МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОКИСЛЕННОГО ХОНДРИТА (ПУСТЫНЯ АТАКАМА, ЧИЛИ)

Н. Ю. Никулова, В. П. Лютоев, И. С. Астахова, Г. В. Игнатьев, К. В. Куликова, А. Ю. Лысюк,
Б. А. Макеев, А. Н. Сандула, Ю. С. Симакова, В. Н. Филиппов, А. С. Шуйский

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
nikulova@geo.komisc.ru

Представлены результаты петрографического, минералогического, спектрального, химического и элементного анализа метеорита. Установлено, что по структурно-текстурным особенностям, содержанию минералов и элементному составу изученный метеорит является обыкновенным оливин-энстатитовым хондритом петрологического типа H4. Преобладающими минералами являются ромбический пироксен и оливин. Установлено присутствие клинопироксена, натриевого плагиоклаза, полевошпатового стекла, хромита, шпинели, апатита, барита, кальцита, циркона, титанита, камасита и тэнита. Хондры представлены преимущественно радиально-лучистыми, колосниковыми, криптокристаллическими и порфирированными оливинами и пироксеновыми мономинеральными разновидностями. Реже встречаются хондры, сложенные тонкозернистыми породами и окруженные каймой углеродистого вещества. В углеродистом веществе и хромите обнаружены включения самородной платины. Установлена закономерность изменения распределения железа в слагающих хондры мафических минералах.

Ключевые слова: метеорит, хондрит, минеральный состав, оливин, пироксен, самородные металлы.

MINERAL-PETROGRAPHIC AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF THE OXIDIZED CHONDRITE (ATAKAMA, CHILE)

N. Yu. Nikulova, V. P. Lyutov, I. S. Astahova, G. V. Ignat'ev, K. V. Kulikova, A. Yu. Lysyuk, B. A. Makeev,
A. N. Sandula, Yu. S. Simakova, V. N. Filippov, A. S. Shujskij

Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS, Syktывkar

We present our results of petrographic, mineralogical, spectral, chemical and elemental analysis of the meteorite. We determined that according to structural and textural features mineral and elemental composition, the studied meteorite is an ordinary olivine-
enstatite chondrite of H4 petrological type. The predominant minerals are rhombic pyroxene and olivine. We determined the presence of sodium plagioclase, feldspar glass, chromespinelides, apatite, chlorapatite, barite, calcite, zircon, titanite, pyrrhotine, kamacite and taenite. Chondres were predominantly represented by radiant-fibrous, grate, cryptocrystalline and porphyry olivine and pyroxene monomineral varieties. We found chondres composed of fine-grained rocks and surrounded by a rim of carbonaceous matter. We determined inclusions of native platinum in the carbon matter and chromespinelides. The regularity of changes in the distribution of iron in the mafic minerals, composing the chondre, was established.

Keywords: meteorite, chondrite, mineral composition, olivine, pyroxene, native metals.

Изучен вещественный состав фрагментов метеорита, обнаруженного в декабре 2017 г. в пустыне Атакама (24°42' 15.3 ю. ш., 69°45'24.5 з. д.) и переданного нам авторами находки. Метеорит представлял собой трещиноватый валун диаметром около 15 см, при расчистке распавшийся на отдельные фрагменты угловатой формы, размером 3–5 см. Исследованные нами обломки метеорита (32.6 г и 37.4 г) сложены красновато-бурой, окисленной с поверхности массивной породой со сфероидальным строением (рис. 1, а). Зона поверхностного плавления на изученных нами обломках отсутствует, вероятно в результате гипергенных изменений в земных условиях; внешние границы обломков имеют извилистые, зубчатые очертания (рис. 1, б, в).

Целью исследования было определение вещественного состава и структурно-текстурных особенностей слагающей метеорит породы, классификация на основе сопоставления с известными петрологическими ти-

пами метеоритов и земными магматическими породами. Для этого было проведено комплексное петрографическое, минералогическое и геохимическое изучение слагающей метеорит горной породы.

Методы исследования

Петрографический анализ породы проведен в прозрачных шлифах. Химический и минеральный состав породы, кристаллохимия отдельных минералов и изотопный состав углерода изучались на оборудовании ЦКП «Геонаука» ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

Микронзондовые исследования проводились на сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA3 LMN с энергодисперсионной приставкой X-MAX 50 mm Oxford instruments) при ускоряющем напряжении 20 кВ, диаметре зонда 180 нм и области возбуждения до 5 мкм, а также на сканирующем электронном ми-

Для цитирования: Никулова Н. Ю., Лютоев В. П., Астахова И. С., Игнатьев Г. В., Куликова К. В., Лысюк А. Ю., Макеев Б. А., Сандула А. Н., Симакова Ю. С., Филиппов В. Н., Шуйский А. С. Минерало-петрографическая и геохимическая характеристики окисленного хондрита (пустыня Атакама, Чили) // Вестник геонаук. 2020. 4(304). С. 9–20. DOI: 10.19110/geov.2020.4.2.

For citation: Nikulova N. Yu., Lyutov V. P., Astahova I. S., Ignat'ev G. V., Kulikova K. V., Lysyuk A. Yu., Makeev B. A., Sandula A. N., Simakova Yu. S., Filippov V. N., Shujskij A. S. Mineral-petrographic and geochemical characteristics of the oxidized chondrite (Atakama, Chile). Vestnik of Geosciences, 2020, 4(304), pp. 9–20. DOI: 10.19110/geov.2020.4.2.

Рис. 1. Хондритовая структура и массивная текстура породы: а — окисленная поверхность обломка; б — сканированный шлиф, с — аншлиф, изображение под электронным микроскопом

Fig. 1. The structure and texture of the rock: a — oxidized surface of debris; b — scanned thin section, c — polished thin section, BSE-image

кроскопе JSM-6400 с энергетическим спектрометром Link, с ускоряющим напряжением и током на образцах 20 кВ и 2×10^{-9} А соответственно и сертифицированными стандартами фирмы Microspec.

Фазовый состав вещества метеорита определялся методами порошковой рентгеновской дифрактометрии, инфракрасной (ИКС) и мёссбауэровской спектроскопии ^{57}Fe . Использовался рентгеновский дифрактометр Shimadzu XRD-6000, излучение $\text{CuK}\alpha$, Ni-фильтр, 30kV, 30 mA, интервал сканирования $2-82^\circ 2\theta$, шаг сканирования $2\theta = 0.05$, скорость съемки — 1 град/мин. Инфракрасные (ИК) спектры были получены на фурье-спектрометре «Люмекс ФТ-02» в диапазоне $400-4000\text{ см}^{-1}$ с инструментальным разрешением 2 см^{-1} по 256 сканам. Препараты готовились в виде прессованных таблеток 0.8 г KBr с 1.7 мг навеской растертого образца. Мёссбауэровские (ЯГР) спектры ^{57}Fe истертых до состояния пудры 20 мг препаратов валовой пробы (SE-1), магнитной (SE-1m) и немагнитной (SE-1nm) составляющих вещества метеорита были получены в режиме тонкого поглотителя на спектрометре MS-1104Em в диапазоне скоростей от -11 до $+11\text{ мм/с}$ с разрешением в 1024 канала при комнатной температуре. Отдельно с таким же разрешением записывалась парамагнитная часть спектра немагнитной части пробы (SE-1nm) в диапазоне скоростей от -4 до $+4\text{ мм/с}$. Изомерный сдвиг определялся относительно $\alpha\text{-Fe}$. При обработке спектров использовалось стандартное программное обеспечение спектрометра Univem и фиттинг спектров в моделях полного ориентационного усреднения спектральных компонент.

Определение содержаний редких и редкоземельных элементов проводилось на масс-спектрометре с индуктивной связанной плазмой Agilent 7700х. Для перевода пробы в раствор использовался метод многокислотного разложения (смесь кислот в соотношении $\text{HNO}_3 : \text{HF} : \text{HCl} = 1 : 5 : 2$) в условиях микроволнового нагрева. Разложение велось в микроволновой системе пробоподготовки Sineo MDS-10.

Измерения изотопного состава углерода и азота проводились методом проточной масс-спектрометрии (аналитик И. В. Смолева) в режиме постоянного потока гелия CF-IRMS на масс-спектрометре DeltaV Advantage, соединенном через газовый коммутатор Conflo IV с элементным анализатором Flash EA 1112, в котором производилось сжигание образцов при 1000°C . Для измерений использовались CO_2 и N_2 . Значения $\delta^{13}\text{C}$ даны в промилле относительно PDB, а $\delta^{15}\text{N}$ — относительно воздуха атмосферы. Точность определений изотопного состава углерода и азота ($\pm 0.15\text{ ‰}$ — 1σ) контролиро-

валась анализом международного стандарта USGS-40 (L-Glutamic acid) и лабораторного стандарта Acetanilide ($\text{C}_8\text{H}_9\text{NO}$).

