

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ им. академика А.Н. ЗАВАРИЦКОГО УРАЛЬСКОГО
ОТДЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК (ИГГ УрО РАН)

На правах

Рукописи

ДУГУШКИНА КСЕНИЯ АНАТОЛЬЕВНА

**ВКЛЮЧЕНИЯ И КСЕНОЛИТЫ В ОБЫКНОВЕННЫХ И
УГЛИСТЫХ ХОНДРИТАХ**

*1.6.4 – Минералогия, кристаллография, геохимия, геохимические
методы поисков полезных ископаемых*

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научные руководители: Берзин Степан Васильевич, кандидат геолого-
минералогических наук,
Институт геологии и геохимии им. академика
А.Н. Заварицкого УрО РАН

Гроховский Виктор Иосифович, кандидат
технических наук, старший научный сотрудник,
Уральский федеральный университет им.
первого Президента России Б.Н.Ельцина

Екатеринбург – 2023

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
СПИСОК УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ И СОКРАЩЕНИЙ.....	11
ГЛАВА 1. ВКЛЮЧЕНИЯ, ОБОСОБЛЕНИЯ, КСЕНОЛИТЫ И КЛАСТЫ В ХОНДРИТАХ	12
1.1 Тугоплавкие включения (Refractory inclusions)	14
1.1.1 Богатые Са, Al-включения (CAIs)	14
1.1.2 Амёбовидные оливиновые агрегаты (AOAs)	20
1.2 Богатые форстеритом включения (refractory forsterite-rich objects).....	24
1.3 Металл-сульфидные нодули (конкреции)	30
1.4 Богатые SiO ₂ компоненты (SRC).....	32
1.5 Ксенолиты и класты в хондритах. Хондритовые брекчии	37
1.5.1 Ксенолиты и класты в хондритах	37
1.5.2 Хондритовые брекчии	41
1.6 Обособления и минеральные скопления в хондритах	44
1.6.1 Хромит-плагиоклазовые скопления	44
ГЛАВА 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ.....	47
ГЛАВА 3. БОГАТЫЕ ФОРСТЕРИТОМ ВКЛЮЧЕНИЯ В УГЛИСТЫХ И ОБЫКНОВЕННЫХ ХОНДРИТАХ.....	50
3.1 Богатые форстеритом включения.....	50
3.2 Родительские хондры богатых форстеритом включений	56
3.3 Богатые форстеритом включения округлой формы без мезостазиса	60
3.4 Клиноэнстатитовая кайма в богатых форстеритом включениях	62
ГЛАВА 4. БОГАТЫЕ SiO ₂ КОМПОНЕНТЫ (SRC) ИЗ ОБЫКНОВЕННОГО ХОНДРИТА SHINEJINST	69
4.1 Метеорит Shinejins	69
4.2 Богатые SiO ₂ компоненты (SRC).....	71
ГЛАВА 5. КСЕНОЛИТ В МЕТЕОРИТЕ ЧЕЛЯБИНСК LL5	81
ГЛАВА 6. УТОЧНЕНИЕ КЛАССИФИКАЦИИ И ХАРАКТЕРИСТИКА ВКЛЮЧЕНИЙ В МЕТЕОРИТЕ СЕВЕРНЫЙ КОЛЧИМ	91
6.1 История находки и краткое описание метеорита Северный Колчим.....	91

6.2 Классификация метеорита.....	93
6.3 Структура и состав хондритового включения	96
6.4 Геномиктовая брекчия	100
6.5 Высокомагнезиальные хондры и их обломки	101
6.6 Обогащенные Al хондры	104
6.7 Богатые кремнезёмом компоненты	107
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	112
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	115
ПРИЛОЖЕНИЕ	153

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования

Метеориты являются важным источником информации о малых телах Солнечной системы и о процессах, происходивших на ранних этапах её формирования.

Метеоритика является динамично развивающейся научной областью, однако, несмотря на это, в метеоритных исследованиях остается много до конца не раскрытых вопросов. Одним из вопросов является выявление особенностей процессов, происходивших на доаккреционной стадии в протопланетном диске.

Благодаря исследованию метеоритов была получена информация о формировании и последующих этапах преобразования минерального вещества в протосолнечной небуле и на малых телах Солнечной системы. Сформировались представления о небулярных процессах, аккреции, эволюции вещества в недрах планет, спутников и астероидов, изучены импактные события и процессы космического выветривания.

Наиболее распространенным типом метеоритов по числу известных падений и находок являются хондриты – примитивные породы, не прошедшие планетарную дифференциацию, которые сохранили в себе следы процессов, происходивших на допланетной стадии развития Солнечной системы.

Хондриты получили такое название, поскольку содержат хондры — сферические образования силикатного состава. Хондриты образовались в процессе аккреции (слияния) хондр, тугоплавких включений и тонкозернистой матрицы, сформировавшихся в протосолнечной небуле.

Хондриты принято разделять на три больших класса: углистые (CI, CV, CM, CO, и др.), обыкновенные (H, L, LL), энстатитовые (EH, EL), а так же более редкие R, K и уникальные неклассифицированные хондриты. По отношениям стабильных изотопов (Ti, Cr, Ni, Mo) хондриты классифицируются на углистые (CC) и неуглистые (NC) хондриты (Warren 2011; Kruijer et al. 2017; Scott et al., 2018).

В зависимости от степени проявления теплового метаморфизма хондриты делятся на семь петрологических типов (1-2 тип описывают изменения при низкотемпературном водном метаморфизме, 3-7 - при высокотемпературном). Хондриты 1-3 петрологического типа называются неравновесными, хондриты 4-7 петрологических типов – равновесными, поскольку в них наблюдается уравнивание составов минералов (Van Schmus et al., 1967a; Weisberg et al., 2006a).

В неравновесных хондритах повсеместно встречаются ксенолиты и различного рода включения, попавшие на родительские тела в процессе аккреции. Исследование таких ксенолитов и включений позволяет раскрыть последовательность событий, происходивших с минеральным веществом в ранней Солнечной системе.

Цели и задачи исследования

Цель работы - выяснение последовательности и характера процессов формирования минерального вещества включений и ксенолитов в обыкновенных и углистых хондритах.

Для достижения поставленной цели были поставлены следующие задачи:

1. Реконструкция процессов формирования и преобразования богатых форстеритом включений.
2. Реконструкция условий формирования ксенолитов и микроксенолитов в хондритах.
3. Характеристика минерального состава и морфологии минеральных агрегатов богатых SiO_2 компонентов (SRC) в хондритах.
4. Изучение структурных, минералогических и химических особенностей хондритов, представленных различного рода аккреционными брекчиями

Научная новизна и практическая значимость работы

1. Для трёх углистых (Allende, Northwest Africa 11781 и Northwest Africa 11179) и двух обыкновенных (Северный Колчим и Shinejinst) хондритов методом дифракции отраженных электронов (ДОЭ) получены первые данные о богатых

форстеритом включениях. Установлено, что клиноэнстатитовая кайма во включениях форстерита имеет реакционную природу и, по нашему мнению, сформировалась в результате взаимодействия с небулярным веществом в протопланетном диске. Показано, что кайма практически полностью сложена клиноэнстатитом.

2. Впервые изучен уникальный ксенолит в метеорите Челябинск, сложенный исключительно колосниковыми оливинowymi (ВО) хондрами и их фрагментами. Показано, что данный ксенолит возник в области формирования колосниковых оливинowych (ВО) хондр при аккреции твердых и частично раскристаллизовавшихся хондр.

3. Уточнена классификация метеорита Северный Колчим как НЗ.4. В этом метеорите был изучен класт, сложенный хондритом НЗ.9. Данный метеорит дополнительно классифицирован как геномиктовая брекчия. В метеорите Северный Колчим найдены и изучены богатые форстеритом включения, обогащенные Al хондры, богатые SiO₂ компоненты.

4. В обыкновенных хондритах Северный Колчим и Shinejinst найдены и изучены богатые SiO₂ компоненты (SRC). Для этих метеоритов получены первые данные о локальной ориентировке минеральных индивидов в SRC методом дифракции отраженных электронов (ДОЭ).

Защищаемые положения

1. Образование клиноэнстатитовой каймы в богатых форстеритом включениях в хондритах происходило за счет замещения форстерита по периметру в результате реакционного взаимодействия с небулярным веществом.

2. Необычный по строению ксенолит в метеорите Челябинск образовался в результате аккреции твердых и частично раскристаллизованных хондр в области формирования колосниковых оливинowych хондр (ВО) и может рассматриваться как макрохондра.

3. Метеорит Северный Колчим относится к классу НЗ.4, содержит класт хондрита НЗ.9 и может быть дополнительно классифицирован как геномиктовая брекчия.

Фактический материал и методы исследования

Диссертация основана на результатах исследования 29 образцов метеоритов (25 петрографических шлифов, 32 аншлифа), представленными фрагментами различных типов хондритов (таблица А.1).

Метеориты Северный Колчим (Н3.4), Свердловск (Н4.5), Кунашак (L6), Каргаполье (Н4), Урал (L6), Озерное (L6) предоставлены для исследований Уральским геологическим музеем. Метеориты Харабали (Н5), Яраткулова (Н5) и Челябинск (LL5) любезно предоставлены С.Ю. Степановым.

Метеориты Calama 029 (LL7), Calama 077 (Н4), Calama 078 (LL5), Calama 079 (Н4), Calama 080 (Н4), Calama 085 (Н(L)3), Los Vientos 363 (L5), Sierra Gorda 030 (L5), Sierra Gorda 044 (Н5), Shinejinst (Н4), Gandom Beryan 012 (Н5), Gandom Beryan 013 (Н4) предоставлены для исследования Метеоритной экспедицией УрФУ.

Изучение строения метеоритов проводилось с помощью сканирующих электронных микроскопов JEOL JSM-6390LV и TESCAN MIRA LMS, оснащенных энергодисперсионной приставкой INCA Energy 450 X-Max 80 (ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН).

Состав минералов изучен при помощи электронно-зондового микроанализатора (EPMA) Cameca SX-100 с пятью волновыми спектрометрами и энергодисперсионной приставкой Bruker XFlash 6 (ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН).

Изучение локальной ориентации кристаллических решеток проводилось методом дифракции отраженных электронов (ДОЭ) на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N, оснащенный детектором ДОЭ Oxford NordLys Nano, (ресурсный центр «Геомодель» научного парка СПбГУ, аналитик В.В.Шиловских) и на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6390LV, с ДОЭ-приставкой NordlysNano Oxford Instruments (ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН).

Измерение микроэлементного состава форстерита производилось на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой NexION 300S (PerkinElmer) с

приставкой для лазерной абляции NWR 213 (ESI) при диаметре кратера 25 мкм (ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН).

Съемка рамановских спектров с целью идентификации минералов проводилась на спектрометре LabRam HR 800 Evolution, оснащеном микроскопом Olimpus BX-FM в (ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН).

CL-изображения были получены на сканирующем электронном микроскопе TESCAN MIRA LMS. Регистрация спектров катодолюминесценции выполнена при помощи сканирующего электронного микроскопа JEOL JSM-6390LV, оборудованного катодолюминесцентным спектрометром HORIBA N-CLUE iHR500 (ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН).

Личный вклад автора состоял в постановке целей и задач исследования, в обобщении полученных данных и формулировании выводов. Автором проанализирован большой объём зарубежной и отечественной научной литературы по теме исследования. Также личный вклад автора заключался в непосредственном участии в проведении аналитических исследований и интерпретации полученных результатов.

Структура и объем работы

Диссертация состоит из введения, шести глав, заключения, списка литературы, приложения и содержит 172 страницы, 39 рисунков, 21 таблицу. Список литературы включает 362 наименования.

Степень достоверности результатов

Достоверность полученных результатов обеспечивается представительной коллекцией образцов метеоритов, представленными фрагментами различных типов хондритов (29 образцов). В работе представлены результаты, которые были получены с помощью современного высокоточного лабораторного оборудования, с использованием прецизионных методов исследования.

Апробация работы

Результаты работы были представлены в виде устных и стендовых докладов на международных и всероссийских конференциях: IX Всероссийская молодежная научная конференция «Минералы: строение, свойства, методы

исследования» (Екатеринбург, 2018 г); 81st Annual Meeting of the Meteoritical Society (Москва, 2018 г); Всероссийская научная конференция, посвященная 70-летию основания Уральского отделения Российского минералогического общества «VII Чтения памяти член-корр. РАН С.Н. Иванова» (Екатеринбург, 2018 г); X Всероссийская молодежная научная конференция «Минералы: строение, свойства, методы исследования» (Екатеринбург – Миасс, 2019 г); XXVI Всероссийская научная молодежная конференция с международным участием «Уральская минералогическая школа-2020 Под знаком золота и платины» (Екатеринбург, 2020 г); XII Всероссийская молодежная научная конференция с международным участием «Минералы: строение, свойства, методы исследования» (Екатеринбург, 2021 г); XIII Съезд РМО «Минералогия во всем пространстве сего слова: Проблемы развития минерально-сырьевой базы и рационального использования минерального сырья» и Федоровская сессия (Санкт-Петербург, 2021).

Основные результаты изложены в 3 статьях в журналах из списка ВАК, и 21 тезисах в сборниках конференций, расширенных и переводных рецензируемых сборниках.

Благодарности.

Автор благодарит научных руководителей кандидата геол.-мин. наук Степана Васильевича Берзина и кандидата техн. наук Виктора Иосифовича Гроховского за постановку темы, всестороннюю помощь и поддержку в осуществлении работы. Автор благодарен А.Ю. Пастуховичу, С.Ю. Степанову, Д.А. Клейменову, Е.В. Бурлакову за предоставленный метеоритный материал. Автор признателен К.С. Иванову, Ю.В. Ерохину, Н.В. Вахрушевой, А.Р. Богдановой, П.Б. Ширяеву, П.С. Козлову и всем сотрудникам лаборатории региональной геологии и геотектоники за полезные дискуссии, помощь в работе, а также всем, кто уделял внимание докладам автора на конференциях и совещаниях. Автор благодарен за помощь в проведении аналитических работ сотрудникам Центра коллективного пользования «Геоаналитик», в особенности Л.В. Леоновой, Н.Н. Фарраховой, Е.А. Панкрушиной, Д.А. Замятину, М.В.

Червяковской, В.С. Червяковскому, И.А. Готтман, Н.С. Чебыкину. Автор благодарен В.В. Шиловских (ресурсный центр «Геомодель» научного парка СПбГУ). Автор выражает отдельную благодарность друзьям и близким за моральную поддержку и помощь в работе над диссертацией.

Работа выполнена в рамках госбюджетной темы ИГГ УрО РАН, Программы развития УрФУ в соответствии с программой "Приоритет-2030", а также исследовательских грантов, поддержанных РФФИ (проекты №17-05-00297 и №19-35-90059).

СПИСОК УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ И СОКРАЩЕНИЙ

ДООЭ – дифракция отраженных электронов (с англ. Electron BackScatter Diffraction - EBSD).

CAIs –Ca, Al-включения.

AOAs – амёбовидные оливиновые агрегаты.

SRC – богатые кремнезёмом компоненты.

Fo – форстерит.

Low-Ca Px – низкокальциевый пироксен.

Ca Px – кальциевый пироксен.

En – энстатит.

Sen – клиноэнстатит.

Di – диопсид.

BO – колосниковая оливиновая хондра.

Gl – стекло.

Pl – плагиоклаз.

Chr – хромит.

Spl – шпинель.

Kam – камасит.

Tro – троилит.

Tae – тэнит.

Tt – тетратэнит.

Crs – кристобалит.

Trd – тридимит.

Ap – апатит.

Ilm – ильменит.

Viv – вивианит.

High-Ca Mez – мезостазис, содержащий повышенные содержания кальция.

н.о. – ниже пределов обнаружения.

ГЛАВА 1. ВКЛЮЧЕНИЯ, ОБОСОБЛЕНИЯ, КСЕНОЛИТЫ И КЛАСТЫ В ХОНДРИТАХ

Метеоритами называются твердые тела внеземного происхождения, которые проникают через атмосферу и достигают поверхности Земли. В зависимости от состава метеориты делятся на три обширные группы: каменные (хондриты и ахондриты), железные (или сидериты), железно-каменные (палласиты, мезосидериты).

Каменные метеориты встречаются наиболее чаще (92,8 % падений). Из двух типов каменных метеоритов наиболее многочисленны — хондриты, получившие такое название, поскольку содержат хондры — сферические образования силикатного состава. Хондриты образовались в процессе аккреции (слияния) хондр, тугоплавких включений и тонкозернистой матрицы, сформировавшихся в протосолнечной небуле.

В зависимости от минералогического и химического состава, изотопного состава кислорода и окислительно-восстановительных условий формирования хондриты делятся на три больших класса: обыкновенные (H, L и LL), углистые (CI, CM, CO, CV, CR, CH, CB и CK) и энстатитовые (EH и EL), а так же более редкие R, K и уникальные неклассифицированные хондриты (Krot et al., 2004a; Weisberg et al., 2006a). Также хондриты классифицируются на петрологические типы 1-7 в зависимости от степени низкотемпературного водного (1-2 тип) или высокотемпературного (тип 3-7) метаморфизма в недрах родительских тел (Van Schmus et al., 1967a). Хондриты 1-3 петрологического типа называются неравновесными, хондриты 4-7 петрологических типов — равновесными, поскольку в них наблюдается уравнивание составов минералов. Метеориты 3 петрографического типа делятся на 3.0-3.9 типы (Weisberg et al., 2006a; Krot et al., 2014a).

По отношениям стабильных изотопов (Ti, Cr, Ni, Mo) хондриты также классифицируются на углистые (CC) и неуглистые (NC) хондриты (Warren, 2011; Kruijer et al. 2017; Scott et al., 2018).

Хондриты состоят из 4 основных компонентов: матричного материала, хондр

и их обломков, Fe, Ni-металла, тугоплавких включений (богатые Ca, Al-включения (Ca,Al-rich Inclusions, далее - CAIs) и амёбовидные оливиновые агрегаты (Amoeboid Olivine Aggregates, далее - AOAs)), а также других различных видов включений (Scott and Krot, 2014).

Хондры представляют собой округлые образования, преимущественно состоящие из железомagneзиальных силикатов. По структурным особенностям классифицируются на порфировые (POP, PO, PP) и непорфировые (колосниковые оливиновые (BO), радиально-лучистые (RP), скрытокристаллические (CC) типы.

По минералогическим особенностям хондры делятся на I и II тип, в зависимости от железистости силикатов, в I типе силикаты характеризуются низким содержанием FeO (Fa и Fs <10), во II типе содержатся высокожелезистые силикаты (Fa и Fs >10). Типы I и II подразделяются на подтипы A, обогащенные оливином, и B, богатые пироксеном (Jones, 1990, 1994, 1996a,b).

В настоящее время нет единой точки зрения относительно механизма формирования хондр. Преобладающим мнением является их образование в результате быстрого застывания капель расплава в протосолнечной небуле, однако механизм появления капель в достаточно холодном газовой-пылевом облаке неясен.

Матрица представляет собой практически непрозрачную смесь минеральных зерен размером от нескольких нанометров до нескольких миллиметров, которая заполняет пространство между хондрами, тугоплавкими включениями и другими компонентами хондритов (Scott et al., 1988).

Включениями (inclusions) в хондритах являются твердые частицы, отличающиеся от хондр, матрицы и металлических зерен, и попавшие на родительское тело хондрита в результате аккреции. Наиболее известными примером включений являются тугоплавкие включения (refractory inclusions) – CAIs, AOAs. Помимо включений в метеоритах встречаются различного рода обособления (assemblages), сформировавшиеся в ходе дальнейшей эволюции хондритов (метаморфизм в недрах родительского тела, ударные изменения, земное выветривание). Примером таких обособлений являются хромит-

плагиоклазовые скопления (chromite-plagioclase assemblages). Кроме того, в хондритах встречаются ксенолиты и класты хондритового состава. В данной главе рассмотрены включения, обособления, ксенолиты и класты, известные на сегодняшний день в хондритах.

1.1 Тугоплавкие включения (Refractory inclusions)

Тугоплавкие включения (refractory inclusions) обогащены труднолетучими (refractory) элементами и рассматриваются как первые твердые конденсаты, образовавшиеся в протосолнечной небуле. Включения встречаются во всех группах хондритовых метеоритов, их доля варьирует от исчезающе малого количества (например, в обыкновенных хондритах) до 5 об.% в некоторых углистых хондритах. Существует два преобладающих типа тугоплавких включения – богатые Ca, Al включения (CAIs) и амёбовидные оливиновые агрегат (AOAs) (Рисунок 1.1).

1.1.1 Богатые Ca, Al-включения (CAIs)

Изучению богатых Ca, Al-включений (CAIs) посвящено много статей. Благодаря исследованию CAIs были получены сведения о самых ранних событиях в протосолнечной небуле. В данной главе приведен краткий обзор сведений о богатых Ca, Al-включениях.

Богатые Ca, Al-включения - включения в хондритах, размером от первых микрометров до нескольких сантиметров, обогащенные труднолетучими элементами (Ca, Al, Ti и др.), сложенные минералами Ca, Al, Mg (мелилит, хибонит, шпинель, анортит, форстерит и др.). По минералогии, химическому и изотопному составу CAIs резко отличаются от хондр и матрицы хондритов. CAIs рассматриваются как самые первые минеральные объекты, сформировавшиеся в ранней Солнечной системе. Находки CAIs в хондритах известны начиная с наиболее ранних исследований метеоритов (например, Christophe Michel-Le'vy M, 1968). В основном CAIs встречаются в углистых хондритах (Wark et al., 1977; Stolper et al., 1982, 1986; Lin et al., 2003; Scott and Krot, 2004; и др.). CAIs наиболее распространены в углистых хондритах CV3 типа (Grossman, 1975; Scott and Krot, 2004; Hezel et al., 2008).

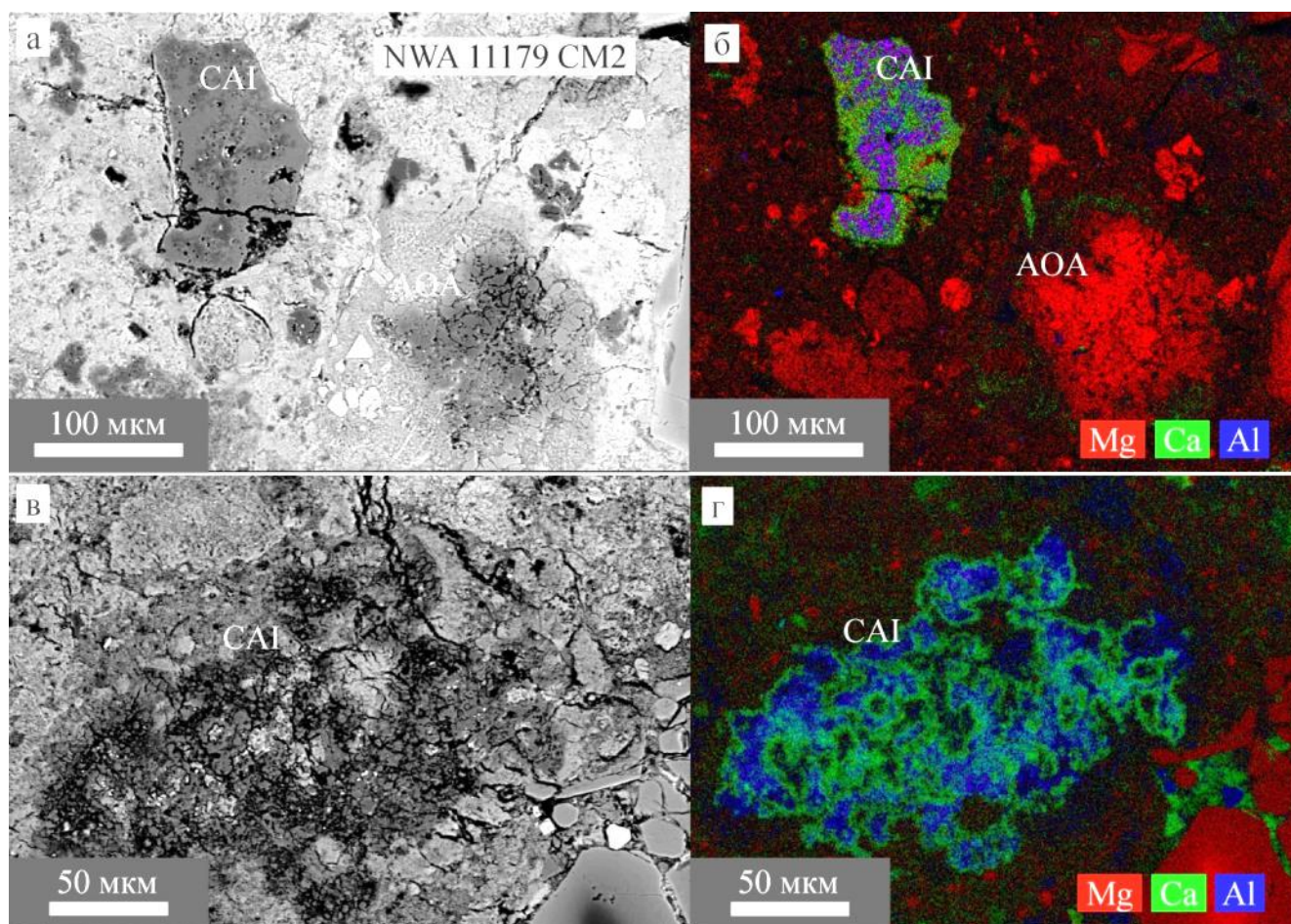


Рисунок 1.1. Тугоплавкие включения: богатые Ca,Al-включения (CAIs) и амёбовидные оливиновые агрегаты (AOAs) в матрице углистого хондрита Northwest Africa 11781 (CM2). а,в – изображение в обратно-отраженных электронах (BSE), б,г – комбинированные карты распределения элементов (здесь и далее Mg – красный, Ca – зеленый, Al – синий).

Обыкновенные, энстатитовые, R- и K-хондриты имеют низкие содержания CAIs по сравнению с углистыми хондритами (Hezel et al., 2008), в литературе отмечаются редкие находки (Bischoff et al., 1984; Huss et al., 2001; Kimura et al., 2002; и др.). Почти все хондриты, относящиеся к данным группам, имеют дефицит Al по сравнению с CI-хондритами (Hezel et al., 2008).

Ca, Al-включения имеют разнообразную морфологию. Включения встречаются различной формы – неправильной (рыхлой), амёбовидной, округлой, каплевидной, также встречаются в форме вогнутого диска (Ivanova et al., 2012, 2015a; Иванова, 2016; Lorenz et al., 2019). Наиболее крупные CAIs встречаются в

углистых хондритах CV3 типа.

Минеральный состав CAIs довольно разнообразный, он представлен первичными и вторичными минералами. К основным, наиболее часто встречающимся первичным минералам относятся – мелилит, шпинель, кальциевый пироксен, анортит и форстерит. К вторичным минералам относятся – нефелин, содалит, волластонит, геденбергит, гроссуляр андрадит, кальцит, точилинит и другие. Встречаются перовскит, хибонит, гроссит, Fe,Ni-металл и другие.

По типу структур среди CAIs различают грубозернистые и тонкозернистые разновидности. В зависимости от содержания основных минеральных фаз (мелилит, шпинель, Al,Ti-пироксен, анортит и форстерит) подразделяются на следующие типы: среди тонкозернистой разновидности CAIs по минеральному составу выделяют рыхлые включения типа А - Fluffy Type A (FTA) и шпинелевые включения. Среди грубозернистых выделяют компактные включения типа А – Compact Type A (CTA), типа В (B1 и B2), типа С и форстеритовые включения типа FoB (Fo-rich Type B) (MacPherson, 2014; Иванова, 2016).

В CAIs типа В в кристаллах мелилита наблюдается зональность: обогащение Al внутренней части кристалла, и обогащение Mg по периферии. «Обратная зональность» характерна для мелилита из CAIs типа А. Также в мелилите из CAIs типа В отмечается постоянное присутствие Na_2O до нескольких десятых процента. FoB CAIs из хондритов CV3 по мнению Баллока и соавторов образовались в результате различной степени плавления первичного материала-предшественника, который напоминал амебовидные агрегаты оливина (Bullock et al., 2012).

На рисунке 1.2 представлено строение типичного мелилитового включения. Центральная часть сложена первичными кристаллами мелилита, с включениями шпинели, гибонита или перовскита (MacPherson, 2014). По периферии находится оболочка Варка-Ловеринга, которая состоит из последовательных мономинеральных слоев тех же минералов, но образованных в разное время формирования CAIs (Wark et al., 1977).

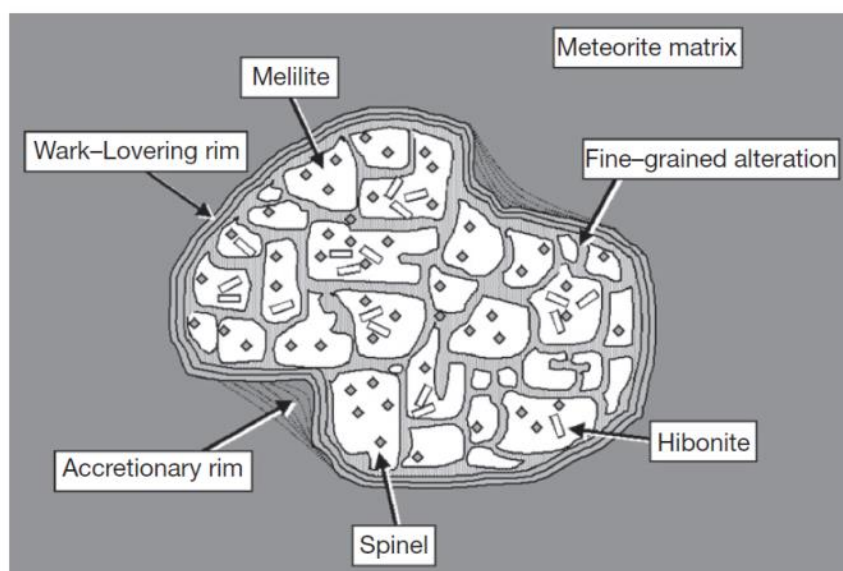


Рисунок 1.2. Схема строения гипотетического богатого Ca, Al-включения (CAI) (MacPherson, 2014)

Встречается также особый редкий тип CAIs, не отличающийся по морфологии и минералогии от других типов CAIs – FUN-включения (Fractionation UNknown). Данный тип характеризуется сильным масс-зависимым фракционированием изотопных систем Mg, Si и O, нелинейными неидентифицированными изотопными аномалиями некоторых элементов (Ca, Ti, Sr, Ba, Nd, Sm) и низким содержанием короткоживущего изотопа ^{26}Al (Park et al., 2017; Krot et al., 2014b; Иванова, 2016; Krot, 2019).

Также выделяется редкий тип - ультратугоплавкие CAIs (Ultra-Refractory Ca,Al-rich Inclusions или UR CAIs), они состоят в основном из наиболее тугоплавких минералов (оксиды, обогащенные Zr, Sc, Y, пироксены, обогащенные Zr, Sc, Y, и обогащенный Y перовскит). В большинстве случаев UR CAIs находятся в виде включений в крупных CAIs с другими типами CAIs или AOAs (Ivanova et al., 2012; Ivanova et al., 2013; Yoshizaki et al., 2019; Xiong et al., 2020; и др.).

В CAIs различных типов встречаются металлические зерна, так называемые – фремдлинги, представляющие собой сплавы железа, никеля и металлов платиновой группы (MacPherson, 2014).

Важной особенностью химического состава CAIs является характер распределения РЗЭ. В CAIs был обнаружен особый тип распределения РЗЭ – группа II (Mason et al., 1977; Davis and Grossman, 1979). Такой тип распределения РЗЭ (Mason and Martin, 1977) характеризуется большим фракционированием РЗЭ: обеднением труднолетучих РЗЭ относительно легких.

CAIs выделяются как самые ранние конденсаты (Grossman et al., 1972). Образовались в протопланетном диске из газа солнечного состава при температуре $>1300^\circ\text{K}$ и давлении $<10^{-4}$ (Krot et al., 2005b; MacPherson, 2014). Формирование CAIs было сложным и многостадийным процессом, включающим взаимодействие с небулярным газом, неоднократное нагревание, кристаллизацию и перекристаллизацию минералов, формирование реакционных и аккреционных кайм, ударные преобразования т.д. (MacPherson, 2014; Иванова, 2016, Krot, 2019; и др.).

С помощью уран-свинцового метода датирования, основанного на распаде ^{238}U и ^{235}U с образованием изотопов свинца (^{206}Pb и ^{207}Pb , соответственно), Джеймсом Коннели и соавторами было определено время формирования CAIs – 4567.30 ± 0.16 млн. лет на довольно коротком интервале около 0,3 млн. лет (Connelly et al., 2012). Интервал образования хондр был определен этими же авторами намного больше – от 4567.31 ± 0.40 до 4564.70 ± 0.27 млн. лет (примерно 3 млн. лет) по (Connelly et al., 2012).

Для датирования ранних процессов Солнечной системы в основном используется ^{26}Al - ^{26}Mg изотопная система. Распад короткоживущего изотопа ^{26}Al ($T_{1/2} \sim 0.72$ млн. лет) приводит к накоплению изотопа ^{26}Mg . Если предположить изначально равномерное распределение ^{26}Al в протопланетном диске, то различия в первичном отношении $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ отражает разницу в возрастах различных CAIs. Согласно многочисленным изотопно-геохронологическим данным преобразование вещества CAIs в протопланетном диске могло длиться ~ 200 тыс. лет (MacPherson et al., 2012; Krot, 2019; и др.), что в целом достаточно хорошо соотносится с результатами U/Pb датирования по (Connelly et al., 2012). Данный метод хронологии подвергается критике, поскольку существует вероятность

изначально неоднородного распределения ^{26}Al в протосолнечной небуле (например, Larsen et al., 2011). По мнению ряда исследователей, возможная неоднородность ^{26}Al в объектах Солнечной системы может быть связана со смешением резервуаров с различным отношением $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ или с масс-зависимым фракционированием $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ в результате физико-химических реакций испарения/конденсации (Krot et al., 2012; и др.)

Короткоживущий изотоп ^{53}Mn с периодом полураспада 3.7 ± 0.4 Ма в результате бета-распада образует ^{53}Cr . На основании измерений отношений стабильных изотопов $^{55}\text{Mn}/^{52}\text{Cr}$ и $^{53}\text{Cr}/^{52}\text{Cr}$ и построения изохрон, можно определить первичное отношение $(^{53}\text{Mn}/^{55}\text{Mn})_0$ и возраст формирования объекта относительно образца, возраст которого известен (MacPherson et al., 2015, 2017). В результате изучения ^{53}Mn - ^{53}Cr систематики вторичных минералов аккреционных кайм в CAIs относительный возраст их преобразования оценивается в 3.37 ± 0.7 млн. лет после формирования тугоплавких включений (MacPherson et al., 2015, 2017; Иванова, 2016).

CAIs характеризуются обогащением ^{16}O (Yurimoto et al., 2008; Ivanova et al., 2012; MacPherson, 2014; Krot, 2019). Наибольшее обогащение ^{16}O (до $\delta^{18}\text{O} = -40\%$) имеют такие минералы как шпинель, форстерит и гибонит (Yurimoto et al., 2008; Ivanova et al., 2012; MacPherson, 2014; Krot, 2019; Krot et al., 2022). Вторичные же минералы в меньшей степени обогащены ^{16}O и располагаются в конце линии безводных минералов углистых хондритов (CCAM - Carbonaceous Chondrite Anhydrous Minerals line), ниже линии земного масс-фракционирования (TF-terrestrial fractionation line). CAIs с преобладанием пироксена и мелилита из хондритов обеднены ^{16}O , а гибонитовые, шпинелевые и гросситовые CAIs – обогащены ^{16}O (Yurimoto et al., 2008). В UR CAIs минералы имеют обедненный ^{16}O изотопный состав кислорода (Ivanova et al., 2012; MacPherson, 2014).

Присутствие в среде образования CAIs изотопов ^7Be , ^{10}Be и ^{50}V , формирующихся в результате реакции ядерного распада при бомбардировке частицами солнечного ветра, по всей видимости, может свидетельствовать о формировании CAIs вблизи раннего Солнца (в пределах 0.1 а.е.) (MacPherson,

2014; Sossi et al., 2017; Gounelle et al., 2013; McKeegan et al., 2000). Согласно другой точке зрения повышенное содержание ^{50}V может быть следствием кинетических эффектов при испарении-конденсации в зоне формирования CAIs, и не связанным с близостью к раннему Солнцу (Beckaert et al., 2021).

Поскольку в некоторых богатых Al хондрах ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 10$ мас.%) отмечаются реликтовые фрагменты CAIs (например, Krot and Keil, 2002a;) это позволяет предположить, что богатые Al хондры образовались в результате плавления предшественников, состоящих из CAIs и железомagneзиальных силикатов (Krot et al., 2006b).

Реликтовые CAIs внутри железомagneзиальных хондр очень редки, данные CAI в значительной степени сохранили обогащение изотопом ^{16}O , типичное для большинства CAIs (Bischoff et al., 1984; Misawa and Fujita, 1994; Krot et al., 2006a, 2011, 2019; Hewins et al., 2012),.

В некоторых CAIs описаны переплавленные каймы с железомagneзиальными силикатами, что интерпретируется как присутствие CAIs в зонах хондрообразования и смешение с материалом железомagneзиальных хондр (Krot et al., 2005b; Krot, 2019).

1.1.2 Амёбовидные оливиновые агрегаты (AOAs)

Амёбовидные оливиновые агрегаты (AOAs) — это объекты, как правило, неправильной формы, состоящие из мелких зерен оливина (не более 20 мкм), зачастую обрастающих ядра из Ca, Al-минералов (CAIs) (Рисунок 1.3). Впервые AOAs были найдены и описаны в метеорите Allende (CV3) (Grossman and Steele, 1976). AOAs встречаются в углистых хондритах (CM, CO, CR, CH, CV) (McSween, 1977; MacPherson et al., 1983; Weber and Bischoff, 1997; Rubin, 1998; Komatsu et al., 2001; Imai and Yurimoto, 2003; Lin and Kimura, 2003; Krot et al., 2004d; Weisberg et al., 2004; Rubin, 2013; Han et al., 2016; Marrocchi et al., 2019; и др), описана находка в СК хондрите (Chaumard et al., 2014) и в К-хондрите Kakangari (K3) (Nagashima et al., 2015). Находки AOAs в обыкновенных хондритах чрезвычайно редки, описана находка в метеорите Семаркона LL3.0 (Itoh et al., 2007).

В различных группах хондритов размер АОА варьирует от 100 мкм (например, в CM, CO, CR) до 5 мм (в CV).

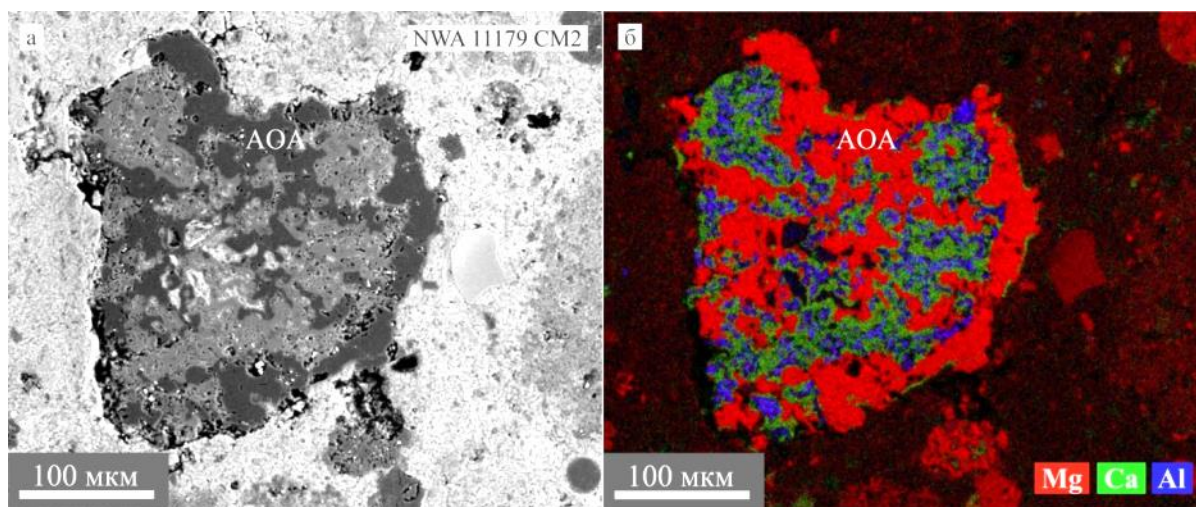


Рисунок 1.3. Амебовидный оливиновый агрегат (АОА) в матрице углистого хондрита Northwest Africa 11179 (CM2).

Большинство АОА представляют собой мелкозернистые, пористые объекты неправильной формы, которые в отличие от большинства CAIs, по всей видимости, избежали интенсивного плавления. Также встречаются крупнозернистые, компактные агрегаты округлой формы, что позволяет предположить, что они, вероятно, подверглись термической обработке (Sugiura et al., 2009; Komatsu et al., 2015).

Форстерит в пористых АОАs содержит многочисленные поры и мелкие включения Al-диоксида. В некоторых компактных АОАs наблюдаются точки тройного сочленения между зернами форстерита и крупнозернистыми оболочками, окружающими более мелкозернистые ядра, что указывает на высокотемпературный отжиг (Komatsu et al., 2001).

В углистых хондритах (CR, CH, CB, CM, CO3.0) оливин представляет собой практически чистый форстерит ($Fe_{<2}$); более железистые оливины встречаются в АОАs из измененных и метаморфизованных метеоритов (CV_{oxA} , CV_{red} и CO петрологических типов 3.1-3.9). Оливин в АОАs из примитивных углистых хондритов имеет большие вариации содержания MnO (до 1.6 мас.%) и Cr_2O_3 (до 0.6 мас.%), иногда встречается зональность по содержанию Mn и Cr: содержание

этих элементов в оливине увеличивается от центра к краю АОАs (Komatsu et al., 2015). Также одной из характерных особенностей форстерита из АОА является его обедненность $\text{CaO} < 0.3$ мас. % (Sugiura et al., 2009; Krot et al. 2004b). Для сравнения в богатых форстеритом включениях в основном содержание CaO составляет более 0.4 мас. %, а MnO ниже пределов определения ЕРМА (Pack et al. 2004).

Около 10% АОАs содержат небольшое количество низкокальциевого пироксена (<2 об. %), замещающего форстерит. Низкокальциевый пироксен может встречаться в виде как тонких прерывистых слоев по границам зерен форстерита, и ореолов вокруг зерен Fe, Ni-металла, так и толстых непрерывистых слоёв вокруг АОАs. Низкокальциевые пироксены имеют не очень высокое содержание Al_2O_3 (<2 мас. %) и TiO_2 (<0.6 мас. %), и в них проявляется примесь MnO (0.7–0.6 мас. %) и Cr_2O_3 (0.04–1.2 мас. %) (Krot et al., 2004c).

Центральная часть в АОАs состоит из мелилита, шпинели и перовскита или шпинели и перовскита и аналогична САIs. Мелилит может быть замещен мелкозернистыми срастаниями шпинели, Al-диопсида и, иногда, анортита (An_{99}). В САIs, не содержащих мелилит, шпинель окружена мелкозернистым срастанием шпинели и Al-диопсида, или анортита, заключенным в мономинеральный слой Al-диопсид.

Мелилит обычно обогащен геленитом ($\text{Ak}_{<15}$) является редкой первичной фазой в АОАs, обычно связанной с анортитом и шпинелью (Krot et al., 2004c). Шпинель в АОАs из примитивных хондритов имеет почти чистый химический состав MgAl_2O_4 , в АОАs из измененных и метаморфизованных хондритов шпинель обогащена FeO (Weisberg et al. 2004).

Перовскит (CaTiO_3) также является распространённой первичной фазой в АОАs, встречается в виде субмикронных зерен в ассоциации со шпинелью (Weisberg et al. 2004).

Вторичный минералы такие как - нефелин, содалит и железистый оливин, распространены в АОАs из метаморфизованных хондритов, но отсутствуют в АОАs из неизмененных хондритов.

Клинопироксен в ядрах АОАs характеризуется большими вариациями по содержанию Al_2O_3 (2-20 мас.%) и TiO_2 (до 13 мас.%), и резким дефицитом MnO и Cr_2O_3 по сравнению с оливином.

Железоникелевые сплавы, обычно содержащие от 5 до 7 мас.% Ni , являются повсеместными компонентами АОАs (Weisberg et al. 1993, 2004; Chizmadia et al. 2002; Krot et al. 2004a,b,d). Они встречаются в виде округлых включений диаметром до 10 мкм в ядрах (в САIs).

АОАs имеют нефракционированное содержание тугоплавких литофильных и сидерофильных элементов ((2–20)×CI), некоторые агрегаты могут иметь фракционированное распределение РЗЭ II группы (Grossman et al., 1979; Ruzicka et al., 2012a).

Анализ изотопных отношений кислорода первичных минералов АОАs из неизмененных углистых хондритов показывает равномерное обогащение ^{16}O . Низкокальциевые пироксены, заменяющие форстерит по границам зерен и вокруг Fe , Ni -металла, аналогично обогащены ^{16}O , а пироксены, которые образуют толстые оболочки вокруг АОАs, обеднены ^{16}O . В АОАs из CV-хондритов вторичные минералы, а также первичный анортит и, иногда, Al -диопсид в различной степени обеднены ^{16}O по сравнению с форстеритом и шпинелью, (Krot et al., 2004b). По мнению ряда исследователей, эти наблюдения и предполагаемое конденсационное происхождение первичных минералов в АОАs, предполагают, что АОАs образовались в газовом резервуаре, обогащенном ^{16}O ($\Delta^{17}\text{O} < -20\%$) (Krot et al., 2002b, Scott and Krot, 2014; Krot et al., 2019; и др.).

Детальные исследования ^{26}Al - ^{26}Mg изотопной системы показало, что АОАs генетически не связаны с формированием САIs, и разрыв во времени мог достигать 25 тыс. лет (Wasserburg et al., 2012).

По мнению многих исследователей, минералогия, петрология, обогащение ^{16}O свидетельствуют о том, что АОАs конденсировались в протопланетном диске из резервуара, обогащенного ^{16}O и затем соединились с образовавшимися ранее САIs (Krot et al., 2004a,b, 2005a; Ruzicka et al., 2012a; Sugiura et al., 2009; Weisberg et al., 2004). Впоследствии агрегаты были подвержены высокотемпературному

нагреванию и перекристаллизации с незначительным плавлением и изменением, это привело к образованию анортита и, в некоторых случаях, низкокальциевого пироксена. Во время формирования хондр АОАs, возможно, или отсутствовали в областях, образующих хондры, или масштабы событий хондрообразования в данных областях были небольшими.

АОА и, возможно, были важными материалами-предшественниками в формировании богатых форстеритом объектов и хондр I типа. По минералогическим и химическим характеристикам АOAс наиболее схожи с магнезиальными хондрами (I типа), при этом они имеют более низкое содержание SiO_2 , Cr_2O_3 , MnO и Na_2O , и, как правило, практически не содержат низкокальциевого пироксена.

1.2 Богатые форстеритом включения (refractory forsterite-rich objects)

В веществе хондритов встречаются включения крайне низкожелезистого форстерита (Fo_{90-99}). Впервые такой форстерит был обнаружен и изучен в матрице углистых хондритов Orqueil (CV3) и Murchison (C2) (Reid et al., 1970; Fuchs et al., 1973).

В литературе встречаются различные формулировки, обозначающие данные включения: «isolated olivine/forsterite grains» - изолированные зерна оливина/форстерита (McSween 1977; Olsen et al., 1978; Steele et al., 1985, 1986a, 1986b, 1995; Jones et al., 1992, 1993, 2000, 2009; Krot et al., 1997; Guccik et al., 2013; Jacquet, 2020; и др.), «refractory forsterite-rich objects» - тугоплавкие богатые форстеритом включения или тугоплавкий форстерит (Weinbruch et al., 1993, 2000; Leshin et al., 1997; Klerner et al., 2000; Pack et al., 2004, 2005; Simon et al., 2007; Borisov et al., 2008; Kita et al., 2008; Scott et al., 2014; Frank et al., 2014; Marrocchi et al., 2018; и др).

Термин «тугоплавкие» был изначально применен к данным включениям, поскольку в форстерите наблюдалось повышенное содержание труднолетучих или «тугоплавких» (refractory) элементов – Al, Ca, Ti. Кроме того, как было выяснено позднее, данные зерна «тугоплавкого» форстерита обогащены изотопом кислорода ^{16}O , и являются твердыми предшественниками железомagneзиальных

хондр (Libourel et al., 2006; Krot et al., 2018 и др.). В связи с чем, они ставились в один ряд с другими тугоплавкими включениями – CAIs и AOAs. Впоследствии данные представления видоизменились, о чем будет подробнее написано далее в этой главе.

Богатые форстеритом включения встречаются практически во всех типах хондритов. Наиболее распространены в неравновесных углистых хондритах (Reid et al., 1970; Fuchs et al., 1973; Grossman et al., 1974; McSween, 1977; Olsen et al., 1978; Roedder, 1981; Steel et al., 1985, 1986a, 1995; Kurat et al., 1989; Jones, 1992, 2009; Krot et al., 1997; Pack et al., 2004, 2005; Russell et al., 2010; Ray et al., 2018; Jacquet et al., 2020 и др.), реже в обыкновенных хондритах (Steele, 1986a, 1995; Jones, 1994; Ruzicka et al., 2004; Pack et al., 2004, 2005; Kita et al., 2008; Берзин и др., 2019; и др.). Также редкие находки богатых форстеритом включений были отмечены в R-хондритах (Schulze et al., 1994; Bischoff, 2000; Pack et al., 2004, 2005 и др.).

Богатые форстеритом включения встречаются преимущественно в виде обособленных зерен в матрице хондритов, однако также известны находки форстерита в виде включений внутри хондр (Libourel et al., 2006; Krot et al., 2018; Marrocchi et al., 2018; Jacquet et al., 2020; и др.).

Включения в основном имеют неправильную обломочную форму, встречаются также и округлые включения. Размер включений варьирует от первых микрометров до миллиметра. Состоят в основном из одного или нескольких зерен форстерита, между зернами может присутствовать небольшое количество мезостазиса, состоящего из пироксена и высококольцевого стекла. Также в форстерите могут наблюдаться включения Fe, Ni-металла, шпинели и стекла (Jones, 1992, 1993; Weinbruch et al., 2000; Pack et al., 2004, 2005; Borisov et al., 2008; Russell et al., 2010; Yamanobe et al., 2018; Jacquet et al., 2020; Perotti et al., 2021 и др.).

Форстерит характеризуется низкой железистостью ($f = 0.002-0.02$, f – отношение $Fe/(Fe + Mg)_{\text{мол.}}$). Содержит существенную примесь труднолетучих литофильных элементов (refractory lithophile elements, или RLE), в частности Ca,

Al, Ti. Центральная часть зерен форстерита всегда наиболее обогащены CaO до 1.0%, Al_2O_3 до 0.3%, TiO_2 до 0.15% относительно их краев, в которых содержания уменьшаются до 0.22, 0.07, <0.01 соответственно. При этом для форстерита характерен резкий дефицит по содержанию «умеренно летучих» Mn, Fe и Ni, к краям зерен появляется небольшая примесь этих элементов.

Отличительной особенностью форстерита является обладание яркой катодолюминесценцией (рисунок 1.4) (Steel et al., 1985, 1986a, 1986b, 1988, 1989, 1995; Moncorge et al., 1991; Benstock et al., 1997; Pack et al., 2004, 2005; Izawa et al., 2009; Endo et al., 2011; Gucsik et al., 2013; Nishido et al., 2013; Baliyan et al., 2019, 2020; Jacquet et al., 2020 и др.).

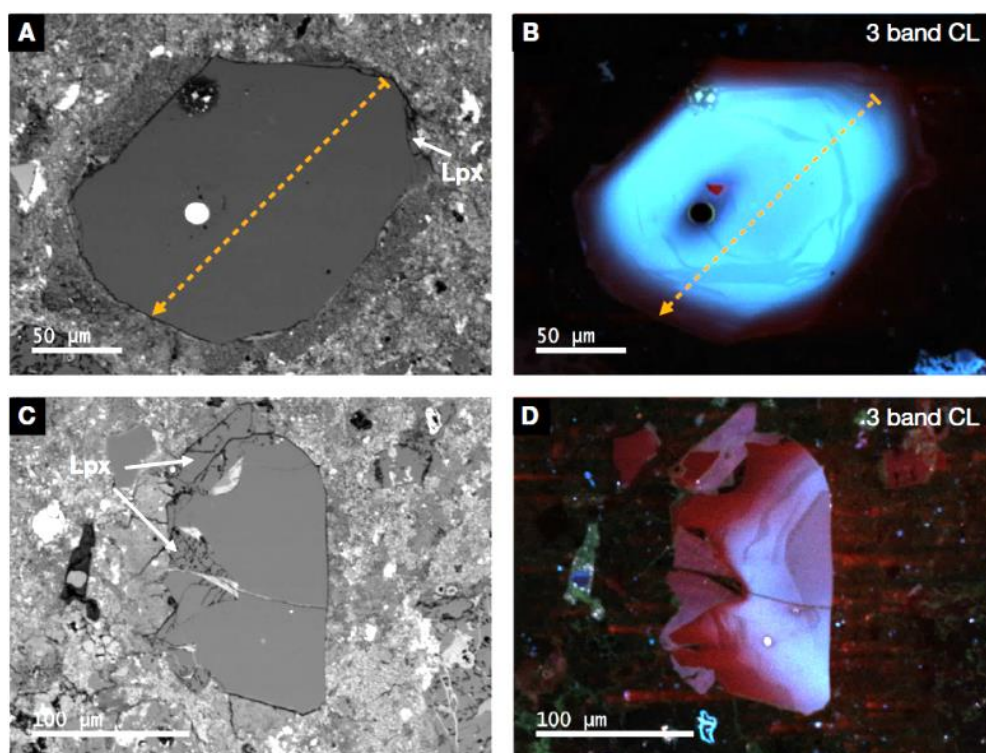


Рисунок 1.4. Изолированные зерна оливина. Слева – изображения в обратно-отраженных электронах (BSE), справа – CL-изображения (Jacquet et al., 2020).

Сердцевина зерен форстерита из данных включений, как правило, излучает голубовато-фиолетовое катодолюминесцентное свечение при умеренных содержаниях Al_2O_3 0.13–0.19 мас.%, и CaO 0.4–0.55 мас.%. С увеличением содержания FeO до 0.55–1.53 мас.%, Cr_2O_3 до 0.57 мас.% и MnO до 0.28 мас.% в краевой области зерен форстерита, люминесценция обладает красным или

фиолетовым цветом. Красноватый цвет CL обусловлен примесью Mn (и/или Cr) в форстерите, тогда как фиолетовый цвет CL относится к центрам структурных дефектов решетки (Steele, 1988; Venstock et al., 1997). Таким образом, зональность катодолюминесценции в форстерите в основном связана со снижением содержания RLE от центра к краю зерен (Jones, 1992; Jacquet et al., 2017).

Металл обычно встречается в виде округлых включений в форстерите, может быть представлен камаситом или тэнитом, иногда встречается сульфид железа - троилит.

Стекло наблюдается в виде округлых каплеобразных включений в форстерите, или может быть заключено в мезостазисе совместно с пироксеном между зернами форстерита. Стекло обогащено Na_2O до 20 мас.%, K_2O 2.6 мас.% и имеет состав, близкий к составу нефелина (Pack et al., 2004). В некоторых случаях также отмечается содержание CaO до 15.15 мас.% (Pack et al., 2004).

Богатые форстеритом включения обычно обогащены ^{16}O ($\delta^{17}\text{O} \geq -15\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} \geq -10\text{‰}$) (Hervig et al., 1992; Weinbruch et al., 1993; Leshin et al., 1997; Sears et al., 1998; Pack et al., 2004, 2005; Kita et al., 2008; Russell et al., 2010; Jacquet et al., 2020 и др.). Изотопный состав кислорода в форстерите не зависит от изотопного соотношения кислорода во вмещающем метеорите. Форстерит из углистых, обыкновенных и R-хондритов хондритов показывает схожее обогащение ^{16}O , когда как обе группы имеют разные изотопные отношения кислорода (Pack et al., 2004). Таким образом, данные включения являются общим компонентом углистых (CC) и неуглистых хондритов (NC), и несмотря на различную частоту встречаемости не демонстрируют структурные или геохимические различия между отдельными группами метеоритов.

Шпинель имеет умеренное содержание Cr_2O_3 до 1.0 мас. %, и TiO_2 до 0.2 мас. %. В шпинели прослеживается зональность по содержанию Fe: в центре наблюдается обеднение Fe (~0.2 мас.%), к краю зерен содержание Fe увеличивается (FeO до 8-9 мас.%) (Steel et al., 1986a, 1986b; Ma et al., 2008).

Богатые форстеритом включения из различных типов хондритов обогащены труднолетучими литофильными элементами - Al, Ca, Sc, Ti, V, Y, Zr и Nb и

демонстрируют очень похожие модели фракционирования, нормированные по CI. Содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) в форстерите низкое из-за их несовместимости со структурой оливина. Богатые форстеритом включения из различных типов хондритов имеют очень похожие фракционирования РЗЭ с концентрацией, нормированной на CI-хондрит, уменьшающейся от Lu к La (Pack et al., 2005).

Долгое время существовали споры о происхождении богатых форстеритом включений. Выдвигалось две основные теории их происхождения. Согласно первой гипотезе, форстерит образовался путем конденсации из небулярного газа (Fuchs et al., 1973; Olsen et al., 1978; Steele, 1986a; Kurat et al., 1989; Weinbruch et al., 2000; Klerner, 2000; и др.), при этом предполагалось, что расплавные включения в нём также являются прямыми конденсатами. Согласно второму предположению, форстерит кристаллизовался в каплях расплава, обедненного FeO и обогащенного RLE, в т.н. «протохондрах» или хондрах начальной генерации, с дальнейшим разрушением последних и высвобождением форстерита (McSween, 1977; Richardson et al., 1978; Roedder, 1981; Jones et al., 1992, 2000; Pack et al., 2004, 2005; Borisov et al., 2008; Russell et al., 2010; Jacquet et al., 2020; Perotti et al., 2021 и др.). В таком случае расплавные включения будут представлять собой захваченный расплав из родительской «протохондры».

К 2020 году Жаке с соавторами (Jacquet et al., 2020) детально обосновали вторую гипотезу образования. В результате изучения отношений изотопов кислорода в изолированных зернах «тугоплавкого» форстерита и в хондрах ранней генерации с аналогичным форстеритом авторами было показано, что изученные зерна форстерита имеют изотопные отношения O, сходные с форстеритом из хондр (рисунок 1.5). Изотопные отношения кислорода при этом располагаются вдоль линии примитивных минералов хондр (PCM - Ushikubo et al. 2012 - рис. 1.9). Значение $\Delta^{17}\text{O}$ варьирует от -12.65 до -0.2‰ для оливина из хондр, и от -7.46 до -0.84‰ для изолированных зерен форстерита. В хондрах и в изолированных зернах форстерита установлена схожая по характеру катодолуминесцентная зональность.

