*На правах рукописи*

**ИВАНОВ Андрей Валерьевич**

# МЕТЕОРИТ KAIDUN: СТРУКТУРА, СОСТАВ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ

25.00.09 – геохимия,
геохимические методы поисков полезных ископаемых

АВТОРЕФЕРАТ
диссертации на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Москва 2003

Работа выполнена в Институте геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН

Официальные оппоненты:

| | |
|---|---|
| доктор геолого-минералогических наук, профессор | А.А.Кадик |
| доктор химических наук, ведущий научный сотрудник | Е.Г.Осадчий |
| доктор геолого-минералогических наук, доцент | В.И.Фельдман |

Ведущая организация: Институт космических исследований РАН

Защита состоится 22 октября 2003 г. в 11 часов на заседании Диссертационного совета Д 002.109.02 при Институте геохимии и аналитической химии им.В.И.Вернадского РАН по адресу: 119991 Москва, ул. Косыгина 19.

Факс: (095) 938-20-54

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Института геохимии и аналитической химии им.В.И.Вернадского РАН

Автореферат разослан 22 сентября 2003 г.

Ученый секретарь Диссертационного совета
канд. геол.-мин. наук А.П.Жидикова

# ВВЕДЕНИЕ

***Актуальность темы.*** Метеориты были и, несмотря на интенсивное развитие космических исследований, остаются ключевым, а часто и единственным источником информации о протопланетной и ранней планетной истории Солнечной системы. И изучение любого метеорита расширяет наши знания в этом направлении.

В последние десятилетия при исследовании метеоритного вещества была получена весьма важная и обширная новая информация. Так, практически во всех известных группах хондритов обнаружены обогащенные Ca и Al включения – вероятные реликты досолнечного вещества. Доказана изотопная гетерогенность первичного вещества Солнечной системы и выявлен ряд специфических изотопных аномалий. Найдены метеориты лунного и марсианского происхождения. Показано изменение во времени состава поступающих на Землю метеоритов. Идентифицирован ряд новых типов метеоритов, существенных для понимания систематики метеоритов в целом.

Несомненно, этот перечень может быть продолжен. Несомненно также, что в этот перечень должны быть включены результаты, полученные при изучении метеорита Kaidun.

Метеорит Kaidun упал 3 декабря 1980 года в Народной Демократической Республике Йемен (15° с.ш., 48.3° в.д.) и поступил в коллекцию Комитета по метеоритам АН СССР весной 1981 г (обр. 15415).

Общая масса метеорита составляла 850 г. Метеорит раскололся при ударе о землю и затем, будучи весьма непрочным, крошился при транспортировке. Наибольший из сохранившихся кусков размером 10x7x6 см имеет массу 507 г и почти наполовину покрыт корой плавления. Другие обломки, включая многие мелкие, также содержат участки коры плавления, что позволяет считать данный индивидуальный экземпляр метеорита достаточно полно представленным в собранном материале. Следует особо подчеркнуть, что метеорит был поднят сразу после наблюдавшегося падения. Это в значительной степени исключает возможность образования земных минералов в результате окисления, гидратации, гидролиза и т.д.

По структуре метеорит Kaidun является сложной хондритовой брекчией.

Брекчированность – одна из характерных особенностей многих каменных метеоритов, в том числе хондритов, что связано с многочисленными ударными событиями на их родительских телах. Обычно хондритовые брекчии мономиктовые, и их компоненты различаются только по структурно-петрологическому типу, т.е. по степени ударной и/или термической

переработки вещества. Однако многие хондритовые брекчии содержат включения чужеродного вещества, обычно хондритов иных групп, часто обозначаемые как ксенолиты. При этом чаще всего наблюдаются класты вещества углистых хондритов 2-го типа, отмеченные как в углистых 3-го типа, так и в обыкновенных хондритах. Смеси вещества обыкновенных хондритов различных групп достаточно редки. Смешения вещества энстатитовых хондритов с веществом хондритов иных типов не отмечено.

Метеорит Kaidun кардинально отличается от всех известных метеоритов. Уже на первом, предварительном этапе изучения была показана экстремально высокая гетерогенность этого метеорита, который содержит смесь "несовместимых" типов метеоритного вещества – углистых и энстатитовых хондритов, т.е. соответственно наиболее окисленных и наиболее восстановленных представителей метеоритного вещества [Иванов и др., 1984]. В ходе дальнейших исследований разнообразие представленного в метеорите вещества было существенно расширено. Практически как минимум каждый второй шлиф этой гетерогенной хондритовой брекчии содержит новые литологические разновидности вещества, не наблюдавшиеся ранее в этом метеорите, а зачастую и во всех других. И эта особенность является одной из существенных трудностей и, одновременно, привлекательных сторон исследования метеорита Kaidun.

О высокой степени разнообразия вещества метеорита свидетельствует, например, богатство его минерального состава – в нем идентифицировано более 60 минеральных фаз, в том числе ряд редких и новых.

Все известные метеориты представляют по крайней мере 135 различных родительских тел, включая примерно 27 хондритовых тел [Meibom, Clark, 1999]. Несомненно, эти значения не могут рассматриваться как окончательные и в дальнейшем будут уточняться. Столь же несомненно, что метеорит Kaidun не связан ни с одним из этих 135 родительских тел и является представителем нового, ранее не опробованного космического тела.

***Цель и задачи работы.*** Основная проблема в понимании природы метеорита Kaidun состоит в присутствии здесь многочисленных и чрезвычайно разнородных фрагментов. Соответственно, основная цель исследования этого метеорита заключается в выявлении механизма или механизмов вхождения этих фрагментов в родительское тело метеорита и, в оптимальном случае, определении родительского тела. Реальными путями решения этой проблемы является изучение отдельных компонентов метеорита, что и было конкретными задачами автора.

***Научная новизна работы*** определяется следующими ее результатами:

– Идентифицирован ряд новых минеральных фаз, в том числе:

- первый природный сульфид щелочного металла $Na_2S_2$, продукт небулярной конденсации;
- водный силикат железа $FeSiO_3.nH_2O$, продукт небулярного газового метасоматоза;
- гидрооксид $5(Mg,Fe)O.Al_2O_3.nH_2O$, результат отложения из горячих растворов;
- высокотемпературный Ca-найнинджерит (Mg,Mn,Fe,Ca)S;
- новый минерал флоренскиит FeTiP – первый природный фосфид литофильного элемента.

– Впервые в метеоритах обнаружены энигматит ($Na_2Fe^{2+}{}_5TiSi_6O_{20}$) и вилкинсонит ($Na_2Fe^{2+}{}_4Fe^{3+}{}_2Si_6O_{20}$) – характерные минералы щелочных пород.

– Выявлены ранее неизвестные типы метеоритного вещества:

- энстатитовые агрегаты с включениями сульфидов, образовавшиеся в результате агломерации небулярных конденсатов;
- неравновесный энстатитовый хондрит группы L (EL3).

– Предложен новый для метеоритов тип процесса – перенос вещества в карбонильной форме и отложение при истечении в трещину; результатом процесса было образование жеоды кристаллов мартенсита.

– Показано, что процессы водного изменения вещества имели место как на доаккреционной стадии, так и в родительских телах; предложены критерии распознавания продуктов изменения никелистого железа в этих процессах.

***Практическое значение.*** Полученные автором данные могут быть использованы при планировании и проведении космических полетов на Фобос и другие тела Солнечной системы, имеющие углисто-хондритовый состав.

***Структура работы.*** Диссертация состоит из 12-ти глав, объединенных в 2 части, введения и заключения. В первой части (главы 1-9) приводится характеристика различных компонентов, слагающих метеорит. Во второй части (главы 10-12) рассмотрены процессы формирования компонентов метеорита и характеристики его родительского тела, а также высказано предположение о вероятной природе последнего. В работе приведено 48 таблиц и 71 рисунок.

***Апробация работы.*** По теме диссертации опубликовано 79 печатных работ, в том числе статьи в тематическом сборнике Метеоритика и в журналах

Геохимия, Доклады АН СССР, Meteoritics & Planetary Science, American Mineralogist. Результаты исследований были представлены на ряде отечественных и международных симпозиумов и конференций, в том числе на 27-м Международном геологическом конгрессе (Москва, 1984), Всесоюзных конференциях по метеоритике (Черноголовка, 1984; Таллин, 1987; Черноголовка, 1994), Всесоюзном симпозиуме по стабильным изотопам в геохимии (Москва, 1984), Международных конференциях по исследованию Луны и планет (Хьюстон, 1984-1989, 1991-1997, 1999-2001), Конференциях Метеоритного общества (Бурже, 1985; Копенгаген, 1992; Вейл, 1993; Прага, 1994; Вашингтон, 1995; Берлин, 1996; Гавайи, 1997; Дублин, 1998; Иоханесбург, 1999; Чикаго, 2000; Рим, 2001), Рабочей группе по модификации хондритового вещества (1997, Майами), 30-м микросимпозиуме по сравнительной планетологии (Москва, 1999), Научной школе “Щелочной магматизм Земли” (Москва, 2001).

Работа выполнена в лаборатории сравнительной планетологии и метеоритики – космохимии и метеоритики – метеоритики Института геохимии и аналитической химии им.В.И.Вернадского РАН.

С глубокой благодарностью автор вспоминает своего учителя К.П.Флоренского. Моя искренняя благодарность коллегам – В.А.Алексееву, А.А.Арискину, Д.Д.Бадюкову, А.Т.Базилевскому, Л.Д.Барсуковой, А.М.Бычкову, Л.Л.Кашкарову, Н.Н.Кононковой, В.П.Крючкову, Р.О.Кузьмину, Л.Ф.Мигдисовой, М.А.Назарову, М.И.Петаеву, А.Я.Скрипник, И.А.Строганову, А.А.Ульянову, В.И.Устинову, А.В.Фисенко, Н.Р.Хисиной, Т.В.Шингаревой, Ю.А.Шуколюкову, О.И.Яковлеву – за плодотворное сотрудничество и дружеское участие. Автор выражает признательность С.М.Александрову, Л.Д.Кригману, В.С.Сафронову, Ю.И.Сидорову, В.С.Урусову, И.Л.Ходаковскому, А.А.Ярошевскому за полезные дискуссии по темам, затронутым в работе. Автор благодарен Э.М.Галимову за плодотворные дискуссии и поддержку этого исследования. Автор благодарит зарубежных коллег Ф.Брандштеттера, М.Золенского, Г.Курата, Г.Макферсона за конструктивное сотрудничество.

Работа была поддержана грантами Международного научного фонда (M9R000, M9R300) и Российского фонда фундаментальных исследований (95-05-14547, 97-05-64378, 01-05-64239), в которых автор являлся руководителем.

# Часть I ВЕЩЕСТВО МЕТЕОРИТА KAIDUN

Важнейшей особенностью метеорита Kaidun является уникальное разнообразие слагающих его компонентов. Здесь идентифицированы фрагменты различных углистых и энстатитовых хондритов, многочисленные расплавленные класты, а также ряд образований и типов вещества, ранее в метеоритах не наблюдавшихся.

## А МАТРИЦА МЕТЕОРИТА

### Глава 1. УГЛИСТЫЙ ХОНДРИТ 2-ГО ТИПА

Основная часть метеорита Kaidun имеет микробрекчиевую структуру и на 70 % состоит из черной непрозрачной матрицы. Хондры размером 0.3-10 мм составляют основную часть высокотемпературной ассоциации и представлены оливин-пироксеновыми порфировыми, пироксеновыми лучистыми и стеклянными разностями. На этапе предварительного изучения это вещество обозначалось как Kaidun I [Иванов и др., 1985; Иванов, 1989].

Важнейшей особенностью матрицы является присутствие многочисленных “чужеродных” фрагментов различного состава широкого спектра размеров, что не может не учитываться при интерпретации результатов изучения вещества метеорита, в первую очередь углистых компонентов.

Вещество матрицы имеет типичный для углистых хондритов минеральный состав: оливин, пироксены, плагиоклаз, стекло, карбонаты, филлосиликаты, камасит, троилит, пентландит, магнетит, гидроокислы. Для многих минералов характерны широкие вариации химического состава.

Оливин и бедные Ca орто- и клинопироксены встречается в хондрах, минеральных агрегатах и в матрице и характеризуются изменчивостью состава: оливин $Fa_{0,3-38,4}$, пироксены $Fs_{0.2-20.0}Wo_{0.1-4.5}$. Богатые Ca пироксены авгит-диопсидового состава и плагиоклаз (лабрадор-олигоклаз) редки.

Главные рудные фазы – камасит (5.8-8.9 мас.% Ni) и троилит (<1 % Ni).

Магнетит распределен в матрице неравномерно и присутствует как в виде единичных зерен, так и в форме характерных скоплений зерен микронного и субмикронного размера – так называемых фрамбоидов. Широко представлены слоистые силикаты, гидроокислы железа и оксисульфиды, характеризующиеся крайним непостоянством составов.

Карбонаты широко распространены в метеорите и присутствуют во всех типах вещества, но наиболее распространены в веществе CR матрицы. Состав

их в различных литологических типах частиц практически одинаков: во всех случаях преобладает кальцит, доломит редок [Weisberg et al., 1994]. Содержание второстепенных элементов в кальците (MgO до 3.1 мас.%, FeO до 3.4, MnO до 3.7) свидетельствует, что кальциты представляют собой твердые растворы, сформировавшиеся при температуре >250 °C [Weisberg et al., 1994]. Mn-Cr изотопная систематика карбонатов метеорита Kaidun указывает на очень раннее их формирование, в пределах примерно 1 млн. лет от времени формирования CAI [Hutcheon et al., 1999].

Общий химический состав вещества матрицы метеорита Kaidun, определенный классическим методом мокрой химии, по содержанию летучих (S, C, $H_2O$) и величинам отношения элементов к кремнию близок составу углистых хондритов 2-го петрологического типа. Исключение составляет отношение Mg/Si, которое в изученном веществе (0,82) ниже среднего для всех групп углистых хондритов.

Определение изотопного состава кислорода проводилось в усредненных пробах вещества C и E хондритов, использованных для химического анализа, и в большом количестве отдельных фрагментов различного типа [Иванов и др., 1987; Clayton et al., 1994]. Образцы различных структурных составляющих метеорита на трехизотопной кислородной диаграмме характеризуются широким диапазоном колебаний составов (вариации значений $\delta^{18}O$ составляют 15 ‰), что естественно, если принимать во внимание экстремально высокую гетерогенность метеорита Kaidun.

