутствие равновесия в ходе кристаллизации их расплавов. Изучение микроструктуры пироксенов метеорита Shergotty позволило установить, что скорость остывания пироксенов составляла $0.002^{\circ}C$ в час в диапазоне температур $1100-800^{\circ}C$, что сопоставимо с медленным остыванием в крупных земных интрузиях (Müller, 1993). Последующие диффузионные процессы в медленно остывающих шерготтитах могли до некоторой степени уравнивать составы их фаз. Напротив, шерготтиты с порфировой структурой обладают более мелкозернистой (вплоть до витрофировой) основной массой и должны иметь более высокую скорость остывания и вероятно образовывались в менее мощных лавовых потоках. При этом в результате аккумуляции мафических фаз могли образоваться метеориты ультраосновного состава (Mikouchi et al., 2003; Bridges, Warren, 2006).

Все SNC метеориты, особенно наклиты и ALH84001, содержат продукты марсианских вторичных изменений (глинистые минералы, карбонаты, сульфаты), свидетельствующие о взаимодействии с атмосферой Марса (Bridges et al., 2001). Вторичные фазы метеорита ALH84001 — карбонатные образования с включениями углеродородов и магнетита специфической морфологии — приобрели мировую известность благодаря предположениям об их биологическом происхождении, однако сейчас придерживаются абио-

логической гипотезы их образования (Bell et al., 2008).

Метеориты с Меркурия еще не были идентифицированы в коллекции метеоритов, однако согласно данным, полученным в ходе миссии Мессенджер, ряд ученых предположили, что они должны бы состоять из натрового плагиоклаза, магнезиальных ортопироксена и оливина с графитом и экзотическими сульфидами в качестве акцессорных минералов (Vander Kaaden et al., 2017; McCubbin, McCoy, 2016).

Транспортировка метеоритов с Венеры маловероятна из-за высокой скорости убегания кратерных выбросов в космос (>10.3 км/с) и плотной атмосферы этой планеты (Gladman et al., 1996), приводящей к их эффективному торможению и абляции (процесс, обратный падению метеороидов на Землю).

Химические особенности состава базальтоидов Солнечной системы, формирующие их процессы и основные периоды магматизма

Ангриты являются самыми низкощелочными кремнезем-недосыщенными и одними из древнейших вулканитов Солнечной системы (Keil et al., 2012; Tissot et al., 2022) с возрастом ~ 4.560 млрд лет. Метеориты обогащены такими тугоплавкими элементами, как Ca и Ti. Они имеют низкие содержания Ga — элемента средней летучести, однако всего лишь незначительно обеднены такими летучими элементами как Br, Se, Zn, In и Cd по сравнению с лунными и эвкритовыми базальтами. Ангриты обогащены несовместимыми литофильными элементами, как и другие базальтоиды, но относительно обеднены Al относительно других тугоплавких литофильных элементов. Считалось, что большинство ангритов образовалось в результате частичного плавления примитивного источника ($\sim IW + 1 \pm 1$), однако они не являются продуктом фракционирования одного родительского расплава (Keil et al., 2012). Недавние экспериментальные работы показали, что существование среди вулканических разновидностей двух групп составов все же может объясняться фракционированием одного расплава (Tissot et al., 2022). Пока нет единого мнения о размере родительского тела ангритов. Предполагается, что первоначально более крупное родительское тело радиусом >100 км (Wilson et al., 2010) или даже размером с Луну (Tissot et al., 2022), имело металлическое ядро и возможно удерживало атмосферу. Однако впоследствии в результате некоего катастрофического события ~ 4.558 млрд лет назад образовался один или несколько мелких астероидов размером ~ 10 км, что позволило сохранить коровые породы небрекчированными (Scott, Bottke, 2011). Полагают, что родительское тело

ангритов представляет собой архетип первого поколения планетезималей и эмбрионов, обогащенных тугоплавкими элементами, образовавшихся в самой внутренней части внутренней Солнечной системы (<1 а.е.), и которые аккрецировались на планетах земной группы (Tissot et al., 2022).

Среди метеоритов группы HED базальтовые эвкриты, а также диогениты имеют довольно узкие вариации содержания главных элементов, составы кумулятивных эвкритов варьируют сильнее, что может быть связано с их крупнозернистой структурой и непредставительностью обломков. В целом для них характерно обеднение летучими и умеренно-летучими литофильными элементами, а также сидерофильными элементами. Концентрации редких несовместимых литофильных элементов в эвкритах и диогенитах характеризуются широким разбросом значений, например, содержания La в диогенитах отличаются в 700 раз, в кумулятивных эвкритах в 20 раз, тогда как в базальтовых эвкритах всего в 2 раза. Изучение химического состава эвкритов позволило установить, что среди них существует две группы: эвкриты группы Nuevo-Laredo (NL) (продукты фракционной кристаллизации), обогащенные несовместимыми элементами, Ti и имеющие самое высокое Sr/Eu отношение, и эвкриты группы Stannern (продукты частичного плавления) (Stolper et al., 1977; McSween et al., 2011; Mittlefehldt, 2015).

Метеориты HED группы генетически связаны между собой. Все они образовались в безводных условиях при низком давлении и практически неизменной фугитивности кислорода ($IW - 1 - IW + 0.5$) (McSween et al., 2011; Mittlefehldt, 2015). Датировки базальтовых эвкритов (4.52–4.56 млрд лет) указывают на очень быструю дифференциацию родительского тела HED метеоритов на самых ранних этапах формирования Солнечной системы. Модели внутреннего строения Весты включают металлическое ядро (радиус ~110 км), богатую оливином мантию (мощность ~130 км), нижнюю кору диогенитового состава, (мощность ~10 км) и верхнюю эвкритовую кору (мощность ~20 км). Считается, что кумулятивные эвкриты являются образцами нижней коры (глубина 8–10 км) в то время как базальтовые (или некумулятивные) эвкриты — продукты поверхностных лавовых потоков (Mittlefehldt, 2015). Согласно наиболее популярной модели эволюции астероида Веста (Righter, Drake 1997), дополненной позднее (Mandler, Elkins-Tanton, 2013) сначала в расплавленном родительском теле хондритового состава формируется металлическое ядро, затем в ходе остывания в силикатной части формируются диогениты и эвкриты, при этом на начальной стадии отдается предпочтение равновесной кристаллизации при постоянном давлении, а в завершение в результате фракционирования в коре образуются самые дифференциро-

ванные эвкриты NL группы. Эта модель также принимает в расчет динамические ограничения, например конвекцию в океане магмы, а также удовлетворяет таким геохимическим ограничениям, как Fe/Mn отношение и изотопный состав кислорода. Вместе с этим вариации содержания р.з.э., не укладывающиеся в эту модель, объясняются ассимиляцией корового материала родительскими расплавами эвкритов и диогенитов (Barrat et al., 2007, 2010).

Наиболее важная геохимическая характеристика **марсианских метеоритов** — низкое отношение MgO/FeO и низкое содержание Al_2O_3 . Считается, что высокое содержание FeO отражает более высокую, чем на Земле, окисленность мантийных источников, а низкое содержание Al_2O_3 отражает обедненность источников этим элементом, возможно являясь результатом генерации океана магмы (Bridges, Warren 2006). Окисленное состояние марсианской мантии подтверждается и содержаниями P, Sg и W, которые, являясь умеренно сидерофильными элементами на Земле, на Марсе становятся более литофильными (Halliday et al., 2001). Предполагается, что мантийные источники родительских магм SNC метеоритов содержали малое количество воды, несмотря на ее присутствие на поверхности Марса в прошлом. Находка амфибола в некоторых расплавленных включениях метеорита Shergotty указывает на содержание воды в расплаве <1.8 мас. % (Johnson et al., 1991; McSween, Harvey, 1993). Однако ее первичное содержание в расплаве остается неизвестным, так как часть воды могла быть потеряна в момент удара.

Шерготтиты варьируют по составу от пикробазальтов до базальтов. При изучении распределения редких элементов в шерготтитах было установлено, что существуют 3 различные группы шерготтитов: обедненная, умеренно обедненная и обогащенная такими несовместимыми элементами, как Th, U, Ba и La, при этом шерготтиты обогащенной группы содержат повышенное количество щелочных элементов (Day et al., 2018). Те же самые группы выделяются и по изотопному составу. La/Lu отношение является диагностическим для выделения таких групп и, что удивительно, это отношение увеличивается с ростом фугитивности кислорода ($QFM + 0.5 - QFM - 4$). Причиной может быть либо гетерогенность мантийных источников, в результате частичного плавления которых образовались шерготтитовые магмы (предпочтительнее), либо ассимиляция различного количества окисленного водного корового флюида с высоким отношением La/Lu (Bridges, Warren 2006).

