

普通球粒陨石的物理和岩石学性质 及其分类参数

王道德*, 王桂琴

(中国科学院 广州地球化学研究所 同位素年代学和地球化学重点实验室, 广东 广州 510640)

摘要: 不同球粒陨石群的物理和岩石学性质, 包括球粒的平均大小、球粒结构类型、复合球粒、带火成边球粒及含硫化物的比例、化学组成及矿物学特征等可用以划分球粒陨石的化学-岩石类型和小行星类型, 这些性质提供了不同球粒陨石群有用的分类参数及其形成环境的信息。由于不同球粒陨石群的 $\Delta^{17}\text{O}$ 与日心距离存在有相关关系, 因此, 依据不同球粒陨石群形成时的尘粒量和 $\Delta^{17}\text{O}$ 值随着距太阳距离的增大依次形成: EH-EL、OC(H、L、LL)、R、CR、CV-CK、CM-CO 球粒陨石群, 并推测早期太阳星云内曾发生过连续的化学分馏作用。

关键词: 陨石; 球粒陨石; 分类; 分类参数

中图分类号: P68; P148 文献标识码: A 文章编号: 0379-1726(2011)01-0035-10

Physical and petrologic properties of ordinary chondrites and their taxonomic parameters

WANG Dao-de* and WANG Gui-qin

(Key Laboratory of Isotope Geochronology and Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China)

Abstract: The physical and petrologic properties of the different chondrite groups, including mean size of the chondrules, proportions of the chondrule textural types, proportions of compound chondrule, the proportions of chondrules with igneous rims, and the proportions of chondrules that contain sulfide, chemical compositions and mineral features derived from the early solar nebula are used to classify chemical-petrologic types and asteroids. These properties provided useful taxonomic parameters for different chondrite group (EH, EL, H, L, LL, R, CV, CK, CR, CM, CO) and the information of their formation environment in which chondrules formed. There is correlation between $\Delta^{17}\text{O}$ and heliocentric distance for these chondrite groups. Thus, different chondrite groups may be put in the order of EH-EL, OC (H, L, LL), R, CR, CV-CK, CM-CO, with increasing heliocentric formation distance, based on the amount of dust present where they formed and $\Delta^{17}\text{O}$ values of different chondrite groups. We infer that continual chemical fractionation occurred in the early solar system.

Key words: meteorite; chondrite; classification; taxonomic parameter

0 引言

普通球粒陨石在收集降落的陨石中占 79.9%^[1], 依据其总铁含量将其划分为 H(高的总铁)、L(低的

总铁)及 LL(低的总铁, 低金属)化学群, 它们可根据球粒陨石的总体化学、同位素组成、球粒大小及氧化态相区别。在普通球粒陨石中 H、L 及 LL 分别占 42.8%、47.4%和 9.8%, 其中有三分之二的 L 群球粒陨石受到强烈的冲击作用, 由于 H、L 和 LL

收稿日期(Received): 2010-06-12; 改回日期(Revised): 2010-07-22; 接受日期(Accepted): 2010-07-30

基金项目: 国际极地年中国行动计划; 国家自然科学基金(40873054)

作者简介: 王道德(1932-), 男, 博士、研究员, 主要从事陨石学及天体化学研究。

* 通讯作者(Corresponding author): WANG Dao-de, E-mail: wangdd@gig.ac.cn, Tel: +86-20-85290055

WANG Dao-de et al.: Properties of ordinary chondrites and taxonomic parameters

球粒陨石的球粒相似,表明具有共同的源区^[2]。对我国 653 块南极格罗夫山普通球粒陨石分类结果的统计表明, H、L、LL 分别占 31.7%、64.2%和 4.1%^[3], 其中有 26%的 L 球粒陨石受到强烈的冲击(S4-6), L 球粒陨石在数量上约为 H 球粒陨石的两倍, 而 LL 球粒陨石稀少, 其他南极地区收集的陨石中, H 球粒陨石多于 L 球粒陨石, 相比之下显示出格罗夫山陨石富集区与其他南极陨石富集区的差异。此外, 除 H、L、LL 化学群外, 新近发现有低 FeO 的普通球粒陨石, 即有少量普通球粒陨石, 在硅酸盐内含有异常低的 FeO, 并将这些球粒陨石称为还原的普通球粒陨石(Burnwell, LAP 04757, EET 96031), 其中 Burnwell 为 H 群球粒陨石, 平均 Fa 摩尔分数为 15.8%, 低于 H 群球粒陨石(17.3%~20.2%^[4]), 且总铁的丰度又不能与 H 球粒陨石相区别, 应属于普通球粒陨石族, 因硅酸盐中低的 FeO 是靠增高铁金属的丰度来平衡。本文拟根据普通球粒陨石的化学组成和物理性质简述

主要的分类参数。

1 普通球粒陨石主要物理和岩石学性质及分类参数

1.1 普通球粒陨石的化学组成特征

表 1 为南极球粒陨石的平均化学组成^[5], 表 2 为我国及国外部分不同化学-岩石类型全岩 Fe、Co、Ni 的中子活化分析结果^[6]。以上表明, 按 E(顽辉石球粒陨石)-C(碳质球粒陨石)-H-L-LL 顺序, 斜方辉石(Fs)及橄榄石(Fa)系统增高的同时, 金属铁减少, 金属相中的镍浓度增高, 随着铁摩尔分数的增高, 金属铁含量降低, LL 群含有少许铁, 镍含量最高。对普通球粒陨石而论, H-L-LL 顺序, FeO 含量增高, 金属铁含量降低。根据球粒陨石全岩化学全分析结果(总 Fe 和 FeO 含量)及 Fe、Co、Ni 的含量可初步判断球粒陨石的化学群。

表 1 南极球粒陨石平均化学组成
Table 1 Mean chemical compositions of Antarctic chondrites

组分(%)	LL	L	H	C	E
SiO ₂	39.30	38.67	35.16		33.66
TiO ₂	0.11	0.10	0.08	0.15	0.10
Al ₂ O ₃	2.63	2.45	2.29	2.84	2.48
Fe ₂ O ₃	1.02	0.75	3.25	6.08	1.33
(Fe)	0.71	0.52	2.27	4.25	0.93
FeO	18.31	14.75	10.67	16.49	6.86
(Fe)	14.22	11.47	8.29	12.81	5.33
MnO	0.32	0.32	0.28	0.23	0.27
MgO	25.62	25.31	23.61	22.15	18.20
CaO	1.82	1.79	1.62	2.04	1.15
Na ₂ O	0.92	0.87	0.74	0.37	0.69
K ₂ O	0.11	0.09	0.08	0.05	0.06
H ₂ O(-)	0.18	0.09	0.22	2.04	0.96
H ₂ O(+)	0.53	0.30	0.87	6.88	4.13
P ₂ O ₅	0.26	0.26	0.23	0.26	0.31
Cr ₂ O ₅	0.49	0.49	0.42	0.47	0.38
FeS	5.96	6.47	5.92	7.44	13.93
(Fe)	3.79	4.11	3.76	4.73	8.85
金属 Fe	1.88	6.33	13.40	3.01	13.86
总 Fe	20.60	22.4	27.7	24.80	28.97