Точки вещества энстатитовых фрагментов Kaidun располагаются на диаграмме в области, занимаемой другими энстатитовыми метеоритами. Составы кислорода углистых хондритов занимают широкий диапазон на диаграмме, в том числе в областях, отвечающих CI1 хондритам, CM хондритам и CR хондритам. Ряд точек углистых фрагментов располагаются между областями составов различных групп, что связано с высокой степенью перемешанности вещества. Наконец, состав кислорода нескольких углистых фрагментов лежит выше линии земного фракционирования в области, не занятой каким-либо ранее известным веществом.

Данные по содержанию и изотопному составу H, C и N в углистом образце метеорита Kaidun [Kerridge, 1985] показывают, что по высокому содержанию C и N (соответственно 3.34 мас.% и 1.89 мг/г) образец подобен углистым хондритам 1-го типа, а по изотопному составу компонентов ($\delta^{15}N$ +165 ‰, δD +1045 ‰) близок хондритам группы CR Renazzo и Al Rais.

Содержание и изотопный состав благородных газов в изученном веществе в целом отвечают таковому в углистых хондритах 2-го типа [Шуколюков и др., 1986]. Однако по содержанию благородных газов метеорит Kaidun, в отличие от многих других углистых хондритов, не обогащен газами солнечного состава. Оценка радиационного возраста метеорита, основанная на содержании $^{21}$Ne, составляет (0.5-1)$10^6$ лет [Кашкаров и др., 1995].

Многие характеристики – высокое содержание матрицы, структура, неоднородность составов железистых силикатов, состав металлической (отсутствие тэнита) и сульфидной (высокое содержание Ni) фаз, – свидетельствуют о принадлежности изученного вещества ко 2-му петрологическому типу. По химическому составу вещество основной части метеорита , как отмечено выше, отличается от известных углистых хондритов по Mg/Si отношению. По изотопному составу кислорода, азота и водорода вещество матрицы близко группе CR хондритов. По совокупности признаков вещество основной части метеорита Kaidun может быть классифицировано как аномальный углистый хондрит 2-го петрологического типа, близкий CR группе.

Параметры ЯГР спектров слоистых силикатов указывают на вероятный нагрев вещества углистых хондритов метеорита Kaidun до температуры 200-450° С [Малышева и др., 1986].

Трековые исследования силикатов и стекол углистых компонентов метеорита Kaidun [Кашкаров и др., 1995] показали, что вещество относится к наименее облученным углистым хондритам. Характеристики треков свидетельствуют о наличии как минимум двух групп кристаллов, различающихся по дозам облучения. Одна из групп характеризуется крайне низкой дозой облучения, обусловленной почти целиком VH ядрами галактических космических лучей. Вторая группа несет следы облучения VH ядрами космических лучей, суммарная доза которого на 2-3 порядка превышает интегральный поток ядер галактических космических лучей. Образование этих треков связывается с интенсивным доаккреционным облучением. На облучение вещества метеорита Kaidun на ранних этапах формирования Солнечной системы указывают также присутствие в некоторых образцах стекол треков, образованных осколками деления $^{244}$Pu и/или VH ядрами космических лучей, относящимся по своим характеристикам к доаккреционной стадии формирования вещества.

# Б КЛАСТЫ, ОБЛОМКИ, ВКЛЮЧЕНИЯ

## Глава 2. УГЛИСТЫЕ ХОНДРИТЫ

Наряду с веществом аномального углистого хондрита 2-го петрологического типа, слагающим основную массу метеорита, в нем обнаружены многочисленные фрагменты углистых хондритов всех петрологических типов. Ниже приводится описание изученных к настоящему времени фрагментов различных углистых хондритов.

**Углистый хондрит C1**

Вещество присутствует в метеорите Kaidun в виде отдельных ксенолитов размером до ~1 см. Оно представлено однородной, лишенной хондр и включений тонкозернистой черной филлосиликатной матрицей, в которой различимы агломераты субмикронных кристаллов магнетита, зерна карбонатов и безводных силикатов и редкие зерна сульфидов. В ксенолитах отмечаются более плотные участки, не содержащие зерен карбонатов и безводных силикатов. На этапе предварительного исследования это вещество обозначалось как Kaidun II [Иванов и др., 1985; 1986; Иванов, 1989].

Главным минералом этого типа вещества является серпентин, менее распространен сапонит [Zolensky et al., 1991].

Среди безводных силикатов преобладает форстерит $Fo_{96-99}$, реже встречаются оливины до $Fo_{42}$ [Brandstätter et al., 1992]. Для форстеритов характерны изменчивые, но в целом высокие содержания второстепенных элементов (мас. %): MnO до 2.5, CaO до 0.62, $Cr_2O_3$ до 1.30, $TiO_2$ и $Al_2O_3$ <0.05.

В некоторых форстеритах вещества содержание MnO существенно выше и, соответственно, FeO/MnO отношение существенно ниже обычного для оливинов углистых хондритов. Характерное значение FeO/MnO отношения в оливинах углистых хондритов равно 20-50 [Klock et al., 1989], тогда как в форстеритах Kaidun оно ≈1. Образование таких бедных Fe и богатых Mn (LIME) форстеритов связывается с конденсацией вещества из газа солнечного состава на ранней стадии процесса до конденсации металлического железа [Klock et al., 1989]. В этом случае марганец будет входить в состав форстерита.

Преобладающим пироксеном является энстатит с высокими и вариабельными содержаниями второстепенных элементов [Brandstätter et al., 1992]. Обнаружены два зерна богатых Ca пироксенов $Fs_{17}Wo_{21}$ и $Fs_{2.5}Wo_{35}$.

Магнетит представлен обычными для углистых хондритов типа CI и CR округлыми, дискообразными и фрамбоидальными формами.

Преобладающим карбонатом в изученном веществе является кальцит, доломит редок. Надо отметить, что в CI хондритах обычным карбонатом является доломит, тогда как кальцит характерен для CM хондритов [Kerridge et al., 1980].

Обнаружены несколько мелких, ~20 мкм, зерен фосфатов необычного состава ($Na_2O$ 3.4, MgO 21, FeO 0.98, $P_2O_5$ 37.9 мас. %), ранее в природе не отмечавшегося [Brandstätter et al., 1992].

Результаты общего химического анализа методом мокрой химии показывают в целом неоднозначную картину. По содержанию летучих S, C, $H_2O$ и отношению ряда элементов к кремнию этот тип вещества находится на границе между CI и CM хондритами [Явнель, 1973]. Для данного типа вещества, так же как и для матрицы метеорита, отмечается необычно низкое значение отношения Mg/Si.

Содержание и изотопный состав благородных газов в данном веществе в целом отвечают таковому в углистых хондритах CI [Шуколюков и др., 1986].

Изученный тип вещества метеорита Kaidun представляет собой углистый хондрит 1-го петрологического типа, отличающийся по некоторым геохимическим и минералогическим характеристикам от известных метеоритов этого типа.

**Углистый хондрит CM1**

Вещество этого типа наиболее полно представлено во фрагменте #01.3.18 [Zolensky et al., 1996]. Основная масса вещества состоит из магнезиальных серпентинов, сапонита и, в меньшей степени, клинохлора.

Специфическим компонентом фрагмента являются многочисленные удлиненные, длиной до ~100 мкм, кристаллы пирротина постоянного состава $Fe_{0.91}Ni_{0.03}S$. Исследование структуры пирротинов *in situ* показало, что кристаллы в действительности являются поликристаллами с размером составляющих менее 1 мкм. Пирротины покрыты по длинной оси оболочкой филлосиликатов толщиной до 20 мкм, что на несколько порядков больше таковых наблюдаемых в других углистых хондритах. В ряде случаев у тонких концов кристаллов пирротина находится россыпь магнетитовых фрамбоидов, что позволяет связывать формирование последних с разрушением пирротина.

Фрамбоидальный магнетит весьма распространен в образце.

Пентландит постоянного состава $Fe_{4.65}Ni_{4.35}S_8$ встречается в виде отдельных неправильных зерен, агрегатов и прожилков. Апатит достаточно

распространен в матрице образца и встречается в виде мелких, менее 10 мкм, полых кристаллов, заполненных силикатами. Диопсид представлен единственным мелким (~10 мкм) зерном состава $En_{50}Wo_{40}Fs_{10}$.

В образце присутствует несколько комплексных агрегатов размером до ~1 мм, состоящих преимущественно из филлосиликатов и окаймленных удлиненными кристаллами пирротина. Некоторые агрегаты имеют внутреннюю прерывистую кайму, состоящую из зерен богатого $TiO_2$ (~3 мас.%) андрадита, что позволяет определить его как меланит состава $Ad_{75}Uv_{14}Sch_4Py_4Gr_3$. Центральная часть агрегатов помимо филлосиликатов содержит скопления зерен и прожилки пентландита. В одном случае отмечено присутствие очень тонкозернистого агрегата “эндиопсидового” состава ~$En_{68}Wo_{32}$. Вероятно, комплексные агрегаты являются измененными хондрами.

Обычным компонентом матрицы являются состоящие из филлосиликатов округлые образования размером до 100 мкм, которые могут представлять реликты хондр, подвергшихся интенсивному водному изменению.

Химический состав фрагмента, определенный методом ИННА, близок среднему для CM хондритов. Изотопный состав кислорода [Clayton et al., 1994] отвечает таковому CM хондритов. И эти характеристики определенно указывают на принадлежность вещества к CM хондритам. Петрографические особенности вещества, прежде всего практическое отсутствие безводных силикатов при высоком распространении филлосиликатов позволяет отнести этот фрагмент к углистым хондритам типа C1. В целом фрагмент #01.3.18 классифицируется как CM1 [Zolensky et al., 1996]. От типичных CM хондритов фрагмент #01.3.18 отличается присутствием значительных количеств сапонита и фрамбоидального магнетита и отсутствием карбонатов.

Основными минералами фрагмента являются филлосиликаты, образование которых связано, повидимому, с глубоким водным изменением хондр. Меланит комплексных агрегатов мог образоваться в результате замещения геденбергита при T ~450 °C. Петрографические взаимоотношения меланита и пентландитовых прожилков указывают на более позднее образование последних, что могло произойти в гидротермальном процессе при T ~450 °C [Годлевский и др.,1971].

**Богатые Ca и Al включения**

В изученных образцах метеорита Kaidun обнаружен ряд богатых Ca и Al включений (CAI). Одно из них #53.14 было найдено в брекчии углистого хондрита 3-го типа. Оно имеет форму кометы (или замочной скважины) и состоит из округлой части (A) диаметром около 70 мкм и удлиненной части (B). Включение почти целиком окружено оболочкой, сложенной богатым Al клинопироксеном ($En_{45-51}Fs_{3-9}Wo_{44-48}$; $Al_2O_3$ 1.5-7.6 мас.%). Ядро части A состоит в основном из Fe-Zn-V-богатой шпинели ($Fe/Fe+Mg_{at}$ ~0.33, ZnO до 3.4, $V_2O_3$ до 0.5 мас.%), а основная масса сложена мелкозернистым веществом, характеризующимся низким содержанием кремнезема и высоким – глинозема и натрия ($SiO_2$ около 30, $Al_2O_3$ до 33, $Na_2O$ до 5.5 мас.%). Ядро части B также сложено мелкозернистым веществом, химический состав которого характеризуется умеренными содержаниями $SiO_2$ (40-46 мас.%) и $Al_2O_3$ (~12 мас.%) и весьма высоким содержанием $K_2O$ (до 5.8 мас.%).

Включение обогащено труднолетучими (Ca, Al, Ti) и летучими (Zn, Na, K) элементами. Высокие содержания труднолетучих элементов в CAI могут быть объяснены высокотемпературной природой прото-CAI, тогда как обогащение летучими элементами связано, вероятно, с метасоматическими процессами. Две части включения существенно различаются по минеральному составу и, соответственно, формировались в различных условиях. Обе части CAI сильно различаются также по Na/K отношению вещества их основной массы, что делает невероятным протекание метасоматического процесса в условиях единого газового резервуара или в едином родительском теле. Встреча и объединение обеих частей включения произошла на стадии формирования диопсидовой оболочки, состав которой у обеих частей одинаков. В дальнейшем включение вошло в состав углистого хондрита 3-го петрологического типа.

## Глава 3. ЭНСТАТИТОВЫЕ ХОНДРИТЫ

Одной из замечательных особенностей хондритовой брекчии Kaidun является присутствие многочисленных фрагментов энстатитовых хондритов различных химических групп и петрологических типов.

**EH хондриты**

В настоящее время достаточно детально изучены три фрагмента EH хондритов – #01.3.06 EH3-5, #40.7.1 EH5 (ранее обозначавшийся как Kaidun III), #02.04 EH5 [Иванов 1989; Иванов и др., 1986; 1997; 1998; Ivanov et al.,

1996]. Эти фрагменты в целом сходны по минеральному составу и составу минералов, но заметно различаются по структуре и некоторым особенностям минерального состава.

Минералогия EH фрагментов. Энстатит, плагиоклаз, $SiO_2$-фаза, Fe,Ni-металл, шрейберзит, троилит, найнинджерит и необычный Fe,Cr-сульфид присутствуют во всех EH фрагментах. Достаточно обычны углерод и перриит. В редких или единичных случаях были найдены ольдгамит, сфалерит, джерфишерит, шолхорнит, добреелит, реддерит и Ca,Fe-фосфат. Такая минеральная ассоциация типична для EH хондритов. Особый интерес представляют гидратированные фазы, присутствующие во всех EH фрагментах метеорита Kaidun, но не обнаруженные в других EH хондритах.

Энстатит (обычно En>98) является главным минералом всех фрагментов и встречается в различных структурных позициях. Плагиоклаз или стекло плагиоклазового состава (Ab>95) присутствует в хондрах, в интерстициях между зернами энстатита и встречается в матрице.

$SiO_2$-фаза обычно присутствует в виде мелких зерен совместно с плагиоклазом. Цвет катодолюминесценции этой фазы в разных фрагментах различен: розовый в #01.3.06 и серо-голубой, переходящий в красный под электронным пучком, в #02.04. Очевидно, в первом случае $SiO_2$-фаза представлена кварцем, а во втором – кристобалитом [Фрондел, 1978].

Fe,Ni-металл представлен камаситом и образует крупные агрегаты различной структуры и обилен в матрице. Содержание Ni в металле разных фрагментов близко (5.5-5.8 мас.%), тогда как содержание Si различно (2.8 мас.% в #40.7.1 и 3.1-3.3 мас.% в двух других). Содержание Si в редких зернах металла в хондрах заметно ниже (1.6-2.1 мас.%). Шрейберзит обычно присутствует в матрице в ассоциации с камаситом. Он характеризуется высоким содержанием Ni (18.8-19.7 мас.%).