Большое количество изотопных исследований марсианских метеоритов привело к заключению о ранней дифференциации Марса на ядро, мантию и кору (30–50 млн лет с момента образова-

ния). Тот факт, что эти “изотопные” доказательства, в отличие от земных пород, сохранились в марсианских метеоритах, накладывает важные ограничения на геодинамическую историю Марса, а также характер корового вещества. Существовали ли на ранних этапах истории Марса океан магмы, как на Луне, либо вулканизм имел периодический характер, остается до конца неясным. В любом случае несколько попыток моделирования марсианского океана магмы предполагают, что ранняя марсианская кора должна была иметь базальтовый состав (McSween et al., 2003; Elkins-Tanton et al., 2005) что подтверждается изотопными данными (Bouvier et al., 2018). В отличие от Земли на Марсе нет тектоники плит, тем не менее, верхняя кора Марса характеризуется присутствием разнообразных магматических пород от ультраосновного до кислого состава. Наиболее распространены низкокальциевые базальты (как плутонические, так и вулканические), но есть и щелочные вулканические провинции (например, кратер Гусев) вплоть до кварц-содержащих вулканитов (согласно орбитальным данным) (Bell et al., 2008; Ehlmann, Edwards, 2014; McSween, 2015). Существование небольших участков более дифференцированных пород сопоставимо с нормальной последовательностью дифференциации базальтового вещества особенно в пределах щелочных серий.

Хотя общепринято, что возраст наклитов и шассинитов составляет 1.3 млрд лет, возраст базальтовых шерготтитов по-прежнему является предметом споров. Очевидно, что среди них присутствуют как совсем молодые породы (150–600 млн лет), так и редкие более древние (2.3–2.4 млрд лет) (Vâci, Agee, 2020). Однако согласно методам кратерной статистики на поверхности преобладают древние базальты (3–4.5 млрд лет) (Hartman, Berman, 2000), поэтому “молодые” марсианские метеориты с возрастом <2.4 млрд лет могут не отражать состав древнего корового вещества, единственным представителем которого может быть самый древний марсианский метеорит ALH84001, его возраст составляет 4.1 млрд лет (Lapen et al., 2010). Кроме того, датировка цирконов в уникальной марсианской брекчии NWA 7034 (4.5 млрд лет) позволила предположить, что самый ранний магматизм на Марсе мог иметь базальтовый состав до андезитового (Bouvier et al., 2018).

Лунные морские базальты по составу очень разнообразны. По сравнению с земными базальтами они характеризуются меньшим количеством SiO_2 (37–45 мас. %) и более высоким FeO (в основном >16 мас. %), содержат больше Sr и Ti , и обладают более низкими содержаниями Al и щелочных элементов. Основными петрохимическими типами морских пород являются низкотитанистые ($\text{TiO}_2 < 6$ мас. %) и высокотитанистые ($\text{TiO}_2 >$

> 8 мас. %) базальты), которые далее в зависимости от содержания K и Al подразделяются на ряд групп (Neal, Taylor, 1992). Орбитальные данные указывают на преобладание низкотитанистых базальтов (Giguere et al., 2000). В породе химические особенности проявлены в различном количестве ильменита, плагиоклаза и позднего мезостаза, обогащенного K и рядом несовместимых элементов. Присутствие металлического железа и отрицательной Eu аномалии в лунных базальтах свидетельствует о восстановительных условиях образования лунных пород ($\text{IW} -0.2; -1$) (Wieczorec et al., 2006). Морской вулканизм связывается с процессами частичного плавления мантии на глубине до 400 км, и состав лунной мантии должен был значительно отличаться от состава земной (Kronrod et al., 2022). Экспериментальные исследования при низких давлениях позволили установить, что ликвидусная температура лунных базальтов составляла 1150–1400°C, а солидусная – 1050°C, что на 100°C выше, чем для земных базальтов. Скорость остывания базальтовых лав составляла 0.1–30°C/ч, что сопоставимо с остыванием лавового потока мощностью несколько метров. В связи с более низкой вязкостью лунных лав такие маломощные лавовые потоки простираются на гигантские расстояния (Taylor et al., 1991).

Разная степень частичного плавления единого источника, фракционная кристаллизация или ассимиляция не объясняют всего наблюдаемого разнообразия лунных базальтов. Различия в составе морских базальтов обусловлены преимущественно гетерогенностью их мантийных источников (Taylor, McLennan, 2008), что подтверждается изотопными данными (Snape et al., 2019), близповерхностное фракционирование расплавов играет лишь второстепенную роль.

Излияния базальтов на видимой стороне Луны происходили главным образом 3.9–3.1 млрд лет назад (Wieczorec et al., 2006), в подчиненном количестве базальтовый вулканизм продолжался и позднее, кристаллизационный возраст самых молодых базальтов, доставленных Chang'E-5 составляет 2 млрд лет (Che et al., 2022), а совсем незначительные проявления базальтового вулканизма могли происходить менее 100 млн лет назад (Braden et al., 2014). Предполагается, что немногочисленные морские базальты на обратной стороне Луны могут отличаться по составу от аналогичных пород на видимом полушарии, что объясняется большей мощностью коры, а значит и большей глубиной образования расплава. Например, базальтовый метеорит Kalahari 009 отличается очень низким содержанием несовместимых элементов и древним возрастом (~4.3 млрд лет), что может свидетельствовать о его выбросе с обратной стороны Луны (Sokol et al., 2008; Snape et al., 2018). Это позволяет предполагать, что базальтовый вулканизм существовал задолго до массового из-

лияния морских базальтов. Оценить его масштабы невозможно, поскольку интенсивная бомбардировка, завершившаяся около 3.9 млрд лет назад значительно изменила облик поверхности.

Базальты Меркурия. Исследования элементного состава поверхности Меркурия с помощью рентгенофлуоресцентного спектрометра аппарата “Мессенджер” показали, что поверхность Меркурия обеднена Al и Ca, сравнительно бедна Ti и Fe и обогащена Mg, занимая промежуточное положение между типичными базальтами и ультраосновными породами типа земных коматиитов. Обнаружено также относительное изобилие S, что предполагает восстановительные условия при формировании пород (Nittler et al., 2011). Орбитальные данные свидетельствуют, что основные излияния базальтов происходили на ранних этапах эволюции планеты >3.5 млрд лет назад (Vugne et al., 2016), но следы эксплозивного вулканизма проявлялись и позднее (Jozwiak et al., 2017).

Базальты Венеры. Редкие анализы поверхности Венеры показали присутствие щелочных и толеитовых базальтов, предполагая, что большая часть поверхности Венеры имеет базальтовый состав (Сурков и др., 1976; Барсуков и др., 1982). Считается, что базальты Венеры имеют суперхондритовое Ti/Al отношение и обогащены несовместимыми элементами по сравнению с земными базальтами срединно-океанических хребтов (MORB) (Nikolaeva, Ariskin, 1999; Treiman, 2007). Кроме того, имеются свидетельства о присутствии дифференцированных пород фельзитового состава (Hashimoto et al., 2008). Небольшое число ударных кратеров на поверхности Венеры предполагает наличие современного, либо недавнего вулканизма (Gillmore et al., 2017).

ОБСУЖДЕНИЕ

Базальтоиды Солнечной системы

Базальтоидный материал Солнечной системы в виде метеоритов или доставленных с Луны образцов морских пород представляет собой образцы нескольких родительских тел — планет и астероидов — каждое из которых обладает уникальным составом, происхождением и историей (Taylor, McLennan, 2008). Тем не менее, эволюция конкретного родительского тела происходила согласно с общими законами геохимии и распространенностью элементов. Дифференциация на Fe—Ni ядро, силикатную мантию и кору, совершившаяся в течение нескольких миллионов лет, могла сопровождаться формированием глобального океана магмы не только на крупных телах (Земля, Марс, Луна), но и на астероидах (Greenwood et al., 2005; Rubie et al., 2004; Richter, Drake, 1997). Дальнейшая магматическая эволюция зависела от количества имеющегося тепла в кон-

кретном родительском теле, и лишь крупные объекты могли оставаться магматически активными длительное время. В результате частичного плавления мантийного силикатного материала возникли аналогичные базальтовым расплавы, излившиеся на поверхность космических тел. На малых космических телах интенсивный базальтовый вулканизм происходил лишь на ранних этапах (ангриты, астероид Веста, Луна, Меркурий), тогда как крупные тела остаются вулканически активными гораздо дольше (Марс, Венера, Земля). Интенсивность, продолжительность и характер базальтоидного вулканизма зависят не только от размера тела, его состава (количество летучих, теплогенерирующих элементов), но и от характера внешней среды (топография поверхности, атмосферное давление, присутствие воды или льда) (BVSP, 1981; Wilson, 2009), а также от внешних воздействий, например, крупных ударных событий на ранних этапах эволюции (Zhu et al., 2019). Продукты базальтоидного магматизма представляют собой главным образом темнокрасные вулканические или плутонические породы, состоящие преимущественно из пироксена и плагиоклаза с меньшим количеством оливина, оксидов Fe, Cr и Ti и др. В химическом составе оксиды Fe, Mg и Ca составляют 5–15 мас. %, содержание SiO₂ варьирует в основном от 37 до 58 мас. % (BVSP, 1981), хотя многие лунные, а также метеоритные базальтоиды могут содержать >20 мас. % FeO. В структурном отношении изверженные породы обладают меньшим размером зерен по сравнению с их плутоническими аналогами. Размер зерен минералов в метеоритных и лунных базальтоидах обычно не превышает 3–5 мм. Для безатмосферных тел (Луна, астероид Веста) характерно присутствием брекчированных пород.