注: 本表数据引自 Yanai *et al.*^[5]。FeO、FeS 和 Fe₂O₃ 中 Fe 元素含量以及氧化物质量分数的换算: Fe(FeO) = FeO×0.7773(Fe/FeO, 原子量); Fe(Fe₂O₃)=Fe₂O₃×0.69943; Fe(FeS)=FeS×0.63527; 表中总 Fe 为 Fe₂O₃、FeO 及 FeS 中 Fe 的总和加上金属的含量。

表 2 普通球粒陨石(H、L、LL3-6)全岩平均 Fe、Co、Ni 含量(仪器中子活化分析, INNA)及金属 Fe(化学分析)
Table 2 Mean contents of the Fe, Co, Ni and metal Fe of whole rocks for ordinary chondrites(H, L, LL4-6) by INNA

化学-岩石类型	Fe (mg/g)	Co ($\mu\text{g/g}$)	Ni (mg/g)	金属 Fe (%)
H3 (2)	271	832	16.7	
H4 (4)	269	844	16.2	
H5 (8)	274	825	16.4	
H6 (8)	271	831	16.3	
平均 H (22)	271 (277)	831	16.3	
平均 H 金属 Fe				13.40
H/L3 (2)	243.5	728.5	14.45	
L3 (4)	215	582	12.2	
L4 (5)	215	605	12.1	
L5 (3)	216	622	12.1	
L6 (8)	216	600	12.3	
平均 L (20)	216 (224)	600	12.3	
平均 L 金属 Fe				6.33
L/LL4 (2)	205.5	583.5	11.6	
L/LL5 (2)	199	513	10.9	
L/LL6 (1)	222	628	12.1	
LL3 (5)	183	469	10.0	
LL4 (3)	193	539	10.7	
LL5 (4)	183	513	10.5	
LL6 (5)	185	489	10.1	
平均 LL (17)	185 (206)	489	10.1	
平均 LL 金属 Fe				1.88

注：普通球粒陨石 Fe、Co 和 Ni 含量数据引自王道德等^[6]。括号内的数据为普通球粒陨石全岩平均化学成分计算的总 Fe(FeO、Fe₂O₃、FeS 和 Fe)含量。

1.2 球粒大小、结构、丰度及氧同位素组成

普遍认为球粒是内太阳系的主要固体组分。

表 3 为平衡型普通球粒陨石常规的分类参数, 包括平衡普通球粒陨石的平均球粒表观直径、橄榄石的 Fa(%)值及金属相 Ni 和 Co 的含量; 普通球粒陨石的氧化态(平均橄榄石 Fa 为代表)和氧同位素组成($\Delta^{17}\text{O}$ 为代表)是不均匀的, 由于橄榄石中 Mg 和 Fe 的扩散较快, 故平均橄榄石 Fa 含量可用以判定岩石的总体氧化态; $\Delta^{17}\text{O}$ 值(相对于地球分馏线的 $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$ 的偏差, 以公式 $\Delta^{17}\text{O} = \delta^{17}\text{O} - 0.52 \times \delta^{18}\text{O}$ 表示)用以测定普通球粒陨石全岩的氧同位素组成, $\delta^{17}\text{O}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 的值是相对于标准的平均海水(SMOW)的氧同位素组成(表 4)。普通球粒陨石族(H、L、LL)在球粒大小、氧同位素组成、氧化态及亲铁/亲石元素比值等性质方面发生系统的变化, 它们很可能在邻近 R 群球粒陨石的部位形成, 但相对于 OC(H 0.73‰, L 1.08‰, LL 1.26‰), R 群球粒陨石具有高的 $\Delta^{17}\text{O}$ 值(约 2.9‰), 其形成部位应稍远于 OC 球粒陨石^[10]。这些主要的分类参数有助于划分平衡普通球粒陨石的化学-岩石类型。此外, 每一普通球粒陨石群的单个陨石中平均橄榄石 Fa 摩尔分数变化约为 3%~6%^[4]; 总的 $\Delta^{17}\text{O}$ 变化约为 0.3‰~0.5‰^[8], 表明它们具有宽的小行星尺度(约 100 km 的量级)和不均匀性。

表 3 普通球粒陨石中球粒表观直径、Fa 和 $\Delta^{17}\text{O}$ 及金属相中 Ni、Co 含量

Table 3 Mean values of apparent chondrule diameter, olivine Fa, and $\Delta^{17}\text{O}$, and the concentration of Ni, Co in ordinary chondrites

化学-岩石类型	球粒直径 (μm)	橄榄石 Fa 摩尔分数(%)	$\Delta^{17}\text{O}$ (‰)	化学群	金属相中 Ni 含量(%)	金属相中 Co 含量(%)
H4-6	300	18.8	0.73	H	8~10 ($n=80$)	0.40~0.55($n=80$)
L4-6	500	24.7	1.07	L	12~18 ($n=80$)	0.6~0.8($n=80$)
LL4-6	570	29.4	1.26	LL	20~50	0.9~2.5

注：本表据文献^[7]编制。 $\Delta^{17}\text{O} = \delta^{17}\text{O} - 0.52 \times \delta^{18}\text{O}$ 。

表 4 普通球粒陨石的平均氧同位素组成

Table 4 Mean oxygen composition of ordinary chondrites

化学-岩石类型	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^{17}\text{O}$ (‰)	$\Delta^{17}\text{O}$ (‰)	Fa 摩尔分数(%)
H4	4.13±0.24	2.88±0.13	0.74±0.09	18.3
H5	4.11±0.25	2.87±0.18	0.73±0.11	18.6
H6	3.97±0.16	2.79±0.12	0.72±0.05	19.4
L4	4.79±0.34	3.55±0.20	1.06±0.07	24.0
L5	4.75±0.18	3.57±0.09	1.10±0.07	24.7
L6	4.60±0.19	3.46±0.11	1.06±0.11	25.1
LL4	5.25±0.25	4.01±0.11	1.28±0.09	28.5
LL	5.02±0.21	3.90±0.22	1.29±0.12	29.5
LL6	4.92±0.24	2.79±0.11	1.23±0.13	29.7

