

## ИЗУЧЕНИЕ СПЕКТРОВ ОТРАЖЕНИЯ МИКРОМЕТЕОРИТОВ С ПОРИСТОЙ СТРУКТУРОЙ ИЗ ЛЕДНИКОВОГО ЩИТА НОВОЙ ЗЕМЛИ

© 2020 г. В. В. Бусарев<sup>a, \*</sup>, Д. Д. Бадюков<sup>b, \*\*</sup>, Н. В. Пронина<sup>c</sup>

<sup>a</sup>Московский государственный университет (МГУ) имени М.В. Ломоносова Государственный астрономический институт имени П.К. Штернберга, Университетский пр-т, 13, Москва, 119992 Россия

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

<sup>c</sup>МГУ имени М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Ленинские горы, Москва, 119991 Россия

\*e-mail: busarev@sai.msu.ru

\*\*e-mail: badyukov@geokhi.ru

Поступила в редакцию 25.09.2019 г.

После доработки 01.12.2019 г.

Принята к публикации 03.12.2019 г.

Представлены результаты изучения электронно-зондовым и спектрофотометрическим методами 5 пористых микрометеоритов, найденных на леднике о. Новая Земля. Проведено сравнение их спектров отражения с аналогичными характеристиками земных серпентинитов и нескольких углистых хондритов. Продемонстрирована возможность обнаружения и идентификации слабых минералогических полос поглощения в спектрах отражения частиц микрометеоритов.

**Ключевые слова:** микрометеориты, электронно-зондовые данные, спектры отражения, астероиды и кометы

**DOI:** 10.31857/S0016752520070055

### ВВЕДЕНИЕ

Изучение ранних космогонических процессов в Солнечной системе невозможно без достаточно полных знаний о физико-химических свойствах твердого космического вещества, которые характеризуют условия формирования планетных тел. Основными источниками информации о химико-минеральном составе и других свойствах первичного космического вещества являются исследования астероидов и комет, как наиболее примитивных небесных тел, и метеоритов, как их вероятных фрагментов. Микрометеориты (ММ) произвольной структуры с массой всего порядка тысячных долей грамма при входе в земную атмосферу со скоростями более 11 км/с подвергаются абляции и полностью сгорают. Как показывает решение уравнения теплового баланса (например, Plane, 2012), только высокопористые частицы примерно микронного размера при столкновениях с молекулами верхней атмосферы Земли не нагреваются до температур плавления и успевают затормозиться до незначительных скоростей, что позволяет им плавно осесть на земную поверхность. В то же время, именно такие пористые ММ представляют наибольший интерес, как вероятные фрагменты астероидов самых примитивных типов (С, F, В, G, Р и D), средняя пористость ко-

торых может превышать 50% (например, Hickson et al., 2018). Такие метеориты с большими размерами и массой вообще не достигают поверхности Земли, рассеиваясь и сгорая в атмосфере по причине низкой механической прочности. С другой стороны, как показали исследования космической пыли, собранной в стратосфере (е. г., Bradley, 2003; Vernazza et al., 2015), разнообразие ее составов примерно втрое больше, чем у найденных и изученных метеоритов. Поэтому необходим поиск новых ММ и космической пыли на земной поверхности и в ближайшем околосредном пространстве. Также необходимы разносторонние исследования уже имеющихся образцов ММ всеми возможными методами, включая спектрофотометрический, который позволяет по измеренным спектральным характеристикам микрочастиц оценивать их химико-минеральный состав (например, Bradley et al., 1996; Fernandes, 2013; Maupin et al., 2019). Одним из его главных преимуществ при изучении ММ и космической пыли в лабораторных условиях является “неразрушающий” характер измерений. Кроме того, этот метод хорошо согласуется с аналогичным дистанционным методом получения спектров отражения и изучения твердых небесных тел с помощью наземных телескопов.

**Таблица.** Результаты микронзондовых исследований ММ. Шлиф 1/fNZ14-3-4-1, частицы 1, 5, 9, 11, 26. Содержание окислов приведено в мас. %

| Частицы          | Тип*   | Na <sub>2</sub> O | MgO   | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | SiO <sub>2</sub> | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | SO <sub>3</sub> | Cl   | K <sub>2</sub> O | CaO  | TiO <sub>2</sub> | V <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | MnO  | FeO   | NiO  | Total |
|------------------|--------|-------------------|-------|--------------------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|------|------------------|------|------------------|-------------------------------|--------------------------------|------|-------|------|-------|
| 1/fNZ14-3-4-1,1  | FgUMM  | 0.34              | 16.71 | 2.78                           | 36.83            | 0.13                          | 0.32            | 0.06 | 0.17             | 0.31 | 0.14             | 0                             | 0.5                            | 0.11 | 6.07  | 0    | 64.46 |
| 1/fNZ14-3-4-1,5  | FgUMM  | 0.18              | 7.45  | 2.68                           | 21.84            | 0.6                           | 0.85            | 0.06 | 0.12             | 1.57 | 0.09             | 0                             | 0.45                           | 0.14 | 32.61 | 0.24 | 68.89 |
| 1/fNZ14-3-4-1,9  | FgUMM  | 0.58              | 17.03 | 2.52                           | 33.47            | 0.47                          | 1.01            | 0.05 | 0.14             | 0.79 | 0.17             | 0                             | 0.49                           | 0.2  | 14.24 | 0.12 | 71.28 |
| 1/fNZ14-3-4-1,11 | FgScMM | 0.12              | 15.31 | 2.33                           | 29.55            | 0.93                          | 3.41            | 0.05 | 0.07             | 1.37 | 0.1              | 0                             | 0.26                           | 0.12 | 24.96 | 0.55 | 79.13 |
| 1/fNZ14-3-4-1,26 | FgScMM | 0                 | 32.8  | 0.09                           | 36.22            | 0                             | 0               | 0    | 0                | 0.17 | 0                | 0                             | 0                              | 0.25 | 27.08 | 0.85 | 97.46 |

\* FgUMM – тонкозернистые непереплавленные ММ, FgScMM – тонкозернистые шлаковидные.

## ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

В работе использовались 5 образцов из Новоземельской коллекции, собранной в 2012 г. экспедицией ГЕОХИ РАН на поверхности окраины ледникового щита Новой Земли. Сепарация ММ производилась путем пропускания собранного материала через набор сит с последующим отбором магнитной фракции. Из частиц, отличающихся от местного материала, приготавливались полированные шлифы, которые просматривались под оптическим микроскопом и на аналитическом электронном сканирующем микроскопе (АСЭМ). Отнесение частиц к ММ производилось на основе таких признаков, как наличие магнетитовой оболочки, следов высокотемпературного воздействия, состава частицы, в целом близкого к хондритовому, присутствия Fe–Ni металла и др. (Genge et al., 2008).

По структурным особенностям частицы относятся к тонкозернистым непереплавленным (FgUMM) и шлаковидным (FgScMM) микрометеоритам. Их различие заключается в том, что матрица FgUMM не показывает видимых изменений, связанных с нагревом при пролете частицы в атмосфере, тогда как в FgScMM наблюдаются слабые следы температурного преобразования филлосиликатной матрицы, выраженные в увеличении ее пористости. Состав вещества рассматриваемых 5 ММ был получен с использованием расфокусированного пучка диаметром 20 мкм на микронзонде JEOL SUPERPROBE 8200 (Университет г. Оулу, Финляндия). Число областей анализов для одной частицы составляло от 4 до 6-ти. Для проведения исследований был изготовлен общий полированный шлиф всех рассматриваемых ММ, помещенных в эпоксидную смолу. Номера образцов и содержание в них основных окислов приведены в таблице.

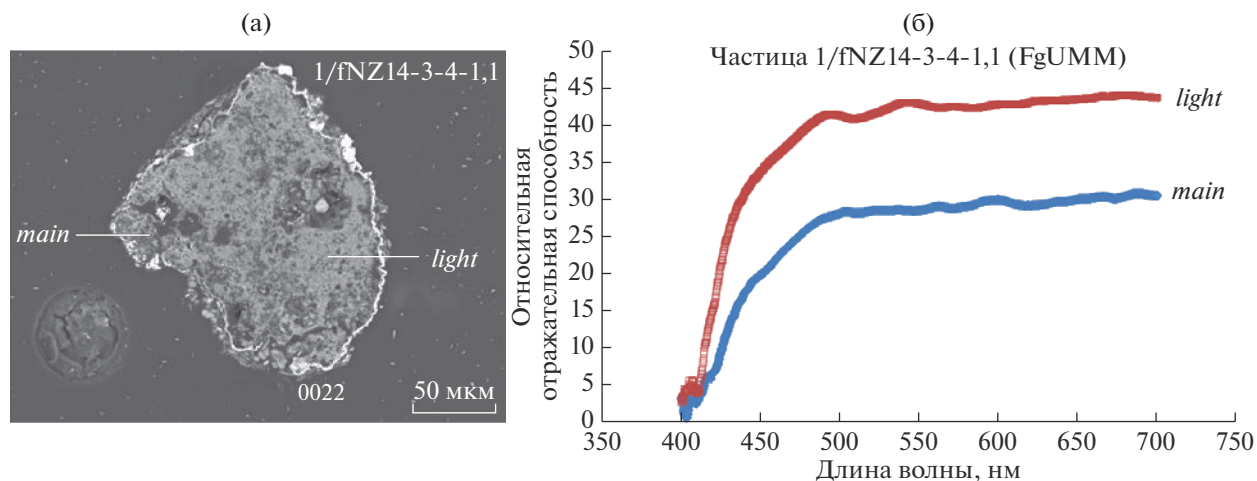
Остановимся более подробно на особенностях регистрации спектров отражения ММ. Их спектры диффузного отражения были получены в диапазоне 400–700 нм на микроспектрофотометре CRAIC QDI 302 (CRAIC Technologies, Inc., USA) относительно флуорилонового белого диффузно-отражающего стандарта (Fluorilon™) (Геологический факультет МГУ, Кафедра геологии и

геохимии горючих ископаемых), позволяющего измерять спектры отражения частиц твердого вещества величиной до нескольких микрон или включений в них с размерами до нескольких микрон. В данном случае размер частиц ММ достигал 200 мкм, а размер измерительной диафрагмы квадратной формы составлял 12 × 12 мкм. Спектральная зависимость относительной отражательной способности образца (или просто – спектр диффузного отражения) рассчитывался по следующей формуле:

$$R(\lambda) = (I(\lambda) - D(\lambda)) / (S(\lambda) - D(\lambda)), \quad (1)$$

где  $I(\lambda)$  – интенсивность отраженного от образца света, измеренная приемником (ПЗС),  $S(\lambda)$  – интенсивность отраженного от стандарта света,  $D(\lambda)$  – интенсивность темнового спектра на ПЗС (при отсутствии сигнала),  $\lambda$  – световая длина волны.