Разнообразие типов базальтоидных пород на конкретном родительском теле и их родительских расплавах свидетельствуют о гетерогенности мантий планет и малых дифференцированных космических тел. Важнейшими процессами, влияющими на состав продуктов базальтового магматизма являются процессы частичного плавления базальтовых источников и гибридизации расплавов, которые отражаются в химическом (напр., содержание и распределение р.з.э.) и минеральном (обогащение минералами P, K, р.з.э. и др. составе базальтоидов. Не менее важным являются процессы фракционирования расплавов в ходе кристаллизации, о чем свидетельствует присутствие как кумулатов, так и более дифференцированных пород среди базальтоидных метеоритов. На графике зависимости отношений FeO/MnO от FeO/MgO (рис. 1) линейные горизонтальные тренды характерны для всех базальтоидов Солнечной системы и отличаются от примитивного хондритового вещества более высоким FeO/MgO отношением (Goodrich et al., 2000), что связано со значитель-

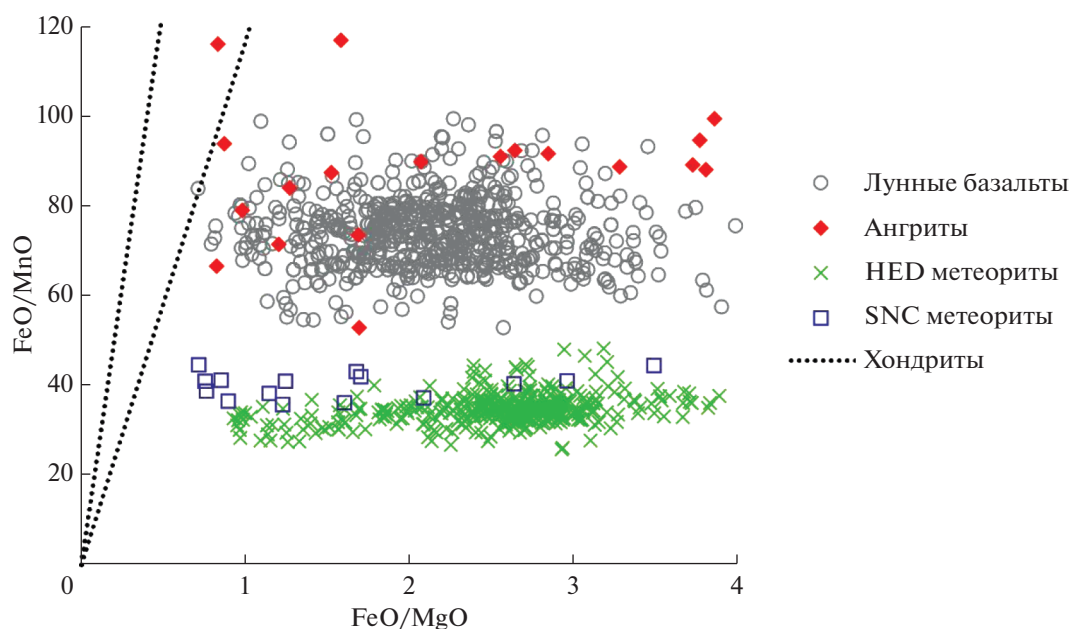


Рис. 1. Зависимость отношений FeO/MnO от FeO/MgO в лунных и метеоритных базальтоидах Солнечной системы (данные взяты из следующих источников: базальты Луны – Clive Neal's Mare Basalt Database; SNC метеориты – Bridges, Warren, 2006; HED метеориты – BVSP, 1981, Mittlefehldt, 2015; ангриты – Keil et al., 2012). Для сравнения показаны область хондритовых значений (Goodrich, Delaney, 2000).

ным ростом железности в ходе кристаллизационной дифференциации. Различия в FeO/MnO отношениях космических тел могут отражать различия окислительно-восстановительных условий и/или первоначального содержания железа в источниках (Ruzicka et al., 2001). О различных окислительно-восстановительных условиях свидетельствует и минеральный состав, в восстановительных условиях основными акцессорными минералами являются минералы Fe^{2+} (ильменит, минералы группы шпинели) и даже металлическое Fe^0 , тогда как в окислительных присутствуют минералы Fe^{3+} (магнетит, гематит). Большое разнообразие структурных типов базальтоидов, указывает на влияние характера излияния магмы на конкретном родительском теле, важную роль играют как скорость охлаждения, так и количество летучих компонентов. Таким образом, вариации составов главных минералов базальтоидных пород зависят от валового состава каждой породы, степени фракционирования расплава и режима его остывания.

Для большинства дифференцированных тел Солнечной системы характерно присутствие низкощелочных базальтоидов, хотя щелочные базальтоиды также встречаются, но, по-видимому, имеют локальное распространение (McSween et al., 2009; Сурков и др., 1976; Барсуков и др., 1982; Taylor, McLennan, 2008). Общим для них является минеральный состав, а именно присутствие пироксена, оливина и плагиоклаза в качестве главных по-

родообразующих минералов. Состав их варьирует от объекта к объекту, но их спектральные характеристики могут быть использованы для поиска базальтоидов в других звездных системах.

О возможности применения данных о базальтоидах Солнечной системы при изучении экзопланет

Дистанционные методы исследования минералогии поверхности планет и астероидов претерпели значительное развитие в течение последнего десятилетия благодаря прогрессу в калибровке спектральных характеристик в лабораторных условиях и проверке методик интерпретации в ходе орбитальных полетов. Это позволило точно идентифицировать несколько родительских тел метеоритов в главном поясе астероидов и помогло ограничить химический состав минералов и их содержание в обыкновенных хондритах и базальтовых ахондритах и получить детализированные минералогические карты поверхности Луны, Марса, и ряда астероидов (Reddy et al., 2015; Pieters et al., 2009, 2011; Gilmore et al., 2017; Gaffey et al., 2002; Vernazza et al., 2005; De Sanctis et al., 2012a; Ehlmann, Edwards, 2014). Интерпретация данных с невыраженными спектральными характеристиками по-прежнему остается сложной задачей, однако имеется ряд инструментов, все же позволяющих получить некоторую информацию о составе поверхности (Hardersen et al., 2005; Reddy et al., 2015; Pisello et al., 2022). В случае Венеры и подобных космических тел такие методики не приме-

нимы из-за наличия плотной горячей атмосферы, однако предложенный комплексный подход, включающий сопоставление орбитальных данных тепловизионного спектрометра VIRTIS (Венера Экспресс) об излучательной способности поверхности конкретных геологических структур с данными о таковой для минералов при высоких температурах в рамках ожидаемого состава пород Венеры, также позволил установить связь с минералогией поверхности (Filliberto, 2014; Gilmore et al., 2017).

Данные о том, что значительное число звезд в галактике может обладать планетными системами (Cassan et al., 2012; Маров, Шевченко, 2017), открывают новые возможности не только для приоритетного поиска планет пригодных для жизни, но и для сопутствующих научных направлений, в частности, поиска следов аналогичного базальтовому магматизма, который может присутствовать и на планетах других звездных систем. На сегодняшний день подтверждено более 5 тысяч экзопланет (NASA Exoplanet Catalog; Маров, Шевченко, 2017). Среди них уже более 180 представителей так называемых планет земной группы (*T*) — планет с твердой поверхностью, которые, как правило, имеют схожие с Землей параметры и состоят преимущественно из горных пород (Маров, 2016). Кроме того, каменистыми корами могут обладать и некоторые из более крупных экзопланет — так называемые “сверхземли”, их размер превышает размер Земли примерно в 2 раза (Маров, Шевченко, 2017).

Основываясь на теоретической возможности существования слабых линий в спектрах экзопланет, и в перспективе ввода в эксплуатацию очень крупных наземных телескопов с возможностью исследования спектральных характеристик планет других звездных систем (обзор проектов по изучению экзопланет Haqq-Misra et al., 2022), можно планировать поиск каких-либо минералогических диагностических особенностей спектров поглощения в видимом и ИК диапазоне. Например, особенности поглощения в спектральной области от 0.8 до 2.5 мкм обусловлены присутствием катиона Fe^{2+} в кристаллической структуре космохимически важных породообразующих минералов, таких как оливин и пироксен (Adams, 1975; Burns, 1993), и такие характеристические линии спектра проявлены во всех базальтоидах Солнечной системы (рис. 2). На основе полученных спектров разработаны методики определения состава и пропорций мафических силикатов на поверхности космических тел (Gaffey et al., 2002; Isaacson et al., 2014; Reddy et al., 2015). Наличие колебаний в области 2.8 мкм спектра может указывать на присутствие гидратированного материала (De Sanctis et al., 2012b). Обнаружение этих особенностей важно, поскольку позволяет идентифицировать основные минералы и определить

минеральный состав поверхности экзопланет по аналогии с исследованиями поверхностей планет и астероидов в Солнечной системе (Hardersen et al., 2005; De Sanctis et al., 2012a; Trombka et al., 2000; Gaffey et al., 2002; Vernazza et al., 2005; Pieters et al., 2011; Marcus et al., 2018). Спектроскопические характеристики атмосфер экзопланет уже демонстрировались для газовых гигантов (Charbonneau et al., 2002; Sing et al., 2016) и мини-Нептунов (Tsiaras et al., 2019; Benneke et al., 2019), а в будущем, с появлением телескопов нового поколения будут доступны и для экзопланет земного типа (обзор Haqq-Misra et al., 2022). К сожалению, в настоящее время не существует возможностей для исследования поверхности близлежащих экзопланет, но такие поиски могут проводиться будущими наземными средствами, например, в рамках проектов Ielts, LIFE и Origin (Haqq-Misra et al., 2022).