注：本表据 Clayton *et al.*^[8]和 Rubin *et al.*^[9]资料编制。

应当指出,不同球粒陨石群中球粒的平均大小、球粒结构类型、复合球粒、带火成边球粒及含硫化物球粒的比例是不同的^[11-13],不同球粒陨石群球粒的氧同位素组成表明,球粒可能是在不同的日心距离和不同时间形成的^[14]。为阐明球粒的形成环境,Rubin^[10]研究了球粒和球粒陨石中的物理性质和岩石学性质的相互关系,在研究不同球粒陨石群球粒大小和球粒结构的基础上,发现CV、CK、CR球粒陨石平均球粒直径大,分别为910 μm、870 μm及700 μm,放射状辉石球粒(RP)+隐晶质球粒(C)、包封复合球粒(enveloping compound chondrule)、厚的火成边球粒的比例高,含硫化物的类-I(低FeO)球粒的比例较低。与此相反,CM、CO、OC、R、EH、EL球粒陨石的平均球粒直径较小(150~570 μm),与前者(CV、CK、CR)相比,较小平均球粒大小的球粒陨石群(CM、CO、OC、R、EH、EL)具较高比例的放射状辉石+隐晶质球粒丰度,低的包封复合球粒丰度及低比例的火成边球粒丰度和高比例的含硫化物类型 I 球粒丰度(表5)。

平衡的CK球粒陨石的斜长石Na的含量较低;

平衡的OC(普通球粒陨石)、R、EH及EL球粒陨石斜长石的Na含量高(图1),平衡型普通球粒陨石斜长石的组成(An值)为:H 12.3、L 10.2、LL 10.5,而EH的An值为1.5,相应的Na/Mg值也较高,H为0.90、L为0.93、LL为0.91,而非平衡的CM及CO分别为0.69和0.56,CV、CR和CK分别为0.45、0.46及0.43^[17-18],CK球粒陨石则由于在冲击事件中发生熔融和再结晶作用,斜长石的平均An值为46^[19-20],包封的复合球粒和带火成边的球粒是在球粒合并进入尘粒球(dustball)之后重新熔融形成的,环绕尘粒球粒后的多次重新熔融导致产生大的球粒,RP和C球粒由其初始物质集合体完全熔融形成,如它们环绕有尘粒,由于小的尘粒与熔体混合,并可提供正在结晶的斑晶核,则有利于产生斑状球粒。这些球粒物理性质中的相关性认为,大球粒的球粒陨石群,曾经环绕有厚的富尘粒幔(形成于满布尘粒的星云环境),由于热不能快速向外辐射,导致尘粒幔更加缓慢冷却,硫化物向球粒表面迁移,使硫化物发生广泛的蒸发,与此同时,球粒中的Na丢失,因此,平衡的CK球粒陨石显示Na的亏损。

表5 不同球粒陨石群球粒的平均大小及球粒结构的丰度

Table 5 The average chondrule size and abundance of chondrule textures in different chondrite groups

化学-岩石类型	难熔包体(CAI)丰度(%,体积分数)	平均球粒直径(μm)	球粒丰度(%,体积分数)	放射状辉石球粒(RP)丰度(%,体积分数)	隐晶质球粒(C)丰度(%,体积分数)	具火成边的球粒(%)	平均火成边厚度(μm)	包封的复合球粒(%)	平均基质的模式丰度(%,体积分数)	Fe,Ni金属含量(%,体积分数)	Δ ¹⁷ O(‰)
CV3	3.0	910	45	0.2	0.1	50%	400	1.6	35	0~5	-4.2
CK3	1	870	15	约0	约0	32%	190	5	50	<0.01	-4.6
CR2	0.6	700	50~60	0.3	0.4	26%	270	1.4	42	5~8	-1.0
CM2	1.2	270	20	0.6	1	0.1%	60	0.2	60	0.1	-5.2
CO3	1.0	150	40	2	1	0.1%	30	0.1	34	1~5	-4.7
CH3		20	约70	RP+C=85		0%	-	0	-	20	
普通球粒陨石(OC3)	H,<0.1	300	60~80	3	4	10%	160	0.2	12	8(H)	0.7
	L,<0.1	400								3(L)	1.1
	LL,<0.1	570								1.5(LL)	1.3
R3	<0.1	400	>40	0.4±0.4	1.2±0.8	0.8%	120	0.4	35	<0.1	2.9
EL3	<0.1	550	60~80	6	7	0.3%	30	0.3	10	8	0.0
EH3	<0.1	220	60~80	13	5	0.2%	30	0.2	8	15	0.0
CBa	<0.1	约5 mm	40						5	60	
CBb	<0.1		30						<5	70	
K			20~30						70	6~9	

注:本表据Rubin^[10]资料编制。含硫化物的类型-I球粒的比例为:CK3(NWA 1559)-0/15(0%);CR2(LAP 02342)-1/29(3%);还原型CV3(Vigarano)-9/19(47%);CM2.6(QUE 97990)-20/63(32%);CM2.5(Kivesvaara)-28/84(31%);CM2.3(QUE 99355)-4/44(9%);CO3.6(Moss)-28/32(88%);R3(PRE 95411)-19/23(83%);EL3(MAC 88136)-47/47(100%)。²⁶Al-²⁶Mg同位素体系的研究表明,OC及CO球粒陨石具有相似的初始²⁶Al/²⁷Al值,分别为 0.48×10^{-5} 、 2.28×10^{-5} 及 0.24×10^{-5} ~ 1.03×10^{-5} ,约在CAI形成之后1~3 Ma形成;CR球粒陨石具有较低初始²⁶Al/²⁷Al值($<0.3 \times 10^{-5}$),年轻约100 Ma^[15-16]。

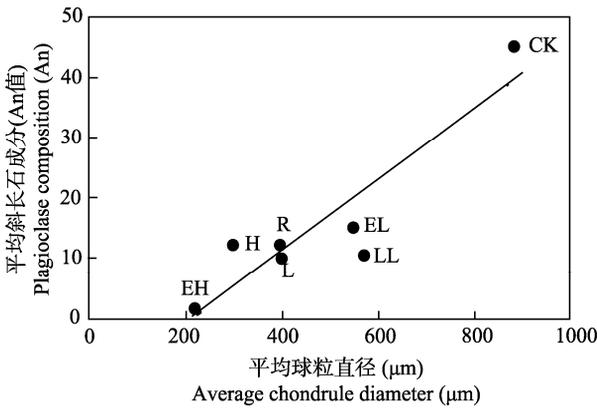


图 1 平衡型的不同球粒陨石群平均斜长石的成分与同一球粒陨石群的非平衡型球粒陨石平均球粒直径之间的相关性，全岩斜长石的组成主要是测定球粒间隙物质的组成^[10]

Fig.1 Correlation between the mean plagioclase composition of equilibrated members of different chondrite groups and the average chondrule diameter of unequilibrated members of the same chondrite groups