Троилит является наиболее распространенным сульфидом. Он имеет постоянное содержание (мас.%) Mn (<0.1), Ti (~0.35) и Cr (0.8-1.0). Найнинджерит является типичным минералом матрицы и также имеет постоянный состав, характеризующийся высоким содержанием Mn (10.3-11.8 мас.%), как и в большинстве EH хондритов [Ehlers, El Goresy, 1988].

Новый необычный Fe,Cr-сульфид присутствует во всех EH фрагментах метеорита Kaidun [Иванов 1989; Иванов и др., 1986; 1997; 1998; Ivanov et al., 1996] и был найден также в некоторых других EH хондритах [Lin et al., 1990]. Эта фаза по стехиометрии близка добреелиту, но имеет постоянно низкую сумму анализа 92-94 мас.%. В отличие от добреелита этот сульфид оптически

анизотропен. По сравнению с добреелитом других Е хондритов новая фаза имеет низкое содержание Mn (≤0.3 мас.%) и постоянно содержит Na (~0.3 мас.%). Значительные различия отмечаются в величине металл/сульфидного отношения, которое в новом сульфиде заметно выше (0.80 в среднем), чем в добреелите Е хондритов (0.73-0.77 [Keil, 1968; El Goresy et a1., 1988]).

Во фрагменте #02.04 было обнаружено одно зерно Fe,Cr-сульфида, заметно отличающееся от других. Этот сульфид богат Mn (1.6 мас.%) и не содержит Na. Металл/сульфидное отношение в нем равно 0.73, т.е. отвечает таковому добреелита.

Фрагмент #01.3.06. Особенностью фрагмента является присутствие, наряду с хондрами и литическими фрагментами, металлических нодулей – крупных, размером до 300 мкм, выделений камасита [Ivanov et al., 1996; Иванов и др., 1997]. По структуре нодули подразделяются на три типа. Нодули типа I имеют неправильную форму, глобулярную структуру и состоят из зерен (глобул) металла поперечником до 20 мкм с мелкими, размером обычно не более 5 мкм включениями по границам зерен. Глобулярная структура нодулей фиксируется в цепочечном расположении включений и в неровном, фестончатом очертании нодулей. Округлые нодули типа II имеют зональное строение: ядро нодуля сложено массивным камаситом, а периферическая часть имеет глобулярную структуру. Нодули типа III также имеют правильную округлую форму, но не обладают внутренней структурой.

Включения в нодулях подразделяются на 5 типов: (A) практически чистый кремнезем, (B) стекло альбитового состава, (C) смесь кремнезема и сульфида натрия, (D) энстатит, (E) реддерит. Включения типов A, B и C обычны, типа D редки, типа E встречено в одном случае. Встречаются включения смешанного состава. Связи между типом нодулей и типом содержащихся в них включений, а также между составом включений, их формой и размером не обнаружено.

Особо интересны включения типа C. Их состав характеризуется атомным отношением Na/S близким 1, высоким (50-65 мас.%) содержанием $SiO_2$ и постоянным присутствием железа. Не существует химических соединений, которые описывали бы в целом состав включений типа C. В системе Na-S известно только одно соединение с атомным отношением Na/S равным единице – $Na_2S_2$ [Самсонов, Дроздова, 1972]. Очевидно, эти включения являются смесью фаз $SiO_2$ и $Na_2S_2$. Это первый случай обнаружения простого сульфида щелочного металла в природе.

Образование включений в металлических нодулях хондритов обычно связывается с процессами выделения компонентов включений из металлической фазы при охлаждении или метаморфизме [Perron et al., 1990; Zanda et al., 1994]. Подобный процесс нельзя исключить для образования включений типа A, однако он не может объяснить образование всего спектра составов включений и, особенно, включений типа C, два компонента которых (Na и S) конденсируются при относительно низкой температуре и не присутствуют в металле в заметных количествах. Кроме того, при перекристаллизации металла следует ожидать формирования скорее гранулярной (гранобластовой), чем глобулярной структуры нодулей.

Альтернативным механизмом образования включений является конденсация. Возможность образования сульфида натрия и его сохранения показана в CWPI модели [Petaev, Wood, 1998]. Формирование конденсатных образований могло иметь место не только в результате прямой конденсации, но и по реакции газ↔твердая фаза, например, образование реддерита из энстатита [Ikeda, 1989; Krot, Wasson, 1994].

Образование металлических нодулей I типа произошло в результате агломерации индивидуальных зерен камасита. Конденсатные образования, находившиеся на поверхности зерен в виде тонких пленок, были законсервированы в нодулях. Агрегация металлических зерен в нодули и компактизация последних привела к перераспределению конденсированного вещества и образованию наблюдаемых включений, располагающихся в виде цепочек по границам глобул. При этом конденсированный материал изменил морфологию, но сохранил состав в закрытой системе внутри нодулей. Структура нодулей II и III типов указывает, что процессы их образования были более сложными и включали плавление агрегатов.

Одновременное присутствие включений энстатитового и реддеритового составов, связанных химической реакцией, свидетельствует о том, что процессы формирования включений и агломерация металлических глобул с образованием нодулей, протекали одновременно.

Фрагмент #40.7.1. Фрагмент характеризуется крупнозернистой структурой [Иванов и др., 1986]. Крупные зерна камасита обладают специфической структурой резко выраженных трещин кливажа по октаэдру, которая определяется присутствием тонких пластин графита. Подобная структура металла наблюдается в хондрите St.Mark's EH5.

Подобно всем EH фрагментам метеорита Kaidun, этот фрагмент содержит богатые Fe гидратированные фазы, являющиеся, очевидно,

продуктами водного изменения рудных фаз. Этот процесс был детально изучен на отдельном зерне шрейберзита и зерне камасита размером 100 и 250 мкм соответственно [Иванов и др., 1992]. Оба зерна расположены на периферии фрагмента и имеют зону изменения, мощность которой контролируется положением зерна во фрагменте – наибольшая мощность наблюдается на ближайшем к краю фрагмента участке. Зоны изменения шрейберзита и камасита различаются по внутренней структуре и распределению элементов, однако в обоих случаях характеризуется большой изменчивостью содержаний практически всех элементов и высоким содержанием “чужеродных” элементов. Так, в зоне изменения камасита содержание (мас. %) $SiO_2$ достигает 23.8, $Al_2O_3$ – 3.5, MgO – 4.7, Cl – 6.4.

Приуроченность подвергшихся изменению фаз к краевой части фрагмента и анизотропия мощности зон изменения шрейберзита и камасита, контролируемая местоположением зерен во фрагменте, указывает на направление поступления компонентов, вызвавших изменения. Принимая во внимание общие характеристики метеорита Kaidun, можно утверждать, что эти изменения вызваны воздействием водных растворов (флюидов) в родительском теле метеорита. Присутствие “родительских фаз” в центре измененных зерен, так же как и вариации составов зон изменения “по разрезу”, явно указывают на незавершенность, неравновесность процесса.

Фрагмент #02.04. Фрагмент имеет хондритовую структуру [Иванов и др., 1998]. Наряду с энстатит-плагиоклазовыми хондрами размером 0.15-0.4 мм обнаружена необычная кристобалит-энстатитовая хондра. Еще одним структурным компонентом фрагмента являются округлые камасит-энстатитовые срастания размером до 0.7 мм.

Важным компонентом фрагмента являются богатые Fe гидратированные фазы, которые подразделяются на три типа. Типы I и II (рис. 1) характеризуются высокими вариациями практически всех компонентов как для различных зерен, так и в пределах одного зерна, высоким содержанием Cl и превышением содержания $Na_2O$ над $K_2O$. При этом фазы I типа имеют высокие содержания Ni и S, а фазы типа II обогащены $Al_2O_3$ и MgO. Оба этих типа встречаются в краевых участках фрагмента и нередко приурочены к периферии зерен камасита.

Для гидратированных фаз типа III характерны (рис. 1) незначительные вариации содержаний главных компонентов (FeO и $SiO_2$), низкие содержания второстепенных компонентов, практическое отсутствие Cl, близкие содержания щелочей либо превышение содержания $K_2O$ над $Na_2O$.

Закономерностей в пространственном распределении этих фаз в образце не отмечено. Морфологически они представлены зернами неправильной формы, в которых нередко включены мелкие удлиненные кристаллы энстатита.

Составы богатых Fe гидратированных фаз типа I и II в образце #02.04, также как и характер их локализации в шлифе, близки продуктам изменения непрозрачных фаз в образце #40.7.1. Это позволяет достаточно однозначно интерпретировать фазы типа I и II как результат водного изменения металлического железа и шрейберзита в родительском теле метеорита Kaidun. Высокая вариабельность составов фаз типа I и II свидетельствует о явно неравновесном характере процессов их формирования при одноактном и/или кратковременном воздействии водных флюидов.

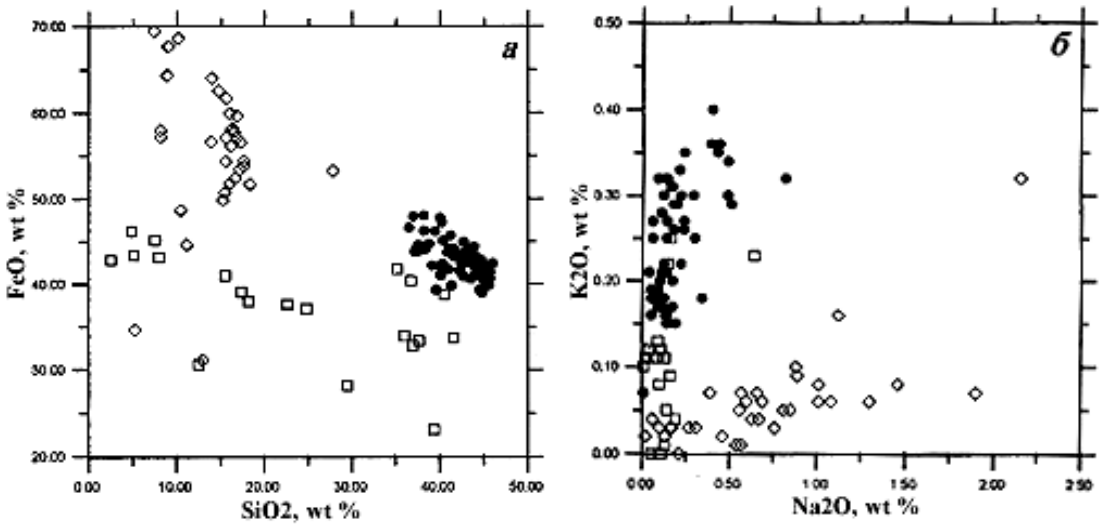


Рис. 1. Содержание компонентов в гидратированных фазах типа I (ромбы), типа II (квадраты) и типа III (точки) фрагмента #02.04.

Гидратированные фазы типа III отличаются от ранее рассмотренных во многих отношениях. Следует указать на постоянство состава этих фаз, что свидетельствует, очевидно, о более длительном взаимодействии металлического железа с изменяющим агентом и/или более высокотемпературном характере этого взаимодействия по сравнению с фазами, сформировавшимися в родительском теле метеорита. Необходимо отметить низкое содержание в фазах типа III второстепенных компонентов, особенно отсутствие Cl, и преобладание $K_2O$ над $Na_2O$. Следует обратить внимание также на распространенность соединений типа III по всей площади шлифа в отличие от соединений типа I и II, приуроченных к его краевым частям, контактировавшим в теле метеорита с матрицей углистого хондрита.

Перечисленные выше закономерности не позволяют объяснить формирование гидратированных соединений типа III процессами в родительском теле метеорита. Нет оснований предполагать образование таких соединений в конденсационном процессе. Формирование этих соединений следует объяснить процессом изменения зерен металлического железа на доаккреционной стадии формирования вещества. Судя по составу этих фаз, процесс доаккреционного водного изменения металлического железа сопровождался интенсивным привносом $SiO_2$ и щелочным метасоматозом под действием газа с фракционированным Na/K отношением.

Гидратированные соединения III типа имеют постоянный состав, который близок к стехиометричному и аппроксимируется формулой $FeSiO_3.nH_2O$. Соединений такого состава в природе не отмечено. Возможно, они являются новой минеральной фазой.

С процессом доаккреционного водного изменения следует, очевидно, связывать и образование необычного Fe,Cr-сульфида.

**Фрагмент EL3 хондрита**

Вещество этого типа представлено отдельным фрагментом #40.24.1, ранее обозначавшемся как Kaidun IV [Иванов и др., 1985; 1986; Иванов, 1989].

Фрагмент имеет ярко выраженную хондритовую структуру. В основной массе, состоящей из черного непрозрачного вещества с вкрапленными зернами энстатита, оливина, камасита и троилита, находятся варьирующие по размеру (<0,3 – 6 мм) хондры и их обломки и крупные (до 1 мм) ксеноморфные металл-сульфид-шрейберзитовые срастания.

Хондры хорошо выражены и слагают ~45 об.% вещества. Преобладают энстатитовые радиальные хондры, присутствуют также оливин-пироксеновые микропорфировые и пироксеновые колосниковые хондры. Акцессорные фазы в хондрах представлены ферромагнезиальным стеклом переменного состава, альбитовым стеклом, кремнеземом и диопсидом. Рудные фазы представлены камаситом, шрейберзитом, троилитом и ферроалабандином.

Энстатит является главным минералом, состав его постоянен в разных структурных позициях ($Fs_1Wo_{0.5}$; FeO/MnO = 6.5). Присутствует как орто- так и клиноэнстатит, что характерно именно для EH хондритов [Keil, 1968; Петаев и Скрипник, 1983]. Состав энстатитов отвечает таковым EH хондритов, которые по сравнению с энстатитами EL группы характеризуются более высоким содержанием FeO и обычно MnO и более низким – CaO [Keil, 1968].

Оливин в микропорфировых хондрах и в матрице имеет близкий состав (Fo>99.5). Ранее оливин был обнаружен в ряде EH хондр и не встречен ни в одном метеорите группы EL [Петаев и Скрипник, 1983]. По сравнению с оливинами метеоритов Индарх EH3 и Kota-Kota EH3,4 [Leitch et al., 1982] оливины данного фрагмента характеризуются более низким содержанием микрокомпонентов $Al_2O_3$, $Cr_2O_3$, MnO, CaO. Альбитовое стекло в зернах и в матрице имеет постоянный состав ($An_{5.2}$), характерный для EH хондритов.