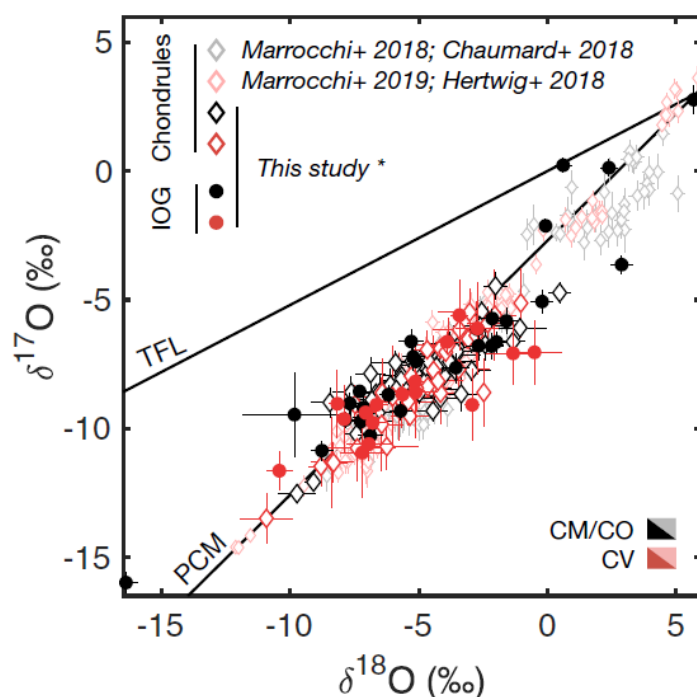


Рисунок 1.5. Изотопный состав кислорода в изолированных зернах «тугоплавкого» форстерита и хондрах ранней генерации (по Jacquet et al., 2020).

Наличие мезостазиса в отдельных богатых форстеритом обломочных включениях свидетельствуют также в пользу кристаллизации в каплях расплава (хондрах), и не согласуется с представлениями о газо-твердой конденсации (McSween, 1977; Richardson et al., 1978). Наличие включений Fe,Ni – металла также наиболее хорошо согласуется с представлениями об образовании изолированных зерен форстерита из протохондр. Всё это указывает, как и в предыдущих работах (McSween, 1977; Jones et al., 1992, 2000; Pack et al., 2004, 2005; Russell et al., 2010; и др.), что богатые форстеритом включения тесно связаны с хондрами, а не с ранними туманными конденсатами (Jacquet et al., 2020).

Также рядом исследователей было отмечено, что фракционирование РЗЭ в таком форстерите (Pack et al. 2005; Jacquet et al. 2012; Jacquet et al., 2017), отличается от более плоского распределения РЗЭ в оливине из АОАs, который образовался в результате конденсации (Ruzicka et al. 2012; Jacquet et al., 2017). По объёмному составу АОАs имеют более близкое сходство с хондрами, чем с богатыми форстеритом включениями, поскольку в них часто наблюдаются

включения CAI-подобных включений (Jacquet et al., 2020). AOAs вряд ли могли бы быть твердыми источниками для богатых форстеритом включений, поскольку размер оливиновой части, например, в компактных AOAs, редко превышает первые десятки микрометра (Komatsu et al. 2015), это противоречит большим размерам богатых форстеритом включениям. Также содержание AOAs в хондритах слишком низкое ~1 об.%, а частота находок богатых форстеритом включения 2-3 об.% (Jacquet et al., 2020).

Хондры, содержащие включения крайне низкожелезистого форстерита, представлены в основном порфировым оливинным или оливин-пироксеновым типами, реже колосниковым оливинным типом. В форстерите из хондр наблюдается зональность по распределению RLE (Ca, Al, Ti). По периферии часто наблюдается пироксеновая кайма.

Богатые форстеритом включения и хондры, содержащие аналогичный форстерит, иногда могут быть окружены каймой крайне низкожелезистого пироксена (энстатита или клиноэнстатита), традиционно такая кайма называется реакционной (Pack et al., 2004).

1.3 Металл-сульфидные нодули (конкреции)

В наиболее неравновесных энстатитовых хондритах – EN3 и EL3, содержатся многочисленные образования продолговатой или округлой формы, состоящие из металлической и сульфидной минеральных фаз – металл-сульфидные нодули/конкреции (Rambaldi et al., 1986; Weisberg et al., 1998, 2012; Lin et al., 2002; Lehner et al., 2010, 2014, 2017; El Goresy et al., 2016, 2017; Jacquet et al., 2018; Rindlisbacher et al., 2021 и др). Также отмечались находки подобных нодулей в обыкновенных (Scott 1982a; Greeley et al., 2017; Ray et al., 2017; и др.) и углистых хондритах (Rubin, 1993; Ivanov et al., 1996; Zolensky et al., 1996, 2003a; Иванов, 2003; Krot et al., 2005c; и др.).

Размер металл-сульфидных нодулей варьирует от 50 до 800 мкм. Они состоят в основном из Fe,Ni-металла (камасита, содержащего примесь Si до 3.0 мас.%) и троилита. Часто находятся в ассоциации с различными сульфидами - ольдгамитом CaS, найнинджеритом (Mg,Fe,Mn)S, джерфишеритом $K_3(Na,Cu)(Fe,Ni)_{12}S_{14}$,

касвеллсилверитом NaCrS_2 , шрейберзитом $(\text{Fe,Ni})_3\text{P}$, добреелитом FeCr_2S_4 , пентландитом $(\text{Fe,Ni})_9\text{S}_8$, перриитом $(\text{Ni,Fe})_8(\text{Si,P})_3$.

В металл-сульфидных нодулях были обнаружены многочисленные силикаты: низкокальциевые пироксены, полиморфные модификации кремнезема (тридимит и кристобалит), плагиоклаз (или стекло альбитового состава) и пористый аморфный кремнезем (Keil et al., 1968; Hsu, 1998; Lehner et al., 2010). Силикаты могут встречаться в виде включений в камасите, в виде сростков с сульфидом и металлом (Weisberg et al., 1998; Lehner et al., 2010). В большинстве нодулей пироксены с низким содержанием Ca образуют сростания с металлом, а иногда и с сульфидами (El Goresy et al., 2017 и др.).

В конкрециях, наблюдаются первичные слоистые структуры, которые, вероятно, указывают на последовательность кристаллизации составляющих их минеральных фаз (рисунок 1.6). Ольдгамит или найнинджерит обычно заключены во внутренней части конкреций, во внешних слоях чаще наблюдаются камасит, троилит и джерфишерит, реже - перриит (Lin et al., 2002).

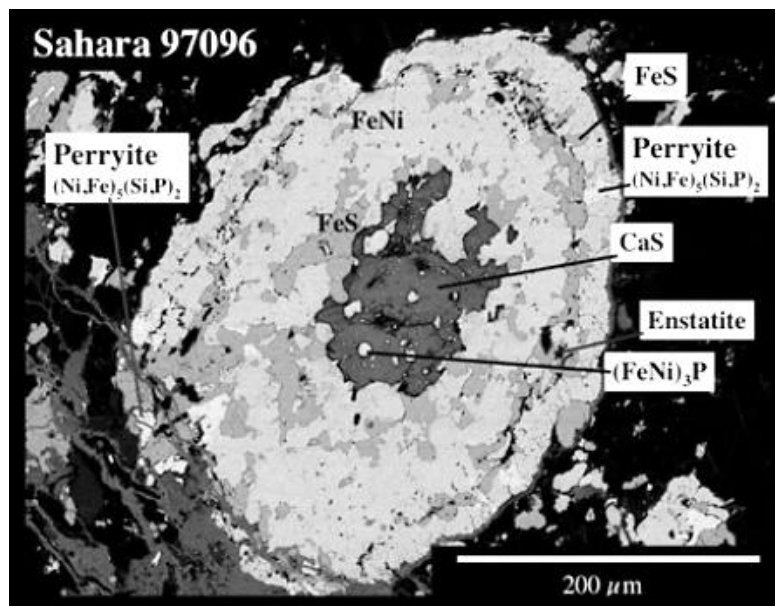


Рисунок 1.6. Металл-сульфидная конкреция из метеорита Sahara 97096, имеющая слоистую структуру (Weisberg et al., 2012).

Было высказано предположение, что металл-сульфидные нодули в неравновесных энстатитовых хондритах, являются преаккреционными

небулярными объектами, которые испытали конденсацию, испарение и переходные события плавления, а также несколько более поздних эпизодов метаморфизма (Rambaldi et al. 1986; El Goresy et al. 1988; Lin et al., 2002; и др.).

В целом последовательность формирования минералов в металл-сульфидных нодулях согласуется с представлениями о конденсации из газа солнечного состава (Weisberg et al., 2006b; Lehner et al., 2010). Lin et al. (2002) предположили, что ольдгамит и найнинджерит в центральных частях конкреций конденсировались раньше, чем троилит и джерфишерит, которые расположены в краях. Ольдгамит является самой высокотемпературной фазой, содержащей Са, которая конденсируется из охлаждающегося солнечного газа в восстановительных условиях, и он встречается в ядрах многих слоистых сульфидно-металлических конкреций (Lin et al., 2002). Известно также, что ольдгамит в энстатитовых хондритах обогащен РЗЭ, что также согласуется с конденсационным происхождением (Yongheng et al., 1993; Crozaz et al., 1995; Gannoun et al., 2011).

1.4 Богатые SiO₂ компоненты (SRC)

Кремнезёмсодержащие компоненты (англ. «SiO₂-rich components» или «SRC») являются редкими объектами в обыкновенных и реже углистых хондритах. SRC встречаются во всех основных группах (H, L и LL) и петрологических типах обыкновенных хондритов. В таблице 1.1 представлен список ранее изученных и описанных в литературе SRCs из обыкновенных и углистых хондритов.

SRCs встречаются в виде хондр и их фрагментов, а также в виде отдельных включений в матрице метеоритов. Размер хондр с кремнезёмом обычно соответствует среднему размеру хондр во вмещающем метеорите. Отдельные включения значительно варьируют в размере, от первых десятков микрометров, и могут достигать до 16 мм (Bridges et al., 1995)

Минералогия SRCs достаточно разнообразна. В основном объекты состоят из ортопироксена и фазы SiO₂ (Wlotzka and Fredriksson, 1980; Fredriksson and Wlotzka, 1985; Brigham et al., 1986; Ivanova et al., 1993; Wasson and Krot, 1994; Ehlmann et al., 1994; Kring et al., 2000; Hezel et al., 2006; Metzler et al., 2011; Dyl et

1., 2016; и др.). Также встречаются и другие минеральные ассоциации, например: фаза SiO_2 + пироксен + оливин (Brigham et al., 1986; Hezel et al., 2006; и др.), фаза SiO_2 + оливин (Brigham et al., 1986; Wasson and Krot, 1994; Newton et al., 1995; и др.), фаза SiO_2 + пироксен + полево́й шпат (Bridges et al., 1995; Ruzicka et al., 1995; Hezel et al., 2006; и др.), фаза SiO_2 + меррихьюит $((\text{K},\text{Na})_2(\text{Fe}^{2+},\text{Mg})_5\text{Si}_{12}\text{O}_{30})$ / рёддерит $(\text{KNaMg}_2(\text{Mg}_3\text{Si}_{12})\text{O}_{30})$ (Krot and Wasson, 1994), фаза SiO_2 + металл (Lauretta and Buseck, 2003). В брекчии Adzhi-Bogdo (LL3-6) были описаны «щелочно-гранитоидные» фрагменты, в которых фаза SiO_2 наблюдается в ассоциации с калиевым полевым шпатом, альбитом, апатитом, мерриллитом, ильменитом, цирконом и пироксеном (Bischoff et al., 1993).

Таблица 1.1. Богатые SiO_2 компоненты (SRC) в хондритах, описанные в литературе.

Метеорит	Тип	Полиморфная модификация SiO_2	Литература
Dar al Gani 327	H3	trd, crs	Hezel et al., 2006
Yamato 793408	H3.2-an	crs, qtz	Barosch et al., 2020
Sharps	H3.4	—	Brigham et al., 1986; Wasson and Krot, 1994
Dar al Gani 405	H3.5	crs	Hezel et al., 2006
Gorlovka	H3.7	—	Ivanova et al., 1993
Devgaon	H3.8	trd, crs	Murty et al., 2004; Hezel et al., 2006
Dengli	H3.8	—	Ivanova et al., 1993
Dhajala	H3.8	—	Brigham et al., 1986; Hezel et al., 2006
Seres	H4	qtz, trd, crs	Brigham et al., 1986; Hezel et al., 2006
Buzzard Coulee	H4	crs	Ruzicka et al., 2012b
Elm Creek	H4	—	Wasson and Krot, 1994
Kalaba	H4	—	Hezel et al., 2006
Ourique	H4	—	Kring et al., 2000
Tatum	H4	—	Ehlmann et al., 1994
Yamato 982717	H4-an	trd, crs	Yamaguchi et al., 2019
Jilin	H5	crs	Brigham et al., 1986
Mason Gully	H5	trd, qtz	Dyl et al., 2016
Morro do Rocio	H5	trd	Wlotzka and Fredriksson, 1980; Fredriksson and Wlotzka, 1985; Brigham et al., 1986
Nadiabondi	H5	crs	Christophe Michel-Levy and Curien, 1965; Brigham et al., 1986
Dar al Gani 378	H/L3	—	Hezel et al., 2006
Dar al Gani 369	H/L3.5	—	Hezel et al., 2006

Таблица 1.1. (Продолжение)

Метеорит	Тип	Полиморфная модификация SiO ₂	Литература
Bovedy	L3	trd,qrz	Ruzicka and Boynton, 1992; Ruzicka et al., 1993; Ruzicka et al., 1995; Hezel et al., 2006
Allan Hills A77011	L3.5	—	Krot and Wasson, 1994
Allan Hills A77015	L3.5	—	Fujimaki et al., 1981, Brigham et al., 1986
Allan Hills A77115	L3.5	—	Wasson and Krot, 1994; Krot and Wasson, 1994
Allan Hills A77170	L3.5	—	Wasson and Krot, 1994
Mezö-Madaras	L3.7	crs	Dodd et al., 1965, Dodd et al., 1966; Brigham et al., 1986; Wood and Holmberg, 1994; Hezel et al., 2006
Northwest Africa 869	L3-6	—	Metzler et al., 2011
Saratov	L4	—	Brigham et al., 1986; Hezel et al., 2006
Kendleton	L4	—	Ehlmann et al., 1988
Farmington	L5	crs	Binns, 1967a; Brandstatter and Kurat, 1985; Brigham et al., 1986; Bridges et al., 1995; Hezel et al., 2006
Allan Hills A76003	L6	crs	Olsen et al., 1981; Brigham et al., 1986
Lissa	L6	—	Brandstatter and Kurat, 1985; Hezel et al., 2006
Княгиня	L/LL5	trd	Brandstatter and Kurat, 1985; Hezel et al., 2006
Semarkona	LL3.00	—	Hezel et al., 2006
Bishunpur	LL3.15	—	Lauretta and Buseck, 2003; Hezel et al., 2006
Krymka	LL3.2	—	Wasson and Krot, 1994
Piancaldoli	LL3.4	crs	Planner, 1983; Brigham et al., 1986
Parnallee	LL3.6	qtz, trd, crs	Hamilton et al., 1979; Bridges et al., 1995; Hezel et al., 2006
Allan Hills A77278	LL3.7	—	Krot and Wasson, 1994
Krahenberg	LL5	—	Hezel et al., 2006
Murchison	CM2	—	Olsen, 1983
Acfer 095	CM2	trd	Newton et al., 1995
Bali	CV3	—	Nazarov et al., 1998; Kurat et al., 1999
Northwest Africa 470	CH3	—	Иванова и Петаев, 2015; Ivanova and Petaev, 2015b
Northwest Africa 739	CH3	—	Krot et al., 2006b
Acfer 182	CH3	crs, qtz	Varela, 2020
Acfer 207	CH3	crs, qtz	Varela, 2020
Asuka 881020	CH3	—	Nakashima et al., 2020

Примечание: «—» - полиморфная модификация SiO₂ не определена.

Из полиморфных модификаций SiO₂ в SRC чаще встречаются высокотемпературные кристобалит и тридимит, реже может наблюдаться кварц (таблица 1.1). Тридимит устойчив в диапазоне температур 870-1470°C, кристобалит – 1470-1728°C (Presnall, 1995; и др.; рисунок 1.7) при относительно низком давлении.

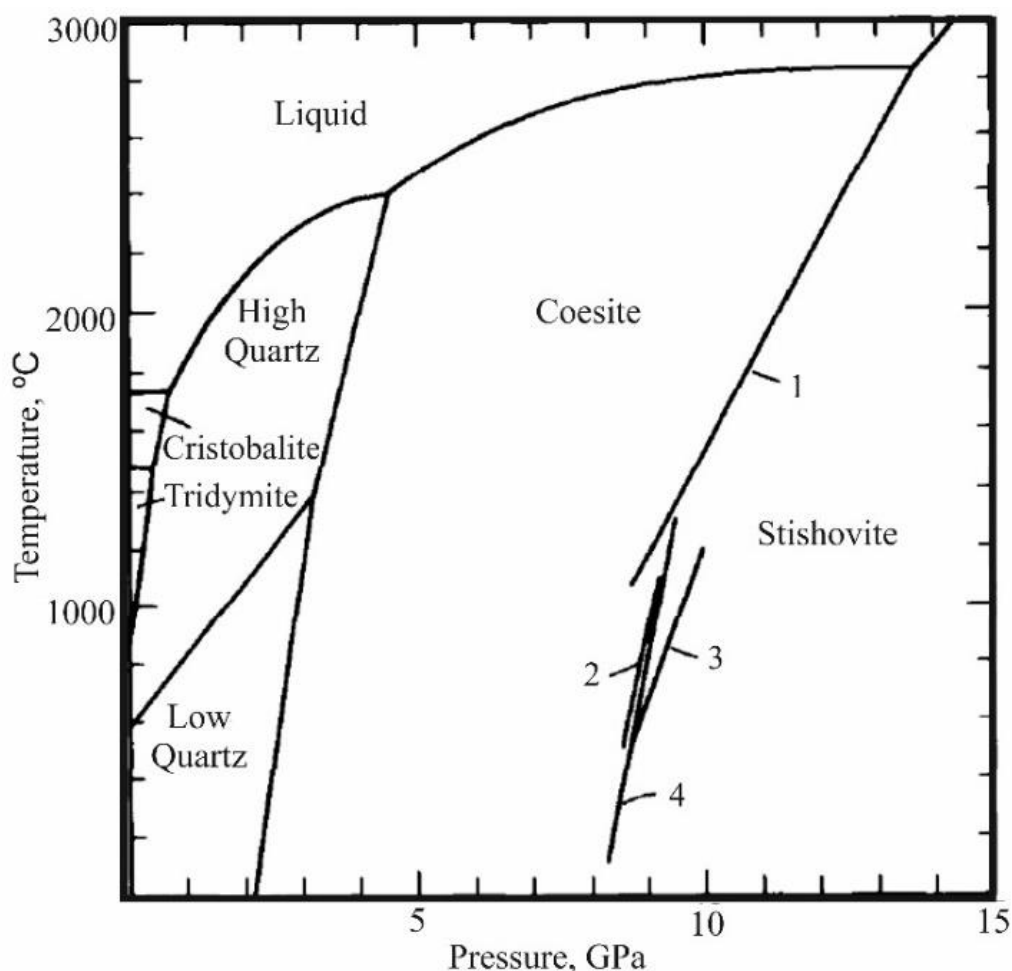


Рисунок 1.7. Фазовая диаграмма давление-температура для соединения SiO₂ по (Presnall, 1995).

Тридимит и кристобалит могут содержать до 3 мас.% примесей, например: FeO до 1.0 мас.%, Al₂O₃ до 1.2 мас.%, MgO до 0.7 мас.%. Минералы кремнезёма могут встречаться в виде: относительно идиоморфных зерен (Metzler et al., 2011, Ruzicka et al.; 1995); округлых капель (Brigham et al., 1986; Hezel et al., 2006); амёбовидных капель с дендритовыми формами, случайно ориентированными, по отношению к пироксену (Brigham et al., 1986; Metzler et al., 2011); в виде тонких ламелей между зёрнами пироксена (Brigham et al., 1986); каймы, обрамляющей хондры и их фрагменты (Petaev et al., 2001; Laurretta and Buseck, 2003; Metzler et al., 2011 и др.).

Пироксены в SRC представлены преимущественно ромбическими или моноклинными низкокальциевыми пироксенами от энстатита до ферросилита.

Содержания FeO сильно варьируют от 3.2 до 20 мас.%, CaO не превышает 1 мас.%. В некоторых зернах наблюдается прямая зональность - уменьшение содержания MgO от центра к краю (Hezel et al., 2006). Низкокальциевый пироксен наблюдается в виде ксеноморфных или субидиоморфных зерен, в хондрах низкокальциевый пироксен может слагать мелкозернистую область с включениями высококальциевого пироксена, металла и сульфидов либо, совместно с высококальциевым пироксеном образует удлиненные радиально лучистые зерна. Высококальциевый пироксен также часто наблюдается в виде отдельных зерен или кайм вокруг низкокальциевого пироксена.

Некоторые SRC содержат оливин. Оливин в основном представлен железистыми разновидностями, в некоторых хондрах в оливине наблюдается обратная зональность, содержание FeO уменьшается от центра к краю зерен. Оливин значительно различается по составу между различными объектами (Fa₅₇₋₉₄). В SRC из метеорита Seres (Hezel et al., 2006) оливин содержит меньше всего железа (Fa₁₈₋₁₉). Концентрации MnO в оливине составляют около 0.5 мас.%, Оливин может образовывать прожилки шириной до 10 мкм в кремнеземе, или мелкозернистую кайму вокруг хондр (Wasson et al., 1994).

Мезостази́с в хондрах обычно представлен стеклом богатым Al, Ca и Na. В стекле часто наблюдаются скелетные кристаллы клинопироксена.

SRC могут содержать каплевидные включения сульфида железа - троилита, Fe, Ni-металла – камасита или тэнита, идиоморфные зерна хромовой шпинели.

Дискуссия о происхождении SRC продолжается со времен первых упоминаний. Основной вопрос заключается в присутствии свободного SiO₂. Как указывали (Brigham et al., 1986), элементный состав средней солнечной системы включает примерно одинаковое количество атомов Mg, Si и Fe, что указывает на то, что нормативный минеральный состав должен включать оливин и пироксены. Даже с учетом того факта, что железо в значительной степени присутствует в виде металлической фазы, фаза SiO₂ будет нестабильной (Brigham et al., 1986).

Было предложено несколько возможных механизмов, приводящих перенасыщению SiO₂ во время образования SRC. 1) Фракционная конденсация

(Brigham et al., 1986; Petaev et al., 1998; Krot et al., 2004c; и др.); 2) фракционная кристаллизация расплава на материнском теле с последующим высвобождением фазы SiO_2 при импактных событиях (Ruzicka et al., 1995); 3) окисление обогащенных Si металлов (Brandstatter and Kurat, 1985).

Хезель и соавторы (Hezel et al., 2006) предложили двухэтапную модель образования SRC в обыкновенных хондритах: 1) образование богатых SiO_2 предшественников в солнечной туманности путем фракционной конденсации: первым конденсируется оливин, в дальнейшем в результате взаимодействий с небулярным газом, обогащенным SiO образуется слой пироксена по оливину, предотвращая дальнейшую реакцию оливина с газом, обогащенным SiO. При дальнейшем охлаждении конденсируется фаза SiO_2 . 2) На втором этапе обогащенные кремнезёмом прекурсоры были подвергнуты повторному нагреву – до $860\text{-}1470^\circ\text{C}$ с образованием тридимита или кристобалита. Кварц же, возможно, образовался в результате высокотемпературных полиморфных переходов, так как он иногда ассоциируется с тридимитом или кристобалитом. В дальнейшем для сохранения высокотемпературных полиморфов, SRC должны были быстро остыть, как предполагается после процесса образования хондр.

1.5 Ксенолиты и класты в хондритах. Хондритовые брекчии

1.5.1 Ксенолиты и класты в хондритах

По определению, ксенолит в породе — это включение, происхождение которого отличается от происхождения вмещающей породы. В случае с метеоритами это означает, что можно обнаружить фрагменты метеоритов, в матрице более крупных метеоритов, генетически отличающиеся и принадлежащие к другой группе или классу. Например: фрагмент H-хондрита, внутри L-хондрита, фрагменты энстатитового или углистого хондрита в обыкновенном хондрите. В случаях, когда внутри метеорита одного класса встречаются обломки этого же класса, но, например другого петрографического типа, такие включения принято именовать как «класты». Ксенолиты с типичным размером $<1\text{мм}$ называются – микроксенолитами. Метеориты, которые содержат обломки различных типов хондритов, а также ахондритов называются брекчиями

(Bischoff et al., 2006, 2018; и др.).

Ксенолиты в метеоритных брекчиях являются важным источником информации об ударной среде, в которой образовались их хозяева - вмещающие хондриты. Так, например можно получить информацию о частоте и скорости ударов, а также о разнообразии петрологических, химических, изотопных типов ударных элементов. Эти параметры могут быть связаны со временем и /или местоположением происхождения и внедрения ксенолитов. Таким образом, ксенолиты могут быть использованы для получения информации о процессах, которые происходили в ранней солнечной системе. Кроме того, ксенолиты содержат в себе информацию о различных этапах истории их хозяев и первоначальных родительских астероидов (аккреции, термической обработке, ударных событиях).

Ксенолиты присутствуют почти в каждом классе метеоритов (Wahl, 1952; Wilkening, 1977; Bischoff et al., 2006). Ксенолиты обыкновенных хондритов наблюдаются в обыкновенных хондритах (таблица 1.2, ссылки из таблицы), а также в эвкритах, обритах, уреилитах. Фрагменты энстатитового хондрита были обнаружены в H-хондритах Plainview (H5) и Suplee (H6) и в углистом хондрите Kaidun (CR2) (Ivanov et al., 1984, 2003; Zolensky et al., 1996, 2003a; и др.). Наиболее распространенным типом ксенолитов являются фрагменты углистых хондритов (табл.1.2, Wilkening, 1977; Zolensky et al., 1996; Rubin and Bottke, 2009; и др.). Некоторые ксенолиты не имеют аналогов среди известных упавших или найденных на Земле образцов метеоритов, в этом случае они могут являться единственными остаточными фрагментами полностью разрушенных родительских тел (Semenenko et al., 2005; Abreu, 2013; и др.).

В таблице 1.2 представлена подборка известных ксенолитов. Данная подборка подтверждает, что наиболее распространены ксенолиты углистых хондритов. Также можно отметить, что среди обыкновенных хондритов H-хондриты представляют собой группу, в которой было обнаружено наибольшее количество углистых ксенолитов.

Таблица 1.2. Ксенолиты в хондритах, описанные в литературе.

Метеорит	Тип метеорита	Тип ксенолита	Литература
Северный Колчим	H3	H3.9	Назаров и др., 1983; Берзин и др., 2021
Sahara 98645	H3	CI/CM	Funk et al., 2011
Sharps	H3.4	CM	Wilkening 1976; Wilkening 1977
Willard	H3.6	CI	Noguchi et al., 2003; Briani et al., 2012
Dimmitt	H3.7	carb.	Wilkening 1977; Goswami et al., 1984
Dhajala	H3.8	-	Funk et al., 2011
Magombedze	H3-5	CM	MacPherson et al., 1993
Abbott	H3-6	CM	Wilkening, 1976; Wilkening, 1977; Goswami et al., 1984; Briani et al., 2012
Study Butte	H3-6	LL	Sokol et al., 2007
Zag	H3-6	carb.	Zolensky et al., 2003b
Holyoke	H4	CM	Wilkening, 1976; Wilkening, 1977;
Tysnes Island	H4	carb.	Wilkening, 1976; Wilkening, 1977; Goswami et al., 1984; Briani et al., 2012
Weston	H4	carb.	Goswami et al., 1984
Pultusk	H4-5	CM	Krzesinska and Fritz, 2014
Sahara 00181	H4-6	-	Briani et al., 2012
Noblesville	H4-6	H6	Lipschutz et al., 1992
Cao-Guenie	H5	CH	Dugushkina et. al., 2017; Берзин и др., 2018
Leighton	H5	CM	Wilkening, 1976; Wilkening, 1977; Goswami et al., 1984; Briani et al., 2012
Plainview 1917	H5	CM, E	Wilkening and Clayton, 1974; Fodor and Keil, 1976; Goswami et al., 1984; Rubin and Bottke, 2009; Briani et al., 2012
Pultusk	H5	carb.	Wilkening, 1976; Wilkening, 1977; Goswami et al., 1984;
Tsukuba	H5-6	CI	Nakashima et al., 2003; Noguchi et al., 2003
Supuhee	H6	C1-2, E	Leitch and Grossman, 1977
Ipiranga	H6	CM	Rubin and Bottke, 2009
Bremervorde	H/L3.9	carb.	Van Schmus, 1967b; Goswami et al., 1984
Tanezrouft 039	L3	LL	Funk et al., 2011
Mezo-Madaras	L3.7	CM2	Van Schmus, 1967b; Wilkening, 1977
Grassland	L4	carb.	Goswami et al., 1984;
Rio Negro	L4	C3	Rubin et al., 1982
Tennasilm	L4	carb.	Van Schmus, 1967b
Barwell	L6	H	Hutchison et al., 1988
Sahara 98035	L/LL3	-	Funk et al., 2011
Adrar 003	L/LL3.1	-	Funk et al., 2011
Krymka	LL3.2	carb.	Semenenko et al., 2004; Semenenko et al., 2005; Bischoff et al., 2006; Funk et al., 2011
Cynthiana	L/LL4	carb.	Van Schmus, 1967b
St. Mesmin	LL6	LL, H	Dodd and Jarosewich, 1976
Grove Mountains 021536	CM	CV	Zhang et al., 2010

Таблица 1.2. (Продолжение)

Метеорит	Тип метеорита	Тип ксенолита	Литература
Murchison	CM2	C3, CO, CV	Fuchs et al., 1973; Goswami et al., 1984; Olsen et al., 1988; Kerraouch, et al., 2019
Allende	CV3	CM	Gordon et al., 2009
Efremovka	CV3	CM	Krot et al., 1999
Leoville	CV3	CM, CV	Wilkening, 1976; Wilkening, 1977; Kracher et al., 1985
Patuxent Range 91546	CH	C1-2	Greshake et al., 2002
Allan Hills 85085	CH3	C1-2	Greshake et al., 2002
Acfer 182	CH3	CI	Endress et al., 1994;
Acfer 207	CH3	-	Endress et al., 1994;
Acfer 214	CH3	-	Endress et al., 1994;
Acfer 114	CR2	-	Endress et al., 1994; Funk et al., 2011
Acfer 087	CR2	-	Endress et al., 1994;
Acfer 097	CR2	-	Endress et al., 1994;
Acfer 186	CR2	-	Endress et al., 1994;
Acfer 187	CR2	-	Endress et al., 1994;
Kaidun	CR2	CI, CM1, CM2, CR, EH, EL	Ivanov et al., 1984; Zolensky et al., 1996; Ivanov et al., 2003; Zolensky et al., 2003
Al Rais	CR2 anomal.	CI2	Zolensky et al., 1989
Weatherford	CBa	C3	Mason and Nelen, 1968
Queen Alexandra Range 94411	CBb	C1-2	Greshake et al., 2002
Hammadah al Hamra 237	CBb	C1-2	Greshake et al., 2002
Lance	CO3.5	CM	Wilkening, 1977

В работе (Zolensky et al., 2009) для классификации ксенолитов авторы используют структурные свойства известных ксенолитов. Ксенолиты делятся на (1) мелкозернистые водосодержащие (FGH); (2) мелкозернистые безводные (FGA) и крупнозернистые безводные (CGH).

(1) Мелкозернистый водосодержащие – FGH: мелкие, состоят из серпентиновой и сапонитовой тонкозернистой матрицы с сульфидами Fe-Ni и зернами магнетита размером 0.5-10 мкм. В более крупных из них наблюдаются зерна оливина. Являются наиболее распространёнными из ксенолитов.

(2) Мелкозернистые безводные – FGA: состоят из оливина (1-100 мкм), ортопироксена, сульфидов Fe-Ni, которые находятся внутри мелкозернистой, безводной основной массы, состоящей в основном из железомagneзиальных

силикатов. В некоторых наблюдаются микрохондры всех типов.

(3) Крупнозернистые безводные – CGH: состоят из изолированных зерен оливина и ортопироксена, сульфидов Fe-Ni размером 0.5-10 мкм и частично измененных хондр, встроенных в мелкозернистую матрицу из серпентина. По минералогии такие ксенолиты близки к CM2 хондритам.

Бриани и соавторы (Briani et al., 2012) классифицировали микроксенолиты на основе непосредственно наблюдаемых свойств - по минералогическому составу. Так учитывая наличие в качестве основных минеральных фаз магнетита и силикатов – оливина и пироксена, микроксенолиты были подразделены на три группы: (1) обедненных магнетитом и обогащенные силикатами (CI-подобные); (2) Обогащенные магнетитом и силикатами (CM-подобные); (3) обогащенные магнетитом и обедненные силикатами (CR2-подобные). Эти три группы отражают классификацию, предложенную (Gounelle et al., 2005)

Метеориты демонстрируют разнообразную историю столкновений, которая также затронула и ксенолиты. Предполагается, что ксенолиты происходят из разных родительских тел по отношению к метеоритам-хозяевам. Поэтому их происхождение тесно связано с ударами: ксенолиты были отделены от своих родительских тел в результате ударов, а затем внедрялись в родительские тела метеоритов-хозяев в результате других ударов.

1.5.2 Хондритовые брекчии

Большинство метеоритов являются брекчиями. Брекчированные метеориты предоставляют уникальную информацию об истории астероидов и столкновениях с малыми телами в нашей Солнечной системе и представляют собой образцы из множества родительских тел (Keil, 1982; Stöffler et al., 1988; Bischoff et al., 2006, 2018; и др).

Брекчии встречаются в большом количестве (Bischoff et al., 2018). Подробная информация о современной классификации брекчий и их компонентов приведена в работах многих авторов (Stöffler et al., 1979, 1980, 1988; Keil, 1982; Scott et al., 1982b; Taylor, 1982; Bunch and Rajan, 1988; Bischoff et al., 1992, 2006, 2018; Rubin et al., 1983; Kimura et al., 2022; и др.)

Классифицируются брекчии по петрографическим и химическим признакам: аккреционные, реголитовые, фрагментарные, мономиктовые, полимиктовые, димиктовые, геномиктовые, гранулитовые, брекчии ударного расплава.

Примитивные аккреционные брекчии состоят из почти полностью примитивных компонентов, обнаруженных в хондритах типа 3, включая хондры и непрозрачную и перекристаллизованную мелкозернистую силикатную матрицу (Scott et al., 1982b; Bischoff et al., 2006). Образуются при низкой скорости и в основном встречаются среди углеродистых и обычных хондритов (Kracher et al., 1985; Scott et al., 1982b). Содержат хондритовые обломки, окаймленные материалом матрицы, без наблюдаемых ударных воздействий и сопоставимы по размеру с хондрами, сросшиеся вместе с другими компонентами хондрита — CAIs, хондрами и матрицей — во время образования родительского тела (Kracher et al., 1985).

Реголитовые брекчии образованы из различных компонентов с верхней поверхности материнского тела, содержат большое количество легких благородных газов - He и Ne — солнечного происхождения и следы солнечных вспышек (Rubin et al., 1983; Bischoff et al., 2006). Концентрация легких благородных газов значительно превышает нормальное метеоритное значение (Goswami et al., 1984; Bischoff et al., 2006). Такие метеориты образуются в результате ударов, которые вызывают ограниченные ударные эффекты, но в то же время вызывают плавление границ зерен, цементируя фрагменты вместе (Bischoff et al., 2006). При более сильных столкновениях видны расплавленные при ударе компоненты.

Брекчии без признаков плавления «in situ» определяются как фрагментарные брекчии (Rubin et al., 1983). Состоят из разнообразных обломков и тонкозернистой матрицы. Обломки обычно сохраняют первозданные черты литологии 3-6 типов, хотя такие брекчии могут содержать расплав и перекристаллизованные класты. Все обломки имеют минералогию и текстуру, отличные от литологии метеорита-хозяина.

Димиктовые брекчии состоят из двух различных литологий, тогда как

полимиктовые брекчии представляют собой породы, состоящие из обломков и/или матрицы различного состава и/или происхождения.

Брекчии, подвергшиеся термическому отжигу, называются гранулитовыми брекчиями.

Термин “геномиктовые брекчии” используется для описания брекчий, в которых обломки относятся к одному и тому же классу метеоритов, но имеют разные петрографические свойства (Bischoff et al., 2006 и др.).

Расплавленные брекчии были определены как ударно-расплавленные породы с нерасплавленными обломками (Bischoff et al., 2006). Имеют характерные особенности, в том числе идиоморфные зерна, интерстиции, заполненные стекловидным или девитрифицированным материалом, и округлые непрозрачные зерна. Эти особенности свидетельствуют о том, что расплавленные брекчии и расплавленные породы в значительной степени подвергаются плавлению «in situ» во время столкновения (Yamaguchi et al., 1998; Rubin et al., 1983).

Брекчии содержат различные виды фрагментов: ксенолиты, класты (cognate clasts), фрагменты ударно-расплавленных брекчий, фрагменты ударного расплава и темные включения. Все типы обломков обычно погружены в тонкозернистый обломочный матрикс. Наиболее различимыми обломками в хондритовых брекчиях являются так называемые «dark inclusions» - темные включения (или класты), они не несут никакой информации о генетическом происхождении и минералогии. Могут представлять различные виды включений: потемневшие от удара объекты, фрагменты различных типов примитивных пород (в основном углистых хондритов), фрагменты мелкозернистых брекчий (брекчия в брекчии), класты богатые Fe,Ni-металлом и троилитом, фрагменты ударных расплавов с обилием мелких зерен металла/сульфида (Bischoff et al., 2006, 2018; Kimura et al., 2022; и др.).

Брекчированность является характерной особенностью многих каменных метеоритов. Высокое содержание брекчий встречается среди углистых CI и CM хондритов, мезосидеритов, обритов и метеоритов группы-NED (Bischoff et al., 2006, 2018). Среди обыкновенных хондритов (H, L и LL) наиболее высокое

обилие брекчий встречается среди LL-хондритов. Например: (Binns, 1967b) изучил 361 фрагмент обыкновенных хондритов и идентифицировал ~66% LL-хондритов как брекчии, а также ~33% и ~20% как H- и L-хондритовые брекчии соответственно. (Scott et al., 1989) опубликовали аналогичные данные, касающиеся обилия брекчий (H: 24%; L: 18%; LL: 58%). Также в результате изучения 2280 образцов обыкновенных хондритов (Bischof et al., 2018) было установлено, что 23% (276 из 1193) H-хондритов, 23% (220 из 947) L-хондритов и 79 % (110 из 140) LL-хондритов брекчированы (Bischoff et al., 2006 - таблицы 1, 4 и A1; рисунок 3).

1.6 Обособления и минеральные скопления в хондритах

1.6.1 Хромит-плагиоклазовые скопления

В ударно-измененных обыкновенных хондритах часто встречаются хромит-плагиоклазовые скопления - chromite-plagioclase assemblages (Ramdohr, 1963, 1967; Rubin, 2003; Walker et al., 2016; Litasov et al., 2019). Скопления распространены в брекчиях ударного расплава ударной стадии - S6 и встречаются почти на каждой ударной стадии от S3 до S5 по (Stoffler et al., 2019) в обыкновенных хондритах.

Размер скоплений от 70 до 300 мкм, состоят из плагиоклаза или стекла плагиоклазового состава (маскеленита) и хромита, в различных соотношениях (рисунок 1.8).

Хромит встречается в виде зерен от идиоморфной до округлой формы, размер зерен варьирует от 0.5 до 10 мкм. Содержание FeO и MgO в хромите из скоплений варьирует в пределах 24-31 и 2-7 мас.% соответственно. В некоторых зернах хромита может наблюдаться обогащение TiO₂ до 7.0 мас%. Зерна хромита, полностью окруженные плагиоклазом в скоплениях, как правило, богаче Al₂O₃, чем зерна хромита в матрице (Rubin, 2003).

Силикатная часть скоплений представлена плагиоклазом или стеклом плагиоклазового состава (олигоклазового или в редких случаях андезинового An₁₅₋₄₉).

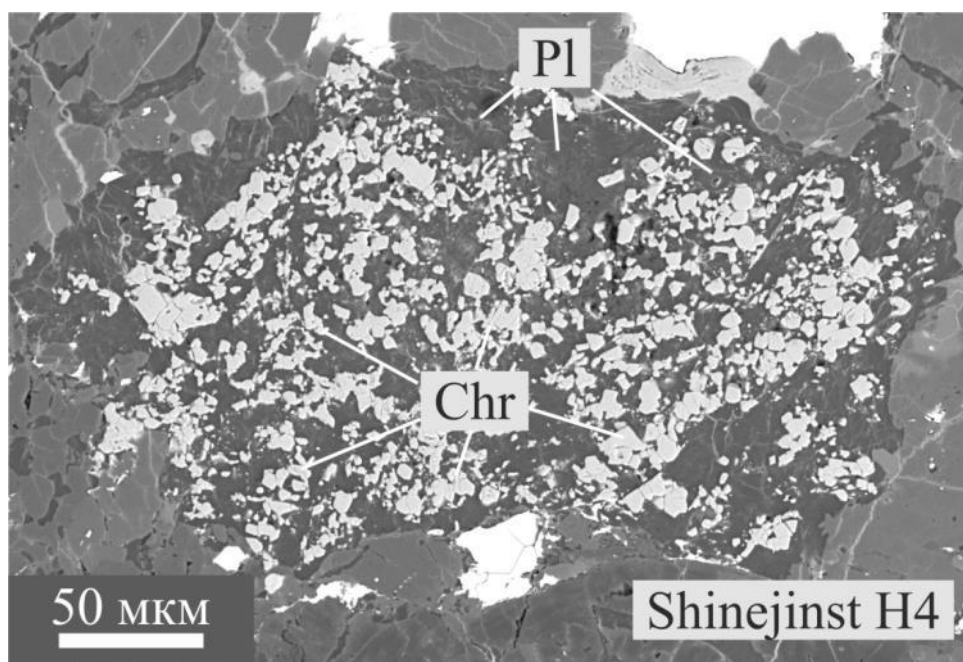


Рисунок 1.8. Хромит-плагиоклазовое скопление в матрице обыкновенного хондрита Shinejinst H4. Изображение в обратно-отраженных электронах (BSE).

Согласно классификации, предложенной Уокером и соавторами (Walker et al., 2016) встречаются различные структурные типы хромит-плагиоклазовых скоплений. «Сконцентрированный хромит» - скопления плагиоклаза с рассеянными зернами хромита, которые окружены плагиоклазом без хромита. Зерна хромита имеют разнообразную форму и размеры, без какой-либо закономерной ориентации. «Ориентированный хромит» – вкрапления неизометричных, как правило, удлиненных кристаллов хромита, которые имеют одинаковую закономерную ориентацию в пространстве. «Рассеянный хромит» характеризуется случайным беспорядочным распределением в плагиоклазе/маскелините. Зерна хромита имеют неоднородную форму и размер. «Колосниковый хромит» характеризуется полосами плагиоклаза/маскелинита с вкраплениями хромита, разделенными полосами плагиоклаза/маскелинита без включений. При этом все зерна хромита близки по размеру между собой (Walker et al., 2016).

Большинство обыкновенных хондритов подверглись ударным воздействиям. В хондритах выявлен широкий спектр индикаторных признаков ударных

изменений (Sharp et al., 2006). Прежде всего, это фазы высокого давления, например рингвудит $((\text{Mg,Fe})_2 \text{SiO}_4)$, меджорит $(\text{Mg}_3(\text{Fe,Al,Si})_2[\text{SiO}_4]_3)$, алмаз, стишовит, коэсит и др. (Smith and Mason, 1970; Sharp et al., 2006; Иванов и др., 2019; и др.). Так же к ударным признакам относятся волнообразное и мозаичное погасание в оливине; ламели клиноэнстатита в ортопироксене; изотропизация и плавление плагиоклаза с образованием маскелинита/плагиоклазового стекла; потемнение силикатов, вызванное наличием в них мелких включений металла и сульфидов (Rubin et al., 1992); полиминеральные прожилки расплава, поликристаллические камасит и троилит (Bennett et al., 1996) и другие.

Хромит-плагиоклазовые скопления также являются надежным индикатором ударных изменений в обыкновенных хондритах (Rubin, 2003). Указывают на степень ударных изменений выше S3. Плагиоклаз обладает низким сопротивлением ударному сжатию (Schaal et al., 1979; Rubin, 2003), что указывает на то, что большая доля энергии ударной волны преобразуется в нагрев кристаллической решетки. Согласно предположению Рубина (2003), горячие плагиоклазовые расплавы, вероятно, расплавили соседний хромит и образовали хромит-плагиоклазовые комплексы (Rubin, 2003).

ГЛАВА 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучение строения метеоритов, определение состава минералов

Изучение строения метеоритов, поиск и изучение включений, построение карт распределения элементов проводилось с помощью сканирующих электронных микроскопов JEOL JSM-6390LV и TESCAN MIRA LMS, оснащенных энергодисперсионной приставкой INCA Energy 450 X-Max 80 (Oxford Instruments) в центре коллективного пользования "Геоаналитик" ИГГ УрО РАН. Изображения в режиме отраженных электронов (BSE) получены разверткой пучка электронов в растр при ускоряющем напряжении 20 кВ и эмиссионном токе 1 нА. Валовый состав хондр определялся путем накопления энергодисперсионных спектров с выделенной области в течение 30 с.

Состав минералов изучен при помощи электронно-зондового микроанализатора (EPMA) Cameca SX-100, оснащенного пятью волновыми спектрометрами и энергодисперсионной приставкой Bruker XFlash 6 в центре коллективного пользования "Геоаналитик" ИГГ УрО РАН.

Изучение ориентации кристаллических решеток минералов

Изучение локальной ориентации кристаллических решеток проводились методом дифракции отраженных электронов (ДОЭ) на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N, оснащенный детектором ДОЭ NordlysNano, (ресурсный центр «Геомодель» научного парка СПбГУ) и на сканирующих электронных микроскопах JEOL JSM-6390LV и Tescan MIRA LMS, оснащенных приставкой ДОЭ NordlysNano (ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН).

Анализ содержания редких элементов в минералах

Измерение содержаний редких элементов в оливине и пироксене производилось на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой NexION 300S (PerkinElmer) с приставкой для лазерной абляции NWR 213 (ESI) при диаметре кратера 25 мкм. Использовался газ He марки А (ТУ 0271–135–31323949–2005) и Ar (ГОСТ 10157-79). Все использованное оборудование размещено в помещении класса чистоты 7 ИСО. Обработка результатов проведена в программе GLITTER V4.4. с использованием внутреннего стандарта

SiO₂, в качестве внешнего первичного стандарта использовали стандартное стекло NIST SRM 610 (в качестве вторичного – стандартное стекло NIST SRM 612), измеренного методом «взятия в вилку» через 10-12 измерений. Погрешность измерения стандартного стекла NIST 610 для измеренных элементов варьируется в диапазоне от 3 до 7 % (1σ), для NIST 612 – от 5 до 20 % (1σ).

Определение полиморфных модификаций минералов методом рамановской спектроскопии

Определения полиморфных модификаций кремнезема (кварц, тридимит, кристобалит) и низкокальциевого пироксена (энстатит, клиноэнстатит) проводилось при помощи рамановской спектроскопии. Возбуждение спектров рамановского рассеяния, выполнены на спектрометре Horiba LabRam HR800 Evolution, оборудованного микроскопом Olympus BX-FM, дифракционной решеткой 600 шт/мм и охлаждаемым CCD-детектором. Спектры возбуждались He-Ne- и Ar-лазером (длина волны 633 и 514 нм соответственно, мощность ~2 мВт за объективом); использовались объективы Olympus 100X и 50X (NA = 0.9 и 0.7) в режиме конфокальной съемки с пространственным разрешением 1-3 мкм (Щапова и др. 2020). Аналитический сигнал собирается объективом микроскопа в геометрии 180°. Калибровка осуществлялась при помощи неоновой лампы. Для идентификации фазового состава использовалась база данных KnowItAll и Rruff.info. Для тридимита характерно наличие в рамановском спектре колебательных мод ~207 см⁻¹, ~302 см⁻¹, ~349 см⁻¹ и ~431 см⁻¹, для кристобалита: ~112 см⁻¹, ~209 см⁻¹, ~417 см⁻¹, для кварца: ~207 см⁻¹ и ~466 см⁻¹. Для клиноэнстатита характерно наличие в рамановском спектре колебательной моды ~370 см⁻¹ в то время как в ромбическом энстатите такая колебательная мода отсутствует.

Изучение морфологии минеральных индивидов форстерита

Изучения особенностей морфологии минеральных индивидов форстерита, в частности ростовой зональности, осуществлялось с использованием катодолюминесцентных (CL) изображений. CL изображения были получены на сканирующем электронном микроскопе TESCAN MIRA LMS. Ток пучка был

равен 30 нА, ускоряющее напряжение 20 кВ. Регистрация спектров катодolumинесценции выполнена при помощи сканирующего электронного микроскопа JEOL JSM-6390LV, оборудованного катодolumинесцентным спектрометром HORIBA H-CLUE iHR500. Измерения проводились в диапазоне длин волн 180-900 нм, с дифракционной решеткой 150 шт/мм и ускоряющим напряжением 20 кВ.

ГЛАВА 3. БОГАТЫЕ ФОРСТЕРИТОМ ВКЛЮЧЕНИЯ В УГЛИСТЫХ И ОБЫКНОВЕННЫХ ХОНДРИТАХ*

3.1 Богатые форстеритом включения

В результате петрографического изучения коллекции метеоритов в трех углистых хондритах Allende (CV3), Northwest Africa 11179 (CM2) и Northwest Africa 11781 (CM2) и в двух обычных хондритах Северный Колчим (НЗ.4) и Shinejinst (Н4) найдены и исследованы богатые форстеритом включения. Всего в метеоритах было найдено 47 богатых форстеритом включений и хондр с аналогичным форстеритом (таблица А.2).

Большая часть включений имеют остроугольную обломочную форму (рисунок 3.1), также встречаются округлые хондроподобные включения без мезостазиса. Размер изученных включений варьирует от 20 мкм до 800 мкм.

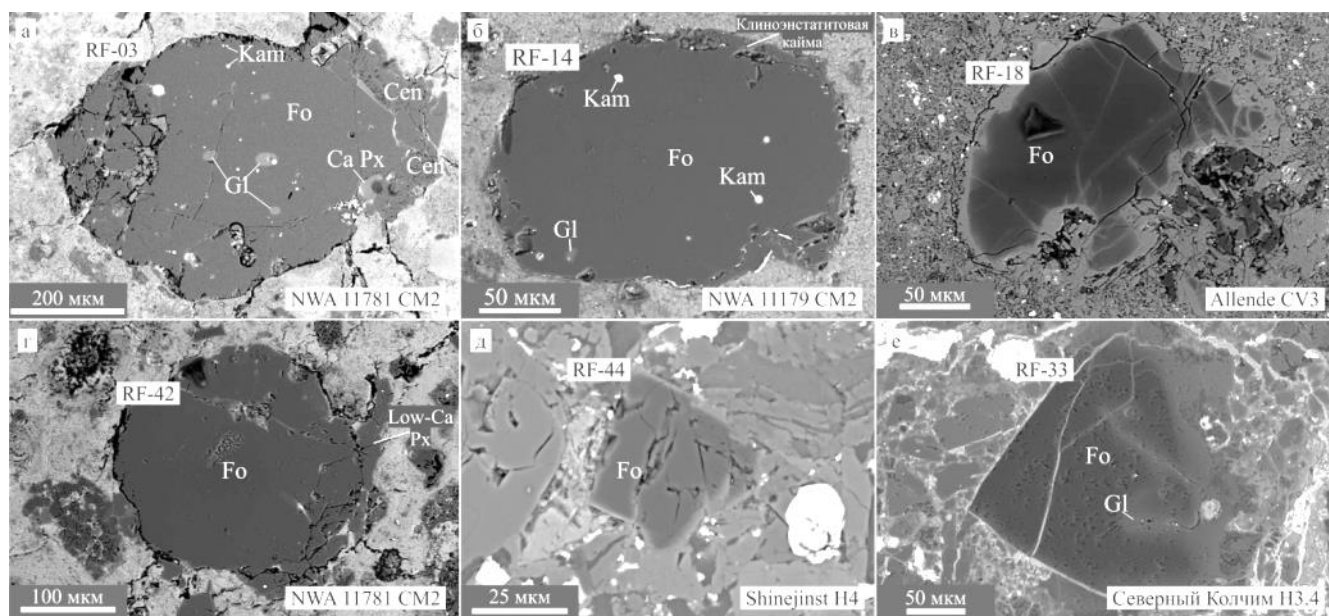


Рисунок 3.1. Богатые форстеритом включения. Изображения в обратно-отраженных электронах (BSE).

*Глава подготовлена по материалам статей Берзин С.В., Коротеев В.А., Дугушкина К.А., Шиловских В.В., Замятин Д.А., Степанов С.Ю. Природа клиноэнстатитовой каймы в тугоплавких богатых форстеритом включениях из углистых хондритов: первые результаты исследования методом дифракции отраженных электронов (EBSD) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 495. № 1. С. 15-18. и Берзин С.В., Дугушкина К.А., Червяковская М.В., Червяковский В.С., Панкрушина Е.А. Бурлаков Е.В. Уточнение классификации и характеристика включения в метеорите Северный Колчим (НЗ.4) // Литосфера, 2021. 21(3). С. 409 – 430.

Изученные включения сложены крайне низкожелезистым форстеритом (f 0.002-0.2) (таблица А.3). Форстерит содержит существенную примесь малолетучих литофильных элементов (RLE) CaO 0.30- 0.98 мас.%, Al₂O₃ 0.20-0.42 мас.%, TiO₂ до 0.13 мас.%, и аномально низкие содержания умеренно летучих Mn и Cr (ниже пределов обнаружения электронно-зондового микроанализа, таблица А.3). В форстерите наблюдается некоторая зональность по содержанию железа, в краевых частях зерен содержание FeO возрастает до 5.8 мас.% (f 0.06-0.10), при этом содержания CaO уменьшаются до 0.10 мас.%, Al₂O₃ до 0.17 мас.% и ниже, содержание примеси возрастает MnO до 0.22 мас.% (таблица А.3). Для оливина из богатых форстеритом включений такая зональность является типичной (Pack et al., 2004, 2005, и др.).

В форстерите прослеживается зональность в интенсивности катодолюминесценции (рисунок 3.2). CL-спектры форстерита показывают широкие пики излучения с центром около 720-750 нм, и в некоторых случаях наблюдаются пики с центром около 650 нм (рисунок 3.2, в, е, и). Пик излучения около 720-750 нм может быть отнесен к Cr³⁺ в участке M1 и/или M2, который, возможно, связан со структурным дефектом, вызванным промежуточными ионами Cr, согласно результатам CL-спектроскопии для форстерита с примесью Cr (Moncorge et др., 1991; Venstock и др., 1997). Пик излучения около 650 нм соответствует примесному центру Mn²⁺. В форстерите прослеживается зональность в интенсивности катодолюминесценции (рисунок 3.2, б, д, з). Низкокальциевый пироксен (предположительно клиноэнстатит) в таких включениях не катодолюминесценцирует совсем либо очень слабо (рисунок 3.2, д-е, з-и).

Богатые форстеритом включения могут содержать минеральные включения (Jones, 1992, 1993; Weinbruch et al., 2000; Pack et al., 2004, 2005; Borisov et al., 2008; Russell et al., 2010; Yamanobe et al., 2018; Jacquet et al., 2020; Perotti et al., 2021 и др.). Так нами в форстерите из углистых хондритов были встречены округлые каплевидные включения кислого стекла и металла (камасит Ni 5.6-7.4%), включения сульфидов при этом отсутствуют, в двух включениях (RF-10,

RF-19) встречены идиоморфные зерна шпинели. Составы шпинели приведены в таблице А.3.

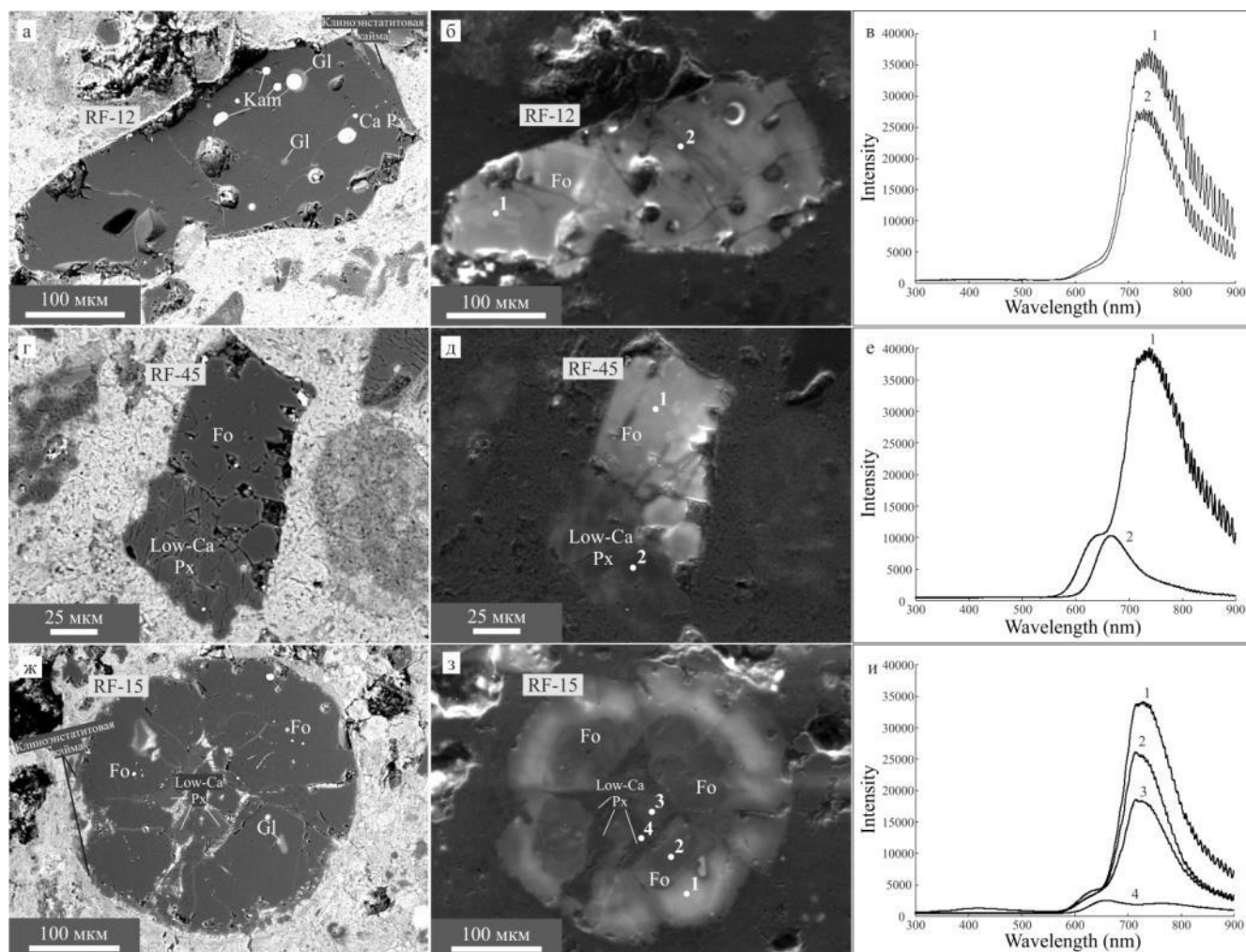


Рисунок 3.2. Изображения катодолюминесцирующих богатых форстеритом включений (RF-12, RF-45, RF-15) в метеорите Northwest Africa 11179. а,г,ж – изображения в обратно-отраженных электронах (BSE), б,д,з – CL-изображения, номерами обозначены точки измерения CL-спектров, в,е,и – CL-спектры.