Петрографическая характеристика

Порода имеет массивную текстуру и хондритовую структуру с неизменными хондрами (рис. 1, b, c). Оливиновые, оливин-пироксеновые и пироксеновые хондры размером $0.2-1.3\text{ мм}$ (преобладающий размер $0.8-1.0\text{ мм}$) занимают около 80 % объема породы (рис. 1, b) и хаотично расположены в тонкозернистой матрице, в составе которой преобладает оливин. Наиболее крупные хондры сложены: расщепленными кристаллами пироксена (рис. 2, a), оливин-пироксеновыми срастаниями (рис. 2, b), пироксеновой микробрекцией (рис. 2, c), пироксеном (рис. 2, d), пироксен-оливиновой породой (рис. 2, e), скрытокристаллическим стеклом, пигментированным углеродистым веществом (рис. 2, f) или микровключениями рудного (?) минерала (рис. 2, g), оливиновым агрегатом с колосниковой структурой (рис. 2, h). Большинство хондр гранулированные, сложенные породами более ранней генерации [20], пережившие образование более поздних хондр без плавления или растворения. Иногда такие хондры окружены тонкой каймой углеродистого вещества (рис. 2, e). Самородные металлы и сульфиды в интерстициях составляют около 5 % объема породы.

Минеральный состав

Расшифровка дифрактограмм показала, что слагающее метеорит вещество имеет сложный фазовый состав. Преобладающими минералами вещества метеорита являются ортопироксен и оливин (рис. 3). На дифракционной кривой оливин характеризуется наиболее интенсивными рефлексамми с межплоскостными расстояниями $d/h \sim 5.10$ (020), 3.88 (021), 3.49 (111), 2.98 (002), 2.77 (130), 2.51 (131), 2.46 (112), 2.25 (122), 1.749 (222), 1.639 (133), 1.498 (004) Å, а ортопироксен соответственно — 3.18 (221), 2.94 (321), 2.87 (610), 2.54 (131), 2.50 (202, 620), 2.47 (521, 430), 2.12 (502), 2.02 (512), 1.639 (023), 1.403 ($\frac{11}{2}$ 0 2), 1.391 ($\frac{11}{3}$ 1 1) Å (в скобках — hkl). Рефлексы ортопироксена менее интенсивны, чем оливиновые. Рассчитанные параметры элементарной ячейки оливина $a = (4.775 \pm 0.014)\text{ Å}$, $b = (10.262 \pm 0.015)\text{ Å}$, $c = (5.995 \pm 0.015)\text{ Å}$ соответствуют составу $\text{Fo}_{77-79}\text{Fa}_{23-21}$ [18, 22], а ортопироксена $a = (18.256 \pm 0.037)\text{ Å}$, $b = (8.677 \pm 0.039)\text{ Å}$, $c = (5.290 \pm 0.010)\text{ Å}$ — энстатиту $\text{Fs}_{18-20}\text{En}_{82-80}$ [26]. В небольших количествах в пробе

Рис. 2. Хондры в метеорите: а — лучистый агрегат расщепленных кристаллов пироксена; б — микрзернистые оливин-пироксеновые сращения; с — неравномерно-зернистая пироксеновая микробрекчия; д — полнокристаллическая, сложенная кристаллами ортопироксена (пироксенит); е — пироксен-оливиновая микрокристаллического строения, окруженная оболочкой углеродистого вещества; ф — сложенная скрытокристаллическим стеклом, пигментированным углеродистым веществом; г — сложенная скрытокристаллическим стеклом с микрзернами рудного минерала; h — оливиновая с колосниковой структурой. Фото а, с, д — в проходящем свете; б, е–h — николи скрещены

Fig. 2. Chondrules in the meteorite: a — radiant aggregate of split pyroxene crystals; b — micrograin olivine-pyroxene accretions; c — irregularly grained pyroxene microbreccia; d — full crystalline chondrule composed of orthopyroxene (pyroxenite) crystals; e — the microcrystalline pyroxene-olivine chondre, surrounded by a shell of carbonaceous substance; f — cryptocrystalline glass pigmented with a carbonaceous substance; g — cryptocrystalline volcanic glass with micrograins of ore minerals; h — grate structure in olivine. Photo a, c, d — parallel nicols; b, e–h — crossed nicols

присутствуют полевой шпат (альбит) и хромит. Кроме того, на дифрактограммах присутствуют отчетливые рефлексы гётита, прочие Fe-содержащие фазы диагностируются недостоверно.

Спектры ИК-поглощения сформированы интенсивными полосами поглощения валентных ($700\text{--}1200\text{ см}^{-1}$) и деформационных ($400\text{--}700\text{ см}^{-1}$) мод колебаний SiO_4 -группировок в составе силикатов (рис. 4).

В спектрах присутствуют также полоса 1437 см^{-1} валентных колебаний карбонатной группировки и следы узкой полосы ее деформационных колебаний 713 см^{-1} .

По положению этих полос карбонат является кальцитом. Общее высокое низкочастотное поглощение $400\text{--}700\text{ см}^{-1}$, наличие в спектрах полосы 798 см^{-1} указывают на присутствие значительного количества оксигидроксидной фазы железа — гётита, являющегося, очевидно, продуктом окисления металлических и сульфидных фаз железа исходного метеоритного вещества. Силикатная часть спектра является суперпозицией полос поглощения оливина и ортопироксена. Свободные от наложения узкие полосы поглощения $951, 840, 958, 415\text{ см}^{-1}$ относятся к оливину, а полосы $725, 678, 643\text{ см}^{-1}$ —

Рис. 3. Дифрактограмма полной пробы метеорита (SE-1), его магнитной (SE-1m) и немагнитной фракций (SE-1nm). Фоновое рассеяние удалено

Fig. 3. Diffraction patterns of the bulk sample of the meteorite (SE-1), its magnetic (SE-1m) and non-magnetic fractions (SE-1nm). Background dispersion has been removed

Рис. 4. Спектры ИК-поглощения валовой пробы метеорита (SE-1) и ее немагнитной части (SE-1nm). В нижней части приведены эталонные спектры оливина, ортопироксена, кальцита и гётита

Fig. 4. Infrared absorption spectra of the bulk sample (SE-1) and its non-magnetic part (SE-1nm). The lower part shows the standard spectra of olivine, orthopyroxene, calcite, and goethite

к пироксену. Полученное с использованием приведенных в работах [14, 17, 25] градуировок положение полос ИК-поглощения классификации оливина ($\text{Fa}_{20-30}\text{Fo}_{80-70}$) и пироксена ($\text{Fs}_{20}\text{En}_{80}$) согласуется с рентгенодифрактометрическими определениями.

Количественная оценка распределения железосодержащих фаз в метеорите получена методом мёссбауэровской спектроскопии ^{57}Fe . В спектрах валовой пробы (SE-1), магнитной (SE-1m) и немагнитной (SE-1nm) составляющих вещества метеорита (рис. 5) присутствуют секстетная структура от магнитно-упорядоченных железистых фаз, а также интенсивная пара дублетов Fe^{2+} с типичными для октаэдрических позиций в решетках силикатов значениями изомерного сдвига $\text{IS} \sim 1.1$ мм/с и кватрупольного расщепления ($\text{QS} \sim 2, 3$ мм/с). Низкоскоростные компоненты дублетов Fe^{2+} имеет большую интенсивность вследствие наложения на дублет Fe^{3+} .

Магнитные минералы вещества метеорита, по данным мёссбауэровской спектроскопии, представлены камаситом, троилитом, магнетитом и гётитом. Их секстеты отчетливо проявлены на спектре магнитной части пробы SE-1m, в меньшей степени — в спектре полной пробы SE-1 (рис. 5, табл. 1). Секстет с относительно небольшой шириной линий $\Gamma = 0.48$ мм/с, нулевыми значениями величин IS , QS и значением сверхтонкого магнитного поля на ядрах железа $H_{\text{эфф}} = 335$ кЭ относится к камаситу $\alpha\text{-Fe}(\text{Ni})$ с 3–7 ат. % Ni. Камасит с таким содержанием Ni характерен для хондритов групп H, L и LL [23, 24]. Секстет троилита FeS с типичным для этого минерала высоким значением $\text{IS} \approx 0.7$ мм/с при $\text{QS} \approx 0$ имеет пониженное значение $H_{\text{эфф}} = 306\text{--}309$ кЭ и высокую ширину линий (0.6 мм/с), что, вероятно, связано с потерей минералом части Fe в ходе выветривания метеорита [24].