Следует отметить, что структурная форма (в виде полированного шлифа консолидированной твердой частицы) рассматриваемых нами образцов ММ, в которой они изучались на микроспектрофотометре, не позволила зарегистрировать спектры отражения с теми же параметрами, что и у порошкообразных образцов твердого вещества, получаемых на стандартных лабораторных спектрофотометрах при макро-измерениях. Свет, диффузно-отраженный от размельченного образца, содержит значительно более интенсивную компоненту, прошедшую сквозь вещество и несущую информацию о его элементном составе. Другими словами, раздробленное состояние твердого природного вещества способствует регистрации его предельно контрастного спектра отражения (с наиболее высоким отношением “сигнал/шум”), в котором возможно осуществить идентификацию имеющихся минералогических полос поглощения (ПП). Как будет показано ниже, характерные ПП сохраняются и в спектрах отражения рассматриваемых ММ (но со значительно меньшей интенсивностью), возможно, благодаря их пористой структуре. Мы полагаем, что изучение таких ПП возможно, по крайней мере, на качественном уровне. На рисунках 1–5 представлены фотографии полированных ММ, полученных на сканирующем микроскопе Zeiss ULTRA plus FESEM в



**Рис. 1.** (а) Фотография полированного шлифа ММ 1/fNZ14-3-4-1,1 с обозначением положений измерительной диафрагмы ( $12 \times 12$  мкм) микроспектрофотометра; (б) соответствующие спектры отражения темного (*main*) и более светлого (*light*) материала.

обратно-рассеянных электронах и спектры отражения избранных типичных образований в каждом из них.

Как известно (например, Платонов, 1976; Бахтин, 1985), одной из основных причин окраски твердого вещества в видимой области спектра, является наличие вакантных мест на *d*-орбиталях ионов наиболее распространенных в силикатах переходных металлов (Fe, Cr, Mn, Cu, Ti и Ni). Поглощаемая электронами световая энергия при переходах на такие орбитали может быть различной в зависимости от окружения данного атома и характеризует свойства минерального вещества.

#### Образец 1/fNZ14-3-4-1,1

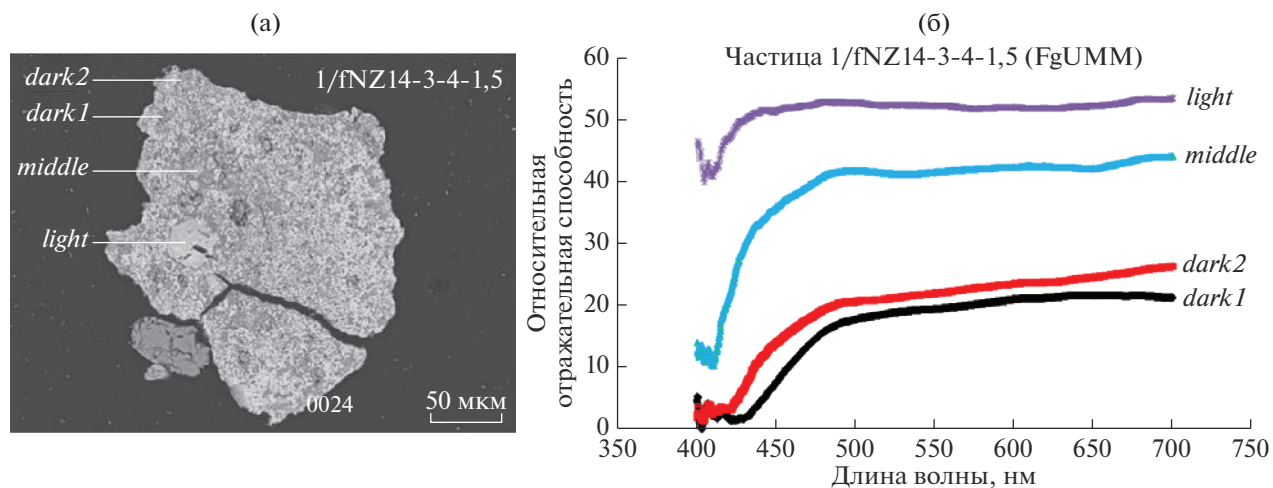
В пределах аншлифа ММ 1/fNZ14-3-4-1,1 (рис. 1а) было получено два спектра отражения: темной (*main*) и более светлой (*light*) зон (рис. 1б). Как следует из таблицы, из вышеперечисленных хромоформных элементов в этом ММ наиболее обильны железо и хром, но первого элемента по сравнению со вторым содержится примерно на порядок больше. Поэтому можно предположить, что слабая ПП с центром у 510 нм на спектре отражения этого ММ (*light*) порождается запрещенными по спине электронными переходами в  $\text{Fe}^{2+}$  (Платонов, 1976), а слабая ПП с центром около 620 нм на его другом спектре отражения (*main*) — электронными переходами в  $\text{Cr}^{3+}$ , что подтверждается слабым уступом на наклонном континууме этого спектра с центром у 450 нм (например, Hazen et al., 1978; Manseau et al., 1985; Cloutis, 2002). Можно также предположить, что слабая депрессия в диапазоне 540–680 нм на спектре более светлого вещества (*light*) данного ММ, вызывается интервалентным переносом заряда  $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$  (Бахтин, 1985; Burns, 1993) (рис. 1б).