Камасит является главной рудной фазой и имеет постоянный состав во всех структурных позициях (Ni 7.4, Co 0.5, Si 0.6 мас.%). Содержание в камасите Si, характерного компонента металлического железа E хондритов, является наиболее низким из всех метеоритов данного типа. Шрейберзит фрагмента образует две группы, различающиеся в 2 раза по содержанию Ni (17.4 и 9.7 мас.%).

Троилит характеризуется высоким – до 5 мас.% – содержанием Cr. Состав ферроалабандина ($(Mn_{0.62}Fe_{0.27}Mg_{0.11})S$) типичен для EL хондритов.

Вещество фрагмента #40.24.1, в рамках известных во время его исследования параметров энстатитовых хондритов, обладает необычными классификационными характеристиками. Валовый химический состав вещества [Иванов и др., 1986] однозначно указывает на принадлежность его к энстатитовым хондритам группы EL. О том же свидетельствует присутствие ферроалабандина, типоморфного минерала этой группы, и относительно низкое содержание Si в никелистом железе фрагмента.

С другой стороны, ряд характеристик вещества фрагмента #40.24.1 аналогичен характеристикам, ранее наблюдавшимся только в EH хондритах. К таковым относятся присутствие двух модификаций энстатита – ромбической и моноклинной, состав энстатита, присутствие оливина совместно с кремнеземом, состав плагиоклаза ($An_{3-11}$), присутствие ферромагнезиального стекла переменного состава, а также четко выраженная хондритовая структура. Эти характеристики свидетельствуют о неравновесном характере вещества и в полном комплексе проявляются не у всех EH хондритов, но только у хондритов 3-го петрологического типа Qingzhen, Parsa, Yamato-691 и нек. др. [Rambaldi et al., 1983; Prinz et al., 1984].

Все это позволило классифицировать фрагмент #40.24.1 как новый ранее неизвестный тип метеорита – неравновесный энстатитовый хондрит группы L (EL3), что явилось первым прямым доказательством существования двух дискретных химических групп энстатитовых хондритов: EH и EL.

# Глава 4. ЭНСТАТИТОВЫЕ АГРЕГАТЫ

Наряду с фрагментами вещества хондритов различных групп и классов метеорит Kaidun содержит агрегаты, состоящие в основном из чистого энстатита, но весьма существенно различающиеся по структуре и ассоциации второстепенных и акцессорных минеральных фаз. В настоящей главе приводится описание энстатитовых агрегатов двух различных типов. Ранее такие агрегаты в метеоритах не были описаны.

## Энстатитовый агрегат с сульфидно-оксидными включениями

Единственный агрегат этого типа #d2C был обнаружен в большом шлифе, состоящем из углистой матрицы с множеством включенных в нее разнородных кластов [Иванов и др., 2002]. Агрегат имеет изометричную форму, его размер ~0.5 мм. Граница агрегата с вмещающей матрицей четкая, следов взаимодействия вещества агрегата и матрицы не обнаружено.

Структура и состав. Главной фазой агрегата является энстатит. Он представлен хорошо образованными призматическими кристаллами размером до 50 мкм. Обычны срастания кристаллов, в некоторых случаях образующие друзоподобные формы. Состав энстатита характеризуется значительными вариациями содержаний FeO ($Fs_{0.3-2.4}$), $Al_2O_3$, MnO, и FeO/MnO отношения (1.9-13.6). Форстерит редок и обычно находится внутри энстатитовых кристаллов. Его состав достаточно стабилен ($Fa_{0.49-0.59}$, FeO/MnO 2.44-5.70).

Интерстиции между кристаллами энстатита выполнены богатой железом и кремнием гидратированной фазой сложного состава и карбонатом кальция. Гидратированная фаза характеризуется низкой суммой анализа (83.3-90.7 мас.%) и весьма широкими вариациями в содержании большинства компонентов, особенно $SiO_2$ и $Al_2O_3$.

Специфической особенностью агрегата является присутствие в гидратированной фазе многочисленных мелких (не более 7 мкм) образований, сложенных сульфидами и оксидами Fe, Mn, Ti и Cr. Нередко такие образования имеют в плоскости шлифа округлую форму. Центральная часть образований состоит в основном из оксидов, тогда как периферия сложена преимущественно сульфидами. Титан концентрируется в центральной, “оксидной” части таких образований, тогда как хром встречается также в “сульфидной” зоне. Расчеты показывают, что периферическая часть включений на 70-95 % состоит из ферроалабандина $(Mn_{0.47}Fe_{0.44}Mg_{0.09})S$.

Генезис. Значительные вариации состава энстатита, главной минеральной фазы агрегата, свидетельствуют о том, что агрегат не был

расплавлен после его формирования. Присутствие в агрегате друзоподобных сростков кристаллов энстатита согласуется с таким предположением. Состав энстатита и форстерита характеризуется низкими FeO/MnO отношениями (в среднем 6.4 и 3.5, соответственно), и в этом аспекте он близок LIME силикатам, образование которых связывается с конденсацией из газа солнечного состава [Klock et al., 1989]. Таким образом, агрегат #d2C, может представлять собой непереплавленный агломерат конденсатов Солнечной небулы.

Образование выполняющих интерстиции гидратированной фазы и карбонатов, судя по их составу, связано с процессом водного изменения в родительском теле. Сульфидно-оксидные включения в гидратированной фазе имеют концентрическое строение, причем оксид Ti занимает центральную часть ядра. Такая структура предполагает многостадийность формирования этих образований и указывает на последовательность образования отдельных составляющих – более раннее формирование оксидов, прежде всего оксида Ti.

Нет оснований предполагать формирования оксида Ti при водном изменении. В то же время, принимая во внимание особенности агрегата, указывающие на конденсационное образование энстатита, а также тот факт, что минералы Ti являются одними из ранних продуктов конденсации в Солнечной небуле, следует полагать, что богатые Ti и Cr образования также имеют конденсационное происхождение. Эти образования могут рассматриваться как аналог оксидных включений (MgO, $TiO_2$, CaO, $Al_2O_3$), обнаруженных в CAI углистых хондритов, формирование которых также связывается с процессами конденсации [Greshake et al., 1996]. Следует отметить, что размеры оксидных включений в CAI углистых хондритов равны 50-200 нанометров, тогда как размеры Ti оксидного ядра включений в образце метеорита Kaidun достигают 2 мкм. Образование сульфидной оболочки включений следует объяснить процессами водного изменения агрегата.

**Сульфидно-энстатитовые агрегаты**

Агрегаты этого типа #d1L, #d2B и #d6R были найдены в углистой матрице трех шлифов. Форма агрегатов от округлой до элипсоидальной. Размеры агрегатов от 0.6 до 1.5 мм. Границы агрегатов с углистой матрицей четкие, следов взаимодействия вещества агрегатов с матрицей не обнаружено. Краткая характеристика агрегатов приведена в работе [Kurat et al., 1997].

Структура и состав. Агрегаты состоят из энстатита, других силикатов не обнаружено. Структура агрегатов пористая, зернистая, размер зерен энстатита

50-100 мкм. Агрегаты содержат эллипсоидальные до неправильной формы сульфидные нодули размером до 650 мкм. Нодули сложены найнинджеритом и содержат включения хейдеита размером до 80 мкм. В одном случае в найнинджерите обнаружено мелкое (<5 мкм) зерно ольдгамита.

Энстатит характеризуется постоянством состава (Fs<1) и низким содержанием примесных элементов.

Найнинджерит также достаточно постоянен по составу во всех агрегатах. В то же время состав найнинджерита агрегатов существенно отличается от состава найнинджеритов как EH фрагментов метеорита Kaidun, так и других EH хондритов (Рис. 2). Найнинджерит агрегатов имеет наиболее высокое среди всех известных найнинджеритов содержание Ca (до 6 мас.%), и одно из самых высоких содержаний Mn (до 19 мас.%) и Ti (около 0.3 мас.%). Состав его аппроксимируется формулой $(Mg_{0.56-0.58}Mn_{0.22-0.24}Fe_{0.10-0.11}Ca_{0.08-0.10})S$.

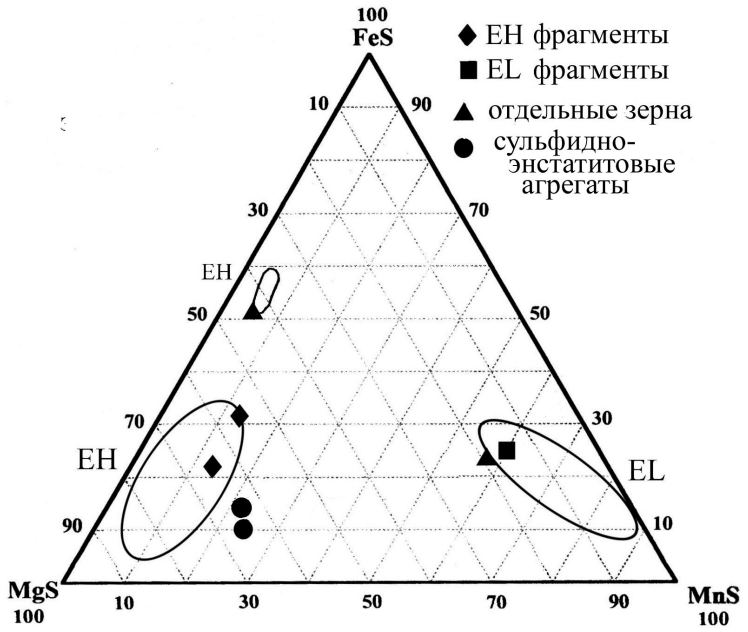


Рис. 2. Состав Mg-Mn-Fe сульфидов образцов метеорита Kaidun.

Хейдеит ранее был обнаружен в обрите Bustee. По сравнению с последним хейдеит агрегатов обогащен Cr и Mn. Его состав может быть аппроксимирован формулой $(Fe_{0.88-1.00}Cr_{0.41-0.44})_{1.29-1.41}(Ti_{1.80-1.85}Fe_{0.15-0.20})_2S_4$.

Содержание ряда редких элементов в энстатите агрегата #d1L и в найнинджерите и хейдеите крупного сульфидного нодуля из этого агрегата (Рис. 3) [Kurat et al., 1997] показывает обогащение сульфидов агрегата по отношению к энстатиту всеми редкими элементами кроме Be, что свидетельствует о сильно халькофильном поведении обычно литофильных элементов.

<u>Генезис</u>. Сходство структуры и состава сульфидно-энстатитовых агрегатов указывает на общность их происхождения.

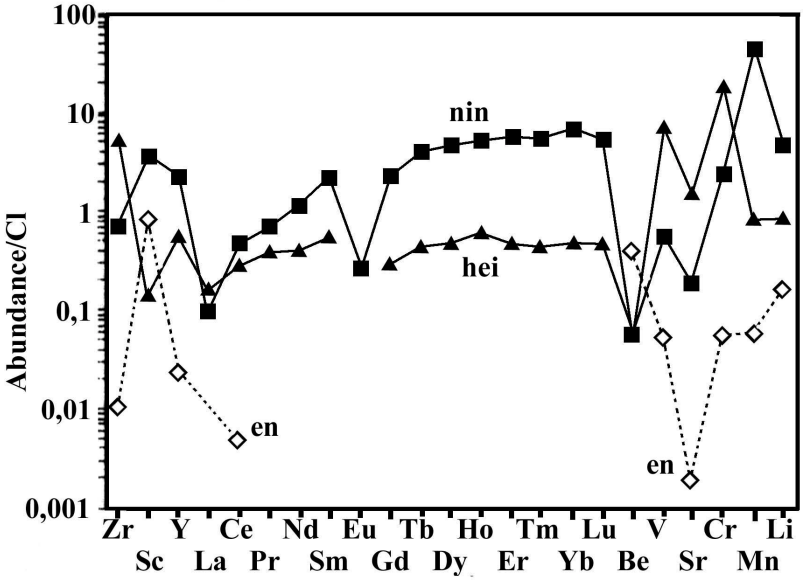


Рис. 3. Содержание редких элементов в минералах сульфидно-энстатитового агрегата.

Найнинджерит является типоморфным минералом EH хондритов, и его присутствие в изученных агрегатах может указывать на генетическую связь агрегатов с популяцией EH хондритов, присутствующих в метеорите Kaidun. С другой стороны, обнаружение найнинджерита в обритах Shallowater [Keil et al., 1989] и, особенно, Bustee [McCoy, 1998], в котором хейдеит был обнаружен впервые, дает основания связывать агрегаты с энстатитовыми ахондритами. Эта проблема требует дальнейшего изучения.

Важной особенностью сульфидных нодулей агрегатов является отмеченное выше необычно высокое содержание Ca в найнинджерите. Как показано в работе [Skinner, Luce, 1971], содержание Ca в найнинджерите и алабандине находится в прямой зависимости от температуры формирования. Минимальные температуры формирования сульфидов энстатитовых хондритов находятся в интервале 600-800 °C [Skinner, Luce, 1971]. Оценка минимальной равновесной температуры формирования найнинджерита сульфидно-энстатитовых агрегатов составляет примерно 850-900 °C. Очевидно, найнинджерит изученных агрегатов является самым высокотемпературным найнинджеритом, обнаруженным в метеоритах.

Особый интерес представляет присутствие в сульфидном нодуле зерна ольдгамита. Существуют две модели образования ольдгамита. По одной из них ольдгамит в обритах рассматривается как частично метаморфизованный реликт первичного небулярного конденсата [Lodders, 1996]. Другая модель связывает образование ольдгамита в обритах [Wheelock et al., 1994] и в E хондритах [Crozaz, Lundberg 1995] с кристаллизицией сульфидного расплава.

Очевидно, образование сульфидных нодулей в изученных агрегатах достаточно хорошо соответствует предложенной в работе [Wheelock et al.,

1994] модели образования ольдгамита в результате кристаллизации сформировавшихся при охлаждении двух несмешивающихся сульфидных (богатого Ca и богатого Mg, Fe, Mn, Cr) расплавов. Расплавленный материал был сильно обогащен Ti, что привело к образованию хейдеита вместо обычного троилита. Охлаждение расплава было очень быстрым, что обусловило неполноту разделения богатого Ca и богатого Mg, Fe, Mn компонентов. С высокотемпературной природой найнинджерита и неполным выделением из него ольдгамитового минала связано и необычно высокое содержание в нем редких элементов, для которых главным носителем в энстатитовых хондритах обычно является ольдгамит.