Наличие фаз гётита хорошо заметно по мёссбауэровскому спектру немагнитной части пробы SE-1nm

(рис. 5). Наблюдаемый уширенный секстет можно представить суперпозицией двух секстетов с величинами IS , QS и $H_{\text{эфф}}$, характерными для ионов Fe^{3+} в структуре относительно хорошо окристаллизованного ($H_{\text{эфф}} \sim 300$ кЭ) и низкоупорядоченного ($H_{\text{эфф}} < 200$ кЭ) гётита [27]. В табл. 1 приведены средневзвешенные параметры данных секстетов. Большая ширина пиков секстетов ($\Gamma \sim 1.4$ мм/с) отражает широкий разброс размеров частичек гётита и величин $H_{\text{эфф}}$. Магнитное упорядочение не достигается в частицах гётита с размером меньше критического, составляющего для гётита около 15 нм при 300 К, вследствие чего мёссбауэровский секстет вырождается в суперпарамагнитный дублет. Видимо, к этой разновидности оксигидроксида железа относится наблюдаемый в спектрах дублет Fe^{3+} (рис. 5). Он хорошо воспроизводится суперпозицией двух дублетов с близкими значениями $\text{IS} = 0.35\text{--}0.39$ мм/с, но различными величинами $\text{QS} \sim 0.5\text{--}0.6$, 1.0–1.1 мм/с от ионов Fe^{3+} , расположенных соответственно в объеме и на поверхности частиц. Возможно также, что дублет с большей величиной QS относится к другим ультрадисперсным разновидностям оксигидроксида железа — гидрогётиту, акаганеиту, лепидокрокиту, ферригидриту [27]. Аналогичные спектральные компоненты оксигидроксида железа зарегистрированы в спектрах полной пробы SE-1 и ее магнитной части SE-1m. Наряду с сильно уширенными секстетами варьирующих по размерам плохо окристаллизованных кристаллитов гётита выделяется секстет с узкими пиками ($\Gamma = 0.24\text{--}0.27$ мм/с) и $H_{\text{эфф}} \approx 300$ кЭ, сформированный хорошо окристаллизованным гётитом. В целом на оксигидроксиды железа приходится 46 % площади спектрального контура полной пробы, 35 % — в спектре магнитной части и 56 % — в спектре немагнитной части вещества метеорита. По большей части (80–90 %) оксигидроксиды железа должны быть рентгеноаморфными.

Рис. 5. Мёссбауэровские спектры валовой пробы (SE-1) вещества метеорита, его магнитной (SE-1m) и немагнитной (SE-1nm) частей и их спектральные компоненты: Mgt — секстеты Fe^{3+} и $\text{Fe}^{2.5+}$ окисленного магнетита $\text{Fe}_{2.8}\text{O}_4$; Gt — секстеты магнитно-упорядоченного гётита и дублеты оксигидроксидов железа в суперпарамагнитном состоянии; Kms — секстет камасита; Tr — секстет троилита; Ol, Px — дублеты оливина и пироксена

Fig. 5. Mössbauer spectrum of the bulk sample of the meteorite material (SE-1), its magnetic (SE-1m) and non-magnetic (SE-1nm) parts and their spectral components: Mgt — Fe^{3+} and $\text{Fe}^{2.5+}$ sextets of oxidized magnetite $\text{Fe}_{2.8}\text{O}_4$; Gt — sextets of magnetically ordered goethite and doublets of iron oxy-hydroxides in the super-paramagnetic state; Kms — kamacite sextet; Tr — troilite sextet; Ol, Px — doublets of olivine and pyroxene

Мёссбауэровский парциальный спектр магнетита $(\text{Fe}^{3+})_A[\text{Fe}^{3+}\text{Fe}^{2+}]_B\text{O}_4$ хорошо проявлен в спектрах магнитной фракции метеорита, его следы имеются также в спектре полной пробы (рис. 5). Спектр представляет собой пару секстетов от ионов Fe^{3+} в тетраэдрических А-позициях ($H_{\text{эфф}} = 491$ мм/с) и от обменных пар ионов Fe^{2+} — Fe^{3+} ($\text{Fe}^{2.5+}$, $H_{\text{эфф}} = 444$ мм/с) в октаэдрических В-позициях решетки минерала. Отношения парциальных площадей секстетов магнетита (табл. 1) указывают на неидеальный состав минерала. Нарушение идеального распределения интенсивностей секстетов магнетита может быть связано с изоморфизмом $\text{M}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$ ($\text{M}^{2+} = \text{Mg}^{2+}, \text{Mn}^{2+} \dots$). С учетом большого количества в

составе метеорита оксигидроксидов железа можно предположить, что магнетит окислен ($\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$). В этом случае соотношение площадей секстетов соответствует структурной формуле $(\text{Fe}^{3+})_A[\text{Fe}^{3+}_{1.4}\text{Fe}^{2+}_{0.4}\square_{0.2}]_B\text{O}_4$, где $\square$ — вакансии Fe, а данный оксид железа $\text{Fe}_{2.8}\text{O}_4$ является переходной магнетит-маггемитовой фазой: $(\text{Fe}^{3+})[\text{Fe}^{3+}\text{Fe}^{2+}]\text{O}_4 - (\text{Fe}^{3+})[\text{Fe}^{3+}_{1.67}\square_{0.33}]\text{O}_4$.

Парамагнитные дублеты Fe^{2+} имеют примерно равные значения изомерного сдвига (1.14 мм/с) и различные величины квадрупольного расщепления (рис. 5, табл. 1). Дублет с большей величиной $QS = 2.95$ мм/с, очевидно, относится к железистому форстериту, а дублет с меньшей величиной $QS \approx 2.0$ –2.2 мм/с — к ортопироксену [7, 24]. При фитинге мёссбауэровских спектров в диапазоне скоростей ± 11 мм/с выявляется небольшая анизотропия компонент обоих дублетов (рис. 5, табл. 1), связанная с неполным наложением сигналов от ионов Fe^{2+} в двух структурных октаэдрических позициях M1 и M2 оливина и ортопироксена. Позиции M1 катионов имеют меньшую степень искажения октаэдрической координации и большие значения величин QS на ядрах железа. В структуре оливина позиции M1, M2 различаются мало, примерно равнозаселены ионами Fe^{2+} с близкими значениями IS, QS. В ортопироксене структурные позиции M1 и M2 существенно различаются координацией катиона и мёссбауэровскими параметрами Fe^{2+} . В разновидности ортопироксена ионы Fe^{2+} преимущественно заселяют позицию M2 с $QS \sim 2.0$ мм/с [19, 24]. Дублетная часть спектра SE-1nm, записанная с вдвое большим разрешением в диапазоне скоростей $-4 \dots +4$ мм/с, показана на рис. 6.

Для определения отдельных вкладов позиций M1, M2 использована модель пары симметричных дублетов. Для мало различающихся октаэдрических позиций Fe^{2+} (M1) и Fe^{2+} (M2) в структуре оливина принята равная ширина пиков их дублетов в мёссбауэровском спектре. Полученные параметры дублетов спектра представлены в табл. 2.

В структуре оливина имеется небольшой перевес в заселенности ионами Fe^{2+} позиций M1, в структуре ортопироксена преимущественно заселены позиции M2. Аналогичное распределение железа в данных

Рис. 6. Дублетная часть мёссбауэровского спектра пробы SE-1nm вещества метеорита и результаты ее декомпозиции. Фоновый сигнал секстетов оксигидроксида железа удален

Fig. 6. The doublet part of the Mössbauer spectrum of the meteorite substance (SE-1nm sample) and the results of its deconvolution. The background of the iron hydroxide sextets has been removed

Таблица 1. Параметры мёссбауэровских компонент спектров образцов метеорита SE и их отнесение к минеральным фазам

Table 1. Parameters of the Mossbauer components of the spectrum of SE meteorite samples and their relation to mineral phases