#### Образец 1/fNZ14-3-4-1,5

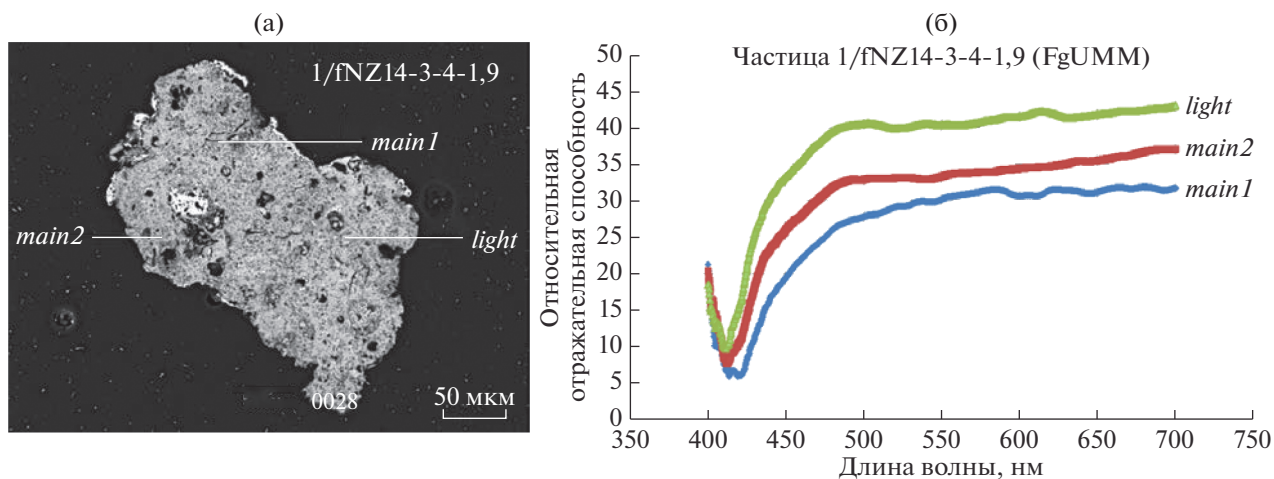
Самое высокое содержание окислов железа (32.61 мас. %) является особенностью данного ММ по сравнению с рассматриваемыми другими; второй по обилию после железа — хром, но его почти на два порядка меньше (таблица). На трех из четырех полученных спектрах отражения этого образца (рис. 2б), соответствующих более светлому веществу, имеется слабая депрессия во всем видимом диапазоне (~500–700 нм), которую мы интерпретируем как полосу переноса заряда  $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$  (Бахтин, 1985). Но на одном из них (*middle*) на эту полосу, вероятно, накладываются две более слабые ПП — около 550 нм ( $\text{Fe}^{2+}$ ) и 650 нм ( $\text{Cr}^{3+}$ ) (McFadden et al., 1982). Интерпретация последней ПП, по-видимому, подтверждается другим спектральным признаком наличия хрома в этом ММ (рис. 2б) — слабым изгибом на спектрах *middle* и *light* около 450 нм (Cloutis, 2002). Кроме того, покраснение спектра *dark2* на длинах волн более 500 нм может быть связано с наличием органики в темных включениях рассматриваемого ММ.

#### Образец 1/fNZ14-3-4-1,9

Данный ММ имеет среднее содержание окислов железа между предельными значениями этого параметра в рассматриваемом наборе образцов (14.24 мас. %), а также близкое к максимальному содержание окислов хрома (0.49 мас. %) (таблица). С этим согласуется, как мы предполагаем, наличие в спектре *light* (рис. 3б) двух слабых ПП  $\text{Fe}^{2+}$  с центрами около 520 и 560 нм (но смещенных на ~10 нм в длинноволновую сторону), слабой полосы  $\text{Fe}^{2+}$  около 540 нм на спектрах *main1* и *main2* (но смещенную на ~10 нм в коротковолновую сторону). Кроме того, на спектре *main1* име-



**Рис. 2.** (а) Фотография полированного шлифа ММ 1/fNZ14-3-4-1,5 с обозначением положений измерительной диафрагмы ( $12 \times 12$  мкм) микроспектрофотометра; (б) соответствующие спектры отражения темного (*dark1* и *dark2*), промежуточного по яркости (*middle*) и более светлого (*light*) материала.