Гомогенность минералов сульфидных нодулей, также как и округлая до эллипсоидальной форма более крупных сульфидных нодулей – затвердевших капель сульфидного расплава – хорошо согласуется с моделью формирования вещества нодулей в результате плавления, а высокие содержания Ca и редких элементов в найнинджерите свидетельствуют о высокой скорости охлаждения образовавшихся капель. Следует предполагать, что нагревание, плавление и охлаждение нодулей происходили в ограниченном изолированном объеме вещества в свободном пространстве. Преимущественное нахождение литофильных элементов в сульфидах, а не в энстатите, противоречит возможности образования этих двух фаз из сосуществующих расплавов. Более того, мономинеральный состав самих агрегатов и их пористая, зернистая структура, как и высокая гомогенность состава энстатита не согласуется с образованием их в результате кристаллизации из расплава вообще. Очевидно, текстура и состав агрегатов указывают на формирование их в результате агломерации, слипания зерен энстатита, образовавшихся при конденсации.

В целом приведенные результаты показывают, что энстатитовые агрегаты являются продуктами небулярной конденсации и могут рассматриваться как первичные образования, в дальнейшем при агломерации сформировавшие родительские тела энстатитовых метеоритов.

## Глава 5. КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ В ПУСТОТАХ

В нескольких образцах метеорита Kaidun были найдены каверны, заполненные кристаллическими образованиями. Состав таких образований различен, и их формирование связано с отложениями из флюидов различной природы.

**Жеода кристаллов никелистого железа**

Жеода диаметром около 2 мм, выполненная кристаллами размером до 0,35 мм, была обнаружена на поверхности раскола метеорита [Иванов и др., 1987; Иванов, 1989]. Кристаллы состава (мас.%): Fe 85.3-86.7, Ni 11.7-12.0, Co 0.54-0.68, Cr 0.03-0.09, Mn 0.03-0.08, P 0.63-0.68 являются монокристаллами $\alpha$-Fe с дефектной структурой, т.е. кристаллами мартенсита.

Ранее кристаллы металлического железа отмечались в порах лунных брекчий [McKay et al., 1972; Clanton et al., 1974] и в порах некоторых испытавших ударное воздействие обыкновенных хондритов [Olsen, 1981]. Эти кристаллы встречаются поодиночке, их размер обычно не превышает первых десятков микронов, кристаллы лунных брекчий содержат <0.5 мас.% Ni. Таким образом, кристаллы металлического железа из лунных брекчий и обыкновенных хондритов существенно отличаются от найденных в метеорите Kaidun. Аналогов последних в природе не обнаружено.

Как следует из фазовой диаграммы системы Fe–Ni, состав железных сплавов с 12 мас.% Ni при образовании из расплавов либо из предварительно нагретых сплавов при температурах ниже ~ 750 °C попадает в двухфазную ($\alpha$+ $\gamma$)-область, а при температурах выше ~750 °C попадает в однофазную область существования $\gamma$-фазы. При быстром охлаждении и сильном переохлаждении $\gamma$-фаза претерпевает бездиффузионное превращение с образованием $\alpha_2$-фазы – мартенсита, имеющего дефектную $\alpha$-решетку. При этом мартенсит никогда не образует монокристаллов и представлен сростками тонких пластинок.

Очевидно, образование кристаллов жеоды не связано с кристаллизацией из расплава и, более того, не связано с высокотемпературными процессами.

Нагрев вещества метеорита в целом не превышал 350 °C. Характер нахождения кристаллов в метеорите указывает на образование их *in situ* и, соответственно, на "местный" источник вещества кристаллов.

Формирование кристаллов металлического железа связано, очевидно, с мобилизацией железа и других компонентов из вещества родительского тела метеорита, переносом в форме металлоносного флюида и последующим отложением. Трудно ожидать переноса металлов в обычной в земных условиях форме хлоридных комплексов в водном растворе вследствие весьма низкого содержания в метеоритах хлора. Перенос в виде оксидов, хлоридов, сульфатов и других соединений требует локального восстановления металлов, механизм которого совершенно непонятен.

Несомненно, здесь имеет место какой-то необычный геохимический процесс. Он должен протекать при относительно невысокой температуре (около 300-350 °С), и результатом его должно быть формирование в каверне кристаллов никелистого железа нетрадиционной структуры с необычным Fe/Ni-отношением. С учетом этих условий и принимая во внимание высокое содержание углерода в метеорите в весьма чувствительной к термическому воздействию форме, можно полагать, что наиболее вероятной формой переноса металлов являются карбонильные соединения типа $Fe(CO)_5$.

Карбонилы образуются в широком диапазоне температур и давлений в результате реакции окиси углерода с чистым металлом либо с оксидами и солями [Белозерский, 1958; Сыркин, 1983]. Реакция образования карбонилов металлов является обратимой, и уменьшение давления способствует распаду карбонилов. При оптимальных температурах при распаде карбонилов образуются монокристаллы металла. При разложении смеси карбонилов Fe, Ni и других металлов получаются соответствующие сплавы.

Пентакарбонил железа был идентифицирован хроматографическим методом в газовых струях вулкана Узон [Балдин и др., 1983].

Можно предполагать, что нагрев вещества родительского тела метеорита привел к термодеструкции углеродистого вещества. Одним из продуктов деструкции была окись углерода, взаимодействие которой с камаситом и, возможно, с другими минеральными фазами привело к образованию легколетучих карбонилов металлов группы железа, в форме которых и происходил транспорт вещества по трещине. Термораспад карбонилов при падении давления газа в струе, истекавшей из тонкой трещины в каверну, привел к образованию кристаллов никелистого железа.

Структура изученных кристаллов хорошо согласуется с образованием их в результате распада карбонильных соединений. Действительно, искажение $\alpha$-решетки при образовании мартенсита связано с внедрением углерода [Лахтин, 1976]. Вхождение углерода – одного из основных компонентов газовой фазы – в решетку образующихся кристаллов более чем вероятно. Выше уже отмечалась уникальность характеристик изученных кристаллов. Очевидно, эта уникальность объясняется уникальностью самого процесса образования кристаллов железа при распаде карбонилов в природе. Можно предполагать, что образование монокристаллов мартенсита является типоморфным признаком процесса термораспада карбонильных соединений железа.

**Кристаллы оксидов в пустотах**

В двух различных по структуре кластах были обнаружены содержащие кристаллы пустоты. Кристаллы заметно различаются по морфологии, но имеют сходный состав и, вероятно, аналогичное происхождение.

Кластер #d3A. Особенностью кластера, имеющего хондритовую структуру, являются присутствие полостей размером до 0.3 мм [Ivanov et al., 2000]. Стенки полостей выстланы обычно зональной пленкой толщиной до 25 мкм.

Полости содержат также тончайшие удлиненные кристаллы полосчатого строения, растущие перпендикулярно к стенкам полости. Максимальная длина кристаллов около 25 мкм при толщине <4 мкм. Растущие в пустоту кристаллы покрыты оболочкой, толщина которой сопоставима с толщиной самих кристаллов. Некоторые из кристаллов целиком находятся внутри пленки, выстилающей стенки полостей.

Состав пленки, выстилающей стенки полостей, имеет постоянно низкую сумму анализа – 85-90 мас.%, и отвечает серпентинам магнезиального ряда. Состав в разных полостях и даже в разных частях одной и той же полости несколько различается, однако при этом наблюдается достаточно устойчивая тенденция изменения состава: с удалением от стенки полости происходит возрастание содержания $SiO_2$, MgO и MnO и уменьшение содержания $TiO_2$, $Al_2O_3$, $Cr_2O_3$, FeO, $Na_2O$, $K_2O$ и S.

Самый крупный кристалл из полости и окружающая его оболочка были проанализированы. Состав оболочки, покрывающей кристаллы, идентичен составу пленки, выстилающей полости. Состав кристалла имеет низкую сумму анализа. Основными компонентами кристалла являются оксиды Mg, Al и Fe, содержание $SiO_2$ низко и непостоянно. Принимая во внимание весьма малый размер кристалла, есть основания связывать присутствие здесь $SiO_2$ с захватом при анализе соседней фазы – покрывающей кристалл оболочки. Состав кристалла за вычетом вещества оболочки стехиометричен и отвечает формуле $Mg_{11}Fe_4Al_6O_{24}\cdot nH_2O$.

Кластер #(3-5)D. Кластер имеет структуру кристаллизации из расплава. Образование кластера произошло при высокоскоростном ударном событии, при этом имело место интенсивное плавление вещества ударника. Детально кластер #d(3-5)D описан ниже, здесь рассмотрены только его особенности, связанные с присутствием полостей и отложениями в них.

Размеры полостей варьируют от десятков микрометров до ~0.5 мм. Стенки мелких полостей часто покрыты тонкой оболочкой. Толщина оболочки обычно около 10 мкм при максимальном значении 18 мкм. Имеется

два типа структуры оболочки: в одних случаях оболочка сложена щеткой тонких игольчатых кристаллов, в других имеет колломорфный облик. Обычно присутствие обоих типов оболочек в одной полости; в таких случаях оболочка колломорфного типа перекрывает кристаллическую оболочку.

Оболочки колломорфного типа имеют постоянно низкую сумму химического анализа (85-92 мас.%) и представлены филлосиликатами хлорит-серпентинового ряда. Состав таких оболочек в разных полостях заметно различается при постоянстве состава в пределах одной полости. Зональности состава в оболочках не обнаружено.

Характерной особенностью состава тонкокристаллических оболочек является низкая сумма анализа, высокое содержание Mg, Fe и Al при весьма низком содержании $SiO_2$ и практическом отсутствии почти всех других проанализированных компонентов. Малая толщина кристаллической оболочки и наличие перекрывающей ее колломорфной оболочки позволяет связывать присутствие $SiO_2$ с примесью вещества последней. Состав кристаллической оболочки после вычитания вклада вещества колломорфной оболочки аппроксимируются формулой $(Mg,Fe,Mn)_5Al_2O_8 \cdot nH_2O$.

Состав оболочек кристаллического строения полостей класта #d(3-5)D – $(Mg,Fe,Mn)_5Al_2O_8 \cdot nH_2O$ – весьма близок составу индивидуальных кристаллов в полостях класта #d3A – $Mg_{11}Fe_4Al_6O_{24} \cdot nH_2O$. Образование кристаллов этой фазы в обоих случаях происходило, очевидно, из флюида одинакового или весьма близкого состава и, скорее всего, одного происхождения.

Различие морфологии этой минеральной фазы в кластах #d3A и #d(3-5)D –индивидуальные кристаллы в первом случае и мелкокристаллическая щетка во втором – отражает, повидимому, различия в температуре образования. В #d(3-5)D образование рассматриваемой фазы происходило из флюида, возникшего в этом кластe в результате остывания расплава. Класт #d3A имеет хондритовую структуру и не несет следов термального метаморфизма. Вероятно, рост фазы в кластe #d3A происходил из флюида, образовавшегося в кластe #d(3-5)D, но при более низкой температуре.

Минеральная фаза состава $(Mg,Fe,Mn)_5Al_2O_8 \cdot nH_2O$ в природе ранее не отмечалась, что указывает на необычный состав минералообразующего флюида. Образование этого флюида следует связывать, как показано выше, с частично расплавленным кластом #d(3-5)D, состав и происхождение которого, как показано ниже, действительно весьма необычны.

# Глава 6. РАСПЛАВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Особенностью метеорита Kaidun является присутствие многочисленных и разнообразных расплавных образований. В этом отношении метеорит отличается от известных углистых хондритов, в которых такие образования весьма редки. Некоторые примеры рассмотрены ниже.

## Набрызги на поверхности частиц

Набрызги, образование которых связано с микрометеоритной бомбардировкой, являются весьма обычными образованиями на поверхности лунных реголитовых частиц, но чрезвычайно редки в метеоритах. В образцах метеорита Kaidun набрызги были обнаружены на поверхности и внутри мелких фрагментов [Ivanov et al., 1996].

На поверхности фрагмента #53.15 было найдено пленочное образование размером ~0.6 мм с типичной морфологией лунного набрызга. Характер взаимодействия вещества набрызга с мелкими бугорками на поверхности подстилающего зерна показывают направление движения расплавленного материала при образовании набрызга.

В нескольких образцах (#53.02, #58.02) были обнаружены полости, одна из стенок которых выстлана стекловатым покрытием. Литологический состав стенок полостей различен, а во фрагменте #53.02 наблюдаются следы взаимодействия между пленочным покрытием и стенкой полости. Эти характеристики свидетельствуют о том, что пленочные покрытия образовались на зернах до консолидации изученных образцов, т.е. являются набрызгами расплава на поверхности частиц. Все покрытия состоят в основном из оксида железа с примесью литофильных элементов и являются, очевидно, результатом водного изменения металлического железа.

Присутствие набрызгов в образцах метеорита Kaidun является свидетельством реголитового этапа истории метеорита.

## Фрагмент со следами очень быстрого остывания расплава

Фрагмент #d3C привлек внимание весьма необычной структурой [Ivanov et al., 2000]. Он имеет форму правильного прямоугольника размером ~1.0x0.28 мм, одна из длинных сторон которого образует неровную, волнообразную границу с углистой матрицей, а другая имеет ровную прямую границу с тонкой, толщиной до 30 мкм, полоской оливина. Взаимодействия вещества фрагмента с оливином не наблюдается.

Структура фрагмента определяется системой пластинчатых скелетных кристаллов пироксена, растущих преимущественно от неровной длинной стороны фрагмента перпендикулярно ей и параллельно друг другу. Длина кристаллов колеблется в пределах 220–270 мкм при ширине 15–40 мкм. Промежутки между кристаллами шириной 15–45 мкм выполнены частично раскристаллизованным стеклом.

Пироксены характеризуются ярко выраженной зональностью и значительными вариациями состава ($En_{50.3-83.9}Fs_{6.9-11.6}Wo_{8.4-41.4}$). Ядро кристаллов обычно богато магнием, а периферия – кальцием. Примыкающий к фрагменту оливин постоянен по составу, в среднем $Fa_{7.3}$. Интерстициальное стекло также практически постоянно по составу, который в рамках системы $An–Ol–SiO_2$ может быть представлен как $2An·1Ol(Fa_{37})·2SiO_2$.

На диаграмме $An–Ol–SiO_2$ [Walker et al., 1972] валовый состав и составы пироксенов фрагмента попадают в поле оливина, тогда как состав стекла попадает в поле плагиоклаза. Эти поля разделены линией котектики, что исключает возможность кристаллизации фрагмента в равновесных условиях.

