

序

天体化学是一门十分年轻的科学,它真正进入青壮年阶段,不过是 70 年代的事,因而许多读者对它很陌生。

我国有少数学者十多年来一直关注着国外这一学科的迅速发展,并结合我国的实际资料和样品在这一领域展开了调查研究。本书作者欧阳自远同志就是这样的少数学者之一,写一本目前国内尚未有的综合性的《天体化学》专著的责任自然就落在他身上了。

天体化学是地学、天文学和空间科学三大自然科学分支的杂交产物,它和地球化学有些类似。地球化学是研究地球的化学成分、化学变异和化学演化的学科,而天体化学则是研究天体化学成分、化学变异和化学演化的学科。由于大量野外观察资料的积累和分析测试实验技术的突飞猛进,地球化学在本世纪 40 年代就步入了青壮年期,而这时天体化学刚开始萌芽;在早期 Goldschmidt (1938, 1954) 和 Вернадский (1941) 的地球化学著作中,主要借助于当时太阳系形成理论和对少量陨石的观察测试,写入了简短的天体化学的篇章。自 60 年代 Apollo 登月飞行,特别是对太阳系在认识的广度和深度及资料的积累上有了飞跃的发展,天体化学才脱颖而出。可以说,近 10 年来这一领域的发展速度是惊人的,每年都有国际月岩讨论会和国际陨石学会的召开及数千篇有关文献的发表。

天体化学是地球化学的姐妹科学,它们互相启发,取长补短,共同发展。如果说,早期的地球化学孕育了天体化学的种子的话,那么今天已十分壮大的天体化学正在推动着地球化学的发展,特别是地球早期历史的演变和地壳、水圈、大气圈的早期化学演化,都可以从天体化学研究中得到不少启示。

为了帮助我国广大的地学、天文学和空间科学工作者对近年来以崭新姿态出现的天体化学有较系统的了解,本书的出版是十分必要的。

本书内容包括元素丰度与元素的起源,太阳系化学,天体撞击地球及其效应,宇宙的时间序列等部分。本书的特色是以相当大的篇幅讨论了在我国降落的陨石,特别是 1976 年限落的世界最大石陨石——吉林石陨石。还介绍了 80 年代地学界热烈讨论的课题——天体撞击与地质时代界限,主要是白垩-第三纪的界限。这一“灾变”事件,过去认为是不可思议的,现在却与地球演化挂上钩了。

涂光炽

一九八六年八月

前 言

天体化学是研究各层次天体化学成分与化学演化的一门科学,它是地学、天文学和空间科学相互渗透杂交的产物。

天体化学诞生于 19 世纪初对太阳光谱的拍摄和对陨石的研究中。随着地球以及各类天体化学特征对比研究的进展,天体化学作为地球化学的一个分支学科而逐渐成熟。维尔纳茨基(1962)的《地球化学概论》、Goldschmidt(1954)的《地球化学》、Rankama(1954, 1963)的《同位素地质学》和《同位素地质学进展》、Mason(1962, 1958)的《陨石学》和《地球化学原理》、Craig 等(1964)主编的《同位素与宇宙化学》等专著都标志着天体化学的成长与进展。

本世纪 60 年代以来,由于以下几方面获得的蓬勃发展,使天体化学的研究领域不断扩大与深化,并取得了迅猛的进展。①人造地球卫星和各种行星探测器的相继发射,对地球高层大气、地球磁场和辐射带的结构作了精细测定;对各行星大气的组成和结构、磁场与辐射带、行星表面的物理环境和化学成分以及行星的内部结构进行了探测;编制了一些行星的“地质图”、“地貌图”和“构造图”;对行星际空间的温度、磁场、银河宇宙线和太阳风粒子的通量、能谱和成分进行了测量;对太阳系中的各类小天体作了观测与研究。20 年来行星探测的丰硕成果,使天体化学产生了一些新的分支学科。②陨石学研究的新进展。目前全世界已收集了 2 000 多次陨石,南极洲找到了 8 000 多块各种类型的陨石。多学科的综合研究表明:对元素丰度和元素的起源的理论作了修正;发现太阳星云凝聚时有系外物质的加入;对太阳系的演化历史获得了新的时间序列;对宇宙线的时空变化和生命物质前期的化学演化,取得了新的实验证据;来自月球和火星的陨石的发现,开阔了人类的视野;地外物质冲击地球及其滞后效应引起生物灭绝灾变事件的研究,引起了各有关学者的关注。③自 1969 年 Apollo-11 登月计划实施以来,相继 9 次登月取样;“海盗”的火星着陆以及其他空间探测器对外行星的探测,不仅使人类从整体上对月球的化学成分、岩浆活动、内部结构、演化历史和地月系的起源增添了新的认识,而且由于新的探测资料的增加,新现象不断涌现,许多旧的概念和理论在大量事实面前遇到了严重的挑战,而新的理论却有待于提出和完善。这期间出版的一些天体化学的专著,如 Cameron(1968)主编的《宇宙化学》、小沼直树(1972)的《宇宙化学》、Kiesl(1979)的《宇宙化学》等在某些方面已显得陈旧了。由于新的研究成果大量涌现(仅 Apollo 登月后发表的研究月球的文献约有 20 000 篇),人们来不及进行系统的理性分析与综合,但却为天体化学的发展提供了广阔的前景。以月球和行星科学为例,自 1970 年 Apollo-11 月球科学讨论会以来至 1977 年,共召开了 8 次有关的学术会议,1978 年改称为第 9 届月球和行星科学讨论会,至 1984 年 3 月共召开了 15 次月球和行星科学讨论会,所讨论的问题涉及到天体化学的广泛领域。有关的论著如: Mutch(1972)的《月球地质学》、Виноградов(1975)主编的《月球和行星的宇宙化学》、Guest 和 Greeley(1977)的《月球地质学》、Taylor(1975,

1982) 的《月球科学:阿波罗以后的评述》和《行星科学:月球的前景》, Ringwood (1979) 的《地球与月球的成因》, Mutch (1976) 的《火星地质学》, Short (1975) 的《行星地质学》, Ponnampetuma (1978) 主编的《比较行星学》, Gehrels (1976) 主编的《木星》, Köhler (1978) 的《火星》, Glass (1982) 的《行星地质学导论》以及 Beatty (1981) 主编的《新太阳系》等。这些专著都汇集了各行星探测器和 9 次登月取样的研究成果。

关于元素的起源 (Taylor, 1975; Kuroda, 1983)、太阳系的起源 (Alfvén 和 Arrhenius, 1976; Dermott, 1978; Wood, 1978), 各类小天体的化学成分与化学演化 (Gehrels, 1979; Wasson, 1974, 1985; Dodd, 1981; Delsemme, 1977) 的专著都汇集有大量的新资料。

我国已开展过陨石、月岩、宇宙尘(埃)、玻璃陨石、冲击坑等天体化学领域的研究。综合我国已有的研究成果, 结合近 15 年来天体化学领域所取得的新进展和重要的研究成果, 系统地论述天体化学的一些基本问题是很有必要的。

本书由四个独立而又有联系的部分组成, 即: 元素丰度与元素的起源(第一章), 太阳系化学(第二章至第八章), 地外物质撞击地球的效应(第九章至第十一章)和宇宙年代学(第十二章)。第一章主要论述元素丰度规律及元素的起源过程; 第二章主要叙述太阳星云的化学演化, 探讨太阳系的物质来源、太阳星云凝聚的具体过程及模式、行星聚集的温度等; 第三章是据比较行星学的方法, 以地球为主导, 对比研究行星的大气组成、气象特征和大气层的起源, 行星的地形特征与成因, 行星的模式化学成分, 行星壳、幔和核的起源与内部构造, 行星演化的能源与热历史; 第四章侧重于综合论述月表化学、月壳化学、月海化学及月球的化学演化; 第五章着重讨论小行星的化学-矿物分类; 第六章主要讨论彗星的结构、化学成分、彗星中的化学反应过程和流星体的化学成分; 第七章侧重讨论陨石学的一些基本问题, 对我国的一些著名陨石、南极洲陨石和来自月球与火星的陨石作了较详细的讨论; 第八章主要论述宇宙尘(埃)的收集与鉴别, 通量与质量分布, 矿物与化学成分等; 第九章主要讨论玻璃陨石的岩石学、化学、同位素组成与年龄以及与玻璃陨石事件有联系的冲击坑对比研究; 第十章为地外物质的撞击与撞击坑; 第十一章为地球历史中生物灭绝事件及其地外起因; 第十二章讨论了宇宙的时间序列, 简要叙述各种年龄的测定原理及其测定结果。

天体化学所探讨的时间尺度为 10^{-44} — 10^{17} s; 空间尺度为 10^{-28} — 10^{29} cm; 质量为 10^{-23} — 10^{33} g; 温度由近于绝对零度到 10^9 K; 涉及到各种物理、化学、生物和核过程, 特别是还有一些领域仍处在模糊不清的探索阶段, 各种假说众说纷纭, 更增加了理解和分析的困难, 故在写作过程中尽可能多采用图表的形式, 便利读者理解。

我的这一习作, 有些内容和观点是我自己的, 有些则仅仅是综合前人的资料和成果或照搬别人的看法, 而自己并没有多少主见, 因此各方面尚不成熟, 必然会出现许多错误, 敬请读者批评指正。

作者期望本书的出版对于地学、天文学和空间科学有关领域的研究和教学有所裨益。在此书的构思与编写过程中, 得到了侯德封教授(已故)、涂光炽教授的支持。涂光炽教授在繁重的工作中审阅了全书, 并为本书作了序。王道德教授、卞德培副研究员对本书作了审定并提出了修改意见。中国科学院地球化学研究所天体化学研究室全体同志给予了多方面的帮助。同时, 也得到联邦德国马克斯-普朗克学会核物理研究所 (Max-Planck-

institut für Kernphysik) 和马克斯-普朗克学会化学研究所 (Max-Planck-Institut für Chemie) 的 Fechtig, Kirsten, Begmann 和 Goresy 教授, Heusser, Blanck, Yabuki 和 Janicke 博士的支持、帮助; 马克斯-普朗克学会核物理研究所图书馆提供了图书、杂志、特刊和复印的方便条件; 该所复照组为本书制作了照片。曾饶明同志和谢洪源同志为本书作了审定和编辑工作, 付出了辛勤的劳动。在此一并致谢。

目 录

序.....	vii
前言.....	ix
第一章 元素丰度与元素的起源.....	1
一、元素丰度	1
二、元素的起源	20
(一) 大尺度的观测事实与氢、氦的宇宙核合成	21
(二) 恒星中合成元素的理论——B ₂ HF 假说.....	22
(三) 氢到铁峰元素的核合成	23
(四) 铁峰后元素的合成	26
(五) 元素的核合成场所	28
三、宇宙线的组成与起源	29
(一) 近地空间银河宇宙线的组成	30
(二) 银河宇宙线源的组成	33
第二章 太阳星云的化学演化.....	36
一、太阳系的物质来源	36
(一) 太阳系物质的同源性	36
(二) 陨石中原始同位素组成异常	38
二、太阳星云的凝聚过程	44
(一) 均一的太阳星云凝聚模型	45
(二) 不均一的太阳星云凝聚模型	52
三、陨石与行星的聚集温度	55
第三章 行星化学.....	59
一、行星的起源与形成方式	59
(一) 太阳系起源学说简介	59
(二) 行星的物质来源	62
(三) 行星的形成方式	63
(四) 行星的轨道运动与自转的起源	63
(五) 行星的主要参数	64
二、行星大气化学	64
(一) 行星大气化学成分	64
(二) 行星的某些气象特征	67
(三) 行星大气层的起源	70
三、行星的“地形”特征与成因	73
四、行星模式化学成分	77
五、行星的内部构造与演化特征	80
六、行星核、幔和壳的起源	84
(一) 不均一的吸积说	84

(二) 均一的吸积说	85
七、行星演化的能源与热历史	86
(一) 地球演化的能源和地球物质的演化阶段	86
(二) 类地行星的热历史	89
八、类地行星演化过程的比较	91
第四章 月球化学	93
一、月球的探测与地层顺序	93
二、月表化学	97
(一) 月壤概述	97
(二) 月壤的岩石与化学	98
(三) 月壤的同位素年龄	103
(四) 月壤的辐照历史	104
三、月壳(陆)化学	108
(一) 月壳的厚度与密度	108
(二) 高地的主要岩石类型与岩石化学	109
(三) 高地月壳的化学成分	117
(四) 高地月壳的同位素年龄	119
(五) 高地月壳的形成过程	120
四、月海化学	123
(一) 月海玄武岩的类型	123
(二) 月海玄武岩的化学成分	124
(三) 月海玄武岩的年龄	131
(四) 月海玄武岩的成因	133
五、月球的内部结构	134
六、月球的化学成分与成因	138
(一) 月球的平均化学成分	138
(二) 地球、月球的化学成分对比	142
(三) 月球的成因	143
第五章 小行星的特征、类型与成因	146
一、概述	146
二、化学成分与分类	147
三、小行星的成因	148
第六章 彗星化学	150
一、概述	150
二、彗星的结构	151
三、彗星的化学成分	153
四、彗星中产生的化学反应过程	156
五、彗星的起源简述	158
六、流星体的化学成分	159
第七章 陨石	161
一、概述	161
(一) 地外物质降落到地表的通量及已收集的陨石	161
(二) 陨石研究的意义	162
(三) 中国古代陨石的记载	164

(四) 陨石的坠落过程	166
二、陨石的分类概略	170
(一) 陨石的分类概述	170
(二) 球粒陨石的化学-岩石学分类	172
(三) 铁陨石的分类	174
三、球粒陨石	176
(一) 普通球粒陨石简述	176
(二) 顽火辉石球粒陨石简述	182
(三) 碳质球粒陨石简述	185
(四) 球粒陨石的平均化学成分	191
(五) 球粒的成因	193
(六) 我国的球粒陨石	195
四、无球粒陨石	200
(一) 无球粒陨石概述与平均化学成分	200
(二) 玄武质无球粒陨石及其岩石成因系列	201
(三) 尚未划分成因系列的无球粒陨石	207
(四) 顽火辉石无球粒陨石	213
五、铁陨石与石-铁陨石	214
(一) 概述	214
(二) 铁陨石的化学特征与平均成分	214
(三) 铁陨石的原生构造及其成因	216
(四) 铁陨石的年龄	222
(五) 铁陨石的成因	223
(六) 中国的铁陨石及南丹铁陨石的物质组成与形成过程	224
(七) 石-铁陨石	229
六、陨石矿物	233
七、陨石演化的时间历程	236
(一) 间隔年龄	236
(二) 陨石的形成年龄	237
(三) 气体保留年龄	241
(四) 暴露年龄与落地年龄	242
八、陨石的母体与源区	242
(一) 陨石的源区——小行星带	243
(二) 陨石母体的大小	244
九、吉林陨石的形成与演化过程	247
(一) 吉林陨石的凝聚过程	247
(二) 凝聚物聚集形成母体及其热变质阶段	249
(三) 母体的冷却速率	251
(四) 宇宙线辐照史	252
(五) 吉林陨石通过地球大气层的降落过程	260
(六) 吉林陨石的形成演化过程	261
十、南极洲陨石的收集与保存	262
十一、来自月球和火星的陨石	265
(一) ALHA-81005——来自月球的陨石及其证据	265
(二) EETA-79001——来自火星表面的岩石	268

第八章 宇宙尘	273
一、宇宙尘的空间分布与动态平衡	273
(一) 彗星	274
(二) 流星群	274
(三) 小行星的碰撞、碎裂	274
(四) 太阳系俘获	274
(五) 其他来源	274
二、宇宙尘的收集与鉴别	274
(一) 地面及大气层中宇宙尘的收集	274
(二) 行星际空间宇宙尘的收集	275
(三) 宇宙尘的鉴别	277
三、行星际尘埃通量与质量分布	278
四、宇宙尘的矿物与化学成分	280
(一) 深海沉积物中的宇宙尘	281
(二) 南极冰中的固体尘粒	283
(三) 大气层中宇宙尘的成分特征	283
(四) 地球外所收集尘粒的化学成分	284
五、行星际尘埃的痕量元素、同位素组成与宇宙成因核素	285
(一) 痕量元素	285
(二) 同位素组成	285
(三) 宇宙成因核素	286
六、模拟实验研究	287
(一) 消融过程的模拟实验	287
(二) 冲击模拟实验	288
七、我国海洋沉积物中宇宙尘的成分	289
第九章 玻璃陨石	290
一、概述	290
二、玻璃陨石的岩石学特征	291
三、玻璃陨石的化学成分	293
(一) 常量元素	293
(二) 微量元素	298
四、玻璃陨石的同位素组成与形成年龄	305
五、玻璃陨石的成因	307
(一) 地理分布	308
(二) 化学成分	309
(三) 矿物包体	309
(四) 同位素组成	309
(五) K-Ar 和裂变径迹年龄	309
(六) 地球上与玻璃陨石有成因联系的冲击坑及冲击玻璃	310
第十章 地外物质的冲击与撞击坑	311
一、撞击坑的形成过程	311
(一) 压缩阶段	311
(二) 冲入阶段	312
(三) 坑的形态变化	312
二、月球和行星表面的撞击坑	313

(一) 碗形撞击坑	313
(二) 大的具有中心隆起或中心环以及阶梯状坑壁的撞击坑	314
(三) 多环盆地	315
三、地球上的撞击坑与冲击变质效应	320
(一) 地球上的撞击坑	320
(二) 冲击变质效应	322
第十一章 地球的生物灭绝事件及其地外起因	325
一、生物大量灭绝的地质-古生物依据	325
二、白垩纪末期的生物灭绝事件	328
(一) 白垩系-第三系界面沉积物中铱的异常	328
(二) 白垩系-第三系界面中其他铂族元素的异常	329
(三) 白垩纪末期生物灭绝事件的起因	331
三、其他地层层位中元素的异常	334
第十二章 宇宙的时间序列	338
一、概述	338
二、宇宙年龄	340
三、元素年龄	342
四、灭绝的核素及间隔年龄(Δ)	344
五、凝聚年龄的差异	345
六、凝固年龄	348
七、气体保留年龄	351
八、裂变径迹保留年龄	352
九、宇宙暴露年龄	354
十、落地年龄	360
参考文献	362
附录 本书引用的某些常用杂志、刊名的缩写	386

第一章 元素丰度与元素的起源

一、元素丰度

元素丰度是指化学元素及其同位素在各类物体中的相对含量。在天体化学的研究领域中,侧重探讨化学元素及其同位素在地球、月球、太阳系其他行星、太阳、恒星和宇宙线中的分布量。

研究宇宙中元素的相对含量及其分布规律,探索元素在各类天体中的丰度,解释元素分布的各种格局,一直是天体化学研究的重要课题。元素宇宙丰度是研究元素的起源理论的依据,是解释各类天体演化过程的基础。

自 1869 年,门捷列夫系统地提出元素的周期律以来,一百多年来有关元素的性质、元素分布和元素的起源研究,一直是各门基础学科共同探讨的重要领域。1899 年 Clarke¹⁾ 根据元素的原子量提出了元素分布丰度曲线,1908 年 Clarke¹⁾ 在美国地质调查所 330 号集刊上发表了《地球化学资料》,并于 1924 年正式出版了《地球化学资料》名著。Clarke (1924) 系统综合了地壳元素丰度,被命名为“克拉克值”。1917 年 Harkins 发表了《化合

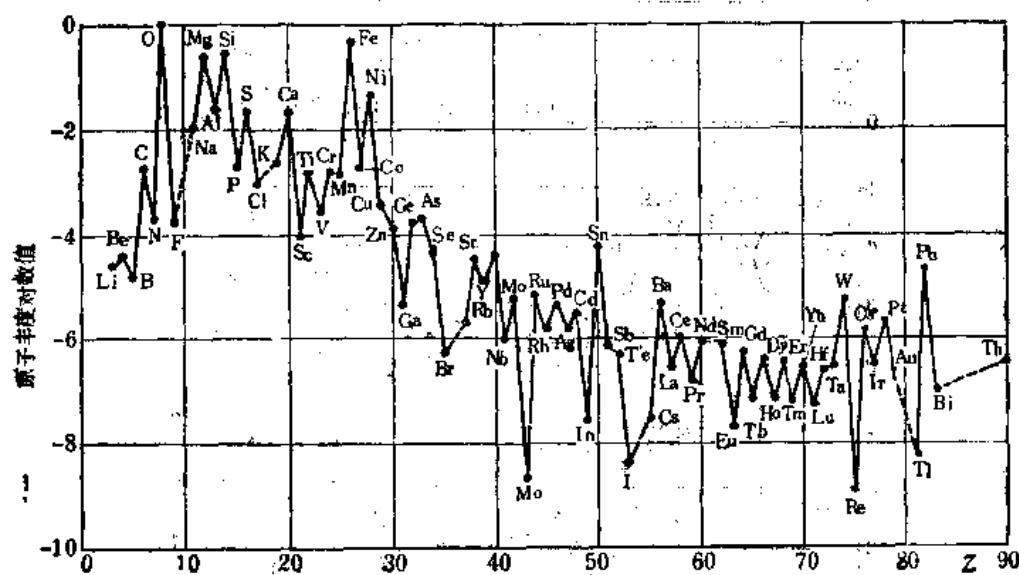


图 1.1 元素宇宙丰度(以氧为 1 单位)

(L. Noddack 和 W. Noddack, 1930).

物原子的稳定性与元素的演化》一文,将 318 个铁陨石和 125 个石陨石中 7 种主要元素的丰度排列为 O, Fe, Ni, Si, Mg, S 和 Ca, 全为偶数元素,总的丰度值达 98.6%, 元素丰度

1) 引自 Clarke (1924) 和 Kuroda (1983)。

与原子核的结构均呈明显的周期性，偶数元素丰度比相邻的两个奇数元素丰度值高。这种规律称为 Harkins 律或 Oddo-Harkins 律。地球上部岩石圈 86.5% 是由原子量可被 4 整除的元素所组成，即具有 $4n$ 质量数的核素其丰度值异常高。1930 年，I. Noddack 和 W. Noddack 根据大量陨石的分析数据，提出了元素宇宙丰度图（图 1.1）。I. Noddack 和 W. Noddack 的宇宙丰度实际上是太阳系四个内行星（水星、金星、地球和火星）的丰度，宇宙丰度曲线图显示出了 Harkins 律。

Goldschmidt (1938, 1954) 对元素进行了地球化学分类，比较系统地提出了元素岩石圈丰度、陨石丰度、太阳光球与恒星光球丰度（表 1.1）。

Suess 和 Urey (1956) 综合了当时天体物理和天体化学的研究成果，提出了核素宇宙丰度表（表 1.2）和核素宇宙丰度图（图 1.2）。Suess 和 Urey (1956) 的宇宙丰度比较合理地反映了太阳系核素丰度，并成为 E. M. Burbidge, G. R. Burbidge, Fowler 和 Hoyle

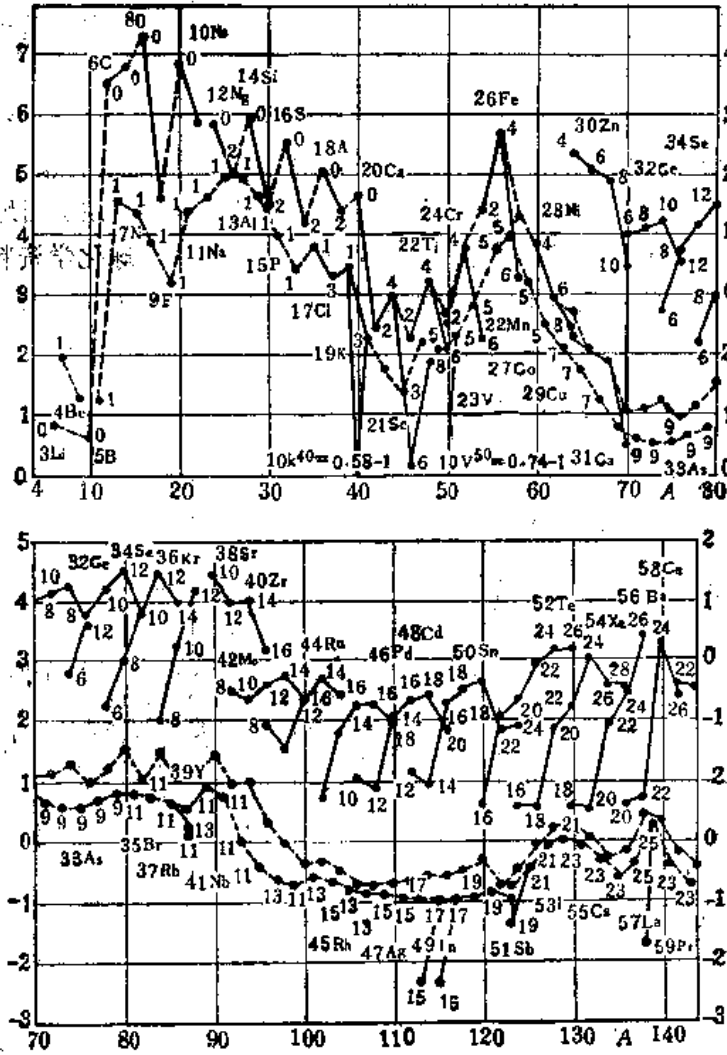


图 1.2 核素宇宙丰度

(Suess 和 Urey, 1956) 偶数与奇数质量数核素丰度分别用曲线相连。图中每一点所标的数值是中子过剩数 (I)，没有标明 I 数值的曲线为偶数质量数的同量异位素丰度曲线。从 $A = 64$ (Zn) 起， A 为偶数原子丰度对数值用细线相连，其原子丰度的对数值由右方坐标值表示

表 1.1 Goldschmidt 元素丰度表*

Z	元素	岩石圈丰度 ppm	原子数/Si原子数 (100)	陨石 ppm	原子数/Si 原子数 (100)	太阳光球原子数/ Si原子数(100)	恒星光球原 子数/Si 原 子数 (100)
1	H	—	—	—	—	1 550.00	—
2	He	—	—	—	—	—	—
3	Li	65	0.1	4	0.01	0.0003	—
4	Be	6*	0.0067	1	0.0020	0.0002	—
5	B	10	0.0095	1.5	0.0024	0.32 ^d	—
6	C	320	0.27	300	0.33	1 000	—
7	N	—	—	—	—	2 100	—
8	O	466 000	296	323 000	347	2 800	—
9	F	800	0.43	3.3	0.03	0.32 ^d	—
10	Ne	—	—	—	—	—	—
11	Na	28 300	12.4	5 950	4.42	98	100
12	Mg	20 900	8.76	123 000	87.24	170	71
13	Al	81 300	30.5	13 800	8.79	11	65
14	Si	277 200	100	163 000	100	100	—
15	P	1 200	0.391	1 050	0.58	0.03 ^d	—
16	S	520	0.16	21 200	11.4	43	—
17	Cl	480	0.14	1 000—1 500*	0.4—0.6*	—	—
18	A	—	—	—	—	—	—
19	K	25 900	6.70	1 540	0.69	0.81	2.2*
20	Ca	36 300	9.17	13 300	5.71	8.7	50
21	Sc	5*	0.0011	4	0.0015	0.011	—
22	Ti	4 400	0.92	1 320	0.47	0.47	1.3
23	V	150	0.030	39	0.013	0.058	0.3
24	Cr	200	0.039	3 430	1.13	1.95	0.8
25	Mn	1 000	0.18	2 080	0.66	1.48	2.1
26	Fe	50 000	9.13	288 000	89.1	270	12
27	Co	40	0.0069	1 200	0.35	0.55	—
28	Ni	100	0.0175	15 680	4.60	4.6	—
29	Cu	70	0.010	170	0.046	0.090	—
30	Zn	80	0.0124	138	0.0362	0.31	0.60
31	Ga	15	0.0022	35.6	0.088	0.0003 ^d	—
32	Ge	7	0.00097	55	0.0130	0.003	—
33	As	5	0.00067	**	—	0.000019	—
34	Se	0.09	0.000012	7	0.0015	—	—
35	Br	2.5	0.00032	20	0.0043	—	—
36	Kr	—	—	—	—	—	—
37	Rb	280	0.033	0.45	0.0007	0.0002	—
38	Sr	150	0.017	20	0.004	0.011	0.035
39	Y	28.1*	0.00307	4.72	0.000974	0.008	—
40	Zr	220	0.026	73	0.0139	0.0012	—
41	Nb	20	0.002	—	—	0.00003	—
42	Mo	2.3	0.00024	5.3	0.00095	0.0003	—
43	Ma	—	—	—	—	—	—
44	Ru	—	—	2.23	0.00036	0.00016	—
45	Rh	0.001	0.0000001	0.80	0.00013	0.00001	—
46	Pd	0.010	0.0000009	1.54	0.00025	0.00004	—

表 1.1(续)

Z	元素	岩石圈丰度 ppm	原子数/Si 原子数 (100)	陨石 ppm	原子数/Si 原子数 (100)	太阳光球原子数/ Si 原子数(100)	恒星光球原 子数/Si 原 子数(100)
47	Ag	0.02	0.0000018	2	0.00032	0.00003	—
48	Cd	0.18	0.000016	2.4	—	0.0005 ^d	—
49	In	0.1	0.0000071	0.15	0.000023	0.000003 ^e	—
50	Sn	40	0.00343	20	0.0029	0.00002	—
51	Sb	(1)	0.000083	**	—	0.00002 ^d	—
52	Te	(0.0018) ^e	—	(0.1) ^a	—	—	—
53	I	0.3	0.000024	1	0.000136	—	—
54	Xe	—	—	—	—	—	—
55	Cs	3.2	0.0006	0.01	0.00001	— ^a	—
56	Ba	430	0.0312	6.9	0.00083	0.00046	0.0082
57	La	18.3 ^c	0.00128	1.58	0.000238	0.002	—
58	Ce	41.6 ^c	0.00321	1.77 ^e	0.000232 ^e	0.0008	—
59	Nr	5.53 ^c	0.000389	0.75	0.0000964	0.00001 ^d	—
60	Nd	23.9 ^c	0.00162	2.59	0.000331	—	—
61	—	—	—	—	—	—	—
62	Sm	6.47 ^c	0.000419	0.95	0.000115	0.0001	—
63	Eu	1.06 ^c	0.000068	0.25	0.000028	0.00008 ^d	—
64	Gd	6.36 ^c	0.000394	1.42	0.000165	0.00004 ^d	—
65	Tb	0.91 ^c	0.000056	0.45	0.000052	—	—
66	Dy	4.47 ^c	0.000269	1.80	0.000203	0.0001 ^d	—
67	Ho	1.15 ^c	0.000068	0.51	0.000057	—	—
68	Er	2.47 ^c	0.000144	1.48	0.000163	0.000004 ^d	—
69	Tm	0.20 ^c	0.0000115	0.26	0.000029	0.00001 ^d	—
70	Yb	2.66 ^c	0.000149	1.42	0.000150	0.00003 ^d	—
71	Lu	0.75 ^c	0.000037	0.46	0.000048	0.00003 ^d	—
72	Hf	4.5	0.00030	1.6	0.00015	0.000008 ^d	—
73	Ta	2.1	0.000117	—	—	0.000003 ^d	—
74	W	1	0.000055	15	0.00145	0.000005 ^d	—
75	Re	0.001	0.000000054	0.0020	0.00000018	—	—
76	Os	—	—	1.92	0.000174	0.00001 ^d	—
77	Ir	0.001	0.00000005	0.65	0.000058	0.000002 ^e	—
78	Pt	0.005	0.00000027	3.25	0.000287	0.0001	—
79	Au	0.001	0.00000005	0.7	0.000057	—	—
80	Hg	0.5 ^c	0.000025	—	—	—	—
81	Tl	0.3	0.000015	**	0.000015	—	—
82	Pb	16	0.00080	11	0.00091	0.0018	—
83	Bi	0.2	0.000009	**	—	—	—
90	Th	11.5 ^c	0.00050	0.8	0.00059	—	—
92	U	4	0.00016	0.36	0.000023	—	—

a, b 为 Kuroda (1983); c 为沉积物中丰度; d 为有疑问的数据; e 为有重大疑问的数据。* Goldschmidt (1938, 1954); ** 经检测。

(1957) 提出“恒星中合成元素”假说 (B₂FH 假说) 的理论基础。

Cameron (1968) 根据 I 型碳质球粒陨石的研究, 认为 I 型碳质球粒陨石是未经热变质作用的影响并形成于远离太阳的较低温的区域, 因而是最为原始的太阳星云凝聚物质, 它保存着太阳星云中非挥发性元素初始丰度。图 1.3 中所列出的各种非挥发性元素

表 1.2 核素宇宙丰度*

Z	元 素	A	N	I	logH	H
1	H	1	0	-1	10.60	4.00×10^{10}
		2	1	0	6.75	5.7×10^6
		3	1	-1	—	—
2	He	4	2	0	9.49	3.06×10^9
		6	3	0	0.87	7.4
		7	4	1	1.97	92.6
3	Li	9	5	1	1.30	20
		10	5	0	1.38	24
		11	6	1	0.65	4.5
4	Be	12	6	0	1.29	19.5
		13	7	1	6.56	3.54×10^4
		14	7	0	6.54	3.50×10^4
5	B	15	8	1	4.59	3.92×10^4
		16	8	0	6.82	6.60×10^4
		17	9	1	6.82	6.58×10^4
6	C	18	10	2	4.38	2.41×10^4
		19	10	1	7.33	2.14×10^7
		20	10	0	7.33	2.13×10^7
7	N	21	11	1	3.90	8.00×10^3
		22	12	2	4.64	4.36×10^4
		23	12	1	3.20	1 600
8	O	24	12	0	6.93	8.6×10^4
		25	13	1	6.89	7.74×10^4
		26	14	2	4.41	2.58×10^4
9	F	27	14	1	5.92	8.36×10^4
		28	14	0	4.64	4.38×10^4
		29	15	1	5.96	9.12×10^4
10	Ne	30	16	2	5.86	7.21×10^4
		31	16	1	4.96	9.17×10^4
		32	16	0	5.00	1.00×10^5
11	Na	33	17	1	4.98	9.48×10^4
		34	18	2	6.00	1.00×10^5
		35	18	0	5.96	9.22×10^4
12	Mg	36	20	4	4.67	4.70×10^4
		37	20	3	4.49	3.12×10^4
		38	20	2	4.00	1.00×10^4
13	Al	39	16	1	5.57	3.75×10^4
		40	16	0	5.55	3.56×10^4
		41	17	1	3.44	2.77×10^4
14	Si	42	18	2	4.19	1.57×10^4
		43	19	1	1.71	51
		44	19	0	3.95	8 850
15	P	45	18	1	3.82	6 670
		46	19	2	3.34	2 180
		47	19	1	—	—
16	S	48	20	3	—	—
		49	20	2	—	—
		50	20	1	—	—
17	Cl	51	20	0	—	—
		52	21	1	—	—
		53	21	0	—	—

表 1.2 (续)

Z	元 素	A	N	I	logH	H
18	Ar	36	18	0	5.18	1.50×10^3
		38	20	2	5.10	1.26×10^3
		40	22	4	4.38	2.4×10^3
19	K	39	20	1	3.50	3 160
		40	21	2	3.47	2 940
		41	22	3	0.58-1	0.38
					2.34	219
20	Ca				4.69	4.90×10^3
		40	20	0	4.68	4.75×10^3
		42	22	2	2.50	314
		43	23	3	1.80	64
		44	24	4	3.02	1 040
		46	26	6	0.20	1.6
		48	28	8	1.94	87.7
21	Sc	45	24	3	0.43	2.8
22	Ti				3.39	2 440
		46	24	2	2.29	194
		47	25	3	2.28	189
		48	26	4	3.25	1 790
		49	27	5	2.13	134
		50	28	6	2.11	130
23	V				2.34	220
		50	27	4	0.74-1	0.55
		51	28	5	2.34	220
24	Cr				3.89	7 800
		50	26	2	2.54	344
		52	28	4	3.81	6 510
		53	29	5	2.87	744
		54	30	6	2.31	204
25	Mn	55	30	5	3.84	6 850
26	Fe				5.78	5.00×10^3
		54	28	2	4.55	3.54×10^3
		56	30	4	5.77	5.49×10^3
		57	31	5	4.13	1.35×10^4
		58	32	6	3.30	1 980
27	Co	59	32	5	3.25	1 800
28	Ni				4.44	2.74×10^3
		58	30	2	4.27	1.86×10^3
		60	32	4	3.86	7 170
		61	33	5	2.53	342
		62	34	6	3.00	1 000
		64	36	8	2.50	319
29	Cu				2.33	212
		63	34	5	2.16	146
		65	36	7	1.82	66
30	Zn				2.69	486

表 1.2 (续)

Z	元 素	A	N	I	logH	H
31	Ga	64	34	4	2.38	238
		66	36	6	2.13	134
		67	37	7	1.30	20.0
		68	38	8	1.96	90.9
		70	40	10	0.52	3.35
32	Ge				1.06	11.4
		69	38	7	0.84	6.86
		71	40	9	0.66	4.54
					1.70	50.5
		70	38	6	1.02	10.4
33	As	72	40	8	1.14	13.8
		73	41	9	0.58	3.84
		74	42	10	1.27	18.65
		76	44	12	0.59	3.87
		75	42	9	0.60	4.0
34	Se				1.83	67.6
		74	40	6	0.81	0.649
		76	42	8	0.80	6.16
		77	43	9	0.70	5.07
		78	44	10	1.20	16.0
35	Br	80	46	12	1.53	33.8
		82	48	14	0.78	5.98
					1.13	13.4
		79	44	9	0.83	6.78
		81	46	11	0.82	6.62
36	Kr				1.71	51.3
		78	42	6	0.24-1	0.175
		80	44	8	0.06	1.14
		82	46	10	0.77	5.90
		83	47	11	0.76	5.89
37	Rb	84	48	12	1.47	29.3
		86	50	14	0.95	8.94
					0.81	6.5
		85	48	11	0.67	4.73
		87	50	13	0.25	1.77
38	Sr				1.28	18.9
		84	46	8	0.03	0.106
		86	48	10	0.26	1.86
		87	49	11	0.12	1.33
		88	50	12	1.19	15.6
39	Y	89	50	11	0.95	8.9
40	Zr				1.74	54.5
		90	50	10	1.45	28.0
		91	51	11	0.79	6.12
		92	52	12	0.97	9.32
		94	54	14	0.98	9.48
		96	56	16	0.18	1.53

表 1.2 (续)

Z	元 素	A	N	I	logH	H
41	Nb	93	52	11	0.00	1.00
42	Mo				0.38	2.42
		92	50	8	0.56—1	0.364
		94	52	10	0.35—1	0.226
		95	53	11	0.58—1	0.382
		96	54	12	0.60—1	0.401
		97	55	13	0.37—1	0.232
		98	56	14	0.76—1	0.581
		100	58	16	0.37—1	0.234
44	Ru				0.17	1.49
		96	52	8	0.93—2	0.0846
		98	54	10	0.52—2	0.0331
		99	55	11	0.28—1	0.191
		100	56	12	0.28—1	0.189
		101	57	13	0.40—1	0.253
		102	58	14	0.67—1	0.467
		104	60	16	0.43—1	0.272
45	Rh	103	58	15	0.33—1	0.214
46	Pd				0.83—1	0.675
		102	56	10	0.73—3	0.0054
		104	58	12	0.80—2	0.0628
		105	59	13	0.18—1	0.1536
		106	60	14	0.26—1	0.1839
		108	62	16	0.26—1	0.180
		110	64	18	0.96—2	0.0911
47	Ag				0.41—1	0.26
		107	60	13	0.13—1	0.134
		109	62	15	0.10—1	0.126
48	Cd				0.95—1	0.89
		106	58	10	0.04—2	0.0109
		108	60	12	0.90—3	0.0079
		110	62	14	0.04—1	0.111
		111	63	15	0.06—1	0.114
		112	64	16	0.33—1	0.212
		113	65	17	0.04—1	0.110
		114	66	18	0.41—1	0.256
		116	68	20	0.83—2	0.068
49	In				0.04—1	0.11
		113	64	15	0.66—3	0.0046
		115	66	17	0.02—1	0.105
50	Sn				0.12	1.33
		112	62	12	0.13—2	0.0134
		114	64	14	0.96—3	0.0090
		115	65	15	0.67—3	0.00465
		116	66	16	0.28—1	0.189
		117	67	17	0.01—1	0.102
		118	68	18	0.50—1	0.316

表 1.2 (续)

Z	元 素	A	N	I	logH	H
51	Sb	119	69	19	0.06—1	0.115
		120	70	20	0.64—1	0.433
		122	72	22	0.80—2	0.063
		124	74	24	0.90—2	0.079
52	Te				0.39—1	0.246
		121	70	19	0.15—1	0.141
		123	72	21	0.02—1	0.105
					0.67	4.67
53	I	120	68	16	0.62—3	0.00420
		122	70	18	0.06—1	0.115
		123	71	19	0.62—2	0.0416
		124	72	20	0.34—1	0.221
54	Xe	125	73	21	0.52—1	0.328
		126	74	22	0.94—1	0.874
		128	76	24	0.17	1.48
		130	78	26	0.20	1.60
55	Cs	127	74	21	0.90—1	0.80
					0.60	4.0
		124	70	16	0.58—3	0.00380
		126	72	18	0.55—3	0.00352
56	Ba	128	74	20	0.88—2	0.0764
		129	75	21	0.02	1.050
		130	76	22	0.21—1	0.162
		131	77	23	0.93—1	0.850
57	La	132	78	24	0.03	1.078
		134	80	26	0.62—1	0.420
		136	82	28	0.55—1	0.358
		133	78	23	0.66—1	0.456
58	Ce				0.56	3.66
		130	74	18	0.57—3	0.00370
		132	76	20	0.55—3	0.00356
		134	78	22	0.95—2	0.0886
59	Pr	135	79	23	0.38—1	0.241
		136	80	24	0.45—1	0.286
		137	81	25	0.62—1	0.414
		138	82	26	0.42	2.622
60	Nd				0.30	2.00
		138	81	24	0.25—3	0.0018
		139	82	25	0.30	2.00
					0.35	2.26
59	Pr	136	78	20	0.64—3	0.0044
		138	80	22	0.75—3	0.00566
		140	82	24	0.30	2.00
		142	84	26	0.40—1	0.250
60	Nd	141	82	23	0.60—1	0.40
					0.16	1.44
		142	82	22	0.59—1	0.39

表 1.2 (续)

Z	元 素	A	N	I	logH	H
62	Sm	143	83	23	0.24—1	0.175
		144	84	24	0.54—1	0.344
		145	85	25	0.08—1	0.119
		146	86	26	0.39—1	0.248
		148	88	28	0.91—2	0.0824
		150	90	30	0.91—2	0.0806
					0.82—1	0.664
		144	82	20	0.32—2	0.0108
		147	85	23	0.00—1	0.100
		148	86	24	0.87—2	0.0748
		149	87	25	0.96—2	0.0920
		150	88	26	0.69—2	0.0492
		152	90	28	0.25—1	0.176
		154	92	30	0.17—2	0.150
63	Eu				0.27—1	0.187
		151	88	25	0.95—2	0.0892
		153	90	27	0.99—2	0.0976
64	Gd				0.83—1	0.684
		152	88	24	0.14—3	0.00137
		154	90	26	0.17—2	0.0147
		155	91	27	0.00—1	0.101
		156	92	28	0.15—1	0.141
		157	93	29	0.03—1	0.107
		158	94	30	0.23—1	0.169
		160	96	32	0.17—1	0.149
		159	94	29	0.98—2	0.0956
65	Tb				0.74—1	0.556
					0.46—4	0.00029
66	Dy	156	90	24	0.70—4	0.000502
		158	92	26	0.10—2	0.0127
		160	94	28	0.02—1	0.105
		161	95	29	0.15—1	0.142
		162	96	30	0.14—1	0.139
		163	97	31	0.19—1	0.157
		164	98	32	0.07—1	0.118
		165	98	33	0.50—1	0.316
					0.50—4	0.000316
		162	94	26	0.67—3	0.00474
67	Ho	164	96	28	0.02—1	0.104
		166	98	30	0.88—2	0.770
		167	99	31	0.93—2	0.0850
		168	100	32	0.65—2	0.0228
		170	102	34	0.50—2	0.0318
		169	100	31	0.34—1	0.220
					0.48—4	0.00030
		168	98	28	0.82—3	0.00666
		170	100	30	0.50—2	0.0316
		171	101	31		
69	Tm					
70	Yb					

表 1.2 (续)

Z	元 素	A	N	I	logH	H
71	Lu	172	102	32	0.68-2	0.0480
		173	103	33	0.55-2	0.0356
		174	104	34	0.84-2	0.0678
		176	106	36	0.44-2	0.0278
		175	104	33	0.70-2	0.050
72	Hf	176	105	34	0.69-2	0.0488
		176	105	34	0.11-3	0.0013
		174	102	30	0.68-1	0.438
		176	104	32	0.90-4	0.00078
		177	105	33	0.35-2	0.0226
73	Ta	178	106	34	0.91-2	0.0805
		179	107	35	0.07-1	0.119
		180	108	36	0.78-2	0.0604
		181	108	35	0.19-1	0.155
		181	108	35	0.81-2	0.065
74	W	180	106	32	0.69-1	0.49
75	Re	182	108	34	0.78-4	0.0005
		183	109	35	0.11-1	0.13
		184	110	36	0.84-2	0.070
		186	112	38	0.17-1	0.15
		185	110	35	0.14-1	0.14
76	Os	187	112	37	0.13-1	0.135
		187	112	37	0.70-2	0.0500
		184	108	32	0.93-2	0.0859
		186	110	34	0.00	1.00
		187	111	35	0.26-4	0.00018
77	Ir	188	112	36	0.20-2	0.0159
		189	113	37	0.22-2	0.0164
		190	114	38	0.42-1	0.133
		192	116	40	0.42-1	0.161
		191	114	37	0.61-1	0.410
78	Pt	193	116	39	0.91-1	0.821
		190	112	34	0.50-1	0.316
		192	114	36	0.70-1	0.505
		194	116	38	0.21	1.625
		195	117	39	0.00-4	0.0001
79	Au	196	118	40	0.10-2	0.0127
		198	120	42	0.73-1	0.533
		197	118	39	0.74-1	0.548
		196	116	36	0.62-1	0.413
		198	118	38	0.07-1	0.117
80	Hg	199	119	39	0.16-1	0.145
		196	116	36	0.45-1	0.284
		198	118	38	0.65-4	0.00045
		199	119	39	0.45-2	0.0285
					0.68-2	0.0481

表 1.2 (续)

Z	元素	A	N	I	logH	H
81	Tl	200	120	40	0.82—2	0.0656
		201	121	41	0.57—2	0.0375
		202	122	42	0.93—2	0.0844
		204	124	44	0.29—2	0.0194
					0.03—1	0.108
82	Pb	203	122	41	0.50—2	0.0319
		205	124	43	0.88—2	0.0761
					0.67—1	0.47
		204	122	40	0.80—3	0.0063
		206	124	42	0.09—1	0.122
83	Bi	207	125	43	0.00—2	0.0995
		208	126	44	0.39—1	0.243
		209	126	43	0.16—1	0.144
90	Th	232	142	52		
92	U	235	143	51		
		238	146	54		

* Suess 和 Urey (1956); Z 为原子序数; A 为质量数; N 为中子数; I 为中子过剩数 $[N - P]$ (P 为质子数); H 为原子数丰度 ($\text{Si} = 10^4$); logH 为原子数丰度的对数值。

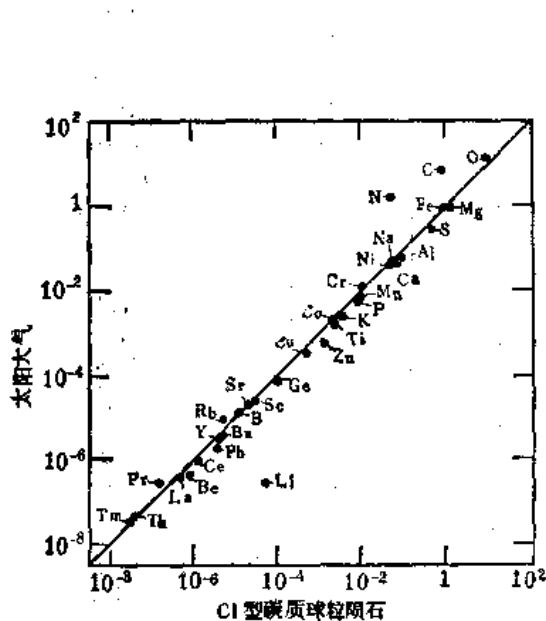


图 1.3 太阳大气与 CI 型碳质球粒陨石丰度的比较 (Si 原子数 = 1)

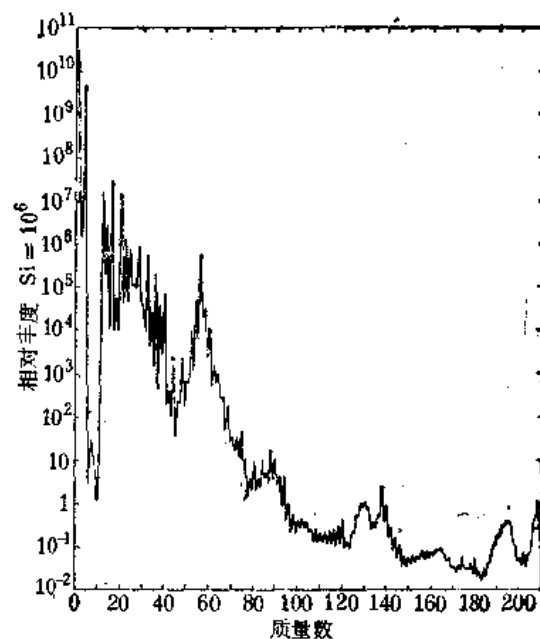


图 1.4 太阳系核素丰度
(Cameron, 1968)

丰度表明, I 型碳质球粒陨石元素丰度与太阳大气接近一致。Cameron (1968) 的太阳系核素丰度 (表 1.3, 图 1.4) 其挥发性元素丰度主要根据太阳的光谱成分, 而非挥发性元素丰度主要根据 I 型碳质球粒陨石的丰度分析数据。

Trimble (1975) 在《化学元素的成因与丰度》中综合了已有的观测与分析数据, 提出了陨石、太阳光球、日冕和宇宙线源元素丰度 (表 1.3)。

表 1.3 陨石、太阳光球、日冕和宇宙线源元素丰度*

Z	元素	陨 石	太 阳 光 球	Q	日 冕	宇 宙 线 源
1	H	3.18×10^{10}	2.5×10^{10}	a	2.5×10^{10}	4.1×10^9
2	He	2.21×10^9	2×10^9	b	2.0×10^9	3.1×10^8
3	Li	49.5	0.2	b	—	—
4	Be	0.81	0.2	b	—	—
5	B	3.2	< 4.0	b	—	—
6	C	1.18×10^7	10^7	a	1.4×10^7	1.18×10^7
7	N	3.74×10^6	3×10^6	a	2.8×10^6	1.3×10^6
8	O	2.15×10^7	1.6×10^7	a	2.0×10^7	1.3×10^7
9	F	2 450	1 000	c	—	—
10	Ne	3.44×10^6	10^6	b	1.7×10^6	1.8×10^6
11	Na	6.0×10^6	5×10^6	a	5.3×10^6	9.4×10^6
12	Mg	1.061×10^6	8×10^5	a	9.4×10^5	2.7×10^6
13	Al	8.5×10^6	8×10^6	a	7.9×10^6	2.4×10^6
14	Si	1×10^6	10^6	a	1.1×10^6	2.4×10^6
15	P	9 600	10^4	b	7 100	2.4×10^6
16	S	5.0×10^6	4×10^5	a	3.5×10^6	3.5×10^6
17	Cl	5 700	8×10^3	b	—	—
18	Ar	1.172×10^5	2.4×10^4	c	8×10^4	8.3×10^4
19	K	3 790	8×10^3	c	1.4×10^4	—
20	Ca	6.25×10^6	6×10^6	a	6.3×10^6	2.6×10^6
21	Sc	35	30	b	315	—
22	Ti	2 775	1 600	b	5 000	—
23	V	262	250	b	1.6×10^4	—
24	Cr	1.27×10^6	1.6×10^6	b	1.8×10^6	3.5×10^6
25	Mn	9 300	6 000	b	8 900	2.4×10^6
26	Fe	8.9×10^6	6×10^6	b	8.2×10^6	2.6×10^6
27	Co	2 210	800	b	5 600	—
28	Ni	4.80×10^6	8×10^6	a	8.5×10^6	9.4×10^6
29	Cu	540	400	b	1 000	7.4×10^5
30	Zn	1 244	630	b	—	$9.750 (Z = 30-31)$
31	Ga	48	16	b	—	—
32	Ge	115	80	b	—	1.2×10^5 ($Z = 32-34$)
33	As	6.6	—	—	—	—
34	Se	67.2	—	—	—	—
35	Br	13.5	—	—	—	113 ($Z = 35-39$)
36	Kr	46.8	—	—	—	—
37	Rb	5.88	10	b	—	—
38	Sr	26.9	20	a	25	—
39	Y	4.8	1.6	b	—	—
40	Zr	15.1	16	b	—	$61 (Z = 40-44)$
41	Nb	1.4	5	b	—	—
42	Mo	4.0	8	b	—	—
44	Ru	1.9	2.5	b	—	—
45	Rh	0.4	0.8	b	—	$0.9 (Z = 45-49)$
46	Pd	1.3	0.6	b	—	—
47	Ag	0.45	0.2	b	—	—

表 1.3 (续)

Z	元素	陨 石	太 阳 光 球	Q	日 冕	宇 宙 线 源
48	Cd	1.48	2.5	b	—	—
49	In	0.189	1.3	b	—	—
50	Sn	3.6	0.8	b	—	14.4 (Z = 50—54)
51	Sb	0.316	0.25	b	—	—
52	Te	6.42	**		—	—
53	I	1.09	**		—	—
54	Xe	5.38	**		—	—
55	Cs	0.387	<2.0	b	—	10.6 (Z = 55—59)
56	Ba	4.8	2.5	b	10	—
57	La	0.445	1.6	b	—	—
58	Ce	1.18	2.0	b	—	—
59	Pr	0.149	1.0	b	—	—
60	Nd	0.78	1.6	b	—	0.5 (Z = 60—64)
62	Sm	0.226	1.3	b	—	—
63	Eu	0.085	0.13	b	—	—
64	Gd	0.297	0.3	b	—	—
65	Tb	0.055	***		—	0.2 (Z = 65—69)
66	Dy	0.36	0.3	b	—	—
67	Ho	0.079	***		—	—
68	Er	0.225	0.16	c	—	—
69	Tm	0.034	0.06	b	—	—
70	Yb	0.126	0.16	c	—	1.2 (Z = 70—74)
71	Lu	0.036	0.16	b	—	—
72	Hf	0.15	0.2	c	—	—
73	Ta	0.021	**		—	—
74	W	0.16	10	c	—	—
75	Re	0.053	<0.01	b	—	13.4 (Z = 75—79)
76	Os	0.75	0.16	c	—	—
77	Ir	0.717	4.0	c	—	—
78	Pt	1.4	3.2	c	—	—
79	Au	0.202	0.13	b	—	—
80	Hg	0.4	<3	b	—	5.6 (Z = 80—84)
81	Tl	0.192	0.2	b	—	—
82	Pb	4	2.0	a	—	—
83	Bi	0.143	<2.0	b	—	—
90	Th	0.045	0.20	c	—	6.1 (Z = 90—94)
92	U	0.0262	<0.27	c	—	—

* Trimble (1975); 陨石的数据来自 Cameron (1973); 太阳光球的数据和日冕的数据引自 Kuroda (1983); 宇宙线源的数据取自 Price (1973); Q 值是根据 Engvold 和 Hange 于 1974 年提出的太阳光球测定值的估价 (引自 Kuroda, 1983); a. 误差小于 30%; b. 小于 2.5 倍; c. 小于 10 倍; ** 为未检出谱线; *** 为无 f 值。

近年来,关于元素丰度研究,在观测、测试方面,正在深入进行地球、月球、陨石、宇宙尘(埃)样品的实验室精细分析与广泛测定;太阳、恒星、星际介质和星系元素丰度的光谱与射电谱测定;各种空间探测器对行星大气、表面土壤与岩石成分的分析;太阳风、宇宙线的组成的测定等。在理论研究方面,精细分析元素与核素丰度曲线,为元素的起源理论提供了充分的依据。核素丰度曲线一般具有以下特征(图 1.5):在 A 为 1—100 的区域,核

素丰度大致按指数规律下降； $A > 100$ ，丰度曲线的斜率显著减缓；具有 4 倍数核素（如 ^{12}C ， ^{16}O ， $\dots$ ， ^{40}Ca ， ^{48}Ti 等）丰度明显高于其相邻核素丰度；以 ^{56}Fe 为中心，丰度曲线呈现突出的峰值；在 A 为 80 和 90，130 和 138，以及 196 和 208 处，丰度曲线出现双峰；Li-Be-B 以及富含质子的重核丰度明显偏低（图 1.4，图 1.5）。核素宇宙丰度的另一个突出的特征，即氢和氦是丰度最高的两个元素，占原子总数的 99% 以上，而 Li-Be-B 与邻近元素相比则丰度特别低。合理解释核素宇宙丰度的特征是元素的起源理论的重要基础。

对核素的偶-偶核、偶-奇核、奇-偶核及奇-奇核的丰度分别作图（图 1.6），可以看出：偶-偶核丰度最高而奇-奇核丰度低；s 和 r 过程一般形成富含中子的核，俘获截面大的核丰度值高；P 过程形成丰度低的富含质子的核素； α 过程形成一系列丰度高的 A 为 4 倍数的核素（ $A = 20-40$ ）；r 过程形成的核素当质子数

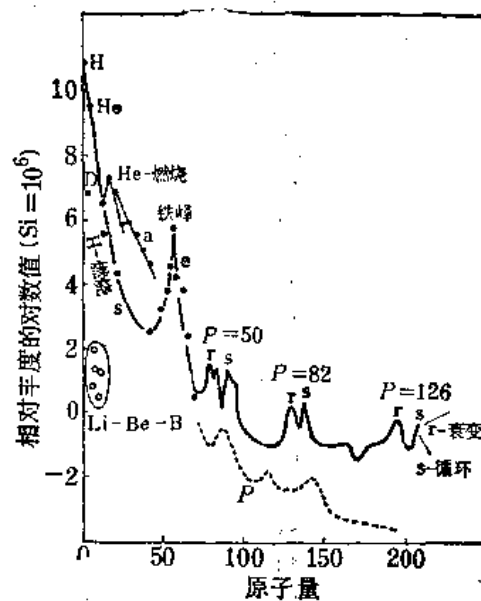


图 1.5 核素宇宙丰度曲线

当 $N = 50, 82$ 和 126 时，曲线呈现出明显的双峰， A 分别为 80, 90; 130, 138; 和 194, 208

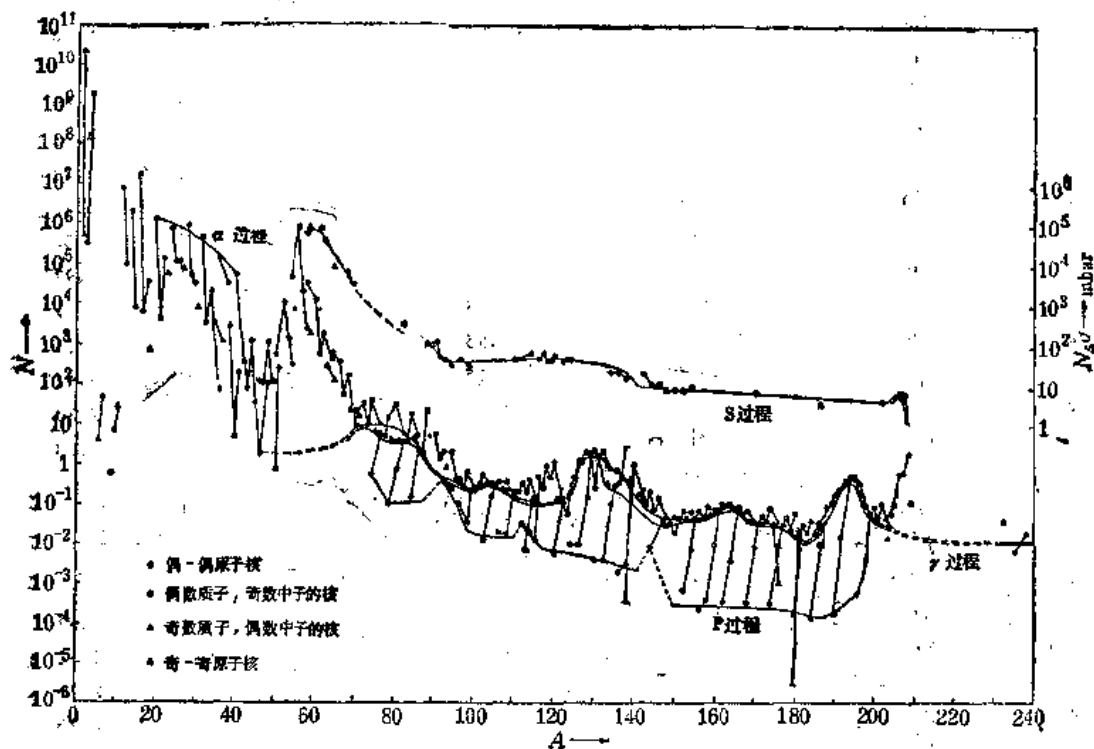


图 1.6 各种质量数核素丰度

以 Si 的原子数为 10^6 计算。由 r 过程、P 过程和 α 过程形成的核素 ($A > 16$) 均用实线相连。r 过程形成的核素由两条实线相连是为了说明偶 A 核和奇 A 核在质子数为幻数时 (Z 为 50 和 82) 形成的 A 为 78 和 136 的核素之间的差别。S 过程形成的核素其中子俘获截面值 ($N_{s, \sigma}$) 在图的右上方用一实线相连表示。

表 1.4 Orgueil 陨石与太阳光球丰度^{*} ($\text{Si} = 10^6$)

原子序数 Z	元素	Orgueil CI 陨石		太阳光球丰度		
		天体化学的计算方法 $N(\text{Si}) = 10^6$				天文学计算方法 $\log N(\text{H}) = 12$
		$N(\text{原子数})$	$\log N$	$N(\text{原子数})$	$\log N$	
1	H			$2.5 \cdot 10^{10}$	12	
2	He			$2.0 \cdot 10^9$	10.9	
3	Li	55	1.74	0.25	1.0	
4	Be	0.73	-0.14	0.35	1.15	
5	B	6.6	0.82	5.0	2.3	
6	C	$7.7 \cdot 10^4$	5.89	$7.9 \cdot 10^4$	8.5	
7	N			$2.1 \cdot 10^4$	7.9	
8	O	$7.3 \cdot 10^4$	6.86	$1.7 \cdot 10^5$	8.8	
9	F	$7.1 \cdot 10^3$	2.85	10^3	4.6	
10	Ne			$2.5 \cdot 10^4$	8.0	
11	Na	$5.7 \cdot 10^4$	4.76	$5.2 \cdot 10^4$	6.32	
12	Mg	$1.01 \cdot 10^4$	6.00	$9.3 \cdot 10^3$	7.57	
13	Al	$8.00 \cdot 10^4$	4.90	$6.3 \cdot 10^4$	6.40	
14	Si	$1.00 \cdot 10^6$	6	$1.0 \cdot 10^6$	7.60	
15	P	$8.58 \cdot 10^3$	3.93	$6.8 \cdot 10^3$	5.43	
16	S	$4.8 \cdot 10^3$	5.68	$3.9 \cdot 10^3$	7.19	
17	Cl	$5.0 \cdot 10^3$	3.70	$8 \cdot 10^3$	5.5	
18	Ar			10^3	6.6	
19	K	$3.48 \cdot 10^3$	3.54	$3.2 \cdot 10^3$	5.1	
20	Ca	$5.91 \cdot 10^4$	4.77	$5.7 \cdot 10^4$	6.32	
21	Sc	35	1.54	28	3.04	
22	Ti	$2.42 \cdot 10^3$	3.38	$1.6 \cdot 10^3$	4.80	
23	V	$2.90 \cdot 10^3$	2.46	$2.6 \cdot 10^3$	4.02	
24	Cr	$1.35 \cdot 10^4$	4.13	$1.4 \cdot 10^4$	5.73	
25	Mn	$8.72 \cdot 10^3$	3.94	$6.3 \cdot 10^3$	5.40	
26	Fe	$8.60 \cdot 10^4$	5.93	$8.3 \cdot 10^4$	7.52	
27	Co	$2.24 \cdot 10^3$	3.34	$2.3 \cdot 10^3$	4.97	
28	Ni	$4.83 \cdot 10^4$	4.68	$4.7 \cdot 10^4$	6.27	
29	Cu	$4.50 \cdot 10^3$	2.65	$3.6 \cdot 10^3$	4.16	
30	Zn	$1.40 \cdot 10^3$	3.15	$6.6 \cdot 10^3$	4.42	
31	Ga	34	1.54	16	2.80	
32	Ge	$1.14 \cdot 10^3$	2.06	65	3.50	
33	As	6.5	0.81			
34	Se	63	1.80			
35	Br	8	0.90			
36	Kr					
37	Rb	6.4	0.81	11	2.63	
38	Sr	26	1.41	17	2.82	
39	Y	4.3	0.63	2.5	2.00	
40	Zr	11	1.04	1.4	2.75	
41	Nb	0.85	-0.07	2.5	2.0	
42	Mo	2.5	0.40	4	2.2	
43	Tc					
44	Ru	1.8	0.26	2	1.9	

表 1.4 (续)

原子序数 Z	元素	Orgueil Cl 陨石		太阳光球丰度	
		天体化学的计算方法 $N(\text{Si}) = 10^4$		天文学计算方法 $\log N(\text{H}) = 12$	
		$N(\text{原子数})$	$\log N$	$N(\text{原子数})$	$\log N$
45	Rh	0.33	-0.48	0.8	1.5
46	Pd	1.32	0.12	0.8	1.5
47	Ag	0.50	-0.30	0.18	0.85
48	Cd	1.80	0.26	1.78	1.85
49	In	0.17	-0.77	1.12	1.7
50	Sn	3.88	0.59	2.51	2.0
51	Sb	0.27	-0.57	0.4	1.0
52	Te	4.83	0.68		
53	I	1.16	0.06		
54	Xe				
55	Cs	0.37	-0.43		<2.1
56	Ba	4.22	0.53	3.2	2.1
57	La	0.46	-0.34	0.34	1.13
58	Ce	1.20	0.079	0.90	1.55
59	Pr	0.18	-0.74	0.24	0.98
60	Nd	0.87	-0.06	0.45	1.25
61	Pm				
62	Sm	0.27	-0.57	0.14	0.76
63	Eu	0.10	-1.00	0.13	0.7
64	Gd	0.34	-0.47	0.32	1.1
65	Tb	0.061	-1.21		
66	Dy	0.41	-0.39	0.39	1.1
67	Ho	0.091	-1.04		
68	Er	0.26	-0.59	0.16	0.8
69	Tm	0.041	-1.39	0.035	0.15
70	Yb	0.25	-0.60	0.16	0.8
71	Lu	0.038	-1.42	0.16	0.8
72	Hf	0.18	-0.74	0.20	0.9
73	Ta	$2.1 \cdot 10^{-1}$	-1.68		
74	W	0.13	-0.89	0.16	0.8
75	Re	0.052	-1.28		
76	Os	0.68	-0.17	0.16	0.8
77	Ir	0.65	-0.19	4.0	2.2
78	Pt	1.42	0.15	1.6	1.8
79	Au	0.19	-0.72	0.14	0.75
80	Hg				
81	Tl	0.17	-0.77	0.2	0.9
82	Pb	3.09	0.49	2.0	1.90
83	Bi	0.14	-0.85		
90	Th	$3.2 \cdot 10^{-2}$	-1.49	0.040	0.20
92	U	$0.91 \cdot 10^{-2}$	-2.04		<0.6

* 一般天体化学的计算方法计算元素丰度以 $N(\text{Si}) = 10^4$ 。而通常天文学计算元素丰度以 $N(\text{H}) = 10^{12}$ ，即 $N(\text{Si}) = 10^{9.6}$ (Palme, Suess 和 Zeh, 1981)。

表 1.5 初始太阳星云丰度* ($\text{Si} = 10^6$)

Z	元素	由 C1 计算丰度	初始太阳星云丰度	Z	元素	由 C1 计算丰度	初始太阳星云丰度
1	H	$2.5 \cdot 10^{10}$	$2.5 \cdot 10^{10}$	44	Ru	1.8	1.8
2	He	$2.0 \cdot 10^9$	$2.0 \cdot 10^9$	45	Rh	$3.3 \cdot 10^{-1}$	$3.3 \cdot 10^{-1}$
3	Li	$5.5 \cdot 10$	$5.5 \cdot 10$	46	Pd	1.32	1.32
4	Be	$7.3 \cdot 10^{-1}$	$7.3 \cdot 10^{-1}$	47	Ag	$5.0 \cdot 10^{-1}$	$5.0 \cdot 10^{-1}$
5	B	6.6	6.6	48	Cd	1.80	1.80
6	C	$7.9 \cdot 10^4$	$7.9 \cdot 10^4$	49	In	$1.74 \cdot 10^{-1}$	$1.74 \cdot 10^{-1}$
7	N	$2.1 \cdot 10^4$	$2.1 \cdot 10^4$	50	Sn	3.9	2.4
8	O	$1.7 \cdot 10^7$	$1.7 \cdot 10^7$	51	Sb	$2.7 \cdot 10^{-1}$	$2.7 \cdot 10^{-1}$
9	F	$7.1 \cdot 10^3$	$7.1 \cdot 10^3$	52	Te	4.8	4.8
10	Ne	$1.4 \cdot 10^9$	$1.4 \cdot 10^9$	53	I	1.16	1.16
11	Na	$5.7 \cdot 10^4$	$5.7 \cdot 10^4$	54	Xe	—	6.1
12	Mg	$1.01 \cdot 10^4$	$1.01 \cdot 10^4$	55	Cs	$3.7 \cdot 10^{-1}$	$3.7 \cdot 10^{-1}$
13	Al	$8.0 \cdot 10^4$	$8.0 \cdot 10^4$	56	Ba	4.2	4.2
14	Si	$1.00 \cdot 10^6$	$1.00 \cdot 10^6$	57	La	$4.6 \cdot 10^{-1}$	$4.6 \cdot 10^{-1}$
15	P	$8.6 \cdot 10^3$	$8.6 \cdot 10^3$	58	Ce	1.20	1.20
16	S	$4.8 \cdot 10^4$	$4.8 \cdot 10^4$	59	Pr	$1.8 \cdot 10^{-1}$	$1.8 \cdot 10^{-1}$
17	Cl	$5.0 \cdot 10^3$	$5.0 \cdot 10^3$	60	Nd	$8.7 \cdot 10^{-1}$	$8.7 \cdot 10^{-1}$
18	Ar	—	$2.2 \cdot 10^3$	62	Sm	$2.7 \cdot 10^{-1}$	$2.7 \cdot 10^{-1}$
19	K	$3.5 \cdot 10^3$	$3.5 \cdot 10^3$	63	Eu	$1.00 \cdot 10^{-1}$	$1.00 \cdot 10^{-1}$
20	Ca	$5.9 \cdot 10^4$	$5.9 \cdot 10^4$	64	Gd	$3.4 \cdot 10^{-1}$	$3.4 \cdot 10^{-1}$
21	Sc	$3.5 \cdot 10$	$3.5 \cdot 10$	65	Tb	$6.1 \cdot 10^{-2}$	$6.1 \cdot 10^{-2}$
22	Ti	$2.4 \cdot 10^3$	$2.4 \cdot 10^3$	66	Dy	$4.1 \cdot 10^{-1}$	$4.1 \cdot 10^{-1}$
23	V	$2.9 \cdot 10^2$	$2.9 \cdot 10^2$	67	Ho	$9.1 \cdot 10^{-2}$	$9.1 \cdot 10^{-2}$
24	Cr	$1.35 \cdot 10^4$	$1.35 \cdot 10^4$	68	Er	$2.6 \cdot 10^{-1}$	$2.6 \cdot 10^{-1}$
25	Mn	$8.7 \cdot 10^3$	$8.7 \cdot 10^3$	69	Tm	$4.1 \cdot 10^{-2}$	$4.1 \cdot 10^{-2}$
26	Fe	$8.6 \cdot 10^5$	$8.6 \cdot 10^5$	70	Yb	$2.5 \cdot 10^{-1}$	$2.5 \cdot 10^{-1}$
27	Co	$2.2 \cdot 10^3$	$2.2 \cdot 10^3$	71	Lu	$3.8 \cdot 10^{-2}$	$3.8 \cdot 10^{-2}$
28	Ni	$4.8 \cdot 10^4$	$4.8 \cdot 10^4$	72	Hf	$1.8 \cdot 10^{-1}$	$1.8 \cdot 10^{-1}$
29	Cu	$4.5 \cdot 10^3$	$4.5 \cdot 10^2$	73	Ta	$2.1 \cdot 10^{-1}$	$2.1 \cdot 10^{-2}$
30	Zn	$1.40 \cdot 10^3$	$1.40 \cdot 10^3$	74	W	$1.27 \cdot 10^{-1}$	$1.27 \cdot 10^{-1}$
31	Ga	$3.4 \cdot 10$	$4.4 \cdot 10$	75	Re	$5.2 \cdot 10^{-2}$	$5.2 \cdot 10^{-2}$
32	Ge	$1.13 \cdot 10^3$	$1.13 \cdot 10^3$	76	Os	$6.8 \cdot 10^{-1}$	$7.2 \cdot 10^{-1}$
33	As	6.5	6.5	77	Ir	$6.5 \cdot 10^{-1}$	$6.5 \cdot 10^{-1}$
34	Se	$6.3 \cdot 10$	$6.3 \cdot 10$	78	Pt	1.42	1.42
35	Br	8.0	8.0	79	Au	$1.9 \cdot 10^{-1}$	$1.9 \cdot 10^{-1}$
36	Kr	—	$2.5 \cdot 10$	80	Hg	—	$4.0 \cdot 10^{-1}$
37	Rb	6.4	6.4	81	Tl	$1.7 \cdot 10^{-1}$	$1.7 \cdot 10^{-1}$
38	Sr	$2.6 \cdot 10$	$2.6 \cdot 10$	82	Pb	3.1	3.1
39	Y	4.3	5.4	83	Bi	$1.36 \cdot 10^{-1}$	$1.36 \cdot 10^{-1}$
40	Zr	$1.10 \cdot 10$	$1.10 \cdot 10$	90	Th	$3.2 \cdot 10^{-1}$	$3.2 \cdot 10^{-1}$
41	Nb	$8.5 \cdot 10^{-1}$	$8.5 \cdot 10^{-1}$	92	U	$9.1 \cdot 10^{-2}$	$9.1 \cdot 10^{-2}$
42	Mo	2.5	2.5				

* Palme, Suess 和 Zeh (1981)。

表 1.6 太阳星云元素与核素丰度表* (Si 原子数 = 10^4)

核 素	原子数丰度	核 素	原子数丰度	核 素	原子数丰度	核 素	原子数丰度	核 素	原子数丰度
1 H	$2.5 \cdot 10^{10}$	Ti	$1.9 \cdot 10^2$	82 Se	5.7	113 Cd	0.16	141 Pr	0.18
2 H	$(5.0 \cdot 10^9)$	47 Ti	$1.8 \cdot 10^3$	Kr	2.9	In	0.0074	142 Ce	0.133
3 He	$(3.0 \cdot 10^3)$	48 Ca	$1.12 \cdot 10^2$	83 Kr	2.9	114 Cd	0.37	Nd	0.24
4 He	$2.0 \cdot 10^9$	Ti	$1.8 \cdot 10^3$	84 Kr	14.2	Sn	0.016	143 Nd	0.104^*
6 Li	4.1	49 Ti	$1.32 \cdot 10^2$	Sr	0.15	115 In	0.167	144 Nd	0.21
7 Li	$5.1 \cdot 10$	50 Ti	$1.27 \cdot 10^2$	85 Rb	4.6	Sn	0.0084	Sm	0.0084
9 Be	$7.3 \cdot 10^{-1}$	V	$7.3 \cdot 10^{-1}$	86 Kr	4.3	116 Cd	0.10	145 Nd	0.072
10 B	1.3	Cr	$5.9 \cdot 10^2$	Sr	2.6	Sn	0.35	146 Nd	0.150
11 B	5.3	51 V	$2.9 \cdot 10^2$	87 Rb	1.8^*	117 Sn	0.182	147 Sm	0.042^*
12 C	$7.8 \cdot 10^4$	52 Cr	$1.13 \cdot 10^4$	Sr	1.8^*	118 Sn	0.58	148 Nd	0.050
13 C	$8.8 \cdot 10^4$	53 Cr	$1.28 \cdot 10^3$	88 Sr	21.5	119 Sn	0.21	Sm	0.030
14 N	$2.1 \cdot 10^6$	54 Cr	$3.2 \cdot 10^2$	89 Y	5.4	120 Sn	0.72	149 Sm	0.036
15 N	$7.6 \cdot 10^3$	Fe	$5.0 \cdot 10^4$	90 Zr	5.7	Te	0.0043	150 Nd	0.049
16 O	$1.69 \cdot 10^7$	55 Mn	$8.7 \cdot 10^2$	91 Zr	1.23	121 Sb	0.155	Sm	0.020
17 O	$6.6 \cdot 10^3$	56 Fe	$7.9 \cdot 10^2$	92 Zr	1.88	122 Sn	0.113	151 Eu	0.048
18 O	$3.5 \cdot 10^4$	57 Fe	1 8000.0	Mo	0.37	Te	0.115	152 Sm	0.072
19 F	$7.1 \cdot 10^2$	58 Fe	2 700.0	93 Nb	0.85	123 Sb	0.115	Gd	0.00068
20 Ne	$1.27 \cdot 10^6$	Ni	33 000.0	94 Zr	1.93	Te	0.042	153 Eu	0.052
21 Ne	$3.8 \cdot 10^3$	59 Co	2 200.0	Mo	0.23	124 Sn	0.139	154 Sm	0.062
22 Ne	$1.29 \cdot 10^2$	60 Ni	1 2700.0	95 Mo	0.40	Te	0.22	Gd	0.00075
23 Na	$5.7 \cdot 10^4$	61 Ni	557.0	96 Zr	0.31	Xe	0.006	155 Gd	0.051
24 Mg	$8.0 \cdot 10^2$	62 Ni	1 780.0	Mo	0.42	125 Te	0.34	156 Gd	0.070
25 Mg	$1.0 \cdot 10^2$	63 Cu	311.0	Ru	0.099	126 Te	0.90	Dy	0.00025
26 Mg	$1.1 \cdot 10^4$	64 Ni	456.0	97 Mo	0.24	Xe	0.0055	157 Gd	0.053
27 Al	$8.0 \cdot 10^4$	Zn	685.0	98 Mo	0.61	127 I	1.16	158 Gd	0.084
28 Si	$9.2 \cdot 10^4$	65 Cu	139.0	Ru	0.034	128 Te	1.53	Dy	0.00041
29 Si	$4.7 \cdot 10^4$	66 Zn	389.0	99 Ru	0.23	Xe	0.116	159 Tb	0.061
30 Si	$3.1 \cdot 10^4$	67 Zn	57.0	100 Mo	0.24	129 Xe	1.61	160 Gd	0.074
31 P	$8.6 \cdot 10^2$	68 Zn	263.0	Ru	0.23	130 Te	1.66	Dy	0.0094
32 S	$4.6 \cdot 10^2$	69 Ga	26.3	101 Ru	0.31	Xe	0.20	161 Dy	0.077
33 S	$3.6 \cdot 10^2$	70 Zn	8.7	102 Ru	0.57	Ba	0.0042	162 Dy	0.105
34 S	$2.0 \cdot 10^4$	Ge	23.0	Pd	0.013	131 Xe	1.29	Er	0.00036
35 Cl	$3.8 \cdot 10^2$	71 Ga	17.7	103 Rh	0.33	132 Xe	1.65	163 Dy	0.102
36 S	$7.2 \cdot 10$	72 Ge	31.0	104 Ru	0.33	Ba	0.0046	164 Dy	0.116
Ar	$1.8 \cdot 10^2$	73 Ge	8.7	Pd	0.15	133 Cs	0.37	Er	0.0042
37 Cl	$1.2 \cdot 10^2$	74 Ge	41.0	105 Pd	0.29	134 Xe	0.64	165 Ho	0.091
38 Ar	$3.7 \cdot 10^4$	Se	0.57	106 Pd	0.36	Ba	0.10	166 Er	0.087
39 K	$3.3 \cdot 10^2$	75 As	5.5	Cd	0.016	135 Ba	0.27	167 Er	0.060
40 Ar	?	76 Ge	8.7	107 Ag	0.26	136 Xe	0.54	168 Er	0.070
K	5.6^*	Se	5.7	108 Pd	0.35	Ba	0.33	Yb	0.00035
Ca	$5.7 \cdot 10^4$	77 Se	4.7	Cd	0.012	Ce	0.0023	169 Tm	0.041
41 K	$2.3 \cdot 10^2$	78 Se	14.8	109 Ag	0.24	137 Ba	0.47	170 Er	0.039
42 Ca	$3.8 \cdot 10^2$	Kr	0.09	110 Pd	0.156	138 Ba	3.0	Yb	0.00075
43 Ca	$8.3 \cdot 10$	79 Br	4.1	Cd	0.16	La	0.0004	171 Yb	0.036
44 Ca	$1.23 \cdot 10^2$	80 Se	31.5	111 Cd	0.17	Ce	0.002	172 Yb	0.055
45 Sc	$3.5 \cdot 10$	Kr	0.56	112 Cd	0.31	139 La	0.46	173 Yb	0.041
46 Ca	1.8	81 Br	3.9	Sn	0.024	140 Ce	1.06	174 Yb	0.080

表 1.6 (续)

核素	原子数丰度	核素	原子数丰度	核素	原子数丰度	核素	原子数丰度	核素	原子数丰度
Hf	0.00032	181 Ta	0.021	189 Os	0.116	197 Au	0.190	206 Pb	0.57
175 Lu	0.037	182 W	0.033	190 Os	0.19	198 Pt	0.102	207 Pb	0.53
176 Yb	0.032	183 W	0.018	Pt	0.00018	Hg	0.040	208 Pb	1.79
Lu	0.00113 ^a	184 W	0.039	191 Ir	0.24	199 Hg	0.068	209 Bi	0.136
Hf	0.0092 ^a	Os	0.00014	192 Os	0.30	200 Hg	0.092	232 Th	0.041 ^a
177 Hf	0.033	185 Re	0.019	Pt	0.0111	201 Hg	0.053	235 U	0.0074 ^a
178 Hf	0.049	186 W	0.036	193 Ir	0.41	202 Hg	0.119	238 U	0.019 ^a
179 Hf	0.025	Os	0.012	194 Pt	0.47	203 Tl	0.051		
180 Hf	0.063	187 Re	0.035 ^a	195 Pt	0.48	204 Hg	0.027		
Ta	3.10 ⁻⁴	Os	0.010 ^a	196 Pt	0.36	Pb	0.06		
W	0.00017	188 Os	0.096	Hg	0.0006	205 Tl	0.123		

* Palme, Suess 和 Zeh (1981); ^a 为已作了放射性衰变的校正, 太阳星云的年龄为 4.8×10^9 a; 括号内的数据不确定。

为幻数时 ($P = 50, 80$), 偶 A 核丰度比奇 A 核高。

恢复初(原)始太阳星云元素丰度, 推导太阳系早期的化学演化过程与太阳系的成因。Palme, Suess 和 Zeh (1981) 根据 1 型碳质球粒陨石 (Orgueil) 和太阳光球元素丰度 (表 1.4), 计算了初始太阳星云元素丰度 (表 1.5) 和初始太阳星云核素丰度 (表 1.6)。初始太阳星云核素丰度既是建立元素的起源理论的事实根据, 也是检验元素的起源理论的重要尺度。

二、元素的起源

元素的起源是研究各种元素的原子形成过程、条件和发生的场所, 阐明自然界元素的生成过程及其在宇宙中的丰度分布特征与规律。

关于化学元素的起源, Clarke (1924) 提出: 正象在星云中所观察到的化合物的进化那样, 是通过热的恒星演化为冷的行星的过程而发展的, 而元素的起源可能是由极简单的物质形态, 通过天体的演化而形成。20 多年以后, 大量的观测与实验事实确立了元素宇宙丰度不决定于元素的化学性质, 而决定于核结构的稳定性。随着现代核结构理论的建立以及宇宙学、天体物理学和天体化学的发展, 元素的起源理论才得以逐步完善与健全。

Gamov et al. (1938, 1946, 1949) 和 Alpher et al. (1948) 试图通过早期致密宇宙大爆炸的多次中子俘获来建造所有的元素, 但由于不存在质量数为 5 和 8 的原子核, 因而在合成重于氦的元素方面遇到了困难。另一个途径是设想各种元素在不同时间、不同场所和不同天体物理条件下不同的核过程所产生, 这个途径要成功得多。如 Bethe (1938, 1939) 建立的恒星氢燃烧理论, 关于恒星中逐步合成重元素设想, Burbidge et al. (1957, 1958) 详细计算了各种核合成过程, 奠定了元素的起源现代理论的基础。Truran (1973), Trimble (1975), Лаврухина 和 Колесов (1962) Taylor (1975), Kuroda (1983) 综合论述了现代元素的起源理论。目前我们能够描绘出一幅元素的起源初步轮廓图: 宇宙大

爆炸产生了两个丰度最大的核素—— ^1H 和 ^4He , 以及少量的 ^2H , ^3He 和 ^7Li 。这些物质凝聚形成星系、恒星。恒星中的氢燃烧提供了恒星的大部分能源, 也产生了一系列的轻核。氦燃烧产生了 ^{12}C 和 ^{16}O 。这些恒星中的燃料经历爆炸核燃烧, 合成 $A = 20-60$ 的大多数核素。快的中子俘获过程 (r) 和慢的中子俘获过程 (s) 形成了一系列重元素。某些低丰度的匮乏中子核素, 主要通过俘获质子的 (p) 过程产生。星际介质中的重元素受宇宙线作用产生散裂反应并形成 Li, Be 和 B 等元素。上述过程的综合, 形成了元素宇宙丰度的特征。目前, 大多数元素的起源理论认为, 各种元素是在宇宙核合成和恒星演化中通过各种核聚变、核反应逐步合成的, 超新星爆发时通过中子俘获而形成了一系列重元素。恒星演化阶段反映了元素的形成和演化过程。

(一) 大尺度的观测事实与氢、氦的宇宙核合成

两个最轻的元素氢和氦是宇宙中最丰富的元素, 观测事实还表明, 重元素的合成过程确实发生在恒星中, 而重元素都是由最轻的元素逐渐合成的, 最初产生的只是氢和氦以及其他少数几种轻元素的混合物。元素的起源关键在于氢和氦的起源。这是一个与宇宙学直接相关的问题(陆埏, 1982)。