В одном из богатых форстеритом включений (RF-03) методом дифракции отраженных электронов - ДОО было изучено включение камасита округлой формы (рисунок 3.3). Зерно камасита находится внутри высококальциевого стекла в форстерите. Камасит представляет захваченное расплавленное включение. Округлая форма включения камасита обусловлена силами поверхностного натяжения на границе несмешиваемых расплавов (силикатного и металлического) (Perotti et al., 2021).

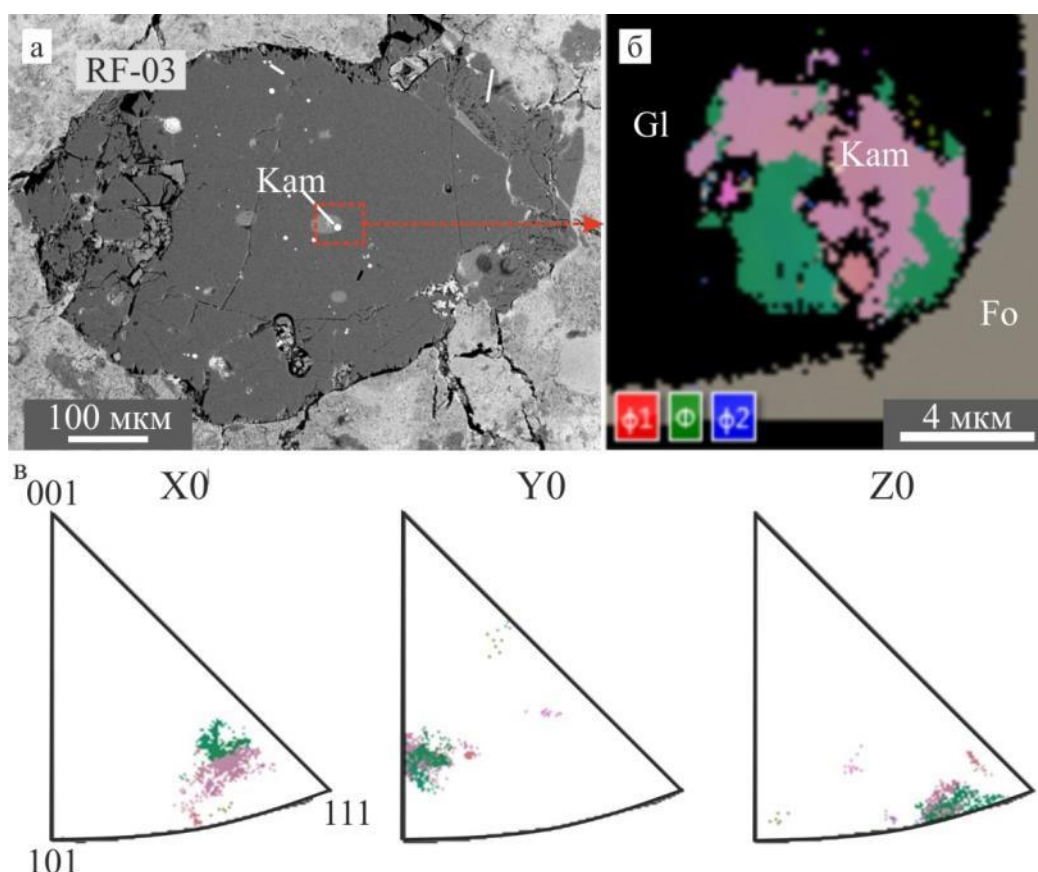


Рисунок 3.3. Внутренне строение округлого включения камасита в богатом форстеритом включении RF-03. а – изображение в обратно-отраженных электронах (BSE), б – карта цветов Эйлера, в – соответствующие обратные полюсные фигуры для камасита.

В некоторых включениях (например, включения RF-17 и RF-18 в метеорите Allende, RF-33 в метеорите Северный Колчим), которые имеют обломочную форму и сложены низкожелезистым форстеритом (f 0.02-0.13), наблюдается кайма, состоящая из более железистого оливина ($f > 0.46$, таблица А.3, рисунок 3.1, в, е).

Богатое форстеритом включение RF-19 в метеорите Allende имеет размер 350×500 мкм. В форстерите присутствуют идиоморфное включение шпинели и округлые включения, сложенные кислым стеклом и высококальциевым пироксеном (рисунок 3.4).

Данное включения было изучено методом дифракции отраженных электронов. В результате картирования установлено, что включение сложено

четырьмя индивидами форстерита, образующими точки тройного сочленения (triple junction) (рисунок 3.4, а, в). На границе между зернами форстерита и в точках тройного сочленения наблюдается мезостазис в виде кислого стекла и микрокристов высококальциевого пироксена. Зерна форстерита имеют блочное внутреннее строение, максимальный угол разориентировки отдельных блоков в пределах кристалла 3° (рисунок 3.4, б, г). Некоторые ровные границы блоков совпадают с трещинами в зерне. Однако другие границы блоков не совпадают с линиями трещин и вероятнее всего сформировались в результате расщепления во время роста кристалла форстерита.

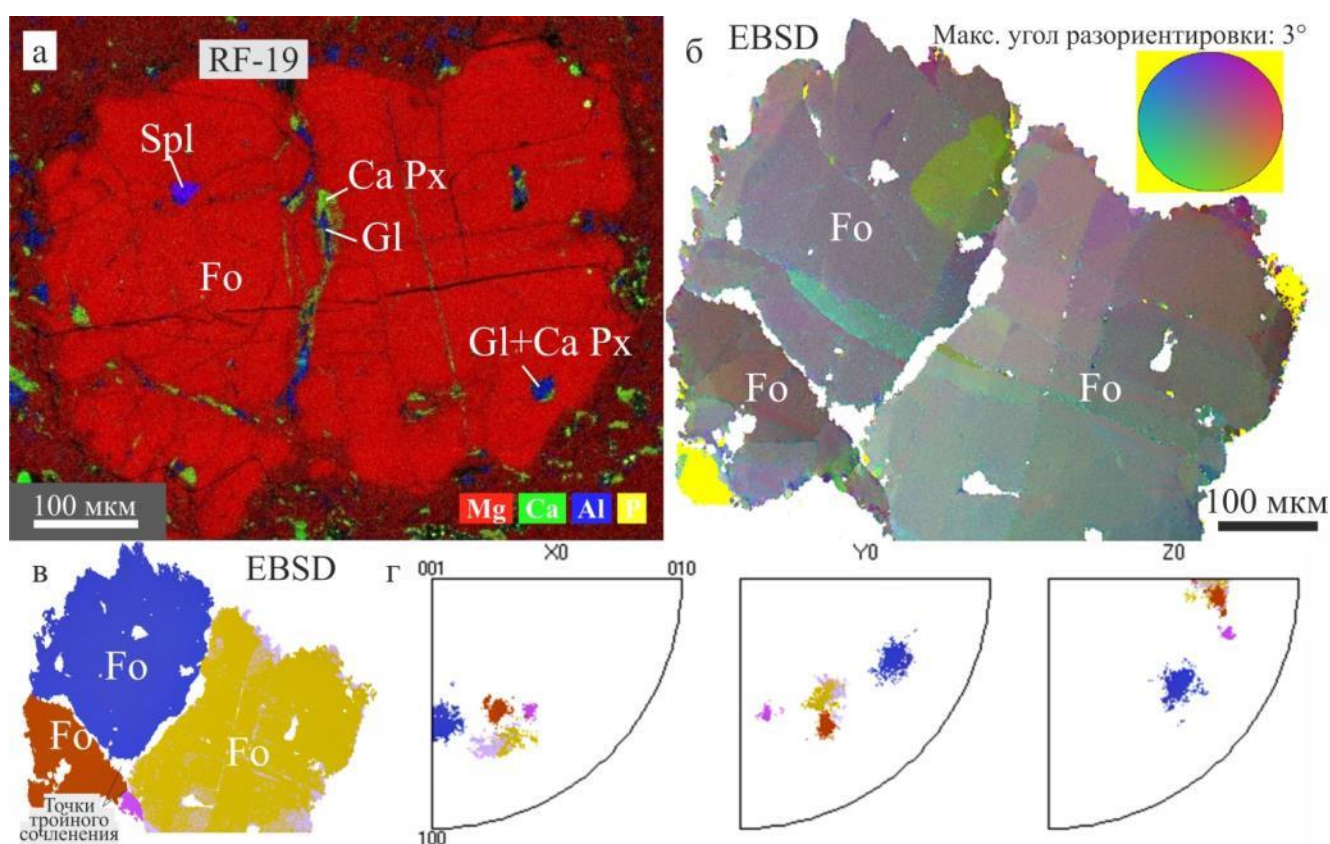


Рисунок 3.4. Структура богатого форстеритом включения RF-19 из углистого хондрита Allende. а – комбинированная карта распределения элементов, б – внутренней блочное строение зерен форстерита, максимальный угол разориентировки 3° , в – карта ДОЭ с цветовой кодировкой для форстерита, г – соответствующие обратные полюсные фигуры для форстерита.

Методом лазерной абляции был изучен микроэлементный состав форстерита из данных включений (таблица А.4). В результате изучения прослеживается

обогащение труднолетучими элементами (Al, Ca, Ti, V, Sc, Y, Zr) по сравнению с оливином из матрицы и железомagneзиальных хондр. Также было установлено, что по повышенному содержанию труднолетучих литофильных элементов изученные богатые форстеритом включения близки к описанным в литературе включениям форстерита (Pack et al., 2004, 2005) и отличаются от железистого оливина из матрицы и хондр по Pack et al., 2004, 2005. (рисунок 3.5).

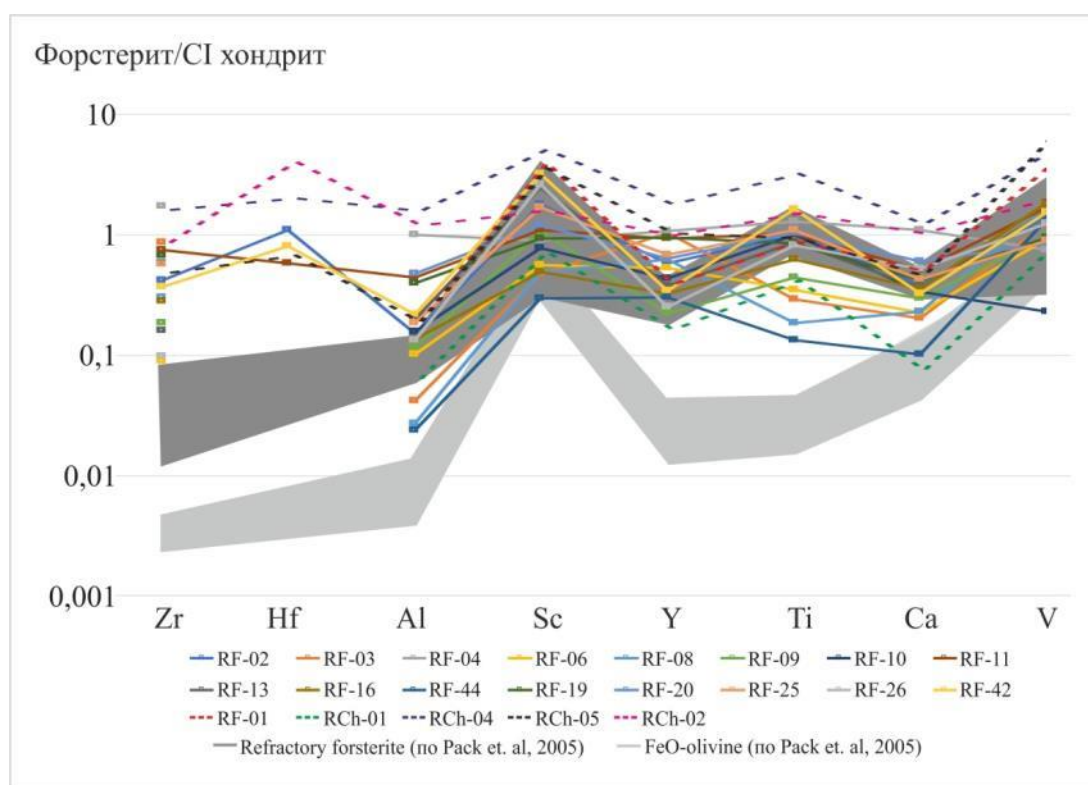


Рисунок 3.5. Спайдер-диаграмма содержания редких элементов в богатых форстеритом включениях и в форстерите из хондр, нормированных по CI хондриту (Wasson, Kallemeyn, 1988), темно-серая область – данные лазерной абляции для форстерита из богатых форстеритом включений по (Pack et al. 2005), светло-серая область – данные лазерной абляции для железистого оливина из матрицы и хондр по (Pack et al. 2005).

Методом рамановской спектроскопии были изучены 3 богатых форстеритом включения (RF-01 из NWA 11781, RF-07 из NWA 11179, RF-17 из Allende). Положение колебательных мод тетраэдра SiO_4 ($\nu_1 + \nu_3$) у форстерита меняется

незначительно, значения варьируют в пределах 821–822 и 851–855 см^{-1} (Ag и Bg, соответственно).

Колебательные моды в рамановском спектре оливина в диапазоне 800–1100 см^{-1} характеризуют валентные колебания связей тетраэдра SiO_4 , самыми интенсивными из которых являются моды около 815 (Ag) и 838 (Bg) см^{-1} для фаялита и 825 (Ag) и 857 (Bg) см^{-1} для форстерита (Scheeres, 2005), которые в свою очередь, являются смешанным симметричным и несимметричным колебанием SiO_4 ($\nu_1 + \nu_3$). Диапазон 400–800 см^{-1} , в основном, отражает деформационные колебания SiO_4 . Моды ниже 400 см^{-1} характеризуются колебаниями решетки (Scheeres, 2005).

Рамановский спектр оливина из земных пород и метеоритов хорошо изучен многими исследователями (Chopelas, 1991; Wang et al., 2004; Scheeres, 2005; Kuebler et al., 2006; Saikia et al., 2017; Breitenfeld et al., 2018). Рамановские исследования богатых форстеритом включений из метеоритов были проведены только для углистого хондрита Kaba (CV3) (Gucsik et al., 2013), однако в углистых хондритах класса CM рамановские спектры оливина из богатых форстеритом включений ранее не изучались.

3.2 Родительские хондры богатых форстеритом включений

В матрице хондритов Northwest Africa 11781, Северный Колчим и Allende были обнаружены хондры и обломки хондр, содержащие крайне низкожелезистый форстерит.

В углистом хондрите Northwest Africa 11781 был встречен фрагмент порфировой оливиновой хондры RF-01 (ниже рисунок 3.10). Центральная часть фрагмента сложена низкожелезистым форстеритом (f 0.003-0.009), который представлен несколькими сросшимися индивидами (таблица А.5). По периферии форстерита наблюдается значительная ярко выраженная кайма, представленная крайне низкожелезистым пироксеном – клиноэнстатитом (таблица А.5). В обломке наблюдается небольшое количество плагиоклазового стекла и диопсида, заполняющего мезостазис между зернами форстерита (таблица А.5). Также в

найденном фрагменте хондры присутствуют зерна металла, которые были замещены гидроксидами железа.

В обыкновенном хондрите Северный Колчим было обнаружено 2 хондры (RCh-01, RCh-02) и один фрагмент хондры (RCh-03). Хондры относятся к порфирированным оливиновым (PO), имеют округлую форму, размер 400 и 700 мкм соответственно (рисунок 3.6).

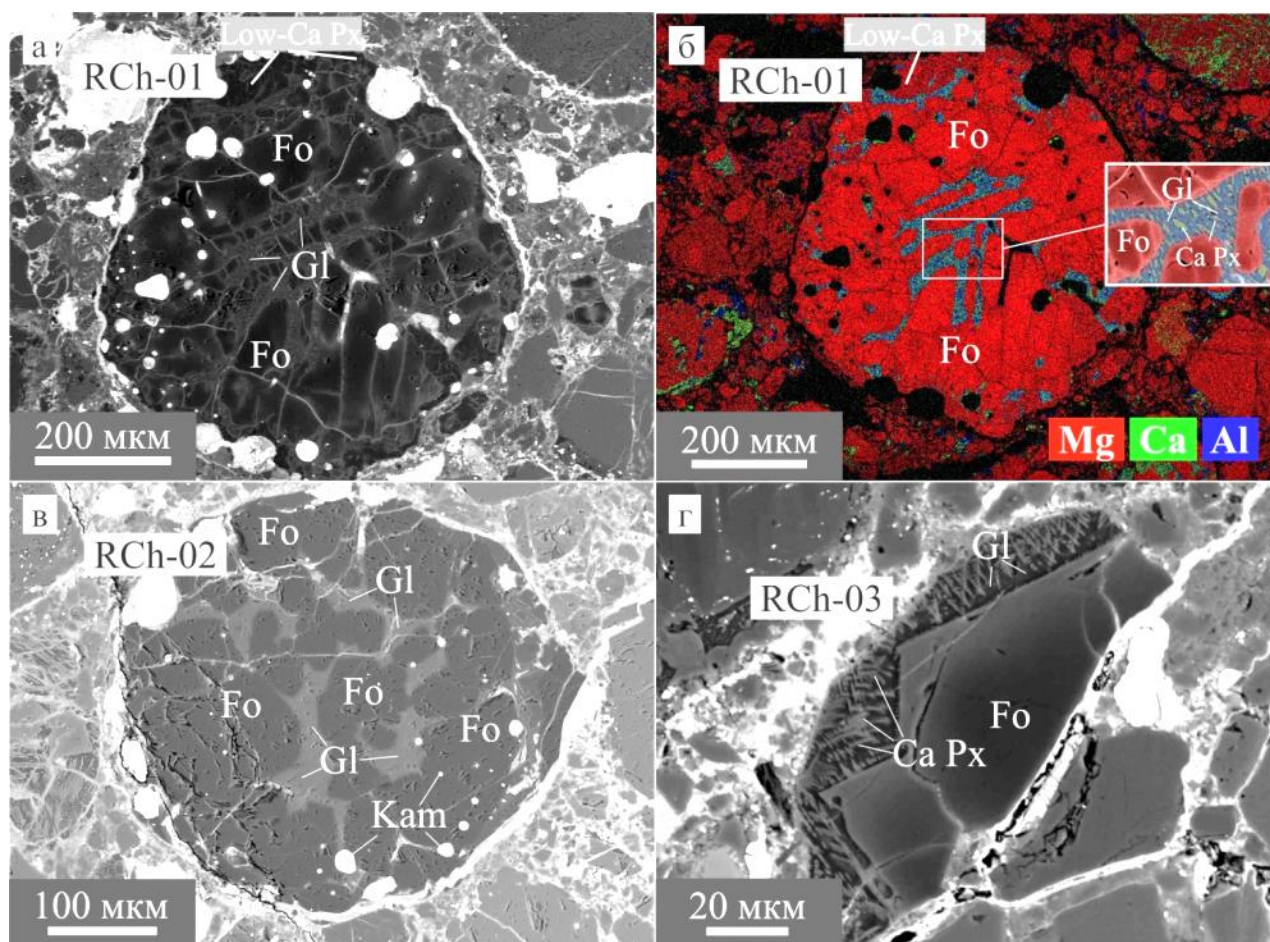


Рисунок 3.6. Хондры, содержащие форстерит, аналогичный богатый форстеритом включениям, из обыкновенного хондрита Северный Колчим. а, в, г – изображения в обратно-отраженных электронах (BSE), б – комбинированная карта распределения элементов.

В обеих хондрах находится практически незональный низкожелезистый форстерит $f=0.01$, CaO 0.4-0.6 мас.%. Мезостазис хондры RCh-02 состоит из нераскристаллизовавшегося высококальциевого стекла (рисунок 3.6, в), средний состав которого по данным ЭДС: SiO_2 $55.2 \pm 0.1\%$, TiO_2 0.8%, Al_2O_3 $21.1 \pm 0.2\%$,

Cr_2O_3 0.6%, FeO 0.4%, MgO $5.6 \pm 0.2\%$, MnO н.о., CaO $11.3 \pm 0.2\%$, Na_2O $4.8 \pm 0.2\%$, K_2O 0.3% (N=2). Мезостази́с хондры RCh-01 имеет близкий химический состав по данным ЭДС: SiO_2 $52.1 \pm 3.4\%$, TiO_2 0.1%, Al_2O_3 $27.1 \pm 2.9\%$, Cr_2O_3 0.%, FeO $1.4 \pm 0.5\%$, MgO $2.3 \pm 0.8\%$, MnO н.о., CaO $13.2 \pm 1.1\%$, Na_2O $2.7 \pm 0.2\%$, K_2O 0.3% (N=7) и сложен девитрифицированным стеклом со структурами распада высококальциевого пироксена в кислом стекле (рисунок 3.6, а, б), размер микрокристов от 2 до 5 мкм.

В хондре RCh-01 по всему внешнему периметру наблюдается замещение оливина низкожелезистым клиноэнстатитом. Средний состав клиноэнстатита по данным ЭДС: SiO_2 $58.2 \pm 0.5\%$, TiO_2 $0.2 \pm 0.2\%$, Al_2O_3 $1.1 \pm 0.2\%$, Cr_2O_3 $0.6 \pm 0.1\%$, FeO $1.2 \pm 0.6\%$, MgO $38.3 \pm 0.5\%$, CaO $0.5 \pm 0.1\%$ (N=3). Содержания MnO ниже пределов обнаружения ($<0.2\%$). В обеих хондрах присутствуют каплевидные включения металла и троилита, преимущественно сконцентрированные в наружной части хондр. Валовый состав хондры RCh-01 по данным ЭДС: SiO_2 39.6%, Al_2O_3 3.1%, Cr_2O_3 0.6%, FeO 12.2%, MgO 41.58%, MnO н.о., CaO 1.7%, SO_2 0.9%, NiO 0.5%.

Обломок хондры имеет размер 60×25 мкм и содержит идиоморфные зерна оливина, погруженные в частично раскристаллизованное стекло (рисунок 3.6, г). В оливине наблюдается зональность по составу. Центральная часть зерен сложена форстеритом f 0.01, CaO 0. мас.%, периферия более железистая. Мезостази́с состоит из кислого стекла со скелетными игольчатыми кристаллами высококальциевого пироксена. Средний состав стекла по данным ЭДС анализов: SiO_2 $64.2 \pm 0.1\%$, TiO_2 $0.8 \pm 0.2\%$, Al_2O_3 $15.6 \pm 0.2\%$, Cr_2O_3 $0.4 \pm 0.1\%$, FeO $2.8 \pm 1.7\%$, MnO $0.7 \pm 0.3\%$, MgO $2.4 \pm 0.3\%$, CaO $3.9 \pm 0.5\%$, Na_2O $9.3 \pm 0.5\%$, K_2O 0.2% (N=2).

В матрице углистого хондрита Allende также были найдены хондры, содержащие крайне низкожелезистый форстерит (рисунок 3.7).

В хондре RCh-04 находится низкожелезистый форстерит f 0.01-0.02 (рисунок 3.7, а, б). Составы минералов слагающих хондру представлены в таблице А.5. Средний состав форстерита: SiO_2 $41.9 \pm 0.1\%$, TiO_2 $0.2 \pm 0.1\%$, Al_2O_3 $0.6 \pm 0.4\%$, Cr_2O_3 $0.3 \pm 0.1\%$, FeO $1.8 \pm 0.5\%$, MgO $54.9 \pm 0.6\%$, CaO $0.3 \pm 0.03\%$ (N=3). Мезостази́с стоит из нераскристаллизовавшегося высококальциевого стекла (таблица А.5), средний

состав: SiO_2 $44.5 \pm 0.7\%$, Al_2O_3 $35.2 \pm 0.7\%$, FeO $0.3 \pm 0.1\%$, MgO $0.5 \pm 0.1\%$, MnO н.о., CaO $18.7 \pm 0.6\%$, Na_2O $0.9 \pm 0.3\%$ (N=3). В хондре присутствуют идиоморфные включения шпинели (таблица А.5).

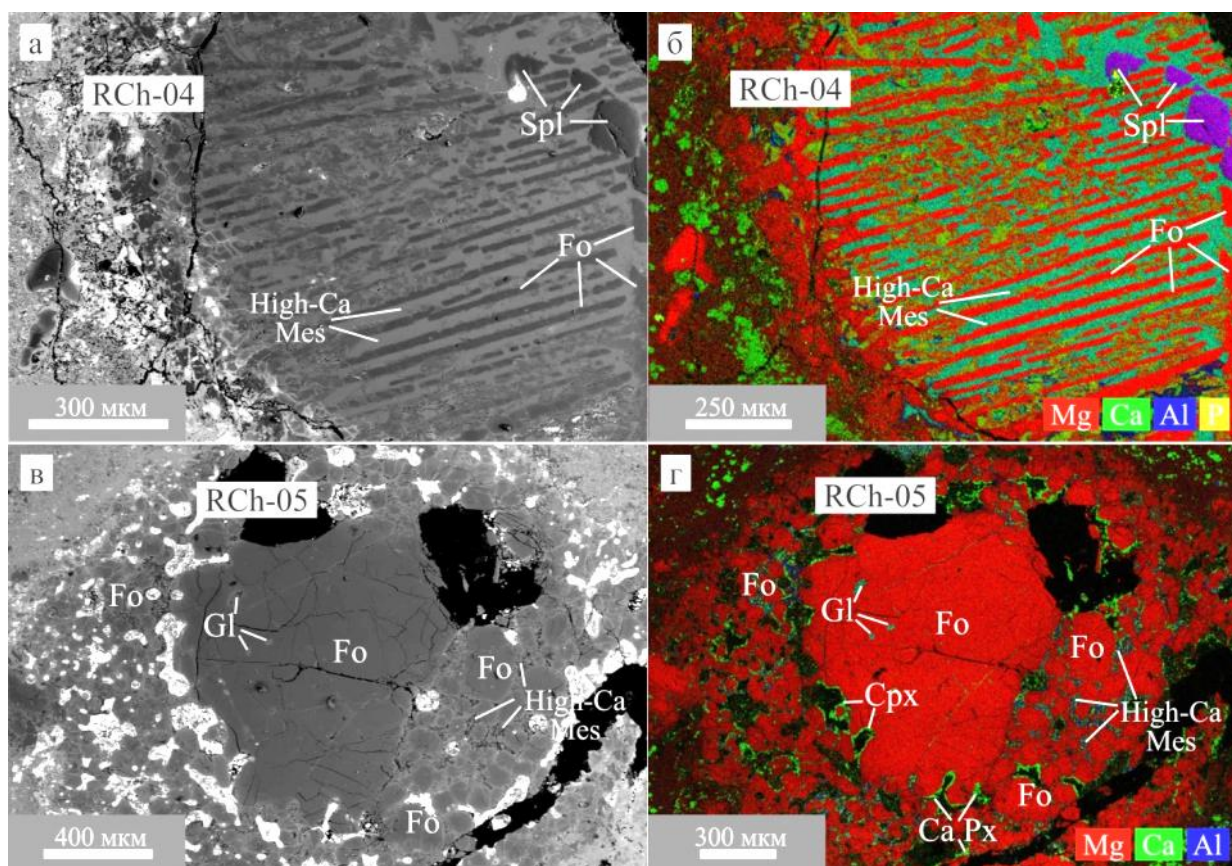


Рисунок 3.7. Хондры RCh-04 и RCh-05, содержащие низкожелезистый форстерит, из углистого хондрита Allende. а,в – изображения в обратно-отраженных электронах (BSE), б,г – комбинированные карты распределения элементов.

Также в метеорите Allende установлена хондра с форстеритом RCh-05 (рисунок 3.7, в-г). Хондра состоит в основном из форстерита, железистость которого возрастает к краевой части (таблица А.5), между зернами форстерита наблюдается не большое количество высококальциевого мезостазиса, который сложен кальциевым пироксеном и кислым стеклом. Данная хондра находится внутри другой порфировой оливин-пироксеновой (POP) хондры, с большим количеством свободного металла и более железистым форстеритом (FeO 3.7-8.9 мас.%). Небольшое количество мезостазиса в хондре, возможно является следствием нагрева и частичного испарения вещества.

Находка данных хондр подтверждает высказываемые ранее гипотезы формирования богатых форстеритом включений из «протохондр» (McSween, 1977; Roedder, 1981; Pack et al., 2004, 2005, Jacquet et al., 2020 и др.). Форстерит из найденных хондр, по химическому составу и распределению редких элементов аналогичен богатым форстеритом включениям. Высококальциевое кислое стекло из мезостазиса хондр по составу близко к включениям стекла в богатых форстеритом включениях в других хондритах по данным (Pack et al., 2004, 2005; Дугушкина и др., 2019). Шпинель, обнаруженная в хондре RCh-04, по составу аналогична включениям шпинели в богатых форстеритом объектах.

По валовому составу хондр, полученному методом ЭДС, можно оценить состав исходных капель расплава, формирование которых предшествовало образованию преобладающего большинства железомagneзиальных хондр. Источником вещества для образования таких «протохондр», возможно, могли бы быть тугоплавкие включения их фрагменты или срастания AOA's и CAI's в различных пропорциях, что могло бы объяснить обогащение RLE и $\delta^{16}\text{O}$. Однако в изученных «протохондрах» с низкожелезистым форстеритом не выявлены какие-либо твердые минеральные включения предшественников.

3.3 Богатые форстеритом включения округлой формы без мезостазиса

Округлые богатые форстеритом включения встречены в углистых хондритах NWA 11179 и NWA 11781. Размер таких включения составляет 200-500 мкм. В отличие от хондр с низкожелезистым форстеритом, такие включения не содержат мезостазис в виде кислого стекла и высококальциевого пироксена. Во включении RF-09 из метеорита NWA 11179 наблюдаются единичные зерна высококальциевого пироксена в интерстициях между зернами форстерита. При этом в форстерите содержатся округлые включения высококальциевого кислого стекла и камасита ($\text{Ni} \sim 6.2\%$ по данным ЭДС). Состав минералов представлен в таблице А.3. По периметру форстерита наблюдается клиноэнстатитовая кайма (таблица А.3).

Форстерит во включениях округлой формы обладает свойством катодолюминесценции (рисунок 3.2, ж-и). В зернах форстерита прослеживается

зональность в интенсивности катодолюминесценции от периферии к центру округлых включений. CL-спектры форстерита показывают широкие пики излучения с центром около 720-750 нм, и в некоторых случаях наблюдаются пики с центром около 650 нм. Аналогичная картина наблюдается в обособленных богатых форстеритом включениях.

Включение форстерита RF-08 из метеорита NWA 11179 было изучено методом ДОЭ. Картирование показало, что оно состоит из нескольких зерен форстерита. Зерна форстерита образуют точки тройного сочленения (рисунок 3.8, г). Аналогичные точки тройного сочленения описаны выше в богатых форстеритом включениях обломочной формы. По периметру включения наблюдается клиноэнстатитовая кайма. Также клиноэнстатит находится и внутри включения на границе между зернами форстерита (рисунок 3.8). Возможно, клиноэнстатит внутри включения замещает форстерит вдоль границ зерен.

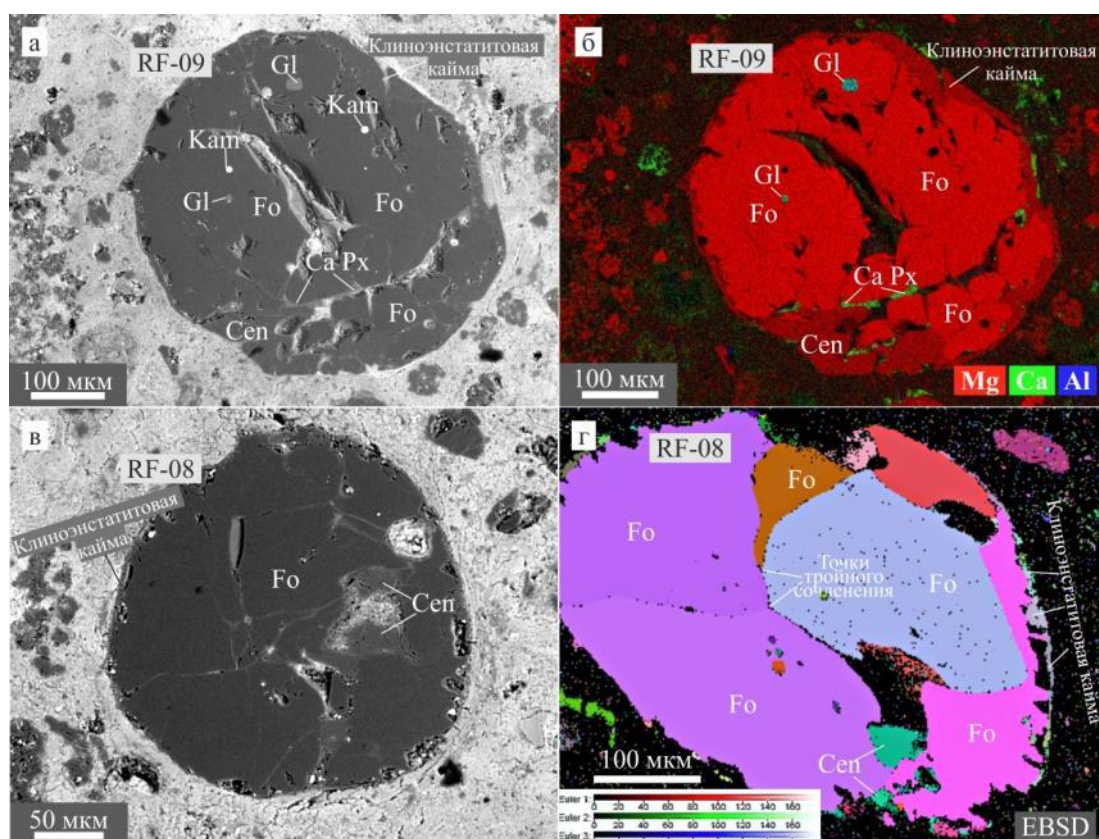


Рисунок 3.8. Структура богатых форстеритом включений округлой хондроподобной формы без мезостазиса из углистых хондритов. а, в – изображение в обратно-отраженных электронах (BSE), б – комбинированная карта распределения элементов, г – карта ДОЭ с цветами Эйлера.

Природа богатых форстеритом включений округлой формы остается не до конца понятной. С одной стороны они могли сформироваться за счет нагрева «протохондр» и практически полной потери ими более легкоплавкого вещества мезостазиса. Это объяснило бы формирование точек тройного сочленения между индивидами форстерита. С другой стороны, возможно, мы наблюдаем срезы краевой части данных «протохондр», в которые просто не попал мезостазис, находящийся преимущественно в центральной части «протохондр». Поэтому мы не можем сделать однозначные выводы о природе таких включений без их объемного изучения.

3.4 Клиноэнстатитовая кайма в богатых форстеритом включениях

Многие богатые форстеритом включения окружены каймой крайне низкожелезистого пироксена (энстатита или клиноэнстатита). Специального изучения каймы ранее не проводилось, и традиционно она называется реакционной (Pack et al., 2004).

Теоретически существуют два возможных пути формирования пироксеновой каймы: обрастание форстерита новообразованным пироксеном, или замещение форстерита пироксеном по периметру. В первом случае новообразованные минеральные индивиды низкокальциевого пироксена будут нарастать на поверхности зерен форстерита. При этом в кайме должна будет формироваться зона геометрического отбора индивидов энстатита, направленная в сторону внешней границы объекта. В случае замещения форстерита энстатитом будет происходить рост метакристаллов энстатита внутри форстерита. Зарождение индивидов будет происходить преимущественно от границ зерен форстерита. При этом возможно формирование зоны геометрического отбора по направлению от края к центру зерна форстерита (Берзин и др., 2020).

Практически в половине изученных богатых форстеритом включений и родительских хондрах (RF-01, RCh-01), наблюдается пироксеновая кайма. Она может как полностью или частично окружать зерна форстерита, так и развиваться внутри включения между зернами форстерита. Мощность каймы варьирует в различных включениях от первых микрометров до 100-200 мкм. В некоторых

включениях такая кайма отсутствует (рисунки 3.1, в,д,е и 3.4). Пироксен, слагающий кайму, характеризуется низкой железистостью (содержание FeO от 0.5 до 5.1 мас.%) (таблица А.3, А.5).

Методом дифракции отраженных электронов было изучено четыре богатых форстеритом включения с пироксеновой каймой из углистых хондритов (Northwest Africa 11179, Northwest Africa 11781) (Берзин и др., 2020). Показано, что кайма практически полностью состоит из клиноэнстатита.

В метеорите Northwest Africa 11179 изучено богатое форстеритом включение с клиноэнстатитовой каймой (RF-07) размером 750×500 мкм. Оно состоит из одного крупного зерна и срастания нескольких мелких зерен форстерита, отделенных от крупного зерна клиноэнстатитовой каймой (рисунок 3.9).

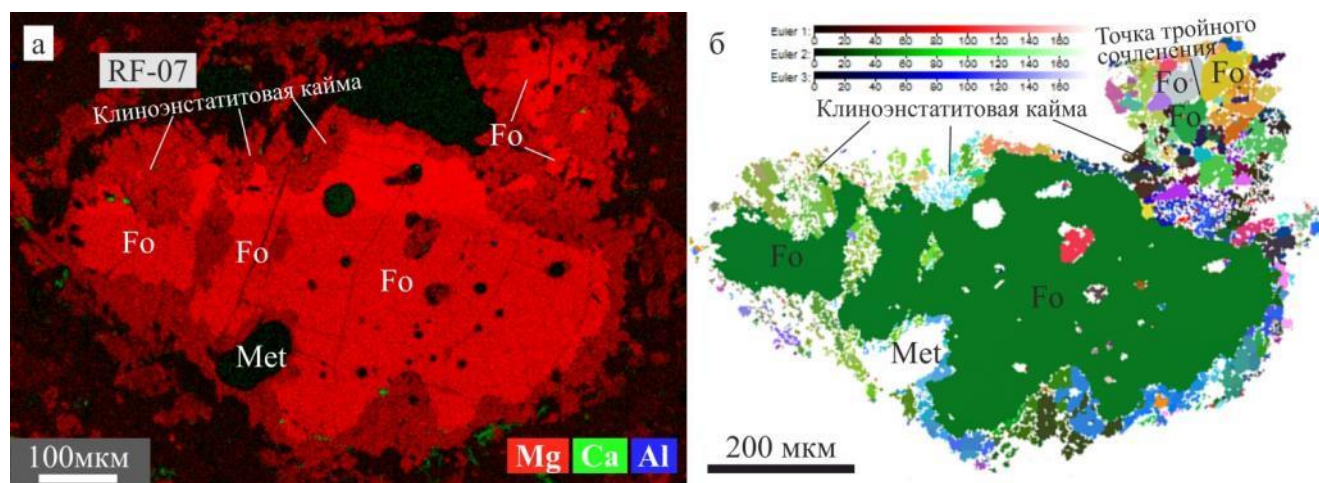


Рисунок 3.9. Структура богатого форстеритом включения (RF-07) с клиноэнстатитовой каймой из углистого хондрита NWA 11179. а – комбинированная карта распределения элементов, б – карта ориентации кристаллов по ДОЭ, цвета Эйлера

Крупное зерно форстерита разделено каймой клиноэнстатита на две неравные части. Мелкие зерна форстерита образуют некое подобие протогранулярной структуры с точками тройного сочленения между ними. На границах зерен форстерита также отмечены включения кислого стекла. Клиноэнстатитовая кайма состоит из большого числа минеральных индивидов, значительно варьирующих по размеру (рисунок 3.9, б). Граница между

форстеритом и клиноэнстатитовой каймы неровная, близка к коррозионной. Зона геометрического отбора в кайме на границе с форстеритом отсутствует. Следовательно, рост кристаллов клиноэнстатита не начинался от внешней поверхности зерен форстерита (Берзин и др., 2020).

В метеорите Northwest Africa 11781 был изучен крупный обломок хондры с форстеритом размером 1 мм (RF-01), состоящий из нескольких сросшихся индивидов, окруженных по периферии клиноэнстатитовой каймой. В мезостазисе содержится небольшое количество кислого стекла и высококальциевого пироксена (рисунок 3.10).

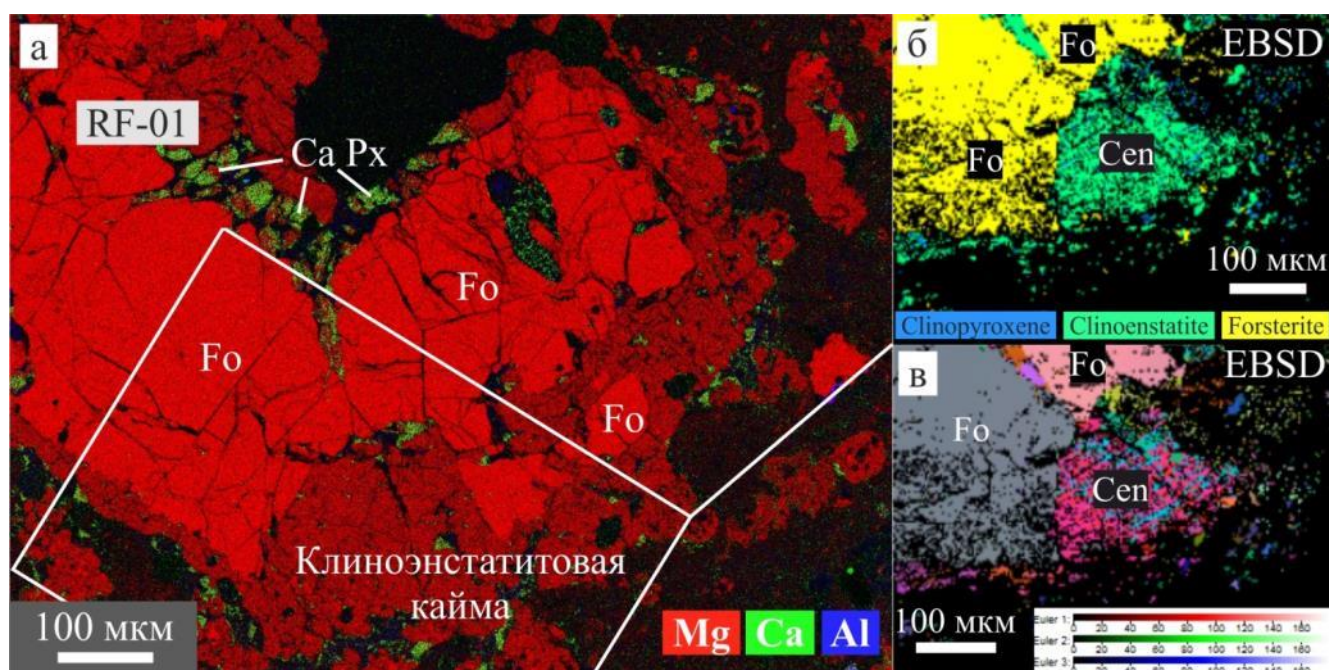


Рисунок 3.10. Клиноэнстатитовая кайма в хондре с низкожелезистым форстеритом из углистого хондрита NWA 11781. а – комбинированная карта распределения элементов, б – минеральная карта по ДОО, в – карта ориентации кристаллов по ДОО, цвета Эйлера.

ДОО картирование на границе зерен форстерита показало, что каждое из двух зерен обрастает по большей части отдельным цельным зерном клиноэнстатита. Вдоль каймы наблюдается изогнутость индивидов клиноэнстатита. В одном из индивидов клиноэнстатита наблюдается полисинтетическое двойникование (рисунок 3.10, в).

В этом же метеорите были изучены два более мелких включения форстерита RF-02 и RF-03, размером 500×300 мкм и 650×400 мкм соответственно. В меньшем включении (RF-02) форстерит присутствует в виде одного крупного индивида и нескольких мелких, отделенных от крупного клиноэнстатитовой каймой. Кайма сложена варьирующими по размеру индивидами клиноэнстатита (рисунок 3.11, а, б).

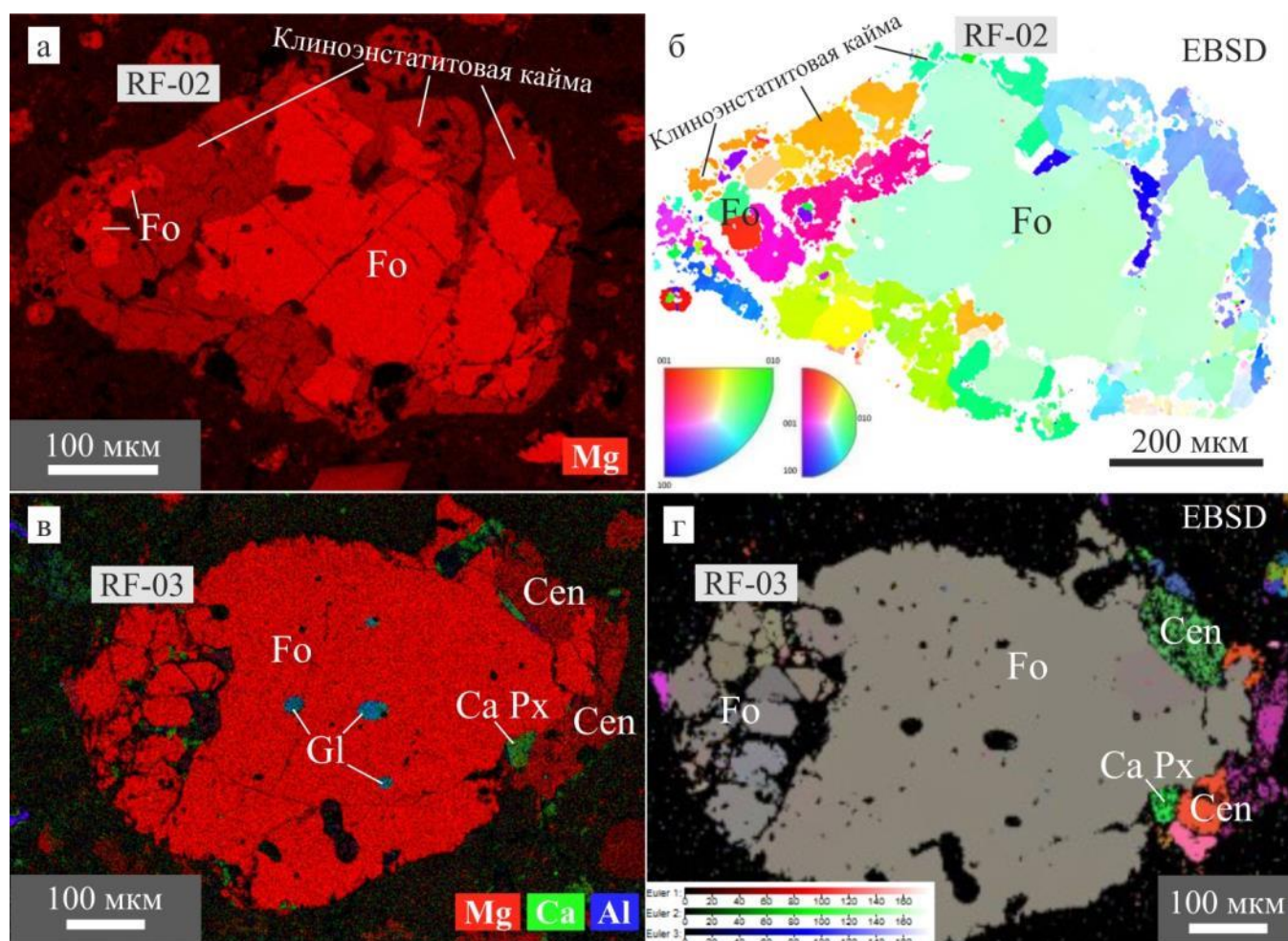


Рисунок 3.11. Структура богатых форстеритом включений (RF-02, RF-03) из углистого хондрита NWA 11781. а, в – комбинированные карты распределения элементов, б, г – карты ориентации кристаллов ДОЭ: б – карта обратно полюсных фигур (IPF) для ориентаций X; г – карта цветов Эйлера.

В форстерите из включения RF-03 наблюдается внутреннее блочное строение с разориентировкой отдельных блоков более чем на 10° . Клиноэнстатитовая кайма прослеживается с одной стороны зерна и представлена несколькими сросшимися

индивидами (рисунок 3.11, в, г). В обоих включениях границы форстерита и каймы также крайне неровные, близкие к коррозионным. Зон геометрического отбора в кайме на границе с форстеритом также не наблюдается.

Во всех изученных богатых форстеритом включениях клиноэнстатитовая кайма состоит из отдельных зерен клиноэнстатита. Границы между зернами клиноэнстатита криволинейные, плавно изгибающиеся, и, по всей видимости, являются индукционными. Индукционные границы возникают при одновременном встречном росте кристаллов. Зона геометрического отбора в клиноэнстатитовой кайме на границе с форстеритом отсутствует. Внутренняя структура клиноэнстатитовой каймы гранонематобластовая. Размер соседних зерен варьирует незначительно. По всей видимости, отдельные кристаллы клиноэнстатита росли одновременно, замещая форстерит.

Таким образом, в результате исследования клиноэнстатитовой каймы в богатых форстеритом включениях и в родительских хондрах с аналогичным форстеритом методом дифракции отраженных электронов (ДОЭ), можно сделать однозначный вывод, что данная кайма сформировалась в результате замещения форстерита клиноэнстатитом в результате реакционного взаимодействия с внешней средой (вероятно, небулярным газом).

Изучение состава пироксеновой каймы методом LA-ICP-MS показало, что клиноэнстатит в кайме наследует повышенное содержание труднолетучих литофильных элементов (Al, Ca, Ti, V, Sc, Y, Zr), что также свидетельствует о его формировании за счет замещения зерен форстерита (таблица А.6, рисунок 3.12).

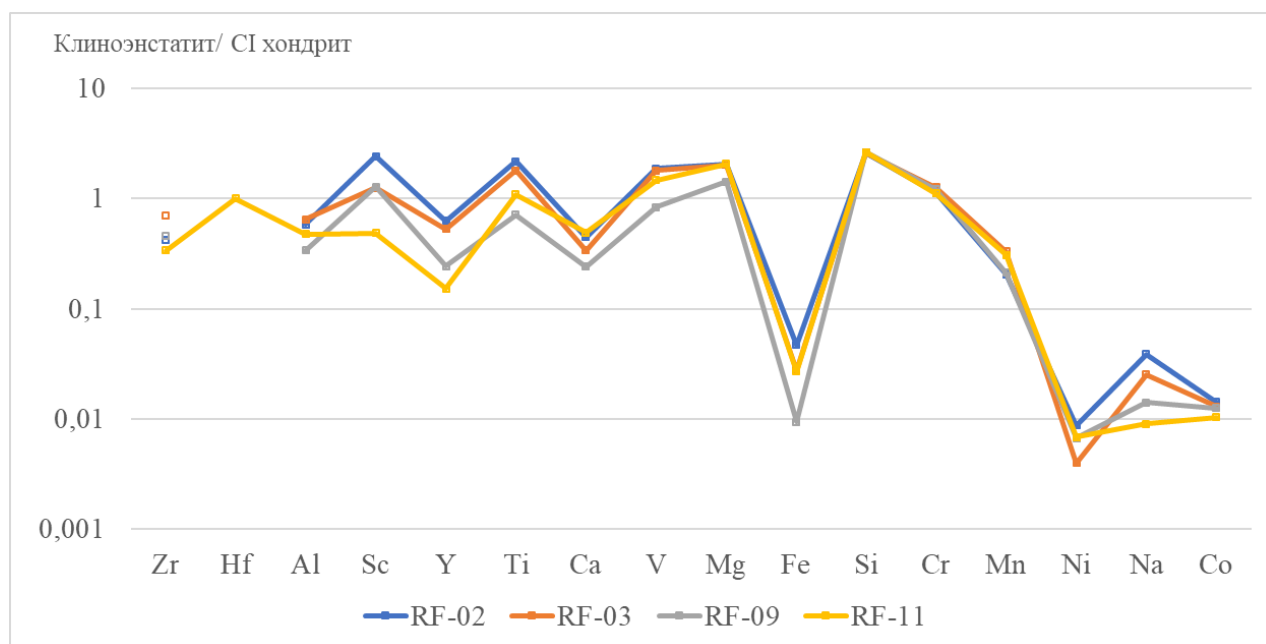


Рисунок 3.12. Спайдер-диаграмма содержания элементов в пироксеновой кайме из богатых форстеритом включений (RF-02, RF-03, RF-09, RF-11), нормированных по CI хондриту (Wasson, Kallemeyn, 1988).

Выводы: Подтверждены выводы предшествующих исследователей (McSween, 1977; Roedder, 1981; Pack et al., 2004, 2005, Jacquet et al., 2020 и др.) о том, что минералы богатых форстеритом включений сформировались путем кристаллизации в каплях расплава - хондрах ранней генерации или «протохондрах». В процесс формирования хондр ранней генерации было вовлечено вещество, обогащенное труднолетучими литофильными элементами (RLE) и ^{16}O . Формирование данных «протохондр» происходило в наиболее восстановительной обстановке, вследствие чего наблюдается парагенезис железа в нулевой степени окисления (камасит) и низкожелезистого форстерита.

После кристаллизации большая часть «протохондр» подверглись интенсивной дезинтеграции с образованием обособленных зерен форстерита. Так как богатые форстеритом включения редко встречаются в сростании с минералами мезостазиса, а стекло находится преимущественно в виде включений внутри форстерита, можно сделать вывод, что дезинтеграция сопровождалась существенным нагревом выше точки плавления кремнекислого стекла. Хондры с форстеритом встречаются гораздо реже, чем обособленные богатые форстеритом

включения, из этого можно сделать вывод о достаточно массовом масштабе события, приведшего к их разрушению.

После разрушения части «протохондр» в богатых форстеритом включениях и уцелевших «протохондрах» сформировалась клиноэнстатитовая кайма. В результате исследований каймы методом дифракции отраженных электронов (ДОЭ) был сделан вывод о формировании клиноэнстатитовой каймы за счет замещения по периферии зерен форстерита в результате реакционного взаимодействия с внешней средой (вероятно, небулярным газом). Клиноэнстатит в кайме наследует повышенное содержание RLE (Al, Ca, Ti, V, Sc, Y, Zr), что также свидетельствует о его формировании за счет замещения зерен форстерита. Кайма встречается не во всех включениях и варьирует по мощности, что говорит о том, что небулярное событие, приведшее к формированию клиноэнстатитовой каймы, было не всеобъемлющим и охватывало только часть протопланетного диска.

После этого часть богатых форстеритом включений и «протохондр» попала в матрицу хондритов, а некоторые из них были вовлечены повторно в процесс хондробразования. Отмеченное рядом исследователей присутствие богатых форстеритом включений в железомagneзиальных хондрах указывает на то, что данные включения являются твердыми предшественниками подавляющей части хондр Солнечной системы.

ГЛАВА 4. БОГАТЫЕ SiO_2 КОМПОНЕНТЫ (SRC) ИЗ ОБЫКНОВЕННОГО ХОНДРИТА SHINEJINST

4.1 Метеорит Shinejins

Был изучен метеорит Shinejinst. Фрагменты метеорита были обнаружены в конце августа 2018 года в 10 км к северо-западу от сомона Шинэжинст, Баянхонгорского Аймака в ходе первой международной экспедиции Уральского федерального университета (УрФУ) и Института Астрономии и Геофизики Монгольской Академии Наук (ИАГ МАН) в пустыне Гоби (Монголия). Найденные обломки, вероятно, являются фрагментами метеоритного дождя, они были найдены на расстоянии 100-500 метров друг от друга. Общий вес фрагментов составляет 693.42 г (Ларионов и др., 2019; Pastukhovich et al., 2019, 2020).

Для изучения и дальнейшей регистрации нами был изучен фрагмент метеорита весом 101.3 г. Метеорит сложен хондрами, обломками хондр и тонкозернистой перекристаллизованной матрицей (рисунок 4.1).

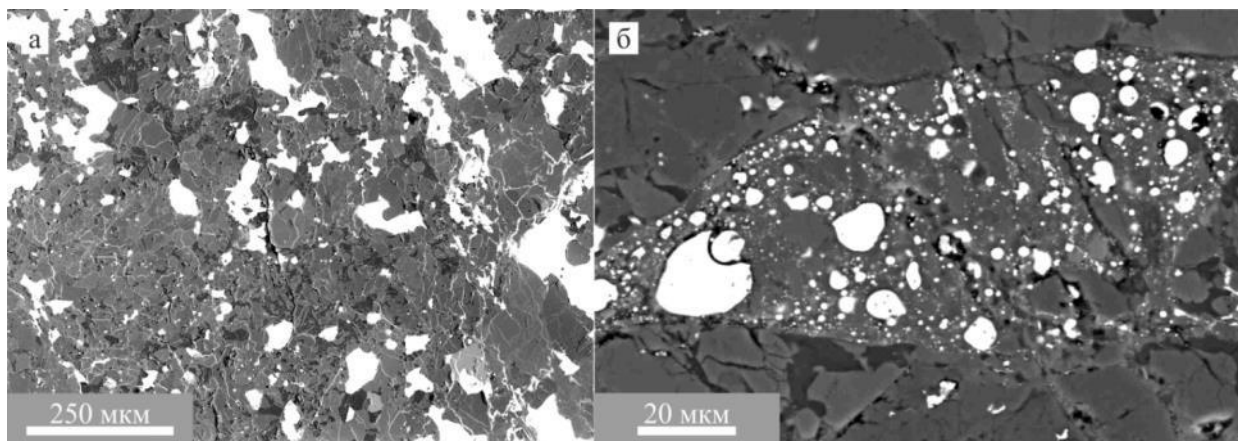


Рисунок 4.1. Метеорит Shinejinst. а – матрица хондрита, пересекаемая сеткой сульфидных микропрожилков, б – ударный расплавный прожилок, сложенный застывшей эмульсией силикатного и сульфидно-металлического расплавов, содержащий обломки силикатов. Изображения в обратно-отраженных электронах (BSE).

Преобладают порфиновые оливиновые (PO) и оливин-пироксеновые хондры (POP). Также присутствуют порфиновые пироксеновые (PP), эксцентрически

лучистые пироксеновые (RP). Хондры имеют достаточно четкие границы, по размеру варьируют от 0.1 до 0.8 мм, средний размер ≈ 0.4 мм.