Такая ситуация может быть объяснена в рамках экспериментов по динамической кристаллизации базальтовой магмы [Grove and Bence, 1979], которые показывают, что при быстром охлаждении системы порядок появления фаз на ликвидусе и положение линии котектики отличаются от таковых для равновесных условий. При этом линия котектики смещается в направлении анортитового угла диаграммы, и величина смещения возрастает с увеличением скорости остывания. О быстром охлаждении расплава при формировании изученного фрагмента свидетельствует скелетная морфология кристаллов пироксена и высокое содержание в них $Al_2O_3$ (до 11.3 мас.%).

Расчеты по программе METEOMOD [Ariskin et al., 1997] показывают, что закалка стекла фрагмента произошла при температуре менее 1250-1270° С. Максимальная возможная температура расплава составляет около 1850° С, что определяется температурой плавления оливина $Fa_{7.3}$.

Возможны 2 механизма образования изученного фрагмента. По одному из них фрагмент является раскристаллизованным набрызгом силикатного расплава, образовавшегося при ударном событии на родительском теле. Однако трудно представить присутствие в реголите ровной неизмененной пластинки (обломка кристалла) оливина. Вероятно, изученный фрагмент и примыкающая к нему пластинка оливина имеют общее происхождение и являются фрагментом балочной хондры, разрушенной при (ударно-) тепловом

событии. При этом произошло плавление мезостазиса базальтового состава, тогда как оливиновая балка осталась неизмененной.

Состав стекла фрагмента, характеризующийся высоким постоянством и “стехиометричностью”, является, очевидно, ярким свидетельством процесса предкристаллизационной кластеризации расплава.

Расплавные образования в метеорите Kaidun отнюдь не ограничиваются рассмотренными здесь примерами. К ним относятся содержащие редкие фосфиды филлосиликатные глобулы (глава 7), фрагмент богатого Ca ахондрита (глава 8), фрагмент субщелочной породы (глава 9).

## Глава 7. РЕДКИЕ ФОСФИДЫ

Метеорит Kaidun характеризуется уникальным разнообразием минерального состава. При этом в метеорите обнаружен ряд новых, ранее не известных в природе минеральных фаз. Однако только в одном случае удалось провести достаточно полное исследование такой фазы.

Новый минерал флоренскиит FeTiP был обнаружен в единственном среди нескольких десятков изученных шлифе #53.10 [Ivanov et al., 2000].

Кластер #53.10 размером 3x4 мм состоит из сильно брекчированных и измененных фрагментов углистых и энстатитовых хондритов. Среди них присутствуют две округлых филлосиликатных глобулы сходного минерального состава размером 90x190 и 90x300 мкм. Обе глобулы содержат многочисленные Fe-Cr ламелли фосфидов 1.0-1.5 мкм шириной и до 5 мкм длиной. Часто ламелли образуют цепочки длиной до 100 мкм. В глобуле 1 обнаружены 4 ксеноморфных до гипидиоморфных зерна флоренскиита максимальным размером 14 мкм.

При анализе прямые количественные данные были получены только для флоренскиита и вмещающих филлосиликатов. Составы Fe-Cr- фосфидов были рассчитаны вычитанием из многофазных составов состава филлосиликатной матрицы. Филлосиликатные глобулы состоят из богатого Fe минерала группы серпентина.

Средний состав флоренскиита может быть аппроксимирован формулой $Fe_{1.01}(Ti_{0.87}Ni_{0.13}Cr_{0.03}V_{0.02}Co_{0.01})_{1.06}(P_{0.97}Si_{0.03})$, что весьма близко к идеальной формуле FeTiP. Флоренскиит кристаллизуется в ромбической системе, пространственная группа *Pnma*, и имеет анти-$PbCl_2$ структуру. Минерал кремово-белый в отраженном свете, блеск металлический.

Состав двух Fe-Cr-фосфидов, присутствующих в виде мелких ламеллей в глобулах, может быть пересчитан на формулы $(Fe,Ni,Co)_{4.8}(Cr,V)_{0.8}(P,Si)_3$ и $(Fe,Ni,Co)_{4.1}(Cr,Ti,V)_{1.8}(P,Si)_3$. Идеальные формулы этих фосфидов могут быть представлены как $(Fe,Ni,Co)_5(Cr,V)(P,Si)_3$ и $(Fe,Ni,Co)_4(Cr,Ti,V)_2(P,Si)_3$. Состав первого из них близок таковому Fe-Cr-фосфида, найденного в хондрите ALH85085 [Kimura, El Goresy, 1989], второй из присутствующих в образце Fe-Cr-фосфидов обнаружен в природе впервые.

Флоренскиит присутствует в глобуле железистого серпентина, состав которого близок составу продуктов водного изменения никелистого железа в других сильно измененных фрагментах метеорита Kaidun.

Закономерное распределение ламеллей Fe-Cr-фосфидов в виде цепочек в глобулах дает основания предполагать, что они сформировались в результате распада при охлаждении вещества, богатого Cr и P.

Метеорит Kaidun содержит множество фрагментов энстатитовых хондритов. Образование предшественника фосфидсодержащих глобул может быть объяснено плавлением типичной для энстатитовых хондритов минеральной ассоциации, включающей камасит, шрейберзит, добреелит $FeCr_2S_4$, осборнит TiN, и/или хейдеит $(Fe,Cr)(Ti,Fe)_2S_4$. Такое плавление могло сопровождаться частичной потерей летучих S и N. Флоренскиит образовался в результате кристаллизации расплавленного вещества-предшественника, состоящего из никелистого железа и обогащенного P, Ti и Cr. Присутствие флоренскиита только в одной глобуле может быть связано с различным первичным содержанием титана в подвергшемся плавлению веществе. В дальнейшем фосфидсодержащие металлические глобулы подверглись водному изменению, которое привело к полному замещению металла серпентином. При этом богатые Ti и Cr фосфиды остались стабильными.

Флоренскиит является третьим – после шрейберзита $(Fe,Ni)_3P$ и барринджерита $(Fe,Ni)_2P$ – природным фосфидом и первым фосфидом, содержащим в качестве основного компонента литофильный элемент. Этот минерал открывает новую группу – фосфидов литофильных элементов.

## Глава 8. ФРАГМЕНТ БОГАТОГО КАЛЬЦИЕМ АХОНДРИТА

Фрагмент #58.08 имеет магматическую – офитовую, местами пойкилитовую – структуру [Migdisova et al., 2000]. Он на 97 об.% сложен силикатными минералами, весьма однородными по составу. Модальный состав фрагмента (об. %): диопсид $En_{55.1}Wo_{42.3}Fs_{2.6}$ – 32.2, энстатит $En_{90.9}Wo_{3.6}Fs_{5.5}$ – 30.9, оливин $Fo_{94.5}Fa_{5.5}$ – 21.4, плагиоклаз $An_{29.5}Ab_{69.3}Or_{1.2}$ –

12.4, метал – 2.3, троилит – 0.8. Согласно двупироксеновому термометру [Lindsley, 1983], температура равновесия фрагмента равна 1000-1100 °С.

По минеральной ассоциации, составу минералов и общему химическому составу фрагмент близок винонаитам и силикатным включениям железных метеоритов группы IAB. Отличие состоит в высоком содержании Ca во фрагменте #58.08, обусловленном повышенным содержанием диопсида и плагиоклаза, и равновесном составе минералов. Эти отличия могут быть связаны с гетерогенным составом вещества-предшественника, из которого формировалась эта группа метеоритного вещества. Механизм формирования изученного фрагмента, повидимому, подобен механизму формирования винонаитов и силикатных включений железных метеоритов группы IAB, в котором основная роль отводится ударным процессам, приведшим к возникновению локальных участков расплава в хондритовом реголите [Benedix et al., 1998]. Фрагмент Kaidun #58.08 можно классифицировать как высококальциевый примитивный ахондрит.

## Глава 9. ФРАГМЕНТЫ ЩЕЛОЧНОГО ФРАКЦИОНИРОВАННОГО ВЕЩЕСТВА

В метеорите Kaidun обнаружены два богатых щелочами фрагмента с различной структурой, которые, вероятно, генетически связаны.

**Фрагмент щелочной породы**

Фрагмент #d4A представлен обломком сдвойникованного кристалла альбита ($Ab_{90.3}An_{2.9}Or_{6.8}$) размером 1.2x0.7 мм [Иванов и др., 2002]. Это одно из крупнейших зерен альбита, обнаруженное в метеоритах. Кристалл содержит мелкие (30-40 мкм) включения фторапатита и полиминеральное включение удлиненной формы размером 150x50 мкм. Последнее состоит в основном из энигматита и содержит вилкинсонит и арфведсонит. Энигматит обнаружен также в сростке с одним из зерен фторапатита. Это первая находка энигматита и вилкинсонита в метеоритах и вторая находка вилкинсонита в природе вобще.

Энигматит, присутствующий в двух структурных позициях, несколько различается по составу: $Na_{1.98}(Fe^{2+}_{4.13}Mg_{0.75}Ca_{0.08}Mn_{0.08})Ti_{1.00}(Si_{5.86}Al_{0.16})O_{20}$ и $Na_{2.07}(Fe^{2+}_{3.42}Mg_{1.36}Ca_{0.11}Mn_{0.06})Ti_{0.99}(Si_{5.93}Al_{0.12})O_{20}$. Однако в обоих случаях состав заметно отличается от состава земных энигматитов по содержанию MgO и, в меньшей степени, MnO. Так, в земных щелочных породах содержание MgO в энигматитах не превышает 3 мас.% и обычно менее 1.5

мас.% [Костылева-Лабунцова и др., 1978; Jones, 1984, и мн. др.], тогда как энигматиты метеорита Kaidun содержат 3.6 и 6.8 мас.% MgO. Содержание MnO в земных энигматитах как правило более 1 мас.% и нередко превышает 2 мас.%, тогда как в энигматитах фрагмента составляет 0.5-0.8 мас.%.

Вилкинсонит встречается в кластe в виде мелких (<5 мкм) зерен. Его состав $(Na_{1.97}(Fe^{2+}_{3.59}Mg_{0.21}Mn_{0.09}Ca_{0.05})(Fe^{3+}_{1.87}Al_{0.12}Ti_{0.01})Si_{5.97}O_{20})$ имеет заметно более высокое содержание MgO (1.0 мас. %) и более низкое содержание MnO (0.73 мас. %) по сравнению с единственной земной находкой вилкинсонита в трахитах Австралии, где содержание MgO <0.1 мас.% и MnO >1.0 мас.% [Duggan, 1990].

Арфведсонит в кластe представлен магнезиальной разностью и отвечает формуле $(Na_{1.93}Ca_{0.74}K_{0.25})(Mg_{2.41}Fe^{2+}_{1.62}Mn_{0.08})(Fe^{3+}_{0.94}Al_{0.06})Si_{8.01}O_{22}(OH)_2$.

Фрагмент #d4A не несет признаков вторичного изменения и сохранил основные первичные характеристики вещества. Минеральная ассоциация фрагмента свидетельствует о его принадлежности к щелочным породам агпаитового ряда. Арфведсонит, энигматит и вилкинсонит представлены богатыми магнием разностями, причем два последних минерала по содержанию Mg и Mn заметно отличаются от земных аналогов.

Ранее 4 кластa щелочной породы были обнаружены в LL3-6 брекчии Adzhi-Bogdo [Bischoff et al., 1993]. Эти класты были классифицированы как щелочные гранитоиды.

**Кластa субщелочной породы**

Кластa присутствует в трех шлифах, полученных при последовательной распиловке фрагмента метеорита. Структура кластa, его минеральный состав и состав минералов в шлифах практически идентичны [Ivanov et al., 2003].

Структура кластa в целом определяется офитовой основной массой, в которую вкраплены крупные зерна пироксенов и фторапатита. Зерна пироксенов размером до 400 мкм имеют неправильную форму, зерна фторапатита размером до 120 мкм обладают четкими гранями и углами. Из 9 присутствующих в шлифах пироксеновых зерен восемь относятся к высококальциевым пироксенам и одно, размером 190x80 мкм – к низкокальциевым.

Основная масса сложена кристаллами плагиоклаза, погруженными в тонкокристаллическую до стекловатой массу сложного состава. Кристаллы представлены лейстами размером 400x40 мкм скелетной до футляровидной

структуры. Они обычно окаймлены мелкими кристаллами пироксенов. В матрице обильны мелкие богатые калием зерна. Рудные фазы не обнаружены.

В шлифе #d3D присутствует участок углистой матрицы метеорита, имеющий амебовидную форму и округлые границы с окружающим веществом класта, которое здесь сложено однородной нераскристаллизованной стекловатой массой. Особенностью класта является присутствие полостей, стенки которых часто покрыты тонкой оболочкой. Структура и состав оболочек рассмотрены в главе 5.

Крупные зерна богатых Ca пироксенов имеют постоянный состав и представлены авгитом $Fs_{21.6}En_{42.4}Wo_{36.0}$. Единственное зерно бедного Ca пироксена представлено пижонитом $Fs_{42.9}En_{47.2}Wo_{9.9}$. Зональности кристаллов не отмечено.

Плагиоклаз основной массы представлен кислыми разностями (в среднем $Ab_{76.7}An_{21.8}Or_{1.5}$) и широко варьирует по составу ($Ab_{64.6-82.1}An_{16.0-34.5}Or_{0.8-1.2}$). Для него характерно высокое содержание чуждых компонентов. Широкие вариации составов наблюдаются и в мелких пироксеновых кристаллах матрицы, представленных субкальциевым авгитом $En_{27.9-40.6}Wo_{14.7-26.7}Fs_{36.3-53.7}$. Богатые калием участки матрицы имеют анортоклазовый состав.

По нормативному составу матрица класта более чем на 83.5 мол.% состоит из плагиоклаза $Ab_{82.2}An_{14.2}Or_{3.6}$, содержание пироксена составляет 9 %, оливина – 5.8 %.

Структура матрицы класта свидетельствует о формировании класта в результате быстрого остывания расплава. Скорость остывания расплава, согласно экпериментам по морфологии кристаллов плагиоклаза при кристаллизации [Lofgren, 1974; 1980], составляет ~5-10 ˚C/час. Округлый характер контакта вещества класта с включением углистой матрицы в #d3D свидетельствует о том, что вещество класта при формировании контакта находилось в жидком или пластичном состоянии. Очевидно, образование класта произошло при высокоскоростном ударном событии, которое сопровождалось плавлением вещества ударника.