宇宙大尺度特征的观测事实主要有以下几方面: ①在宇宙的小范围内, 物质分布不均匀, 但从星系团和超星系团以上的尺度来看, 物质分布是均匀的和各向同性的。宇宙的平均密度约为 $3 \times 10^{-31} \text{ g/cm}^3$ 。②愈远的星系, 光谱线向红端移动量愈大, 且有近似正比关系, 称为哈勃 (Hubble) 关系。

$$Z(\text{红移量}) = \frac{\lambda - \lambda_0}{\lambda_0} \approx \frac{H_0 (\text{哈勃常数})}{c (\text{光速})} \times r (\text{星系距离})$$

$$H_0 = (50-100) \text{ km/s} \cdot \text{Mpc}$$

式中 $1 \text{ Mpc} (1 \text{ 百万秒差距}) = 3.085678 \times 10^{24} \text{ cm}$ 。

哈勃关系表明, 愈远的星系离我们而去的退行速度愈大, 也就是说现今的宇宙在膨胀, 宇宙中物质的密度在减小, 宇宙是从超密的状态下演化而来。③宇宙膨胀是一种绝热膨胀, 是一个降温过程, 随着宇宙尺度的增大, 宇宙中物质密度在下降, 宇宙温度也在下降。若设想宇宙早期处于高温状态, 据计算现今的温度约 3 K 。Penzias 和 Wilson (1965) 发现一种来自宇宙深处的微波辐射, 这种辐射具有高度的各向同性, 并具有黑体辐射的性质, 温度约 2.7 K 。微波背景辐射的发现, 正是宇宙膨胀论所期望的。④宇宙中平均重子数密度约 $2 \times 10^{-7} \text{ 个/cm}^3$, 重子数密度与光子数密度之比约 10^{-10} , 即重子数比光子数少 9 个量级。从星体、星系和宇宙线的研究资料表明, 按质量计算, 氦的含量均约 25%, 即 $\text{He}/\text{H} \approx 0.25$ 。氦的含量及各向同性的特征, 反映了氢、氦为宇宙核合成的重要意义。

基于宇宙膨胀论的假说, 追溯早期宇宙的历史, 即宇宙从密度近乎无穷大, 温度 $> 10^{32} \text{ K}$ 时, 极强的引力能转化为粒子能。当 kT (k 为波尔兹曼常数, T 为温度) 大于某种粒子的静能量 ($m_0 c^2$), 这种粒子就可以大量产生并存在, 反之, 该种粒子只能湮灭。当 T 为 10^8 K 时, 可能重子不对称性产生; 当 T 为 $10^{10}-10^{12} \text{ K}$ 时, 宇宙中出现大量强子; T 为 10^{12} K 时, π 介子大量出现; 10^{12} K 以后, 重子只剩下湮灭后残存的中子、质子; 10^{10} K 时中微子脱耦, 中子与质子不再互变, 中子与质子的比值被冻结固定下来; 10^{10} K 以后, 一部

分中子自由衰变为质子；另一部分与质子结合形成原子核，主要形成 ${}^4\text{He}$ ，在 T 为 10^9 K 时， $n/p = \frac{1}{7}$ ，Wagoner et al. (1967) 计算 ${}^4\text{He}$ 的生成百分比约为 25% (按质量计算)。在宇宙温度降到 10^3 K 以后，宇宙内只有由湮灭残存重子所形成的质子和 ${}^4\text{He}$ 以及极少量的 D ， ${}^3\text{He}$ 等，以及湮灭残存电子所组成的等离子体，并与大量光子相耦合而处于热平衡状态。直到 T 为 $4 \times 10^4\text{ K}$ 时，等离子体复合成中性原子气体，遂与辐射场脱离耦合，宇宙变得透明。气态物质通过引力收缩，形成星系团、星系、恒星等天体；而大量光子自由膨胀，成为现今的微波背景辐射。

(二) 恒星中合成元素的理论—— $B_2\text{HF}$ 假说

Burbidge et al. (1957) 根据 Suess 和 Urey (1956) 的核素宇宙丰度特征 (图 1.2; 表 1.2)，比较系统地提出了元素在恒星中合成的理论，通常称为 $B_2\text{HF}$ 假说。 $B_2\text{HF}$ 假说认为：氢和氦是形成一切元素的初始材料。当宇宙核合成形成大量 H 和 He 之后，气态物质由于引力收缩形成恒星与星系，由于自转加速恒星的温度逐渐升高。在有足够高的温度和密度条件下，原子核才有可能克服静电斥力而发生聚变反应，随着恒星内部温度的逐渐升高就发生一系列由较轻元素转变成较重元素的核反应，一直到形成平均结合能最大的铁组元素为止。恒星内部温度继续升高，甚至发生爆发而产生大量中子，使已形成的各种核素俘获中子进一步产生各种重核。 $B_2\text{HF}$ 假说所描绘的元素在恒星中的形成过程如图 1.7 所示。

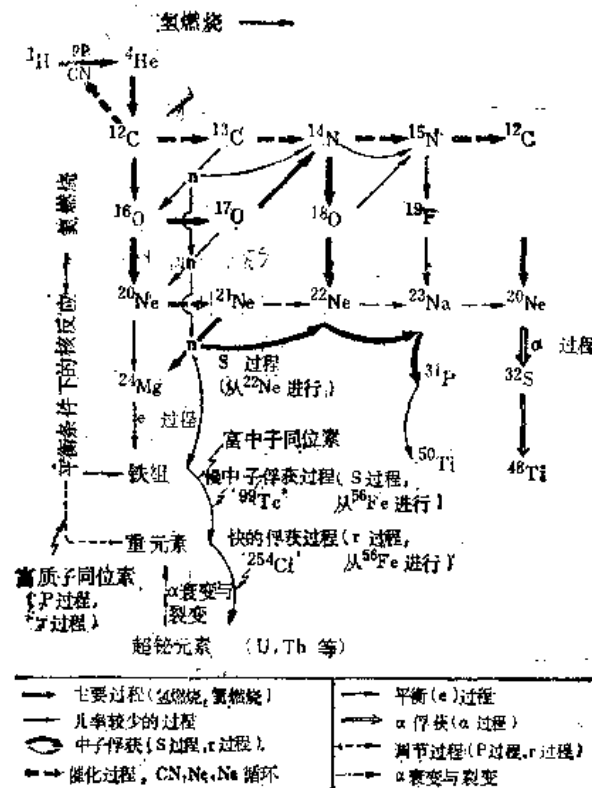


图 1.7 元素在恒星中合成过程的纲要图

B₂HF 假说将元素在恒星中的形成过程具体划分为以下 8 个过程：

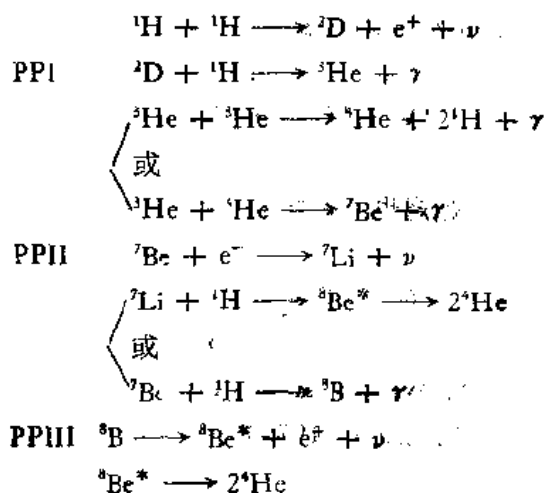
1. 氢燃烧 包括质子-质子反应链和碳-氮反应链,合成 C, N, O, F, Ne, Na 等元素。
2. 氦燃烧 形成 ^{12}C , ^{16}O , ^{20}Ne 以及 ^{24}Mg 等核素。
3. α 过程 α 核与 ^{20}Ne 核的合成反应,形成具有 $4n$ 结构的核素,如 ^{24}Mg , ^{28}Si , ^{32}S , ^{36}Ar , ^{40}Ca , 可能还有 ^{44}Ca 和 ^{48}Ti 。
4. ϵ 过程 即在高温下核的热统计平衡,形成 V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni 等铁组元素。
5. S 过程 靶核俘获中子的时间比它本身衰变的时间要长,是一种慢的中子俘获过程,形成 $23 \leq A \leq 46$ 和 $63 \leq A \leq 209$ 的众多核素,并出现 A 为 90, 138 和 208 的峰值。
6. r 过程 由于恒星爆发提供了大量中子,在 0.01—10 s 的时间尺度内,俘获中子的时间要比靶核衰变的时间要短得多,形成 $70 \leq A \leq 209$ 的一系列核素,甚至形成铀、钍及超铀元素,并产生 A 为 80, 130 和 190 的峰值。
7. P 过程 俘获质子的过程 (P, γ), 形成一些富含质子而丰度低的核素,随后还可能产生 (γ, n) 反应。
8. X 过程 形成 D, Li, Be, B 等核素的过程。由于这些核素在恒星条件下很不稳定,因此是在较低温度下形成。

B₂HF 假说初步提出了元素的起源现代理论的轮廓,限于历史条件,有些过程的机制(如 X 过程)还不清晰,有些过程被后来的观测事实所否定(如 α 过程),还有些过程有待补充完善,但 B₂HF 假说能大体上解释元素及核素丰度的基本特征。

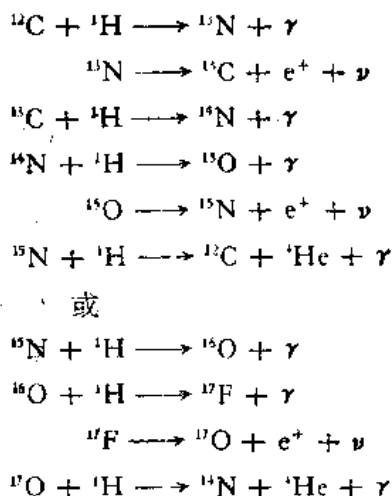
(三) 氢到铁峰元素的核合成

铁峰前较轻的核聚合成较重的核,一直到形成平均结合能最大的铁组元素,概括起来有以下一些具体的核过程:

1. 氢燃烧 一团主要由氢组成的星云物质,由于引力收缩,势能转变为热能,温度不断升高,当温度达到 $1.5 \times 10^7 \text{ K}$ 时,氢燃烧并形成氦的反应。这一过程总的结果是:四个氢核转变合成一个氦核。氢燃烧有两个反应链。质子-质子循环,根据 Davis (1955) 对中微子探测的结果,质子-质子循环有三种情况:



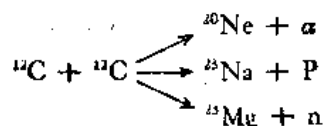
质子-质子反应链发生在恒星的中心温度 $< 2 \times 10^7$ K 的质量较小的恒星中。太阳内部发生的聚变过程就是这个反应链。在质量较大，中心温度较高的恒星中产生碳-氮-氧反应链，(Wyller, 1966) 重元素主要起催化剂作用。具体过程如下：



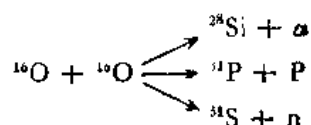
氢燃烧的结果是生成氦，但由于在随后的核反应序列中氮燃烧成更重的元素，因而观测到的氮丰度主要不是由氢燃烧生成的，而是在宇宙核合成中产生的。CNO 循环中 ^{14}N 是产物中最丰富的核，也可以说氢燃烧和氮燃烧是合成 ^{14}N 的主要过程。

2. 氦燃烧 当约占恒星总质量 10% 的核心耗尽了氢时，恒星将产生收缩，温度逐渐增高，使氦核与氦核的聚变(氦燃烧)发生。由于两个氦核合成的 ^8Be 在恒星中极不稳定，瞬时又衰变成两个氦核。当恒星内部的温度达到 10^8 K 时， ^8Be 在衰变前有可能俘获另一个氦核，生成稳定的 ^{12}C ，即 $3^4\text{He} \longrightarrow ^{12}\text{C}$ 的过程，通常也称作三 α 反应。在元素合成的过程中，由于质量数为 5 和 8 没有稳定的原子核存在，而三 α 反应得以越过这个障碍，使元素合成的过程得以向前推进。 ^{12}C 形成后，又会俘获氦核而生成 ^{16}O 。氦燃烧的结果形成 ^{12}C 和 ^{16}O 。

3. 稳态碳、氧和硅燃烧 恒星核心内的氦耗尽后，进一步收缩，温度也随之升高，新的核反应随之发生。Burbidge et al. (1957) 认为，氮燃烧产生相当数量的 ^{20}Ne ，当 $T > 10^8$ K 时， ^{20}Ne 的光致裂变产生大量 α 粒子， α 粒子又被 ^{20}Ne 和更重的核俘获，生成 ^{24}Mg ， ^{28}Si ， ^{32}S ， ^{36}Ar 和 ^{40}Ca 等 $4n$ 结构的核素。实际上氮燃烧并不生成 ^{20}Ne ，另外在 8×10^8 K 时 ^{12}C 本身开始发生互相反应，即碳燃烧。



在 $T \leq 2 \times 10^9$ K 时，氧燃烧也开始发生：



Arnett 和 Truran (1969)，Wooley et al (1975) 分别计算了碳燃烧和氧燃烧形成 $20 \leq A \leq 40$ 的各种核素。Michand (1972) 认为 ^{12}C 和 ^{16}O 之间的反应也在一定程度上发生。

当温度升高到 3×10^9 K 时,硅燃烧开始。硅燃烧不是 ^{28}Si 本身的相互反应,而是 ^{28}Si 发生光致分裂,放出中子、质子和 α 粒子,这些粒子又被 ^{28}Si 和更重的核俘获,生成铁峰区的平均结合能最大的核素。

4. 超新星中的爆炸碳、氧和硅燃烧 稳态碳、氧和硅燃烧虽能产生质量数在 20—60 范围的元素,但计算得到的丰度在 $A = 20—40$ 范围内与太阳系丰度不符,而爆炸条件下发生的相应过程却能得到与太阳系丰度很好符合的丰度形式。

爆炸碳燃烧, Truran (1973) 和 Trimble et al. (1975) 认为: 当 $T = 2 \times 10^9$ K, $\rho = 10^5 \text{ g/cm}^3$ 时,产生的 ^{12}C , ^{16}O , ^{20}Ne , ^{23}Na , ^{24}Mg , ^{25}Mg , ^{26}Mg , ^{27}Al , ^{28}Si , ^{30}Si 和 ^{31}P , 与太阳系丰度比较符合(图 1.8)。

据 Truran 和 Arnett (1970) 以及 Truran (1973) 的计算,当 $T = 3.6 \times 10^9$ K, $\rho = 5 \times 10^5 \text{ g/cm}^3$ 时,爆炸氧燃烧产生的 ^{28}Si , ^{32}S , ^{34}S , ^{36}S , ^{37}Cl , ^{36}Ar , ^{38}Ar , ^{39}K , ^{40}K , ^{40}Ca 和 ^{42}Ca , 在丰度特征上与太阳系相符合(图 1.9)。

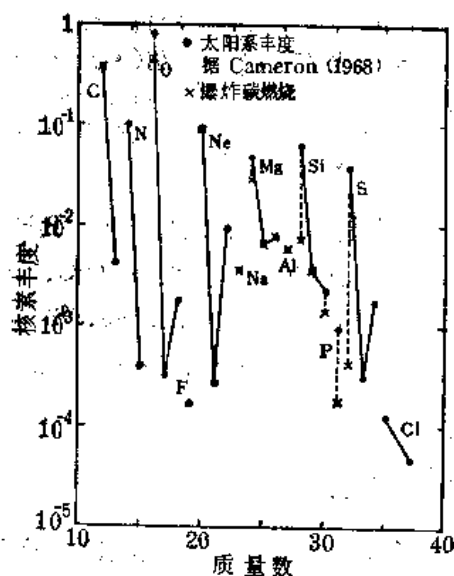


图 1.8 爆炸碳燃烧所形成的核素丰度与太阳系丰度的比较

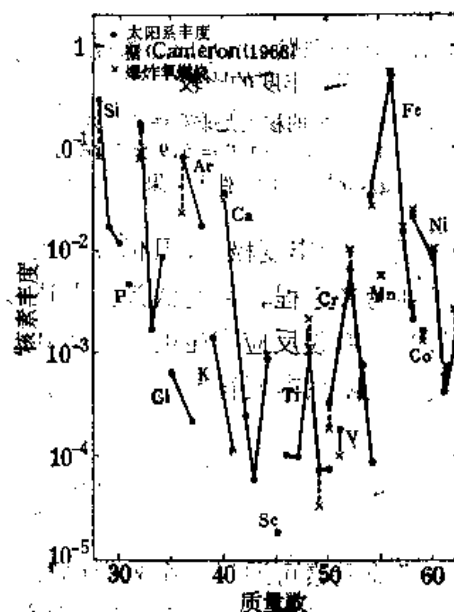


图 1.9 爆炸氧燃烧所形成的核素丰度与太阳系丰度的比较

Truran (1973) 计算了 $T = 4.7 \times 10^9$ K 和 $T = 5.9 \times 10^9$ K, $\rho = 10^6 \text{ g/cm}^3$ 和 $\rho = 2 \times 10^6 \text{ g/cm}^3$ 两种条件下,爆炸硅燃烧所形成的核素与太阳系丰度基本相符(图 1.10)。

爆炸核燃烧的产物是在物质向外抛射的过程中发生的,而稳态核燃烧是爆炸核燃烧的预过程。

5. 核统计平衡(e)过程 当体系的温度和密度足够高时,无论是稳态、还是爆炸条件下,都会达到核统计平衡,生成平均结合能最大的铁峰元素。恒星中的核燃烧过程到此结束。爆炸核燃烧和核统计平衡过程计算得到的丰度与太阳系丰度符合得较好(图 1.11)。

6. X 过程 核燃烧过程从氢开始,逐步合成铁峰元素,但铁峰前元素的建造并没有全部完成。有些核素如: ^2D , ^3He , ^6Li , ^7Li , ^9Be , ^{10}B 和 ^{11}B 不能在恒星中合成,而只是被破

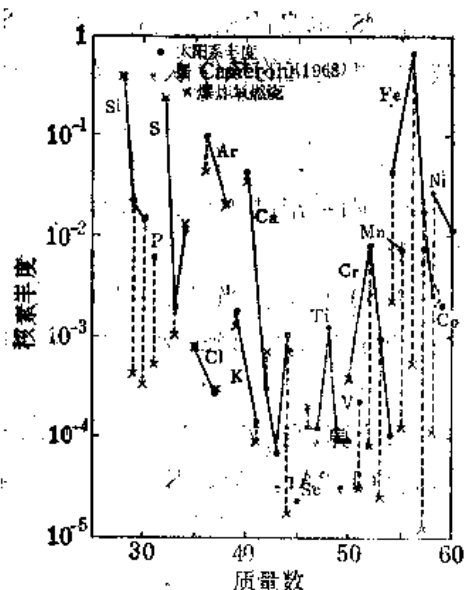


图 1.10 爆炸硅燃烧所形成的核素与太阳系丰度的比较

爆炸硅燃烧所形成的核素是取 $T = 1.7 \times 10^9 \text{K}$ ($\rho = 10^8 \text{g/cm}^3$) 和 $T = 5.9 \times 10^9 \text{K}$ ($\rho = 2 \times 10^8 \text{g/cm}^3$) 两种条件下结果的平均值

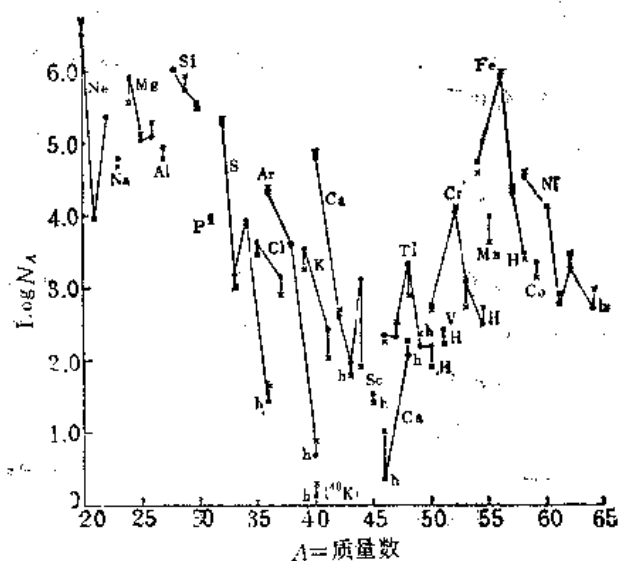


图 1.11 在氖到镍区域,爆炸核燃烧过程产物丰度的计算值(×)与太阳系丰度观测值(·)的比较

h 表示少量爆炸碳燃烧的产物 (Howard et al. 1972); H 表示在富中子环境中核统计平衡过程形成的产物 (Hainebach et al., 1974)

坏和耗损,因而丰度极低,但仍有一定丰度,说明它们必定是由另外的机制产生。 B_2HF 称这种机制为 χ 过程,目前认为,上述核素是宇宙线与星际介质中的较重核 (^{12}C , ^{16}O 和 ^{20}Ne 等) 的散裂反应产生的 (Kuroda, 1983)。通过这种机制产生的 ^6Li , ^9Be , ^{10}B 和 ^{11}B 的丰度与太阳系丰度符合得较好,而 ^2D , ^3He 和 ^7Li , 则主要是在宇宙核合成时产生。

(四) 铁峰后元素的合成

铁峰前元素可通过一系列带电粒子的放热反应而合成。铁峰后元素聚成较重元素的反应都是吸热过程,而且库仑势垒很高,因此即使温度很高,这类反应也难于进行。中子不带电荷,不受库仑势垒的影响,因而是形成重元素的理想组分。铁峰后元素主要是通过慢的中子俘获 (s) 过程和快的中子俘获 (r) 过程进行合成。对于一些丰度低的富质子核素,则是通过俘获质子 (p) 过程形成。

1. s 过程 中子的产生和俘获的时间尺度足够慢,以致在两次俘获之间有充裕的时间让生成核衰变,使合成反应通过稳定线上的核进行 (图 1.12, 图 1.13)。s 过程最可能发生在红巨星上,中子源的来源是由外层的氢混合进氦燃烧区,并产生 $^{12}\text{C}(p, n)^{13}\text{N}(e^+, \gamma)^{13}\text{C}(\alpha, n)^{16}\text{O}$ 反应,形成大量的自由中子。s 过程以铁峰元素为种子核,通过逐级中子俘获,一直合成到质量数为 209 的许多核素。由于具有中子满壳层 50, 82 和 126 的核特别稳定,因此在丰度曲线上质量数为 90, 138 和 208 处产生了三个丰度峰。s 过程在 $A = 210$ 和 211 处由 α 衰变而截止。s 过程的时间尺度约 10^4a 。

2. r 过程 快的中子俘获过程,即中子俘获的时间尺度足够快,以致发生连续的中子俘获而生成核作完全的 β 衰变,因此合成的途径将通过 β 稳定线富中子一侧的不稳定

核进行(图 1.12,图 1.13)。核素丰度也将在满中子壳层的不稳定核处而增高。 r 过程停止后,不稳定核衰变成稳定核,丰度曲线上的 r 过程峰将稍稍偏离 S 过程峰,移向较小的 A 处,形成了 $A = 80, 130$ 和 194 的 r 丰度峰(图 1.4,图 1.5,图 1.12)。

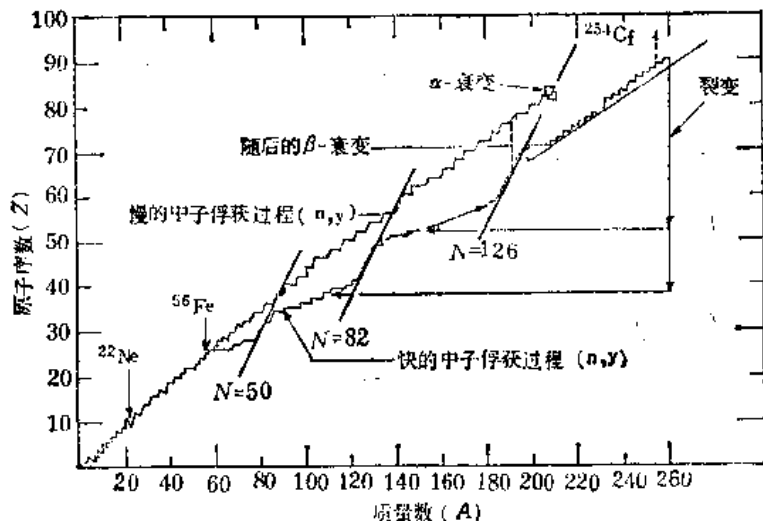


图 1.12 S 及 r 过程俘获中子的途径

合成过程以铁峰元素为种子核(图中以 ^{56}Fe 为代表),俘获一个中子使生成核向右移一个单位, β 衰变核向上移一个单位。 S 过程沿 β 稳定线进行,由于 $N = 50, 82$ 和 126 的核特别稳定,因而在 $A = 88, 138$ 和 208 附近形成三个丰度峰。 S 过程在 $A = 210$ 和 211 处截止。 r 过程沿 β 稳定线富中子一侧的不稳定核进行,并在 $A = 80, 130$ 和 195 处出现峰值。 r 过程在 $A \approx 260$ 处由重核的自发裂变和中子诱发裂变而截止

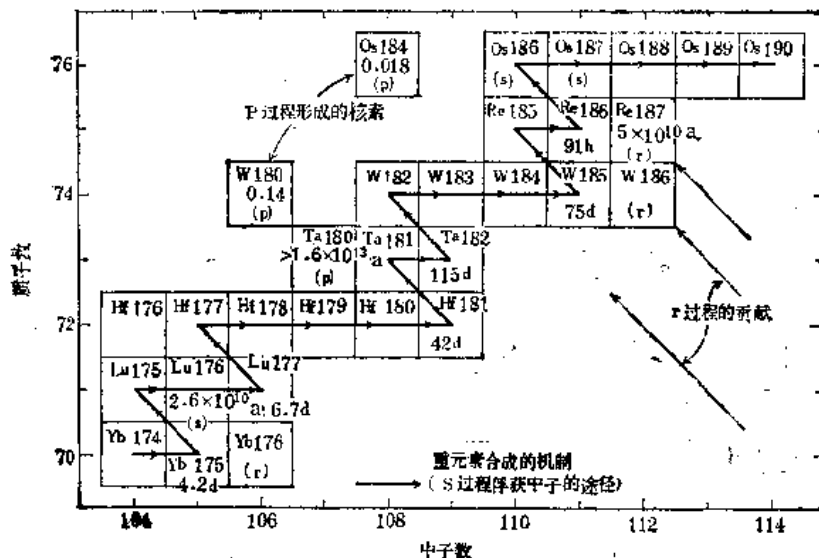


图 1.13 某些重元素合成的机制图

俘获一个中子使生成核向右移一格, β 衰变使生成核向左上移一格。 S 过程沿 β 稳定线进行,而 r 过程沿 β 稳定线右下方富中子的不稳定核进行, P 过程形成 β 稳定线左上方的核素

r 过程进行的时间很短 ($0.01-10s$), 需要极高的中子通量, 因此超新星是发生 r 过程的理想场所。 r 过程也以铁峰元素为种子核, 产生铁峰以后许多富中子的核素。质量数为 209 以后的核素全部由 r 过程合成。 r 过程的中子俘获链到重核的裂变而截止 (图 1.12)。

3. P 过程 铁峰以后有 30 多种富含质子的核素, 其丰度比 S 和 r 过程形成的核素低得多 (图 1.14)。这类核素可能是由 (P, γ) 反应或 (γ, n) 反应产生。一般较轻元素以 (P, γ) 反应为主而较重元素以 (γ, n) 反应为主。 P 过程很可能发生在超新星激波通过外层富氢的气圈时, 此过程以 S 过程和 r 过程的核素为种子核。

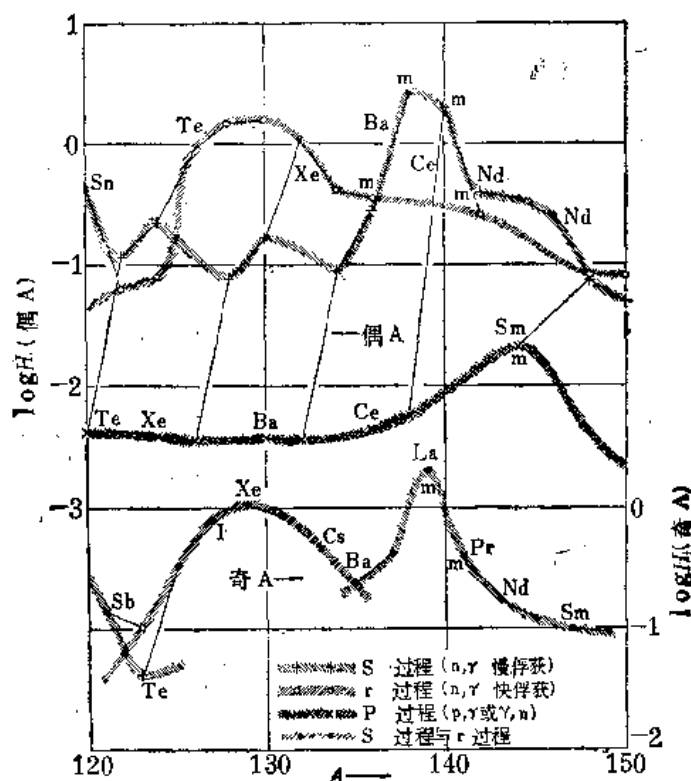


图 1.14 在质量数为 120—150 的范围内, S 过程、 P 过程和 r 过程所形成的核素

(五) 元素的核合成场所

元素的起源是在不同的核合成过程中进行的, 而不同的核合成过程发生在不同的场所。宇宙核合成是宇宙规模的初始核合成, X 过程发生在宇宙空间的星际介质中, 其他核合成过程都发生在恒星中, 因此恒星是元素 (特别是重元素) 的核合成的主要场所。

恒星具有不同的演化阶段而产生不同的元素核合成过程。氢燃烧发生在主序阶段, 氢燃烧也是当时恒星能量的主要来源。氢燃烧发生在红巨星内部, 而 S 过程可能发生在红巨星表面。爆炸碳、氧和硅燃烧、 e 过程、 r 过程和 P 过程, 都发生在恒星演化的末期。

超新星是产生爆炸核合成最理想的场所 [图 1.15 是理论上推测的一个具有典型层状结构的 II 型超新星 (主序质量为 10—60 太阳质量) 模型], 各层物质是由稳态核燃烧过程

的产物所构成。超新星的核部由于电子俘获而变成一颗中子星，并释放出大量的引力势能，这些能量传递到恒星的外层，将各层物质加热到足够高的温度，使之产生爆炸核燃烧，最后爆发并将核合成产物抛射到星际空间。超新星不但是合成重元素的重要场所，而且是核合成产物返回星际空间的主要方式。

新星也是恒星的一种爆发形式，并发生一些核合成过程，可能对 ^{13}C , ^{15}N , ^{17}O 和 ^{19}F 有重要的贡献。

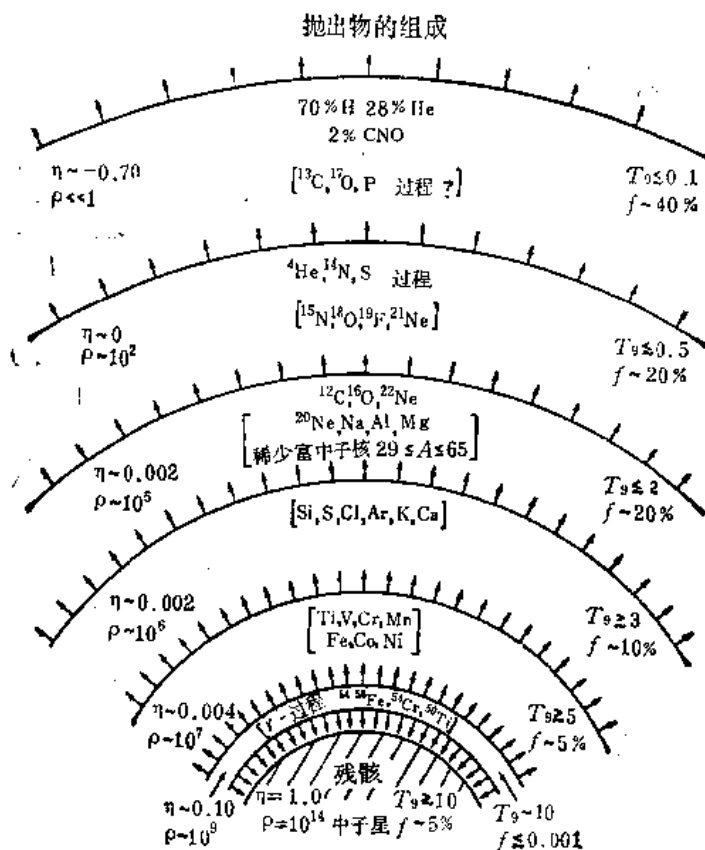


图 1.15 理论上推测的超新星模型

(Wooley et al., 1975)

η 为中子过剩 $[(n_n - n_p)/(n_n + n_p)]$; ρ 为峰值密度 (g/cm^3); T_9 为峰值温度 (10^9K); f 为每一层所占的质量份数; 抛出物的组成: $[]$ 为爆炸核合成产物, 余为原先稳态核燃烧的产物

恒星由弥漫的星际介质凝聚而成, 在其生命的后期又把核合成产物抛回星际空间, 并入星际介质, 新的恒星又从星际介质中产生。目前银河系的元素分布特征是若干代恒星核合成产物的综合结果。由于太阳系的年龄不到银河系年龄的一半, 因此原始太阳星云必定已接受了一代或多代恒星的核合成产物。目前观测到的太阳系元素分布特征, 就是太阳系形成前银河系中各种核合成过程产物累计与平均的结果。

三、宇宙线的组成与起源

宇宙线粒子的能量范围为 $10^5 - 10^{21} \text{ eV}$, 一般划分为三类: 即太阳宇宙线; 银河宇宙

线和异常组成的宇宙线。

(一) 近地空间银河宇宙线的组成

近地空间利用气球、火箭和人造地球卫星探测银河宇宙线的通量、元素和同位素组成,积累了丰富的资料。

1. 银河宇宙线的通量 银河宇宙线的通量以下式表示:

$$J(\text{通量}) = \int_E^{\infty} J(E) dE \quad (\text{通量的单位为: 粒子}/\text{cm}^2 \cdot \text{s} \cdot \text{sr})$$

Iwai et al. (1979) 总结了能量为 10^{11} — 10^{16} eV 的粒子通量谱, Suga (1979) 综合了各实验室采用不同技术所测定的 10^{10} — 10^{20} eV 的粒子通量谱(图 1.16, 图 1.17)。

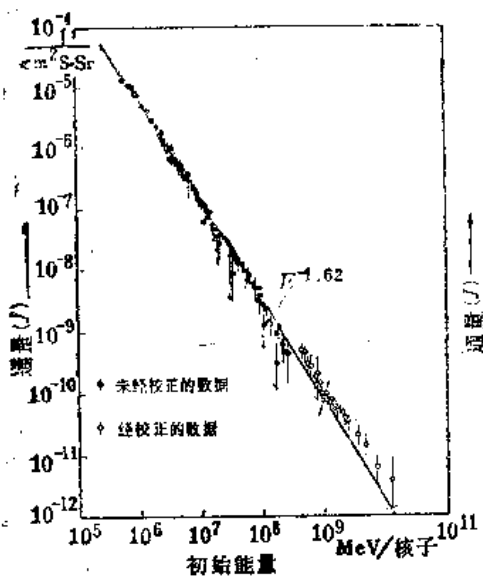


图 1.16 银河宇宙线粒子的通量谱 [$10^5 \leq E \leq 10^{11}$ MeV, ($1/\text{cm}^2 \cdot \text{s} \cdot \text{sr}$)]

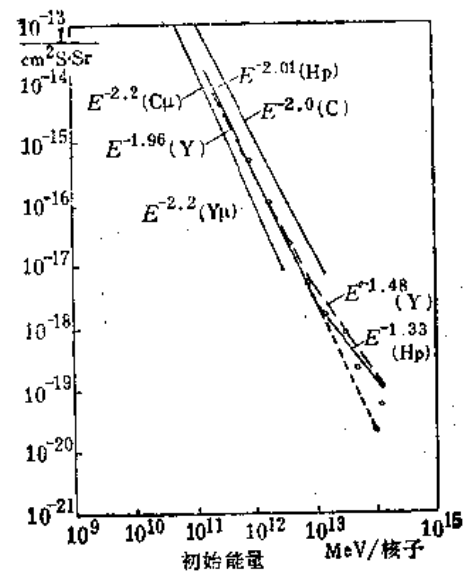


图 1.17 银河宇宙线粒子的通量谱 ($10^9 \leq E \leq 10^{15}$ MeV)

图中 C, Cμ, Hp, Y 和 Yμ 为不同实验室采用不同方法测定的结果 ($1/\text{cm}^2 \cdot \text{s} \cdot \text{sr}$)

上述通量谱图大致适合如下各式:

当粒子能量 (E) 为 10^{11} — 10^{14} eV 时, $J = 6.3 \times 10^{-7} \times E_0^{-1.62}$

当粒子能量 (E) 为 10^{14} — 10^{16} eV 时, $J = 3.0 \times 10^{-7} \times E_0^{-1.70}$

当粒子能量 (E) 为 10^{16} — 10^{19} eV 时, $J = 5.7 \times 10^{-7} \times E_0^{-2.00}$

当粒子能量 (E) 为 10^{19} — 10^{21} eV 时, $J = 2.8 \times 10^{-7} \times E_0^{-1.70}$

$$E_0 = E/10^{12} \text{ eV}.$$

图 1.16 和图 1.17 表明,粒子的通量随能量增大而明显减小。

2. 银河宇宙线核素的能谱 图 1.18 的 a, b, c, d, e 和 f 列出了银河宇宙线中 H, He, Be, B, C, N, O, Ne, Mg, Si 和 $16 \leq Z \leq 30$ 各种核素的能谱图 (Meyer, 1969)。各种核素的能谱图说明,银河宇宙线中各种元素丰度随能量而变化,且各种元素丰度与能量的谱分布很相似。

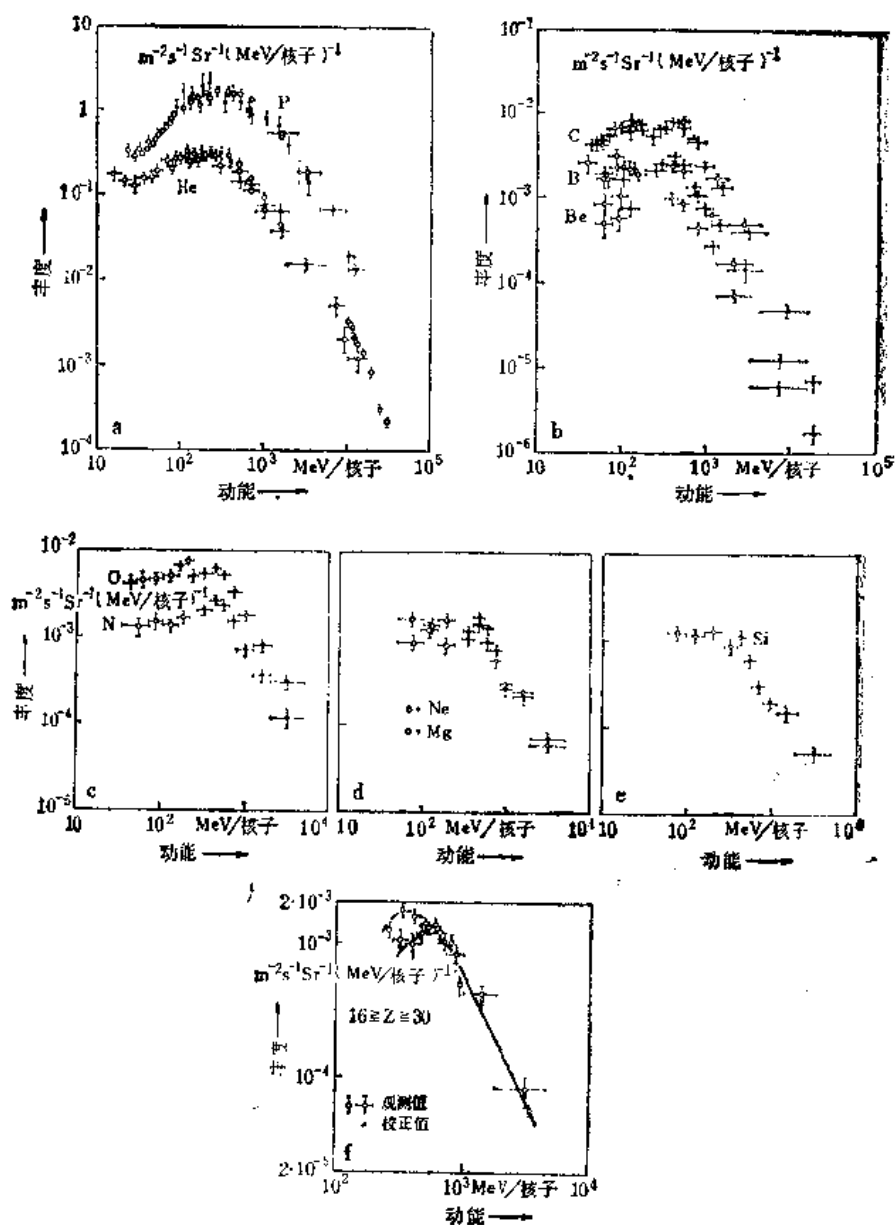


图 1.18 银河宇宙线 P, He, C, B, Be, N, O, Ne, Mg, Si 和 $16 \leq Z \leq 30$ 元素随能量变化的丰度谱 [$1/\text{m}^2 \cdot \text{s} \cdot \text{sr} \cdot (\text{MeV}/\text{核子})$]

3. 银河宇宙线元素丰度 近地空间所观测的银河宇宙线丰度与太阳系元素丰度相比较 (图 1.19), 具有以下特点: ①宇宙线中的主要成分 H 和 He 比太阳系丰度低一个量级; ②散裂成因的 Li, Be, B, F 和 Cl, Mn 等元素, 通过星际介质的传播, 均比太阳系丰度高; ③元素的宇宙线丰度也具有元素太阳系丰度的特征, 如: 随原子序数的增加丰度急剧减小; 偶数元素及具有 $4n$ 特点的元素比相邻元素丰度值高; 铁组元素附近出现丰值等。上述特征表明, 元素的起源与宇宙线的起源具有紧密的联系。

根据宇宙线中元素的组成一般划分为: 氢, 氦, 轻元素核 (L) ($3 \leq Z \leq 5$), 中等元素核 (M) ($6 \leq Z \leq 9$), 重元素核 (H) ($Z \geq 10$); 重元素核又分为: 重元素核 (H) ($10 \leq Z \leq 17$)、最重元素核 (VH) ($18 \leq Z \leq 30$) 及超重元素核 (VVH) ($Z > 30$)。

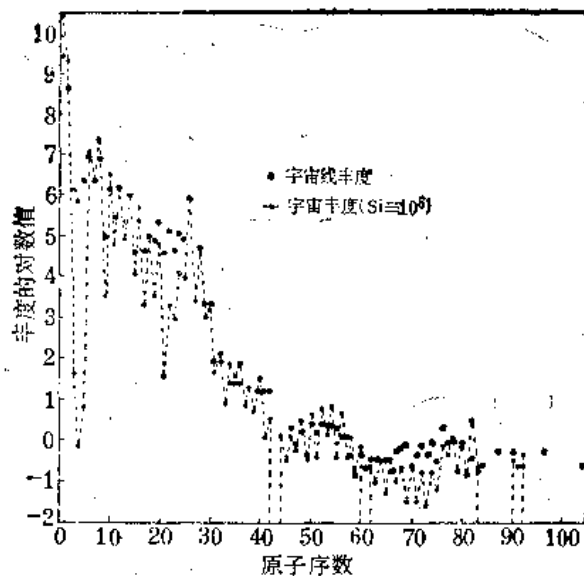


图 1.19 元素的宇宙线丰度与太阳系丰度(宇宙丰度)的比较
(Price, 1973)

4. 银河宇宙线的同位素组成 在大气层顶部测定银河宇宙线的同位素组成(图 1.20),从现象上看,除少数元素,如 $^{29}\text{Si}/^{28}\text{Si}$, $^{30}\text{Si}/^{28}\text{Si}$, $^{54}\text{Fe}/^{56}\text{Fe}$ (Garcia-Munoz et al. 1979) 的同位素组成接近一致,而大多数元素的同位素组成差异较大。宇宙线中的 $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ 为 0.33, 太阳风的 $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ 为 0.08, 碳质球粒陨石中俘获的气体其 $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ 为 0.13 (Black 和 Pepin, 1969)。 $^{25}\text{Mg}/^{24}\text{Mg}$ 和 $^{26}\text{Mg}/^{24}\text{Mg}$ 的比值,宇宙线与太阳系的同位素组成差异也较大。这种差异主要是由于太阳风的向外辐射、太阳磁场的调制作用以及宇宙线通过星际空间时与星际介质产生核反应,这些效应都改变着宇宙线的化学成分和同

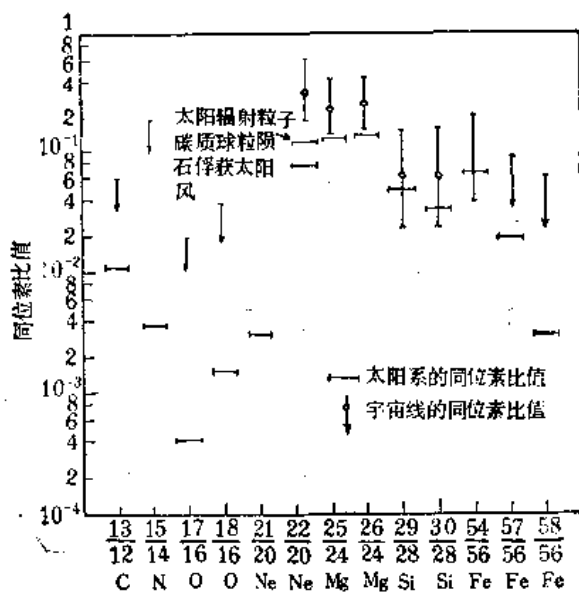


图 1.20 银河宇宙线的同位素比值

位素组成 (Raisbeck, 1979; Webber, 1979)。因此如何校正宇宙线的化学成分与同位素组成,探索宇宙线源的组成和同位素组成是很有意义的。

(二) 银河宇宙线源的组成

通过长期的观测与校正计算,目前对银河宇宙线源的组成有了初步了解 (表 1.7) 并 Trimble (1975) 综合提出了宇宙线源丰度表 (表 1.7)。

表 1.7 宇宙线源元素丰度 ($C = 100$ 原子数)

元 素	不同作者计算的宇宙线源丰度			局部银河宇宙线丰度 Meyer (1978)** (4)	银河宇宙线源与 局部宇宙线测定 值的比较 (3)/(4)
	Shapiro et al. (1975)** (1)	Lezniak 和 Webber(1979) (2)	Garcia-Munoz 和 Simpson (1979) (3)		
He	2 600	2 980 $\pm$ 60	3 070 $\pm$ 200	(2.08 $\pm$ 0.46) $\cdot 10^4$	0.148 $\pm$ 0.034
C	100	100 $\pm$ 2	100 $\pm$ 1	100 $\pm$ 23	1.00 $\pm$ 23
N	8 $\pm$ 2	8 $\pm$ 2	6 $\pm$ 1	17.7 $\pm$ 7.7	0.34 $\pm$ 0.16
O	111 $\pm$ 2	112	128 $\pm$ 3	177 $\pm$ 33	0.72 $\pm$ 0.16
F		0.4	0.7 $\pm$ 0.5	7.15(1.6) $\cdot 10^{-3}$	
Ne	15 $\pm$ 2	16.0 $\pm$ 0.9	16.0 $\pm$ 2	20.8(1.7)*	0.77(1.7)*
Na	0.9 $\pm$ 0.4	0.7 $\pm$ 0.6	2.7 $\pm$ 1	0.43 $\pm$ 0.07	6.3 $\pm$ 2.6
Mg	24 $\pm$ 2	23.6 $\pm$ 1.1	29.5 $\pm$ 2	8.08 $\pm$ 0.23	3.65 $\pm$ 0.27
Al	2.3 $\pm$ 1	3.0 $\pm$ 0.9	4.4 $\pm$ 1	0.65 $\pm$ 0.03	6.8 $\pm$ 1.57
Si	21 $\pm$ 3	23.1 $\pm$ 1.3	28.0 $\pm$ 2	7.69 $\pm$ 0.23	3.64 $\pm$ 0.28
P	0.2 $\pm$ 0.1		0.6 $\pm$ 0.4	0.074 $\pm$ 0.015	
S	3 $\pm$ 0.6	3.7 $\pm$ 0.3	3.8 $\pm$ 0.6	3.46 $\pm$ 1	1.10 $\pm$ 0.36
Cl	0.1 $\pm$ 0.1		0.3 $\pm$ 0.2	0.036(1.5)*	
A	0.8 $\pm$ 0.5	<0.8	0.8 $\pm$ 0.3	0.69 (1.7)*	1.16(1.8)*
K	0.1 $\pm$ 0.1		0.7 $\pm$ 0.3	0.028 $\pm$ 0.009	
Ca	2.4 $\pm$ 0.8		3.7 $\pm$ 0.5	0.48 $\pm$ 0.06	7.71 $\pm$ 1.42
Ti	0.1 $\pm$ 0.1	<1.6	0		
Cr	0.4 $\pm$ 0.3		0		
Mn	0.1 $\pm$ 0.1		0		
Fe	22 $\pm$ 3	26.5 $\pm$ 1.8	30.5 $\pm$ 2	5.77 $\pm$ 0.46	4.51 $\pm$ 0.43
Ni	0.8 $\pm$ 0.2	1.1 $\pm$ 0.2	1.7 $\pm$ 0.3	0.37 $\pm$ 0.046	4.59 $\pm$ 1.0

* (1.6) 为 1.6 倍; ** 均引自 Palme, Suess 和 Zeh (1981), Kuroda (1983)。

由表 1.7 可以看出,局部实测的宇宙线的组成与宇宙线源丰度差别很大。宇宙线中的超重组分与太阳系丰度比较相近 (图 1.21)。

计算银河宇宙线源元素丰度,并与太阳系元素丰度进行对比 (图 1.22, 以 Fe 归一化), 结果说明了除少数轻元素比太阳系丰度略低外, 其他元素基本上与太阳系丰度相近。宇宙线源中的超重元素核与 r 过程、S 过程和 P 过程的产物相接近。银河宇宙线源的元素核与太阳系的元素一样, 主要是在恒星演化末期通过各种爆炸核燃烧过程和 S, r, P 过程所形成。因此元素的起源与宇宙线的起源是同一事件 (包括许多过程) 的结果。

图 1-23 表示了在地球大气层顶部观测的宇宙线源的同位素组成与计算的宇宙线源的同位素组成的比较。宇宙线的轻核、中等核、重核与超重核受到加速后与星际介质产生

核反应,改变其原有的同位素组成。宇宙线源的同位素组成与核素宇宙丰度相接近,证明元素与宇宙线的起源是同源的。

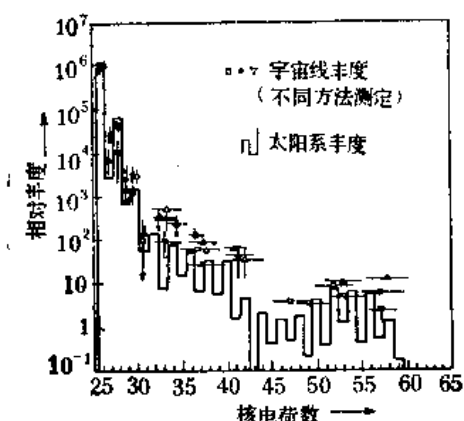


图 1.21 宇宙线源的超重元素核的相对丰度与太阳系丰度的比较 (Fe-Nd 之间的元素)

关于银河宇宙线的起源至今还没有明确的结论。由于宇宙线源的组成既类似于元素宇宙丰度,又与星际介质的成分相接近,目前主要有两种观点,即超新星爆发和星际空间介质被加速。Ax-ford (1981) 对加速机制作了详细讨论。但不论是元素宇宙丰度还是星际介质元素丰度,它们的起源可能都接受过一代或多代恒星中核合成的产物。归根结底,元素的起源和宇宙线的起源是一致的,宇宙线的起源是元素起源的一个组成部分。

根据已有的观测事实,我们能初步描绘出一幅元素的起源的轮廓图。宇宙核合成形成了二个丰度值最高的H和 ^4He ,以及少量的 ^2D , ^3He 和 ^7Li 。这些初始物质凝聚成星系、恒星。恒星的演化开始了重元素的建造。氢燃烧提供了恒星大部分能源。氢燃烧形成了高丰度的 ^{12}C 和 ^{16}O 。这些燃料经历爆炸核燃烧,合成A为20—60之间的大多数核素。铁峰后元素的形成主要通过中子俘获过程合成。超新星爆发把核合成的产物抛向星际空间,逐渐形成新的一代恒星,又随着恒星的演化产生不同的核合成过程。宇宙线对星际介质的重元素产生散裂反应,制造Li,Be和B等元素。这些过程的综合,产生了我们所观测到的太阳系元素丰度的格局与规律。

近年来,陨石中氧、镁等同位素组成异常的发现 (Clayton et al., 1973),证明陨石中保留有原有的核合成组分,这对核合成理论是有力的支持,同时也为检验单个核合成提供

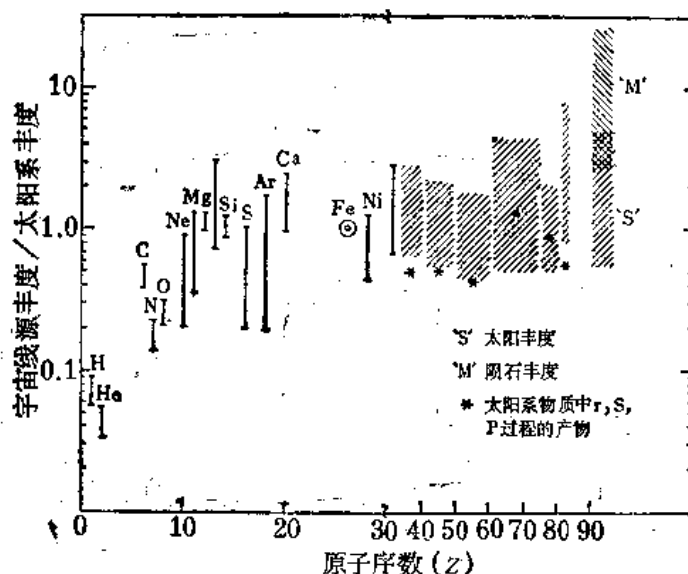


图 1.22 宇宙线源元素丰度与太阳系丰度的比较

了一个客观基础。

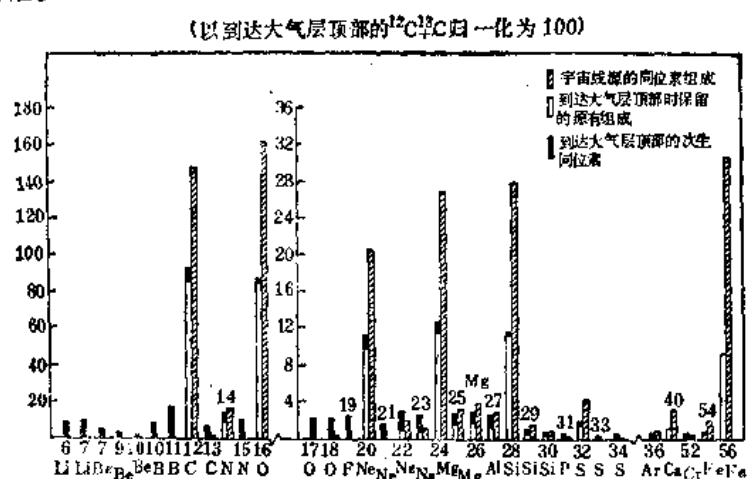


图 1.23 宇宙线的同位素组成

但是,总的说来,元素的起源的图景还并不那么清晰,有些过程(如P过程)还没有直接的证据;元素宇宙丰度是检验核合成理论的基础,其可靠性如何?核合成过程的计算带有很大的不确定性;不同质量的恒星将有不同的演化历程并产生不同类型的核合成过程;不同类型的超新星有不同的爆发特征,产生的元素也不尽相同……等等,这些问题还有待进一步探索与研究。

第二章 太阳星云的化学演化

元素形成末期,大量核合成物质被抛射弥散在宇宙空间,这些星际介质逐渐又形成星云和恒星。太阳星云是太阳系的母体,它经历了极其复杂的演化过程才形成我们的太阳系。为探讨太阳、行星、卫星、陨石和彗星等天体的起源,本章将论述太阳系物质的来源与化学成分,特别是近 10 年来,陨石中原始同位素组成异常的发现,证明太阳星云不仅在化学成分上是不均一的,而且在同位素组成上也是不均一的,太阳星云凝聚形成太阳系时,有系外物质的污染与混合。本章还将讨论由于星云中物理化学环境的差异,使星云的分馏、凝聚过程形成了大小、结构和化学成分差异极大的行星、卫星系统;目前已有的均一凝聚、非均一凝聚和等离子体凝聚模型,都从不同角度解释太阳系起源的一些基本特征;太阳星云凝聚物如何聚集形成太阳系的各类天体以及聚集的环境与条件。总之,太阳星云的化学演化过程的研究,是通过已有的观测事实,探索合理的模式来解释和恢复 47×10^8 a 前即太阳系形成过程的历史。

一、太阳系的物质来源

(一) 太阳系物质的同源性

太阳星云的化学成分(习惯称为元素宇宙丰度)的研究是探讨太阳系的起源和太阳系各天体化学演化的基础。19 世纪末以来,基于地壳化学成分资料的积累,对太阳系元素丰度开始了系统研究。地壳甚至整个地球的化学成分由于经历了复杂的化学分馏过程,不能代表太阳系的平均化学成分,而 I 型碳质球粒陨石难熔元素丰度与太阳光球对应元素丰度的比较,两者之间的符合程度良好。对 I 型碳质球粒陨石中 394 种核素与太阳光球进行比较(图 2.1),在 $\frac{1}{4}$ — 4 倍的范围内,绝大部分核素的相对丰度趋近于 1。由于很难找到能在实验室精确测定其成分的太阳星云的原始物质,在太阳系的各类天体中,I 型碳质球粒陨石在低温下形成,形成后经受的热变质和化学分馏作用最小,它的元素丰度又可以精确测定,其难熔元素丰度与太阳丰度、宇宙线丰度比较接近,因此被假设为太阳系难熔元素平均丰度,它的数值被接受为难熔元素“标准”宇宙丰度值(表 1.5)。对于一些熔点较低或挥发性元素丰度,I 型碳质球粒陨石比其他各类陨石分馏小、丰度值高(图 2.2)。但是 I 型碳质球粒陨石中的易挥发性元素(如 H, He, C, N, O 和稀有气体等),在形成时曾发生过很大的分馏作用,因而取太阳光球挥发性元素丰度作为太阳系挥发性元素平均丰度,并被接受为挥发性元素“标准”宇宙丰度值。目前比较广泛应用的元素宇宙丰度值见表 1.4, 表 1.5, 表 1.6。

天体力学从太阳系运动的共面性、同向性以及提丢斯-波德定则等方面论证太阳与行

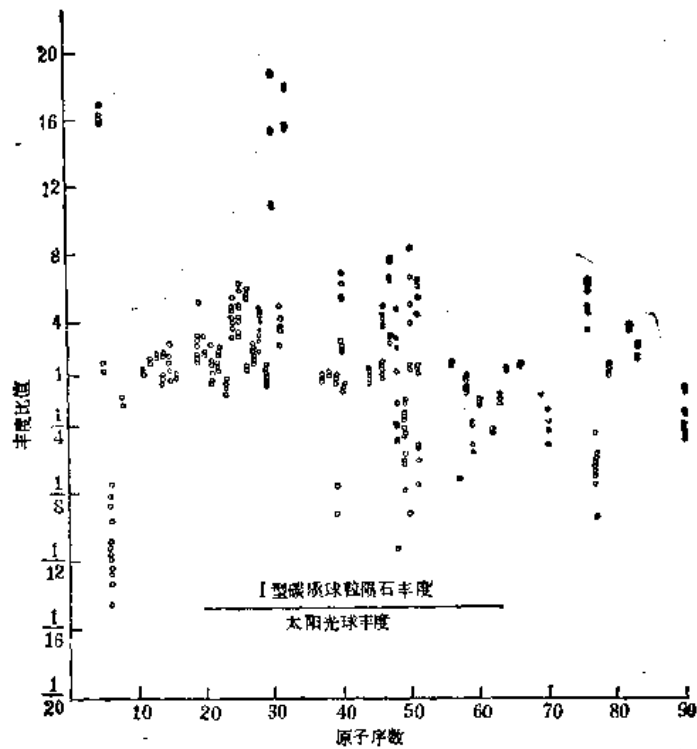


图 2.1 1 型碳质球粒陨石与太阳光球核素丰度的比较
图中所列数据均先由硅归一化

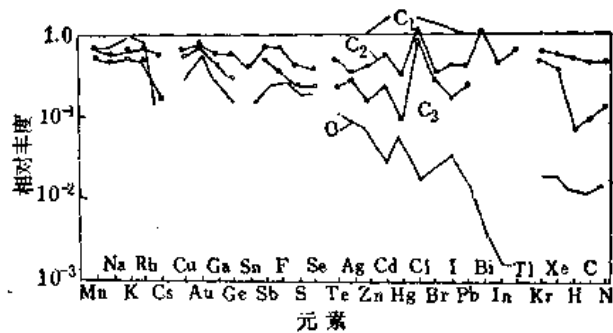


图 2.2 各类陨石中 31 种熔点较低及挥发性元素丰度与 1 型碳质球粒陨石 (各元素丰度值设为 1) 丰度的比较
C₁ 为 I 型碳质球粒陨石; C₂ 为 II 型碳质球粒陨石; C₃ 为 III 型碳质球粒陨石; O 为普通球粒陨石

星是来源于同一团星云物质。天体化学一方面根据地球、月球、各类陨石中稀土元素丰度模式进行对比,发现它们虽然在稀土元素的含量上有较大差别,但稀土丰度模式是接近一致的。图 2.3 表明太阳星云盘内的分馏过程,并没有使稀土丰度模式发生变异,表明太阳系各成员是来自同一团星云物质。另一方面,太阳、月球、地球、火星和各类陨石中绝大部分元素的同位素组成是一致的,虽然这些天体经历过不同的演化过程,发生过复杂的化学分馏作用,表明太阳星云曾经历过统一的同位素均匀化过程,太阳系各成员是同源的。

大量的地球、月球和各类陨石样品的同位素组成研究表明,太阳系是高度同位素均一

化的。元素的核合成过程中,产生同一元素的不同同位素往往需要极不相同的物理条件和不同的物源。因此,同位素的均一化表明,在行星体形成之前,太阳星云中必须有效地混合各种核合成的产物。例如 ^{136}Ba 是S过程的产物,而大多数 ^{135}Ba 是r过程的产物。S过程比r过程的中子密度小 10^{20} 量级,而 ^{135}Ba 与 ^{136}Ba 形成的场所也极不相同,然而,研究地球、月球和陨石的Ba同位素表明, $^{135}\text{Ba}/^{136}\text{Ba}$ 在0.01%的范围内是均一的,这种均一的同位素组成称为“正常”组分。可以说整个太阳系是由同一个经过高度同位素均一化而化学成分上极不均匀的星云凝聚形成。

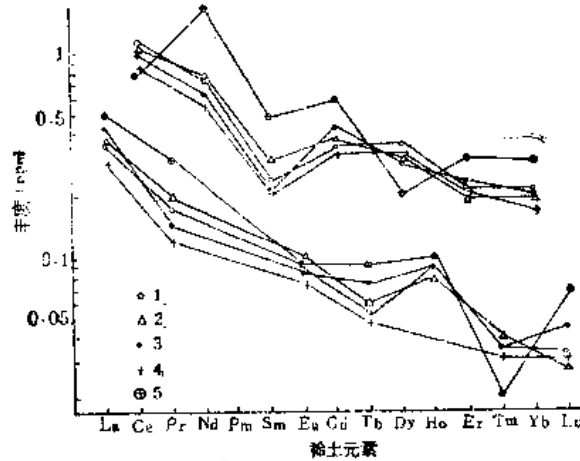


图 2.3 太阳系某些天体的稀土元素丰度模式
1 为宇宙丰度; 2 为CI 球粒陨石丰度; 3 为普通球粒
陨石丰度; 4 为普通球粒陨石丰度; 5 为地球丰度

(二) 陨石中原始同位素组成异常

太阳系内引起同位素组成发生正常变化的过程有: ①物理化学效应。由于同位素的质量和零点能的差别,使其化学反应速度、平衡常数和挥发性等性质产生微小差别,在天然过程中引起同位素分馏,使同位素组成发生变化; ②原始放射性核素的衰变,如U, Tb, ^{40}K , ^{87}Rb , ^{147}Sm , ^{176}Lu 和 ^{187}Re 等,放射性核素的衰变引起 Pb, Ar, Sr, Nd, Hf 和 Os 等元素的同位素组成发生变化。这类变化是同位素年代学的基础; ③太阳系中发生的核反应,如银河与太阳宇宙线和太阳系物质相互作用发生的散裂反应, 20×10^8 a 前在太阳系物质中可能产生 ^{235}U 的天然链式核反应(如加蓬共和国 Oklo 铀矿中发生过的天然链式核反应)。上述变化统称为正常同位素丰度变化。

近年来,对各类陨石及行星物质进行精确的同位素组成测定发现,除正常的同位素组成变化外,太阳系物质中还存在一类异常同位素组成变化,它是太阳系内发生的过程所不能解释的同位素丰度反常,这种异常同位素丰度变化称为原始同位素组成异常。

同位素组成异常的发现是 70 年代太阳系物质同位素组成研究方面的一项重大突破。随着质谱同位素分析技术的发展,Black 和 Pepin(1969), Black (1970,1972)以及 Eberhardt (1974) 对碳质球粒陨石的稀有气体研究,首先发现了氦的同位素组成异常 (Ne-E),并提出了太阳系外成因的概念,但由于氦在陨石中丰度极低而未引起足够的重视。

1973年 Clayton et al. 在碳质球粒陨石的难熔矿物相中发现氧同位素异常后,才引起人们对陨石中原始同位素组成异常的强烈关注。以后相继发现了归因于已灭绝的核素 ^{26}Al ($T_{1/2} = 7.3 \times 10^5 \text{a}$) 衰变产生的 ^{26}Mg 异常,以及由已灭绝的 ^{107}Pd ($T_{1/2} = 6.5 \times 10^6 \text{a}$) 衰变产生的 ^{107}Ag 异常 (Lee 和 Papanastassiou, 1974; Wasserburg et al., 1977)。1978年在 Allende 陨石中的 Cl, EK1-4-1 包体中发现了其他同位素 O, Mg, Si, Ca, Sr, Ba, Nd 和 Sm 的同位素组成异常以及 Kr, Xe 等同位素异常。原始同位素组成异常的工作正吸引着许多天体化学家在深入探讨。

1. Ne-E (氦的原始同位素组成异常) 根据目前已有的对地内和地外物质氦同位素测定的结果,绝大部分数据落在 NeA (行星的氦同位素组成)、NeB (太阳风的氦同位素组成)和 NeS (宇宙线散裂反应产生的氦同位素组成)所组成的三角形内(图 2.4),但也发现含有 Ne-E 的成分。太阳的 $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} \approx 13$, 地球大气层的 $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} \approx 9.8$, 而 Ne-E 组分的 $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} \leq 1.30$, $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} \leq 0.015$, 因而 Ne-E 是一种富含重氦同位素 (^{22}Ne) 的成分,或许是一种纯 ^{22}Ne 组分。随着测试技术的提高, Ne-E 的组分接近 $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} \leq 0.01$, $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} \leq 0.001$, 几乎是纯的 ^{22}Ne , 因此 Ne-E 的成因不可能是太阳系内正常的同位素组成变化,而是由已灭绝的 ^{22}Na 衰变产生(图 2.5)。

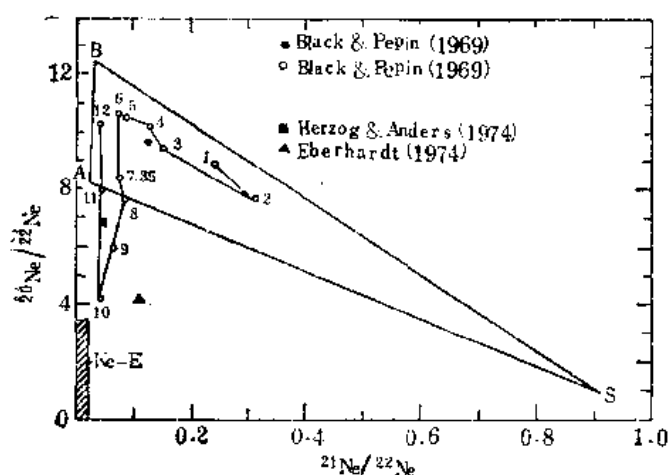


图 2.4 Orgueil 1 型碳质球粒陨石的氦同位素组成 A 为行星型氦同位素组成; B 为太阳型氦同位素组成; S 为散裂成因氦同位素组成; Ne-E 为氦的原始同位素组成异常 (Anders, 1981)

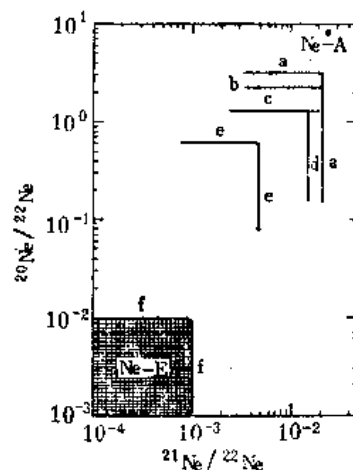


图 2.5 Ne-E 同位素组成 (Anders, 1981)

a 为 Black (1972); b 为 Eberhardt (1974); c 为 Niederer 和 Eberhardt (1977); d 为 Srinivasan 和 Anders (1977); e 为 Eberhardt et al. (1979); f 为 Jungck 和 Eberhardt (1979);

2. 氧的原始同位素组成异常 Clayton (1973) et al. 发现,在氧同位素的 $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{16}\text{O}$ 图上,所有地球和月球的样品均落在斜率近于 $\frac{1}{2}$ 的直线上,而 C_2 , C_3 和 C_4 碳质球粒陨石中的不含水矿物的数据均落在地-月线之下其斜率近于 1 的直线上(图 2.6)。由于 $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比值是个常数,斜率近于 1 的直线表明具有 ^{16}O 的过剩,过剩量可高达 5%。很显然,碳质球粒陨石的氧同位素组成不能由地、月物质通过物理化学过程演化出来; ^{16}O

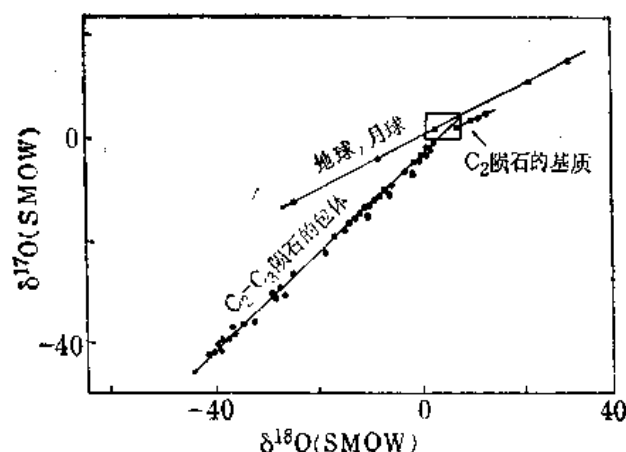


图 2.6 地球、月球、碳质球粒陨石包体和基质的氧同位素组成
SMOW 为标准洋水(下同)

的过剩不可能来源于核的衰变；现今还未知太阳系内存在能导致 ^{16}O 富集的核过程。如果 ^{16}O 的过剩假设是在太阳系内形成，则要求有极大数量级通量的质子照射，并将对其他元素的同位素组成产生很大影响。克莱顿(1982)认为在早期太阳系原始物质形成之前就

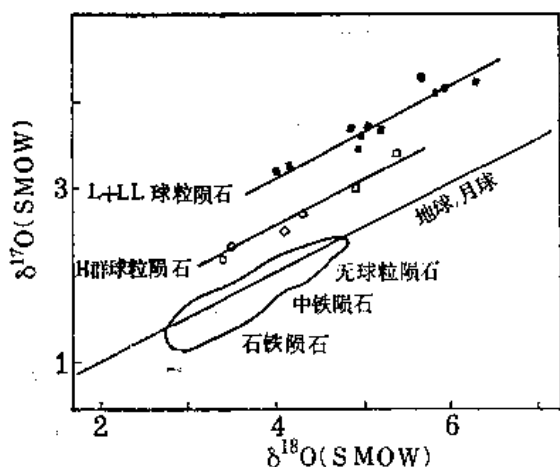


图 2.7 地球、月球和各类陨石的氧同位素组成

存在有 ^{16}O 的过剩，它是在太阳系诞生之前的核合成产物。图 2.7 表明，L + LL 球粒陨石、H 群球粒陨石，地球和月球

的样品均各自落在斜率为 $\frac{1}{2}$ 的直线上，

但截距各不相同。分异型的陨石分别落在地-月分馏线的左下端周围，说明异常氧在各类陨石之间以及陨石与地-月之间的分布是不均匀的。在 Allende 碳质球粒陨石之中 ^{16}O 的过剩与矿物的种类有关。尖晶石和辉石具有较大的 ^{16}O 的过剩，而黄长石和钙长石则 ^{16}O 的过剩

较小。矿物之间 ^{16}O 的过剩表明，可能是一种具有 5% ^{16}O 的过剩的富含 Ca-Al 的包体结晶作用与一种具有太阳系同位素组成的气体之间进行氧的交换，氧在不同矿物中的扩散速度不同，黄长石、钙长石中的氧容易交换，而尖晶石和辉石几乎不发生交换。 ^{16}O 的过剩是一种核效应的产物，但它不可能是在原处发生的核效应，因为没有任何一个氧同位素有一个已知的天然放射性母体存在，同时也未曾观察到高能粒子照射所引起的其他核效应。因此氧同位素异常被认为是由于原始不均一性引起的异常。通常 ^{16}O 只能在核合成过程中由 He 燃烧生成， ^{16}O 的来源可能是由于超新星爆发的抛射物加入到正在凝聚的太阳星云中。由于 ^{26}Mg 异常地发现，给上述假说以有力的支持，证明 ^{16}O 是在核合成过程之后，大约不超过 1Ma 的时间间隔内加入到正在凝聚的太阳星云之中；也可能过剩的 ^{16}O 是在星际物质之间产生，是由过去多次超新星爆发中产生 ^{16}O 的过剩而凝聚形成的。

总之， ^{16}O 的过剩表明，正当太阳星云在凝聚过程中，有太阳系外物质的加入或污染，

而星云的各种过程并没有使之均匀化,形成了氧的原始同位素组成异常。

3. 已灭绝的放射性核素产生的异常 至少有四种已灭绝的核素存在于太阳星云中,如 ^{129}I ($T_{1/2} = 16 \times 10^6 \text{a}$), ^{244}Pu ($T_{1/2} = 83 \times 10^6 \text{a}$), ^{26}Al ($T_{1/2} = 7.3 \times 10^6 \text{a}$) 及 ^{107}Pd ($T_{1/2} = 6.5 \times 10^6 \text{a}$), 它们的衰变产物如: $^{129}\text{I} \rightarrow ^{129}\text{Xe}$, $^{26}\text{Al} \rightarrow ^{26}\text{Mg}$ 和 $^{107}\text{Pd} \rightarrow ^{107}\text{Ag}$ 均发现有异常过剩。在某些无球粒陨石和碳质球粒陨石中均发现有氙的同位素组成异常, ^{131}Xe — ^{136}Xe 的丰度异常逐渐增加,这表明不是典型的太阳系丰度特征(图 2.8)。在无球粒陨石中测定的重氙同位素组成与 ^{244}Pu 裂变产生的 Xe 的产额比极相近,证明在星云中曾有大量的 ^{244}Pu (图 2.8)。在碳质球粒陨石中,裂变成因氙同位素组成特别富含重氙的同位素,这个问题找不到合理的解释。Anders (1981) 对比了碳质球粒陨石裂变成因 (CCF) 氙的同位素组成,证明 CCF 的氙的同位素组成与超重元素 114 自发裂变产生的氙的同位素组成极为相似(图 2.9)。Anders 认为,在元素形成的末期,当超新星爆发时不仅可以形成铀、钚、超铀和超钚等元素,而且还可能产生 111—115 号超重元素。当太阳星云凝聚时,超新星抛射的产物注入了太阳星云,并凝聚在太阳星云早期的高温凝聚相中,并就地裂变形成了 CCF 型的氙的同位素组成异常。CCF 型重氙的同位素组成异常是超重元素(111—115 号元素)曾经存在的“化石”记录。

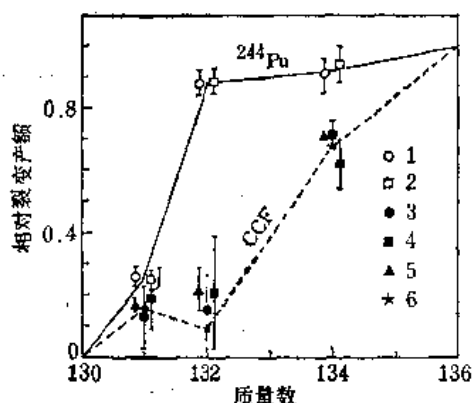


图 2.8 无球粒陨石与碳质球粒陨石裂变成因氙

(Anders, 1981)

无球粒陨石

1 为 Rowe (1970); 2 为 Hohenberg et al. (1967);

碳质球粒陨石

3 为 Reynolds 和 Turner (1964); 4 为 Podosek et al. (1970); 5 为 Phinney (1971); 6 为 Lewis et al. (1977)

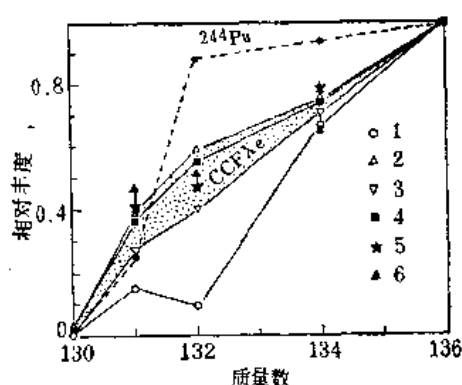


图 2.9 碳质球粒陨石裂变成因氙 (CCFXe) 与 114 号元素裂变成因氙理论值的比较

(Anders, 1981)

1 为 CCFXe, Lewis et al. (1975); 2 为 CCFXe, Lewis et al. (1977); 3 为 CCFXe, Srinivasan et al. (1977); 4 为 CCFXe, Lewis et al. (1981);

5 为 $^{298}114 E_{\text{exc}} = 1.1 \text{MeV}$; 6 为 $^{298}114 E_{\text{exc}} = 0.75 \text{MeV}$

4. Allende 碳质球粒陨石包体的原始同位素组成异常 Allende 陨石中主要由黄长石、钙长石、尖晶石和辉石等矿物组成的富 Ca-Al 的高温凝聚相中,几乎所有被分析过的元素都显示了同位素组成异常,如 O, Mg, Ca, Sr, Ba, Nd 和 Sm 等。

(1) 镁的同位素组成异常 取地球、月球和陨石中镁同位素组成代表太阳系的正常同位素组成, C1 包体中的 ^{26}Mg 有高的异常(图 2.10), $\delta^{25}\text{Mg}$ — 3‰, $\delta^{26}\text{Mg}$ — 5.9‰,

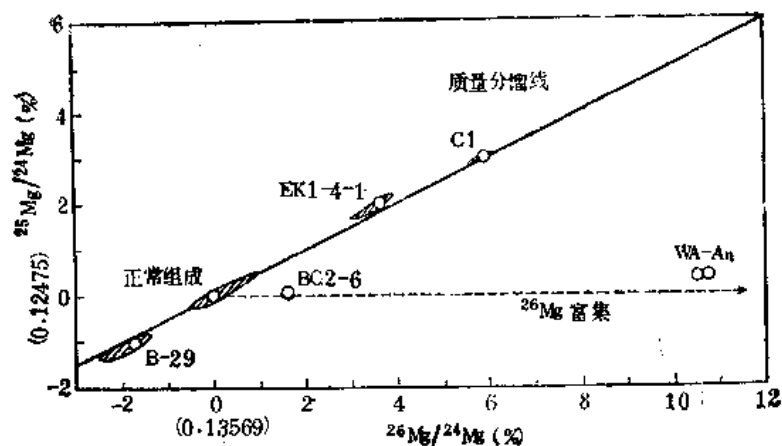


图 2.10 Allende 碳质球粒陨石包体镁的同位素组成
(Wasserburg et al., 1977)

$\delta^{26}\text{Mg}/\delta^{25}\text{Mg} - 2$, C1 包体中镁的同位素组成接近质量分馏线,有可能是天然分馏效应所致。EK1-4-1 包体的同位素组成在分馏线的上方,因而分馏效应较小而核效应较大,其 $\delta^{25}\text{Mg} - 2\text{‰}$, $\delta^{26}\text{Mg} - 3.7\text{‰}$ 。B-29 包体具有复杂的分馏效应,重同位素较匮乏,而 WA 包体中的钙长石 ^{26}Mg 的过剩较明显(图 2.11)。钙长石比其他矿物的 $^{27}\text{Al}/^{24}\text{Mg}$ 比值高, ^{26}Mg 的过剩也大,相对于地球镁的同位素组成而言, ^{26}Mg 过剩达 8.5%。图 2.11 表明,若包体形成时的 $(^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al})_0 = 5 \times 10^{-5}$, 初始镁的同位素组成为正常值,WA 包体中斜长石相的 ^{26}Mg 具有明显的过剩,反映了当包体形成时有太阳系外的 ^{26}Al 加入,就地衰变而使矿物中的 ^{26}Mg 过剩,因而使 $^{27}\text{Al}/^{24}\text{Mg}$ 比值高的矿物 $^{26}\text{Mg}/^{24}\text{Mg}$ 比值增高。在太阳星云后期凝聚形成的矿物中,使超新星注入物稀释,很难观察到 ^{26}Mg 的异常。 ^{26}Mg 在某些矿物中的过剩说明,太阳星云至少具有两种不同同位素组成的组分混合。

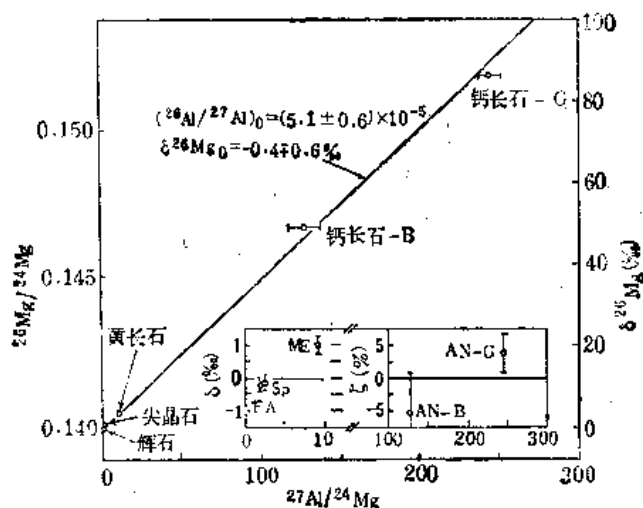


图 2.11 Allende 陨石中富 Ca-Al 的 WA 包体内各矿物的镁同位素组成
(Lee et al., 1977)

(2) Si, Ca, Sr 与 Ba 的同位素组成异常 经测定 (Clayton et al., 1978) C1 包体中的 $\delta^{29}\text{Si} \approx 12.5\text{‰}$; EK1-4-1 包体的 $\delta^{29}\text{Si} \approx 7.5\text{‰}$, $\delta^{30}\text{Si} \approx 12.5\text{‰}$; $\delta^{34}\text{Si}/\delta^{29}\text{Si} \approx 2$,

类似于 Mg。两类包体均发现 ^{29}Si 相对富集而 ^{30}Si 相对匮乏。对两类包体中钙的同位素组成作过精细测定 (Lee et al., 1978, 1979), 若以 ^{42}Ca 和 ^{44}Ca 为正常丰度, 扣除分馏效应之后, EK1-4-1 包体发现有 $0.17 \pm 0.02\%$ 的 ^{42}Ca 的过剩及 $1.35 \pm 0.06\%$ 的 ^{46}Ca 的过剩, 而 C1 包体中的 ^{46}Ca 为负异常, 其值为 $-0.27 \pm 0.03\%$ 。

Allende 陨石中 C1 和 EK1-4-1 包体 Sr 的同位素组成测定 (Papanastassiou 和 Wasserburg, 1978) 表明 (图 2.12), 若以 ^{86}Sr 和 ^{88}Sr 为正常值, 则由 P 过程形成的 ^{84}Sr 具明显的负异常 (或由 S 与 r 过程形成的 ^{86}Sr , ^{87}Sr 和 ^{88}Sr 具有过剩)。

两类包体中 Ba 同位素的测定 (McCulloch 和 Wasserburg, 1978 a) 结果证明, 若选择 S 过程形成的 $^{134}\text{Ba}/^{138}\text{Ba}$ 作归一化标准, EK1-4-1 中的 ^{135}Ba 和 ^{137}Ba 的过剩值分别为 $0.13 \pm 0.01\%$ 和 $0.12 \pm 0.01\%$, ^{130}Ba 和 ^{132}Ba 为地球丰度。C1 包体仅 ^{135}Ba 呈负异常, 为 $-0.02 \pm 0.01\%$ (图 2.13)。

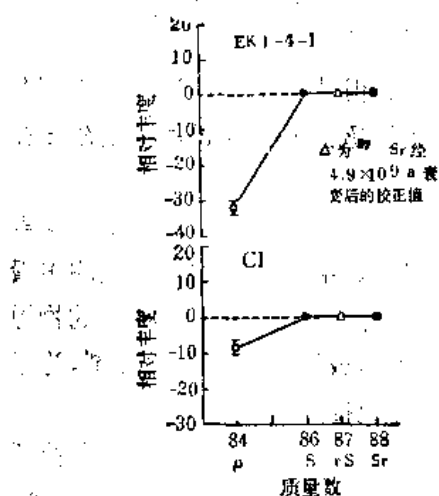


图 2.12 Allende 陨石 C1 和 EK1-4-1 包体 Sr 的同位素组成

s, r, p 为形成该核素的核过程, 下同

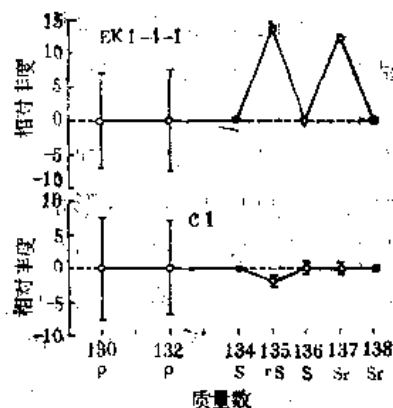


图 2.13 Allende 陨石 C1 和 EK1-4-1 包体 Ba 的同位素组成

(3) Nd 与 Sm 的同位素组成异常 Allende 陨石 C1 和 EK1-4-1 包体的 Nd 同位素组成, 经 McCulloch 和 Wasserburg (1978 a) 测定, 若以 ^{142}Nd 和 ^{144}Nd 为正常丰度, C1 呈现出标准的正常组成, 而 EK1-4-1 中的 ^{141}Nd , ^{143}Nd , ^{145}Nd , ^{147}Nd 和 ^{150}Nd 呈现过剩 (图 2.14)。Sm 的同位素测定 (McCulloch 和 Wasserburg, 1978 b) 结果, 若以 S 过程形成的 ^{147}Sm 和 ^{149}Sm 为正常值, 则 EK1-4-1 中 P 过程形成的 ^{144}Sm 和主要为 r 过程形成的 ^{147}Sm , ^{149}Sm , ^{152}Sm 和 ^{154}Sm 均有过剩, 而 C1 包体仅 ^{144}Sm 过剩 (图 2.15)。