Образец метеорита Meteorite sample	IS, мм/с	QS, мм/с	H _{эфф} , кЭ	Г, мм/с	A, %	Fe-содержащая фаза, структурная позиция Fe Fe-phase, Fe-position
SE-1	0.01 ₁	−0.04 ₂	335 ₁	0.48 ₃	10.7	камасит, α-Fe(Ni, Co) / kamacite
	0.65 ₅	0.02 ₂	306 ₃	0.6 ₁	6.4	троилит, FeS / troilite
	0.32	0.03	491 ₁	0.62	2.0	магнетит / magnetite
	0.48	0.2	444 ₂	0.50	0.5	
	0.4 ₁	−0.3 ₂	200 ₁₀	1.1 ₂	17.5	*гётит, FeOOH / *goethite
	0.37 ₂	1.0 ₄	—	0.85 ₈	16.1	суперпарамагнитные оксигидроксиды Fe ³⁺
	0.36 ₂	0.55 ₄	—	0.36 ₂	12.4	superparamagnetic oxyhydroxides
SE-1m	1.144 ₂	2.948 ₄	—	0.29 ₁	21.7	**оливин, Fe ²⁺ (M1, M2) / **olivine
	1.14 ₁	2.09 ₃	—	0.32 ₅	12.7	ортопироксен, Fe ²⁺ (M1, M2) / orthopyroxene
	0.013 ₅	−0.03 ₁	335.4 ₃	0.48 ₂	26.7	камасит, α-Fe(Ni, Co) / kamacite
	0.78 ₄	−0.03 ₆	309 ₃	0.6 ₁	7.0	троилит, FeS / troilite
	0.32 ₂	0.03 ₄	491 ₁	0.62 ₅	11.0	магнетит / magnetite
	0.48 ₃	0.22 ₅	444 ₂	0.50 ₉	4.0	
	0.5 ₁	−0.20 ₇	220 ₁₀	1.0 ₂	16.5	*гётит, FeOOH / *goethite
SE-1nm	0.39 ₃	1.07 ₅	—	0.75 ₆	11.2	суперпарамагнитные оксигидроксиды Fe ³⁺
	0.35 ₂	0.52 ₅	—	0.36 ₃	7.2	superparamagnetic oxyhydroxides
	1.144 ₄	2.95 ₁	—	0.27 ₁	9.9	**оливин, Fe ²⁺ (M1, M2) / **olivine
	1.13 ₃	2.17 ₆	—	0.39 ₅	6.6	ортопироксен, Fe ²⁺ (M1, M2) / orthopyroxene
	0.4 ₁	−0.2 ₁	250 ₁₀	1.4 ₃	24.5	*гётит, FeOOH / *goethite
	0.39 ₅	1.1 ₁	—	0.76 ₈	14.2	суперпарамагнитные оксигидроксиды Fe ³⁺
	0.35 ₂	0.60 ₃	—	0.36 ₃	17.2	superparamagnetic oxyhydroxides
SE-1nm	1.140 ₂	2.947 ₄	—	0.28 ₁	27.5	**оливин, Fe ²⁺ (M1, M2) / **olivine
	1.16 ₁	2.08 ₂	—	0.29 ₄	16.6	ортопироксен, Fe ²⁺ (M1, M2) / orthopyroxene

Примечание. IS — изомерный сдвиг относительно α-Fe, QS — квадрупольное расщепление, H_{эфф} — эффективное сверхтонкое магнитное поле на ядрах Fe, Г — полуширина линий, А — относительная площадь под спектральным компонентом. * — средневзвешенные параметры. ** — асимметрия низкоскоростного и высокоскоростного пиков дублета оливина: Г — 1:1.1, интенсивность — 1:0.94

Note. IS — isomer shift relative to α-Fe, QS — quadrupole splitting, H_{эфф} — effective hyperfine magnetic field on Fe nuclei, Г — full width at half maximum, A — relative area under the spectral component. * — weighted average parameters; ** — asymmetry of low-speed and high-speed peaks of the olivine doublet: Г — 1:1.1, intensity — 1:0.94

минералах отмечается и при изучении других метеоритов [23, 24].

Микрозондовые исследования позволили уточнить состав, формы нахождения и взаимоотношение породообразующих и акцессорных минералов (рис. 7, табл. 3–6).

Оливины содержат незначительные примеси Mn, Ca, Al, а содержание форстеритового (Fo) и фаялитового (Fa) компонентов составляют Fo_{80.8–82.5} и Fa_{17.5–19.2} (табл. 3).

Пироксены представлены клино- и ортопироксенами (табл. 4 и 5). Химический состав клинопироксенов близок к диопсиду с недостатком кальция: Ca_{0.60–0.68}(Mg_{0.81–1.07}Fe_{0.11–0.20})_{0.92–1.27}Si_{1.94–2.02}O₆. Нехватка в катионной части компенсируется примесями Al, Cr, Mn, Na и K. Ортопироксен наиболее распространен и входит в состав как мономинеральных, так и полиминеральных хондр. Химический состав ортопироксенов отвечает общей формуле (Mg_{1.30–1.07}Fe_{0.17–0.60})_{1.47–1.67}Si_{1.95–2.00}O₆ с незначительными примесями Al, Cr, Mn и Ca. Данный

состав соответствует энстатиту с железистостью пироксена от 10 до 29 % Fs.

По соотношению средних составов оливина (Fa — 18–19 мол. %) и ортопироксена (Fs — 16–17 мол. %) изучаемый метеорит относится к Н-хондритам (рис. 8).

Стекло, выполняющее интерстиции между зернами оливинов и пироксенов в хондрах с колосниковой и лучистой структурами, имеет преимущественно натриевый состав (Na_{0.31–0.48}K_{0.08–0.18}Fe_{0.06–0.07}Ca_{0.08–0.09}Mn_{0–0.03})_{0.46–0.67}Al_{1.01–1.06}Si_{3.14–3.36}O₈ (табл. 6).

Шпинелиды, располагающиеся внутри пироксеновых хондр в окружении плагиоклазового стекла и в выполненных интерметаллидами участках матрицы в виде изоморфных кристаллов (рис. 7, g) и ксеноморфных зерен размером 2–5 мкм, представлены собственно хромитом с составом (мас. %): FeO 21.78–23.48, MgO 1.36–2.88, ZnO 0–0.71, MnO 0–0.68, Cr₂O₃ 63.70–68.89, Al₂O₃ 4.31–8.23, TiO₂ 0.73–1.25, V₂O₅ 0.97–1.19 и общей формулой (Fe_{0.65–0.70}Mg_{0.15–0.70}Zn_{0–0.02}Mn_{0–0.02})_{0.8–0.9}(Cr_{1.78–1.99}Al_{0.18–0.38}Ti_{0.02–0.03}V_{0–0.03})_{2.1–2.2}O₄ и шпинеле-

Таблица 2. Параметры мёссбауэровских дублетов парамагнитной части спектра обр. SE-1nm

Table 2. Parameters of Mössbauer doublets of the paramagnetic part of the spectrum of the SE-1nm sample

Дублет / Doublet	IS, мм/с	QS, мм/с	G	A, %	Структурная позиция / Structural position
D1 Fe ²⁺	1.157 ₂	3.030 ₄	0.27	20.4 ₃	оливин / olivine
D1' Fe ²⁺	1.124 ₂	2.857 ₅	0.27	16.5 ₃	Fe ²⁺ (M1)
					Fe ²⁺ (M2)
D2 Fe ²⁺	1.05 ₁	2.35 ₃	0.27	3.2 ₄	ортопироксен / orthopyroxene
D2' Fe ²⁺	1.134 ₄	2.11 ₃	0.30	19.1 ₆	Fe ²⁺ (M1)
					Fe ²⁺ (M2)
D Fe ³⁺	0.45 ₁	0.80 ₂	0.66 ₃	22.5 ₆	суперпарамагнитные оксигидроксиды Fe ³⁺
D' Fe ³⁺	0.372 ₄	0.52 ₁	0.28 ₁	13.3 ₄	superparamagnetic oxyhydroxides

* — расшифровку см. в таб. 1 /

* — for the transcript, see Table 1

Таблица 3. Состав оливинов

Table 3. Composition of olivines

№ образца Sample No.	Содержания оксидов (мас. %) Oxide content (wt %)					Формульные количества Formular quantities					Минералы Minerals	
	SiO ₂	FeO	MnO	MgO	Σ		Si	Fe ²⁺	Mn	Mg	Fo	Fa
3-1	40.37	16.98	0.58	43.29	101.22	3-1	1.011	0.355	0.012	1.615	0.820	0.180
6-2	40.32	16.54	0.46	43.48	100.8	6-2	1.014	0.347	0.010	1.629	0.824	0.176
6-4	41.92	15.87	0.61	41.79	100.19	6-4	1.056	0.334	0.013	1.568	0.825	0.175
6-5	39.55	16.58	0.55	42.38	99.06	6-5	1.014	0.355	0.012	1.619	0.820	0.180
6-6	38.75	16.91	0.38	40.9	96.94	6-6	1.019	0.371	0.008	1.602	0.812	0.188
9-3	38.7	17.06	0.37	40.26	96.39	9-3	1.024	0.377	0.008	1.587	0.808	0.192