Однако морфология крупных зерен пироксенов и апатита несовместима с представлением об образовании их при кристаллизации расплава и указывают на противоположный процесс резорбции кристаллов в расплаве. Эти зерна следует рассматривать как реститы ранее существовавшего фрагмента.

Образование существующих в кластe полостей связано, очевидно, с присутствием флюидной фазы, которая могла быть захвачена из углистой

матрицы метеорита. Однако формирование класта происходило, несомненно, на поверхности родительского тела или вблизи нее. И трудно ожидать, что в быстро застывающий расплав в условиях ничтожного внешнего давления могло диффундировать заметное количество летучих из матрицы метеорита. Практическое отсутствие в матрице класта S и весьма низкое содержание Fe – характерных компонентов углистой матрицы – свидетельствует о том, что контаминация расплава веществом углистой матрицы была (если была) ничтожной. Следует предполагать, что образование полостей обусловлено высоким содержанием летучих в первичном веществе класта.

Ничтожная степень контаминации позволяет оценить характер первичного вещества класта. Ключевыми параметрами первичного вещества класта являются, очевидно: (1) реститный характер крупных зерен изученного класта –пироксенов и апатита, (2) высокое содержание в класте кислого плагиоклаза и (3) отсутствие значительных количеств оливина. Эти параметры указывают на сильно дифференцированный характер первичного вещества. В целом класт #d(3-5)D в рамках земной системы горных пород относится к средним породам субщелочного ряда к семейству трахиандезитов.

Вещество класта #d(3-5)D по ряду минералогических характеристик близко веществу базальтовых шерготтитов.

Обнаруженные в метеорите класты богатых щелочами пород – #d4A и #d(3-5)D – обладают явным сходством минералогических характеристик: кислый состав плагиоклаза и присутствие фторапатита. При этом нельзя не учитывать разительное отличие вещества кластов от остального вещества метеорита Kaidun. Это позволяет предполагать, что оба класта генетически связаны и произошли из одного родительского тела. В то же время большое различие в структуре кластов – кристаллизация расплава #d(3-5)D и неизмененный характер #d4A – указывает, что класты были внедрены в родительское тело метеорита Kaidun с различной скоростью и, соответственно, при разных ударных событиях.

## Часть II ПРОИСХОЖДЕНИЕ МЕТЕОРИТА KAIDUN

Как неоднократно отмечалось выше, метеорит Kaidun характеризуется беспрецедентным разнообразием присутствующих в нем типов вещества. Несомненно, это разнообразие отнюдь не исчерпывается уже изученными фрагментами, и в перспективе следует ожидать обнаружения новых, в том

числе ранее неизвестных типов внеземного вещества. Однако уже имеющиеся данные позволяют выдвинуть предположения об истории формирования и происхождении этого уникального метеорита.

## Глава 10. ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕЩЕСТВА МЕТЕОРИТА

Изученные к настоящему времени образцы метеорита Kaidun свидетельствуют о широком комплексе процессов, принимавших участие в формировании вещества метеорита. При этом могут быть выделены три основных группы процессов, зафиксированных в веществе (табл. 1).

К первой относятся процессы, протекавшие на ранней, доаккреционной стадии истории вещества. Они представлены процессами небулярной конденсации, газового метасоматоза, агломерации и небулярного плавления.

Вторая группа охватывает процессы, происходившие на родительском теле метеорита. Они включают ударное плавление, водное изменение и перенос вещества на родительском теле.

Третья группа представлена процессом магматической дифференциации вещества, что характерно для достаточно крупных планетных тел.

Конечно, перечисленными процессами отнюдь не ограничивается история формирования и трансформации вещества метеорита. Так, широкое распространение на родительском теле имели, несомненно, процессы дробления, перемешивания и переноса вещества при ударном кратерообразовании. Однако эти процессы здесь не обсуждаются из-за недостаточной в данном случае их информативности.

Следует подчеркнуть, что метеорит Kaidun содержит беспрецедентно большое количество чрезвычайно разнообразных продуктов процессов, протекавшие на ранней, небулярной стадии (см. табл. 1), многие из которых ранее в метеоритах не наблюдались. Присутствующие здесь продукты небулярной конденсации формировались в весьма широком интервале температур – от 1650-1470 до примерно 700 К.

Одновременное присутствие в металлических нодулях EH фрагмента #01.3.06 включений энстатита и реддерита, связанных реакцией газ↔твердая фаза, свидетельствует о том, что процессы конденсации и агломерации протекали одновременно. Зональная структура некоторых из этих нодулей указывает на одновременность протекавших в небуле процессов плавления и агрегирования вещества.

Таблица 1. Процессы формирования вещества метеорита Kaidun

**Небулярные процессы**

- Конденсация
  - Богатые Ca и Al включения
  - LIME-силикаты в CI хондритах
  - Оксидные ядра сульфидно-оксидных образований агрегата
  - Зерна энстатита агрегатов
  - $Na_2S_2$ и др. компоненты нодулей EH фрагмента
- Газовый метасоматоз
  - Щелочной метасоматоз CAI
  - Водное изменение металла EH хондрита
- Плавление
  - Хондры
  - Сульфидные нодули агрегатов
- Агломерация
  - Энстатитовые агрегаты
  - Металлические нодули EH фрагмента

**Астероидальные процессы**

- Ударное плавление
  - Набрызги
  - Субщелочной фрагмент
- Водное изменение
  - Метал E хондритов
- Перенос и отложение вещества
  - Карбонаты
  - Водный флюид – отложение в пустотах
  - Карбонильный транспорт – жеода

**Планетарные процессы**

- Магматическая дифференциация
  - Фрагмент ахондрита
  - Щелочной и субщелочной фрагменты

## Глава 11. ХАРАКТЕРИСТИКА РОДИТЕЛЬСКОГО ТЕЛА МЕТЕОРИТА

Полученные при изучении метеорита результаты позволяют оценить некоторые характеристики родительского тела метеорита.

Метеорит Kaidun является гетерогенной многогенерационной брекчией, состоящей из фрагментов широкого спектра размеров – от миллиметрового до микронного. Весьма широк также спектр литологических типов вещества, входящих в состав этого метеорита: здесь обнаружены практически все типы углистых и энстатитовых хондритов, аккреционные агрегаты, ударно-расплавленные класты, а также целый ряд кластов и образований, ранее в метеоритах не наблюдавшихся. Основная часть метеорита сложена веществом аномального углистого хондрита 2-го петрологического типа. Очевидно, **родительское тело метеорита Kaidun также сложено в основном веществом аномального углистого хондрита 2-го петрологического типа**.

Присутствие в метеорите множества полостей и открытых трещин, а также характер разрушения метеорита при падении свидетельствуют о **высокой пористости родительского тела метеорита Kaidun,** по крайней мере в той его части, откуда произошел метеорит.

В метеорите присутствуют многочисленные чужеродные включения, существенно различающиеся по степени ударной переработки – от практически не испытавших изменения при падении (кристалл альбита #d4A) до частичного (фрагмент субщелочной породы #d(3-5)D) или полного (набрызги) плавления. Очевидно, что эти различия в степени ударной переработки отражают **широкие вариации в скоростях встречи** мелких **фрагментов с родительским телом метеорита Kaidun** – от практически нулевой до порядка нескольких километров в секунду.

Многочисленные ударные события, несомненно, привели к интенсивному многократному дроблению, латеральному переносу и перемешиванию вещества поверхностных слоев родительского тела. Очевидно, что в результате тех же событий происходил процесс объединения обломков с образованием консолидированных пород. Такие процессы хорошо изучены для Луны, где консолидация поверхностных пород происходит в результате комплекса физических явлений, включающего уплотнение при сжатии, диффузию на контактах зерен и плавление вещества при разгрузке от ударного сжатия и/или при трении зерен при уплотнении.

Существенно иной ситуации следует ожидать для водосодержащих родительских тел углистых хондритов, где тепловая энергия, реализуемая в породах мишени при ударном событии, будет расходоваться в первую очередь на мобилизацию воды и ее нагревание. Образующиеся флюиды будут мобилизовывать водорастворимые компоненты пород мишени, переносить и отлагать их. Примерами являются водные отложения различного состава, отмеченные в метеорите Kaidun и в других углистых хондритах низких петрологических типов. Очевидно, именно **водные отложения различного состава цементируют фрагменты родительского тела метеорита Kaidun** и родительских тел других углистых хондритов низких петрологических типов.

Специфической особенностью метеорита Kaidun является присутствие многочисленных образований, сформировавшихся на ранних этапах эволюции Солнечной системы. Представляется маловероятным, чтобы такие образования, многие из которых (напр., сульфид натрия $Na_2S_2$, сульфидные агрегаты), несомненно, весьма чувствительны к температурным воздействиям, могли сохраниться в условиях длительной ударной переработки в поверхностных слоях родительского тела. О малом времени космической экспозиции свидетельствуют весьма низкие содержания в углистых компонентах метеорита газов солнечного ветра. Вероятно, **материал**, составивший в дальнейшем метеорит Kaidun, в результате ударного выброса **был захоронен в глубинных слоях реголита** и избежал длительного воздействия космических факторов. В дальнейшем **при** очередном **достаточно сильном ударном событии этот материал был выброшен** за пределы поля тяготения родительского тела метеорита Kaidun.

## Глава 12. ИСТОРИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕТЕОРИТА

Одним из важнейших вопросов, возникающих в результате изучения вещества метеорита Kaidun, возможно, самым важным, кардинальным, является проблема формирования родительского тела этого уникального метеорита.

Ключом к пониманию происхождения метеорита Kaidun является исключительное многообразие входящих в его состав компонентов. Одним из важнейших в этом отношении компонентов являются, повидимому, кластыщелочного и субщелочного состава. Совершенно очевидно, что эти класты представляют собой фрагменты глубоко дифференцированных пород,

образовавшихся в недрах крупного планетного тела. Следует подчеркнуть существенные различия в структуре этих кластов. Один из них, кристалл альбита #d4A, практически не содержит следов ударного преобразования. Несомненно, скорость встречи этого класта с родительским телом метеорита была очень низкой, практически нулевой. Второй класт, #d(3-5)D, представляющий собой частично переплавленную породу, содержащую реститные зерна апатита и пироксенов, несет признаки плавления *in situ*, т.е. был расплавлен в результате ударного события при встрече с родительским телом. Несомненно, скорость встречи образовавшего класт фрагмента с родительским телом метеорита была достаточно высока, порядка нескольких километров в секунду. Эти класты могут быть генетически связаны. При этом отмеченные различия в структуре кластов, обусловленные различной скоростью их встречи с родительским телом метеорита Kaidun, явно свидетельствуют о том, что это были два различных во времени события.

Богатые щелочами фрагменты чрезвычайно редки в метеоритах: они обнаружены только в двух из более чем 20 тысяч известных в настоящее время метеоритов – Adzhi-Bogdo и Kaidun. Причем в последнем присутствуют два различных класта этого типа, поступившие в родительское тело в результате двух различных разновременных событий. Представляется невероятным, чтобы такая ситуация возникла случайно. Скорее следует ожидать, что источник богатых щелочами пород – продуктов глубокой дифференциации вещества – находился поблизости от родительского тела Kaidun. Естественно, поблизости в масштабах Солнечной системы.

Имеющиеся в настоящее время данные по литологическому составу метеорита Kaidun – в первую очередь состав основной части метеорита, отвечающий углистым хондритам 2-го петрологического типа, и присутствие кластов глубоко дифференцированных пород – дают веские основания рассматривать родительское тело метеорита как спутник крупной дифференцированной планеты. Единственными возможными кандидатами такого тела в Солнечной системе являются спутники Марса Фобос и Деймос. Однако Деймос находится значительно дальше от Марса, и вероятность попадания на Деймос фрагментов, выброшенных с Марса при ударных событиях, особенно фрагментов, испытавших незначительные ударные нагрузки, заметно меньше, чем на Фобос. Очевидно, основным кандидатом такого тела является Фобос [Ivanov, Zolensky, 2003].

## Фобос, краткая характеристика

Фобос, ближайший и самый большой спутник Марса, является телом неправильной формы со средним диаметром около 22 км. Средняя плотность Фобоса оценивается величинами 2.2±0.3 г/см$^3$ [Duxbury and Callahan, 1989] и 1.90±0.10 г/см$^3$ [Avanesov et al., 1991]. Поверхность Фобоса имеет низкую отражательную способность – ее альбедо составляет 5-10 % [Веверка, 1981; Simonelli et al., 1998]. Таким образом, Фобос является темным телом с низкой плотностью.

Оптические характеристики Фобоса близки таковым СМ хондритов и свидетельствует об отсутствии значительных количеств гидратированных силикатов в его поверхностных слоях [Bell et al., 1993, и литература к этой статье]. Существуют предположения о присутствии льда в недрах Фобоса [Bell et al., 1993; Dubinin et al., 1990].

Существуют две группы сходных гипотез, происхождения Фобоса [Бернс, 1981; Burns, 1992, и литература к этим статьям].

Первая из них предполагает, что образование Фобоса происходило практически на месте его современного нахождения из газопылевого диска, окружавшего Марс, в результате процесса аккреции по механизму, аналогичному таковому для самой планеты. В этом случае состав Фобоса должен был быть близок составу Марса.

Другая гипотеза предполагает в качестве модели происхождения Фобоса так называемый небулярный захват. Согласно этой модели, Фобос является астероидом, образовавшимся, подобно родительским телам углистых хондритов, на расстоянии как минимум вдвое большем от Солнца по сравнению с Марсом, во внешней зоне пояса астероидов. В дальнейшем, на самых ранних этапах эволюции Солнечной системы, Фобос в результате соударений с окружавшей протоМарс околопланетной туманностью и торможения в ней [Hunter, 1979] был переведен с гелиоцентрической на околомарсианскую орбиту.

Каждая из гипотез достаточно противоречива и неоднозначна. Так, низкая плотность и альбедо и другие спектральные характеристики Фобоса противоречат модели аккреции его *in situ*. С другой стороны, современные орбитальные характеристики Фобоса, регулярность его орбиты противоречат модели небулярного захвата. В обоих случаях предлагаются механизмы для объяснения возникающих противоречий.

**Образование метеорита Kaidun**

Происхождение Фобоса по модели небулярного захвата, предлагаемого наиболее распространенными в настоящее время гипотезами, достаточно хорошо совпадает с моделью космического трала [Ivanov, 1997], предложенной для образования родительского тела метеорита Kaidun.

