

УДК 552.63

А.А. Маракушев<sup>1</sup>, Л.И. Глазовская<sup>2</sup>, С.А. Маракушев<sup>3</sup>**ЭВОЛЮЦИЯ ЖЕЛЕЗО-СИЛИКАТНОГО И УГЛЕРОДНОГО ВЕЩЕСТВА  
УГЛИСТЫХ ХОНДРИТОВ**

Наблюдаемое соответствие состава хондр и матрицы хондритов объясняется их происхождением путем хондро-матричного расщепления вещества примитивных (нерасслоенных) планет. По составу хондритов установлены две главные ступени развития хондритовых планет — силикатно-металлическая и оливиновая. Хондритовые планеты силикатно-металлической ступени развития были аналогами хондритовых планет, на основе которых путем расслоения формировались планеты земной группы. Железо-силикатная эволюция вещества хондритов коррелирует с развитием углеродного вещества в последовательности алмаз ± муассанит → углеводороды → примитивные органические вещества.

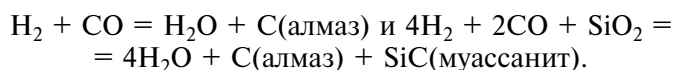
*Ключевые слова:* метеоритное вещество, углистые хондриты, углеводороды.

The observed consistence of the composition of chondrules and matrix in chondrites is explained by their origin as a result of chondrule-matrix splitting of the material of primitive (not layered) planets. According to the composition of chondrites, two main stages in the evolution of chondritic planets (silicate-metallic and olivine) are distinguished. Chondritic planets of the silicate-metallic stage were analogs of chondritic planets, layering of which resulted in the formation of terrestrial planets. Iron-silicate evolution of chondritic matter is correlated with the evolution of carbon matter in the following sequence: diamond ± moissanite — hydrocarbons — primitive organic compounds.

*Key words:* meteorite substance, carbonaceous chondrites, hydrocarbons.

**Введение.** Характерная и самая интересная особенность всех типов хондритов — вхождение алмаза в устойчивом парагенезисе с муассанитом (SiC) в богатую железом матрицу. Зерна алмаза переполнены водородными флюидами настолько, что их объемная плотность снижается до 2,2–2,3 г/см<sup>3</sup> [Brearle, Jones, 1998; Besmen et al., 2011] при плотности алмаза 3,5 г/см<sup>3</sup>.

Наличие муассанит-алмазного парагенезиса — прямое свидетельство зарождения вещества хондритов в ядрах планет-гигантов — единственных в Солнечной системе объектов, в которых возможно достижение огромного флюидного давления, необходимого для образования этого парагенезиса. Мельчайшие зерна алмаза, рассеянного в матрице хондритов, свидетельствуют о своеобразии этого процесса, определяемого крайним уплотнением водородных флюидов:



Материнскими планетами-гигантами для хондритовых (распавшихся на астероиды и хондриты) планет, как и для планет земной группы, были околосолнечные планеты, потерянные Солнечной системой под воздействием Солнца. Их аналоги обнаружены астрономами [Charbonneau, 2003] в звездно-планетных системах, сходных с Солнечной, в которых околосолнечные планеты-гиганты еще сохранились и выделяются под названием быстрых Юпитеров.

Прохождение хондритовыми планетами протопланетной стадии развития в качестве плотных ядер планет-гигантов доказывается и другими открытиями. Прямое доказательство этого было получено в 1996 г., когда космический аппарат «Галилей» (Galileo probe) проник во флюидную оболочку Юпитера. В ней установлено высокое отношение изотопов ксенона (<sup>136</sup>Xe/<sup>134</sup>Xe = 1,04), равное таковому во флюидных включениях в алмазе углистых хондритов [Kissin, 2003]. В солнечном ветре это отношение равно 0,8.

Парагенезис алмаза с муассанитом присутствует в матрице всех типов хондритов, что позволяет полагать: все хондритовые планеты зарождались и развивались под огромным давлением флюидных оболочек их материнских планет-гигантов на орбитах между Марсом и Юпитером. Они становились самостоятельными планетами только после полной потери флюидных оболочек их материнскими планетами-гигантами под воздействием Солнца, но подвергались взрывному распаду на астероиды, пояс которых служит источником хондритов, составляющих 87% метеоритов [Витязев и др., 1990].

Фактором распада была концентрация в ядрах хондритовых планет настолько уплотненных флюидов, сосредоточенных при формировании в материнских планетах-гигантах, что их расширение при снятии общего давления имело взрывной характер. К показателям взрывного образования астероидов относится наличие в хондритах импактных минералов

<sup>1</sup> Институт экспериментальной минералогии РАН, гл. науч. с., академик РАН; *e-mail:* belova@iem.ac.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра петрологии, ст. науч. с., канд. геол.-минер. н.; *e-mail:* glazov@geol.msu.ru

<sup>3</sup> Институт проблем химической физики РАН, ст. науч. с., докт. биол. н.; *e-mail:* marak@cat.icp.ac.ru

(рингвудит и др.) в наложенной новообразованной стекловатой фазе. Хондриты — гелиоцентрические метеориты, и их выпадение из пояса астероидов происходило на протяжении более 4 млрд лет, судя по возрасту древнейших хондритов. Поэтому современная масса пояса астероидов далеко не отражает его первоначальную массу.

Соответственно различаются протопланетное (в ядрах материнских планет-гигантов) и планетное развитие вещества хондритов. Протопланетное развитие происходит при селективной потере водорода их материнскими планетами-гигантами в режиме снижения общего давления и возрастания отношения  $H_2O/H_2$  во флюидах.

**Систематика и ступени развития вещества хондритов.** Первоначально хондритовые планеты (материнские по отношению к астероидам и хондритам) зарождались как металлические ядра околосолнечных планет-гигантов, состоящих из железа, никеля, множества других элементов (Si, Ca, Al, Mg и др.) и углерода. С селективной потерей водорода их материнскими планетами-гигантами и соответствующим возрастанием отношения  $H_2O/H_2$  в их флюидных оболочках происходило окисление металлов, начиная с самых тугоплавких, и образование хондр в последовательности парагенезисов свойственных им элементов:  $(Ca + Al + Si + Ti) - (Si + Mg)$ . Сначала возникали известково-глиноземистые хондры (их фрагменты образуют тугоплавкие включения в углистых хондритах), а затем форстеритовые хондры. В работе [Krot et al., 2009] возраст тугоплавких включений определяется в 4567–4568 млн лет, хондры образуются позднее на 1–4 млн лет. В дальнейшем выделялись энстатитовые первичные хондры (рис. 1).

Нахождение алмазов совместно с муассанитом в первичной матрице хондритов отражает восста-

новительный характер ее образования при крайне высоком водородном давлении. В этих условиях образуется содержащая алмаз и муассанит первичная металлическая матрица хондритов. В ее составе содержится самородный кремний, но он уступает по распространенности муассаниту. В ряду хондритов, средние составы которых приведены в табл. 1, углистые хондриты (C) наиболее богаты муассанитом, за ними следуют энстатитовые хондриты (E) и обыкновенные хондриты (HH, H, L, LL), в первичную металлическую матрицу которых Si и SiC входили в ничтожном количестве.

Таблица 1

Сопоставление средних валовых составов хондритов, ат.%

Элементы	LL (60)	L (166)	H (172)	HH*	C (31)	E (7)
Si	15,42	15,44	14,75	14,71	13,48	15,36
Ti	0,03	0,03	0,03	0,07	0,05	0,03
Al	1,22	1,15	1,13	0,97	1,48	1,34
Fe	8,65	9,59	12,52	16,61	11,03	14,23
Mn	0,11	0,11	0,10	0,13	0,09	0,10
Mg	14,99	15,06	14,75	13,31	14,69	12,39
Ca	0,76	0,76	0,73	0,80	0,97	0,56
Na	0,70	0,68	0,60	0,67	0,33	0,61
K	0,05	0,05	0,04	0,11	0,03	0,04
P	0,09	0,09	0,08	0,21	0,10	0,12
Cr	0,15	0,15	0,14	0,21	0,17	0,14
Ni	0,38	0,45	0,64	1,16	0,54	0,73
Co	0,01	0,02	0,02	0,05	0,02	0,03
S	1,63	1,76	1,71	1,15	2,34	4,34
O	55,81	54,66	52,75	49,84	54,69	49,99

Примечания. Валовые составы метеоритов по [Marakushev, et al., 2010]. В скобках — число анализов метеоритов; \*анализ хондритовой составляющей метеорита Нечаево.

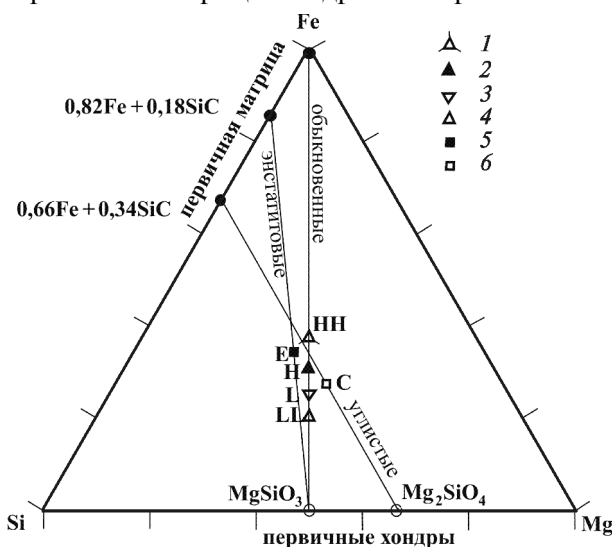
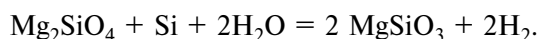


Рис. 1. Система хондритов, основанная на соответствии их средних составов (по данным табл. 1–6) составам их первичных хондр (белые кружки) и металлической матрицы (черные кружки). Объединяющие их коннды отвечают типам хондритов: 1–4 — обыкновенных (HH–H–L–LL), 5 — энстатитовых (E), 6 — углистых (C)

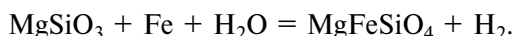
Первичная металлическая тэнит-камаситовая матрица углистых хондритов была уникальным образованием благодаря высокому содержанию в ней Ca, Al, Ti. С возрастанием отношения  $H_2O/H_2$  во флюидах они окислялись в первую очередь, что составляло основу образования в матрице первичных относительно крупных известково-глиноземистых хондр. Они инжецировались формирувавшимися затем хондритами с более мелкими форстеритовыми хондрами. Тугоплавкие включения, состоящие из известково-глиноземистых минералов (мелилит, гибонит, шпинель, диопсид, плагиоклаз и др.), характеризуются крайне легким изотопным составом кислорода ( $^{16}O$ ). Эта особенность относится и к первичному форстериту (Si 33,3; Mg 66,7 ат.%), образующему первичные хондры (рис. 1), характеризующиеся наличием включений металлических никель-железистых капель.

Эволюция хондритовых магм обусловлена приносом изотопного тяжелого кислорода воды. При наличии кремния это ведет к вытеснению форстеритовых хондр энстатитовыми по реакции

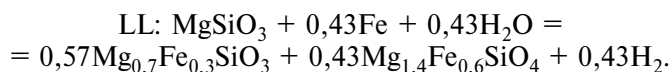
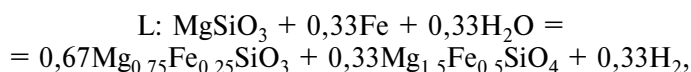
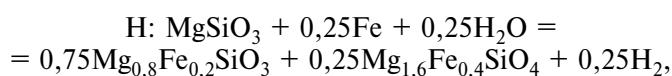
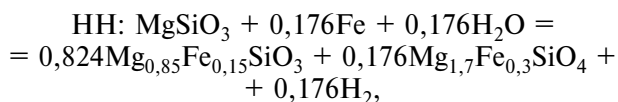


Создается принципиально иной, исходно энстатитовый тип хондритового магматизма, отличающийся от образования углистых хондритов с первичными форстеритовыми и известково-глиноземистыми хондрами.