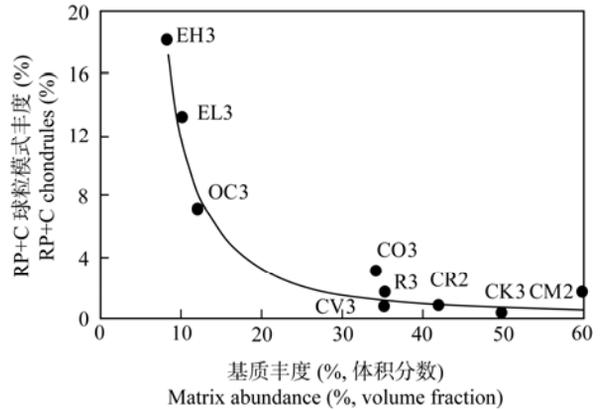


图 2 放射状辉石球粒和隐晶质球粒的模式丰度与不同球粒陨石群基质物质丰度之间显示反相关的关系^[10]

Fig.2 Ani-correlation between the modal abundance of radial pyroxene (RP) plus cryptocrystalline(C) chondrules and matrix material for different chondrite groups

图 2 为不同球粒陨石群中放射状辉石+隐晶质球粒的模式丰度与基质物质丰度之间显示反相关关系，图 3 反映了星云尘粒量随着距太阳距离增大的变化情况以及不同球粒陨石群形成的相对部位。内太阳系的难熔包体(CAI)是球粒陨石质陨石中亚毫米到厘米级的碎屑，它们是从非常高温的冷却过程中由太阳组分的气体凝聚的，年龄非常老(4.56 Ga)，且具异常的同位素组成，特别是 Mg 和 O，认为它们是前太阳的尘粒组分。因此，CAIs 为早期太阳系中最老的和最原始的物体，在内太阳系的难熔包体(CAI)丰度较低，而 $\Delta^{17}\text{O}$ 值则较高，随着距日心距离增大，难熔包体(CAI)丰度增高，而 $\Delta^{17}\text{O}$ 值则较低。此外，图 4 为不同球粒陨石群和地球、月球、金星、火星及灶神星的金属及硫化物含量与氧化态的关系，岩石行星的组成类似于球粒陨石，氧化态从 EH 到 CI 球粒陨石逐渐增高，而金属和硫化物含量逐渐降低。

1.3 球粒陨石的冲击变质效应

陨石母体演化历史中冲击事件起着重要的作用，它压实和石化尘粒，并形成陨石；产生冲击矿物；母体上陨石矿物的冲击黑化；转变其母体为碎石，其中一些进入地球，即陨石。球粒陨石的冲击相列于表 6^[22]。平衡型普通球粒陨石中除橄榄石、斜长石、斜方辉石及 Ca-辉石的冲击效应外，岩相学的冲击指示剂包括铬铁矿细叶脉、铬铁矿-斜长石集合

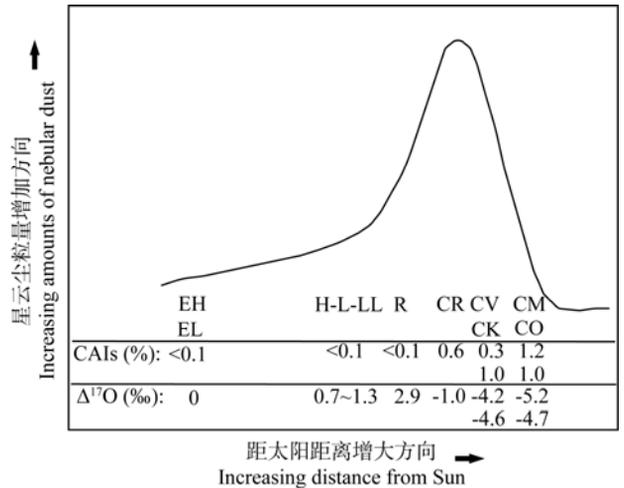


图 3 推测球粒形成期星云尘粒随着距太阳距离的径向相对量的变化，不同球粒陨石群形成的相对位置^[10]

Fig.3 Diagram illustrating the inferred relative distribution of the amount of nebular dust varying with radial distance from the Sun during the epoch of chondrule formation.

The different chondrite groups are shown with their inferred formation location

不同球粒陨石群的 CAIs (%)、 $\Delta^{17}\text{O}$ (‰): EH、EL(CAIs <0.1, $\Delta^{17}\text{O}$ 0.0); H、L、LL (CAIs <0.1, $\Delta^{17}\text{O}$ 0.7~1.3); R (CAIs <0.1, $\Delta^{17}\text{O}$ 2.9); CR(CAIs 0.6, $\Delta^{17}\text{O}$ -1.0); CV(CAIs 3.0, $\Delta^{17}\text{O}$ -4.2); CK(CAIs 1.0, $\Delta^{17}\text{O}$ -4.6); CM(CAIs 1.2, $\Delta^{17}\text{O}$ -5.2); CO(CAIs 1.0, $\Delta^{17}\text{O}$ -4.7)。靠近太阳形成的球粒陨石群，平均 $\Delta^{17}\text{O}$ 值范围为 0.0‰ ~ +2.9‰，分布于地球分馏线上面；形成于远离太阳并遍布尘粒的环境，平均 $\Delta^{17}\text{O}$ 值范围为 1.0‰ ~ -5.2‰(地球分馏线之下)， $\Delta^{17}\text{O}$ 值从 E 到 R 形成部位增高，到达峰位，然后到碳质球粒陨石区 $\Delta^{17}\text{O}$ 值降低。星云尘粒的 O 同位素组成随日心距离变化，内太阳系内形成的物体 $\Delta^{17}\text{O}$ 值在 TF 或高于 TF 线之上，在外太阳系形成的物体，其 $\Delta^{17}\text{O}$ 为负值。纵坐标示星云尘粒量增高(依据环绕球粒的尘粒幔)的趋势，横坐标示不同球粒陨石化学群距太阳距离增大的趋势。