在陨石中还发现一些未经确证的原始同位素组成异常, 如 ^{130}Te 过剩约 17%; $^{202}\text{Hg}/^{196}\text{Hg}$ 的比值比正常值高 30 倍; 地-月物质的 $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137.8$, 但在陨石中变化很大, 从 40 到 164。

陨石中原始同位素异常物质的存在, 对建立太阳星云的模式和有关的天体物理学问题有重要意义。目前对这种异常的解释有以下几种观点: ①由于原始太阳的高能粒子流对星云物质某些部分的不同照射所产生; ②在太阳星云凝聚期间的几百万年内由于邻近超新星的爆发, 触发太阳星云的凝聚和太阳系的形成; ③老的超新星产物的污染; ④星际

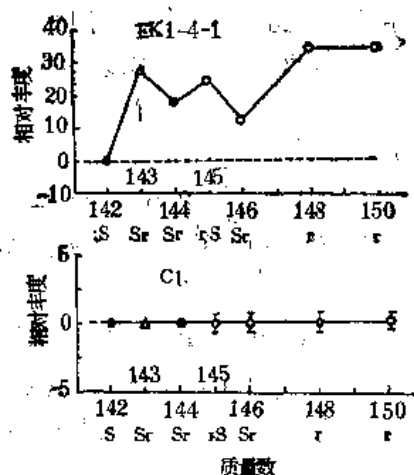


图 2.14 Allende 陨石 C1 和 EK1-4-1 包体 Nd 的同位素组成

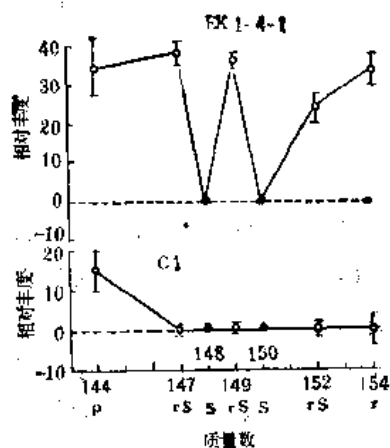


图 2.15 Allende 陨石 C1 和 EK1-4-1 包体 Sm 的同位素组成

介质中不同成分的前太阳星云尘埃颗粒的不完全蒸发等等。但是 ^{129}Xe 、 CCFXe 和 ^{26}Mg 的异常要求最后一次核合成的时间发生在 10^6 a 范围内,而且超新星爆发必须发生在正在凝聚的太阳星云附近。

原始同位素组成异常的发现改变了太阳系物质同位素均一化的概念,同时也为探索太阳系的物质来源和太阳系的形成提供了新线索。原始同位素组成异常的发现也冲击着天体年代学计时法的一个基本原理,即假定太阳系物体都是由一个同位素均一化的物源演化而来,具有相同的原始同位素组成的概念。原始同位素组成异常是一种示踪剂,为了解行星形成的物源,不同行星体之间的成因联系和热演化历史提供新的论证。

自 1755 年康德和 1796 年拉普拉斯提出星云学说以来,近代的星云学说对拉普拉斯所提出的太阳系是由一团灼热的、化学成分均一的、转动着的球状气体演化而来的概念,作了大量的、原则性的修改,无论是就云的化学成分、内部温度、运动方式、行星的形成和云的演化过程,还是在解释太阳系的基本特征上都有很大的进步,但仍然认为初始的星云可能是化学成分均一的,仅仅是在星云的演化过程中由于太阳光、热的辐射、太阳风的驱动,使元素沿星云盘的径向产生分馏并呈现出丰度梯度和比值的规律变化,形成了化学成分不均一的星云。太阳星云确实经历过同位素的均一化过程,而外来物质的加入引起了原始同位素组成异常,而邻近超新星的爆发可能触发太阳星云的运动与凝聚,并形成太阳系各天体。但是外来物质加入的总量不超过 $1/10^3$,而星云的化学分馏可以由均一的太阳星云出发来探讨。因此,我们往往是借助于化学和同位素组成均一的太阳星云来研究化学成分与同位素组成不均一的、真实的太阳星云。

二、太阳星云的凝聚过程

太阳星云由于自转加速,内部温度升高,中心形成原太阳,星云盘内的物质受到加热,使星云盘内的元素产生分馏。我们根据各类陨石和行星的化学成分、形成环境的研究认为,太阳星云盘内的各种元素,由于受到太阳光、热辐射和太阳风的驱动,使之沿径向呈现出丰度梯度和比值的规律变化,形成了物质在太阳系空间分布的不均匀性;由于太阳风的

驱赶能力和物质的逃逸速度将随离太阳的距离的增加而减小,因而离太阳较近的部位,难熔元素较富集而挥发份较贫;在巨行星区则挥发组分富集而难熔元素匮乏;在外行星区不仅难熔元素贫乏,而且挥发性元素也大量丢失。据我们计算(欧阳自远, 1979 b, 1980, 1983)在 1 到 4.5 A 的区间内,亲铁元素(Fe, Co, Ni, Ti, V, Cr, Os, Ir, Pt, Ru, Rh, Pd 等)丰度由占总含量的 38% 减少到 20%;亲铜元素和亲气元素丰度逐渐增大,分别由 $< 3\%$ 和 1% 增长到 12% 和 13% 。亲石元素在 1—2 A 范围内,丰度为 $31\sim 36\%$,而在 2—4 A 范围内,则由 36% 减小到 21% 。氧丰度由 29% 增高到 44% ,在 > 4.5 A 的区间,氧丰度将显著降低。星云盘内各种化学元素的分馏,导致了各行星的化学成分有明显的差异,也导致了各行星的大小、密度、甚至内部结构的不同。

随着星云盘温度的降低,各种化合物(矿物)逐渐形成并相互碰撞而增大,形成小星子。小星子的互相碰撞、甚至吸引而形成行星胎和太阳系各天体(戴文赛, 1979)。

太阳星云的凝聚过程,主要是根据现在所了解到的太阳系各天体的密度、成分、结构和特征,从已有的观测事实出发,结合星云的物理化学环境的分析来探讨太阳星云的演化过程。

现有的太阳星云凝聚模型,按照它们对太阳星云化学成分的假定而划分为: ①均一凝聚模型,即假定太阳星云化学成分是均一的,原始冷的星云由于受到加热而使物质气化、熔融,形成气体尘埃星云,再通过慢冷却或快冷却过程而使元素分馏和凝聚,因而又称为热凝聚模型。②非均一凝聚模型,即假定太阳星云化学成分是非均一的,可能是冷的星云物质直接凝聚形成太阳系各天体,故称为冷凝聚模型。③磁等离子体的不均一,非平衡凝聚模型。

(一) 均一的太阳星云凝聚模型

假设初始太阳星云为高温的化学与同位素均一的气体星云,星云元素丰度等于宇宙丰度,同位素丰度等于地球物质丰度。Cameron (1963) 提出的太阳星云演化模型认为: 在太阳星云内部离中心数个天文单位的范围内,由于星云塌缩期间的气体压缩作用很大,星云被加热致使所有的星际尘埃粒子完全汽化,随后热星云通过辐射作用产生“平衡”冷却。当星云冷却至 ~ 2000 K 时,元素及其化合物开始按它们的难熔顺序由星云中依次凝聚。凝聚可能有 2 种类型: ①平衡凝聚,星云压力约为 10^{-10} atm,缓慢冷却,凝聚相与气相以及凝聚相之间发生反应,生成物的成分是热力学的“态函数”。②非平衡凝聚,星云快速凝聚,凝聚相与气相以及凝聚相之间不发生反应。实际的凝聚过程可能介于这两者之间。

Anders (1971), Larimer (1973) 和 Morgan et al. (1978) 根据各类陨石和行星的成分具有谐调的变化特征,认为是太阳星云中产生化学分馏效应的结果。高温分馏效应在三大类球粒陨石中的 Al/Si 比和 Ca/Si 比呈现出规律的 C (碳质球粒陨石) $>$ O (包括 H, L 和 LL 群陨石的普通球粒陨石) $>$ E (顽火辉石球粒陨石) (图 2.16)。根据 Van Schmus 和 Wood (1967) 对球粒陨石进行的化学-岩石学分类, Fe^0/Fe 为 $\text{E} > \text{H} > \text{L} > \text{LL} > \text{C}$; Fe/Si 为 $\text{C} > \text{E} > \text{H} > \text{L} > \text{LL}$; Mg/Si 为 $\text{C} > \text{H} > \text{L} > \text{LL} > \text{E}$ (表 2.1)。表明各类球粒陨石是在星云中的不同部位,由于太阳星云的化学分馏,形成了不同化学成分和密

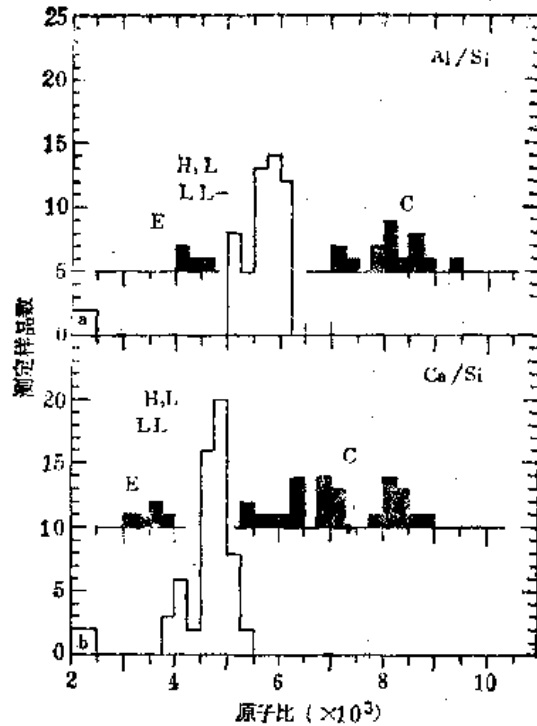


图 2.16 各类球粒陨石中的 Al/Si 比和 Ca/Si 比
(Larimer, 1973)

表 2.1 各类球粒陨石的化学分类参数
(Van Schmus 和 Wood, 1967)

类 型	Fe ^o /Fe	Fe/Si	Mg/Si
E 顽火辉石球粒陨石	0.80 ± 0.10	0.83 ± 0.32	0.79 ± 0.06
H } 普通球粒陨石	0.63 ± 0.07	0.83 ± 0.08	0.96 ± 0.03
L } 普通球粒陨石	0.33 ± 0.07	0.59 ± 0.05	0.94 ± 0.03
LL } 普通球粒陨石	0.08 ± 0.07	0.53 ± 0.03	0.94 ± 0.03
C 碳质球粒陨石	低	0.89 ± 0.08	1.05 ± 0.03

度的陨石与行星。

随着星云温度的降低, 根据平衡条件下元素的凝聚温度、元素和化合物的凝聚顺序如表 2.2。

Larimer (1967) 提出了在均一的太阳星云中快冷却(非平衡)凝聚和慢冷却(平衡)凝聚的模式(图 2.17)。Anders (1971) 提出了在 10^{-4} bar 条件下太阳星云凝聚过程的模式(图 2.18)。综合平衡凝聚过程可划分为以下过程: ①早期高温凝聚: 温度 > 1400 K, 首先是金属 Os, W, Zr, Re, REE, Hf, Y, Sc, Mo, Zr 以及 Ca-Mg-Al 的氧化物与硅酸盐凝聚, 并形成刚玉、钙钛矿、钙铝黄长石、尖晶石、镁硅钙石等矿物成分的高温凝聚相, 约占凝聚物总量的 5%; ②金属-硅酸盐的分馏与凝聚: 温度 $1300-1400$ K, 铁、镍、钴、铬等金属及橄榄石、辉石、钙长石等物质凝聚; ③挥发性金属与碱性长石凝聚: 当温度低于 1300 K 以后, Cu, Ag, Zn, Ga, Ge, Sb 等凝聚, 在 $1050-1000$ K 期间形成碱性长石。②, ③两阶段凝聚的产物占总凝聚物的 70% 以上; ④陨硫铁的凝聚: 在 700 K 左右, 已凝聚

表 2.2 太阳星云中元素与矿物的凝聚顺序

气态组分	凝聚产物	温度 (K)		气态组分	凝聚产物	温度 (K)	
		压力 (10^{-3} bar)	压力 (10^{-4} bar)			压力 (10^{-3} bar)	压力 (10^{-4} bar)
Os	Os 锇	1 925	1 840	Th, ThO, ThO ₂	Th, ThO ₂	1 496	1 429
WO, W	W 钨	1 885	1 798		Ca, MgSi ₂ O ₇	1 475	1 388
ZrO, ZrO ₂ , Zr	Zr, ZrO ₂ 锆	1 840	1 789		铁 钙 硅 石		
Re	Re 铼	1 839	1 759	Fe, Ni	Fe, Ni	1 468	1 374
	Al ₂ O ₃ 刚玉	1 758	1 679		CaMgSi ₂ O ₆	1 450	1 387
HfO, HfO ₂ , Hf	Hf, HfO ₂ 铪	1 719	1 652		透辉石		
YO, Y	Y, Y ₂ O ₃ 钇	1 719	1 646		Mg ₂ SiO ₄	1 444	1 370
ScO, Sc	Sc ₂ O ₃ 氧化钪	1 715	1 644		镁 橄 榄 石		
Mo, MoO	Mo, MoO ₃ 钼	1 684	1 603		CaAl ₂ Si ₂ O ₈	1 362	
REO, RE	RE, RE ₂ O ₃	1 647	1 571		钙 长 石		
	CaTiO ₃				MgSiO ₃	1 432	1 361
	钙 钛 矿	1 547	1 571		顽 火 辉 石		
Ir	Ir 铱	1 629	1 555	Cu	Cr ₂ O ₃ 绿 铬 矿	1 294	
	Ca ₂ Al ₂ SiO ₇				Co	1 274	
	钙 铝 黄 长 石	1 625	1 544		MnS 硫 锰 矿	1 139	
	Ca ₂ MgSi ₂ O ₇				TiO ₂ 金 红 石	1 125	
	黄 长 石	1 625	1 544		(Na, K)AlSi ₃ O ₈	~1000	~1 000
	Ru 钌	1 614	1 541		碱 性 长 石		
	V ₂ O ₅	1 534	1 458		FeS	~700	~700
	MgAl ₂ O ₄	1 513	1 444		陨 硫 铁		
	尖 晶 石				Fe ₃ O ₄	~405	~405
Ta, TaO	Ta, Ta ₂ O ₅	1 499	1 452		磁 铁 矿		
					含水硅酸盐	≤350	≤350
					H ₂ O 冰	≤200	≤200
					Ar, CH ₄ , NH ₃ - H ₂ O	<200	<200

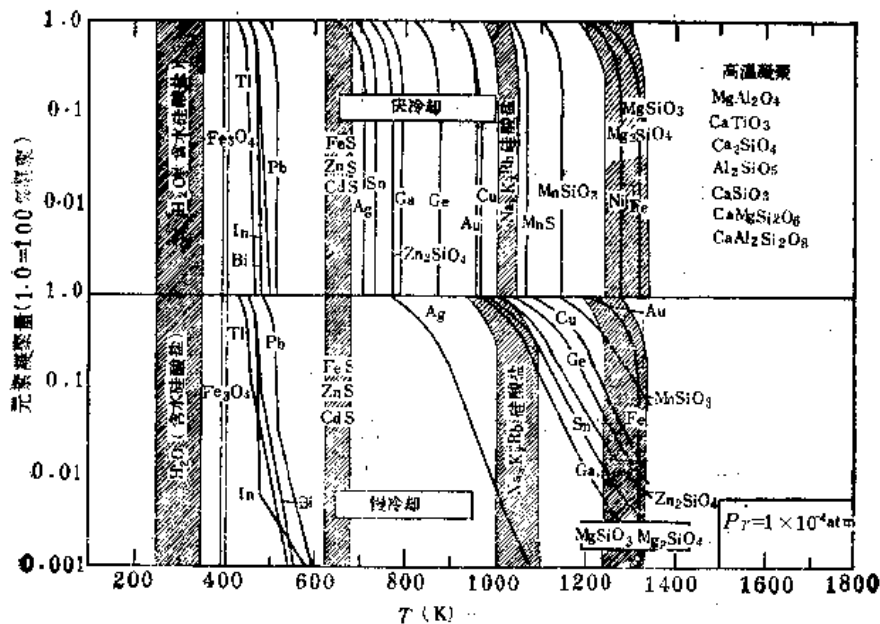


图 2.17 太阳星云中物质凝聚的顺序
(Larimer, 1967, 1973)

的金属铁转变为陨硫铁,即 $\text{Fe} + \text{H}_2\text{S} \rightleftharpoons \text{FeS} + \text{H}_2$, 相继挥发性金属 Pb, Bi, Tl, In, Zn 等凝聚; ⑤ 磁铁矿的形成: 当温度降至 400 K 左右, 以前凝聚的矿物将发生激烈变化, 陨硫铁等将会形成硫酸镁和硫, 部分 FeO 变成 Fe_3O_4 ; ⑥ 含水硅酸盐的形成: 温度低于 400 K 时形成含水硅酸盐, 是碳质球粒陨石形成的环境; ⑦ 冰和其他易挥发气体的凝聚。

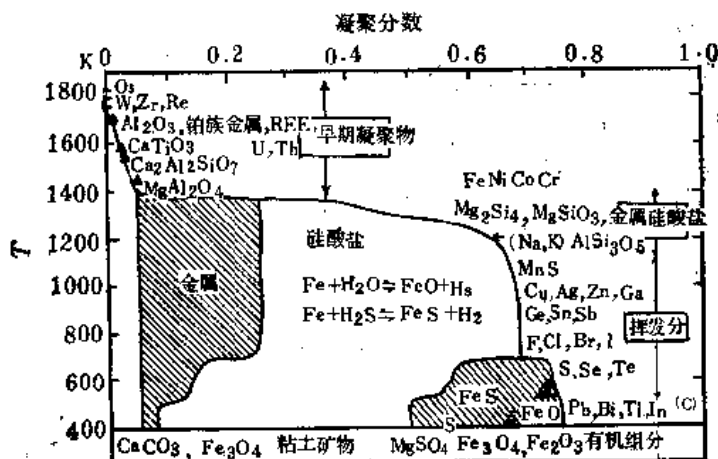


图 2.18 在 10^{-4} bar 条件下太阳星云的凝聚过程
(Anders, 1971, 安德斯, E. 1982)

Lewis (1972) 对平衡与非平衡凝聚过程以及各种化学反应的条件作了较精细的研究。在星云内总压为 10^{-2} bar, 10^{-4} bar 和 10^{-7} bar 条件下, 温度由 2 000 K 降低到 5 K 的

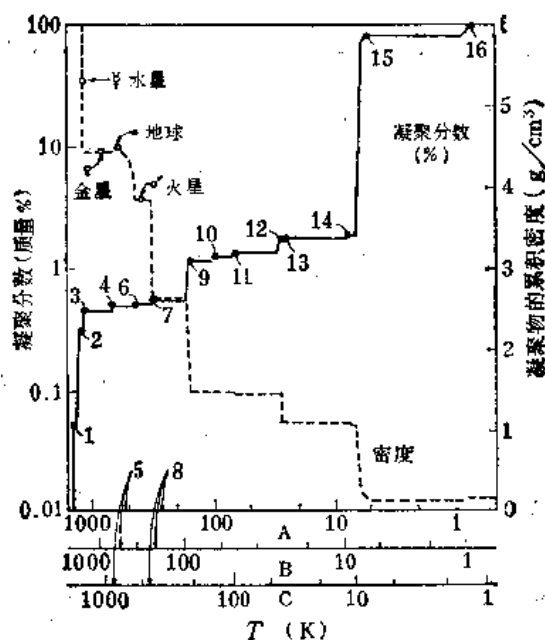


图 2.19 太阳星云在不同压力条件下平衡凝聚过程
(Lewis, 1972)

A 为压力, 10^{-4} bar; B 为压力, 10^{-7} bar; C 为压力, 10^{-7} bar 1—16 为凝聚的 16 个步骤 (见表 2.3)。第 4 和第 6 步骤对应的总压为 10^{-4} bar。在压力低于 10^{-7} bar 条件下步骤 2 比步骤 3 温度低

过程中,在平衡凝聚过程中可划分为 16 个步骤(图 2.19, 图 2.20, 表 2.3)。图 2.19 还列出了类地行星的形成条件。非平衡凝聚过程被划分为 13 个步骤(图 2.21)。

Wood (1978) 根据平衡凝聚模型提出了主要矿物在星云中的凝聚顺序(图 2.22)。矿物形成后与星云中的气体组分相互反应形成新的矿物。由图 2.22 可以看出: 星云中

表 2.3 平衡凝聚过程 (与图 2.19 对应)

步 骤	凝 聚 过 程
1	Ca, Al, Ti 硅酸盐凝聚
2	金属铁凝聚
3	MgSiO ₃ (顽火辉石)凝聚, 碱性长石凝聚
4	Fe-Ni + H ₂ S (气) → FeS (固) + H ₂ (气)
5	CO (气) + 3 H ₂ (气) → CH ₄ (气) + H ₂ O (气)
6	金属 Fe + H ₂ O → FeO (固) + H ₂ (气)
7	顽火石 + H ₂ O (气) → 蛇纹石
8	N ₂ (气) + 3 H ₂ (气) → 2 NH ₃ (气)
9	水凝聚成冰
10	NH ₃ (气) + H ₂ O (固) → NH ₃ · H ₂ O (固)
11	CH ₄ + 8 H ₂ O (固) → CH ₄ · 8 H ₂ O (固)
12	剩余的 CH ₄ 凝结为氢冰
13	氩 (Ar) 凝为固态
14	氖 (Ne) 凝为固态
15	氢 (H) 凝为固态
16	氦 (He) 凝为固态

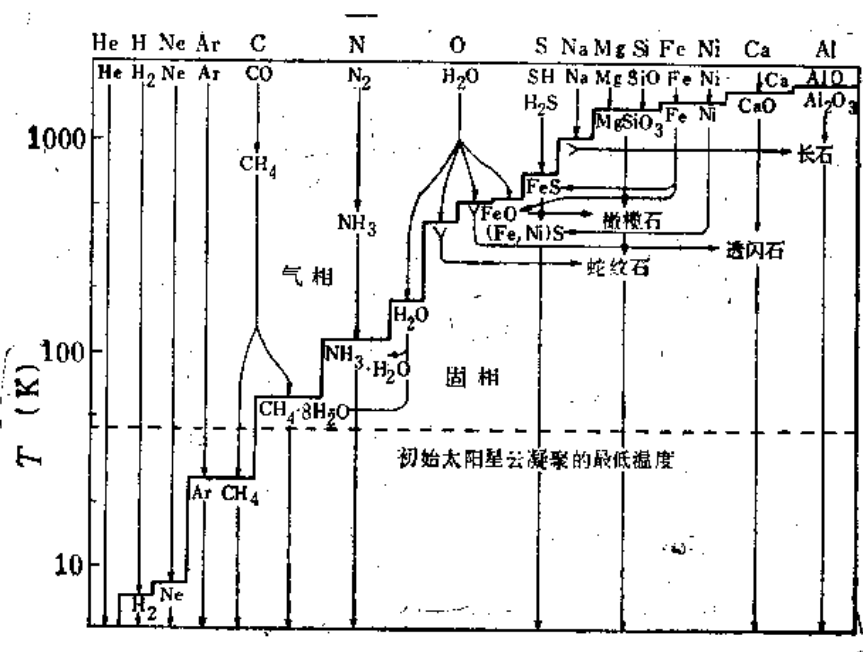


图 2.20 太阳星云物质在慢冷却过程中的主要反应顺序

在太阳星云中总压约 10^{-3} bar, 由 2 000 K 缓慢冷却到 5 K 的过程中, 15 种元素(列于图上方)及其在 2 000 K 时相对应的气相(列于对应元素下方)相互反应的过程

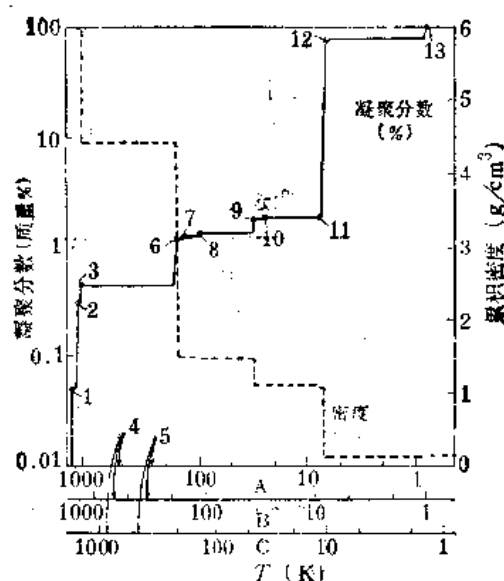


图 2.21 太阳星云内总压为 10^{-3} , 10^{-4} 和 10^{-5} bar 条件下非平衡凝聚的累积质量与密度

非平衡凝聚的 13 个步骤如下: (1) Ca, Al, Ti 硅酸盐凝聚; (2) 金属铁凝聚; (3) MgSiO_3 凝聚; (4) $\text{CO} + 3\text{H}_2 \rightarrow \text{CH}_4 + \text{H}_2\text{O}$; (5) $\text{N}_2 + 3\text{H}_2 \rightarrow 2\text{NH}_3$; (6) $\text{H}_2\text{O (气)} \rightarrow \text{H}_2\text{O (冰)}$; (7) $\text{NH}_3 + \text{H}_2\text{S} \rightarrow \text{NH}_4\text{SH}$; (8) $\text{CH}_4\text{(气)} \rightarrow \text{CH}_4\text{(固)}$; (9) $\text{CH}_4\text{(气)} \rightarrow \text{CH}_4\text{(固)}$; (10) $\text{Ar (气)} \rightarrow \text{Ar (固)}$; (11) $\text{Ne (气)} \rightarrow \text{Ne (固)}$; (12) $\text{H}_2\text{(气)} \rightarrow \text{H}_2\text{(固)}$; (13) $\text{He (气)} \rightarrow \text{He (固)}$ 。

总压低于 10^{-5} bar 时, 步骤 2 比步骤 3 进行的温度更低。步骤 4 和 5 均为气相反应, 没有凝聚产物

直接凝聚形成的矿物如刚玉、钙钛矿、金属铁、碳质化合物、水冰、氨冰和甲烷冰; 而大部分主要矿物如透辉石、镁橄榄石、顽火辉石、长石、含铁的橄榄石与辉石、陨硫铁、含水硅酸盐等均为星云中已形成的矿物与某些气相再反应的产物。图 2.22 还列出了类地行星、小行星和木卫的聚集温度。平衡凝聚模型比较有说服力地解释了类地行星(包括小行星和木卫)的化学与矿物成分、密度和聚集温度。

为了解释各行星的化学成分、密度和形成条件, 图 2.23 计算了平衡凝聚条件下各组分的凝聚与聚集形成行星的过程。图 2.23 表明: 各行星沿绝热线形成, 它们形成的温度与压力都不相同, 随着与太阳距离的增大, 各行星中所包含的凝聚物不同, 聚集温度逐渐降低而压力逐渐增高。图中 W 曲线代表钨等高温难熔物凝聚的温度与压力; CaTiO_3 曲线代表其他难熔氧化物 ($\text{Al, Ca, Ti, U, Th, REE}$ 等的化合物) 的凝聚限; Fe 为 Fe-Ni 合金凝聚限; 其他类同各行星聚集着相应区以上的凝聚物质。如: 地球与金星的成分比较接近, 但地球比金星多含有含水硅酸盐; 水星则主要由金属铁镍及含镁硅酸盐组成; 有三种形成的铁 (金属铁, FeO , FeS) 在地球内部由于内部的加热、扩散、熔融、调整, 即在地球内部的化学分馏过程中形成早期的地核; 火星比地球含有更多的含水硅酸盐, 铁主要为 FeS , 因而火星不象有金属铁核而是 FeS 的核; 小行星带(陨石)仍是无冰的岩石物质。小行星带之外, 冰稳定地凝聚, 外行星及其卫星由岩石、冰物质混合而成。

平衡凝聚模型可以较满意地说明太阳系某些天体的密度和化学成分。这个模型具有表现上的简单性和计算上的高度精确性, 预期的类地行星其化学成分和密度与观测值相

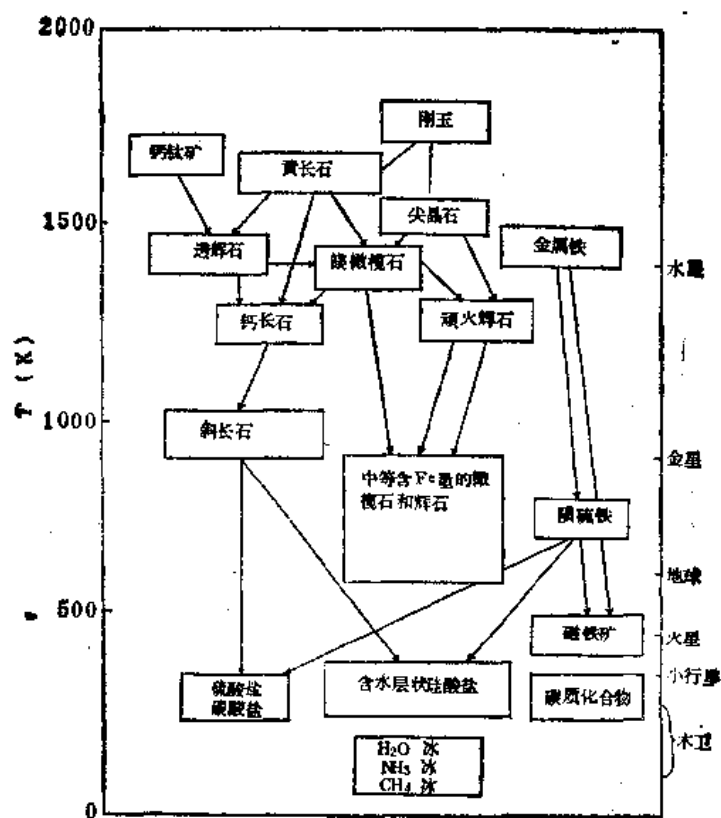


图 2.22 太阳星云中矿物的凝聚顺序图

箭头表示与星云气体连续反应上面方框中的矿物变为下方框中的矿物；
右方坐标系按平衡凝聚模型预测的行星、小行星和木卫的聚集温度

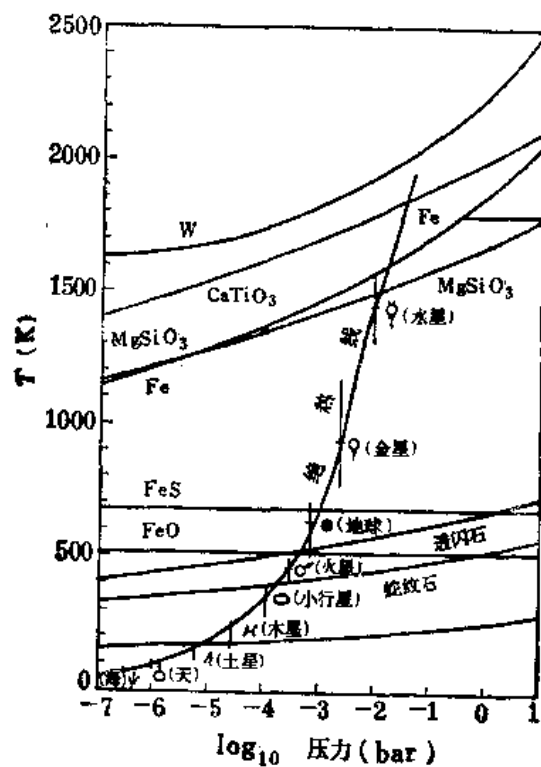


图 2.23 太阳星云在温度为 0—2 500 K,
(Lewis, 1972)

总压为 10^{-7} — 10 bar 的平衡条件下、凝聚形成各行星的条件

近似,因此尽管模型的理论骨架还缺乏依据,许多天体物理学家不支持这个模型,但大多数天体化学家仍沿用这个模型来解释陨石的成因和行星的化学演化。

关于非平衡凝聚模型,可能用来解释外行星的大气组成比较合适。

(二) 不均一的太阳星云凝聚模型

陨石中同位素组成异常的发现,表明原太阳星云受到邻近超新星爆发的影响。超新星爆发不仅使原太阳星云增加了的气体 and 尘埃,甚至还触发了原太阳星云塌缩。因而太阳星云的化学与同位素组成是不均一的,它是一个各种来源的星际粒子和气体不完全均匀的混合物。邻近超新星爆发并触发原太阳星云塌缩,并形成了前太阳星云(图 2.24)。

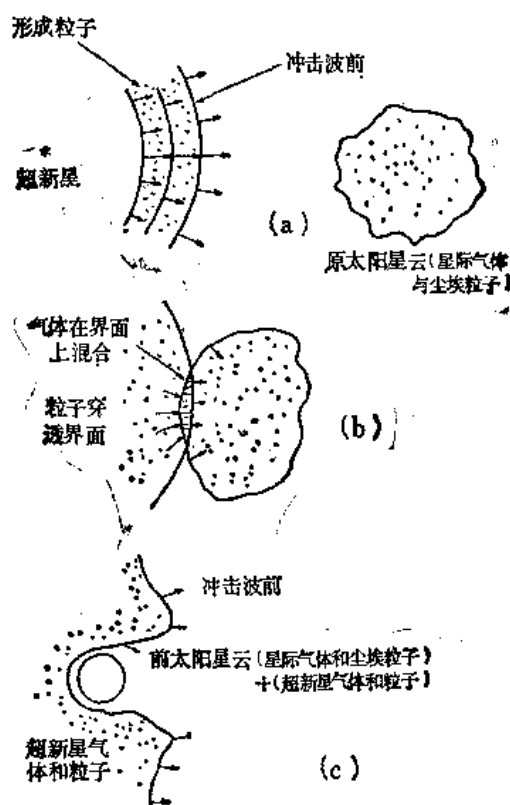


图 2.24 太阳星云形成的图象

(a) 原太阳星云由星际气体和尘埃粒子组成,邻近超新星爆发并触发原太阳星云塌缩;(b) 超新星抛射物与原太阳星云相遇触发原云塌缩,在碰撞界面上超新星气体与星云气体相混合,超新星粒子穿透界面;(c) 前太阳星云塌缩并由四部分组成物混合,超新星抛射物继续膨胀通过前太阳星云

前太阳星云形成后,被高能事件所加热,使星云物质产生热变质分馏。太阳形成后,星云盘中各区域的分馏凝聚作用与该区的温度、压力及太阳的引力有关,即随与太阳的距离增加而下降,结果使得星云盘中尘粒与气体成分及它们的比例将随与中心的距离而发生变化,因而形成了太阳系各成员之间化学成分的差异。

1. 小沼直树(1978)提出的定性不均一的凝聚模型 图 2.25 示意性的表示: 靠近太阳的区域为高温区,粒子完全被气化,物质充分混匀,同位素均一化,这个区域的分馏凝聚作用与均匀的太阳星云相似;离太阳较远的区域为中温区或对流区,粒子仅被部分气

化,气体与残留的前太阳粒子共存;远离太阳区为低温区,可能基本上保留前太阳星云原有的组成。伴随星云盘温度的下降,在对流区内均可产生凝聚,并通过对流作用输送到整个星云盘。随着陨石体和行星体的生长,各星云带间的对流混合作用将愈来愈小。元素的分馏与同位素均一化作用,实际上将在各星云区域中独立进行,结果只导致各星云带内同位素组成的均一化,但不能改变上一阶段产生的各星云带间背景同位素组成的不均匀性。在离太阳较远或远离太阳的星云区域,由于温度不够高,不能使难熔的前太阳粒子完全熔融或气化,结果可部分地或全部地残留下来。碳质球粒陨石中的难熔相富含同位素组成异常可能与此密切相关。

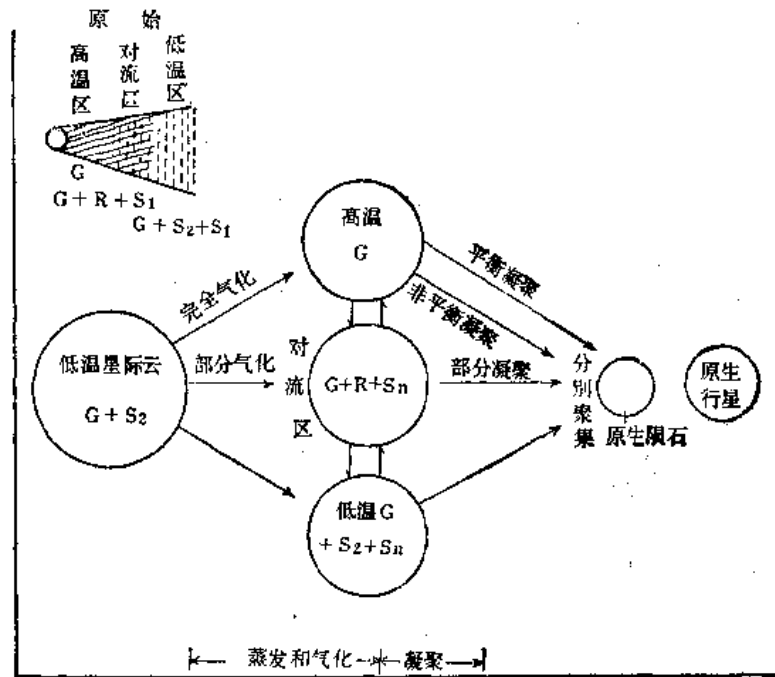


图 2.25 太阳星云的凝聚过程与行星、陨石的形成关系

(小沼直树, 1978)

G 为气体; R 为残渣; S_1 为太阳粒子; S_2 为星际粒子; S_n 为新形成的太阳粒子

2. D.D. Clayton (1973, 1977 a) 提出的不均一的凝聚模型 D.D. Clayton (1973, 1977 a) 认为, 太阳系天体不经过热凝聚过程, 而是由冷的恒星际物质直接聚集而成。恒星际物质分馏(前凝聚物)是太阳星云初始化学态的前提, 陨石中原始同位素组成异常反映了前凝聚物的初始条件。恒星际尘埃有 3 类: ①超新星的热凝聚物; ②其他恒星散失的热凝聚物; ③冷星云中的非热结合物。恒星际物质不是混合均一的, 尘埃与气相之间有分馏, 形成了原始性的差异。恒星际物质直接聚集形成的太阳系各天体, 表现出成分上的差异。同位素原始异常来自 4 种过程: ①已绝灭的短寿命放射性核素; ②超新星的特定壳; ③气体-尘埃的分离; ④气体-尘埃年龄的差别。

不均一的凝聚过程由于初始条件的复杂性, 目前还处于比较粗略的定性分析阶段, 还有待深化与完善。

3. 磁等离子体的不均一与非平衡凝聚模型 Alfvén 和 Arrhenius (1976) 认为, 太阳星云来源于暗星云。暗星云主要由 H_2 , CO 和 He 组成的等离子体气体尘埃云, 它的平

均数密度为 $10^4-10^6/\text{cm}^3$ ，电离度 $\geq 10^{-17}/\text{H 原子}\cdot\text{s}$ 。因此应从星际云和太阳系空间物质的实际状态为出发点。太阳星云是一种等离子体尘埃云。在太阳星云中，可由离子-分子反应生成小的分子，然后通过 C 和 Si 的离子或游离基聚合反应成长为有机的和无机的分子和粒子。生成的聚合物通过辐射作用使本身冷却，这种反应可在热力学不平衡条件下发生。

太阳系形成过程中最重要的化学分异过程是元素的电磁分离，这种分离是通过元素的临界速度效应而实现。即太阳或行星先形成有磁场的中心天体，在环原太阳和环行星区，在中心天体的引力作用下，加速中性气体向中心天体降落，由于相互碰撞而成为等离子体。当降落速度达到临界速度时，即：

$$V_{\text{临界}} = \sqrt{\frac{2 e V_i}{m}}$$

式中 eV_i 为 i 元素的电离能； V_i 为 i 元素的电离电位； m 为元素的原子量。

中性气体分子被电离，并被磁场阻止停止降落。 $V_{\text{临界}}$ 与元素的电离能和原子质量有关，结果不同元素按其质量和电离电位的差别被分别阻留在离中心天体的不同位置上。在原太阳周围形成化学成分不同的 A, B, C, D 四种云，随后由这四种云分别生成化学成分不同的行星和卫星，从而解释了太阳星云和太阳系化学成分的不均一性(图 2.26)。

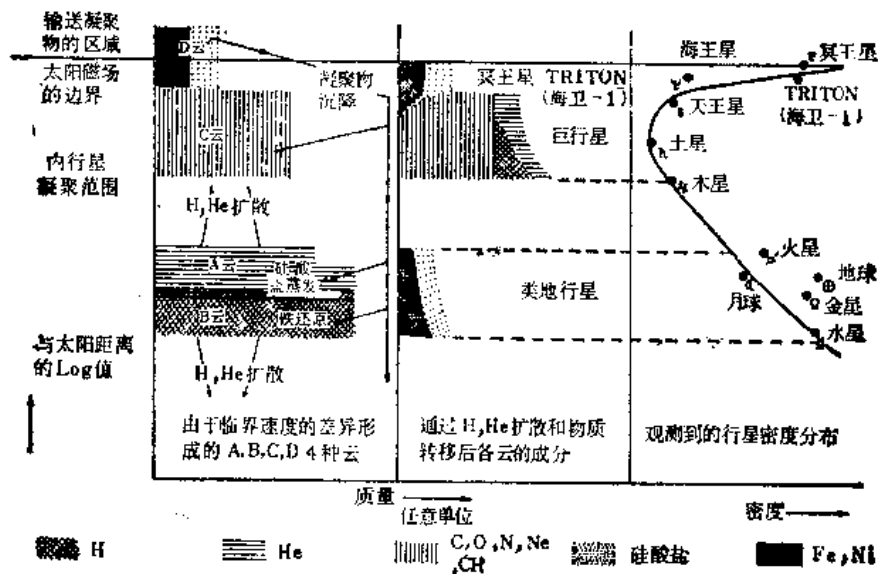


图 2.26 磁等离子体的不均一与非平衡凝聚模型
(Alfvén 和 Arrhenius, 1976)

云的位置由主要元素决定。中心天体周围的等离子体是极不均一和热动力不平衡的，类似于稀疏、高温等离子体的太阳外层大气——日冕，由于尺度大而称为超日冕。超日冕中有许多密度比周围高上千倍的低温纤维状结构的超日珥。在超日珥中颗粒凝聚，形成轨道相近的颗粒流——“喷流”。喷流可以俘获与它碰撞的颗粒，并聚集形成行星和卫星。

A, B, C, D 四种云经历了复杂的过程，A, B 两云富含 H 和 He，而 C 云富含 C, O, N 和 Ne, D 云含有过量的重元素。D 云的凝聚发生在太阳磁场的外缘，D 云中凝聚的粒子

和产物由于具有抛物线轨道可以通过形成内行星的云区,使D云的成分在A,B云中富集,因而逐渐改变A,B云的成分。A,B云的H和He通过扩散而到达C云区,使C云形成的行星聚集着大量的H和He,而A,B云成为Fe-Ni与硅酸盐富集的区域,形成类地行星并具有较高的密度。C云形成巨行星,具有较小的密度。D云形成冥王星和海卫-1也具有较大的密度(图2.26)。

磁等离子体的不均一与非平衡凝聚模型,通过临界速度现象的证实,正逐渐被人们所接受。这个模型能比较合理地解释太阳系的各行星-卫星系统的化学成分与密度的特征。

三、陨石与行星的聚集温度

太阳星云的凝聚产物形成星子,星子的碰撞甚至相互吸引,从而在各行星区形成行星胎,行星胎的质量累积而聚集形成行星。行星聚集的温度一般是根据各种凝聚模式而进行推算,有较大的不确定性,而陨石聚集的温度可以用数种方法进行测定并比较,一般习惯用①氧、碳同位素温度计法;②矿物温度计法,即根据矿物成分或共生组合计算平衡温度;③微量元素温度计,某些挥发性元素在矿物固溶体中的含量可计算凝聚温度等。

表2.4列出了计算CI型碳质球粒陨石的形成温度,前三行的温度是根据有关化合物之间达到平衡时,同位素比值计算的温度均接近360 K。后四行的温度虽不太精确,但仍可用360 K来解释。

表 2.4 CI 型碳质球粒陨石 (CI) 的形成温度

方 法	T (K)	P (bar)	参 考 文 献
$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 \text{---} \text{H}_2\text{O}$	360 ± 5	无关	1
$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 硅酸盐 $\text{---} \text{H}_2\text{O}$	360 ± 15	无关	1
$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 \text{---} \text{聚合物}$	357 ± 21	无关	2
$3\text{Fe} + 4\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Fe}_3\text{O}_4 + 4\text{H}_2$	≤ 400	无关	3
橄榄石 + $\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons$ 含水硅酸盐	(~ 350)	10^{-4}	4
Tl 丰度	< 394	10^{-6}	
磁铁矿中的 Ar	350	10^{-6}	5

1 为 Onuma et al.(1972 a,b); 2 为 Lancet 和 Anders (1970); 3 为 Larimer 和 Anders (1967); 4 为 Anders (1968); 5 为 Larimer (1973)。

关于普通球粒陨石形成的温度,可利用球粒陨石中含有的主要矿物橄榄石和辉石中含有的铁橄榄石与铁辉石的含量来估算温度。如橄榄石中铁橄榄石摩尔百分数的含量随温度降低而增高。经统计,普通球粒陨石中铁橄榄石的含量约为16—31%,因此根据图2.27可估算出它形成的温度区间为400—500 K。另外利用Pb,Bi,Tl,In四种挥发性元素在固溶体中的含量来计算温度。由于每种元素不同的含量代表不同的凝聚温度(图2.28),综合几种元素计算的温度即可估算出陨石形成的温度。根据已有的100多块陨石的Tl,Bi和In含量的测定,可以粗略计算出E群顽火辉石的形成温度为470—480 K,H群普通球粒陨石为470—480 K;L和LL群普通球粒陨石的形成温度为450—460 K(图2.29)。安德斯(1982)还对不同岩石类型的球粒陨石使用Tl,Bi,In微量元素温度计测定其形成温度,由图2.30可以看出普通球粒陨石形成的温度区间为420—500 K,而S,

6 型比 3,4 型形成的温度略高(图 2.30)。

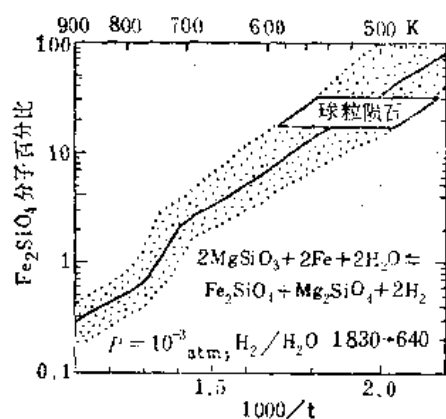


图 2.27 太阳星云中铁氧化程度的变化

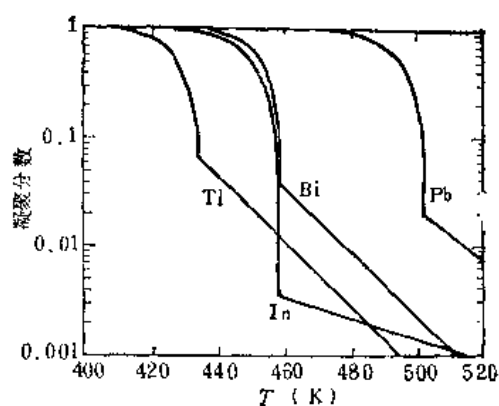


图 2.28 压力为 10^{-3} bar 时,不同温度条件下挥发性元素从太阳星云凝聚的情况

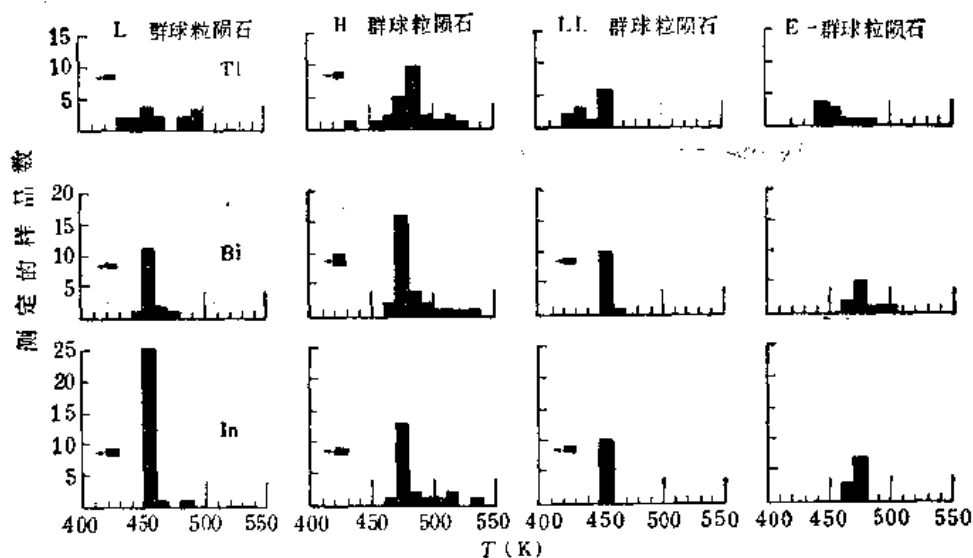


图 2.29 E, H, L, LL 群球粒陨石中由 Ti, Bi, In 测定的形成温度的分布

关于行星的聚集温度一般是根据各种星云凝聚过程的模式来进行估算,带有很大的不确定性。Cameron (1966, 1973, 1978) 提出了在不同的星云总压条件下各行星和各类陨石聚集的温度。Morgan 和 Anders (1980) 曾假定各类地行星中早期高温凝聚物、组成行星核的金属, K/U, Ti/U 和 FeO/FeO + MgO 的含量以计算行星的化学成分并计算其聚集温度。欧阳自远 (1979b, 1980, 1983) 曾根据各类陨石与类地行星聚集区离太阳的距离、密度、某些化学成分的规律变化并结合其他论据, 综合分析各类陨石与行星的聚集温度。从表 2.5 可以看出: 各类陨石的 Ca/Si 和 FeO/FeO + MgO 呈现出 $C > O > IAB > C$ 的特征; 而图 2.31 表明: 各类陨石中的 Al/Si, Ti/Si 和 Sr/Si 比也明显地呈现出 $C > O > E$ 的特征; 这些元素的比值是随着与太阳距离的增加而减小。表 2.6 的数据表明: 各类陨石和类地行星, 随着它们聚集区与太阳距离的增加, 铁含量(%), 全铁/

Si、平均原子量均呈现出有规律的变化，它们聚集的温度随着与太阳距离的增加而降低（表 2.6）。

根据各行星中 $Fe^0/Fe(全)$ 的比值研究，在 1A 处，全部铁中含有 70% 的 Fe^0 ；1—2 A，则含有 40—70% 的 Fe^0 ；2—4 A 范围内铁中的 Fe^0 ，占 5—40%；在 4—50 A 范围内，几乎没有 Fe^0 ，而以 Fe^{2+} 和 Fe^{3+} 的形式存在。水星、金星、地球的 $Fe_{\text{全}}/Si$ 比值为 1—3，经内部分异后易于形成铁核；火星的比值为 0.6，可能难于形成铁镍核；月球的比值约 0.3，甚至只能形成 Fe-FeS 的核。各类陨石的 $Fe_{\text{全}}/Si$ 比值虽然较高，但母体较小，能量不易积累并易于扩散丢失，难于分异调整形成完整的核、幔和壳结构。

化学成分不同的行星聚集形成后，由于物质的聚集能、短寿期与长寿期核素的放射能，使行星

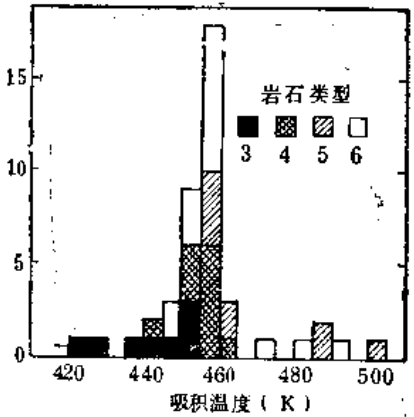


图 2.30 在 10^{-3} bar 条件下，根据 T_L , Bi, Iu 的含量计算的不同岩石类型的普通球粒陨石的吸积温度

表 2.5 球粒陨石的性质
(Wasson, 1978)

化 学 群	Fe/Si (原子%)	Ca/Si (原子%)	FeO/(FeO + MgO) (分子%)	密度 (g/cm ³)
CV	73—79	9.1—9.9	~30	3.4
CI	86—93	6.7—7.4	~40	2.3
CM	80—85	6.4—7.0	~35	2.8
CO	81—85	6.5—7.1	~30	3.4
LL	50—56	4.5—5.0	27—32	3.5
L	55—62	4.7—5.1	21—25	3.6
H	75—83	4.8—5.2	16—19	3.7
1AB	50—80	3.9—5.0	4—7	3.8
EL	60—70	3.4—3.8	0.1—0.2	3.6
EH	90—100	3.3—3.7	0.5—1.0	3.8

注：CI 为 CI 碳质球粒陨石；CM 为 C2 碳质球粒陨石；CO 及 CV 为 C3 碳质球粒陨石；H, L 及 LL 为普通球粒陨石；1AB 为 1AB 铁陨石中的硅酸盐；EL 为低铁群顽火辉石球粒陨石；EH 为高铁群顽火辉石球粒陨石。

表 2.6 某些行星和陨石母体形成的环境
(欧阳自远, 1979 b)

聚集温度 (K)	水 星	金 星	地 球	(月 球)	火 星	H*	L	LL	C	木星
	~1 400	900	560	(550—700)	450—480	470	455	450	300—450	220
与太阳的距离 (A)	0.39	0.723	1.000	(1.000)	1.52	1	—	4	4—40	5.20
平均原子量	35.5	26.7	26.89		25.1—25.2	24.7—25.2	23.7—24.0	23.36	14—24	
铁含量(%)	57	30	30		26		26			
Fe 全/Si	≤ 3	~1	~1	0.3	0.6	0.76—0.86	0.59—0.66	0.53	0.74—1.05	

* H, L, LL 为高铁群、低铁群和低铁低金属群的普通球粒陨石；C 为碳质球粒陨石。

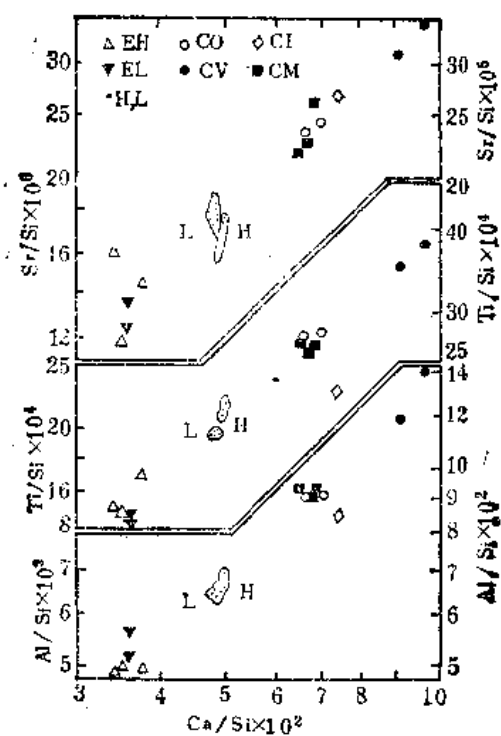


图 2.31 各类球粒陨石中 Sr/Si, Ti/Si 及 Al/Si 的比值与 Ca/Si 比值的关系

内部温度增高,并使内部物质产生局部熔融、分异和排气等过程。一方面逐渐形成了核、幔和壳的结构,另一方面也逐渐产生大气层与水圈。影响行星演化的关键因素是行星的质量。

第三章 行星化学

研究太阳系各行星的化学成分与化学演化是行星化学的主要任务。太阳系各行星处于不同的演化阶段,它们的大气层组成、表面特征、物理场、地质过程、内部构造与化学成分均有较大的差异,分析和比较这些异同处,我们既能更深刻理解太阳系各行星统一的演化共性,也能更全面和本质地了解人类居住的星球——地球的形成与演化过程。只是孤立地研究地球本身的化学成分、化学作用和化学演化难以对地球的演化过程获得系统的认识,只有从更大尺度的空间范围内和更深的物质层次的规律来研究地球,才能更清晰地认识地球的基本过程。

行星化学是本世纪 60 年代发展起来的新研究领域。自 1543 年哥白尼提出日心学说,1609 年伽里略用望远镜对行星和卫星所作的杰出的观测以来,直到本世纪 60 年代以前,人们只能根据对地球较浅部位的研究,并利用各种工具对行星和月球进行观测,了解它们的形状、大小、运动规律、表面特征与相对年龄,从而编制了某些行星的外貌图和地质构造图。60 年代以来,基于以下四方面的研究,为行星的研究和行星化学的发展奠定了良好的基础。①随着大气外观测技术的发展和一系列空间探测器对月球的观测,使人们对月球的地质构造、物理场有了初步了解,在此基础上实施了“Apollo”和“月球”登月取样计划,对月球的主要科学问题有了轮廓性的认识。②“水手号”、“金星号”、“火星号”、“先锋号”和“海盗”等一系列行星际空间探测器的发射与着陆,对行星际空间特别是对类地行星的研究,获得了大量的科学信息,新的发现连接不断,新的资料猛增,以 1971 年“水手 9 号”对火星的照相成果为例,约等于以往整个人类史上汇集的火星照相资料和知识的一万倍。③地球的研究,特别是“地球动力学计划”的开展和地球资源卫星所取得的丰富信息,对地球的物质组成、内部构造、动力学过程和演化历史的研究,取得了多方面的突破和进展。④陨石学的进展,对太阳系不同部位形成的陨石的物质成分、有机组分、同位素组成与变异、各阶段年龄、热历史等一系列研究,为探讨太阳系物质的来源、行星的形成方式与过程、行星际空间的状况等,提供了丰富的科学资料。

我们将依次论述:行星的起源与形成方式;行星大气化学;行星表面的地貌与地质特征;行星的内部构造与地质演化过程;行星的化学成分;以及行星演化的热历史。

一、行星的起源与形成方式

行星的起源实质上就是太阳系的起源,主要涉及到行星的物质来源、行星的形成方式、行星的轨道运动与自转的起源等主要问题。

(一) 太阳系起源学说简介

太阳系的九大行星可划分为类地行星(水星、金星、地球、火星和冥王星)、巨行星(木

星、土星)、外行星(天王星、海王星)。各种太阳系起源学说都力图说明太阳系的一些基本规律与特征,如:角动量分布的极不均衡性——太阳质量占太阳系总质量的 99.865%,而角动量为 $1.63 \times 10^{48} \text{ g} \cdot \text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, 占太阳系总角动量 $(3.155 \times 10^{50} \text{ g} \cdot \text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-1})$ 的 0.6%, 而质量只占太阳系质量的 0.135% 的行星、卫星, 角动量占总角动量的 99% 以上。行星绕太阳运动的方向及其自转的方向相同, 也和太阳自转的方向一致。行星运行的轨道都是偏率不大的椭圆, 轨道平面与太阳赤道面很接近。行星与太阳的距离和规则卫星离中心行星的距离遵从提丢斯-波德定则。行星的物理化学性质具有明显的差异, 类地行星一般质量小、体积也较小、自转慢、卫星少, 亲气元素含量少, 密度较大; 而巨行星和外行星一般质量大、体积较大、自转快、卫星多, 亲气元素和易挥发元素含量较多、密度较小。太阳系内不同区域的化学成分列于表 3.1。

表 3.1 太阳星云盘的化学成分

成分 区域	土 物 质 Si, Fe, Mg 及其他氧化物	冰 物 质 N, C, O 及其氢化物	气 物 质 H, H ₂ , He, Ne 等
太 阳	0.0025	0.015	1.0
类地行星区	~1	10^{-4}	$10^{-7} - 10^{-11}$
巨 行 星 区	0.02	0.07	0.91
外 行 星 区	0.195	0.681	0.12

有关太阳系起源学说, 300 多年来有 50 多种, 基本上可划分为两大类: 一为星云说(渐变说), 认为整个太阳系是由一个围绕太阳的星云逐渐演化而形成; 另一为碰撞潮汐说(灾变说), 认为太阳系的形成是某种突然的巨变变动的结果。

1. 星云说 1514 年笛卡儿提出了旋涡学说。1755 年康德提出了著名的星云说, 继后, 拉普拉斯也提出了类似的学说¹⁾。这个学说认为, 太阳系原来是一团缓慢自转的热的气体尘埃星云, 由于冷却而收缩, 据角动量守恒的规律, 自转愈来愈快, 在赤道面上分出许多气环, 每个气环形成一个行星, 卫星也是由相似的过程形成, 而星云的中心部分则形成太阳。尽管这个学说存在许多严重错误, 但能比较好地说明行星轨道的共面性、同向性与近圆性。本世纪以来, 根据新的观测事实, 提出了 20 多种新的星云说, 各学说对行星的物质来源和行星的形成方式, 简要列于表 3.2。

2. 灾变说 自 1755 年布封 (Buffon) 提出彗星碰撞太阳, 冲击出许多炽热的团块而形成行星以来, 相继 Chamberlain et al. 提出了著名的星子学说, Jeans 提出潮汐说和 Jeffreys 提出碰撞说²⁾。这些学说认为, 一个恒星接近或与太阳碰撞, 拉出或碰出物质, 形成星云盘或长条状物质, 由气体或尘粒集聚形成行星。20 世纪 30 年代以来, 提出了许多双星学说, 认为太阳是双星的一个子星, 另一子星被别的恒星接近或碰撞时拉走, 留下了长条状物质, 从而形成行星。后期的灾变说, 如造父变星说认为, 一恒星接近 $9 M_{\odot}$ 的强磁场的造父变星, 使它不稳定而抛出物质, 形成了整个太阳系。Hoyle (1960) 的超

1) 见戴文赛和陈道汉, 1976。

2) 引自戴文赛和陈道汉, 1976。

3) $M_{\odot}$ 为太阳质量。

表 3.2 有关的星云学说

(戴文赛和陈道汉, 1976)

序号	提出者	提出年份	对行星的物质来源的看法	对行星的形成方式的看法
1	Berlage	1927 (1930) (1931-1969)	先认为太阳抛射质点进入太阳周围的气壳, 形成了一些环。后认为行星的物质即原来存在于太阳周围的气壳	每个环形成一个行星, 后认为行星、卫星由气壳物质直接凝聚而成
2	Alfvén	1942 (1954) (1962) (1970-1974)	星际电离气体云的一部分形成太阳, 另一部分被磁场维持在离太阳约 0.1 L. Y. 处。由于冷却, 离子中性化, 向太阳下落, 又电离, 停下, 各种化学元素分别形成 A, B, C, D 四种云	行星和卫星在 A, B, C, D 云中形成。气体先凝聚为固体质点, 然后集聚为星子, 形成“喷流”, 逐渐结合成行星、卫星
3	Шиммелт	1944	太阳走进一个星际云, 俘获星云物质, 形成一个以尘粒为主的星云盘	星云盘内固体质点集聚为星子, 星子结合成行星
4	Weizsäcker	1944	太阳周围残余的星际物质(气体和尘埃)因自转而变扁, 形成星云盘	星云盘内出现涡流, 逐渐形成准稳定排列, 每同心环内 5 个涡流。环之间, 涡流之间出现次级涡流, 行星在其中形成。气体凝聚为尘粒, 尘粒集聚成星子、行星
5	Haar	1948 (1950)	拉普拉斯式形成星云盘	星云盘内气体凝聚为固体, 集聚成行星
6	Kuiper	1949	原始星云的残余物质形成了围绕太阳的“太阳星云”, 厚 0.1 A, 质量为 0.1 太阳质量	盘物质由于引力不稳定而形成一些很大的原行星, 太阳辐射驱赶走外部物质, 成为行星
7	Edgeworth	1949	太阳俘获邻近残余的星际物质, 主要为尘粒	尘粒集聚成行星
8	Фесенков	1944 (1951)	先认为行星的物质由太阳抛出。后认为行星的物质主要为原始星云的残余物质, 太阳抛出物只增加其不稳定性	星云盘分为一些大的原行星, 位于扰动最小处, 后转化为行星。冥王星最先形成, 然后是海王星, 等
9	Крат	1950	原始星云的残余物质, 加上太阳早期作为早型星所抛出的物质的一小部分	气体和尘埃先形成大的原行星, 后转化为行星, 类木行星比类地行星先形成
10	Whipple	1948 (1964)	拉普拉斯式形成星云盘	土物质尘粒聚成星子, 结合成类地行星, 木、土大致具有原始星云化学成分。天、海主要是冰物质
11	Urey	1952	拉普拉斯式形成星云盘, 盘由于引力不稳定而形成了气体球, 凝聚的固体沉入中心, 相互碰撞使外部气体扩散, 固体核成为月球大小的中介天体	一些中介天体成为月球大小的卫星, 大部分破碎。碎块集聚成行星, 或保存为小行星、小卫星、流星体
12	McCrea	1960	星云收缩到密度 $4 \times 10^{-12} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ 时, 由于银河系、邻近恒星和星云的潮汐作用, 出现不均匀性, 相当于瓦解为小云, 太阳范围内约 10×10^4 个, 平均 10^{28} g , 大部分聚成太阳	约 1 000 个小云留在外面, 绕太阳转起来, 约 600 个顺向, 400 个逆向。碰撞结果, 剩下 200 个, 结合成行星
13	Hoyle	1960	拉普拉斯式形成星云盘, 开始在今天水星轨道之内。太阳通过磁耦合把角动量转移给盘物质, 盘物质才向外移	金属和硅化物, 集聚成 1m 大小星子后, 停止外移, 结合成类地行星。类木行星通过吸积、集聚形成, 木、土的固体核引力吸积气体
14	Cameron	1962 (1973)	拉普拉斯式形成星云盘, 盘内尘粒沉入赤道面, 形成更薄的盘, 加速行星的形成过程	尘粒集聚为星子, 星子结合成行星。木、土固体核引力吸积气体

表 3.2 (续)

序号	提出者	提出年份	对行星的物质来源的看法	对行星的形成方式的看法
15	Valcovici	1964	原始星云的残余物质因质点相互碰撞而变扁,成为星云盘,加上太阳抛出的物质,形成类地行星。后太阳从遇到的星际云俘获的物质形成类木行星	太阳脉冲式抛射使星云盘振动,在节线上形成环,环断裂,结合成行星。俘获的物质形成新的盘,由于同样原因而振动,形成类木行星
16	Schatzmann	1967	拉普拉斯式形成星云盘,太阳在慢引力收缩阶段抛出一部分物质进入盘内	盘物质聚集形成行星
17	Pendred Williams	1968	残余星际物质被太阳吸积,向太阳下落,一部分绕太阳转,形成旋转环,环物质缓慢外流	环内气体凝聚为尘粒后就不外流,尘粒聚集成行星
18	Сафронов	1954—1969	拉普拉斯式形成星云盘(原行星云)	盘内尘粒聚集为各种大小星子,各区最大星子成为行星胎,吸积星子(木、土也吸积气体)而成为行星
19	Nakano	1970	拉普拉斯式形成星云盘,盘内出现湍涡流,离太阳越远,涡流越大	湍流相似性使盘物质集中于一些环,环逐渐紧缩、断裂,碎块因引力作用改变轨道,碰撞,结合为行星
20	Brown	1971	太阳系由超新星抛出的物质的一个碎块形成。由于有角动量,碎块收缩时形成星云盘	盘内出现方向相反的物质流,碰撞,重物质留下,形成类地行星。类木行星和冥王星在外部形成

新星学说认为,太阳的伴星是一颗超新星,爆发时一部分抛射物被太阳俘获形成星云盘,盘中的气体凝聚并聚集成行星。灾变说引进了一些偶然的因素,主要试图解释太阳系角动量分布的特征。当然,这些设想仍然解释不了太阳系的许多基本事实,另外从太阳深部拉出的高温物质,扩散快,不可能形成行星。

(二) 行星的物质来源

对于行星的物质来源,一般有以下几种看法:整个太阳系是由同一星云演化而形成;行星的物质主要是由太阳俘获星际物质所形成;行星是由另一恒星从太阳拉出或碰出的物质所形成。①整个太阳系由同一星云所形成,通过拉普拉斯式形成星云盘。星云原来温度很低,由于物质相互吸引而收缩,温度逐渐增高。星云原来在自转,当赤道处的惯性离心力等于中心部分的吸引力时,物质就停留在赤道面上,形成星云盘。星云中部收缩成太阳,盘物质逐渐凝聚、聚集成星子,星子积大成行星与卫星。表 3.2 中的大部分学说持这种观点。观测事实证明:恒星具有气体尘埃盘并不是太阳所特有,如御夫 ϵ , 天琴 β , 猎户 BM 等均发现有星云盘。从星际云演化到恒星的一系列过渡性天体均有所发现。星云说能较好地解释太阳系的基本事实。②太阳俘获星际物质形成行星。表 3.2 中的 3, 7, 17 等学说认为,形成行星的物质全部或主要部分是太阳从周围残余的星际物质俘获而来;而表 3.2 中的 6, 8 等学说则认为,形成行星的物质大部分是在太阳形成后,由周围的残余的星际物质所组成。③由太阳抛出、拉出或碰出的物质形成行星。各种灾变说持这种观点,而星云说中的 1, 8, 9, 15, 16 (表 3.2) 则认为形成行星的物质一小部分是由太阳抛出的。

(三) 行星的形成方式

行星的形成过程,众说不一。表 3.2 中的 1, 15, 19 认为: 由于拉普拉斯式星云盘的收缩,在赤道面上形成一些环体,各环再形成行星。表 3.2 中的 6, 8, 9 认为: 先形成很大的原行星,如原地球比现今地球大 500 倍,原地球大部分质量被后期太阳辐射所驱赶,以及原地球多余气体的热运动,使物质丢失。表 3.2 中的 11, 12 认为: 太阳星云中形成许多月球大小的中介天体,通过相互碰撞、碎裂再聚集形成行星。大部分学说认为: 星云盘物质先凝聚成大大小小的星子,星子再聚集成行星。行星的形成过程大致经历了以下几个阶段(戴文赛, 1979):

1. 尘粒的下沉和聚集 尘粒在星云盘内气体中下沉,在下沉的过程中由于碰撞而聚集。

2. 碰撞吸积 当尘粒聚集成星子时,由于运动和碰撞的随机性,星子的大小相差很大。

3. 行星胎的形成 由于星云盘内尘层的形成,密度增大,碰撞更频繁,星子很快长大。在每个将要形成行星的区域里,总会出现一个最大的星子,即为行星胎。

4. 行星胎的引力吸积 当行星胎半径达 1 km 左右时,引力吸积将逐渐超过碰撞吸积的作用。随着星子的增大,单位体积内的星子数目减少,引力吸积成为最主要的作用。

5. 不同区域内形成不同大小、密度和成分的行星 在类地行星区,由于气体的热运动和太阳辐射的驱赶作用,使冰物质和气物质挥发,剩下土物质,因而形成密度大而体积小的行星。在木土区,固态的尘粒和星子聚集成行星的固态核,当其质量增大到 $\sim 10^{23}$ g 时,固态核可吸积周围的气物质,氢、氦等气体在高压下被压缩成液体,因而木星和土星除固态核外,外部是由液体组成,成为体积大而密度小的巨行星。在天海区,由于离太阳远,气体逐渐逃逸,再加上天海区里物质的密度较稀薄,因而行星的形成比较缓慢。而当天王星与海王星长大到足够吸积气体时,气体已逃逸殆尽,因而天海区的行星比木土区小,除大气层外主要由固态冰所组成。

行星的形成越靠近太阳形成得越快。行星形成所需的时间一般认为只需几千年到几千万年,不超过 1×10^6 a。

由星子聚集而形成行星的观点,得到许多观测事实的证明: ①在陨石中常见到矿物的波状消光、破裂、扭结带和冲击页理的出现,矿物重熔和击变玻璃的存在,某些冲击成因矿物的产生,陨石气体保留年龄的减小,尤其是各种宇宙暴露年龄的测定,为星子碰撞的频率与规模的研究,提供了科学依据。②水星、火星、月球和两个火卫表面都布满了大大小小的冲击坑(环形山)。事实证明,绝大部分冲击坑是星子冲击的产物。地球表面近百个残留的陨石冲击坑的研究表明,地球也曾不断地遭到星子的冲击而形成直径为数十公里甚至上百公里的陨石冲击坑。③由星子聚集形成行星和规则卫星的过程,能较好地说明提丢斯-波德定则。

(四) 行星的轨道运动与自转的起源

行星在形成过程中,由于行星胎的引力吸积过程是一个随机过程,吸积率同星子质量

的 $\frac{4}{3}$ 次幂成正比,因而质量越大的星子生长越快。星子小时,运行轨道的偏率(e)、轨道平面与不变平面的交角(i)均很小,轨道接近正圆。星子大于 1 km 后,星子之间的引力相互作用使轨道 e, i 值增大,导致轨道交叉,更使行星胎加速增大。由于星子的不断碰撞,使行星胎的 e, i 值平均化。在行星胎形成晚期,在同一区域里可能还有一些大的星子,若与行星胎相碰撞,可使行星胎的 e, i 值产生较大的变化。行星的质量大, e, i 的平均化越好,即 e, i 值越小。如木星和土星的 e 值为 0.0484 和 0.0556, i 值为 $0^{\circ}23'$ 和 $0^{\circ}57'$ 。水星的 e, i 值较大,为 0.2056 和 $6^{\circ}17'$,表明行星的 e, i 值平均化不彻底。冥王星的 e, i 值为 0.2492 和 $15^{\circ}33'$,表明冥王星可能原来是海王星的一个卫星,由于和海卫 1 相接近,获得一部分角动量,使之脱离海王星而成为行星,致使海卫 1 由顺行卫星成为逆行卫星。

星子碰撞行星胎,并把角动量带给了行星胎,使行星胎顺向自转。如果星子的速度矢量通过行星胎质心,则使 e, i 值增大,若不通过质心,即可改变行星的自转,使行星的自转轴与公转轴的交角(ϵ)增大。地球的 ϵ 为 $23^{\circ}27'$,而金星为 177° 的逆向自转,天王星是 $97^{\circ}55'$ 侧向自转。因此,行星自转起源于星子对行星胎的碰撞冲击。

(五) 行星的主要参数

太阳系各行星的主要特征与参数列于表 3.3。

二、行星大气化学

(一) 行星大气化学成分

太阳系各行星大气化学成分,除地球外,过去主要依靠可见光谱、红外及近红外吸收谱以及微波测量等。近十余年间,各种行星际空间探测器的观测结果,使我们对行星大气化学成分有了进一步了解。现将太阳系各行星大气化学成分资料列于表 3.4。

我们认为,行星大气化学成分主要决定于行星的质量、表面温度及行星与太阳的距离等因素。对于类地行星而言,由于距太阳较近,原始气体几乎被驱赶殆尽;地球和金星由于它们的质量所决定的气体逃逸速度,使其可将各种气体俘获在行星外围,这就决定了它们的大气有着复杂的组成和较大的密度。火星由于质量较小,大气密度很稀薄,但成分和金星相似,是以 CO_2 为主的复杂混合物。水星的大气层更为稀薄,主要为太阳风成分,以 He 为例,白昼与夜晚的大气密度分别为 1.3×10^3 原子/ cm^3 和 2.6×10^3 原子/ cm^3 。类木行星,它们的质量很大,距太阳较远,温度低,早期太阳风的驱赶不强烈,行星的大气主要保持其形成时俘获星云中的原始气体,大气化学成分与类地行星截然不同。木星的大气成分氢占 89%,氦占 11%,还有氨、甲烷、水等组分。木星和土星的大气成分见表 3.5。天王星的大气成分与木星相似,但由于温度低,氨往往结晶呈固态,而显示大气中 CH_4 相对含量增高。在天王星和海王星的红外和近红外吸收谱中, H_2 和 CH_4 占优势, $\text{CH}_4/\text{H}_2 \geq 10^{-4}$,比太阳 $\text{CH}_4/\text{H}_2 = 7 \times 10^{-6}$ 大几个量级。在天王星的可见光谱中没有找到 He 和 NH_3 的证据;用微波测量证明天王星大气中存在少量 NH_3 及 He (表 3.4)。海王星大气中

表 3.3 太阳系行星的主要参数及一般特征

行星	卫星数目	距太阳的平均距离		轨道 偏心率	恒星 周期	平均速度 (km/s)	倾角 (°)	自转周期	赤道与 自转轴夹角 (°)	平均直径 (km)	半径 (以地球半径 为1, 即 $R=1$)	体 积 ($R=1$)	质 量 ($M=1$)	密 度 (g/cm^3)
		天文单位 (A)	$10^6 km$											
水星	0	0.389	58.3	0.206	88d	48	6.28	58.6 d	7	4 864	0.380	0.0549	0.0536	5.4
金星	0	0.723	108.2	0.068	224.7d	35	3.39	243 d (逆行)	177	12 112	0.958	0.879	0.816	5.1
地球	1	1.000	149.2	0.0167	365.3d	29.8	0	23 h 56.07 min	23.45	12 740	1.00	1.00	1.00	5.52
火星	2	1.52	228	0.0933	687d	24.1	0.85	24 h 37.4 min	25.0	6 740	0.53	0.149	0.108	4.05
木星	13	5.20	778	0.0484	11.86a	13.1	0.38	9 h 55 min	3.01	139 800	10.8	1260	318	1.35
土星	10	9.53	1 426	0.0556	29.46a	9.65	0.95	10 h 30 min	26.7	117 000	9.02	734	95.2	0.71
天王星	5	19.2	2 870	0.0472	84.02a	6.85	0.77	10 h 50 min (逆行)	98.0	46 600	3.77	53.6	14.6	1.56
海王星	2	30.0	4 496	0.0086	164.8a	5.47	1.79	16 h	22.8	6 000	3.38	39.1	17.2	2.47
冥王星		39.5	5 900	0.249	248.4a	4.84	15.55	6.4 d	?		0.5	0.09	0.11	4.9

表 3.4 行星大气层的主要成分与特点

行星	探测器	大气层概况	大气主要成分 (体 积 %)												大气压与 表面温度 (bar) (K)	大气中悬浮 微粒		
			H ₂	He	CH ₄	NH ₃	CO	H ₂ O	N ₂ (N ₂ O)	O ₂ (O ₃)	CO	Ne	Ar	Kr			Xe	
水星	水手-10	很稀薄的大气层	58	4.1	10 ⁻⁴			1.2	18	5.9	10 ⁻³	1.2	18	2.9	5.9	10 ⁻¹	<0.003 600—700	大气中悬浮 微粒
金星 (Oyama, 1979)	水手-2,5,10 金星-3*,4*,5*, 6*,8*,11*,12*, 先锋-12,13	表面为云层所覆 盖, 具有浓密大气 层	96.4	1.35	10 ⁻¹			3.41	69.3	20±3	4.3±5	67					99 650—700	硫 酸
地球		大 气 层	5	10 ⁻³	5.24	1.5	10 ⁻⁴	3.1	0.1— 10 ⁻²	2.8	78.084	20.946	1	18.2	9.34	1.14	~1 240—320	水、硫酸、硫 酸、海盐、 尘埃、有机 物
火星 (Owen et al., 1977)	火星-1,3*,4,5, 6* 水手-4,6,7*,9 海盗-1*,2*	薄层大气, 低云层 由水-冰组成, 大气 中 CO ₂ 不凝 结 成 各种云, 高云层中 凝 结 的 CO ₂ 组成	95.32	3	10 ⁻²			2.7	1.3	7	10 ⁻²	2.5	1.6	0.3	0.08		0.005—0.007 203—295	冰、尘埃、 CO ₂ 冰
木星	先锋-10,11 水手-11,12	浓厚的大气层在 H ₂ ,He 的薄层之 上, 大气层内出现 温度层和大红斑	89	11	6	1.2	10 ⁻³	8.8	10 ⁻¹¹		1.3	9.7	10 ⁻⁴	2.5	10 ⁻²		0.01—0.5 130	同木星“烟 雾”, 液冰、 氢硫化氨、 水
土星	先锋-11 水手-11,12	~100 km 厚的大 气层	88	12	(4-7)	10 ⁻⁴		H/C = 3	000±300**		D/H = (5.1±0.7)	10 ⁻³					0.05—0.5 125	同 上
天王星								H/C < 100**			D/H = (5.5±2.9)	10 ⁻³					~70	同 上 及 同 甲烷冰
海王星								H/C < 100**									~56	同 上
冥王星			H ₂ , He, Ne 其他气体已液化、冻结															

* 在行星上着陆的空间探测器; ** Owen (1975)

发现有 C_2H_4 等分子(表 3.4)。冥王星表面温度极低,除 H_2, He, Ne 外,其他气体都已液化甚至冰结。

表 3.5 木星与土星的大气组成

丰度 ($H_2 = 1$)	木星 (Ridgway et al., 1976)	土星 (Smith 和 Smith, 1972; Podolak, 1977; Macy, 1976)
H_2	1	1
HD	2×10^{-5}	$(6.6 \pm 3.1) \times 10^{-5}, (5.1 \pm 0.7) \times 10^{-5}$
He	0.05—0.15	0.05—0.15
CH_4	7×10^{-4}	$(3.5-3.9) \times 10^{-3}, 2.1 \times 10^{-3}$
$^{13}CH_4$	$^{13}C/^{12}C = 110 \pm 35$	$^{13}C/^{12}C = 89 \pm 11$
NH_3	2×10^{-4}	2.6×10^{-4}
H_2O	1×10^{-4}	
C_2H_2	4×10^{-4}	1.8×10^{-4}
CO^*	2×10^{-5}	
GeH_4^*	7×10^{-10}	
HCN^*	1×10^{-5}	
$C_2H_2^{**}$	6×10^{-5}	—
PH_3^*	4×10^{-5}	—
H_2S		1.4×10^{-3}
CH_3D	3×10^{-5}	—

* Hanel et al., 1979; ** Tokunaga et al., 1976.