Хондро-матричное взаимодействие под давлением водородного компонента флюидов определило все последующее развитие железо-силикатного вещества хондритовых планет. Начальное его состояние характеризует диаграмма (рис. 1), конноды которой связывают составы первичных матрицы и хондр главных типов хондритов. На этих коннодах находятся средние составы дифференциатов углистых и энстатитовых хондритов, а также главных типов обыкновенных хондритов, последовательность которых НН–Н–L–LL коррелирует с повышением железистости силикатов, входящих в их состав. Развитие энстатитового типа хондритового магматизма схематически характеризуется реакцией

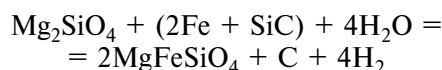


В ряду обыкновенных хондритов прослеживается ступенчатое смещение реакций вправо, причем синхронно в хондрах и металлической матрице. В результате образуются парагенезисы оливина с пироксеном, железистость которых дискретно возрастает с образованием главных типов обыкновенных хондритов: 15НН–20Н–25L–30LL. Эта последовательность отвечает следующим ступеням смещения реакций гидратации вправо:

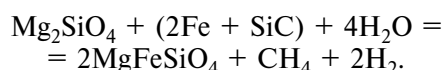


При отклонении от равновесия увеличение железистости силикатов в металлической матрице до 40–45 возрастает быстрее, чем в хондрах, в которых состав силикатов может оставаться близким к исходному энстатиту. Первичное состояние сохранилось и в энстатитовых хондритах (Е), состоящих из частично брекчированных энстатитовых хондр и металлической матрицы, содержащей ассоциацию муассанита и алмаза. При расщеплении хондритовых расплавов металлическая матрица эффективнее, чем хондры, концентрирует водородные флюиды, что определяет высокую стабильность ее жидкого состояния и служит причиной последующего автобрекчирования хондр при быстром снижении давления.

**Углистые хондриты.** В типе хондритового магматизма, отвечающего углистым хондритам, процесс осложняется участием в реакциях кремния или муассанита:



и может сопровождаться образованием не только свободного углерода, но и углеводородов



Углеводороды в углистых хондритах представлены в большом разнообразии [Pizzarello et al., 2006; Meierhenrich et al., 2004].

Смещение реакций вправо приводит к вытеснению первичной металлической матрицы вторичной оливиновой матрицей, железистость которой варьирует в широком диапазоне. Однако в обильно

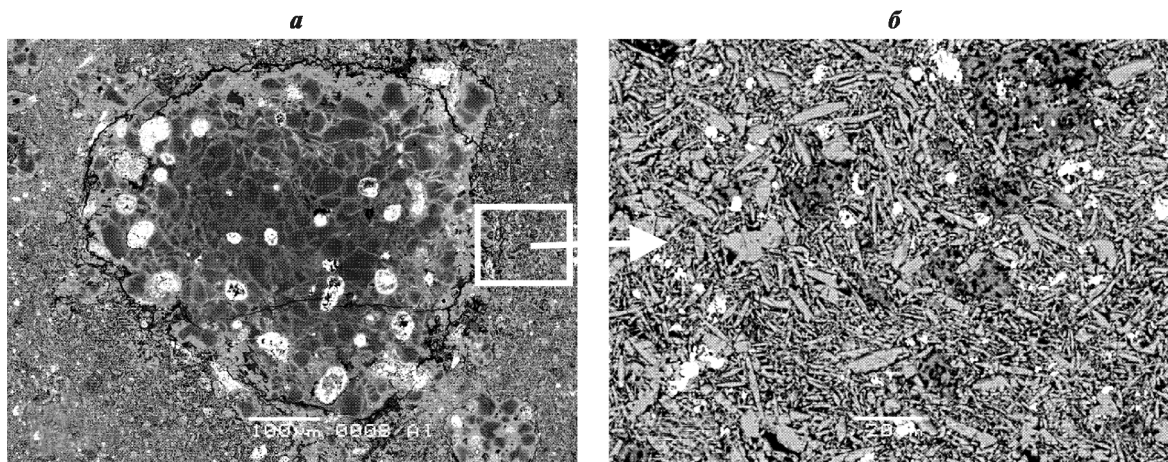


Рис. 2. Первичная форстеритовая хондра, содержащая капли металлического железа и замещаемая вторичной оливиновой матрицей в хондрите Allende, масштаб 100 μm (а), тонкозернистая вторичная оливиновая матрица метеорита Allende, состоящая из железистого оливина и содержащая сульфидно-металлические включения камасита, тэнита и троилита (светлые выделения) (б). Закалочная структура матрицы, определяемая удлиненными в срезе (пластинчатыми, иногда зональными) лейстами оливина доказывает ее первично расплавленную (магматическую) природу. В интерстициях углеродное и углеводородное вещество, масштаб 20 μm

остающихся при этом фрагментах первичных хондр сохраняется форстерит, что определяет углистые хондриты как неравновесные.

На рис. 2, а наглядно показано замещение первичной форстеритовой хондры матричным расплавом, составы железистого оливина приведены в табл. 2. Часть хондр сохраняет свой первичный форстеритовый состав.

Наличие в хондрах металлических капель фиксирует их отделение от железной фазы на ранней стадии развития хондритового магматизма в соответствии с диаграммой, приведенной на рис. 1, эта ступень отвечает левой стороне рассматриваемой реакции. Со смещением реакции вправо возникают типы углистых хондритов в ряду CI—CR—CM—CV—CK, средние составы которых последовательно расположены на конноде (рис. 1), связывающей составы матрицы  $0,66\text{Fe} + 0,34\text{SiC}$  и форстеритовых хондр [Marakushev et al., 2011]. Аналогичное соотношение Fe/Mg и Si/Mg в матрице и общем составе углистых хондритов

Таблица 2

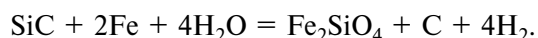
Состав вторичного железистого оливина, метасоматически замещающего первичные хондры (анализы 1–10, 13–20) и металлическую матрицу (анализы 11–12), ат. %

Номер анализа	Si	Al*	Fe	Mn	Mg	Cr
1	33,72	1,70	18,24	0,11	44,88	0,30
2	33,05	0,00	19,18	0,23	47,20	0,00
3	32,64	0,32	19,21	0,28	47,29	0,00
4	33,25	1,60	24,72	0,24	39,01	0,37
5	33,19	0,00	28,11	0,32	37,99	0,00
6	33,03	0,00	31,94	0,30	34,43	0,10
7	32,90	0,00	35,20	0,37	31,21	0,00
8	32,53	0,00	39,70	0,43	26,89	0,00
9	32,56	0,00	47,91	0,48	18,83	0,00
10	33,16	0,00	50,20	0,51	15,95	0,00
11	33,91	0,00	57,00	0,61	7,85	0,12
12	32,8	0,00	57,01	0,54	9,65	0,00
13	31,80	1,25	22,40	0,00	43,93	0,23
14	32,84	0,34	23,58	0,00	42,48	0,56
15	32,55	0,71	25,02	0,19	41,34	0,00
16	33,83	0,45	25,90	0,22	39,01	0,41
17	32,97	0,35	26,19	0,28	39,76	0,21
18	33,27	0,30	28,88	0,00	36,86	0,34
19	33,16	0,28	29,05	0,00	37,21	0,29
20	32,84	0,38	31,99	0,20	34,22	0,24

Примечания. Анализы 1–12 — метеорит Ефремовка, анализы 13–20 — метеорит Allende, рис. 3; повышенное содержание алюминия связано с микроскопическими включениями алюминиевой фазы в анализах оливинов в табл. 2, 3 и 5). Здесь и далее анализы выполнены в лаборатории локальных методов исследования вещества геологического факультета МГУ с использованием растрового электронного микроскопа «Jeol JSM-6480LV» с энергодисперсионной приставкой «INCA-ENERGY-350». Ускоряющее напряжение 15 кВ, сила тока 15 нА.

рассмотрено в статье [Palme, Hezel, 2011], где оно сопоставляется с составом Солнца. На рис. 3 приведено сопоставление в рассматриваемом плане средних составов детально изучавшихся нами хондритов Allende и Ефремовка. По их расположению можно сделать заключение о более примитивном состоянии развития хондрита Ефремовка по сравнению с Allende, средний состав которого на соответствующей конноде отстоит дальше от состава первичной матрицы.

На диаграмме характеризуются составы их вторичной матрицы и хондр (табл. 2–4), они перекрывают весь диапазон составов между первичными матрицей ( $0,66\text{Fe} + 0,34\text{SiC}$ ) и хондрами ( $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ ). Доминирующую вторичную матрицу, отвечающую составу оливина, близкого к  $\text{MgFeSiO}_4$ , можно назвать гортонолитовой (Fa 51–70%). Ее более железистый состав, почти отвечающий фаялиту (табл. 2, анализы 9–12), обусловлен наличием в первичной матрице кремния или муассанита, представляющих основу образования крайне железистого фаялита



В хондрите Ефремовка они образуют фаялитовые капли, содержащиеся в оливиновой матрице, которая образовалась в нем в результате хондро-матричного взаимодействия, наиболее магнезиальные оливины которого представлены в табл. 3. Типична оливиновая матрица хондритов (табл. 4), состав которой определялся путем энергодисперсионного микроанализа участков матричного вещества при сканировании электронного пучка по заданной площади. В углистых хондритах в оливиновой матрице обычно сохраняются

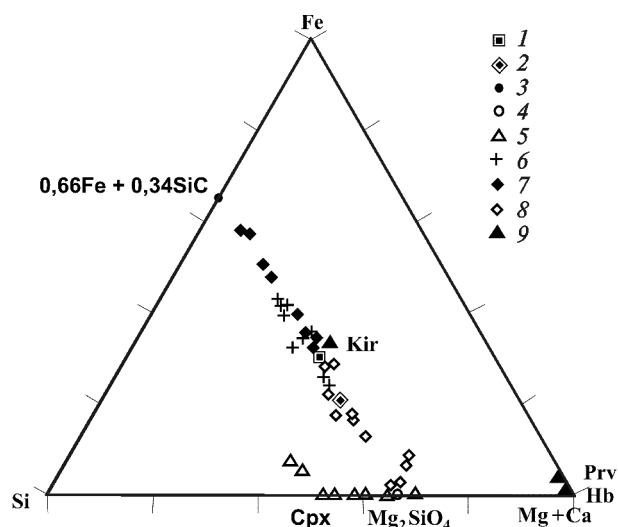


Рис. 3. Углистые хондриты Ефремовка и Allende: 1, 2 — их средние составы (ат. %) соответственно, 3 — металлическая матрица, 4 — форстеритовые хондры, 5 — известково-глинозёмистые хондры (тугоплавкие включения); 6 — вторичная оливиновая матрица (табл. 4); 7, 8 — оливины продуктов ее взаимодействия с металлической матрицей (7 — железистые, табл. 2) и продуктов взаимодействия вторичной матрицы с форстеритовыми хондрами (8 — магнезиальные, табл. 3); 9 — некоторые минералы и их символы (Kir — кирштейнит, Hb — гибонит, Prv — перовскит, Cpx — клинопироксен)

Таблица 3

Составы магнезиального оливина, отражающие уменьшение содержания магния в процессе взаимодействия форстеритовых хондр с вторичной оливиновой матрицей, ат.%

Номер анализа	Si	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Cr
1	33,22	0,29	0,45	0,00	65,78	0,26	0,00
2	33,37	0,00	0,69	0,00	65,70	0,24	0,00
3	33,21	0,00	0,70	0,00	65,83	0,26	0,00
4	33,07	0,60	0,73	0,00	65,40	0,00	0,19
5	33,27	0,18	0,79	0,00	65,63	0,13	0,00
6	33,38	0,55	1,75	0,17	63,46	0,69	0,00
7	33,42	0,27	1,85	0,00	64,46	0,00	0,00
8	33,09	0,00	2,95	0,00	63,69	0,27	0,00
9	33,10	0,00	3,02	0,00	63,75	0,12	0,00
10	33,25	0,00	3,04	0,20	63,39	0,13	0,00
11	33,24	0,00	3,52	0,00	62,88	0,20	0,17
12	32,99	0,00	4,14	0,00	62,62	0,24	0,00
13	33,21	0,00	5,27	0,73	60,63	0,16	0,00
14	33,18	0,00	5,64	0,00	61,02	0,16	0,00
15	33,12	0,00	6,03	0,00	60,85	0,00	0,00
16	33,19	0,00	6,99	0,37	59,29	0,17	0,00
17	32,97	0,00	9,79	0,61	56,04	0,24	0,00
18	33,07	0,43	11,01	0,23	54,54	0,43	0,29
19	33,42	0,00	12,24	0,00	53,93	0,26	0,15
20	33,07	0,00	4,93	0,00	61,85	0,15	0,00
21	33,16	0,00	5,64	0,00	61,05	0,15	0,00
22	33,25	0,67	7,27	0,20	58,09	0,25	0,00
23	32,94	0,21	7,52	0,00	59,14	0,19	0,00
24	33,47	0,00	9,89	0,00	56,64	0,00	0,00
25	33,69	0,00	13,96	0,09	52,19	0,00	0,06

Примечание. Анализы 1–19 — метеорит Ефремовка, 20–25 — метеорит Allende.