Процесс реголитообразования как важный фактор эволюции безатмосферных геологически неактивных планет, спутников и астероидов

Луна является наиболее изученным представителем безатмосферных геологически неактивных планет, спутников и астероидов, вероятно присутствующих и в других звездных системах. Ее поверхность покрыта слоем реголита — продукта ударной переработки лунных пород, происшедшей на протяжении всей истории Луны. Ударное воздействие остается основным процессом, ответственным за изменение лунной поверхности и состава лунного реголита. То же характерно и для других безатмосферных космических тел. Таким образом, реголит накапливает метеоритный материал Солнечной системы. Однако, несмотря на кажущееся обилие метеоритных фрагментов в реголите Луны и астероидов Солнечной системы, их находки чрезвычайно редки. Исключение составляют мелкие фрагменты Fe—Ni металла предположительно метеоритного происхождения, присутствующие в лунных и HED брекчиях и редкие находки как хондритового, так и ахондритового материала (Лоренц и др., 2007; Joy et al., 2016; Demidova et al., 2022). Отсутствие большого числа таких находок связано с фрагментацией, плавлением, в меньшей степени испарением, как вещества ударника, так и вещества мишени в ходе многочисленных ударных событий, которые приводят к эффективному перемешиванию материала. Поэтому основными продуктами ударной переработки поверхности безатмосферных каменных тел являются брекчии (обломочные породы, содержащие различное количество раскристаллизованного или стекловатого ударного расплава), и агглютинаты (продукты локального плавления реголита в результате микрометеоритной бомбардировки). Брекциями представлено подавляющее большинство лунных метеоритов,

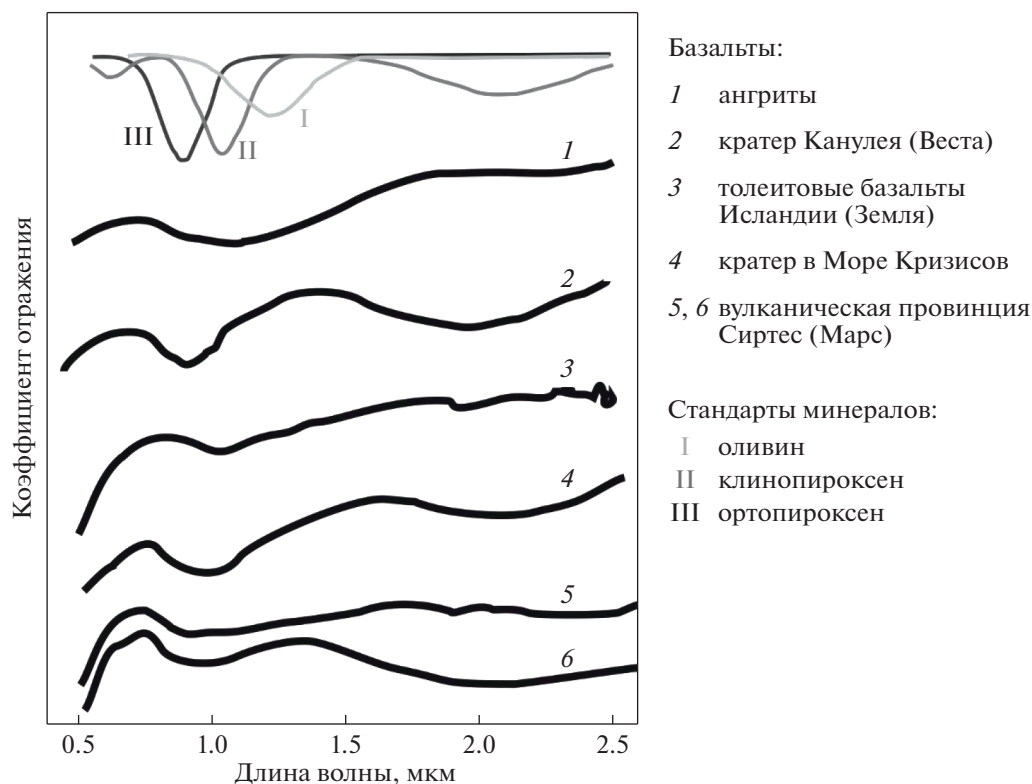


Рис. 2. Характерные спектры отражения базальтов космических тел Солнечной системы в диапазоне длин волн от 0.5 до 2.5 мкм: Земли (De Sanctis et al., 2017), Марса (Mustard et al., 2005), Луны, астероида Веста (Pieters et al., 2012), теоретический спектр ангритового астероида (Burbine et al., 2006). Для сравнения схематически показаны спектры отражения стандартов пироксенов и оливина (Reddy et al., 2015). (Масштаб по оси y не соблюдается).

они также преобладают среди метеоритов группы HED. Однако, несмотря на большое количество ударных кратеров на поверхности Марса, из 341 известных марсианских метеоритов лишь 17 образцов представлены импактными брекчиями (MBDB, 2022), хотя многие метеориты имеют каткластическую структуру и содержат прожилки ударного расплава. Реголитовые брекчии и агглютинаты наследуют химический и компонентный состав реголита, но во многих из них преобладающим компонентом становится импактное стекло, образованное в результате плавления всего набора материала. Присутствие стекла может значительно менять спектральные характеристики поверхности космических тел (Minitti et al., 2002; Moroz et al., 2009; Pisello et al., 2022). Кроме того, реголит и его составляющие обладают меньшим размером зерен (<100 мкм), чем первичные магматические породы, что также оказывает серьезное влияние на спектральные особенности поверхности подобных тел (Pieters et al., 2012; Li et al., 2020). Тем не менее, благодаря лучшей количественной оценке таких спектральных эффектов (обусловленных температурой поверхности, углом наблюдения и размером зерен) систематические расхождения из-за факторов, не связанных

напрямую с составом, могут быть практически устранены, как показано на примере астероидов (Reddy et al., 2015).

Другими важными факторами, влияющими на спектральные характеристики космических тел Солнечной системы, являются процессы космического выветривания. Например, спектры лунного реголита демонстрировали систематически более низкие альбедо, более слабые характеристики поглощения минералов и так называемое “покраснение” спектра по сравнению с коренными породами (Gaffey et al., 2002). Последний эффект в спектре выражается в увеличении коэффициента отражения с увеличением длины волн в видимом и/или ИК диапазоне. Это происходит потому, что в результате бомбардировки частиц солнечного ветра мелкие частицы реголита покрываются тонкой аморфизованной пленкой, в которой формируется нанофазное металлическое железо (4–30 нм), (Pieters et al., 2000; Taylor et al., 2001; Napke, 2001). И такой процесс характерен для всех безатмосферных тел Солнечной системы. Однако интенсивность изменения поверхности зависит не только от состава поверхности, но и от местоположения в Солнечной системе (Brunetto et al., 2015).

*Процесс взаимодействия с атмосферой,
как важный фактор эволюции планет
земного типа*

Подобный базальтовому вулканизм широко распространен на планетах земной группы и может являться источником вулканических газов в атмосфере планет. На Земле основными продуктами дегазации вулканов являются H_2O и CO_2 . Реакция этих компонентов атмосферы с коровыми породами повлияли не только на состав атмосферы и поверхностных вод, но и на минералогию осадочных пород, а также температуру поверхности (Kasting et al., 1993; Kasting, Catling, 2003). Тот же процесс характерен и для Марса, отличаюсь составом (большая роль SO_2 и CO_2), кислотностью среды и плотностью атмосферы (Bridges et al., 2001; Bell et al., 2008). Там продуктами такого взаимодействия являются оксиды Fe^{3+} , глинистые минералы, карбонаты, сульфаты (Bridges et al., 2001; Ehlmann, Edwards, 2014), а среди минералов базальтовых пород наиболее подвержен изменению оливин (McSween et al., 2006). В случае Венеры, которая обладает очень плотной и горячей атмосферой, состоящей главным образом из CO_2 (~740 К, ~9.3 МПа) (Marov et al., 1973), предполагается, что поверхность базальтов подвергается целому ряду изменений — окисление железа и возникновение таких минералов как гематит и магнетит, осаждение ангидрита (Donahue et al., 1982; Treiman, Bullock, 2012; Gilmore et al., 2017). Это подтверждается орбитальными данными об изменении излучательной способности разновозрастных базальтовых потоков, поверхность которых окисляется со временем (Gilmore et al., 2017). Возникшие при взаимодействии с CO_2 и/или H_2O продукты изменения базальтового вещества должны бы обладать повышенным значением SiO_2 и Si/Al (Kraft et al., 2003; Zolotov et al., 2019, 2020), что следует учитывать при исследовании экзопланет с атмосферой.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Все дифференцированные каменные тела в Солнечной системе в процессе эволюции в результате частичного плавления мантийного материала испытали этап (этапы) базальтового магматизма. Продолжительность, интенсивность и характер извержений зависят не только от размера тела, его состава, но и от особенностей окружающей среды. Информацию о составе базальтоидов Солнечной системы, полученная на основе данных о дифференцированных метеоритах групп SNC, HED, ангритов, образцах лунных базальтов, а также о составе поверхности космических тел указывает на распространенность низкощелочных базальтоидов, основными составляющими которых являются силикаты Fe и Mg (оливин и пи-

роксен) и плагиоклаз. Вариации составов главных минералов базальтовых пород значительны и зависят от валового состава каждой породы, степени фракционирования и режима остывания.