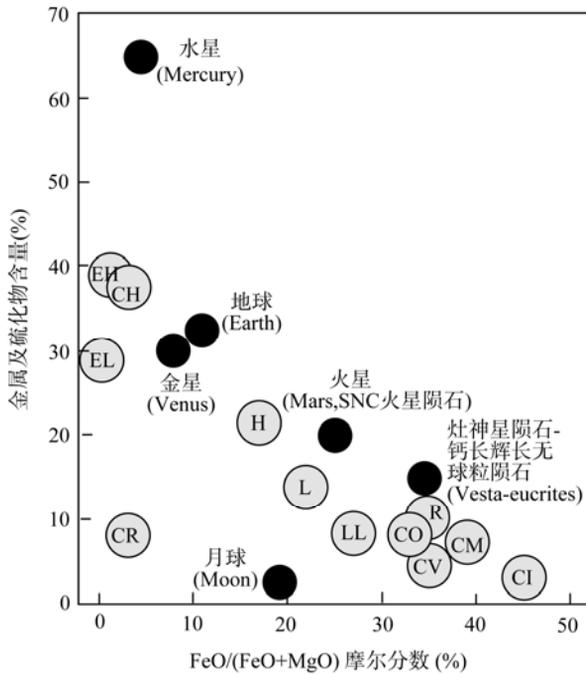


图4 岩石行星的难熔元素(Ca、Al、Ti、Mg、Si、Fe)类似于球粒陨石的组成;氧化态变化:硅酸盐FeO含量增高,金属含量下降(引自 Lodder K^[21])

Fig.4 The rock planets are similar in composition to chondrites for the more refractory elements(Ca, Al, Ti, Mg, Si, Fe); oxidation state varies: silicate FeO up, metal content down

球粒陨石群(Chondrite group): EH、EL、CH、CR、H、L、LL、R、CO、CV、CM、CI; 地球(Earth); 月球(Moon); 水星(Mercury); 金星(Venus); 火星(Mars, SNC 火星陨石); 灶神星陨石-钙长辉长无球粒陨石(Vesta-eucrites)。

体、多晶陨硫铁、金属Cu、金属Fe-Ni内不规则状的陨硫铁颗粒、快速固化的金属-硫化物共生、马氏铁及不同类型的合纹石、金属-硫化物脉、大的金属及/或硫化物团块、硅酸盐熔融脉、硅酸盐黑化、低Ca斜辉石、硅酸盐熔融池及大的硅酸盐熔融区^[25]。有一些指示剂在类型4-6的普通球粒陨石中已获证实,即碰撞事件引起平衡型普通球粒陨石达到S3-6的冲击阶段,表明有许多普通球粒陨石可能经受了多期的冲击和退火作用。因为³⁹Ar-⁴⁰Ar年代学资料表明,MIL 99301(LL6, S1)约在4.26 Ga以前退火,推测为其主要的撞击事件,另一些可能在4.44~4.45 Ga以前退火,撞击引起的退火作用对普通球粒陨石的热变质作用有重大的贡献^[25]。此外,局部冲击加热导致形成冲击脉、熔融池、金属-硫化物混合物、晶簇(vugs)、粘合集块岩(agglutinates)及各种熔融-岩石碎屑。普通球粒陨石的平均冲击阶段从类型3-6系统增高。如果小行星是因碰撞而加热,则可认为在岩石类型与冲击阶段之间有正相关关系(表7)^[25]。

表6 陨石内的冲击阶段
Table 6 Shock stages in meteorites^[23]

阶段 (stage)	压力 (GPa)	T(K)	数目(占比)	平均孔隙度(%)
S1	<4~5	10~20	257(11.6%)	13.7±7.5
S2	5~10	20~50	753(34.0%)	9.9±5.4
S3	15~20	100~150	770(34.8%)	8.2±3.2
S4	30~35	250~350	286(12.9%)	6.2±4.0
S5	45~55	600~850	94(4.2%)	6.4±3.0
S6	70~90	1500~1750	55(2.5%)	6.6±3.5

注: 1432个高变质(类型5-6型)普通球粒陨石的冲击阶段分布: S1 7%; S2 30%; S3 40%; S4 15%; S5 5%; S6 3%^[24]。

表7 普通球粒陨石的平均冲击阶段
从岩石类型3-6系统增高

Table 7 Mean shock stage of ordinary chondrites increases systematically from type 3 to type 6

岩石类型	冲击阶段(陨石数量)	备注
类型3	S=2.76±1.25 (n=17)	
类型4	S=2.85±0.67 (n=33)	
类型5	S=3.11±0.92 (n=54)	其中有1个球粒陨石为S6
类型6	S=3.5±1.10 (n=56)	其中有4个球粒陨石为S6

注: 据Rubin资料^[26]编制。

关于冲击加热普通球粒陨石的热源问题,光谱反射率的研究认为,有一半多的小行星分布在2.8个天文单位(AU)内,并属于火成或变质的小行星,长寿命放射性核素⁴⁰K、²³²Th、²³⁵U、²³⁸U可使半径大于或等于1500 km的行星大小物体熔融;对于球粒陨石质小行星物体,由于其高的表面/体积比致使快速散热。近年来有两种小行星加热机制引起许多学者讨论,即短寿命核素²⁶Al($t_{1/2}=0.72$ Ma)及⁶⁰Fe($t_{1/2}=1.5$ Ma)及在早期T金牛相原太阳风内的电磁感应,但这两种机制存在相当大的问题,在普通球粒陨石的各种球粒和碎屑中未发现²⁶Mg过剩^[27],这些物体(球粒陨石凝聚)有可能是在²⁶Al衰变逃逸后形成的,因为Al在球粒陨石质物质和分异的小行星内的分布是均匀的,由²⁶Al衰变加热应是相同的^[28],这与玄武岩质无球粒陨石及中铁陨石岩石学和化学的多样性是不一致的^[29]。因此,²⁶Al集中在分异小行星的部分熔体内,并迅速迁移到表面(小于1个半衰期内),排除了²⁶Al的进一步加热,既然对上述加热机制有所怀疑,大的小行星内有关碰撞加热的机制应予以重视。

陨石冲击的直接证据:

(1) 冲击黑化,即冲击后变为灰色到黑色,并形成亚微米级的金属颗粒;陨石内通过陨石物质熔

体, 使不透明物质重新分布; 受冲击加热的岩石, 大多破裂退火, 留下几微米的小金属颗粒。

(2) 冲击阶段, 测定冲击波通过岩石后矿物晶体受破坏的程度, 划分冲击阶段的标准包括: 矿物晶体的光学消光, 当晶体结构发生错位和破坏时, 出现波状消光; 橄榄石破裂; 形成熔池和不透明冲击脉; 冲击产生熔长石及固态再结晶作用。