Таблица 4. Состав ортопироксенов

Table 4. Composition of orthopyroxene

№ образца Sample No.	Содержания оксидов (мас. %) Oxide content (wt %)								Формульные количества (на 6 анионов) Formular quantities (for 6 anions)							
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Σ	Si	Al	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca
2-5	57.21	—	0.19	11.29	0.51	31.11	0.52	100.83	2.005	0.000	0.005	0.000	0.330	0.015	1.624	0.020
4-1	53.9	—	0.55	19.37	1.02	23.27	0.77	98.88	2.018	0.000	0.016	0.000	0.605	0.032	1.298	0.031
4-2	54.93	—	0.64	17.69	0.87	24.67	1.11	99.91	2.018	0.000	0.019	0.000	0.543	0.027	1.350	0.044
4-3	56.06	—	0.29	10.44	0.54	28.46	1.89	97.68	2.041	0.000	0.008	0.000	0.317	0.017	1.543	0.074
4-4	56.11	—	0.6	10.05	0.42	30.4	0.43	98.01	2.021	0.000	0.017	0.000	0.302	0.013	1.631	0.017
4-5	55.07	1.85	1.37	12.29	0.71	27.88	1.93	101.1	1.953	0.077	0.038	0.000	0.364	0.021	1.473	0.073
5-2	55.57	0.19	0.7	10.7	0.41	30.26	0.42	98.25	1.992	0.008	0.020	0.002	0.319	0.012	1.616	0.016
5-1	57.02	0.62	0.7	10.79	0.55	30.54	0.69	100.91	1.998	0.026	0.019	0.000	0.316	0.016	1.594	0.026
5-3	55.53	—	0.21	12.27	0.5	30.24	0.83	99.58	1.978	0.000	0.006	0.038	0.327	0.015	1.604	0.032
10-3	57.58	—	—	10.66	0.5	31.79	0.24	100.77	2.011	0.000	0.000	0.000	0.311	0.015	1.654	0.009
11-1	58.24	—	0.31	5.77	0.49	33.7	1.47	99.98	2.017	0.000	0.008	0.000	0.167	0.014	1.739	0.055

лю (мас. %) — MgO 18.56–19.71, FeO 10.13–14.03, ZnO 0.32–0.63, MnO 0.19–0.25, Al₂O₃ 66.01–68.25, Cr₂O₃ 0.38–1.39, V₂O₅ 0–0.23 и формулой (Mg_{0.70–0.74}Fe_{0.21–0.30}Zn_{0.01}Mn_{0.01})_{0.96–1.01}(Al_{1.97–2.01}Cr_{0.01–0.03}V_{0.01})_{1.99–2.04}O₄. Циркон с составом (Zr_{0.96}Hf_{0.01})_{0.97}Si_{0.96}O₄ встречается в виде удлиненного кристалла размером 50 мкм в (рис. 7, h).

Микроагрегатные зерна апатита с формулой Ca_{4.92–5.13}Sr_{0–0.08}Fe_{0.04–0.11}Ni_{0.01–0.05}5.21[P_{2.83}O₁₂](OH, F, Cl) встречаются в виде включений в оливине.

(Ca_{0.72}Mg_{0.42}K_{0.02})_{1.16}(Ti_{1.04}Fe_{0.09})_{1.94}[(Si_{1.12}Al_{0.02})_{1.13}O₄]O обнаружен в виде включений в пироксеновых хондрах.

Барит, имеющий формулу (Ba_{1.08}Sr_{0.01}Ca_{0.01})_{1.10}S_{0.96}O₄, образует разнообразной формы включения в ортопироксене размером до 60 мкм (рис. 7, i).

Сульфиды железа встречаются в виде единичных включений неправильной формы или каемок вокруг хондр. Эмпирическая формула троилита, представленного микрокристаллами, часто окруженными интерметаллидами, Fe_{7.77–8.12}Ni_{0.07–0.21}S_{7.56–7.63}; макинавита — Fe_{7.41}Ni_{2.39}S_{7.95}.

Никелистое железо (от камасита до тэнита) выполняется инстерстиции между хондрами и нередко выступает в роли матрикса между хондрами (рис. 7, a, c, f).

Таблица 5. Состав клинопироксенов

Table 5. Composition of clinopyroxenes

№ образца Sample No.	Содержания оксидов (мас. %) Oxide content (wt %)											Формульные количества (на 6 анионов) Formular quantities (for 6 anions)										
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Σ	Si	Ti	Al	Cr	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	
3-3	57.15	0.37	3.17	1.58	6.85	0.62	15.38	16.63	1.75	0.26	103.76	2.021	0.010	0.132	0.044	0.202	0.019	0.810	0.630	0.120	0.012	
3-4	55.42	0.44	1.79	1.66	6.95	0.71	16.28	17.56	1.34	0.09	102.24	1.991	0.012	0.076	0.047	0.208	0.022	0.871	0.676	0.093	0.004	
9-1	48.65	0.59	5.24	2.4	7.04	0.77	16.72	15.04	0.97	0.21	97.63	1.821	0.017	0.231	0.071	0.220	0.024	0.932	0.603	0.070	0.010	
10-1	55.05	0.4	1.47	1.18	5.24	0.54	19.96	16.69	0.66	—	101.19	1.971	0.011	0.062	0.033	0.157	0.016	1.064	0.640	0.046	0.000	
10-4	53.25	0.49	1.95	1.5	3.77	1.06	19.85	16.93	0.52	—	99.32	1.939	0.013	0.084	0.043	0.115	0.033	1.077	0.660	0.037	0.000	

Соединение, отвечающее составу акантита Ag₂S, встречено в виде микрозерна размером около 5 мкм, погруженного в зерно углеродистого вещества.

Углеродистое вещество тонкой корочкой окружает обособления, сложенные породой, вероятно более ранней генерации, или образует причудливой формы обособления (рис. 2, е, ф). В минералогической пробе первые представлены зернами подковообразной формы и более мелкими фрагментами микросфер-оболочек, вторые — зернами неправильной формы.

Самородная платина образует микровключения в углеродистом веществе и хромитах, где формирует сростки кубических микрокристаллов или неопределимой из-за малого размера формы зерна 0.5–5.0 мкм. В 26 из 30 проанализированных зерен платина не имеет примесей. В трех зернах в качестве примеси обнаружено 0.88–1.23 мас. % золота и в одном зерне — 0.39 мас. % серебра [8].

Породообразующие элементы

По данным химического анализа, в слагающей метеорит породе содержится (мас. %): SiO₂ — 38.46, TiO₂ — 0.11, Al₂O₃ — 4.00, Fe₂O₃ — 14.69, FeO — 9.44, MnO — 0.229, MgO — 24.55, CaO — 1.48, Na₂O — 0.89, K₂O — 0.14, P₂O₅ — 0.27, SO₃ — 2.05, CO₂ — 0.17. Следует отметить, что полученные результаты химического анализа отражают состав гипергенно измененной породы.

Редкие и редкоземельные элементы

Содержание редких и редкоземельных элементов в изученном метеорите и сравнение с содержанием этих элементов в метеоритах других типов приведено в табл. 7 и на рис. 9 и 10.

Из табл. 7 и рис. 9 видно, что содержание LREE в изученном метеорите существенно превышает значения, а содержание HREE, наоборот, несколько ниже, что характерно для хондритов Н-, L- и LL-типов.

Особенностью распределения сидерофильных элементов является низкое содержание в изученном метеорите Pd, Au и близкие к остальным сравниваемым типам хондритов содержания халькофильных элементов.

Обсуждение результатов

Представление о распределении железа по выявленным в метеорите минеральным фазам дают мёссбауэровские данные (табл. 1). Количество атомов железа фазы прямо пропорционально площади под ее мёссбауэровским спектральным компонентом и обратно про-

порционально фактору Дебая — Валлера (вероятность мёссбауэровского перехода). Ионы Fe³⁺ характеризуются в среднем на 15 % большим значением фактора Дебая — Валлера, чем ионы более низкой валентности [16]. С учетом этого и по данным табл. 1, железо (ат. %) распределено между минеральными фазами оксигидроксидов (43), магнетита (2), камасита (11), троилита (6), силикатов (37). Количество несвязанного железа и сульфидного железа ниже силикатного Fe²⁺, и по этому признаку метеорит относится к обыкновенным L- или LL-хондритам. Изученный метеорит был подвержен интенсивным гипергенным преобразованиям металлической фазы с образованием оксигидроксидов железа. Выносу железа был подвержен также троилит. Обнаруженный в небольших количествах магнетит, который обычно относят ко вторичным минералам, образуется при окислении камасита и сульфидов железа [9]. Скелетные кристаллы магнетита формируются также из оливина в ходе атмосферного нагрева метеоритов. Не исключено, что частично оксигидроксиды железа являются привнесенными. Тем не менее в исходном состоянии метеорит имел значительно большее содержание металлической и сульфидной фаз железа.