Анализ литературных данных о минеральном составе поверхности планет и астероидов показал, что неизменные базальтоиды обладают сходством спектральных характеристик, несмотря на различия их химического состава, установленного при изучении базальтовых метеоритов. Например, характеристические особенности поглощения в спектральной области от 0.8 до 2.5 мкм, обусловленные присутствием катиона Fe^{2+} в структуре оливина и пироксена, проявлены во всех базальтоидах Солнечной системы. Поэтому в перспективе ввода в эксплуатацию очень крупных наземных телескопов для изучения экзопланет (Haqq-Misra et al., 2022), можно планировать поиск минералогических диагностических особенностей спектров поглощения в видимом и ИК диапазоне. Помимо состава, важными параметрами, влияющими на спектральные характеристики базальтоидов, являются 1) размер зерен; 2) количество стекла (вулканического или ударного происхождения), 3) присутствие продуктов вторичного изменения и ряд других. На безатмосферных телах важную роль играют процессы реголитообразования и космического выветривания, тогда как для земилеподобных планет основополагающим фактором предполагается взаимодействие с атмосферой. Так, при реакции с CO_2 и/или H_2O атмосферы возникшие продукты изменения базальтового вещества обогащаются SiO_2 и имеют более высокое отношение Si/Al (Kraft et al., 2003; Zolotov, 2019, 2020), что следует иметь в виду при исследовании экзопланет с атмосферой.

Авторы благодарны рецензентам П.Ю. Плечову и Е.В. Петровой и научному редактору журнала О.А. Луканину за внимательное рассмотрение работы, что позволило значительно улучшить данную статью.

Авторы признательны правительству Российской Федерации и Министерству высшего образования и науки РФ за поддержку по гранту 075-15-2020-780 (N13.1902.21.0039).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барсуков В.Л., Сурков Ю.А., Москалева Л.П., Щеголов О.П. (1982) Геохимические исследования поверхности Венеры на АМС “Венера 13” и “Венера 14”. *Геохимия*. (7), 899-919.
- Гусева Е.Н. (2016) Классификация рифтовых зон Венеры: рифтовые долины и пояса грабенов. *Астрономический вестник*. 50(3), 197-209.
- Лоренц К.А., Назаров М.А., Курат Г., Брандштеттер Ф., Нтафлос Т. (2007) Экзотическое метеоритное вещество

- говардитов и полимиктовых эвкритов. *Петрология*. **15**(2), 115–132.
- Маров М.Я. (2016) *Космос: От Солнечной системы вглубь Вселенной*. М.: ФИЗМАТЛИТ, 536 с.
- Маров М.Я., Шевченко И.И. (2017) Экзопланеты. Экзопланетология. М. Ижевск: Институт компьютерных исследований, 138 с.
- Сурков Ю.А., Киризов Ф.Ф., Глазов В.Н., Дунченко А.Г. (1976) Содержание естественных радиоактивных элементов в венерианских породах по данным АМС “Венера 9” и “Венера 10”. *Космические исследования*. **14**(5), 704–709.
- Adams J.B. (1975) Interpretation of visible and near-infrared diffuse reflectance spectra of pyroxenes and other rock-forming minerals. In *Infrared and Raman Spectroscopy of Lunar and Terrestrial Minerals* (Ed. Karr C.). N.Y.: Academic Press, 91–116.
- Barrat J.A., Yamaguchi A., Greenwood R.C., Bohn M., Cotten J., Benoit M., Franchi I.A. (2007) The Stannern trend eucrites: contamination of main group eucritic magmas by crustal partial melts. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **71**, 4108–4124.
- Barrat J.A., Yamaguchi A., Zanda B., Bollinger C., Bohn M. (2010) Relative chronology of crust formation on asteroid Vesta: insights from the geochemistry of diogenites. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **74**, 6218–6231.
- Basaltic Volcanism Study Project (1981) *Basaltic volcanism on the terrestrial planets*. N.Y: Pergamon Press, 1286 p.
- Basilevsky A.T., Nikolaeva O.V., Weitz C.M. (1992) Geology of the Venera 8 landing site region from Magellan data: Morphological and geochemical considerations. *J. Geophys. Res.* **97**, 16315–16335.
- Bell J. (2008) *The Martian Surface: Composition, Mineralogy and Physical Properties*. Cambridge: Cambridge University Press, 636 p.
- Benneke B., Wong I., Piaulet C., Knutson H.A., Lothringer J., Morley C.V., Crossfield I.J.M., Gao P., Greene T.P., Dressing C., Dragomir D., Howard A.W., McCullough P.R., Kempton E.M.R., Fortney J.J., Fraine J. (2019) Water vapor and clouds on the habitable-zone sub-neptune exoplanet K2-18b. *Astrophys. J.* **887**(1), L14.
- Bogard D.D., Johnson P. (1983) Martian gases in an Antarctic meteorite? *Science*. **221**, 651–654.
- Bouvier A., Blichert-Toft J., Albarede F. (2009) Martian meteorite chronology and the evolution of the interior of Mars. *Earth Planet. Sci. Lett.* **280**, 285–295.
- Bouvier L.C., Costa M.M., Connelly J.N., Jensen N.K., Wielandt D., Storey M., Nemchin A.A., Whitehouse M.J., Snape J.F., Bellucci J.J., Moyniers F., Agranier A., Gueguen B., Schönbächler M., Bizzarro M. (2018) Evidence for extremely rapid magma ocean crystallization and crust formation on Mars. *Nature*. **558**(7711), 586–589.
- Braden S., Stopar J., Robinson M., Lawrence S.J., van der Bogert C.H., Hiesinger H. (2014) Evidence for basaltic volcanism on the Moon within the past 100 million years. *Nature Geosci.* **7**, 787–791.
- Bridges J.C., Catling D.C., Saxton J.M., Swindle T.D., Lyon I.C., Grady M.M. (2001) Alteration assemblages in martian meteorites: implications for near-surface processes. In *Chronology and Evolution of Mars* (Eds. Kallenbach R., Geiss J., Hartmann W.K.), Springer Netherlands, 365–392.
- Bridges J.C., Warren P.H. (2006) The SNC meteorites: basaltic igneous processes on Mars. *J. Geologic. Society*. **163**, 229–251.
- Brunetto R., Loeffler M.J., Nesvorný D., Sasaki S., Strazzulla G. (2015) Asteroid surface alteration by space weathering processes. In *Asteroids IV* (Eds. Michel P., DeMeo F.E., Bottke W.F.). Tucson: Univ. of Arizona, 597–616.
- Burbine T.H., McCoy T.J., Meibom A., Gladman B., Keil K. (2002) Meteoritic parent bodies: Their number and identification. In *Asteroids III* (eds. Bottke W.F.). Tucson: University of Arizona Press, 553–667.
- Burbine T.H., McCoy T.J., Hinrichs J.L., Lucey P.G. (2006) Spectral properties of angrites. *Meteorit. Planet. Sci.* **41**(8), 1139–1145.
- Burns R.G. (1993) *Mineralogical Applications of Crystal Field Theory*. Cambridge Univ. Press, 576 p.
- Byrne P.K., Ostrach L.R., Fassett C.I., Chapman C.R., Denevi B.W., Evans A.J., Klimczak C., Banks M.E., Head J.W., Solomon S.C. (2016) Widespread effusive volcanism on Mercury likely ended by about 3.5 Ga. *Geophys. Res. Lett.* **43**(14), 7408–7416.
- Cassan A., Kubas D., Beaulieu J.-P., Dominik M., Horne K., Greenhill J., Wambsganss J., Menzies J., Williams A., Jørgensen U.G., et al. (2012) One or more bound planets per Milky Way star from microlensing observations. *Nature*. **481**(7380), 167–169.
- Charbonneau D., Brown T.M., Noyes R.W., Gilliland R.L. (2002) Detection of an extrasolar planet atmosphere. *Astrophys. J.* **568**(1), 377–384.
- Clive Neal's Mare Basalt Database [Электрон. ресурс]. URL: <https://www3.nd.edu/~cneal/Lunar-L/> (дата обращения: 01.09.2022).
- Cousin A., Sautter V., Payré V., Forni O., Mangold N., Gasnault O., Le Deit L., Johnson J., Maurice S., Salvatore M. et al. (2017) Classification of igneous rocks analyzed by ChemCam at Gale crater, Mars. *Icarus*. **288**, 265–283.
- Day J.M.D., Tait K.T., Udry A., Moynier F., Liu Y., Neal C.R. (2018) Martian magmatism from plume metasomatized mantle. *Nature Communications*. **9**, 4799
- Demidova S.I., Whitehouse M.J., Merle R., Nemchin A.A., Kenny G.G., Brandstätter F., Ntaflos Th., Dobryden I. (2022) A micrometeorite from a stony asteroid identified in Luna 16 soil. *Nature Astr.* (6), 560–567
- De Sanctis M.C., Ammannito E., Capria M.T., Tosi F., Capaccioni F., Zambon F., Carraro F., Fonte S., Frigeri A., Jaumann R., Magni G., Marchi S., McCord T.B., McFadden L.A., McSween H.Y., Mittlefehldt D.W., Nathues A., Palomba E., Pieters C.M., Raymond C.A., Russell C.T., Toplis M.J., Turrini D. (2012a) Spectroscopic characterization of mineralogy and its diversity across Vesta. *Science*. **336**, 697–700.
- De Sanctis M.C., Combe J.-Ph., Ammannito E., Palomba E., Longobardo A., McCord T.B., Marchi S., Capaccioni F., Capria M.T., Mittlefehldt D.W., Pieters C.M., Sunshine J., Tosi F., Zambon F., Carraro F., Fonte S., Frigeri A., Magni G., Raymond C.A., Russell C.T. (2012b) Detection of