(3) 破裂和轨道演化的宇宙射线暴露年龄: 高能宇宙射线可穿透几十厘米的岩石, 并产生不同的蜕变产物和中等短寿命的放射性同位素, 并衰变为稳定的子体同位素, 表明其曾暴露于宇宙空间环境, 通过一对放射性同位素(${}^3\text{H}$ - ${}^3\text{He}$, ${}^{10}\text{Be}$ - ${}^{21}\text{Ne}$, ${}^{22}\text{Na}$ - ${}^{22}\text{Ne}$, ${}^{26}\text{Al}$ - ${}^{26}\text{Mg}$, ${}^{36}\text{Cl}$ - ${}^{36}\text{Ar}$, ${}^{39}\text{Ar}$ - ${}^{38}\text{Ar}$, ${}^{40}\text{K}$ - ${}^{41}\text{K}$, ${}^{81}\text{Kr}$ - ${}^{83}\text{K}$) 及其子体相对丰度的比较, 并假设宇宙射线通量的产率, 就可计算物质暴露于宇宙射线的时间。如约 45% 的 H 球粒陨石的宇宙射线暴露年龄约 7 Ma, 表明在 7 Ma 以前有一次碰撞事件; 6Hebe 小行星可能是 H 球粒陨石的母体^[30], Flora 区(半长轴 $a=2.5$ AU) 为 LL^[31]球粒陨石的源区, L 球粒陨石的小行星源区(半长轴 $a=2.8$ AU), 虽然与 H 及 LL 球粒陨石形成相关, 但由于动力学作用使小行星轨道有相当大的改变^[32], 有三分之二的 L 球粒陨石受到重的冲击, 其 ${}^{39}\text{Ar}$ - ${}^{40}\text{Ar}$ 年龄近于 470 Ma, 认为它们约在 470 Ma 以前受到一次主要的冲击, 使之破裂(1~15 km 小行星碎块-Gefion 族, 约造成 5 个地球陨石坑), 测得慢的冷却速率, 意味着原始母体大于或等于 100 km^[33], 很明显, 冲击时标与瑞典南部的 Mid-Ordovician 地层年龄(467 ± 2) Ma) 一致, 并在球粒陨石的铬铁矿颗粒和石灰岩中有铀的富集, 记录了大的主带小行星同次灾变破裂事件, 至少约有 30% 的 L 球粒陨石降落到地球^[34]。

(4) 陨石和小行星密度可作为小行星碰撞历史的指示剂: 灾变冲击事件可留下它们的印迹, 普通球粒陨石类似 S-型小行星, 密度约 3.5 g/cm^3 , 孔隙度为 7%~11%; 暗色碳质物质类似于暗色 C 型小行星, 其密度变化范围比普通球粒陨石大, CI 和 CM 为 2.5 g/cm^3 , 而 CR 为 3.5 g/cm^3 。

1.4 普通球粒陨石的辅助分类参数

1.4.1 普通球粒陨石的可见及近红外光谱

由于橄榄石和辉石显示 $1 \mu\text{m}$ 或 $2 \mu\text{m}$ 的强吸收带, 直接比较陨石与小行星之间光谱带参数(带 和 中心, 带的面积比), 橄榄石的主要诊断特征为约

在 $1 \mu\text{m}$ 复合吸收带特征, 并由 3 个不同吸收带组成, 复合 $1 \mu\text{m}$ 带为占据 M1 和 M2 结晶位置归因于 Fe^{2+} 电子跃迁, 当氧化铁含量增加向较长波长运移; 辉石在约 $1 \mu\text{m}$ 和 $2 \mu\text{m}$ 处有两个吸收带, 与 Fe^{2+} 晶体场跃迁有关, 并优先占据 M2 的位置; 低-钙辉石定义为小于 11% CaSiO_3 (Wo), 吸收带位置与组成之间有紧密联系, 当带 和带 位置随亚铁含量增加而增高; 高-钙辉石在组成与带的位置之间也有相关关系, 源于可见/近红外光谱(VIS/NIR)的矿物组成和丰度可用以小行星分类、鉴定陨石母体及了解小行星带的结构。Dunn *et al.*^[35] 用 48 个含斜方辉石、单斜辉石和橄榄石平衡 4-6 型普通球粒陨石建立了光谱与矿物学之间新的联系, 并校正 VIS/NIR 光谱鉴定橄榄石/橄榄石+辉石(ol/ol+px)丰度的比值及铁镁硅酸盐组成(Fa, Fs), 这些校正证明当带 中心受到铁镁硅酸盐组成控制时, 带区比(band area ratios, BAR)受矿物丰度的控制, 源自光谱的矿物学参数, 约有 80% 可正确划分 H、L、LL 球粒陨石, 并可应用于普通球粒陨石矿物学的 S(IV)小行星, 用这些矿物学参数进行小行星和陨石的比较和依据铁镁质硅酸盐组成有利于划分 H、L、LL 化学群, 藉此可作为划分普通球粒陨石化学群的参考。

1.4.2 平衡型普通球粒陨石的 X 射线衍射分类

由于平衡型普通球粒陨石的 H、L、LL 之间橄榄石组成不同(H Fa₁₆₋₂₀; L Fa₂₂₋₂₆; LL Fa₂₇₋₃₂), 合成和天然橄榄石 X 射线衍射(XRD)研究发现, 橄榄石的晶胞参数与化学组成有较明显的相关关系。因此, X 射线衍射可作为平衡型普通球粒陨石分类的工具(PW 3040 X-Diffractor 及 Co K α 辐照)。扫描设置: 每 0.02 度 θ 角分别为 0.5 s、5 s、30 s 及 45.05 s, 为区分普通球粒陨石化学群和评估橄榄石 Fa 的含量, 扫描时间应足够长($>5 \text{ s}^\circ$, 30 s°), 主要分析 H、L、LL 群中橄榄石的 d_{130} 及 d_{302} 的结晶面, 即测定橄榄石的 d_{130} 晶面间距, 并作为球粒陨石中橄榄石组成的指示剂^[36]。

1.4.3 普通球粒陨石中云雾状镍纹石分类

普通球粒陨石的热和撞击历史可提供小行星演化历史的重要信息, Scot *et al.*^[37] 测定了 H 球粒陨石内云雾镍纹石(cloudy taenite)中的高 Ni 粒子, 这些粒子是由镍纹石的旋节线分解(spinal decomposition)或亚稳界线形成的, 并因扩散生长而变粗。因此, 其大小反映了在 600~700 K 的冷却速率, 且与 5 个铁

陨石群和石-铁陨石的金属冷却速率呈反相关关系。云雾状镍纹石的研究也提供镍纹石组成的冲击加热效应,因云雾状镍纹石由纳米级尺度的 Fe-Ni 的扩散作用所改造。图 5 表明 12 个 H3-6 球粒陨石中云雾状镍纹石粒子的大小是岩石类型的函数。上述研究结果表明,金属冷却速率可制约 H 球粒陨石的热历史;在 600~900 K 的冷却速率主要与岩石类型相关(H6<H5<H4)。