в той или иной мере замещенные с краев форстеритовые хондры.

Чтобы подчеркнуть неравновесность углистых хондритов в этом отношении можно назвать их форстерит-оливиновыми. Наряду с этим преобладающим типом имеются разновидности, в которых форстеритовые хондры практически полностью вытесняются оливиновыми. Эта сближенность состава оливина хондр и вторичной матрицы типична для равновесных оливиновых хондритов. Их можно назвать оливиновыми углистыми хондритами. Родственность их форстерит-оливиновым хондритам доказывается наличием в тех и других тугоплавких известково-глиноземистых включений. Оливиновыми хондритами завершается эволюционный ряд углистых хондритов: форстеритовые хондриты с тэнит-камаситовой матрицей — форстерит-оливиновые хондриты—оливиновые хондриты.

Примером самого начала этого ряда может служить хондрит Hammadah al Namra [Krot et al., 2001], в котором магнезиальные хондры и их обломки заключены в металлическую матрицу. В ее тонкозер-

Таблица 4

Составы вторичной оливиновой матрицы, ат.%

Номер анализа	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	Cr
1	32,14	0,00	2,68	25,9	0,00	38,84	0,22	0,00	0,22
2	30,73	0,00	2,92	30,36	0,00	34,99	0,60	0,00	0,40
3	33,11	0,00	2,69	30,60	0,00	31,46	1,42	0,71	0,00
4	33,52	0,00	2,78	30,87	0,00	29,65	2,11	0,81	0,00
5	35,78	0,00	3,18	32,87	0,40	26,32	1,16	0,00	0,29
6	33,25	0,00	2,20	32,91	0,00	30,06	1,24	0,00	0,35
7	32,21	0,00	2,72	33,39	0,00	28,81	2,04	0,59	0,00
8	33,91	0,29	2,89	33,43	0,00	26,69	2,64	0,00	0,44
9	32,3	0,00	2,53	34,78	0,00	28,74	1,23	0,43	0,00
10	30,89	0,00	2,19	35,08	0,00	30,95	0,39	0,00	0,50
11	31,39	0,18	2,30	35,25	0,00	28,56	1,43	0,59	0,00
12	33,81	0,00	3,85	37,52	0,38	23,77	0,47	0,00	0,22
13	32,66	0,00	3,44	37,86	0,24	23,7	1,16	0,93	0,00
14	34,1	0,00	2,73	38,31	0,31	23,26	1,09	0,00	0,19
15	33,47	0,00	3,08	39,08	0,38	23,27	0,50	0,00	0,23
16	32,26	0,00	2,00	39,66	0,29	25,57	0,22	0,00	0,00
17	33,05	0,00	2,88	40,16	0,36	21,86	0,60	1,10	0,00
18	33,61	0,00	2,13	40,80	0,49	22,26	0,70	0,00	0,00
19	33,13	0,00	2,37	31,05	0,00	30,75	2,23	0,47	0,00
20	33,02	0,00	3,31	31,43	0,00	27,19	4,73	0,00	0,33
21	32,44	0,00	3,37	32,61	0,00	27,71	3,52	0,00	0,35
22	31,41	0,00	2,77	33,43	0,24	28,51	2,46	0,64	0,54
23	31,86	0,00	2,18	33,54	0,00	30,62	1,54	0,00	0,25

Примечания. Анализы 1–18 — метеорит Ефремовка, анализы 19–23 — метеорит Allende. Составы измеряли на площади 200×200 μm<sup>2</sup>.

нистой камаситовой массе содержатся более крупные металлические зональные зерна (5–10 мас.% Ni). В этом хондрите присутствуют крупные (~1 см) металлические капли, это приводит к представлению, что он образовался в связи с отделением металлического ядра в соответствующей ему хондритовой планете.

Непосредственно выше ядра вероятно залегание хондритов с металлической матрицей, форстеритовые хондры в которых содержат капли металлической фазы (сульфидно-тэнит-камаситовой). Их фрагменты сохраняются в форстерит-оливиновом преобладающем типе углистых хондритов (рис. 2). Сульфидная составляющая в них представлена троилитом, а также микросростками кристаллов троилита и пентландита, имеющими состав Fe 43,5–6,2% и S 33,4–34,5% при содержании 18,2–21,8% Ni (состав чистого пентландита Fe 32,56; Ni 34,21; S 33,23%). В тэните хондрита Ефремовка содержание Ni составляет 65,2–68,2 мас.%. В хондрах и матрице хондритов Ефремовка и Allende содержание никеля в тэните и камасите значимо не отличается, однако содержание кобальта в матрице хондрита Ефремовка несколько выше. Вытеснение сульфидно-металлической матрицы углистых хондритов оливиновой матрицей связано с увеличением водно-водородного отношения во флюидах (H<sub>2</sub>O/H<sub>2</sub>) и снижением общего флюидного давления.

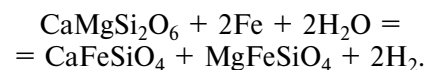
Таблица 5

Состав матрицы\* хондрита Ефремовка (анализы 1–6) вокруг темного включения, матрицы его темного включения (анализы 7–19), магнезиальных (анализы 20–23) и железистых (анализы 24–32) оливинов хондр темного включения, ат.%

Номер анализа	Si	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Ni	Cr
1	37,09	4,32	22,55	0,3	35,12	0,03	0,00	0,59
2	33,66	2,73	29,53	0,26	31,95	0,02	1,38	0,47
3	33,52	2,45	29,85	0,31	32,33	0,01	1,09	0,44
4	33,66	3,26	30,46	0,00	30,80	0,03	1,40	0,40
5	33,87	3,18	33,78	0,29	28,41	0,01	0,47	0,00
6	32,69	2,92	35,16	0,00	27,82	0,02	0,92	0,47
7	35,45	2,85	24,52	0,00	35,91	0,04	0,95	0,29
8	34,46	3,6	25,36	0,00	35,58	0,01	0,53	0,46
9	32,95	3,18	26,54	0,00	35,57	0,02	1,30	0,45
10	33,29	3,47	26,92	0,21	34,64	0,01	1,13	0,33
11	33,69	3,00	27,25	0,28	34,58	0,01	0,86	0,32
12	33,40	2,89	27,54	0,24	34,71	0,01	0,84	0,37
13	33,25	3,39	27,67	0,31	34,08	0,02	1,03	0,27
14	33,50	3,50	27,78	0,24	33,21	0,01	1,38	0,39
15	32,93	2,64	28,29	0,00	34,05	0,00	1,79	0,29
16	33,09	3,13	28,82	0,00	33,91	0,01	0,67	0,37
17	33,30	2,68	28,59	0,21	34,29	0,01	0,67	0,24
18	33,09	2,68	28,87	0,00	33,85	0,01	1,21	0,29
19	32,42	3,50	29,42	0,24	32,91	0,01	1,13	0,37
20	33,15	0,00	0,31	0,00	66,54	0,00	0,00	0,00
21	33,34	0,61	0,34	0,00	65,70	0,00	0,00	0,00
22	33,28	0,19	0,59	0,00	65,93	0,00	0,00	0,00
23	33,27	0,23	1,48	0,00	65,02	0,00	0,00	0,00
24	33,29	1,43	20,12	0,20	44,52	0,00	0,00	0,43
25	32,58	1,96	20,57	0,00	44,71	0,00	0,00	0,18
26	32,79	1,58	20,64	0,00	44,67	0,01	0,00	0,31
27	31,82	1,46	21,48	0,00	44,75	0,00	0,00	0,49
28	32,48	1,42	22,42	0,00	43,28	0,00	0,00	0,39
29	32,45	1,33	27,50	0,00	38,40	0,00	0,00	0,32
30	32,71	1,46	28,14	0,21	37,10	0,00	0,00	0,38
31	32,69	1,50	29,16	0,16	35,75	0,35	0,00	0,30
32	31,55	1,07	31,63	0,24	35,50	0,00	0,00	0,00

\* Состав матрицы измеряли на площади 200  $\mu\text{m}^2$ .

влекались и в образование вторичной оливиновой матрицы углистых хондритов. Например, участие нормативного диопсида определяет вхождение во вторичную матрицу углистых хондритов кирштейнита ( $\text{CaFeSiO}_4$ ), возникающего за счет реакции



В состав оливиновых хондритов входит андрадитовый гранат, спецификой которого, свойственной только углистым хондритам, является наличие в его составе кохарита ( $\text{Mg}_3\text{Fe}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ ). Содержание кохаритового минерала в андрадитовом гранате темных включений достигает 76% [Бирюков, 1998]. Каймы вокруг темных включений сложены геденбергом,

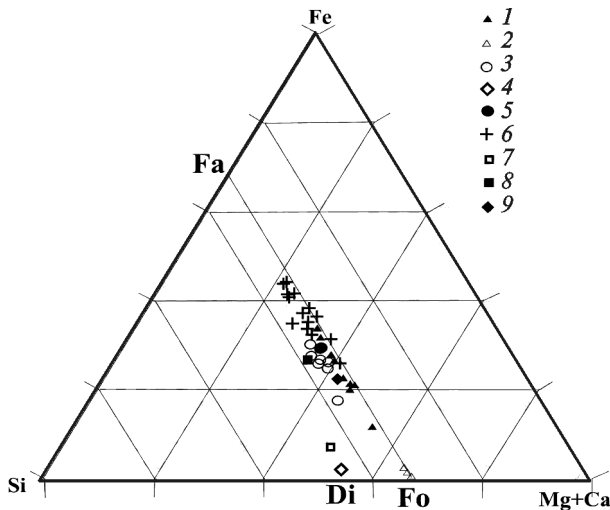


Рис. 4. Вещество темных включений в хондрите Ефремовка (ат.%) (табл. 5, рис. 5): 1 — железистый оливин хондр, 2 — реликтовый магнезиальный оливин хондр, 3 — матрица; средние составы вещества (определенные по участкам площадью 200–400  $\mu\text{m}^2$ ): 4 — тугоплавкие включения, 5 — темные включения, 6–9 — составы вмещающего вещества метеорита Ефремовка (6 — матрица, 7 — магнезиальные хондры, 8 — железистые хондры), 9 — общий состав метеорита Ефремовка. Некоторые минералы и их символы: Fa — фаялит, Fo — форстерит, Di — диопсид

Магматическая природа этого процесса наглядно отражена в метеорите Allende<sup>4</sup>, в котором матричный расплав подвергся быстрой закалке с образованием тонкозернистого агрегата пластинчатых (шестоватых в срезе) оливиновых зерен размером до 20  $\mu\text{m}$ . Его структура (рис. 2, б) представляет разновидность закалочной структуры спенифлекс, свойственной гипербазитам. Такая форма выделения оливина, обусловленная его кристаллизацией из расплава в условиях быстрого охлаждения, хорошо согласуется с экспериментальными данными [Donaldson, 1976]. В интерстициях между оливиновыми пластинками содержится углеродное и углеводородное вещество. Вариации состава вторичной матрицы охарактеризованы в табл. 4. В ассоциацию с тэнитом и камаситом входят сульфиды, зафиксированы также мельчайшие (2  $\mu\text{m}$ ) сростки палладия и олова. Форстерит-оливиновые (преобладающие) и оливиновые углистые хондриты, представляющие последовательные ступени эволюции первичных хондритовых расплавов, минералогически охарактеризованы на диаграммах, представленных на рис. 3, 4. Диаграммы наглядно отражают специфику развития вещества, состав которого контролируется коннодой, связывающей составы первичных матрицы и хондр. Отклонение от этой закономерности представляют только известково-глиноземистые хондры (тугоплавкие включения), минералы которых (диопсид, шпинель, гибонит, мелилит и др.) занимают на диаграмме Si–Fe–(Mg+Ca) (рис. 3) произвольное положение и не связаны с форстерит-камаситовым взаимодействием. Однако минералы этих хондр во-

<sup>4</sup> Образец метеорита Allende предоставлен для изучения Комитетом по метеоритам РАН.