在行星大气里,一些粒子在太阳紫外辐射下发生电离和离解,产生复杂的光化学反应。各种成分随高度的分布受光化学反应、混合和扩散的影响。在非均质层里,各种成分扩散分离,粒子质量较重的成分随高度减少。

关于大气的同位素组成,目前所积累的数据很少。表 3.6 列出的地球与火星、金星、大气某些同位素组成的资料说明,地球、金星与火星大气层具有较接近的同位素组成。

表 3.6 地球与火星大气的某些同位素组成

行星 \ 同位素比	$^{13}C/^{12}C$	$^{18}O/^{16}O$	$^{15}N/^{14}N$	$^{36}Ar/^{38}Ar$	$^{34}Ar/^{38}Ar$	$^{136}Xe/^{134}Xe$
地球 (Owen et al., 1977)	0.0112	0.00204	0.00368	5.3	0.00338	0.97
火星 (Owen et al., 1977)	0.0118 ± 0.0012	0.00189 ± 0.0002	0.0050 ± 0.0064	4—7	0.00032	2.5
金星 (Niemann et al., 1979)	-0.0111	-0.002	—	—	1	—

(二) 行星的某些气象特征

类地行星中除地球外其他行星各有其气象特征。

水星几乎没有大气层,表面气压 < 0.003 大气压。水星表面有一层很稀薄的氦气,可能是磁场,俘获太阳风粒子以及水星内部岩石中的铀、钍经 α 衰变产生的氦核。水星大气

中还发现有极少量的 Ar, Kr, Xe, H₂O 和 C。水星在其历史早期, 可能有过类似地球挥发物组成的暂时性大气层。现今如此稀薄的大气层是由于水星内部排气的过程比气体逃逸率小。水星大气被太阳风所驱赶并被电离而并入太阳风, 一部分大气被热蒸发而散失。水星的射电波探测结果表明, 水星表面的平均温度达 350—400 K, 赤道正午的温度达 700 K, 水星背太阳面的温度约 100 K。水星表面没有找到任何大气和水体的搬运、侵蚀和沉积等地质作用的证据, 表明水星自形成以来就没有浓密的大气层和水圈。

金星离太阳的距离是日地距离的 $\frac{3}{4}$, 接受太阳辐射比地球多 $\frac{1}{3}$ 。金星大气层的温度和浓度变化如图 3.1 所示。金星的自转周期长达 243 d, 而厚密的大气层约 4 d 绕行星一周。金星表面的温度高达 480℃, 在金星表面没有季节、昼夜的明显差别, 甚至两极和赤道的温差也很小, 因此金星的大气环流与地球迥然不同并极其简单。金星具有两个巨大的对流环流, 环绕金星旋转。金星的云层呈黄色, 主要由硫酸液滴组成, 10 μm 大小的硫酸液滴存在于 45—60 km' 的高度 (Young, 1973)。云层顶部之下几十公里处, 可能下着腐蚀性的硫酸雨。低层大气中含有 HCl 和 HF (Lewis, 1969a, b)。

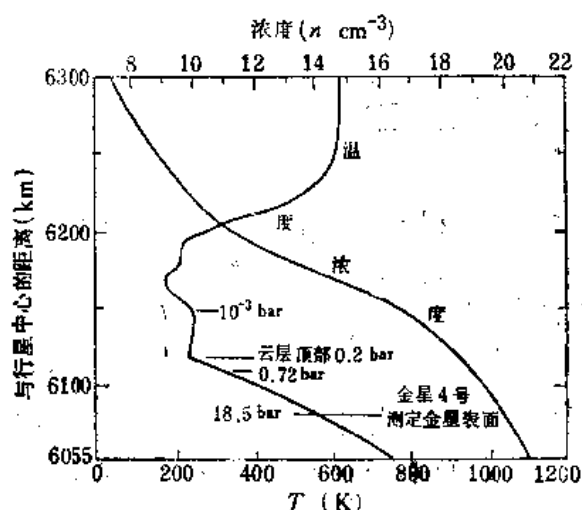


图 3.1 金星大气层的温度和浓度分布

金星表面的大气压为 88 bar, 温度为 750 K, 距行星中心的距离为 6 055 km. 对金星大气层的温度和浓度作了校正

火星表面的环境以低温、低压为特征, 火星大气层的温度分布及电离层的成分如图 3.2, 3.3。火星表面的大气压约 5—7 mbar。“海盗”的两个着陆点夏季的平均温度为 -60℃, 昼夜的温度变化约 50℃, 冬季的温度达 -120℃。火星大气极为稀薄, 难于通过大气运动传递表面的热量, 所以火星的两极与赤道温差很大, 两极覆盖着随季节变化的冰盖。火星表面的液态水很少, 一般由于蒸发而成为水蒸气或冻结成冰。根据火星表面反射太阳光的红外吸收谱分析, 在纬度地区, 大气中水蒸气的含量随着纬度的增高而急剧增加, 如西经 180°, 赤道部位的水蒸气含量为 6 μm, 北纬 30° 为 40 μm, 北纬 75° 为 80—100 μm, 极冠区降为 30—40 μm。水蒸气随季节和周日的波动范围为 10—50 μm。如果火星大气中全部水蒸气都凝结为水, 覆盖火星表面水层的厚度约 0.01 mm。火星北

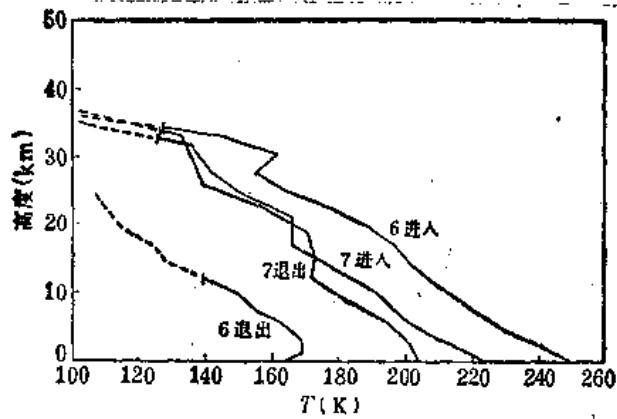


图 3.2 据“水手-6号”、“水手-7号”测定的火星大气层的温度分布

(Kliore et al., 1969)

近表面测定误差 ± 5 K; 在 30 km 处为 ± 20 K

极水冰的厚度为 1 m—1 km, 极冠的含水量比大气高 10^4 倍。根据“水手-9号”和“海盗”在火星表面拍摄的照片分析, 火星上曾有过巨大的河床, 说明火星历史上某个时期曾有过足够的大气以维持火星表面的水分不被蒸发, 并曾有过水体的发育。火星表面的平均风速为 $4.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 最低为 $1.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 最高为 $7.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。当风速达到 $44.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 时, 火星表面将产生强烈的尘暴。火星尘暴开始的方式象地球上的台风, 其动力是由火星表面尘埃的温度差所造成。尘暴是火星表面物质搬运的重要形式。

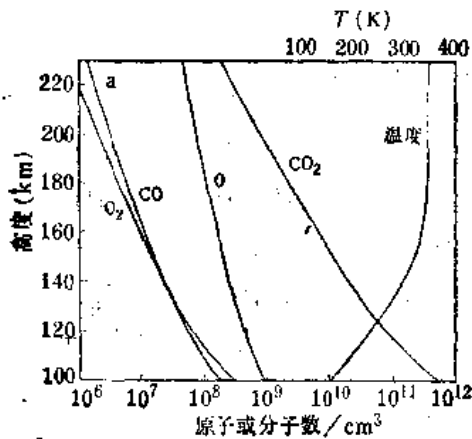


图 3.3a 火星大气层的成分随高度变化

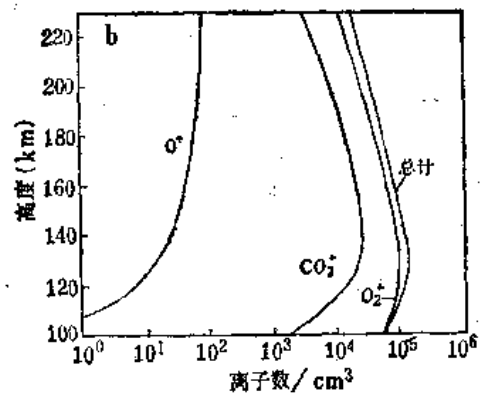


图 3.3b 火星电离层的模式

木星离太阳较远, 它接收的太阳能只有地球的 4%。木星大气层的温度分布如图 3.4, 3.5 所示。木星的气候系统很象地球赤道附近的环流形式。木星上风暴发展迅速, 比地球上风暴持续时间长得多。木星大气中的亮带和暗带(大气中下沉的较热区)纹象类似地球上的旋风, 由于木星自转很快, 使之沿行星的纬圈方向被拉长了。木星上发育着红斑, 看来是一个剧烈而持久的气旋风暴的涡流, 它比周围的云层高 5 km 左右。木星上不同颜色的云, 可能是由 CH_3S (黄色)、 $(\text{CH}_3)_2\text{CS}$ (红色) 和 S_2 (紫色) 所形成。

土星上有暗红色的椭圆状云、反气旋以及长波纹现象。土星的南北两半球上的风向、风速几乎相同, 排列对称。赤道区云顶的风速高达 $1800 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$, 比木星上最强的风速

快4倍；在风速极小处可能有不稳定的圆形风暴。土星的大气层能产生威力巨大的闪电。在土星表层的金属氢的上方下着氨雨，所释放的热量充当了土星的内热源。

太阳系各行星的气象特征是千差万别的，主要由行星大气成分、行星质量和距太阳的距离所制约。行星大气层的这些特征，为我们研究地球历史上曾有过的或将会产生的气候规律是很有意义的。

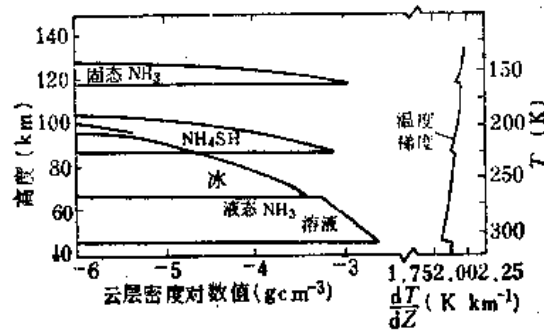


图 3.4 木星大气的成分与温度变化
(Lewis, 1969)

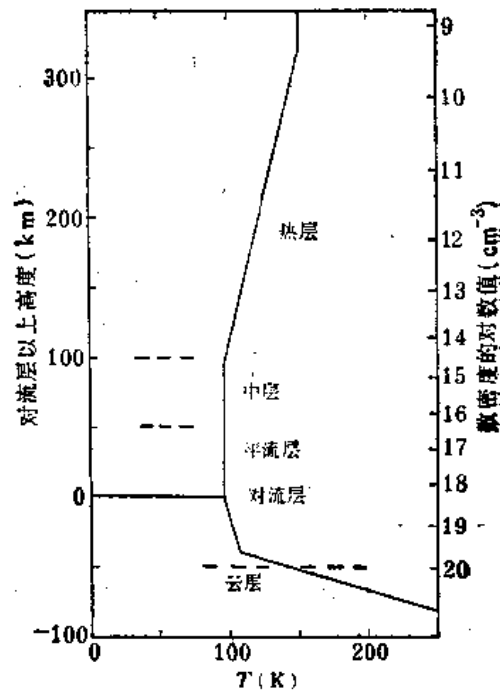


图 3.5 木星高层大气层的温度分布与分层

(三) 行星大气层的起源

关于地球和其他行星大气层的起源，概括起来有三种观点：第一种观点认为，太阳系行星大气是当行星形成时，俘获太阳星云的气体，因而大气层的气体具有太阳星云原始的气体组成；第二种观点认为，行星俘获的星云气体，被强烈的太阳风所驱赶，大气层是各行星内部的物质通过熔融、除气过程（如火山喷发）被行星俘获而保留下来；第三种观点认为，是两种成因的叠加。欧阳自远（1978）认为，类地行星大气层以次生为主，而巨行星大气层以原始俘获为主。

表 3.7 列出了地球、陨石和太阳某些挥发组分丰度。

表 3.7 地球、陨石和太阳某些挥发组分的比较

(以 Si = 100)	H	C	N	³⁶ Ar
地球*	0.68	0.042	0.0011	2.0×10^{-8}
碳质球粒陨石	4.0	60	40	1.0×10^{-6}
普通球粒陨石	≤ 0.08	1.5	0.05	1.5×10^{-8}
太 阳	3.0×10^6	1,000	275	19

* 地球的H主要含在海水中；C主要赋存于碳酸盐中；N和³⁶Ar主要赋存在地球大气中。

由表 3.7 可以看出，地球中的某些挥发性元素，尤其是大气层中的元素丰度与太阳值相差 10^4 — 10^9 。

图 3.6 列出了地球和火星大气层、三种陨石和月壤的稀有气体相对于太阳丰度比。太阳的值应该是比值为 1 的水平线。月壤中富含稀有气体,并接近于水平线,显然月壤中的稀有气体主要来自太阳风。富含气体的陨石,一般形成在行星或小行星的表面,稀有气体也主要来自太阳风。地球与火星大气层的稀有气体模式很接近,轻稀有气体明显匮乏,与普通球粒陨石较接近。图 3.6 表明地球与火星大气层不是俘获原始星云的气体,而是行星内部除气过程产生的气体。

根据地球和其他行星大气的成分、同位素比值的研究,并参考陨石中俘获的气体、衰变成因的气体、裂变成因的气体及散裂成因的气体的研究表明:类地行星由于距太阳近,质量较小,早期太阳风驱赶作用很强烈,行星形成时表面所俘获的气体几乎被驱赶完,因而地球和类地行星的气体是次生的,即通过行星形成后内部物质熔融、除气过程逐渐形成并演化而为现代大气层。类木行星质量较大,距太阳较远,温度低,早期太阳风的驱赶作用不强烈,大气层的来源主要是行星形成时俘获星云的气体。

大气的逃逸速度对行星大气层起源具有重要意义。逃逸速度是指任何物体逃脱行星引力场的束缚所必须具备的最小速度: $V_e = (2gR)^{\frac{1}{2}}$, 其中 g 为某行星的表面重力加速度 ($\text{km} \cdot \text{s}^{-2}$), R 为该行星的半径 (km)。行星大气粒子的最可几速度 $V_0 = (2kT/m)^{\frac{1}{2}}$, 其中 k 为玻尔兹曼常数 ($1.36 \times 10^{-23} \text{J} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$), T 为温度 (K), m 为粒子质量 (原子质量单位)。类地行星由于距太阳近, T 较高, g, R 又较小, 因此 m 较小, 较轻的气体容易逃逸。类木行星 g, R 较大, 远日行星 T 太小, 这些行星大气中的氢也难于逃逸丢失, 因而保持原始太阳星云的气体成分。

关于类地行星大气层的起源,质量最小的行星——水星,大气层极其稀薄,即使除气过程产生大量的次生大气,由于逃逸速度小,距太阳最近,也不能维持浓密的大气层。月球的质量更小,经质谱测定月球大气主要是 ^4He 和 ^{40}Ar , 白天和黑夜的大气浓度约 3×10^3 和 6×10^4 原子 $\cdot \text{cm}^{-3}$, 几乎是真空状态。火星大气层稀薄,而地球和金星具有浓密的大气层。现将类地行星(包括月球)的质量、逃逸速度和表面大气压列于表 3.8。

表 3.8 类地行星的质量、逃逸速度和大气压

	月 球	水 星	火 星	金 星	地 球
质 量 ($\times 10^{24} \text{kg}$)	7.35	32.03	64.53	487.56	597.5
逃逸速度 (km/s)	2.4	4.2	5.0	10.0	11.2
大 气 压 (bar)	~ 0	< 0.003	0.005—0.007	~ 100	~ 1

地球大气层的起源与演化,经历了极其复杂的过程。原始太阳星云中的稀有气体 He, Ne, Ar, Kr 和 Xe 并不参与化学反应,地球大气中的 Xe/Si 比为太阳系比值的 10^{-6} ,

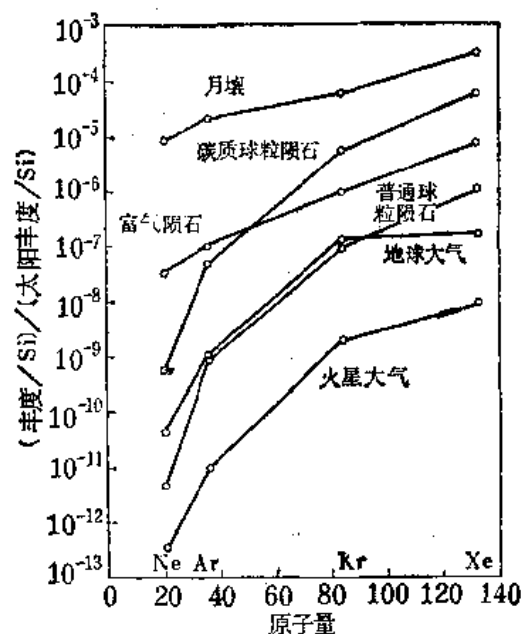


图 3.6 地球、火星大气层、月壤和某些陨石中稀有气体丰度比较 (Turner, 1979)

表明地球大气并不是太阳星云成分。根据欧阳自远(1978,1983)的研究,地球通过内部物质的熔融除气过程,大约共排出 1.7433×10^{24} g 挥发性物质,其中 CO_2 约 1.218×10^{23} g。若地球没有水圈,没有碳酸盐的沉积和植物光合作用,估计现今地球大气层中 CO_2 的分压将接近 20 atm。在 3 500 Ma 前,地球内部通过强烈的火山活动排出大量的 H_2O , CO_2 , CO , S_2 , Cl_2 , H_2 , N_2 , Ar , O_2 , NH_3 等,形成初始的强酸性大气层(原始火山大气层),经过水蒸气的凝结,逐渐在地面形成强酸性水圈(表 3.9)。在 2 500 Ma 前,地球大气层仍是火山喷气的产物为主,而水圈演化为氯化物水圈(表 3.9),海水的 pH 可能 ≤ 4 。在 2 000 Ma 前,为氯化物-碳酸盐水圈,海水的 pH 为 4—5,大气层中的 CO_2 分压较高,但 CO_2 在海水中的溶解度仍较低,使大气层中积累了大量的 CO_2 。在元古代地球大气层演化为二氧化碳大气层(表 3.9)。随着海水 pH 值的增大, CO_2 的溶解度增高,由于碳酸盐沉积物增多,特别是古生代大量植物的出现,使大气层中 CO_2 分压迅速降低。大气层演化为氮-氧大气层, CO_2 分压为 $10^{-3.5}$ bar(表 3.9)。

表 3.9 地球各壳层的化学演化

(侯德封、欧阳自远、于津生, 1974)

	原始火山大气层	火山大气层	火山大气层	二氧化碳大气层	氮-氧大气层
大气层	地幔熔融、除气,形成宇宙线作用 $\text{H}_2 \rightarrow \text{D}_2, \text{T}_2$ H_2O O_2 (少量游离氧) $\text{CO}, \text{CO}_2, \text{CH}_4$, $\text{N}_2, \text{NH}_3, \text{NH}_4\text{Cl}$, $\text{He}, \text{Ne}, \text{Ar}, \text{Kr}, \text{Xe}$	地幔熔融, 除气形成 $\text{H}_2\text{O}, \text{O}_2, \text{N}_2, \text{NH}_3$, $\text{NH}_4\text{Cl}, \text{CO}, \text{CH}_4$ 氧化成 CO_2 余同左	地幔熔融、除气作用同左, 但产额逐渐减少 出现游离氧 N_2 大量增加 CO_2 大量增加 同左	以 CO_2 - N_2 为主 同左	形成 N_2 - O_2 - CO_2 为主的气圈
水圈	原始强酸性水圈 除气产生的 H_2O , $\text{HCl}_3, \text{HF}, \text{H}_3\text{BO}_3$, H_2S 转入水圈	氯化物水圈 除气产生的 $\text{H}_2\text{O}, \text{HCl}$, $\text{HF}, \text{H}_3\text{BO}_3, \text{H}_2\text{S}$ 等形成 $\text{K}, \text{Na}, \text{Mg}, \text{Ca}, \text{Al}$, Fe, Mn 的氯化物。 基本上没有碳酸盐	氯化物-碳酸盐水圈 同左 碳酸盐淤泥发育, 火山 气体及 H_2S 形成 SO_4^{2-}	氯化物-碳酸盐-硫酸盐水圈 类似现代海水成分, 大量氯化物, 碳 酸盐及硫酸盐	
沉积圈	中基性火山堆积物	开始出现化学建造沉积物	化学沉积建造大量出现, 开始有生物沉积 建造碳酸盐条带铁 矿, 含硼建造	大气圈中大量 CO_2 进入 沉积圈, 有硅铝壳碎 屑沉积。生物沉积建造 发育, 沉积型有色金属 矿产的发育	近似现代沉积圈
地壳	类玄武岩原始地壳, 火山作用形成大面积 中、基性喷发岩, 变质 后形成绿岩 大面积强烈火山活动	古陆核出现, 大面积 花岗岩化。 团块状古陆核及与地 幔物质分异有关的矿 产形成火山活动比较 强烈	围绕古陆核的外缘, 硅铝质地壳的定向增长 火山活动逐渐减弱, 地壳活动的周期性逐渐清晰		
	3.5×10^3 a	$(2.6 \pm 0.1) \times 10^3$ a	$(1.9 \pm 0.1) \times 10^3$ a	$(1.0 \pm 0.1) \times 10^3$ a	

金星的除气过程与地球相似,但由于金星距太阳较近,表面温度高,由除气过程释放的 CO_2 和 H_2O ,而 H_2O 很快被光解,氢进入空间逃逸,而氧则于金星表面物质进行氧化反应。由于温室效应,金星表面始终没有形成过水体,使 CO_2 始终残留在大气层内,又加剧了温室效应,致使金星大气层成为富含 CO_2 的极稠密的大气层。金星内部除气过程排出的强酸性的气体,在大气循环中形成酸性成分的云和强腐蚀性的酸雨。

总之,行星大气层的成分、浓度和物质来源,受到行星的质量大小、距太阳的远近(影响行星表面温度和太阳风的驱赶能力)和水圈发育程度的影响。地球大气层是在地球特

有条件下并经过长期演化而形成。

三、行星的“地形”特征与成因

一系列的行星际空间探测器获得了大量有关月球、水星、金星与火星的地形资料与照片,并编制出行星地形图、地貌图和地质构造图。行星地形的研究有助于我们了解太阳系各行星地形特征与地质演化的共性,也有利于对地球早期的地形与地质构造发展作对比研究 (Short, 1975; King, 1976; 欧阳自远, 1980, 1983; Taylor, 1982)。

水星表面很象月球,布满了大小不等的冲击坑(环形山)和盆地(洼地)。“水手号”等空间探测器所拍摄的照片,一般分辨率达 4—5 km,最清晰的可达 1 km,甚至 100 m。“水手-10 号”已探测到水星表面的 $\frac{1}{3}$ 面积(Trask 和 Guest, 1975)。水星表面的地形可分为 3 类:①冲击坑较稀疏的平原;②平缓的平原,可能是火山成因;③冲击坑密集的地带,相当于月球的高地,形成年龄约 $(3.9-4.1) \times 10^9$ a (图 3.7)。水星表面坑的直径一般小于 20—50 km,大者可达 100—200 km。最典型的平缓的平原是直径约 1 300—1 400 km 的卡路里 (Caloris) 盆地,与月球上的雨海相似,周围为一系列山脉所环绕,形成于 3.8×10^9 a 前。水星表面的古老冲击坑,年龄可达 3 000—4 000 Ma。水星的构造如图 3.8。水星形成后曾产生过强烈的构造运动,形成一些延伸 20—500 km、高几百米到 3 km 的悬崖,这些巨大的裂隙系统是由于水星内部冷却收缩而致使水星壳收缩的结果。水星的断裂系统约占 60 000—130 000 km²,形成时间比较古老。水星的构造运动并没有延续到后期,更没有观察到类似地球的海底扩张、大陆漂移和板块运动的特征。看来地球的板块构造并不是全部类地行星的共性。水星表面没有大气和水体风化侵蚀的痕迹。

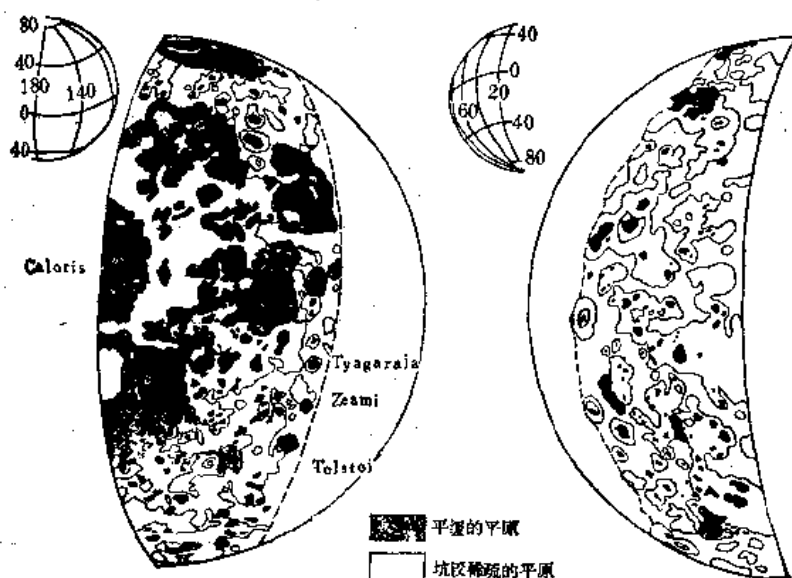


图 3.7 水星地形图

水星的地质演化简史大致可分为以下五个阶段(表 3.10):

金星表面被浓密的大气层所覆盖。金星表面有 60% 是比较平坦且相对标高不超过

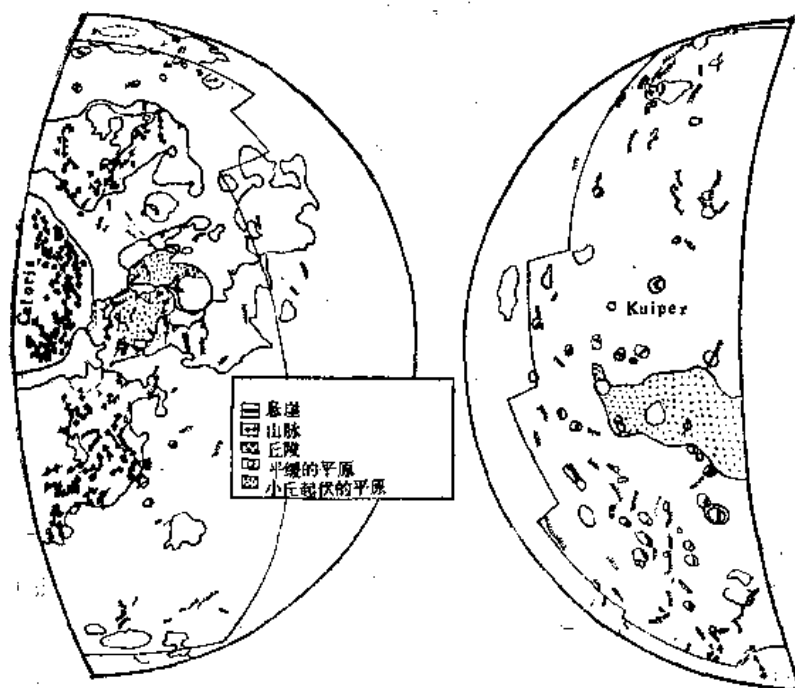


图 3.8 水星地形构造图

500 m 的平原地形，大约有 5% 的表面是超过 2 km 的高地（图 3.9）。金星上有两个“大陆”区（高地），其面积与澳大利亚和南极洲相近，一是 Aphrodite “大陆区”，沿赤道分布；另一为 Ishtar “大陆区”，位于北纬 50—80°。在 Ishtar 高地的中央区为 Maxwell 山，高达 11 km。高地与平原区之间往往有一过渡区。金星上分布着众多的环形冲击坑，有些直径达 160 km。“金星-8,9,10 号”着陆区测定的表土成分列于表 3.11。金星表面的岩石在“金星-9 号”着陆区附近岩石有尖锐的棱角；“金星-10 号”着陆区附近布满着风化成薄饼状的熔岩。

火星表面的地形极其复杂（图 3.10），大致可划分为四种地形类型，即古老地形（高地上的古老环形坑与山脉）；经改造的地形（平原、运河沉积、各种波状地形及沟槽状地形）；火山地形（火山平原与火山堆积地形）及极地地形（永久冰层、冰蚀平原等）（King, 1976；

表 3.10 水星的地质演化简史

阶段	年 龄 ($\times 10^9$ a)	演 化 阶 段	演 化 特 征
5	3.0	持续碰撞，晚期环形山的形成与叠加	众多小型碰撞，形成晚期的或叠加环形山
4		全球性的玄武岩喷发，形成广阔的平原	玄武岩喷发，形成月海型地形
3	3.9	卡路里盆地的形成	类似月球的“雨海”事件，大规模的碰撞冲击事件，形成卡路里盆地及周围的多山地形
2	4.1	舌状悬崖的形成，大规模火山活动与岩浆喷发	核冷却，表层收缩形成复杂的舌状悬崖。大规模全球性的火山喷发活动，形成较平缓的表面地形
	4.4—4.2		
1	4.51—4.56	内部加热、重熔、核幔分离、吸积形成水星	内部物质的加热、熔融、调整，形成铁核与硅酸盐幔，构成了不均一化学成分的内部结构

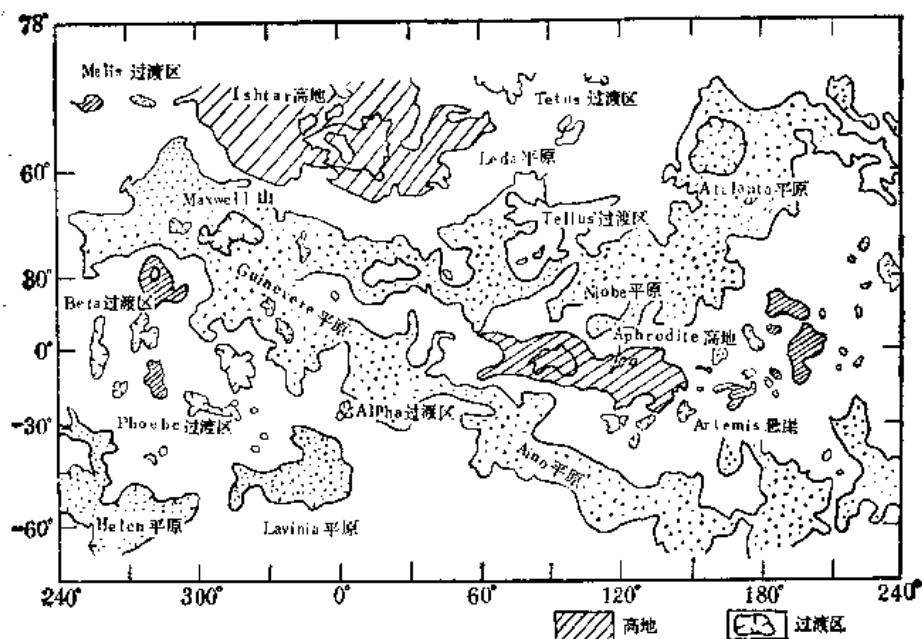


图 3.9 金星地形图

欧阳自远, 1979 b, 1980, 1983)。

火星表面的火山地形分布较广泛, 大量喷发岩构成火山平原、火山山脉及沟槽状地形。Nix Olympus 火山盾直径约 600 km, 中央部位为直径约 65 km 的火山口, 火山熔岩盾高出周围平原 20 km。火星上广泛分布着环形冲击坑, 直径达 3—240 km, 甚至达

表 3.11 金星表土的化学成分

(Surkov, 1977)

探测器号 元素含量	金星 -8 号	金星 -9 号	金星 -10 号
K%	4.0±1.2	0.47±0.03	0.30±0.16
U(ppm)	2.2±0.7	0.60±0.16	0.46±0.26
Th(ppm)	6.5±0.2	3.56±0.42	0.70±0.34
K/U	20 000	8 000	7 000
Th/U	3.0	6.1	1.5

300 km 左右。火星冲击坑由于风的吹扬作用使物质充填而成为平缓的浅坑, 不象月球冲击坑那样内沿比较陡峻。仅在 40% 的赤道区范围里就发现有 50 000 多个直径大于 1km 的冲击坑。大约有 5% 的坑具有中心锥, 有些较年青的坑也具有辐射纹。火星环形冲击坑的直径与密度其关系曲线分布在月球的高地与月海之间(图 3.11)。图 3.11 表明在火星的古老地形上发育着大而密集的冲击坑, 成坑年龄比较老; 而火山地形区域内的冲击坑的成坑年龄较年青。曲线的相似性表明, 火星上的坑主要是冲击成因, 但火星上的火山成因环形坑要比月球多。火星上还分布着由于构造活动形成的构造地堑及延伸上千公里的大断层, 形成了一些宽几公里、甚至几十公里的大峡谷。有些“运河”长数百公里, 宽 5—6km, 如同地球上的河系。这种“运河河谷”可能是熔岩流造成, 也可能在火星的早期历史中曾

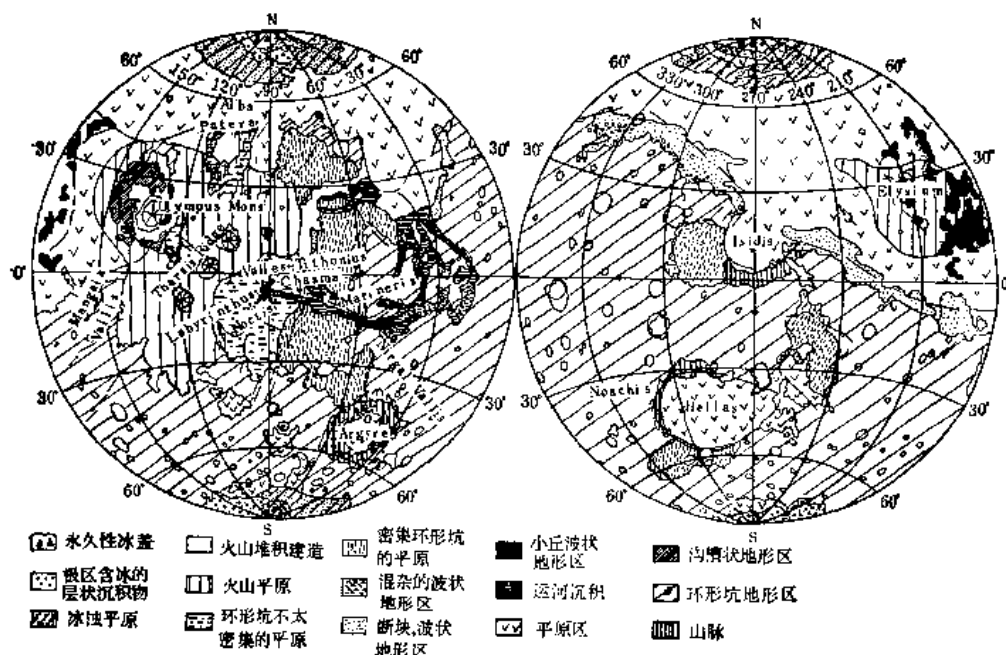


图 3.10 火星地形分类略图

出现过流动的水系所造成。火星上的圆形盆地与月球的月海相似。火星上还发育着各种风成沉积、极区的层纹状沉积。北极区内广泛发育的层状沉积,在沉积物内的不整合面说明沉积时具有复杂的气候变化历史。在整个北极区没有发现新的冲击坑,表明侵蚀或沉积的速度是很快。极区硅酸盐粉尘的层状沉积物与冰互层,堆积的厚度可达几公里,由于侵蚀作用使之形成稍微弯曲的悬崖及阶地。极区的冰川把各种碎屑物质搬运至中纬地区并形成冰蚀地形。因此,火星表面除受到岩浆作用、火山活动及构造运动的内营力所控制

制外,冰川的剥蚀和搬运,尘暴及风的吹扬作用、沉积作用、堆积作用及陨石等小天体的冲击作用,形成了火星表面复杂的地形特征。

火星的表土经“海盗-1”及“海盗-2”在着陆区取样分析,结果列于表 3.12。

火星土壤与地球土壤相比较,富含铁以及镁、钙、硫而贫铝。钾的含量比地壳值低 5 倍以上, Rb, Sr, Y, Zr 比大多数地球火成岩低得多。火星土壤并不代表原岩的成分,很可能是玄武岩经各种化学风化作用的产物。按矿物成分计算,火星土壤由 80% 的富铁粘土、~10% 的硫酸镁、~5% 的碳酸盐、~5% 由铁氧化物组成的混合物,该混合物相当于 59.1% 的绿脱石、27.7% 的蒙脱石、11.8% 的水镁矾、1% 的石盐、5.9% 的方解石及 0.5% 的 TiO_2 组成。

火星土壤研究证明:火星表面的岩石富

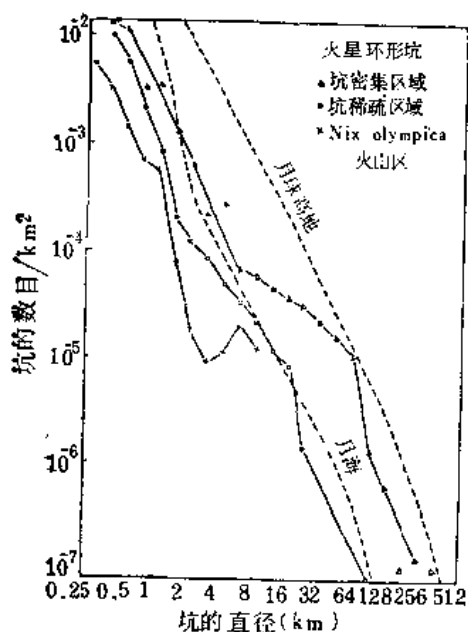


图 3.11 火星与月球环形坑的直径与分布密度的关系曲线

含铁镁，估计没有大量富钾的花岗岩物质。火星表面的冰和水与含铁镁的岩石作用生成富铁粘土。

总之，根据火星照片的地质解释，火星表面可划分为布满陨石冲击坑的古老地形，比较年青的火山平原，巨大的火山盾及广阔的沉积物。这些表面特征可用以下的地质发展过程加以说明：①火星形成不久，其表面受到强烈的陨石冲击并形成无数冲击环形坑，甚至形成巨大的冲击圆形盆地；②火星内部局部熔融，物质分异、调整，逐渐形成壳、幔与核；③强烈的火山活动与构造运动，形成玄武岩平原，之后上升，发育深大断裂并受到侵蚀，火山盾的形成；④中等程度的构造和火山活动，风和水侵蚀作用并形成沉积物。

表 3.12 “海盗-1”及“海盗-2”着陆位置的土壤样品成分(重量%)

成 分	海 盗-1			海 盗-2
	1	2	3	1
SiO ₂	44.7	44.5	43.9	42.8
Al ₂ O ₃	5.7		5.5	
Fe ₂ O ₃	18.2	18.0	18.7	20.3
MgO	8.3		3.6	
CaO	5.6	5.3	5.6	5.0
K ₂ O	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3
TiO ₂	0.9	0.9	0.9	1.0
SO ₂	7.7	9.5	9.5	6.5
Cl	0.7	0.8	0.9	0.6
Rb(ppm)	≤30			≤30
Sr(ppm)	60±30			100±40
Y(ppm)	70±30			50±30
Zr(ppm)	≤30			30±20

木星经过探测证明是一个表面为流体状的行星，没有固态表面。其他外行星的表面特征还没有足够的观测资料加以论述。

类地行星表面特征的研究证明：太阳系具有固体壳的行星和卫星，在早期历史中，曾发生过广泛而强烈的火山喷发，形成各种火山地形和广布的熔岩流。小天体的碰撞冲击，形成了行星和卫星表面环形坑。地球表面由于各种地质营力的作用，使古老冲击坑被侵蚀或覆盖，根据已有的研究，在地球上可识别出 300 多个冲击环形坑，已证实的有 87 个，有些冲击坑的直径可达 100 km。总之，强烈的火山活动和持续的海盆地开凿与环形坑的形成，是太阳系行星早期历史的共同特征。

四、行星模式化学成分

行星化学成分一直是天体化学探讨的重要领域。由于对行星整体不可能进行成分测定，因此即使是地球也只能取到极浅部的样品，甚至连我们最了解的地壳平均化学成分也带有一定的不确定性。地球平均化学成分一般只能是假设某种模式而进行估算，如：不同类型陨石组成地球的模式；核、幔和壳的组合模式等。关于地球深部化学成分大多数是

根据地球物理探测和模拟实验的结果加以扩展而估算, 带有更大的不确定性。致于行星化学成分, 由于观测资料的不足, 因此也只能根据假定的模式来进行推算。当然, 行星整体化学成分的研究, 即使带有较大的不确定性, 但仍然是极重要的。它使我们能对太阳系各行星进行总体的比较与剖析, 对行星的内部结构和化学演化作出总体上的解释。

Morgan 和 Anders(1980) 以元素太阳系丰度为基础, 根据均一的太阳星云凝聚过程, 分析形成行星各区域化学成分、物理化学环境, 并参照已有的陨石、行星的元素与同位素的观测数据, 提出了一个计算类地行星模式化学成分的较合理的模式。

Morgan 和 Anders (1980) 的模式认为, 在星云凝聚的每个阶段, 由于元素的化学行为可划分为难熔元素、组成铁核的亲铁元素和挥发性元素等, 选择一个具有代表性的元素作为计算该类指标性元素, 如铀代表早期难熔元素凝聚阶段的特征, 铁代表金属硅酸盐分馏阶段凝聚形成行星核的元素, 钾和铷代表挥发性元素, 另外根据行星和陨石研究的结果, $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ 的分子比代表金属铁被氧化并形成含铁硅酸盐的环境 (表 3.13)。

表 3.13 指标性元素及其比值
(Morgan 和 Anders, 1980)

组 分	凝聚温度 (K)	指标性元素	水 星	金 星	地 球	火 星
早期凝聚	$>1\ 400$	U(ppb)	11*	15*	14.3	28
金属凝聚	$1\ 400-1\ 300$	行星核(%)	68	32	32.4	19
非重熔组分	$1\ 300-600$	K/U**	2 000*	10 000	9 440	2 214
挥发分富集	<600	Tl/U**	0.004*	0.27	0.27	0.005
FeO	$\sim 900-500$	$\frac{\text{FeO}^{***}}{\text{FeO} + \text{MgO}}$	0.03	0.07*	0.12	

* 实测数据较少; ** 重量比; *** 分子比。

根据表 3.13 的模式, 计算类地行星——水星、金星、地球与火星模式化学成分列于表 3.14。

由表 3.14 可以明显地看出, 随着与太阳距离的增加, ① Fe, Co, Ni, Cr 等组成行星核的元素逐渐减少; ② 早期凝聚的难熔元素, 如 REE, Ti, V, Th, U, Zr, Hf, Nb, Ta, W, Mo, Re, Pt 等逐渐增多; ③ 形成壳、幔为主的元素, 如 Si, Mg, Al, Ca 等也具有增多的趋势; ④ 亲铜和碱金属元素, 如 Cu, Zn, Pb, Tl, Bi, Ga, Ge, Se, Te, As, Sb, In, Cd, Ag 等, 在 1—1.5 A 范围内有增多的趋势, 随后丰度减小; ⑤ 氧在远离太阳有增多的特征, 近太阳处是极为还原的环境, 远离太阳各种凝聚物中氧化环境增加, 铁的价态明显地呈现出 $\text{Fe}^0 \rightarrow \text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ 的变化。

根据表 3.14 的模式化学成分, Morgan 和 Anders (1980) 还提出了各行星的核、幔与壳的化学成分 (表 3.15)。由表 3.15 可以看出: 按水星→金星→地球→火星的次序, ① 行星核占行星总重量的百分比愈来愈小, 表明以 Fe-Ni 为主的行星核逐渐减小; ② 与之相反, 幔和壳所占的重量比逐渐增大; ③ Fe^0 含量逐渐减少, 而 Fe^{2+} 含量逐渐增大。

行星模式化学成分为我们研究行星的内部化学分异过程, 行星内部结构, 行星内放射性元素的含量及其衰变能对行星演化的影响, 都具有重要意义。

表 3.14 类地行星模式化学成分

(Morgan 和 Anders, 1980)

元 素	水 星	金 星	地 球	火 星	元 素	水 星	金 星	地 球	火 星
H, ppm	0.4	35	33	1.22	Ru, ppm	0.91	1.23	1.18	2.23
He	—	11,000	111	462	Rh, ppb	194	265	252	0.50
Li, ppm	0.87	1.94	1.85	1.94	Pd, ppm	1.79	0.87	0.89	0.74
Be, ppb	34	47	45	88	Ag, ppb	7.2	49	44	39.7
B, ppb	0.11	10.0	9.6	2.26	Cd, ppb	0.19	17.2	16.4	0.62
C, ppm	5.1	468	446	16.3	In, ppb	0.024	2.24	2.14	0.077
N, ppm	0.046	4.3	4.1	0.148	Sn, ppb	64	430	390	258
O, %	14.44	30.90	30.12	34.11	Sb, ppb	5.7	39	35	23.4
F, ppm	2.2	15	13.5	19.1	Tc, ppb	122	830	1 490	13.8
¹⁰ Ne	—	49	0.50	1.54	I, ppb	0.16	14.3	13.6	0.48
Na, ppm	200	1 390	1 250	574	¹³² Xe	—	1.61	0.0168	0.062
Mg, %	6.50	14.54	13.90	14.55	Cs, ppb	2.5	17.0	15.3	21
Al, %	1.08	1.48	1.41	2.73	Ba, ppm	3.1	4.2	4.0	8.0
Si, %	7.05	15.82	15.12	15.74	La, ppb	291	397	379	750
P, ppm	390	1 860	1 920	1 608	Ce, ppb	780	1 060	1 010	199
S, %	0.24	1.62	2.92	6.66	Pr, ppb	99	135	129	25
Cl, ppm	0.23	20.9	19.9	0.71	Nd, ppb	530	723	690	1 380
⁴⁰ Ar	—	210	2.20	8.1	Sm, ppb	160	218	208	410
K, ppm	22	150	135	62	Eu, ppb	61	83	79	157
Ca, %	1.18	1.61	1.54	2.93	Gd, ppb	220	300	286	560
Sc, ppm	7.4	10.1	9.6	19.0	Tb, ppb	41	56	54	105
Ti, ppm	630	850	820	1 580	Dy, ppb	230	382	364	710
V, ppm	63	86	82	162	Ho, ppb	61	84	80	156
Cr, ppm	7 180	4 060	4 120	3 620	Er, ppb	177	242	231	455
Mn, ppm	150	460	750	940	Tm, ppb	27	37	35	68
Fe, %	64.47	31.17	32.07	26.72	Yb, ppb	176	240	229	451
Co, ppm	1 690	820	840	702	Lu, ppb	297	405	386	76
Ni, %	3.66	1.77	1.82	1.52	Hf, ppb	177	241	230	451
Cu, ppm	5.1	35	31	210	Ta, ppb	17.9	24.4	23.3	45.5
Zn, ppm	12.1	82	74	33.9	W, ppb	139	189	180	356
Ga, ppm	0.50	3.4	3.1	1.97	Re, ppb	46	64	60	118
Ge, ppm	1.24	8.4	7.6	5.06	Os, ppb	670	920	880	1 710
As, ppm	6.4	3.1	3.2	2.68	Ir, ppb	650	890	840	1 660
Se, ppm	0.79	5.4	9.6	2.22	Pt, ppm	1.29	1.76	1.67	3.28
Br, ppb	1.2	111	106	3.83	Au, ppb	516	250	257	214
⁸⁴ Kr	—	2.30	0.0236	0.097	Hg, ppb	0.09	8.3	7.9	0.28
Rb, ppb	75	509	458	209	Tl, ppb	0.044	4.05	3.86	0.14
Sr, ppm	1.11	15.2	14.5	28.4	²⁰⁴ Pb, ppb	0.018	1.66	1.58	0.056
Y, ppm	2.01	2.74	2.62	5.19	Bi, ppb	0.034	3.08	2.94	0.106
Zr, ppm	5.5	7.5	7.2	30.8	Th, ppb	39.4	53.7	51.2	106
Nb, ppb	610	840	800	1 570	U, ppb	11.0	15.0	14.3	28
Mo, ppm	1.81	2.47	2.35	4.65					

表 3.15 类地行星核、幔+壳的模式成分

行星 成分	水星	金星	地球	火星
幔+壳 (%)	32.0	68.0	67.6	81
SiO ₂	47.1	49.8	47.9	41.6
TiO ₂	0.33	0.21	0.20	0.33
Al ₂ O ₃	5.4	4.1	3.9	6.39
Cr ₂ O ₃	3.3	0.87	0.9	0.65
MgO	33.7	35.5	34.1	29.78
FeO	3.7	5.4	8.9	15.85
MnO	0.06	0.09	0.14	0.15
CaO	5.2	3.3	3.2	5.16
Na ₂ O	0.08	0.28	0.25	0.10
H ₂ O	0.016	0.22	0.21	—
K, ppm	69	211	200	62
U, ppm	0.034	0.022	0.021	0.028
Th, ppm	0.122	0.079	0.076	0.101
核(%)	68.0	32.0	32.4	19.0
Fe	93.5	88.6	88.8	82.02
Ni	5.4	5.5	5.8	7.99
S	0.35	5.1	4.5	3.51
Co	0.25	0.26	0.27	0.37
P	0.57	0.58	0.62	—

五、行星的内部构造与演化特征

欧阳自远 (1979 b, 1980, 1983) 曾根据各行星探测器所获得的资料, 将行星的内部构造综合列于表 3.16。类地行星一般可划分为核、幔和壳的构造, 而巨行星及远日行星可能有固态的硅酸盐核。关于类地行星核、幔、壳的化学与矿物成分及其边界的位置, 许多作者都是根据地球物理探测地球内部构造的知识 (图 3.12), 结合各行星的成分与密度, 按一定模式而进行划分的, 因而众说纷纭。就以火星为例, 图 3.13 引用了 6 种构造模式 (Wood, 1978), 大多数作者认为, 火星具有很薄的玄武岩质的壳; 火星幔的厚度约 1 700—2 700 km, 主要由 Fe-Mg 硅酸盐组成; 火星核可能由金属 Fe-Ni 或 Fe-Ni + FeS 或 FeS 所组成。

当行星形成后, 行星内部的演化过程主要决定于行星的质量及其化学成分。行星形成后由于星子的聚集能、短寿期与长寿期核素的衰变能, 使行星内部的温度增高和内部物质产生熔融、分异、调整和除气等过程。一方面行星在内部的分异、调整的演化过程中逐渐形成了核、幔和壳的构造, 另一方面也产生了大气层、水圈等。欧阳自远 (1979 b, 1980) 曾将类地行星按其质量大小划分为大 (金星、地球)、中 (火星) 和小 (水星包括月球) 三类, 以比较它们的演化特征。

质量小的类地行星, 形成后受到急剧的加热, 早期产生过构造岩浆活动, 并分异成壳、

幔和核,但内部物质分异、调整很不充分。由于这类行星质量小、体积小,热量散失快,过早地固化。除气过程产生的气体不被行星所俘获,不能形成大气层。行星演化后期几乎停滞了构造、岩浆活动。这类质量小的行星及与之相近的月球、陨石母体,在星体表面能保持古老的火山地形和冲击形成的盆地、环形冲击坑。

质量大的行星,形成后受到急剧加热,早期产生过全球性的强烈的构造岩浆活动,行

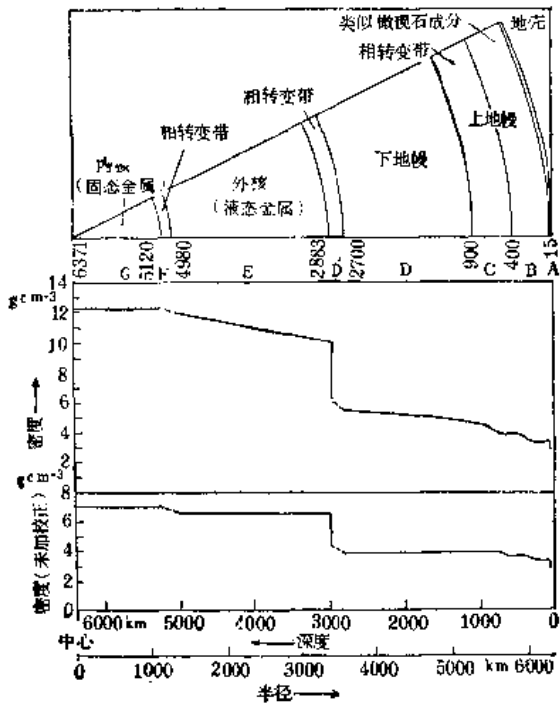


图 3.12 地球的内部构造分层
(Stacey, 1969)

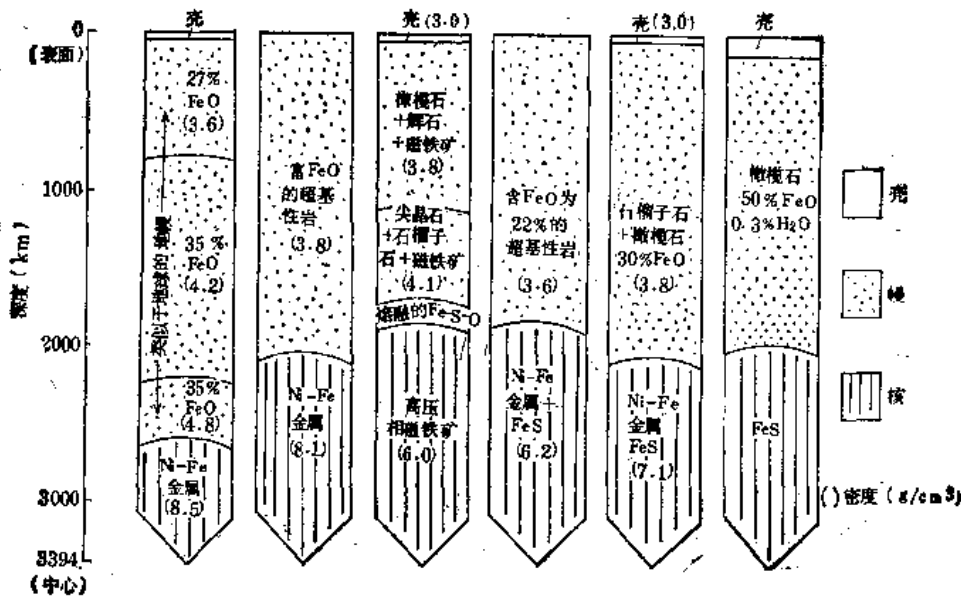


图 3.13 某些火星的内部构造模式
(Wood, 1978)

表 3.16 行星的内部构造
(欧阳自远, 1979b)

行星	平均密度 (g/cm ³)	平均直径 (km)	壳	幔	幔核边界的温度 (K) 和压力 (kbar)	核
水星	5.4	4 864	硅酸盐壳约 500 km 厚	固体硅酸盐幔约 200 km	1 400—2 000 K ~100 kbar	Fe-Ni 核, 可能是熔融铁镍, 半径约 1 700—2 000 km
金星	5.1	12 112	硅酸盐可能还有碳酸盐的 岩石圈, 厚约 100 km	硅酸盐幔, 可能上幔熔 融而下幔已固化, 厚约 3 000 km	~4 000 K ~1 400 kbar	可能是熔融的 Fe-Ni 核, 半径约 3 000 km, FeS 和 K 可能少量加入内核, Si 可能加入外核
地球	5.52	12 740	Si-Al 壳, 厚约 5—65 km	Fe-Mg 硅酸盐幔, 上地 幔厚约 1 000 km, 下地 幔厚约 1 900 km	~4 000 K ~1 400 kbar	Fe-Ni 核, 半径约 3 471 km, Si 可能加入外核 (外 核距地表距离为 2 900—4 980 km 之间)。内核半 径约 1 400 km
(月球)	3.65	3 594	月壳, 厚约 60 km	Fe-Mg 硅酸盐幔, 厚约 1 000 km	1 000—1 500 K, ~50 kbar	可能为含 Fe-FeS 硅酸盐核, 没有 Fe-Ni 核。半径 约为 700 km
火星	4.05	6 740	硅酸盐壳, 厚约 200 km	Fe-Mg 硅酸盐幔 厚约 2 000 km	1 000—1 500 K 250—300 kbar	可能为 Fe-FeS 核, K 可加入硫化物相中。核的半径 约 1 200 km
木星	1.35	139 800	由液态 H ₂ (78%) 和液态 He (22%) 组成。表层 23 000 km 厚的高压液态 氢区和氢氧混合过渡层。由 23 000—27 000 km 为 3 000 000 大气压, 11 000°C 的高温过渡区。由 27 000—55 000 km 为氢海和液态金属氢区 域。由 55 000—70 000 km 为硅酸盐核			固态硅酸盐核, 温度约 30 000 度, 核的半径约 15 000 km
土星	0.71	117 000	由 H ₂ (63%) 和 He (37%) 组成, 表面还含有 NH ₄ SH 等组分			
天王星	1.56	46 600	由 H ₂ , NH ₃ , 或 He 的金属组成, 中心为硅酸盐核, 中间层为水、甲烷和氨组成的冰, 外层为液态分子氢			
海王星	2.47	44 200	与天王星相似			
冥王星	1.5—2	2 700	?			

表 3.17 与行星质量有关的演化特征比较表
(欧阳自远, 1979b)

行 星		(陨石母体)	(月 球)	水 星	火 星	金 星	地 球
质 量 ($\times 10^{24}$ g)		9×10^{-3} -7.2×10^{-4}	0.73	3.33	6.42	48.7	59.8
平均密度 (g/cm ³)		3.65	3.65	5.4	4.05	5.1	5.52
半 径 (地球=1)		0.03—0.07	0.274	0.380	0.53	0.958	1
行 星 的 结 构	大 气 层	/	/	很稀薄的大气 层 <0.003 bar	薄大气层, 约 0.003—0.007 bar	浓 密 的 CO ₂ 大气层 ~100 bar	N ₂ -O ₂ 大 气 层 ~1 bar
	水圈	/	/	/	/	/	有水圈
	壳	/	斜长岩、玄武 岩月壳, 厚约 60 km	硅酸盐, 厚约 500 km	硅酸盐壳, 厚 约 200 km	硅 酸 盐 岩 石 圈, 厚约 100 km	硅铝壳, 厚约 30 km
	幔	/	Fe-Mg 硅 酸 盐, 厚约 1000 km	富含斜方辉 石, 厚约 200 km	Fe-Mg 硅 酸 盐, 厚约 2000 km	硅酸盐, 上幔 熔融, 下幔固 化, 厚约 3000 km	Fe-Mg 硅 酸 盐
	核	/	含 Fe-FeS 的 硅酸盐核, 半 径约 700 km 或无核	Fe-Ni 核, 半 径约 1 700— 2000 km	可能为 Fe- FeS 核, 半径 约 1 200 km	熔融的 Fe- Ni 核, 半径约 3 000 km	Fe-Ni 核 半 径约 3 471 km
分 异 程 度 与 构 造 岩 浆 活 动	分 异 程 度	弱的热变质过 程, 物质无明 显分异	早期剧烈的构造岩浆活动与火山 喷发, 早期分异不充分, 固化早		早期剧烈的构 造岩浆活动与 火山喷发, 早 期物质分异尚 充分	早期剧烈的构造岩浆活动与火山 喷发, 物质在持续地进行分 异调整	
	构 造 岩 浆 活 动	没有构造岩浆 活动	几乎没有内力作用, 在 39×10^8 a 前基本结束了 构 造 岩 浆 活动		现在几乎没有 构造岩浆活动 和火山喷发	仍具有明显的构造岩浆活动	
行 星 表 面 特 征		陨石物质的碰 撞冲击	古老的火山地形, 大量陨石物 质冲击形成的盆地和环形坑		古老的火山地 形, 大量的陨 石物质冲击形 成的盆地和环 形山, 有风和 水的风化作用 和堆积作用	古老的火山地形和冲击地形残 存较少, 后期内力和外力作用 形成的地形显著	
		陨 石 月 球 型 地 形			火星型地形	地 球 型 地 形	

星内部的物质熔融、分异、调整在持续进行, 核、幔、壳至今仍在进行相互作用。由于行星质量大, 内部的热量积累多, 失散慢, 至今仍保持明显的构造岩浆活动。内部物质通过除气过程产生的气体被行星俘获, 形成浓密的大气层, 地球还形成了水圈。各种内、外营力使行

星的地形不断改造,因而表面被年青的岩石或地层所覆盖。

火星介于两者之间,具有过渡型的性质。早期构造岩浆活动剧烈,内部物质分异调整尚充分。热量的积累与失散也介于水星和地球之间。现今几乎没有明显的构造岩浆活动和火山喷发。内部物质除气作用排出的气体,仅部分为行星所俘获,构成很稀的大气层。火星表面有明显的风和冰的剥蚀与沉积作用,使火星表面的地形受到一定程度的改造。

关于外行星的内部构造,目前已有不少比较粗略的模式 (Zharkov 和 Trubitsyn, 1976; Podolak, 1976)。大多数学者倾向认为: 木星和土星主要由 H, He 岩石物质 (SiO_2, MgO, FeS, FeO) 和冰物质 (CH_4, NH_3, N_2S, H_2O) 等组成。冰和岩石物质可能组成行星核。若行星的 H/He 比相当于太阳丰度,则可计算行星内部的压力、密度等参数的变化 (图 3.14)。天王星和海王星富含 C, N, O 元素,各含氢为 23% 和 14%。Podolak (1976) 还考虑到行星中含有的 H_2O, CH_4, NH_3, H_2 和 He 的成分,综合计算了天王星的内部构造 (图 3.15)。

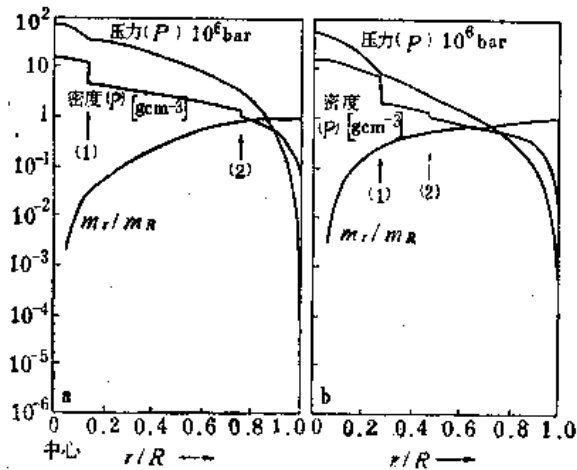


图 3.14 木星(a)与土星(b)的内部构造
(1) 冰与岩石物质组成的行星核界限;(2) 液态 H_2 转变为液态金属 H ; r 为与中心的距离; R 为行星的半径; m_R 为行星的质量; m_r 为在 r 距离内行星的质量; m_r/m_R 为质量比

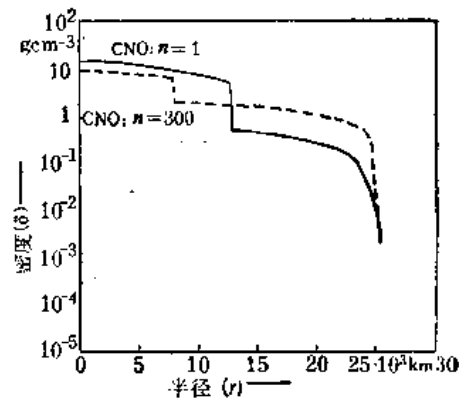


图 3.15 天王星的内部构造模式 (Podolak, 1976)

n 为 CH_4/H_2 的值,即相当于太阳 CH_4/H_2 值的 n 倍。模式计算了 $n=1$ 和 $n=300$ 条件下的密度分布

六、行星核、幔和壳的起源

行星具有核、幔和壳的内部构造,但其起源至今仍争论不休而尚未定论。由于其他行星的内部构造往往是根据地球的模式推演而来,因此地球核、幔和壳的成因是探讨行星的内部构造起源的焦点。关于核、幔和壳的成因往往追溯到聚集形成地球的具体过程,根据已有的研究可概括为两种观点,即不均一的吸积说与均一的吸积说。

(一) 不均一的吸积说

不均一的吸积说认为,地球吸积星云凝聚物是不均一的,当时太阳星云中的铁和硅酸盐已经分馏,地球胎先是金属铁的聚集,形成地核,后来再吸积聚集硅酸盐,形成地幔。

不均一的吸积说的主张者认为,原始星云物质受到加热而气化,由于辐射而冷却,开始冷却快而后逐渐变慢。由于铁比硅酸盐先凝聚,因而最先是铁、镍被聚集形成铁镍的原始地球,即现今的地核。吸积过程释放引力能,使表面物质熔融,减缓周围星云物质的冷却。随后被吸积的物质为铁和硅酸盐。金属和硅酸盐不混熔,形成了核、幔界面。地球胎继续吸积硅酸盐,形成下地幔。由于吸积的物质逐渐减少,加之原始地球表面和周围星云的温度降低,一部分低温凝聚物也聚集在地球上,形成上地幔和壳。地球形成时即已具有明显的核、幔和壳的结构。

根据 Allende 陨石白色包体是难熔元素较富集的早期凝聚物的特点,首先聚集的物质是难熔的富 Ca-Al 硅酸盐和铁,组成原始地核。后来吸积硅酸盐而形成地幔。吸积形成地球的时间约 50 000 a。地球形成时由于 ^{26}Al 等短寿期核素的衰变能,使地核产生部分熔融与分异。铁镍比重大向中心沉降,而轻的难熔物质上浮。地球内部的分异调整将放出重力分异能约 10^{30}J ,重力分异能将再使地核熔融和分异,最后形成铁的固体内核,轻的难熔硅酸盐上浮到下地幔,使下地幔底部具有规模不一的横向不均匀性和稍低的地震波传播速度。铁与难熔硅酸盐中的部分硫被熔离出来,形成地球的液态外核。

不均一的吸积说要求太阳星云中铁与硅酸盐分离得很好,但是它们的凝聚温度很接近,加之星云冷却比较快,很难满足不均一的吸积说的条件。

(二) 均一的吸积说

即地球吸积星云凝聚物在成分上是大致相同的,核、幔的形成是在吸积中或吸积后,甚至在地球漫长的演化过程中逐渐形成的。

Urey (1952) 提出过由于铁的熔点比硅酸盐低,因而地球由冷吸积形成后受到加热使铁熔化并使硅酸盐变成可塑性,金属铁下沉到地心,发展成地核。轻的硅酸盐分离上浮,形成原始大陆,而相对另一侧地球表面则形成大洋。

Mutch (1972) 和 Mutch (1976) 主张地核为铁硫核。他们认为,地球大约是由 45% 的普通球粒陨石、40% 的碳质球粒陨石和 15% 的铁陨石混合而成。地球刚形成时温度低,后因放射性核素的衰变能使内部加热,温度升高,熔点低的 Fe-FeS 共熔体首先熔化并下沉;释放的引力能又使更多的 Fe-FeS 熔化下沉,最后扩大形成 Fe-FeS 地核,地核含硫 10—15%。钾在原始地幔的还原环境中呈亲铜性,与硫进入地核,地球中的绝大部分钾 ($\frac{3}{4} - \frac{7}{8}$) 集中于外核内。 ^{40}K 的衰变热为 10^{11}J/s ,其万分之一就足以供维持地球磁场的能源。在地幔分异过程中,由 MgO 、 SiO_2 组成的轻物质上升并形成原始地壳。后期由于大量富含亲石元素星子陨落在地球上,与原始地壳混合,形成现今的上地幔和地壳。这个学说比较夸大了硫与钾在组成地核中的作用,硫在金属和熔融的硅酸盐中其分配系数接近于 1,而地幔的硅酸盐中含硫较少。若硫和钾能大量富集于地核中,与铁能熔合的轻元素如氧、硅、碳也能富集。

Ringwood (1966a,b) 提出铁氧地核说。他认为,星云中形成地球的区域是由 A (15% 的 I 型碳质球粒陨石成分的低温物质) 和 B (85% 的高度还原的金属和难挥发组分) 两类成分组成。在地球吸积早期,由于体积小,吸积能小,多俘获 A 类物质。当地球吸积到现

在质量的 $\frac{1}{10}$ 时,引力场较强,星子以较大的速度撞击地面,使当时的地表强烈加热和挥发物蒸发,碰撞体也互解破碎使 A 和 B 两类物质混合。地球在吸积、聚集物质和成长的过程中,地表的温度超过水的沸点,使大量的气体(如: H_2O , N_2 , NH_3 , CO , CO_2 和稀有气体)形成原始大气。当星子通过原始大气层撞击地表时,产生瞬时高温,引起 $\text{Fe} + \text{H}_2\text{O} = \text{FeO} + \text{H}_2$ 反应, H_2 逃离地球。若地球吸积时间为 10^4 — 10^5 a, 地球内部在 1 000—2 000 km 深处温度最高,该处的 Fe-FeO 共熔体开始熔化并下沉,形成地核。硅酸盐则上升,其位置由上部地幔的富 FeO 硅酸盐和金属的混合物注入充填,充填后又继续熔化、分异。分异的地幔处于化学平衡状态,又经对流搅拌,因而地幔的成分是较均匀的。在形成地核的过程中,碳将氧化铁和一部分硅还原,使之成为 Fe + Fe(Si) 合金的成分而进入地核,而 C 呈 CO 形式喷出。Кусков 和 Хитаров (1975) 从地球早期的氧化-还原反应中认为,碳使硅还原并与铁熔合而组成地核。

地球吸积生长的初期应该是均一的吸积,因为在太阳星云盘的尘层内各区的星子有大致相同的组成,地球胎最初的轨道是近圆的,吸积的星子成分相近,均一的吸积是比较合理的。但后期各区的星子受到大星子和行星胎的扰动,使有些星子改变轨道并可移到其他区域。在地球生长的后期,也必然会有相当数量的其他区的星子(尤其是邻近金星区和火星区的星子)轨道通过地球区,并被地球胎所吸积。因此在地球生长的后期吸积的星子不完全来自比较均一的地球区,而有一定的偏差。

关于行星核、幔和壳的成因解释,按均一的吸积说来解释比较合理,并把核、幔和壳的形成过程看作是行星内部发生的多次熔融、分异和调整的过程。

七、行星演化的能源与热历史

行星演化的能源,在行星的不同演化阶段其主要能源往往是不同的。目前人类除了对地球和月球较多地积累了一些知识外,对其他行星的认识仍很肤浅,因此我们先着重讨论地球演化的能源和地球物质的演化阶段,再对各行星的热历史作一概要分析。

(一) 地球演化的能源和地球物质的演化阶段

人类对地球演化的能源的认识,在不同的历史时期有着不同的看法,它是随着人们对哲学、天文、物理和化学等学科认识的发展而深化的。在经典力学最盛行的时代,人们曾把机械能看作是地球演化的主要能源;当康德-拉普拉斯的天体演化学说创建后,在相当长的一段时期内认为,地球演化的能源是炽热星云冷却的残余能,后来又进一步补充了化学能的作用。自从放射性现象和 Oklo 现象发现后,人们的认识从外来能为主逐步深入了解到核转变能对地球演化起的主要作用。在地球演化的过程中,能量的来源主要有以下几方面: ①引力势能,包括形成地球的吸积能、压缩能和重力分异能。吸积能可达 3.4×10^6 J/g, 但 90% 是在地球生长到 $\frac{1}{4} M_{\oplus}$ 后释放, 50% 在地球生长到 $\frac{2}{3} M_{\oplus}$ 后释放, 只

1) $M_{\oplus}$ 为地球质量。

能对地球的外层加热,对地球演化不起主导作用。压缩能可达 $5.5 \times 10^3 \text{ J/g}$,重力分异能可达 $2.3 \times 10^4 \text{ J/g}$ 。地球形成过程中释放的引力势能可达 $4.2 \times 10^4 \text{ J/g}$,但主要在地球生长时期放出,对地球长期的演化影响不大。②各种外来能,地球形成后从外界吸收太阳能、陨石冲击能、潮汐作用能等,它们只影响地表或局部地区,不是地球演化的主要能源。③内生能——核转变能,其中以半衰期 10^6-10^{10} a 的放射性核素衰变能与 ^{235}U 中子诱发裂变能为主,还有重核自发裂变能和各种核反应能。

侯德封等(1974)计算了地球物质中各种短、中、长寿期核素的衰变能和 ^{235}U 诱发裂变能随时间的变化(图 3.16),可以看出总的能量将随时间而减少,并可划分为几个阶段。核转变能制约着地球物质的演化。

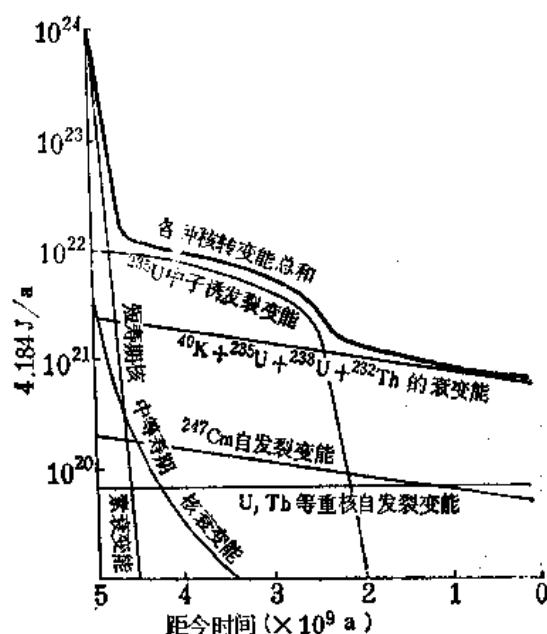


图 3.16 各种核转变能随时间的变化
(侯德封等, 1974)

根据图 3.16 中核转变能随时间的变化,结合地质观察事实,可将地球物质的演化划分为以下阶段:

1. 第一阶段 (I) $(5-4.5) \times 10^9 \text{ a}$ 前,前期以短寿期核素的衰变能为主,后期以 ^{235}U 诱发裂变能和中寿期核素的衰变能为主,能量随时间的衰减极迅速。到 $4.5 \times 10^9 \text{ a}$ 时,短寿期核素的衰变能几乎完全消失,能量可达 $4.18 \times 10^{22} \text{ J/a}$ 。这一阶段相当于地球演化的宇宙阶段。由于当时地球正处于形成和生长过程中,虽然各类核转变能很大,但热量易于弥散,其后能量曲线稍趋平缓,物质产生聚集并发生地核和地幔的分异(表 3.18)。

2. 第二阶段 (II) $(4.5-1.9 \pm 0.1) \times 10^9 \text{ a}$ 前,以 ^{235}U 诱发裂变能为主,能量达 $n \times 10^{22} \text{ J/a}$ 。根据能量随时间的衰减情况可以再细分成三个阶段。(II)-1 阶段, $(4.5-3.5) \times 10^9 \text{ a}$ 前,核转变能以 ^{235}U 诱发裂变能为主,达 $(2.7-4.2) \times 10^{22} \text{ J/a}$,由于能量相当大,地幔物质熔融,较轻组分分析出有可能形成类似玄武岩成分的初始地壳;强烈的火山活动,形成大量喷发熔岩及中、基、超基性火山堆积物。(II)-2 阶段, $(3.5-2.6 \pm 0.1) \times$

表 3.18 地球物质中核转变能及其演化的阶段
(侯德封等, 1974)

核转变能演化的阶段	核转变产生的总热量 (4.18×10^{22} J/a)	产生核转变能的主要核转变类型	核转变能的衰减速度	时间间隔及持续时间 (a)	地球物质的演化阶段
I	$> 1 \times 10^{22}$	中、短半衰期核类的衰变及 ^{235}U 诱发裂变	极为迅速	$(2-4) \times 10^9$	地球演化的宇宙阶段
II	$\sim 10^{21}$	^{235}U 中子诱发裂变 (占总能量的 4/5) 长寿期核类 (^{40}K 为主) 衰变	较小, 但比 1.9×10^9 a 以后为迅速	$(4.5 \pm 0.1) \times 10^9$ 1.0×10^9	原始地壳的形成, 个别古陆核开始出现, 原始火山气圈及强酸性水圈形成, 火山活动极为强烈
		^{235}U 中子诱发裂变 (占总能量的 3/4) 长寿期核类 (^{40}K 、 ^{235}U 为主) 衰变	较迅速	$(3.5 \pm 0.1) \times 10^9$ 0.9×10^9	古陆核的形成, 氯化物水圈及火山气圈的演化, 火山活动比较强烈
		^{235}U 中子诱发裂变长寿期核类 (^{40}K 、 ^{232}Th 、 ^{235}U) 衰变	极为迅速	$(2.6 \pm 0.1) \times 10^9$ 0.7×10^9	硅铝质地壳的扩大与增长, 氯化物-碳酸盐水圈的形成及火山气圈的演化
III	$\sim 10^{20}$	长寿期核类衰变 (^{238}U 、 ^{232}Th 为主)	较缓慢	$(1.9 \pm 0.1) \times 10^9$ 0.9×10^9	地壳的扩大与增长, 二氧化碳气圈的形成及氯化物-碳酸盐-硫酸盐水圈的形成
		长寿期核类衰变 (^{238}U 、 ^{232}Th 为主)	更为缓慢	$(1.0 \pm 0.1) \times 10^9$ 0.4×10^9	地壳的扩大与增长, 现代水圈与气圈的形成与演化
		长寿期核类衰变 (^{232}Th 、 ^{235}U 为主)	极缓慢	$(0.6 \pm 0.05) \times 10^9$	同 上

10^9 a 前, 核转变能以 ^{235}U 诱发裂变能和长寿期核素的衰变能为主, 总能量达 $(1.5-2.7) \times 10^{22}$ J/a, 这个阶段可能产生地幔物质进一步熔融、分异, 地核增大, 地壳物质的花岗岩化及混合岩化普遍发育, 古陆核出现。(II)-3 阶段, $(2.6-1. \pm 0.1) \times 10^9$ a 前, ^{235}U 诱发裂变能和长寿期核素的衰变能的贡献各占一半, 到 1.9×10^9 a 时, ^{235}U 诱发裂变能近乎消失。由于能量衰减的速率较大, 表现为火山活动逐渐减弱, 火山成因各种岩系的分布逐渐减少。这个阶段陆核边缘带状构造带的发育及硅铝壳的扩大。水圈由氯化物水圈演化为氯化物-碳酸盐水圈, 导致了化学沉积岩系的出现及碳酸盐建造的发育 (表 3.18)。

3. 第三阶段 (III) (1.9×10^9 a 至今), 核转变能以长寿期核素的衰变能为主, 能量达 $(3.3-4.2) \times 10^{21}$ J/a, 能量衰减速率极为缓慢。在中、晚元古代, 火山活动较地球早期显著减弱, 地球内部物质的分异、调整进展得比较充分, 地壳活动的旋回性显得更为清晰, 水圈及大气层逐渐演化为现代水圈与大气层 (表 3.18) 及大量生物的出现。在 $(0.6 \pm 0.05) \times 10^9$ a 以后, 主要以钍的衰变为主 (占 43.2%), 其次是 ^{235}U 的衰变能 (占

39.6%), 再其次是 ^{40}K 的衰变能, 能量达 $(2.7-2.9) \times 10^{21} \text{ J/a}$, 能量变化极缓慢, 相当于古生代及中、新生代 (表 3.18)。

(二) 类地行星的热历史

各行星的内部构造与行星内部的热状态、热历史密切相关。行星的内部物质的熔融、分异、调整、火山作用、构造活动、岩浆活动的时空分布, 都是行星热历史的反映。许多作者对行星的热历史作过计算 (欧阳自远, 1979b, 1980; Toksöz et al., 1972, 1978; Toksöz 和 Johnston 1974; Toksöz 和 Hsui, 1978; Любимова, 1975; Кусков 和 Хитаров, 1975; Токсои 和 Джонстон, 1975; Роллмпрегума, 1978), 现将各类地行星的热历史简述如下:

1. 水星 计算热历史采用的主要参数为: 半径 2 439 km, 平均密度 5.43 g/cm^3 , 表面温度 77°C , U 含量 $44 \times 10^{-9} \text{ g/g}$, $\text{Th/U} = 4$, 比热 $5 \text{ J/g} \cdot (^\circ)$, 溶解热为 $400 (^\circ)/\text{g}$ 。水星聚集形成的时间约 10^4 a , 初始温度约 $1\,393 \text{ K}$ 。由于形成水星的部位离太阳近, K 和其他挥发分含量较低, 但 Fe 约占 69%。计算结果表明, 在水星形成后的 $(1-1.5) \times 10^9 \text{ a}$ 内, 已分异形成了壳、幔和核 (图 3.17)。水星形成后的 $2 \times 10^9 \text{ a}$ 时, 已具有 200 km 厚的岩石圈, 500 km 厚熔融的幔和 1 700 km 的熔融铁核。目前水星的壳厚约 500 km, 幔厚约 200 km。水星的热流值约 $6 \times 10^{-10} \text{ J/cm}^2 \cdot \text{s}$ 。水星的热历史与月球相似, 早期曾产生过剧烈的构造岩浆活动, 而现代水星内部的构造岩浆活动应该是很宁静的。

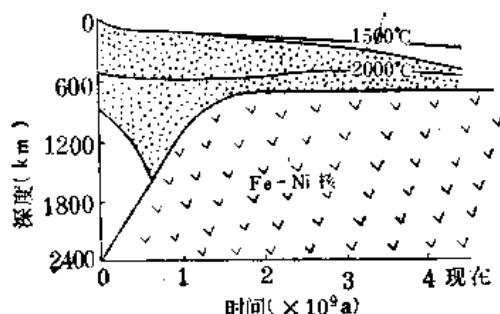


图 3.17 水星的热历史和内部的热状态及内部构造图

2. 金星 金星形成的部位比地球更靠近太阳, 因而初始温度比地球高。形成金星的时间大约为 $2.5 \times 10^4 \text{ a}$ 。金星平均铀含量为 $31 \times 10^{-9} \text{ g/g}$, $\text{K/U} = 10\,000$, $\text{Th/U} = 4$, 比热 (硅酸盐) 取 $5 \text{ J/g} \cdot (^\circ)$ 。计算表明 (图 3.18), 金星在形成后 $1 \times 10^9 \text{ a}$ 内, 已经形成 100 km 厚的壳, 3 000 km 厚熔融的幔和半径约 3 000 km 的铁镍核。现今金星具有 100 km 厚的壳, 约 800 km 厚熔融的上幔, 约 2 200 km 厚的下幔, 核可能是熔融状的铁镍核。金星表面热流约 $9.8 \times 10^{-10} \text{ J/cm}^2 \cdot \text{s}$ 。金星早期曾有过剧烈的构造岩浆活动和火山喷发。目前金星和地球相似, 内部能量仍足以产生明显的构造岩浆活动 (图 3.18)。

3. 火星 火星聚集时的温度约 453 K, 形成所需时间约 10^4 a 。火星内平均铀含量约 $31 \times 10^{-9} \text{ g/g}$, $\text{K/U} = 10\,000$, $\text{Th/U} = 4$ 。经计算 (图 3.19), 在火星形成后 $1 \times 10^9 \text{ a}$

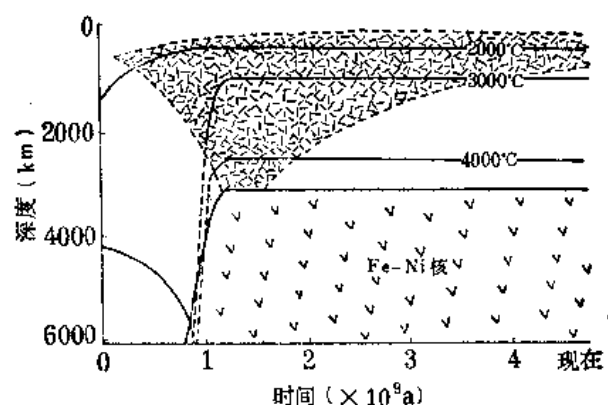


图 3.18 金星的内部构造和热状态随时间的变化

后,火星内部物质分异形成了半径约 1 200 km 的 Fe-FeS 核和厚约 150 km 的壳。火星早期通过强烈的构造与火山活动,逐渐形成各种火山地形、断岩与峡谷。随着火星内部温度逐渐增高,火星幔局部熔融。目前,火星具有厚约 200 km 的壳,约 2 000 km 的幔和 ~1 200 km 半径的可能是熔融的 Fe-FeS 核 (图 3.19)。

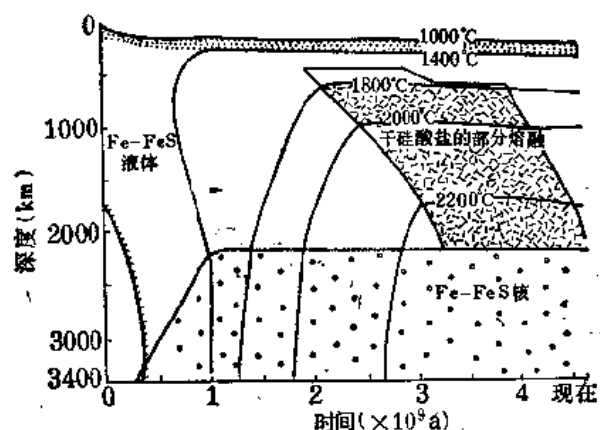


图 3.19 火星的内部构造和热历史简图

行星的热历史的研究,一般要考虑行星形成时的初始温度、形成所需的时间、平均成分,但最主要的因素还是行星质量的大小。图 3.20 列出了各行星(包括月球)总能量随时间的变化,由图 3.20 可以看出月球和水星质量小,在早期, $(1-1.5) \times 10^9$ a 时已释放出大量的能量,产生剧烈的构造与火山活动,但内部的能量迅速减少致使行星冷却、固化,甚至成为内部僵滞的星体(图 3.20)。以月球为例,在距今 4 400 Ma 前,产生熔融、分异而迅速形成月亮。在 41×10^8 a 前,月球高地的侵入活动频繁形成斜长岩高地。相继在距今 3 150—4 100 Ma 间,产生克里普玄武岩和大面积的月海玄武岩喷发。自 31.5×10^8 a 以来,月球几乎没有明显的构造岩浆活动。至今月球的月震每年释放的能量约 10^6 J,仅相当于每年地震释放能量 (10^{15} J) 的万亿分之一。水星是最小的行星,水星的构造岩浆活动也是主要在形成后 2×10^9 a 内产生。质量小的行星,冷却快,往往形成巨厚的岩石圈,而地球的岩石圈仅 100 km。火星大约在形成后 3×10^9 a 后逐渐冷却 (图 3.20)。金

望的热历史与地球相似。总之,质量小的行星分异早、固化早,构造岩浆活动宁静得比较早;质量大的行星,虽然内部的能源在衰减,但仍保持着明显的构造岩浆活动。

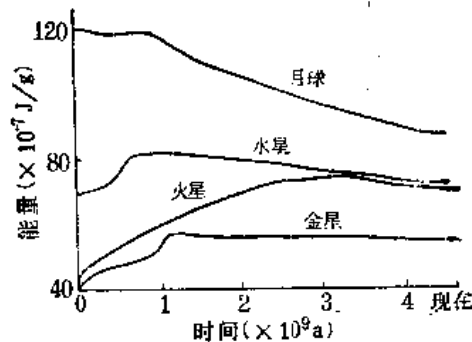


图 3.20 水星、金星、火星与月球的能量随时间的变化

八、类地行星演化过程的比较

综上所述,类地行星演化过程大致经历了以下主要阶段:

1. 吸积形成行星 冷的、自转的原始星云因自吸引而收缩,中部形成太阳,外部形成星云盘,凝聚的固态颗粒沉降到中间附近,形成尘层。尘层的各区由于环境不同,固态可吸积的凝聚物的成分也有差异。尘层的物质密度足够大,可发生不稳定性而瓦解成许多颗粒团,各聚为星子,星子吸积聚集成行星(戴文赛 1979, 戴文赛、胡中为, 1979 a,b; 1980)。各行星吸积生长初期是均一的吸积过程,在后期仍以均一的吸积为主,但也有邻近区星子的加入。行星吸积形成的时间一般 $< 10^4$ a。

2. 行星内部核、幔雏型的形成 在吸积形成行星的过程中或行星形成后,甚至延续到行星形成后的 1×10^3 a 内,行星内部受到强烈加热,内部物质产生第一次大的分异,形成行星核、幔的雏型。各行星由于吸积的时间、成分和加热的程度不同,形成大小和成分各异的核。

3. 在行星形成后,伴随行星内部第一次大分异的核、幔分离过程 被熔融的较轻组分(如钙长斜长岩、安山岩、玄武岩)上升而组成全球性的原始壳层。大行星原始壳层形成时间略早,而小行星形成壳层延续的时间略长。大量星子的碰撞、冲击产生古老的冲击坑地形特征,这种地形特征,小行星保留较清晰。

4. 行星内部的第二次分异 随着幔物质的继续加热、熔融、分异,行星内部产生第二次分异,形成广布的玄武岩喷发;或由于星子的碰撞开凿形成大盆地,并诱发大面积玄武岩的溢出。玄武岩岩浆的喷发过程,小行星结束较早,而大行星持续的时间较长。月球可能还包括水星,大量玄武岩喷发后,内部能量衰减而难以产生新的分异、调整,行星内部的活动逐渐处于停滞状态。

5. 在行星形成后的 1×10^3 a, 行星原始陆核的形成 由于幔物质的继续熔融、分异、调整,产生一部分酸性岩浆成分,形成行星的原始陆核。行星内部开始了第三次比较持久的分异过程。大行星的原始陆核逐渐扩大,即地壳不断增长,甚至出现板块构造与运动。金星可能具有全球性的板块构造;火星不太可能有发育较好的大陆地壳;水星和月球

几乎没有能量产生第3次分异。

6. 行星表面各圈层的形成 行星历次的内部分异过程，排出大量的气体。大行星有能力俘获自己排出的气体，组成自己的大气层，甚至逐渐形成水圈和生命圈的发育；而小的行星不可能维持自己的大气层，更不可能发育水圈。

图 3.21 示意性比较各类地行星演化过程。

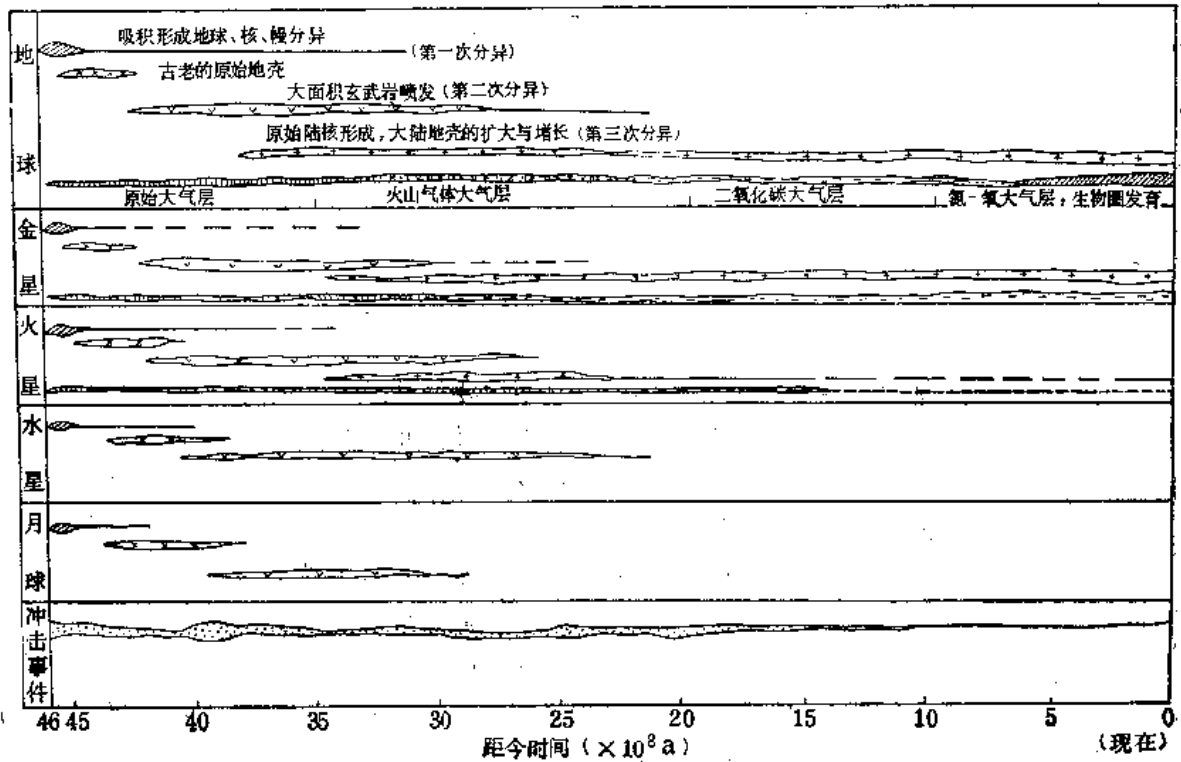


图 3.21 类地行星演化过程比较示意图

第四章 月球化学

《月质学研究进展》一书中(中国科学院地球化学研究所, 1979), 对月球的研究历史、基本特征、表面形态、地形区划、地层顺序、地质构造、月壤与月岩的物质组成与物理性质、月壤与月岩的年龄与时间序列、月球内部结构、月球的形成与演化历史等都作了较系统的论述, 并从宇宙地质的角度加以评述, 因而本章仅侧重论述月球化学成分与化学演化的一般特征与规律, 如月表化学、月亮(高地)化学、月海化学、月球内部化学成分与化学演化。