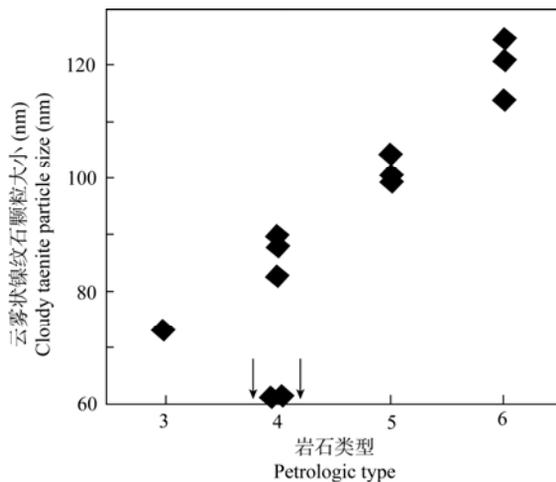


图 5 12 个 H3-6 球粒陨石中云雾状镍纹石颗粒大小与岩石类型的函数^[37]

Fig.5 Cloudy taenite particle size in 12 H3-6 chondrites as function of petrologic type^[37]

1.4.4 还原型普通球粒陨石

如上所述, H、L、LL 球粒陨石的总体化学和同位素组成、球粒大小及氧化态各不相同,每群球粒陨石,在其吸积作用之前就加入于太阳星云或星

云组分内。但有一些普通球粒陨石不属于其中任何一类的球粒陨石群,如有少量普通球粒陨石(Burnwell、LAP 04757、EET96031)的硅酸盐具异乎寻常低的 FeO,称之为还原的普通球粒陨石。Burnwell 的球粒大小和总体组成与 H 球粒陨石相似,不同的是硅酸盐的 FeO 含量低一些(摩尔分数 15.8%),其总 Fe 丰度与 H 球粒陨石没有区别。因此,硅酸盐中低的 FeO 与 Fe_{metal} 丰度的增加是平衡的。表 8 是 3 个还原型 H 球粒陨石的组成特征。

2 主要结论

(1) 普通球粒陨石在降落和发现的陨石(南极陨石和沙漠陨石)中数量最多(约占 79%),对普通球粒陨石的物理性质和岩石学研究、不同球粒结构类型和所占的比例、球粒和球粒陨石的形成环境及主要分类参数的研究可提供早期太阳星云的化学演化的重要信息。

(2) 除常规的分类参数(全岩化学组成、氧化态和氧同位素组成等)外,一些辅助性的分类参数(矿物可见/近红外光谱特征、X 射线衍射及金属 Fe、Ni 中云雾状镍纹石的粒子大小等)对进一步判定非平衡普通球粒陨石的化学-岩石类型具有重要的参考价值。

(3) 低 FeO 还原普通球粒陨石的发现,对探索 and 了解早期太阳星云连续化学分馏作用有重要的启迪作用。

表 8 3 个还原(低 FeO)的 H 群普通球粒陨石的组成
Table 8 Compositions of three reduced (low FeO) H ordinary chondrites

陨石名称	Fa 摩尔分数(%)	同位素组成($\Delta^{17}\text{O}$)	平均 CI 亲铁元素(Rh, Ir, Mo, Pt, Co, Pd)指标化丰度	三维岩石学丰度 小碎石(mg)的 μCT 分析数据
Burnwell	15.8	+ 0.51‰ ± 0.02‰	1.95 ± 0.28	(2165 mg) Fe _{metal} , 体积分数 9.25%; FeS, 体积分数 1.59%
LAP 04757	低 FeO	+ 0.8‰	1.96 ± 0.30	(327 mg) Fe _{metal} , 体积分数 7.05%; FeS, 体积分数 2.87%
EET 96031	低 FeO	+ 0.8‰	2.05 ± 0.70	(201 mg) Fe _{metal} , 体积分数 7.43%; FeS, 体积分数 6.35%
平均 H 球粒陨石	17.3~20.2	与 H 球粒陨石相似	1.94 ± 0.33	Fe _{metal} , 体积分数(7.2 ± 0.7)%; FeS, 体积分数(4.0 ± 0.3)%
L 球粒陨石			1.35 ± 0.10	
LL 球粒陨石			0.94 ± 0.08	

注:据 Troiano *et al.* 资料^[38]编制;近十年来将医学诊断工具作为研究材料的工具,并用以测定颗粒大小频率分布, μCT = micro-computed tomography methods, 计算机断层照相法或计算机化断层 X 射线照相法。

(4) 不同球粒陨石的物理和岩石学性质, 包括球粒平均直径、球粒结构类型的比例、带火成边球粒的比例及含硫化物球粒的比例、化学组成及矿物学特征等可用于化学-岩石类型及小行星分类, 这些性质提供了不同球粒陨石群有用的分类参数。由于 $\Delta^{17}\text{O}$ 值与日心距离之间显示相关关系, 因此, 依据形成不同球粒陨石的尘粒量和 $\Delta^{17}\text{O}$ 值, 随着距太阳距离增大, 不同球粒陨石形成的顺序为 EH-EL、OC(H、L、LL)、R、CR、CV-CK、CM-CO, 并推测在早期太阳星云内发生过连续的化学分馏作用。

参考文献(References):