По значениям фаялитового (Fa) и ферросилитового (Fs) миналов оливина и пироксена, полученных методами рентгеновской дифракции и ИКС, метеорит занимает промежуточное положение между Н- и L-петрологическими типами хондритов по [13]. Согласно данным мёссбауэровской спектроскопии (табл. 1, 2), частное распределение силикатного железа в оливине и пироксене (Fe²⁺_{Ol} : Fe²⁺_{Px}) находится в диапазоне от 0.60 : 0.40 до 0.63 : 0.37 и соответствует Н-хондритам [23].

Распределение Fe²⁺ и Mg²⁺ по структурным позициям M1, M2 в оливине и пироксене связано с температурой равновесия катионного распределения и, соответственно, с термической историей метеорита. Использование значений Fa или Fs и мёссбауэровских данных о распределении Fe²⁺ в оливине и пироксене в позиции M1, M2 позволяет рассчитать коэффициент распределения Fe²⁺—Mg и определения температуры равновесия катионного распределения [24]. Если считать фактор Дебая — Валлера для позиций M1, M2 равным, значения площадей соответствующих дублетов в табл. 2 дают отношение M1 : M2 = 1.24 ± 0.03 для оливина и M1 : M2 = 0.17 ± 0.02 для пироксена. Для полученных рентгенодифракционных значений фаялитового (Fa_{21–23}) и ферросилитового (Fs_{18–20}) миналов температуры равновесия катионного распределения [24] составляют (910 ± 110)°C по оливину и (880 ± 60)°C по пироксену и соответствуют высокой степени теплового ме-

Рис. 7. Акцессорные и породообразующие минералы в метеорите: а — камасит и тэнит в тонкозернистом матриксе; б — пироксеновая хондра; с — микрокристалл троилита в тэните, взаимоотношение тэнита и камасита (фрагмент рис. 7, б); d — лучистая структура пироксеновой хондры с плагиоклазовым стеклом в промежутках между субиндивидами и микрокристаллом хромшпинелида (фрагмент рис. 7, б); e — насыщенное микрокристаллами рудных минералов зерно пироксена с обедненной железом каймой; f — участок матрицы, сложенный преимущественно самородными металлами, где цифрами обозначены: 1 — камасит, 2 — тэнит, 3 — гидроксиды железа, 4 — хлорапатит, 5 — оливин, 6–7 — хромит, 8 — пироксен; g — микрокристаллы хромшпинелида (фрагмент б рис. 7, f); h — кристалл циркона в пироксеновой хондре; i — кристаллический кальцит в пустотах силикатной матрицы; j — барит в зерне оливина и в матриксе

Fig. 7. Accessory and rock-forming minerals in a meteorite: a — kamacite and taenite in a fine-grained matrix; b — pyroxene chondrule; c — troilite microcrystal in tenite, the relationship of tenite and kamacite (part of Fig. 7, b); d — radiant structure of pyroxene chondrule with plagioclase glass between the subindividuals and the microcrystal of chromian spinels (part of Fig. 7, b); e — pyroxene grain saturated with microcrystals of ore minerals with the iron-depleted edge; f — a matrix section composed of native metals: 1 — kamacite, 2 — taenite, 3 — iron hydroxides, 4 — chlorapatite, 5 — olivine, 6–7 — chromite, 8 — pyroxene; g — chromite microcrystals (part 6 of Fig. 7, f); h — zircon crystal in pyroxene chondrule; i — crystalline calcite in silicate matrix voids; j — barite in olivine grain and in matrix

Рис. 8. Соотношение составов оливина (Fa) и ортопироксена (Fs) в обычных хондритах (по [13], черная точка — изучаемый метеорит

Fig. 8. The ratio of the olivine (Fa) and orthopyroxene (Fs) compositions in ordinary chondrites (according to [13]), the studied meteorite is indicated by a dot

таморфизма петрологического типа 4. Таким образом, по данным спектроскопии, изученный метеорит наиболее близок к обыкновенному хондриту H4-группы.

Состав содержащихся в метеорите хромитов близок к составу хромитов из метеоритов H- и L-типов [1–5, 11]. В слагающей метеорит породе присутствуют хондры различных генераций — мономинеральных (примитив-

Рис. 9. Содержание редкоземельных элементов в изученном метеорите (1), нормированное к содержанию в хондрите CI-типа, в сравнении с метеоритами H-, L- и LL-типов (данные по [28])

Fig. 9. Content of rare earth elements in the studied meteorite (1), normalized to the content in the CI-type chondrite, in comparison with the H-, L- and LL-type meteorites (data from: [28])

ных) и гранулированных. Мономинеральные хондры являются результатом кристаллизации свободных капель расплава при высокой скорости охлаждения, гранулированные представляют собой измененные примитивные хондры, предположительно унаследованные из метеоритных родительских астероидов и пережившие несколько событий нагрева-охлаждения [15, 20].

Таблица 6. Химический состав стекловатой массы

Table 6. Chemical composition of the glassy mass

№ образца Sample No.	Содержание оксидов, мас. % Oxide content, wt %										
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Σ
2-3	60.02	0.38	8.39	0.81	3.49	0.24	10.73	10.55	4.51	0.89	100.01
3-2	63.79	—	11.71	—	4.06	0.2	10.19	3.27	5.51	1.54	100.27
3-6	62.54	—	11.06	0.2	4.47	0.23	11.8	3.85	5.29	1.31	100.75
6-1	66.92	0.58	16.12	0.35	1.14	—	0.73	0.52	7.21	3.63	97.2
6-3	59.03	0.2	11.39	0.41	1.93	—	6.4	9.97	5.17	0.7	95.2
9-2	60.72	0.69	18.13	0.84	1.72	—	3.29	5.93	7.44	0.36	99.12
11-2	67.56	—	10.09	0.5	1.39	—	7.5	2.31	5.77	0.37	95.49

Таблица 7. Содержания редких и редкоземельных элементов в изученном метеорите и в других типах хондритов (г/т)

Table 7. Content of rare and rare earth elements of the studied meteorite and other types of chondrites (g/t)

Элемент / Element	1	H	L	LL	Элемент / Element	1	H	L	LL
Li	1.88	1.7	1.8	2.1	La	0.56	0.295	0.31	0.315
Be	0.048	0.051	0.043	0.051	Ce	1.2	0.83	0.9	0.907
Sc	7.0	7.9	8.6	8.4	Pr	0.17	0.123	0.132	0.122
V	18	74	77	75	Nd	0.79	0.628	0.682	0.659
Cr	1046	3660	3880	3740	Sm	0.22	0.185	0.195	0.20
Co	792	8110	590	490	Eu	0.081	0.073	0.078	0.076
Ni	13164	16000	12000	10200	Gd	0.30	0.299	0.31	0.303
Cu	79	82	90	80	Tb	0.051	0.053	0.057	0.048
Zn	31	47	50	46	Dy	0.32	0.343	0.366	0.351
Ga	4.7	6.0	5.7	5.0	Ho	0.071	0.073	0.081	0.077
Se	4.8	7.7	9.0	9.9	Er	0.22	0.26	0.248	0.234
Rb	2.6	2.9	3.1	3.1	Tm	0.032	0.039	0.039	0.034
Sr	20	10	11.1	11.1	Yb	0.20	0.0205	0.022	0.22
Zr	4.9	6.3	5.9	5.9	Lu	0.032	0.031	0.033	0.033
Nb	0.45	0.36	0.39	0.37	Hf	0.15	0.18	0.17	0.15
Mo	1.1	1.7	1.30	1.1	Ta	0.70	0.022	0.023	0.022
Ru	0.90	1.1	0.75	—	W	0.46	0.16	0.11	—
Rh	0.18	0.22	—	—	Os	0.48	0.82	0.515	0.4
Pd	0.24	0.87	0.56	0.53	Ir	0.62	0.76	0.49	0.36
Ag	0.23	0.045	0.065	0.072	Pt	1.2	1.4	1.05	0.85
Cd	0.048	0.017	0.011	0.037	Pb	0.78	0.24	0.37	—
Cs	0.053	0.12	0.28	0.180	Th	0.1	0.042	0.043	0.043
Ba	7.1	4.2	3.7	4.8	U	0.027	0.012	0.013	0.013

Такие хондры, как правило, имеют окруженные более мелкими зернами относительно крупнокристаллические «ядра», (рис. 7, b–e), состав которых отражает состав хондр предшественников. Неоднократные нагревания-остывания приводят к повторной конденсации в хондрах литофильных элементов с различными температурами кристаллизации, при том что сидерофильные и халькофильные элементы конденсировались как новые фазы (рис. 7, g) или вытеснялись из хондр в металл. Таким образом, возможно, была переоценена доля металлического железа и уменьшена железистость оливинов и пироксенов в хондрах, что, в свою очередь, сказалось на положении соответствующей фигуративной точки на классификационной диаграмме Fa – Fs (рис. 8) и послужило поводом для отнесения хондрита к петрологическому типу H.