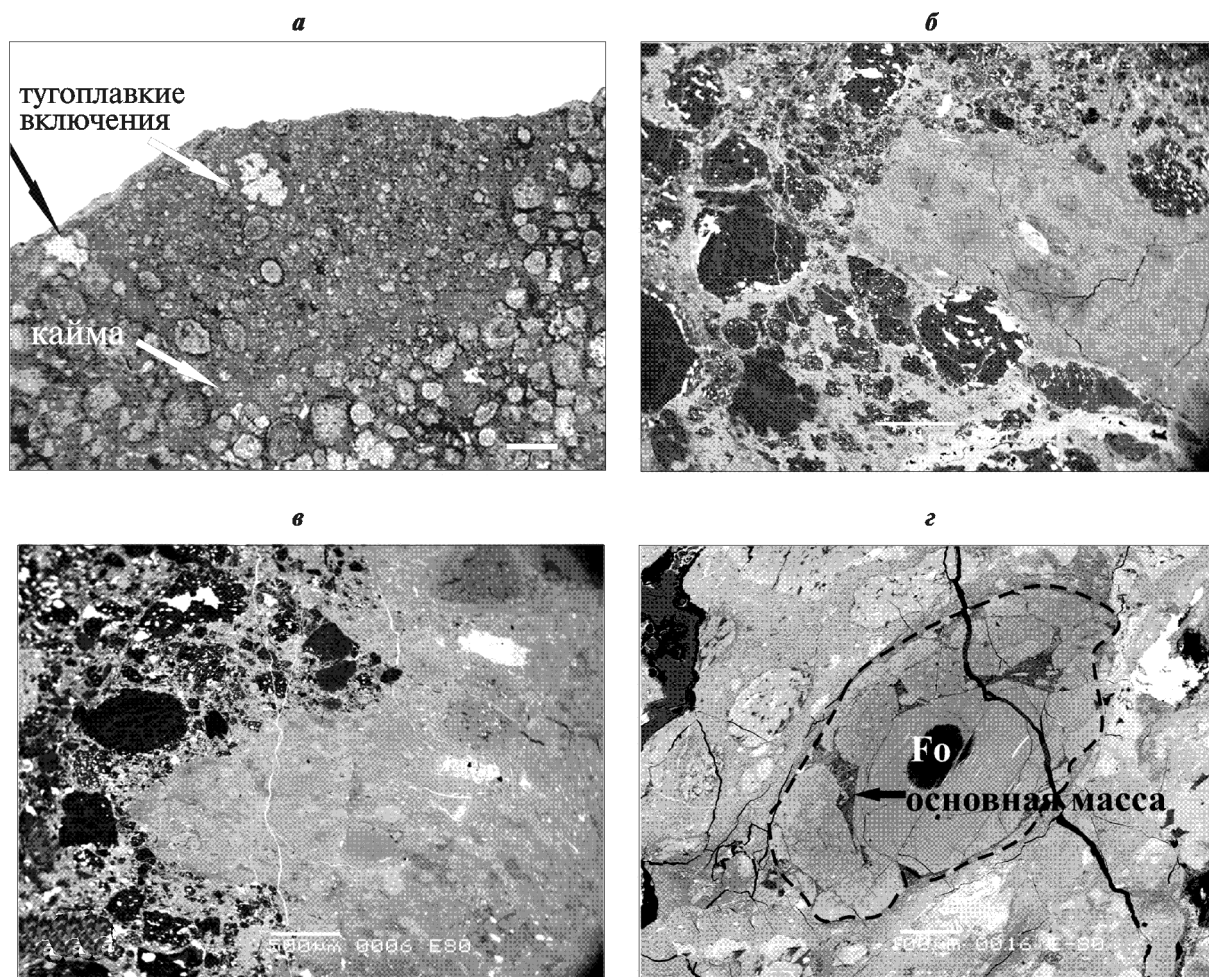
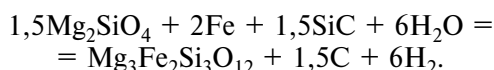


Рис. 5. Темные включения (оливиновые хондриты) в хондритах Allende (а) и Ефремовка (б, в, г): а — темное включение NWA 3118 (CV3) (URL: <http://www.meteorites.com.au/odds&ends/DarkInclusions.html>), характеризующееся меньшим размером хондр по сравнению с вмещающим углистым хондритом; тугоплавкие включения (светлое) содержатся как в темном включении, так и во вмещающем его хондрите; стрелкой указана окружающая включение кайма, состоящая из геденбергита, волластонита и андрадита, масштаб 1000 μm; б — темное включение E 53 метеорита Ефремовка, представленное существенно железистыми хондрами в железистой матрице, в крайних частях включения видны «вдавленные» хондры вмещающего метеорита, свидетельствующие о пластичном состоянии включения в момент попадания его во вмещающий метеорит, масштаб 1000 μm; в — темное включение E 80 (1) метеорита Ефремовка, имеющее угловатые границы, что свидетельствует о попадании его во вмещающий метеорит в качестве уже охлажденного обломка, масштаб 500 μm; г — хондра из темного включения E-80 (1) метеорита Ефремовка, замещенная железистым оливином, с реликтом форстерита (Fo) в центре, видны сохранившиеся участки раскристаллизованной основной массы с микролитами оливина и алюмодиопсидом в интерстициях (основная масса по составу и структуре идентична показанной на рис. 6, а), масштаб 100 μm

волластонитом и андрадитом (рис. 5, а). Образование андрадита обусловлено окислительной обстановкой его формирования, создаваемой крайне высоким парциальным давлением воды во флюидах:



Оливиновые хондриты наблюдаются только как ксенолиты (темные включения) размером <3 см (рис. 5). В оливин-форстеритовом хондрите составы матрицы (табл. 5, анализы 7–19) близки по составу железистому оливину хондр (табл. 5, анализы 30, 31), они нанесены на диаграмму (рис. 4). Средний размер хондр в них меньше, чем во вмещающих хондритах (рис. 5, а), объемное содержание хондр тоже меньше. В результате перекристаллизации матрицы в темных включениях образуется ее блочная струк-

тура (рис. 5, г). Границы темных включений нередко имеют обломочные очертания (рис. 5, в). Несмотря на это, в других случаях видны «затеки» вещества матрицы включения в матрицу вмещающего метеорита и «вдавленные во включение хондры» вмещающего метеорита (рис. 5, б), что отражает попадание обломка в матрицу в пластичном состоянии.

Ниже характеризуются оливины хондр, основные составляющие оливиновых хондритов:

1) преобладают хондры, кристаллизация которых происходила из железистого расплава, состоящие из крупных фенокристаллов железистого оливина и основной массы хондры, сложенной мелкими удлиненными лейстами железистого оливина (рис. 6, а, б). Состав железистого оливина представлен в табл. 5 (анализ 30), по содержанию железа он полностью соответствует матрице (табл. 5, анализы 15–18) и от-



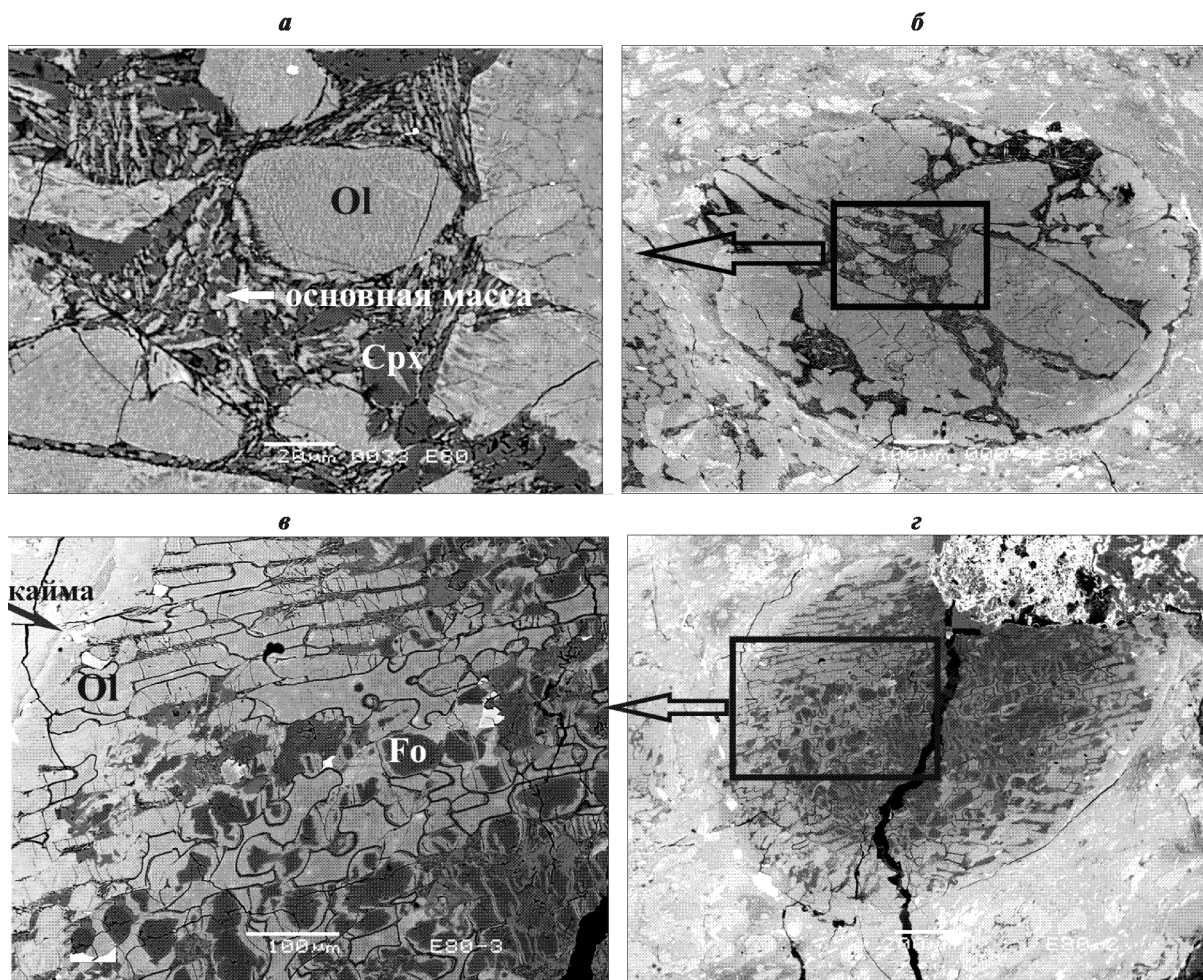


Рис. 6. Хондры темных включений метеорита Ефремовка (б, з) и их детализация (а, в) — кристаллизующиеся из железистого расплава фенокристаллы оливина (Ol) в основной массе закалочной структуры, состоящей из мелких удлиненных кристаллов железистого оливина, в интерстициях между которыми содержится алюмодиопсид. Масштаб а — 20 μm, б — 100 μm, в, з — с балочной структурой железистого оливина, реликтами форстерита и каймой ультражелезистого оливина в краевой части хондры, отражающей агрессивное воздействие богатой железом матрицы. Масштаб в — 100 μm, з — 200 μm

вечает равновесным оливиновым хондритам. В таких оливинах часто отмечается повышенное содержание алюминия (до 2 ат.%, табл. 5). Изучение карт распределения  $AlK\alpha$  и  $NaK\alpha$  в зернах оливина показало, что повышенное содержание этих элементов связано с микровключениями фаз, богатых алюминием, а также алюминием совместно с натрием (реликты высокоглиноземистых фаз);

2) хондры, содержащие в центре реликты магнезиального оливина (табл. 5, анализы 21–23), в той или иной степени замещенного железистым оливином (табл. 5, анализы 24–29). Замещение на начальной стадии начинается с каймы вокруг хондр (рис. 2, а);

3) хондры, первичный форстерит которых образует фенокристаллы и удлиненные пластинчатые микролиты основной массы с алюмодиопсидом в интерстициях. Замещение форстерита фенокристаллов железистым оливином могло происходить с сохранением первичного вещества форстерита в виде реликтов в их центральных частях (рис. 5, з), а микролиты основной массы замещались оливином полностью;

4) хондры, которые представляют особый тип с балочной структурой железистого оливина и реликтами форстерита или магнезиального оливина (рис. 6, в, з). Вокруг таких хондр имеются тонкие каймы с ультражелезистым оливином (рис. 6, в);

5) хондры, имеющие радиально-лучистое строение и представленные железистым оливином и низкокальциевым пироксеном.