Оливин в метеорите имеет неуравновешенный состав $Fa_{19\pm 4.7}$ (N=44), в матрице встречаются богатые форстеритом включения – Fo_{98} . Был рассчитан показатель PMD (Percent Mean Deviation- процентное среднее отклонение) для содержания FeO в оливине – 13, по классификации (Sears et al., 1980) следует отнести к петрографическому типу 3.9. Низкокальциевый пироксен имеет средний состав $Fs_{16\pm 5.5} En_{82\pm 5.4} Wo_{2\pm 1.1}$ (N=39). Высококальциевый пироксен имеет состав $Fs_{11\pm 5.3} En_{46\pm 2.5} Wo_{42\pm 3.1}$ (N=5).

Хромит встречается как в виде обособленных зерен в матрице хондрита, так и в виде идиоморфных включений в хромит-плагиоклазовых комплексах (рисунок 4.2). Средний состав хромита из матрицы по данным ЭДС анализа: SiO_2 0.7%, TiO_2 2.2%, Al_2O_3 6.8%, Cr_2O_3 55.8%, FeO 29.9%, MgO 3.8%, MnO 0.7% (N=5).

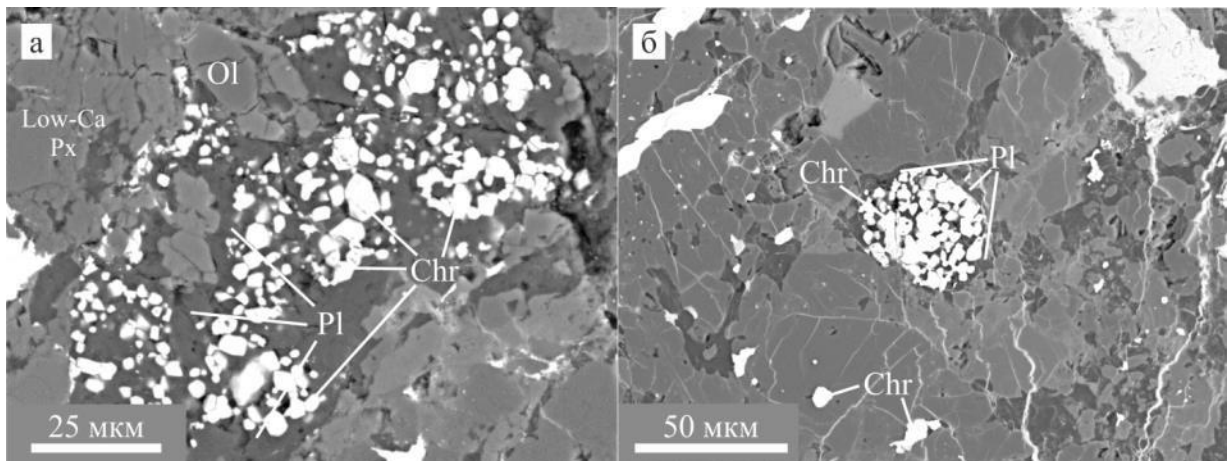


Рисунок 4.2. Хромит-плагиоклазовые комплексы в матрице хондрита Shinejinst. Изображения в обратно-отраженных электронах (BSE).

Хромит из хромит-плагиоклазовых комплексов имеет более высокое содержание Al_2O_3 и MgO, средний состав по данным ЭДС анализа SiO_2 0.6%, TiO_2 2.4%, Al_2O_3 7.9%, Cr_2O_3 55.6%, FeO 27.5%, MgO 5.3%, MnO 0.7% (N=10). Среднее соотношение $Cr/(Cr+Al)=0.83$ и $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)=0.74$. Размер зерен хромита в хромит-плагиоклазовых комплексах – 2-10 мкм. Плагиоклаз является олигоклазом – $An_{22.9\pm 3.1} Ab_{71.1\pm 4.5}$ (N=9).

Металл представлен камаситом (Ni 5.6-6.9 мас.%) и тэнитом (Ni 19.3-41.3 мас.%). Встречаются троилит и апатит. Металл и сульфиды несколько неоднородно распределены в объеме хондрита.

В метеорите присутствуют ударные расплавные прожилки, заполненные силикатным расплавом с включениями металла и обломочных зерен силикатов (рисунок 4.1, б). Степень ударных изменений S3-4 (по Stoffler et al., 1991, 2019). Наблюдается умеренное окисление металла, начинается изменение темноцветных силикатов. Степень земного выветривания W2 (по Wlotzka, 1993). Исходя из полученных данных, метеорит был классифицирован и зарегистрирован как новый обыкновенных хондрит 4 петрологического типа. Но в ходе дальнейших исследований по совокупности петрографических и минералогических признаков классификация метеорита была уточнена – НЗ.9.

4.2 Богатые SiO₂ компоненты (SRC)

В ходе изучения метеорита на площади полировки примерно 5 см² было обнаружено 10 богатых кремнезёмом компонентов (SRC). Из них 3 хондры и 7 обломочных фрагментов хондр. Богатые кремнезёмом компоненты в виде хондр и отдельных фрагментов, также были обнаружены и изучены в метеорите Северный Колчим (Глава 6).

Хондры, содержащие кремнезем, имеют вытянутую округлую форму с неровными границами (рисунок 4.3). Размер данных хондр варьирует от 200 мкм до 500 мкм, что соответствует среднему размеру хондр из вмещающего хондрита.

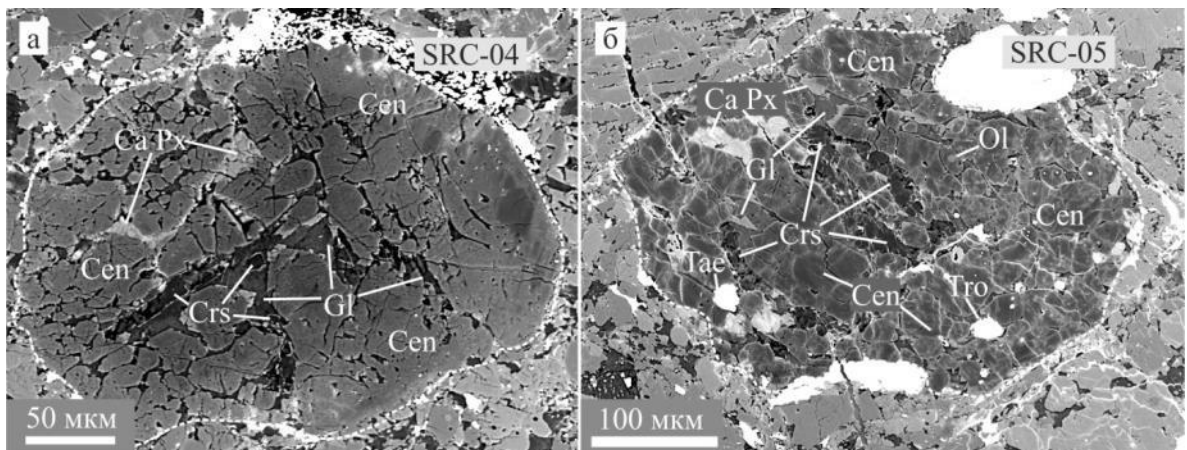


Рисунок 4.3. Порфировые пироксеновые хондры содержащие кристобалит. Изображения в обратно-отраженных электронах (BSE).

Хондры состоят из низкокальциевого пироксена ($\text{Fs}_{8\pm 2.9}\text{En}_{91\pm 3.3}\text{Wo}_{1\pm 0.9}$), и высококальциевого пироксена ($\text{Fs}_{11\pm 8.0}\text{En}_{50\pm 5.5}\text{Wo}_{39\pm 6.5}$) (таблица 4.1), кристобалита и мезостазиса, представленного кислым стеклом. В зернах низкокальциевого пироксена обычно прослеживается прямая зональность по содержанию железа. В хондре SRC-05 присутствует округлое зерно оливина в виде включения в низкокальциевом пироксене.

Таблица. 4.1. Состав минералов (мас.%) богатых SiO_2 компонентов (SRC) из метеорита Shinejinst.

Включ.	№	М-рал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	Сумма
SRC-01	12	<i>En</i>	51.5	н.о.	0.40	0.76	21.5	24.0	0.34	0.50	0.06	н.о.	н.о.	99.2
	13	<i>En</i>	52.6	н.о.	0.41	0.86	21.5	23.8	0.30	0.47	0.10	н.о.	н.о.	100.2
	14	<i>En</i>	52.1	н.о.	0.39	0.74	21.5	24.1	0.35	0.57	0.10	н.о.	н.о.	99.9
SRC-02	16	<i>Crs</i>	95.3	н.о.	0.14	н.о.	0.57	1.40	н.о.	0.13	0.02	н.о.	н.о.	97.6
	22	<i>Cen</i>	58.5	н.о.	0.37	0.76	2.32	36.3	0.40	0.28	0.02	н.о.	н.о.	99.0
SRC-03	25	<i>Crs</i>	98.1	н.о.	0.07	н.о.	0.57	0.43	н.о.	0.05	н.о.	н.о.	0.04	99.29
	33	<i>low-Ca</i>	56.6	н.о.	0.19	0.63	6.49	34.2	н.о.	0.27	н.о.	н.о.	0.06	98.6
	31	<i>low-Ca</i>	57.5	н.о.	0.16	0.63	5.75	35.2	н.о.	0.24	н.о.	н.о.	н.о.	99.7
SRC-04	1	<i>Crs</i>	97.2	0.05	0.28	н.о.	0.25	0.33	н.о.	0.22	0.04	н.о.	н.о.	98.5
	68	<i>Cen</i>	57.7	0.08	0.39	0.65	6.62	32.1	0.42	1.00	0.15	0.03	н.о.	99.1
	69	<i>Cen</i>	58.0	н.о.	0.08	0.29	5.07	35.3	0.10	0.10	н.о.	н.о.	н.о.	99.0
	70	<i>Cen</i>	56.7	н.о.	0.09	0.17	9.02	32.7	0.25	0.16	н.о.	н.о.	н.о.	99.0
	10	<i>Ca Px</i>	53.1	0.14	1.12	1.24	2.88	16.9	0.48	21.7	0.63	0.03	н.о.	98.3
	67	<i>Ca Px</i>	53.5	0.10	0.32	0.69	3.36	17.1	0.34	23.0	0.49	0.02	н.о.	98.9
SRC-05	35	<i>Crs</i>	97.7	н.о.	0.06	н.о.	0.38	0.17	н.о.	0.03	н.о.	н.о.	н.о.	98.5
	37	<i>Crs</i>	97.0	н.о.	0.03	н.о.	0.60	0.33	н.о.	0.03	н.о.	н.о.	0.11	98.2
	40	<i>Cen</i>	56.9	н.о.	0.10	0.34	4.91	35.6	0.10	0.18	н.о.	н.о.	н.о.	98.2
	43	<i>Cen</i>	57.5	н.о.	0.16	0.51	4.08	36.1	0.12	0.21	0.02	н.о.	н.о.	98.8
	71	<i>Cen</i>	57.9	н.о.	0.08	0.58	1.98	37.5	0.10	0.17	н.о.	н.о.	н.о.	98.4
	42	<i>Ca Px</i>	52.1	0.67	2.62	2.38	1.59	19.3	1.27	18.6	0.37	0.07	н.о.	99.0
	44	<i>Ca Px</i>	51.7	н.о.	0.05	0.16	12.2	13.9	0.54	19.6	0.18	н.о.	н.о.	98.3
	47	<i>Ol</i>	39.3	н.о.	н.о.	0.04	13.4	46.0	0.34	0.03	н.о.	н.о.	н.о.	99.2
SRC-06	65	<i>Trd</i>	95.4	н.о.	н.о.	н.о.	1.48	0.68	н.о.	0.03	н.о.	н.о.	0.15	97.9
	66	<i>En</i>	55.2	0.06	0.53	0.88	10.8	31.0	0.22	0.58	0.14	0.03	0.10	99.6
SRC-07	56	<i>Trd</i>	95.6	н.о.	0.39	н.о.	1.45	0.61	н.о.	0.57	0.08	н.о.	н.о.	98.7
	57	<i>Trd</i>	95.6	н.о.	0.31	н.о.	1.69	0.26	н.о.	0.11	н.о.	н.о.	н.о.	98.0
	58	<i>En</i>	56.8	0.05	0.28	0.53	4.56	35.6	0.19	0.54	н.о.	н.о.	н.о.	98.7
	59	<i>En</i>	55.7	0.12	0.68	0.53	5.96	34.3	0.22	0.72	0.17	0.07	н.о.	98.6
	60	<i>En</i>	57.6	0.06	0.41	0.53	2.81	36.6	0.20	0.51	0.08	н.о.	н.о.	98.8

В матрице хондрита также были обнаружены и отдельные фрагменты хондр, содержащие фазу SiO_2 (рисунок 4.4). Фрагменты имеют неправильную обломочную форму, размер варьирует от 20 до 160 мкм.

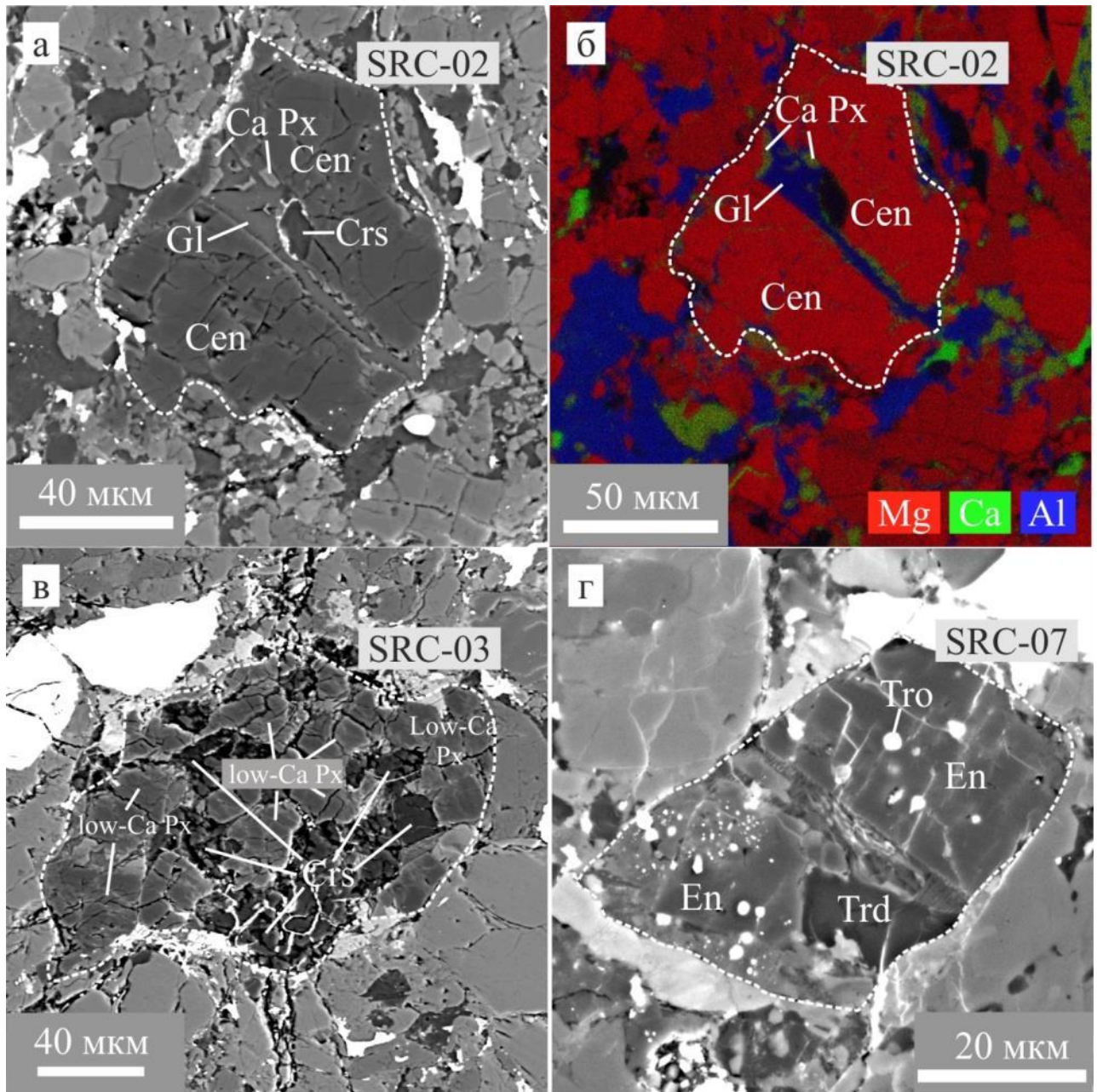


Рисунок 4.4. Фрагменты хондр, содержащие фазу SiO_2 , в матрице метеорита Shinejinst. а,в,г – изображения в обратно-отраженных электронах (BSE), б – комбинированная карта распределения элементов.

Данные включения состоят в основном из низкокальциевого пироксена и фазы SiO_2 . В некоторых фрагментах в мезостазае между зернами пироксена присутствует стекло. Составы минеральных фаз представлены в таблице 4.1.

Высококальциевый пироксен также прослеживается в виде кайм по низкокальциевому пироксену (рисунок 4.7, а-б, SRC-02).

Кремнезёмистая часть хондр по химическому составу довольно чистая, содержание SiO_2 превышает 95.8 мас.%. Тридимит содержит в качестве примеси Fe_2O_3 1.60-1.87 мас.%, MgO 0.26-0.68 мас.%, Al_2O_3 до 0.39мас.%, CaO 0.03-0.57 мас.%, TiO_2 0.15мас.%. Крестобалит содержит примеси Fe_2O_3 0.28-0,99 мас.%, MgO 0.17-1.4 мас.%, Al_2O_3 0.03-0.28мас.%, CaO 0.03-0.22 мас.%, TiO_2 0.04-0.11мас% (таблица 4.1).

Методом рамановской спектроскопии было установлено, что во включениях SRC-02, SRC-03, SRC-04, SRC-05, SRC-09 фаза кремнезёма представлена – крестобалитом, а в SRC-06 и SRC-07 – тридимитом (рисунок 4.5, а).

Эталонные спектры полиморфных модификаций SiO_2 приведены на рисунке 4.5в по данным базы данных RRUFF (<https://rruff.info>). Кварц, тридимит и крестобалит однозначно различаются по рамановским спектрам. Для тридимита характерно наличие в рамановском спектре колебательных мод $\sim 207 \text{ см}^{-1}$, $\sim 302 \text{ см}^{-1}$, $\sim 349 \text{ см}^{-1}$ и $\sim 431 \text{ см}^{-1}$, для крестобалита: $\sim 112 \text{ см}^{-1}$, $\sim 209 \text{ см}^{-1}$, $\sim 417 \text{ см}^{-1}$, для кварца: $\sim 207 \text{ см}^{-1}$ и $\sim 466 \text{ см}^{-1}$ (рисунок 4.5, в).

Также методом рамановской спектроскопии был изучен низкокальциевый пироксен в хондрах и фрагментах хондр с кремнеземом. Согласно литературным данным (Lin 2004; Akashi et al., 2009; Ulmer et al., 2001) одной из характеристических спектральных особенностей клиноэнстатита является наличие в рамановском спектре колебательной моды $\sim 370 \text{ см}^{-1}$ в то время как в ромбическом энстатите такая колебательная мода отсутствует (рисунок 4.5, в). Было установлено, что в SRC-02, SRC-04 и SRC-05 низкокальциевый пироксен представлен – клиноэнстатитом, а в SRC-06, SRC-07 и SRC-09 – энстатитом (рисунок 4.5, б).

Отличия положений колебательных мод исследуемых образцов и эталонов могут быть связаны с разупорядочением структуры или структурными напряжениями в кристаллической решетке минералов (Щапова и др., 2020).

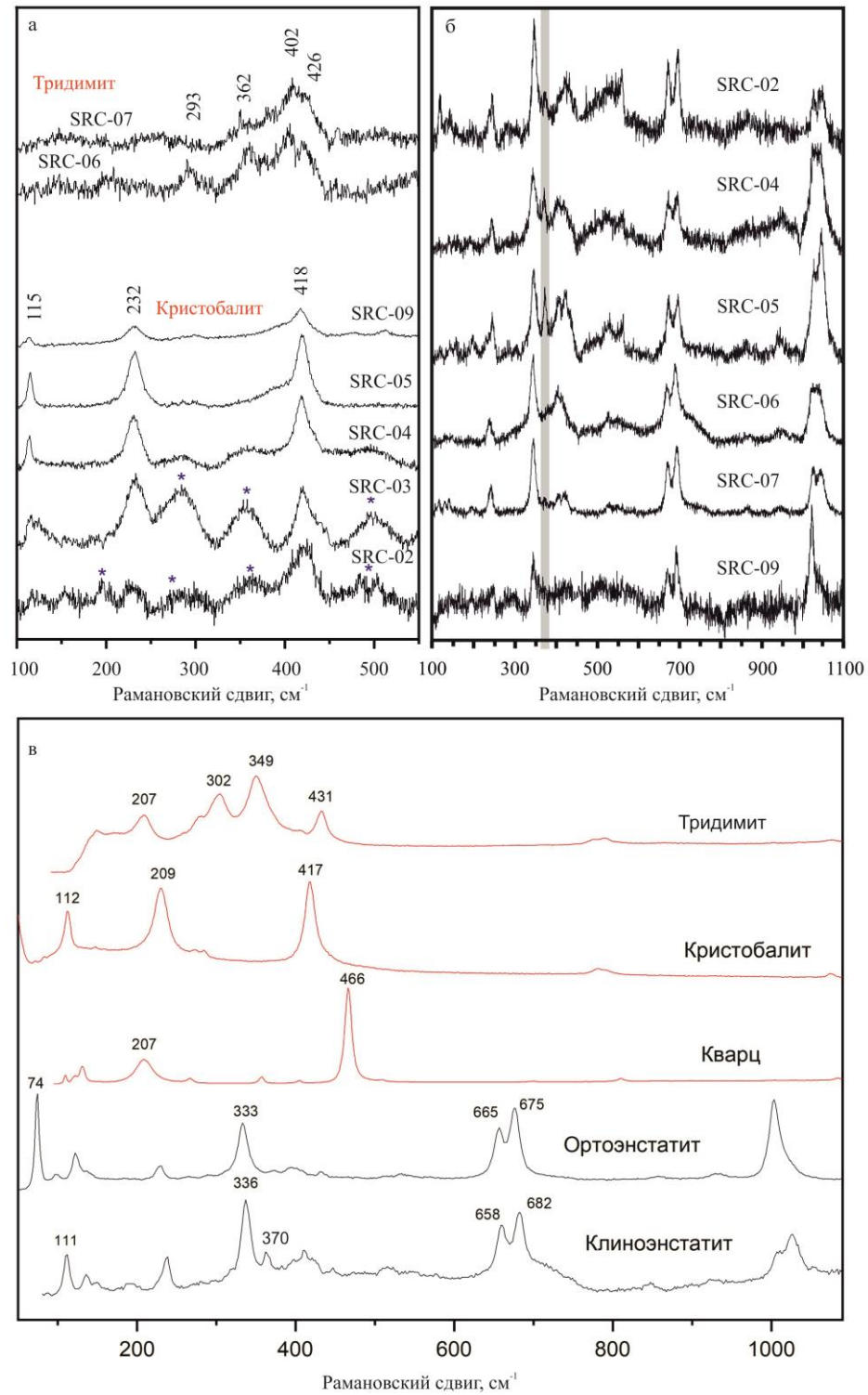


Рисунок 4.5. Рамановские спектры минералов богатых SiO_2 компонентов. а - полиморфные модификации SiO_2 в SRC, б - низко-кальциевого пироксена в SRC, в - эталонные спектры полиморфных модификаций SiO_2 (ruff.unfo; Kimura et al., 2005), энстатита и клиноэнстатита (Lin, 2004). Числа - положения колебательных мод. Серая линия на (б) соответствует пику $\sim 370 \text{ cm}^{-1}$, характерному для клиноэнстатита.

Мезостазис в хондрах представлен кислым стеклом. В хондре SRC-09 в мезостазиесе наблюдаются включения клиноэнстатита, зерна пироксена имеют скелетную, практически дендритовую структуру (рисунок 4.6).

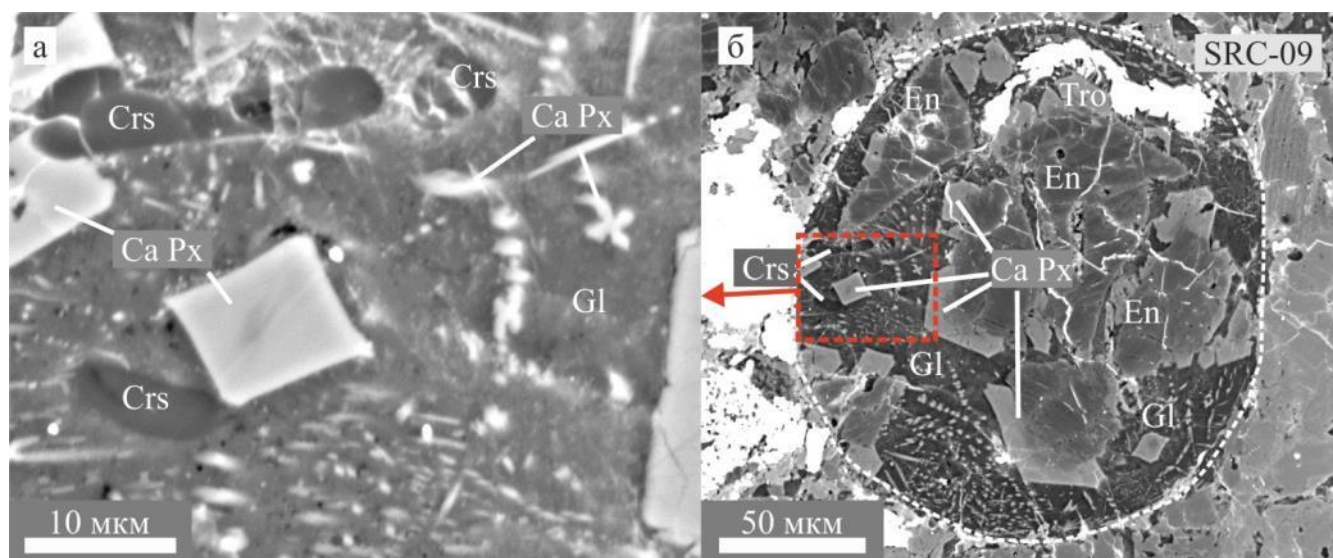


Рисунок 4.6. Строение хондры SRC-09, содержащей кристобалит. а – скелетные кристаллы клинопироксена и округлые зерна кристобалита в кислом стекле, б – хондра SRC-09. Изображения в обратно-отраженных электронах (BSE).

Кристобалит наблюдается в виде изометричных и вытянутых округлых включений в стекле, в пироксене, а также на границе пироксена и стекла. В хондрах SRC-05 и SRC-09 присутствуют включения троилита, камасита (Ni 4.8-6.3 мас.%) и тэнита (Ni 31.4-34.5 мас.%). В SRC-07 в энстатите присутствуют округлые включения троилита.

Валовый состав хондр, содержащих фазу SiO_2 , по данным съемки ЭДС спектров представлен в таблице 4.2.

Таблица 4.2. Валовый состав хондр, содержащих фазу SiO_2 (мас. %).

Хондра	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MgO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	SO_2	NiO	$\Sigma_{(\text{оксиды})}$
SRC-04	57.4	н.о.	3.1	0.6	8.5	25.8	0.3	3.5	н.о.	0.2	0.5	н.о.	100
SRC-05	57.4	н.о.	2.7	0.8	8.3	26.5	0.2	1.9	0.8	0.2	0.8	0.4	100
SRC-09	54.5	0.2	7.4	0.7	9.6	16.2	0.5	4.1	3.1	0.2	3.3	0.3	100

Для изучения морфологии минеральных индивидов в SRC методом дифракции отраженных электронов (ДОЭ) нами было выбрано включение SRC-

01, представляющее особый интерес, поскольку в нем в низкокальциевом пироксене наблюдаются многочисленные округлые включения минеральной фазы SiO_2 . Включение SRC-01 имеет обломочную форму, размер 100×150 мкм (рисунок 4.7, а).

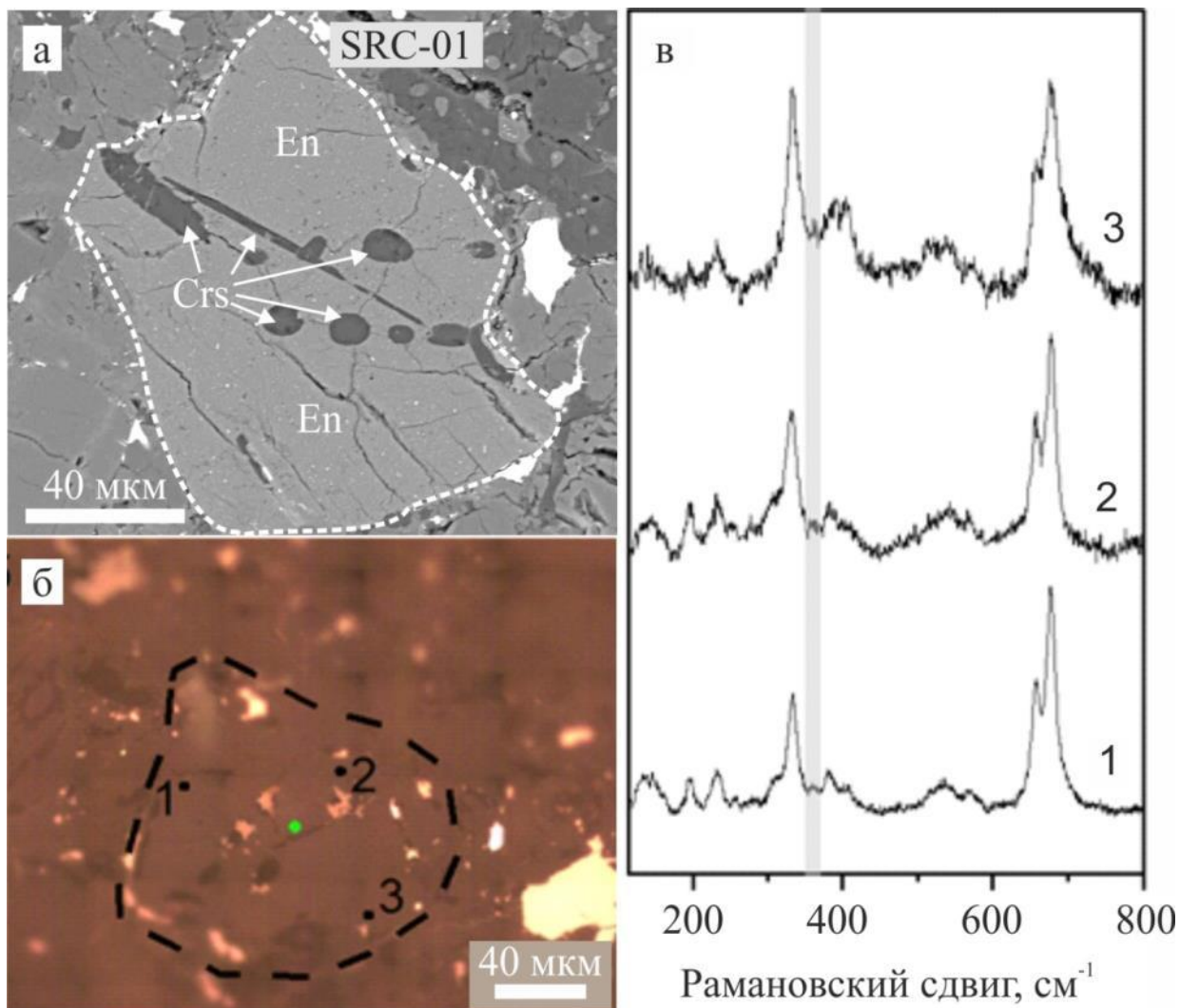


Рисунок 4.7. Включение SRC-01, состоящее из энстатита, с округлыми включениями кристобалита. а – изображение в обратно-отраженных электронах (BSE), б – фото в отраженном свете, пунктиром выделено включение, в – избранные спектры рамановского рассеяния в диапазоне $100\text{--}800\text{см}^{-1}$ (1–3); номер спектров на рисунке (в) соответствует нумерации точек на рисунке (б). Серая линия на (в) соответствует пику $\sim 370\text{ см}^{-1}$, характерному для клиноэнстатита.

Методом рамановской спектроскопии было установлено, что фаза SiO_2 представлена – кристобалитом. Кристобалит наблюдается в виде округлых и

удлинённых включений размером от 5 до 25 мкм в пироксене. Округлые включения кристобалита образуют цепочки, протянувшиеся вдоль двух линий. Только одно овальное включение расположено не на линии этих цепочек (рисунок 4.7, а).

Для более точного локального отождествления минеральных видов (клиноэнстатит/энстатит) присутствующих во включении SRC-01 было выполнено рамановское исследование поверхности (рисунок 4.7, б, в).

Как упоминалось выше, по литературным данным (Lin 2004; Akashi et al., 2009; Ulmer et al., 2001) характерической спектральной особенностью клиноэнстатита является наличие в рамановском спектре колебательной моды $\sim 370 \text{ см}^{-1}$, которая отсутствует в ромбическом энстатите. По результатам рамановского исследования было установлено, что данная мода не присутствует в обозначенной области (рисунок 4.7, в). Что говорит о том, что включение SRC-01 сложено энстатитом. Средний состав энстатита ($N=3$) $\text{Fs}_{30}\text{En}_{69}\text{Wo}_1$ (таблица 4.1).

Данное включения было изучено методом дифракции отраженных электронов. Включение SRC-01 состоит из расщепленного кристалла энстатита (рисунок 4.8) с включениями кристобалита.

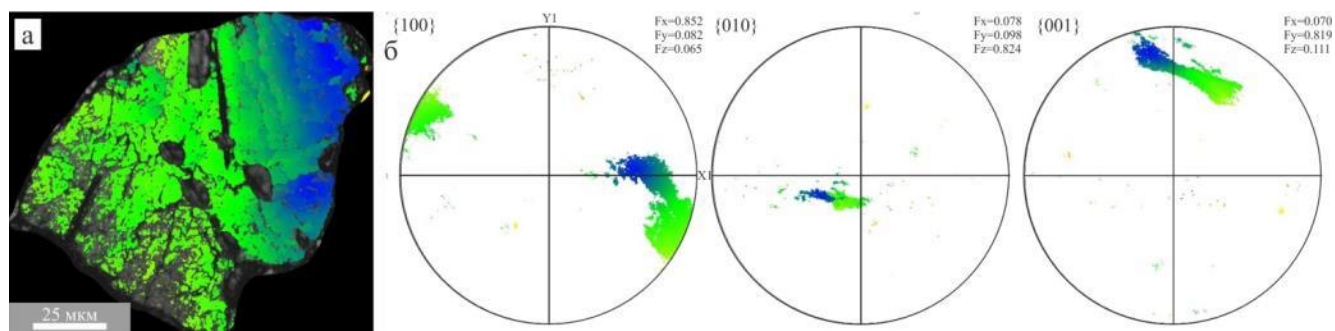


Рисунок 4.8. Структура энстатита из богатого SiO_2 компонента – SRC-01 из хондрита Shinejinst. а – разориентация решетки зерна энстатита относительно произвольно выбранной точки, б – соответствующие полюсные фигуры

Результаты ДОЭ картирования включений кристобалита оказались не вполне удовлетворительными ввиду того, что на большей части площади включений не были найдены решения. Однако даже такие результаты позволяют сделать

предварительный вывод о том, что округлые индивиды кристобалита в цепочке включений имеют одинаковую ориентировку (рисунок 4.9, в). Можно сделать вывод, что данные цепочки включений являются фрагментами двух скелетных кристаллов, захваченных энстатитом при его кристаллизации. Округлая форма включений, вероятно, является результатом растворения кристаллов кристобалита в расплавной капле хондры. Обособленное включение сложено двумя минеральными индивидами с прямолинейной границей между ними. В данном включении разориентировка между кристаллическими осями минеральных индивидов кристобалита небольшая и не превышает $\sim 13^\circ$ (рисунок 4.9, б). Вероятнее всего, это субиндивиды одного расщепленного кристалла.

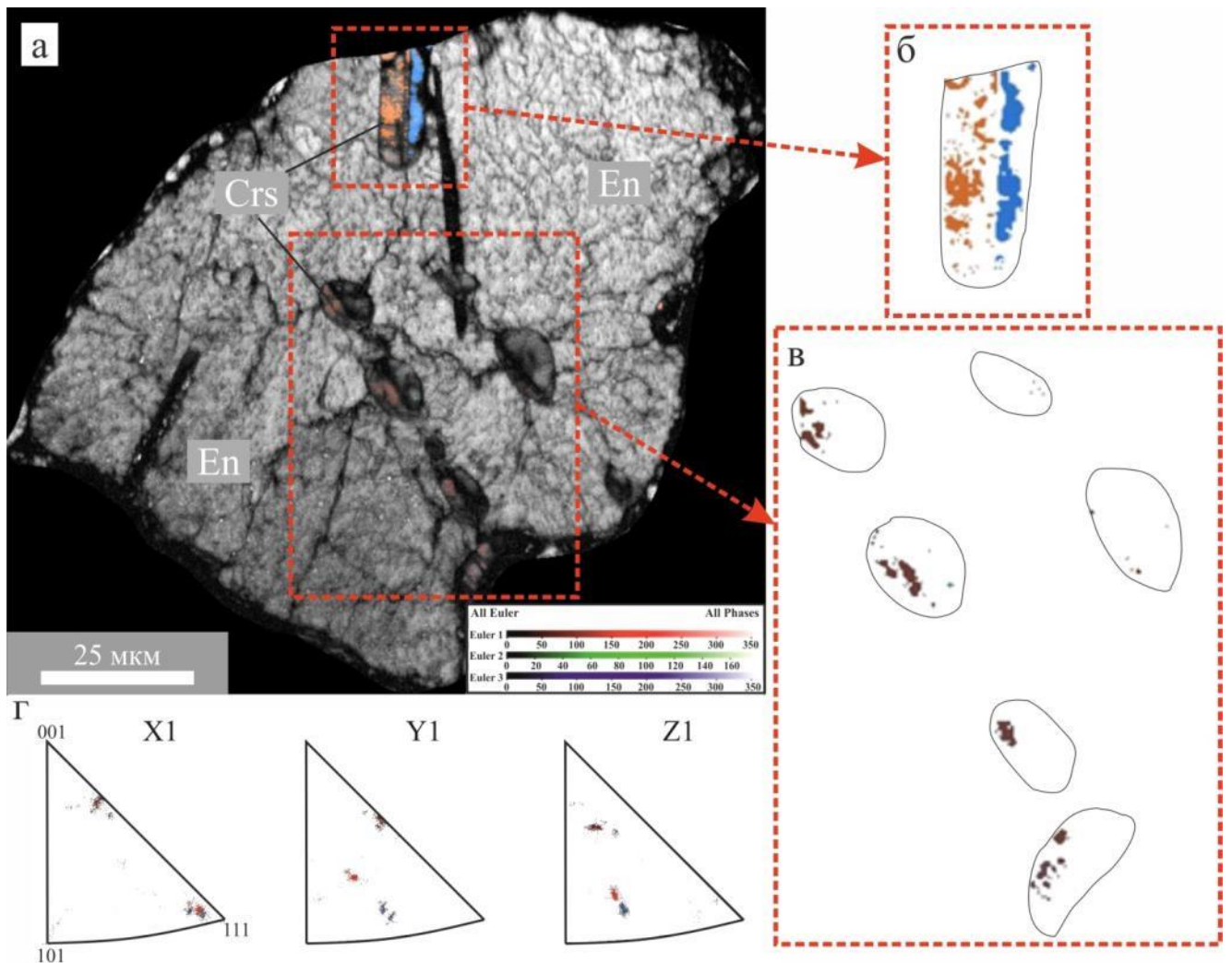


Рисунок 4.9. Внутренней строение включений кристобалита в энстатите. а-в – карты ДОО с цветами Эйлера, г – соответствующие обратные полюсные фигуры по цветам Эйлера для кристобалита.

Выводы: Изучен фрагмент метеорита Shinejinst. Уточнена классификация метеорита, он представлен обыкновенным хондритом Н3.9. Степень ударных изменений S3-4. Степень земного выветривания W2 (по Wlotzka, 1993). В метеорите были установлены хромит-плагиоклазовые комплексы, богатые форстеритом включения. Были изучены богатые кремнезёмом компоненты (SRC).

Методом рамановской спектроскопии было установлено, что фаза SiO_2 в найденных SRC, представлена полиморфными модификациями SiO_2 – тридимитом и кристобалитом. Низкокальциевый пироксен в SRC представлен энстатитом и клиноэнстатитом.

Впервые выполнено изучение богатых кремнезёмом компонентов (SRC) методом дифракции отраженных электронов. Было показано, что округлое включение кристобалита в энстатите сложено несколькими близко ориентированными минеральными индивидами. Индивиды кристобалита в цепочке имеют одинаковую ориентировку, и вероятно являются фрагментами одного скелетного кристалла.

Как отмечали многие исследователи (Brigham et al., 1986; Petaev et al., 1998; Metzler et al., 2011; Yamaguchi et al., 2019; и др.), валовый состав хондр, в которых найдены полиморфные модификации SiO_2 , свидетельствует о невозможности кристаллизации в них минералов кремнезема. Округлая форма индивидов кристобалита и тридимита может быть вызвана растворением в каплях расплава. Это может являться свидетельством того, что минералы кремнезема в SRC являются твердыми предшественниками, захваченными каплями расплава и претерпевшими частичное растворение. Явление скелетного роста кристаллов кристобалита может свидетельствовать о его формировании в условиях пересыщения среды кристаллизации кремнезёмом. Это также косвенно может указывать на кристаллизацию кристобалита за пределами хондр, в виду недосыщенности кремнезёмом последних. В результате кристаллизации часть нерастворившихся в расплаве зерен кристобалита и тридимита была захвачена при росте кристаллами пироксена, часть зерен оказалась в застывшем стекле в мезостазице.

ГЛАВА 5. КСЕНОЛИТ В МЕТЕОРИТЕ ЧЕЛЯБИНСК LL5*

Падение метеорита Челябинск произошло 15 февраля 2013 г. в Челябинской области около 9 часов утра. Огромное количество мелких осколков метеорита были разбросаны по заснеженным полям к югу от Челябинска, наиболее крупный обломок весом около 540 кг упал в озеро Чебаркуль, где он был извлечен 16 октября 2013 года.

Метеорит относится к группе обыкновенных хондритов LL5 типа (Анфилогов и др., 2013). Состоит из хондр и перекристаллизованной матрицы. Хондры различаются по своему строению и минеральному составу, встречаются различные типы хондр. Подробному изучению строения, минерального состава, возраста, геохимических и изотопных характеристик метеорита Челябинск посвящено много работ, как российских, так и зарубежных авторов (Богомолов и др., 2013; Галимов и др., 2013; Берзин и др., 2013; Коротеев и др., 2013; Анфилогов и др., 2013; Ханчук и др., 2013; Bischoff et al., 2013; Шарыгин и др., 2014а,б; Степанов и др., 2015; Righter et al., 2015; Kaeter et al., 2017; Morlok et al., 2017; Дарьин и др., 2019; и др.).

В одном из фрагментов метеорита Челябинск был найден уникальный ксенолит (рисунок 5.1). Данный ксенолит отличается по строению от вмещающего хондрита Челябинск и отличается от других ранее описанных метеоритов (Берзин и др., 2016, 2019б).

В шлифе площадью 15.7 см², изготовленном из фрагмента метеорита Челябинск, наблюдается контакт между т.н. «светлой» и «темной» литологиями. «Светлая литология» представлена хондритом LL5 со степенью ударных преобразований S3-S4. «Темная литология» представлена мощным ударно-расплавным прожилком, содержащем обломки ударно-потемневшего хондрита

*Глава подготовлена по материал статьи: Дугушкина К.А., Берзин С.В., Степанов С.Ю. Ксенолит в метеорите Челябинск (LL5): минералогия, строение и механизм формирования // XIII Всероссийская школа молодых ученых «Экспериментальная минералогия, петрология и геохимия»: Сборник материалов, ИЭМ РАН, Черноголовка. – 2022. – С. 23-24.

размером до 1.5 см. Ксенолит расположен на границе литологий, имеет размер на срезе 6×10 мм и близкую к овальной форму (рисунок 5.1). С одной стороны, ксенолит сколот более поздним ударно-расплавным прожилком. Границы с вмещающим хондритом «светлой литологии» четкие, округлые (Берзин и др., 2016, 2019б).

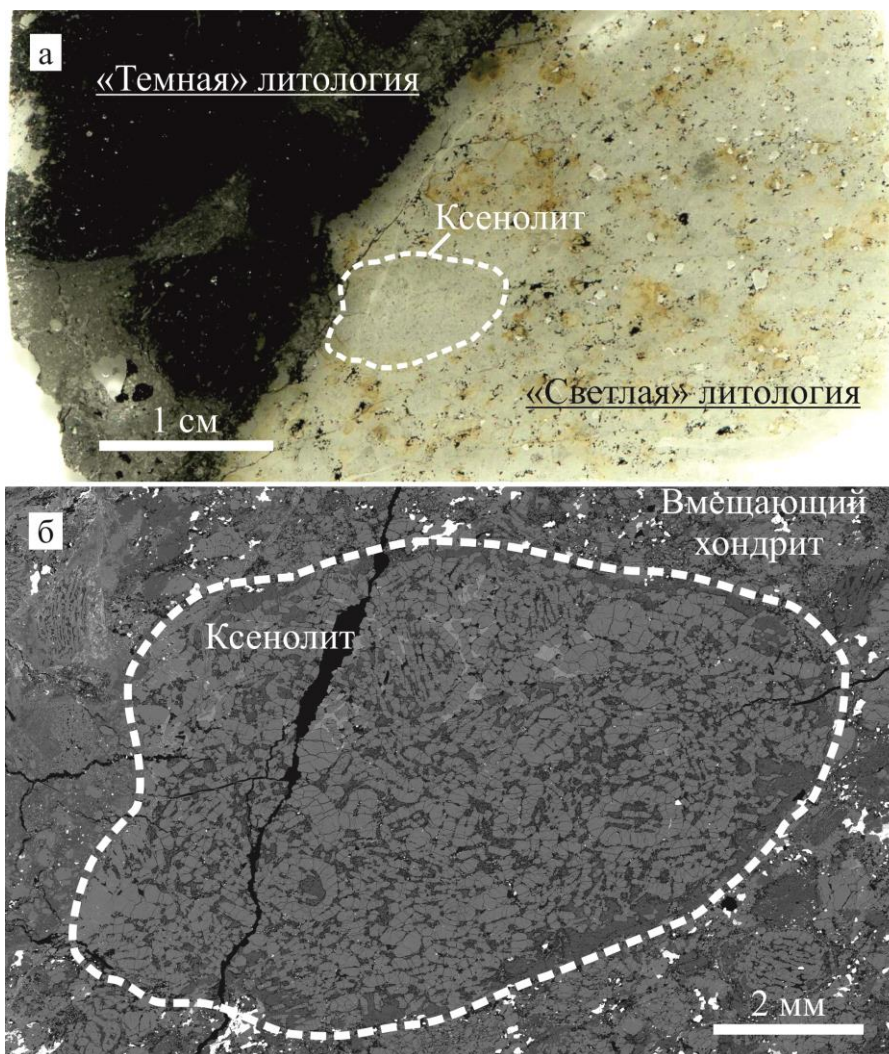


Рисунок 5.1. Ксенолит в метеорите Челябинск. а – фотография шлифа, б – изображение в обратно-отраженных электронах (BSE).

Структура ксенолита отличается от структуры вмещающего хондрита. Ксенолит сложен исключительно колосниковыми оливиновыми (ВО) хондрами и их фрагментами, пространство между которыми имеет строение аналогичное внутреннему строению данных хондр, не содержит матрицу (рисунок 5.2). Ксенолит практически не содержит металл и троилит. Отмечается повышенное

содержание апатита по сравнению с вмещающим хондритом (рисунок 5.2, в). Наблюдаются редкие зерна ильменита (Берзин и др., 2016, 2019б).

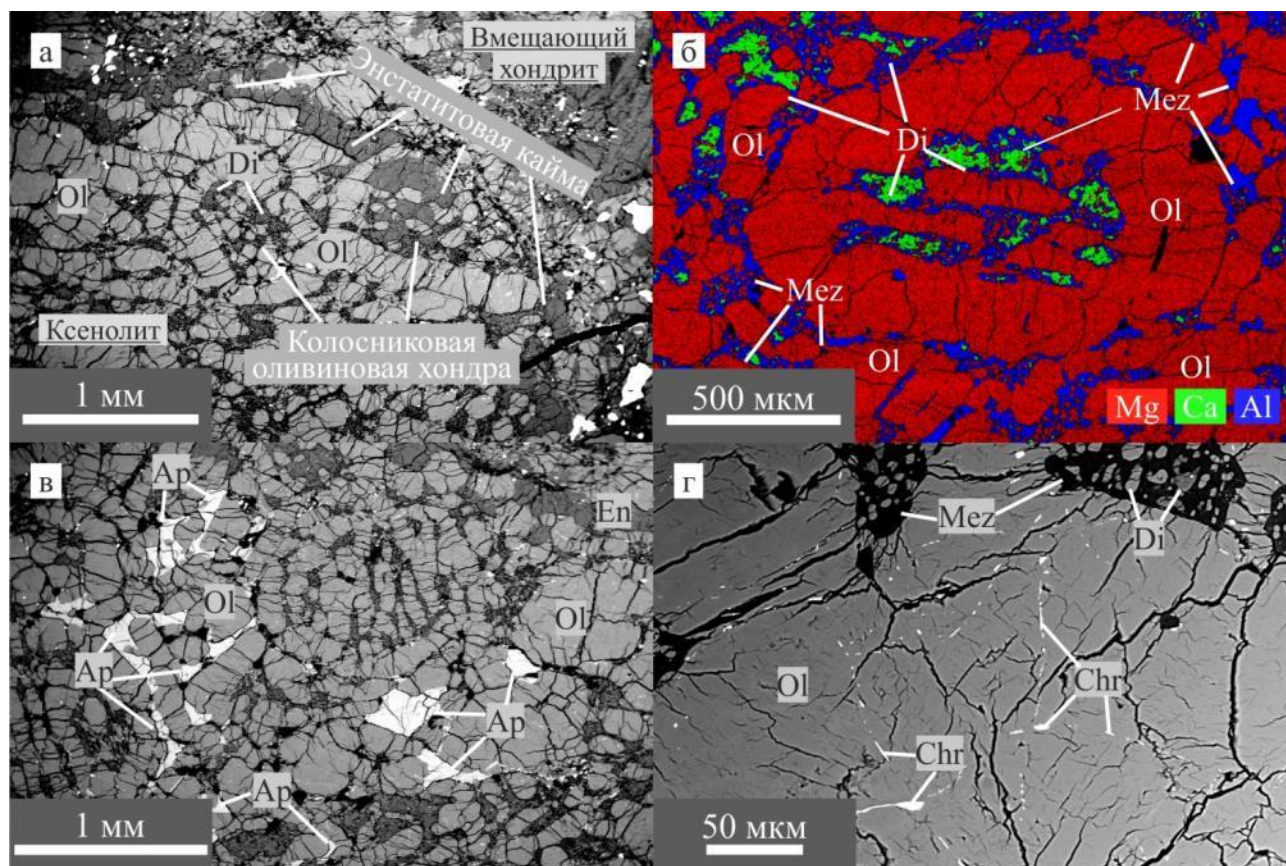


Рисунок 5.2. Строение ксенолита в метеорите Челябинск. а – пироксеновая кайма на границе ксенолита и вмещающего хондрита, б-в – строение хондр и межхондрового пространства в ксенолите, в – апатит в ксенолите, г – ламели хромита в оливине. а, в-г – изображение в обратно-отраженных электронах (BSE), б – комбинированная карта распределения элементов.

Все колосниковые оливиновые (ВО) хондры в ксенолите имеют близкое строение. Большая часть таких хондр сложена полыми скелетными монокристаллами оливина. Во внутренней части хондр наблюдается мезостазис сложенный девитрифицированным стеклом с тонкозернистыми округлыми включениями диопсида (рисунок 5.2, б). Изредка в хондрах содержатся мелкие зерна энстатита и округлые зерна троилита. Некоторые хондры деформированные, «смятые». Местами угадываются деформированные обломки колосниковых хондр. Встречаются отдельные хондры, которые не имеют

округлую форму, их очертания схожи с формой идиоморфных короткопризматических кристаллов оливина. Пространство между хондрами по строению близко к внутренней части колосниковых хондр (рисунок 5.3). Там находятся идиоморфные, округлые зерна оливина, пространство между которыми заполнено мезостазисом с мелкими зернами диопсида (Берзин и др., 2016, 2019б).

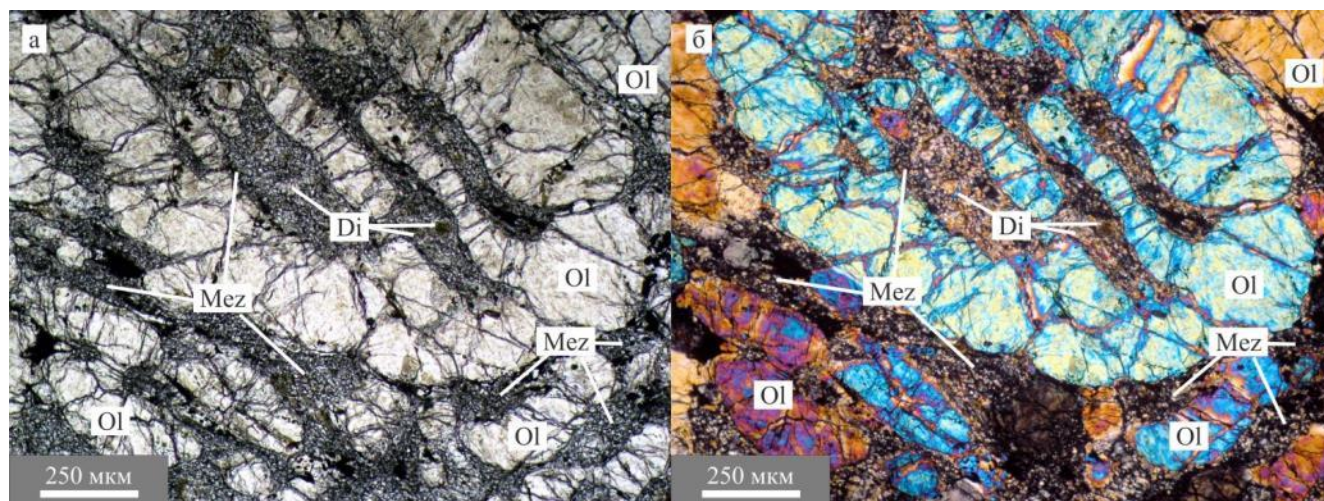


Рисунок 5.3. Мезостазис хондр и межхондровое пространство в ксенолите из метеорита Челябинск. Фото шлифа: а – без анализатора; б – с анализатором.

В пределах ксенолита хондры имеют близкие валовые составы (таблица 5.1).

Таблица 5.1. Валовый состав хондр из ксенолита по данным ЭДС-анализа.

№	Si	Mg	Fe	Al	Ca	Na	O	Cr	Mn	P	Сумма
1	21.1	19.0	18.3	2.2	1.0	1.1	36.2	0.6	0.4	н.о.	100.0
2	21.2	19.6	19.3	н.о.	0.9	0.9	37.3	0.5	0.3	н.о.	100.0
3	21.0	19.2	18.8	2.2	0.7	1.1	36.1	0.4	0.3	н.о.	100.0
4	19.4	22.6	21.4	0.3	н.о.	н.о.	35.5	0.3	0.5	н.о.	100.0
5	21.3	19.6	19.1	н.о.	0.5	1.0	37.3	0.5	0.4	н.о.	100.0
6	21.3	17.3	16.3	2.3	2.5	1.3	37.4	0.6	0.3	0.6	100.0
7	21.5	18.2	17.7	2.4	1.3	1.3	36.3	0.6	0.4	0.2	100.0

Оливин (Fa_{29}) в пределах ксенолита имеет выдержанный химический состав и соответствует по составу оливину из вмещающего хондрита (таблица 5.2). В шлифе оливин бесцветный. Для минерала характерно отсутствие полного погасания, а в большинстве зерен оливина в ВО хондрах наблюдается ярко выраженное блочное погасание, это указывает на то, что хондры претерпели значительные деформации в процессе аккреции в единый ксенолит (рисунок 5.3).

Местами в оливине наблюдаются структуры распада с ламелями хромита (рисунок 5.2, г). Хромит во включениях в оливине имеет состав Cr_2O_3 53.2%, FeO 32.6%, TiO_2 4.1%, Al_2O_3 5.4%, MnO 0.5%, MgO 2.7%, V_2O_3 1.0%, SiO_2 0.6%. Такой же состав имеет хромит, находящийся в виде отдельных редких зерен из матрицы вмещающего хондрита. Состав ильменита приведен в таблице 5.2, в нем отмечается существенная примесь MgO 3.2 мас. %.

Таблица 5.2. Состав минералов (мас.%) в ксенолите из Метеорита Челябинск.

№	М-рал	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	Сумма
1	<i>Ol</i>	36.8	н.о.	н.о.	н.о.	26.2	0.51	34.8	0.04	н.о.	98.4
3	<i>Ol</i>	36.6	н.о.	н.о.	н.о.	26.3	0.46	34.9	н.о.	н.о.	98.2
6	<i>Ol</i>	37.6	н.о.	н.о.	н.о.	26.7	0.48	34.6	0.04	н.о.	99.4
14	<i>Ol</i>	37.6	н.о.	н.о.	н.о.	26.2	0.45	35.3	0.06	н.о.	99.6
21	<i>Ol</i>	37.4	н.о.	н.о.	н.о.	26.1	0.50	35.3	0.02	н.о.	99.4
25	<i>Ol</i>	37.7	н.о.	н.о.	н.о.	26.4	0.52	35.3	0.08	н.о.	100.1
27	<i>Ol</i>	37.5	н.о.	н.о.	н.о.	25.9	0.52	35.1	0.11	н.о.	99.1
33	<i>Ol</i>	37.6	н.о.	н.о.	н.о.	26.7	0.46	35.5	0.02	н.о.	100.3
46	<i>Ol</i>	37.1	н.о.	н.о.	н.о.	25.4	0.41	35.5	0.02	н.о.	98.5
49	<i>Ol</i>	37.4	н.о.	н.о.	н.о.	26.0	0.54	34.8	н.о.	н.о.	98.8
52	<i>Ol</i>	37.8	н.о.	н.о.	н.о.	26.1	0.50	34.9	0.03	0.04	99.4
57	<i>Ol</i>	37.6	н.о.	н.о.	н.о.	26.3	0.45	34.9	0.02	н.о.	99.4
58	<i>Ol</i>	37.4	н.о.	н.о.	н.о.	25.9	0.42	34.9	0.04	н.о.	98.8
10	<i>Cpx</i>	52.9	0.66	0.62	0.66	5.20	0.19	15.1	22.4	0.49	98.3
44	<i>low-Ca Px</i>	54.7	0.41	0.35	0.20	15.4	0.47	26.5	0.87	н.о.	98.9
55	<i>low-Ca Px</i>	54.6	0.35	0.27	0.20	15.5	0.48	26.8	0.73	н.о.	99.0
56	<i>low-Ca Px</i>	54.6	0.36	0.33	0.18	15.9	0.53	26.7	0.76	н.о.	99.4
38	<i>Ilm</i>	0.10	54.5	0.14	0.42	41.8	0.55	3.00	0,05	н.о.	100.6
53	<i>Ilm</i>	0.10	53.0	0.18	0.08	41.8	0.57	3.30	н.о.	н.о.	99.0

Ксенолит содержит многочисленные зерна хлорапатита (рисунок 5.2, в), расположенные как внутри хондр, так и в пространстве между хондрами. В обоих случаях хлорапатит ксеноморфный и располагается в интерстициях между скелетными кристаллами оливина. Хлорапатиту отличается устойчивым химическим составом (таблица 5.3). На рисунке 5.4 представлена тройная диаграмма распределения анионов (Cl-F-«Other») в апатите из различных групп

обыкновенных хондритов по (Lewis et al., 2013,2016). По составу хлорапатит из ксенолита в целом близок к апатиту из LL хондритов.