一、月球的探测与地层顺序

自古以来, 人类对月球的研究进行过不懈的探求, 只有到本世纪 50 年代以后, 真正的空间时代开始以后, 一系列空间探测器的发射, 特别是 1969 年 Apollo-11 登月取样以来, 相继 9 次登月取样, 带回 381.3kg 月球样品进行系统研究, 使人类对月球的认识有了新的飞跃。现将 Apollo 登月之前考察月球的行星探测器以及 Apollo 六次登月取样和 Luna 三次登月取样的简要情况列于表 4.1 和表 4.2。

表 4.1 Apollo-11 登月前在月面着陆的空间探测器

探测器	日期	着陆位置	获得的资料
徘徊者-7	1964.8	认识 (Cognitum) 海	照片
徘徊者-8	1965.2	静海	照片
徘徊者-9	1965.3	阿尔芬萨斯月坑	照片
月球-9	1966.2	风暴洋西部	照片
探测器-1	1966.6	风暴洋	照片
月球-13	1966.12	风暴洋西部	照片, 土壤物性分析
探测器-3	1967.4	风暴洋 (Apollo-12 着陆位置)	照片, 土壤物性分析
探测器-5	1967.9	静海(距 Apollo-11 着陆位置 25km)	照片, 土壤物性和化学组成分析
探测器-6	1967.11	默蒂湾	照片, 土壤物性和化学组成分析
探测器-7	1968.1	第谷月坑溅射物区 (北部坑唇部位)	照片, 土壤物性和化学组成分析

自 Apollo 登月以来, 有关月球的研究成果骤增, 不完全统计至少已发表了 20000 篇文献, 对月球各方面的科学问题都有论述。Apollo 和 Luna 登月取样后, 除编制了月球的地形、地质、构造图件外, 大约 $\frac{1}{4}$ 的月面 (相当于美国和墨西哥的总面积) 由各种空间探测器、月球轨道车等作过较细致的考察与探测。Apollo 探测月球的主要成果有以下几方面 (Taylor, 1975, 1982; Short, 1975):

(1) Apollo-11, 12, 14, 15, 16, 17 和 Luna-16, 20, 24 所带回地球的岩石都是岩浆分

表 4.2 Apollo 和 Luna 登月

登月飞行舱	着陆位置	纬度	经度	停留时间 (h)	考察距离 (km)	日期	带回样品量 (kg)
Apollo-11	静海	0°47'N	23°49'E	2.24	—	1969.7.20	21.7
Apollo-12	风暴洋	5°12'S	23°23'W	7.59	1.35	1969.11.19	34.4
Apollo-14	弗拉、摩罗	3°40'S	17°28'E	9.23	3.45	1971.1.31	42.9
Apollo-15	哈德利-亚平宁	26°06'N	3°39'E	18.33	27.9	1971.7.30	76.8
Apollo-16	笛卡儿	8°60'S	15°31'E	20.12	27	1972.4.21	94.7
Apollo-17	金牛-利特洛	20°10'N	30°46'E	22	30	1972.12.11	110.5
Luna							
Luna-16	丰富海	0°41'S	56°18'E			1970.9	0.1
Luna-20	Apollo 高地	3°32'N	56°33'E			1972.2	0.03
Luna-24	危海	12°45'N	60°12'E			1976.8	0.17
月球考察车							
Luna							
Luna-17	雨海西部				20	1970.11	
Luna-21	晴海东部距 Apollo-17 着陆位置北 180km				30	1973.1	

异形成的各类岩石, 还没有发现初始的未分异的岩石。主要有三种基本的岩石类型: ①高地斜长岩, 富含 Al, Ca, 贫 Fe, Mg, 主要有斜长岩、辉长岩、斜长苏长岩及克利普 (KREEP——富含钾、稀土和磷) 玄武岩等构成; ②月海玄武岩, 富含 Fe, Mg, 钛含量变化大, 稀土模式中 Eu 呈负异常; ③富含克利普的岩石。

月球形成的年龄为 4.6×10^9 a, 月壳的克利普成分在 4.2×10^9 a 前形成, 高地斜长岩为 4.1×10^9 a。大部分月海盆地是在月球形成 $(0.5-0.7) \times 10^9$ a 后由大型撞击开凿形成。距今 $3.9-3.1 \times 10^9$ a 前, 广泛的玄武岩喷发, 形成月海盆地的大面积玄武岩流充填。月球向地球面玄武岩充填较广泛; 而背地球面充填较少, 且高地出露广, 斜长岩月壳厚约 60—70km; 向地球面的月球高地地壳的厚度约 50—60km。

(2) 月球比地球和球粒陨石富含难熔元素, 而碱金属、亲铜元素、亲铁元素、亲硫元素, 特别是挥发性元素相对匮乏。月球内部元素分布不均匀。

(3) 月球类似于类地行星, 具有壳层状结构。月壳厚度不一 (25—75km), 密度约 3.08g/cm^3 。月幔厚度达上千公里, 主要由辉石、橄榄石或斜长石组成, 密度约 3.3g/cm^3 。月球可能存在金属或 FeS 的核。在 60—200km 之间, 发现有密度达 3.5g/cm^3 的较致密物质组成的质量瘤。

(4) 月震发生在 800—1000km 深处, 由周期性潮汐作用所引起, 目前月球的壳、幔构造活动性很低。月球表面热流值的测定及电导剖面的测定表明, 月球内部的温度尚未达到超基性岩熔融的温度, 月球内部的温度比表层高, 也许内部仍在极缓慢加热。月球没有全球性磁场, 只有局部磁场, 岩石天然剩磁测定证明, 在 3.2×10^9 a 以前月球曾有过全球性强磁场。

(5) 月球的地质演化历程和化学演化过程是清晰的, 各历史阶段的重大事件一致公认, 但对于月球的起源仍众说不一。

对于月球的研究,发现的新问题总是比已认识的问题要多得多,但毕竟是人类对整个太阳系空间的探测与开发迈出的关键一步。系统而深入地解剖月球,有助于深入认识太阳系的起源、行星的形成和演化过程;有利于促进空间科学、天文学、地球科学及其他基础学科的相互渗透与发展。

表 4.3 月球地层顺序

系	月 坑	月 海	环形盆地	高 地
哥白尼系	具有高反照率的年青的辐射纹月坑(如哥白尼月坑,第谷月坑)			
爱拉托逊系	较老的低矮月坑,没有亮的辐射纹,低反照率(如爱拉托逊月坑)	雨海中较年青的玄武岩		
雨海系	伯拉图月坑 阿基米德月坑	月海中的小丘、穹窿,较老的玄武岩	赫文雷斯建造(东海) 弗拉·摩罗建造 阿尔卑斯建造 阿平宁山	卡利蒂斯 笛卡尔建造
(前雨海系)				
酒海系	阿尔芬萨斯月坑 克拉文斯月坑		维特罗建造(北海) 露曼建造(酒海)	
前酒海系	普托列姆斯月坑 霍梅尔月坑			月坑密集的高地

表 4.4 月球地层顺序及其同位素年龄测定值
(Taylor, 1982)

纪	重 大 事 件	同位素年龄测定值
哥白尼纪	南辐射纹坑 (Apollo-16 着陆区)	2 ($\times 10^9$)
	矮子坑 (Apollo-17 着陆区)	19
	锥形坑 (Apollo-14 着陆区)	24
	北辐射纹坑 (Apollo-16 着陆区)	50
	双峰坑 (Apollo-17 着陆区)	90
	第谷月坑	107
	哥白尼月坑	900
爱拉托逊纪		
雨海纪	Apollo-12 玄武岩	30.4—32.9 ($\times 10^9$)
	Apollo-15 玄武岩	32.5—33.4
	Luna-24 玄武岩	32.6—33.0
	Luna-16 玄武岩	33.2—34.1
	Apollo-11 高钾玄武岩	35.1
	Apollo-17 高钛玄武岩	35.9—37.7
	Apollo-11 低钾玄武岩	36.9—38.5
	雨海盆地(弗拉·摩罗建造)	38.2
酒海纪	高铝玄武岩(弗拉·摩罗, Apollo-14)	38.5—39.6
	酒海盆地	38.6
	酒海盆地	39.2—42
前酒海纪	月球最初始分异	~44

1. 月球地质学的发展 2. 月球地质学的发展 3. 月球地质学的发展 4. 月球地质学的发展 5. 月球地质学的发展 6. 月球地质学的发展 7. 月球地质学的发展 8. 月球地质学的发展 9. 月球地质学的发展 10. 月球地质学的发展 11. 月球地质学的发展 12. 月球地质学的发展 13. 月球地质学的发展 14. 月球地质学的发展 15. 月球地质学的发展 16. 月球地质学的发展 17. 月球地质学的发展 18. 月球地质学的发展 19. 月球地质学的发展 20. 月球地质学的发展 21. 月球地质学的发展 22. 月球地质学的发展 23. 月球地质学的发展 24. 月球地质学的发展 25. 月球地质学的发展 26. 月球地质学的发展 27. 月球地质学的发展 28. 月球地质学的发展 29. 月球地质学的发展 30. 月球地质学的发展 31. 月球地质学的发展 32. 月球地质学的发展 33. 月球地质学的发展 34. 月球地质学的发展 35. 月球地质学的发展 36. 月球地质学的发展 37. 月球地质学的发展 38. 月球地质学的发展 39. 月球地质学的发展 40. 月球地质学的发展 41. 月球地质学的发展 42. 月球地质学的发展 43. 月球地质学的发展 44. 月球地质学的发展 45. 月球地质学的发展 46. 月球地质学的发展 47. 月球地质学的发展 48. 月球地质学的发展 49. 月球地质学的发展 50. 月球地质学的发展 51. 月球地质学的发展 52. 月球地质学的发展 53. 月球地质学的发展 54. 月球地质学的发展 55. 月球地质学的发展 56. 月球地质学的发展 57. 月球地质学的发展 58. 月球地质学的发展 59. 月球地质学的发展 60. 月球地质学的发展 61. 月球地质学的发展 62. 月球地质学的发展 63. 月球地质学的发展 64. 月球地质学的发展 65. 月球地质学的发展 66. 月球地质学的发展 67. 月球地质学的发展 68. 月球地质学的发展 69. 月球地质学的发展 70. 月球地质学的发展 71. 月球地质学的发展 72. 月球地质学的发展 73. 月球地质学的发展 74. 月球地质学的发展 75. 月球地质学的发展 76. 月球地质学的发展 77. 月球地质学的发展 78. 月球地质学的发展 79. 月球地质学的发展 80. 月球地质学的发展 81. 月球地质学的发展 82. 月球地质学的发展 83. 月球地质学的发展 84. 月球地质学的发展 85. 月球地质学的发展 86. 月球地质学的发展 87. 月球地质学的发展 88. 月球地质学的发展 89. 月球地质学的发展 90. 月球地质学的发展 91. 月球地质学的发展 92. 月球地质学的发展 93. 月球地质学的发展 94. 月球地质学的发展 95. 月球地质学的发展 96. 月球地质学的发展 97. 月球地质学的发展 98. 月球地质学的发展 99. 月球地质学的发展 100. 月球地质学的发展

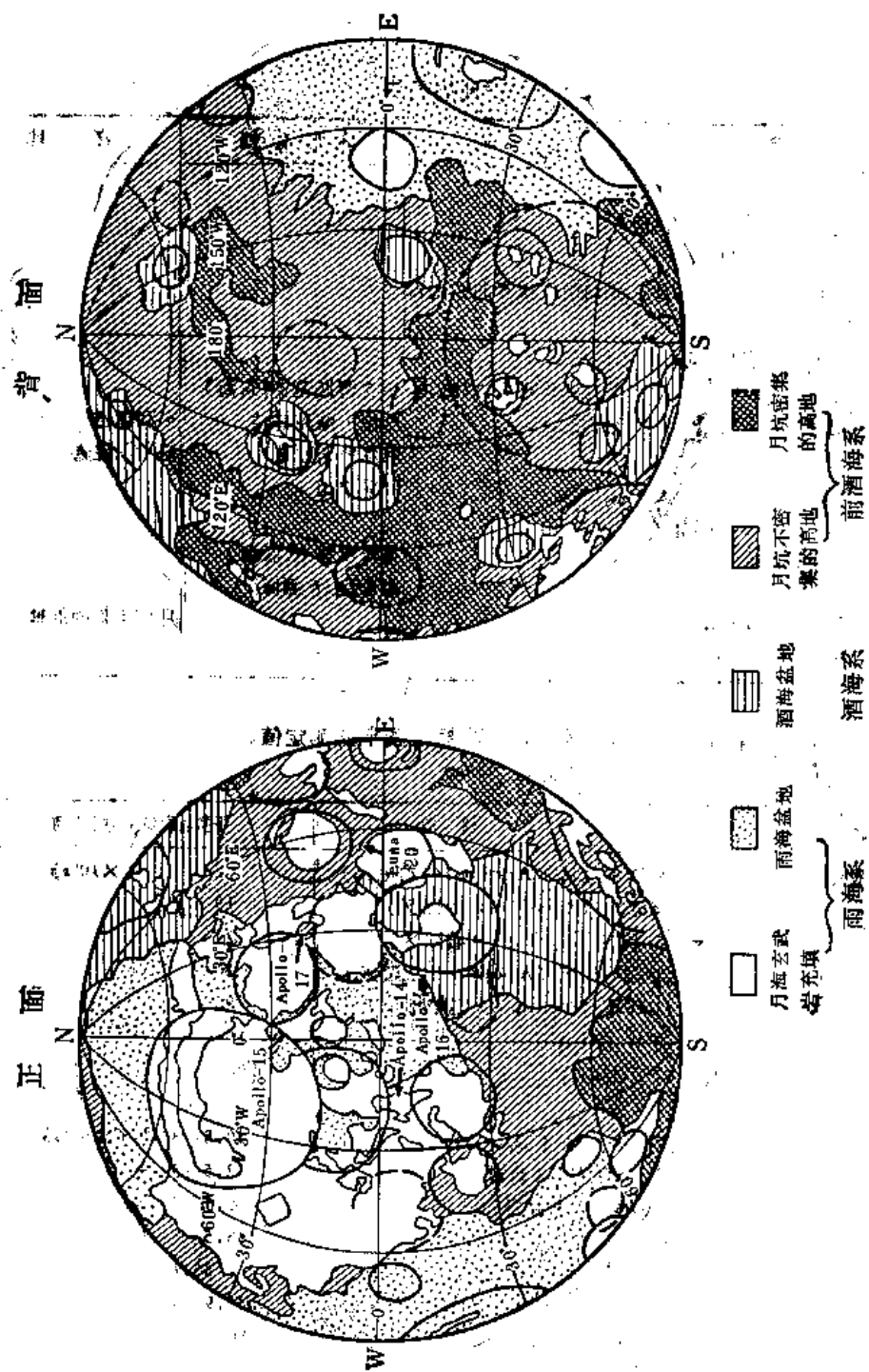


图 4.1 月球雨海系、酒海系和前酒海系的分布图
 图中列出了月球 43 个直径大于 220km 的大型月海盆地的分布

月球地层系统即月球岩浆活动和重大事件的时间序列是研究月球地质构造的基础,也是讨论月球的化学成分与化学演化的前提之一。经过 60 年代以前长期的月表相对年龄研究,进而对带回地球的月球样品作系统的同位素年龄测定,目前公认的月球地层系统如表 4.3 和表 4.4。

根据月球各“地层”的相对年龄和同位素年龄测定的研究,月球古老的岩系为前雨海系(类似于地球的前寒武系)。前雨海系划分为酒海系和前酒海系,前酒海系是月球古老岩系中最古老的岩系。根据前酒海岩系中冲击月坑的密集程度,又划分为月坑不密集的高地(可能被后期冲击月坑的溅射物所覆盖)及月坑密集的高地(图 4.1)。

酒海系中的詹逊建造是形成酒海盆地的溅射物,广泛分布在月球正面(朝地球面)的东南部(图 4.1)。 3.82×10^9 a 可能是酒海纪与雨海纪的界面。在 $(3.82-3.92) \times 10^9$ a 前,月球曾遭受大量的冲击,并产生海盆地开凿形成的时期,月球上绝大多数的大型月海盆地都是在酒海纪形成,大量溅射物堆积形成环绕盆地的山系(图 4.1)。

$(3.82-3.1) \times 10^9$ a 间,大量的玄武岩喷发充填月海,称为月海泛滥时期。距今 3.1×10^9 a 以来,月球内部没有产生大量玄武岩喷发,显得极为宁静(图 4.1)。

爱拉托逊纪最典型的事件是爱拉托逊月坑的形成(直径 58km,在哥白尼月坑东北部),爱拉托逊月坑由于侵蚀而变得低矮,没有亮的辐射纹,反照率低。哥白尼纪代表最近期具有高反照率和辐射纹月坑的形成时期,是月球最年青的“地层”单元。

二、月表化学

(一) 月壤概述

月表覆盖着一层由岩石碎屑、粉末、角砾、冲击熔融玻璃组成的“土壤”,称为月壤。月壤结构松散。月海区月壤一般厚 4—5m,高地由于暴露于月表的时间较长,历次冲击成坑的溅射物的覆盖,使月壤堆积较厚,一般厚 10m。Apollo-15 钻取的 242cm 的土壤岩芯钻孔,可划分出 42 层不同的月壤结构单元,每单元几毫米—13cm 不等,这是由于长期陨石及微陨石冲击及其溅射物的堆积所造成。根据 Nishizumi et al. (1979) 测定月壤中宇宙成因 ^{55}Mn 的产额分布, 10^9 a 堆积 $5-6\text{g}/\text{cm}^2$ (相当于 3cm 厚)。Schmitt 和 Lau (1973)¹⁾ 认为,大约有 5% 的岩屑来自 100km 以外的溅射物,而来自 1000km 以外的溅射物仅占 0.5%,50% 来自附近 3km 范围,因此月壤中的绝大部分物质是就地及邻近形成。

月壤堆积速度是极其缓慢的, Bhandari et al. (1972) 计算,月壤堆积速度平均为 $1.5\text{m}/10^9\text{a}$ 或 $1.5\text{mm}/\text{Ma}$, 相当于每年平均堆积 $15\text{\AA}$, 即 6 个氧离子的厚度。但在 $(3.5-4) \times 10^9$ a 前,即月海盆地的开凿形成时期,月壤堆积速度可能大一个量级。

月壤的组成极其复杂,加之结构松散,因而月震波在月壤中的传播速度很低。根据各 Apollo 着陆区测定月壤中波的传播速度为 94—114m/s, 一般 $\sim 100\text{m/s}$ (Cooper et al., 1974)。

1) 引自 Taylor, 1975。

月壤中的角砾、岩屑、细粉尘、玻璃等由于来源的不同,在矿物和化学成分上也有很大差异。角砾是由岩屑、玻璃和粉尘被混合而胶结形成。陨石的冲击可以产生月壤角砾, Schaal 和 Hörz (1980) 对月壤作陨石冲击试验,当冲击压为 150—730kbar 时,月壤粉尘产生不同程度的熔融(150—180kbar 时,~5%的月壤粉尘熔融; >650kbar 时,30—75%的月壤粉尘熔融),并胶结其他组分构成角砾。月壤中玻璃主要是冲击熔融形成,也含有一部分火山玻璃(如 Apollo-15 的绿色玻璃, Apollo-17 的桔黄色玻璃)。月壤中玻璃形状不规则,约 100 μ m 大小,颜色多种多样,如黄、绿、褐、桔红、黑等,决定于形成玻璃物质的化学成分(表 4.5)。玻璃中常含有一些小于 30 μ m 的铁质球粒,有些球粒含 Ni 达 10%。

表 4.5 月壤中玻璃的颜色与其他性质的关系
(Frondel et al., 1970)

颜 色	折射率	TiO ₂ (%)	FeO(%)	比 重
无色、透明	1.50—1.60	0—0.1	0—1.6	<2.7
浅黄、绿、浅绿色,透明	1.59—1.65	0.1—2	4—10	2.7—2.8
深绿色,透明	1.65	0—1	7—16	2.8—2.9
黄褐色,透明	1.65	1—2.5	8—14	2.7—2.8
浅—深褐色,红褐色,透明	1.65—1.75	3—8	9—16	2.8—3.0
黑褐色,不透明	1.75	7—12	15—25	3.0—3.25

月壤中玻璃的成因主要是冲击熔融,微陨石的冲击引起部分矿物的熔融。玻璃构成了月壤中胶结其他岩石与矿物碎屑、粉末的主要组分。胶结物一般富含 Fe, Mg, Ti, 而 Na, Ca, Al 和 Eu 相对匮乏。

(二) 月壤的岩石与化学

月壤中小于 1mm 粒径的组分其平均化学成分列于表 4.6,微量元素平均成分列于表 4.7。

表 4.6 Apollo 各着陆区月壤的平均化学成分*(重量%)

Apollo	11	12		14	15		16		17
	10 084	12 001	12 033	14 163	15 221	15 271	64 501	67 461	70 009
SiO ₂	41.3	46.0	46.9	47.3	46.0	46.0	45.3	45.0	40.4
TiO ₂	7.5	2.8	2.3	1.6	1.1	1.5	0.37	0.29	8.3
Al ₂ O ₃	13.7	12.5	14.2	17.8	18.0	16.4	27.7	29.2	12.1
FeO	15.8	17.2	15.4	10.5	11.3	12.8	4.2	4.2	17.1
MgO	8.0	10.4	9.2	9.6	10.7	10.8	4.9	3.9	10.7
CaO	12.5	10.9	11.1	11.4	12.3	11.7	17.2	17.6	10.8
Na ₂ O	0.41	0.48	0.67	0.70	0.43	0.49	0.44	0.43	0.39
K ₂ O	0.14	0.26	0.41	0.55	0.16	0.22	0.10	0.06	0.09
MnO	0.21	0.22	0.20	0.14	0.15	0.16	0.06	0.06	0.22
Cr ₂ O ₃	0.29	0.41	0.39	0.20	0.33	0.35	0.09	0.08	0.41
Σ	99.8	101.0	100.8	99.8	100.5	100.4	100.3	100.8	100.5

* Laul 和 Papike (1980), Laul et al. (1978)。

表 4.7 Apollo 各着陆区月壤中微量元素平均含量* (ppm)

Apollo	11	12		14	15		16		17
样 品	10 084	12 001	12 033	14 163	15 221	15 271	64 501	67 461	70 009
Rb	3.2	23	14	14.6	5.7		2.0		
Ba	170	430	600	800	240	300	130	60	120
Pb	1.4		4.0	10	2.8				
Sr	160	140	160	170	120	130	170	170	210
La	15.8	35.6	50	67	20.5	25.8	10.8	4.7	7.9
Ce	43	85	133	170	54	70	28	12	28
Nd	37	57	85	100	36	45	19	7.2	23
Sm	11.4	17.3	22.8	29.1	9.7	12	4.8	2.0	8.1
Eu	1.60	1.85	2.45	2.45	1.30	1.50	1.05	1.00	1.76
Tb	2.9	3.7	4.9	5.9	2.0	2.6	1.0	0.45	1.9
Dy	17	22	30	36	12	—	6.0	2.8	11.4
Ho	4.1	5.0	7.2	8.6	2.9	3.9	1.4	—	2.9
Tm	1.6	1.8	2.6	3.2	1.1	1.4	0.55	0.25	—
Yb	10.0	13.0	17	21	6.9	8.5	3.4	1.6	7.1
Lu	1.39	1.85	2.45	3.00	0.97	1.20	0.49	0.22	1.1
Eu/Eu*	0.37	0.30	0.30	0.22	0.38	0.35	0.60	1.38	0.59
Y	99	—	160	190	86	—	—	—	—
Th	2.1	5.40	8.50	13.3	3.0	4.6	1.85	0.83	0.95
U	0.54	1.7	2.4	3.5	—	1.2	0.4	—	0.23
Zr	320	—	760	850	—	390	—	—	—
Hf	9.0	11.8	16.6	23	6.7	8.6	3.3	1.6	6.6
Nb	118	—	44	46	—	25	—	—	—
V	70	110	100	45	80	80	20	20	100
Sc	60	40	36	22	21	24	8.0	7.8	57
Ni	200	310	210	330	273	220	380	—	—
Co	28	43	34	33	41	41	20	9	32
Cu	10	7.2	8	8	—	9	—	—	—
Zn	23	—	14	34	—	21	—	—	44
Li	10	18	24	27	—	—	—	—	—
Ga	5.1	4.2	3.1	8.3	—	4.4	—	—	6.3
Au, ppb	2.4	2.6	—	5.4	—	4	14	—	3
Ir, ppb	6.9	11	—	14	—	9	12	—	—

* Laul 和 Papike (1980), Laul et al. (1978)。

由表 4.6 可以看出, Apollo-11 的月壤富含 Ti, 与 Apollo-17 的玄武岩成分类似; Apollo-12 的 12001 类似于 Apollo-12 的橄榄石钛铁矿玄武岩; 14163 月壤的成分接近 Apollo-14 的低钾弗拉·摩罗玄武岩; 64501 和 67461 类似于 Apollo-16 的钙长辉长岩; Apollo 的富钾月壤含有的辉石类似于 Apollo-14 的 KREEP (克利普) 玄武岩, 这是外来成分的加入。月壤中较细的颗粒看来是就地形成。

Apollo-12 的 12033 的浅灰色细颗粒, 可能是来自哥白尼月坑形成时的溅射物; Apollo-11 的月壤可能有 20—30% 的高地成分的加入。

月壤中稀土元素的配分模式极其多样, Apollo-11, 12, 14, 15 的月壤 Eu 呈现负异常, $Eu/Eu^* = 0.22—0.38$, La/Yb 为 1.6—3, 其模式类似低钛玄武岩、高铝玄武岩及低

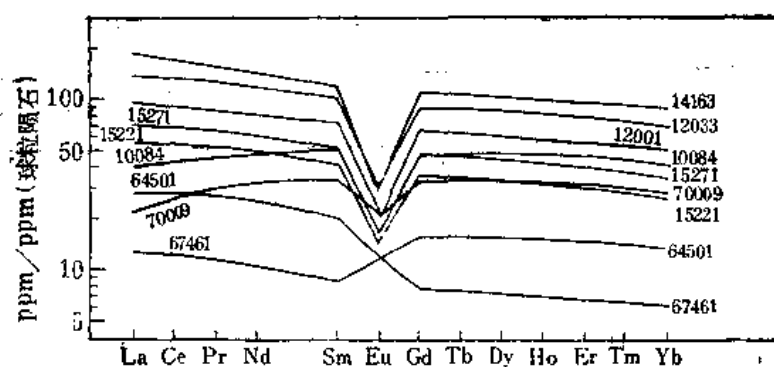


图 4.2 Apollo 的各着陆区月壤的稀土配分模式

数据来源于表 4.7

钾、中钾弗拉·摩罗玄武岩(图 4.2)。Apollo-16 的月壤(64501)重稀土严重匮乏, $Eu/Eu^* = 0.6$, $La/Yb = 3.18$ (图 4.2), 类似于 Apollo-17 的苏长岩(78235) (图 4.2)。Apollo-16 月壤(67461)重稀土富集, $Eu/Eu^* = 1.38$, $La/Yb = 2.9$, 类似于 Apollo-17 的苏长岩(77075)模式(图 4.2)。Apollo-17 的月壤(70009)重稀土略为富集, $Eu/Eu^* = 0.59$, $La/Yb = 1.1$, 类似于 Apollo-17 的极低钛玄武岩(78256)模式。从月壤稀土模式(图 4.2)来看, 反映了月壤的多来源的复杂成因。

月壤中玻璃的成分极其复杂, 其化学成分列于表 4.8。玻璃较多地来自就地岩石的冲击熔融, 但也有较远处的溅射物及就地形成的火山玻璃。

Apollo-15 的 547 个玻璃样品的分析结果表明(表 4.8a): 绿色玻璃约占 $\frac{1}{3}$, 类似于月海玄武岩成分的玻璃约占 21%, 弗拉·摩罗玄武岩成分的玻璃约占 37%, 类似花岗岩成分的玻璃约占 0.6%。

Apollo-16 的 309 个玻璃样品的分析结果说明(表 4.8b), 近 46% 的玻璃与高地玄武

表 4.8a Apollo-15 月壤中各类型玻璃的平均化学成分

(Taylor, 1982)

化学成分	绿色玻璃 (%)	月海玄武岩				高地玄武 岩(%)	弗拉·摩罗玄武岩			花岗岩 1 (%)	花岗岩 2 (%)
		#1(%)	#2(%)	#3(%)	#4(%)		低K(%)	中K(%)	高K(%)		
SiO ₂	45.43	45.70	44.55	43.95	37.64	44.35	46.56	49.58	53.35	73.13	62.54
TiO ₂	0.42	1.60	3.79	2.79	12.04	0.43	1.25	1.43	2.308	0.50	1.18
Al ₂ O ₃	7.72	13.29	11.77	8.96	8.46	27.96	18.83	17.60	15.57	12.37	15.73
Cr ₂ O ₃	0.43	0.33	0.26	0.46	0.49	0.08	0.20	0.17	0.12	0.35	0.03
FeO	19.61	15.83	18.83	21.10	19.93	5.05	9.67	9.52	10.25	3.49	6.67
MgO	17.49	11.72	8.84	12.30	10.49	6.86	11.04	8.94	5.77	0.13	2.51
CaO	8.34	10.41	10.46	9.02	8.81	15.64	11.60	10.79	9.57	1.27	6.86
Na ₂ O	0.12	0.30	0.34	0.27	0.54	0.19	0.37	0.74	1.01	0.64	0.98
K ₂ O	0.01	0.10	0.13	0.05	0.13	0.01	0.12	0.47	1.11	5.97	3.20
总计	99.57	99.28	98.97	98.90	98.52	100.92	99.66	99.24	98.83	97.85	99.70
分析样品数	187	67	21	26	6	36	82	90	29	2	1
占总分析数(%)	34.2	12.2	3.8	4.8	1.1	6.5	15.0	16.5	5.3	0.4	0.2

表 4.8b Apollo-16 月壤中各类型玻璃的平均化学成分

(Ridley et al., 1973)

化学成分	斜长岩		高地玄武岩		弗拉·摩罗玄武岩		富 Mg	月海玄武岩		绿色玻璃
	(1)	(2)	(3)	(4)	低钾 (5)	中钾 (6)		(8)	(9)	(10)
SiO ₂	44.9	48.8	42.0	45.4	46.7	50.8	45.4	46.2	42.0	44.1
TiO ₂	0.04	0.08	0.35	0.43	0.75	2.54	0.19	1.76	7.92	0.37
Al ₂ O ₃	35.8	33.4	30.9	27.6	21.5	15.6	15.4	14.3	10.0	7.8
Cr ₂ O ₃	—	—	0.04	0.07	0.11	0.15	0.25	0.29	0.42	0.33
FeO	0.18	0.22	3.46	4.62	6.89	11.1	8.46	14.9	17.0	21.1
MgO	0.12	0.05	6.24	6.13	10.4	7.13	21.1	10.3	10.4	16.7
CaO	19.0	16.3	17.3	15.6	12.9	10.2	9.55	11.0	10.1	8.4
Na ₂ O	0.55	1.82	0.12	0.42	0.31	0.85	0.17	0.36	0.39	0.13
K ₂ O	0.03	0.11	0.01	0.05	0.08	0.65	0.01	0.10	0.10	0.03
总计	100.62	100.78	100.42	100.32	99.64	99.02	100.53	99.21	98.33	98.96
分析样品数	103	7	30	111	29	13	2	9	2	3
占总样品数 (%)	33	2.2	9.7	36	9.3	4.2	0.6	2.9	0.6	1.0

表 4.8c Apollo-17 月壤中各类型玻璃的平均化学成分

(Warner et al., 1979)

化学成分	月海玄武岩						非月海玄武岩			
	桔黄色玻璃		高钛月海玄武岩		极低钛月海玄武岩		斜长岩	高地玄武岩	弗拉·摩罗玄武岩	
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(1)	(2)	中钾 (3)	低钾 (4)
SiO ₂	39.2	39.8	41.7	37.8	46.7	46.6	44.5	45.4	51.0	45.9
TiO ₂	8.9	8.9	8.6	11.4	0.72	0.85	0.01	0.39	1.56	1.57
Al ₂ O ₃	5.9	7.9	10.8	8.9	10.4	12.5	35.5	25.4	18.9	19.3
Cr ₂ O ₃	0.67	0.58	0.30	0.39	0.60	0.51	—	0.12	0.13	0.21
FeO	22.4	22.0	17.4	21.8	18.4	18.0	0.20	5.6	8.3	9.2
MnO	0.28	0.29	0.22	0.23	0.24	0.27	—	0.04	0.09	0.10
MgO	14.6	11.3	9.2	9.0	12.7	10.5	0.12	8.0	7.0	10.9
CaO	7.2	8.3	10.9	9.0	9.7	10.5	18.7	14.5	11.2	11.9
Na ₂ O	0.36	0.41	0.31	0.67	0.18	0.14	0.51	0.24	0.68	0.24
K ₂ O	0.09	0.09	0.07	0.15	0.03	0.04	0.05	0.06	0.53	0.11
总计	99.6	99.57	99.5	99.34	99.67	99.91	99.59	99.75	99.39	99.43
分析样品数	94	11	10	8	42	14	5	64	10	30
占总样品数 (%)	33	3.8	3.5	2.8	15	4.9	1.7	22	3.5	10

岩成分相似,约 35% 接近斜长岩成分,约 3% 类似月海玄武岩。

Apollo-17 的 288 个玻璃样品的分析结果 (表 4.8c), 火山成因的桔黄色玻璃约占 37%, 与其他月海玄武岩相似的成分约 26%, 接近非月海玄武岩成分的玻璃约 37%。

月壤中常含有极细粒的金属铁,金属铁的来源可能来自硅酸盐中的 FeO 和其他矿物中的 FeO 在月表还原条件下形成,颗粒大小约 40—330 Å; 也可能来自微陨石的冲击,颗粒一般大于 330 Å。

由于月表长期受到微陨石的冲击、太阳风粒子的注入，使月表的挥发性元素产生迁移。在月壤颗粒表面相对富集有 Ag, Br, Cd, Ga, Ge, Hg, In, Pb, Sb, Te 和 Sn 等，由于元素的挥发性顺序 $Hg \gg Cd > Zn > Se > In > Br \gg Ag$ ，因而各种元素在月壤颗粒表面的富集程度也有很大差异。例如岩石中的 Hg 有可能在白天 ($130^{\circ}C$) 时挥发，而在夜晚 ($-170^{\circ}C$) 又凝结在月壤颗粒表面。月壤中从 $150- < 5\mu m$ 的颗粒，其 Cd, Zn, In, Ga 的含量增加 10—20 倍。

对 Apollo-17 的 75081 月壤样品的 $150-420\mu m$ 颗粒进行加热，测定其 Cd 的含量分布，在玄武岩碎屑和胶结物的细颗粒中，Cd 分布在颗粒表面 (图 4.3)。对 65325 斜长岩成分的月壤进行加热，Zn 分布在颗粒表面 (图 4.4)。其他各种成分的月壤颗粒作类似的实验都毫无例外地证明，一些较易挥发的金属富集在月壤细小颗粒的表面。

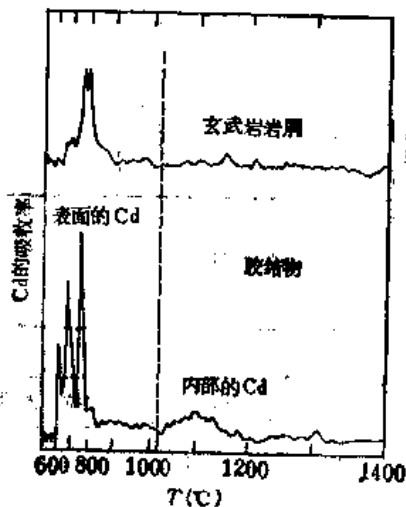


图 4.3 75081 样品中 $150-420\mu m$ 颗粒中 Cd 的分布

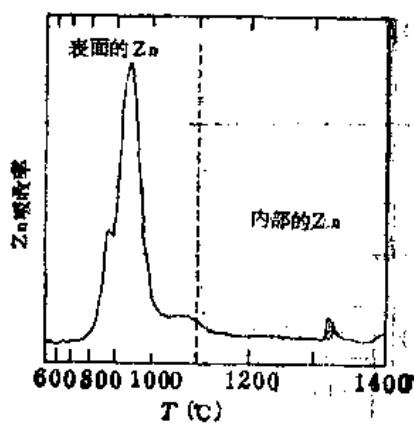


图 4.4 65325 斜长岩成分的月壤颗粒中 Zn 的分布

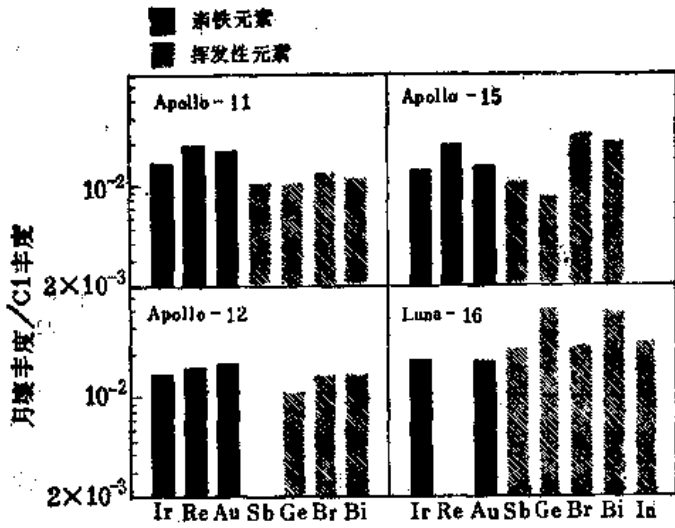


图 4.5 月海的月壤比结晶岩富含“陨石”元素 (Taylor, 1982)

陨石元素的含量是由月壤中亲铁元素的含量减去结晶岩中该元素的含量。月壤中亲铁元素和挥发性元素的过剩量相近

月壤中含有一定量的陨石成分,类似于CI的成分在月壤中约占1.5—2% (重量)。(图4.5) 陨石成分的来源有古代大型冲击并开凿月海盆地时陨石成分的加入,年青坑的形成过程中也有陨石成分的加入,微冲击坑形成时由于微陨石的加入而增加了陨石成分。根据月壤成分的研究,在月球表面陨石物质的平均通量达 $2.4 \times 10^{-9} \text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ — $2.9 \times 10^{-9} \text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ (Wasson, 1972),由微陨石产生的冲击微坑计算,陨石的通量约 $0.2 \times 10^{-9} \text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ (Hörz et al.; 1971; Hörz et al., 1974)。

陨石物质相对于月球的运行速度为2.4—72km/s,平均速度可能为20km/s。陨石物质的质量为 10^{-4} — 10^{-10}g 时,产生微冲击坑的直径为1mm—100 μm ,当冲击物质量为 10^{-6} — 10^{-10}g 时,冲击坑直径为100—0.1 μm 。在月球表面 $d > 0.05 \text{cm}$ 的微冲击坑的产率为:5个/ $\text{cm}^2 \cdot \text{Ma}$ 。微陨石冲击产生微冲击坑对月表的侵蚀速率约1mm/ 10^6a ;太阳风粒子的注入对月表的侵蚀速率约0.1mm/ 10^6a 。

(三) 月壤的同位素年龄

月壤的 Rb-Sr 模式年龄为 $(4.3\text{—}4.9) \times 10^9 \text{a}$, 平均为 $4.6 \times 10^9 \text{a}$, ^{40}Ar - ^{39}Ar 年龄为 $(3.6\text{—}3.8) \times 10^9 \text{a}$ 。

月壤的 Rb-Sr 模式年龄平均为 $4.6 \times 10^9 \text{a}$ (图4.6), 相当于太阳系形成的年龄。

许多作者测定的月壤的模式年龄 (Papanastassiou 和 Wasserburg, 1970, 1971_{a,b}, 1972; Cliff et al., 1972; Wetherill, 1971), 可能不代表月壤真实的模式年龄 (Nyquist et al., 1973), 由于月壤遭受过多次冲击, 当月壤受冲击形成玻璃时, 若 Rb 比 Sr 丢失得更多一些, 则致使年龄偏老。Nyquist et al. (1973) 测定 Apollo-17 月壤的 Rb-Sr 模式年龄, 发现随着月壤中胶结物含量的增多 (即由冲击产生的玻璃增多), 则月壤的模式年龄增大, 由 $4.3 \times 10^9 \text{a}$ 增大到 $4.9 \times 10^9 \text{a}$ (图4.7)。

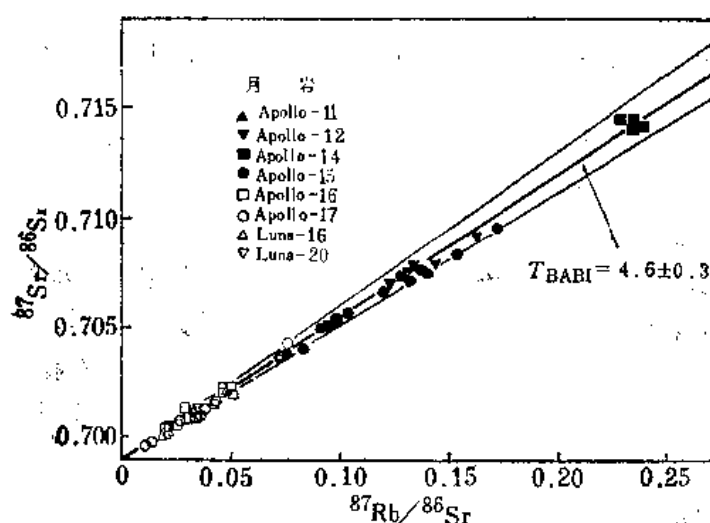


图4.6 月壤的 Rb-Sr 演化图
(Nyquist et al., 1973)

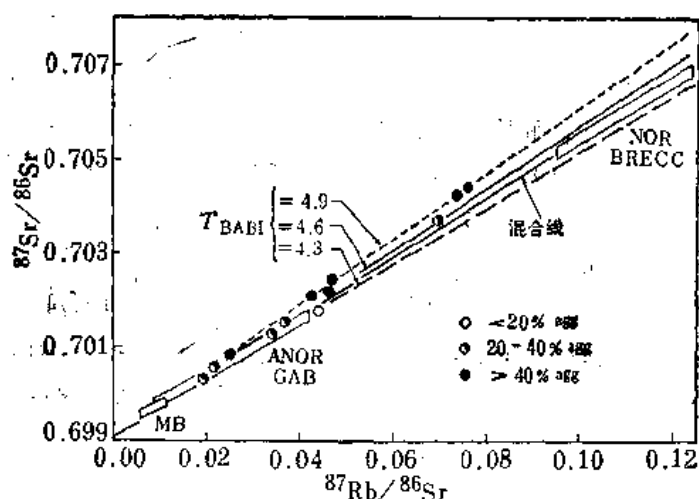


图 4.7 Apollo-17 月壤的 Rb-Sr 演化图

(Nyquist et al., 1973)

随着胶结物含量的增加,模式年龄偏老。agg 为胶结物; MB 为月海玄武岩;
ANOR GAB 为斜长辉长岩; NOR BRECC 为苏长岩角砾

(四) 月壤的辐照历史

1. 辐射源 月球表面的物质主要受到以下三种辐射源的辐照,即太阳风、太阳耀斑和银河宇宙线(表 4.9)。

太阳风是由发出的连续的等离子体流,也许代表太阳日冕的成分,能量为 1keV/核子 的粒子平均为 400km/s 。太阳风中稀有气体的丰度相对于氢而言,与光球和日冕的丰度相似。太阳风粒子直接注入月壤内,深度可达 $300-500\text{\AA}$,引起和产生某些微观尺度大小的变化和影响。

太阳耀斑粒子比太阳风能量高,一般为 $10\text{eV}-100\text{MeV/核子}$ 。太阳耀斑粒子直接注入月壤,或产生宇宙成因核素,在表面 1mm 的深度内形成太阳耀斑核径迹(密度达 10^7-10^8g/cm^2)。

银河宇宙线来自太阳系外,粒子能量达 10^2-10^4MeV/核子 ,银河宇宙线与月壤、月岩产生一系列核反应,形成多种宇宙成因核素,并使矿物晶体产生损伤。银河宇宙线的主要成分为质子、氦核,极少量的超高能 ($z=18-28$) 及超重、超高能粒子 ($z>28$)。

2. 辐射引起的物理、化学和同位素效应 辐射引起的晶体结构的损伤,太阳风只能在表面几百个 $\text{\AA}$ 的深度内造成损伤;太阳耀斑在 1mm 深度内产生极大的径迹密度(有时达 10^{11} 径迹/ cm^2);银河宇宙线与物质相互作用产生的宇宙成因核素分布可达 2m 深,宇宙线径迹的矿物中的长度一般为长石>辉石>橄榄石。在矿物晶体中曾发现 $20\mu\text{m}$ 长的径迹,可能是高能宇宙线产生的新鲜径迹,也可能是已灭绝的超重元素产生的裂变径迹(Herrmann, 1979)。

辐照效应将引起月壤中化学元素丰度的变化。月岩中一般含碳 30ppm ,但月壤中平均含碳 115ppm 。月壤比角砾岩的碳含量高,破碎的表土比结晶岩碳含量高,而结晶岩

表 4.9 在月球和陨石样品中核粒子所引起的效应

辐 射 源	质子通量 [$p/(cm^2 \cdot s)$]	能 量	典型贯穿距离	观察到的主要效应
太 阳 风	3×10^8	1keV/核子	300 Å	① 直接注入样品表面 ② 使月球大气中的核素重新注入月壤表面(如月壤中 $^{10}A_2$ 的过剩)
太阳耀斑	10^7	$<1MeV/核子 - \geq 100 MeV/核子$ (低能粒子比高能粒子多得多)	mm—cm	③ 辐射损伤 ④ 产生放射性核素(如 ^{26}Al , ^{54}Mn) ⑤ 产生径迹(由高能粒子产生) ⑥ 电子缺失(如热释光)
银河宇宙线	1	$\geq 100MeV/核子$ 典型为 $\sim 3GeV/核子$	cm—m	④ 产生放射性核素 ⑤ 产生稳定核素(如 ^{10}Ne , ^{14}N) ⑥ 在靶体内部由于核粒子的丛射和级联反应而产生的核效应(如 Gd 俘获中子等) ⑦ 产生径迹及晶格损伤 ⑧ 各种核效应产物的深度效应

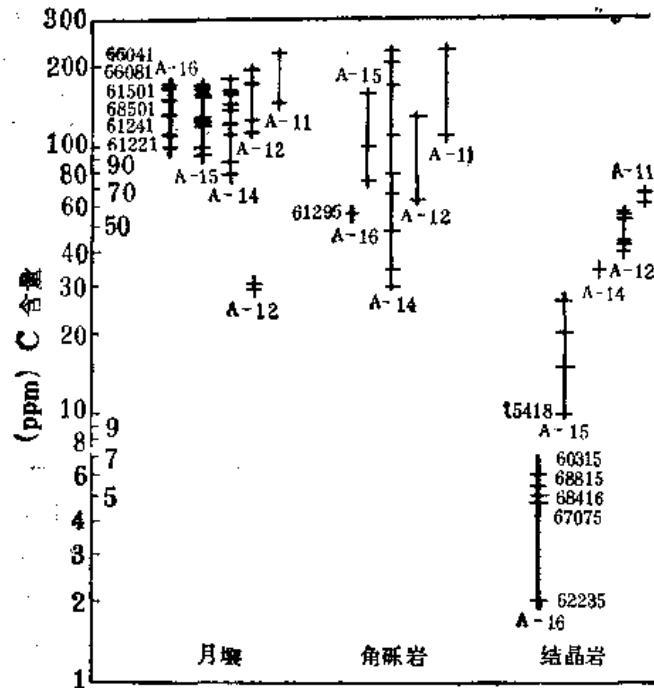


图 4.8 Apollo-11, 12, 15, 16 的月壤、角砾岩和结晶岩中的碳含量分布范围

中月海玄武岩比高地斜长岩高 (图 4.8)。大约有 5—10ppm 来自陨石和彗星物质的撞击而加入,其他碳的来源是太阳风的直接注入。愈小的月壤粒子,比表面积大,含碳量愈高。月球结晶岩中含氮 <1ppm,而月壤中含氮 50—100ppm,平均 82ppm,氮的来源主要也是太阳风粒子的直接注入。

月壤细粒粉末中含稀有气体达 $0.1-1\text{cm}^3\text{STP/g}$, 相当于 $10^{19}-10^{20}$ 原子/ cm^3 。月壤细粒粉末中稀有气体的含量随粒度的增大而减小。月壤中的稀有气体不可能是月球原始大气层残留的产物,而是多途径来源:俘获太阳风离子,太阳耀斑离子的注入,由太阳质子及银河宇宙线与月壤物质相互作用产生散裂反应形成的 ^1He , ^{20}Ne , ^{21}Ne , ^{22}Ne , ^{36}Ar 等核素 (Lal, 1972; Yokoyama et al., 1974),由 U, Th 和 K 衰变产生的 ^4He , ^{40}Ar , 由重核裂变产生的 Kr, Xe, 由中子俘获产生的 Xe 等。

月壤中的 ^{40}Ar 比预计来自太阳风俘获、 ^{40}K 衰变的量要高几个数量级。这种 ^{40}Ar 的异常可能是长期以来由月球内部 ^{40}K 衰变产生的 ^{40}Ar , 挥发到月球表面,被太阳辐射所电离,然后这些离子被伴随太阳风的磁场所加速,而注入月球表面的土层中,大于 1keV 的离子均被很细的月壤颗粒所俘获,引起了月壤中 ^{40}Ar 的高度异常 (Heymann 和 Yaniv, 1970; Eberhardt et al., 1970)。

总之,辐射效应引起月壤中的稀有气体含量及其相互比值的变化 (表 4.10)。表 4.11 比较了月壤中某些稀有气体同位素的比值与太阳风的数值均比较接近,而与地球大气层差别极大。太阳风稀有气体离子的注入是引起月壤中的稀有气体异常的原因。

表 4.10 月壤中的稀有气体含量 ($\text{cm}^3\text{STP/g}$) 及比值
(Walton et al., 1973; Bogard 和 Nyquist, 1972; Kirsten et al., 1972)

Site	^4He 10^{-2}	^{20}Ne 10^{-4}	^{36}Ar 10^{-4}	^{84}Kr 10^{-4}	^{136}Xe 10^{-4}	$(^4\text{He}/^{20}\text{Ne})$	$(^{20}\text{Ne}/^{36}\text{Ar})$	$(^{36}\text{Ar}/^{84}\text{Kr}) \times 10^3$	$(^{84}\text{Kr}/^{136}\text{Xe})$
Apollo-11	11—25	20—31	3.3—4.1	16—38	2.1—10	55—104	5.2—9.2	1.0—2.2	2.1—8.6
Apollo-12	4—38	7—61	1.2—3.1	4—20	1.1—2.6	55—72	4.9—6.6	1.2—3.1	3.5—8.5
Luna-16	18	34	5.4	22	8.5	63	6.3	2.5	2.6
Apollo-14	5—9	9—16	2.4—4.4	9—24	1.4—4.6	52—64	3.0—4.2	1.6—2.8	3.6—12
Apollo-15	4—10	7—22	0.9—4.1	4.4—24	0.6—3.3	38—58	4.4—7.7	1.5—2.9	4.8—8.1
Apollo-16	0.6—5.1	2.4—13	1.3—6.0	4.5—34	1—6.5	26—50	1.6—3.2	1.5—3.2	2.3—7.2
Luna-20	3.81	10.1	2.88	10.9	2.25	32—39	2.4—3.5	2.6—3.0	4.8—6.6
Apollo-17 (“月海”)	12—29	14—45	1.6—6.2	3.7—16	1.3—2.4	53—117	4.9—9.3	2.2—4.3	2.8—6.5
Apollo-17 (“高地”)	5.9—16	12—28	2.5—4.9	10—18	1.8—2.9	40—64	4.4—5.8	2.4—2.8	5.4—7.2
太阳风	—	—	—	—	—	570 ± 70	28 ± 9	—	—
地球大气层	—	—	—	—	—	0.3	0.5	—	—

3. 月壤在月表停留的时间 太阳耀斑与银河宇宙线在月壤矿物内产生耀斑径迹及宇宙线径迹,一般耀斑径迹分布的深度小于 0.5cm,而宇宙线径迹可深达 2m。由于月表的月壤暴露于月表接受辐照一段时期后,新的冲击坑形成时的溅射物覆盖在原有的月壤上,开始接受照射,使老的月壤接受辐照的程度大大减弱。测量各层月壤中的径迹密度,即可计算各层月壤在月表停留的时间 (即暴露年龄)。Burnett 和 Woolum (1977) 测定月壤在月表停留的时间约 1—50Ma。

表 4.11 月壤俘获的稀有气体同位素组成及与太阳风、地球大气层的比较

(Bogard 和 Nyquist, 1972; Eberhardt et al., 1972)

同位素比 样品	$^4\text{He}/^3\text{He}$	$^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$	$^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$	$^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}$	$^{20}\text{Ne}/^{36}\text{Ar}$
月壤细粒粉末	2 300—2 800	96 ± 18	12.4—12.8	31 ± 1.2	
太阳风	$2\,350 \pm 120$	570 ± 70	13.7 ± 0.03	30 ± 4	28 ± 9
地球大气层	7×10^3	0.3	9.8 ± 0.08	34.5 ± 1.0	0.5

太阳耀斑粒子及银河宇宙线的高能粒子与月壤中的元素产生相互反应,主要通过靶元素的散裂而形成一系列的稳定与放射性的宇宙成因核素。测定月壤中宇宙成因核素的含量,通过宇宙成因核素的产率即可计算月壤接受辐照的总时间,即月壤在月表停留的时间,也称月壤的宇宙暴露年龄。测定月坑溅射物的宇宙暴露年龄,即月坑的形成年龄。

经常测定的宇宙成因核素如表 4.12。

表 4.12 计算宇宙暴露年龄常用的宇宙成因核素

(Lal, 1972)

宇宙成因核素*	半衰期 (a)	靶元素
^3H	12.33	O, Mg, Si
^{10}Be	1.6×10^6	O, Mg, Si
^{14}C	5 730	O, Mg, Si
^{22}Na	2.60	Mg, Al, Si
^{26}Al	7.3×10^5	Al, Si
^{36}Cl	3.0×10^5	Ca, Fe
^{39}Ar	0.095	Ca, Fe
^{39}Ar	269	K, Ca, Fe
^{46}Sc	0.23	Ti, Fe
^{51}V	0.044	Ti, Fe
^{55}Mn	3.7×10^6	Fe
^{54}Mn	0.86	Fe
^{59}Fe	2.7	Fe
^{60}Co	0.215	Fe
^{59}Ni	8×10^6	Fe, Ni
^{60}Co	5.27	Co, Ni
^{81}Kr	2.1×10^5	Sr, Y, Zr

* ^{10}Be , ^{36}Cl , ^{39}Ar , ^{46}Sc 和 ^{60}Co 主要由高能宇宙射线所产生。

根据用宇宙成因核素测定月壤在月表停留的时间数据,一般为 $(1-700) \times 10^6\text{a}$, 平均为 $400 \times 10^6\text{a}$ (Taylor, 1982)。个别土壤颗粒在月表停留的时间达 $1700 \times 10^6\text{a}$ (Kirsten et al., 1972)。

各种宇宙成因核素用以广泛测定各月坑溅射物的暴露年龄,即月坑的形成年龄。

耀斑径迹密度对研究太阳粒子通量在时间上的变化有重要意义。陨石中曾发现在 $4.2 \times 10^9\text{a}$ 以前就有太阳耀斑活动径迹 (Macdougall 和 Kothari, 1976), 太阳耀斑粒子的能谱至少在 $4.0 \times 10^9\text{a}$ 以来是稳定的。稀有气体同位素组成研究证明,至少 $(3-4) \times 10^9\text{a}$ 以来,太阳风粒子的成分和通量没有明显变化。

三、月亮(陆)化学

(一) 月亮的厚度与密度

月球高地(月陆)是月球上最古老的地质单元,一般围绕海盆地边缘分布,高地岩石形成的年龄为 $(4.2-4.3) \times 10^9$ a。高地表面覆盖有 10m 厚的表土。

由 35 块高地区域的月震资料、月岩样品和月面轨道车测定的数据,分析与计算月球高地的厚度与密度,若假定月球高地在纵向深度上是均质的;月壤成分与下覆岩层的成分相近的;P 波的传播速度在 25km 以下由 6km/s 增加到 6.8km/s,到 60km 深处为 7km/s,因而 25km 以上的岩层是破碎的,其密度是深部固体岩石的 0.93。P 波的传播速度,由 25—60km 增加很缓慢,仅增加 0.2km/s,证明月亮是由较均匀的物质组成;高地月亮是各向同性的,即月球正面(朝向地球面)月亮的密度为 2.95g/cm^3 ,月球背面月亮的密度为 2.92g/cm^3 ,平均值为 $2.933 \pm 0.007\text{g/cm}^3$ 。正面月亮的厚度为 64km,背面为 86km,平均为 $73.4 \pm 1.1\text{km}$ 。月亮占整个月球体积的 10%。

根据 33 个高地地区的月亮的厚度与密度计算值与标高的关系作图(图 4.9A, B)证明 Airy 的假说,(即月亮的密度不随高度而变化,基本保持稳定,而月亮的厚度随“地形”增高而加厚)比较合理,而 Pratt 的假说(月亮的密度随“地形”增高而减小,而月亮的厚度不随“地形”的增高而明显加厚)不符合事实的检验。

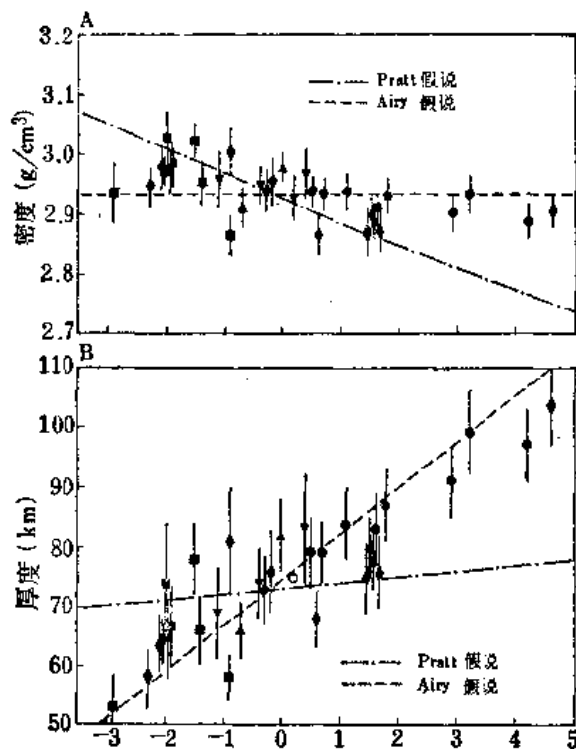


图 4.9 33 个高地地区月亮的厚度、密度与月表“地形”高度的关系

“○”相对于月球半径为 1738km 时的月表

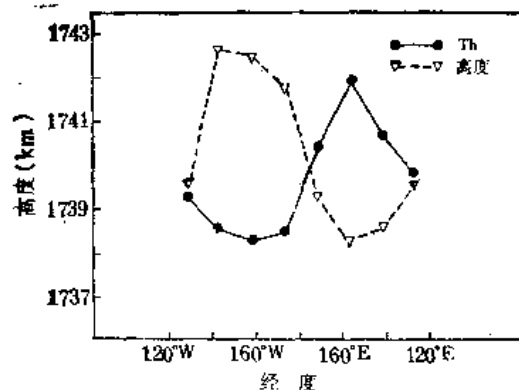


图 4.10 钍含量与高度的关系

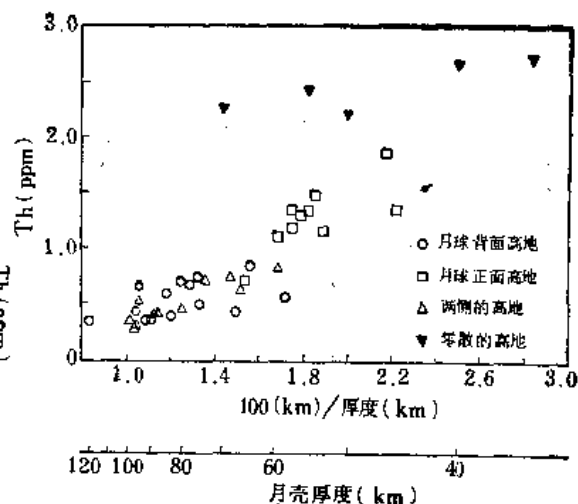


图 4.11 钍含量与月亮的厚度的关系

钍含量与“地形”的高度呈负相关,即在月亮中随着高度的增加钍含量减小(图 4.10),图 4.11 表明随着月亮厚度的增加,钍含量减小。钍含量是论证月亮厚度的重要参数。

(二) 高地的主要岩石类型与岩石化学

形成月亮高地,主要岩石类型为斜长岩、富含镁的结晶岩套和富含钾(K)、稀土(REE)和磷(P)的克利普(KREEP)岩。

高地各类岩石化学成分与微量元素含量分别列于表 4.13 及表 4.14。

表 4.13 月亮(高地)各类岩石化学成分(重量%)

(Taylor, 1982)

样品编号 化学成分	斜长岩				辉长斜长岩		斜长辉长岩		
	15415 (1)	65315 (2)	60055 (3)	61016 (4)	68415 (5)	65055 (6)	15455 (7)	60335 (8)	66095 (9)
SiO ₂	44.1	44.3	44.3	45.0	45.5	45.5	44.5	46.2	44.5
TiO ₂	0.02	0.012	—	0.02	0.32	0.28	0.39	0.58	0.71
Al ₂ O ₃	35.5	34.9	34.0	34.6	28.6	28.5	26.0	25.3	23.6
FeO	0.23	0.31	0.34	0.30	4.25	3.90	5.77	4.51	7.16
MnO	—	0.006	0.10	—	0.06	0.05	—	0.07	0.08
MgO	0.09	0.25	0.33	0.20	4.38	4.81	8.05	8.14	8.75
CaO	19.7	19.1	19.0	19.6	16.4	16.1	14.9	14.4	13.7
Na ₂ O	0.34	0.30	0.34	0.40	0.41	0.44	0.25	0.52	0.42
K ₂ O	—	0.007	0.01	0.01	0.06	0.13	0.10	0.23	0.15
Cr ₂ O ₃	—	0.003	0.005	0.01	0.10	0.08	0.06	0.13	0.15
P ₂ O ₅	0.01	0.001	—	0.05	0.07	0.13	—	0.19	0.24
Σ	99.99	99.2	98.4	100.2	100.1	99.8	100.0	100.3	99.4

表 4.13(续)

化学成分	样品编号	斜长苏长岩		苏长岩		尖晶石橄长岩	橄长岩	纯橄岩	弗拉·摩罗		
									低 钾		中 钾
		78255		77075	78235	73215 32	76535	72417	14310	65015	15386
		(1)		(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)
SiO ₂		47.3		51.2	49.5	44.7	42.9	39.8	47.2	47.0	50.8
TiO ₂		0.67		0.33	0.16	—	0.05	0.03	1.24	1.26	2.23
Al ₂ O ₃		27.4		15.0	20.9	31.2	20.7	1.3	20.1	19.7	14.8
FeO		2.64		10.7	5.05	3.05	5.0	11.9	8.38	8.59	10.6
MnO		0.046		0.17	0.08	—	0.07	0.11	0.11	0.11	0.16
MgO		5.97		12.9	11.8	3.42	19.1	45.4	7.87	9.31	8.17
CaO		15.0		8.82	11.7	17.2	11.4	1.1	12.3	11.9	9.71
Na ₂ O		0.45		0.38	0.35	0.47	0.20	0.013	0.63	0.55	0.73
K ₂ O		0.084		0.18	0.061	0.075	0.03	0.002	0.49	0.36	0.67
Cr ₂ O ₃		0.14		0.39	0.23	—	0.11	0.34	0.18	0.19	0.35
P ₂ O ₅		—		—	0.04	—	0.03	—	0.34	0.41	0.70
Σ		99.7		100.1	99.8	100.2	99.6	100.0	98.8	99.4	99.0

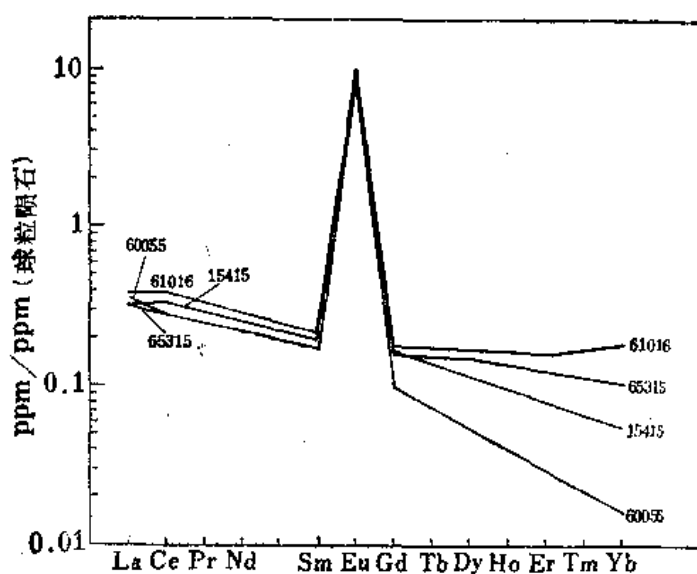


图 4.12 月亮斜长岩的稀土元素模式(资料据表 4.14)

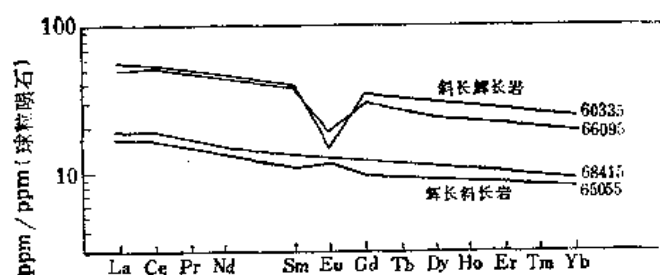


图 4.13 月亮斜长辉长岩和辉长斜长岩的稀土元素模式(资料据表 4.14)

表 4.14 月亮(高地)各主要类型岩石的微量元素 (ppm)

(Taylor, 1982)

	斜 长 岩				辉长斜长岩		斜长辉长岩		
	15415	65315	60055	61016	68415	65055	15455	60335	66095
I. 大阳离子									
Ca	0.02	0.015	—	0.0003	—	—	0.12	0.28	0.40
Rb	0.22	0.17	—	0.02	1.7	—	1.1	6.2	4.2
K	151	58	85	80	650	1 100	830	1 900	1 200
Ba	6.3	5	11	7	76	80	42	190	240
Sr	173	170	—	180	182	140	220	163	154
Pb	0.27	—	—	—	0.78	—	1.0	2.0	15
K/Rb 690	—	340	—	4 000	380	—	750	300	290
Rb/Sr 0.001	—	0.001	—	0.0001	0.009	—	0.005	0.038	0.027
K/Ba 24	—	11.6	7.7	11	8.5	14	20	10	5
II. 稀土元素									
La	0.12	0.12	0.13	0.14	6.8	6.2	3.0	20.0	18.5
Ce	0.33	—	0.27	0.37	13.3	16.0	6.7	52	50
Nd	0.18	—	—	0.21	10.9	—	3.73	32	—
Sm	0.046	0.04	0.040	0.058	3.09	2.6	0.88	9.1	8.8
Eu	0.81	0.74	0.76	0.77	1.11	1.0	1.67	1.28	1.63
Gd	0.05	—	—	0.054	3.78	—	0.95	10.6	—
Tb	—	—	—	—	—	0.55	0.14	1.9	—
Dy	0.044	0.056	—	0.065	4.18	—	0.84	11.5	9.4
Ho	—	—	—	—	—	—	0.17	2.5	—
Er	0.019	—	—	0.040	2.57	—	0.46	6.77	—
Yb	—	0.026	0.035	0.045	2.29	2.1	0.36	6.23	4.9
Lu	—	0.004	0.004	0.01	0.34	0.29	0.06	0.68	0.90
Y	—	—	—	—	22	19	4.8	57	70
La/Yb 3.4	—	4.6	3.7	3.1	3.0	3.0	3.0	3.2	3.0
Eu/Eu*51.6	—	51.6	64.7	45.2	0.99	1.08	5.58	0.40	0.54
III. 大的高价阳离子									
U	0.0017	—	—	0.0015	0.32	0.31	0.05	0.92	1.0
Th	0.0036	—	—	—	1.26	1.18	0.23	2.75	2.2
Zr	—	15	—	2.4	100	72	11	290	320
Hf	—	0.49	—	—	2.4	2.1	0.17	6.9	5.0
Nb	—	—	—	—	5.6	—	0.95	10	21
Th/U 2.1	—	—	—	—	3.94	3.79	4.6	3.0	2.2
Zr/Hf	—	31	—	—	42	34	65	43	64
Zr/Nb	—	—	—	—	18	—	11.5	29	16
IV. 铁镁等元素									
Cr	—	—	33	21	700	500	440	910	1 000
V	—	—	—	—	20	35	16	26	110
Sc	—	0.39	0.55	0.5	8.2	7.2	—	8.5	6.8
Ni	1.0	1.4	1.9	1.0	180	390	12	720	710
Co	—	0.058	0.84	1.0	11	29	10	37	44
Cu	—	2.1	—	—	12	2.4	1.3	7.4	3.9
Fe, %	0.18	0.24	0.26	0.23	3.30	3.03	4.49	3.50	5.56
Mn	—	47	75	—	470	390	—	540	620
Zn	0.26	—	0.60	1.6	4.8	0.56	1.9	4.3	92
Mg, %	0.05	0.15	0.20	0.12	2.54	2.90	4.86	4.91	5.28
Ga	—	—	3.8	—	2.0	3.0	2.6	3.1	3.8
Li	—	—	—	—	5	2.2	—	13	11
V/Ni	—	—	—	—	0.11	0.09	1.3	0.04	0.15
Cr/V	—	—	—	—	35	14	28	35	9

表 4.14 (续)

斜长苏长岩	苏 长 岩		尖晶石梯长岩	辉长岩	纯橄岩	弗拉·摩罗		
						低钾		中钾
78255	77075	78235	73235, 32	75535	72417	14310	65015	15386
I. 太阳离子								
Cs —	—	0.064	0.007	0.001	0.014	0.54	0.42	—
Rb —	—	0.92	0.30	0.24	0.045	12.8	10.2	18.5
K 700	1 500	510	620	220	16	4 080	3 000	5 600
Ba 86	160	80	61	33	4.1	630	570	840
Sr —	—	—	—	115	8.2	250	145	190
Pb —	—	—	1.9	—	—	6.2	4.7	—
K/Rb —	—	550	2 070	920	360	320	300	300
Rb/Sr —	—	—	—	0.002	0.005	0.05	0.07	0.10
K/Ba 8.1	9.4	6.4	10.2	5.7	3.9	6.5	5.3	6.7
II. 稀土元素								
La 5.3	7.2	—	4.2	1.51	0.15	56	66	94
Ce 7.6	—	9.2	12	3.8	0.37	144	185	210
Pr —	—	—	1.54	—	—	17	26	—
Nd 5.0	8.5	5.4	6.3	2.3	—	87	120	130
Sm 1.20	3.0	1.49	1.82	0.61	0.080	24	27	38
Eu 1.21	0.98	1.03	0.50	0.73	0.061	2.15	1.97	2.72
Gd —	—	—	2.05	0.73	—	28	36	45
Tb 0.23	0.74	—	0.42	—	0.017	5.1	6.3	7.9
Dy —	—	2.26	2.71	0.80	0.11	33	38	46
Ho —	—	—	0.57	—	0.023	6.5	8.3	—
Er —	—	1.47	1.62	0.53	—	20	24	27
Yb 0.98	3.9	1.64	1.66	0.56	0.074	18	21	24
Lu 0.14	0.59	0.24	0.26	0.08	0.012	2.5	2.8	3.4
Y —	—	—	20	—	—	175	174	—
La/Yb 3.4	1.8	—	2.5	2.7	1.9	3.1	3.1	3.4
Eu/Eu* 2.93	0.87	1.97	0.80	3.34	2.1	0.25	0.19	0.20
III. 大的高价阳离子								
U 0.19	0.5	0.19	0.23	0.020	0.006	3.10	2.2	2.8
Th 0.44	1.57	0.59	0.80	—	—	10.4	8.9	10.0
Zr 49	210	—	79	24	—	840	940	970
Hf 0.67	3.5	—	2.0	0.52	0.10	21	22	32
Nb —	—	—	6.3	—	—	52	48	—
Th/U 2.3	3.1	3.1	3.5	—	—	3.4	4.0	3.6
Zr/Hf 73	60	—	40	46	—	40	44	31
Zr/Nb —	—	—	12.5	—	—	16	20	—
IV. 铁镁等元素								
Cr 990	2 650	—	—	—	—	1 250	1 280	2 400
V —	—	—	—	—	50	36	—	—
Sc 4.6	17	—	—	—	4.3	20	17	24
Ni 22	6	12	247	44	160	270	490	13
Co 23	33	—	—	—	55	17	43	18
Cu —	—	—	—	—	—	5.0	5.1	—
Fe, % 2.05	8.31	3.93	2.37	3.89	9.25	6.51	6.67	8.2
Mn 335	1 320	600	—	540	850	850	850	1 24
Zn 0.095	3.3	1.5	5.2	1.2	2	1.8	1.5	—
Mg, % 3.60	7.78	7.12	2.06	11.5	27.4	4.75	5.62	4.93
Ga 5.1	4.0	—	—	—	—	3.2	3.8	3.5
Li —	—	—	—	3.0	—	22	21	27
Ni/Ni —	—	—	—	—	—	0.13	—	—
Cr/V —	—	—	—	—	—	35	—	—

斜长岩,由 95% 的斜长石(富钙, An_{85-97})及少量低钙辉石组成,还含有极少量橄榄石与单斜辉石。斜长岩的主量元素及微量元素的含量见表 4.13 及表 4.14。斜长岩中的稀土元素丰度很低, Eu 呈现出明显的正异常(图 4.12)。辉长斜长岩 Eu 略有正异常或分布模式近似一直线(图 4.13),斜长辉长岩的稀土丰度比斜长岩高一个量级,并有明显的 Eu 负异常(图 4.13)。斜长岩中 Eu 的含量为 0.6—0.9ppm, La/Yb 比为 3—5,因而稀土元素的分布模式较倾斜。斜长岩中的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值极低,接近 0.6990。Sm-Na 年龄及 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年龄为 $4.1-4.3 \times 10^9 \text{a}$ 。

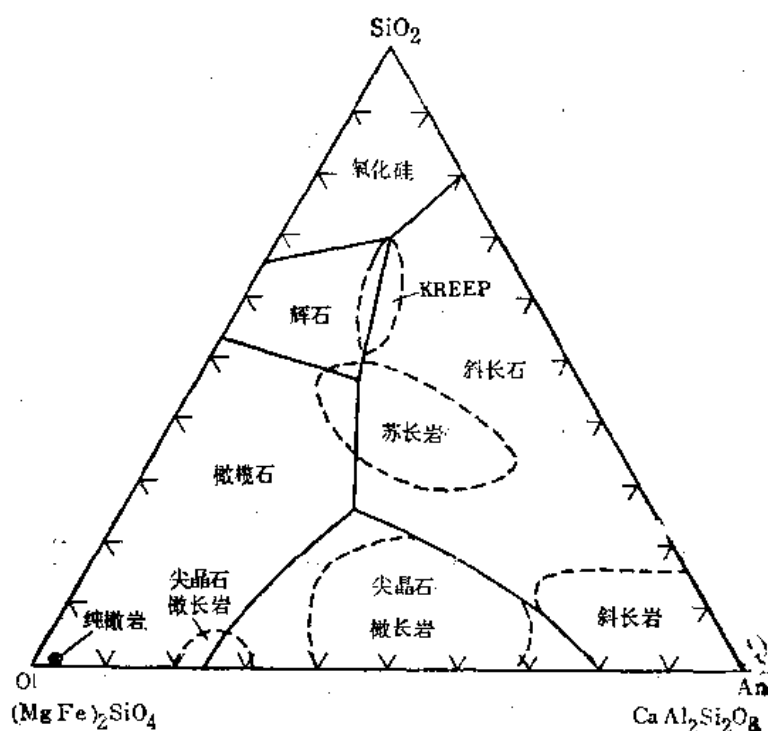


图 4.14 SiO_2 -橄榄石 (Ol)-钙长石 (An) 的假三元相图
(Norman 和 Ryder, 1979)

富镁的结晶岩套,一般包括苏长岩、橄长岩、纯橄岩、尖晶石橄长岩和辉长斜长岩等,由 SiO_2 -橄榄石-钙长石三元图(图 4.14)中可以看出:富镁的结晶岩套的各类岩石主要分布在斜长石、橄榄石及尖晶石区域(Norman 和 Ryder, 1979)。

富镁的结晶岩套各类岩石的主量元素与微量元素的含量见表 4.13 及表 4.14。

苏长岩不含或极少含橄榄石(图 4.14)。稀土元素的分布模式较平缓,略有 Eu 的正异常或负异常(图 4.15)。尖晶石橄长岩,主要由镁-铝尖晶石、铝顽火辉石、橄榄石及斜长石组成,稀土元素的分布模式较平缓,略有 Eu 的负异常和橄长岩 Eu 正异常(图 4.15)。纯橄岩主要含橄榄石,稀土元素丰度较低,具有 Eu 的正异常(图 4.15)。橄长岩比其他岩石类型富含镍(160ppm)和铬(~500ppm)。橄长岩(72415)的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ 为 0.69900 ± 7 ,内部等时线年龄为 $4.45 \times 10^9 \text{a}$ (Papanastassiou 和 Wasserburg, 1972, 1975)。

KREEP (克利普) 岩,最早在 Apollo-12 月壤(12013)的浅灰色细粉末中发现。KREEP 岩在月球上分布较广泛,是岩浆分异或残余熔浆结晶形成的富含挥发分元素的

岩石,有时被称为“月球的花岗岩”。从 Apollo-12, 14, 15, 16 的 KREEP 岩的 Sm/Nd 和 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 来比较,均比较接近,看来所有的 KREEP 岩属同源的 (Taylor, 1975; Taylor 和 Jakes, 1974; Warren 和 Wasson, 1979)。

KREEP 岩的形成条件与矿物组合见图 4.14。KREEP 岩富含钾、稀土元素和磷, $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}) = 0.7$, 在月面广泛分布。

Irving (1975), Ryder 和 Taylor (1976), Ryder 和 Spudis (1980) 认为 KREEP 玄武岩是月球火山喷发形成的玄武岩;而 Haskin (1979), Taylor 和 Jakes (1974), Taylor (1975, 1982) 则认为 KREEP 岩是月球内部巨大的岩浆源结晶分异或部分熔融的残余熔浆所形成。

KREEP 岩的稀土丰度比球陨石高 2 个多量级,具有极明显的 Eu 负异常, $\text{La}/\text{Yb} > 3$, 稀土元素的分布模式曲线与斜长岩相似,比其他岩石类型更为倾斜(图 4.16)。

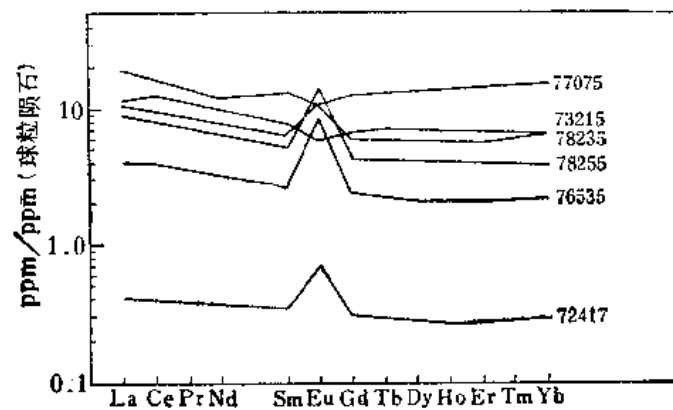


图 4.15 月亮富镁的结晶岩套各类岩石的稀土元素模式

77075, 78235 及 78255 为苏长岩; 73215 为尖晶石橄长岩;

76535 为橄长岩; 72417 为纯橄岩(资料据表 4.14)

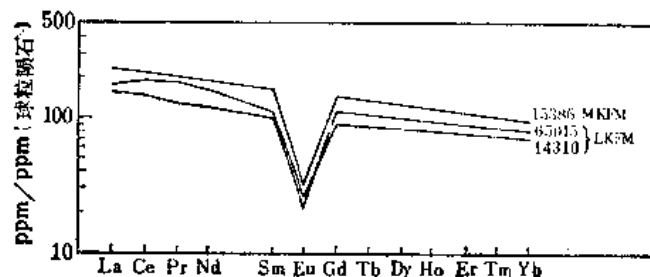


图 4.16 月亮 KREEP (克利普) 岩的稀土元素模式

MKFM 为中钾弗拉·摩罗; LKFM 为低钾弗拉·摩罗(资料据表 4.14)

月亮各类岩石中的亲铜易挥发性元素和某些亲铁难熔元素的含量综合列于表 4.15。

月球中的易挥发性元素是极为匮乏的,但月亮某些岩石中的挥发性元素含量较高(如: 66095—含大量 KREEP 岩及斜长辉长岩等的复合角砾岩),富含 Cl, Pb, Br, Zn, Rb, Ag 和 Tl 等元素(表 4.13, 表 4.14),可能是 Cl 或彗星撞击后加入的组分。KREEP 岩中的挥发性组分也比较高,可能是月球岩浆源的分异残余熔浆富含挥发分,随 KREEP 岩的形成而加入。月亮中的火山喷气,如 Cl_2 将使岩石中的铁-镍金属颗粒转变为陨氯铁

(FeCl₂)。在大型冲击过程中, KREEP 岩中的挥发性组分将重新分布, 使某些月亮岩石富含挥发性元素。

表 4.15 月亮各类岩石中的某些亲铁难熔元素及挥发性元素 (ppb)

岩石 元素	斜 长 岩				辉长斜长岩		斜长辉长岩		
	15415	65315	60055	61016	68415	65055	15455	60335	66095
Ir	—	—	0.013	0.01	4.6	10	0.024	—	—
Re	0.0008	—	—	0.0022	0.43	—	0.006	—	—
Ni(ppm)	1.0	1.4	1.9	1.0	180	390	12	720	710
Au	—	1.0	0.014	0.02	2.7	5.0	0.042	—	18
Sb	0.70	—	—	—	530	—	0.22	—	—
Ge	1.2	—	17	—	73	240	9.4	—	—
Se	0.23	—	—	0.4	98	—	8.3	230	—
Te	—	—	—	—	—	—	2.6	—	—
Ag	1.7	—	—	0.29	—	—	1.7	—	—
Zn(ppm)	0.26	—	0.60	1.6	4.8	0.56	1.9	4.3	92
In	0.18	—	3.6	—	—	6.4	0.05	—	680
Cd	0.57	—	0.57	—	2.8	—	1.0	—	—
Bi	0.1	—	—	—	—	—	0.14	—	—
Pb	0.09	—	—	—	—	—	0.054	—	—
Br	2.3	—	—	—	—	—	35	—	—

岩石 元素	斜长苏长岩	苏 长 岩		尖晶石橄 长岩	橄长岩	纯橄岩	弗拉·摩罗		
							低 钾	中 钾	
	78255	77075	78235	73215,170	76535	72417	14310	65015	15386
Os	—	—	—	—	—	—	10.5	—	—
Ir	0.43	0.25	0.14	1.0	0.005	0.005	10.5	17	0.06
Re	0.021	0.022	0.012	0.04	0.0012	0.005	1.0	1.8	—
Ni(ppm)	22	6	12	247	44	160	270	490	—
Au	0.11	0.026	0.42	2.6	0.0025	0.25	4.3	11	0.22
Sb	—	—	0.08	0.71	0.01	0.47	4	14	—
Ge	58	11	19	110	1.7	30	110	—	60
Se	—	—	7.5	4	4.1	5	120	290	—
Te	—	—	—	—	0.28	—	—	—	—
Ag	—	—	0.40	130	0.12	0.3	—	—	—
Zn(ppm)	0.095	3.3	1.5	6.2	1.2	2	1.8	1.5	—
In	0.05	—	—	—	—	—	30	—	—
Cd	4.2	5.4	2.9	3.1	0.6	0.4	8.4	9.3	10
Bi	—	—	0.05	0.49	0.04	0.4	—	—	—
Pb	—	—	0.02	1.0	0.012	0.05	—	—	—
Br	—	—	6	14	3.2	8.4	—	—	—

根据月岩岩石中的亲铁难熔元素含量 (参见上表), 岩石中 Re-Ir-Au 的含量, 可区分为 8 种不同的组分 (图 4.17)。Re-Ir-Au 以及 Re, Os, Pt, Pd 等组分的来源是古代陨石冲击后, 将上述组分带入岩石中。Apollo-16 岩石的 Re-Ir-Au 组合属 1H 和 7 组; 而 Apollo-17 岩石的 Re-Ir-Au 组合属 2, 3 组 (图 4.18)。古代陨石对高地岩石所加

入组分的分布范围(图 4.17 及图 4.18 的阴影范围)与现今陨石 Ir-Re-Au 相对丰度的分布范围进行对比(图 4.18),不同类型的陨石其 Ir-Re-Au 相对丰度在图中也有一定的范围,唯有 1H 和 1L 组还没有相应的陨石对应。

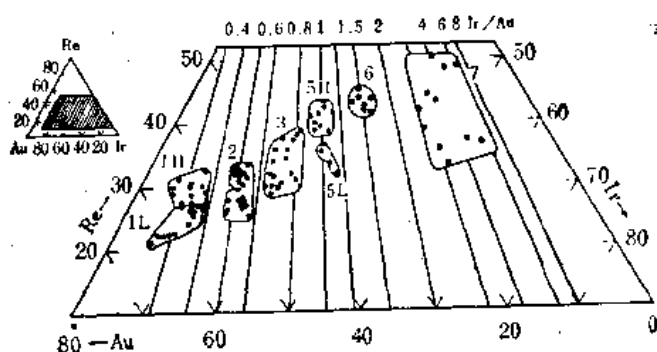


图 4.17 月亮中古代陨石组分分布

(Hertogen et al., 1977a, Janssens et al., 1978)

由 Ir-Au-Re 相对丰度划分为 1H, 1L, 2, 3, 5H, 5L, 6, 7 共 8 个组

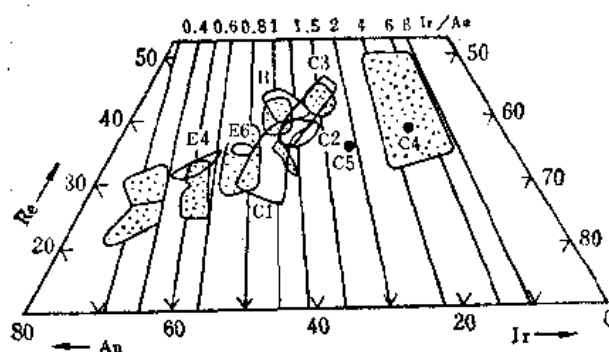


图 4.18 月亮中古代陨石组分(阴影区)与各群球粒陨石 Ir-Au-Re 丰度分布区的对比图

(Hertogen, et al., 1977a, Janssens et al., 1978)