Мы обнаружили аналогичную картину распределения железа в значительной части мономинеральных хондр. На микрофотографии зерна пироксена (рис. 7, e) отчетливо видна кайма, в которой содержание Fe²⁺ составляет 2.56–3.22, в то время как в центральной части зерна — 4.94–5.45 ат. %.

Заключение

Сравнение структурно-текстурных характеристик минерального и элементарного состава изученного метеорита с метеоритами известных петрологических типов позволяет классифицировать его как обыкновенный оливин-энстатитовый хондрит петрологического типа H4. Соотношение породообразующих элементов в слагающей метеорит породе и состав аксессуарных хро-

Рис. 10. Содержание сидерофильных и халькофильных элементов в изученном метеорите (1), нормированное к содержанию в хондрите CI-типа, в сравнении с метеоритами H-, L- и LL-типов (данные по [28])

Fig. 10. Content of siderophilic and chalcophilic elements in the studied meteorite (1), normalized to the content in the CI-type chondrite, in comparison with the H-, L- and LL-type of meteorites (data from [28])

митов аналогичны земным ультраосновным породам. В хромитах и углеродистом веществе обнаружены микрокристаллы самородной платины.

Авторы признательны и С. П. Васильеву (Прага, Чехия) и С. В. Ефимову (Санкт-Петербург), предоставившим материал для изучения, С. А. Онищенко (Сыктывкар) за конструктивные замечания, а также сотрудникам Института геологии, оказавшим помощь в исследовании.

Литература

1. Галимов Э. М., Колотов В. П., Назаров М. А., Костицын Ю. А., Кубракова И. В., Кононкова Н. Н., Рощина И. А., Алексеев В. А., Кашикарров Л. Л., Бадюков Д. Д., Севастьянов В. С. Результаты вещественного анализа метеорита Челябинск // Геохимия. 2013. № 7. С. 580–598. DOI: 10.7868/S0016752513070108
2. Ерохин Ю. В., Коротеев В. А., Хиллер В. В., Бурлаков Е. В., Иванов К. С., Клейменов Д. А. Метеорит Кунашак: новые данные по минералогии // ДАН. 2015. Т. 464. № 5. С. 599–602. DOI: 10.7868/S0869565215290198
3. Ерохин Ю. В., Коротеев В. А., Хиллер В. В., Бурлаков Е. В., Иванов К. С., Клейменов Д. А. Метеорит Озерное: новые данные по минералогии // ДАН. 2016. Т. 471, № 5. С. 579–582. DOI: 10.7868/S0869565216350176
4. Ерохин Ю. В., Коротеев В. А., Хиллер В. В., Бурлаков Е. В., Иванов К. С., Клейменов Д. А. Метеорит Каргаполье: новые данные по минералогии // ДАН. 2017. Т. 477. № 5. С. 82–85.
5. Коротеев В. А., Ерохин Ю. В., Хиллер В. В., Бурлаков Е. В., Иванов К. С., Клейменов Д. А. Метеорит Урал: новые данные по минералогии // ДАН. 2014. Т. 459. № 1. С. 80. DOI: 10.7868/S0869565214310181
6. Лаврухина А. К. О природе изотопных аномалий в метеоритах // Космохимия и метеоритика: Материалы VI Всесоюз. симпози. Киев: Наук. думка, 1984. С. 33–53.
7. Лютов В. П., Потапов С. С., Исаенко С. И., Лысюк А. Ю., Симакова Ю. С., Самотолкова М. Ф. Минеральное вещество метеорита Челябинск: ИК-поглощение, комбинационное рассеяние и мёссбауэровская спектроскопия ^{57}Fe

// Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2013. № 7. С. 2–9.

8. Никулова Н. Ю., Филиппов В. Н., Шуйский А. С., Макеев Б. А. Самородная платина в хондрите // Вестник пермского университета. Серия геология. 2020. № 1. (В печати).

9. Печерский Д. М., Марков Г. П., Цельмович В. А., Шаронова З. В. Внеземные магнитные минералы // Физика Земли. 2012. № 7–8. С. 103–120.

10. Салихов Д. Н., Юсупов С. Ш., Ковалев С. Г., Бердников П. Г., Хамитов Р. А. Полезные ископаемые республики Башкортостан (металлы платиновой группы). Уфа: Экология, 2001. 223 с.

11. Силаев В. И., Голубева И. И., Филиппов В. Н., Лютов В. П., Симакова Ю. С., Потапов С. С., Петровский В. А., Хазов А. Ф. Метеорит Челябинск: минералого-петрографическая характеристика // Вестник Пермского университета. 2013. Геология. Вып. 2 (19). С. 8–27.

12. Соботович Э. В., Семенов В. П. Происхождение метеоритов. Киев: Наук. думка. 1985. 204 с.

13. Bearley A. J., Jones R. H. Chondritic meteorites // Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Vol. 36: Planetary Materials.. Wash. (D.C.): Mineral. Soc. Amer., (Washington, D.C., 1998). Pp. 35–38.

14. Bowey J. E., Morlok A., Kohler M., Grady M. 2–16 μm spectroscopy of micron-sized enstatite (Mg,Fe) $_{2}\text{Si}_2\text{O}_6$ silicates from primitive chondritic meteorites // Monthly Notices of the Royal Astronomical Society. 2007. V. 376(3). Pp. 1367–1374.

15. Connolly H. C., Huss G. R., and Wasserburg G. J. On the formation of Fe-Ni metal in Renazzo-like carbonaceous chondrites // Geochim. Cosmochim. 2001. A. 65. Pp. 4567–4588. DOI:10.1016/S0016-7037(01)00749-9

16. De Grave E., Van Alboom A. Evaluation of ferrous and ferric Mossbauer fractions // Phys. Chem. Minerals. 1991. V. 18. Pp. 337–342.

17. Duke D. A., Stephens J. D. Infrared investigation of the olivine group minerals // Amer. Miner., 1964. V. 49. Pp. 1388–1406.

18. Fisher G. W., Medaris L. G. Cell dimensions and X-ray determinative curve for synthetic Mg-Fe olivines // Amer. Miner., 1969. V. 54. Pp. 741–753.

19. Klima R. L., Pieters C. M., Dyar M. D. Spectroscopy of synthetic Mg-Fe pyroxenes I: Spin-allowed and spin-forbidden crystal field bands in the visible and near-infrared // Meteoritics and Planetary Science. 2007. V. 42. No 2. Pp. 235–253.

20. Lauretta D. S., Nagahara H., Alexander C. M. O'D. Petrology and Origin of Ferromagnesian Silicate Chondrules // Meteorites and the Early Solar System II. 2005. Pp. 431–459.

21. Lorin J. C., Michel-Levi M. C. Radiogenic ^{25}Mg fine-scale distribution in Ca-Al inclusions of the Allende and Leoville meteorites // Short papers of the 4th Intern. conf. geocron. cosmochron., isotope geol. August 20–25, 1978 in Snowmass-at-aspen (Colorado, USA). Geol. Surv. Open-File Report 78–701. Pp. 257–259.

22. Loursnathan S. J., Smith M. A. Cell dimensions of olivine // Mineral. Mag. 1968. V. 36. Pp. 1113–1134.

23. Maksimova A. A., Oshtrakh M. I., Petrova E. V., Grokhovsky V. I., Semionkin V. A. Comparison of iron-bearing minerals in ordinary chondrites from H, L and LL groups using Mossbauer spectroscopy with a high velocity resolution // Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy. 2017. V. 172. Pp. 65–76. DOI: 10.1016/j.saa.2016.04.032

24. Oshtrakh M. I., Petrova E. V., Grokhovsky V. I., Semionkin V. A. A study of ordinary chondrites by Mossbauer spectroscopy with high-velocity resolution // Meteoritics & Planetary Science. 2008. V. 43. No 5. Pp. 941–958. DOI: 10.1007/978-3-540-78697-9_129

25. Roges G. B., Huggins R. E. Cation Determinative Curves for Mg-Fe-Mn Olivines from Vibrational Spectra // Amer. Miner., 1972. V. 57. Pp. 967–985.

26. Turnock A. C., Lindsley D. H. Grover J. E. Synthesis and Unit Cell Parameters of Ca-Mg-Fe Pyroxenes // Amer. Miner. 1973. V. 58. Pp. 50–59.