Составы вторичной матрицы оливиновых хондритов, их магнезиальных и железистых оливинов приведены в табл. 5. Особенности матрицы (табл. 5, анализ 31) темного включения, сложенной вторичным оливином, — ее неоднородная текстура (рис. 5, б, з) и обогащенность оливина алюминием. Железистый оливин в оливиновых хондритах (темных включениях), замещая минералы хондр, сохраняет первичную структуру хондр; близость его состава к составу матрицы в значительной мере приводит к стиранию границ между хондрами и матрицей (рис. 5, б, в, з).

Некоторые оливиновые хондриты (и хондры и матрица в них) пересечены прожилками пироксенов, сульфидов Fe и Ni, фаялита и окружены каймами



(рис. 5, а), состоящими из геденбергита, волластонита и андрадита [Buchanan et al., 1997]. Эти минералы встречаются и в матрице метеорита Allende. По сравнениям геденбергита и салита определена температура образования пироксенов матрицы, которая составила 1320 К, а также скорость охлаждения расплава — >10 °С/час. Температура образования кайм вокруг темных включений оценивается в 1000 °С по сросткам волластонита и геденбергита [Brenker, Krot, 2002].

Изотопные характеристики кислорода углистых хондритов и их темных включений приведены в работе [Clayton, Mayeda, 1999]; данные о темных включениях приведены в скобках: хондрит Ефремовка  $\delta^{18}\text{O} = -3,42\text{‰}$  ( $+9,79\text{‰}$ ),  $\delta^{17}\text{O} = -6,86\text{‰}$  ( $+4,87\text{‰}$ ), хондрит Allende  $\delta^{18}\text{O} = 1,51\text{‰}$  ( $+5,75\text{‰}$ ),  $\delta^{17}\text{O} = -2,73\text{‰}$  ( $+1,08\text{‰}$ ). Более тяжелый состав кислорода оливиновых хондритов из темных включений обусловлен их высокой окисленностью в результате привноса тяжелого кислорода воды углистых хондритов ( $\delta^{18}\text{O} = 28,10\text{‰}$ ,  $\delta^{17}\text{O} = 17,70\text{‰}$ ). Оливиновые хондриты представляют высшую ступень регрессивной эволюции хондритового вещества, что отражает полное смещение вправо рассмотренных выше реакций. По-видимому, они формировались в периферических частях на поверхностях хондритовых планет и в большей степени подвергались флюидному воздействию чем форстеритовые хондриты, что и показывает более тяжелый изотопный состав кислорода в них. Форстеритовые и форстерит-оливиновые хондриты, в отличие от них, составляли внутренние части планет. Они дольше сохраняли жидкое состояние и при снятии внешнего ограничивающего давления экспансивно внедрялись в хондритовую кору планет, захватывая оливиновые хондриты (темные включения) в виде ксенолитов (рис. 5) и оказывая на них прогрессивное (высокотемпературное) воздействие.

Утяжеление кислорода в последовательности образования форстерит-оливиновых, а затем оливиновых хондритов определяется гидратацией с привносом тяжелого кислорода воды. В отличие от этого процесса происходит метасоматическое замещение форстерита железистым оливином ( $\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + \text{FeO} = \text{MgFeSiO}_4 + \text{MgO}$ ), которое не сопровождается наблюдаемым эффективным утяжелением кислорода. Тем не менее метасоматическое замещение аналогично приводит к выравниванию состава оливина в матрице и хондрах с образованием оливиновых хондритов, хотя и существенно не отличающихся от вмещающих форстерит-оливиновых хондритов по составу кислорода. Примером может служить хондрит Murchinson, темные включения в котором содержат более легкий кислород ( $\delta^{18}\text{O} = 4,12\text{‰}$ ,  $\delta^{17}\text{O} = -1,42\text{‰}$ ) по сравнению с вмещающим хондритом ( $\delta^{18}\text{O} = 7,30\text{‰}$ ,  $\delta^{17}\text{O} = 1,20\text{‰}$ ) [Clayton, Mayeda, 1999].

На диаграмме (рис. 7) эти данные сопоставляются с данными о хондритах Ефремовка и Allende.

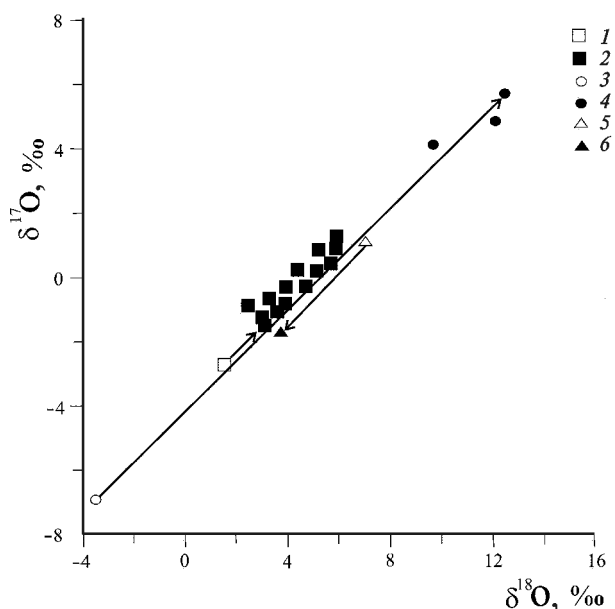


Рис. 7. Темные включения (черные значки) в углистых хондритах (белые значки) метеоритов Allende (1, 2), Ефремовка (3, 4), Murchison (5, 6) на диаграмме изотопов кислорода, по данным [Pizzarello et al., 2006]

Средний состав метеорита Ефремовка отличается от среднего состава метеорита Allende легким изотопным составом кислорода, что дополнительно подчеркивает его более примитивный характер. Таким образом, эволюция железо-силикатного вещества углистых хондритов — сложный многоплановый процесс, который тем не менее имеет общую направленность, связанную с окислением металлического железа под воздействием водного компонента флюидов и вовлечением его оксидов в состав силикатов. Процесс начинается с образования железо-силикатных хондритов, представляющих начальную ступень развития не только углистых, но и других типов хондритов. Хондро-матричными коннодами на рис. 1 определяются эволюционные последовательности главных типов хондритов как обыкновенных (НН–Н–L–LL), так и углистых (СI–СR–СМ–СO–СV–СK). Железо-силикатное развитие хондритов коррелирует с эволюцией углеродных веществ, что отчасти рассмотрено в работах [Маракушев и др., 2003, 2010].

Углеродное вещество углистых хондритов охватывает огромное разнообразие углеводородов и органических веществ: алифатические и ароматические углеводороды, фуллерены, аминокислоты, диаминокислоты, карбоксильные кислоты, дикарбоксильные кислоты, гидроксильные кислоты, фосфониевые кислоты, сульфоновые кислоты, пурины, пиримидины, N-гетероциклы, амиды, амины, спирты, карбонильные соединения [Meierhenrich et al., 2004; Irvine, 1998; Pizzarello, Holmes, 2009; Shimoyama, Ogasawara, 2002], а также нерастворимое макромолекулярное вещество состава от  $\text{C}_{100}\text{H}_{77}\text{N}_3\text{O}_{12}\text{S}_2$  до  $\text{C}_{100}\text{H}_{46}\text{N}_{10}\text{O}_{15}\text{S}_{45}$  [Pizzarello et al., 2006]. В углистых хондритах выявлены азотистые углеводороды — алкиламины ( $\text{CH}_5\text{N}$ ), алкиламины ( $\text{CH}_3\text{N}$ ), азотсодержащие ароматические

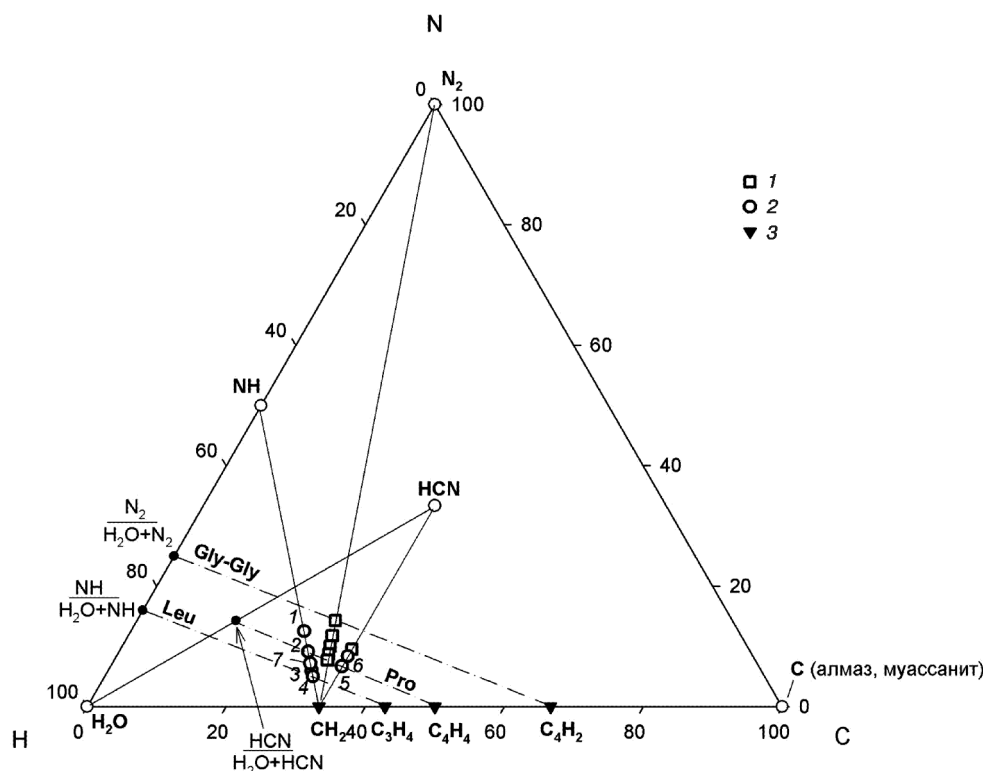


Рис. 8. Ряды органических веществ углистых хондритов (1 — дипептиды, 2 — аминокислоты) в сопоставлении с составом ненасыщенных углеводородов (3). Штриховыми линиями обозначены реакции их образования в результате реакций гидратации углеводородов (табл. 6) под воздействием водных растворов  $N_2/H_2O+N_2$ ,  $NH/H_2O+NH$  и  $HCN/H_2O+HCN$ . Цифры в треугольнике: 1 — глицин  $C_2H_5NO_2$ ; 2 — аланин  $C_3H_7NO_2$ , серин  $C_3H_7NO_3$ ; 3 — валин, норвалин  $C_5H_{11}NO_2$ ; 4 — лейцин, изолейцин, норлейцин  $C_6H_{13}NO_2$ ; 5 — пролин  $C_5H_9NO_2$ , глутамат  $C_5H_9NO_4$ ; 6 — аспарат  $C_4H_7NO_4$ ; 7 — треонин,  $C_4H_9NO_3$ , аминокобутират, аминокобутират  $C_4H_9NO_2$

углеводороды ( $C_5H_5N$ ) и нитрилы ( $C_2H_3N$ ), в том числе цианистая кислота и ее полимер аденин  $(CHN)_5$ .