Как отмечалось выше, для метеорита Kaidun характерно уникально высокое содержание и хорошая сохранность разнообразных продуктов ранних небулярных процессов – конденсации и газового метасоматоза. Несомненно, эти продукты, многие из которых должны быть неустойчивы к температурным и ударным воздействиям, не могли сохраниться в реголите на поверхности Фобоса. Тем более если принять во внимание, что метеоритная и микрометеоритная бомбардировка – основной реголитообразующий фактор на поверхности безатмосферных тел – на Фобосе, находящемся в поле тяготения Марса, была, несомненно, весьма интенсивной. Свидетельства микрометеоритной бомбардировки присутствуют в образцах метеорита в виде набрызгов на поверхности частиц (см. главу 6). Следует предполагать, что материал, составивший впоследствии метеорит Kaidun, был достаточно рано захоронен на некоторой глубине в результате выброса при ударном событии и поэтому избежал длительной и интенсивной метеоритной переработки на поверхности Фобоса.

В дальнейшем при новом ударном событии этот материал выброшен за пределы поля тяготения Фобоса и Марса. Это событие, как следует из оценки радиационного возраста метеорита (см. главу 1), произошло примерно 0.5-1 млн. лет тому назад.

Водное изменение вещества метеорита Kaidun, фиксируемое по времени образования карбонатов, произошло на ранних этапах эволюции Солнечной системы, не позднее 1 млн. лет после образования богатых Ca и Al включений или хондр (глава 1). С самыми ранними этапами эволюции Солнечной системы связывается и захват Фобоса окружавшей Марс околопланетной туманностью. Есть основания предполагать, что это взаимосвязанные события. Действительно, захват Фобоса Марсом неизбежно сопровождался значительными напряжениями в теле Фобоса при торможении в связи со сменой орбиты. Существуют предположения, что эти силы могли даже привести к разрушению тела [Бернс, 1981]. Очевидно, под действием таких напряжений должен был происходить интенсивный нагрев вещества, приводивший к плавлению льда в недрах Фобоса и нагреву образующийся

воды. И именно этот процесс может быть ответственен за необычно высокую температуру водного изменения метеорита Kaidun.

Основные этапы истории метеорита Kaidun показаны в таблице 2.

Таблица 2. Основные этапы истории метеорита Kaidun

| События | Время |
|---|---|
| Образование астероида Фобос углисто-хондритового состава во внешней зоне пояса астероидов | ~ 4.56 млрд. лет тому назад |
| Перемещение Фобоса по направлению к центру Солнечной системы, захват разнотипных фрагментов допланетного вещества | |
| Захват Фобоса окружавшей ПротоМарс околопланетной туманностью; интенсивное водное изменение вещества | ~ 1 млн. лет от времени образования богатых Ca и Al включений и хондр |
| Пребывание Фобоса на околомарсианской орбите, метеоритная и микрометеоритная бомбардировка, выпадение фрагментов Марса; захоронение вещества метеорита Kaidun при ударном событии | |
| Эскавация метеорита Kaidun при ударном событии и выброс его за пределы зоны тяготения Фобоса и Марса | ~ 0.5-1 млн. лет тому назад |
| Полет метеорита Kaidun в космическом пространстве | |
| Падение метеорита Kaidun на Землю | 3 декабря 1980 года |
| Поступление метеорита Kaidun в Метеоритную коллекцию Академии наук | 7 мая 1981 года |

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования показали, что метеорит Kaidun является полимиктовой многогенерационной брекчией. Матрица метеорита, представленная веществом аномального углистого хондрита 2-го петрологического типа, близкого CR группе, содержит многочисленные

кластыразных типов метеоритного вещества, в том числе ранее в метеоритах не встречавшиеся.

Изучение кластов показало их широкое разнообразие по времени и месту образования – от различных небулярных конденсатов до продуктов магматической дифференциации планетного типа, от углисто-хондритового вещества, представляющего темные астероиды внешней зоны астероидного пояса до энстатитово-хондритового вещества, представляющего тела внутренней части пояса.

Обращает внимание отсутствие среди идентифицированных фрагментов вещества обыкновенных хондритов – наиболее распространенного типа метеоритов среди современных падений.

Родительское тело метеорита Kaidun должно было иметь возможность объединить эти хронологически и генетически разнородные фрагменты. Такой возможностью обладает спутник Марса Фобос, и это дает основания предполагать, что родительским телом метеорита Kaidun является Фобос.

Обнаружение фрагментов щелочных пород вероятно марсианского происхождения дает основания полагать, что спектр составов марсианских пород является более широким, а интенсивность процессов дифференциации вещества планеты более глубокой, чем это предполагалось ранее на основе результатов изучения SNC метеоритов и данных миссии Mars Pathfinder.

Ниже сформулированы основные **защищаемые положения**:

1. Проведено детальное комплексное исследование вещества нового метеорита Kaidun, показана уникальность этого метеорита. При этом установлены новые типы метеоритного вещества (энстатитовые агрегаты с включениями сульфидов, образовавшиеся в результате агломерации небулярных конденсатов; неравновесный энстатитовый хондрит группы EL) и новые минеральные фазы (первый хорошо идентифицированный фосфид литофильного элемента флоренскиит FeTiP; дисульфид натрия $Na_2S_2$, являющийся вещественным подтверждением реалистичности модели небулярной конденсации с частичной изоляцией продуктов конденсации).

2. Доказана гетерогенность метеорита Kaidun, имеющего сложную многоэтапную историю, включающую небулярные процессы (конденсация, газовый метасоматоз, плавление, агломерация), процессы астероидного типа (ударное плавление, водное изменение, различные формы переноса и отложение вещества) и поступление фрагментов глубоко дифференцированного материала.

3. Предложена и обоснована модель образования метеорита Kaidun: наиболее вероятным родительским телом метеорита является спутник Марса Фобос.

**Основные публикации автора по теме диссертации:**

1. Иванов А.В., Ульянов.А.А., Скрипник А.Я., Назаров М.А., Кононкова Н.Н. (1984) Углистый хондрит Kaidun: Интенсивное перемешивание вещества при формировании метеоритных родительских тел. Тезисы докладов 27 Международного геологического конгресса, М., т.V, с.297.

2. Иванов А.В., Ульянов.А.А., Скрипник А.Я., Назаров М.А., Кононкова Н.Н. (1985) Углистый хондрит Kaidun – новый тип метеоритной брекчии. Доклады АН СССР, т.280, № 2, с.473-475.

3. Ivanov A.V., Ulyanov A.A. (1985) The Kaidun IV enstatite chondrite: Significance for the classification of the enstatite chondrite clan. Lunar Planet. Sci. XVI, p.386-387.

4. Иванов А.В., Скрипник А.Я., Ульянов.А.А., Барсукова Л.Д., Колесов Г.М., Кононкова Н.Н. (1986) Химический состав, минералогия и геохимическая характеристика нового метеорита Kaidun. Метеоритика, вып.45, с.3-19.

5. Гроховский В.И., ИвановА.В. (1986) Графит-перриитовые включения в камасите Kaidun III. Метеоритика, вып.45, с.20-22.

6. Малышева Т.В., Иванов А.В., Полосин А.В., Смирнова Е.В. (1986) Распределение железа по минеральным фазам в образцах метеорита Kaidun. Метеоритика, вып.45, с.23-30.

7. Шуколюков Ю.А., Данг Ву Минь, Иванов А.В. (1986) Изотопная гетерогенность благородных газов в углистом хондрите Kaidun. Метеоритика, вып.45, с.31-37.

8. Иванов А.В., Ульянов.А.А., Устинов В.И., Скрипник А.Я., Гаврилов Е.Я., Шуколюков Ю.А. (1987) Изотопный состав кислорода образцов метеорита Kaidun. Метеоритика, вып.46, с.40-44.

9. Иванов А.В., Хисина Н.Р., Петушкова Л.В., Кононкова Н.Н., Грановский Л.Б. (1987) Метеорит Kaidun. Кристаллы металлического железа. Тезисы докладов XX Всесоюзной метеоритной конференции, с.138-139.

10. Иванов А.В. (1989) Метеорит Kaidun – состав и история формирования. Геохимия, № 2, с.259-266.

11. Иванов А.В. (1989) Образование кристаллов никелистого железа в метеорите Kaidun: Роль карбонильных соединений. Доклады АН СССР, т.308, Nº 3, с.712-716.

12. Zolensky M.E., Barrett R.A., Ivanov A.V. (1991) Mineralogy and matrix compozition of CI clasts in the chondritic breccia Kaidun. Lunar Planet. Sci. XXII, Houston, LPI, p.1565-1566.

13. Brandstätter F., Kurat G., Ivanov A.V. (1992) Isolated minerals in Kaidun II (CI). Meteoritics, v.27, no. 3, p.206.

14. Иванов А.В., Кононкова Н.Н., Гусева Е.В. (1992) Гидротермальные изменения шрейберзита и металлического железа в метеорите Kaidun III (EH5). Геохимия, Nº 8, с.1085-1093.

15. Brandstätter F., Kurat G., Ivanov A.V., Palme H., Spettel B. (1993) Mineralogy versus bulk composition of the carbonaceous chondrite clast Kaidun II. Lunar Planet. Sci. XXIV, p.177-178.

16. Clayton R.N., Mayeda T.K., Ivanov A.V., MacPherson G.J. (1994) Oxygen isotopes in Kaidun. Lunar Planet. Sci. XXV, p.269-270.

17. Brandstätter F., Ivanov A.V., Palme H., Spettel B., Kurat G. (1994) Geochemistry and mineralogy of magnetic fractions from Kaidun IV (EL3). Meteoritics, v.29, no.4, p.447-448.

18. Ivanov A.V., Zolensky M.E., Brandstätter F., Kurat G., Kononkova N.N. (1994) A phyllosilicate-sulphide vein in Kaidun. Meteoritics, v.29, no.4, p.477.

19. MacPherson G.J., Davis A.M., Ivanov A. (1994) Refractory inclusions in the Kaidun carbonaceous chondrite breccia. Meteoritics, v.29, no.4, p.494.

20. Ulyanov A.A., Ivanov A.V., Brandstätter F., Kurat G., Biryukov V.V. (1994) Spinel-rich metasomatized CAI from Kaidun.. Meteoritics, v.29, no.4, p.542-543.

21. Weisberg M.K., Prinz M., Zolensky M.E. and Ivanov A.V. (1994) Carbonates in the Kaidun meteorite. Meteoritics, v.29, no.4, p.549-550.

22. Ivanov A.V., Brandstätter F., Zolensky M.E., Kononkova N.N. (1996) The Kaidun meteorite: Melt deposits on the surface of some particles. Lunar Planet. Sci. XXVII, p.585-586.

23. Zolensky M.E., Ivanov A.V., Yang S.V., Mittlefehldt D.W., Ohsumi K. (1996) The Kaidun meteorite: Mineralogy of an unusual CM1 lithology. Meteoritics & Planetary Science, v.31, no.4, p.484-493.

24. Ivanov A.V., MacPherson G.J., Zolensky M.E., Kononkova N.N., Migdisova L.F. (1996) The Kaidun meteorite: Composition and origin of inclusions in the metal of the enstatite chondrite clast. Meteoritics & Planetary Science, v.31, no.5, p.621-626.

25. Иванов А.В., Мигдисова Л.Ф., Золенский М.Е., Макферсон Г.Дж., Кононкова Н.Н. (1997) Метеорит Kaidun: Фрагмент энстатитового хондрита с необычными включениями в металле. Геохимия, № 4, с.369-379.

26. Ivanov A.V. (1997) The Kaidun meteorite: Space trawl? Meteoritics & Planetary Science, v.32, Suppl., p.A65-A66.

27. Kurat G., Zinner E., Brandstätter F., Ivanov A. (1997) The Kaidun meteorite: An enstatite clast with niningerite and heideite as trace element carriers. Meteoritics & Planetary Science, v.32, Suppl., p.A76-A77.

28. Иванов А.В., Курат Г., Мигдисова Л.Ф., Брандштеттер Ф., Кононкова Н.Н. (1998) Метеорит Kaidun: До и постаккреционное водное изменение металла фрагмента энстатитового хондрита. Геохимия, № 2, с.131-136.

29. Hutcheon I.D., Weisberg M.K., Phinney D.L., Zolensky M.E., Prinz M., Ivanov A.V. (1999) Radiogenic $^{53}$Cr in Kaidun carbonates: Evidence for very early aqueous activity. Lunar Planet. Sci. XXX, #1722 (CD-ROM).

30. Ivanov A.V., Zolensky M.E., Saito A., Ohsumi K., Yang S.V., Kononkova N.N., Mikouchi T. (2000) Florenskyite, FeTiP, a new phosphide from the Kaidun meteorite. American Mineralogist, v.85, no.7-8, p.1082-1086.

31. Ivanov A.V., Zolensky M.E., Yang S.V. (2000) The Kaidun meteorite: Evidence for aqueous alteration and precipitation. Meteoritics & Planetary Science, v.35 Suppl, p.A82.

32. Ivanov A.V., Zolensky M.E., Yang S.V., Ariskin A.A. (2000) The Kaidun meteorite: Fast crystallization of a fragment from a superheated melt. Meteoritics & Planetary Science, v.35, Suppl., p.A82-A83.

33. Fisenko A.V., Verkhovsky A.V., Semenova L.F., Ivanov A.V., Pillinger C.T. (2000) The Kaidun meteorite: Interstellar diamond in the CR and CI carbonaceous components. Geochemistry International, v.38, Suppl.3, p.S294-S301.

34. Migdisova L.F., Ivanov A.V., Kononkova N.N., Brandstätter F., Kurat G. (2000) The Kaidun meteorite: A fragment of a high-calcium primitive achondrite. Geochemistry International, v.38, Suppl.3, p.S369-S374.

35. Иванов А.В., Кононкова Н.Н., ЗоленскийМ.Е., Мигдисова Л.Ф., Строганов И.А.. (2002) Метеорит Kaidun: Фрагмент щелочной породы. Геохимия, № 7, с.769-772.

36. Иванов А.В., Курат Г., Брандштеттер Ф., Кононкова Н.Н., Мигдисова Л.Ф. (2002) Метеорит Kaidun: Энстатитовый агрегат с сульфидно-оксидными включениями. Геохимия, № 12, с.1264-1270.

37. Ivanov A.V., Kononkova N.N., Yang S.V., Zolensky M.E. (2003) The Kaidun meteorite: Clasts of alkaline-rich fractionated materials. Meteoritics & Planetary Sciences, v.37, no.5.

38. Ivanov A., Zolensky M. (2003) The Kaidun meteorite: Where did it from? Lunar Planet. Sci. XXXIV, #1236 (CD-ROM).