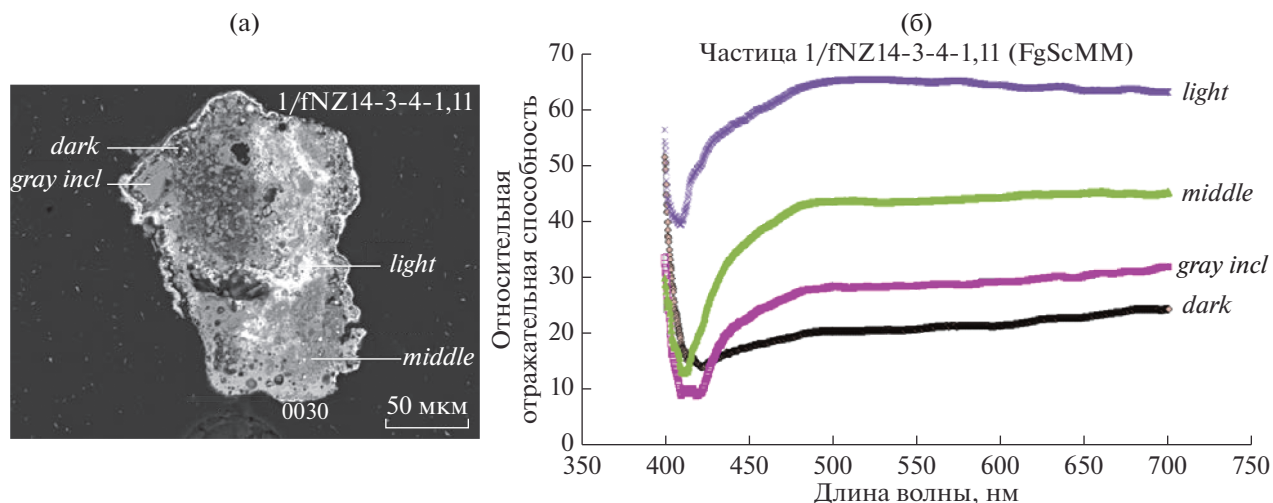


**Рис. 3.** (а) Фотография полированного шлифа ММ 1/fNZ14-3-4-1,9 с обозначением положений измерительной диафрагмы ( $12 \times 12$  мкм) микроспектрофотометра; (б) соответствующие спектры отражения темного (*main1* и *main2*) и более светлого (*light*) материала.

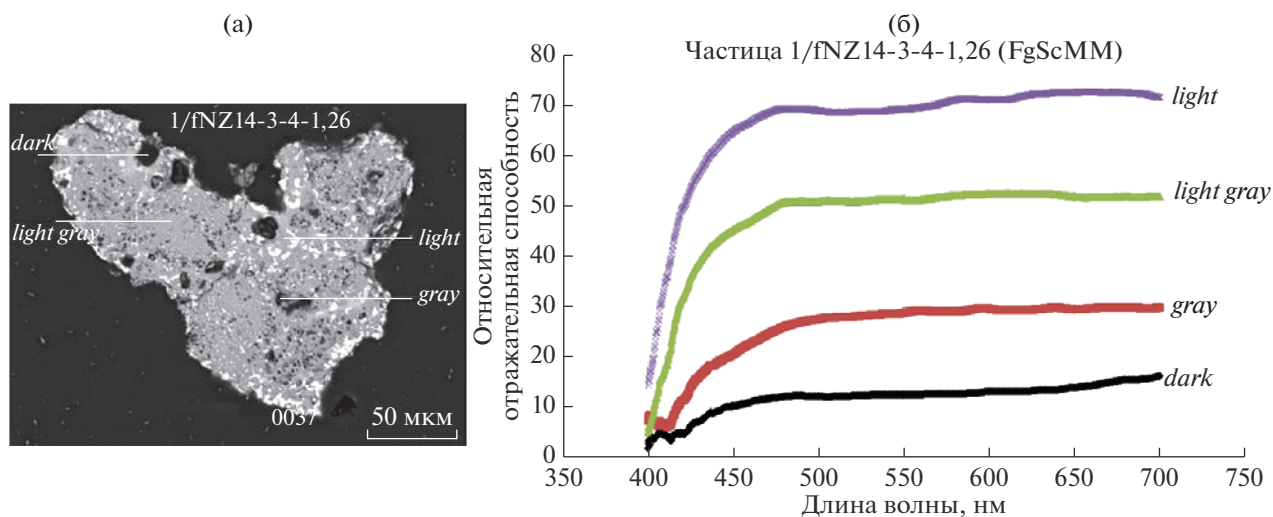
ются слабые ПП  $\text{Cr}^{3+}$  при 600 и 670 нм, характерные для пироксена или хромита (McFadden et al., 1982; Cloutis, 2002). Смещенное положение некоторых из перечисленных ПП  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Cr}^{3+}$  по сравнению с их номинальным положением в пироксене (например, Cloutis, 2002) может быть вызвано неоднородностью его кристаллической решетки, либо влиянием примесей других минералов. Следует также отметить наличие в достаточно широком диапазоне 500–700 нм слабой ПП, вызываемой, вероятно, интервалентным переносом заряда  $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$  (Бахтин, 1985; Burns, 1993) на спектрах *main2* и *light* данного ММ (рис. 3б).