- [1] Keil K, Haack H, Scott E R D. Catastrophic fragmentation of asteroids: Evidence from meteorites[J]. Planet Space Sci, 1994, 42: 1109–1122.
- [2] Nesvorný D, Vokrouhlický D, Morbidelli A, Bottke W F. Asteroidal source of L chondrite meteorites[J]. Icarus, 2009, 200(2): 698–701.
- [3] Lin Yangting, Wang Daode, Ouyang Ziyun. Progress in study of Chinese Antarctic meteorites[J]. Chinese Journal of Polar Science, 2009, 20(2): 81–96.
- [4] Rubin A E, Wasson J T, Clayton R N, Mayeda T K. Oxygen isotopes in chondrules and coarse-grained chondrule rims from the Allende[J]. Earth Planet Sci Lett, 1990, 96(3/4): 247–255.
- [5] Yanai K, Kojima H. Catalog on Antarctic meteorites[M]. Tokyo: National Institute of Polar Research, 1995, 230p.
- [6] 王道德, 陈永亨, 李肇辉. 中国陨石导论[M]. 北京: 科学出版社, 1993: 1–505.
Wang Dao-de, Chen Yong-heng, Li Zhao-hui. Introduction to Chinese Meteorites[M]. Beijing: Science Press, 1993: 1–505 (in Chinese).
- [7] Rubin A E. Relationships among intrinsic properties of ordinary chondrites: Oxidation state, bulk chemistry, oxygen-isotopic composition, petrologic type, and chondrule size[J]. Geochim Cosmochim Acta, 2005, 69(20): 4907–4918.
- [8] Clayton R N, Mayeda T K, Goswami J N, Olsen E J. Oxygen isotope studies of ordinary chondrites[J]. Geochim Cosmochim Acta, 1991, 55: 2317–2337.
- [9] Rubin A E, Wasson J T, Clayton R N, Morishita Y. Oxygen isotopes in chondrules and coarse-grained chondrule rims from the Allende meteorite[J]. Earth Planet Sci Lett, 1990, 96(3/4): 247–255.
- [10] Rubin A E. Physical properties in different chondrite groups: Implications for multiple melting events in dusty environments[J]. Geochim Cosmochim Acta, 2010, 74(16): 4807–4828.
- [11] Rubin A E, Sailer A L and Wasson J T. Troilite in the chondrules of type-3 ordinary chondrites: Implications for chondrule formation[J]. Geochim Cosmochim Acta, 1999, 63(15): 2281–2298.
- [12] Weisberg M K, Prinz M, Clayton R N, Mayeda T K. The CR (Renazzo-type) Carbonaceous chondrite group and its implications[J]. Geochim Cosmochim Acta, 1993, 57(7): 1567–1586.
- [13] Weisberg M K, Ebel D S, Connolly H C, Kita N T, Ushikubo T. Petrologic-geochemical study of chondrule in enstatite chondrites[C]. Lunar Planet Sci, 2009, 40: 1886.
- [14] Krot A N, Yurimoto H, Mckeegan K D, Leshin L, Chaussidon M, Libourel G, Yoshitake M, Huss G R, Guan Y, Zanda B. Oxygen isotopic compositions of chondrules: Implications for evolution of oxygen isotopic reservoirs in the inner solar nebula[J]. Chem Erde, 2006, 66(4): 249–276.
- [15] Kita N T, Nagahara H, Togashi S, Morishita Y. A short duration of chondrule formation in the solar nebula: Evidence from ^{26}Al in Semarkona ferromagnesian chondrules[J]. Geochim Cosmochim Acta, 2000, 64(22): 3913–3922.
- [16] Kita N T, Huss G R, Tachibana S, Amelin Y, Nyquist L E, Hutcheon I D. Constraints on the origin of chondrules and CAIs from short-lived and long-lived radionuclides[C]//Krot A N, Scott, E R D, Reipurth B. Chondrites and the Protoplanetary Disk (Astron Soc Pacific Conference Series 341). Provo: Astronomical Society of the Pacific, 2005: 581–587.
- [17] Kallemeyn G W, Rubin A E, Wasson J T. The compositional classification of chondrites: VII. The R chondrite group[J]. Geochim Cosmochim Acta, 1996, 60(12): 2243–2256.
- [18] Wasson J T, Kallemeyn G W. Compositions of chondrites[J]. Philos Trans R Soc London, 1996, A325: 535–544.
- [19] Kallemeyn G W, Rubin A E, Wasson J T. The compositional classification of chondrites: V. The Karoonda(CK) group of carbonaceous chondrites[J]. Geochim Cosmochim Acta, 1991, 55: 881–892.
- [20] Rubin A E. A shock-metamorphic model for silicate darkening and compositionally variable plagioclase in CK and ordinary chondrites[J]. Geochim Cosmochim Acta, 1992, 56: 1705–1714.
- [21] Lodders K. Composition of planets and properties of protoplanetary disks[C]. Institute for Astronomy and Astrophysics. Planet Formation and Evolution: The Solar System and Extrasolar Planets Tübingen: Institute for Astronomy and Astrophysics, 2009: 27–28.
- [22] Stöfler D, Keil K, Scott E R D. Shock metamorphism of ordinary chondrites[J]. Geochim Cosmochim Acta, 1991, 55(12): 3845–3867.
- [23] Rubin A E, Scott E R D, Keil K. Shock metamorphism of enstatite chondrites[J]. Geochim Cosmochim Acta, 1997, 61: 847–858.
- [24] Grady M M. Catalogue of Meteorites (5th ed.)[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2000: 696p.
- [25] Rubin A E. Postshock annealing and postannealing shock in equilibrated ordinary chondrites: Implication for the thermal and shock histories of chondritic asteroids[J]. Geochim

- Cosmochim Acta, 2004, 68(2): 673–689.
- [26] Rubin A E. Petrologic evidence for collisional heating of chondritic asteroids[J]. *Icarus*, 1995, 113: 156–167.
- [27] Hutcheon I D, Huss G R and Wasserburg G J. A search for ^{26}Al in chondrites: Chondrule formation time scales[J]. *Lunar Planet Sci*, 1994, 25: 587.
- [28] Miner J W, Clow G, Fletcher T. Thermal model of asteroids[C]. *Lunar Planet Sci*, 1979, 10: 842–843.
- [29] Mittlefehldt D W. The nature of asteroidal differentiation processes: Implication for primordial heat sources[C]. *Proc Lunar Planet Sci Conf*, 1979, 10: 1975–1993.
- [30] Gaffey M J. Spectral identification of Asteroid 6 Hebe as the main belt parent body of the H-type ordinary chondrites[J]. *Meteorit Planet Sci*, 1996, 31(suppl): 47.
- [31] Vernazza P, Binzel R P, Thomas C A, Demeo F E, Bus S J, Rivkin A S, Tokunaga A T. Compositional differences between meteorites and near-Earth asteroids[J]. *Nature*, 2008, 454(7206): 858–860.
- [32] Petit J M, Morbidelli A, Valsecchi G B. Large scattered planetesimals and the excitation of the small body belts[J]. *Icarus*, 1999, 141: 367–387.
- [33] Haack H, Farinella P, Scott E R D, Keil K. Meteoritic asteroidal, and theoretical constraints on the 500 Ma disruption of the L chondrite parent body[J]. *Icarus*, 1996, 119(1): 1–10.
- [34] Chazot R C, Schmitz B, Bridges J C, Hutchison R, Franchi I A. Disruption of the L chondrite parent body: New oxygen isotope evidence from Ordovician relict chromite grains[J]. *Earth Planet Sci*, 2007, 262(1/2): 204–213.
- [35] Dunn T L, McCoy T J, Sunshine J M, McSween H Y Jr. A coordinated spectral, mineralogical, and compositional study of ordinary chondrites[J]. *Icarus*, 2010, 208(2): 789–797.
- [36] Schepker T J, Ruzicka A M. X-ray diffraction as a tool for the classification of equilibrated ordinary chondrites[C]. 41st Lunar and Planetary Science Conference, 2010: 2644.
- [37] Scott E R D, Mandell D, Yang J, Goldstein J I, Krot T, Taylor G J. Metamorphism and impacts on the parent asteroid of H chondrites[C]. 41st Lunar and Planetary Science Conference, 2010: 1529.
- [38] Troiano J, Rumble III D, DiRaimo A G, Rivers M S, Friedrich J M. Compositional studies of three low-Feo ordinary chondrites[C]. 41st Lunar and Planetary Science Conference, 2010: 1815.