Apollo 历次带回的月亮岩石中, 60% 以上是由各类高地岩石组成的角砾岩, 即组成高地岩石经冲击破碎、部分熔融而胶结形成的角砾岩。根据角砾的构造特征, stöffler et al. (1980) 划分为以下类型:

单组分角砾岩, 即由就地产生的破碎岩石角砾或经熔融重结晶角砾所组成。

双组分角砾岩, 由就地产生的破碎岩石角砾或经冲击熔融重结晶角砾并被细脉状较细角砾所穿插, 形成双角砾组分的岩石。

多组分角砾岩, 由岩屑碎块、月壤角砾、冲击玻璃等粘结形成。

角砾岩的岩石类型及矿物、化学成分极不均匀, 由于多种类型的岩石经冲击破碎并部分熔融粘结, 因而角砾岩中的角砾、玻璃及基质都具有多来源的特征。以 66095 为例, 在 Al_2O_3 和 $MgO + FeO$ 的关系图中(图 4.19)可以看出, 66095 的角砾、玻璃和胶结物可来自不同比例的辉长斜长岩、高地玄武岩和弗拉·摩罗玄武岩。各组分稀土元素模式有比球粒陨石丰度低 10 倍而 Eu 富集者, 也有比球粒陨石高 20 倍而 Eu 没有异常者, 也还有比球粒陨石稀土元素丰度高 200 倍, Eu 呈极明显的负异常者。月亮角砾岩的矿物和化学成分是极不均匀的。

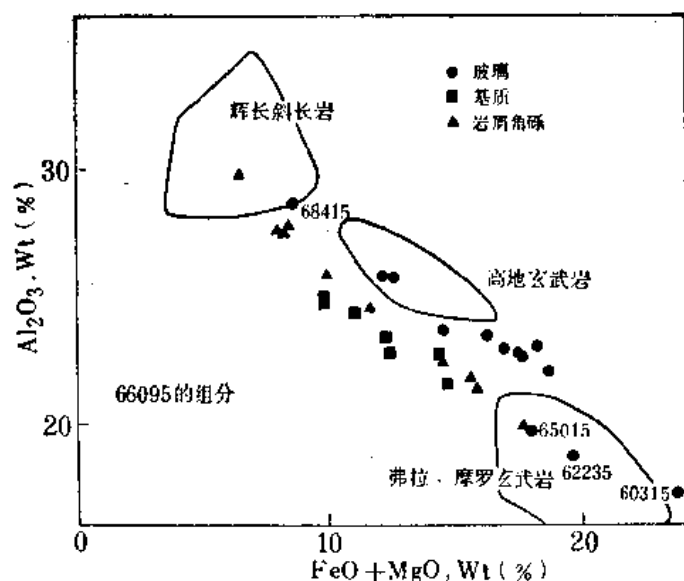


图 4.19 66095 月亮角砾岩中的角砾、玻璃和基质的成分及与有关岩石成分的对比
(Taylor, 1982)

(三) 高地月亮的化学成分

“探测器”-7 号在第谷月坑的坑唇附近对高地月亮的成分作了最早的首次测定,发现高地月亮的化学成分类似地球的高铝玄武岩。Apollo-11 带回斜长岩碎块; Apollo-12 的 12013 和 12033 含有较多的大离子亲石元素; Apollo-14 发现月亮中有大量富 K, REE, P, U, Th 等元素的 KREEP 岩。

高地月亮的平均化学成分很难由一个统一的模式而获得, Taylor (1975) 总结了 Apollo 登月后的研究成果,从元素的地球化学特征出发,研究不同离子半径、价态、键型和挥发性元素的相互关系,如挥发性元素与难熔元素之间的比值、难熔元素/难熔元素、挥发性元素/挥发性元素等,发现各类元素的比值比较稳定。如高地月亮中的 Ba/REE, Nb/REE, Hf/REE 和 Th/REE 比值,历次所带回的高地岩石,尽管岩石类型不同,但上述元素的比值却极其一致,甚至四组元素的斜率相互平行一致(图 4.20)。

Taylor (1982) 根据月球总体模式成分、月表轨道测量所获得的数据以及高地月亮各类岩石成分加以综合比较,提出了月球高地月亮的平均化学成分。

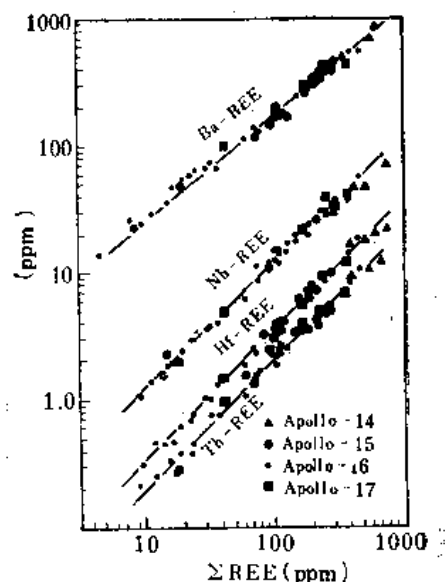


图 4.20 各类高地月亮岩石的 Ba/REE, Nb/REE, Hf/REE 和 Th/REE 比值
(Taylor, 1982)

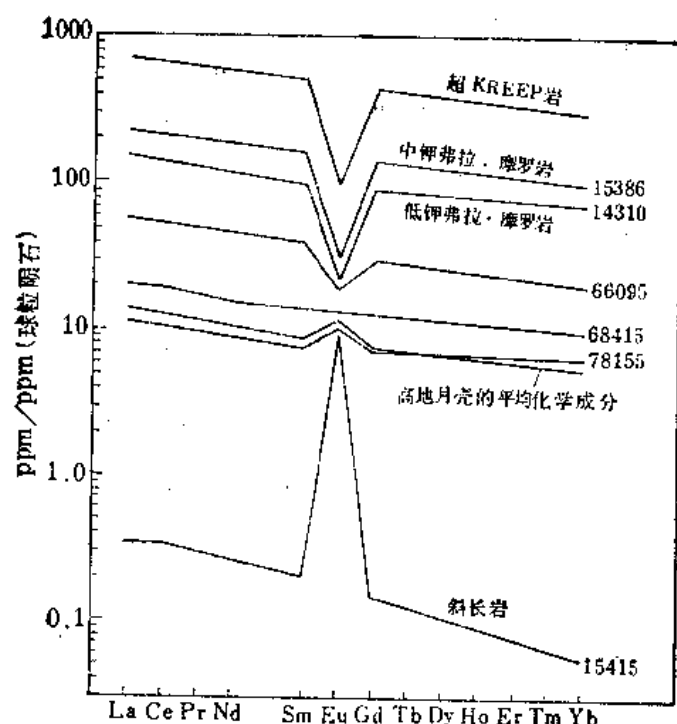


图 4.21 高地月壳各类岩石及月亮高地的平均稀土元素丰度与分布模式

各类高地月壳岩石的 SiO_2 含量为 45%，比较稳定。高地轨道测量的资料 Al/Si 和 Mg/Si 分别为 0.62 ± 0.01 和 0.24 ± 0.05 ，由 SiO_2 的含量计算 Al_2O_3 和 MgO 的含量分别为 24.6% 和 8.6%。月面轨道测量值 MgO 为 6.8%，因而月亮 MgO 的平均值取 6.8%。月面轨道测量 FeO 为 6.9%，但根据各类高地岩石和月壤中的 MgO/FeO 比，取 FeO 的平均值为 6.6%。由高地月壳岩石中的 Fe/Cr 比，计算 Cr_2O_3 的平均值为 0.10%。由高地月壳岩石中的 Ca/Al 比即可计算 CaO 的平均含量为 15.8%。月亮岩石中 Th 的

测定值平均为 0.9ppm， $\text{Th/U} = 3.8$ ，因而 U 的平均值为 0.24ppm。月球中的 $\text{K/U} = 2500$ ，因而 K 的平均值为 600ppm。月亮岩石中的 $\text{K/Rb} = 350$ ，由 K 的平均值即可计算 Rb 的平均值；而 Rb/Cs 比为 24，又可计算出 Cs 的平均值。高地月壳 REE 的平均含量及其分布模式是通过比较各类岩石的 REE 丰度与分布模式而获得（图 4.21）。由图 4.21 中各 REE 元素的平均值，再结合图 4.20 中的 Ba/REE ， Nb/REE 和 Hf/REE 比值，求出 Ba ， Nb 和 Hf 的平均含量。Apollo-16 和其他月岩样品中的 Zr/Nb 比与钙长辉长无球粒陨石、紫苏钙长无球粒陨石类似（图 4.22）。因而通过 Nb/REE 比及 Zr/Nb 比可计算 Zr 的含量。

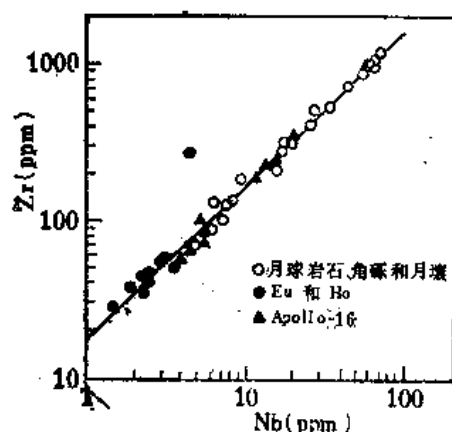


图 4.22 月球样品及 Eu (钙长辉长无球粒陨石)，Ho (紫苏钙长无球粒陨石) 的 Zr/Nb 比

(Duncan et al., 1973)

高地月壳的平均化学成分与高地各类岩石进

行对比, 和 78155 多组分角砾岩的化学成分比较接近。现将高地月壳的平均化学成分与 78155 角砾岩的化学成分列于表 4.16。

表 4.16 高地月壳的平均化学成分与 78155 对比*

氧化物 (wt%) 78155			元素 (ppm) 78155			元素 (ppm) 78155		
SiO ₂	45	45.6	La	5.3	4.0	U	0.24	0.28
TiO ₂	0.56	0.3	Ce	12	10.2	Th	0.9	1.0
Al ₂ O ₃	24.6	25.9	Pr	1.6	1.5	Th/U	3.8	3.6
FeO	6.6	5.8	Nd	7.4	6.3	K/U	2 500	2 320
MgO	6.8	6.3	Sm	2.0	1.81	Zr	63	54
CaO	15.8	15.2	Eu	1.0	0.87	Hf	1.4	1.49
Na ₂ O	0.45	0.3	Gd	2.3	2.3	Zr/Hf	45	36
K ₂ O	0.075	0.08	Tb	0.41	0.39	Nb	4.5	—
Cr ₂ O ₃	0.10	0.10	Dy	2.6	2.6	Zr/Nb	14	—
			Ho	0.53	0.61	Ti	3 350	—
元素	(ppm)		Er	1.51	1.69			
Cs	0.07	0.11	Tm	0.22	—	Cr	680	680
Rb	1.7	2.1	Yb	1.4	1.73	V	24	—
K	600	650	Lu	0.21	0.26	Sc	10	13
Ba	66	59				Ni	100	80
Sr	120	147	ΣREE	39.3	34.3	Co	15	14
			Eu/Eu	1.4	1.3	Fe%	5.13	4.57
			Y	13.4		Mg%	4.1	3.8

* 高地月壳的平均化学成分据 Taylor, 1982; 78155 的成分据: Warner et al., 1977; Wanke et al., 1976; Hubbard et al., 1974。

(四) 高地月壳的同位素年龄

高地月壳岩石是月球上最古老的岩石。双组分角砾岩 15455——斜长质苏长岩, 由全

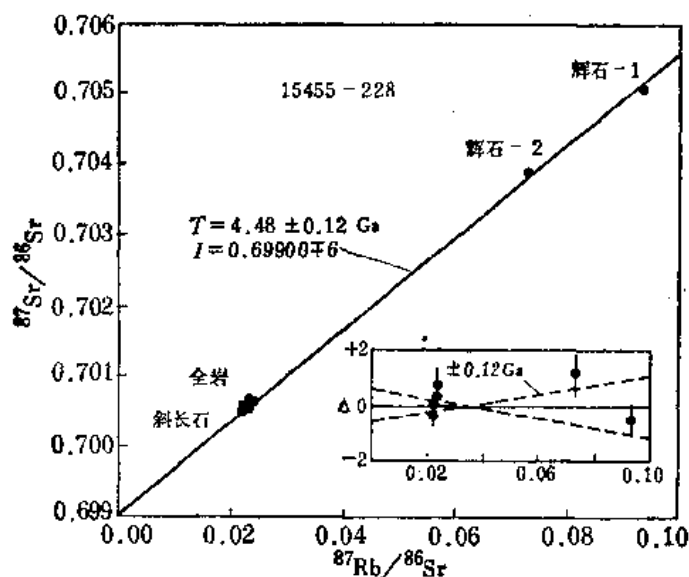


图 4.23 高地月壳的 15455-228 斜长质苏长岩的 Rb-Sr 等时线年龄

岩、辉石和斜长石测定的 Rb-Sr 内部等时线年龄为 $(4.48 \pm 0.10) \times 10^9 \text{a}$ (图 4.23)。Papanastassiou 和 Wasserburg (1975, 1976b) 测定 72417 纯橄岩的 Rb-Sr 内部等时线年龄为 $(4.45 \pm 0.10) \times 10^9 \text{a}$ 。目前已测定的高地月亮岩石的最古老的年龄值列于表 4.17。

表 4.17 高地月亮中具有最古老年龄值的岩石

岩石样品	年龄值 ($\times 10^9 \text{a}$)	文 献
15455 斜长质苏长岩 (Rb-Sr)	4.48 ± 0.10	*
72417 纯橄岩 (Rb-Sr)	4.45 ± 0.10	Papanastassiou 和 Wasserburg, 1975
76535 橄长岩 (Rb-Sr)	4.61 ± 0.07	Papanastassiou 和 Wasserburg, 1976b
77215 苏长岩 (Rb-Sr, Sm-Nd)	4.4	Nakamura et al., 1976
78236 苏长岩 (Sm-Nd)	4.49	*
各类斜长岩 ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$)	4.4—4.5	Domink 和 Jessberger 1978

* Taylor, 1982。

高地形成的年龄在 $4.4 \times 10^9 \text{a}$ 以前, 因此可以认为, 在聚集形成月球后的 150—200Ma 之间, 月球全球或至少外层一半的体积曾发生熔融; 巨大的岩浆源产生分离结晶与分异作用, 形成斜长岩月亮; 而月海玄武岩岩浆源达到同位素平衡的封闭体系的时间约在 $4.4 \times 10^9 \text{a}$; 由巨大的岩浆源分离结晶的残余熔浆, 再次侵入高地内, 形成富含挥发分的 KREEP 岩。

U-Th-Pb 系统的研究也证明: 在 $4.46 \times 10^9 \text{a}$ 前月球产生早期熔融、分异并形成月亮, 而 $3.86 \times 10^9 \text{a}$ 代表月表大规模陨石物质的冲击并开凿月海盆地形成的年龄。

有一部分高地岩石的年龄低于 $4.2 \times 10^9 \text{a}$ 。Maurer et al. (1978) 由北辐射月坑收集的 48 月壤样品中 2—4mm 的组分进行研究, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 的年龄测定结果表明: 最老的 $(4.06—4.5) \times 10^9 \text{a}$ 的样品全为斜长岩; $(3.83—3.93) \times 10^9 \text{a}$ 的样品为苏长斜长岩、斜长质苏长岩; $3.92 \times 10^9 \text{a}$ 是酒海形成年龄; 仅 1 个样品的年龄值小于 $2.5 \times 10^9 \text{a}$ 。

各种方法从不同角度证明: 形成月亮的主要岩浆活动为 $4.4 \times 10^9 \text{a}$, 但在 $4.2 \times 10^9 \text{a}$ 前由于月球岩浆源区的温度很高, 很难达到同位素平衡的封闭体系, 高地壳最晚的结晶年龄为 $4.2 \times 10^9 \text{a}$ 。有些高地岩石的年龄小于 $3.8 \times 10^9 \text{a}$, 可能是由于后期冲击事件所引起。

酒海岩石年龄应为 $4.2 \times 10^9 \text{a}$ (Schaeffer 和 Husain, 1974), 但大部分岩石的测定结果为 $(3.83—3.92) \times 10^9 \text{a}$, 酒海受大型陨石物质冲击而被开凿形成酒海年龄为 $3.92 \times 10^9 \text{a}$ 。晴海开凿年龄为 $3.86 \times 10^9 \text{a}$ 。据 Apollo-14 弗拉·摩罗建造年龄研究, 雨海开凿年龄为 $3.82 \times 10^9 \text{a}$ 。

在酒海形成后的 $1 \times 10^9 \text{a}$ 的时期内, 是月球表面大量海盆地形成的时期, 即 $(3.92—3.82) \times 10^9 \text{a}$ 。

(五) 高地月亮的形成过程

高地月亮的平均厚度约 60km。含 Al_2O_3 为 25%, 月球本身含 $\text{Al}_2\text{O}_3 < 6\%$, 因而高地月亮中的 Al_2O_3 占全月球 Al_2O_3 的 40%; 月表的 U, Th, K 比月球内部的含量高两个

数量级; Eu 在月球高地壳中极为富集,而在形成月海玄武岩岩浆源区却极为匮乏。上述事实说明,形成高地的岩浆源区是很巨大的,甚至是整个月球体积的熔融。Sm-Nd, Rb-Sr, U-Th-Pb 的研究证明: 月球在早期曾产生过广泛的大规模的熔融、分异和结晶过程。KREEP 岩的 Sm-Nd 系统的资料表明: 各着陆区的 KREEP 岩均相似,也表明月球曾发生过全球性的熔融与分异结晶过程。

要使占月球 50% 的 Eu 和 K 以及 40% 的 Al_2O_3 都集中在占月球体积 10% 的高地月壳之中,而且这种熔融和分异发生的时间必须在月球形成后的 200Ma 之内,因此月球在早期存在有巨大的岩浆源——“岩浆洋”是比较合理的 (Longhi, 1980)。“岩浆洋”的厚度可能为 200km (Solomon 和 Chaiken, 1976), 200km 厚的“岩浆洋”固化时间需 10^7 — 10^8 a; Taylor 和 Jakes (1974) 认为“岩浆洋”的厚度为 800km; Binder (1976) 认为,甚至整个月球为熔融“岩浆洋”。

月壳的形成若随岩浆分异结晶而堆积将会形成 100—200km 厚的斜长岩月壳,但在月球聚集形成后的 100Ma 之内,各种天体物质的冲击将使尚未完全凝固的月壳破碎而返回“岩浆洋”,而在 $(3.92-3.82) \times 10^9$ a 前,月壳已固结,大规模海盆地的开凿及后期月海泛滥(玄武岩大面积喷发)才得以发生。

在月球内部的“岩浆洋”中,橄榄石首先晶出,相继低钙辉石、斜长石晶出。富钙的斜长石浮在熔融“岩浆洋”的顶部,逐渐冷凝形成高地月壳。根据高地各种岩石类型中微量元素的研究,高地的成分是比较均匀的。随着“岩浆洋”中橄榄石、低钙辉石和钙长石的结晶过程中,在晶出的斜长石中 An 比较稳定,而堆积的长石晶体之间的熔浆 $Mg/(Fe + Mg)$ 逐渐变低(图 4.24)。随着结晶过程,在所形成的高地月壳的各类岩石中,斜长石的 An 稳定,而 $Mg/(Fe + Mg)$ 的变化幅度较大(图 4.24)。

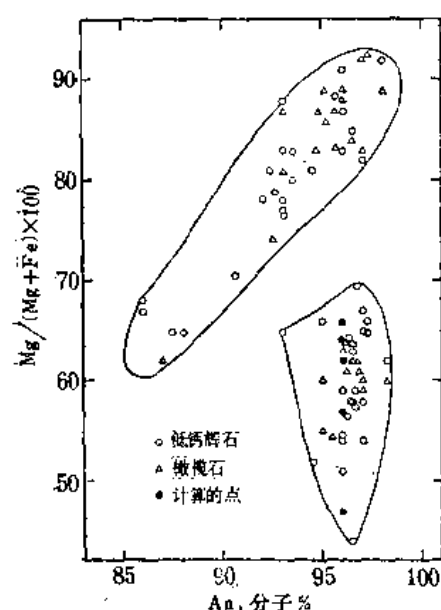


图 4.24 高地月壳岩石中斜长岩中的 An 含量及铁镁矿物 $Mg/(Mg + Fe)$ 含量之间的关系 (Raedeke 和 McCallum, 1979)

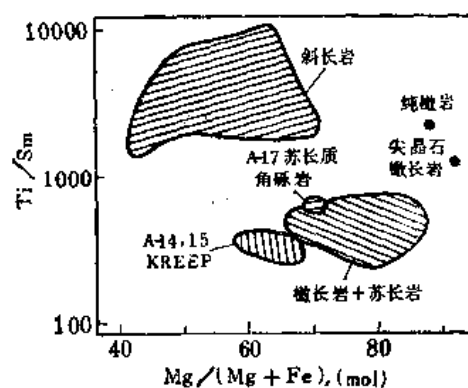


图 4.25 高地月壳中各类岩石的 Ti/Sm 和 $Mg/(Mg + Fe)$ 的关系图

长石连续晶出并堆积、相继单斜辉石晶出。在有些地区已经晶出的月壳重熔并重结晶。在 4.2×10^9 a 前,月壳的厚度达到 1—10km (Hartmann, 1980)。

在“岩浆洋”的结晶过程中,斜长岩和富镁岩套虽然都是从岩浆中直接晶出,但所结晶

形成的橄榄石和辉石被迁移,因而致使斜长岩和富镁岩套的形成过程是彼此分立的。图 4.25 表明:斜长岩的 Ti/Sm 和 Sc/Sm 比,具有球粒陨石的组成,与整个月球的比值相接近;而富镁岩套的橄长岩、苏长岩的 Ti/Sm 低, KREEP 岩的 Ti/Sm 比与富镁岩套相近,表明在“岩浆洋”内曾发生过明显的分异过程。富镁岩套中 Ti 的匮乏表明钛铁矿曾被迁移了, Sc 的匮乏表明辉石的被迁移(图 4.25)。

对橄榄石和斜长石的微量元素研究表明,它们具有不同的结晶历史。斜长岩中的钙长石,成分比较稳定, An 的变化范围很窄,而其他类型岩石中的斜长石其成分变化范围较宽,但各类高地月壳甚至包括月海玄武岩中的斜长石,微量元素丰度均相近,表明与斜长岩中的斜长石是同源形成的。橄榄石中的微量元素研究表明:斜长岩中的橄榄石比其他岩石类型中的橄榄石含微量元素 (Ca, Mn 除外)较低,如含 $Cr < 50ppm$, 其他岩石类型中的橄榄石富含 Al, P, Ti, Cr 。

高地月壳的形成过程, Longhi 和 Boudreau (1979) 提出了以下模式,即“岩浆洋”中的结晶和重力分异过程(图 4.26)。

A 在“岩浆洋”顶部,由斜长石晶体堆积形成的固态斜长岩,形成高地月壳。A 带的稀

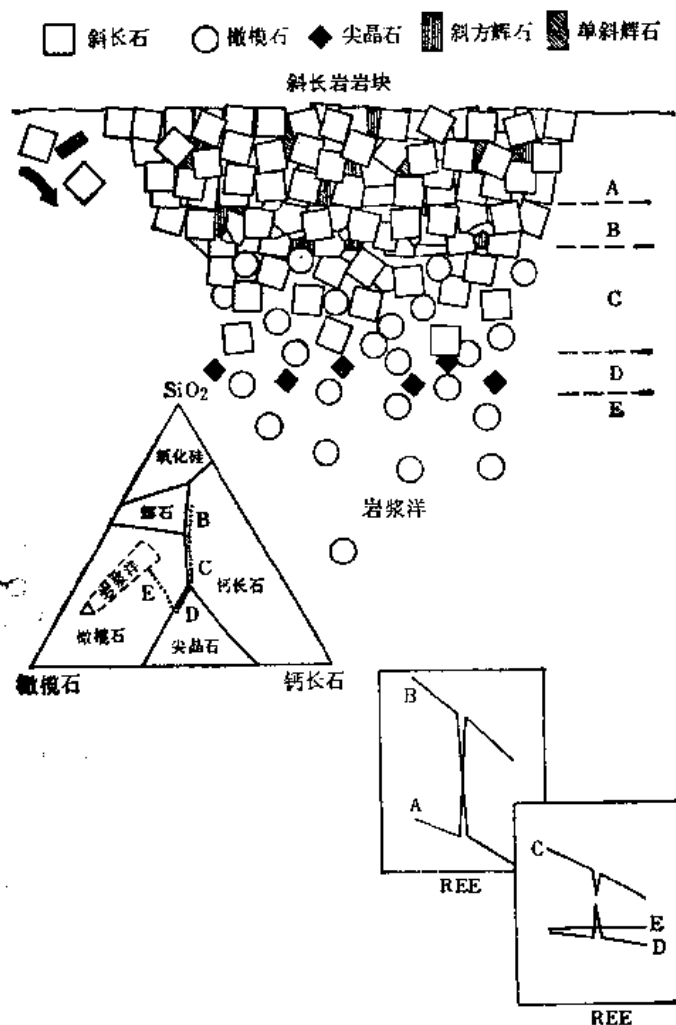


图 4.26 由月球岩浆洋结晶形成高地月壳的过程
(Longhi 和 Boudreau, 1979)

土元素模式如右下图, Eu具有明显的正异常。

B, C, D 带为冷的斜长岩与冷的岩浆在斜长石饱和条件下达到平衡, 沿着斜长岩岩块的表面产生部分熔融。B, C, D, E 的成分演化见图 4.26 左下图 B, C, D, E。B, C, D 的稀土模式和 Eu 的异常由熔融斜长岩的量而决定(见右下图 B, C, D)。在岩浆源中形成的尖晶石、橄榄石重力分异而下沉甚至运移。富镁岩套是含铁镁矿物较多的岩浆侵入月亮, 而 KREEP 岩是残余岩浆或部分熔融的岩浆侵入月亮后又被连续的冲击作用与其他岩石所混合。

四、月海化学

月海是广布在月表的大型较平坦的盆地, 月海主要分布在月球正面。在月海泛滥期间, 月球内部大量的玄武岩流溢出而充填月海。玄武质火山岩活动, 是太阳系具有固体外壳行星共同的演化特征(中国科学院地球化学研究所, 1979)。

对于不规则的月海(如风暴洋)玄武岩充填厚度约几百米; 危海曾估计玄武岩充填厚度为 2—4km, 可能为 1.5—2km; 晴海中玄武岩充填厚度至少为 1.6km; 雨海中玄武岩充填厚度约 1.5—2.5km。

(一) 月海玄武岩的类型

Apollo-6 次登月取样带回的岩石中共发现有 20 多种玄武岩的类型, 玄武岩含 TiO_2 的范围为 0.5—13%, 根据 TiO_2 的含量将玄武岩划分为高钛、低钛及极低钛玄武岩三类(图 4.27)。由于低钛与极低钛玄武岩在实际上难以区分, 现大多采用高钛玄武岩、低钛玄武岩(包括极低钛玄武岩)与高铝玄武岩三种类型。再根据玄武岩中的矿物成分及其他特征而划分亚类(表 4.18):

各类玄武岩的模式矿物成分如表 4.19。

月海玄武岩中的矿物主要为辉石、富镁橄榄石(Fo_{75-80})及富钙长石(An_{60-100})。

月海玄武岩具有很强的还原性, 气体相中含 CO 达 $500 \pm 250 \text{ppm}$ (Sato, 1976, 1977, Housley, 1978)。此外, 月海玄武岩中 90% 的 Cr 为 Cr^{2+} , 70% 的 Eu 为 Eu^{2+} , 仅 4% 的 Ti 为 Ti^{3+} 和 1% 的 Fe 为 Fe^{3+} , 仅有 Ce^{3+} 而没有发现 Ce^{4+} (Schreiber, 1977)。

月海玄武岩中的火山玻璃往往与产地的玄武岩成分相近。Apollo-15 的鲜绿色玻璃一般粒度为 0.1—0.3mm, 形成年龄为 $3.3 \times 10^9 \text{a}$, 暴露年龄约 300Ma。15426 鲜绿色玻璃与 Apollo-15 普通辉石玄武岩及橄榄石玄武岩的成分相近似, 但略富 MgO 而贫含 TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , K_2O 和 Na_2O (表 4.20)。Apollo-17 月壤中含有大量细粒玻璃, 平均为 0.1—0.2mm, 主要为桔黄色, 少量从黄色到黑色, 74220 样品富含 Ti (TiO_2 达 9.3%) 并富含 MgO , Zn, Cl, Cu, Pb 和其他挥发性元素。玻璃中碳含量很低, 形成年龄为 $3.48 \times$

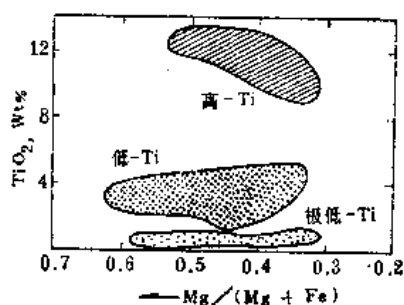


图 4.27 月海玄武岩根据 TiO_2 含量的分类

表 4.18 月球玄武岩的分类

(Taylor, 1982)

类 型	亚 类	典型样品编号
低钛玄武岩	鲜绿色玻璃 极低钛玄武岩	Apollo-15 15436 Luna-24 24174 Apollo-17 70007, 70008, 78526
	橄榄石低钛玄武岩	Apollo-12 12002, 12004, 12006, 12009, 12012, 12014, 12015, 12018, 12020, 12040, 12075, 12076 Apollo-15 15016, 15445, 15555
	普通辉石低钛玄武岩	Apollo-12 12007, 12011, 12017, 12021, 12039, 12043, 12052, 12053, 12055, 12064, 12065 Apollo-15 15058, 15499, 15597
	钛铁矿低钛玄武岩	Apollo-12 12005, 12008, 12016, 12022, 12036, 12045, 12047, 12051, 12054, 12056
高钛玄武岩	低钾高钛玄武岩	Apollo-11 10003, 10020, 10029, 10044, 10047, 10050, 10058, 10062, 10092 Apollo-17 A-75055, 76136; B-70215, 70275; C-74245, 74255, 74275; U-70017, 70035
	桔黄色玻璃 高钾高钛玄武岩	Apollo-17 74220 Apollo-11 10017, 10022, 10024, 10032, 10049, 10057, 10069, 10071, 10072, 10085
高铝玄武岩		Apollo-12 12031, 12038, 12072 Luna-16 13-1 Apollo-14 14053, 14072, 14321

表 4.19 各类玄武岩的模式矿物成分

样 品	类 型	辉 石	长 石	橄榄石	不透明矿物
Luna-24	极低-Ti 低	60	34	4	2
Apollo-17	极低-Ti 钛	62	32	5	1
Apollo-12	橄榄石 玄	54	19	20	7
Apollo-15	橄榄石 武	63	24	7	6
Apollo-12	普通辉石 岩	69	21	1	9
Apollo-15	普通辉石	62	34	—	4
Apollo-12	钛铁矿	61	26	4	9
Apollo-11	低-K 高钛	51	32	2	15
Apollo-17	高-Ti 玄武	52	33	—	15
Apollo-17	极高 Ti 岩	48	33	5	24
Luna-16	高-Al 高铝	52	41	—	7
Apollo-14	高-Al 玄武	54	45	—	3

10^a, 属 Apollo-17 玄武岩。在 Apollo-17 的月壤钻孔中发现的桔黄色玻璃, 属于 IIAB 铁陨石的成分, 这种玻璃为陨石冲击玄武岩而形成。

(二) 月海玄武岩的化学成分

月海低钛、高钛和高铝玄武岩及有关玻璃的化学成分列于表 4.20。三类月海玄武岩

表 4.20 三类月海玄武岩代表性样品的化学成分*
(Taylor, 1982)

样品 化学成分	低 Ti										高 Ti									
	Luna-24 极低钛		Apollo-17 极低钛		Apollo-12 橄辉石		Apollo-15 橄辉石		Apollo-12 普通辉石		Apollo-15 普通辉石		Apollo-12 钛铁矿							
SiO ₂	15426	24109	78526	12002	12009	15016	15545	12064	15597	12051										
TiO ₂	45.2	45.2	46.7	43.6	45.0	44.1	45.2	46.3	48.0	45.3										
Al ₂ O ₃	0.38	0.89	0.92	2.60	2.90	2.28	2.41	3.99	1.80	4.68										
FeO	7.5	13.8	10.0	7.87	8.59	8.38	8.59	10.7	9.44	9.95										
MnO	20.0	20.5	18.6	21.7	21.0	22.7	22.2	19.9	20.2	20.2										
MgO	0.26	0.27	0.24	0.28	0.28	0.32	0.30	0.27	0.30	0.28										
CaO	8.5	6.35	12.2	14.9	11.6	11.3	10.3	6.49	8.74	7.01										
Na ₂ O	0.13	0.24	0.12	0.23	0.23	0.27	0.31	0.28	0.32	0.29										
K ₂ O	0.03	0.01	—	0.05	0.06	0.04	0.04	0.07	0.06	0.06										
Cr ₂ O ₃	0.53	0.19	0.74	0.96	0.55	0.85	0.68	0.37	0.48	0.31										
Σ	100.0	100.2	99.5	100.4	99.6	99.5	99.8	100.2	99.8	99.5										
Mg/(Mg + Fe)	0.59	0.36	0.54	0.55	0.50	0.47	0.45	0.37	0.44	0.38										

样品 化学成分	高 Ti										高 Al								
	Apollo-11 低 K (10003)		Apollo-17 A (75055)		Apollo-17 B (70215)		Apollo-17 C (74275)		U (70017)		桔黄色 玻璃 (74220)		Apollo-11 高 K (10049)		Apollo-12 (12038)		Luna-16 (BI)		Apollo-14 (14053)
SiO ₂	39.8	40.6	37.8	38.6	38.5	39.6	41.0	46.9	43.8	46.4									
TiO ₂	10.5	10.8	13.0	11.9	13.0	8.81	11.3	5.25	4.90	2.64									
Al ₂ O ₃	10.4	9.67	8.85	8.72	8.65	6.32	9.5	12.7	13.7	13.6									
FeO	19.8	18.0	19.7	18.1	18.3	22.0	18.7	17.7	19.4	16.8									
MnO	0.30	0.29	0.27	0.27	0.25	—	0.25	0.25	0.20	0.26									
MgO	6.69	7.05	8.44	9.65	9.98	14.4	7.03	6.74	7.05	8.48									
CaO	11.1	12.4	10.7	10.6	10.3	7.68	11.0	11.5	10.4	11.2									
Na ₂ O	0.40	0.43	0.36	0.36	0.39	0.36	0.51	0.67	0.33	—									
K ₂ O	0.06	0.08	0.05	0.06	0.05	0.09	0.36	0.076	0.015	0.10									
Cr ₂ O ₃	0.25	0.27	0.41	0.54	0.50	0.75	0.32	0.07	0.28	—									
Σ	99.3	99.5	99.5	98.8	99.9	99.1	100.0	100.0	100.1	99.5									
Mg/(Mg + Fe)	0.38	0.41	0.43	0.49	0.49	0.54	0.40	0.40	0.39	0.48									

表 4.21 三类月海玄武岩代表性样品的微量元素含量 (ppm)

低 钛 月 海 玄 武 岩										
元素	样 品 绿色玻璃 (15426)	Luna-24 极低 Ti (24174)	Apollo-17 极低 Ti (78526)	Apollo-12 橄 榄 石 (12002) (12009)		Apollo-15 橄 榄 石 (15016) (15545)		Apollo-12 普通辉石 (12064)	Apollo-15 普通辉石 (15597)	Apollo-12 钛铁矿 (12051)
I. 太阳离子										
Cs	—	—	—	0.039	0.047	0.034	0.035	—	0.037	0.04
Rb	0.58	—	—	1.04	1.05	0.81	0.75	1.05	1.13	0.91
K	170	180	100	420	530	330	330	580	500	500
Ba	18	50	—	67	60	61	47	70	52	74
Sr	41	110	—	101	96	91	104	135	111	148
Pb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K/Rb	290	—	—	405	505	410	440	550	440	550
Rb/Sr	0.01	—	—	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
K/Ba	11	4.0	—	6.3	8.8	5.4	7.0	8.3	9.6	6.8
II. 稀土元素										
La	1.20	2.87	1.2	6.02	6.1	5.58	4.93	6.76	4.86	6.53
Ce	—	8.6	—	17	16.8	15.6	13.9	17.5	13	19.2
Nd	—	7.0	—	12.3	16	11.4	9.82	16	9.3	15.4
Sm	0.83	2.10	1.0	4.24	4.53	4.05	3.29	5.51	3.09	5.68
Eu	0.24	0.83	0.30	0.84	0.94	0.97	0.90	1.16	0.84	1.23
Gd	—	—	—	5.65	5.2	5.4	4.48	7.2	—	7.89
Tb	0.21	—	—	—	1.11	0.9	—	1.27	0.69	—
Dy	—	2.9	2.0	6.34	7.13	5.74	4.68	9.03	4.51	9.05
Ho	—	—	—	—	1.4	1.1	—	—	0.86	—
Er	—	—	—	3.89	3.6	3.1	2.67	6.0	—	5.57
Yb	0.97	2.00	1.4	3.78	3.74	2.62	2.16	4.59	2.13	5.46
Lu	0.14	0.31	0.23	—	0.55	0.32	0.31	0.67	0.30	—
Y	7.2	—	—	39	34	21	33	41	—	48
La/Yb	1.24	1.44	0.86	1.59	1.63	2.13	2.28	1.47	2.28	1.20
Eu/Eu*	0.76	1.10	0.76	0.52	0.59	0.63	0.72	0.56	0.75	0.56
III. 大高价阳离子										
U	0.02	—	—	0.22	0.24	0.12	0.13	0.22	0.14	0.26
Th	0.08	0.2	—	0.75	0.88	0.50	0.43	0.84	0.53	1.0
Zr	22	50	—	105	105	86	—	115	—	130
Hf	0.57	—	—	—	4.0	2.6	2.2	3.9	—	—
Nb	1.5	—	—	8.5	6	10	—	7	—	7
Th/U	4.0	—	—	3.41	3.63	4.2	3.3	3.51	3.79	3.85
Zr/Hf	38	—	—	—	27	33	—	29	—	—
Zr/Nb	15	—	—	12.5	17.8	8.6	—	16.3	—	18.3
IV. 铁镁等元素										
Cr	—	—	—	5,620	—	6,400	—	—	—	—
V	165	—	—	175	155	200	170	119	—	100
Sc	38	—	—	38	46	39	42	63	—	58
Ni	153	—	—	64	52	—	51	7	—	6
Co	75	—	—	—	49	—	—	—	—	—
Cu	—	—	—	4.6	—	11	—	7	—	6
Fe%	16.4	17.2	14.5	16.9	16.4	17.7	17.3	15.5	15.8	15.8
Mn	2 000	2 150	1 850	2 150	2 150	2 450	2 310	2 080	2 310	2 150
Zn	—	—	—	1.5	—	4	—	2	1.2	2
Mg%	10.0	3.60	7.32	8.93	6.93	6.78	6.71	3.89	5.24	4.21
V/Ni	1.08	—	—	2.7	2.9	—	4.0	17	—	17
Cr/V	—	—	—	32	—	32	—	—	—	—

表 4.21(续)

样品 元素	高 Ti 玄武岩							高 Al 玄武岩		
	Apollo-11 低 K (10003)	Apollo-17 A (75055)	Apollo-17 B (70215)	Apollo-17 C (74275)	U (70017)	桔黄色 玻璃 (74220)	Apollo-11 高 K (10049)	Apollo-12 (12038)	Luna-16 (B1)	Apollo-14 (14053)
I. 太阳离子										
Ca	0.022	0.019	—	—	—	—	—	—	0.054	0.09 ^a
Rb	0.62	0.58	0.36	1.2	0.28	1.1	6.2	0.60	1.58	2.20 ^a
K	500	660	420	500	420	750	3 000	630	1 200	830 ^a
Ba	110	76	57	67	43	76	330	130	220	145 ^a
Sr	160	190	121	153	168	210	161	190	440	180 ^a
Pb	—	—	—	—	—	—	—	1.3	—	—
K/Rb	800	1 140	1 170	420	1 500	680	484	1 050	760	380 ^a
Rb/Sr	0.004	0.003	0.003	0.01	0.002	0.01	0.04	0.005	0.004	0.02
K/Ba	4.6	8.7	7.4	7.5	9.8	9.9	9.1	4.8	5.5	5.7
II. 稀土元素										
La	15.2	6.27	5.22	6.33	—	6.25	28.8	11.8	—	13.0
Ce	53	21.5	16.5	21.4	10.7	19.0	83	31.6	—	34.5
Nd	40	23.9	16.7	22.8	12.1	17.8	63	24.6	—	21.9
Sm	14.8	10.1	6.69	9.19	5.13	6.53	22.3	7.6	—	6.56
Eu	1.85	2.09	1.37	1.80	1.62	1.80	2.29	1.97	—	1.23
Gd	19.5	15.7	10.4	14.8	—	8.52	29.3	10.1	—	8.59
Tb	3.3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Dy	12.9	18.1	12.2	16.3	10.2	9.40	33.4	9.7	—	10.5
Ho	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Er	13.6	10.7	7.4	9.66	6.31	5.10	30.9	5.0	—	6.51
Yb	13.2	9.79	7.0	8.47	6.25	4.43	0.2	4.8	—	5.0
Lu	1.0	—	1.03	—	0.95	0.61	—	0.69	—	0.90
Y	112	112	—	82	71	—	—	80	—	55
La/Yb	1.17	0.64	0.74	0.75	—	1.41	1.43	2.46	—	2.2
Eu/Eu*	0.33	0.51	0.50	0.47	0.77	0.74	0.27	0.68	—	0.49
III. 大高价 阳离子										
U	—	0.14	0.13	0.13	0.06	0.16	0.81	0.25	0.30	0.59
Th	1.8	0.45	0.34	0.46	0.20	—	3.1	0.90	—	2.1
Zr	310	270	190	250	220	185	—	200	—	215
Hf	11.4	7.2	6.3	8.6	6.4	—	17	6.5	—	9.8
Nb	—	25	21	22	18.5	—	—	8	—	15.7
Tb/U	—	3.3	2.62	3.4	3.30	—	3.8	3.6	—	3.55
Zr/Hf	27	38	30	29	34	—	—	31	—	22
Zr/Nb	—	11	9.2	11.2	11.8	—	—	25	—	13.7
IV. 铁镁等 元素										
Cr	1 390	—	3 030	—	3 490	4 650	—	500	—	2 860
V	63	—	50	79	145	—	—	120	—	135
Sc	78	83	86	75	80	—	81	50	—	55
Ni	—	2	2	<3	<2	—	—	1	—	14
Co	14	—	—	—	—	—	—	29	—	25
Cu	—	—	6.4	3	—	—	—	5	—	—
Fe%	15.44	14.1	15.3	14.2	14.2	17.2	14.6	13.8	15.1	13.1
Mn	2 300	2 230	2 080	2 000	1 930	—	1 930	1 930	1 540	2 000
Zn	7.4	7	—	—	—	—	—	—	—	3.4
Mg%	4.01	4.23	5.06	6.22	5.99	8.66	4.22	4.1	4.23	5.09
Ga	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
V/Ni	—	—	17	26	—	—	—	120	—	—
Cr/V	22	—	61	—	24	—	—	4.2	—	—

代表性样品的微量元素含量列于表 4.2f。

Apollo-11 月海玄武岩划分为低钾和高钾的高钛玄武岩,除 K_2O 的含量相差一个量级外,其他组分的含量均相近,从化学和同位素的资料分析,低钾和高钾的高钛玄武岩来自同一玄武岩浆源 (Beatty 和 Albee, 1978)。Apollo-12 橄辉石低钛玄武岩与普通辉石低钛玄武岩,是由于岩浆源中橄榄石的分离所形成,而钛铁矿低钛玄武岩是钛铁矿的分离所造成。高铝玄武岩 (含 Al_2O_3 12—14%), 采自丰富海的 Luna-16 的 B1 样品,含 Al_2O_3 达 13.7%, TiO_2 近 5%, Mg/Fe 比值高,但 Ni 含量低,高铝玄武岩与其他类型的玄武岩不同,来自不同的源区。各类玄武岩主量化学元素的变化,如 $Mg/(Mg + Fe) = 0.65—0.3$ (地球玄武岩为 0.75—0.45), 反映了月球的内部形成月海玄武岩岩浆源是不均一的。

根据表 4.21 的资料,各类月海玄武岩中的微量元素具有以下特征:

大阳离子 (K, Rb, Sr, Cs, Na 等) 一般在地表岩石中含量较高,但 K 和其他大阳离子在月海玄武岩中含量较低,大部分离子不进入造岩矿物的点阵中, K 最后集中在残余相中并形成极少量 K 长石。 Na 比 K, Rb 和 Cs 的丰度较稳定,进入斜长石中,但月海玄武岩中的 Na 比地球玄武岩低 5 倍。 Rb 除 Apollo-11 的高钾玄武岩外,一般在月海玄武岩中为 1ppm 甚至更低。 Rb/Ba 比很低,表征 Rb (挥发性元素)/ Ba (非挥发性元素) 的比值低,也反映了月球本身就缺乏挥发性元素。图 4.28 表明: 月海玄武岩和高地月壳的 Rb/Ba 比很相近,具有相似的挥发性元素/难熔元素的比值,约为 0.017,而球粒陨石中的比值 ~ 1 ,无球粒陨石中的比值为 0.008。

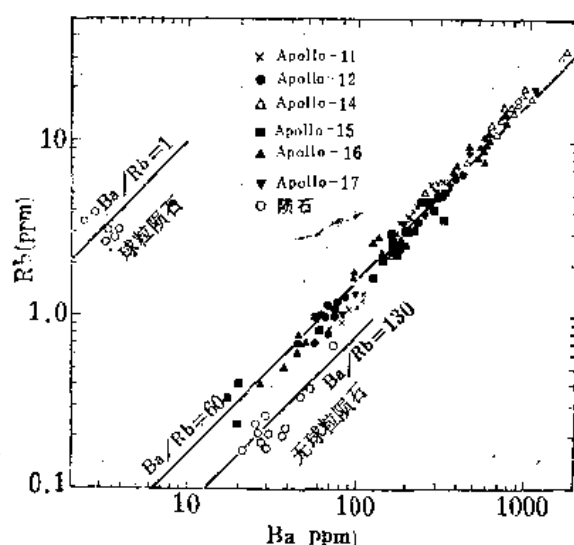


图 4.28 月球岩石中的 Ba/Rb 比并与陨石相比较

Sr 在月海玄武岩中比球粒陨石中高 15 倍, Sr 主要存在于斜长石中。 Ba 在月海玄武岩中含量比较高,因为 Ba 的液/固相分配系数高,进入部分熔融的熔体中。月球岩石中的 Ba/K 比比球粒陨石和地球岩石均高。

稀土元素分布模式表征了月海玄武岩源区的特点。各类月海玄武岩稀土元素分布模式均相似(包括 Apollo-15 的绿色玻璃), Eu 都具有负异常。极低钛玄武岩和 Apollo-15 绿色玻璃稀土元素丰度低(图 4.29, 图 4.30)。月海玄武岩一般轻稀土匮乏,而重稀土与

球粒陨石平行、或相对匮乏(高钛玄武岩)、或相对富集(Apollo-17 的极低钛玄武岩)(图 4.29, 图 4.30)。总之,月海玄武岩稀土元素分布模式的特征说明,月海玄武岩源区由于分离结晶过程斜长石带走了 Eu^{2+} 而组成高地月亮斜长岩,使源区贫 Eu 。

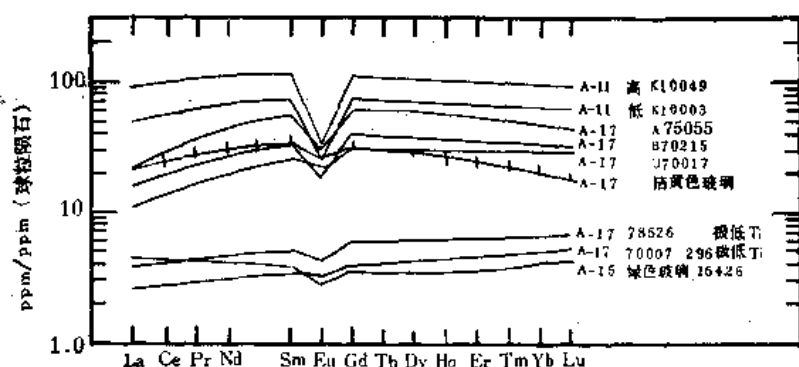


图 4.29 高钛月海玄武岩的稀土分布模式

Apollo-15 绿色玻璃、Apollo-17 高钛月海玄武岩的 Eu 负异常比极低钛月海玄武岩更明显

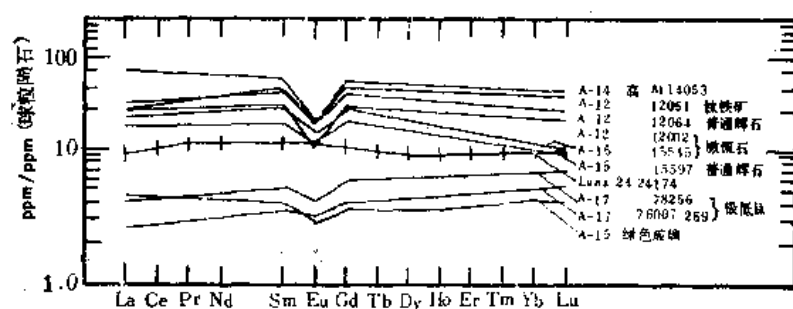


图 4.30 低钛和高铝月海玄武岩稀土元素分布模式

低钛月海玄武岩轻稀土相对匮乏,而极低钛月海玄武岩重稀土相对富集。Luna-24 的高铝月海玄武岩没有 Eu 的异常,而 Apollo-15 高铝玄武岩轻稀土相对富集

大高价阳离子,如 U , Th , Zr , Hf , Nb 等难熔元素,这些元素在月海玄武岩中的含量比地球玄武岩高。这些元素在岩浆源结晶时,将从主要的矿物相中排出(如橄榄石、辉石和斜长石),留在晚期间隙熔体中或加入副矿物中。高钛玄武岩比低钛玄武岩在岩浆源中形成晚,因而高钛玄武岩富含这些元素。 KREEP 岩也是晚期残余熔浆结晶形成,也富含大高价阳离子。地球岩石的 K/U 为 10 000 且比较稳定,球陨石的比值为 50 000—80 000,月海玄武岩为 2 500。 Th/U 比对月岩、陨石和地球岩石均比较接近,为 3.5—4.0。高地月亮及月海玄武岩的 Zr/Nb 比保持为 13—15。Apollo-11 和 17 的高钛月海玄武岩的 K/Zr , Zr/Nb 比变化较大,看来是随着 Ti^{4+} 的增加而 Zr^{4+} 增加,因此 Zr/K 比随 Ti 含量的增高而加大。

铁镁等元素在月海玄武岩中的含量与球粒陨石及地球玄武岩相对比, Ni , Cu , Ga , V 较贫而 Cr , Sc , Ti 较富集。 Ni 在高 Al 和高 Ti 玄武岩中仅含 1—2ppm, Fe/Ni 比在月海玄武岩中达到 15 000—20 000 (地球玄武岩的 Fe/Ni 为 100—500, 球粒陨石为 20), Fe/Ni 比在月球纯橄岩中为 500。 Ni 的贫乏表明可能在聚集形成月球时 Ni 就比较贫乏,

也可能月海玄武岩源区贫 Ni, 也可能 Ni^{2+} 在早期进入橄榄石和辉石相中, 因而在月海玄武岩源区相对贫乏。

Cr 在月海玄武岩中为 2 000—4 000ppm, 而地球火山岩中仅几百 ppm, 这是由于在月球高度还原条件下, 大部分 Cr 在月球的内部以 Cr^{2+} 形式存在, 在结晶时选择性地富集在辉石中, 或进入尖晶石和铬铁矿中。V 的行为类似于 Cr, 而 Sc 平行于 Ti 的含量。

硫和亲铜元素在地球条件下一般进入硫化物相。亲铜元素在月海玄武岩中的含量低 (表 4.22), 比宇宙丰度和地球丰度还低。亲铜元素大多属易挥发性元素, 在月球聚集形成时丰度可能就很低或在月球的内部通过部分熔融而进入 Fe-FeS 月核。

月海玄武岩中铅丰度很低, 地壳平均丰度为 15ppm, Cl 为 3—4ppm。月海玄武岩中的铅主要是放射成因铅, 普通铅极低。地球岩石中的 $\mu(^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb})$ 值一般为 5—10, 很少超过 30, 平均值为 9; 而月海玄武岩的 $\mu = 100—1\ 000$ 。

月海玄武岩中的 S 浓度比地球玄武岩高, 一般为 100—200ppm。硫在月球的内部部分熔融过程中进入残余熔浆中, 在晚期结晶阶段比较富集。高钛月海玄武岩比低钛月海玄武岩形成晚, 因而高钛月海玄武岩比低钛月海玄武岩富含硫。

月海玄武岩中微量亲铁元素的丰度极低, Ip 和 Au 含 0.1—0.001ppb, Re 的含量更低, Ga 为 1—10ppb, Ni 为 1.2—64ppm。Ni 在岩浆结晶早期进入橄榄石相中, 因此月海玄武岩源区的 Ni 极为贫乏。这些元素贫乏的原因可能有三种情况: 1 种可能是当聚集形成月球时这些元素比较贫乏, 也可能这些元素进入 Fe 和 FeS 的月核中, 也可能两者兼而有之。

表 4.22 月海玄武岩中的某些亲铁、挥发性和亲铜元素

元素	含量 (ppb) (平均)	低 Ti					高 Ti	高 Al	
		Apollo-12		Apollo-15		钛铁矿 (12051)	Apollo-17 A (75055)	Apollo-12	Apollo-14
		橄榄石 (12002)	橄榄石 (12009)	橄榄石 (15016)	橄榄石 (15545)			(12038)	(14053)
Os	≤0.026	—	—	—	—	—	—	—	—
Ir	0.01	—	0.018	0.018	0.015	0.09	0.035	0.04	0.017
Re	0.0025	—	0.0017	0.0033	0.0009	—	0.0031	—	0.007
Ni(ppm)	41	64	52	—	51	6	2	2	14
Au	0.027	0.024	0.02	0.025	0.005	0.0075	0.007	—	0.11
Sb	0.76	—	2.2	3.8	1.3	—	0.99	—	0.64
Ge	4.6	—	3.3	4.4	3.8	—	2.5	—	—
Sc	120	140	110	114	117	200	120	120	140
Te	2.9	10	4.1	2.4	2.8	—	—	—	—
Ag	0.94	0.81	1.2	0.84	—	0.81	0.76	—	0.60
Zn(ppm)	1.0	0.70	0.90	1.1	0.99	0.53	1.5	—	2.1
Sn	45	—	87	—	—	—	—	—	—
In	0.60	1.9	—	0.34	1.5	1.2	0.57	—	—
Cd	2.0	1.4	3.6	2.1	1.8	—	1.9	—	—
Bi	0.23	—	0.27	0.36	0.21	0.53	—	0.76	0.29
Tl	0.34	0.25	0.30	0.32	0.31	0.37	0.37	—	1.4
Br	14	10	—	—	—	—	—	10	—

(三) 月海玄武岩的年龄

月海玄武岩的年龄综合列于表 4.23。

表 4.23 月海玄武岩的年龄
(Taylor, 1982)

采 样 地 区	玄武岩类型	样品编号	年 龄 值 $\pm$ ($\times 10^3$ a)		方 法
Apollo-14 (弗拉·摩罗)	高 Al	14072	3.96	0.05	Ar-Ar
		14072	3.91	0.09	Rb-Sr
	高 Al	14321	3.87	—	Ar-Ar
		14321	3.87	0.04	Rb-Sr
	高 Al	14053	3.85	0.05	Ar-Ar
Apollo-11 (静海)	低 K	10003	3.86	0.07	Ar-Ar
		10003	3.76	0.08	Rb-Sr
	低 K	10020	3.72	—	Ar-Ar
	低 K	10047	3.69	0.03	Ar-Ar
	低 K	10062	3.79	0.04	Ar-Ar
		10062	3.92	0.11	Rb-Sr
		10062	3.88	0.06	Sm-Nd
Apollo-17 (金牛-利特洛)	高 Ti(A)	75055	3.74	0.04	Ar-Ar
		75055	3.69	0.05	Rb-Sr
		75055	3.70	0.07	Sm-Nd
	高 Ti(A)	75075	3.69	0.02	Ar-Ar
		75075	3.70	0.07	Sm-Nd
		(B)	70215	3.79	0.04
	(U)	70017	3.59	0.08	Rb-Sr
	(U)	70035	3.69	0.07	Ar-Ar
		70035	3.67	0.09	Rb-Sr
		70035	3.77	0.06	Sm-Nd
Apollo-11 (静海)	高 K	10072	3.57	0.05	Ar-Ar
		10072	3.56	0.05	Rb-Sr
		10072	3.57	0.03	Sm-Nd
Luna-16 (丰富海)	高 Al	L26-BI	3.41	0.04	Ar-Ar
		L26-BI	3.35	0.18	Rb-Sr
Apollo-15 (哈德利-亚平宁)	橄榄石	15016	3.34	0.08	Ar-Ar
		15016	3.33	0.04	Rb-Sr
	橄榄石	15555	3.27	0.03	Ar-Ar
		15555	3.25	0.04	Rb-Sr
	普通辉石	15499	3.30	0.08	Ar-Ar
	普通辉石	15597	3.37	0.07	Rb-Sr
Luna-24 (危海)	极低 Ti	24170	3.26	0.04	Ar-Ar
		24170	3.30	0.05	Sm-Nd
Apollo-12 (风暴洋)	橄榄石	12002	3.21	0.05	Ar-Ar
		12002	3.29	0.10	Rb-Sr
	橄榄石	12040	3.23	0.04	Rb-Sr
		普通辉石	12021	3.26	0.06
	普通辉石	12052	3.15	0.09	Rb-Sr
	普通辉石	12055	3.20	0.14	Sm-Nd
	普通辉石	12064	3.15	0.01	Ar-Ar
		12064	3.11	0.04	Rb-Sr
		12022	3.08	0.06	Ar-Ar
	钛铁矿	12051	3.23	0.05	Ar-Ar
	高 Al		3.09	0.09	Rb-Sr
			3.13	0.06	Ar-Ar
			3.19	0.10	Rb-Sr
			3.08	0.05	Ar-Ar
12038		3.08	0.05	Ar-Ar	

月海玄武岩中最老的玄武质火山岩是 Apollo-14(14072, 14053) 和 Apollo-17 高地角砾岩中的玄武岩角砾, 年龄为 $(3.9-4.0) \times 10^3$ a。Apollo-14 和 17 的玄武岩均为高铝玄武岩, 富含 Al_2O_3 , 含 Ge 约 500ppb, 而一般月海玄武岩含 $Ge < 40$ ppb。高铝玄武岩

以前,伴随着高地壳的形成月海玄武岩幔源区也形成,而月海玄武岩源区是不均一的。

(四) 月海玄武岩的成因

月海玄武岩一般充填月海盆地,形成月表比较平坦的“海洋”区。早期对于月海玄武岩的成因认为是月表岩石经冲击熔融而形成,事实上高地月壳的部分或全部熔融不可能产生月海玄武岩,熔融后的分异也不能形成月海玄武岩。目前大多数学者从月球的内部物质不同程度的局部熔融,熔体在 400km 深处的密度约 3g/cm^3 ,上升到月表后结晶成玄武岩。密度约 $3.3\text{—}3.4\text{g/cm}^3$,并形成矿物、化学、同位素组成各异的月海玄武岩。

关于玄武岩浆源区的形成, Ringwood 和 Essene (1970), Green et al. (1971) 认为,月海玄武岩浆源是月球整体成分最初始分异的物质,即初始岩浆源,由均一的初始源产生不同程度的局部熔融,这种模式很难解释各种类型玄武岩稀土模式、 TiO_2 含量等地球化学特征;不能解释斜长岩从源区分离后使源区的 Eu 匮乏并产生负异常;也难以说明 Sm-Nd, Rb-Sr 和 U-Pb 系统所记录的早期的复杂事件。Smith (1970), Philpotts 和 Schnetzler (1970) 提出的后经 Taylor 和 Jakes (1974) 修改的堆积模式,能较满意地说明上述现象。堆积模式认为,月球的内部在早期产生熔融、分异,在 200—400km 深处为低钛玄武岩源区,并有橄榄石和辉石的晶出与堆积;随后单斜辉石和钛铁矿的分异,成为高钛玄武岩源区;斜长石分离成斜长岩高地后,使源区缺 Eu, Sr 和 Al,致使月海玄武岩中这些元素丰度低。由岩浆内部的堆积过程而形成的不同深度的带状源区,形成了各种类型的月海玄武岩并能较合理地解释某些元素丰度特征(图 4.32, 4.33)。

在月海玄武岩源区形成前,岩浆洋内产生大量的橄榄石、斜方辉石和斜长石。橄榄石和斜方辉石下沉而堆积,而斜长石上浮而组成高地月壳并带走了大量的 Al、稀土元素和 Sr 等元素,使月海玄武岩源区稀土元素、Sr 等贫化并产生 Eu 负异常。

在岩浆洋底部首先形成橄榄石-橄榄石-辉石带, Ni 被橄榄石所带走,因而使月海玄武岩源区铁镍,也可能聚集形成月球时星云组分中贫镍,使整个月球贫镍。 Cr^{3+} 从早期结

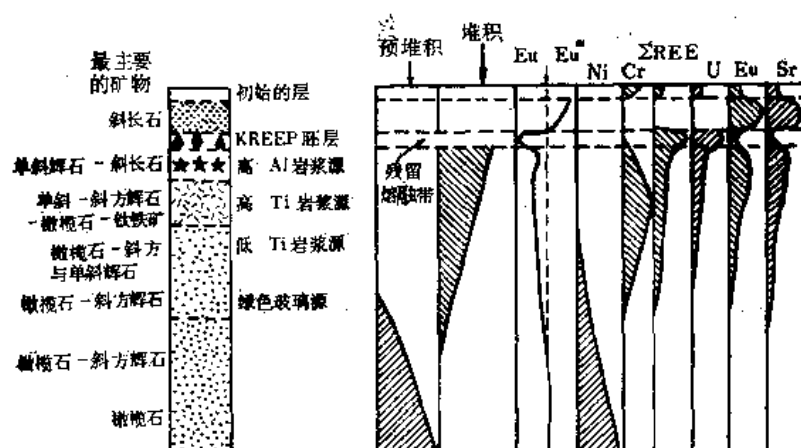


图 4.32 月球岩浆洋在 $4.4 \times 10^9 \text{a}$ 的结晶略图

由于结晶的致密堆积物的下沉和微晶体的冲击,使产生月海玄武岩的月球内部源区不均一,并使元素在不同的源区富集或贫化

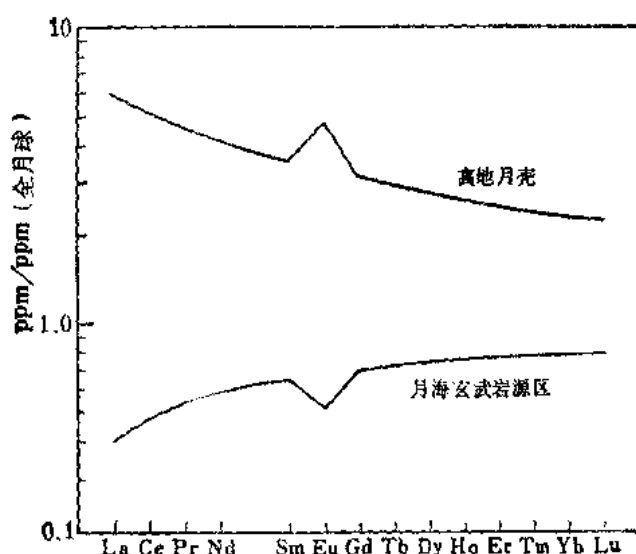


图 4.33 稀土元素模式在高地月壳和月海玄武岩源区的特征
月海玄武岩源区轻稀土匮乏，Eu 为负异常

晶的橄榄石、辉石中排出，使 Cr 在强还原条件下以 Cr^{++} 形式存在于低钛和高钛玄武岩源区。

许多元素逐渐转移到残余熔体中，被带入形成 KREEP 岩的胚层中去，如 REE, Zr, Hf, Nb, Rb, Ba, Cs, P, U, Th 等，以后侵入高地而形成 KREEP 岩。

Apollo-17 的极低钛玄武岩，Eu 负异常但富含重稀土，可能是当斜长石分离后由橄榄石-斜方辉石带中分离出来，而 Apollo-17 高钛玄武岩定来自单斜辉石为主的源区。高铝玄武岩可能是从单斜辉石-斜长石源区的 15—30% 部分熔融而形成，这个源区重稀土极匮乏。因而高铝玄武岩重稀土丰度相对低。

到目前为止，还没有发现有来自初始的未分异的源区所形成的月海玄武岩。

同位素的资料证明：月幔是不均一的，形成月海玄武岩源区是不同的。在 4.4×10^9 以前，月球的内部岩浆洋已经在结晶，而已经形成了同位素均一化的封闭体系，随后的部分熔融产生不同类型的月海玄武岩。月球的内部熔融深度可能达 400km (Delano, 1980)。

月海玄武岩的深部熔融实验 (Delano, 1980) 支持了在 400km 深处由堆积产生复杂的带状分布的可能性。形成高 Ti 玄武岩的深度小于 200km，而低钛玄武岩为 500—1000km (Green et al., 1971, 1975)。

20 多种月海玄武岩源区的深度约为 400km，而 Green (1971, 1975) 认为是 150—400km。

五、月球的内部结构

关于月球的内部状况，限于探测资料的缺乏，目前只能作一些粗略的推测。

月球的半径、密度和角动量是讨论月球的内部结构和化学成分的重要参数，为了便于

表 4.24 类地行星、月球和某些卫星的半径、密度与角动量

行星与卫星	有关参数	半径	±	密度	±	角动量	±
		(km)		(g/cm ³)		(I/MR ²)	
水星		2 439	2.0	5.435	0.008	—	—
金星		6 051	0.1	5.245	0.005	—	—
地球		6 731	0.005	5.514	0.005	0.3315	0
月球		1 738	0.1	3.344	0.003	0.391	0.002
火星		3 390	1.0	3.934	0.004	0.365	0.005
火卫-1	Phobos	27×21×19	—	1.9	0.6	—	—
火卫-2	Deimos	15×12×11	—	—	—	—	—
木卫-1	Io	1 816	5	3.55	0.03	—	—
木卫-2	Europa	1 536	10	2.99	0.06	—	—
木卫-3	Ganymede	2 638	10	1.93	0.02	—	—
木卫-4	Callisto	2 410	10	1.83	0.02	—	—
土卫-2	Mimas	195	5	1.2	0.1	—	—
土卫-3	Enceladus	250	10	1.1	0.6	—	—
土卫-4	Tethys	525	10	1.0	0.1	—	—
土卫-5	Dione	560	10	1.4	0.1	—	—
土卫-6	Rhea	765	10	1.3	0.1	—	—
土卫-7	Titan	2 572	26	1.9	0.06	—	—
土卫-8	Hyperion	145	20	—	—	—	—
土卫-9	Iapetus	720	20	1.2	0.5	—	—
灶神星	Vesta	269	—	2.9	0.5	—	—

比较,因而将月球、类地行星和一些卫星的数据列于表 4.24。

月球的密度和半径与木卫 1—Io 很接近,而月球的角动量比地球、火星均大。月球的角动量为 0.391 ± 0.002 , 月球表层物质的密度较小,要求月球的内部密度比较大才能适合角动量的值。月球的内部密度增大可能有: ① 月球的内部矿物相转变,成为比较致密的矿物(如石榴子石); ② 月球的内部富含铁,仅月球上半部产生过分异; ③ 整个月球曾熔融过,通过物质调整形成 Fe-FeS 的核,核的半径约 300km,密度为 4.2g/cm^3 。看来第三种可能性较大。

根据震波在月球的内部传播速度的探测资料 (75km 以上主要为人工月震记录的资料,深部的资料是通过天然月震以及大型陨石撞击月表产生月震的记录资料),月球的内部具有壳层状结构。

过去认为,月亮的平均厚度为 74km,正面月亮的厚度为 64km,背面月亮的厚度平均为 86km。根据最近的探测结果,正面月亮的厚度约 50km,背面厚约 72km,平均厚度约 60km。月亮占月球总体积的 10%。月海玄武岩占月亮总体积 $<1\%$,即占整个月球总体积的 $\sim 0.1\%$ 。

根据天然月震和陨石撞击事件的记录,月球岩石圈的厚度至少可延伸到 1 000km 的深度。 V_p 平均为 7.7km/s , V_s 为 4.45km/s 。月球的内部速度梯度为负值,表明月球的内部物质不均一性。在 800—1 100km 深度的范围,比较均一。大部分天然月震震中的深度为 800—1 000km(图 4.34)。

深于 1 100km,波速衰减很快 ($V_p = 2.5\text{km/s}$),构造不清晰。1972 年 7 月发生过

一次重约 1t 的陨石撞击月表。根据设置在月表的月震网的记录资料, 深于 100km 以后, s 波突然明显衰减, 不仅表明内部介质的不连续, 而且也可能有些熔融层的存在, 致使 s 波不能过; 也许因波的衰减过大而记录不到。

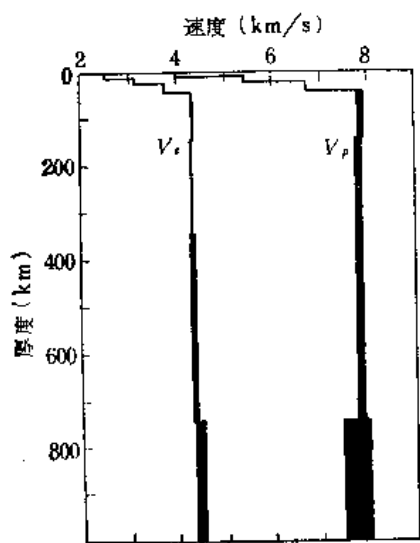


图 4.34 月球壳和幔的速度结构
(Nakamura, 1978, 1979)

月亮的资料主要来自人工月震, 而深部的资料主要根据月震和陨石冲击的资料

关于月核的大小和组成, 是否发育有月核, 一直争论未决。月球的内部电导剖面的研究表明, 金属核的半径约 360km。根据月球磁场的测定, 月核的半径约 400—500km。有些学者认为, 月球的内部若为金属核, 半径约 300—400km; 若为 FeS 核则半径约 500—600km。

关于月球的内部结构, 有以下几种模式 (图 4.35)。

月球的内部温度场, 欧阳自远在《月质学研究进展》(中国科学院地球化学研究所, 1979) 中曾综合过各种热流值、电导剖面测定结果而计算的月球的内部温度分布模式。Apollo-15 哈德利谷测定的月表热流值为 $2.1\mu\text{W}/\text{cm}^2$, Apollo-17 金牛-利特洛区测定的值为 $1.6\mu\text{W}/\text{cm}^2$ 。Keihm 和 Langseth (1977), Toksöz et al. (1972, 1978) 根据月表热流值和电导剖面测定值, 计算月球的内部温度分布; Dyal et al. (1976) 和 Huebner et al. (1979) 根据电导剖面计算月球的内部温度场; Duba et al.

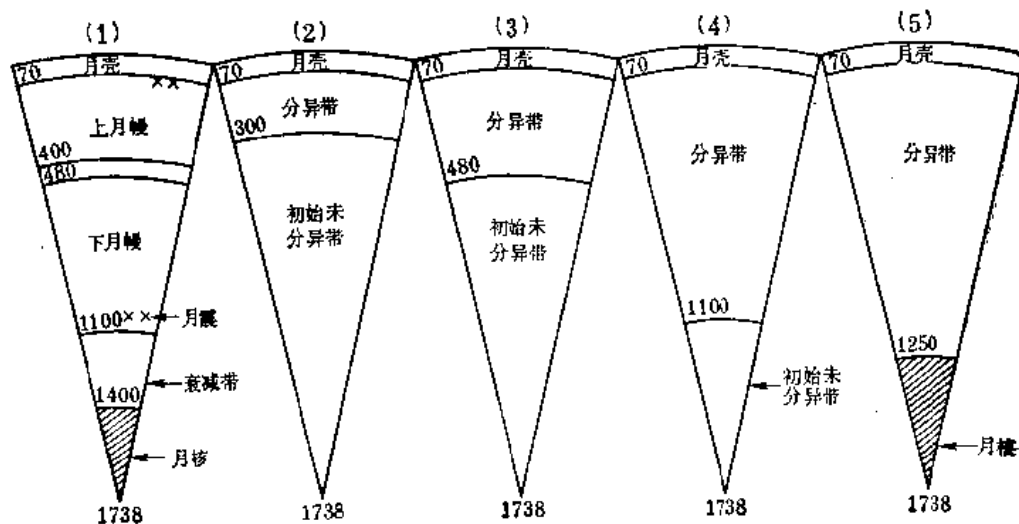


图 4.35 月球的内部结构模式
(Taylor, 1982)

- (1) 根据月震的资料解释, 划分为上月幔、下月幔及 340km 半径的月核;
- (2) 仅 300km 以上产生熔融与分异, 深部未曾熔融分异 (Solomon 和 Head, 1979);
- (3) 480km 以上产生熔融分异, 深部为初始未熔融分异带 (Goins et al., 1981);
- (4) 1100km 以上为分异带, 而衰减带以下为初始未分异带;
- (5) 整个月球的内部产生熔融分异, 月核半径近 500km, 分异带即月幔, 由堆积的橄榄石、斜方辉石和单斜辉石组成, 最顶部为斜长岩组成的月亮。这个模式比较符合已知的地球物理探测和地球化学研究的资料 (Taylor, 1982)

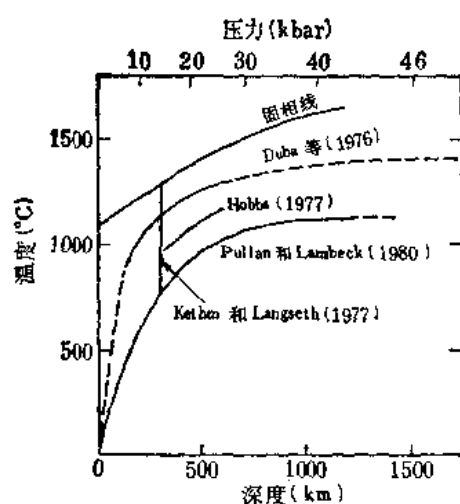


图 4.36 根据热流、电导等计算的月球的内部温度分布
(Taylor, 1982)

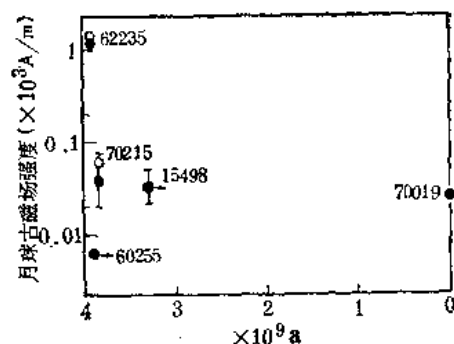


图 4.37 根据不同样品中测定的天然剩余磁性计算月球的古磁场强度
(表 4.24)

(1976) 根据月球重力场和其他参数计算并提出了月球的内部温度分布。综合上述各种模式于图 4.36。各种方法所计算的结果差别较大,以应力场计算的温度剖面 (Pullan 和 Lambeck, 1980) 较低,以电导计算的温度剖面较高 (图 4.36)。大约在 500km 以内温度低于 1 000℃,而大于 500km 深度后温度的增加较缓慢,月球的内部最高温度不超过 1 300℃,没有达到物质熔融的温度。

月岩中天然剩余磁性测定, Apollo-12 为 38 γ , 而哈德利-亚平宁仅 6 γ , Apollo-14 弗拉·摩罗岩为 43—103 γ , 笛卡儿月坑 Apollo-16 的剩余磁性为 121—313 γ 。月球几乎没有全球性的磁场或很小。通过岩石的磁性研究计算月球古磁场强度如表 4.25 及图 4.37。

表 4.25 月球的古磁场强度的估计

样品编号	古磁场强度 (A/m) $4\pi^{-1}$	测定方法	样品年龄 ($\times 10^9$ a)	资料来源
70019	25	Thellier	0.003	Sugiura et al. (1979)
15498	21—50	Thellier	<3.3	Gose et al. (1972)
70215	20—75	Thellier	3.84	Stephenson et al. (1974)
	60	ARM		Stephenson et al. (1974)
62235	1 200	Thellier	3.9	
	1 400	AR.1		Stephenson et al. (1974)
60255	5	Thellier	3.9	Sugiura 和 Strangway (1980)

表 4.25 的数据说明,月球曾有过极强的古磁场,由于测量的数据较少,但月球至少在 4 000Ma 前就存在有较强的磁场,但磁场强度随时间而衰减尚难以确定 (图 4.37)。70019 是 300Ma 前形成的冲击玻璃,计算当时古月球的磁场强度为 25(A/m) $4\pi^{-1}$,强磁场的产生也许是冲击事件所引起,也许是冲击熔融体冷却到居里点以后被月球的强磁场所磁化的结果。

六、月球的化学成分与成因

(一) 月球的平均化学成分

关于月球的总体化学成分,往往是根据太阳星云的凝聚条件、形成月球部位凝聚物的化学分馏特征、聚集形成月球时物质的成分、月球的内部结构模式、月球的密度、半径、热流值、以及各类月岩的成分综合加以分析、对比和计算,绝大多数参数都是假定的,因而月球的总体化学成分带有很大的不确定性。但是月球的总体化学成分又是至关重要的,它既是我们探讨类地行星的平均化学成分和化学演化历史的重要旁证,也是研究太阳星云凝聚和太阳系演化的重要组成部分。

太阳星云中元素的分馏,在不同部位形成了不同的丰度比,如 Mg/Si , K/U ……,使得不同部位形成的行星与卫星只能继承这种“先天”的产物。行星和卫星形成后,由于吸积能和放射性核素的衰变能使行星或卫星急剧加热,内部产生广泛的熔融,使不均一的聚集形成的行星或卫星内部物质产生交换、调整,形成壳层状的内部结构和早期的行星壳。月球高地月壳形成较早,并富含亲石难熔元素。陨石物质的冲击,月球在 3.8×10^9 a 前产生过广泛的月海开凿事件。月球的内部产生熔融、巨大的岩浆洋的形成与发育,岩浆内的堆积过程和相继的部分熔融形成了带状分布的玄武岩源区。由于高地斜长岩月壳有一部分元素(如 K , Ba , Cs , Rb , U , Th 和轻稀土)富集,因而月幔中的这部分元素匮乏。月球的内部演化过程是计算月球的总体化学成分的重要依据。

根据月表热流值的测量,月球中的铀含量约为 33—34ppb。月球高地月壳中富集着整个月球的 60—70% 的 U , Th , K , 从而可计算整个月球的 K 丰度约 100ppm, Th 约 125ppb, U 根据 Th/U 和 K/U 比应为 33ppb。

月球高地的 U/Eu 比近于球粒陨石的比值(表 4.16),平均为 1.0ppm,因而月球中的含量为 0.21ppm。大约有 50% 的 Eu 富集在高地月壳中,表明月球至少有 50% 的体积曾发生过熔融、分异。 Al_2O_3 主要富集在高地斜长岩中,用类似的方法计算 Al_2O_3 的丰度。 U , Al 甚至 Ca 的丰度确定后,利用月球中各种元素的相互比值以计算其他元素的丰度。

月球的内部地球物理探测结果表明, Mg/Si 比相当于球粒陨石的 0.77。根据月球上部 400km 熔融的模式 (Goins et al, 1977, 1981), SiO_2 的含量约 48%, 相应可比较合理地计算 Mg 的丰度。根据月球的密度计算,大约含 FeO 13%, 这样将使 $Fe/(Fe + Mg)$ 的比值增大,选择 10—11% 较合适。月球的内部可能存在 $Fe-FeS$ 核,因而月球的总体含 FeO 约 13%, 其中 2.3% 以 Fe 或 FeS 的形式加入月核,月幔的 FeO 为 10.7%。

逐步拟合的方法是综合考虑了月球各方面的探测数据并根据各种模式而加以综合比较获得月球的总体化学成分。为了便于比较, Taylor (1982) 还综合了月球高地、地球初始地幔、地球大洋壳、地球大陆壳元素丰度值,统一列于表 4.26。主要氧化物的重量百分比列于表 4.26。

月球高地月壳与月球整体相比较,有些元素在高地月壳中极为富集(如 Cs , Ba , K , Rb , La , Th , U), 有些元素有不同程度的富集,而有些元素相对贫乏(如 Fe , Mg , Sc ,

表 4.25 Cl、月球、月亮、地幔、大洋壳与大陆壳的元素丰度
(Taylor, 1980, 1982)

元 素	Cl (不包括挥发分)	月球整体	月球高 地月亮	初始地幔	现今地球 大洋壳	大 陆 地 壳				
						现今地壳	现今地壳	上壳	下壳	太古代 地壳
Li(ppm)	2.4	0.83	—	0.78	—	10	5.5	—	—	—
Be(ppm)	0.072	0.18	—	0.10	—	1.5	6.6	—	—	—
B(ppm)	0.4	0.54	—	0.8	—	—	—	—	—	—
Na(wt%)	0.79	0.06	0.33	0.25	2.08	2.60	5.0	2.82	2.52	2.30
Mg(wt%)	14.1	19.3	4.10	24.0	4.64	2.11	0.04	1.39	2.47	3.14
Al(wt%)	1.29	3.17	13.0	1.75	8.47	9.5	2.3	8.47	10.0	8.25
Si(wt%)	15.6	20.3	21.0	21.0	23.1	27.1	0.6	30.8	25.2	26.8
K(ppm)	885	83	600	180	1250	12,500	35.7	27,400	5000	7500
Ca(wt%)	1.39	3.22	11.3	1.89	8.08	5.36	1.22	2.50	6.79	5.22
Sc(ppm)	7.8	19	—	10.6	38	30	1.22	10	40	25
Ti(ppm)	660	1800	3360	900	9000	4800	2.3	3600	5400	5400
V(ppm)	62	150	21	84	250	175	0.90	60	230	150
Cr(ppm)	3500	4200	680	3000	270	55	0.007	35	65	140
Mn(wt%)	0.27	0.12	—	0.10	0.10	0.11	0.47	0.06	0.14	0.13
Fe(wt%)	27.2	10.6	5.1	6.2	8.16	5.83	0.41	3.50	7.00	7.38
Co(ppm)	765	—	—	100	47	25	0.12	10	33	30
Ni(ppm)	15,100	—	—	2000	135	30	0.005	20	35	90
Cu(ppm)	160	—	—	28	86	60	0.92	25	78	80
Zn(ppm)	455	—	—	50	85	—	—	52	—	100
Ga(ppm)	14	—	—	3	17	18	2.6	—	—	—
Ge(ppm)	47	—	—	—	—	—	—	—	—	—
As(ppm)	2.4	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Se(ppm)	29	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Rb(ppm)	3.45	0.28	1.7	0.48	1.5	42	38	110	8	25
Sr(ppm)	11.4	30	120	15.5	130	400	11.0	350	425	300
Y(ppm)	2.1	5.1	13.4	2.9	32	22	3.4	22	22	15
Zr(ppm)	5.7	14	63	7.8	80	100	5.5	240	30	100
Nb(ppm)	0.45	1.1	4.5	0.60	2.2	11	7.9	25	4	5
Mo(ppm)	2.1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ru(ppb)	1160	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Rh(ppb)	375	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Pd(ppb)	855	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ag(ppb)	270	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cd(ppb)	960	—	—	—	—	—	—	—	—	—
In(ppb)	120	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sn(ppm)	2.46	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sb(ppm)	0.21	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Te(ppm)	4.56	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cs(ppm)	0.29	0.012	0.07	<0.016	0.015	1.7	>45	3.7	0.7	—
Ba(ppm)	3.6	8.8	66	4.9	15	350	30	700	175	240
La(ppm)	0.367	0.90	5.3	0.50	3.7	19	15.4	30	14	12.6
Ce(ppm)	0.957	2.34	13	1.30	11.5	38	12.6	64	25	26.8
Pr(ppm)	0.137	0.34	1.8	0.19	1.8	4.3	9.8	7.1	2.9	3.1
Nd(ppm)	0.711	1.74	7.4	0.96	10.0	16	7.1	26	11	13.0
Sm(ppm)	0.231	0.57	2.0	0.31	3.3	3.7	5.1	4.5	3.3	7.28

表 4.26 (续)

元 素	Cl (不包括挥发分)	月球整体	月球高地月亮	初始地幔	现今地球大洋壳	大 陆 地 壳				
						现今地壳	现今地壳	上壳	下壳	太古代地壳
Eu(ppm)	0.087	0.21	1.0	0.12	1.3	1.1	4.0	0.88	1.2	0.90
Gd(ppm)	0.306	0.75	2.3	0.42	4.6	3.6	3.7	3.8	3.5	2.85
Tb(ppm)	0.058	0.14	0.35	0.079	0.87	0.64	3.5	0.64	0.64	0.48
Dy(ppm)	0.381	0.93	2.3	0.52	5.7	3.7	3.0	3.5	3.8	2.93
Ho(ppm)	0.085	0.21	0.53	0.12	1.3	0.82	2.9	0.80	0.83	0.63
Er(ppm)	0.249	0.61	1.51	0.34	3.7	2.3	2.9	2.3	2.3	1.81
Tm(ppm)	0.036	0.088	0.22	0.048	0.54	0.32	2.9	0.33	0.32	0.26
Yb(ppm)	0.248	0.61	1.4	0.34	5.1	2.2	2.8	2.2	2.2	1.8
Lu(ppm)	0.038	0.093	0.21	0.052	0.56	0.30	2.4	0.32	0.29	0.28
Hf(ppm)	0.17	0.42	1.4	0.23	2.5	3.0	5.6	5.8	1.6	3
W(ppm)	0.30	0.74	—	—	—	—	—	—	—	—
Re(ppb)	60	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Os(ppb)	945	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ir(ppb)	975	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Pt(ppb)	1520	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Au(ppb)	255	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Hg(ppb)	720	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Tl(ppb)	220	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Pb(ppm)	3.6	—	—	—	—	10	—	15	7.5	10
Bi(ppb)	165	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Th(ppm)	0.051	0.125	0.9	0.070	0.3	4.8	30	10.5	1.95	2.9
U(ppm)	0.014	0.033	0.24	0.018	0.6	1.25	30	2.5	0.63	0.75

表 4.27 Cl、月球、月亮、初始地幔、大洋壳及大陆壳主要元素百分含量

(Taylor, 1982)