- widespread hydrated materials on Vesta by the VIR Imaging Spectrometer on board the Dawn mission. *Astrophys. Journ. Lett.* **758**(2), L36.
- De Sanctis M.C., Altieri F., Ammannito E., Biondi D., De Angelis S., Meini M., Mondello G., Novi S., Paolinetti R., Soldani M., Mugnuolo R., Pirrotta S., Vago J.L., the Ma_MISS team (2017) Ma_MISS on ExoMars: Mineralogical Characterization of the Martian Subsurface. *Astrobiology*. **17**(6–7), 612–620.
- Donahue T.M., Hoffman J.H., Hodges R.R., Watson A.J. (1982) Venus was wet: a measurement of the ratio of deuterium to hydrogen. *Science*. **216**, 630–633.
- Ehlmann B.L., Edwards C.S. (2014) Mineralogy of the Martian surface. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* **42**, 291–315.
- Elkins-Tanton L.T., Hess P.C., Parmentier E.M. (2005) Possible formation of ancient crust on Mars through magma ocean processes. *J. Geophys. Res.: Planets*. **110**, E12S01.
- Filliberto J. (2014) Magmatic diversity on Venus: Constraints from terrestrial analog crystallization experiments. *Icarus*. **231**, 131–136.
- Gaffey M.J., Cloutis E.A., Kelley M.S., Reed K.L. (2002) Mineralogy of Asteroids. In *Asteroids III* (Eds. Bottke W.F.Jr., Cellino A., Paolicchi P., Binzel R.P.). University of Arizona Press, 83–204.
- Giguere T.A., Taylor G.J., Hawke B.R., Lucey P.G. (2000) The titanium contents of lunar mare basalts. *Meteorit. Planet. Sci.* **35**, 193–201.
- Gilmore M., Treiman A., Helbert J., Smrekar S. (2017) Venus surface composition constrained by observation and experiment. *Space Sci. Rev.* **212**, 1511–1540.
- Gladman B.J., Burns J.A., Duncan M., Lee P., Levinson H.F. (1996) The exchange of impact ejecta between terrestrial planets. *Science*. **271**, 1387–1392.
- Goodrich C.A., Delaney J.S. (2000) Fe/Mg–Fe/Mn relations of meteorites and primary heterogeneity of primitive achondrite parent bodies. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **64**(1), 149–160.
- Greenwood R.C., Franchi I.A., Jambon A., Buchanan P.C. (2005) Widespread magma oceans on asteroidal bodies in the early Solar System. *Nature*. **435**, 916–918.
- Halliday A.N., Wanke H., Birck J.-L., Clayton R.N. (2001) The accretion, composition and early differentiation of Mars. *Space Sci. Rev.* **96**, 197–230.
- Haqq-Misra J., Schwieterman E.W., Socas-Navarro H., Kopparapu R., Angerhausen D., Beatty T.G., Berdyugina S., Felton R., Sharma S., De la Torre G.G., Apai D., the TechnoClimes 2020 workshop participants (2022) Searching for technosignatures in exoplanetary systems with current and future missions. *Acta Astronautica*. **198**, 194–207.
- Hapke B. (2001) Space weathering from Mercury to the asteroid belt. *J. Geophys. Res.* **106**, 10039–10074.
- Hardersen P.S., Gaffey M.J., Abell P.A. (2005) Near-IR spectral evidence for the presence of iron-poor orthopyroxenes on the surfaces of six M-type asteroids. *Icarus*. **175**, 141–158.
- Hartmann W.K., Berman D.C. (2000) Elysium Planitia lava flows: Crater count chronology and geological implications. *J. Geophys. Res. Planets*. **105**, 15011–15025.
- Hashimoto G.L., Roos-Serote M., Sugita S., Gilmore M.S., Kamp L.W., Carlson R.W., Baines K.H. (2008) Felsic highland crust on Venus suggested by Galileo Near-Infrared Mapping Spectrometer data. *J. Geophys. Res.* **113**(E9), E00B24.
- Head J.W., Chapman C.R., Strom R.G., Fassett C.I., Den-evi B.W., Blewett D.T., Ernst C.M., Watters T.R., Solomon S.C., Murchie S.L., Prockter L.M., Chabot N.L., Gillis-Davis J.J., Whitten J.L., Goudge T.A., Baker D.M.H., Hurwitz D.M., Ostrach L.R., Xiao Z., Merline W.J., Kerber L., Dickson J.L., Oberst J., Byrne P.K., Klimczak C., Nittler L.R. (2011) Flood volcanism in the northern high latitudes of Mercury revealed by MESSENGER. *Science*. **333**(6051), 1853.
- Irving A.J., Kuehner S.M., Rumble D., Bunch T.E., Wittke J.H. (2005) Unique angrite NWA 2999: The case for samples from Mercury (abstract). *EOS Trans. AGU* **86**, #P51A-0898.
- Ivanov M.A., Head J.W. (2013) The history of volcanism on Venus. *Planet. Space Sci.* **84**, 66–92.
- Isaacson P.J., Klima R.L., Sunshine J.M., Cheek L.C., Pieters C.M., Hiroi T., Dyar M.D., Lane M., Bishop J.L. (2014) Visible to near-infrared optical properties of pure synthetic olivine across the olivine solid solution. *Am. Mineral.* **99**(2–3), 467–478.
- Johnson M.C., Rutherford M.J., Hess P.C. (1991) Chassigny petrogenesis: melt compositions, intensive parameters and water contents of Martian(?) magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **55**, 349–366.
- Joy K.H., Crawford I.A., Curran N.M., Zolensky M., Fagan A.F., Kring D.A. (2016) The Moon: an archive of small body migration in the Solar System. *Earth Moon Planets*. **118**(2–3), 133–158.
- Jozwiak L.M., Head J., Wilson L. (2017) Explosive volcanism on Mercury: Analysis of vent and deposit morphology and modes of eruption. *Icarus*. **302**(E1).
- Kasting J.F., Whitmire D.P., Reynolds R.T. (1993) Habitable zones around main sequence star. *Icarus*. **101**, 108–128.
- Kasting J.F., Catling D. (2003) Evolution of a habitable planet. *Annu. Rev. Astron. Astrophys.* **41**, 429–463.
- Keil K. (2012) Angrites, a small but diverse suite of ancient, silica undersaturated volcanic-plutonic mafic meteorites, and the history of their parent asteroid. *Chemie der Erde*. **72**, 191–218.
- Kraft M.D., Michalski J.R., Sharp T.G. (2003) Effects of pure silica coatings on thermal emission spectra of basaltic rocks: Considerations for Martian surface mineralogy. *Geophys. Res. Lett.* **30**(24), ID 2288.
- Kronrod E., Matsumoto K., Kuskov O.L., Kronrod V., Yamada R., Kamata S. (2022) Towards geochemical alternatives to geophysical models of the internal structure of the lunar mantle and core. *Adv. Space Res.* **69**, 2798–2824.
- Kuehner S.M., Irving A.J., Bunch T.E., Wittke J.H., Hupe G.M., Hupe A.C. (2006) Coronas and symplectites in plutonic angrite NWA 2999 and implications for Mercury as the angrite parent body (abstract). *Lunar Planet. Sci. Conf.* **37**, (# 1344, CD-ROM).
- Kurat G., Varela M.E., Brandstätter F., Weckwerth G., Clayton R., Weber H.W., Schultz L., Wäsch E., Nazarov M.A.