Железо-силикатное развитие углистых хондритов на всем протяжении протопланетной эволюции коррелировало с образованием углеродного вещества, основную часть которого составляют углеводороды [Pizarello et al., 2006; Irvine, 1998], представляющие основу развития органических веществ [Маракушев, Маракушев, 2008; Marakushev, Marakushev, 2010].

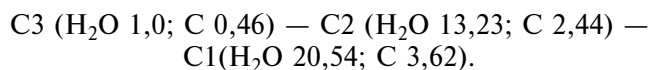
В хондрите Ефремовка полициклические ароматические углеводороды (нафталин, дифенил, хризен и пирен) были определены термолюминесцентным анализом [Глазовская, Ульянов, 2010]. Изучение углеводородов проводилось на спектрофлуориметрической установке «Флюорат 02 панорама» (с крио-приставкой) в лаборатории углерода географического факультета МГУ. В матрице хондрита обнаружены дифенил ( $C_{12}H_{10}$ , 0,0082 мг/кг), нафталин ( $C_{10}H_8$ , 0,0265 мг/кг), хризен ( $C_{18}H_{12}$ ) и пирен ( $C_{16}H_{10}$ ). Спектры снимали в растворе нормального гексана при  $T = 77\text{ K}$  ( $-196\text{ }^\circ\text{C}$ ). Все определенные ароматические углеводороды — кристаллические вещества, не растворимые в воде.

Метеорит Ефремовка (масса 21 кг) найден в Казахстане, он длительное время пролежал на пахотном поле и, возможно, загрязнен органическими веществами. Однако полициклические ароматические и ненасыщенные алифатические углеводороды с преобладанием углерода над водородом свойствен-

ны нерастворимому макромолекулярному веществу практически всех углистых хондритов (Murchinson, Murray, Nogoya, Orgueil, Allende и др.) [Pizarello et al., 2006].

В многочисленных исследованиях органического вещества углистых хондритов обнаружено более 70 аминокислот, но по сравнению с биологическими аминокислотами они примитивны по составу и представляют собой набор структурных и оптических изомеров. В системе C—H—O—N они представлены всего десятью составами (в отличие от 18 составов двадцати биологических аминокислот), тогда как в системе C—H—N получено только 7 составов (рис. 8) [Marakushev, Marakushev, 2010].

Завершение развития хондритовых планет до их взрывного распада на астероиды проявляется в усилении интенсивной гидратации вещества углистых хондритов (C3), в которых в первую очередь гидратируется вторичная оливиновая матрица, замещающаяся серпентином (хондриты C2), а затем хондры (хондриты C1), от которых остаются незначительные реликты. В последовательности этого гидротермального преобразования углистых хондритов (C3—C2—C1) происходит привнос в них углерода, содержание которого прямо коррелирует с содержанием воды (мас.%):



Привносимый углерод представлен тонкозернистым графитом и углистым веществом, определившим название хондритов этого типа — углистые хондриты. Такое вторичное обогащение имеет тем не менее глубокие корни, уходящие в протопланетное первичное развитие хондритового магматизма, в котором, как было показано выше (рис. 1, 3), углистые хондриты отличаются от хондритов других типов высокой концентрацией углерода в их первичной матрице. Это нашло отражение в средних составах хондритов: СЗ (H<sub>2</sub>O 1,0; С 0,46) — Е (H<sub>2</sub>O 0,62; С 0,29) — Н (H<sub>2</sub>O 0,27; С 0,01). Ничтожное содержание углерода в обыкновенных хондритах отражает практическое отсутствие углерода в их первичной и вторичной матрицах. Таким образом, в метеоритах образуются только самые примитивные органические вещества в результате регрессивных процессов (гидратации) углерода и углеводородов.

В углистых хондритах не обнаружены такие важные аминокислоты для функционирования активных центров ферментов, как триптофан, фенилаланин, гистидин, аргинин и др. Невозможность образования ключевых макромолекул ферментов из ограниченного набора аминокислот (главным образом отсутствие основных аминокислот лизина и аргинина) рассмотрена в работах [Trifonov, 2008; McDonald, Storie-Lombardi, 2010].

На диаграмме (рис. 8) составы аминокислот и их димеров (дипептидов) углистых хондритов коррелируют с углеводородами ряда CH<sub>2</sub> и соединениями азота и закономерно размещены на коннодах CH<sub>2</sub>-NH, CH<sub>2</sub>-N<sub>2</sub>, CH<sub>2</sub>-HCN. Соответственно их образование можно связать с реакциями воздействия флюидов H<sub>2</sub>O-NH, H<sub>2</sub>O-N<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O-HCN на углеводороды и углерод (табл. 6). Из соотношения их составов следует, что аминокислоты могут образовываться в результате гидратации дипептидов, а дипептиды могут быть продуктами дегидратации аминокислот. Однако последний процесс термодинамически невыгоден, так как, например, энтальпия конденсации аланина (Ala) и глицина (Gly) с образованием дипептида аланил-глицина (Ala-Gly) в воде имеет положительное значение — 17,26 кДж при 37 °С и рН 7 [Галимов, 2001]. Предпочтительнее первый вариант (табл. 6), соответствующий общей эволюции углистых хондритов, движущей силой которой является универсальная регрессивная гидратация. Обнаружение дипептидов, охарактеризованных в работе [Pizarello, Holmes, 2009], и наблюдаемая корреляция их составов с углеводородами во многом конкретизируют генезис органического вещества углистых хондритов.

В ряду органических веществ в углистых хондритах не обнаружены моносахариды рибоза (Rib: C<sub>5</sub> + 5H<sub>2</sub>O = C<sub>5</sub>H<sub>10</sub>O<sub>5</sub>) и дезоксирибоза (dRib: C<sub>5</sub>H<sub>2</sub> + 4H<sub>2</sub>O = C<sub>5</sub>H<sub>10</sub>O<sub>4</sub>), которые на Земле играют ключевую роль в эволюции органического вещества. Они реагируют с рассматриваемыми выше примитивными органическими веществами с образованием нуклео-

Таблица 6

Образование дипептидов и аминокислот углистых хондритов по реакциям гидратации

Ряды (рис. 8)	Название, формула и символ (в скобках)	Реакция
CH <sub>2</sub> -N <sub>2</sub>	Глицил-глицин, C <sub>4</sub> H <sub>8</sub> N <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Gly-Gly)	C <sub>4</sub> H <sub>2</sub> + (N <sub>2</sub> + 3H <sub>2</sub> O) = C <sub>4</sub> H <sub>8</sub> N <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
	Глицил-аланин, C <sub>5</sub> H <sub>10</sub> N <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Gly-Ala)	C <sub>5</sub> H <sub>4</sub> + (N <sub>2</sub> + 3H <sub>2</sub> O) = C <sub>5</sub> H <sub>10</sub> N <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
	Аланил-аланин, глицил-аминобутират, C <sub>6</sub> H <sub>12</sub> N <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Ala-Ala, Gly-Aba)	C <sub>6</sub> H <sub>6</sub> + (N <sub>2</sub> + 3H <sub>2</sub> O) = C <sub>6</sub> H <sub>12</sub> N <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
	Глицил-валин, аланил-аминобутират, C <sub>7</sub> H <sub>14</sub> N <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Gly-Val, Ala-Aba)	C <sub>7</sub> H <sub>8</sub> + (N <sub>2</sub> + 3H <sub>2</sub> O) = C <sub>7</sub> H <sub>14</sub> N <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
	Глицил-лейцин, C <sub>8</sub> H <sub>16</sub> N <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Gly-Leu)	C <sub>8</sub> H <sub>10</sub> + (N <sub>2</sub> + 3H <sub>2</sub> O) = C <sub>8</sub> H <sub>16</sub> N <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
CH <sub>2</sub> -HCN	Глицил-пролин, C <sub>7</sub> H <sub>12</sub> N <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Gly-Pro)	C <sub>7</sub> H <sub>5</sub> + (HCN + 3H <sub>2</sub> O) = C <sub>7</sub> H <sub>12</sub> N <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
	Пролин, C <sub>5</sub> H <sub>9</sub> NO <sub>2</sub> (Pro)	C <sub>4</sub> H <sub>4</sub> + (HCN + 2H <sub>2</sub> O) = C <sub>5</sub> H <sub>9</sub> NO <sub>2</sub> C <sub>7</sub> H <sub>12</sub> N <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + H <sub>2</sub> O = C <sub>5</sub> H <sub>9</sub> NO <sub>2</sub> + C <sub>2</sub> H <sub>5</sub> NO <sub>2</sub>
	Глутамат, C <sub>5</sub> H <sub>9</sub> NO <sub>4</sub> (Glu)	C <sub>5</sub> + (HCN + 4H <sub>2</sub> O) = C <sub>5</sub> H <sub>9</sub> NO <sub>4</sub>
	Аспаргат, C <sub>4</sub> H <sub>7</sub> NO <sub>4</sub> (Asp)	C <sub>4</sub> + (HCN + 3H <sub>2</sub> O) + 0,5O <sub>2</sub> = C <sub>4</sub> H <sub>7</sub> NO <sub>4</sub>
CH <sub>2</sub> -NH	Глицин, C <sub>2</sub> H <sub>5</sub> NO <sub>2</sub> (Gly)	C <sub>2</sub> + (NH + 2H <sub>2</sub> O) = C <sub>2</sub> H <sub>5</sub> NO <sub>2</sub> C <sub>4</sub> H <sub>8</sub> N <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + H <sub>2</sub> O = 2 C <sub>2</sub> H <sub>5</sub> NO <sub>2</sub>
	Аланин, C <sub>3</sub> H <sub>7</sub> NO <sub>2</sub> (Ala)	C <sub>3</sub> H <sub>2</sub> + (NH + 2H <sub>2</sub> O) = C <sub>3</sub> H <sub>7</sub> NO <sub>2</sub> C <sub>6</sub> H <sub>12</sub> N <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + H <sub>2</sub> O = 2 C <sub>3</sub> H <sub>7</sub> NO <sub>2</sub>
	Валин, C <sub>5</sub> H <sub>11</sub> NO <sub>2</sub> (Val)	C <sub>5</sub> H <sub>6</sub> + (NH + 2H <sub>2</sub> O) = C <sub>5</sub> H <sub>11</sub> NO <sub>2</sub> C <sub>7</sub> H <sub>14</sub> N <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + H <sub>2</sub> O = C <sub>5</sub> H <sub>11</sub> NO <sub>2</sub> + C <sub>2</sub> H <sub>5</sub> NO <sub>2</sub>
	Лейцин, изолейцин, C <sub>6</sub> H <sub>13</sub> NO <sub>2</sub> (Leu, Ile)	C <sub>6</sub> H <sub>8</sub> + (NH + 2H <sub>2</sub> O) = C <sub>6</sub> H <sub>13</sub> NO <sub>2</sub> C <sub>8</sub> H <sub>16</sub> N <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + H <sub>2</sub> O = C <sub>6</sub> H <sub>13</sub> NO <sub>2</sub> + C <sub>2</sub> H <sub>5</sub> NO <sub>2</sub>
	Аминобутират, C <sub>4</sub> H <sub>9</sub> NO <sub>2</sub> (Aba, AIB)	C <sub>4</sub> H <sub>4</sub> + (NH + 2H <sub>2</sub> O) = C <sub>4</sub> H <sub>9</sub> NO <sub>2</sub> C <sub>6</sub> H <sub>12</sub> N <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + H <sub>2</sub> O = C <sub>4</sub> H <sub>9</sub> NO <sub>2</sub> + C <sub>2</sub> H <sub>5</sub> NO <sub>2</sub>

зидов и нуклеотидов (табл. 7), которые отсутствуют в метеоритах и представляют собой высшую ступень геохимической (абиогенной) эволюции органического мира. В отличие от примитивных органических веществ, образующихся в регрессивных процессах гидратации, они возникают в результате прогрессивных процессов дегидратации, требующих существенной затраты энергии. Эта энергия создается только на Земле благодаря наличию у нее гидросферы, богатой кислородом, при поступлении в нее глубинных флюидов, которые содержат восстановленные вещества.