#### Образцы 1/fNZ14-3-4-1,11 и 1/fNZ14-3-4-1,26

По хромоформным элементам данные ММ объединяет повышенное содержание окислов железа, низкое содержание или отсутствие окислов хрома и, напротив, — повышенное содержание окислов Ni (таблица). С перечисленными особенностями в составе вещества этих ММ согласуются их спектральные характеристики, такие как полное отсутствие признаков хрома, множество признаков железа (причем в разновалентных состояниях) и ряд признаков окислов или гидроокислов никеля. В частности, на спектрах ММ 1/fNZ14-3-4-1,11 (спектры *light* и *middle*, рис. 4б) имеются очень



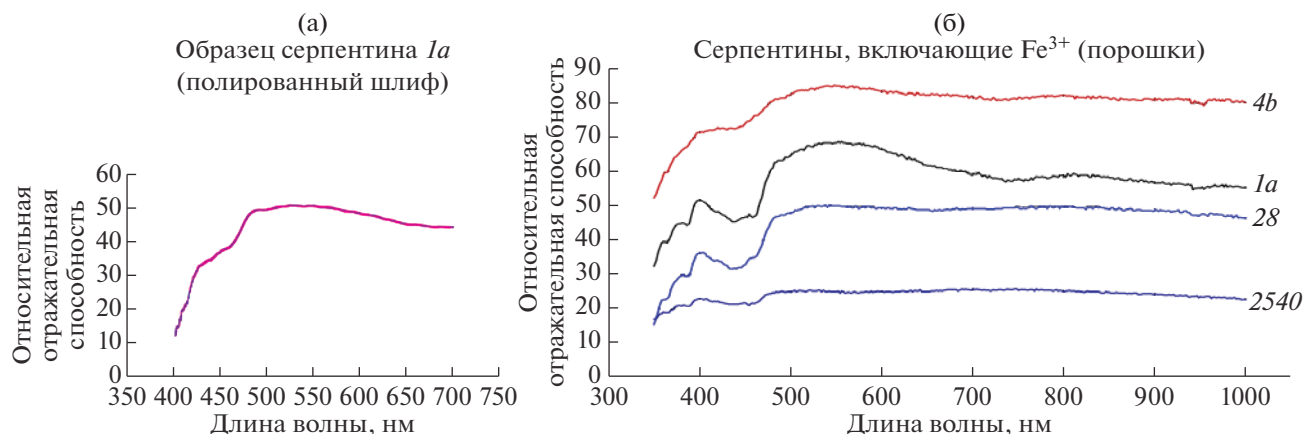
**Рис. 4.** (а) Фотография полированного шлифа ММ 1/fNZ14-3-4-1,11 с обозначением положений измерительной диафрагмы ( $12 \times 12$  мкм) микроспектрофотометра; (б) соответствующие спектры отражения темного (*dark*) материала, серого включения (*gray incl*), среднего по яркости (*middle*) и светлого (*light*) материала.



**Рис. 5.** (а) Фотография полированного шлифа ММ 1/fNZ14-3-4-1,26 с обозначением положений измерительной диафрагмы ( $12 \times 12$  мкм) микроспектрофотометра; (б) соответствующие спектры отражения темного (*dark*) материала, серого (*gray*), светло серого (*light gray*) и светлого (*light*) материала.

слабые ПП  $\text{Fe}^{2+}$  около 445 нм (в виде изгиба на наклонном континууме) (Cloutis, 2002), а также слабая депрессия в интервале 430–480 нм (на всех спектрах) и достаточно широкая, но слабая, ПП в диапазоне 500–700 нм (спектры *middle*, *gray incl* и *dark*, рис. 4б), которые можно связать с интервалентным переносом заряда  $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$  (Бахтин, 1985; Burns, 1993). У этого же ММ имеются и слабые ПП при 620 и 650–670 нм (спектр *light*), при 640 нм (спектр *gray incl*) и при 600 и 650–670 нм (спектр *dark*) (рис. 4б), которые можно интерпретировать как признаки окисленного Fe–Ni-металла (Hiroi et al., 1996). Похожим образом, в

спектре образца ММ 1/fNZ14-3-4-1,26 в областях 425 и 445 нм (спектры *light gray*, *gray* и *dark*, рис. 5б) заметны слабые ПП  $\text{Fe}^{2+}$  (Cloutis, 2002), депрессии в области 435–480 нм (спектры *light gray* и *gray*) и в области 480–580 нм (спектр *light*) ( $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+?}$ ); также наблюдается широкая и слабая ПП при 480–680 нм (спектр *dark*), характерная для интервалентного переноса заряда  $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$  (Бахтин, 1985; Burns, 1993). Кроме того, в соответствии с наиболее высоким содержанием окислов никеля в данном ММ по сравнению с другими образцами (таблица), на спектре *light* (рис. 5б) присутствует достаточно широкая ПП кристаллическо-



**Рис. 6.** (а) Спектр отражения полированного шлифа консолидированного образца серпентина *1a*, полученный с помощью микроспектрофотометра; (б) спектры отражения порошкообразных образцов серпентинитов с размером частиц  $<0.25$  мкм (*1a*, *4b*, *28* и *2540* — номера образцов), включая образец *1a*, полученные на стандартном спектрофотометре, с разным содержанием  $\text{Fe}^{3+}$ , контролирующим интенсивность полосы поглощения с центром около 450 нм согласно установленной корреляции (Busarev et al., 2015).

го поля  $\text{Ni}^{2+}$  при 600 нм (или пара полос — при 580 и 620 нм) (Manceau et al., 1985; Hiroi et al., 1996). Это, вероятно, подтверждается серией еще более слабых ПП  $\text{Ni}^{2+}$  при 448, 580, 620 и 650 нм на спектре *gray* того же ММ (Manceau et al., 1985).