- (2004) D'Orbigny: a non-igneous angritic achondrite. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **68**, 1901–1921.
- Lapen T.J., Righter M., Brandon A.D., Debaille V., Beard B.L., Shafer J.T., Peslier A.H. (2010) A younger age for ALH84001 and its geochemical link to shergottite sources in Mars. *Science*. **328**, 347–351.
- Li S., Lucey P.G., Fraeman A.A., Poppe A.R., Sun V.Z., Hurley D.M., Schultz P.H. (2020) Widespread hematite at high latitudes of the Moon. *Sci. Adv.* **6**, 1940.
- Lunar meteorites [Электрон. ресурс]. URL: https://meteorites.wustl.edu/lunar/moon_meteorites_list_alumina.htm (дата обращения 1.09.2022)
- Mandler B.E., Elkins-Tanton L.T. (2013) The origin of eucrites, diogenites, and olivine diogenites: Magma ocean crystallization and shallow magma chamber processes on Vesta. *Meteorit. Planet. Sci.* **48**(11), 2333–2349.
- Markus K., Moroz L., Arnold G., Henckel D., Hiesinger H., Rohrbach A., Klemme S. (2018) Reflectance spectra of synthetic Fe-free ortho- and clinopyroxenes in the UV/VIS/IR and implications for remote sensing detection of Fe-free pyroxenes on planetary surfaces. *Planet. Space Sci.* **159**, 43–55.
- Marov M.Y., Avduevsky V.S., Kerzhanovich V.V., Rozhdestvensky M.K., Borodin N.F., Ryabov O.L. (1973) Venera 8: Measurements of temperature, pressure and wind velocity on the illuminated side of Venus 1. *J. Atmos. Sci.* **30**, 1210–1214.
- McCubbin F.M., McCoy T.J. (2016) Expected geochemical and mineralogical properties of meteorites from Mercury: Inferences from MESSENGER data (abstract). *79th Ann. Meet. Met. Soc.*, #6242.
- McKay G., Le L., Wagstaff J., Crozaz G. (1994) Experimental partitioning of rare earth elements and strontium: constraints on petrogenesis and redox conditions during crystallization of Antarctic angrite Lewis Cliff 86010. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **58**, 2911–2919.
- McSween H.Y., Harvey R.P. (1993) Outgassed water on Mars: constraints from melt inclusions in SNC meteorites. *Science*. **259**, 1890–1892.
- McSween H.Y., Grove T.L., Wyatt M.B. (2003) Constraints on the composition and petrogenesis of the Martian crust. *J. Geophys. Res.* **108**(E12), 5135.
- McSween H.Y., Wyatt M.B., Gellert R., Bell J.F., Morris R.V., Herkenhoff K.E., Crumpler L.S., Milam K.A., Stockstill K.R., Tornabene L.L., Arvidson R.E., Barlett P., Blaney D., Cabrol N.A., Christensen P.R., Clarc B.C., Crisp J.A., Des Marais D.J., Economou T., Farmer J.D., Farrand W., Ghosh A., Golombek M., Gorevan S., Greely R., Hamilton V.E., Johnson J.R., Jolliff B.L., Klingelho G., Knudson A.T., McLennan S., Ming D., Moerch J.E., Rieder R., Ruff S.W., Schro C., De Souza P.A., Squires S.W., Wanke H., Wang A., Yen A., Zipfel J. (2006) Characterization and petrologic interpretation of olivine-rich basalts at Gusev Crater, Mars. *J. Geophys. Res.* **111**(E2), E02S10.
- McSween H.Y., Taylor G.J., Wyatt M.B. (2009) Elemental composition of the Martian crust. *Science*. **324**, 736–739.
- McSween H.Y., Mittlefehldt D.W., Beck A.W., Mayne R.G., McCoy T.J. (2011) HED meteorites and their relationship to the geology of Vesta and the Dawn mission. *Space Sci. Rev.* **163**, 141–174.
- McSween H.Y. (2015) Petrology on Mars. *Am. Mineralogist*. **100**(11–12), 2380–2395.
- McSween H.Y., Raymond C.A., Stolper E.M., Mittlefehldt D.W., Baker M.B., Lunning N.G., Beck A.W., Hahn T.M. (2019) Differentiation and magmatic history of Vesta: Constraints from HED meteorites and Dawn spacecraft data. *Chemie der Erde*. **79**, 125526.
- Michalski, J.R., Kraft, M.D., Sharp, T.G., Williams, L.B., Christensen, P.R. (2005) Mineralogical constraints on the high-silica martian surface component observed by TES. *Icarus*, **174**, 161–177.
- Mikouchi T., Koizumi E., Monkawa A., Ueda Y., Miyamoto M. (2003) Mineralogical comparison of Y000593 with other nakhlites: implications for relative burial depths of nakhlites (abstract). *Lunar Planet. Sci. Conf.* **34**, #1883.
- Minitti M.E., Mustard J.F., Rutherford M.J. (2002) Effects of glass content and oxidation on the spectra of SNC-like basalts: applications to Mars remote sensing. *J. Geophys. Res.* **107**(E5), 6-1-6-14
- Mittlefehldt D.W., Lindstrom M.M. (1990) Geochemistry and genesis of the angrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **54**, 3209–3218.
- Mittlefehldt D.W. (2015) Asteroid (4) Vesta: I. The howardite-eucrite-diogenite (HED) clan of meteorites *Chemie der Erde*. **75**, 155–183.
- Moroz L.V., Basilevsky A.T., Hiroi T., Rout S.S., Baither D., Van der Bogert C.H., Yakovlev O.I., Fisenko A.V., Semjonova L.F., Rusakov V.S., Khramov D.A., Zinovieva N.G., Arnold G., Pieters C.M. (2009) Spectral properties of simulated impact glasses produced from Martian soil analogue JSC Mars-1. *Icarus*. **202**(1), 336–353.
- Müller W.F. (1993) Thermal and deformational history of the Shergotty meteorite deduced from clinopyroxene microstructure. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **57**, 4311–4322.
- Mustard J.F., Poulet F., Gendrin A., Bibring J.-P., Langevin Y., Gondet B., Mangold N., Bellucci G., Altieri F. (2005) Olivine and pyroxene diversity in the crust of Mars. *Science*. **307**, 1594–1597.
- NASA Exoplanet Catalog [Электрон. ресурс]. URL: <https://exoplanets.nasa.gov/> (дата обращения: 01.09.2022).
- Neal C.R., Taylor L.A. (1992) Petrogenesis of mare basalts: A record of lunar volcanism. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **56**, 2177–2211.
- Nikolaeva O.V., Ariskin A.A. (1999) Geochemical constraints on petrogenic processes on Venus. *J. Geophys. Res.* **104**, 18889–18897.
- Nittler L.R., Starr R.D., Weider S.Z., McCoy T.J., Boynton W.V., Ebel D.S., Ernst C. M., Evans L.G., Goldsten J.O., Hamara D.K., Lawrence D.J., McNutt R.L., Schlemm C.E., Solomon S.C., Sprague A.L. (2011) The Major-Element Composition of Mercury's Surface from MESSENGER X-ray Spectrometry. *Science*. **333**, 1847–1850.
- Papike, J.J., Karner, J.M., Shearer, C.K. (2003) Determination of planetary basalt parentage: a simple technique using the electron microprobe. *Am. Mineral.* **88**, 469–472.
- Pieters C.M., Taylor L.A., Noble S.K., Keller L.P., Hapke B., Morris R.V., Allen C.C., McKay D.S., Wentworth S.