Образование нуклеотидов происходит с привнесением фосфора и ограничивается фосфоритовыми

Таблица 7

Нуклеозиды и соответствующие им нуклеотиды (приведены только трифосфаты, ТР) и их образование в окислительно-восстановительных фациях рибозы (Rib) и дезоксирибозы (dRib)

Фация	Название и символ	Реакция дегидратации
Рибозы (Rib) C <sub>5</sub> H <sub>10</sub> O <sub>5</sub>	Уридин (U)	C <sub>4</sub> H <sub>4</sub> N <sub>2</sub> O <sub>2</sub> (Ura) + C <sub>5</sub> H <sub>10</sub> O <sub>5</sub> = C <sub>9</sub> H <sub>12</sub> N <sub>2</sub> O <sub>6</sub> + H <sub>2</sub> O
	Фосфат (УТР)	C <sub>9</sub> H <sub>12</sub> N <sub>2</sub> O <sub>6</sub> (U) + 3H <sub>3</sub> PO <sub>4</sub> = C <sub>9</sub> H <sub>15</sub> N <sub>2</sub> O <sub>15</sub> P <sub>3</sub> + 3H <sub>2</sub> O
	Гуанозин (G)	C <sub>5</sub> H <sub>5</sub> N <sub>5</sub> O(Gua) + C <sub>5</sub> H <sub>10</sub> O <sub>5</sub> = C <sub>10</sub> H <sub>13</sub> N <sub>5</sub> O <sub>5</sub> + H <sub>2</sub> O
	Фосфат (ГТР)	C <sub>10</sub> H <sub>13</sub> N <sub>5</sub> O <sub>5</sub> (G) + 3H <sub>3</sub> PO <sub>4</sub> = C <sub>10</sub> H <sub>16</sub> N <sub>5</sub> O <sub>14</sub> P <sub>3</sub> + 3H <sub>2</sub> O
	Аденозин (A)	C <sub>5</sub> H <sub>5</sub> N <sub>3</sub> (Ade) + C <sub>5</sub> H <sub>10</sub> O <sub>5</sub> = C <sub>10</sub> H <sub>13</sub> N <sub>3</sub> O <sub>4</sub> + H <sub>2</sub> O
	Фосфат (АТР)	C <sub>10</sub> H <sub>13</sub> N <sub>3</sub> O <sub>4</sub> (A) + 3H <sub>3</sub> PO <sub>4</sub> = C <sub>10</sub> H <sub>16</sub> N <sub>3</sub> O <sub>13</sub> P <sub>3</sub> + 3H <sub>2</sub> O
	Цитидин (C)	C <sub>4</sub> H <sub>5</sub> N <sub>3</sub> O(Cyt) + C <sub>5</sub> H <sub>10</sub> O <sub>5</sub> = C <sub>9</sub> H <sub>13</sub> N <sub>3</sub> O <sub>5</sub> + H <sub>2</sub> O
	Фосфат (СТР)	C <sub>9</sub> H <sub>13</sub> N <sub>3</sub> O <sub>5</sub> (C) + 3H <sub>3</sub> PO <sub>4</sub> = C <sub>9</sub> H <sub>16</sub> N <sub>3</sub> O <sub>14</sub> P <sub>3</sub> + 3H <sub>2</sub> O
Дезоксирибозы (dRib) C <sub>5</sub> H <sub>10</sub> O <sub>4</sub>	Дезоксигуанозин (dG)	C <sub>5</sub> H <sub>5</sub> N <sub>5</sub> O(Gua) + C <sub>5</sub> H <sub>10</sub> O <sub>4</sub> = C <sub>10</sub> H <sub>13</sub> N <sub>5</sub> O <sub>4</sub> + H <sub>2</sub> O
	Фосфат (dGТР)	C <sub>10</sub> H <sub>13</sub> N <sub>5</sub> O <sub>4</sub> (dG) + 3H <sub>3</sub> PO <sub>4</sub> = C <sub>10</sub> H <sub>16</sub> N <sub>5</sub> O <sub>13</sub> P <sub>3</sub> + 3H <sub>2</sub> O
	Дезоксиаденозин (dA)	C <sub>5</sub> H <sub>5</sub> N <sub>3</sub> (Ade) + C <sub>5</sub> H <sub>10</sub> O <sub>4</sub> = C <sub>10</sub> H <sub>13</sub> N <sub>3</sub> O <sub>3</sub> + H <sub>2</sub> O
	Фосфат (dАТР)	C <sub>10</sub> H <sub>13</sub> N <sub>3</sub> O <sub>3</sub> (dA) + 3H <sub>3</sub> PO <sub>4</sub> = C <sub>10</sub> H <sub>16</sub> N <sub>3</sub> O <sub>12</sub> P <sub>3</sub> + 3H <sub>2</sub> O
	Дезокситимидин (dT)	C <sub>5</sub> H <sub>6</sub> N <sub>2</sub> O <sub>2</sub> (Thy) + C <sub>5</sub> H <sub>10</sub> O <sub>4</sub> = C <sub>10</sub> H <sub>14</sub> N <sub>2</sub> O <sub>5</sub> + H <sub>2</sub> O
	Фосфат (dTТР)	C <sub>10</sub> H <sub>14</sub> N <sub>2</sub> O <sub>5</sub> + 3H <sub>3</sub> PO <sub>4</sub> = C <sub>10</sub> H <sub>17</sub> N <sub>2</sub> O <sub>14</sub> P <sub>3</sub> + 3H <sub>2</sub> O
	Дезоксцитидин (dC)	C <sub>4</sub> H <sub>5</sub> N <sub>3</sub> O + C <sub>5</sub> H <sub>10</sub> O <sub>4</sub> = C <sub>9</sub> H <sub>13</sub> N <sub>3</sub> O <sub>4</sub> + H <sub>2</sub> O
	Фосфат (dСТР)	C <sub>9</sub> H <sub>13</sub> N <sub>3</sub> O <sub>4</sub> + 3H <sub>3</sub> PO <sub>4</sub> = C <sub>9</sub> H <sub>16</sub> N <sub>3</sub> O <sub>13</sub> P <sub>3</sub> + 3H <sub>2</sub> O

фациями, распространенными в океанической обстановке. В их ряду ключевую роль играют нуклеозидфосфаты (нуклеотиды), в том числе аденозинтрифосфат (АТР, табл. 7), называемый Э.М. Галимовым [Галимов, 2001] веществом № 1 в том смысле, что оно завершает геохимическое (абиогенное) развитие органического вещества и во многом определяет энергетику жизни. В метеоритах этот уровень абиогенной эволюции углеродного вещества далеко не достигался, ограничиваясь примитивным развитием, которое тем не менее закономерно коррелирует с железо-силикатным развитием на всем его протяжении.

**Образование хондритов и планетное развитие Солнечной системы.** Подчеркнем важность в планетном развитии Солнечной системы эволюционного разделения вещества хондритов на железо-силикатное (рис. 1) и существенно оливиновое (рис. 3). Надо полагать, что аналогично разделялись и хондритовые планеты, впоследствии распавшиеся на астероиды и метеориты. Железо-силикатные хондритовые планеты, в отличие от существенно оливиновых, были

предшественниками планет земной группы; их расслоение на металлические ядра и прочные силикатные оболочки препятствовало взрывному распаду. Флюидный запас в их металлических ядрах, генерирующих магнитные поля, создавал напряженное состояние планет и реализовывался в эндогенной активности, продолжавшейся до их полной консолидации.

Планеты земной группы составляют непосредственное окружение Солнца. Более удаленные хондритовые планеты, в отличие от них, эволюционировали с развитием хондро-матричного взаимодействия и с вытеснением металлической матрицы силикатной, что препятствовало расслоению этих планет, подобно планетам земной группы. В результате хондритовые планеты подвергались взрывному распаду с образованием пояса астероидов — источника хондритов.

Вещество хондритов образовалось при таких высоких значениях температуры и давления, сочетание которых могло достигаться только в планетах-гигантах.

Температура их образования существенно превышала 1000 °С. Показателем высокого флюидного давления служит наличие во всех типах хондритов алмаза с низкой объемной плотностью (2,32–2,33 г/см<sup>3</sup>) [Brearley, Jones 1998; Besmen et al., 2011], отвечающей наличию в нем обильных флюидных включений. Эти параметры отражают специфику формирования хондритовых планет [Marakushev, 2005; Marakushev et al., 2010].

В Солнце (желтом карлике) синтезируются только легкие элементы, остающиеся в его недрах и недоступные для изучения. Наблюдаемый химический состав Солнечная система унаследовала от предшественницы — гигантской звезды, которая взорвалась как Сверхновая и образовала газовый диск, стремительно охлаждавшийся с образованием космической пыли и ледяных планетезималей. Благодаря быстрому вращению диска водные планетезимали отгонялись на его периферию, где с их аккрецией было связано образование протокометных масс и периферийных планет-гигантов (Нептун, Уран).

С аккумуляцией водородных ледяных масс связано формирование Солнца и планет-гигантов во внутренней части диска. Достигнув звездного состояния, Солнце вызвало диссипацию диска в космическое пространство, так что стремительно обращающиеся вокруг него планеты-гиганты оказались в вакууме космического пространства. В отличие от удаленных планет группы Юпитера околосолнечные планеты-гиганты потеряли водородные оболочки, а их железо-силикатные ядра превратились в самостоятельные планеты — планеты земной группы и хондритовые планеты, которые подвергались взрывному распаду с образованием пояса астероидов (источника хондритов).

Таким образом, хондритами завершается планетное развитие Солнечной системы [Marakushev, 2005]. Это представление отличается от господствующего

с давних времен в литературе представления об образовании хондритов в самом начале планетного развития Солнечной системы непосредственно в протосолнечной небуле [Krot et al., 2009, 2010; Gilmour, 2010]. Согласно небулярной гипотезе, хондритами не завершается, а начинается образование железо-каменных планет. С этой точки зрения хондриты рассматриваются как образцы планетезималей [Elkins-Tanton et al., 2011], аккреция которых приводит к формированию железо-каменных планет.

Подобного рода аккреция не в состоянии объяснить образование у планет земной группы флюидальных магматических ядер, создающих их собственные магнитные поля и эндогенную активность, которые определяют развитие Земли на протяжении уже 4,6 млрд лет. У других планет земной группы (Меркурий, Венера и Марс) активность продолжалась до их полной консолидации. Эндогенная активность планет земной группы, наглядно выраженная в вулканизме, — свидетельство развития и расслоения материнских планет-гигантов под давлением их флюидных оболочек. Флюидными никель-железистыми ядрами обладали и примитивные хондритовые планеты, как можно судить по их взрывному распаду на астероиды (обломки планет) и остаточной намагниченности хондритов. Все эти особенности объясняются гипотезой, развиваемой авторами статьи, и не обосновываются небулярной моделью (гипотезой).

Согласно небулярной гипотезе, образование хондритов является естественным продолжением образования железо-силикатной космической пыли, формирующей стяжения. При этом, согласно одним представлениям, хондры и матрица рассматриваются как независимые образования [Brearly, Jones, 1998], а согласно другим [Hezel, Palme, 2008] — прослеживаются корреляции их состава, свидетельствующие об одновременном образовании и тесной генетической связи. Так, например, согласно работе [Brearly, Jones, 1998], хондритовые метеориты образовывались как конгломераты частиц, в которых записаны разнообразные индивидуальные небулярные истории. Хондриты являются прибежищем межзвездных частиц, которые предопределили образование Солнечной системы и выжили в обстановке протопланетного диска (солнечной небулы). Совместное взаимосвязанное образование хондр и матрицы хондритов по этой модели исключается, что и составляет ее радикальный недостаток, поскольку не объясняет закономерное изменение состава хондр и матрицы.