Таблица 5.3. Состав хлорапатита в ксенолите из метеорита Челябинск.

№	MgO	CaO	FeO	SiO ₂	P ₂ O ₅	Cl	F	Σ _(оксиды)
15	0.10	52.3	0.4	0.1	41.9	4.98	0.60	101.0
16	н.о.	53.2	н.о.	0.1	41.2	4.65	0.74	100.7
17	н.о.	52.8	н.о.	0.1	40.0	4.62	0.69	99.0
18	н.о.	54.1	н.о.	0.1	40.3	4.55	0.69	100.7
24	н.о.	53.7	0.5	0.1	40.1	4.66	0.73	100.5
28	н.о.	52.9	н.о.	0.1	40.0	4.89	0.62	99.3
37	0.10	52.6	н.о.	0.1	40.6	4.72	0.68	99.6

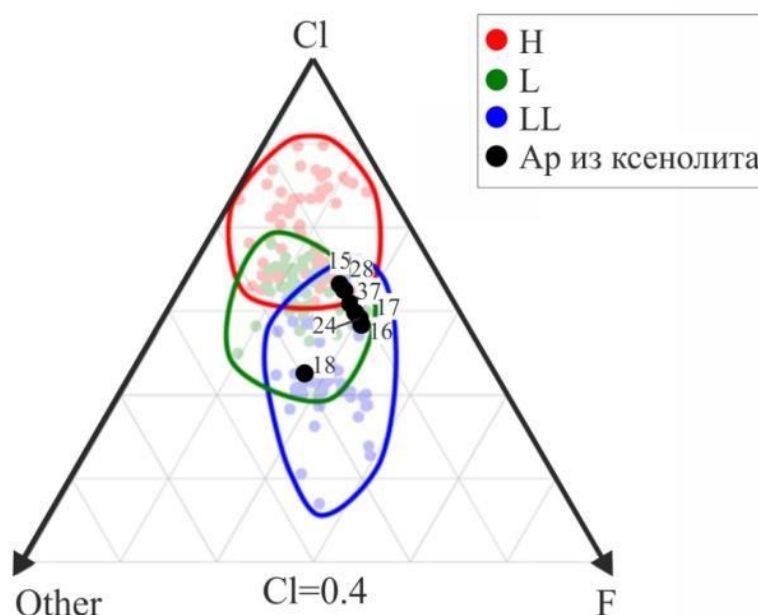


Рисунок 5.4. Тройная диаграмма анионов Cl⁻-F⁻-«Other» в апатите (по Lewis et al., 2013, 2016). «Other» = 1 - (Cl + F). Числа – номера спектров из таблицы 5.3.

По периферии ксенолита наблюдается практически непрерывная кайма, сложенная энстатитом $En_{73}Fs_{26}Wo_2$ (N=3) (рисунок 5.2, а) (Берзин и др., 2016, 2019б). Кайма имеет мощность 50-150 мкм. Крупные участки этой каймы протяженностью 8-15 мм сложены монокристаллами энстатита, некоторые из которых имеют блочно-мозаичное угасание. Энстатит в кайме идентичен по химическому составу энстатиту во вмещающем метеорите Челябинск (таблица 5.2).

Близкий состав слагающих ксенолит минералов (оливин, хромит, апатит) и минералов вмещающего метеорита Челябинск свидетельствует об уравнивании состава минералов в ходе метаморфизма в недрах родительского тела метеорита Челябинск. Учитывая, что метеорит относится к хондритам 5 петрологического типа, это вполне согласуется с данными об уравнивании составов минералов при метаморфизме в обыкновенных хондритах (Huss et al., 2006, Суханова и др., 2022). Таким образом, составы слагающих ксенолит минералов не являются в полной мере информативными, однако, выводы об условиях формирования ксенолита можно сделать исходя из особенностей его внутреннего строения.

Ксенолит имеет некоторое сходство с крупными магматическими включениями (*large igneous inclusions*) (Ruzicka et al., 2019). При этом он сложен колосниковыми оливиновыми ВО хондрами, пространство между которыми имеет аналогичное данным хондрам строение, из этого можно сделать вывод, что ксенолит сформировался при аккреции твердых и частично раскристаллизовавшихся колосниковых оливиновых хондр, и, вероятно, капле расплава, представляющих незастывшие хондры. Ксенолит можно также рассматривать как гигантскую ВО макрохондру с включениями более мелких ВО хондр.

Скорость остывания расплавов, при которой наблюдается формирование скелетных кристаллов оливина, аналогичных колосниковым оливиновым хондрам была определена экспериментально (Lofgren et al., 1990) и составляет 500-2300 °С/ч. Т.е. время кристаллизации ВО хондр исчислялось часами или даже минутами после события нагрева, приведшего к плавлению вещества – предшественника хондр.

Предположение об аккреции горячих твердых и расплавных хондр не противоречит наиболее популярным гипотезам образования хондр, изложенным в работах (Boss et al., 1993, 2005; Hood et al., 1993; Ruzicka et al., 1998; Weidenschilling et al., 1998; Joungh et al., 2004; Asphaug et al., 2011; Salmeron, 2012; Lichtenberg et al., 2018; и др.), поскольку все эти гипотезы не исключают

возможность одновременного массового появления хондр одного типа. Колосниковые оливиновые (ВО) хондры встречаются в разных типах хондритов. Доля непорфировых хондр в обыкновенных хондритах составляет 16%, доля колосниковых оливиновых хондр еще меньше - около 4% (Rubin, 2000). Колосниковые хондры достаточно равномерно распределены в массе хондритов, что вероятно является следствием перемешивания вещества в протопланетном диске. Даже «двойные» хондры встречаются достаточно редко (Gooding et al., 1981; Wasson et al., 1995; Hubbard, 2015), и как показано (Hubbard, 2015), они могли формироваться при столкновении твердых хондр. Тот факт, что ксенолит с подобной структурой найден впервые, само по себе свидетельствует, что настолько сближенное во времени и пространстве образование хондр было исключительно редким событием.

На момент формирования ксенолита в его состав были включены твердые ВО хондры и их обломки, частично раскристаллизовавшиеся ВО хондры и слабо раскристаллизованные капли расплава. А значит, все эти хондры сформировались в результате нескольких повторяющихся и видимо достаточно локальных событий нагрева. При этом близость структуры разных ВО хондр и пространства между хондрами в ксенолите не позволяет предполагать их разные скорости остывания.

Учитывая вышеизложенное, можно сделать вывод о том, что формирование ксенолита происходило в области формирования однотипных колосниковых оливиновых (ВО) хондр. Отсутствие твердых нерасплавленных предшественников в ВО хондрах, а также отсутствие пылевидной матрицы в ксенолите указывает на полное плавление исходного вещества при хондрообразовании. Кроме того довольно близкие валовые составы ВО хондр (таблица 5.1) в пределах ксенолита свидетельствуют об однородности вещества в области формирования данного ксенолита.

В дальнейшем в результате аккреции ксенолит попал на родительское тело метеорита Челябинск.

Наличие энстатитовой каймы свидетельствует о реакционном взаимодействии ксенолита с окружающей средой (вероятно с небулярным газом). Кайма сложена относительно крупными зернами, которые могли образоваться непосредственно в ходе взаимодействия ксенолит - небулярный газ. Однако, учитывая, что в ходе метаморфизма реголитовая матрица метеорита Челябинск претерпела перекристаллизацию, можно предположить, что изначально реакционная кайма могла быть тонкозернистой, и, возможно, неоднородной и была замещена энстатитом в ходе перекристаллизации в недрах родительского тела метеорита Челябинск. Подобные реакционные каймы известны в колосниковых оливиновых хондрах (Jacquet et al., 2012), в порфириновых оливиновых и оливин-пироксеновых хондрах (Libourel et al., 2006).

Наличие ламелей хромита в зернах оливина, вероятно, указывает на изначально более высокие содержания железа и хрома в последнем. Распад твердого раствора на оливин и хромит мог произойти в ходе метаморфизма в родительском теле метеорита Челябинск.

Ксенолит в метеорите Челябинск свидетельствует также о не одновременных процессах аккреции на различных родительских телах. Ксенолиты наиболее распространены в тех типах метеоритов, которые ассоциируются с поверхностью астероидов: в реголитовых брекчиях, говардитах, неравновесных обыкновенных хондритах 3.0-3.5 петрографических типов и др. Это довольно хорошо объясняется тем, что процесс аккреции обломков метеоритов разных типов продолжался на протяжении всего времени существования поверхности астероида. Однако хондрит Челябинск относится к 5 петрологическому типу, он подвергся метаморфизму в недрах родительского тела, находясь на некоторой глубине. И на момент аккреции глубинной части родительского тела метеорита Челябинск ксенолит уже успел сформироваться и претерпеть поверхностные изменения, приведшие к формированию пироксеновой реакционной каймы.

Вывод: необычный ксенолит в метеорите Челябинск сложен деформированными и недеформированными колосниковыми оливиновыми

хондрами (ВО) и их фрагментами, соединенными мезостазисом. Он отличается по валовому химическому составу и структурным признакам от вмещающего хондрита Челябинск. Наиболее вероятно, ксенолит сформировался в результате аккреции твердых колосниковых оливиновых (ВО) хондр, частично раскристаллизовавшихся хондр и капель расплава, представляющих незастывшие хондры. Ксенолит можно также рассматривать как гигантскую ВО «мегахондру» с включениями более мелких ВО хондр. Такое событие могло произойти только при одновременном массовом близком формировании однотипных хондр в области формирования колосниковых оливиновых (ВО) хондр, и является крайне редким явлением в протопланетном диске. Отсутствие твердых нерасплавленных предшественников в ВО хондрах, а также отсутствие пылевидной матрицы в ксенолите указывает на полное плавление исходного вещества при хондробразовании. Кроме того, довольно близкие валовые составы ВО хондр в пределах ксенолита свидетельствуют об однородности вещества в области формирования ксенолита. Близкий состав слагающих ксенолит минералов (оливин, хромит, апатит) и минералов вмещающего хондрита свидетельствует об уравнивании состава минералов в ходе метаморфизма в недрах родительского тела метеорита Челябинск, что вполне типично для хондритов пятого петрографического типа. В дальнейшем в результате аккреции ксенолит попал на родительское тело метеорита Челябинск.

Ксенолит окружен по периферии практически непрерывной энстатитовой каймой. Энстатитовая кайма, окружающая ксенолит, свидетельствует о сложной термической истории объекта. Вероятно, кайма сформировалась при взаимодействии ксенолит - небулярный газ. Поскольку кайма сложена относительно крупными зернами энстатита, можно предположить, что изначально реакционная кайма могла быть тонкозернистой и, возможно, неоднородной и была замещена энстатитом, в ходе перекристаллизации в недрах родительского тела метеорита Челябинск. Ламели хромита в оливине в ксенолите могли сформироваться в результате метаморфизма в недрах родительского тела метеорита Челябинск.

ГЛАВА 6. УТОЧНЕНИЕ КЛАССИФИКАЦИИ И ХАРАКТЕРИСТИКА ВКЛЮЧЕНИЙ В МЕТЕОРИТЕ СЕВЕРНЫЙ КОЛЧИМ*

6.1 История находки и краткое описание метеорита Северный Колчим

Метеорит Северный Колчим был найден летом 1965 года во время полевых работ геологом В.А. Сиговым на западном склоне Среднего Урала в Красновишерском районе Пермского края недалеко от поселка Северный Колчим. Метеорит находился в корнях упавшего дерева на высоте около 1.5 м над землей (Иванов, 1969; Логинов, 2004). По возрасту покровных суглинков, в которых был обнаружен метеорит, время падения оценивается в 10-15 тыс. лет (Иванов, 1969), а по возрасту упавшего дерева – около 100 лет (Логинов, 1991, 2004).

В настоящее время фрагменты хранятся в Уральском геологическом музее (г. Екатеринбург).

Первые данные по изучению и описанию метеорита были опубликованы в 1969 году О.К. Ивановым (Иванов, 1969) и И.А. Юдиным (Юдин, 1970; *Meteoritical Bulletin...*, 1970). В 1983 году М.А. Назаровым с соавторами методом электронно-зондового микроанализа были получены первые данные по составу минералов, которые позволили классифицировать метеорит как неравновесный обыкновенный хондрит, относящийся к петрологическому типу НЗ (Назаров и др., 1983).

Метеорит имеет неоднородный цвет – от темно- до светло-зеленого, текстура его брекчиевая мелко- и микрообломочная, структура - хондритовая. Многими исследователями отмечается, что в метеорите преобладают обломки хондр (Назаров и др., 1983, Ерохин и др., 2018, 2019). М.А. Назаровым и соавторами, а позднее В.Н. Логиновым сообщается о развитии пентландита на границе зерен троилита и гипергенного гётита (Назаров и др., 1983; Логинов, 2004).

*Глава выполнена по материалам статьи Берзин С.В., Дугушкина К.А., Червяковская М.В., Червяковский В.С., Панкрушина Е.А. Бурлаков Е.В. Уточнение классификации и характеристика включения в метеорите Северный Колчим (НЗ.4) // Литосфера, 2021. 21(3). С. 409 – 430.

Позднее в работе (Ерохин и др., 2016) был опубликован состав пентландита из метеорита Северный Колчим и на основании, в том числе этих данных, показана закономерность в изменении состава пентландита между разными группами и петрологическими типами обыкновенных хондритов.

Минеральный состав метеорита Северный Колчим довольно разнообразен, в 2018 году Ю.В. Ерохиным и соавторами был существенно уточнен минеральный состав метеорита Северный Колчим и определен состав всех слагающих его минералов методом электронно-зондового микроанализа (Ерохин и др., 2018, 2019). В метеорите выделяются три генетические ассоциации минералов: первичного вещества, коры плавления и зон окисления. Хондрит сложен оливином, моноклинным и ромбическим пироксеном, плагиоклазом (олигоклазом, битовнитом), стеклом, хромитом, магнетитом, ильменитом, рутилом, металлами железа и никеля (камаситом, тэнитом и тетратэнитом), сульфидами (троилитом, пентландитом), хлорапатитом и мерриллитом (Иванов, 1969; Логинов, 1991, 2004; Юдин, 1970; Назаров и др., 1983; Ерохин и др., 2018, 2019; Berzin, 2018; Берзин и др., 2019а).

Первые упоминания о богатых форстеритом включениях в метеорите Северный Колчим были опубликованы С.В. Берзиным с соавторами (Берзин, 2018а; Berzin, 2018; Берзин и др., 2019а), данные включения редко встречаются в обыкновенных хондритах.

Первое сообщение о находке в метеорите Северный Колчим ксенолита были опубликованы М.А. Назаровым и соавторами (1983). Авторами обнаружен индивидуальный фрагмент размером 0.8 мм, имеющий субофитовую тонкозернистую структуру (размер зерен 50-70 мкм), состоящий из пироксена - бронзита (59.6 об.%), оливина (21.6 об.%) и лейстовидные кристаллы плагиоклаза (18.8 об.%) и небольшого количества мезостазиса (Назаров и др., 1983). Автор предположил, что данный ксенолит является фрагментом полевошпатового ахондрита.

Метеорит подвергся значительному выветриванию, в нём наблюдаются изменения в виде развития гидроокислов железа по многочисленным трещинам,

замещения преобладающей части металла и небольшой доли троилита гётитом (Назаров и др., 1983; Ерохин и др., 2018, 2019). В метеорите была описана хондра с каймой, обогащенной троилитом (Ерохин и др., 2019).

6.2 Классификация метеорита

Метеорит Северный Колчим сложен хондрами, обломками хондр и обломочной тонкозернистой матрицей. Наиболее распространены порфиновые оливиновые (PO) и оливин-пироксеновые хондры (POP). Также встречаются порфиновые пироксеновые (PP), эксцентрически лучистые пироксеновые (RP), колосниковые оливиновые (BO) и скрытокристаллические (CC) хондры. Размер хондр варьирует от 0.1 до 0.8 мм, в среднем размер хондр составляет ~0.3 мм, это является достаточно типичным размером хондр для H хондритов по данным (Scott et al., 2014). Вокруг нескольких хондр наблюдаются мелкозернистые расплавные каймы (igneous rim), обогащенные металлом. Такие каймы традиционно рассматриваются как хондры более поздних генераций, заключающие в себе ранее сформированные хондры, в результате повторяющегося процесса хондробразования (Krot et al., 2018). В хондрах присутствует мезостазис, который представлен полупрозрачным кислым стеклом. В мезостазисе может наблюдаться появление субмикронных игольчатых скелетных кристаллов высококальциевого пироксена.

Матрица имеет тонкозернистую структуру, местами переходящую в скрытокристаллическую. В ней содержатся многочисленные мелкие обломки оливина и пироксена, а также обломки хондр. Матрица в тонком шлифе практически непрозрачна. Однако на ее непрозрачность влияет также значительная степень земного выветривания метеорита. Матрица хондрита пронизана тончайшими микропрожилками гидроокислов железа, доля которых достигает до 3-5% от объема метеорита. Также в ней наблюдаются следы начавшейся перекристаллизации, размеры новообразованных зерен оливина и пироксена достигают первых десятков микрометров.

Составы основных минералов в метеорите не уравновешены (таблица 6.1). Железистость оливина варьирует от 0.01 до 0.20. Как показали наблюдения, в

метеорите присутствуют изолированные богатые форстеритом включения с содержанием FeO 0.5-1.0%, по краям зерен, возрастающим до 5-9 мас.%, а также хондры с таким форстеритом (подробнее в Главе 3). В низкокальциевом пироксене наблюдается аналогичная картина с отсутствием минерального равновесия по вариациям железистости (f 0.03-0.17).

Таблица 6.1. Состав минералов (мас.%) в хондрите Северный Колчим.

№	М-рал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма	f
56	Ol	39.5	н.о.	н.о.	н.о.	17.8	0.44	42.6	н.о.	н.о.	100.4	0.19
57	Ol	39.2	н.о.	н.о.	н.о.	18.0	0.44	42.0	н.о.	н.о.	99.7	0.19
58	Ol	39.7	н.о.	н.о.	н.о.	17.6	0.48	42.5	0.05	н.о.	100.4	0.19
59	Ol	38.9	н.о.	0.03	н.о.	18.3	0.45	41.6	н.о.	н.о.	99.5	0.20
60	Ol	39.3	0.1	н.о.	0.08	17.9	0.45	42.3	0.02	н.о.	100.2	0.19
61	Ol	39.3	н.о.	н.о.	н.о.	17.7	0.43	42.3	н.о.	н.о.	100.0	0.19
63	Ol	39.4	0.2	н.о.	н.о.	17.6	0.46	42.0	0.03	н.о.	99.7	0.19
64	Ol	39.5	н.о.	н.о.	н.о.	17.9	0.47	42.5	н.о.	н.о.	100.5	0.19
65	Ol	39.5	н.о.	н.о.	н.о.	18.4	0.46	42.1	н.о.	н.о.	100.6	0.20
66	Ol	39.1	н.о.	н.о.	н.о.	17.8	0.46	42.5	0.02	н.о.	99.9	0.19
67	Ol	39.3	н.о.	н.о.	н.о.	17.7	0.43	42.2	0.04	н.о.	99.8	0.19
69	Ol	39.4	н.о.	н.о.	н.о.	17.8	0.45	42.8	н.о.	н.о.	100.5	0.19
70	Ol	39.5	н.о.	н.о.	н.о.	16.4	0.49	44.3	н.о.	н.о.	100.8	0.17
70	Ol	39.4	н.о.	0.03	н.о.	17.8	0.48	42.3	н.о.	н.о.	100.1	0.19
71	Ol	38.9	н.о.	н.о.	н.о.	16.3	0.46	43.6	н.о.	н.о.	99.6	0.17
71	Ol	39.4	н.о.	н.о.	н.о.	18.4	0.48	42.0	0.03	н.о.	100.4	0.20
72	Ol	39.4	н.о.	н.о.	н.о.	18.4	0.48	42.2	0.03	н.о.	100.6	0.20
73	Ol	39.3	н.о.	н.о.	0.09	17.7	0.49	42.5	н.о.	н.о.	100.1	0.19
75	Ol	39.1	н.о.	н.о.	н.о.	17.9	0.48	42.5	0.02	н.о.	100.0	0.19
76	Ol	39.3	н.о.	0.01	н.о.	17.9	0.46	42.5	н.о.	н.о.	100.4	0.19
78	Ol	39.4	н.о.	н.о.	н.о.	17.4	0.47	42.9	н.о.	н.о.	100.2	0.19
79	Ol	39.7	н.о.	0.04	н.о.	16.0	0.45	43.7	0.07	н.о.	100.0	0.17
80	Ol	39.3	0.12	н.о.	н.о.	18.4	0.44	42.5	н.о.	н.о.	100.8	0.20
81	Ol	39.3	н.о.	н.о.	н.о.	18.7	0.48	42.1	н.о.	н.о.	100.6	0.20
85	Ol	39.2	н.о.	н.о.	н.о.	18.5	0.46	42.3	0.08	н.о.	100.7	0.20
86	Ol	39.3	н.о.	н.о.	н.о.	18.4	0.47	41.9	н.о.	н.о.	100.2	0.20
67	low-Ca Px	56.4	н.о.	0.48	0.87	11.0	0.20	30.4	0.62	0.05	100.1	0.17
68	low-Ca Px	55.5	н.о.	0.45	0.69	9.9	0.53	30.7	0.68	н.о.	98.5	0.15
69	low-Ca Px	58.1	н.о.	0.35	0.52	3.8	0.51	35.5	0.64	н.о.	99.5	0.06
111	low-Ca Px	57.9	н.о.	0.17	0.41	6.4	0.33	34.6	0.23	н.о.	100.1	0.09
95	low-Ca Px	57.5	н.о.	0.19	0.38	6.8	0.30	34.4	0.18	0.09	99.8	0.10
96	low-Ca Px	58.7	н.о.	0.24	0.41	2.4	0.25	37.6	0.23	н.о.	99.8	0.03
90	low-Ca Px	56.2	н.о.	0.46	0.56	6.6	0.29	34.5	0.36	0.07	99.0	0.10
75	Crsp	н.о.	1.84	6.22	58.04	29	0.70	3.2	н.о.	н.о.	99.1	

Вариации содержания железа в оливине оценены при помощи процентного среднего отклонения (Percent Mean Deviation, или PMD) (Dodd et al., 1967).

Показатель PMD для содержания FeO в оливине, рассчитанный по полученным данным электронно-зондового микроанализа, и по опубликованным данным анализов в статье (Ерохин и др., 2019), составил 35 % (N = 38), по классификации (Sears et al., 1980) следует отнести к петрологическому типу 3.4.

Металл и троилит присутствуют как в виде вкрапленности в некоторых хондрах, так и в виде отдельных зерен в матрице метеорита. Размер зерен металла и троилита составляет 50-200 мкм. Также в метеорите нами встречено крупное пластинчатое скопление зерен троилита размером 3×1 мм. Металл метеорита окислен более чем на 60%, зерна троилита окислены в среднем на 20-30%. Силикаты открашены в коричневый цвет в тонком шлифе. Выветривание немного неравномерное и значительнее проявлено вблизи края метеорита. Состав металла в хондрите варьирует в пределах: камасит - Ni от 5.6 до 8.2 мас.%, тэнит - Ni от 30 до 46 мас.%, тетратэнит - Ni от 50.4 до 53.0 мас.% (таблица 6.2).

Таблица 6.2. Состав металла и троилита (мас.%) в хондрите Северный Колчим.

№	М-рал	Fe	Ni	Co	Сумма
90	Кам	94.1	5.7	0.30	100.1
99	Кам	92.9	7.1	0.38	100.4
63	Тае	54.1	44.9	н.о.	99.0
77	Тае	57.4	43.2	н.о.	100.6
89	Тае	70.7	29.8	0.08	100.6
93	Тае	67.7	32.9	н.о.	100.6
94	Тае	67.9	32.5	н.о.	100.4
96	Тае	68.2	32.2	н.о.	100.4
97	Тае	65.6	35.1	н.о.	100.7
98	Тае	65.2	35.5	н.о.	100.7
103	Тае	54.9	45.7	н.о.	100.6
87	Tt	47.4	52.9	н.о.	100.3
88	Tt	50.12	50.4	н.о.	100.5
102	Tt	48.7	52.0	н.о.	100.7

Поскольку метеорит имеет непрозрачную матрицу без водосодержащих силикатов с признаками начала перекристаллизации, это позволяет отнести метеорит к 3.3-3.5 петрологическому типу согласно классификации (Huss et al., 2006). Эти наблюдения согласуются с данными о слабо девитрифицированном изотропном стекле в мезостазице хондр с редкими субмикронными зернами

высококальциевого пироксена. Альбит в мезостазиесе хондр выявлен не был.

Таким образом, по совокупности петрографических и минералогических признаков петрологический тип метеорита может быть уточнен как 3.4.

В оливине и низкокальциевом пироксене из хондр наблюдаются трещины, однако, отсутствует волнообразное угасание. Ударные эффекты в тонкозернистой матрице также не проявлены. Таким образом, степень ударных преобразований может быть определена как S1 по (Stoffler et al., 1991, 2019). Степень земного выветривания W3 по (Wlotzka, 1993), и незначительно уменьшается от края метеорита к центру.

6.3 Структура и состав хондритового включения

При изучении в матрице был обнаружен обломок (класт), отличающийся по структуре от вмещающего хондрита (рисунок 6.1). Класт размером 6×6 мм имеет остроугольную обломочную форму, близкую к трапециевидной. Границы резкие, хорошо прослеживаемые. Через класт и вмещающий его хондрит проходят трещины, заполненные гидроксидами железа.

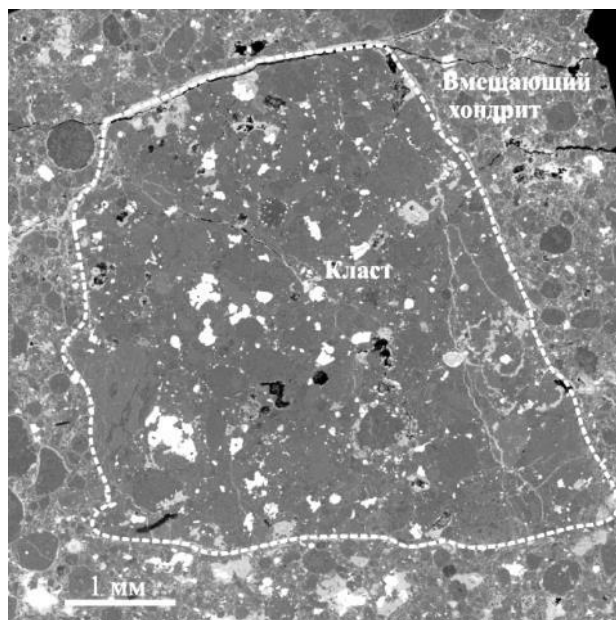


Рисунок 6.1. Класт хондрита в матрице метеорита Северный Колчим. Изображение в обратно-отраженных электронах (BSE).

Класт состоит из хондр и перекристаллизованной матрицы. По размеру и типам хондр он не отличается от вмещающего хондрита. Границы хондр четкие и

не затронуты перекристаллизацией. Матрица класта практически прозрачная местами хорошо просвечивающая в тонком шлифе. Состоит из новообразованных индивидов оливина и пироксена размером 5-100 мкм, в интерстициях между которыми наблюдается кислое стекло и, возможно, тонкозернистый плагиоклаз. Металл и сульфиды находятся в виде тонкой вкрапленности в некоторых хондрах и в матрице, а также в виде зерен и скоплений зерен неправильной формы размером до 100-900 мкм. Все это однозначно свидетельствует о большей степени высокотемпературного метаморфизма по сравнению с вмещающим хондритом.

Класт в меньшей степени затронут процессами выветривания, чем вмещающий его хондрит. Металл на 10-20% замещен гидроксидами, троилит замещается гидроксидами только вблизи сквозных трещин, силикаты хондр и матрицы имеют слабый коричневый оттенок. Вероятно, это связано с тем, что более перекристаллизованная матрица класта была менее проницаема для земных поверхностных вод по сравнению с вмещающим хондритом.

Железистость оливина в класте варьирует от 0.16 до 0.20 (таблица 6.3) и в целом совпадает с железистостью оливина из вмещающего хондрита, как по полученным данным, так и по данным Ю.В. Ерохина и соавторов (Ерохин и др., 2018, 2019). Вариации содержания железа в оливине из класта оценены также при помощи PMD (Dodd et al., 1967). Показатель PMD для содержания FeO в оливине по данным электронно-зондового микроанализа 5% (N = 23).

Низкокальциевый пироксен в класте имеет железистость 0.17 (таблица 6.3). Состав пироксена из класта в целом совпадает с составом низкокальциевого пироксена из вмещающего хондрита, в т.ч. согласно данным (Ерохин и др., 2018, 2019). Аналогично совпадает состав хромовой шпинели (таблица 6.3) в класте и во вмещающем его метеорите.

Фосфаты в класте представлены хлорапатитом и мерриллитом. По содержаниям F^- , Cl^- и $(OH)^-$ хлорапатит из класта соответствует хлорапатиту из вмещающего хондрита, состав которого варьирует в широких пределах по данным (Ерохин и др., 2019).

Металл в класте представлен камаситом, тэнитом и тетратэнитом, состав

этих минералов приведен в таблице 6.4. Состав камасита и тэнита варьирует в пределах: камасит - Ni от 3.5 до 7.1 мас.%, тэнит - Ni от 30 до 45 мас.%. Камасит и тэнит в класте попадают в соответствующие поля составов камасита и тэнита во вмещающем хондрите. Тетратэнит в класте соответствует составу тетратэнита во вмещающем хондрите.

Таблица 6.3. Состав минералов (мас. %) в класте из хондрита Северный Колчим.

№	М-рал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	f
13	Ol	38.8	н.о.	0.10	н.о.	15.2	0.45	43.9	0.18	н.о.	н.о.	98.8	0.16
14	Ol	38.8	н.о.	0.24	н.о.	16.3	0.47	42.5	0.47	н.о.	н.о.	99.0	0.18
15	Ol	38.9	н.о.	н.о.	н.о.	17.2	0.42	43.6	0.06	н.о.	н.о.	100.2	0.18
19	Ol	38.6	н.о.	0.24	н.о.	18.7	0.49	41.0	н.о.	н.о.	н.о.	99.1	0.20
27	Ol	38.8	0.14	н.о.	н.о.	17.9	0.53	42.7	н.о.	н.о.	н.о.	100.1	0.19
28	Ol	38.7	0.13	н.о.	н.о.	17.9	0.45	43.0	н.о.	н.о.	н.о.	100.3	0.19
2	Ol	38.6	н.о.	0.04	0.16	18.9	0.45	40.4	0.03	н.о.	н.о.	98.8	0.21
7	Ol	39.0	н.о.	0.10	н.о.	17.5	0.43	42.3	н.о.	н.о.	н.о.	99.4	0.19
8	Ol	39.4	н.о.	0.8	0.15	19.1	0.41	39.2	0.04	0.07	н.о.	99.2	0.21
11	Ol	39.0	н.о.	н.о.	н.о.	18.1	0.49	42.1	0.05	н.о.	н.о.	99.9	0.19
15	Ol	39.1	н.о.	н.о.	н.о.	17.3	0.43	42.7	н.о.	н.о.	н.о.	99.6	0.18
16	Ol	39.1	0.15	н.о.	н.о.	17.9	0.47	42.5	0.03	н.о.	н.о.	100.2	0.19
17	Ol	39.0	н.о.	н.о.	н.о.	17.5	0.51	43.0	н.о.	н.о.	н.о.	100.0	0.19
18	Ol	39.0	н.о.	0.04	н.о.	18.5	0.45	42.1	0.04	н.о.	н.о.	100.2	0.20
19	Ol	39.1	н.о.	н.о.	н.о.	18.0	0.48	42.6	0.03	н.о.	н.о.	100.3	0.19
21	Ol	37.9	н.о.	0.12	1.18	18.4	0.44	40.7	0.06	н.о.	н.о.	98.8	0.20
22	Ol	38.2	0.08	0.34	1.26	18.8	0.50	40.3	0.03	н.о.	н.о.	99.8	0.21
25	Ol	36.6	0.06	0.33	3.25	21.9	0.50	38.0	0.04	н.о.	н.о.	100.7	0.24
27	Ol	38.6	0.10	0.04	0.07	19.2	0.43	41.0	0.03	н.о.	н.о.	99.6	0.21
28	Ol	39.4	н.о.	н.о.	н.о.	17.7	0.44	42.2	н.о.	н.о.	н.о.	99.8	0.19
29	Ol	38.8	н.о.	н.о.	н.о.	19.4	0.44	40.9	н.о.	н.о.	н.о.	99.6	0.21
30	Ol	39.2	н.о.	0.01	н.о.	18.0	0.43	42.3	н.о.	н.о.	н.о.	100.0	0.19
12	low-Ca Px	55.6	0.15	0.50	0.58	10.9	0.46	30.1	0.45	н.о.	н.о.	98.7	0.17
16	low-Ca Px	55.3	0.15	0.43	0.39	11.0	0.48	29.6	0.77	н.о.	н.о.	98.1	0.17
17	Gl	59.6	н.о.	22.2	1.03	2.5	н.о.	0.2	5.48	6.68	0.45	98.2	
25	Gl	62.4	0.23	9.60	н.о.	8.3	0.16	13.5	1.17	4.77	0.07	100.3	
33	Crsp	н.о.	1.31	5.59	57.8	29.7	0.82	2.4	0.32	н.о.	н.о.	98.0	

В класте обнаружена высокомагнезиальная хондра MgCh-05 размером 400 мкм с неровными границами. Хондра сложена преимущественно

низкожелезистым пироксеном ($f 0.06$), содержит небольшое количество кислого стекла, а также включения камасита и троилита (таблица 6.4), частично замещенных гидроокислами железа. Состав минералов высокомагнезиальной хондры в класте приведен ниже в таблице 6.7.

На классификационной диаграмме железистости оливина и пироксена для каменных хондритов (Bearley et al., 1998) класт так же, как и вмещающий хондрит попадает в поле Н-типа.

Таблица 6.4. Состав металла и троилита (мас.%) в класте.

№	М-рал	Fe	Ni	S	Co	Сумма
40	Кам	93.5	5.7	н.о.	0.46	99.84
47	Кам	92.9	5.5	н.о.	0.28	98.64
31	Кам	92.8	7.1	н.о.	0.43	100.37
37	Кам	95.7	3.5	н.о.	0.40	99.62
40	Кам	94.3	5.5	н.о.	0.39	100.26
46	Кам	93.4	7.1	н.о.	0.39	100.97
54	Кам	93.7	6.3	н.о.	0.39	100.46
55	Кам	94.4	6.1	н.о.	0.39	100.91
41	Тае	55.9	43.1	н.о.	н.о.	99.20
46	Тае	68.8	30.5	н.о.	н.о.	99.43
32	Тае	55.3	45.3	н.о.	н.о.	100.66
35	Тае	59.1	39.7	н.о.	н.о.	98.97
38	Тае	60.3	39.2	н.о.	0.11	99.58
43	Тае	65.3	34.8	н.о.	н.о.	100.18
47	Тае	66.9	32.9	н.о.	н.о.	100.12
51	Тае	55.4	42.4	н.о.	н.о.	98.11
41	Tt	48.8	50.8	н.о.	0.50	100.1
42	Tro	63.9	н.о.	36.3	н.о.	100.54
43	Tro	63.7	0.2	36.2	н.о.	100.20
44	Tro	63.6	0.1	36.3	н.о.	100.03
45	Tro	64.1	0.3	36.2	н.о.	100.68
Магнезиальная хондра в класте (MgCh-05)						
48	Кам	91.6	6.5	н.о.	0.35	98.46
49	Tro	63.2	0.8	36.1	н.о.	100.09
52	Tro	63.1	н.о.	36.2	н.о.	99.35

Матрица в класте почти прозрачная и состоит преимущественно из новообразованных зерен оливина и пироксена размером от 5 до 100 мкм. В матрице появляются обособленные зерна хлорапатита и меррилита. Металл и троилит присутствуют преимущественно в виде новообразованных зерен размером 100-700 мкм. Это позволяет отнести класт к петрологическому типу 3.8-

4 согласно (Huss et al., 2006). Однако отсутствие четко диагностированного плагиоклаза в хондрах и в матрице не позволяет отнести класт к равновесному 4 петрологическому типу согласно той же классификации (Huss et al., 2006).

Вариации содержания железа в оливине - PMD 5% согласно классификации (Sears et al., 1980) позволяют отнести класт к петрологическому типу 3.9. При этом значение 5% является пограничным между петрологическими типами 3.9 и 4. Вариации содержания железа в низкокальциевом пироксене варьируют в более широких пределах, в основном за счет присутствия в класте высокомагнезиальной порфировой пироксеновой хондры с низкожелезистым энстатитом ($f = 0.06$). Однако, следует учитывать, что согласно данным (Huss et al., 2006) в отличие от оливина некоторая неравновесность в составе низкокальциевого пироксена может сохраняться в обыкновенных хондритах вплоть до 4 петрологического типа включительно.

Класт в метеорите классифицирован как H3.9 хондрит. Он в большей степени затронут высокотемпературным метаморфизмом, чем вмещающий его хондрит. Вероятнее всего класт сформировался на том же или родственном родительском теле H-хондритов, но на большей глубине, откуда был выбит в результате ударного события.

В оливине и пироксене из хондр наблюдаются трещины. В оливине присутствует волнообразное угасание (больше, чем на 2°), планарные структуры не встречены, ударный расплав отсутствует. Степень ударных преобразований - S2 по (Stoffler et al., 1991, 2019). Класт в большей степени был подвергнут ударным преобразованиям по сравнению с вмещающим его хондритом. Степень земного выветривания в класте составляет W2 по (Wlotzka, 1993).

6.4 Геномиктовая брекчия

Согласно устоявшейся терминологии ксенолитами принято называть обломки, имеющие генетические отличия от материала вмещающего его метеорита или метеоритной брекчии, т.е. происходящие с другого типа родительских тел (Bischoff et al., 2006; и др.). Для найденного обломка не применим термин ксенолит, так как он относится к группе H-хондритов, как и

вмещающий хондрит, но при этом отличается от него только по петрологическому типу.

Учитывая присутствие в Северном Колчине класта, не отличающегося от него по составу, но отличающегося по степени метаморфизма (петрологическому типу), данный метеорит может быть также дополнительно классифицирован как геномиктовая брекчия (Genomict breccia) по классификации (Bischoff et al., 2006). Брекчии данного типа были описаны в метеоритах Mafra L3-4 (Lange et al., 1979), Noblesville H4-6 (Lipschutz et al., 1992), Camel Donga 040 CV3 аномальный (Zolensky et al., 2004), Cold Bokkeveld (Zolensky et al., 1997).

6.5 Высокомагнезиальные хондры и их обломки

В метеорите Северный Колчим были найдены и изучены 11 высокомагнезиальных хондр и их обломков, а также 5 мелких обломков низкожелезистого энстатита (рисунок 6.2).

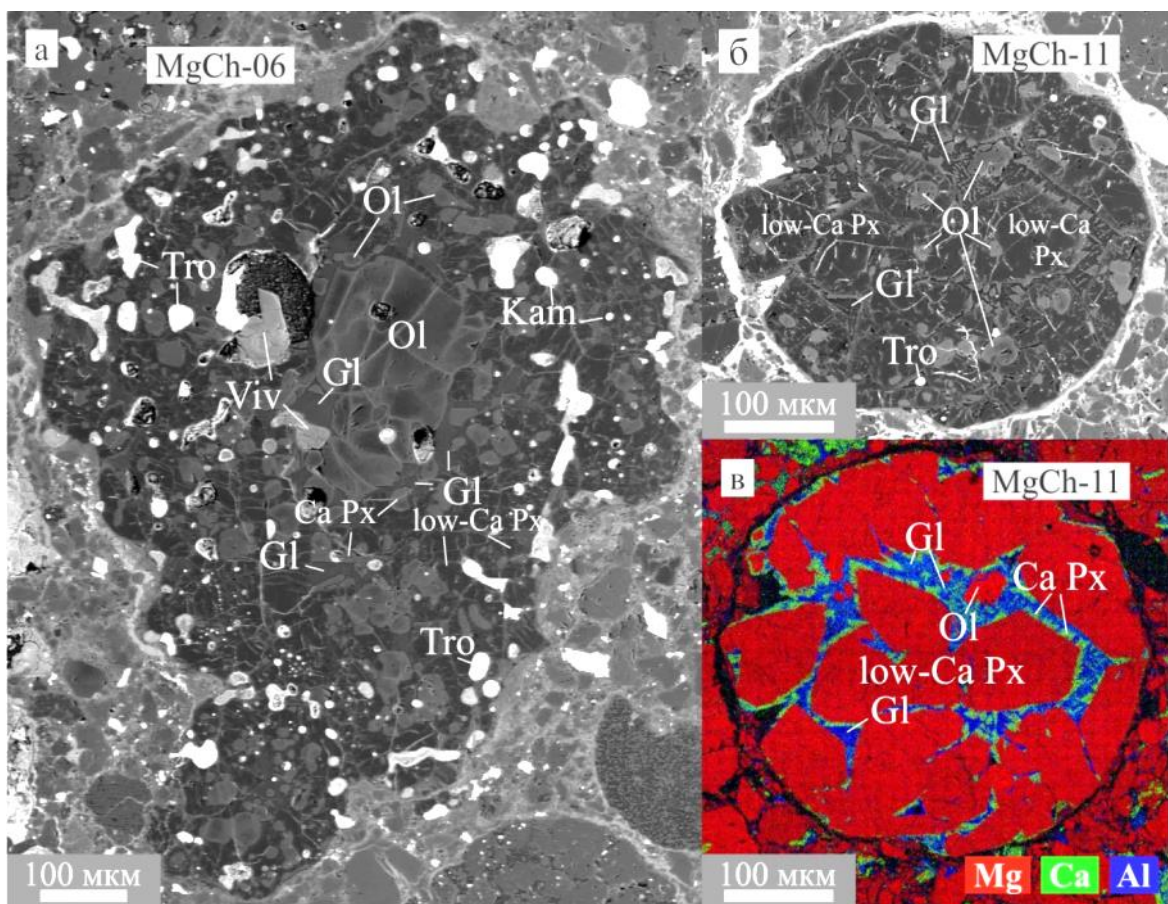


Рисунок 6.2. Высокомагнезиальные хондры в метеорите Северный Колчим. а,б – изображения в обратно-отраженных электронах (BSE), в – комбинированная карта распределения элементов.

Хондры представлены порфировым пироксеновым (PP) и оливин-пироксеновым (POP) типом. Имеют в основном округлую форму, а также встречаются хондры различных неправильных форм. Встречаются хондры различного размера от 100 до 800 мкм в диаметре. Состоят из низкожелезистого пироксен (f 0.01-0.06) и железистого оливина (f 0.02-0.16). Примерно в половине хондр присутствуют каплевидные включения металла и троилита. Как и отмечалось выше (п.6.3), одна высокомагнезиальная хондра (MgCh-03) была найдена внутри класта хондрита НЗ.9. Валовый состав высокомагнезиальных хондр по данным ЭДС анализа представлен в таблице 6.5.

Таблица 6.5. Валовый состав высокомагнезиальных хондр по данным ЭДС анализа.

Хондра	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₂	NiO	Сумма
MgCh-01	56.2	4.3	0.4	4.1	31.5	н.о.	3.0	0.5	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	100
MgCh-04	52.7	1.9	0.4	6.7	37.6	н.о.	0.7	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	100
MgCh-06	45.4	3.1	1.0	12.6	30.9	н.о.	1.2	0.8	0.5	0.4	3.3	0.8	100
MgCh-08	51.6	4.4	0.9	10.1	28.5	0.6	2.5	н.о.	0.2	н.о.	0.5	0.7	100

Пироксен в высокомагнезиальных хондрах представлен в основном энстатитом. Зерна имеют слабую зональность по содержанию FeO: в центральной части 0.5-2.5 мас.%, с повышением до 4-7 мас.% в краевых частях (таблица 6.6). Такая зональность возможно связана как с процессом кристаллизации энстатита, так и с начавшимся высокотемпературным метаморфизмом хондрита. В энстатите из высокомагнезиальной хондры внутри класта хондрита НЗ.9 наблюдаются несколько более высокие содержания FeO 4-4.5%, что вероятно связано с большей степенью уравнивания составов пироксена. Отличительной чертой энстатита из высокомагнезиальных хондр по сравнению с энстатитом из богатых форстеритом включений (Глава 3) является присутствие в нем примеси MnO выше пределов обнаружения электронно-зондового микроанализатора 0.12-0.41 мас.%.

Оливин в большинстве высокомагнезиальных хондр характеризуется

высокой железистостью, с содержанием FeO 11.4-13.5 мас.%. В наиболее крупной хондре MgCh-06 встречены зональные зерна оливина с вариациями содержаний FeO от 4.5 мас.% в центральной части до 15.8 мас.% в краевой части зерен. И только в одной хондре MgCh-03 встречен относительно низкожелезистый оливин с содержанием FeO 2.4-2.5 мас. % (таблица 6.6). В низкожелезистом оливине из высокомагнезиальных хондр в отличие от оливина из богатых форстеритом включений наблюдается присутствие примеси MnO 0.36-0.41 мас. % и отсутствие заметных примесей труднолетучих элементов Ca, Al, Ti (таблица 6.6).

Таблица 6.6. Состав силикатов в высокомагнезиальных хондрах и во включениях низкожелезистого энстатита в метеорите Северный Колчим.

Объект	№	Min	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	f
Высокомагнезиальные хондры														
MgCh-01	105	low-Ca Px	59.4	0.19	1.18	0.52	0.5	н.о.	38.2	0.57	н.о.	н.о.	100.6	0.01
MgCh-03	114	Ol	42.4	н.о.	н.о.	0.43	2.5	0.40	53.7	н.о.	н.о.	н.о.	99.4	0.03
	116	Ol	42.6	н.о.	н.о.	н.о.	2.4	0.36	54.2	0.05	н.о.	н.о.	99.6	0.02
	115	low-Ca Px	56.4	н.о.	0.25	н.о.	1.9	0.41	40.3	0.21	н.о.	н.о.	99.4	0.03
	117	low-Ca Px	58.2	н.о.	0.28	0.48	2.1	0.34	37.1	0.25	н.о.	н.о.	98.6	0.03
	118	low-Ca Px	59.0	н.о.	0.26	0.42	1.9	0.26	37.8	0.22	н.о.	н.о.	99.9	0.03
	121	low-Ca Px	57.7	н.о.	0.24	0.47	7.2	0.28	34.0	0.19	н.о.	н.о.	100.2	0.11
	123	low-Ca Px	58.9	н.о.	0.24	н.о.	2.8	0.12	36.9	0.12	н.о.	н.о.	99.2	0.04
	124	low-Ca Px	59.2	н.о.	0.15	0.37	4.1	0.20	36.1	0.13	н.о.	н.о.	100.2	0.06
	125	low-Ca Px	57.8	н.о.	0.33	0.69	3.0	0.13	35.9	0.22	н.о.	н.о.	98.1	0.05
	119	Gl	58.4	0.74	21.37	0.67	4.5	н.о.	0.5	2.79	8.51	0.45	97.9	
120	Gl	60.1	0.59	19.58	0.71	3.8	н.о.	2.3	3.13	8.41	0.42	99.0		
Высокомагнезиальная хондра внутри класта хондрита Н3.9														
MgCh-05	21	low-Ca Px	57.7	н.о.	1.56	0.48	4.0	0.35	34.0	0.96	0.24	0.09	99.5	0.06
	22	low-Ca Px	57.3	н.о.	0.23	0.46	4.5	0.35	36.4	0.38	0.13	н.о.	99.9	0.06
	23	Gl	69.5	0.46	17.2	н.о.	0.7	0.19	0.82	1.13	4.80	2.93	97.9	
	24	Gl	68.7	0.52	16.9	0.36	0.8	0.23	2.15	3.56	4.69	2.81	100.8	
Мелкие включения низкожелезистого энстатита														
En-01	101	low-Ca Px	59.4	н.о.	0.32	0.63	1.8	0.20	37.9	0.22	н.о.	н.о.	100.5	0.03
En-02	110	low-Ca Px	57.8	0.16	1.68	0.54	0.7	0.13	36.5	2.33	н.о.	н.о.	99.8	0.01
En-03	91	low-Ca Px	58.2	н.о.	0.25	0.61	3.6	0.40	36.9	0.25	н.о.	н.о.	100.2	0.05
	92	low-Ca Px	58.4	н.о.	0.21	0.56	3.5	0.28	37.5	0.17	н.о.	н.о.	100.7	0.05
En-04	94	low-Ca Px	57.5	н.о.	0.20	0.47	5.1	0.29	35.7	0.20	н.о.	н.о.	99.5	0.07

Мезостази́с в хондрах представлен кислым стеклом, состав которого варьирует между отдельными хондрами. В стекле в целом наблюдается

преобладание Na над Ca. В стекле из высокомагнезиальной хондры MgCh-05 внутри класта НЗ.9 наблюдаются содержания K_2O до 2.5 мас.%, а в стекле из крупной высокомагнезиальной хондры MgCh-06 содержания K_2O составляют 9-10 мас.%. Из данных электронно-зондового микроанализа в стекле стоит отметить примесь TiO_2 0.5-0.7 мас.% (таблица 6.6).

Высококальциевый пироксен образует каймы вокруг зерен энстатита, а также присутствует в виде субмикронных зерен и игольчатых скелетных кристаллов в мезостазисе высокомагнезиальных хондр. В мезостазисе наиболее крупной высокомагнезиальной хондры MgCh-06 высококальциевого пироксен присутствует в виде зерен размером 10-50 мкм. Средний состав высококальциевого пироксена из этой хондры по данным ЭДС: SiO_2 48.6±1.6%, TiO_2 1.5±0.2%, Al_2O_3 10.6±2.7%, Cr_2O_3 1.0±0.1%, FeO 0.7±0.1%, MnO 0.2±0.1%, MgO 17.3±1.9%, CaO 20.1±0.7% (N=5).

Металл и троилит присутствуют в высокомагнезиальных хондрах в виде каплевидных округлых или овальных включений размером до нескольких десятков микрон. Металл преимущественно замещен гидроокислами железа, так же, как и в остальном объеме метеорита.

Среди продуктов окисления зерна металла внутри высокомагнезиальной хондры MgCh-06 встречено зерно вивианита размером 80 мкм (рисунок 6.2, а). Средний состав вивианита по данным ЭДС: FeO 41.4±0.2%, P_2O_5 28.8±0,3%, NiO 0.7±0.3%, Cr_2O_3 0.2±0.2%, сумма 71.3 % (N=3). Вероятнее всего формирование вивианита произошло при окислении в гипергенных условиях фосфидов железа или металла с заметной примесью фосфора, поскольку фосфаты метеоритов (апатит и мерриллит) достаточно устойчивы к процессам земного выветривания. Об этом же говорит тот факт, что зерно вивианита встречено в замещенном гидроокислами зерне металла внутри хондры.

6.6 Обогащенные Al хондры

В метеорите были встречены две обогащенные Al хондры (англ. «Al-rich chondrule») (рисунок 6.3). Такие хондры являются редкими компонентами хондритов, однако находки были описаны в большинстве групп хондритов:

обыкновенных (Bischoff et al., 1984; Russell et al., 2000; Krot et al., 2001; MacPherson et al., 2005), углистых (Sheng et al., 1991; Krot et al., 2002a, 2006b, Akaki et al., 2007; Zhang et al., 2014, 2019) и R-хондритах (Rout et al., 2008, 2010). Они имеют относительно высокое содержание Al_2O_3 (>10 мас. %). Характеризуются сходством текстур с текстурами железомagneзиальных хондр, но помимо оливина и низкокальциевого пироксена могут содержать плагиоклаз, обогащенную Al и Ti пироксен, обогащенную Al шпинель, и часто обогащенное Al стекло. Обогащенные Al хондры обогащены труднолетучими литофильными элементами в большей степени, чем железомagneзиальные хондры, и некоторые из них демонстрируют сходство составов с богатыми кальцием и алюминием включениями (CAIs).

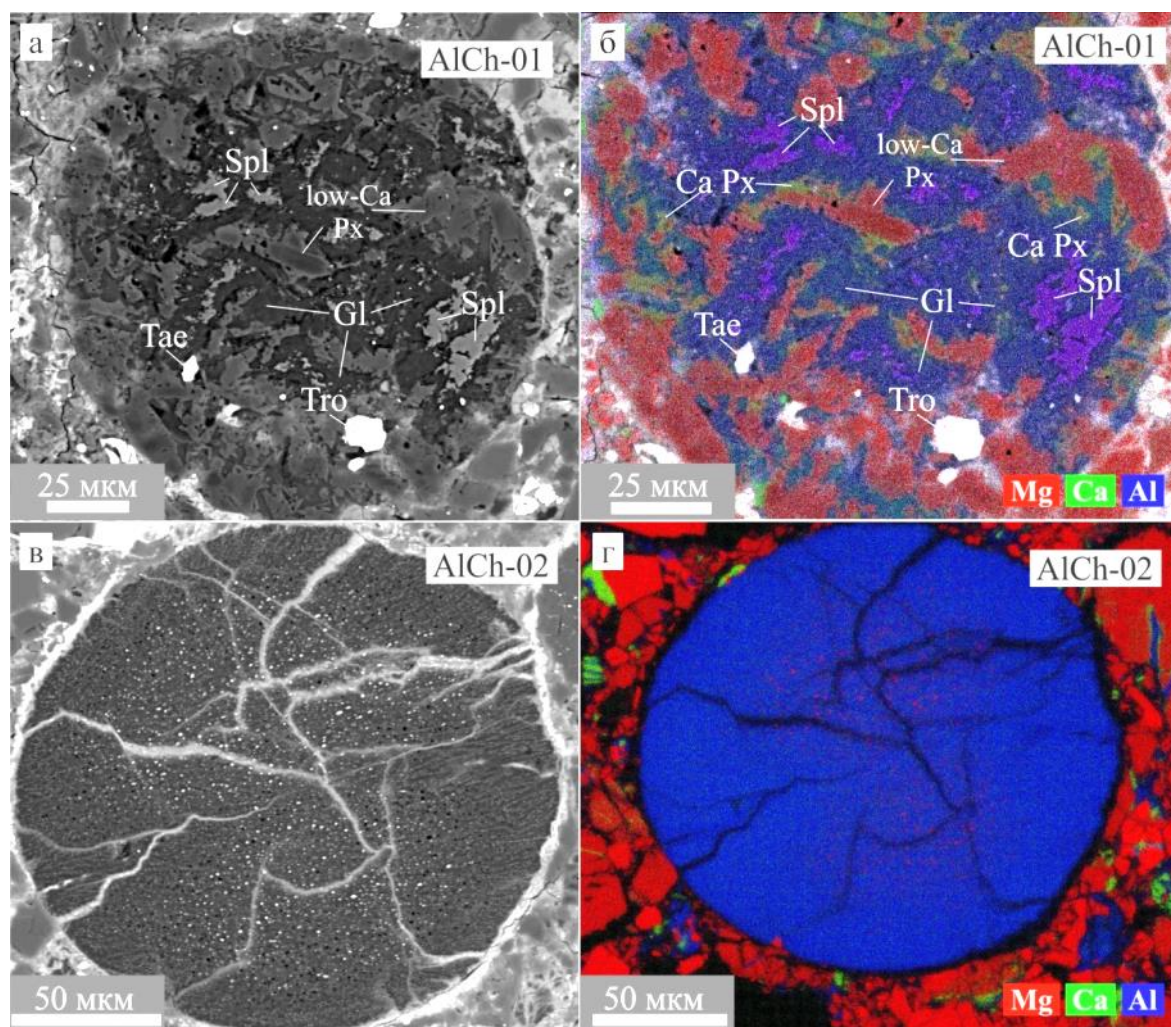


Рисунок 6.3. Обогащенные Al хондры AlCh-01 и AlCh-02 в метеорите Северный Колчим. а,в – изображения в обратно-отраженных электронах (BSE), б,г – комбинированные карты распределения элементов.

Хондра AlCh-01 имеет порфировую структуру. Состоит из зерен низкокальциевого пироксена $En_{0.89\pm 0.04} Fs_{0.10\pm 0.05} Wo_{0.02\pm 0.01}$ (N=2), обрастающего по периметру высококальциевым пироксеном $En_{0.61\pm 0.06} Fs_{0.08\pm 0.02} Wo_{0.30\pm 0.08}$ (N=3). Мезостазис между зернами пироксена заполнен слабо девитрифицированным стеклом (рисунок 6.3, а,б). В стекле находятся зерна шпинели. Средний состав шпинели по данным ЭДС анализов: SiO_2 $0.7\pm 0.3\%$, Al_2O_3 $55.2\pm 0.1\%$, Cr_2O_3 $12.3\pm 0.2\%$, FeO $15.2\pm 0.3\%$, MnO $0.1\pm 0.2\%$, MgO $15.9\pm 0.2\%$ (N=4). Средний состав стекла по данным ЭДС анализов: SiO_2 $42.6\pm 2.1\%$, Al_2O_3 $34.7\pm 0.9\%$, Cr_2O_3 $0.3\pm 0.3\%$, FeO $1.3\pm 1.2\%$, MgO $0.2\pm 0.2\%$, CaO $3.7\pm 1.7\%$, Na_2O $13.4\pm 2.0\%$, K_2O $3.8\pm 0.6\%$ (N=5). Внутри хондры находятся единичные зерна троилита и тэнита (Ni 18 мас.%) размером 5-10 мкм. Валовый состав хондры представлен в таблице 6.7.

Хондра AlCh-02 имеет скрытокристаллическую структуру и сложена слабо девитрифицированным кислым стеклом (рисунок 6.3, в,г). В центральной части хондры различимы редкие субмикронные зерна сульфидов и Fe-Mg силикатов. По всей площади хондры проходят трещины, заполненные гидроокислами железа. Средний валовый состав хондры по данным съемки ЭДС спектров с площади отдельных неперекрывающихся участков хондры представлен в таблице 6.7.

Таблица 6.7. Валовый состав обогащенных Al хондр в метеорите Северный Колчим по данным ЭДС анализа.