- (2000) Space weathering on airless bodies: Resolving a mystery with lunar samples. *Meteorit. Planet. Sci.* **35**, 1101-1107.
- Pieters C.M., Boardman J., Buratti B., Chatterjee A., Clark R., Glavich T., Green R., Head J., Isaacson P., Malaret E., McCord T., Mustard J., Petro N., Runyon C., Staid M., Sunshine J., Taylor L., Tompkins S., Varanasi P., White M. (2009) The Moon Mineralogy Mapper (M3) on Chandrayaan-1. *Current Science*. 96(4), 500-505.
- Pieters C.M., Besse, S., Boardman J. et al. (2011) Mg-spinel lithology: A new rock-type on the lunar farside. *J. Geophys. Res.* **116**, E00G08.
- Pieters C.M., Ammannito E., Blewett D.T., Denevi B.W., De Sanctis M.C., Gaffey M.J., Le Corre L., Li J.-Y., Marchi S., McCord T.B., McFadden L.A., Mittlefehldt D.W., Nathues A., Palmer E., Reddy V., Raymond C.A., Russell C.T. (2012) Distinctive space weathering on Vesta from regolith mixing processes. *Nature*. **491**, 79-82.
- Pisello A., De Angelis S., Ferrari M., Porreca M., Vetere F.P., Behrens H., De Sanctis M.C., Perugini D. (2022) Visible and near-Infrared (VNIR) reflectance of silicate glasses: Characterization of a featureless spectrum and implications for planetary geology. *Icarus*. **374**, 114801.
- Reddy V., Dunn T.L., Thomas C.A., Moskovitz N.A., Burbine T.H. (2015) Mineralogy and surface composition of asteroids. In *Asteroids IV* (Eds. Michel P., DeMeo F.E., Bottke W.F.). Tucson: Univ. of Arizona, 43-63.
- Righter K., Drake M.J. (1997) A magma ocean on Vesta: Core formation and petrogenesis of eucrites and diogenites. *Meteorit. Planet. Sci.* **32**, 929-944.
- Rubie D.C., Gessman C.K., Frost D.J. (2004) Partitioning of oxygen during core formation on Earth and Mars. *Nature*. **429**, 58-61.
- Ruzicka A., Snyder G.A., Taylor L.A. (2001) Comparative geochemistry of basalts from the Moon, Earth, HED asteroid, and Mars: Implications for the origin of the Moon. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **65**(6), 979-997.
- Scott E.R.D., Bottke W.F. (2011) Impact histories of angrites, eucrites and their parent bodies. *Meteorit. Planet. Sci.* **46**, 1878-1887.
- Sing D.K., Fortney J.J., Nikolov N., Wakeford H.R., Kataria T., Evans T.M., Aigrain S., Ballester G.E., Burrows A.S., Deming D., Döser J.-M., Gibson N.P., Henry G.W., Huitson C.M., Knutson H.A., Lecavelier Des Etangs A., Pont F., Showman A.P., Vidal-Madjar A., Williamson M.H., Wilson P.A. (2016) A continuum from clear to cloudy hot-jupiter exoplanets without primordial water depletion. *Nature*. **529**(7584), 59-62.
- Snape J.F., Curran N.M., Whitehouse M.J., Nemchin A.A., Joy K.H., Hopkinson T., Anand M., Bellucci J.I., Kenny G.G. (2018) Ancient volcanism on the Moon: Insights from Pb isotopes in the MIL 13317 and Kalahari 009 lunar meteorites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **502**, 84-95.
- Snape J.F., Nemchin A.A., Whitehouse M.J., Merle R.E., Hopkinson H., Anand M. (2019) The timing of basaltic volcanism at the Apollo landing sites. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **266**, 29-53.
- Sokol A.K., Fernandes V.A., Schultz T., Bischoff A., Burgess R., Clayton R.N., Münker C., Nishiizumi K., Palme H., Schultz L., Weckwerth G., Mezger K., Horstmann M. (2008) Geochemistry, petrology and ages of the lunar meteorites Kalahari 008 and 009: New constraints on early lunar evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **72**, 4845-4873.
- Stolper E. (1977) Experimental petrology of eucritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **41**, 587-611.
- Stolper E.M., Baker M.B., Newcombe M.E., Schmidt M.E., Treiman A.H., Cousin A., Dyar M.D., Fisk M.R., Gellert R., King P.L., Leshin L., Maurice S., McLennan S.M., Minitti M.E., Perrett G., Rowland S., Sautter V., Wiens R.C., MSL Science Team (2013) The petrochemistry of Jake_M: a martian mugearite. *Science*. **341**, 1239463.
- Taylor G.J., Martel L.M.V., Karunatillake S., Gasnault O., Boynton W.V. (2010) Mapping Mars geochemically. *Geology*. **38**, 183-186.
- Taylor G.J., Warren P., Ryder G., Delano J., Pieters C., Lofgren G. (1991) Lunar rocks. In *Lunar sourcebook: A users guide to the Moon* (Eds. Heiken G.H., Vaniman D.T., French B.M.). Cambridge Univ. Press. 183-284.
- Taylor L.A., Pieters C.M., Keller L.P., Morris R.V., McKay D.S. (2001) Lunar mare soils: Space weathering and the major effects of surface-correlated nanophase Fe. *J. Geophys. Res.* **106**, 27985-28000.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (2008) *Planetary crusts: their composition, origin and evolution*. Cambridge University Press. 378 p.
- The Meteoritical Bulletin Database [Электрон. ресурс]. URL: <https://www.lpi.usra.edu/meteor/metbull.php> (дата обращения: 01.09.2022).
- Tissot F.L.H., Collinet M., Namur O., Grove T.L. (2022) The case for the angrite parent body as the archetypal first-generation planetesimal: Large, reduced and Mg-enriched. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **65**(6), 979-997.
- Treiman A.H. (1989) An alternate hypothesis for the origin of Angra dos Reis: Porphyry, not cumulate. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.* **19**, 443-450.
- Treiman A.H. (2007) Geochemistry of Venus' surface: current limitations as future opportunities. In *Exploring Venus as a Terrestrial Planet* (Eds. Esposito L.W., Stofan E.R., Cravens T.E.). AGU Monograph Series. **176**, 7-22.
- Treiman A.H., Bullock M.A. (2012) Mineral reaction buffering of Venus' atmosphere: a thermochemical constraint and implications for Venus-like planets. *Icarus*. **217**, 534-541.
- Trombka J.S., Squyres W., Bruckner J., Boynton W.V., Reedy R.C., McCoy T.J., Gorenstein P., Evans L.G., Arnold J.R., Starr R.D., Nittler L.R., Murphy M.E., Mikheeva I., McNutt Jr. R.L., McClanahan T.P., McCartney E., Goldsten J.O., Gold R.E., Floyd S.R., Clark P.E., Burbine T.H., Bhargava J.S., Bailey S.H., Petaev M. (2000) The elemental composition of asteroid 433 Eros: results of the NEAR-Shoemaker X-ray spectrometer. *Science*. **289**, 2101-2105.
- Tsiaras A., Waldmann I.P., Tinetti G., Tennyson J., Yurchenko S.N. (2019) Water vapour in the atmosphere of the habitable-zone eight-earth-mass planet K2-18b. *Nat. Astron.* **3**, 1086-1091.
- Udry A., Howarth G.H., Herd C.D.K., Day J.M.D., Lapen T.J., Filiberto J. (2020) What Martian meteorites reveal about the interior and surface of Mars. *J. Geophys. Res.: Planets* **125**, E2020JE006523.

- Vander Kaaden K.E., McCubbin F.M., Nittler L.R., Pepowski P.N., Weider S.Z., Frank E.A., McCoy T.J. (2017) Geochemistry, mineralogy, and petrology of boninitic and komatiitic rocks on the mercurian surface: Insights into the mercurian mantle. *Icarus*. **285**, 155-168.
- Váci Z., Agee C. (2020) Constraints on Martian Chronology from Meteorites. *Geosciences*. **10**, 455-470
- Varela M.E., Hwang S.-L., Shen P., Chu H.-T., Yui T.-F., Lizuka Y., Brandstätter F., Abdu Y.A. (2017) Olivinites in the angrite D'Orbigny: Vestiges of pristine reducing conditions during angrite formation. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **217**, 349-364.
- Vernazza P., Mothé-Diniz T., Barucci M. A., Birlan M., Carvano J. M., Strazzulla G., Fulchignoni M., Migliorini A. (2005) Analysis of near-IR spectra of 1 Ceres and 4 Vesta, targets of the Dawn mission. *Astronomy & Astrophysics*. **436**, 1113-1121.
- Warren P.H., Taylor G.J. (2014) The Moon. In *Planets, Asteroids, Comets and The Solar System, V. 2 of Treatise on Geochemistry (Second Edition)* (Ed. Davis A.M.). Elsevier, 213-250.
- Wieczorec M.A., Jolliff B.L., Khan A., Pritchard M.E., Weiss B., Williams J.G., Hood L.L., Richter K., Neal C.R., Shearer C.K., McCallum I.S., Tompkins S., Hawke B.R., Peterson C., Gillis J.J., Bussey B. (2006) The constitution and structure of the lunar interior. *Rev. Mineral. Geochem.* **60**, 221-364.
- Wilson L. (2009) Volcanism in the Solar System. *Nat. Geosci.* **2**(6), 389-397.
- Wilson L., Keil. K., McCoy T.J. (2010) Pyroclast loss or retention during explosive volcanism on asteroids: influence of asteroid size and gas content of melt. *Meteorit. Planet Sci.* **45**, 1284-1301.
- Zhu M., Wünnemann K., Potter R.W.K., Kleine T., Morbidelli A. (2019) Are the Moon's nearside-farside asymmetries the result of a giant impact? *J. Geophys. Res.* **124**(8), 2117-2140.
- Zolotov M.Yu. (2020) Water-CO₂-basalt interactions on terrestrial planets and exoplanets (abstract). *Exoplanets in our Backyard*, #3062.
- Zolotov M.Yu. (2019) Chemical Weathering on Venus. Oxford University Press, 146.
<https://doi.org/10.1093/acrefore/9780190647926.013.146>