27. Vandenberghe R. E., De Grave E. Application of Mossbauer Spectroscopy in Earth Sciences // Mossbauer Spectroscopy. Tutorial Book (Ed. by Yutaka Yoshida and Guido Langouche). Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2013. Pp. 91–186. DOI: 10.1007/978-3-642-32220-4_3

28. Wasson J. T., Kallemeyen B. W. Composition of chondrites // Phil. Trans. R. Soc. Lond. 1988. V. A 325. Pp. 535–544.

References

1. Galimov E. M., Kolotov V. P., Nazarov M. A., Kostitsyn Y. A., Kubrakova I. V., Kononkova N. N., Roshchina I. A., Alekseev V. A., Kashkarov L. L., Badjukov D. D., Sevastianov V. S. *Rezultaty veschestvennogo analiza meteorita Chelyabinsk* (Results of physical analysis of the Chelyabinsk meteorite). Geochimiya, 2013, No. 7, pp. 580–598. DOI: 10.7868/S0016752513070108

2. Erokhin Yu.V., Koroteev V.A., Khiller V.V., Burlakov V.V., Ivanov K.S., Kleymenov D.A. *Meteorit «Kunashak»: novyye dannye po mineralogii* (Kunashak meteorite: new data of Mineralogy). DAN, 2015, V.464, No. 5, pp. 599–602. DOI: 10.7868/S0869565215290198

3. Erokhin Yu.V., Koroteev V.A., Khiller V.V., Burlakov V.V., Ivanov K.S., Kleymenov D.A. *Meteorit «Ozernoe»: novyye dannye po mineralogii* (Ozernoe meteorite: new data of Mineralogy). DAN, 2016. V. 471. No. 5, pp. 579–82. DOI: 10.7868/S0869565216350176

4. Erokhin Yu.V., Koroteev V.A., Khiller V.V., Burlakov V.V., Ivanov K.S., Kleymenov D.A. *Meteorit «Kargopolye»: novyye dannye po mineralogii* (Kargopole meteorite: new data of Mineralogy). DAN, 2017, V. 477, No. 5, pp. 582–585. DOI: 10.7868/S086956521735016X

5. Koroteev V.A., Erokhin Yu.V., Khiller V.V., Burlakov V.V., Ivanov K.S., Kleymenov D.A. *Meteorit «Ural»: novyye dannye po mineralogii* (Ural meteorite: new data of Mineralogy). DAN, 2017, V. 477, No. 5, pp. 582–585. DOI: 10.7868/S0869565214310181

6. Lavruchina A. K. *O prirode izotopnykh anomalii v meteoritakh* (To the nature of isotopic anomalies in meteorites). Kosmochimiya i meteoritika: Proceedings of conference. Kiev. Naukova dumka, 1984, pp. 33–35.

7. Lyutov V. P., Potapov S. S., Isaenko S. I., Lysyuk A. Yu., Simakova Yu. S., Samotolkova M. F. *Mineral'noe veshchestvo meteorita Chelyabinsk: IK-pogloshchenie, kombinatsionnoe rasseyaniye i myosbauerovskaya spektroskopiya ⁵⁷Fe* (Mineral substance of the meteorite Chelyabinsk: infrared absorption, Raman and ⁵⁷Fe Mossbauer spectroscopy). Vestnik IG Komi SC UB RAS, 2013, No.7, pp. 2–9.

8. Nikulova N. Yu., Filippov V. N., Schuyskiy A. S., Makeev B. N. *Samorodnaya platina v chondrite* (Native platinum in the ordinary chondrite). Vestnik Permskogo universiteta, 2020, No. 1.

9. Pecherskiy D. M., Markov G. P., Cel'movich V. A., Sharonova Z. V. *Vnezemnyye magnitnye mineraly* (Extraterrestrial magnetic minerals). Fizika Zemli, 2012, No. 7–8, pp. 103–120.

10. Salikhov D. N., Yusupov S. S., Kovalev S. G., Berdnikov P. G., Khamitov R. A. *Poleznye iskopaemye respubliki Baschkortostan* (Minerals of the Republic of Bashkortostan (platinum group metals)). Ufa: Ekologiya, 2001, 223 p.

11. Silaev V. I., Golubeva I. I., Filippov V. N., Lyutov V. P., Simakova Yu. S., Potapov S. S., Petrovsky V. A., Khazov A. F.

Meteorit «Chelyabinsk»: mineralogo-petrograficheskaya karakteristika (Meteorite «Chelyabinsk»: Mineralogical and Petrographic Characteristics). Vestnik Permskogo universiteta. 2013, Geologia, No. 2 (19), pp. 8–27.

12. Sobotovich E. V., Semenenko V. P. *Proischozheniye meteoritov* (Origin of meteorites). Kiev: Nauk. Dumka, 1985, 204 p.

13. Bearley A. J., Jones R. H. Chondritic meteorites. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Vol. 36: Planetary Materials.. Wash. (D.C.): Mineral. Soc. Amer., (Washington, D.C., 1998), pp. 35–38.

14. Bowey J. E., Morlok A., Kohler M., Grady M. 2–16 µm spectroscopy of micron-sized enstatite (Mg,Fe)₂Si₂O₆ silicates from primitive chondritic meteorites. Monthly Notices of the Royal Astronomical Society, 2007, V. 376(3), pp. 1367–1374.

15. Connolly H. C., Huss G. R., and Wasserburg G. J. On the formation of Fe-Ni metal in Renazzo-like carbonaceous chondrites. Geochim. Cosmochim., 2001, A. 65, pp. 4567–4588. DOI:10.1016/S0016-7037(01)00749-9

16. De Grave E., Van Alboom A. Evaluation of ferrous and ferric Mossbauer fractions. Phys. Chem. Minerals., 1991, V. 18, pp. 337–342.

17. Duke D. A., Stephens J. D. Infrared investigation of the olivine group minerals. Amer. Miner., 1964, V. 49, pp. 1388–1406.

18. Fisher G. W., Medaris L. G. Cell dimensions and X-ray determinative curve for synthetic Mg-Fe olivines. Amer. Miner., 1969, V. 54, pp. 741–753.

19. Klima R. L., Pieters C. M., Dyar M. D. Spectroscopy of synthetic Mg-Fe pyroxenes I: Spin-allowed and spin-forbidden crystal field bands in the visible and near-infrared. Meteoritics and Planetary Science, 2007, V. 42, No 2, pp. 235–253.

20. Lauretta D. S., Nagahara H., Alexander C. M. O'D. Petrology and Origin of Ferromagnesian Silicate Chondrules. Meteorites and the Early Solar System II, 2005, pp. 431–459.

21. Lorin J. C., Michel-Levi M. C. Radiogenic ²⁵Mg fine-scale distribution in Ca-Al inclusions of the Allende and Leoville meteorites. Short papers of the 4th Intern. conf. geochron. cosmochron., isotope geol. August 20–25, 1978 in Snowmass-at-aspen (Colorado, USA). Geol. Surv. Open-File Report 78–701, pp. 257–259.

22. Lournathan S. J., Smith M. A. Cell dimensions of olivine. Mineral. Mag., 1968, V. 36, pp. 1113–1134.

23. Maksimova A. A., Oshtakh M. I., Petrova E. V., Grokhovsky V. I., Semionkin V. A. Comparison of iron-bearing minerals in ordinary chondrites from H, L and LL groups using Mossbauer spectroscopy with a high velocity resolution. Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy, 2017, V. 172, pp. 65–76. DOI: 10.1016/j.saa.2016.04.032

24. Oshtakh M. I., Petrova E. V., Grokhovsky V. I., Semionkin V. A. A study of ordinary chondrites by Mossbauer spectroscopy with high-velocity resolution. Meteoritics & Planetary Science, 2008, V. 43, No 5, pp. 941–958. DOI: 10.1007/978-3-540-78697-9_129

25. Roges G. B., Huggins R. E. Cation Determinative Curves for Mg-Fe-Mn Olivines from Vibrational Spectra. Amer. Miner., 1972, V. 57, pp. 967–985.

26. Turnock A. C., Lindsley D. H. Grover J. E. Synthesis and Unit Cell Parameters of Ca-Mg-Fe Pyroxenes. Amer. Miner., 1973, V. 58, pp. 50–59.

27. Vandenberghe R. E., De Grave E. Application of Mossbauer Spectroscopy in Earth Sciences. Mossbauer Spectroscopy. Tutorial Book (Ed. by Yutaka Yoshida and Guido Langouche). Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2013, pp. 91–186. DOI: 10.1007/978-3-642-32220-4_3

28. Wasson J. T., Kallemeyen B. W. Composition of chondrites. Phil. Trans. R. Soc. Lond., 1988, V. A 325, pp. 535–544.

Поступила в редакцию / Received 06.01.2020