Хондра	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₂	NiO	Сумма
AlCh-01	44.9	0.5	21.0	1.1	8.0	11.9	4.2	5.8	1.1	1.1	0.3	100
AlCh-02 среднее. N=7	58.5	0.9	21.5	2.3	2.9	1.3	3.7	8.3	0.4	н.о.	н.о.	100

Изученные обогащенные Al хондры по минеральному и валовому химическому составу близки к аналогичным обогащенным Al хондрам из обыкновенных и углистых хондритов, описанным в литературе. Хондра AlCh-01 по валовому составу соответствует CAIs Типа B (по MacPherson et al., 2005), скорее всего является переплавленным CAI. Вторая хондра (AlCh-02) очень

сильно обогащена алюминием, её предположительно можно отнести к хондрам, образовавшимся при переплавке кислого стекла мезостазиса хондр (по MacPherson et al., 2005).

6.7 Богатые кремнезёмом компоненты

В матрице метеорит Северный Колчим были встречены богатые кремнезёмом компоненты: SRC-11, SRC-12 и SRC-14.

Пироксеновая хондра SRC-11 (рисунок 6.4) округлой формы имеет слегка неровные границы. Диаметр хондры составляет 350 мкм. Состоит из тонкозернистого агрегата энстатита и высококальциевого пироксена, центральная часть сложена тридимитом. Тридимит по составу по данным ЭДС содержит >99.4% SiO₂, в качестве примесей отмечаются FeO до 0.3мас.%, MgO до 0.1мас.%, Na₂O до 0.09мас.%, CaO до 0.03мас.%, до 0.02мас.% K₂O и Cr₂O₃. Составы тридимита и энстатита из данного включения представлены в таблице 6.8. Состав высококальциевого пироксена по данным ЭДС анализа SiO₂ 55.4%, MgO 17.1%, FeO 3.8%, CaO 22.9%, Cr₂O₃ 0.8%.

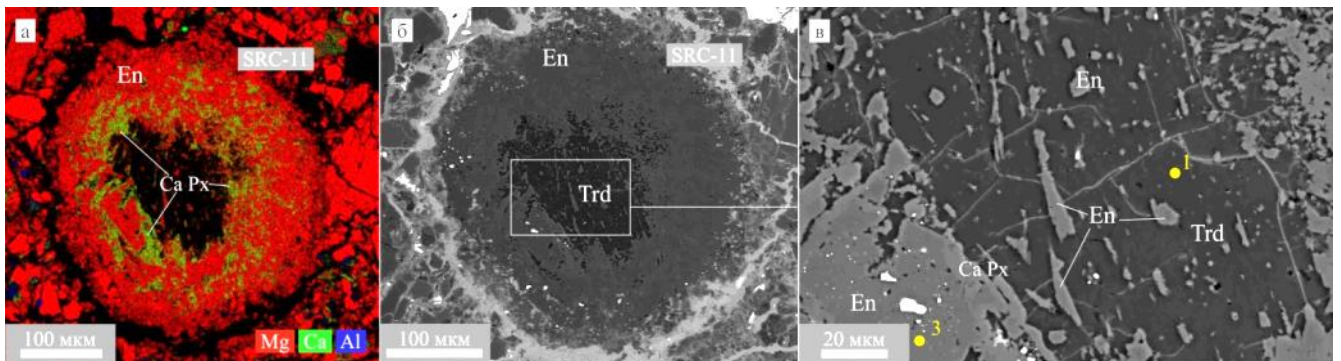


Рисунок 6.4. Пироксеновая хондра SRC-11, центральная часть которой сложена тридимитом. а – комбинированная карта распределения элементов, б,в – изображения в обратно-отраженных электронах (BSE).● – точки регистрации рамановских спектров.

Таблица 6.8. Состав минералов (мас. %) из хондры SRC-11.

№	Min	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	Trd	99.4	н.о.	н.о.	0.02	0.3	0.1	н.о.	0.03	0.09	0.02	99.97
2	Trd	99.4	н.о.	н.о.	н.о.	0.2	н.о.	н.о.	0.03	0.02	н.о.	99.76
4	En	56.3	0.07	0.1	0.09	9.9	29.5	0.48	2.63	0.09	н.о.	99.22
5	En	55.3	н.о.	0.56	0.71	11.5	29.6	0.48	1.18	0.04	0.02	99.44

Методом рамановской спектроскопии было установлено, что фаза SiO_2 в хондре SRC-11 представлена тридимитом, а низкокальциевый пироксен - энстатитом (рисунок 6.5).

Эталонные спектры полиморфных модификаций SiO_2 приведены на рисунке 6.5в. Кварц, тридимит и кристобалит довольно однозначно различаются по рамановским спектрам. Характерные наборы колебательных мод, соответствующим валентным и деформационным колебаниям связи Si-O в тетраэдре SiO_4 в данных минералах также представлены на рисунке 6.5в.

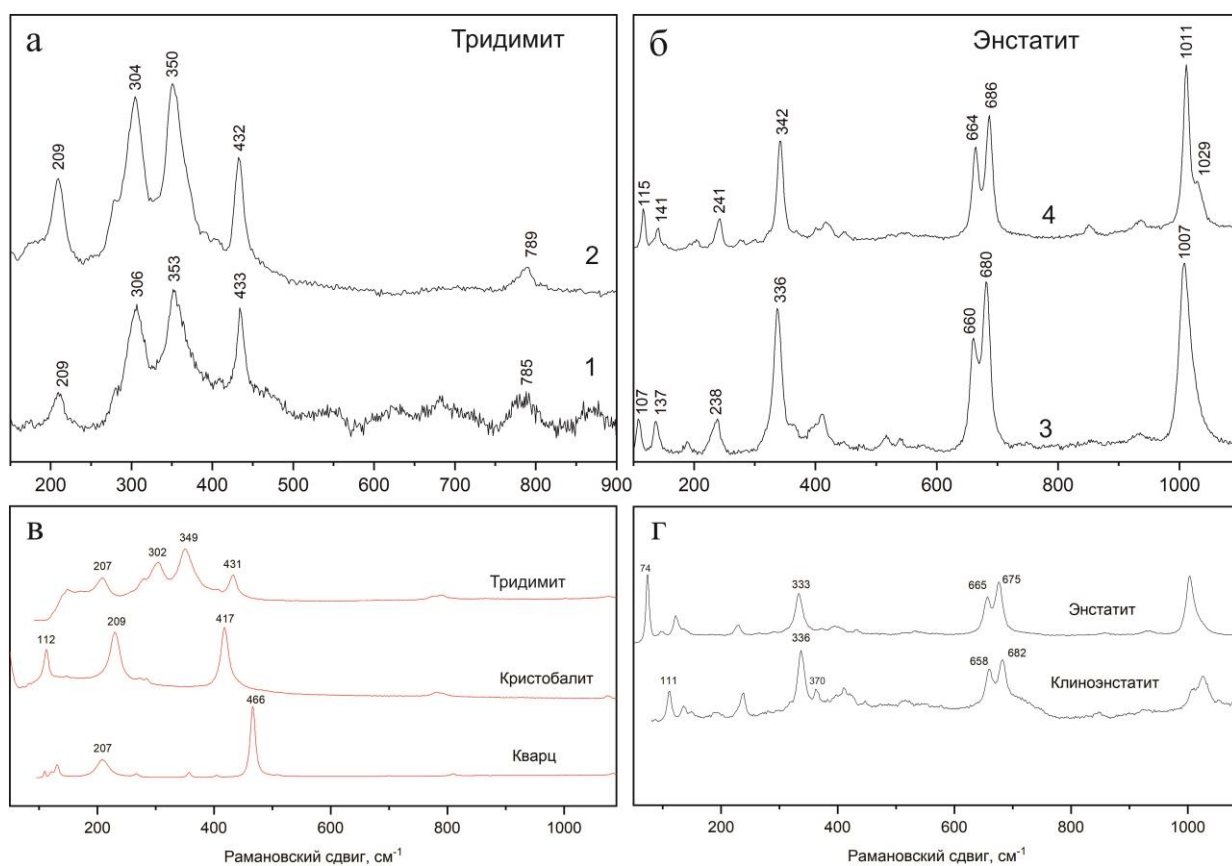


Рисунок 6.5. Рамановские спектры. а – тридимит (а – спектр 1 из SRC-11 рис.6.4), б – спектр 2 из SRC-14 (рис.6.6)), б – энстатит (а – спектр 3 из SRC-11 (рис.6.4), б – спектр 4 из SRC-14 (рис.6.6)), в – эталонные спектры полиморфных модификаций SiO_2 : кварц, тридимит, кристобалит (Kimura et al., 2005), г – эталонные спектры энстатита и клиноэнстатита (Lin, 2004). Числа – положения колебательных мод.

Эталонные спектры энстатита и клиноэнстатита (Lin, 2004) представлены на рисунке 6.5г. Как можно видеть из (Lin, 2004) самым характерным признаком

отличия энстатита от клиноэнстатита является спектральный диапазон в области решеточных колебаний, а именно для клиноэнстатита характеристической является мода около $\sim 370 \text{ см}^{-1}$, что не характерно для энстатита (рисунок 6.5, г). Также стоит отметить, что некоторые отличия положений колебательных мод эталона и исследуемого образца могут быть связаны с некоторым разупорядочением или структурными напряжениями (Щапова и др. 2020).

Высокомагнезиальная порфировая хондра – SRC-12, состоящая из низкожелезистого энстатита, содержит небольшое количество мезостазиса, представленного стеклом и высококальциевым пироксеном. Содержит включение фазы SiO_2 (рисунок 6.6, а,б).

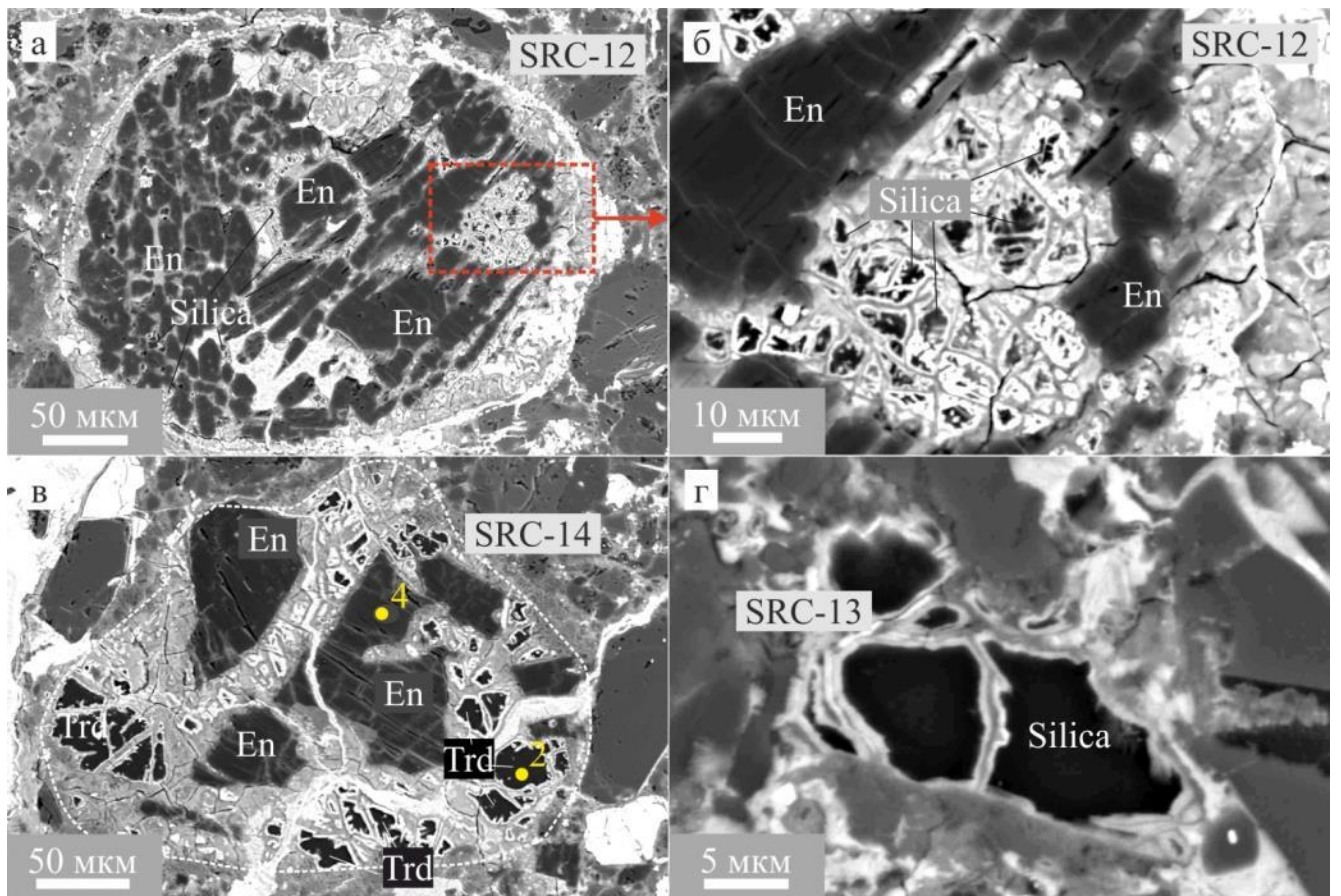


Рисунок 6.6. Богатые кремнезёмом компоненты в матрице метеорита Северный Колчим. а, б – высокомагнезиальная хондра SRC-12, в, г – включения тридимита в ассоциации с низкожелезистым энстатитом и гидроксидами железа (SRC-14). Изображения в обратно-отраженных электронах (BSE), ● – точки регистрации рамановских спектров.

Также в матрице метеорита были обнаружены отдельные включения кремнезёма, некоторые из которых находятся в сростании с низкожелезистым пироксеном (SRC-14) (рисунок 6.6, в-г). По составу пироксен соответствует энстатиту: SiO_2 $58.6 \pm 0.2\%$, MgO $36.9 \pm 0.4\%$, FeO $3.4 \pm 0.2\%$, CaO $0.3 \pm 0.1\%$, Al_2O_3 до 0.6% , Cr_2O_3 $0.6 \pm 0.1\%$ ($N=3$). По данным ЭДС тридимит по составу чистый ($\sim 99\%$ SiO_2). Во включениях SRC-12 и SRC-14 наблюдается коррозия и замещение гипергенными минералами по внешним границам зерен тридимита и энстатита.

Выводы: Классификация метеорита Северный Колчим может быть уточнена как H3.4. Степень ударных преобразований S1. Степень земного выветривания W3. В метеорите Северный Колчим изучен класт размером 6×6 мм, сложенный хондритом H3.9. Он имеет более высокую степень ударных преобразований S2. Тот факт, что класт в большей степени затронут высокотемпературным метаморфизмом, чем вмещающий его хондрит, свидетельствует о том, что он сформировался на том же или родственном родительском теле H-хондритов, но на большей глубине, откуда был выбит в результате ударного события.

Учитывая присутствие в Северном Колчине класта, не отличающегося от него по составу, но отличающегося по степени метаморфизма (петрологическому типу), данный метеорит может быть также дополнительно классифицирован как геномиктовая брекчия (Genomict breccia) по классификации (Bischoff et al., 2006).

В метеорите Северный Колчим были установлены богатые форстеритом включения. Находки данных включений в обыкновенных хондритах крайне редки. Показано их сходство с богатыми форстеритом включениями, ранее описанными в углистых хондритах. Характерной особенностью богатых форстеритом включений является то, что они представлены по большей части остроугольными обломками, что вероятно обусловлено их относительно частыми соударениями.

В метеорите были встречены богатые SiO_2 компоненты: порфиновые пироксеновые хондры с тридимитом и отдельные включения тридимита, некоторые из которых находятся в сростании с низкожелезистым энстатитом.

В Северном Колчиче найдены две обогащенные Al хондры. Судя по валовому составу одна хондра, является переплавленным CAI типа B, а другая сформировалась при плавлении вещества, обогащенного натрием.

В метеорите установлен гипергенный вивианит.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе были изучены найденные ксенолиты и включения в трех углистых и трех обыкновенных хондритах.

Были получены первые данные по изучению богатых форстеритом включений методом дифракции отраженных электронов (ДОЭ). В результате картирования установлено, что включения состоят из одного или нескольких зерен форстерита. Выявлено внутреннее блочное строение зерен форстерита с разориентировкой блоков до 10° . Впервые показано, что клиноэнстатитовая кайма в богатых форстеритом включениях имеет реакционную природу и сформировалась в результате взаимодействия с окружающей средой (вероятно небулярным веществом). Подобное взаимодействие носило широко распространенный, но не всеобъемлющий характер, и может быть связано с процессами формирования преобладающей массы железомagneзиальных хондр.

В матрице метеоритов Allende и Северный Колчим были изучены порфиновые оливиновые хондры, состоящие из форстерита и высококальциевого стекла в мезостазисе, которые являются родительскими для богатых форстеритом включений. Данные находки подтверждают гипотезы об образовании богатых форстеритом включений из «протохондр», обедненных FeO и обогащенных «труднолетучими» литофильными элементами.

В шлифах изучены богатые форстеритом включения округлой формы с точками тройного сочленения между зернами оливина методом дифракции отраженных электронов (ДОЭ). Предложены два возможных объяснения данных наблюдений. Во-первых, такие включения могли сформироваться за счет нагрева «протохондр» и практически полной потери ими более летучего вещества мезостазиса. Во-вторых, возможно, что мы наблюдаем в шлифе срезы краевой части «протохондр», в которые не попал мезостазис, находящейся преимущественно в центральной части «протохондр».

В обыкновенных хондритах Shinejinst и Северный Колчим были изучены богатые кремнезёмом компоненты (SRC), представляющие собой хондры и осколки хондр. Установлено, что фаза SiO_2 в найденных SRC, представлена

тридимитом и кристобалитом. Низкокальциевый пироксен в SRC представлен энстатитом и клиноэнстатитом.

Впервые выполнено изучение богатых кремнезёмом компонентов (SRC) методом дифракции отраженных электронов (ДОЭ). Показано, что округлое включение кристобалита в энстатите сложено несколькими близко ориентированными минеральными индивидами. Индивиды кристобалита в цепочке имеют одинаковую ориентировку, и вероятно являются фрагментами одного скелетного кристалла. Явление скелетного роста кристаллов кристобалита может свидетельствовать о его формировании в условиях пересыщения среды кристаллизации кремнезёмом. При этом округлая форма включений может быть связана с растворением кристаллов кристобалита в расплаве хондры. Полученные данные могут свидетельствовать в пользу формирования минеральной фазы SiO_2 (тридимита, кристобалита) за пределами хондр в которых он встречается, и накладывают ограничения на возможную среду кристаллизации тридимита и кристобалита.

В метеорите Челябинск LL5 изучен необычный ксенолит, который сложен колосниковыми оливиновыми хондрами (ВО) и их фрагментами, соединенными мезостазиом. Показано, что ксенолит сформировался в результате аккреции твердых колосниковых оливиновых хондр, частично раскристаллизовавшихся хондр и капель расплава, представляющих незастывшие хондры. Такая аккреция могла произойти при сближенном во времени формировании однотипных ВО хондр в локальной области протосолнечной небулы. Подобное скопление колосниковых оливиновых хондр было обнаружено и изучено впервые. В хондритах колосниковые оливиновые хондры распределены достаточно равномерно.

Уточнена классификация метеорита Северный Колчим как H3.4. Степень ударных преобразований S1. Степень земного выветривания W3. Также данный метеорит дополнительно классифицирован как геномиктовая брекчия (Genomic breccia) по классификации (Bischoff et al., 2006), поскольку в метеорите присутствует класт (обломок) хондрита H3.9. Класт имеет несколько более

высокую степень ударных преобразований S2. Вероятнее всего класт сформировался на том же или родственном родительском теле Н-хондритов, но на большей глубине, откуда был выбит в результате ударного события. В Северном Колчуме найдены и изучены богатые форстеритом включения, родительские хондры богатых форстеритом включений, обогащенные Al хондры и богатые кремнеземом компоненты (SRC).

Всего в ходе работы были изучены фрагменты 29 метеоритов. Изучено 48 богатых форстеритом включений, 14 богатых кремнеземом компонентов. Были изучены и зарегистрированы 13 новых метеоритов, найденных Метеоритной экспедицией УрФУ в пустынях Атакама (Чили), Южное Гоби (Монголия), Дешт-Лут (Иран).

Полученные данные расширяют наши представления о процессах, происходивших с минеральным веществом на доаккреционной стадии развития протопланетного диска.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анфилогов В.Н., Белолюб Е.В., Блинов И.А., Еремяшев В.Е., Кабанова Л.Я., Лебедева С.М., Лонцакова Г.Ф., Хворов П.В. Петрография, минералогия и строение метеорита Челябинск // Литосфера. – 2013. – № 3. – С. 118-129.
2. Берзин С.В., Ерохин Ю.В., Иванов К.С., Хиллер В.В. Особенности минерального и геохимического состава метеорита Челябинск // Литосфера. – 2013. - № 3. – С. 89-105.
3. Берзин С.В., Степанов С.Ю. Уникальный ксенолит в метеорите Челябинск LL5 // Материалы VIII Всероссийской молодежной научной конференции «Минералы: строение, свойства, методы исследования». Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН. – 2016. – С. 19-21.
4. Берзин С.В. О находке тугоплавких богатых форстеритом включений в метеорите Северный Колчим (НЗ) // Материалы IX Всероссийской молодежной научной конференции «Минералы: строение, свойства, методы исследования». Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН. – 2018а. – С. 24-25.
5. Берзин С.В., Дугушкина К.А. Микроксенолит в метеорите Gao-Guenie (Н5) // Материалы IX Всероссийской молодежной научной конференции «Минералы: строение, свойства, методы исследования». Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН. – 2018б. – С. 26-27.
6. Берзин С.В., Иванов К.С., Бурлаков Е.В. Находка тугоплавких включений в метеорите Северный Колчим (НЗ) // Доклады Академии наук. – 2019а. – Т. 487, № 6. – С. 650-652.
7. Берзин С.В., Степанов С.Ю. Механизм формирования уникального ксенолита в метеорите Челябинск LL5 // Материалы X Всероссийской молодежной научной конференции «Минералы: строение, свойства, методы исследования». Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН. – 2019б. – С. 30-32.
8. Берзин С.В., Коротеев В.А., Дугушкина К.А., Шиловских В.В., Замятин Д.А., Степанов С.Ю. Природа клиноэнстатитовой каймы в тугоплавких богатых форстеритом включениях из углистых хондритов: первые результаты

исследования методом дифракции отраженных электронов (EBSD) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. – 2020. – Т. 495, № 1. – С. 15-18.

9. Берзин С.В., Дугушкина К.А., Червяковская М.В., Червяковский В.С., Панкрушина Е.А. Бурлаков Е.В. Уточнение классификации и характеристика включения в метеорите Северный Колчим (НЗ.4) // Литосфера – 2021. – Т. 21, № 3. – С. 409-430.

10. Богомолов Е.С., Скублов С.Г., Марин Ю.Б., Степанов С.Ю., Антонов А.В., Галанкина О.Л. Sm–Nd возраст и геохимия минералов метеорита Челябинск // Доклады Академии наук. – 2013. – Т. 452, № 5. – С. 548-553.

11. Галимов Э.М., Колотов В.П., Назаров М.А., Костицын Ю.А., Кубракова И.В., Кононкова Н.Н., Рощина И.А., Алексеев В.А., Кашкаров Л.Л., Бадюков Д.Д., Севастьянов В.С. Результаты вещественного анализа метеорита Челябинск // Геохимия. – 2013. – № 7. – С. 580-598.

12. Дарьин Ф. А., Ракшун Я. В., Сороколетов Д. С., Дарьин А. В., Ращенко С. В., Шарыгин В. В., Сенин Р. А., Гогин А. А. Распределение германия и других элементов в образцах метеорита Челябинск по данным сканирующего рентгенофлуоресцентного микроанализа на источнике синхротронного излучения // Известия РАН. Серия физическая. – 2019. – Т. 83, № 11. – С. 1568-1571

13. Дугушкина К.А., Берзин С.В. Новый углистый хондрит SM2 из Северо-Западной Африки (Northwest Africa 11781) // Литосфера. – 2019. – Т.19, № 4. – С. 580-587.

14. Ерохин Ю.В., Берзин С.В., Хиллер В.В., Иванов К.С. Пентландит из обыкновенных хондритов Урала // Литосфера. – 2016. – № 3. – С. 139-146.

15. Ерохин Ю.В., Коротеев В.А., Хиллер В.В., Иванов К.С., Клейменов Д.А. Метеорит "Северный Колчим": новые данные по минералогии // Доклады Академии наук. – 2018. – Т. 482, № 2. – С. 186-189.

16. Ерохин Ю.В., Коротеев В.А., Хиллер В.В., Иванов К.С., Захаров А.В. Вещественный состав метеорита Северный Колчим. Вестник Пермского университета // Геология. – 2019. – Т. 18, № 3. – С. 194-204.

17. Иванов А.В. Метеорит Kaidun: структура, состав, происхождение:

автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук: 25.00.09 // Андрей Валерьевич Иванов – Москва, 2003. – 48 с.

18. Иванов А.В., Ярошевский А. А., Иванова М. А. Минералы метеоритов – новый каталог // Геохимия. – 2019. – Т. 64, № 8. – С. 869-932.

19. Иванов О.К. Хондрит Северный Колчим // Метеоритика. – 1969. – № 29. – С. 48-56.

20. Иванова М.А., Петаев М.И. Характеристика и происхождение компонентов углистого СН-хондрита NWA 470 // Петрология. – 2015. – Т. 23, № 2. – С. 167-185.

21. Иванова М.А. Са, Al-включения в углистых хондритах – самые древние образования солнечной системы // Геохимия. – 2016. – № 5. – С. 409-426

22. Коротеев В.А., Берзин С.В., Ерохин Ю.В., Иванов К.С., Хиллер В.В. Состав и строение метеорита Челябинск // Доклады Академии Наук. – 2013. – Т. 451. № 4. – С. 446-450.

23. Ларионов М.Ю., Петрова Е.В., Пастухович А.Ю., Яковлев Г.А., Колунин Р.Н., Муравьев Л.А., Насан Очир, Дэмбэрэл Содномсамбуу, Гроховский В.И. Поиск метеоритов в пустыне Гоби (Монголия) Метеоритной Экспедицией УРФУ // Материалы X Всероссийской молодежной научной конференции «Минералы: строение, свойства, методы исследования». Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН. – 2019. – С. 143-146.

24. Логинов В.Н. Сравнительное исследование вещественного состава метеоритов разных петрологических типов: автореф. дис. д-ра геол.-минерал. наук 04.00.08 // Валерий Николаевич Логинов – Екатеринбург. – 1991. – 66 с.

25. Логинов В.Н. Метеориты Урала // Екатеринбург: Урал. гос. ун-т. – 2004. – 80 с.

26. Назаров М.А., Барсукова Л.Д., Харитонова В.Я., Ульянов А.А., Шевалеевский И.Д. Минералогия, петрография и химический состав метеорита Северный Колчим // Метеоритика. – 1983. – № 42. – С. 40-48.

27. Степанов С. Ю., Берзин С. В. Микроэлементный состав троилита, железа и никелистого железа метеорита Челябинск // Литосфера. – 2015. – № 1. –

С. 98–108.

28. Суханова К.Г., Кузнецов А.Б., Скублов С.Г., Галанкина О.Л. Оценка температур термального метаморфизма равновесных обыкновенных хондритов // Геодинамика и тектонофизика. – 2022. – Т. 13, № 2.

29. Ханчук А.И., Гроховский В.И., Игнатъев А.В., Веливецкая Т.А., Кияшко С.И. Первые данные изотопного состава кислорода, углерода и серы метеорита Челябинск // Доклады Академии Наук. – 2013. – Т. 452, № 3. – С. 317-320.

30. Шарыгин В.В., Карманов Н.С., Подгорных Н.М., Томиленко А.А. Минералогия и петрография «проплавленного» фрагмента метеорита Челябинск // Материалы Всероссийской научной конференции «Метеорит Челябинск – год на Земле» Челябинск: ЧГКМ. – 2014а. – С. 637-653.

31. Шарыгин В.В., Тими́на Т.Ю., Карманов Н.С., Томиленко А.А., Подгорных Н.М. Минеральные ассоциации в коре оплавления фрагментов метеорита Челябинск // Материалы Всероссийской научной конференции «Метеорит Челябинск – год на Земле» Челябинск: ЧГКМ. – 2014б. – С. 654-666.

32. Щапова Ю.В., Вотяков С.Л., Замятин Д.А., Червяковская М.В., Панкрушина Е.А. Минералы-концентраторы d- и f- элементов: локальные спектроскопические и ЛА-ИСП-МС исследования состава, структуры и свойств, геохронологические приложения: монография; под ред. Вотякова С.Л.; Ин-т геологии и геохимии им. акад. А. Н. Заварицкого УрО РАН. – Новосибирск: Изд-во СО РАН. – 2020. – 424 с. – (Аналитика – наукам о Земле).

33. Юдин И.А. К минералогии метеорита Северный Колчим // Труды Института геологии и геохимии УФАН СССР. – 1970. – № 86. – С. 157-161.

34. Abreu N. M. A unique omphacite, amphibole, and graphite-bearing clast in Queen Alexandra Range (QUE) 99177: A metamorphosed xenolith in a pristine CR3 chondrite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2013. – Vol. 105 – P. 56-72.

35. Akaki T., Nakamura K., Noguchi R., Tsuchiyama A. Multiple formation of chondrules in the early solar system: Chronology of a compound Al-rich chondrule // *Astrophysical Journal*. – 2007. – Vol. 656. – P. 29-32.

36. Akashi A., Nishihara Y., Takahashi E., Nakajima Y., Tange Y., Funakoshi, K.i. Orthoenstatite/clinoenstatite phase transformation in MgSiO_3 at high-pressure and high-temperature determined by in situ X-ray diffraction: Implications for nature of the X discontinuity // *Journal of Geophysical Research*. – 2009. – Vol. 114. – B04206.
37. Asphaug E., Jutzi M., Movshovitz N. Chondrule formation during planetesimal accretion // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2011. – Vol. 308. – P. 369-379.
38. Baliyan S., Ray D. Colour Cathodoluminescence study of forsteritic Olivine in Mukundpura (CM2) meteorite // *Lunar and Planetary Science Conference 50*. – 2019. – Issue 2132. – #1603 (abstr.).
39. Baliyan S., Ray D. Colour Cathodoluminescence and minor element zonation of forsterite in Mukundpura chondrite // *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*. – 2020. – Vol. 115. – P. 348-356.
40. Barosch J., Hezel D., Marrocchi Y., Gurenko A., Lenting C. An unusual compound object in Yamato 793408 (H3.2-an): The missing link between compound chondrules and macrochondrules? // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2020. – Vol. 55, Issue 7. – P. 1458-1470.
41. Bekaert D.V., Auro M., Shollenberger Q.R., Liu M., Marschall H., Burton K.W., Jacobsen B., Brennecka G.A., McPherson G.J., Von Mutius R., Sarafian A., Nielsen S.G. Fossil records of early solar irradiation and cosmolocation of the CAI factory: A reappraisal // *Science Advances*. – 2021. – Vol. 7, Issue 40.
42. Bennett M.E. and McSween H.Y. Shock features in iron-nickel metal and troilite of L-group ordinary chondrites // *Meteoritics & Planetary Science*. – 1996. – Vol. 31. – P. 255-264.
43. Benstock E. J., Buseck P. R., Steele I. M. Cathodoluminescence of meteoritic and synthetic forsterite at 296 and 77 K using TEM // *American Mineralogist*. – 1997. – Vol. 82. – P. 310-315.
44. Berzin S.V. Refractory forsterite-rich objects in the meteorite Severny Kolchim (H3) // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2018. – Vol. 53, Issue S1. – #6019.
45. Binns R.A. Farmington meteorite: cristobalite xenoliths and blackening //

Science. – 1967a. – Vol. 156. – P. 1222-1226.

46. Binns R.A. Structure and evolution of noncarbonaceous chondritic meteorites // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1967b. – Vol. 2. – P. 23-28.

47. Binns R.A. Farmington meteorite: cristobalite xenoliths and blackening // *Science*. – 1967. – Vol. 156. – P. 1222-1226.

48. Bischoff A. and Keil K. Al-rich objects in ordinary chondrites—Related origin of carbonaceous and ordinary chondrites and their constituents // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1984. – Vol. 48. – P. 693-709.

49. Bischoff A. and Stöffler D. Shock metamorphism as a fundamental process in the evolution of planetary bodies: Information from meteorites // *Europ. J. Mineral.* – 1992. – Vol. 4. – P. 707-755.

50. Bischoff A. Mineralogical characterization of primitive, type-3 lithologies in Rumuruti chondrites // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2000. – Vol. 35. – P. 699-706.

51. Bischoff A., Scott E.R.D., Metzler K., Goodrich C.A. Nature and origins of meteoritic breccias. *Meteorites and the Early Solar System II* // University of Arizona Press. – 2006. – P. 679-712.

52. Bischoff A., Horstmann M., Vollmer C., Heitmann U., Decker S. Chelyabinsk – not only another ordinary LL5 chondrite, but a spectacular chondrite breccia // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2013. – Vol. 48, Issue A61. – #5171.

53. Bischoff A., Schleiting M., Wieler R., Patzek M. Brecciation among 2280 ordinary chondrites – Constraints on the evolution of their parent bodies // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2018. – Vol. 238. – P. 516-541.

54. Borisov A., Pack A., Kropf A., Palme H. Partitioning of Na between olivine and melt: An experimental study with application to the formation of meteoritic Na₂O-rich chondrule glass and refractory forsterite grains // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2008. – Vol. 72. – P. 5558-5573.

55. Boss A. P. and Graham J. A. Clumpy disk accretion and chondrule formation // *Icarus*. – 1993. – Vol. 106. – P. 168-178.

56. Boss A. P. and Durisen R. H. Chondrule-forming shock fronts in the Solar

nebula: A possible unified scenario for planet and chondrite formation // *The Astrophysical Journal Letters*. – 2005. – Vol. 621. – P. 137-140.

57. Brandstatter F. and Kurat G. On the occurrence of silica in ordinary chondrites // *Meteoritics*. – 1985. – Vol. 20, #615. (abstr.)

58. Brearley A.J. and Jones R.H. Chondritic meteorites // In *Planetary Materials*, Ed. J.J. Papike. – 1998. – 398 P.

59. Breitenfeld L B., Darby D M., Carey C.J., Tague Thomas J., Wang Jr. Peng, Mullen Terry, Parente M. Predicting olivine composition using Raman spectroscopy through band shift and multivariate analyses // *American Mineralogist*. – 2018. – Vol. 103, Issue 11. – P.1827-1836.

60. Briani G., Gounelle M., Bourot-Denise M., Zolensky M. Xenoliths and microxenoliths in H chondrites: Sampling the zodiacal cloud in the asteroid Main Belt // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2012. – Vol. 47, Issue 5. – P.880-902.

61. Bridges J.C., Franchi I.A., Hutchinson R., Morse A.D., Long J.V.P., Pillinger C.T. Cristobalite-and tridymite-bearing clasts in Parnallee (LL3) and Farmington (L5) // *Meteoritics*. – 1995. – Vol. 30. – P.715-727.

62. Brigham C.A., Murrell M.T., Yabuki H., Ouyang Z., El Goresy A. Silica-bearing chondrules and clasts in ordinary chondrites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1986. – Vol. 50. – P.1655-1666.

63. Bullock E.S., MacPherson G.J., Nagashima K., Krot A.N., Petaev M.I., Jacobsen S.B., and Ulyanov A.A. Forsterite-bearing Type B refractory inclusions from CV3 chondrites: from aggregates to volatilized melt droplets. // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2012. – Vol. 47, Issue 12. – P. 2128-2148.

64. Bunch T. E. and Rajan R. S. Meteorite regolith breccias. // In *Meteorites and the Early Solar System* (eds. J.F. Kerridge and M. S. Matthews). – 1988. – P.144-164.

65. Chaumard N., Devouard B., Bouvier A., Wadhwa M. Metamorphosed calcium-aluminum-rich inclusions in CK carbonaceous chondrites // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2014. – Vol. 49, Issue 3. – P.419-452.

66. Chizmadia L. J., Rubin A. E., Wasson J. T. Mineralogy and petrology of

amoeboid olivine inclusions in CO3 chondrites: relationship to parent-body aqueous alteration // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2002. – Vol. 37. – P.1781-1796.

67. Chopelas A. Single crystal Raman spectra of forsterite, fayalite, and monticellite // *American Mineralogist*. – 1991. – Vol. 76, Issue 7. – P.1101-1109.

68. Christophe Michel-Levy M. Un chondre exceptionnel dans la météorite de Vigarano // In: *Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie*. – 1968. – Vol. 91, Issue 2. – P.212-214.

69. Christophe Michel-Levy M., Curien H. Etude à la microsonde électronique d'un chondre d'ol et d'un fragment riche en critobalite de la météorite de Nadiabondi // *Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie*. – 1965. – Vol. 88. – P.122-125.

70. Clayton R.N., Grossman L., Mayeda T.K. A component of primitive nuclear composition in carbonaceous chondrites // *Science*. – 1973. – Vol. 182. – P.485-488.

71. Connelly J.N., Bizzarro M., Krot A.N., Nordlunds A., Wielandt D., Ivanova M.A. The absolute chronology and thermal processing of solids in the solar protoplanetary disk // *Science*. – 2012. – Vol. 338, Issue 6107. – P.651-655.

72. Crozaz G. and Lundberg L. The origin of oldhamite in unequilibrated enstatite chondrites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1995. – Vol. 59. – P.3817-3831.

73. Dodd R.T., Van Schmus W.R., Marvin U.B. Merrihueite, a new alkali-ferromagnesian silicate from the Mezo-Madaras chondrite // *Science*. – 1965. – Vol. 149. – P.972-974.

74. Dodd R.T., Van Schmus W.R., Marvin U.B. Significance of iron rich silicates in the Mezo-Madaras chondrite // *Am. Mineral*. – 1966. – Vol. 51. – P. 1177-1191.

75. Dodd R.T., Van Schmus W.R., Koffman D.M. A survey of the unequilibrated ordinary chondrites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1967. – Vol. 31, Issue 6. – P.921-934.

76. Dodd R. T. and Jarosewich E. Olivine microporphyry in the St. Mesmin

chondrite // *Meteoritics*. – 1976. – Vol. 11. – P.1-20.

77. Dugushkina K.A., Berzin S.V. Microxenolite in Gao-Guenie meteorite (H5) // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2018. – Vol. 53, Issue S1. – #6020 (abstr.).

78. Dyl K.A., Benedix G.K., Bland P.A., Friedrich J.M., Spurný P., Towner M.C., O'Keefe M.C., Howard K., Greenwood R., Macke R.J., Britt D.T. Characterization of Mason Gully (H5): The second recovered fall from the Desert Fireball Network // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2016. – Vol. 51, Issue 3. – P. 596-613.

79. Ehlmann A.J., Scott E.R.D., Keil K., Mayeda T.K., Clayton R.N., Weber H.W., Schultz L. Origin of fragmental and regolith meteorite breccias-Evidence from the Kendleton L chondrite breccias // *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*. – 1988. – P. 545-554.

80. Ehlmann A.J., McCoy T., Keil K. The Tatum, New Mexico, chondrite and its silica inclusion // *Chern. Erde*. – 1994. – Vol. 54. – P. 169-178.

81. El Goresy A., Yabuki H., Ehlers K., Woolum D., Pernicka E. Qingzhen and Yamat0-691: a tentative Alphabet for the EH Chondrites // *Proc. NIPR Symp. Antarct. Meteorites*. – 1988. – Vol. 1. – P. 65-101.

82. El Goresy A., Lin Y., Miyahara M., Gillet Ph., Ohtani E., Trieloff M., Simionovici A., Lemelle L., Feng L., Zhang J. Metal nodules in EL3 and EH3 primitive chondrites: conglomerates of micro pebble metals with a menagerie of sulfide assemblages; graphite feathers and various sinoite morphologies, metal clasts. No evidence for melting // *Annual Meeting of the Meteoritical Society 79*. – 2016. – #6144 (abstr.).

83. El Goresy A., Lin Y., Miyahara M., Gannoun A., Boyet, M., Ohtani, E., Gillet, P., Trieloff, M., Simionovici, A., Feng, L., and Lemelle, L. Origin of EL3 chondrites: Evidence for variable C/O ratios during their course of formation—A state of the art scrutiny // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2017. – Vol. 52. – P. 781-806.

84. Endress M., Keil K., Bischoff A., Spettel B., Clayton R., Mayeda T. Origin of dark clasts in the Acfer 059/El Djouf 001 CR2 chondrite // *Meteoritics*. – 1994. – Vol. 29. – P. 26-40.

85. Endo T., Gucsik A., Nishido H., Ninagawa K., Kayama M. Cathodoluminescence characterization of forsterite in Kaba meteorite (CV3) // Japan Geoscience Union Meeting. – 2011. – MIS028-P02.
86. Fodor R.V. and Keil K. Carbonaceous and noncarbonaceous lithic fragments in the Plainview, Texas, chondrite—Origin and history // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1976. – Vol. 40. – P. 177-189.
87. Frank D.R., Zolensky M.E., Le L. Origins and distribution of chondritic olivine inferred from Wild 2 and chondrite matrix // Lunar and Planetary Science Conference 45. – 2014. – #2643 (abstr.).
88. Fredriksson K. and Wrotzka F. Morro do Rocio, an unequilibrated H5 chondrite // *Meteoritics*. – 1985. – Vol. 20, Issue 3. – P. 467-478.
89. Fuchs H.L., Olsen E., Jensen K.J. Mineralogy, mineral-chemistry and composition of the Murchison (C2) meteorite // *Smithsonian Contribution to the Earth Science*. – 1973. – Vol. 10. – P. 1-39.
90. Fujimaki H., Matsu-Ura M., Aoki K., Sunagawa I. 1981. Ferro-pseudobrookite-silica mineral-albite-chondrule in the ALHA 77015 chondrite (L3) // *Proc. NIPR Symp. Anatact. Meteor.* – 1981. – Vol.6. – P. 119-123.
91. Funk C., Bischoff A., Schlüter J. Xenoliths in carbonaceous and ordinary chondrites // 74th Annual Meteoritical Society Meeting. – 2011. – #5318 (abstr.).
92. Gannoun A., Boyet M., El Goresy A., Devoard B. REE and actinide microdistribution in Sahara 97072 and ALHA77295 EH3 chondrites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2011. – Vol. 75. – P. 3269-3289.
93. Gooding J.L., Keil K. Relative abundances of chondrule primary textural types in ordinary chondrites and their bearing on conditions of chondrule formation // *Meteoritics*. – 1981. – Vol. 16. – P. 17-43.
94. Gordon S. H., Hammond S. J., Howard L. E., Bland P. A. Dark inclusions: Clasts of CM-type material within Allende // Lunar and Planetary Science Conference 40. – 2009. - #1713 (abstr.).
95. Goswami J. N., Lal D., Wilkening L. L. Gas-rich meteorites—Probes for particle environment and dynamical processes in the inner solar system // *Space Science*

Reviews. – 1984. – Vol. 37. P. 111-159.

96. Gounelle M., Engrand C., Alard O., Bland P.A., Zolensky M. E., Russell S.S., Duprat, J. Hydrogen isotopic composition of water from fossil micrometeorites in howardites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2005. – Vol. 69. – P. 3431-3443.

97. Gounelle M., Chaussidon M., Rollion-Bard C. Variable and extreme irradiation conditions in the early solar system inferred from the initial abundance of ^{10}Be in Isheyevo CAIs // *Astrophysical Journal Letters*. – 2013. – Vol. 763. – L33.

98. Greeley K., Ebel S. D. Trace element abundances in components of ordinary chondrites // *Lunar and Planetary Science* 48. – 2017. – #2845 (abstr.).

99. Greshake A., Krot A. N., Meibom A., Weisberg M. K., Zolensky M. E., Keil K. Heavily-hydrated lithic clasts in CH chondrites and the related, metal-rich chondrites Queen Alexandra Range 94411 and Hammadah al Hamra 237 // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2002. – Vol. 37. – P. 281-293.

100. Grossman L. Condensation in the primitive solar nebular // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1972. – Vol. 36. – P. 597-619.

101. Grossman L., Olsen E. Origin of the high-temperature fraction of C2 chondrites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1974. – Vol. 38. – P. 173-187.

102. Grossman L. Petrography and mineral chemistry of Ca-rich inclusions in the Allende meteorite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1975. – Vol. 89. – P. 433-454.

103. Grossman L. and Steele I. M. Amoeboid olivine aggregates in the Allende meteorite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1976. – Vol. 40. – P. 149-155.

104. Grossman L., Ganapathy R., Methot R.L., Davis A.M. Trace elements in the Allende meteorite amoeboid olivine aggregates // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1979. – Vol. 43. – P. 817-829.

105. Gucsik A., Endo T., Nishido H., Ninagawa K., Kayama M., Berczi S., Nagy SPeter Abraham P., Kimura Y., Miura H., Gyollai I., Simonia I., Rozsa P., Posta J., Apai D., Mihalyi K., Nagy M., Ott U. Cathodoluminescence microscopy and spectroscopy of forsterite from Kaba meteorite: An application to the study of hydrothermal alteration of parent body // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2013. –

Vol. 48, Issue 12. – P. 2577-2596.

106. Hamilton P.J., Evensen N.M., O’Nions R.K. Chronology and chemistry of Parnallee (LL-3) chondrules // *Proceedings Lunar and Planetary Science* 10. – 1979. – P. 494-496.

107. Han J., Brearley A.J. Microstructural constraints on complex thermal histories of refractory CAI-like objects in an amoeboid olivine aggregate from the ALHA77307 CO3.0 chondrite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2016. – Vol. 183. – P. 176-197.

108. Hertwig A.T., Kimura M., Defouilloy C., Kita N.T. Oxygen isotope systematics of chondrule olivine, pyroxene, and plagioclase in one of the most pristine CV3Red chondrites (Northwest Africa 8613) // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2019. – Vol. 54. – P. 2666-2685.

109. Hervig R.L. and Steele I.M. Oxygen isotopic analysis of Allende olivine by ion microprobe and implications for chondrule origin // *Lunar and Planetary Science Conference* 23. – 1992. – #525 (abstr.).

110. Hewins R. H. and Zanda B. Chondrules: Precursors and interactions with the nebular gas // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2012. – Vol. 47. – P. 1120-1138.

111. Hezel D. C., Palme H., Nasdala L., Brenker F. E. Origin of SiO₂-rich components in ordinary chondrites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2006. – Vol. 70. – P. 1548-1564.

112. Hezel D.C., Russell S.S., Ross A.J., Kearsley A.T. Modal abundances of CAIs: Implications for bulk chondrite element abundances and fractionations // *Meteoritics & Planetary Science*. - 2008. – Vol. 43, Issue 11. – P. 1879-1894.

113. Hood L. L. and Horanyi M. The nebular shock wave model for chondrule formation: One-dimensional calculations // *Icarus*. – 1993. – Vol. 106. – P. 179-189.

114. Hsu W. Geochemical and petrographic studies of oldhamite, diopside, and roedderite in enstatite meteorites // *Meteoritics & Planetary Science*. – 1998. – Vol. 33. – P. 291-301.

115. Hubbard A. Compound chondrules fused cold // *Icarus*. – 2015. – Vol. 254. – P. 56-61.

116. Huss G.R., MacPherson G.J., Wasserburg G.J., Russell S.S., Srinivasan G. Aluminum-26 in calcium-aluminum-rich inclusions and chondrules from unequilibrated ordinary chondrites // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2001. – Vol. 36, Issue 7. – P. 975-997.
117. Huss G.R., Rubin A.E., Grossman J.N. Thermal metamorphism in chondrites // *Meteorites and the Early Solar System II*. – 2006. – P. 567-586.
118. Hutchison R., Williams C.T., Din V.K., Clayton R.N., Kirschbaum C., Paul R.L., Lipschutz M.E. A planetary, H-group pebble in the Barwell, L6, unshocked chondritic meteorite // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1988. – Vol. 90. – P. 105-118.
119. Itoh S., Russell S.S., Yurimoto H. Oxygen and magnesium isotopic compositions of amoeboid olivine aggregates from the Semarkona LL3.0 chondrite // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2007. – Vol. 42, Issue 7-8. – P. 1241-1247.
120. Imai H. and Yurimoto H. Oxygen isotopic distribution in an amoeboid olivine aggregate from the Allende CV chondrite: Primary and secondary processes // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2003. – Vol. 67. – P. 765-772.
121. Ivanov A.V., Ulyanov A.A., Skripnic A.Y., Kononkova N.N. The Kaidun polymict carbonaceous breccia: The mixture of incompatible types of meteorites // *Lunar and Planetary Science Conference 15*. – 1984. – P. 393-394. (abstr.).
122. Ivanov A.V., MacPherson G.J., Zolensky M.E., Kononkova N.N., Migdisova L.F. The Kaidun meteorite: Composition and origin of inclusions in the metal of the enstatite chondrite clast // *Meteoritics & Planetary Science*. – 1996. – Vol. 31, Issue 5. – P. 621-626.
123. Ivanov A.V., Kononkova N.N., Yang S. V., Zolensky M. The Kaidun meteorite: Clasts of alkaline-rich fractionated materials // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2003. – Vol. 38, Issue 5. – P. 725-737.
124. Ivanova M. A, Kononkova N. N., Petaev M. I. Silica-bearing objects in the Dengli H3.8 and Gorlovka H3-4 chondrites // *Lunar and Planetary Science 24*. – 1993. – P. 695-696 (abstr.).
125. Ivanova M.A., Krot A.N., Nagashima K., MacPherson G.J. Compound

ultrarefractory CAI-bearing inclusions from CV3 carbonaceous chondrites // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2012. – Vol. 47. – P. 2107-2127.

126. Ivanova M.A., Krot A.N., Kononkova N.N., MacPherson G.J. Heterogeneity in bulk compositions of compound CAIs from NWA 3118 and Efremovka CV3 chondrites // *Lunar and Planetary Science Conference 44*. – 2013. – #1661 (abstr.).

127. Ivanova M.A., Lorenz C.A., Krot A.N., MacPherson G.J. A compound Ca-,Al-rich inclusion from CV3 chondrite North West Africa 3118: implication for understanding processes during CAI formation // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2015a. – Vol. 50. P. – 1512-1528.

128. Ivanova M.A. and Petaev M.I. Characteristics and origin of the components of the carbonaceous chondrite NWA 470 // *Petrology*. – 2015b. – Vol. 23. – P. 150-167.

129. Ivanova M.A. Ca–Al-Rich Inclusions in Carbonaceous Chondrites: The Oldest Solar System Objects // *Geochemistry International*. – 2016. – Vol. 54, Issue 5. – P. 387-402.

130. Izawa M., Barker I., Moser D., Flemming R., McCausland P. Colour sem-cathodoluminescence investigation of the Tagish Lake C2 chondrite // *Lunar and Planetary Science Conference 40*. – 2009. – #1757 (abstr.).

131. Jacquet E., Alard O., Gounelle M. Chondrule trace element geochemistry at the mineral scale // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2012. – Vol. 47, Issue 11. – P. 1695-1714.

132. Jacquet E. and Marrocchi Y. Chondrule heritage and thermal histories from trace element and oxygen isotope analyses of chondrules and amoeboid olivine aggregates // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2017. – Vol. 52. – P. 2672-2694.

133. Jacquet E., Piani L., Weisberg M.K. Chondrules in enstatite chondrites // *In Chondrules: Records of Protoplanetary Disk Processes*, vol. 22 (eds. S. S. Russell, Jr.H. C. Connolly and A. N. Krot). – 2018. – P. 175–195 (chapter 7).

134. Jacquet E., Piralla M., Kersaho P., Marrocchi Y. Origin of isolated olivine grains in carbonaceous chondrites // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2020. – Vol. 56, Issue 1. – P. 13-33

135. Jones R.H. Petrology and mineralogy of type II, FeO-rich chondrules in Semarkona (LL3.0): Origin by closed system fractional crystallization, with evidence for supercooling // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1990. – Vol. 54. – P. 1785-1802.
136. Jones R. H. On the relationship between isolated and chondrule olivine grains in carbonaceous chondrite ALHA77307 // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1992. – Vol. 56. – P. 467-482.
137. Jones R.H. Effect of metamorphism on isolated olivine grains in CO₃ chondrites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1993. – Vol. 57. – P. 2853-2867.
138. Jones R.H. Petrology of FeO-poor, porphyritic pyroxene chondrules in the Semarkona chondrite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1994. – Vol. 58, Issue 23. – P. 5325-5340.
139. Jones R.H. FeO-rich, porphyritic pyroxene chondrules in unequilibrated ordinary chondrites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. - 1996a. – Vol. 60. – P. 3115-3138.
140. Jones R.H. Relict grains in chondrules: Evidence for chondrules recycling // In: Hewins RH, Jones RH, and Scott ERD (eds.) *Chondrules and the Protoplanetary Disk*. - 1996b. – P. 163-172.
141. Jones R. H., Saxton J. M., Lyon I. C., Turner G. Oxygen isotopes in chondrule olivine and isolated olivine grains from the CO₃ chondrite Allan Hills A77307 // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2000. – Vol. 35. – P. 849-857.
142. Jones R.H. and Schilk A.J. Chemistry, petrology and bulk oxygen isotope compositions of chondrules from the Mokoia CV3 carbonaceous chondrite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2009. – Vol. 73. – P. 5854-5883.
143. Joung M.K.R., Mac Low M.M., Ebel D.S. Chondrule formation and protoplanetary disk heating by current sheets in nonideal magnetohydrodynamic turbulence // *The Astrophysical Journal*. – 2004. – Vol. 606. – P. 532-541.
144. Kaeter D., Ziemann M.A., Bottger U., Weber I., Hecht L., Voropaev S.A., Korochantsev A.V., Kocherov A.V. The Chelyabinsk meteorite: New insights from a comprehensive electron microscopy and Raman spectroscopy study with evidence for

graphite in olivine of ordinary chondrites // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2017. – P. 1-17.

145. Keil K. Mineralogical and chemical relationships among enstatite chondrites // *Journal of Geophysical Research*. – 1968. – Vol. 73. – P. 6945-6976.

146. Keil K. Composition and origin of chondritic breccias. // In *Workshop on Lunar Breccias and Soils and Their meteoritic Analogs* (eds. G. J. Taylor and L. L. Wilkening). – 1982. – P. 65-83.

147. Kerraouch I., Ebert S., Patzek M., Bischoff A., Zolensky M., Pack A., Schmitt-Kopplin P., Belhai D., Bendaoud A., L. Le. A light, chondritic xenolith in the Murchison (CM) chondrite – Formation by fluid-assisted percolation during metasomatism? // *Geochemistry*. – 2019. – Vol. 79, Issue 4. – 125518.

148. Kimura M., Hiyagon H., Palme H., Spettel B., Wolf D., Clayton R.N., Mayeda T.K., Sato T., Suzuki A., Kojima H. Yamato 792947, 793408 and 82038: The most primitive H chondrites, with abundant refractory inclusions // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2002 – Vol. 37, Issue 10. – P. 1417-1434.

149. Kimura M., Weisberg M.K., Lin, Y., Suzuki A., Ohtani E., Okazaki R. Thermal history of enstatite chondrites from silica polymorphs // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2005. – Vol. 40. – P. 855-868.

150. Kimura M., Yamaguchi A. Chondritic breccias: An optical microscopic classification // *Polar Science*. – 2022. – Vol. 32. – P. 100847.

151. Kita N.T., Kimura M., Ushikubo T., Valley J.W., Nyquist L.E. Oxygen isotope systematics of chondrules from the least equilibrated H chondrite // *Lunar and Planetary Science Conference 39*. – 2008. – #2059 (abstr.).

152. Klerner S., Jones R.H., Palme H., Shearer C.K. Trace elements and cathodoluminescence in refractory forsterite from Allende and Kaba // *Lunar and Planetary Science Conference 31*. – 2000. – #1689 (abstr.).

153. Komatsu M., Krot A.N., Petaev M.I., Ulyanov A.A., Keil K., Miyamoto M. Mineralogy and petrography of amoeboid olivine aggregates from the reduced CV3 chondrites Efremovka, Leoville, and Vigarano: products of nebular condensation, accretion, and annealing // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2001. – Vol. 36. – P. 629-

641.

154. Komatsu M., Fagan T.J., Mikouchi T., Petaev M.I., Zolensky M.E. LIME silicates in amoeboid olivine aggregates in carbonaceous chondrites: Indicator of nebular and asteroidal processes // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2015. – Vol. 50, Issue 7. – P. 1271-1294.

155. Kracher A., Keil K., Kallemeyn G. W., Wamn J. T., Clayton R. N., and Huss G. 1. The Leoville (CV3) accretionary breccias // *Proceedings Lunar and Planetary Science Conference 16 – 1985*. – P. D123-D135.

156. Kring D.A., Cohen B.A., Swindle T.D., Hill D.H. Regolith breccia (Ourique) with impact melt clasts and other debris from an H-chondrite parent body // *Lunar and Planetary Science 31*. – 2000. – #1688 (abstr.).

157. Krot A.N., Wasson J.T. Silica-merrihueite/roedderite-bearing chondrules and clasts in ordinary chondrites: new occurrences and possible origin // *Meteoritics*. – 1994. – Vol. 29. – P. 707–718.

158. Krot A. N., Rubin A. E., Keil K. and Wasson J. T. Microchondrules in ordinary chondrites: Implications for chondrule formation // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1997. – Vol. 61. – P. 463-473.

159. Krot A. N., Brearley A. J., Ulyanov A. A., Biryukov V. V., Swindle T. D., Keil K., Mittlefehldt D. W., Scott E. R. D., Clayton R. N., and Mayeda T. K. Mineralogy, petrography and bulk chemical, iodine-xenon, and oxygenisotopic compositions of dark inclusions in the reduced CV3 chondrite Efremovka // *Meteoritics & Planetary Science*. – 1999. – Vol. 34. – P. 67-89.

160. Krot A.N., McKeegan K.D., Russell S.S., Meibom A., Weisberg M.K., Zipfel J., Krot T.V., Fagan T.J., Keil K. Refractory Ca, Al-rich inclusions and Al-diopside-rich chondrules in the metal-rich chondrites Hammadah al Hamra 237 and QUE 94411 // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2001. – Vol. 36, Issue 9. – P. 1189-1217.

161. Krot A.N. and Keil K. Anorthite-rich chondrules in CR and CH carbonaceous chondrites: Genetic link between calcium-aluminum-rich inclusions and ferromagnesian chondrules // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2002a. – Vol. 37. – P.

91-111.

162. Krot A.N., Hutcheon I.D. and Keil K. Plagioclase-rich chondrules in the reduced CV chondrites: Evidence for complex formation history and genetic links between calcium-aluminum-rich inclusions and ferromagnesian chondrules // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2002b. – Vol. 37. – P. 155-182

163. Krot A. N., Fagan T. J., Keil K., McKeegan K. D., Sahijpal S., Hutcheon I. D., Petaev M. I. and Yurimoto H. Ca, Al-rich inclusions, amoeboid olivine aggregates, and Al-rich chondrules from the unique carbonaceous chondrite Acfer 094: I. Mineralogy and petrology // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. - 2004a. – Vol. 68. – P. 2167-2184.

164. Krot A. N., c Russell S. S., Itoh S., Fagan T., Yurimoto H., Chizmadia L., Weisberg M. K., Komatsu M., Ulyanov A. A. and Keil K. Amoeboid olivine aggregates in carbonaceous chondrites: records of nebular and asteroidal processes (Invited review) // *Chem. Erde*. - 2004b. – Vol. 64. – P. 185-239.