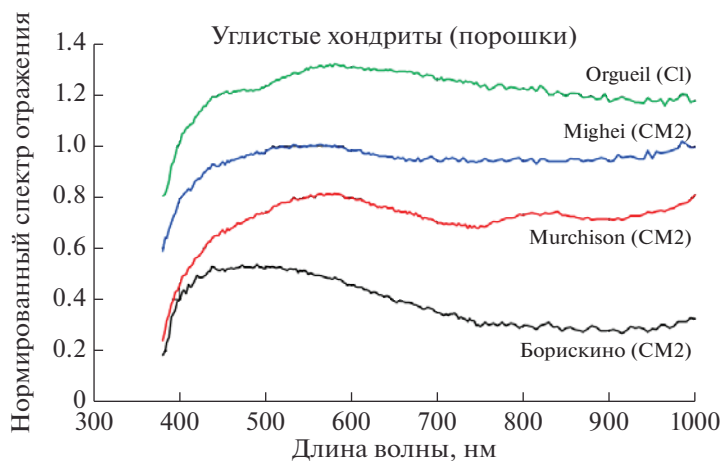
В заключение следует отметить, что вышеупомянутая странная депрессия (или слабая ПП) на спектрах отражения в интервале 430–480 нм характерна для большинства образований всех рассматриваемых ММ.

## ОБЩЕЕ ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Наиболее характерная деталь большинства полученных нами спектров отражения ММ — резкий рост отражательной способности на длинах волн короче 420–430 нм. Этот эффект мы объясняем не спектральными различиями ММ, связанными с различиями химического и минералогического состава, а особенностями оптической микроструктуры, сохраняющей поровое пространство и др. неоднородности внутри полированного препарата. Как уже отмечалось, для измерений спектров отражения ММ с помощью микроспектрофотометра использовались их шлифы, позволяющие измерять отраженный от них свет, частично прошедший сквозь вещество. Тогда этот рост отражательной способности можно объяснить наличием в сплошных образцах ММ близких по размерам оптических микро-неоднородностей, характерный размер которых соизмерим с длиной волны падающего света в ультрафиолетовом диапазоне. Эти неоднородности, вероятно, и вызывают резкий рост рассеяния света вблизи коротковолновой границы используемого нами диапазона, создавая, при общем снижении отражательной способности вещества, эффект

мнимой полосы поглощения между коротковолновым и прилегающим к нему более длинноволновым диапазоном. В пользу этого предположения говорит то, что такой эффект не наблюдается при измерениях спектров отражения порошкообразных образцов на стандартных спектрофотометрах, показанных, например, на рисунках 6б и 7. В этих образцах частицы разных размеров распределены равномерно по всему объему вещества и подобный эффект, как правило, отсутствует.

Представляет интерес сравнение спектральных контрастов, наблюдаемых на спектрах отражения шлифов консолидированных частиц и на спектрах порошкообразных образцов того же вещества, измеряемых с помощью стандартного лабораторного спектрофотометра. Для этого мы выполнили измерения на микроспектрофотометре спектра отражения полированного шлифа консолидированного образца *1a* серпентина (рис. 6а), вещество которого изучалось ранее в порошкообразной форме на обычном спектрофотометре (Busarev et al., 2015). На рис. 6б представлены спектры отражения порошкообразных образцов *1a* и трех других серпентинитов (с размером частиц  $<0.25$  мкм), полученные на стандартном спектрофотометре (Busarev et al., 2015). При общем содержании в этих образцах окислов железа  $\sim 1$ –2 мас. %, они имеют разное содержание  $\text{Fe}^{3+}$ , которое коррелирует с эквивалентной шириной ПП с центром при 450 нм (Busarev et al., 2015). Как видно из рис. 6а и 6б, относительная глубина этой ПП в спектре отражения полированного шлифа образца серпентина *1a*, измеренного на микроспектрофотометре, оказывается в 4–5 раз меньше, чем на спектре отражения порошкообразного образца того же серпентина, измеренного на стандартном спектрофотометре. Для сравнения на рис. 7 также представлены



**Рис. 7.** Спектры отражения четырех образцов известных углистых хондритов (размер частиц <1 мм) наиболее примитивных групп, полученные на стандартном спектрофотометре (Busarev, Taran, 2002).

спектры отражения раздробленных образцов (размер частиц <1 мм) известных углистых хондритов из метеоритной коллекции ГЕОХИ РАН, полученных на том же лабораторном спектрофотометре (Busarev, Taran, 2002).

При изучении спектров отражения 5 пористых ММ, измеренных на микроспектрофотометре, наибольшее разнообразие спектральных деталей (или ПП), хотя и с малой относительной интенсивностью, было обнаружено у образцов 1/fNZ14-3-4-1,1 и 1/fNZ14-3-4-1,9. Это объясняется достаточно высоким содержанием в этих образцах окислов хрома при сравнительно невысоком содержании окислов железа, что, вероятно, создает возможность для оптимального сочетания ПП обоих хромоформных элементов и их идентификации при условии известного общего химического состава вещества. Характер обнаруженных слабых ПП в ММ и предполагаемые электронные механизмы их возникновения согласуются с упоминавшимися опубликованными результатами исследований преимущественно таких минералов, как пироксены, филлосиликаты, окислы и гидроокислы. Наряду с перечисленными минералами и соединениями, в составе рассматриваемых ММ могут быть и оливины, но их отчетливые спектральные признаки нами не были обнаружены по причине ограниченности используемого спектрального диапазона. Как известно, наиболее интенсивная ПП оливинов находится при 1010 нм (Adams, 1975; Платонов, 1976; Burns, 1993). Также не были обнаружены какие-то необычные спектральные детали, за исключением нетипично широких и предельно слабых ПП (проявляющихся как практически прямолинейный наклонный участок континуума между 430–480 нм) на спектрах отражения отдельных образований во всех рассматриваемых ММ, которые мы предположительно интерпре-

тировали как результат влияния переноса заряда  $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ .

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По мнению некоторых авторов, спектральный диапазон 400–700 нм является “дискуссионным” и неперспективным для изучения спектральных характеристик вещества. Но в настоящей работе нами продемонстрирована возможность получения и интерпретации (по крайней мере, на качественном уровне), спектров отражения в этом диапазоне для полированных микрометеоритов (ММ) размером около 200 мкм. Вместе с этим необходимо отметить, что идентификация и изучение слабых полос поглощения по спектрам отражения ММ возможна только при наличии информации об их химическом составе. Показано, что спектры сплошных полированных образцов, характеризуются уменьшением относительной глубины полос поглощения (ПП) в 4–5 раз по сравнению с порошкообразными образцами, как это было продемонстрировано на примере образцов серпентина. Как показывают наши результаты, для улучшения возможностей изучения ММ с помощью микроспектрофотометрии в будущем необходимо расширение спектрального диапазона до ближней ИК-области.

*Авторы признательны Н.Р. Хисиной, чьи замечания помогли существенно улучшить текст.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бахтин А.И. (1985) Породообразующие силикаты: оптические спектры, кристаллохимия, закономерности окраски, типоморфизм. Казань: Изд. Казанского университета, 192 с.
- Платонов А.Н. (1976) Природа окраски минералов. Киев: Наукова думка, 264 с.

- Bradley J.P., Keller L.P., Brownlee D.E., Thomas K.L. (1996) Reflectance spectroscopy of interplanetary dust particles. *Meteorit. Planet. Sci.* **31**, 394-402.
- 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 Materials*. Ed. by C. Karr / Academic, San Diego, Calif. P. 91-116.
- Bradley J.P. (2003) Interplanetary Dust Particles. In: *Treatise on Geochemistry* / Davis A.M., editor. Elsevier. **1**, 689-711.
- Burns R.G. (1993) *Mineralogical applications of crystal field theory* / New York: Cambridge Univ. Press, 224 p.
- Busarev V.V., Taran M.N. (2002) On the spectral similarity of carbonaceous chondrites and some hydrated and oxidized asteroids. In: Proc. of Asteroids, Comets, Meteors (ACM 2002) 29 July–2 August 2002, Technical Univ. of Berlin (ESA-SP-500), Berlin, p. 933-936.
- Busarev V.V., Barabanov S.I., Rusakov V.S., Puzin V.B., Kravtsov V.V. (2015) Spectrophotometry of (32) Pomona, (145) Adeona, (704) Interamnia, (779) Nina, (330825) 2008 XE3, and 2012 QG42 and laboratory study of possible analog samples. *Icarus*. **262**, 44-57.
- Cloutis E.A. (2002) Pyroxene reflectance spectra: Minor absorption bands and effects of elemental substitutions. *J. Geophys. Res.* **107**, No. E6, 5039.  
<https://doi.org/10.1029/2001JE001590>
- Fernandes C. (2013) Spectral studies of extra-terrestrial materials. *PhD thesis*. The Open University, UK. 204 p.
- Hazen R.M., Mao H.K., Bell P.M. (1977) *Proc. of the Eighth Lunar Planet. Sci. Conf.*, 1081-1090.
- Hiroi T., Vilas F., Sunshine J.M. (1996) Discovery and analysis of minor absorption bands in S-asteroid visible reflectance spectra. *Icarus*. **119**, 202-208.
- Hazen R.M., Bell P.M., Mao H.K. (1978) Effects of composition variation on absorption spectra of lunar pyroxenes. *Proc. of the Ninth Lunar Planet. Sci. Conf.* **3**, 2919-2934.
- Hickson D., Boivin A., Daly M.G. et al. (2018) Near surface bulk density estimates of NEAs from radar observations and permittivity measurements of powdered geologic material. *Icarus*. **306**, 16-24.
- Genge M.J., Engrand C., Gounelle M., Taylor S. (2008) The classification of micrometeorites. *Meteorit. Planet. Sci.*, **43**(3), 497-515.
- Manceau A., Calas G., Decarreau A. (1985) Nickel-bearing clay minerals: I. Optical spectroscopic study of nickel crystal chemistry. *Clay Minerals* **20**, 367-387.
- Maupin R., Djouadi Z., Brunetto R. (2019) Vis-NIR reflectance micro-spectroscopy of interplanetary dust particles. *50<sup>th</sup> Lunar Planet. Sci. Conf.* Lunar Planet. Inst., Contrib. No. 2132.
- McFadden L.A., Gaffey M.J., Takeda H., Jackowski T.L., Reed K.L. (1982) Reflectance spectroscopy of diogenite meteorite types from Antarctica and their relationship to asteroids. *Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Iss.* **25**, 188-206.
- Plane J.M.C. (2012) Cosmic dust in the earth's atmosphere. *Chem. Soc. Rev.* **41**, 6507-6518.
- Vernazza P., Marsset M., Beck P. et al. (2015) Interplanetary dust particles as samples of icy asteroids. *Astrophys. J.* **806**, 204-213.