氧化物 (%)	Cl (不包括挥发分)	月球整体	月球高地月亮	初始地幔	现今地球大洋壳	大 陆 地 壳			
						现今地壳	上壳	下壳	太古代上壳
SiO ₂	33.3	43.4	45	45	49.5	58.0	56.0	54.0	57.4
TiO ₂	0.11	0.3	0.56	0.15	1.4	0.8	0.6	0.9	0.9
Al ₂ O ₃	2.43	6.0	24.6	3.3	16.0	18.0	16.0	19.0	15.6
FeO	34.0	13.0*	6.6	8.0	10.5	7.5	4.5	9.0	9.5
MgO	23.4	32.0	6.8	40	7.7	3.5	2.3	4.1	5.2
CaO	1.94	4.5	15.8	2.65	11.3	7.5	3.5	9.5	7.3
Na ₂ O	1.05	0.09	0.45	0.34	2.8	3.5	3.8	3.4	3.1
K ₂ O	0.11	0.01	0.075	0.02	0.15	1.5	3.3	0.6	0.9
NiO	1.92	—	—	0.25	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0.52	0.60	0.10	0.44	0.04	—	—	—	—
MnO	0.34	0.15	—	0.13	0.13	—	—	—	—
Σ	100.12	100.05	99.99	100.1	99.5	100.3	100.00	100.4	99.9

* FeO 中有 2.3% 以 Fe 或 FeS 的形式加入月核,月幔的 FeO 为 10.7%。

V)。根据表 4.15 (高地月亮的平均成分) 和表 4.26 中月球的总体成分的比较, 若用元素的离子半径和离子价态作图(图 4.38), 可以明显地看出, 高地中的 Cs, Ba, K, Rb, La,

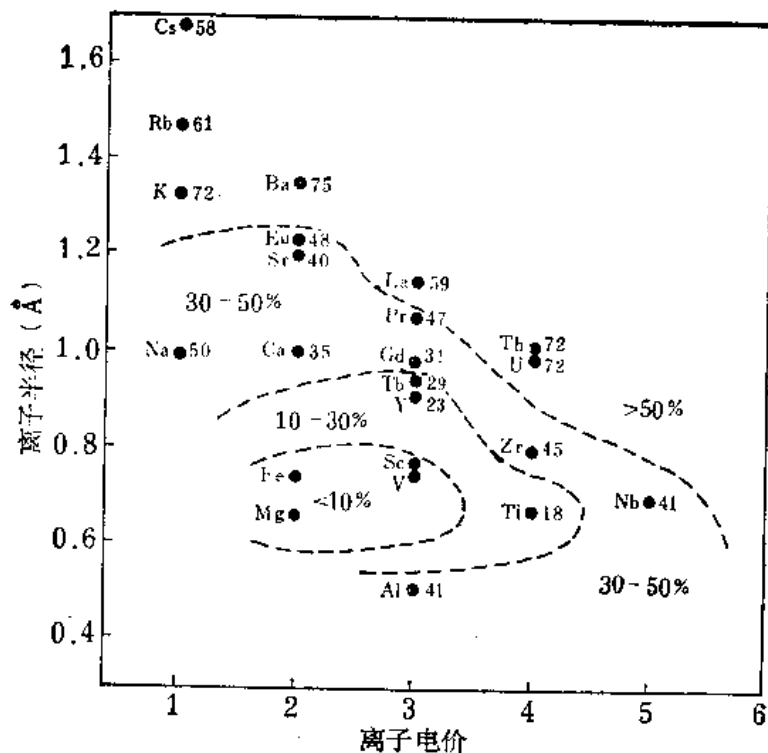


图 4.38 某些元素在高地月壳中的含量占整个月球中含量的百分数 (Taylor, 1982)

图中分为 >50%, 30—50%, 10—30% 和 <10% 四区。>50% 表示该区元素在高地月壳中的含量占整个月球含量的 50% 以上。元素旁的数字表示该元素在高地月壳中的含量占月球中的%

Th, U 等元素的含量占整个月球的 50% 以上, 即上述元素的一半以上富集在高地月壳中。月球中 Na, Eu, Sr, Ca, Pr, Gd, Zr, Nb 等元素有 30—50% 集中在月壳中, Tb, Y, Ti 在高中集中了全月球的 10—30%。Fe, Mg, Sc, V 在高中贫乏。高地月壳只占整个月球体积的 10%, 证明至少 50% 的月球体积曾发生过熔融、分异。

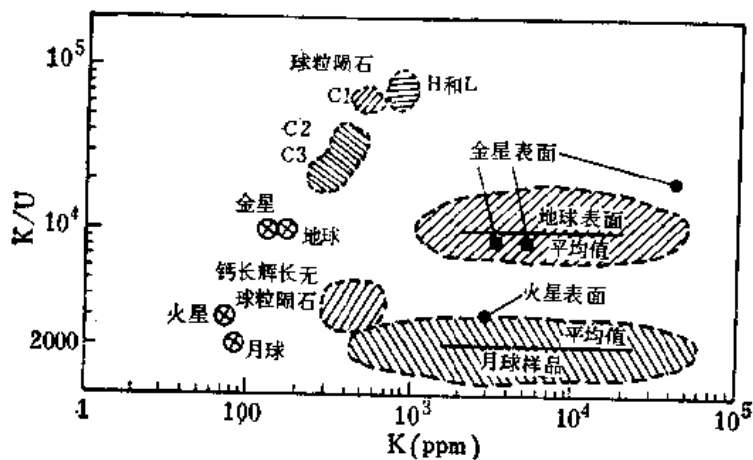


图 4.39 类地行星、月球和陨石的 K/U-K 的分布

图中左方为行星、月球和陨石的总体成分; 右方为行星表面岩石与土壤的测定值范围与平均值

地球的 K/U 比是月球的 5 倍(图 4.39), 地球的 K 丰度比月球高 2 倍, 月球比地球富含 U。U 是难熔元素, 表征着难熔元素丰度月球比地球高 2—3 倍。根据表 4.25 的资料作图 (图 4.40, 图 4.41), 月球比地球富含难熔元素而贫含挥发性元素 (Taylor 1980, 1982)。

总之,月球比地球富含难熔元素(如 Ca, Al, U, Th, Sr 及 REE 等); 月球挥发性元素丰度比地球低,易挥发性元素更低。若月球是由于地球分裂所形成,则由地球所分裂出去的初始地幔物质必须丢失大量挥发性组分,并要大量

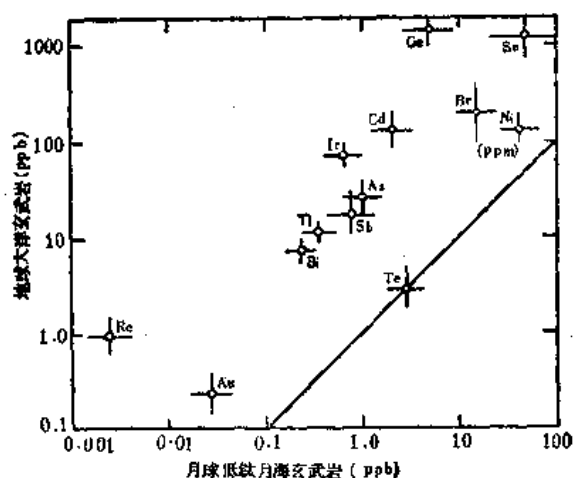


图 4.42 月球低钛月海玄武岩和地球大洋玄武岩中某些挥发性微量元素和亲铁微量元素的比较。
月海玄武岩富含这些元素(表 4.25)

关于月球的成因长期以来就存在着“俘获说”、“分裂说”和“双星说”之争。欧阳自远(1979)在《月质学研究进展》一书的“月球的形成与演化”一节中曾作过综合评述,对各种假说的依据及所能解释的观测事实作了对比分析。近年来,限于观测事实积累不多,关于月球的成因假说,实质上仍停留在原有的基础上,没有突破性的进展。因此在这里没有必要再详细论述各种假说的内容。可喜的是当前月球的成因假说,正在吸取已有假说中的合理情节与内容,相互渗透,相互补充,不是孤立地强调某一假说而是汇集各假说的科学的、合理的部分;不是孤立地解释一些观测事实,而是从整体上、解释月球的起源与演化的过程。

月球、地球以及其他行星在太阳星云中几乎是同时聚集并很快地在 $(1-2) \times 10^3 \text{a}$ 内熔融、分异、调整。月球的总体成分与地球的平均成分差别很大,既不符合球粒陨石的平均成分,也不符合太阳系的平均成分。月球比地球和球粒陨石富含难熔元素,月球中的 Al, U, Ti, Ca 等丰度比地球高 2 倍;月球比地球和球粒陨石匮乏挥发性元素和亲铁元素,月球挥发性元素比地球贫乏 50—100 倍,碱金属丰度(如 K, Rb, Cs 等)比地球低 2 倍。月球的密度比地球低,表明比地球缺铁。月球比地球缺水、比地球还原性强。月球的内部具有壳层状结构;月球表面的岩石比较古老,一般均大于 $3.1 \times 10^9 \text{a}$ 。月球的演化主要是在形成后的 $1 \times 10^9 \text{a}$ 内。

• 143 •

观点出发,提出在地球的起源过程中,月球是由微星物质组成的地球环的演化形成的。Ringwood (1970) 认为,地球是由富含挥发分和氧化铁的碳质球粒陨石成分在 100Ma 内聚集形成的。最初由于引力能和冲击能使正在成长的地球产生熔融。地球内的碳使氧化铁还原为金属铁,H和CO聚集成大气层。随着地球的温度增高,使许多挥发分变成气体,如Na,K,Rb,Cs,Pb,Bi,Tl,In等加入初始大气层中。当温度达到 1 500℃ 时,硅酸盐矿物还原,一些Mg和SiO₂丢失,铁核形成。在地球的地幔以外,温度达到 2 000℃,引起大部分硅酸盐的蒸发,并加入到原始大气层中。然后太阳进入金牛T型变星阶段,大部分富含碱金属的气体被丢失,大气层内物质的聚集由冷却的硅酸盐凝聚形成沉淀的地球环,而混合有部分挥发性亲石元素的轻元素气体流失。地球环是由地球分出的物质所形成,首先是地球岩石圈的“沸腾丢失”,相继是组成初始大气层物质的丢失。地球丢失的成分和地球环中的成分组成了月球的成分,因而月球缺乏挥发性元素而相对富集难熔元素。

Smith (1979) 从俘获说的观点出发,认为月球是围绕着正在生长着的行星(地球)环和小卫星形成的,月球是俘获地球外的碎块环与小卫星而成长的。组成月球的物质来源主要是来自附近的环物质,仅一小部分来自太阳系内距离较远的物质,偶尔也有由于大型冲击从正在生长的行星上溅射出一部分具有逃逸速度的碎块(图 4.43)。

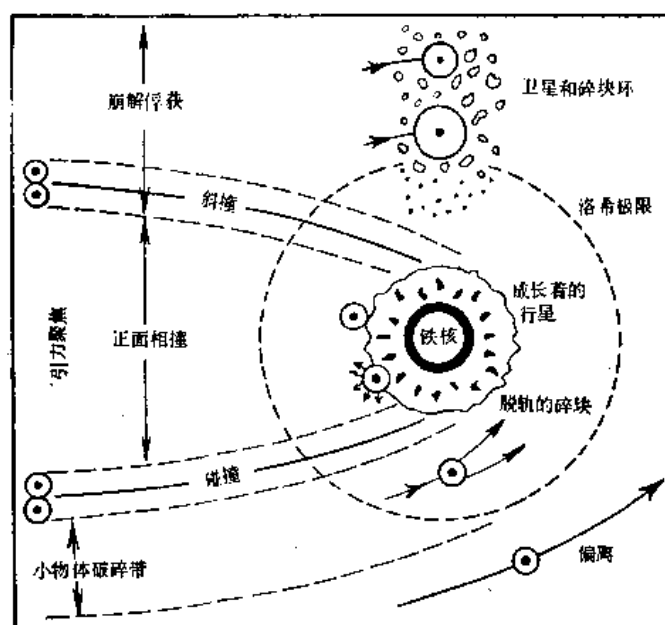


图 4.43 行星和卫星的形成过程

行星在成长过程中,富铁的组分通过慢下沉在核部形成铁核,由于碎块的碰撞,形成破碎带和崩解俘获过程

金星没有卫星,金星原有的卫星在围绕金星的轨道形成时可能被金星所俘获而加入金星本身的组成之中。水星和火星太小,不可能形成破碎的碎块环。地球在其赤道面上,有可能形成由破碎的碎块组成的地球环,地球环的物质被月球所俘获,月球在形成的过程中被地球俘获而成为地球唯一的卫星。地球和月球是几乎同时聚集形成的,由于地球的引力场强,因而比月球聚集着大量的铁。

Alfvén 和 Arrhenius (1972) 的俘获说对解释月球内部“质量瘤”的成因有特殊意

义。他们认为,地球最初有 5—10 个小卫星,而月球是与地球在不同环境下作为一个独立的天体在太阳星云中形成。由于潮汐共振使地-月轨道逐渐接近,最终被地球俘获而成为地球的卫星。由于月球比地球的小卫星质量大得多,因此月球俘获并吞并了地球所有的小卫星,吞并小卫星的过程产生了月球的月海开凿事件,形成月表大型海盆地,而在月海盆地内的质量瘤即是地球小卫星的残骸。原始小卫星的总质量约 10^{21} — 10^{22} g。

总之,目前还没有一个假说能完满地解释所观测的事实,无论“俘获说”、“分裂说”和“双星说”都存在着不同程度的困难。由地球环形成月球的途径看来接受的人多一些,但对地球环的起源和主要的物质来源仍有众多的分歧。

第五章 小行星的特征、类型与成因

小行星是分布在火星和木星之间众多的小天体，它代表着原始星云凝聚物演化为行星的中间阶段的产物，它们的碎块往往也是降落在地球上的各类陨石体，因而小行星的研究是天体化学的重要环节。

一、概 述

按照提丢斯-波德定则，在火星与木星之间应该有一个行星。近 200 年来，天文学家至今也没有发现任何大行星。1801 年 Piazzi 发现谷神星以来，相继 1801 年、1804 年和 1807 年发现了智神星、婚神星和灶神星，在火星与木星之间还发现了许多小行星 (King, 1976)。至 1979 年 3 月止，正式编入小行星表内的已知轨道的小行星有 2 125 个 (Schubart, 1981)。估计直径 $> 100\text{km}$ ， $> 10\text{km}$ ， $> 1\text{km}$ 和 $> 1\text{m}$ 的小行星，分别有 2 00 个、2 000 个、 50×10^4 个和 $1\,000 \times 10^6$ 个 (Wood, 1978)。

部分小行星的质量和密度列于表 5.1。

大部分小行星分布在距太阳 $1.5\text{—}5.2\text{A}$ 之间，而 $\frac{7}{8}$ 的小行星集中分布在 $2.3\text{—}3.3\text{A}$ 之间。大多数小行星轨道的平均距离为 2.8A 。小行星轨道的分布有一些特殊的规律，即出现一些间隙，称为 Kirkwood (基尔克伍德) 间隙，即相当于木星周期的某些简单分数周期出现间隙，几乎没有小行星分布在相当于木星周期的 $\frac{1}{3}$ ， $\frac{2}{5}$ ， $\frac{3}{7}$ ， $\frac{1}{2}$ 和 $\frac{3}{5}$ 等 (图

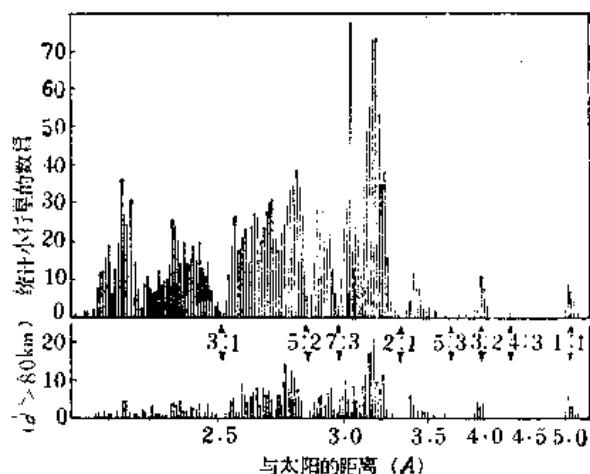


图 5.1 上图表明小行星的距离分布及 Kirkwood 间隙。下图为直径 $> 80\text{km}$ 的小行星的距离分布，也呈现出 Kirkwood 间隙

(Chapman, 1982)

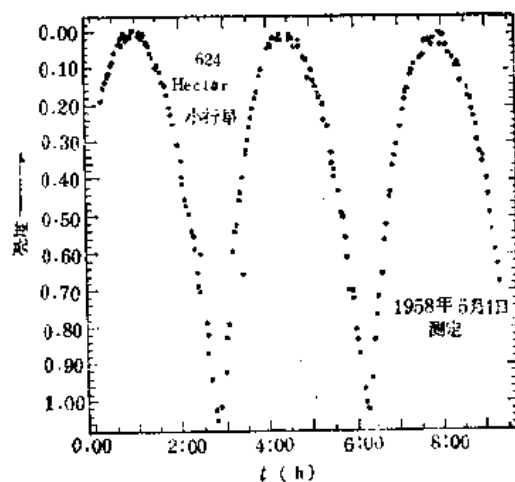


图 5.2 小行星 624-Hektor 的亮度-时间曲线图

表 5.1 小行星的质量和密度

小行星	质量 (10^{22} g)	直径 (km)	密度 (g/cm^3)
1 号小行星-谷神星	1.17 ± 0.06	987 ± 150	2.3 ± 1
2 号小行星-智神星	0.21 ± 0.04	538 ± 50	2.6 ± 0.9
4 号小行星-灶神星	0.27 ± 0.02	544 ± 80	3.3 ± 1.5
小行星总和	3.0		

5.1)的位置。

Kirkwood 间隙的出现是由于木星的轨道共振,将分布在间隙内的小行星排出间隙,而周期为木星的 $\frac{3}{4}$, $\frac{2}{3}$ 处的小行星的轨道稳定。

用望远镜测定小行星的亮度变化,如 624-Hector 的亮度-时间曲线(图 5.2),发现小行星表面很不规则且旋转很快,624 号小行星的自转周期约 3.5h。

二、化学成分与分类

根据小行星的反射光谱数据并同时用各类陨石的粉末进行对比测定,可将小行星相对应地划分为 7 个类型:即 C (类似于碳质球粒陨石的矿物组成),S (由石质或硅酸盐组成),M (由金属铁为主组成),E (以顽火辉石为主组成),O (类似普通球粒陨石的组成),T (Trozan 类,组成不明)和 U (未分类)。统计结果表明,S/C 类的小行星数的比值随着与日心距离的增加而减少,即 S 类比 C 类轨道的分布更靠近太阳。Apollo 型小行星(即近日距 $q < 1\text{AU}$) 和 Amor 型小行星 ($q < 1.5\text{AU}$) 几乎全是 S 类或 O 类小行星。

现将几种最常见小行星的成分列于图 5.3。图中有 5 种类型的小行星反射光谱曲线。

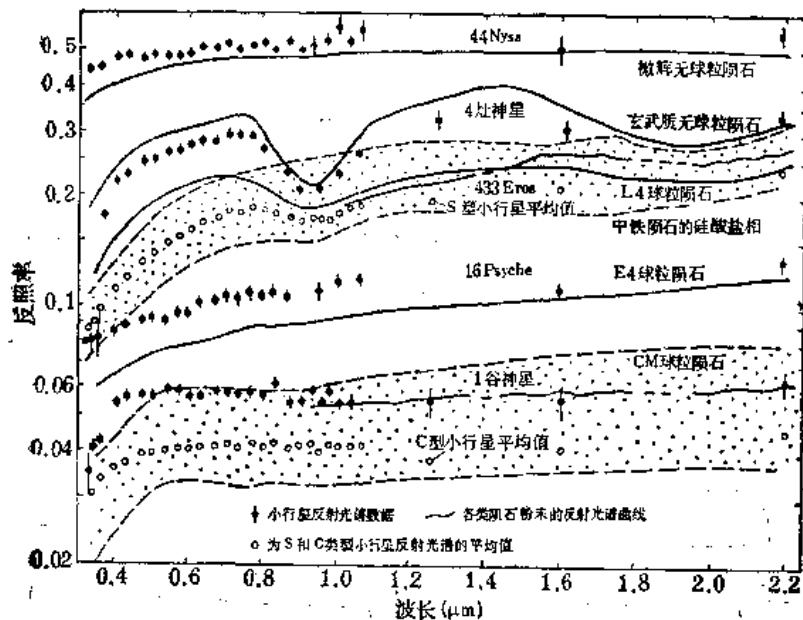


图 5.3 五种类型小行星反射光谱曲线与相应类型的陨石对比
阴影区为 S 和 C 类型小行星反射光谱的变化范围

44 号小行星 Nysa 相当于橄榄无球粒陨石的矿物组成; 4 号小行星——灶神星相似于玄武质无球粒陨石成分; 433 号 Eros 相近于 L4 普通球粒陨石成分; 最大的小行星——谷神星具有碳质球粒陨石成分; 16 号小行星 Psyche 相似于顽火辉石球陨石成分。

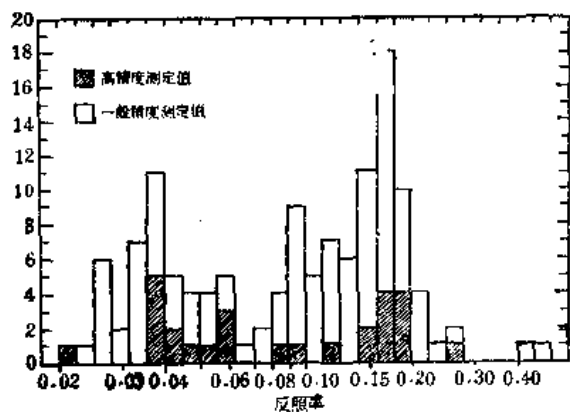


图 5.4 部分小行星反照率直方图
(Wasson, 1985)

图 5.3 中还表示了 S 类和 C 类小行星反射光谱的平均成分与变化范围。

在小行星带中的 $r \geq 100\text{km}$ 的小行星大多属 C 型而 S 型较少。

对于反照率为 0.02—0.4 范围的小行星, 经统计 (Wasson, 1985), 发现在 0.04 和 0.17 处出现两个峰值, 而在 0.065 处出现最小值。0.04 峰值的小行星为 C 类, 而 0.17 峰值附近的小行星属 S 型小行星(图 5.4)。

三、小行星的成因

我国学者戴文赛等 (1979) 论证了小行星的起源, 认为小行星是星子聚集形成行星的半成品(戴文赛、胡中为, 1979a, b; 胡中为、宣家余, 1982)。他们认为, 星云盘的温度分布等条件决定了小行星区到木星区是冰物质从不凝聚到凝聚的过渡区, 在小行星区只有岩石物质凝聚, 而木星区还有冰物质依次凝聚。这些固态物质是形成星子的主要原料。由于木星区多了固态冰物质, 最初形成的星子就比较大, 而且生长又快。当木星区的星子生长到相当大时, 彼此相遇而改变轨道, 使一部分大星子轨道可以穿过小行星区。经计算, 当木星区内侧大星子生长到 $10^{25} - 10^{26}\text{g}$ 时, 即有部分星子穿过小行星区, 而当时小行星区最大星子生长不到 10^{24}g 。因此, 小行星区的可吸积物质(以至星子)可以被来自木星区的大星子吸积, 并带到木星区, 最终聚集到木星上。火星区 89% 的物质, 小行星区 99.95% 的物质, 很可能都被转移到木星区, 最后成为木星核的组成部分。

表 5.2 火星、小行星及木星区原有质量及现有质量

区	火 星 区	小 行 星 区	木 星 区
范围 (A)	1.355—1.693—2.1	2.1—3.11	3.11—4.53—7.8
原有质量(g)	$(2.9+2.8) \times 10^{27} = 5.7 \times 10^{27}$	5.12×10^{27}	4.19×10^{28}
现有质量(g)	6.42×10^{26}	2.4×10^{26}	5.43×10^{26}

由于小行星区可吸积物质减少, 星子生长停顿于“半成品”状态, 而不会长成大行星。最大的谷神星质量只有 $(1.17 \pm 0.06) \times 10^{24}\text{g}$ 。从木星过来的大星子也搅动小行星区残存星子, 使它们的随机相对速度增大, 这样星子更容易发生碰撞并致碎裂, 造成现在小行星的质量谱和轨道的多样化。

早在 1950 年, Kuiper (1950) 统计小行星的质量-频率分布时发现, 在质量为 10^{20}g 附近曲线出现拐点(图 5.5), 可能代表了 $> 10^{20}\text{g}$ 的小行星是星云凝聚形成的残存星子,

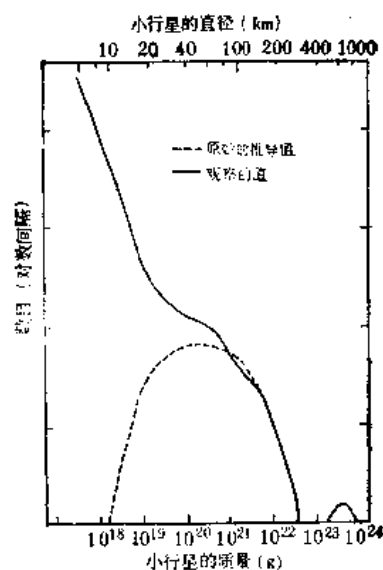


图 5.5 小行星的质量-频率分布图
(Kuiper, 1950)

而 $< 10^{20}g$ 的小行星,可能是小行星互相碰撞产生的碎块。

对于上百个直径约 500m、其轨道可延伸到地球轨道区的 Apollo 型小行星,许多作者认为,根据反照率应为 S 型小行星,因此地球上大量陨落普通球粒陨石,至少有一部分陨石是起源于这类小行星(Anders, 1964; Wetherill, 1979; Wasson 和 Wetherill, 1979; Wetherill 和 Williams, 1968)。我们曾测定过吉林陨石的宇宙的成因 ^{26}Al , 并计算吉林陨石的空间轨道,结果与 Apollo 型小行星很接近(欧阳自远等, 1978, 1979; 欧阳自远, 1982; Ouyang 和 Zhou, 1979)。

第六章 彗星化学

一、概 述

彗星是太阳系的一类奇特的小天体，大多沿扁长的椭圆、甚至沿抛物线、双曲线轨道运行，轨道的半长轴、偏心率和倾角弥散较大。彗星公转的方向都为顺向，但也有逆向。彗星富含挥发组分，说明彗星形成在太阳星云的低温区且保存在远离太阳的区域(温度 $< 100\text{K}$)。彗星至今仍保留着许多太阳星云凝聚物的化学成分与结构特征，因此彗星对于研究太阳系的起源和早期状况，对探讨陨石、宇宙尘(埃)流星体和黄道光来源都有重要意义。

到 1978 年底，已登录的彗星有 1 027 个 (Marsden, 1979)，曾经出现并测量其参数的 658 个彗星，绝大部分是长周期彗星，绝大多数彗星为椭圆和抛物线轨道，偏心率均小于 1 (表 6.1)。

图 6.1 对比行星、小行星和彗星的轨道偏心率和倾角，大约有一半的彗星和 $\frac{1}{3}$ 的小行星其轨道参数经精确测定而绘入图中，小行星带的小行星轨道均汇集于图的左方，而近抛物线轨道的彗星均汇集于图右方呈长柱状，两者之间为周期性彗星、Apollo 型小行星和 Amor 型小行星，它们的轨道比较相似。

对于周期性彗星，大多为椭圆轨道。短周期彗星 ($< 10-200\text{a}$) 的周期频谱表明(图

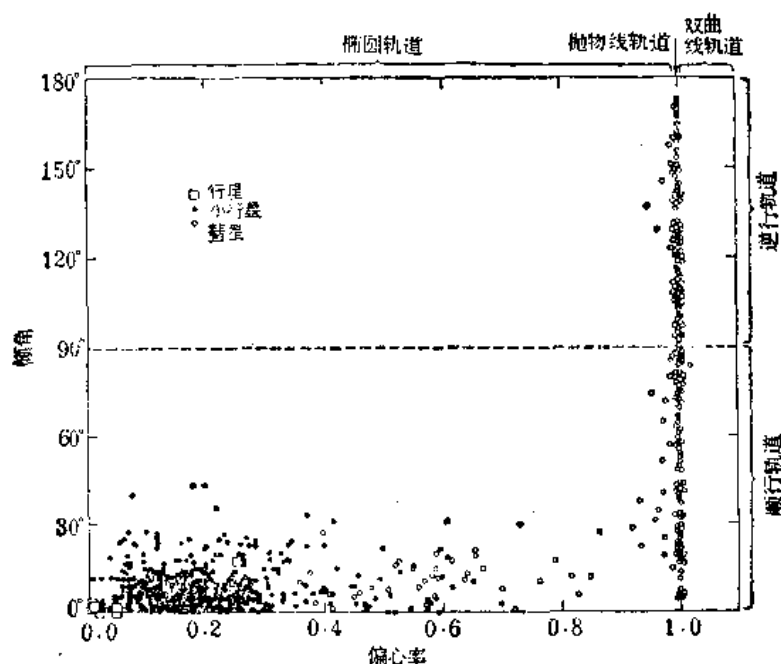


图 6.1 行星、小行星、彗星轨道参数的比较

表 6.1 658 个彗星周期与偏心率

轨 道	偏心率	数 目	占%
椭圆	$e < 1.0$	275	42
短周期彗星(<200 年)	$e < 0.97$	$\left. \begin{matrix} 72^{**} \\ 41^{**} \end{matrix} \right\} 113$	17
长周期彗星(>200 年)	$0.97 < e < 1.0$	162	25
抛物线	$e = 1.0$	285	43
双曲线	$e > 1$	98	15

* 出现 2 次或 2 次以上; ** 仅出现 1 次。

6.2), 大多数彗星周期为 5—9a。周期性彗星近日距(q)的分布如图 6.3。长周期彗星的近日距平均 $\bar{q} = 1.08A$, 而短周期彗星的 $\bar{q} = 1.61A$, 记录到最大的近日距为 6.88A (1975II 彗星)。

太阳系内大约有 10^{11} 个彗星, 彗星的总质量约与地球相近 (Rahe, 1981)。

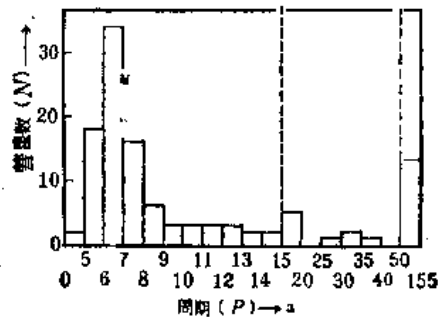


图 6.2 短周期彗星的周期频谱

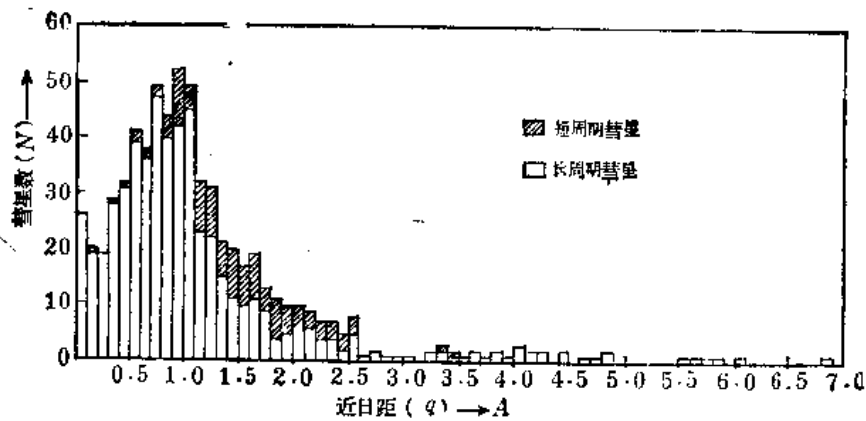


图 6.3 周期性彗星近日距(q)的频谱

1. 为短周期彗星; 2. 为长周期彗星

二、彗星的结构

彗星的主体是彗核, 当彗星运行接近太阳时, 由于受到太阳的光、热辐射和太阳风的作用, 因此产生彗发和彗尾, 成为壮观的彗星。

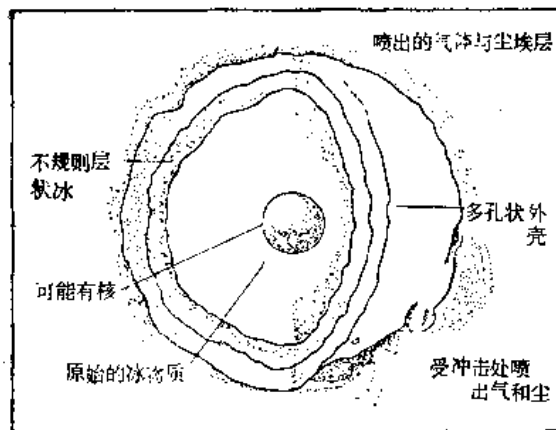


图 6.4 彗核的冰球模型

彗核 一般直径为 0.3—4km，短周期彗星的彗核直径大多为 1—2km，密度约为 2g/cm^3 。某些大的彗星其彗核可达 50—60km，质量达 10^{21}g 。彗核主要由冰物质和岩石细小颗粒组成。周期性彗星回归一次彗核大约要丢失 0.1—1% 的质量。据 Whipple (1950, 1974, 1978) 提出的“脏雪球”模型 (Brandt 和 Chapman, 1981; Brandt et al., 1981)，彗核中央可能有一个核，直径为 0.1—1km，由冰和尘的混合物组成，被冰物质所包裹，外层是不规则层状的冰物质，并杂有许多岩石颗粒，最外层是多孔状外壳，由各种岩石细粒和冰物质组成。彗核的外围为一层气体和尘埃物质。当彗核受到其他小

天体的碰撞、冲击时，其外壳破碎并由此喷出气体和尘埃物质(图 6.4)。

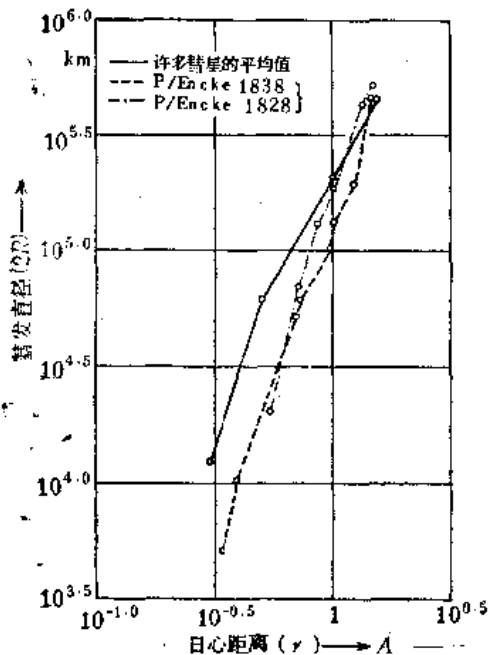


图 6.5 彗星彗发的直径与日心距的函数关系 (Mendis 和 Ip, 1976)

彗发 由于太阳的光、热辐射以及太阳风的作用，使部分彗核物质产生光化学离解、电离等作用，在彗核外围形成彗发，呈球状。彗发直径可达 10^4 — 10^5km ，甚至 10^7km 。彗发直径的大小是与日心距离的函数，大多数彗星彗发的直径在 1AU 处为 10^5 — $10^{5.3}\text{km}$ (图 6.5)。彗发中的气体以平均 0.5km/s 的速度从中心向外流出。

彗尾 又分为等离子体彗尾和尘埃彗尾 (图 6.6)。等离子体彗尾接近背向太阳的方向，呈蓝色，一般宽约 3 000—4 000km，长可达 10^8km ，离子运动的速度为 10 — 100km/s 。尘埃彗尾主要由直径约几个 μ 的尘埃粒子组成，呈黄色，对 1970 II Bennett 彗星尘埃彗尾的测量 (Sekanina 和 Miller, 1973)，在 0.56AU 处，尘埃的产率为 $2 \times 10^7\text{g/s}$ (彗核半径为 2.6km)。将近有 20—30% 的接近抛物线轨道的彗星能观察到反向尾，组成反向尾的尘埃粒子直径略粗，为几个 μ — 10μ 甚至达到 1mm 。彗星尘埃的化学成分主要由 H, O, C, N, Fe, Si, Mg, Ca, Ni 及其他元素组成，类似于球

粒陨石中的橄榄石、辉石等硅酸盐。尘埃的平均密度 $0.3-0.8\text{g/cm}^3$ ，力学强度为 1N/cm^2 ，形状不规则。根据尘埃彗尾的研究，尘埃粒径从 $<1\mu- >1\text{mm}$ ，尘埃在彗核内的分布不清楚。富含尘埃的彗星当接近太阳时产生的尘埃与气体其质量相近似。

氢晕 由氢原子组成，直径达 10^3-10^7km ，在 $1\text{\AA}$ 处氢原子的产率大于 $10^{29}/\text{s}$ 。

彗星的内部结构如图 6.7。从中心向外可划分为彗核，内层彗发，接触表面，外层彗发，击波前沿，氢晕和彗尾。由彗核中挥发、离解产生的尘埃粒子流在太阳风的电离等作用下推向侧后方所形成的粒子分布特征(图 6.8)。

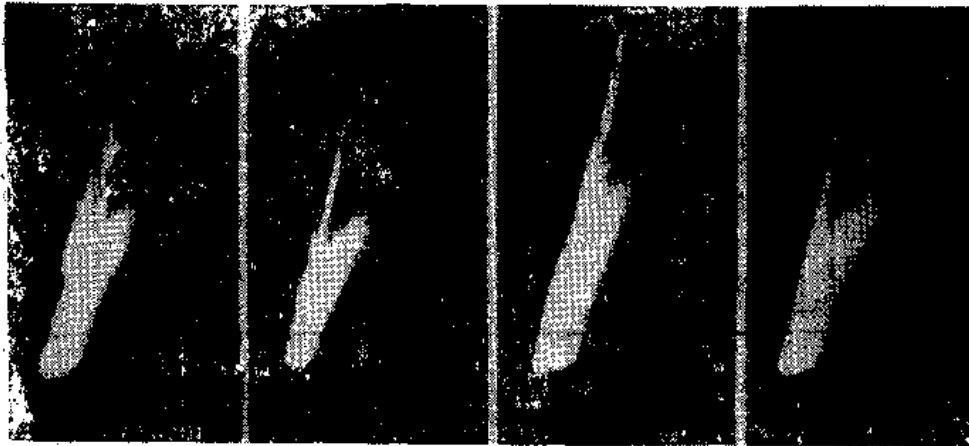


图 6.6 1957 年 8 月观察到的 Mrkos 彗星等离子体彗尾(左上方)和尘埃彗尾(右上方)的变化
由左向右拍摄照片的时间分别为 8 月 22 日、8 月 24 日、8 月 26 日及 8 月 27 日

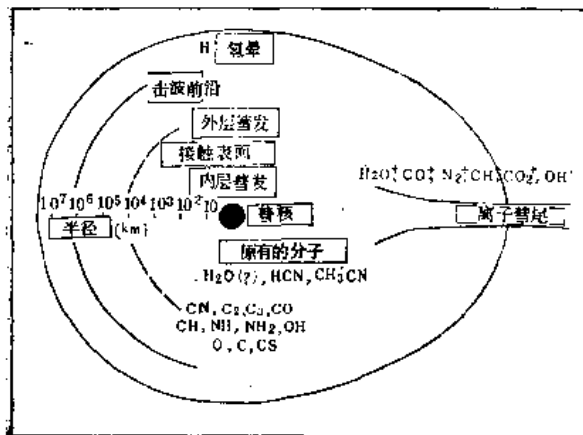


图 6.7 彗星的内部结构示意图

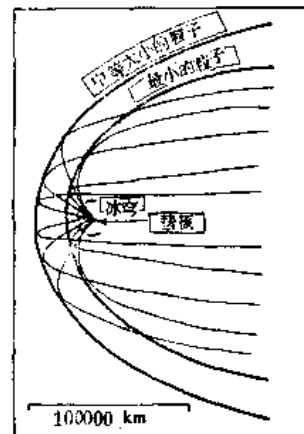


图 6.8 彗星中的尘埃颗粒在太阳风驱动下所形成的分布

三、彗星的化学成分

观测彗星的化学成分主要采用可见光谱、紫外、红外和射电谱。对彗头和彗尾所测定的成分列于表 6.2。

近年来,利用国际紫外探测 (IUE) 宇宙飞船对彗星的化学成分进行测定,取得了较

表 6.2 彗星的化学成分测定方法

彗星谱线特征	测定方法
彗头(彗发+彗核) $\text{CN}, \text{C}_2, \text{C}_3, \text{CH}, {}^{12}\text{C}^{13}\text{C}, \text{NH}, \text{NH}_2,$ $[\text{OI}], \text{OH}, \text{Na}, \text{Ca}, \text{Cr}, \text{Mn}, \text{Fe},$ $\text{Ni}, \text{Cu}, \text{K}, \text{Co}, \text{H}, (\text{Al}, \text{Si}, \text{He})$ $\text{H}, \text{C}, \text{O}, \text{S}, \text{OH}, \text{CO}, \text{C}_2, \text{CS}$ $\text{CH}_3\text{CN}, \text{HCN}, \text{H}_2\text{O}, \text{OH}, \text{CH}$ $\text{CO}^+, \text{CH}^+, \text{CO}_2^+, \text{N}_2^+, \text{OH}^+, \text{Ca}^+, \text{H}_2\text{O}^+$ $\text{CO}^+, \text{CO}_2^+, \text{CN}^+, \text{C}^+$ 反射太阳光 热辐射、硅酸盐 等离子体彗尾 $\text{CO}^+, \text{CH}^+, \text{CO}_2^+, \text{N}_2^+, \text{OH}^+, \text{H}_2\text{O}^+$ $\text{CO}^+, \text{CO}_2^+, \text{CN}^+, \text{C}^+$ 尘埃彗尾 反射太阳光 热辐射、硅酸盐	可见光谱 紫 外 射 电 可见光谱 紫 外 红 外 可见光谱 紫 外 红 外

好的效果。图 6.9a 是测定 Seargent 彗星的彗发与彗尾的成分,图 6.9b 是测定 Bradfield 彗星的有关成分。

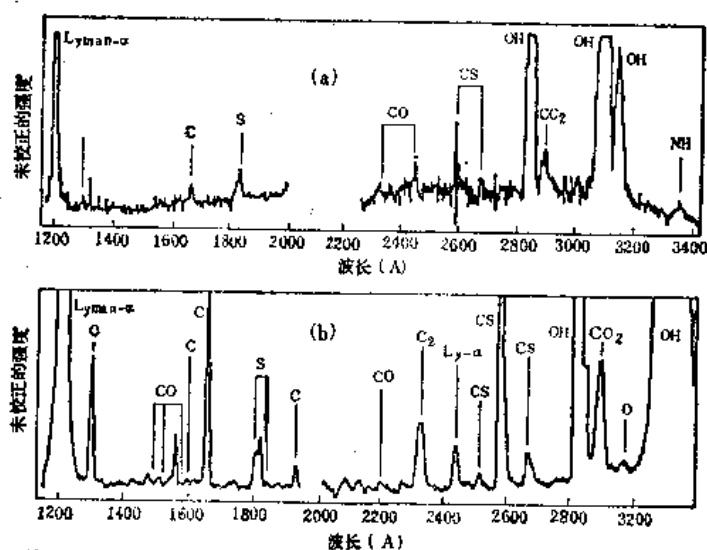


图 6.9 由 IUE 宇宙飞船测定彗星的化学成分

a 为 Seargent 彗星的彗发与彗尾的成分 (Beatty et al., 1981)
 b 为 Bradfield 彗星的成分 (Feldman et. al, 1980)

综合已有的测定结果: 彗发的成分可划分为①化合物的根基: $\text{OH}, \text{C}_2, \text{C}_3, \text{CH}, \text{CN}, \text{CO}, \text{CS}, {}^{12}\text{C}^{13}\text{C}, \text{NH}, \text{NH}_2$; 原子成分: $\text{C}, \text{H}, \text{O}, \text{S}, \text{He}, \text{Na}, \text{Fe}, \text{K}, \text{V}, \text{Cr}, \text{Mn}, \text{Co}, \text{Ni}, \text{Cu}, \text{Al}, \text{Si}, \text{Ca}$; 分子成分: $\text{HCN}, \text{CH}_3\text{CN}, \text{H}_2\text{O}$; 离子成分: $\text{CO}^+, \text{CH}^+, \text{CO}_2^+, \text{N}_2^+, \text{OH}^+, \text{Ca}^+, \text{H}_2\text{O}^+, \text{CN}^+$ 和 C^+ 。等离子体彗尾的成分为: $\text{CO}^+, \text{CO}_2^+, \text{H}_2\text{O}^+, \text{OH}^+, \text{CH}^+, \text{CN}^+, \text{N}_2^+, \text{C}^+$ 和 Ca^+ 。

除直接测定彗发和彗尾的化学成分外,测定彗星在近日点附近丢失的尘埃与气体成

分、尘/气比等也是估算彗星化学成分的重要方面。Delsemme (1977) 提出尘埃由硅酸盐、金属和硫化物组成, 气体主要为 H, He, Ne, C, N 和 $\frac{2}{3}$ 的 O, 则太阳的尘/气比为 0.0075, 星云初始混合物的尘/气为 0.54—0.76, 1970-II Bennett 彗星的尘/气比平均为 0.5, 1957-III Arend Roland 彗星的值平均为 1.7。彗星的比值较接近初始混合物的值。测定 1957-III Arend Roland 彗星过近日点后测定的尘/气比如表 6.3。

表 6.3 1957-III Arend Roland 彗星过近日点后产物的尘/气比

过近日点 的天数	-9	-6	-3	0	+3	+6	+9
尘/气	6.2	5.6	1.4	1.2	1.2	1.0	0.8

彗星过近日点前后要丢失大量气体和尘埃, 经测定 1973-XII Kohoutek 彗星在经近日点前后 C_2 和 CN 的产率(原子或分子数/s)分别为 $1 \times 10^{27}/s$, $4 \times 10^{26}/s$ 和 $4 \times 10^{26}/s$, $1 \times 10^{26}/s$, 近日点前比经近日点后的丢失量大。

从彗星的总体化学成分而论, 它比 I 型碳质球粒陨石还富含挥发分, 比 I 型碳质球粒陨石形成在更低的温度区, 可能是太阳系中最为原始的客体。彗星自形成后 4 600Ma 来, 由于保存在较低温的区域, 气体丢失最少, 未遭受到后期热变质作用的改造, 因而是研

表 6.4a Bright 彗星元素丰度

元素	原子质量	彗星尘*		彗星气体**		(Si = 1,28)		彗星总体成分	
		原子数	质量	原子数	质量	原子数	质量	原子数(%)	质量(%)
H	1	2.00	2.0	22.30	22.3	24.3	24.3	43.9	4.2
C	12	0.70	8.4	3.03	35.7	3.73	44.1	6.7	7.7
N	14	0.05	0.7	1.46	20.9	1.51	21.6	2.7	3.8
O	16	7.50	120.0	14.80	237.8	22.30	357.8	40.2	62.5
S	32	0.50	16.0	0.05	1.6	0.55	17.6	1.0	3.1
Mg	24.3	1.06	25.8	—	—	1.06	25.8	1.9	4.5
Si	28	1.00	28.0	—	—	1.00	28.00	1.8	4.9
Fe	55.9	0.90	50.3	—	—	0.90	50.3	1.6	8.8
Ni + Cr		0.06	3.3	—	—	0.06	3.3	0.1	0.6
总计		13.77	254.5	41.64	318.3	55.41	572.8	100	100

* 设为碳质球粒陨石 C₁ 的成分 (Mason, 1971); ** 气体归一化到尘粒, 假设尘/气比为 0.8。

表 6.4b 彗星元素原子丰度 (Si = 1) 及与宇宙丰度的比较

元 素	元素宇宙丰度 (Cameron, 1968, 1973)	彗 星	碳质球粒陨石的丰度 (Mason, 1971)		
			CI	CM	CV CO V
H	26 600.00	24.3	2.00	1.00	1.00
C	11.70	3.73	0.70	0.40	0.08
N	2.31	1.51	0.05	0.04	0.01
O	18.40	22.30	7.50	5.30	4.10
S	0.50	0.55	0.50	0.23	0.12
Si	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00

究太阳系早期状态的理想样品(表 6.4, 6.5)。

据 Bright 彗星元素丰度测定结果,列于表 6.4a。

彗星元素丰度(原子数)列于表 6.4b。

表 6.5 彗星、太阳和碳质球粒陨石某些元素的比值(金属=1)

元 素	彗星/太阳	CI/太阳	彗星/CI
H	5×10^{-4}	5×10^{-4}	$\sim 10:1$
C	0.24	0.06	$\sim 4:1$
N	>0.03	0.014	$\sim > 2:1$
O	1.00	0.35	$\sim 3:1$
S	1.00	1.00	$\sim 1:1$
金属	1.00	1.00	$\sim 1:1$

根据碳同位素的测定值,彗星更接近太阳系物质,与星际物质的差别较大(表 6.6)。

表 6.6 碳同位素的测定值的比较 ($^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$)

地球物质	89	Ikeya, 1963*	70 ± 15
太阳	90	Kohoutek, 1973-XII*	$\begin{cases} 115 & +30 \\ & -20 \\ 135 & +65 \\ & -45 \end{cases}$
星际物质	30--50		
Tago-Sato-Kosato, 1969*	100 ± 20	Kobayashi-Berger* -Milon, 1975-IX*	$110 \begin{matrix} +20 \\ -30 \end{matrix}$

* 为彗星名称。

彗星通过近日点前后,丢失大量尘埃物质,据 Millman (1977) 测定,大多为 10^{-4} — 10^{-6}g 的微细颗粒,其化学成分是极其复杂的,这些微流星粒子的成分列于图 6.10。图

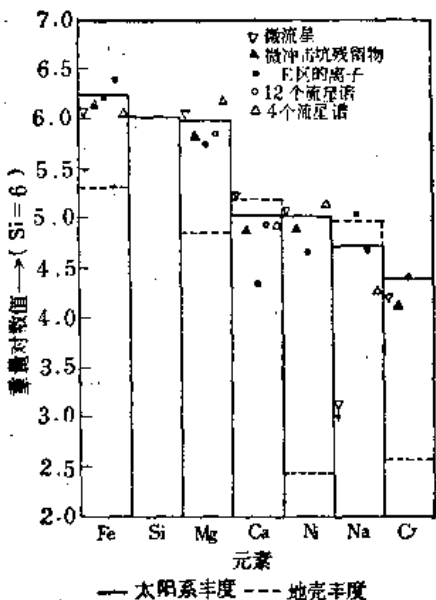


图 6.10 各种类型尘埃粒子中七种元素丰度对比

6.10 中还综合了在地球大气层上部“E区”用质谱分析非大气粒子的成分;图 6.10 也收集了天空实验室-IV 用铝箔暴露在太空中,由于微流星的碰撞冲击而产生的微冲击坑,在微冲击坑的底部用扫描电镜电子探针和能量色散 X 射线谱仪对坑底残留物作了分析,另外还收集了一些流星光谱分析结果。由图 6.10 可以看出:这些尘埃粒子的成分比较接近太阳系丰度而与地壳丰度差别较大。

四、彗星中产生的化学反应过程

当彗星在近日点前后的一段时期里,由于受到太阳的热辐射和太阳风的作用,产生一系列复杂的化学反应过程,并形成彗发、彗尾等结构(图

6.11)。

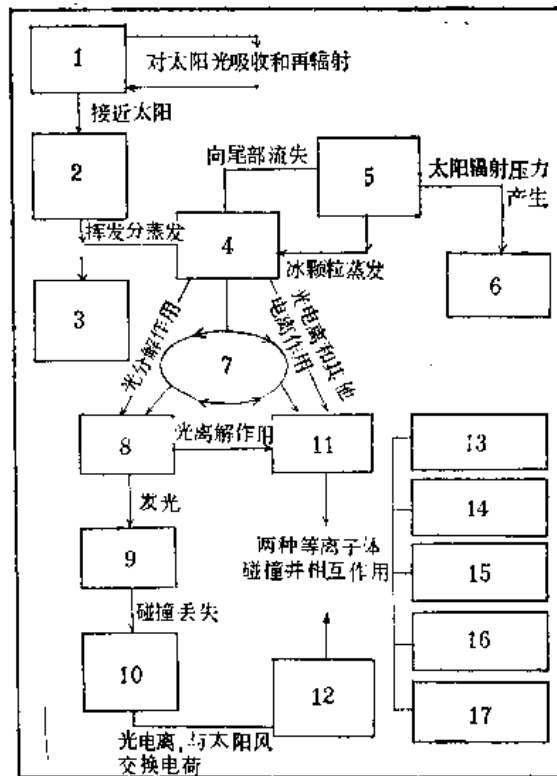


图 6.11 彗星与太阳光、太阳风的相互反应过程的示意图

1 为远离太阳时的彗核；2 为彗核离太阳 $2A$ ；3 为温度平衡 ($\sim 200K$)；4 为原始分子；5 为冰和尘晕达 $10^3 \sim 10^4 km$ ；6 为尘埃彗尾；7 为化学反应；8 为化合物根基；9 为可见彗发 $\sim 10^3 km$ ；10 为 Lyman α 和非可见光彗发 $10^3 km$ ；11 为彗星的离子；12 为大量由太阳风携带；13 为弓形击波波前 $10^3 \sim 10^4 km$ ；14 为接触界面 $10^3 \sim 10^4 km$ ；15 为形成交叉状的辐射离子光尾；16 为离子尾长达 $10^3 \sim 10^4 km$ ；17 为尾偏离成不连续状

当彗星远离太阳时,仅接受太阳的热辐射。当彗核距太阳 $2A$ 时,彗星内的易挥发组分挥发并向尾部流动,彗核中的冰和尘埃形成晕后在太阳光压下逐渐形成尘埃彗尾。彗核中原始分子受光分解和电离作用,产生根基并逐渐形成彗发。光电离和其他电离作用使原始分子产生离子,在太阳风的作用下逐渐形成等离子体彗尾(图 6.12)。

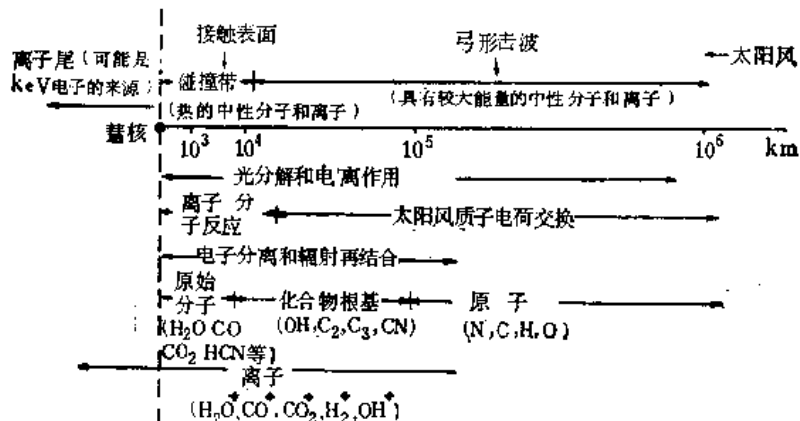


图 6.12 彗星中产生的化学反应过程示意图(以 1973-XII Kohoutek 彗星在 $1A$ 处为例)

为了更清晰地说明这些过程的产物和特征,以 Kohoutek (1973-XII) 这种中等大小的彗星在 1A 条件下所发生的过程用图示法说明(图 6.12)。

彗星中曾产生过复杂的化学反应过程,如: 光化学反应、离子-分子反应、太阳风产生的电离过程等等。离子-分子反应是彗星中形成多种分子、原子和离子的重要过程,同时伴有光电离作用和光分解作用。图 6.13, 6.14 提供了这些过程的反应前后的产物与相互关系。

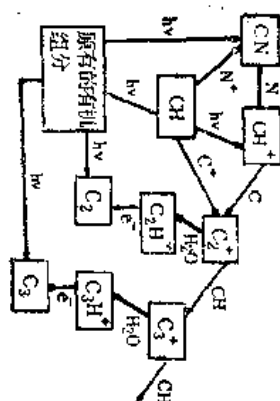


图 6.13 彗星中 H_2O , CO 和 N_2 有关的离子-分子反应(粗线), 细线表明其他组分的反应 (Shimizu, 1975)

H_2O^+ , CO^+ 和 N_2^+ 相应的中性分子被光电离作用形成的产物

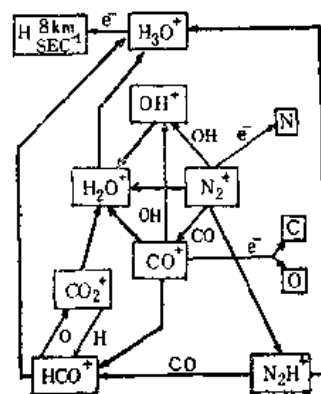


图 6.14 彗星中原有的有机组分的离子-分子反应 (Shimizu, 1975)

有机组分可能含有 C_2H_2 , C_2H_4 , HCN 和 CH_3CN , 以及少量的 CH_4 , NH_3 等;
 $h\nu$ 表示光分解或光离解作用

五、彗星的起源简述

彗星主要由冰物质组成, 吸附和包裹着相当数量的尘埃和挥发分, 它形成和保存在太阳系较外层的低温区, 保持较高的原始程度。

关于彗星形成条件, 绝大多数学者认为, 彗星是在太阳系内形成, 不可能在恒星系形成, 因为恒星际物质极稀疏, 不具备形成彗星的条件。

Whipple (1972, 1974, 1978) 认为, 彗星形成于太阳系最边远的区域, 即九大行星之外的彗星形成带中。Safronov (1972) 认为, 在外行星形成区域, 吸积形成的木星、土星、天王星和海王星的过程中, 摄动作用可以把这些区域的小物体抛到 $10^4-10^5 A$ 的奥尔特云甚至太阳系外, 抛出的总质量 $> 100 m_{\oplus}^{(1)}$ 。这些在奥尔特云甚至在恒星际内残存的小物体, 长期受到银河引力场及邻近恒星的摄动, 可以重返到太阳系内部, 成为观测到的彗星。胡中为、杨克中 (1982) 认为, 彗星不可能在木星区以内形成, 因为木星区的温度已高到不可能有很多挥发物聚集形成彗星; 另外彗星最初也不可能形成于海王星之外, 因为星云盘内海王星区内的星子较大, 由于星子之间的摄动使之有一部分星子穿过外缘区, 从而大量吸积外缘区可吸积物质和星子, 使它们转移到海王星区, 由于外缘区可吸积物的大

1) $\oplus$ 为地球质量。

量减少,该区的星子不能生长到彗星大小。因此,彗星最可能形成在低温外行星区到海王星区。从木星到海王星区大部分星子聚集形成大行星,少部分残存的星子(彗体)成为彗星。残存的彗体被大行星摄动抛向太阳系外缘区,后又可能重返太阳系,因而导致了彗星轨道的多样化。有些小彗体生长慢,由于轨道经常改变,因而多次吸积了成分有差异的物质,可能形成有洋葱状层次结构的彗星。木星区及小行星区的星子,也可能被摄动到星云盘的外缘区并吸积冰物质而生长成彗星,这类彗星又可演化为小行星和陨石母体。

总之,彗星不是单一方式所形成,有些彗星可能多次回归到太阳系内部,甚至成为周期彗星。图 6.15 是已知轨道参数的彗星其半长轴长度的分布,在 10^4 — 10^5 A 即奥尔特云区有一个峰值,该处可能汇集有更多的彗星。其他半长轴较短的彗星可能有一次或多次回归到太阳系内,甚至演化为周期彗星。彗星回归的次数愈多,则物质丢失愈多,甚至破碎、瓦解以致消亡。

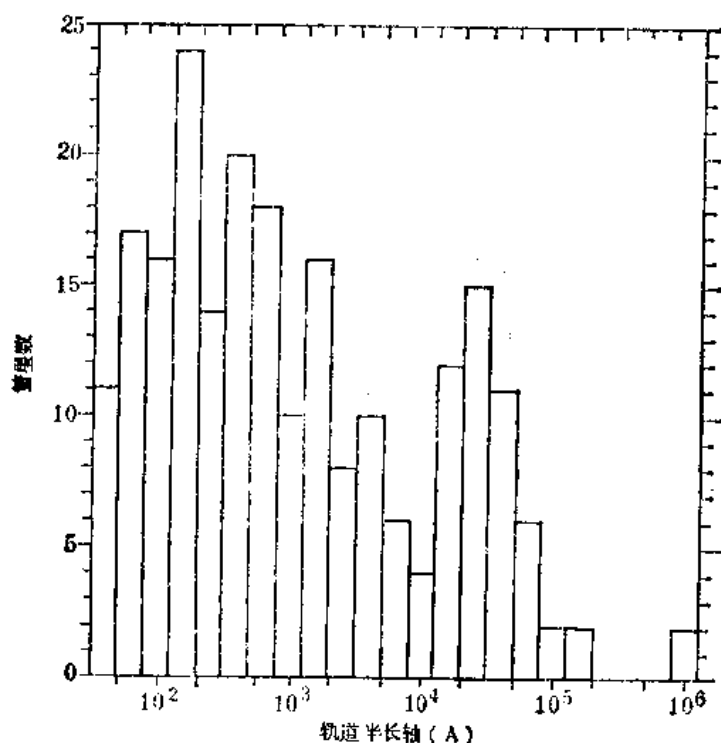


图 6.15 彗星轨道半长轴的分布

六、流星体的化学成分

绕太阳公转的小物体统称为流星体,它们大小不一。当它们进入地球大气层时,由于冲击、摩擦、燃烧而发光,成为流星。流星一般出现在离地面 80—120km。流星体的化学成分是通过光谱观测而获得。Harvey (1973) 对四个亮流星的光谱分析结果列于表 6.7。

表 6.7 四个亮流星的化学成分与元素比

元素及元素比		偶发流星	双子座流星	英仙座流星	金牛座流星
Fe	重量%	68	13	13	13
Ni		10	1.7		1.6
Ca		0.0058	0.02	0.0037	0.0015
Mn		0.13	0.0055	0.0064	0.0043
Cr		0.015	0.0068	0.014	0.0068
Mg		0.19	12	3.9	10
Si		9.8	27	36	30
O		11	45	45	44
Na			0.00057	0.00028	0.00045
Al			0.13		0.11
H				?	
Ni/Fe	原子比	0.15	0.114		0.106
Ca/Fe		5.9×10^{-3}	2.0×10^{-3}	3.9×10^{-4}	1.5×10^{-4}
Mn/Fe		1.8×10^{-3}	4.0×10^{-4}	4.9×10^{-4}	3.2×10^{-4}
Cr/Fe		2.2×10^{-4}	5.1×10^{-4}	1.1×10^{-2}	5.1×10^{-4}
Mg/Fe		1.16×10^{-3}	2.06	0.68	1.8
Si/Fe		0.13	4.2	5.6	4.6
Na/Fe			1.0×10^{-4}	5.2×10^{-5}	8.1×10^{-5}
Al/Fe			1.9×10^{-2}		1.7×10^{-2}

偶发流星的化学成分接近铁陨石,而天龙座流星群有类似碳质球粒陨石的化学成分,而有些流星可能更符合彗星的化学成分。因此流星体的化学成分分为:①彗星型流星体,易碎多孔,密度 $< 1\text{g/cm}^3$,主要由彗星尘埃、冰和挥发分组成;②碳质球粒陨石型流星体,成分类似碳质球粒陨石,密度约 2.1g/cm^3 ;③普通球粒陨石型流星体,成分接近普通球粒陨石,密度约 3.7g/cm^3 。

流星体是它们的母体碰撞、碎裂或瓦解产生的碎屑物质。

第七章 陨 石

一、概 述

陨石是指从行星际空间穿过地球大气层烧蚀后到达地表的流星体残留体。陨石常以降落处或发现处的地名而命名。陨石的形态多种多样,个体大小不等。陨石表面一般都有一层很薄的(小于1mm)黑色或深褐色的熔壳,是陨石在大气层内陨落过程中由于高温使表面熔化,后来在速度降低时冷却凝固而成。陨石表面常发育着许多象河蚌壳、指印形状的小凹坑,这是陨石在大气层内降落过程中与高温气流相互作用烧蚀后留下的痕迹,称为气印,可以根据气印排列状况和熔壳上熔凝物质流动的痕迹来判定陨石在大气层中飞行的方位。陨石的比重一般比地球岩石大。

一般将陨石分为三大类,以硅酸盐矿物为主组成的陨石称为石陨石;以铁镍金属为主组成的陨石为铁陨石;铁质和石质的量约各占一半的陨石称为石-铁陨石。目前世界上保存最大的铁陨石是非洲纳米比亚的戈巴(Hoba)铁陨石,重约60t;其次是格林兰的约角1号铁陨石,重约33t;我国新疆铁陨石,重约28t,是世界第三大铁陨石(保存在乌鲁木齐市博物馆)。世界上最大的石陨石是吉林陨石,已收集的样品总重为2550kg,吉林1号陨石,重1770kg,是人类已收集的最大的石陨石块体(保存在吉林省吉林市博物馆)。

(一) 地外物质降落到地表的通量及已收集的陨石

每天降落到地球表面的地外物质约 10^3-10^4 t,大约只有1%降落后可成为陨石(Кривов, 1955, Parkin 和 Tilles, 1968)。地球表面近 $\frac{3}{4}$ 的面积被海洋所覆盖,再加上荒无人烟的沙漠、高山和丛林,每年人类能观察和找到的陨石极少。

在整个地球的地质历史时期中,若按上述通量进行计算,地外物质沉降在地表的总量大约能覆盖整个地球表面厚达0.36—3.6m,或相当于 $2.5 \times 10^{-3}-2.5 \times 10^{-4}\%$ 的地球质量,相当于地壳质量的十万分之一。地质时期中地外物质的加入,对地球质量或成分几乎没有影响。实际上不能采用现今地外物质的通量,来计算地球历史中地外物质的加入量。根据月球表面撞击坑的统计,在地球形成后的 1×10^9 a中,地外物质的通量要高得多(Hartmann, 1965, 1972)。白垩系-第三系之间界面粘土层中铱异常地发现(Alvarez, et al., 1980, Ganapathy, 1980),正说明地质历史中曾发生过多次大型小行星体或彗星的碰撞、冲击。地外物质的通量随时间呈指数规律减小。自地球形成以来,地外物质的加入对地球早期的成分和质量,有重大的贡献和影响。

陨石是在地表能直接获得的主要地外物质。经统计,观察到陨石降落及找到的陨石共有2000多次(不包括在南极洲找到的近8000块陨石)。现将已收集的陨石分大类别

于表 7.1。

表 7.1 观察到降落和找到的陨石*

陨石类型	降落的陨石	(%)	找到的陨石	(%)	总计	(%)
石陨石	762[41]**	84.4	440[18]	40.2	1 261	60.3
球粒陨石	(664)[5]	(70.3)	(414)[10]	(37.3)	(1 093)	(52.3)
无球粒陨石	(59)[1]	(6.3)	(11)	(1)	(71)	(3.3)
未分类石陨石	(39)[35]	(7.8)	(15)[8]	(2)	(97)	(4.7)
铁陨石	43[18]	6.4	586[16]	52.9	663	31.7
石铁陨石	12	1.3	59[3]	5.4	74	3.5
未分类的陨石	7[66]	7.7	2[12]	1.2	87	4.2
其他***	[2]	0.2	[2]	0.3	4	0.3
总 计	824[127]		1 087[51]		2 089	

* 据 McCall, 1973 并作了修正; **[]内数字为产状尚有疑问的陨石; ***曾作为陨石报道的物体, 如铜陨石、石灰岩陨石、砂岩陨石等。

由上表可以看出, 石陨石占已收集陨石总次数的 60%, 铁陨石为 31.7%, 石铁陨石仅占 3.5%。在降落的陨石中, 石陨石占 84.4%, 铁陨石仅占 6.4%, 石铁陨石占 1.3%。在找到的陨石中, 石陨石占 40.2%, 而铁陨石占 52.9%。看来石陨石的降落次数比铁陨石多 13 倍, 而找到铁陨石的几率比石陨石高, 这是由于铁陨石易于识别且较石陨石抗风化能力强, 在地面保存的时间长。

(二) 陨石研究的意义

除了 9 次登月取回少量月球样品外, 陨石是目前可供人们直接研究的较大量的地外物质。陨石携带有丰富的有关太阳系的平均化学成分、太阳系的形成与演化、有机质的起源、太阳系的空间环境、重返大气层过程、冲击变质作用等等的科学信息, 陨石一直是天体化学研究的重要对象 (Вернадский, 1941; Mason, 1962; Dodd, 1981; Wasson, 1985; 欧阳自远, 1983)。

组成陨石的近百种化学元素同组成太阳、地球、月球等太阳系天体的化学元素是相同的。C1 型碳质球粒陨石元素丰度除氢、氦外是太阳系平均元素丰度的代表。根据各类陨石的化学成分和形成条件, 可以恢复太阳星云化学元素的分布格局, 揭示形成化学成分不均一的太阳星云的分馏过程。

太阳星云经历过同位素组成的均一过程, 但陨石中同位素组成异常的发现, 表明当星云正在凝聚形成行星和陨石母体时, 有邻近超新星爆发的产物加入, 使太阳星云受到污染; 或者在星云中残存着“前太阳”的组分, 而星云的分馏和凝聚又没有稀释或消除这种影响。因此, 太阳系的物质来源有可能不是单一的。陨石中 Mg, Xe 等同位素组成异常, 还证明陨石中存在过某些已灭绝的核素, 如 ^{26}Al , ^{244}Pu , ^{243}Am 甚至超重元素。

陨石中已发现有 120 种矿物, 其中有 32 种矿物在地球上尚未发现。陨石矿物的共生组合与形成次序的研究, 不仅能为陨石母体形成的条件和过程提供论证, 更重要的是对太阳星云凝聚过程提供了温度-压力-组分演化的精细过程。

陨石中(主要是碳质球粒陨石)已发现 60 多种有机化合物,这些有机化合物是在原始太阳星云凝聚晚期,在低温和富含挥发分的环境中合成的。在地球形成之前,已经有一些构成生命物质的基本链条。陨石中有机化合物的成因多数人认为是非生物合成的“前生物物质”。目前主要通过人工模拟合成,期望得到完满的理论解释,为探索生命前期化学的演化过程开拓新的前景。

陨石母体形成后,由于吸积能和各种核过程的能源使母体受到加热,内部物质产生扩散,局部熔融和调整,形成具有壳层状构造的天体。行星和卫星内部构造的演化,包括核、幔、壳、大气层和水圈的形成与演化的研究,陨石母体的热变质过程提供了生动的实例和理论上的参考模式。陨石物质的重熔和物质分异、调整的模拟实验研究,为阐明行星和卫星各壳层的成因积累了实验证据。

陨石母体在行星际空间的长期运行中,宇宙线与陨石物质相互反应,形成 60 多种宇宙成因核素。测定这些宇宙成因核素在陨石中的分布,为我们探讨宇宙线的成分、能谱和通量,认识宇宙线的长期变化规律,弄清高能核反应的特点,恢复陨石在通过大气层前的形状与大小,了解陨落时的运动状态和通过大气层后的烧蚀量,都能提供有价值的科学资料,因而人们称陨石是宇宙空间的天然“探测器”。

陨石冲击行星表面,形成各种大小的撞击坑。撞击坑是行星表面主要的地形特征与外营力作用。撞击坑形成过程的冲击变质研究,不仅为分析行星表面地形的特征、玻璃陨石的成因及地球生物灭绝事件提出佐证,也为研究触地核爆炸和地下核爆炸的成坑过程、冲击变质的效应等提供新论据。

陨石是太阳系的“考古”样品,根据陨石中铀、钍、钾、铅、铷、铯、钐和钕同位素组成的测定与计算,太阳系元素的最低年龄为 $5,400 \pm 400$ Ma (侯德封等,1974)。元素形成后至太阳系凝聚之间的间隔年龄由 I-Xe 和 Pu-Xe 法测定约 100—300 Ma,而 ^{26}Al - ^{26}Mg 测定为 1Ma。太阳星云开始凝聚的时间为 4700 Ma 前。据 Rb-Sr, U-Pb, Pb-Pb, Sm-Nd 等年龄测定方法,测得太阳系中各类陨石凝结的年龄为 4500—4600 Ma,也是太阳系中各行星的年龄。陨石中 ^{40}Ar - ^{39}Ar , K-Ar 和 U-Th-He 年龄以及 U-Pu 径迹年龄的测定,可计算陨石母体对 Ar, He 的保存年龄和径迹保留年龄,为探讨行星和陨石母体的热变质温度、冷却速度提供了有效的方法。宇宙成因核素的测定,能有效地用来计算陨石暴露年龄和陨星在太阳系空间运行的某些轨道参数。陨石暴露年龄的频谱,给我们描绘了太阳系空间天体碰撞事件的某些规律。陨石“落地年龄”的测定,为我们考察没有文字记载的陨石和南极洲陨石的降落年龄提出了依据。总之,陨石提供了元素的起源、星云形成、星云凝聚、行星形成、撞击事件的一系列时标,给出了太阳系形成和演化的时间序列。

陨石降落过程的温度、压力和物质的烧蚀与变化过程,为计算人工飞行体重返大气层的过程提供了有益的论据。

最近发现有来自月球和火星的陨石(欧阳自远,1985),扩大了人们对陨石来源的视野,在地球上也可以直接获得来自月球、火星以及其他行星表面的样品,为研究行星的大气成分、表土的矿物、化学成分与年龄、太阳风成分、行星表面的物理化学环境等提供了直接的科学论据。

(三) 中国古代陨石的记载

我国古代陨石的记载(章鸿钊 1927; 王嘉荫, 1963; 島誠, 1976)是全世界研究古陨石最为系统的珍贵史料。中国科学院北京天文台组织的我国古代天象记录整理小组, 经多年收集、整理、考证, 编辑的《中国古代天象记录总表》一书, 对我国古代的天象记录作了系统的记述。《春秋》记载了公元前 645 年 12 月 24 日在今河南省商丘县城北的一次陨石降落: 僖公十六年“春, 王正月戊申朔, 陨石于宋, 五。”《左传》解释说“十六年春, 陨石于宋, 陨星也。”首次提出了陨石是星陨至地之说, 比欧洲人认识到这一点要早 2 000 多年。沈括在其《天工开物》一书中, 曾科学地记述了一次铁陨石降落, 描述了铁陨石的形态、大小、地面撞击小坑的大小与深度、陨石的温度等。在我国的古代记载中还有许多陨石降落时造成的灾害等事件。

在中国和世界上其他一些历史悠久的国家中, 往往在古代的墓葬中发现一些用铁陨石制作的器物。在中国河北省藁城县的商代中期古墓中, 发掘出一件铁刃铜钺, 铜钺的铁刃是由八面体铁陨石锻制而成。在河南省浚县出土的商末周初的两件青铜武器, 其铁刃和铁援部分也是由铁陨石锻制而成。这些发现充分证明, 在没有冶铁技术之前, 距今 3 000 多年前我国古代就能锻制这种宇宙的“合金钢”, 我国是世界上最早用铁陨石制作武器和其他器物的国家。

我国学者章鸿钊(1927)、王嘉荫(1963)和日本学者島誠(1976), 对中国古代陨石的记载作过研究, 并提出了陨石降落的周期和空间分布。根据《我国古代天象记录总表》所精选的史料, 共发现真正见到陨石实物, 或火流星坠落后对地面造成过破坏, 而不包括只听到声响或看到火流星的记载, 共有 365 条陨石记载。杨蔚华等(1983)计算了我国古代陨石降落的周期和空间分布, 并得出以下结论:

(1) 陨石在地理空间上的分布, 服从泊松率, 表明陨石在空间分布具有等可几性。在选定的我国北纬 39° 线以南, 21° 线以北; 东经 110° 线以东, 115° 线以西的区域, 划分成 $10\ 000\text{ km}^2$ 的 83 个长方形格子进行统计, 观测值与理论值很接近(图 7.1)。陨石在大的

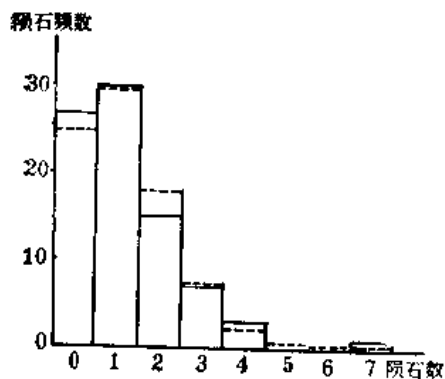


图 7.1 在选定地区内陨石频数的泊松分布
实线为实测频数; 虚线为理论频数

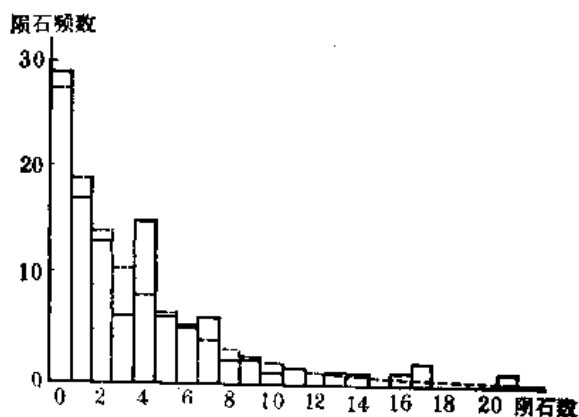


图 7.2 在大的地理空间上陨石频数的负二项分布
实线为实测频数; 虚线为理论频数

地理空间上,由于人口密度和地貌景观的差异,使陨石降落的频度服从负二项分布(图 7.2)。

(2) 陨石历史记载数随年代呈线性递增的趋势,是由于人口随年代递增造成的虚假现象,而不是陨石降落的频数在时间上的自然规律。削弱这种人为的趋势值,使陨石频数构成的时间序列成为弱平稳随机过程,再用自相关系数和功率谱等模式,求出陨石降落的周期。自明、清至今 619 年间以 5 年为时间计算单位的周期(a)有: 300, 90, 64—53, 34, 13, 11(图 7.3); 明、清至今 509 年间以 10 年为时间计算单位的周期(a)有: 245, 100, 61, 31, 明以前 1739 年间以 10 年为时间计算单位的周期(a)有: 1 200, 340, 260, 150, 109, 69, 34, 28—21(图 7.4); 有陨石记录以来的 2 250 年间,以 10 年为时间计算单位的周期(a)有: 1 500, 300, 100, 62, 38, 20。对多次计算所求得的周期(a)的综合,得到下面的周期: $1350 \pm 212a$, $286.3 \pm 27.5a$, $107 \pm 29a$, $61.4 \pm 4.05a$, $34.3 \pm 3.08a$, $19.6 \pm 1.72a$, $10.5 \pm 0.71a$ 。上述周期具有对数螺旋性质,即: 周期长度 ρ 为: $\rho = 3.746e^{i \cdot 0107\theta}$

计算获得的周期长度为: 1 081.64, 307.83, 119.96, 63.99, 34.14, 18.21 和 9.72a。

陨石降落的三个周期 $286.3 \pm 27.5a$, $61.4 \pm 4.05a$ 和 $10.5 \pm 0.71a$ 与太阳黑子活动的周期 $257 \pm 9.8a$, $61 \pm 1.3a$ 和 $11 \pm 0.46a$ 很接近,且黑子活动极大年与极小年与陨石降落的峰年及极小年也有一定的对应关系(表 7.2),但也有不对应的,如黑子的中世纪极大年(Nedival Max)和明洪武极大年(1 375a),而发现的陨石均很少。

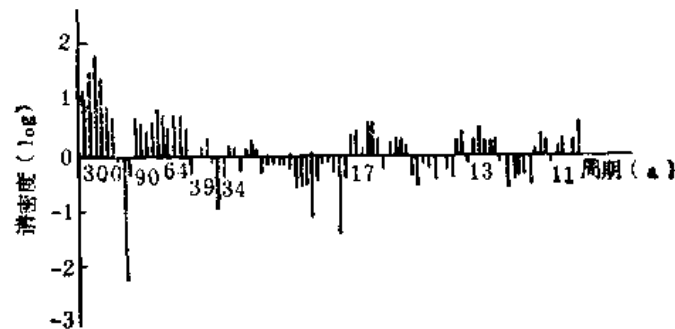


图 7.3 明至今 619 年间陨石降落的周期功率谱

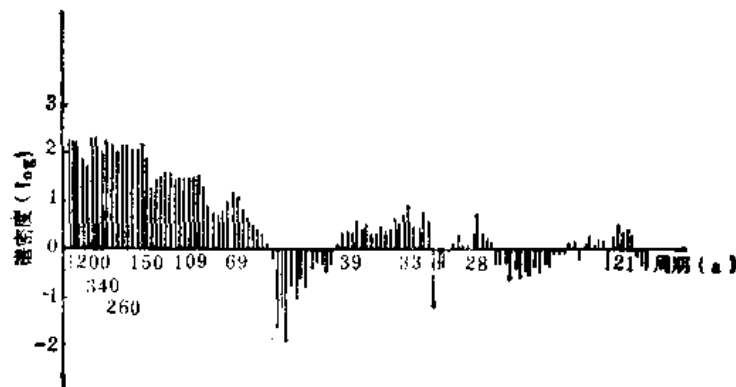


图 7.4 明以前 1 739 年间陨石降落的周期功率谱

表 7.2 黑子极大、极小年与陨石的对应关系 (公元)

黑子极大年	1 360	1 560	1 620	1 800	1 860	1 920
陨石峰年	1 358	1 568	1 638	1 813	1 863	1 913
黑子极小年	1 265	1 463	1 680	1 740		
陨石极小年	1 265	1 458	1 698	1 740		

陨石降落的周期与某些彗星的周期具有对应关系,列于表 7.3。

表 7.3 陨石降落的周期与某些彗星的周期 (a) 的对比

1862II 彗星(英仙流星群) 110—120	1866I 彗星(狮子流星群) 33.2—33.5	多纳提彗星 ~2 000	施瓦斯曼-瓦赫曼彗星 16.4
陨石的周期 107 ± 29	34.3 ± 3.08	$1350 \pm 212 ?$	$19.6 \pm 1.72 ?$

看来,陨石降落具有某种周期性,而这种周期性与太阳活动及彗星的周期可能有关。

(四) 陨石的坠落过程

陨石原是以不超过每秒 42 km 的宇宙速度绕太阳运行的称为小行星、或流星体或陨石母体的小天体,由于受其他大行星的摄动而缓慢地逐渐改变其运行轨道,当其轨道演变到与地球轨道相交时,才有可能坠入地球。

流星体对地球的相对速度为 12—72 km/s。图 7.5 是根据雷达测定的具有抛物线轨道及椭圆轨道流星体的速度分布。

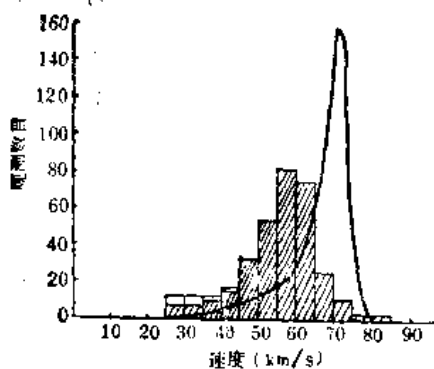


图 7.5 抛物线轨道流星体的速度 (曲线)及椭圆轨道流星体的速度 (阴影直方图)

流星体以高速进入地球大气层,随着大气密度的逐渐增大,击波产生的压力也增大,流星体表面温度逐步升高。在离地面 135—90km 的高空,大气阻力迫使流星体开始减速,表面发光,形成火流星。在流星体表面发热、发光的同时,表面物质开始气化、熔融,表面被熔融的物质向流星体后部喷射成为流星尾迹,新裸露的表面又重新气化、熔融,这就是大气层的烧蚀作用。当流星体降落到离地表 55 km 以下,流星体经过处发出隆隆的响声,这是由于大气密度大得足以使流星体前端空气受到强烈的压缩而产生击波的缘故。流星体降到距地面 20 km 以下的高度,稠密空气的阻力使流星体减速到每秒 100—200m 的终速,对于质量小的陨石在大气层中甚至以重力加速度而下

降。大部分陨石降落到地面前,由于速度骤减,表面温度大大降低,不再发光,已熔化的表层迅速凝固成熔壳。最后,流星体撞击地面,成为陨石。

大气层中流星体的速度(V/V_{∞})与高度(Z)的关系,综合用系数 K 表示(图 7.6)。

K 决定于以下参数: 与流星体的半径(r ——cm)、密度(ρ ——g/cm³)和进入角(θ)

——流星体进入大气层时与地面的夹角)的正弦值成反比,与载入系数 (D ——可取 0—1 之间的数值)成正比,即:

$$K = \frac{0.7D}{r \cdot \rho \cdot \sin \theta} \quad (1)$$

如流星体的质量为 $4t$, $\theta = 90^\circ$, D 为 0.5 时, $K = 0.0001$, 流星体坠落至地面时仍可保留 92% 的初始速度 (V_∞)。质量大的流星体通过大气层时,将受到相当强大的不均匀的冲击压力的作用,使它在 12—30 km 的高空分裂成许多碎片,散落而形成陨石雨。陨石雨的分布一般呈扁长的椭圆形,最大的碎块速度最大,并落在散落区的最前端,而其他碎块一般依质量而依次散落,在散落区的尾端一般是质量小的陨石。吉林陨石雨的散落最具典型性。吉林陨石雨的散落面积近 500 km^2 , 长 72km、宽 8km, 呈北西—南东方向延伸。1 号陨石重 1 770kg, 陨落在最西端, 2 号陨石重约 400kg, 3 号陨石重 123.5kg, 愈向东部陨石质量减小, 最东部胶河县境内的小陨石重约 1g。这种有规律的排列是由于陨石在 19 km 高空分裂成许多碎片后, 各碎片的 V/V_∞ 的不同而产生的分选结果(图 7.7)。

若流星体的质量大于 $10t$, 几乎以原有的宇宙速度通过大气层并撞击地面。在撞击地面前的一瞬间, 由于流星体前端的气体受到突然强烈的压缩而急剧升温, 使陨石体本身及其周围的物质骤然气化而发生猛烈爆炸, 形成撞击爆炸陨石坑。一般陨石坑的直径是撞击体大小的 10 倍, 而坑的体积可达撞击体的 1 000 倍。地球上著名的美国亚利桑那梅蒂尔 (Meteor Crater) 陨石坑的直径为 1 200m, 收集有几十吨铁陨石的碎片。估计撞击的铁陨石体原重达 $4 \times 10^{12} \text{ g}$, 直径约 50m (Roddy, 1978)。

流星体通过大气层时的烧蚀过程将使流星体丢失质量, 通过宇宙成因核素的测定或粒子径迹的研究加以估算。流星体的烧蚀量与其初速密切相关, 即随着初始速度的递增而烧蚀率按指数递增。以 H 群球粒陨石为例, 当初速为 11km/s 时, 烧蚀率达 $\frac{1}{10}$, 而初速

为 20km/s 时, 烧蚀率达 $\frac{9}{10}$ 。

为了测定陨石降落的轨道, 北美和欧洲都采用地面照相监测站对天空拍摄流星、火流星及陨石在大气层中的运行轨迹, 目前已精确计算出三个陨石在行星际空间的运行轨道, 与小行星带中的 Apollo 小行星的轨道相近(图 7.8)。