165. Krot A.N., Libourel G., Goodrich C., Petaev M.I. Silica-igneous rims around magnesian chondrules in CR carbonaceous chondrites: evidence for fractional condensation during chondrule formation // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2004c. – Vol. 39. – P. 1931-1955.

166. Krot A.N., Yurimoto H. Amoeboid olivine aggregates with low-Ca pyroxenes: A genetic link between refractory inclusions and chondrules? // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2004d. – Vol. 68, Issue 8. – P. 1923-1941.

167. Krot A.N., Fagan T.J., Yurimoto H. and Petaev M.I. Origin of low-Ca pyroxene in amoeboid olivine aggregates: evidence from oxygen isotopic compositions // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2005a. – Vol. 69. – P. 1873-1881.

168. Krot A. N., Yurimoto H., Hutcheon I. D., and MacPherson G. J. Relative chronology of CAI and chondrule formation: Evidence from chondrule-bearing igneous CAIs // *Nature*. – 2005b. – Vol. 434. – P. 998-1001.

169. Krot A.N., Amelin Yu., Cassen P., Meibom A. Young chondrules in CB chondrites from a giant impact in the early Solar System // *Nature*. – 2005c. – Vol. 436. – P. 989-992.

170. Krot A.N., McKeegan K.D., Huss G.R., Liffman K., Sahijpal S., Hutcheon I.D., Srinivasan G., Bischoff A., Keil K. Aluminum-magnesium and oxygen isotope study of relict Ca-Al-rich inclusions in chondrules // *The Astrophysical Journal*. – 2006a. – Vol. 639, Issue 2. – P. 1227-1237.
171. Krot A.N., Petaev M.I., Keil K. Mineralogy and petrology of Al-rich objects and amoeboid olivine aggregates in the CH carbonaceous chondrite North West Africa 739 // *Chemie der Erde*. – 2006b. – Vol. 66. – P. 57-76.
172. Krot A. N., Yurimoto H., Hutcheon I. D., Libourel G., Chaussidon M., Tissander L., Petaev M. I., MacPherson J. G., Paque-Heather J., and Wark D. Type C Ca, Al-rich inclusions from Allende: evidence for multistage formation // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2007. – Vol. 71, Issue 17. – P. 4342-4364.
173. Krot A.N., Nagashima K., and Bizzarro M. Recycling of CAIs in an ^{16}O -depleted reservoir: Evidence from CAIs in metal-rich carbonaceous chondrites // *Lunar and Planetary Science* 42. – 2011. – P. 1226.
174. Krot A.N., Makide K., Nagashima K., Huss G.R., Ogliore R.C., Ciesla F. J., Yang L., Hellebrand E., and Gaidos E. Heterogeneous distribution of ^{26}Al at the birth of the solar system: Evidence from refractory grains and inclusions // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2012. – Vol. 47. – P. 1948-1979.
175. Krot A.N., Keil K., Goodrich C., Weisberg M.K., and Scott E.R.D. Classification of meteorites // In *Meteorites, comets and planets*, edited by Davis A. M. *Treatise on Geochemistry*, vol. 1 (edited by Holland H. D. and Turekian K. K.). Oxford: Elsevier. – 2014a. – P. 1-63.
176. Krot A.N., Nagashima K., Wasserburg G.J., Huss G.R., Papanastassiou D., Davis A.M., Hutcheon I.D., Bizzarro M. Calcium-aluminum-rich inclusions with fractionation and unknown nuclear effects (FUN CAIs): I. Mineralogy, petrology, and oxygen-isotope compositions // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2014b. – Vol. 145. – P. 206-247.
177. Krot A.N., Nagashima K., Libourel G., Miller K.E. Multiple Mechanisms of Transient Heating Events in the Protoplanetary Disk. Evidence from Precursors of Chondrules and Igneous Ca, Al-Rich Inclusions // In *Chondrules. Records of*

Protoplanetary Disk Processes (Edited by Sara S. Russell, Harold C. Connolly Jr., Alexander N. Krot). Publisher: Cambridge University Press. – 2018. – P. 11-56.

178. Krot A.N. Refractory inclusions in carbonaceous chondrites: Records of early solar system processes // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2019. – P. 1-45.

179. Krot A.N., Nagashima K., MacPherson G.J., Ulyanov A.A. On the nature of oxygen-isotope heterogeneity of igneous calcium-aluminum-rich inclusions in CV carbonaceous chondrites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2022. – Vol. 332. – P. 327-354

180. Kruijer T. S., Burkhardt C., Budde G., and Kleine T. Age of Jupiter inferred from the distinct genetics and formation times of meteorites // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. – 2017. – Vol. 114. – P. 6712-6716.

181. Krzesinska A., Fritz J. Weakly shocked and deformed CM microxenoliths in the Pultusk H chondrite // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2014. – Vol. 49, Issue 4. – P. 595-610.

182. Kuebler K. E., Jolliff B. L., Wang A., and Haskin L. A. Extracting olivine (Fo–Fa) compositions from Raman spectral peak positions // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2006. – Vol. 70. – P. 6201-6222.

183. Kurat G., M. Mayr M., Ntaflos TH. and Graham A. L. Isolated olivines in the Yamato 82042 CM2 chondrite: The tracing of major condensation events in the solar nebula // *Meteoritics*. – 1989. – Vol. 24. – P. 35-42.

184. Kurat G., Chaussidon M., Nazarov M.A., and Brandstaetter F. Silica-bearing objects in Bali (CV3): trace element data // *Meteoritics & Planetary Science*. – 1999. – Vol. 34. – P. A70 (abstr.).

185. Lange D.E., Keil K., Gomes C. B. The Mafra meteorite and its lithic clasts: A genomict L-group chondrite breccia // *Meteoritics*. – 1979. – Vol. 14. – P. 472-473 (abstr.).

186. Larsen K., Trinquier A., Paton C., Schiller M., Wielandt D., Ivanova M.A., Connelly J. N., Nordlund A., Krot A.N., Bizzarro M. Evidence for magnesium isotope heterogeneity in the Solar protoplanetary disk // *The Astrophysical Journal Letters*. – 2011. – Vol. 735, Issue 2, L37. – P. 1-7.

187. Lauretta D.S., Buseck P.R. Opaque minerals in chondrules and fine-grained chondrule rims in the Bishunpur (LL3.1) chondrite // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2003. – Vol. 38. – P. 59-80.
188. Lehner S.W., Buseck P.R., and McDonough W.F. Origin of kamacite, schreibersite, and perryite in metalsulfide nodules of the enstatite chondrite Sahara 97072 (EH3) // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2010. – Vol. 45. – P. 289-303.
189. Lehner S.W., McDonough W.F., and Nemeth P. EH3 matrix mineralogy with major and trace element composition compared to chondrules // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2014. – Vol.49. – P. 2219-2240.
190. Lehner S.W., Nemeth P., Petaev M.I., Buseck P.R. Porous, S-bearing silica in metal-sulfide nodules and in the interchondrule clastic matrix in two EH3 chondrites // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2017. – P. 1-13.
191. Leitch C.A. and Grossman L. Lithic clasts in the Supuhee chondrite // *Meteoritics*. – 1977. – Vol. 12. – P. 125-139.
192. Leshin L.A., Alan E. Rubin A.E., McKeegan K.D. The oxygen isotopic composition of olivine and pyroxene from CI chondrites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1997. – Vol. 61, Issue 4. – P. 835-845.
193. Lewis J.A., Jones R.H. Phosphate mineralogy of petrologic type 4-6 L ordinary chondrites // *Lunar and Planetary Science Conference 44*. – 2013. – #2722 (abstr.).
194. Lewis J.A., Jones R.H. Phosphate and feldspar mineralogy of equilibrated L chondrites: The record of metasomatism during metamorphism in ordinary chondrite parent bodies // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2016. – P. 1-28.
195. Libourel G., Krot A.N., and Tissandier L. Role of gas-melt interaction during chondrule formation // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2006. – Vol. 251. – P. 232–240.
196. Lichtenberg T., Golabek G.J., Dullemond C.P., Schönbachler M., Gerya T. V., Meyer M.R. Impact splash chondrule formation during planetesimal recycling // *Icarus*. – 2018. – Vol. 302. – P. 27-43.
197. Lin C.C. Pressure-induced polymorphism in enstatite (MgSiO_3) at room

temperature: clinoenstatite and orthoenstatite // *Journal of Physics and Chemistry of Solids.* – 2004. – Vol. 65. – P. 913-921.

198. Lin Y. and El Goresy A. A comparative study of opaque phases in Qingzhen (EH3) and MacAlpine Hills 88136 (EL3): Representatives of EH and EL parent bodies // *Meteoritics & Planetary Science.* – 2002. – Vol. 37. – P. 577-599.

199. Lin Y. and Kimura M. Ca-Al-rich inclusions from the Ningqiang meteorite: Continuous assemblages of nebular condensates and genetic link to Type B inclusions // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 2003. – Vol. 2. – P. 2251-2267.

200. Lin Y., Kimura M., Miao B., Dai D., and Monoi A. Petrographic comparison of refractory inclusions from different chemical groups of chondrites // *Meteoritics & Planetary Science.* – 2006. – Vol. 4. – P. 67-81.

201. Lipschutz M.E., Wolf S.F., Gartenhaus S., Lindstrom M.M., Mittlefehldt D.W., Zolensky M.E., Wacker J.F., Benoit P.H., Sears D.W.G., Dodd R.T. Noblesville meteorite breccia: recovery and initial characterization // *Lunar and Planetary Science Conference 23.* – 1992. – P. 785-786.

202. Litasov K.D. and Badyukov D.D. Raman Spectroscopy of High-Pressure Phases in Shocked L6 Chondrite NWA 5011 // *Geochemistry International.* – 2019. – Vol. 57, Issue 8. – P. 912-922.

203. Lofgren G., Lanier A.B. Dynamic crystallization study of barred olivine chondrules // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 1990. – Vol. 54. – P. 3537-3551.

204. Lorenz C., Ivanova M., Krot A., Shuvalov V. Formation of disk- and bowl-shaped igneous Ca,Al-rich inclusions: Constraints from their morphology, textures, mineralogy and modelling // *Chemie der Erde. Geochemistry.* – 2019. – Vol. 79, Issue 4.

205. Ma C., Beckett J. R., Connolly, Jr., H. C. and Rossman G. R. Aluminous spinels in ferromagnesian chondrules from Allende // *Lunar and Planetary Science Conference 39.* – 2008. – #2030 (abstr.).

206. MacPherson G. J., Nagashima K., Krot A.N., Doyle P.M., Ivanova M.A. ^{53}Mn - ^{53}Cr chronology of Ca-Fe silicates in CV3 chondrites // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 2017. – Vol. 201. – P. 260-274.

207. MacPherson G.J. and Huss G.R. Petrogenesis of Al-rich chondrules: Evidence from bulk compositions and phase equilibria // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2005. – Vol. 69. – P. 3099-3127.
208. MacPherson G.J. Calcium-aluminum-rich inclusions in chondritic meteorites // In *Meteorites, Comets and Planets: Treatise on Geochemistry* (second edition), 1. (Edited by Davis A.M.). (Executive Editors: Holland H.D., Turekian K.K.). Published by Elsevier B. V., Amsterdam, The Netherlands. – 2014. – P. 139-179.
209. MacPherson G.J., Jarosewich E., and Lowenstein P. Magombedze—A new H-chondrite with light-dark structure // *Meteoritics*. – 1993. – Vol. 28. – P. 138-142.
210. MacPherson G.J., Kita N.T., Ushikubo T., Bullock E.S., Davis A.M. Well-resolved variations in formation ages for Ca-Al-rich inclusions in the early solar system // *Earth and Planetary Sciences Letters* 331-332. – 2012. – P. 43-54.
211. MacPherson G.J., Nagashima K., Krot A.N., Doyle P.M., Ivanova M.A.. ^{53}Mn - ^{53}Cr systematics of Ca-Fe silicates in CV3 chondrites // *Lunar and Planetary Science Conference* 46. – 2015. – #2760 (abstr.).
212. Marrocchi Y., Villeneuve J., Batanova V., Piani L. and Jacquet E. Oxygen isotopic diversity of chondrule precursors and the nebular origin of chondrules // *Earth and Planetary Sciences Letters*. – 2018. – Vol. 496. – P. 132–141.
213. Marrocchi Y., Villeneuve J., Jacquet E., Piralla M., Chaussidon M. Rapid condensation of the first Solar System solids // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. – 2019. – Vol. 116, Issue17. – P. 1-6.
214. Mason B. and Nelen J. The weatherford meteorite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1968. – Vol. 32. – P. 661-662.
215. Murty S.V.S., Rai V.K., Shukla A.D., Srinivasan G., Shukla P.N., Suthar K.M., Bhandari N., Bischoff A. Devgaon (H3) chondrite: Classification and complex cosmic ray exposure history // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2004. – Vol. 39, Issue 3. – P. 387–399.
216. Davis A.M., Grossman L. Condensation and fractionation of rare earths in the solar nebula // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1979. – Vol. 43. – P. 1611-1632.

217. Mason B., Martin P.M. Geochemical differences among components of the Allende meteorite // *Smithsonian Contrib. to the Earth Sci.* – 1977. – Vol. 19. – P. 84-95.
218. McKeegan K.D., Chaussidon M. and Robert F. Incorporation of short-lived ^{10}Be in a calcium–aluminum-rich inclusion from the Allende meteorite // *Science.* – 2000. – Vol. 289. – P. 1334-1337.
219. McSween H.Y.Jr. On the nature and origin of isolated olivine grains in carbonaceous chondrites // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 1977. – Vol. 41. – P. 411-418.
220. Meteoritical Bulletin, No. 36-48 // *Meteoritics.* – 1970. – Vol. 5. – P. 85-109.
221. Metzler K., Bischoff A., Greenwood R. C., Palme H., Gellissen M., Hopp J., Franchi I. A., and Trierloff M. The L3–6 chondritic regolith breccia Northwest Africa (NWA) 869: (I) Petrology, chemistry, oxygen isotopes, and Ar-Ar age determinations // *Meteoritics & Planetary Science.* – 2011. – Vol. 46. – P. 652-680.
222. Misawa K. and Nakamura N. Highly fractionated rare-earth elements in ferromagnesian chondrules from the Felix (CO3) meteorite // *Nature.* – 1988. – Vol. 334. – P. 47–50.
223. Misawa K. and Fujita T. A relict refractory inclusion in a ferromagnesian chondrule from the Allende meteorite // *Nature.* – 1994. – Vol. 368. – P. 723-726.
224. Moncorge R., Cormier G., Simkin D.J., and Capobianco J.A. Fluorescence analysis of chromium-doped forsterite (Mg_2SiO_4) // *Institute of Electrical and Electronics Engineers Journal of Quantum Electronics.* – 1991. – Vol. 27. – P. 114-120.
225. Morlok A., Bischoff A., Patzek M., Sohn M., and Hiesinger H. Chelyabinsk – a rock with many different (stony) faces: An infrared study // *Icarus.* – 2017. – Vol. 284. – P. 431-442.
226. Nagashima K., Krot A.N., Huss G.R. Oxygen-isotope compositions of chondrule phenocrysts and matrix grains in Kakangari K-grouplet chondrite: Implication to a chondrule-matrix genetic relationship // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 2015. – Vol. 151. – P. 49-67.

227. Nakashima D., Nakamura T., and Noguchi T. Formation history of CI-like phyllosilicate-rich clasts in the Tsukuba meteorite inferred from mineralogy and noble gas signatures // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2003. – Vol. 212. – P. 321-336.
228. Nakashima D., Kimura M., Yamada K., Noguchi T., Ushikubo T. and Kita N. Oxygen isotope study of the Asuka-881020 CH chondrite I: Non-porphyratic chondrules // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2020. – Vol. 290. – P. 180-200.
229. Nazarov M.A., Kurat G., and Brandstaetter F. Silica-bearing objects in Bali (CV3): a novel type of inclusions in carbonaceous chondrites // *Meteoritics & Planetary Science*. – 1998. – Vol. 33. – P. A115.
230. Newton J., Bischoff A., Arden J.W., Franchi I.A., Geiger T., Greshake A., Pillinger C.T. Acfer 094, a uniquely primitive carbonaceous chondrite from the Sahara // *Meteoritics*. – 1995. – Vol. 30. – P. 47-56.
231. Nishido H., Endo T., Ninagawa K., Kayama M., and Gucsik A. Thermal effects on cathodoluminescence in forsterite // *Geochronometria*. – 2013. – Vol. 40. – P. 239-243.
232. Noguchi T., Nakamura T., Nakashima D., Inada A., and Nagao K. CI-like chondrite clasts in ordinary chondrite regolith breccias and their implication to the investigation of the surface material of asteroids // *Geochimica et Cosmochimica Acta Supplement*. – 2003. – Vol. 67. – P. A341.
233. Olsen E. and Grossman L. On the origin of isolated olivine grains in Type 3 carbonaceous chondrites // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1978. – Vol. 41. – P. 111-127.
234. Olsen E.J., Mayeda T.K., Clayton R.N. Cristobalite-pyroxene in an L6 chondrite—implications for metamorphism // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1981. – Vol. 56. – P. 82-88.
235. Olsen E.J. SiO₂-bearing chondrules in the Murchison (C2) meteorite // In: King, E.A. (Ed.). *Chondrules and their Origins*. Lunar and Planetary Institute. – 1983. – P. 223-234.
236. Olsen E. J., Davis A. M., Clayton R. N., Mayeda T. K., and Grossman L. Murchison xenoliths // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1988. – Vol. 52. – P.

1615-1626.

237. Pack A., Yurimoto H., Palme H. Petrographic and oxygen-isotopic study of refractory forsterites from R-chondrite Dar al Gani 013 (R3.5-6), unequilibrated ordinary and carbonaceous chondrites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2004. – Vol. 68, Issue 5. – P. 1135-1157.

238. Pack A., Palme H., Shelley J.M.G. Origin of chondritic forsterite grains // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2005. – Vol. 69. – P. 3159-3182.

239. Park C., Nagashima K., Krot A.N., Huss G.R., Davis A.M., Bizzarro M. Calcium-aluminum-rich inclusions with fractionation and unidentified nuclear effects (FUN CAIs): II. Heterogeneities of magnesium isotopes and ^{26}Al in the early Solar System inferred from in situ high-precision magnesium-isotope measurements // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2017. – Vol. 201. – P. 6-24.

240. Pastukhovich A.Iu., Demberel S., Grokhovsky V.I., Kolunin R.N., Larionov M.Y., Muravyev L.A., Nasan-Ochir T., Petrova E.V., Yakovlev G.A. Russian-Mongolian meteorite expedition to the Gobi Desert // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2019. - Vol. 54, Issue S2. - #6142 (abstr.).

241. Pastukhovich A.Y., Grokhovsky V.I., Sharygin V.V., Larionov M.Y., Muravyev L.A., Petrova E.V., Yakovlev G.A., Demberel S., Nasan-Ochir T., Berzin S.V., Dugushkina K.A. The first Russian-Mongolian meteorite expedition to the Gobi Desert // *In Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences*. – 2020. – P. 185-190.

242. Perotti G., Sørensen H., Haack H., Andersen A., Sanchez D. F., Elishevah van Kooten, Tsai E., Dalby K., Holler M., Grolimund D., Hassenkam T. Thermal History of Matrix Forsterite Grains from Murchison Based on High-resolution Tomography // *The Astrophysical Journal*. – 2021.

243. Petaev M. I. and Wood J. A. The condensation with partial isolation (CWPI) model of condensation in the solar nebula // *Meteoritics & Planetary Science*. – 1998. – Vol. 33. – P. 1123-1137.

244. Petaev M. I., Ivanova M. A., Nazarov M. A., and Wood J. A. Silica-bearing objects in the CH-chondrite NWA 470: Evidence for their formation in fractionated

- nebular systems // Lunar and Planetary Science Conference 32. – 2001. – #1450 (abstr.).
245. Planner H.N. Phase separation on a chondrule fragment from the Piancaldoli (LL3) chondrite // In King, E.A. (Ed.), *Chondrules and their Origins*. – 1983. – P. 235–242.
246. Presnall D.C. Phase diagrams of Earth-forming minerals // In *Mineral physics & crystallography: A handbook of physical constants*, edited by Ahrens T. J. Washington, D.C.: American Geophysical Union. – 1995. – P. 248–268.
247. Rambaldi E.R., Rajan R.S. and Housley R.M. Roedderite in the Qingzhen (EH3) chondrite // *Meteoritics & Planetary Science*. – 1986. – Vol. 21. – P. 141-149.
248. Ramdohr P. Opaque minerals in stony meteorites // *Journal of Geophysical Research*. – 1963. – Vol. 68, Issue 7. – P. 2011-2036.
249. Ray D., Ghosh S., and Murty S. V. S. On the possible origin of troilite-metal nodules in the Katol chondrite (L6-7) // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2017. – Vol. 52. – P. 72-88.
250. Ray D., Shukla Anil D. The Mukundpura meteorite, a new fall of CM chondrite // *Planetary and Space Science*. – 2018. – Vol. 151. – P. 149-154.
251. Reid A.M., Bass M.N., Fujita H., Kerridge J.F., Frederiksson K. Olivine and pxyroxene in the Orgueil meteorite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1970. – Vol. 34. – P. 1253-1255.
252. Richardson S. M. and McSween H. Y. Jr. Textural evidence bearing on the origin of isolated olivine crystals in C2 carbonaceous chondrites // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1978. – Vol. 37. – P. 485-491.
253. Righter K., Abell P., Agresti D., Berger E.L., Burton A.S., Delaney J.S., Fries M.D., Gibson E.K., Haba M.K., Harrington R., Herzog G.F., Keller L.P., Locke D., Lindsay F.N., McCoy T.J., Morris R.V., Nagao K., Nakamura-Messenger K., Niles P.B., Nyquist L.E., Park J., Peng Z.X., Shih C.Y., Simon J.I., Swisher C.C., Tappa M.J., Turrin B.D., Zeigler R.A. Mineralogy, petrology, chronology, and exposure history of the Chelyabinsk meteorite and parent body // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2015. – Vol. 50. – P. 1790-1819.
254. Rindlisbacher M.A., Weisberg M.K., Ebel D.S., Alpert S.P. Metal-rich

nodules in anomalous EL3 chondrite Northwest Africa (NWA) 8785 // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2021. – Vol. 56. – P. 960-970.

255. Roedder E. Significance of Ca-Al-rich silicate melt inclusions in olivine crystals from the Murchison type II carbonaceous chondrite // *Bulletin de Minéralogie*. – 1981. – Vol. 104. – P. 339-353.

256. Rout S.S., Bischoff A. Ca,Al-rich inclusions in Rumuruti (R) chondrites // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2008. – Vol. 43, Issue 9. – P. 1439-1464.

257. Rout S.S., Keil K., Bischoff A. Bulk chemical compositions of Al-rich objects from Rumuruti (R) chondrites: Implications for their origin // *Chemie der Erde*. – 2010. – Vol. 70. – P. 35-53.

258. Rubin A. E., Scott E. R. D., and Keil K. Microchondrule-bearing clast in the Piancaldoli LL3 meteorite—A new kind of type 3 chondrite and its relevance to the history of chondrules // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1982. – Vol. 46. – P. 1763-1776.

259. Rubin A.E., Rehfeldt A., Peterson E., Keil K., Jarosewich E. Fragmental breccias and the collisional evolution of ordinary chondrite parent bodies // *Meteoritics*. – 1983. – Vol. 18. – P. 179-196.

260. Rubin A. E. A shock-metamorphic model for silicate darkening and compositionally variable plagioclase in CK and ordinary chondrites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1992. – Vol. 56. – P. 1705-1714.

261. Rubin A.E. Magnetite-sulfide chondrules and nodules in CK carbonaceous chondrites: Implications for the timing of CK oxidation // *Meteoritics*. – 1993. – Vol. 28. – P. 130-135.

262. Rubin A.E. Correlated petrologic and geochemical characteristics of C03 chondrites // *Meteoritics & Planetary Science*. – 1998. – Vol. 33. – P. 385-391.

263. Rubin A. E. Petrologic, geochemical and experimental constraints on models of chondrule formation // *Earth-Science Reviews*. – 2000. – Vol. 50. – P. 3-27.

264. Rubin A.E. Chromite-plagioclase assemblages as a new shock indicator; Implications for the shock and thermal histories of ordinary chondrites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2003. – Vol. 67. – P. 2695-2709.

265. Rubin A. E. and Bottke W. F. On the origin of shocked and unshocked CM clast in H-chondrite regolith breccias // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2009. – Vol. 44. – P. 701-724.
266. Rubin A.E. An amoeboid olivine inclusion (AOI) in CK3 NWA 1559, comparison to AOIs in CV3 Allende, and the origin of AOIs in CK and CV chondrites // *Meteoritics & Planetary Science* – 2013. – Vol. 48, Issue 3. – P. 432-444.
267. Russell S.D.J., Longstaffe F.J., King P.L., Larson T.E. The oxygen-isotope composition of chondrules and isolated forsterite and olivine grains from the Tagish Lake carbonaceous chondrite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2010. – Vol. 74. – P. 2484-2499.
268. Russell S.S., MacPherson G.J., Leshin L.A., McKeegan K.D. ^{16}O enrichments in aluminum-rich chondrules from ordinary chondrites // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2000. – Vol. 184. – P. 57-74.
269. Russell S.S., Connolly Jr. H., Krot A. (Eds.). *Chondrules: Records of Protoplanetary Disk Processes (Cambridge Planetary Science)* // Cambridge: Cambridge University Press. – 2018.
270. Ruzicka A., Boynton W.V. A distinctive silica-rich, sodium-poor igneous clast in the Bovedy (L3) chondrite // *Meteoritics*. – 1992. – Vol. 27. – P. 283.
271. Ruzicka A., Kring D.A., Hill D.H., Boynton W.V. The trace element composition of a silica-rich clast in the Bovedy (L3/4) chondrite // *Meteoritics*. – 1993. – Vol. 28. – P. 426-427.
272. Ruzicka A., Kring D.A., Hill D.H., Boynton W.V., Clayton R.N., Mayeda T.K. Silica-rich orthopyroxenite in the Bovedy chondrite // *Meteoritics*. – 1995. – Vol. 30. – P. 57-70.
273. Ruzicka A., Snyder G. A., Taylor L. A. Mega-chondrules and large, igneous textured clasts in Julesberg (L3) and other ordinary chondrites: Vapor-fractionation, shock-melting, and chondrule formation // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1998. – Vol. 62. – P. 1419-1442.
274. Ruzicka A. and Floss C. Forsterite and olivine in Sahara 97210 (LL3.2) and Chainpur (LL3.4) chondrules: compositional evolution and the influence of melting //

Lunar and Planetary Science Conference 35. – 2004. – #1422 (abstr.).

275. Ruzicka A., Floss C. and Hutson M. Amoeboid olivine aggregates (AOAs) in the Efremovka, Leoville and Vigarano (CV3) chondrites: a record of condensate evolution in the solar nebula // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2012a. – Vol. 79. – P. 79-105.

276. Ruzicka A., Hutson M., Floss C., Hildebrand A. Large silica-rich igneous-textured inclusions in the Buzzard Coulee chondrite: Condensates, differentiates, or impact melts? // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2012b. – Vol. 47. – P. 1809-1829.

277. Ruzicka A., Greenwood R.C., Armstrong K., Schepker K.L., Franchi I.A. Petrology and oxygen isotopic composition of large igneous inclusions in ordinary chondrites: Early solar system igneous processes and oxygen reservoirs // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2019. – Vol. 266. – P. 497-528.

278. Saikia B.J., Parthasarathy G., Borah R.R., Borthakur R., Sarmah A.J.D. Meteorite Fall at Sadiya, India: A Raman Spectroscopic Classification // *Journal of Astrophysics & Aerospace Technology*. – 2017. – Vol. 5. – P. 149.

279. Salmeron R. and Ireland T. R. Formation of chondrules in magnetic winds blowing through the proto-asteroid belt // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2012. – Vol. 327. – P. 61-67.

280. Schaal R. B., Horz F., Thompson T. D., and Bauer J. F. Shock metamorphism of granulated lunar basalt // *Proceedings Lunar and Planetary Science Conference 10*. – 1979. – P. 2547–2571.

281. Scheeres D. J. Image (Rochester N.Y.) // *Lunar and Planetary Science 36*. – 2005. – P. 5-6.

282. Schulze H., Bischoff A, Palme H., Spettel B., Dreibus G. and Otto J. Mineralogy and chemistry of Rumuruti: The first meteorite fall of the new R chondrite group // *Meteoritics*. – 1994. – Vol. 29. – P. 275 -286.

283. Scott E.R.D. Origin of rapidly solidified metal-troilite grains in chondrites and iron meteorites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1982a. – Vol. 46. – P. 813-823.

284. Scott E.R.D. and Taylor G.J. Primitive breccias among the type 3 ordinary

chondrites – origin and relation to regolith breccias // In Workshop on Lunar Breccias and Soils and Their meteoritic Analogs (eds. G. J. Taylor and L. L. Wilkening). – 1982b. – P. 130-134.

285. Scott E.R.D., Barber D.J., Alexander C.M.O'D., Hutchison R., Peck J.A. Primitive material surviving in chondrites: Matrix // In: Kerridge JF and Matthews MS (eds.) Meteorites and the Early Solar System. – 1988. – P. 718-745.

286. Scott E.R.D., Taylor G.J., Newsom H., Herbert F., Zolensky M., and Kerridge J.F. Chemical, thermal and impact processing of asteroids // In Asteroids II, (R. P. Binzel et al., eds.). – 1989. – P. 701-739.

287. Scott E.R.D. and Krot A.N. Chondritic meteorites and the high-temperature nebular origin of their components // In Chondrites and the protoplanetary disk (Ed. By Krot A.N., Scott E.R.D., Reipurth Bo). – 2004. – P. 16-48.

288. Scott E.R.D. and Krot A.N. Chondrites and Their Components // In Meteorites, comets and planets, edited by Davis A. M. Treatise on Geochemistry, vol. 1 (edited by Holland H. D. and Turekian K. K.). Oxford: Elsevier. – 2014. – P. 66-137.

289. Scott E.R.D. and Krot A.N., Sanders I.S. Isotopic Dichotomy among Meteorites and Its Bearing on the Protoplanetary Disk // The Astrophysical Journal. - 2018. – Vol. 854:164, Issue 2. – Pp. 12.

290. Sears D.W.G., Grossman J.N., Melcher C.L., Ross L.M., Mills A.A. Measuring the metamorphic history of unequilibrated ordinary chondrites // Nature. – 1980. – Vol. 287. – P. 791-795.

291. Sears D.W.G., Lyon I., Saxton J., Turner G. The oxygen isotope properties of olivines in the Semarkona ordinary chondrite // Meteoritics & Planetary Science. – 1998. – Vol. 33. – P. 1029-1032.

292. Semenenko V.P., Girich A.L., Nittler L.R. An exotic kind of cosmic material: Graphite-containing xenoliths from the Krymka (LL3.1) chondrite 1 // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2004. – Vol. 68. – P. 455-475.

293. Semenenko V.P., Jessberger E.K., Chaussidon M., Weber I., Stephan T., Wies C. Carbonaceous xenoliths in the Krymka LL3.1 chondrite: Mysteries and established facts // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2005. – Vol. 69. – P. 2165-

2182.

294. Sharp T.G. and DeCarli P.S. Shock effects in meteorites // In Meteorites and the early solar system II, edited by Lauretta D. S. and McSween H. Y. Tucson, Arizona: The University of Arizona Press. – 2006. – P. 653–677.

295. Sheng Y.J., Hutcheon I.D., Wasserburg G.J. Origin of plagioclase-olivine inclusions in carbonaceous chondrites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. - 1991. – Vol. 55. – P. 581-599.

296. Simon S.B., Sutton S., Newville M., Grossman L. The valence of titanium in refractory forsterite // Lunar and Planetary Science Conference 38. – 2007. – #1892 (abstr.).

297. Smith J.V. and Mason B. Pyroxene-garnet transformation in Coorara meteorite // *Science*. – 1970. – Vol. 168. – P. 832-833.

298. Sokol A.K., Chasuisson M., Bischoff A., Mezger K. Occurrence and origin of igneous fragments in chondritic breccias // Goldschmidt Conference. – 2007. – P. A952.

299. Sossi P.A., Moynier F., Chaussidon M., Villeneuve J., Kato C., Gounelle M. Early solar system irradiation quantified by linked vanadium and beryllium isotope variations in meteorites // *Nature Astronomy*. – 2017. – Vol. 1. – P. 1-6.

300. Steele I.M., Smith J.V., Skirius C. Cathodoluminescence zoning and minor elements in forsterites from the Murchison (CM2) carbonaceous chondrite // *Nature*. – 1985. – Vol. 313. – P. 294-297.

301. Steele I.M. Compositions and textures of relic forsterite in carbonaceous and unequilibrated ordinary chondrites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1986a. – Vol. 50. – P. 1379-1395.

302. Steele I.M. Cathodoluminescence and minor elements in forsterites from extraterrestrial samples // *American Mineralogist*. – 1986b. – Vol. 71. – P. 966-970.

303. Steele I.M. Primitive material surviving in chondrites: mineral grains // In Meteorites and the early solar system, edited by Kerridge J. F. and Matthews M. S. Tucson, Arizona: University of Arizona Press. – 1988. P. 808-818.

304. Steele I.M. Compositions of isolated forsterites in Ornans (C3O) //

Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1989. – Vol. 53. – P. 2069-2079.

305. Steele I.M. Oscillatory zoning in meteoritic forsterite // *American Mineralogist.* – 1995. – Vol. 80. – P. 823-832.

306. Stöffler D., Knöll H.-D., Maerz U. Terrestrial and lunar impact breccias and the classification of lunar highland rocks // *Proceedings Lunar and Planetary Science Conference 10.* – 1979. – P. 639-675.

307. Stöffler D., Knöll H.-D., Marvin U.B., Simonds C.H., Warren P.H. Recommended classification and nomenclature of lunar highland rocks - a committee report // *Proceedings Lunar Highlands Crust, LPI Contrib.* – 1980. – P. 51-70.

308. Stöffler D., Bischoff A., Buchwald V., Rubin A. E. Shock effects in meteorites // *In Meteorites and the Early Solar System* (eds. J.F. Kerridge and M. S. Matthews), The University of Arizona Press, Tucson. – 1988. – P. 165-202.

309. Stöffler D., Keil K., Scott E.R.D. Shock metamorphism of ordinary chondrites // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 1991. – Vol. 55. – P. 3845-3867.

310. Stöffler D., Hamann C., Metzler K. Addendum to “Stöffler, D., Hamann, C., Metzler, K., Shock metamorphism of planetary silicate rocks and sediments: Proposal for an updated classification system. *Meteoritics & Planetary Science* 53, 5–49, 2018” // *Meteoritics & Planetary Science.* – 2019. – Vol. 54, Issue 4. – P. 946-949.

311. Stolper E. Crystallization sequences of Ca–Al-rich inclusions from Allende: an experimental study // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 1982. – Vol. 46. – P. 2159-2180.

312. Stolper E. and Paque J. Crystallization sequences of Ca–Al rich inclusions from Allende: The effects of cooling rate and maximum temperature // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 1986. – Vol. 50. – P. 1785-1806.

313. Sugiura N., Petaev M.I., Kimura M., Miyazaki A., Hiyagon H. Nebular history of amoeboid olivine aggregates // *Meteoritics & Planetary Science.* – 2009. – Vol. 44. – P. 559-572.

314. Taylor G.J. Petrologic comparison of lunar and meteoritic breccias // *In Workshop on Lunar Breccias and Soils and Their meteoritic Analogs* (eds. G. J. Taylor and L. L. Wilkening). – 1982. – P. 153-167.

315. Timothy G., Tu-Hana L., Christopher C.D., Sara R.S., Tima E. Primordial formation of major silicates in a protoplanetary disc with homogeneous $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ // *Science Advances*. – 2020. – Vol. 6, Issue 11. – eaay9626.
316. Ulmer P. and Stalder R. The $\text{Mg}(\text{Fe})\text{SiO}_3$ orthoenstatite-clinoenstatite transitions at high pressures and temperatures determined by Raman-spectroscopy on quenched samples // *American Mineralogist*. – 2001. – Vol. 86. – P.1267-1274.
317. Ushikubo T., Kimura M., Kita N.T., and Valley J.W. Primordial oxygen isotope reservoirs of the solar nebula recorded in chondrules in Acfer 094 carbonaceous chondrite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2012. – Vol. 90. – P. 242-264.
318. Van Schmus W.R. and Wood J.A. A chemical-petrologic classification for the chondritic meteorites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1967a. – Vol. 31. – P. 747-765.
319. Van Schmus W.R. Polymict structure of the Mezo-Madaras chondrite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1967b. – Vol. 31. – P. 2027-2028.
320. Varela M.E. Silica-rich objects in the Acfer 182 CH chondrite: A new view // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2020. – P. 1-16.
321. Wahl W. The brecciated stony meteorites and meteorites containing foreign fragments // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1952. – Vol. 2. – P. 91-117.
322. Walker B., Hu J. and Sharp T.G. Feldspar-chromite mineral assemblage in ordinary chondrites // *Lunar and Planetary Science Conference 47*. – 2016. – #1806.
323. Wang A., Kuebler K., Jolliff B. and Haskin L.A. Mineralogy of a Martian meteorite as determined by Raman spectroscopy // *Journal of Raman Spectroscopy*. – 2004. – Vol. 35. – P. 504-514.
324. Wark D.A. and Lovering J.F. Marker events in the early solar system: evidence from rims on Ca–Al-rich inclusions in carbonaceous chondrites // *Proceedings Lunar Science Conference 8*. – 1977. – P. 95-112.
325. Warren P.H. Stable-isotopic anomalies and the accretionary assemblage of the Earth and Mars: A subordinate role for carbonaceous chondrites // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2011. – Vol. 311. – P. 93-100.
326. Wasserburg G.J., Wimpenny J., and Yin Q.-Z. Mg isotopic heterogeneity,

Al-Mg isochrons, and canonical $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ in the early solar system // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2012. – Vol. 47. – P. 1980-1997.

327. Wasson J.T., Kallemeyn G.W. Composition of Chondrites // *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*. – 1988. – Vol. 325. – P. 535-544.

328. Wasson J.T., Krot A.N. Fayalite-silica association in unequilibrated ordinary chondrites: evidence for aqueous alteration on a parent body // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1994. – Vol. 122. – P. 403-416.

329. Wasson J.T., Krot A.N., Lee M.S., Rubin A.E. Compound chondrules // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1995. – Vol. 59. – P. 1847-1869.

330. Weber D. and Bischoff A. Refractory inclusions in the CR chondrite Acfer 059–El Djouf 001: Petrology, chemical composition, and relationship to inclusion populations in other types of carbonaceous chondrites // *Chemie der Erde*. – 1997. – Vol. 57. – P. 1-24.

331. Weidenschilling S.J., Marzari F., Hood L.L. The origin of chondrules at jovian resonances // *Science*. – 1998. – Vol. 279. – P. 681-684.

332. Weinbruch S., Zinner E.K., El Goresy A., Steele I.M. and Palmer H. Oxygen isotopic composition of individual olivine grains from the Allende meteorite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1993. – Vol. 57. – P. 2649-2661.

333. Weinbruch S., Palme H., Spettel B. Refractory forsterite in primitive meteorites: Condensates from the solar nebula? // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2000. – Vol. 35. – P. 161-171.

334. Weisberg M.K., Prinz M., Clayton R.N., Mayeda T K. The CR (Renazzo-type) carbonaceous chondrite group and its implications // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1993. – Vol. 57. – P. 1567-1586.

335. Weisberg M.K. and Prinz M. Sahara 97096: A highly primitive EH3 chondrite with layered sulfide-metal-rich chondrules // *In Lunar and Planetary Science Conference 29*. – 1998. – #1741 (abstr.).

336. Weisberg M.K., Connolly Jr. H. C. and Ebel D.S. Petrology and origin of amoeboid olivine aggregates in CR chondrites // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2004. – Vol. 39. – P. 1741-1753.

337. Weisberg M.K., McCoy T.J., Krot A.N. Systematics and Evaluation of Meteorite Classification // *Meteorites and the Early Solar System II*. – 2006a. – P. 19-52.
338. Weisberg M.K., Connolly H.C., Ebel D.S., Kimura M. Sulfide-metal nodules in EH3 chondrites // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2006b. – Vol. 41. – #A186 (abstr.).
339. Weisberg M. and Kimura M. The unequilibrated enstatite chondrites // *Chemie der Erde*. – 2012. – Vol. 72. – P. 101-115.
340. Wilkening L.L. and Clayton R.N. Foreign inclusions in stony meteorites—III. Rare gases and oxygen isotopes in a carbonaceous chondritic xenolith in the Plainview gas-rich chondrite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1974. – Vol. 38. – P. 937-938.
341. Wilkening L.L. Carbonaceous chondritic xenoliths and planetary-type noble gases in gas-rich meteorites // *Lunar Science Conference 7*. – 1976. – P. 3549-3559.
342. Wilkening L.L. Meteorites in meteorites—Evidence for mixing among the asteroids // In *IAU Colloq. 39: comets, asteroids, meteorites: Interrelations, Evolution and origins*, edited by Delsemme A. H., Toledo, Ohio: University of Toledo. – 1977. – P. 389-395.
343. Wlotzka F.A. and Fredriksson K. Morro do Rocio, an unequilibrated H5 chondrite // *Meteoritics*. – 1980. – Vol. 15. – P. 387-388 (abstr.).
344. Wlotzka F.A. Weathering scale for the ordinary chondrites // *Meteoritics*. – 1993. – Vol. 28, Issue 3. – P. 460-460.
345. Wood J.A., Holmberg B.B. Constraints placed on the chondruleforming process by merrihueite in the Mezo-Madaras chondrite // *Icarus*. – 1994. – Vol. 108. – P. 309-324.
346. Xiong Y., Zhang A.-C., Kawasaki N., Ma C., Sakamoto N., Chen J.-N., Gu L.-X., Yurimoto H. Mineralogical and oxygen isotopic study of a new ultrarefractory inclusion in the Northwest Africa 3118 CV3 chondrite // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2020. – Vol. 55, Issue 10. – P. 2184-2205.

347. Yamaguchi A., Scott E.R.D., Keil K. Origin of unusual impact melt rocks, Yamato-790964 and -790143 (LL-chondrites) // *Antarctic Meteorite Research*. – 1998. – Vol. 11. – P. 18-31.
348. Yamaguchi A., Kimura M., Barrat J., Greenwood R. Compositional diversity of ordinary chondrites inferred from petrology, bulk chemical, and oxygen isotopic compositions of the lowest FeO ordinary chondrite, Yamato 982717 // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2019. – P. 1-11.
349. Yamanobe M., Nakamura T., and Nakashima D. Oxygen isotope reservoirs in the outer asteroid belt inferred from oxygen isotope systematics of chondrule olivines and isolated forsterite and olivine grains in Tagish Lake-type carbonaceous chondrites, WIS 91600 and MET 00432 // *Polar Science*. – 2018. – Vol. 15. – P. 29-38.
350. Yongheng C., Daode W., Pernicka E. REE and Other Trace Element Chemistry of Oldhamite (CaS) in the Qingzhen Chondrite (EH3) and Their Genetic Implications // *Chinese journal of Geochemistry*. – 1993. – Vol. 12, Issue 4. – P. 317-327.
351. Yoshizaki T., Nakashima D., Nakamura T., Park C., Sakamoto N., Ishida H., Itoh S. Nebular history of an ultrarefractory phase bearing CAI from a reduced type CV chondrite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2019. – Vol. 252. – P. 39-60.
352. Yurimoto H., Krot A. N., Choi B.-G., Aleon J., Kunihiro T., Brearley A. J. Oxygen Isotopes of Chondritic Components // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. – 2008. – Vol. 68, Issue 1. – P. 141-186.
353. Zhang A., Guan Y., Hsu W., Liu Y., and Taylor L. A. Origin of a metamorphosed lithic clast in CM chondrite Grove Mountains 021536 // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2010. – Vol. 45, Issue 2. – P. 238-245.
354. Zhang A.-C., Itoh S., Sakamoto N., Wang R.-C., Yurimoto H. Origins of Al-rich chondrules: Clues from a compound Al-rich chondrule in the Dar al Gani 978 carbonaceous chondrite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2014. – Vol. 130. – P. 78-92.
355. Zhang M., Lin Y., Tang G., Liu Y., Leya I. Origin of Al-rich chondrules in CV chondrites: Incorporation of diverse refractory components into the ferromagnesian

chondrule forming region // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2019. – Vol. 272. – P. 198-217.

356. Zolensky M.E., Barrett R.A., Gooding J.L. CI1, CI2, and CM2 clasts in the Bholghati Howardite and the AI RAIs chondrite // *Lunar and Planetary Science Conference 20*. – 1989. – #1247 (abstr.).

357. Zolensky M.E., Ivanov A.V., Yang S.V., Mittlefehldt D.W., Ohsumi K. The Kaidun meteorite: Mineralogy of an unusual CM1 lithology // *Meteoritics & Planetary Science*. – 1996. – Vol. 31, Issue 4. – P. 484-493.

358. Zolensky M.E., Mittlefehldt D.W., Lipschutz M.E., Wang M.-S., Clayton R.N., Mayeda T.K., Grady M.M., Pillinger C., Barber D. CM chondrites exhibit the complete petrologic range from type 2 to 1 // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1997. – Vol. 61. – P. 5099-5115.

359. Zolensky M., Ivanov A. The Kaidun Microbreccia Meteorite: A Harvest from the Inner and Outer Asteroid Belt // *Chemie der Erde Geochemistry*. – 2003a. – Vol. 63. – P. 185-246.

360. Zolensky M.E., Clayton R.N., Mayeda T., Chokai J., Norton O.R. Carbonaceous chondrite clasts in the halite-bearing H5 chondrite Zag // *Meteoritics & Planetary Science Supplement*. - 2003b. – Vol. 38. – #5216 (abstr.).

361. Zolensky M.E., Tonui E.K., Bevan A.W.R., Le L., Clayton R.N., Mayeda T.K., and Norman M. Camel Donga 040: A CV chondrite genomic breccia with unequilibrated and metamorphosed material // *Antarctic Meteorite Research*. – 2004. Vol. 28. – P. 95-96.

362. Zolensky M.E., Briani G., Gounelle M., Mikouchi T., Ohsumi K., Weisberg M.K., Le L., Satake W., Kurihara T. Searching for chips of kuiper belt objects in meteorites // *Lunar and Planetary Science Conference 40*. – 2009. - #2162 (abstr.).

Таблица А.1. Каталог изученных метеоритов

№	Название метеорита	Тип
1	Северный Колчим	H3.4
2	Korra Korrabes	H3
3	Shinejinst	H4
4	Calama 077	H4
5	Calama 079	H4
6	Calama 080	H4
7	Gandom Beryan 013	H4
8	Харабали	H5
9	Каргополье	H5
10	Яраткулова	H5
11	Sierra Gorda 044	H5
12	Gandom Beryan 012	H5
13	Gao-Guenie	H5
14	Calama 085	(H(L)3)
15	Los Vientos 363	L5
16	Sierra Gorda 030	L5
17	Кунашак	L6
18	Озерное	L6
19	Урал	L6
20	Viñales	L6
21	Northwest Africa 7301	LL3
22	Челябинск	LL5
23	Calama 078	LL5
24	Calama 029	LL7
25	Allende	CV3
26	Northwest Africa 11781	CM2
27	Northwest Africa 11179	CM2
28	Jbilet Winselwan	CM2
29	Northwest Africa 10881	CO3

Таблица А.2. Богатые форстеритом включения из углистых и обыкновенных хондритов

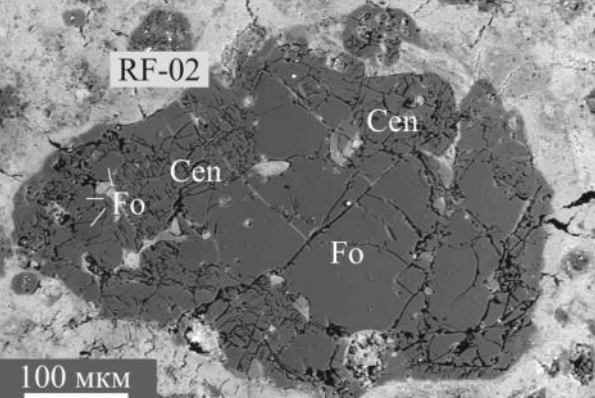
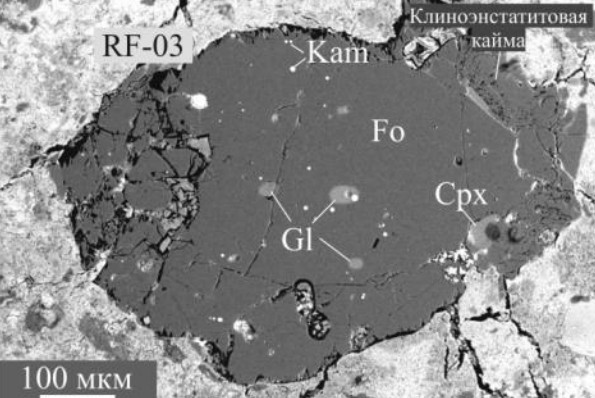
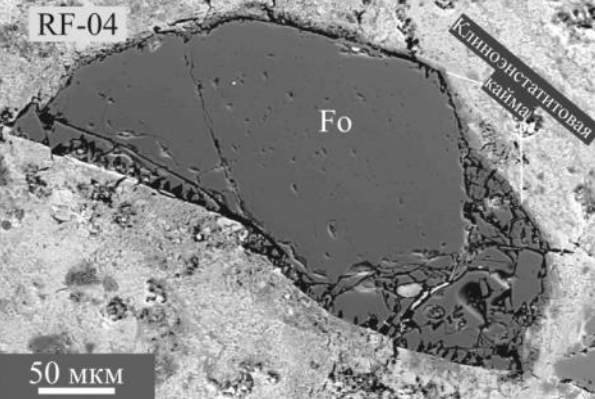
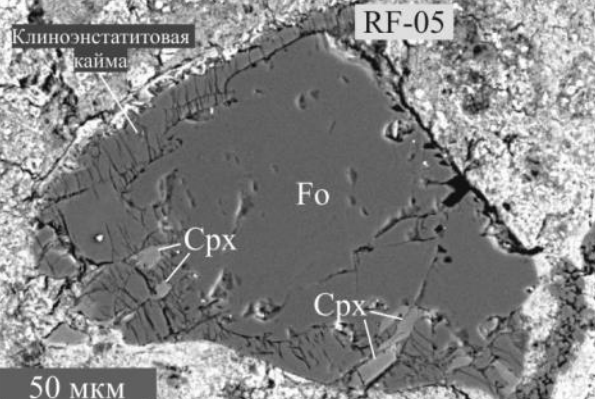
№ включ.	Описание	BSE-изображение
Northwest Africa 11781 (CM2)		
RF-02	<p>Размер: 300×500 мкм Форстерит во включении присутствует в виде одного крупного индивида и нескольких мелких, отделенных от крупного клиноэнстатитовой каймой. Кайма сложена варьирующими по размеру индивидами энстатита.</p>	 <p>RF-02 Cen Fo 100 мкм</p>
RF-03	<p>Размер: 400×650 мкм Форстерит во включении представлен крупным и несколькими мелкими индивидами. Клиноэнстатитовая кайма прослеживается с одной стороны зерна и представлена несколькими сросшимися индивидами Включения: Gl, Кам. Высококальциевый пироксен наблюдается на границе между форстеритом и клиноэнстатитовой каймой.</p>	 <p>RF-03 Клиноэнстатитовая кайма Кам Fo Gl Срх 100 мкм</p>
RF-04	<p>Размер: 200×350 мкм Включение состоит из нескольких индивидов форстерита с клиноэнстатитовой каймой</p>	 <p>RF-04 Fo Клиноэнстатитовая кайма 50 мкм</p>
RF-05	<p>Размер: 150×200 мкм Включение состоит из форстерита, по периферии которого наблюдается клиноэнстатитовая кайма Высококальциевый пироксен наблюдается в кайме, между индивидами клиноэнстатита.</p>	 <p>RF-05 Клиноэнстатитовая кайма Fo Срх 50 мкм</p>

Таблица А.2. (Продолжение)

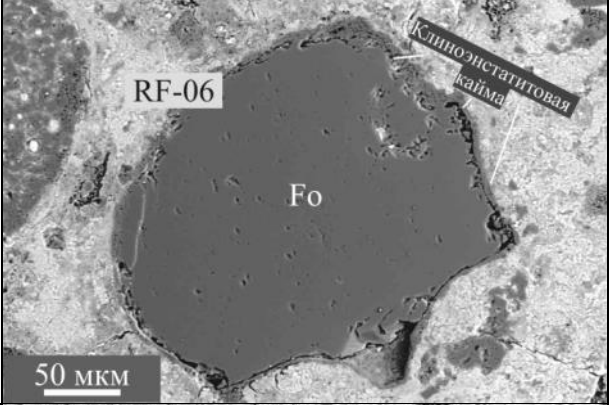
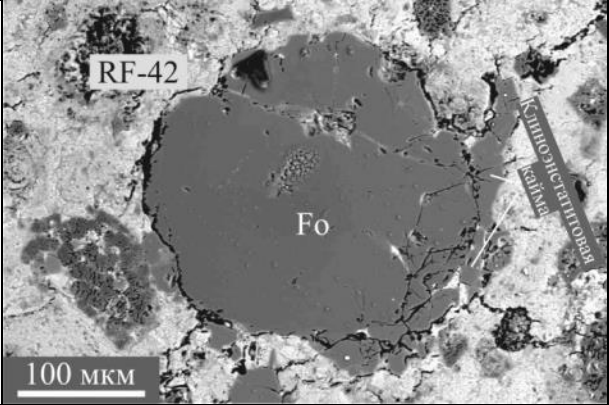
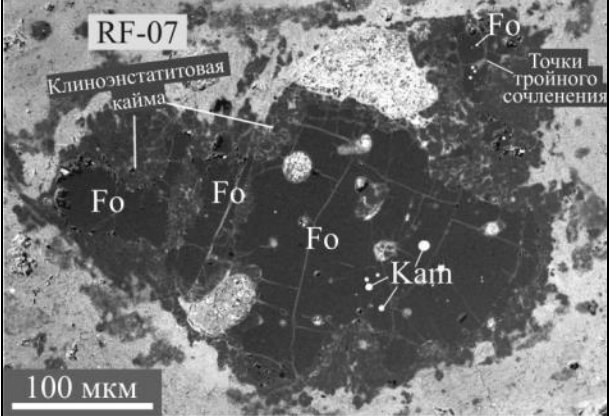
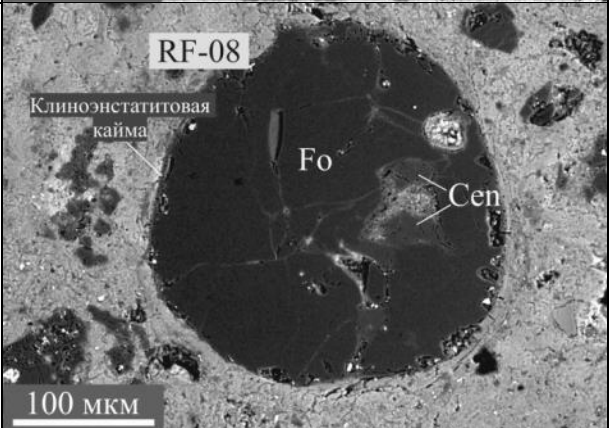
RF-06	<p>Размер: 500×500 мкм Включение состоит из форстерита, по периферии наблюдается тонкая (~6мкм) клиноэнстатитовая кайма.</p>	
RF-42	<p>Размер: 300×300 мкм Округлое включения состоит из форстерита, с одной стороны окаймлённое клиноэнстатитом. Присутствует небольшое количество кальциевого пироксена.</p>	
Northwest Africa 11179 (CM2)		
RF-07	<p>Размер: 500×750 мкм Включение состоит из одного крупного зерна и срастания нескольких мелких зерен форстерита, отделенных от крупного зерна клиноэнстатитовой каймой. На границах зерен форстерита отмечаются округлые включения кислого стекла. Присутствуют точки тройного сочленения между зернами форстерита. Включения: Кам, округлые включения металла, замещенные гидроксидами железа.</p>	
RF-08	<p>Размер: 250×250 мкм Включение округлой формы, состоит из нескольких зерен форстерита. Клиноэнстатит прослеживается в виде тонкой каймы по периферии включения, а также и между зернами форстерита. Включения: округлые включения металла, замещенные гидроксидами железа</p>	

Таблица А.2. (Продолжение)

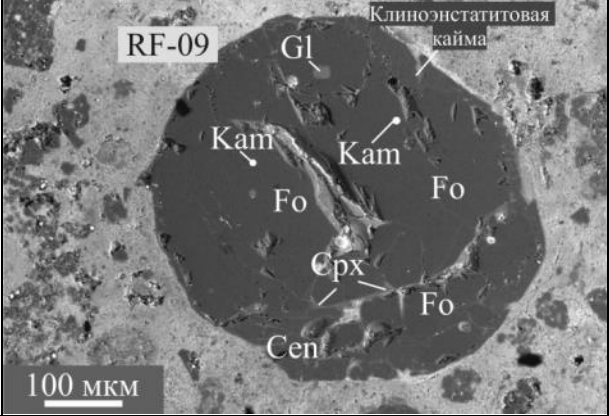
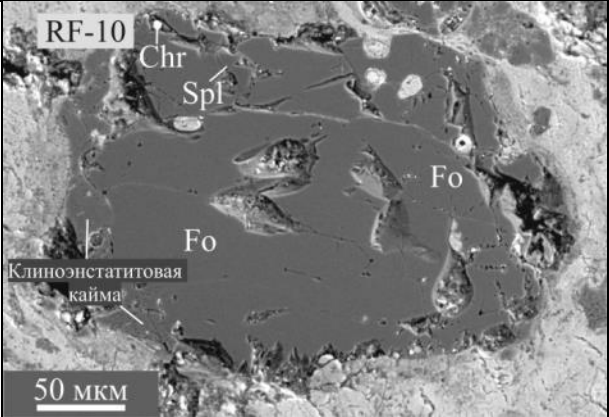
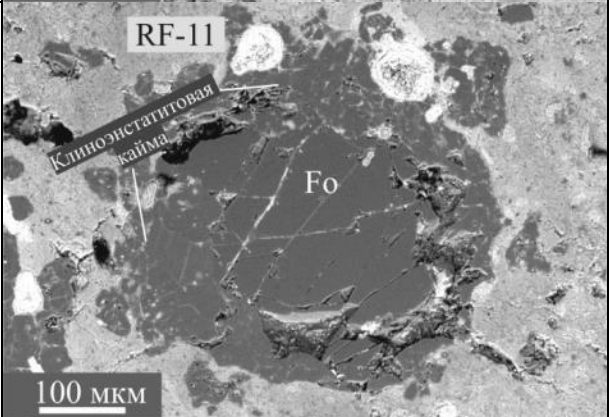
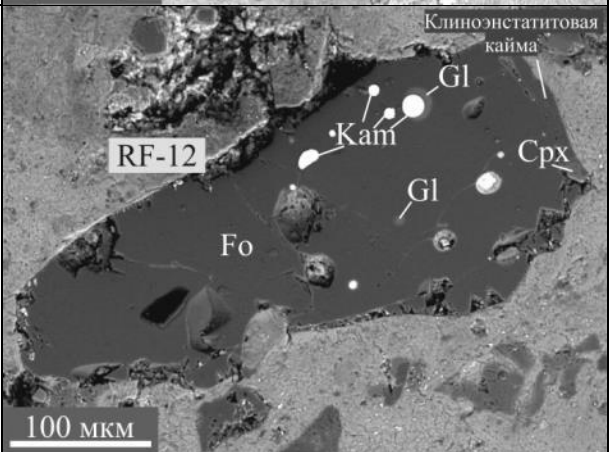
RF-09	<p>Размер: 500×500 мкм Включение округлой формы, состоит из нескольких зерен форстерита, по периферии наблюдается клиноэнстатитовая кайма. Включения: Gl, Kam</p>	
RF-10	<p>Размер: 250×300 мкм Включение состоит из нескольких зерен форстерита, по периферии, с одной стороны, наблюдается клиноэнстатитовая кайма. Включения: Spl, Chr.</p>	
RF-11	<p>Размер: 500×500 мкм Включение состоит из нескольких зерен форстерита, по периферии ярко выраженная клиноэнстатитовая кайма, мощностью до 100мкм.</p>	
RF-12	<p>Размер: 150×350 мкм Включение обломочной формы состоит из форстерита, с каплевидными включениями камасита и плагиоклаза. С одной стороны, наблюдается клиноэнстатитовая кайма мощностью до 20мкм. Включения: Kam, Gl, Kam+Gl</p>	