Несравненно более прогрессивны исследования [Hezel, Palme, 2008; Palme, Hezel, 2011] — эти авторы на основе анализа Ca–Al-распределения в углистых хондритах показали, что хондры и матрица не формировались независимо, а отделялись взаимосвязанно из одного и того же химического резервуара («from the same chemical reservoir» [Hezel, Palme, 2008, p. 716]). Эти выводы, по существу, близки к нашим представлениям, согласно которым «химическими

резервуарами» стали первично-однородные примитивные планеты, вещество которых разделялось на хондры и матрицу (рис. 1). Главные типы хондритов создавались последующим однотипным хондроматричным взаимодействием с привнесом тяжелого изотопа кислорода. Все это свидетельствует о развитии хондритовой текстуры на основе однородной субстанции. Скорее всего, это был расплав, судя по высокой (магматической) температуре образования хондритов. Чтобы объяснить ее в рамках небулярной гипотезы образования хондритов, предполагалось высокотемпературное состояние внутренних частей небулярного диска со снижением температуры к его периферии.

Однако в таком варианте непонятно, каким образом в этом диске сконцентрировалась огромная масса водорода, сформировавшая Солнце и окружающие его планеты-гиганты. Судя по их водородному составу, они сформировались при температуре, близкой к абсолютному нулю, из ледяных планетезималей, железо-силикатное вещество которых находилось в рассеянном состоянии (в виде космической пыли), а высокотемпературное состояние развилось позднее за счет гравитационного сжатия. Для образования астероидов и хондритов была необходима ступень развития в недрах материнских околосолнечных планет-гигантов. С этой ступенью связаны наглядно выраженные признаки магматического развития хондритов, все больше привлекающие к себе внимание исследователей: «Плавление силиката, металла, тугоплавких включений, смешивающихся в различных пропорциях» [Russel et al., 2005, p. 317]. Магматическое хондроматричное взаимодействие лежит в основе образования главных типов хондритов.

**Заключение.** Хондриты — это гелиоцентрические метеориты, источником которых служит пояс астероидов. Астероиды являются обломками железо-каменных примитивных (хондритовых) планет, развивавшихся в виде расплавных железо-силикатных ядер их материнских планет-гигантов, находившихся в Солнечной системе между орбитами Марса и Юпитера. Под воздействием Солнца они селективно теряли водород, что приводило к увеличению отношения  $H_2O/H_2$  в их флюидных оболочках, под давлением которых происходило развитие хондритовых планет. Этим определяется универсальная направленность развития железо-силикатного вещества хондритовых планет, обусловленная окислением металлов под действием водного компонента флюидов. Сначала это приводило к образованию хондр в никель-железной металлической матрице, а затем служило основой водно-матричного взаимодействия, создавшего все наблюдаемое разнообразие хондритов.

Зарождались хондритовые планеты в виде металлических ядер водородных планет-гигантов, состоящих из железа, никеля и множества других металлов, содержащих тонкораспыленный алмаз и муассанит.

Под воздействием водного компонента флюидов происходило окисление металлов и отделение первичных хондр, сначала известково-глиноземистых (их фрагменты в углистых хондритах получили название тугоплавких включений), а затем форстеритовых. Дальнейшее усиление роли водного компонента во флюидных оболочках материнских планет породило взаимодействие первичных хондр с первичной металлической матрицей, которая замещалась вторичной оливиновой матрицей ( $Mg_2SiO_4 + (2Fe + SiC) + 4H_2O = 2MgFeSiO_4 + C + 4H_2$ ), первично расплавленное состояние которой доказывается, например, наличием в хондрите Allende структур закалки. Во вторичной матрице углистых хондритов содержатся фрагменты первичных форстеритовых хондр, что определяет их как неравновесные форстерит-оливиновые хондриты. При полном смещении реакции вправо состав оливина вторичной матрицы и хондр выравнивается и возникают равновесные оливиновые углистые хондриты. Их образование свойственно периферическим частям хондритовых планет, где они подвергались более длительному флюидному воздействию, чем форстерит-оливиновые хондриты, которые изолировались во внутренних частях хондритовых планет. При снижении общего давления они экспансивно внедрялись во внешние оболочки

хондритовых планет и захватывали оливиновые хондриты в виде ксенолитов (темных включений).

Ступенчатое смещение реакции вправо характеризуется увеличением железистости силикатов, которая определяет главные типы углистых хондритов: СК—CV—CO—CM—CR—CI. Эта эволюция железо-силикатного вещества хондритов коррелирует с эволюцией углеродного вещества, по мере снижения температуры ведущей к образованию углеводородов и примитивных органических веществ. Однако в ряду последних не обнаружены моносахариды, которыми на Земле завершается абиогенное формирование органических веществ. Они вступают в прогрессивные реакции дегидратации с образованием нуклеозидов и нуклеотидов, которыми завершается абиогенное формирование органических веществ.

Источником хондритов служит пояс астероидов, представляющих собой обломки нерасслоенных планет, дифференциация которых выразилась только в обособлении в них металлических ядер, генерировавших их собственные магнитные поля. Доказательством этого служит наличие остаточной намагниченности хондритов [Carporzen et al., 2011], определенно свидетельствующей о прямой связи с распадом их материнских планет («хондриты родительских тел» [ibid., p. 6386]), обладавших металлическими ядрами, генерирующими магнитные поля.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Бирюков И.И.* Минералогия и генетические типы вещества углистого хондрита Ефремовка: Автореф. канд. дисс. М., 1998.

*Витязев А.В., Перечникова Г.В., Сафронов В.С.* Планеты земной группы. М.: Наука, 1990. 295 с.

*Галимов Э.М.* Феномен жизни. Между равновесием и нелинейностью. Происхождение и принципы эволюции. М.: УРСС, 2001. 254 с.

*Глазовская Л.И., Ульянов А.А.* Углеводородная составляющая углистого хондрита Ефремовка // Тез. докл. XI Всеросс. петрограф. сов. Екатеринбург, 2010. Т. 1. С. 171–172.

*Маракушев А.А., Глазовская Л.И., Маракушев С.А.* Корреляция формирования железосиликатного и углеродного вещества углистых хондритов // Докл. РАН. 2010. Т. 434, № 5. С. 664–669.

*Маракушев А.А., Грановский Л.Б., Зиновьева Н.Г. и др.* Космическая петрология. М.: Наука, 2003. 387 с.

*Маракушев А.А., Маракушев С.А.* Геохимические основы теории происхождения жизни // Докл. РАН. 2008. Т. 420, № 1. С. 97–103.

*Besmen A., Hoppe P., Ott U.* Search for extinct aluminum-26 and titanium-44 nanodiamonds Allende CV3 and Murchison CM2 meteorites // Meteorit. and Planet. Sci. 2011. Vol. 46. P. 1265–1275.

*Brack A.* From interstellar amino acids to prebiotic catalytic peptides: A review // Chemistry and Biodiversity. 2007. Vol. 4. P. 665–679.

*Brearly A.J., Jones Rh.H.* Chondritic meteorites // Rev. Mineralogy. 1998. Vol. 36. P. 331–370.

*Brenker F.E., Krot A.N.* Evidence for a high temperature episode during multistage alteration of Allende dark inclusions // Abst. 65 Annual Meteoritical Soc. Meet. 2002. 5053.ppf.

*Buchanan P.C., Zolensky. M.E., Ried A.M.* Petrology of Allende dark inclusions // Geochim. et Cosmochim. Acta 1997. Vol. 61, N 8. P. 1733–1743.

*Carporzen L., Wiess B.P., Elkins-Tanton L., Shuster D.L.* Magnetic evidence for a partly differentiated carbonaceous chondrite parent body // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2011. Vol. 108, N 16. P. 6386–6389.

*Charbonneau D.* Atmosphere out of that word // Nature. 2003. Vol. 422. P. 124–125.

*Clayton R.N., Mayeda T.* Oxygen isotope studies of carbonaceous chondrites // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1999. Vol. 63, N 13–14. P. 20089–20104.

*Donaldson C.H.* An experimental investigation of olivine morphology // Contr. Min. Petrol. 1976. Vol. 57, N 2. P. 187–213.

*Elkins-Tanton L.T., Wiess B., Zuber M.* Chondrite as samples of differentiated planetesimals // Earth and Planetary Sci. Lett. 2011. Vol. 305. P. 1–10.

*Gilmour J.D.* «Planetary» noble gas components and nucleosynthetic history of solar system material // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2010. Vol. 74. P. 380–393.

*Hezel D.C., Palme H.* Constrains for chondrule formation from Ca-Al distribution in carbonaceous chondrites // Earth and Planet. Sci. Lett. 2008. Vol. 265. P. 716–725.

*Irvine W.M.* Extraterrestrial organic matter: a review // Orig. Life Evol. Biosph. 1998. Vol. 28. P. 365–383.

*Kissin Y.V.* Hydrocarbone components in carbonaceous meteorites // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2003. Vol. 67, N 9. P. 1723–1735.

*Krot A.N., Amelin Y., Bland P. et al.* Origin and chronology of chondritic components: A review // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2009. Vol. 73. P. 4963–4997.



*Krot A.N., Meibom A., Russel S.S.* A new astrophysical setting for chondrule formation // *Sci.* 2001. Vol. 291. P. 1776–1779.

*Marakushev A.A.* Cosmic petrology and the planetary evolution of the Solar System // *Astronomikal & Astrophysical Transactions: J. of the Eurasian Astron. Soc.* 2005. Vol. 23.

*Marakushev A.A., Zinovieva N.G., Granovsky L.B.* Cosmochemical derivation of the composition of the chondrite material // *Antarctic Meteorite Res.* 2011.

*Marakushev A.A., Zinovieva N.G., Granovsky L.B.* Genetic relation between meteorites and terrestrial and lunar rocks // *Petrology.* 2010. Vol. 18, N 7. P. 677–720.

*Marakushev A.A., Marakushev S.A.* Fluid Evolution of the Earth and Origin of the Biosphere // *Man and the Geosphere. Chpt 1.* N.Y.: Nova Sci. Publ. Inc., 2010. P. 3–31.

*McDonald G.D., Storrie-Lombardi M.C.* Biochemical constraints in a protobiotic Earth devoid of basic amino acids: The «BAA(-) World» // *Astrobiology.* 2010. Vol. 10, N 10. P. 989–1000.

*Meierhenrich U.J., Caro G.M.M., Bredehuft J.H.* et al. Identification of diamino acids in the Murchison meteorite // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA.* 2004. Vol. 101. P. 9182–9186.

*Palme H., Hezel D.C.* Matrix-chondrule relationship and the origin of chondrules // *Formation of the first solids in the Solar system.* 2011. 9088.pdf.

*Pizzarello S., Cooper G.W., Flynn G.J.* The nature and distribution of the organic material in carbonaceous chondrites and interplanetary dust particles // *Meteorites and the early Solar system.* Arizona: University of Arizona Press, 2006. P. 625–651.

*Pizzarello S., Holmes W.* Nitrogen-containing compounds in two CR2 meteorites:  $^{15}\text{N}$  composition, molecular distribution and precursor molecules // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 2009. Vol. 73. P. 2150–2162.

*Russel S.S., Krot A.N., Huss G.R.* et al. The genetic relationship between refractory inclusions and chondrules // *Chondrites and the protoplanetary disk.* ASP Conference Ser. 2005. Vol. 341. P. 317–350.

*Shimoyama A., Ogasawara R.* Dipeptides and diketopiperazines in the Yamato and Murchison carbonaceous chondrites // *Orig. Life Evol. Biosph.* 2002. Vol. 32. P. 165–179.

*Trifonov E.N.* Tracing life back to elements // *Phys. of Life Rev.* 2008. Vol. 5. P. 121–132.

Поступила в редакцию  
18.02.2013