Таблица А.2. (Продолжение)

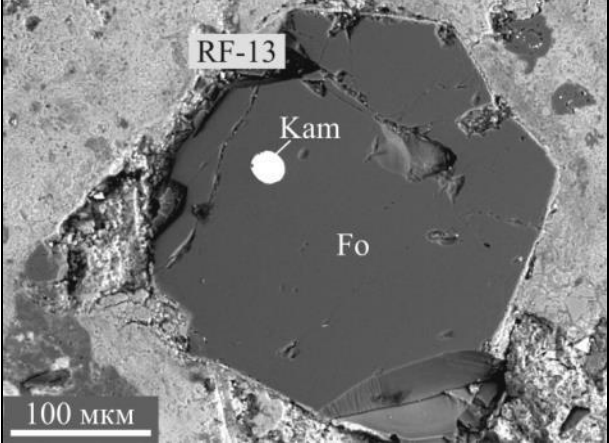
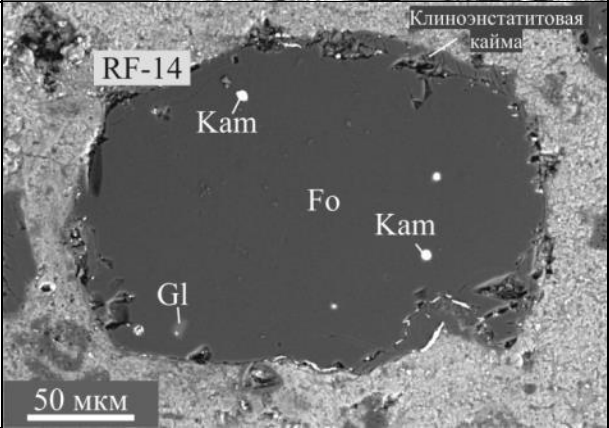
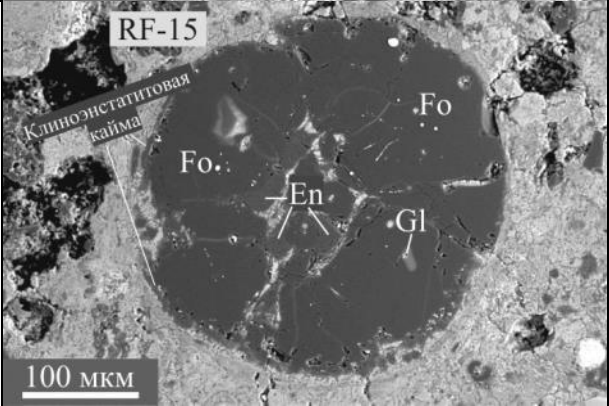
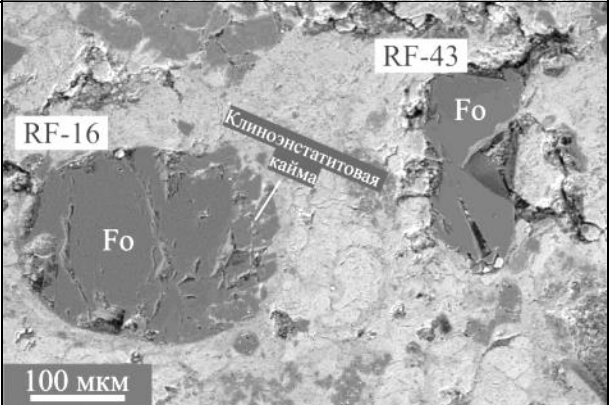
RF-13	<p>Размер: 250×250 мкм Зерно форстерита обломочной формы с каплевидным включением камасита. Включения: Кам</p>	
RF-14	<p>Размер: 180×230 мкм Форстерит с каплевидными включениями камасита и кислого стекла, по периферии с двух сторон наблюдается клиноэнстатитовая кайма. Включения: Кам, Gl</p>	
RF-15	<p>Размер: 300×300 мкм Округлое включение состоит из нескольких зерен форстерита, клиноэнстатит наблюдается в виде каймы и в центре между зернами форстерита. Включения: Кам, Gl</p>	
RF-16	<p>Размер: 300×300 мкм Включение по форме близкое к округлому, состоит из форстерита, клиноэнстатит наблюдается по периферии в виде каймы мощностью до 30мкм.</p>	

Таблица А.2. (Продолжение)

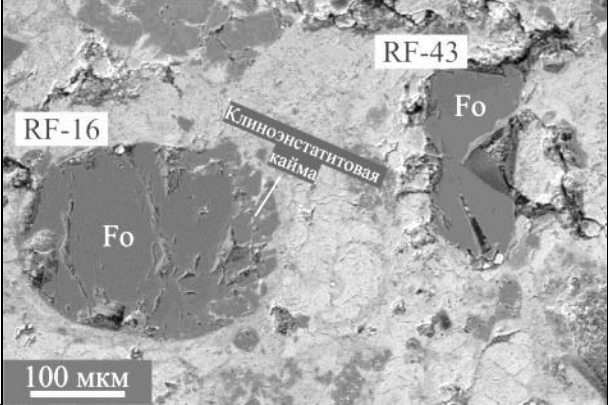
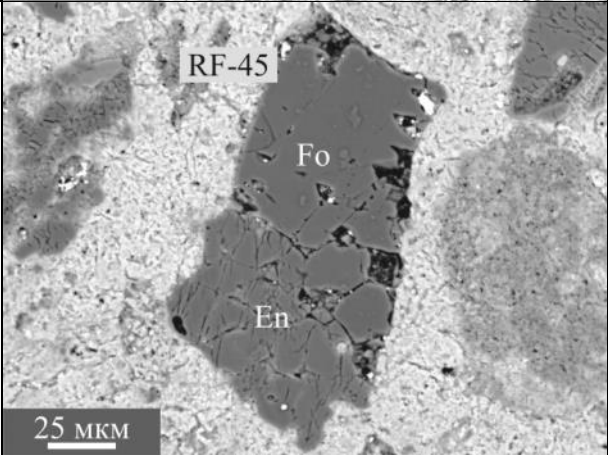
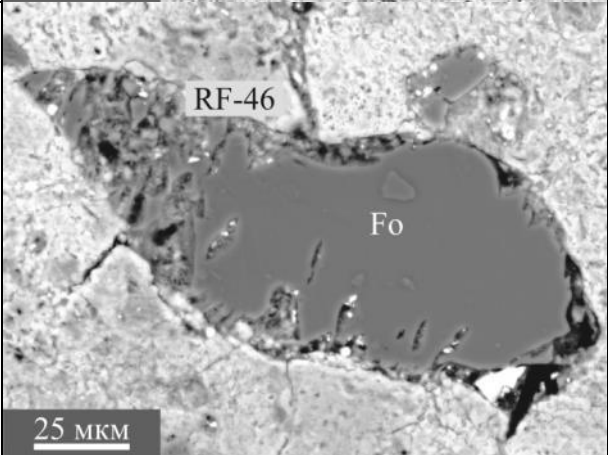
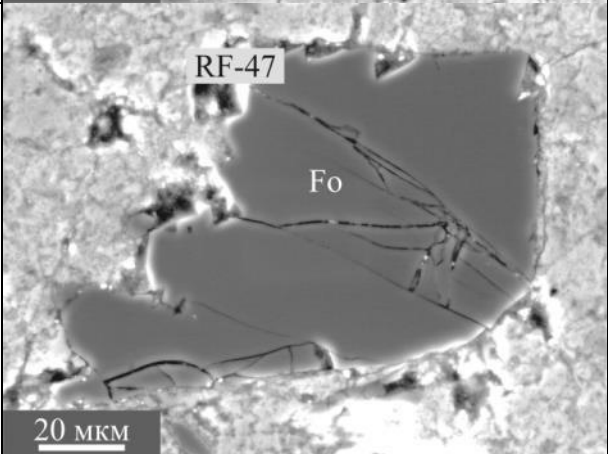
RF-43	<p>Размер: 90×200 мкм Включение форстерита остроугольно обломочной формы.</p>	
RF-45	<p>Размер: 50×150 мкм Включение обломочной формы состоит из форстерита в сростании с энстатитом</p>	
RF-46	<p>Размер: 50×150 мкм Включение форстерита обломочной формы</p>	
RF-47	<p>Размер: 60×100 мкм Включение состоит из форстерита, имеет обломочную форму</p>	

Таблица А.2. (Продолжение)

Allende (CV3)		
RF-17	<p>Размер: 200×150 мкм Включение форстерита без клиноэнстатитовой каймы. Железистость форстерита повышается от центра к краю.</p>	
RF-18	<p>Размер: 200×150 мкм Включение форстерита без клиноэнстатитовой каймы. Железистость форстерита повышается от центра к краю.</p>	
RF-19	<p>Размер: 500×350 мкм Включение форстерита обломочной формы без клиноэнстатитовой каймы. Железистость форстерита повышается вблизи края зерен. Включения: Spl, Gl</p>	
Северный Колчим (НЗ.4)		
RF-20	<p>Размер: 120×150 мкм Форстерит. Наблюдается ожелезненная кайма</p>	

Таблица А.2. (Продолжение)

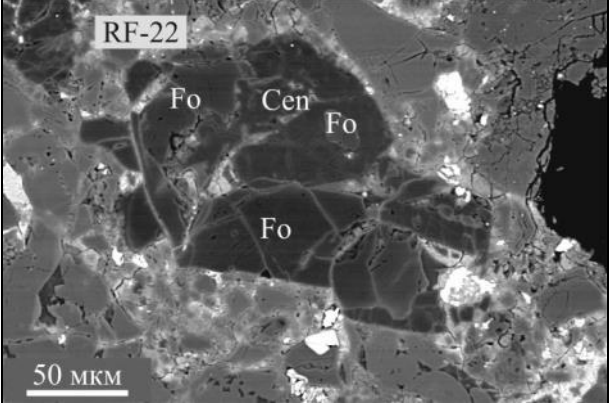
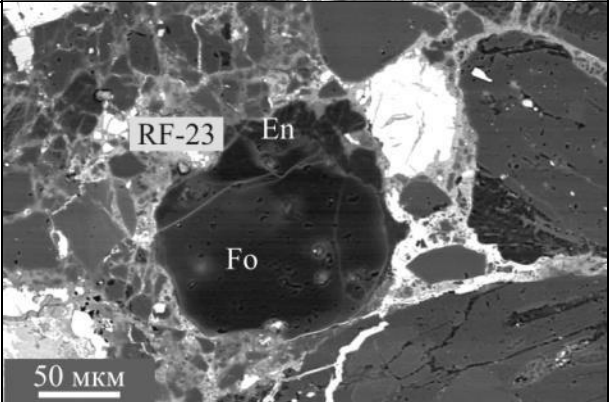
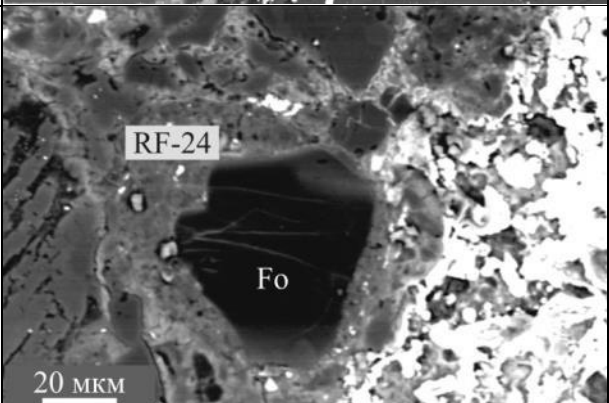
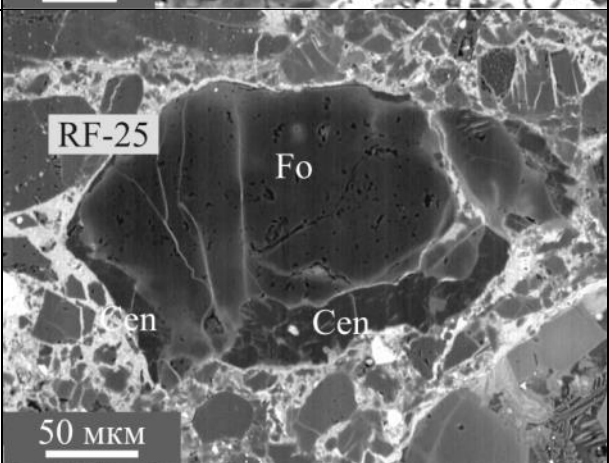
RF-22	Размер: 150×300 мкм Форстерит в срастании с клиноэнстатитом	
RF-23	Размер: 150×150 мкм Обломочное включение, форстерит в срастании с энстатитом	
RF-24	Размер: 50×60 мкм Обломок богатого форстеритом включения	
RF-25	Размер: 150×250 мкм Обломочное включение, форстерита, с двух сторон наблюдается клиноэнстатитовая кайма.	
RF-26	Размер: 130×130 мкм Остроугольный обломок богатого форстеритом включения	

Таблица А.2. (Продолжение)

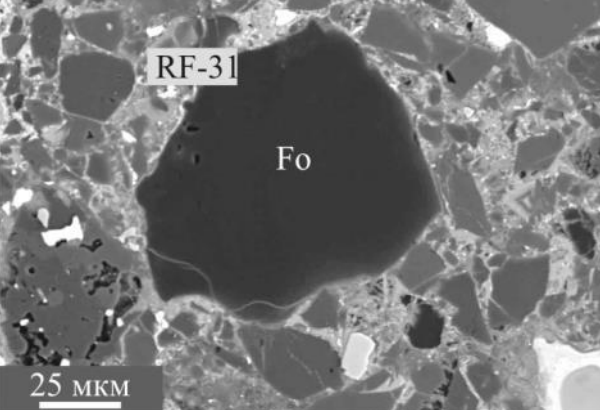
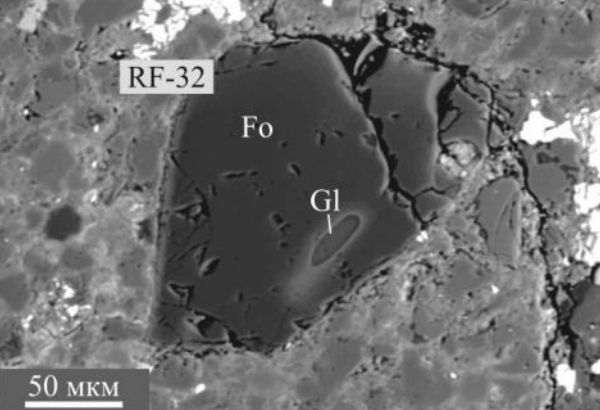
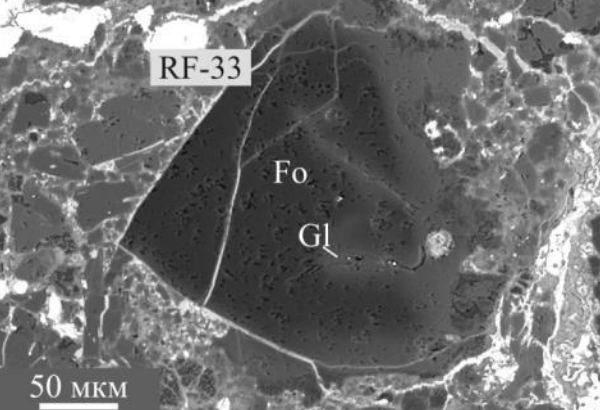
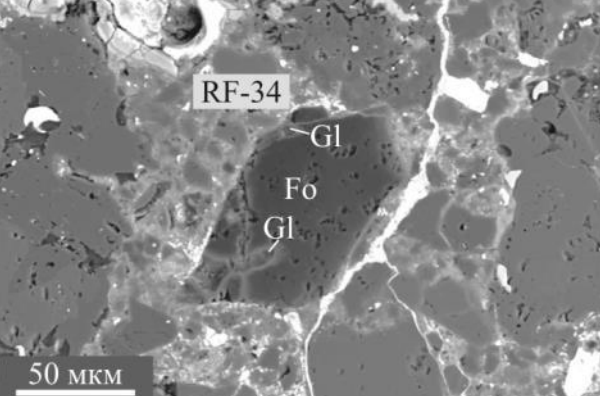
RF-28	Размер: 50×200 мкм Обломок богатого форстеритом включения	
RF-29	Размер: 150×200 мкм Обломок богатого форстеритом включения	
RF-31	Размер: 100×100 мкм Обломок богатого форстеритом включения	 <p>RF-31 Fo 25 мкм</p>
RF-32	Размер: 150×300 мкм Обломок богатого форстеритом включения Включения: Gl	 <p>RF-32 Fo Gl 50 мкм</p>
RF-33	Размер: 200×200 мкм Обломок богатого форстеритом включения Включения: Gl	 <p>RF-33 Fo Gl 50 мкм</p>
RF-34	Размер: 50×100 мкм Обломок богатого форстеритом включения Включения: Gl	 <p>RF-34 Gl Fo Gl 50 мкм</p>

Таблица А.2. (Продолжение)

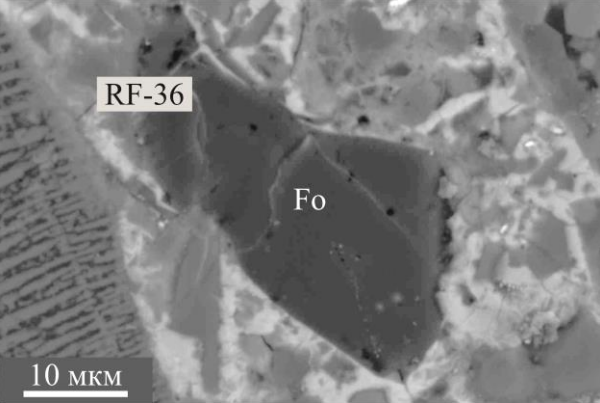
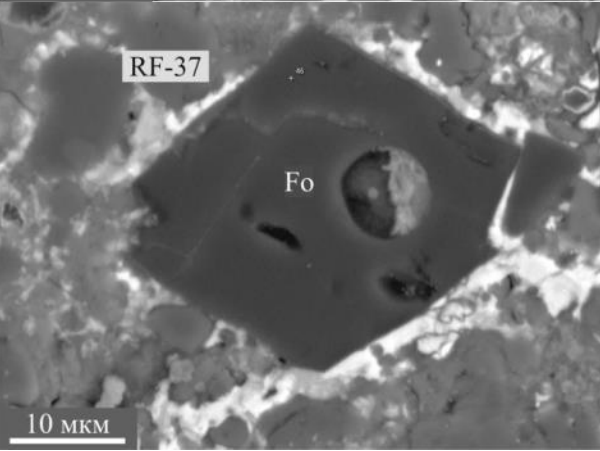
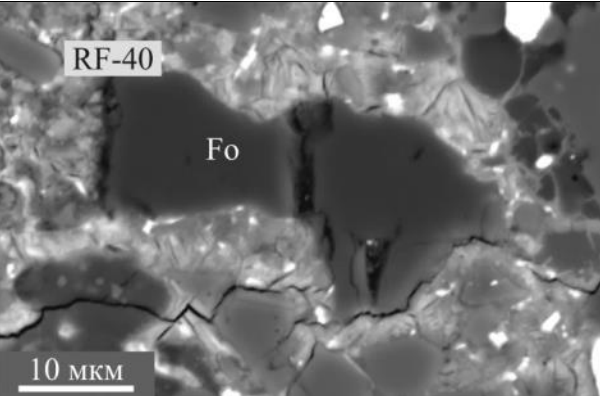
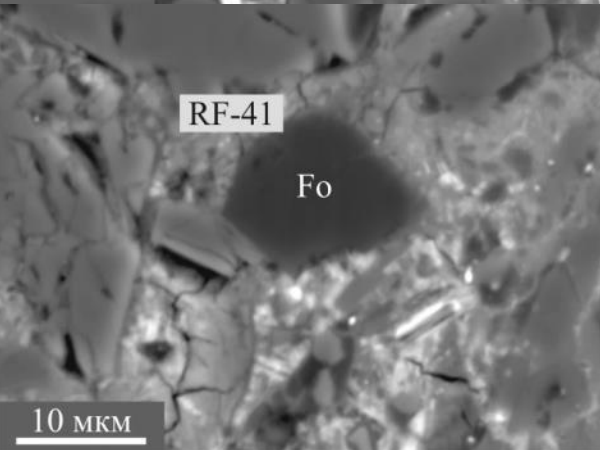
RF-36	Размер: 40×20 мкм Обломок включения, сложен форстеритом	
RF-37	Размер: 40×30 мкм Обломок богатого форстеритом включения	
RF-40	Размер: 35×10 мкм Обломок богатого форстеритом включения	
RF-41	Размер: 10×10 мкм Обломок богатого форстеритом включения	

Таблица А.2. (Продолжение)

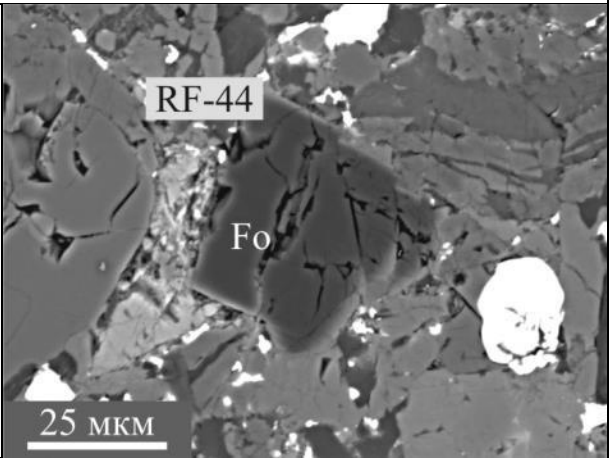
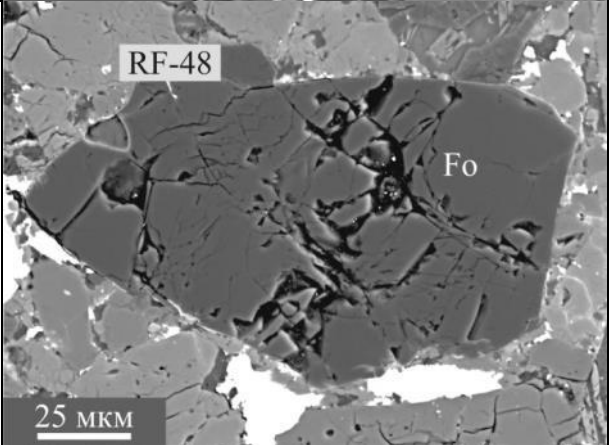
Shinejinst (H4)		
RF-44	Размер: 45×45 мкм Обломок богатого форстеритом включения	 <p>RF-44</p> <p>Fo</p> <p>25 мкм</p>
RF-48	Размер: 140×80 мкм Обломок богатого форстеритом включения	 <p>RF-48</p> <p>Fo</p> <p>25 мкм</p>

Таблица А.3. Состав минералов (мас.%) из богатых форстеритом включений из углистых и обыкновенных хондритов.

Включ.	№	М-рал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	∑ _(ОКСИДЫ)	Fe/(Fe+Mg) _М
Northwest Africa 11781 (CM2)															
RF-02	1	<i>Fo</i>	42.5	0.05	0.25	0.17	0.6	н.о.	56.1	0.63	н.о.	н.о.	н.о.	100.2	0.006
	2	<i>Fo</i>	42.5	0.06	0.12	0.40	0.8	0.11	56.4	0.33	н.о.	н.о.	н.о.	100.7	0.008
	6	<i>Fo</i>	42.5	н.о.	0.04	0.47	1.0	0.11	55.7	0.28	н.о.	н.о.	н.о.	100.0	0.010
	3	<i>Cen</i>	58.4	0.24	1.15	0.58	0.7	н.о.	38.7	0.41	н.о.	н.о.	н.о.	100.3	0.010
	4	<i>Cen</i>	56.8	0.15	1.06	0.57	3.3	0.05	37.4	0.59	н.о.	0.03	н.о.	100.0	0.047
	5	<i>Cen</i>	58.8	0.14	0.98	0.49	0.7	0.09	38.2	0.52	н.о.	н.о.	н.о.	99.9	0.010
	7	<i>Cen</i>	59.1	0.07	0.80	0.62	0.9	н.о.	38.4	0.55	н.о.	н.о.	н.о.	100.5	0.013
RF-03	1	<i>Fo</i>	42.4	н.о.	0.04	0.16	0.5	н.о.	56.7	0.24	н.о.	н.о.	н.о.	100.1	0.005
	2	<i>Fo</i>	42.5	н.о.	0.05	0.20	0.5	н.о.	56.8	0.26	н.о.	н.о.	н.о.	100.3	0.005
	3	<i>Fo</i>	42.8	н.о.	0.04	0.14	0.7	н.о.	56.3	0.24	н.о.	н.о.	н.о.	100.2	0.007
	4	<i>Cen</i>	58.8	0.25	1.10	0.44	0.5	0.04	38.6	0.46	н.о.	н.о.	н.о.	100.2	0.008
	5	<i>Cen</i>	58.7	0.21	1.09	0.53	0.8	0.07	38.5	0.45	н.о.	н.о.	н.о.	100.3	0.011
	6	<i>Cen</i>	58.9	0.08	0.73	0.60	0.5	0.08	38.8	0.55	н.о.	н.о.	н.о.	100.2	0.007
	7	<i>Gl</i>	51.4	0.70	23.3	0.25	0.2	н.о.	3.90	15.4	4.71	0.07	н.о.	99.9	
	8	<i>Gl</i>	48.9	0.63	26.1	0.19	0.2	н.о.	4.10	19.0	н.о.	н.о.	н.о.	99.0	
	9	<i>Cpx</i>	49.4	0.86	7.11	0.94	2.3	0.14	18.5	20.2	0.03	0.04	0.05	99.6	0.065
RF-04	1	<i>Fo</i>	42.5	0.05	0.27	0.13	0.4	н.о.	56.3	0.54	н.о.	н.о.	н.о.	100.1	0.004
	2	<i>Fo</i>	42.5	0.09	0.42	0.15	0.4	н.о.	56.1	0.49	н.о.	н.о.	н.о.	100.3	0.004
	4	<i>Fo</i>	41.8	н.о.	0.04	0.51	1.1	0.29	56.0	0.20	н.о.	н.о.	н.о.	100.0	0.011
RF-05	19	<i>Fo</i>	41.7	0.04	0.12	0.24	0.7	н.о.	56.2	0.40	н.о.	н.о.	н.о.	99.4	0.007
	24	<i>Fo</i>	41.9	0.06	0.13	0.25	0.7	н.о.	56.4	0.41	н.о.	н.о.	н.о.	100.0	0.007
	20	<i>Fo</i>	41.9	0.04	0.12	0.33	0.8	н.о.	56.1	0.37	н.о.	н.о.	н.о.	99.8	0.008
	25	<i>Fo</i>	42.5	0.04	0.10	0.39	0.9	0.07	56.2	0.30	н.о.	н.о.	н.о.	100.5	0.009
	22	<i>low-Ca Px</i>	55.6	0.22	1.25	0.66	1.8	0.11	38.9	0.63	0.04	н.о.	н.о.	99.3	0.026
	23	<i>low-Ca Px</i>	58.1	0.38	1.81	0.66	0.8	0.10	37.9	0.43	н.о.	н.о.	н.о.	100.2	0.012
	26	<i>low-Ca Px</i>	58.9	0.13	0.45	0.60	0.8	0.07	38.5	0.52	0.03	0.02	н.о.	100.2	0.012
	28	<i>Cpx</i>	47.2	1.67	11.4	1.00	0.8	0.10	16.6	21.7	н.о.	н.о.	н.о.	100.5	0.027
	29	<i>Cpx</i>	46.9	1.69	11.8	1.00	0.8	0.10	15.9	22.1	н.о.	н.о.	н.о.	100.2	0.026
RF-06	7	<i>Fo</i>	42.4	0.05	0.18	0.23	0.5	н.о.	56.1	0.31	н.о.	н.о.	н.о.	99.8	0.005
	8	<i>Fo</i>	42.8	н.о.	0.18	0.28	0.5	н.о.	55.9	0.35	н.о.	н.о.	н.о.	100.1	0.005

Таблица А.3. (Продолжение)

Включ.	№	М-рал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	∑ _(оксиды)	Fe/(Fe+Mg) _м
RF-06	9	<i>Fo</i>	42.8	н.о.	0.08	0.44	0.9	0.15	55.7	0.22	н.о.	н.о.	н.о.	100.2	0.009
RF-42	1	<i>Fo</i>	41.3	0.07	0.31	0.42	4.9	0.27	52.4	0.44	н.о	н.о	н.о	100.1	0.050
	2	<i>Fo</i>	41.3	0.13	0.26	0.55	5.3	0.30	52.3	0.41	н.о	н.о	н.о	100.5	0.054
	3	<i>Fo</i>	41.4	0.05	0.04	0.52	5.8	0.32	52.1	0.24	н.о	н.о	н.о	100.5	0.059
	5	<i>low-Ca Px</i>	56.2	0.14	1.75	1.01	5.1	0.35	34.5	1.74	н.о	н.о	н.о	100.8	0.076
	6	<i>low-Ca Px</i>	57.0	0.16	1.29	1.01	4.0	0.35	35.1	1.75	н.о	н.о	н.о	100.7	0.060
Northwest Africa 11179 (CM2)															
RF-07	44	<i>Fo</i>	41.6	0.07	0.13	0.40	0.8	0.04	55.2	0.30	н.о.	н.о.	н.о.	98.6	0.008
	45	<i>Fo</i>	42.4	0.06	0.10	0.39	0.9	0.11	54.8	0.26	н.о.	н.о.	н.о.	99.0	0.009
	46	<i>Fo</i>	42.3	0.06	0.08	0.55	0.9	0.12	54.5	0.25	н.о.	н.о.	н.о.	98.7	0.008
	47	<i>Cen</i>	57.1	0.13	0.74	0.93	2.4	0.24	35.4	2.11	0.03	0.04	н.о.	99.1	0.037
	48	<i>Cen</i>	58.0	0.08	0.51	0.83	2.7	0.26	36.6	0.71	0.06	0.05	н.о.	99.8	0.040
RF-08	91	<i>Fo</i>	42.4	0.04	0.13	0.54	0.9	0.10	55.3	0.28	н.о	н.о	н.о.	99.7	0.01
	92	<i>Fo</i>	42.2	н.о	0.09	0.33	1.7	0.05	54.8	0.32	н.о	н.о	н.о.	99.5	0.02
	94	<i>Fo</i>	43.5	н.о	0.09	0.51	1.1	0.22	55.1	0.26	н.о	н.о	н.о.	100.8	0.01
	82	<i>Cen</i>	57.5	0.16	1.38	2.02	2.0	0.88	33.8	2.26	0.02	н.о	н.о.	100.1	0.03
	96	<i>Cen</i>	56.6	0.22	2.68	1.23	1.6	0.22	34.7	2.44	0.02	0.04	н.о.	99.7	0.03
	97	<i>Cen</i>	57.7	0.21	1.98	1.09	0.9	0.22	35.0	2.60	н.о	н.о	н.о.	99.6	0.01
RF-09	67	<i>Fo</i>	42.8	0.04	0.15	0.19	0.4	н.о	55.8	0.40	н.о	н.о	н.о.	99.7	0.004
	68	<i>Fo</i>	43.0	0.04	0.19	0.15	0.5	н.о	55.1	0.44	н.о	н.о	н.о.	99.5	0.01
	69	<i>Fo</i>	42.9	н.о	0.11	0.21	0.5	н.о	55.1	0.42	н.о	н.о	н.о.	99.3	0.01
	70	<i>Fo</i>	42.9	н.о	0.03	0.42	0.9	0.04	54.4	0.21	н.о	н.о	н.о.	98.8	0.01
	71	<i>Gl</i>	47.6	0.81	26.3	0.65	0.2	н.о	3.60	20.9	0.18	н.о	н.о.	99.7	
	72	<i>Gl</i>	48.0	0.65	24.7	0.46	2.4	н.о	3.40	20.5	н.о	н.о	н.о.	100.1	
RF-10	22	<i>Fo</i>	42.7	0.07	0.3	0.08	0.4	н.о.	56.5	0.61	н.о.	н.о.	н.о.	100.6	0.004
	1	<i>Fo</i>	42.3	0.06	0.25	0.10	0.4	0	56.9	0.58	н.о.	н.о.	н.о.	100.6	0.004
	2	<i>Fo</i>	42.5	0.09	0.28	0.10	0.3	0	56.5	0.62	н.о.	н.о.	н.о.	100.4	0.003
	3	<i>Fo</i>	42.9	0.07	0.13	0.30	0.9	0.05	55.8	0.38	н.о.	н.о.	н.о.	100.4	0.009
	4	<i>low-Ca Px</i>	58.2	0.16	1.24	0.60	1.1	0.05	38.5	0.59	н.о.	н.о.	н.о.	100.4	0.016
	5	<i>low-Ca Px</i>	58.1	0.16	1.60	0.70	1.1	0.06	36.6	2.12	н.о.	н.о.	н.о.	100.4	0.016
	24	<i>Spl</i>	0.30	0.20	69.9	1.20	0.5	н.о.	27.7	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	99.7	

Таблица А.3. (Продолжение)

Включ.	№	М-рал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	∑ _(ОКСИДЫ)	Fe/(Fe+Mg) _м
RF-10	6	<i>Spl</i>	0.20	0.16	70.2	0.80	0.4	0.05	29.0	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	100.8	
	7	<i>Spl</i>	0.10	н.о.	69.2	1.00	0.5	н.о.	28.6	0.02	н.о.	0.02	н.о.	99.7	
RF-14	80	<i>Fo</i>	42.8	0.05	0.13	н.о.	0.5	н.о.	55.3	0.48	н.о.	н.о.	н.о.	99.2	0.005
	83	<i>Fo</i>	42.8	0.03	0.27	0.17	0.5	н.о.	54.8	0.60	н.о.	н.о.	н.о.	99.1	0.005
	84	<i>Fo</i>	42.7	н.о.	0.08	0.71	1.5	0.11	53.3	0.18	н.о.	н.о.	н.о.	98.5	0.015
	86	<i>low-Ca Px</i>	59.1	0.07	1.52	0.58	0.8	0.10	36.5	1.00	н.о.	н.о.	н.о.	99.8	0.012
	85	<i>Gl</i>	49.5	0.63	20.5	0.34	0.5	н.о.	11.5	17.48	0.02	0.02	н.о.	100.4	
RF-16	25	<i>Fo</i>	42.4	н.о.	н.о.	0.13	0.7	н.о.	56.6	0.51	н.о.	н.о.	н.о.	100.4	0.006
	26	<i>Fo</i>	43.2	н.о.	н.о.	0.12	0.6	н.о.	56.2	0.53	н.о.	н.о.	н.о.	100.8	0.006
Allende (CV3)															
RF-17	29	<i>Fo</i>	42.4	0.04	0.12	0.21	2.0	0.12	54.6	0.20	н.о.	н.о.	н.о.	99.7	0.02
	30	<i>Fo</i>	41.8	0.10	0.18	0.36	2.6	0.07	53.9	0.43	н.о.	н.о.	н.о.	99.4	0.03
	31	<i>Fo</i>	40.2	0.06	0.18	0.37	8.7	0.12	48.8	0.32	0.02	н.о.	н.о.	98.8	0.09
	32	<i>Fo</i>	39.1	н.о.	0.02	0.11	16.4	0.12	42.8	0.16	0.03	н.о.	н.о.	98.8	0.18
	33	<i>Fo</i>	34.8	н.о.	0.14	0.14	38.3	0.24	25.1	0.10	н.о.	н.о.	н.о.	98.8	0.46
RF-19	6	<i>Fo</i>	42.9	0.05	0.14	0.19	0.8	н.о.	55.6	0.61	н.о.	н.о.	н.о.	100.3	0.008
	5	<i>Fo</i>	42.7	0.06	0.18	0.30	1.4	н.о.	55.3	0.43	н.о.	н.о.	н.о.	100.3	0.014
	4	<i>Fo</i>	41.2	0.08	0.13	0.18	5.2	0.06	51.6	0.15	н.о.	н.о.	н.о.	98.6	0.053
	3	<i>Fo</i>	42.0	0.08	0.16	0.48	4.9	0.09	52.9	0.19	н.о.	н.о.	н.о.	100.7	0.050
	2	<i>Fo</i>	41.2	0.05	0.07	0.18	7.9	0.09	50.6	0.19	н.о.	н.о.	н.о.	100.3	0.081
	1	<i>Fo</i>	35.0	н.о.	0.17	0.37	37.1	0.18	26.4	0.14	0.05	н.о.	н.о.	99.5	0.441
	13	<i>Fo</i>	36.3	0.10	0.38	0.28	31.7	0.23	30.3	0.12	0.06	0.03	н.о.	99.5	0.032
	16	<i>Gl</i>	42.1	0.05	34.3	0.84	0.6	н.о.	0.10	2.10	17.5	1.95	н.о.	99.5	
Северный Колчим (НЗ)															
RF-20	100	<i>Fo</i>	42.8	н.о.	0.18	н.о.	0.4	н.о.	55.5	0.98	н.о.	н.о.	н.о.	99.8	0.004
RF-21	102	<i>Fo</i>	42.4	н.о.	0.26	н.о.	0.6	н.о.	55.9	0.64	н.о.	н.о.	н.о.	99.8	0.006
	103	<i>Fo</i>	42.6	н.о.	0.30	н.о.	0.4	н.о.	55.7	0.71	н.о.	н.о.	н.о.	99.7	0.004
RF-22	106	<i>Fo</i>	42.8	н.о.	0.16	н.о.	0.7	н.о.	55.5	0.47	н.о.	н.о.	н.о.	99.6	0.01
	107	<i>Fo</i>	41.4	н.о.	0.10	н.о.	5.4	0.22	52.3	0.17	н.о.	н.о.	н.о.	99.6	0.06
	108	<i>low-Ca Px</i>	59.1	н.о.	0.55	0.55	2.5	0.13	37.0	0.36	н.о.	н.о.	н.о.	100.3	0.04
RF-23	113	<i>Fo</i>	43.1	н.о.	н.о.	н.о.	2.0	н.о.	54.8	0.30	н.о.	н.о.	н.о.	100.1	0.02

Таблица А.3. (Продолжение)

Включ.	№	М-рал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	∑ _(оксиды)	Fe/(Fe+Mg) _м
RF-24	112	<i>Fo</i>	42.7	н.о.	0.27	н.о.	0.7	н.о.	55.8	0.55	н.о.	н.о.	н.о.	100.1	0.01
RF-26	64	<i>Fo</i>	42.0	н.о.	0.22	н.о.	0.5	н.о.	56.6	0.71	н.о.	н.о.	н.о.	100.2	0.005
	65	<i>Fo</i>	42.0	н.о.	0.37	н.о.	0.7	н.о.	56.6	0.61	н.о.	н.о.	н.о.	100.5	0.007
	76	<i>Fo</i>	41.8	н.о.	0.17	н.о.	0.5	н.о.	56.6	0.52	н.о.	н.о.	н.о.	99.7	0.005
	77	<i>Fo</i>	42.3	н.о.	0.26	н.о.	0.5	н.о.	56.3	0.74	н.о.	н.о.	н.о.	100.1	0.005
RF-27	78	<i>Fo</i>	41.8	н.о.	0.11	н.о.	1.0	н.о.	56.3	0.54	н.о.	н.о.	н.о.	100.1	0.01
RF-28	97	<i>Fo</i>	42.2	н.о.	0.24	н.о.	1.5	н.о.	55.2	0.65	н.о.	н.о.	н.о.	99.8	0.02
RF-30	93	<i>Fo</i>	42.4	н.о.	0.15	н.о.	1.9	н.о.	55.5	0.50	н.о.	н.о.	н.о.	100.4	0.02
Shinejinst (H4)															
RF-43	17	<i>Fo</i>	43.1	0.09	0.25	0.07	0.7	н.о.	55.3	0.68	н.о.	н.о.	н.о.	100.3	0.007

Таблица А.4. Микроэлементный состав форстерита из богатых форстеритом включений и хондр, содержащих аналогичный форстерит (LA-ICP-MS), г/т.

Эл-т	Содержание																	
	RF-02	RF-03	RF-06	RF-08	RF-09	RF-10	RF-11	RF-13	RF-16	RF-44	RF-19	RF-20	RF-25	RF-26	RF-42	RF-01	RCh-01	RCH-05
Li	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.4	н.о.	1.9	н.о.	н.о.	н.о.	4.5	н.о.	0.7	н.о.	н.о.	0.7	0.7	2
Be	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	3.73	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	6.8	0.9	н.о.	н.о.	1.8	1.6
B	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	5.7	н.о.	16.9	н.о.	10.7	н.о.	н.о.	4.8	н.о.	6.8	6.8	15
Na	54.4	н.о.	47.3	н.о.	21.5	н.о.	293.4	6.8	н.о.	н.о.	1419.1	85.8	н.о.	10.3	61.6	47.1	50.2	37.7
Mg	276043.0	296337.3	276298.7	266246.7	311030.3	285952.8	219728.0	307555.4	291481.5	280894.9	269522.9	277588.2	293493.9	302009.9	257738.3	297049.4	297923.9	276797.7
Al	1303.3	356.3	874.4	233.2	985.0	1331.9	3770.4	1698.6	1167.8	203.0	3369.9	4048.7	1576.8	1144.2	1861.9	1558.0	527.4	1532.5
Si	198661.7	199316.1	198381.2	197399.6	200064.0	203008.9	198661.7	198661.7	197960.6	199316.1	197493.1	197960.6	197352.9	198661.7	192772.0	194641.7	198661.7	197306.2
Ca	3515.6	1861.8	2058.8	2116.8	2695.2	3076.8	4694.7	3305.7	3220.9	929.2	3815.5	5537.0	3914.3	4782.1	2961.8	4307.3	660.3	3909.9
Sc	10.3	2.7	3.2	2.8	6.2	4.5	6.4	14.2	2.9	н.о.	5.4	6.9	9.7	15.2	18.3	20.8	3.9	18.7
Ti	419.2	122.5	145.3	77.1	185.9	419.3	426.4	361.5	260.7	56.2	356.7	430.0	454.1	340.2	674.0	339.9	164.6	362.9
V	76.4	68.6	51.1	95.7	53.4	12.6	92.6	85.0	100.6	73.7	51.6	46.3	48.9	67.3	84.2	186.3	38.4	310.2
Cr	1358.8	749.2	1223.6	1267.3	1257.8	485.0	1850.9	654.2	741.4	3092.3	1645.1	377.6	820.1	445.0	2909.7	460.4	836.9	627.9
Mn	234.1	81.5	83.6	142.7	108.7	129.0	503.8	48.2	69.1	307.3	481.7	121.8	274.8	43.1	2102.7	38.3	690.3	36.6
Fe	3629.4	2608.9	2992.4	3225.7	2509.9	1972.2	16657.6	2148.1	2238.7	12038.5	30287.5	14244.0	22770.7	н.о.	33451.7	5507.9	23712.3	2616.6
Co	1.2	2.0	н.о.	1.7	0.8	н.о.	32.1	3.8	1.3	3.7	6.7	59.2	17.9	н.о.	3.2	9.5	2.4	1.9
Ni	0.9	3.5	3.6	н.о.	22.2	10.0	569.2	18.8	н.о.	11.2	97.1	974.1	275.8	н.о.	6.3	123.3	50.7	9.2
Cu	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	16.4	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	13.6
Zn	8.3	н.о.	н.о.	12.5	6.4	н.о.	45.9	10.1	13.2	25.1	17.0	н.о.	35.3	н.о.	н.о.	16.6	19.9	15.1
Ga	н.о.	н.о.	1.5	н.о.	н.о.	н.о.	2.3	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1.1	н.о.	0.8	н.о.	н.о.	1.1	4.1
Ge	н.о.	н.о.	7.2	н.о.	н.о.	7.0	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	6.9
As	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	13.3	н.о.	16.0	н.о.	н.о.	16.8
Rb	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.1	н.о.	н.о.	н.о.	1.8
Sr	н.о.	н.о.	н.о.	0.64	н.о.	1.53	11.86	н.о.	н.о.	н.о.	5.5	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1.6
Y	0.8	н.о.	0.76	н.о.	н.о.	0.62	1.32	0.54	н.о.	0.4	1.4	0.9	н.о.	н.о.	0.5	0.5	н.о.	1.4
Zr	н.о.	н.о.	0.34	н.о.	н.о.	н.о.	2.81	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.4	н.о.	0.1	н.о.	1.7
Nb	н.о.	н.о.	0.2	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.1	н.о.	н.о.	н.о.	1.0

Таблица А.4. (Продолжение)

Эл-т	RF-02	RF-03	RF-06	RF-08	RF-09	RF-10	RF-11	RF-13	RF-16	RF-44	RF-19	RF-20	RF-25	RF-26	RF-42	RF-01	RCh-01	RCH-05
Mo	1.5	2.7	0.7	н.о.	н.о.	1.9	0.3	н.о.	н.о.	1.0	1.1	н.о.	1.6	0.3	0.5	н.о.	н.о.	0.8
Ag	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.38	0.31	н.о.	н.о.	н.о.	0.5	н.о.	1.4	н.о.	1.1	н.о.	н.о.	0.2
Cd	0.8	н.о.	0.7	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.2	н.о.	н.о.	0.7	0.5
In	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.1	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Sn	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1.9
Sb	н.о.	н.о.	0.6	н.о.	0.9	н.о.	н.о.	0.3	н.о.	0.8	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1.5
Te	н.о.	н.о.	16.0	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	11.5
Cs	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.1	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.3
Ba	н.о.	0.5	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	4.7	0.2	н.о.	1.0	1.3	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.4
La	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.1	н.о.	0.1	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Ce	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.2	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.2	0.1	н.о.	0.04	н.о.	н.о.	н.о.
Pr	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.06	0.1	н.о.	н.о.	н.о.	0.1	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Nd	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.3	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1.4
Sm	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.2	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Eu	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Gd	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.1	н.о.	н.о.	н.о.	0.6	н.о.	н.о.	н.о.	0.25	н.о.	н.о.	н.о.
Tb	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Dy	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.5	н.о.	0.2	н.о.	0.4	н.о.	н.о.	н.о.	0.15	н.о.	н.о.	0.2
Ho	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.1	0.2	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Er	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.1	н.о.	0.3	0.1	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.1	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Tm	0.1	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.1	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Yb	0.2	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.15	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.6	н.о.	н.о.	0.3	0.2	н.о.	0.3
Lu	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.1	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.1
Hf	0.13	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.1	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.1	н.о.	н.о.	0.1
W	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Tl	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.1	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.1	0.5
Pb	н.о.	н.о.	н.о.	0.1	1.1	н.о.	0.6	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.2	0.2	0.6
Bi	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.3
Th	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.1	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
U	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.

Таблица А.5. Состав минералов (мас.%) из хондр, содержащих форстерит из хондритов.

Хондра	№	М-рал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	Сумма	Fe/(Fe+Mg) _{мол}
Northwest Africa 11781 (CM2)															
RF-01	46	<i>Fo</i>	42.3	0.08	0.17	0.39	0.9	0.14	55.1	0.35	н.о.	н.о.	н.о.	99.4	0.009
	47	<i>Fo</i>	42.5	0.06	0.31	0.11	0.4	н.о.	55.3	0.72	н.о.	0.02	н.о.	99.5	0.004
	48	<i>Fo</i>	41.6	0.09	0.27	0.09	0.3	н.о.	56.0	0.67	н.о.	н.о.	н.о.	99.1	0.003
	49	<i>Fo</i>	41.6	0.09	0.37	0.11	0.4	н.о.	55.6	0.78	н.о.	н.о.	н.о.	98.9	0.004
	50	<i>Fo</i>	41.6	0.08	0.22	0.09	0.5	н.о.	55.9	0.69	н.о.	н.о.	н.о.	99.2	0.005
	51	<i>Fo</i>	42.6	0.04	0.08	0.38	0.8	0.08	55.3	0.39	н.о.	н.о.	н.о.	99.7	0.008
	52	<i>Fo</i>	42.4	0.06	0.12	0.25	0.7	н.о.	56.1	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	99.6	0.007
	53	<i>Fo</i>	42.1	0.09	0.17	0.16	0.7	н.о.	55.1	0.55	н.о.	н.о.	н.о.	98.9	0.007
	54	<i>Cen</i>	56.9	0.16	0.98	0.47	3.5	н.о.	36.4	0.68	н.о.	н.о.	0.06	99.2	0.051
	55	<i>Cen</i>	59.2	0.20	0.94	0.43	0.6	н.о.	38.2	0.54	н.о.	н.о.	н.о.	100.1	0.009
	56	<i>Cen</i>	57.9	0.25	0.96	0.50	2.0	0.14	37.2	0.57	н.о.	0.09	н.о.	99.7	0.029
	57	<i>Cen</i>	59.1	0.15	0.84	0.58	2.0	0.08	36.3	0.64	н.о.	0.02	н.о.	99.8	0.030
	58	<i>Cen</i>	59.4	0.23	0.83	0.73	1.0	0.16	37.4	0.37	н.о.	0.02	н.о.	100.1	0.015
	59	<i>Cen</i>	54.0	0.11	0.91	0.55	6.5	0.20	36.0	0.59	0.09	0.02	0.07	99.0	0.092
60	<i>Cen</i>	58.4	0.15	0.76	0.59	2.5	0.17	36.7	0.66	н.о.	н.о.	0.11	100.1	0.037	
63	<i>Cen</i>	57.9	0.18	0.99	0.43	1.0	н.о.	38.5	0.66	н.о.	0.04	н.о.	99.8	0.014	
61	<i>Ca Px</i>	49.2	0.85	2.70	0.57	8.7	0.15	18.3	18.0	0.14	0.28	0.67	99.6	0.211	
Северный Колчим (H3.4)															
RCh-02	1	<i>Fo</i>	41.3	0.02	0.10	0.18	0.55	0.01	56.11	0.41	н.о.	н.о.	0.02	98.7	0.005
	4	<i>Fo</i>	41.2	0.07	0.23	0.27	1.17	н.о.	54.33	0.47	н.о.	н.о.	0.26	98.0	0.012
	5	<i>Fo</i>	41.5	0.09	0.19	0.20	0.76	н.о.	55.23	0.44	н.о.	н.о.	0.23	98.6	0.008
	6	<i>Fo</i>	42.2	0.08	0.28	0.20	0.67	0.04	54.28	0.43	н.о.	н.о.	0.07	98.4	0.007
	8	<i>Fo</i>	42.3	0.17	0.25	0.23	0.60	н.о.	54.92	0.48	н.о.	н.о.	н.о.	99.0	0.006
	9	<i>Fo</i>	42.1	0.05	0.17	0.32	0.75	н.о.	54.96	0.42	н.о.	н.о.	0.04	98.8	0.008
	10	<i>Fo</i>	41.7	0.10	0.28	0.39	0.69	н.о.	54.51	0.49	0.02	0.02	0.11	98.4	0.007

Таблица А.5. (Продолжение)

Хондра	№	М-рал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	Сумма	Fe/(Fe+Mg) _{мол}
RCh-02	2	<i>Gl</i>	56.1	0.68	21.1	0.74	0.52	0.04	3.83	11.0	4.94	0.39	0.10	99.5	
	3	<i>Gl</i>	54.4	0.82	20.4	0.84	0.25	0.06	5.34	11.6	4.90	0.27	0.03	99.0	
Allende (CV3)															
RCh-04	4	<i>Fo</i>	42.2	0.19	0.54	0.52	1.33	0.08	54.7	0.24	0.05	н.о.	н.о.	99.8	0.013
	8	<i>Fo</i>	42.5	0.11	0.07	0.03	2.67	0.10	54.8	0.20	н.о.	н.о.	н.о.	100.5	0.027
	9	<i>Fo</i>	41.0	0.25	0.52	0.37	4.75	0.13	52.9	0.26	н.о.	н.о.	0.06	100.4	0.048
	10	<i>Fo</i>	41.2	0.12	0.15	0.24	3.34	0.06	55.1	0.42	н.о.	н.о.	н.о.	100.7	0.033
	1	<i>Spl</i>	0.04	0.24	69.0	0.17	1.70	0.03	27.2	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	98.8	
	2	<i>Spl</i>	0.05	0.24	70.0	0.16	0.50	0.03	27.9	0.02	0.02	н.о.	н.о.	99.4	
	3	<i>Spl</i>	0.08	0.22	69.8	0.24	0.37	н.о.	27.5	0.02	н.о.	н.о.	н.о.	98.6	
	4	<i>Spl</i>	0.05	0.33	69.7	0.25	0.44	0.02	27.1	0.05	н.о.	н.о.	н.о.	98.4	
	6	<i>Gl</i>	43.7	н.о.	34.9	н.о.	0.09	0.05	0.34	19.6	0.56	0.01	н.о.	99.4	
	7	<i>Gl</i>	44.2	0.02	34.4	0.05	0.10	0.02	0.38	19.6	0.69	0.02	0.02	99.5	
	11	<i>Gl</i>	45.5	0.06	33.5	н.о.	0.28	н.о.	0.65	18.6	1.23	н.о.	0.02	99.8	
RCh-04	12	<i>Gl</i>	44.0	0.08	34.2	н.о.	0.41	н.о.	0.32	19.4	0.86	н.о.	н.о.	99.4	
	13	<i>Gl</i>	45.0	н.о.	34.6	0.04	0.14	н.о.	0.44	19.5	0.75	н.о.	н.о.	100.5	
	14	<i>Gl</i>	46.9	0.08	29.1	0.11	0.16	н.о.	5.85	16.8	0.66	0.02	0.02	99.7	
RCh-05	1	<i>Fo</i>	41.8	н.о.	0.32	0.12	0.38	н.о.	57.1	0.60	н.о.	н.о.	н.о.	100.4	0.004
	2	<i>Fo</i>	42.5	н.о.	0.24	0.06	0.38	0.02	56.6	0.58	н.о.	н.о.	н.о.	100.5	0.004
	3	<i>Fo</i>	42.4	н.о.	0.36	0.17	0.40	0.02	56.5	0.64	н.о.	н.о.	н.о.	100.6	0.004
	4	<i>Fo</i>	41.7	0.19	0.26	0.36	1.94	0.07	55.5	0.37	0.03	н.о.	н.о.	100.4	0.019
	5	<i>Fo</i>	42.0	0.03	0.05	0.04	3.55	0.06	55.0	0.14	н.о.	н.о.	0.05	100.9	0.035
	6	<i>Ol</i>	40.6	н.о.	0.02	0.10	10.2	0.11	49.6	0.24	н.о.	н.о.	0.07	101.0	0.103
	10	<i>Ol</i>	39.0	0.04	0.05	0.18	17.3	0.12	43.1	0.16	н.о.	н.о.	0.14	100.1	0.184
	8	<i>Gl</i>	49.3	1.08	26.1	0.25	0.19	0.02	3.57	14.8	3.77	н.о.	0.03	99.1	
	9	<i>Gl</i>	49.6	0.93	26.1	0.28	0.40	н.о.	3.85	13.9	4.15	0.02	0.06	99.3	

Таблица А.6. Микроэлементный состав пироксеновой каймы из богатых форстеритом включений (LA-ICP-MS), г/т

Эле- мент	RF-02	RF-03	RF-09	RF-11	Эле- мент	RF-02	RF-03	RF-09	RF-11
Li	2.3	2.0	5.6	3.2	In	н.о.	н.о.	0.5	н.о.
Be	18.3	27.4	н.о.	0.8	Sn	2.2	2.1	2.8	1.0
B	21.8	н.о.	13.2	7.9	Sb	0.7	2.0	4.1	1.2
Na	189.4	123.3	69.3	44.2	Te	13.5	19.2	н.о.	н.о.
Mg	197699.0	196483.6	137501.8	200425.5	Cs	0.5	0.5	0.4	н.о.
Al	4998.0	5582.6	2925.8	4096.8	Ba	3.8	2.5	3.8	2.1
Si	273872.7	274433.6	277191.6	276724.1	La	0.1	н.о.	0.3	н.о.
Ca	4085.2	3117.2	2218.5	4509.6	Ce	0.1	н.о.	н.о.	0.1
Sc	14.0	7.3	7.4	2.8	Pr	н.о.	0.1	н.о.	н.о.
Ti	917.7	752.3	298.8	456.1	Nd	н.о.	н.о.	н.о.	0.7
V	102.7	99.1	46.1	80.4	Sm	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Cr	2972.4	3349.1	3206.3	2958.1	Eu	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Mn	389.3	630.0	404.0	584.5	Gd	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Fe	8572.0	5007.5	1717.0	4905.2	Tb	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Co	7.2	6.6	6.4	5.3	Dy	н.о.	н.о.	н.о.	0.8
Ni	93.6	42.6	72.0	73.5	Ho	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Cu	12.1	20.8	8.1	6.7	Er	0.2	0.3	н.о.	н.о.
Zn	6.3	9.2	6.7	5.0	Tm	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Ga	1.3	1.9	6.9	2.2	Yb	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Ge	7.3	10.4	17.4	4.3	Lu	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
As	13.0	21.3	33.2	4.9	Hf	н.о.	н.о.	н.о.	0.1
Rb	2.3	2.1	0.8	0.6	Ta	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Sr	6.3	3.0	1.8	3.5	W	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Y	1.0	0.8	0.4	0.2	Tl	0.3	0.7	н.о.	н.о.
Zr	1.6	2.6	1.7	1.3	Pb	0.5	0.6	0.4	0.3
Nb	0.7	н.о.	0.5	0.1	Bi	0.3	0.7	0.3	н.о.
Mo	0.8	н.о.	н.о.	н.о.	Th	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Ag	н.о.	н.о.	н.о.	0.3	U	0.1	н.о.	н.о.	н.о.
Cd	2.9	0.6	н.о.	н.о.					