经统计 (Mason, 1962), 每月陨石降落数目并不是均等的, 一般 4—9 月较多(图

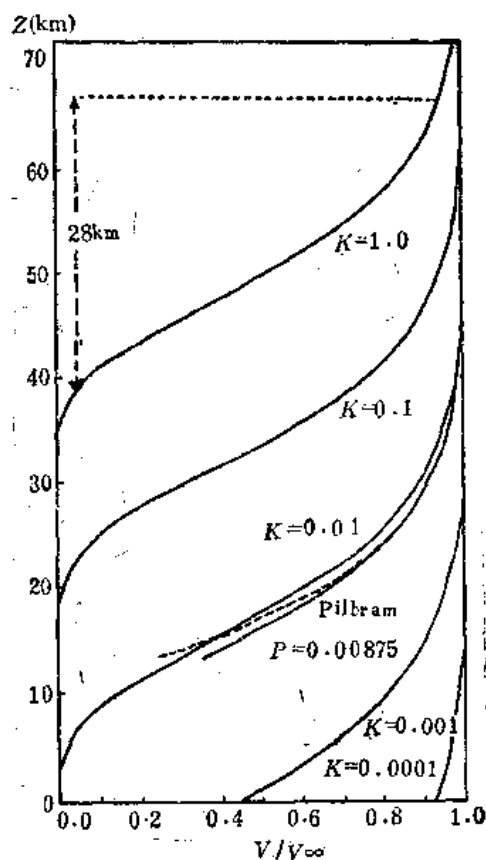


图 7.6 大气层中流星体的速度与高度的关系

虚线为已知轨道的普里布拉姆 (Pillbram) 陨石在大气层中流星体的速度随高度的变化 ($K = 0.00825$)

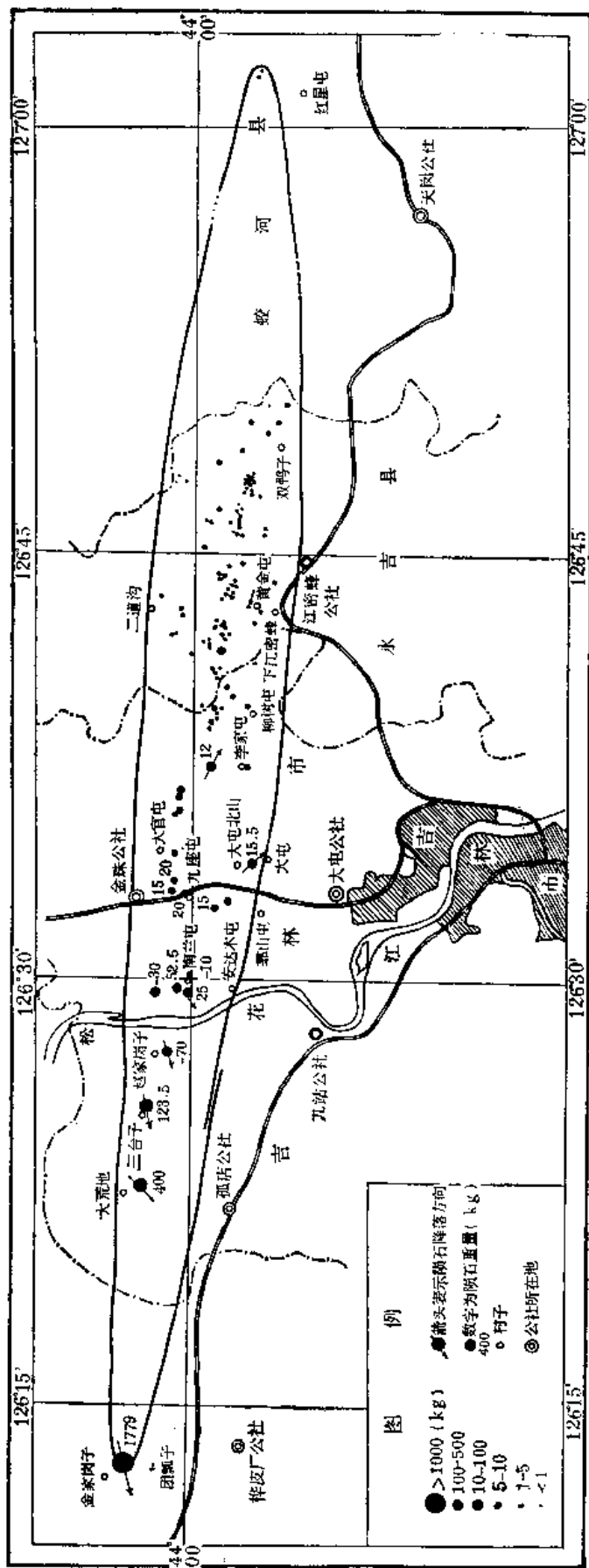


图 7.7 吉林陨石分布图
(中国科学院吉林陨石雨联合调查组, 1977)

7.9)。在 1d 中陨石降落多在上午 11 点一下午 18 时之间(图 7.10)，最高峰在 15 点。这

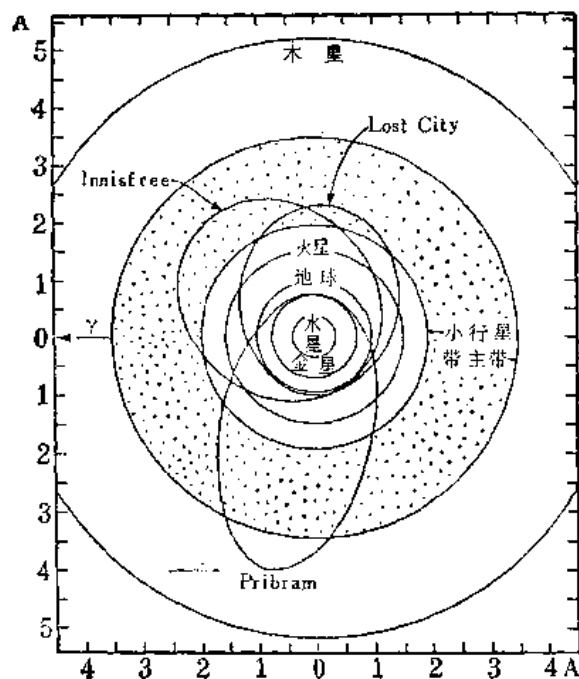


图 7.8 已测定的三块陨石的大气层轨道并计算其空间轨道
三块陨石原来在行星际空间的轨道在近日点附近均与地球轨道相交

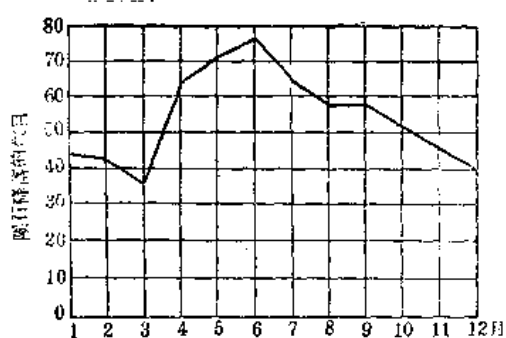


图 7.9 1800—1960 年间按月统计降落的陨石
(Mason, 1962)

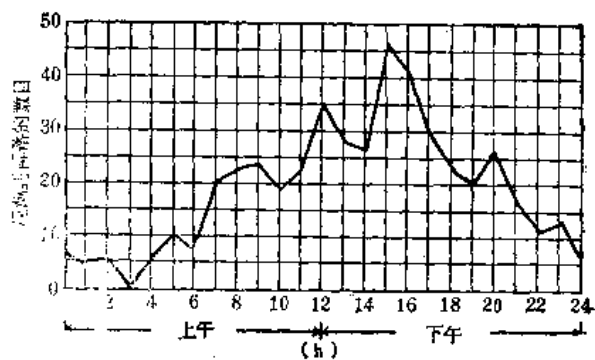


图 7.10 1790—1940 年间按每小时统计降落的陨石数

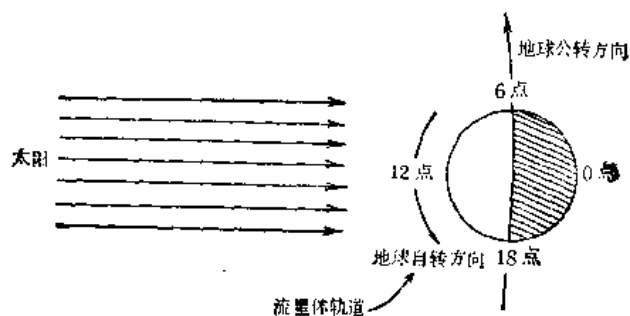


图 7.11 陨石落到地球上的时间与几何条件示意图

是由于绝大多数流星体相对于地球的速度小于 20km/s ，即很少发生高速相对撞的条件，因而 22 点到 10 点前降落陨石的几率较小，而大部分流星体的轨道与地球公转前进方向斜交甚至由后方追上地球而降落，因而 11 点至 21 点间陨石降落的几率较大(图 7.11)。

二、陨石的分类概略

(一) 陨石的分类概述

100 多年来，根据陨石的化学成分、矿物成分和结构构造等准则，提出了多种陨石的分类方案。

1863 年以前，一般将陨石区分为铁陨石、石-铁陨石和石陨石三大类：铁陨石几乎由纯铁镍金属组成，含有少量陨硫铁和硅酸盐包体；石陨石主要由硅酸盐组成，含有少量铁镍及其他矿物；石-铁陨石是前两类陨石的中间类型，其硅酸盐和铁镍含量大体相等。每一大类陨石又可根据其结构构造和化学成分上的差异而划分为若干亚类，有的亚类还可按一定的分类准则分为陨石群或型。

1863 年 Rose 最早根据矿物成分和结构构造的陨石的分类法，后经 Tchernak 和 Brezina 补充修改，成为 RTB 陨石的分类¹⁾。RTB 将陨石分为石与铁陨石两大类，再按

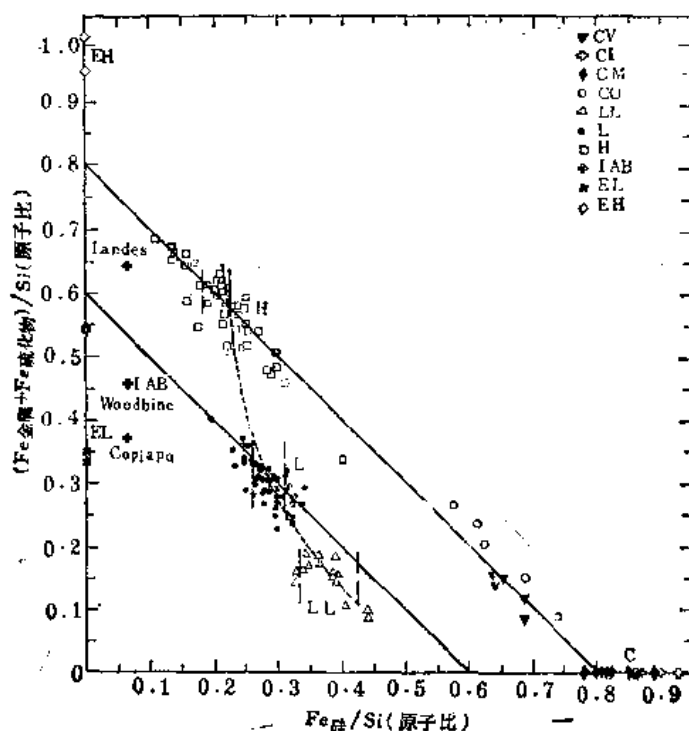


图 7.12 球粒陨石中 $(\text{Fe}_{\text{金属}} + \text{Fe}_{\text{硅酸盐}})/\text{Si}$ 与 $\text{Fe}_{\text{硅}}/\text{Si}$ 原子比的关系

CV, CI, CM, CO 为各类碳质球粒陨石(C); LL, L, H 为各群普通球粒陨石(O). EL, EH 为低铁与高铁群顽火球粒陨石(E); IAB 为铁陨石的硅酸盐包体(Lades, Woodbine 和 Copiapu 为陨石名称)

1) 引自 Dodd, 1981。

结构构造和矿物成分划分为 8 个亚类：①无球粒陨石、②球粒陨石、③顽火辉石-钙长石球粒陨石、④石-铁陨石、⑤铁-石陨石、⑥八面体铁陨石、⑦方陨铁和⑧中陨铁。再根据结构构造和颜色细分为 76 族。RTB 陨石的分类比较繁琐、也不实用且对化学成分缺乏考虑。

Prior (1916) 认为，球陨石中含有相近的总铁量，而金属与硅酸盐的成分在化学成分上的变异都与氧化状态有关；即金属中富含镍，铁镁硅酸盐富含铁。Urey 和 Craig (1953) 提出，金属相与硫化物相中的铁与硅酸盐中的铁呈反相关(图 7.12)。1920 年 Prior 提出了新陨石的分类分案如表 7.4。

表 7.4 陨石的分类表
(Prior, 1920)*

大 类 [矿物特征]	亚 类 [划分陨石群的准则]	陨 石 群 名 称
石陨石 [基本上由硅酸盐组成，少量铁镍与陨硫铁]	球粒陨石 [根据 Ni-Fe 中 Ni 含量的增加和 Fe-Mg 硅酸盐中 FeO 的含量增加]	- 顽火辉石球粒陨石 - 古铜辉石球粒陨石 - 紫苏辉石球粒陨石
	无球粒陨石	- 顽火辉石无球粒陨石 - 单斜古铜辉石-橄辉石无球粒陨石 - 贫钙无球粒陨石 - 紫苏辉石-橄辉石无球粒陨石 - 紫苏辉石无球粒陨石 - 橄辉石无球粒陨石 - 富钙无球粒陨石 - 普通辉石无球粒陨石 - 透辉石-橄辉石无球粒陨石 - 单斜紫苏辉石-钙长石无球粒陨石 - 紫苏辉石-单斜紫苏辉石-钙长石无球粒陨石
石-铁陨石 [Fe-Ni 金属及硅酸盐矿物含量相近]	[根据硅酸盐矿物特征划分为:]	- 橄辉陨铁 - 古英铁镍陨石 - 古铜橄辉陨铁 - 中陨铁
铁 陨 石 [主要由铁镍金属及少量铁的硫、磷碳化物组成]	[根据镍含量和结构构造划分为:]	- 贫镍的中陨铁陨石(Ni<6%) - 方陨铁(Ni~7%) - 八面体铁陨石(Ni 为 7-14%) - 最粗粒八面体铁陨石 - 粗粒八面体铁陨石 - 中粒八面体铁陨石 - 细粒八面体铁陨石 - 极细粒八面体铁陨石 - 中陨铁陨石(Ni 为 7-14%) - 富镍中陨铁陨石(Ni>14%)

* 略经修改。

Urey 和 Craig (1953) 曾根据石陨石中 MgO/SiO_2 , Ca/Si , Ti/Si 和 Al/Si 比值对石陨石进行了化学分类并探讨其成因。Mason (1979) 改进了 Prior 的分类，提出了陨石的

矿物分类方案(表 7.5)。Явнель (1956,1958a,1958b,1961,1978,1980,1982)近 30 年来一直在进行各类陨石的矿物、结构及化学成分的分类研究,其分类方案与其他作者大致相似。

表 7.5 陨石的矿物分类表
(Mason, 1979)

类 别	符 号	主 要 矿 物
球粒陨石		
顽火辉石球粒陨石	E	顽火辉石,铁-镍
古铜辉石球粒陨石	H	橄榄石、古铜辉石、铁-镍
紫苏辉石球粒陨石	L	紫苏辉石、橄榄石、铁-镍
橄榄石-紫苏辉石球粒陨石	LL	橄榄石、紫苏辉石、铁-镍
碳质球粒陨石	C	纹石、橄榄石
无球粒陨石		
贫钙		
顽火辉石无球粒陨石	Ao	顽火辉石
紫苏辉石无球粒陨石	Ab	紫苏辉石
橄榄石无球粒陨石	Ac	橄榄石
橄辉无球粒陨石	Au	橄榄石、单斜古铜辉石、铁-镍
富钙		
钛辉无球粒陨石	Aa	普通辉石
透辉橄辉无球粒陨石	An	
紫苏钙长无球粒陨石	Aho	辉石、橄榄石、紫苏辉石、斜长石
钙长辉长无球粒陨石	Aou	易变辉石、斜长石
石铁陨石		
橄榄陨铁	P	橄榄石、铁-镍
古英铁镍陨石	S	斜方辉石、铁-镍
古铜橄榄陨铁	Lo	斜方辉石、橄榄石、铁-镍
中陨铁	M	辉石、斜长石、铁-镍
铁陨石		
方陨铁	Ilx	铁纹石
八面体铁陨石	O	铁纹石、镍纹石
中陨铁陨石	D	镍纹石

H (高铁群球粒陨石)、L (低铁群球粒陨石) 和 LL (低铁低金属群球粒陨石) 在球粒陨石中数量占绝大多数,三者合称为普通球粒陨石 (O)。

(二) 球粒陨石的化学-岩石学分类

Van Schmun 和 Wood (1967) 提出了球粒陨石的化学-岩石学分类方案。这种二维的分类体系不仅反映了球粒陨石化学成分的差异,而岩石学特征反映了陨石母体中通过热变质达到的平衡程度。化学-岩石学过程反映了星云凝聚、星子聚集成母体、母体内部的热变质的总体效应,预示了球粒陨石形成、演化的序列和结局。化学-岩石学分类一直沿用至今。

球粒陨石中的四个化学参数可以将球粒陨石划分为五个化学群,即 E, H, L, LL 和 C (表 7.6)。

表 7.6 球粒陨石各化学群的划分参数
(Van Schmus 和 Wood, 1967)

化学参数 化学群名称	Fe_t/SiO_2	Fe^0/Fe_t^*	Fa**	SiO_2/MgO
E	$0.77 \pm 0.30^{***}$	0.80 ± 0.1	0	1.90 ± 0.15
H	0.77 ± 0.07	0.63 ± 0.07	18 ± 2	1.55 ± 0.05
L	0.55 ± 0.05	0.33 ± 0.07	24 ± 2	1.59 ± 0.05
LL	0.40 ± 0.03	0.08 ± 0.07	29 ± 2	1.58 ± 0.05
C	0.77 ± 0.07	—	—	1.42 ± 0.05

* Fe^0/Fe_t 为金属铁与全铁之比,由 E→C 数值减小,氧化程度增高; **Fa 橄榄石中 $FeO/(FeO + MgO)$ 摩尔比,即铁橄榄石分子%; ***± 为仅表示大概的误差。

Van Schmus 和 Wood (1967) 在化学分群的基础上,将每群陨石根据其岩石学特征划分为 6 种类型。陨石的类型愈高,即 1→6 型,橄榄石和辉石的组成愈均匀,辉石由单斜转变为斜方,次生长石结晶变得愈清晰,火成玻璃逐步重结晶到消失,金属中含镍量逐渐增加,而硫化物含镍量降低,碳和水含量逐渐降低,球粒轮廓模糊而基质重结晶。这个序列表征着陨石在母体内受到的热变质程度愈来愈高。近年来还发现一些受到极强热变质过程的球粒陨石,陨石中观察不到球粒的轮廓,大部分物质经熔融重结晶呈角砾状,如 L_7 型的 Shaw 陨石 (Dodd et al., 1975; Taylor et al., 1979; Scott 和 Rajan, 1979), LL_7 型的 Uden 陨石 (Heyse, 1978) 和 E_7 型的 Happy Canyon 顽火辉石球粒

表 7.7 球粒陨石岩石类型划分标准*

岩石类型划分标准	岩石类型						
	1	2	3	4	5	6	7
1. 橄榄石和辉石成分的均匀性	—	>5%平均偏差		≤5%	均 匀		
2. 贫钙辉石的结构类型	—	以单斜辉石为主		部分单斜辉石	斜方辉石 CaO<1%(重量) CaO>1%(重量)		
3. 次生长石的发育程度	—	极少,细粒或碎粒状晶体		次生微晶	次生晶体清晰,个别为粗粒		
4. 玻璃	—	原生玻璃是均质的、其数量不定		即使有也是混浊不清的	缺 乏		
5. 金属(最高镍含量%)	—	镍纹石缺乏或很少<20%		铁纹石与镍纹石,>20%			
6. 硫化物中平均镍含量(%)	—	>0.5%		<0.5%			
7. 基质	全部为细粒状、不透明	细粒状基质、不透明	碎片状,不太透明	基质重结晶,粗粒状			
8. 球粒的结构特征	无球粒	球粒轮廓极其清晰		球粒轮廓清晰	球粒轮廓模糊,但能识别	球粒轮廓模糊不清	仅见少量球粒残骸
9. 总碳含量(%)	3—5	0.8—2.6	0.2—1	<0.2			
10. 水含量(%)	18—22	2—16	0.3—3	<1.5			

* Van Schmus 和 Wood(1967), Wasson (1974), Dodd(1981)。

陨石 (Olsen et al., 1976)。1—2 型的球粒陨石, 尤其是 1 型几乎没有受到后期的热变质影响, 是最为原始的陨石。现将划分 1—7 型岩石类型的标志列于表 7.7。

实际上并不是各群球粒陨石均有 1—6 型的陨石。碳质球粒陨石大多为 1—3 型, 仅个别为 4 型, 而 E, H, L, LL 群球粒陨石缺乏 1—2 型, 都是 3—7 型, 列于表 7.8。

表 7.8 球粒陨石的化学—岩石学分类及与球粒陨石原有名称的对应关系*

岩石类型 化学群		岩石类型						
		1	2	3	4	5	6	7*****
C**	CI	(5)****	—	—	—	—	—	—
	CM	—	(14)	—	—	—	—	—
	CO	—	—	(5)	(1)	—	—	—
	CV	—	(4)	—	(4)	—	—	—
O	H	—	—	(6)***	(23)	(53)	(32)	
	L	—	—	(9)***	(11)	(28)	(117)	(1)
	LL	—	—	(6)***	(1)	(7)	(20)	(1)
E	E	—	—	—	(3)	(2)	(6)	(1)

* Van Schmus 和 Wood(1967), Dodd (1981);
 ** C 为碳质球粒陨石, 根据较著名的碳质球粒陨石而分类: IVuna 碳质球粒陨石—CI 即 C1 型; Mighei 碳质球粒陨石—CM 即 C2 型; Ornans 碳质球粒陨石—CO 即 C3—4 型, Vigarano 碳质球粒陨石—CV 即 C2, 4 型; ***非平衡的普通球粒陨石; ****已发现该型陨石的数目; *****7 型陨石为 Shaw (L₇), Uden(LL₇) 和 Happy Canyon (E₇)。

(三) 铁陨石的分类

长期以来铁陨石以结构分类为主(Явнель, 1958a, b, 1961, 1978, 1982), 即以铁陨石中铁纹石的宽度以及镍含量进行划分, 而没有与铁陨石的成因相联系。Buchwald (1975) 的铁陨石的结构分类比较实用(表 7.9)。

表 7.9 铁陨石的结构分类
(Buchwald, 1975)

类 型	符 号	铁纹石晶片的宽度(mm)	备 注
方陨铁	H	>50	甚至在大截面中也难于确定六面体的位相
八面体铁陨石	O		
极粗粒	Ogg	>3.3	随着结构变
粗粒	Og	1.3—3.3	细, 镍纹石
中粒	Om	0.5—1.3	含量增加,
细粒	Of	0.2—0.5	陨石的镍含
极细粒	Off	<0.2	量增高
含纹石八面体铁陨石	Opl	<0.2	铁纹石呈星点或纺锤状
中陨铁陨石	D	—	发育良好的缓慢退火的铁纹石极少见, 镍含量极高
异常铁陨石	Anom	—	

Wasson (1974), Явнель (1978, 1982)提出了一种多参数微量元素的铁陨石分类方

的元素, Ga, Ge 的含量范围很宽, 是挥发性亲铁元素, 能比较灵敏地反映其形成条件: 即在岩浆型铁陨石中, Ni, Ga, Ge, Ir 的含量变化范围很小, 各群含量之间的差异也较明显, 易于区分(图 7.13, 7.14, 7.15)。由于 Ga-Ge-Ni-Ir 分类反映了铁陨石的成因, 因此被广泛采用。

表 7.10 13 个铁陨石及两个富含金属的石-铁陨石群性质

(王道德等, 1983; Wasson, 1974)

化学群	观察到降落的频率 (%)	铁纹石带宽 (mm)	结构类型*	Ni (mg/g)	Ga (mg/g)	Ge (mg/g)	Ir (mg/g)	Ge-Ni 相关
IA	17.0	1.0—3.1	Om—Ogg	64—87	55—100	190—520	0.6—5.5	负相关
IB	1.7	0.01—1.0	D—Om	87—250	11—55	25—190	0.3—2.0	负相关
IC	2.1	3	异常, Og	61—68	49—55	212—247	0.07—2.1	负相关
IIA	8.1	50	H	53—57	57—62	170—185	2—60	正相关(?)
IIB	2.7	5—15	Ogg	57—64	46—59	107—183	0.01—0.9	负相关
IIC	1.4	0.06—0.07	Opl	93—115	37—39	88—114	4—11	正相关
IID	2.7	0.4—0.8	Of—Om	96—113	70—83	82—98	3.5—18	正相关
IIE	2.5	0.7—2	异常**	75—97	21—28	62—75	1.8	不相关
IIF	1.0	0.05—0.21	D—Of	106—140	9—12	99—193	0.8—23	正相关
中铁陨石	—	ca.1	异常	61—101	8.9—16	37—56	2.2—6.2	不相关
橄榄陨铁	—	ca.0.9	Om	79—129	14—27	29—71	0.01—2	负相关
IIIA	24.8	0.9—1.3	Om	71—93	17—23	32—47	0.15—20	正相关
IIIB	7.5	0.6—1.3	Om	84—105	16—21	27—46	0.01—0.15	负相关
IIIC	1.4	0.2—0.4	Off—Of	100—130	11—27	8—70	0.07—0.55	不相关
IIID	1.0	0.01—0.05	D—Off	160—230	1.5—5.2	1.4—4.0	0.02—0.07	负相关
IIIE	1.7	1.3—1.6	Og	82—90	17—19	34—37	0.05—6	不相关
IIIF	1.0	0.5—1.5	Om—Og***	68—85	6.3—7.2	0.7—1.1	0.006—7.9	不相关
IVA	8.5	0.25—0.45	Of	74—94	1.6—2.4	0.09—0.14	0.4—4	正相关
IVB	2.3	0.006—0.03	D	160—180	0.17—0.27	0.03—0.07	13—38	正相关

* 与结构分类相比较, 结构类型的符号参见表 7.9; **包括 Om 和 Ogg; ***包括 Ogg 和 Of。

三、球粒陨石

球粒陨石是具有球粒构造的石陨石, 是各类陨石中最为常见的类型。Van Schmus 和 Wood (1967) 根据球粒陨石的化学成分划分为 E 群(顽火辉石球粒陨石)、H 群(高铁群普通球粒陨石——橄榄石、古铜辉石球粒陨石)、L 群(低铁群普通球粒陨石——橄榄石、紫苏辉石球粒陨石)、LL 群(低铁低金属群普通球粒陨石——橄榄石紫苏辉石球粒陨石)及 C 群(碳质球粒陨石)。H 群、L 群及 LL 群统称为普通球粒陨石。

(一) 普通球粒陨石简述

普通球粒陨石即为最常见的球粒陨石, 主要由橄榄石、斜方辉石及铁镍金属、陨硫铁组成。铁和亲铁元素的含量 $H > L > LL$; 氧化铁/金属铁之比 $LL > L > H$ 。普通球粒陨石具有相近似的 Mg/Si 和 Ca, Al, Ti/Si (图 7.16)。普通球粒陨石母体的热变质温度为

$<400^{\circ}\text{C}$ (3型) $\rightarrow 950^{\circ}\text{C}$ (7型),一般均遭到不同程度的冲击变质作用。普通球粒陨石母体的聚集温度 $<700\text{K}$ 。普通球粒陨石主要在太阳星云的硅酸盐-金属分馏与凝聚阶段形成(Larimer 和 Anders, 1970)。

1. 普通球粒陨石的化学成分的特点 普通球粒陨石的化学成分具有以下特点:

(1) 具有极相近似的 Mg/Si , Ca/Si , Al/Si , Ti/Si , Sc/Si 和 Sm/Si 比(图 7.16)。

(2) 铁和亲铁元素的含量 $\text{H} > \text{L} > \text{LL}$ (图 7.17)。

(3) 金属铁和全铁之比为 0.6(H), 0.3(L) 和 0.1(LL), 表明金属铁含量随 H, L, LL 减小而氧化铁含量增多。

(4) $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ 的重量比, 即硅酸盐中 FeO 的含量随 H, L, LL 为 0.29, 0.37 和 0.47, 逐渐增大。

(5) 由 $\text{H} \rightarrow \text{L} \rightarrow \text{LL}$, 橄榄石中铁橄榄石(Fa)的分子百分数和辉石中铁辉石(Fs)的分子百分数均增大(图 7.18)。

(6) 由 S/Mg 和 Fe/Mg 原子比作图, 仍可区分出 H, L, LL 三群普通球粒陨石的差异(图 7.19), 并对 Krymka, Manych 和 Bishunpur 的分类作出判别, 认为是 LL 群普通球粒陨石。

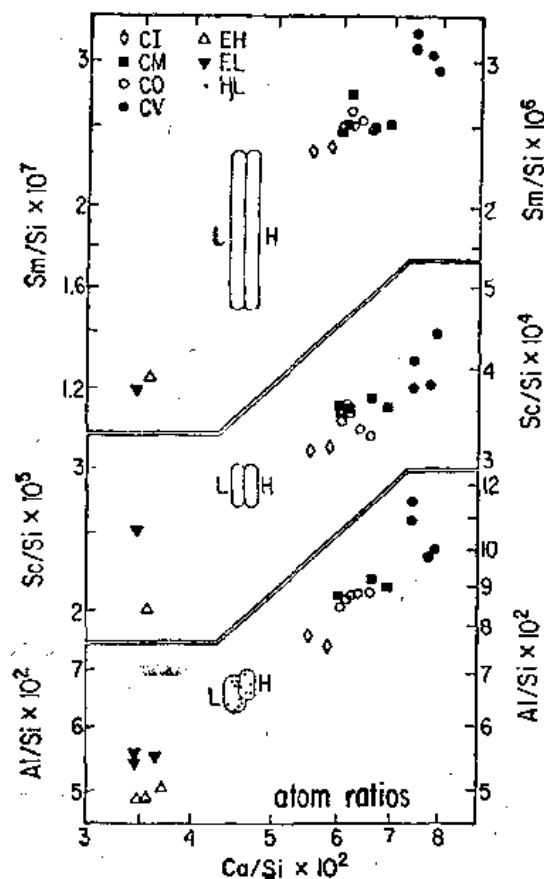


图 7.16 各类球粒陨石的 Ca/Si , Al/Si , Sc/Si 和 Sm/Si 的含量 (Wasson, 1985)

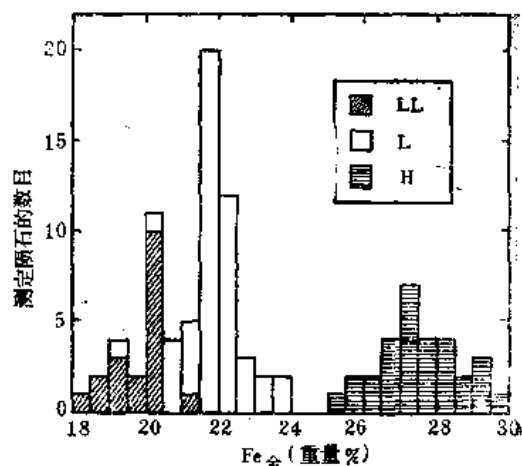


图 7.17 H, L, LL 群普通球粒陨石的全铁含量

(7) Co/Ni 比, $H > L$ (Greenland 和 Lovering, 1965); Ir/Ni 逐渐由 $H \rightarrow L \rightarrow LL$ 减小 (Müller et al., 1971); 但 Au/Ni 比由 $H \rightarrow LL$ 逐渐增加 (Ehmann et al., 1970)。

(8) 稀土元素的研究 (欧阳自远, 1982) 表明, 基质比球粒富含稀土元素, 球粒中的稀土元素以 CI 归一化则其分布模式显出明晰的轻稀土匮乏, 轻稀土匮乏比岩石类型增高正相关。Eu 略有正异常 (图 7.20)。

(9) 普通球粒陨石的平均化学成分见表 7.18。

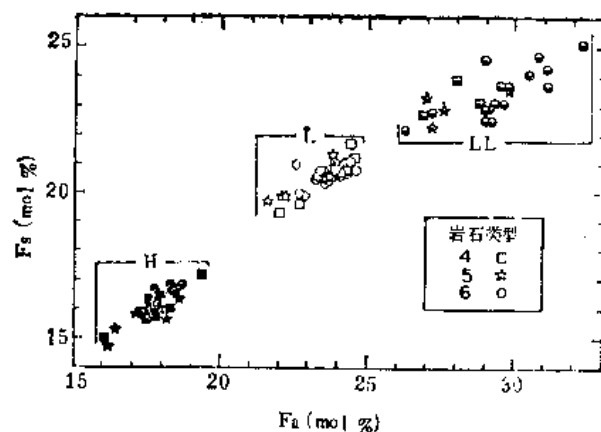


图 7.18 H, L, LL 群普通球粒陨石中橄榄石的 Fa 与斜方辉石的 Fs 的关系图

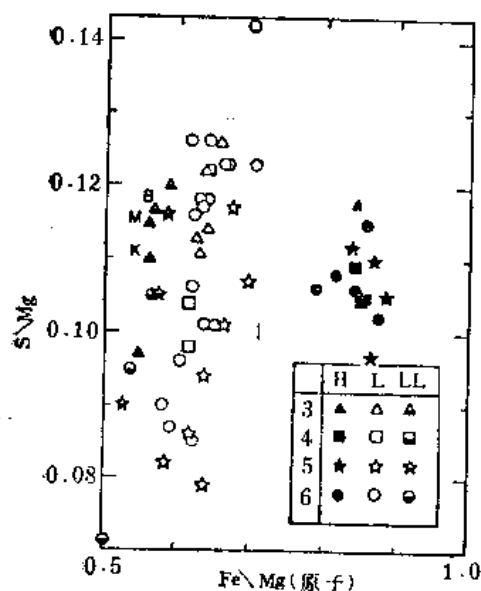


图 7.19 H, L, LL 群普通球粒陨石的 Fe/Mg 与 S/Mg 的关系

B 为 Bishunpur 陨石(LL₃); M 为 Manych 陨石(LL₃); K 为 Krymka 陨石(LL₃)

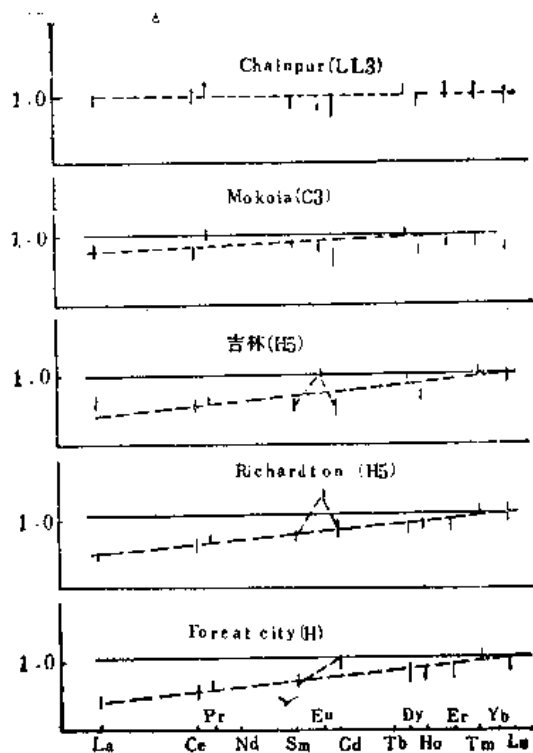


图 7.20 某些普通球粒陨石球粒的稀土元素配分模式 (以 20 个球粒陨石的平均值为 1)

(欧阳自远, 1982)

2. 普通球粒陨石的矿物组成 普通球粒陨石的矿物组成以标准矿物表示如表7.11。

表 7.11 H 和 L 球粒陨石平均成分的标准矿物组成
(Dodd 1981; Mason, 1965)

矿 物	H	L
橄榄石	36.2	47.0
斜方辉石(紫苏辉石)	24.5	22.7
单斜辉石(透辉石)	4.0	4.6
长石	10.0	10.7
磷灰石	0.6	0.6
铬铁矿	0.6	0.6
钛铁矿	0.2	0.2
陨硫铁	5.3	6.1
铁镍金属	18.6	7.5
总 计	100.0	100.0
FeO/FeO + MgO (分子比)	0.18	0.24
长石(分子%)	Ab	76
	An	18
	Or	6

普通球粒陨石中最广泛分布的矿物是橄榄石, Fa 为 0—30% (分子%), 有些橄榄石具有带状生长环, 随着环带向外扩大一般 Fe/Mg 比增大。3 型球粒陨石中 CaO 含量为 0.1—n%, 而 4—7 型陨石中橄榄石的成分较均匀, 贫钙 ($\leq 0.05\%$ 的 CaO), 一般 Fe/Mg 比随岩石类型增加而增加。

斜方辉石随着岩石类型的增加 CaO 含量增加。3 型球粒陨石主要含单斜辉石, 4—7

表 7.12 普通球粒陨石各种岩石类型的矿物特征*

球 粒 陨 石 的 岩 石 类 型					
矿 物	3	4	5	6	7
橄 榄 石	组成极不均匀, 呈环带状, CaO 含量 $\geq 0.1\%$, 局部含铬	组成基本均匀, CaO = 0.06%	组成均匀, CaO $\approx 0.02-0.05$		组成极均匀
辉 石	主要为单斜辉石, 组成极不均匀, 含 CaO $\sim 0.2-0.5\%$	古铜辉石和斜古铜辉石, 组成近于均匀	古铜辉石组成均匀, CaO 含量 $< 1.0\%$, 随着 5—6 型 CaO 含量增加		富钙 ($\geq 1.0\%$) + 贫钙古铜辉石 (CaO $\leq 0.5\%$)
	普通辉石	微 晶	微晶透辉石	透辉石	
斜 长 石	少见, 球粒玻璃中为钠长石玻璃	微 晶	肉眼可见的晶粒	粗晶, Ab, Or	粗粒结晶 ($\geq 100\mu$)
镍-铁	Ni 在金属中的分布没有规律	Ni 在铁纹石、镍纹石中协调地扩散, 表明曾经过 500°C 的缓慢冷却			
陨 硫 铁	含镍	基本上不含镍			
铬 铁 矿	少见, 成分不均匀	成分均匀, 成分随岩石类型而变化			

* 主要根据: Dodd 和 Jarosewich (1979); Dodd (1981)。

型球粒陨石中的辉石组成愈均匀。Shaw (L₇) 和 Uden (LL₇) (Dodd et al. 1975, 1974;

Heyse, 1978) 中的辉石成分均匀, 含有富 Ca 的斜方辉石。斜长石在 3 型球粒陨石中少见, 在 4—7 型球粒陨石中结晶变粗。Van Schmus 和 Ribbe (1968) 测定 H, L 中的斜长石或冲击形成的熔长石成分分别为 $Ab_{82}An_{18}Or_6$ 和 $Ab_{84}An_{16}Or_6$ 。7 型球粒陨石中的斜长石结晶粗大达 $\geq 100\mu$ 。3 型球粒陨石的陨硫铁含 Ni, 铬铁矿含量少且成分不均匀; 而 4—7 型球粒陨石中的陨硫铁基本上不含 Ni, 铬铁矿成分均匀。镍铁金属主要为铁纹石与镍纹石, 可见到维斯台登结构。磷酸盐矿物颗粒细小, 低岩石类型的球粒陨石易找到, 在 5—6 型中含磷灰石 $Ca_5Cl(PO_4)_3$ 和白磷钙矿 $Ca_3(PO_4)_2$ 。现将各岩石类型的普通球粒陨石的矿物特征列于表 7.12。

各群球粒陨石的矿物、化学成分变化范围及其平均值列于表 7.13。

表 7.13 各群球粒陨石矿物化学成分的变化范围与平均值
(Gomes 和 Keil, 1980)

	H 群	L 群	LL 群	文 献
全 Fe	25.34—30.88 平均 27.52	20.55—23.33 平均 21.82	19.85—22.55 平均 20.87	Craig (1964)
全 Ni-Fe	14.2—19.8 平均 16.8	4.4—11.7 平均 7.2	3.0—6.0 平均 4.3	Keil (1962a,b)
Fe/SiO ₂	0.77	0.55	0.49	Van Schmus 和 Wood (1967)
Fe ⁰ /Fe	0.63	0.33	0.08	Van Schmus 和 Wood (1967)
Fe ⁰ /Ni	10.90	6.87	3.57	Craig (1964)
分子%(Fa)	16.9—20.4 平均 18.8	22.7—25.6 平均 24.6	27.5—30.2 平均 28.5	Keil 和 Fredriksson (1964)
分子%(Fs)	15.7—18.1 平均 17.2	18.7—22.6 平均 21.3	23.2—25.7 平均 24.1	
斜长石	$Ab_{81.9}An_{12.3}Or_{5.8}$	$Ab_{84.2}An_{10.2}Or_{5.6}$	$Ab_{87.9}An_{10.5}Or_{5.6}$	Van Schmus 和 Ribbe (1968)
铬铁矿				Bunch et al. (1967)
TiO ₂	2.33	2.81	3.23	
Cr ₂ O ₃	56.9	56.1	54.4	
FeO	31.2	33.0	34.5	
MnO	0.94	0.74	0.63	
MgO	2.66	1.99	1.62	
镍铁矿				Snetsinger 和 Keil (1969)
FeO	40.9	41.9	44.2	
MnO	3.2	1.5	1.1	
MgO	4.1	3.3	1.8	
比重	3.50—3.90 平均 3.69	3.26—3.75 平均 3.52	3.44—3.54 平均 3.48	Keil (1962b)

3. 球粒 普通球粒陨石的球粒一般大小为 0.1—1mm, 大者可达数毫米。球粒中的矿物与基质相似, 以橄榄石和辉石为主。3 型球粒陨石中的球粒最为清晰且没有受到后期热变质的严重影响。球粒的主要类型有: ①显微斑状球粒, 一般外形不规则, 主要由橄榄石和低钙辉石组成, 伴有一些玻璃或微晶质的辉石, 球粒中常含有陨硫铁和金属。②斑状球粒, 常由结晶较粗的辉石晶体及粒状橄榄石组成。3 型球粒陨石中的球粒有 $\frac{2}{3}$ 或 $\frac{3}{4}$ (体积比) 属斑状球粒。③玻璃质球粒或辐射状的富含辉石的球粒。④主要由橄榄石组成的炉条状球粒, 在 3 型球粒陨石的球粒中占 $\frac{1}{4}$ (体积比) ⑤其他如具有暗色环带的

球粒,暗色环带由细粒硅酸盐、陨硫铁、金属等组成。金属或陨硫铁球粒。吉林陨石中还发现有铬铁矿球粒(刘顺生等,1982)。

4. 普通球粒陨石的热变质 许多作者 (Wood, 1962; Dodd, 1969; Lux et al., 1980) 对普通球粒陨石的热变质过程作过系统研究。热变质即太阳星云凝聚的产物聚集形成陨石母体或行星后,由于吸积能和中、短半衰期核素的衰变能、 ^{235}U 的诱发裂变能和长寿期核素的衰变能(侯德封等,1974)使陨石母体迅速加热,使陨石母体内部产生局部熔融、物质产生分异和调整。由于受热程度的不同(即物质所处母体中位置的不同),产生了热变质程度不同的产物,即不同岩石类型的陨石。由3—7型陨石中橄榄石和辉石组分的均匀化,玻璃质的重结晶,长石结晶颗粒增大,挥发分的扩散丢失,Ar, He 气体保留年龄的减小,球粒轮廓由清晰逐渐变得模糊不清甚至消失,……。

确定热变质作用的最高温度是研究热变质过程的关键。3—6型的普通球粒陨石基本上保持原有的结构,而球粒陨石中的金属与陨硫铁熔融温度为900—1000℃(1bar),所以950℃可作为6型球粒陨石热变质温度的上限。3型球粒陨石金属中Ni的含量分布表明,这类陨石没有经历过通过500℃的缓慢冷却过程,Dodd(1969)认为,3型球粒陨石的热变质温度最高约400℃。

研究铁、镁在斜方辉石和透辉石中的分布,求出分布系数 K_D 值,即可计算热变质温度。

$$K_D = (X_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{Ca-px}} \cdot X_{\text{Mg}^{2+}}^{\text{Opx}}) / (X_{\text{Mg}^{2+}}^{\text{Ca-px}} \cdot X_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{Opx}}) \quad (2)$$

式中X为在斜方辉石(Opx)及单斜富钙辉石(Ca-px)相中 Fe^{2+} 及 Mg^{2+} 的原子数的百分数。

Van Schmus 和 Koffman(1967)测定于21个6型球粒陨石的 K_D 值,并采用 Kretz (1963)的曲线估计最低的热变质温度为 $820 \pm 50^\circ\text{C}$ 。Bunch 和 Olsen (1974)也测定了21个6型陨石的 K_D 值,求得的温度为750—950℃。现将有关 H_6 , L_6 及 LL_6 热变质温度的范围列于表7.14。Dodd (1969)综合了各方面的结果,建议各型球粒陨石的热变质温度如下:3型,400—600℃;4型,600—700℃;5型,700—800℃;6型,800—950℃;7型 $>950^\circ\text{C}$ 。

Onuma et al. (1972b)对9个4—7型的球粒陨石测定了橄榄石、斜长石和斜方辉石中的 ^{18}O ,认为 Bjurböle 陨石(L_4)的热变质温度约690℃;7个5—6型陨石的热变质温度为 $950 \pm 100^\circ\text{C}$; Shaw 陨石(L_7)为1,300℃。

Hensen (1973) 和 Lindsley et al. (1974)用斜方辉石-透辉石进行13.5—15kbar的

表 7.14 6型球粒陨石的热变质温度

作 者	温 度 ($^\circ\text{C}$)		
	H_6	L_6	LL_6
Kretz (1963)	814—977(900)*	826—1 060(940)	932—1 080(984)
Dodd (1981)	747—920(833)	774—993(878)	976—1 002(915)
Saxena (1976)	825—990(875)	825—970(904)	880—975(920)
Heyse (1978)	—	—	650—800
Ishii et al. (1979)	925—1 010(960)	949—1 005(965)	950—1 000(980)

* 括号内为平均值。

实验,得出 LL₁ 型的变质温度为 <600℃; LL₂ 为 600—650℃; LL₃ 为 650—800℃, LL₄—900℃。

5. 普通球粒陨石的冲击变质作用 太阳系中小天体的相互碰撞是时有发生,陨石中保留有大量的冲击变质特征。Binns (1967b) 对大英博物馆内几百块陨石进行检验,发现 20% 的陨石有浅灰色的碎块在黑色基体之中,它们的化学成分是相似的,但岩石类型却产生了变化。LL 群陨石中随着岩石类型的增高,橄榄石和辉石中的铁含量也增高。经检验 20—40% 的碎块角砾中富含太阳气体,称为富气或富含太阳气体的陨石 (Wasson, 1974)。经 Lal 和 Rajan (1969), Pellas et al. (1969) 的研究,碎块角砾中富含宇宙线重粒子 ($Z > 22$) 的径迹,或富含太阳风和太阳耀斑成分。这些现象都说明这些陨石碎块曾一度暴露在母体的表面,接受并贮藏了大量太阳风、太阳耀斑成分及宇宙线重粒子的径迹。

冲击的过程是极其短暂的,压力的突然增加和减小,是一种非平衡过程,但对矿物的成分与结构也将产生一系列的变化。如橄榄石的破裂、波状消光、形成粒状或重结晶;辉石产生页理,长石的形变及熔融;铁镍金属形成留曼线或重结晶;冲击玻璃的形成等等。当冲击压力 > 200 kbar 时,陨硫铁形成细脉,穿入硅酸盐中,使陨石局部颜色变黑(黑化)。当冲击压力为 200—450 kbar 时,产生局部熔融,形成 < 100 μ 大小的瘤状玻璃或重结晶玻璃(图 7.21)。冲击过程不仅使一些易挥发组分如 Tl, Bi, In 等元素丢失 (Herzog et al., 1979),并使 K-Ar 和 U-He 年龄变低 (Kirsten, 1963; Heymann, 1967),在冲击熔融的玻璃中 Rb-Sr 年龄值也降低 (Minster 和 Allegre, 1979)。

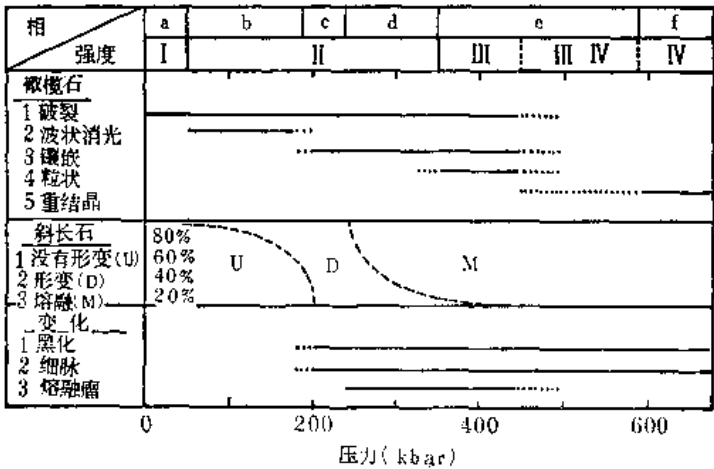


图 7.21 各种冲击强度下岩石和矿物特征的变化

I—IV 为 Reimold 和 Stöffle (1978) 划分的等级;

a—f 为 Dodd 和 Jarosewich (1979) 由 L 群球粒陨石划分的等级

(二) 顽火辉石球粒陨石简述

顽火辉石球粒陨石是较为稀少的球粒陨石,全世界仅收集 20 块左右。顽火辉石球粒陨石的化学与矿物成分的特征表明,它是在比较还原的条件下凝聚与聚集形成的。Mg/Si 和 (Ca, Al, Ti)/Si 的比值均较其他球粒陨石低。氧同位素组成的研究 (Taylor et al.,

1965; Clayton et al., 1976)证明,顽火辉石球粒陨石与顽火辉石无球粒陨石的氧同位素组成极相似,而与其他化学群的球粒陨石差别较大,因此顽火辉石球粒陨石和顽火辉石无球粒陨石可能来源于同一母体。

1. 化学成分 顽火辉石球粒陨石的平均化学成分见表 7.18, 7.19。Anders (1964) 提出: 顽火辉石球粒陨石根据其化学成分可划分为两类,即类型 I 及类型 II, 而 Wasson (1977)称类型 I 为 EH,即高铁群顽火辉石球粒陨石;类型 II 为 EL,即低铁群顽火辉石球粒陨石。

表 7.15 顽火辉石球粒陨石的分类
(Anders, 1964)

类型 I (EH)*	$Fe/Si > 0.85$	$S/Si > 0.25$	弱重结晶	E_4, E_5
类型 II (EL)*	$Fe/Si \leq 0.85$	$S/Si \leq 0.25$	强重结晶	E_6

* Wasson (1977)。

Mason (1966)、Shima (1974)、Jarosewich 和 Mason (1969)对顽火辉石球粒陨石的化学成分作过系统研究, Urey 和 Craig (1953)、Hey 和 Easton et al. (1967) 对顽火辉石无球粒陨石的化学成分作了研究,综合上述结果,顽火辉石球粒陨石含 MgO (15—25%)比无球粒陨石(33—42%)低(图 7.22)。由 $E_4 \rightarrow E_6$, MgO 含量增高,而 Na_2O , CaO ,

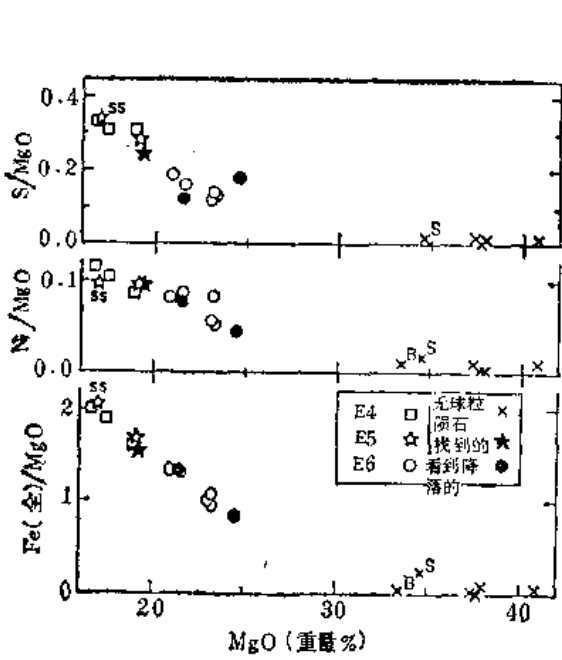


图 7.22 顽火辉石球粒陨石与无球粒陨石中的 $Fe(全)/MgO$, Ni/MgO 和 S/MgO 随 MgO 含量变化的关系
SS 为 Saint Sauveur 顽火辉石球粒陨石;
B 为 Bishopville; S 为 Shallowater 顽火辉石无球粒陨石(Dodd, 1981)

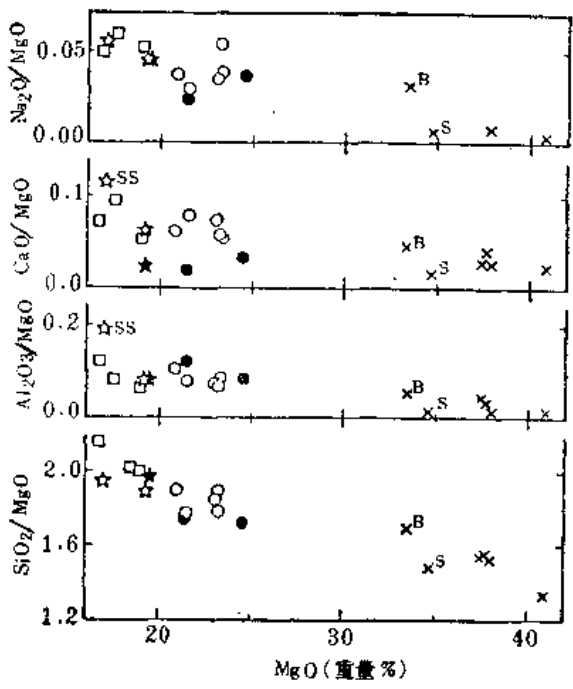


图 7.23 顽火辉石球粒陨石与无球粒陨石 SiO_2/MgO , Al_2O_3/MgO , CaO/MgO 和 Na_2O/MgO 与 MgO 含量的关系
符号同图 7.22 (Dodd, 1981)

SiO_2 , Fe , Ni 和 S 均有降低的趋势(图 7.23), Al_2O_3/MgO 比值在 E_4-E_6 中基本上保持恒

定。

Binz et al. (1974)、Baedecker 和 Wasson (1975)、Laul et al. (1973)对顽火辉石球粒陨石中微量元素的含量作过较系统研究。图 7.24 列出了 Ir, Au, Co, Cu, Sb, Rb, Cs, Gc, Se, Te, Ag, Bi, In, Tl, Zn 和 Cd 等元素归一化于 1 型碳质球粒陨石 (C_1)。Te 左方的元素为难挥发及中等程度挥发性元素,除 Rb, Cs 外,一般接近于或略高于 C_1 的浓度, E_4 比 E_5 浓度低, E_4 的 Cs 仅有 E_5 的 60%; 而 Te 右方的元素挥发性较强,一般均低于 C_1 的浓度, E_4 的浓度 $> E_5 > E_6$ 。Bi, In, Tl, Zn 和 Cd 的浓度, E_4 往往仅及 E_5 的 10%。

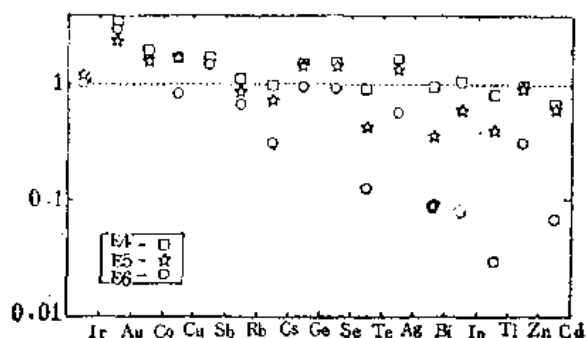


图 7.24 顽火辉石球粒陨石某些微量元素含量(C_1 的含量为 1, 虚线)

顽火辉石球粒陨石微量元素的浓度特征与其形成条件和后期的演化有关。在母体形成过程中元素的分馏使之产生挥发性元素匮乏 (Wasson 和 Wai, 1970; Larimer, 1968; Baedecker 和 Wasson, 1975), 中等挥发性元素与非挥发性元素形成不同的矿物相, 在形成顽火辉石球粒陨石区域 Si 和碱金属相对富集。母体的热变质过程使某些元素丢失而匮乏 (Binz et al., 1974; Ikramuddin et al., 1976)。热变质过程中由于部分熔融而丢失 (Mason, 1966)。

2. 矿物成分 顽火辉石球粒陨石中的主要和次要矿物列于表 7.16。一般低钙辉石为 60—80% (体积), 铁镍金属为 13—28%, 陨硫铁为 5—17%。随着辉石含量的增高, 陨硫铁与金属的含量减少。贫钙辉石 (CaO 为 0.06—0.32%) 中含 Al_2O_3 达 0.25—3.0%。 E_4 和 E_5 中含较多的斜顽火辉石, 而 E_6 为斜方辉石 (含 CaO 0.7—0.8%)。 E_4 常含钠长石玻璃、方英石、橄榄石的 $Fa < 1\%$ (分子); E_5 含磷石英与石英; E_6 含奥长石、磷石英和石英 (Binns, 1967a)。铁纹石中含金属硅 (E_4, E_5 中 Si 含量 $\geq 2.6\%$, $E_6 \leq 1.7\%$) (Ringwood, 1961b)。

顽火辉石球粒陨石中的矿物, 有些是在地球上未曾发现的, 如: 褐硫钙石、尼宁格矿、陨辉铬铁矿、镍碳铁矿、磷铁镍矿、硅磷镍矿。作者最近在我国清镇顽火辉石球粒陨石中, 还发现有 Ramdohr (1973) 提出过的矿物 A、矿物 B 和矿物 C。

3. 热变质过程 不同的岩石类型热变质温度不同。 E_4 的顽火辉石几乎为纯 $MgSiO_3$ ($Fe \sim 0.2\%$ 分子), 没有透辉石, CaO 含量为 0.7—0.8% (Binns, 1967a), 计算的平衡温度为 870—910°C。Ryall 和 Muan (1969) 提出, 硅氮氧矿 (Si_3N_2O) 是在富氮和贫氧及含硅的条件下合成, 温度约 1400—1500°C。从磷石英的形成温度看 E_6 的变质温度 $> 870^\circ C$, 由顽火辉石中的含 Ca 量计算温度为 910°C。看来 E_4 的变质温度 $> 900^\circ C$ 。 E_4 和 E_5 含有

表 7.16 顽火辉石球粒陨石的主要与次要矿物
Keil (1968), Mason (1972) 和 Watters 和 Prinz (1979)

矿物名称	矿物成分	岩石类型			
		4	5	6	7
顽火辉石	$MgSiO_3$	c, od	c, od	o	o, od, c
透辉石	$CaMgSi_2O_6$	—	—	—	+
橄辉石	Mg_2SiO_4	+	—	—	+
二氧化硅	SiO_2	c, t	c, q	t, q, c	q, t
钠长石(玻璃)	$NaAlSi_3O_8$	+	+	—	—
奥长石	An_{17}	—	—	+	+
铁镍金属	Fe, Ni	+	+	+	+
陨硫铁	FeS	+	+	+	+
褐硫钙石	CaS	+	+	+	+
硫铁锰矿	$(Mn, Fe)S$	—	—	+	±
尼宁格矿	MgS	+	+	—	—
陨辉铬铁矿	$FeCr_2S_4$	±	±	+	±
石墨	C	+	+	+	+
镍碳铁矿	Fe_3C	+	+	+	—
磷铁镍矿	$(Fe, Ni, Co)_3P$	+	+	+	±
硅氮氧矿	Si_2N_2O	—	—	±	—
硅磷镍矿	$(Ni, Fe)_x(Si, P)_y$	+	?	+	±
硫铁铜钾矿	$K_2(Na, Cu)(Fe, Ni)_{1-2}S_{14}$	+	+	—	±

± 为含有该矿物; — 为不含有该矿物; ± 为不定; 辉石中 c 斜顽火辉石, od 为无序斜方辉石, o 为斜方辉石, 二氧化硅的多形体包括: c 为方石英, t 为鳞石英, q 为石英。

低钙辉石及大量单斜辉石, 由 MgS , CaS 和 MnS 计算最低的温度为 $600-800^{\circ}C$ 。

根据已灭绝的核素 ^{129}I 衰变成 ^{129}Xe , $^{129}Xe/^{127}I$ 的比值可作为 Xe 温度计来估算陨石母体的热变质温度。Hohenberg et al. (1967) 测定了在高温下各类陨石析出的 $^{129}Xe/^{127}I$ 的比值, 几乎近于一常数 (10^{-4}), 而低温下析出的 Xe 其 $^{129}Xe/^{127}I$ 比值很低, 表明自陨石母体形成后 ^{129}Xe 有丢失。Manuel et al. (1968), Wasson et al. 等 (1972) 认为, $^{129}Xe/^{127}I$ 是岩石类型的函数。经实验测定, $^{129}Xe/^{127}I$ 在高温下析出并近于一个常数时, E_4 的温度 $\geq 1100^{\circ}C$, $E_5 \geq 1200^{\circ}C$ 。经用普通球粒陨石验证 Xe 温度计要比矿物温度计获得的温度高 $200^{\circ}C$, 因此可能 E_4 的热变质温度为 $800-900^{\circ}C$, E_5 约为 $1000^{\circ}C$ 。

(三) 碳质球粒陨石简述

1. 碳质球粒陨石及其包体的化学、矿物学特征 一般认为, 碳质球粒陨石是比较初始的陨石, 碳质球粒陨石中的非挥发性组分如 Fe , Si , Mg , Al , Ca 等代表了太阳星云的平均化学成分, 尤其是 CI 型碳质球粒陨石, 富含挥发分, 由细粒的含水硅酸盐与磁铁矿组成, 并富含有机组分。按 Wiik (1956) 的分类, I, II 型碳质球粒陨石为 CI 和 CM, 而 III 型碳质球粒陨石为 CO 和 CV。按 Van Schmus 和 Wood (1967) 的分类, C_1 , C_2 , C_3 , C_4 均为未变质或弱变质、细粒状并富含挥发分的陨石。CO 和 CV 含挥发分略低, CV 富含难熔亲石元素和铂族元素。

碳质球粒陨石的平均化学成分参见表 7.18, 7.19。

碳质球粒陨石比起其他各群球粒陨石相比, Ca/Si , Al/Si , Ti/Si , Sc/Si , Sm/Si , $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ 的比值以碳质球粒陨石最大, 而 $\text{Fe}_{\text{全Fe}}/\text{Si}$ 的比值最小, 表明碳质球粒陨石中的铁主要以 FeO 及 Fe^{3+} 形态存在, $\text{Fe}^0/\text{Fe} \approx 0$ 说明, 碳质球粒陨石在球粒陨石中是在最为氧化的环境中形成。

就碳质球粒陨石内部各类型化学参数的比较, 若以 $\text{C1} \rightarrow \text{CM} \rightarrow \text{CO} \rightarrow \text{CV}$ 为顺序, 则 Ca/Si , Al/Si , Sc/Si , Sm/Si , Ti/Si 的比值依次增大(图 7.16), 如 Al/Si 为 8.6, 9.7, 9.3 和 11.6; Ca/Si 为 6.2, 6.8, 6.9 和 8.4; $\text{Fe}_{\text{全Fe}}/\text{Si}$ 为 <0.1 , $0.1-0.5$, $2.3-15$ 和 $0.6-19$; 而 $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ 和 $\text{Fe}_{\text{磁铁矿}}/\text{Si}$ 则依次减小, 如 $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ 为 45, 43, 35 和 35; $\text{Fe}_{\text{磁铁矿}}/\text{Si}$ 为 76, 78, 80 和 86。

碳质球粒陨石中亲石元素、亲铁、亲硫等元素的含量显示出某些规律性(图 7.25)。Os, Ir, Pt 的含量顺序为 $\text{CV} > \text{CO} > \text{CM} > \text{C1}$; Al, Sc, Ca, Lu, Yb, Eu, Sm 和 La 的含量顺序为 $\text{CV} > \text{CO} > \text{CM} > \text{C1}$; 而 Ni, Co, Fe, Au, As, Ga, Sb 和 Ge 以及 Mn, Na, K 为 $\text{C1} > \text{CM} > \text{CO} > \text{CV}$; 元素 Se, Zn, In, Cd 的含量顺序为 $\text{C1} > \text{CM} > \text{CV} > \text{CO}$ 。

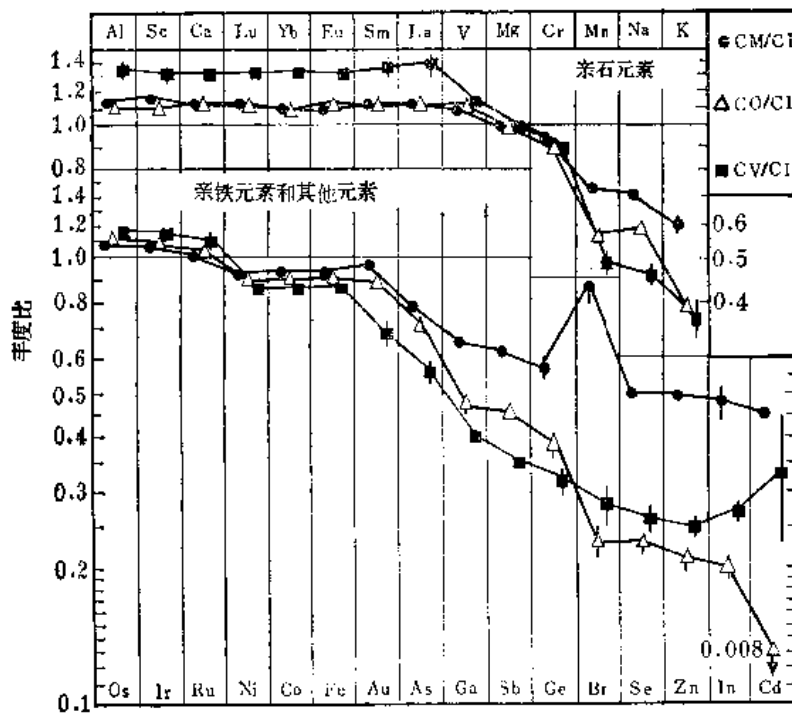


图 7.25 CM, CO 和 CV 碳质球粒陨石中 30 个元素的丰度与 C1 之比 (以 Mg 的丰度归一化为 1)

(Kallemeyn 和 Wasson, 1981)

纵坐标丰度比即 $(\text{某元素}/\text{Mg})_{\text{陨石}} / ((\text{某元素}/\text{Mg})_{\text{C1}} / (\text{某元素}/\text{Mg})_{\text{C1}})$

碳质球粒陨石中 C1 几乎没有球粒, 全由基质组成, CM, CO 和 CV 含有各种类型的球粒。球粒一般为毫米或亚毫米级大小, 呈液滴状或不规则状。主要的球粒类型有粒状橄榄石球粒、斑状球粒、无中心的辐射状球粒及炉条状球粒。

CO 中的粒状橄榄石球粒大部分含有分散状的金属和陨硫铁, 橄榄石几乎为纯的镁橄榄石, 尖晶石也接近 MgAl_2O_4 , 玻璃中富含 CaO , Al_2O_3 和 SiO_2 , 平均含 $\text{FeO} 1.3\%$ (McSweeney, 1977a)

CO 的另一种球粒为由纤维状低钙辉石夹有褐色玻璃质组成的无中心的辐射状球粒。在褐色玻璃中常含有环带状的橄榄石和铬铁尖晶石。

CV 的粒状橄榄石球粒与 CO 相似, 含有金属铁镍、陨硫铁或磁铁矿晶粒 (Haggerty 和 McMahon, 1979)。CV 的粒状橄榄石球粒比 CO 多(体积比)而斑状、炉条状及辐射状球粒比 CO 少(体积比)。

除球粒外, CV 和 CO 均含有 <10% 的角砾状包体, 富含橄榄石的角砾 CO 多于 CV, 而富含钙-铝成分的包体 CV 多于 CO (体积比)。粗粒的富钙-铝包体 (CAI) CV 含 1—4% (体积比, 下同), 而 CO 含 1—2%; 细粒 CAI, CV 含 1—6%, 而 CO 含 <1% (McSween, 1977b)。

CAI 包体曾发现过氧、镁等同位素组成的异常, 细粒 CAI 包体, 是由不规则的粒径 <1 μ 的细晶体组成的集合体, 颜色为白及灰色, 主要由尖晶石和斜方辉石组成, 常含有方钠石 ($\text{Na}_4\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}\text{Cl}$)、霞石 ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$)、钙铝榴石 ($\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$)、黄长石 (几乎全是钙铝黄长石, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$) 和橄榄石组成 (Grossman 和 Ganapathy, 1976)。粗粒 CAI 一般由粒径为 100 μ (很少 >1mm) 的矿物晶体组成, 呈白色, 包体大小为 2mm—2cm 不等, 形态多样。

Grossman (1975) 将粗粒 CAI 分为三类, 即 A, B, I (过渡类型), 各类 CAI 的矿物组成列于表 7.17。

表 7.17 粗粒 CAI 的主要矿物成分*

矿 物	模式丰度(体积%)		
	A	B	I
尖晶石(MgAl_2O_4)	15—20	15—30	20
钙铝黄长石($\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$)	80—85	5—20	少量
钙钛矿(CaTiO_3)	1—2	极少	—
钙长石($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$)	极少	5—25	50
辉 石	极少	35—60	30

* 尖晶石的成分接近纯 MgAl_2O_4 , 黄长石贫钠, 成分介于 $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$ — $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$ 之间。A 中的辉石贫铁, 由透辉石 ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$) 组成, 含 Al_2O_3 约 9%。B 中的辉石贫铁, 但含 Al, Ti 较高。长石几乎为纯钙长石组成。

除表 7.17 中所列的矿物外, 在 Allende, Leoxille 和 Vigarano et al. CV 的 CAI 中, 还发现有黑复铝钛矿 ($\text{CaAl}_{12}\text{O}_{19}$)、钙铝榴石 ($\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$)、钙铁榴石 ($\text{Ca}_3\text{Fe}^{2+}\text{Si}_3\text{O}_{12}$)、磁铁矿、铁镍金属、铁镍硫化物和辉钼矿 (MoS_2) 等 (Grossman, 1975; Keil 和 Fuchs, 1971; Fuchs, 1971)。

碳质球粒陨石基质主要为含水硅酸盐, 含细粒的富铁橄榄石 (Fa 达 50% 分子) (Clarke et al., 1970)。CI 几乎全由基质组成, CM 中基质约占一半, 而 CO 和 CV 中基质约占 $\frac{1}{3}$ 。四类碳质球粒陨石基质的化学成分相似 (McSween 和 Richardson, 1977)。CI 基质的矿物成分为橄榄石 (多为镁橄榄石)、斜方和单斜辉石、蛇纹石、磁铁矿、磁黄铁矿、铜磁黄铁矿和各种有机化合物。

碳质球粒陨石的矿物与化学成分的主要特征是高温与低温所形成的矿物组合共存于陨石体中, 前者形成包体而后者组成基质。如何解释它们之间的成因与相互联系, 曾提出过许多观点。

Mason (1960)认为,球粒(包括包体)是由于基质受变质作用而形成;球粒是岩浆作用的产物(Ringwood, 1961a);Urey (1961)认为,基质是由于球粒受低温水的改造所形成;Wood(1963a)提出的观点,即球粒和基质是不同的成因,都是直接由太阳星云凝聚产生,得到较多的支持。

Grossman (1972)用热力学计算太阳星云在总压为 10^{-3} 大气压下,通过平衡凝聚所形成的矿物及其组合与所观察到的事实比较相符,随后 Grossman 和 Olsen (1974) 及 Larimer (1973)更充实了各矿物形成的温度、压力条件。

包体的成因,经 Grossman 和 Larimer (1974), McSweed (1977a), Grossman et al. (1972, 1975) 的研究,确认是太阳星云高温凝聚的产物。经 Grossman et al. (1977) 的测定,大部分难熔微量元素如 Ba, Sc, Zr, Hf, Ta, W, U, Re, Ru, Os, Ir 和 REE 均不同程度地富集在 CAI 中,CAI 中难熔微量元素丰度比 CI 的平均值高 20 倍。包体是通过高温熔体结晶形成(Grossman 和 Ganapathy, 1976),但氧同位素的测定结果证明氧没有达到同位素平衡,很难用熔体结晶来解释(Clinton et al., 1977)。

细粒 CAI 的成因更为复杂,难以用平衡凝聚的模式来加以解释。细粒 CAI 中难熔亲石元素比 CI 丰度高但某些亲铁元素(如 Ir)却匮乏(Grossman 和 Ganapathy, 1976)。细粒 CAI 中的难熔亲石元素比粗粒 CAI 丰度低,而挥发性亲石元素如 Na, Cl 却比粗粒 CAI 丰度高,细粒 CAI 的稀土元素分配模式分馏变化的特征,因此,细粒 CAI 可能是非平衡凝聚过程的产物。Chou et al. (1976) 和 Malysheva et al. (1980)认为,CAI 可能是早期前太阳固态凝聚物蒸发的残留相。

总之,碳质球粒陨石经历过复杂的演化过程:星云气体凝聚,早期高温凝聚产物聚集形成包体(CAI);熔体凝聚或固体凝聚物的重熔再冷凝而形成球粒;高温凝聚物与挥发分富集的低温凝聚物——基质共同聚集形成母体;低温水热改造形成含水硅酸盐;大部分 CO 和 CV 具有弱的热变质特征,有些碳质球粒陨石保存有受冲击产生的冲击角砾。

2. 碳质球粒陨石中的有机组分 碳质球粒陨石中目前已发现的有机化合物如氨基酸、卟啉、烷烃、芳香烃、嘌呤和嘧啶等 60 多种,对研究生命前期有机质的形成与演化、探索地球生命物质的起源有重要意义。

Urey (1952)曾提出早期地球原始大气是高度还原状态,主要由 CH_4 , NH_3 , H_2O , H_2 和 CO 等组成,在紫外线照射或放电条件下,它们形成激发态自由基,最后合成有机化合物。Miller (1953)用甲烷、氨、水和氢的混合气体通过电火花放电循环,产生出甘氨酸、 α -丙氨酸和 β -丙氨酸,可能还有天门冬氨酸和 γ -氨基正丁酸。1959 年又通过火花放电实验合成 9 种氨基酸、三种含氧酸、三种单羧酸、一种二羧酸和两种亚醋酸、两种尿化合物。1972 年又成功地合成至少 33 种氨基酸。Miller-Urey 的合成实验和原始大气模型,对推动生命前期化学演化的研究起了很大作用,但 Miller-Urey 合成的有机物与陨石中发现的有机物并不完全相似。

Anders (1964, 1973), Studier et al. (1968, 1972)认为陨石中的有机组分是在太阳星云凝聚晚期的 CO, H_2 在磁铁矿、含水硅酸盐的催化反应生成,并聚集在碳质球粒陨石的基质中。这种 FTT (Fisher-Tropsch Type) 合成方式形成的有机质与碳质球粒陨石中发现的有机质极为相似,合成物中的碳同位素组成与陨石中有机物的碳同位素组成也相似。

Anders (1973)将 FTT 合成的有机物与陨石对比,两者十分近似,几乎陨石中发现的有机物都可以通过 FTT 合成(图 7.26)。

C_{16} 烷烃有 10^4 个异构体,但在陨石和 FTT 合成中只发现 $C_{15}-C_{16}$ 间有 5 个异构体 (Studier et al., 1968),这种高度选择的相似性并不是偶然的,说明 FTT 反应能代表陨石中有机质形成的机制。

Studier et al.(1972)和 Nagy et al. (1963, 1975)提出了在太阳星云中 CO , NH_3 , CH_4 产生 FTT 反应的条件以及 CO 生成烃的热力学条件(图 7.27)

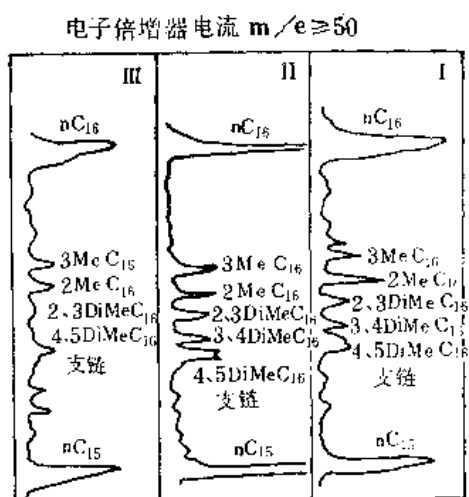


图 7.26 用气相色谱测定 $C_{15}-C_{16}$ 有机物色谱对比图

(Anders, 1973)

I 为 Nonesuch 页岩提取的纯脂肪
质部分; II 为 FTT 反应生成物;
III 为 Murray 碳质球粒陨石

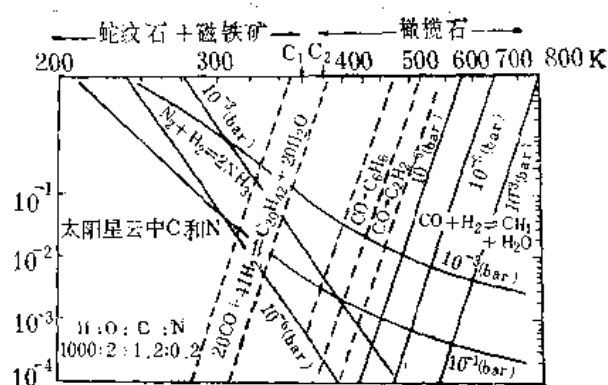


图 7.27 陨石有机质的生成条件

实线是 CO, NH_3, CH_4 共存并有足够
浓度进行 FTT 反应的条件;虚线是
 CO 生成烃的热力学条件

陨石有机质与地球的污染不同, Murchison 碳质球粒陨石中的氨基酸碳原子不对称并具有外消旋的特征。Murchison 中已发现有 52 种氨基酸,以非蛋白氨基酸为主,还发现有烃类、杂环化合物和脂肪酸等 (Kvenvolden, 1970)。

吉林 4 号陨石经测定(中国科学院地球化学研究所有机地球化学研究室, 1979), 含可溶有机质 68ppm, 含正烷烃 0.37—0.43ppm, 碳数分布范围 $C_{16}-C_{21}$, $C_{17}-C_{21}$; 芳香烃, 主要是多烷基取代芳烃, 稠环芳烃较少; 类异戊二烯烷烃; 钒卟啉 0.008ppm、镍卟啉 0.006ppm、录素 0.002ppm; 亮氨酸、异亮氨酸、缬氨酸、丙氨酸和赖氨酸、羟基脯氨酸、苏氨酸、丝氨酸、脯氨酸、甘氨酸等, 总量为 $0.0206 \times 10^{-6} \text{mol/g}$; 七种含氮化合物, 其中可能含胞嘧啶、嘌呤、胍的衍生物。

陨石有机质的研究, 为探讨生命前期有机质的合成与化学演化提供了重要的证据。Anders (1973)曾认为, 碳质球粒陨石可能是地球上早期有机物的原始物质, 早期生命系统的化学演化不一定来源于行星的大气, 而可能来自在太阳星云凝聚时已合成在陨石中的有机质。

表 7.18 球粒陨石的平均化学成分

陨石类型	样品数	硅 酸 盐 相										金 属 相					FeS ₂ C	其他	文 献						
		SiO ₂	MgO	FeO	Fe ₂ O ₃	****Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O	NiO	总计				Fe	Ni	Co	P	总计	
普通球粒陨石	100	38.29	23.93	11.95	—	2.72	1.90	0.90	0.10	0.37	0.26	0.11	0.20	0.27	—	81.00	11.65	1.34	0.08	0.05	13.11	5.89	1,2,3,8		
	45	36.41	23.09	8.87	—	2.60	1.87	.93	.10	.33	.26	0.11	0.18	.30	—	75.05	17.45	1.68	.10	.05	19.28	5.67	1,2,3,8		
	27	36.52	23.48	8.87	—	2.43	1.82	.85	.14	.36	.25	0.13	0.23	.33	—	75.42	17.23	1.58	.085	—	18.90	5.35	1,2,3,4,5,6,8		
	55*	39.70	24.58	14.33	—	2.81	1.92	.94	.11	.41	.26	0.11	0.22	.24	—	85.63	7.13	1.07	.07	.04	8.31	6.06	1,2,3,8		
	30	39.88	24.98	13.12	—	2.31	1.90	.88	.14	.44	.27	0.15	0.26	.34	—	84.67	7.7	1.12	.59	—	8.88	6.17	4—6		
LL	7	39.38	25.40	17.70	—	2.21	1.96	.87	.21	.30	.32	0.19	0.22	.37	—	89.58	3.39	.95	.052	—	4.39	5.87	4—6,8		
HL**	4	33.88	23.68	24.00	—	2.67	2.25	.59	.049	.50	.20	0.13	0.30	.53	—	88.78	3.64	1.43	.007	—	5.15	5.90	4—6		
顽火辉石球粒陨石	8	38.62	21.01	1.69	—	1.87	.97	1.00	.11	.35	.14	.06	.20	.62	.00	66.29	19.82	1.66	.12	—	21.60	10.70	.29	.77	1—3,5
	5	35.81	17.90	—	—	1.95	1.43	.93	.13	Cr=0.24	Ti=0.07, Mn=0.18					—	***32.85	1.77	.09	.17	S=5.77	.43	6,7		
	6	41.15	22.89	—	—	1.98	1.24	.85	.14	Cr=0.29	Ti=0.05, Mn=0.10					—	***24.88	1.53	.11	.12	S=3.31	.34	6,7		
碳质球粒陨石	3	23.08	15.56	10.32	—	1.77	1.51	.76	.07	.28	.19	.08	.27	20.54	1.17	75.60	.11	.02	.00	—	0.13	16.88	3.62	3.77	2,3,6,8
	8	27.31	19.00	20.06	—	2.31	2.03	.54	.05	.39	.17	.10	.27	13.23	1.56	87.02	.00	.16	.00	—	0.16	8.58	2.44	1.80	2,3,6,8
	5	33.75	23.86	24.32	—	2.65	2.32	.55	.05	.51	.20	.12	.32	1.00	.33	89.98	2.34	1.08	.06	—	3.48	6.08	0.46	—	2,3,6,8

* 包括 L 及 LL; **Keil (1969) 及 Gomes 和 Keil (1980) 将普通球粒陨石划分出 H, L, LL 和 HL, HL 即高铁低钛普通球粒陨石; ***为铁的总含量; ****Fe₂O₃ 均以 FeO 表示; 文献: 1. 为 Urey 和 Craig (1953); 2 为 Wilk (1956); 3 为 Wood (1963b); 4 为 Craig (1964); 5 为 Keil (1969); 6 为 Gomes 和 Keil (1980); 7 为 Mason (1965, 1966); 8 为 Dodd (1981)。

表 7.19 普通球粒陨石的平均化学成分

类 型	顽火辉石球粒陨石 (E)		普通球粒陨石 (O)		碳质球粒陨石 (C)			
重量%			H	L(LL)	I	M	O	V
Si	16.47	20.48	17.08	18.67	10.40	12.96	15.75	15.46
Ti	0.03	0.04	0.06	0.07	0.04	0.06	0.10	0.09
Al	0.77	1.06	1.22	1.27	0.84	1.17	1.41	1.44
Cr	0.24	0.23	0.29	0.31	0.23	0.29	0.36	0.35
Fe	33.15	22.17	27.81	21.64	18.67	21.56	25.82	24.28
Mn	0.19	0.12	0.26	0.27	0.17	0.16	0.15	0.16
Mg	10.40	13.84	14.10	15.01	9.60	11.72	14.52	14.13
Ca	1.19	0.96	1.26	1.36	1.01	1.32	1.57	1.57
Na	0.75	0.67	0.64	0.70	0.55	0.42	0.46	0.38
K	0.09	0.05	0.08	0.09	0.05	0.06	0.13	0.03
P	0.30	0.15	0.15	0.15	0.14	0.13	0.11	0.13
Ni	1.83	1.29	1.64	1.10	1.03	1.25	1.41	1.33
Co	0.08	0.09	0.09	0.06	0.05	0.06	0.08	0.08
S	5.78	3.19	1.91	2.19	5.92	3.38	2.01	2.14
H	0.13	*	*	*	2.08	1.42	0.09	0.38
C	0.43	0.84	*	*	3.61	2.30	0.31	1.08
Fe ⁰ /Fe _金	0.70	0.75	0.60	0.29	0.00	0.00	0.09	0.11
样品数	1	1	36	68	3	10	5	7

Dodd(1981), Mason (1965,1966); * 痕量。

表 7.20 球粒陨石的平均化学成分(不包括 S,H,C,O)

重量%	顽火辉石球粒陨石(E)		普通球粒陨石(O)		碳质球粒陨石(C)			
			H	L(LL)	I	M	O	V
Si	25.15	33.49	26.40	30.76	24.31	25.33	25.46	26.01
Ti	0.05	0.07	0.09	0.12	0.09	0.12	0.16	0.15
Al	1.18	1.73	1.89	2.09	1.96	2.29	2.28	2.42
Cr	0.37	0.38	0.45	0.51	0.54	0.57	0.58	0.59
Fe	50.62	36.26	43.00	35.65	43.64	42.14	41.75	40.85
Mn	0.29	0.20	0.40	0.44	0.40	0.31	0.26	0.27
Mg	15.88	22.63	21.80	24.73	22.44	22.91	23.48	23.78
Ca	1.82	1.57	1.95	2.24	2.36	2.58	2.54	2.64
Na	1.15	1.10	0.99	1.15	1.29	0.82	0.74	0.64
K	0.14	0.08	0.12	0.15	0.12	0.12	0.16	0.05
P	0.46	0.25	0.23	0.25	0.33	0.25	0.18	0.22
Ni	2.79	2.11	2.54	1.81	2.41	2.44	2.28	2.24
Co	0.12	0.15	0.14	0.10	0.12	0.12	0.13	0.13
Fe/Si	2.01	1.08	1.63	1.16	1.80	1.66	1.64	1.57
Mg/Si	0.631	0.676	0.825	0.804	0.923	0.904	0.922	0.914
Al/Si	0.047	0.052	0.072	0.068	0.081	0.090	0.090	0.093

(数据由表 7.19 换算而来)

(四) 球粒陨石的平均化学成分

球粒陨石是一种多相组合的集合体,至少可分为硅酸盐相、金属相及硫化物相。同一

种元素往往以不同价态和不同存在形式赋存在同一陨石体中,如铁以 Fe^0 存在于金属相; Fe^{2+} 存在于硅酸盐、硫化物、氧化物、磷酸盐、碳酸盐、硫酸盐、氮化物、碳化物、氯化物的矿物; Fe^{3+} 组成氧化物、硅酸盐等,为精确分析带来了困难。陨石由于样品量少,同一群陨石之间组成差异较大,加之平均成分的计算是根据不同实验室所获得的数据加以综合,必然引起较大的误差。陨石的数目在逐年增多,平均成分的数据也在不断更新。但陨石平均化学成分又是研究地外物质成因和化学演化的重要参数,长期以来许多作者对球粒陨石的化学成分作过较系统的研究,并提出了各种形式的平均化学成分表。

作者综合 Urey 和 Craig (1953), Wüik (1956), Wood (1963b), Craig (1964), Mason (1960,1965,1966,1971), Graham(1977), Keil (1969), Gomes 和 Keil (1980) 和 Dodd (1981) 的资料,将球粒陨石的平均化学成分综合列于表 7.18。

Dodd (1981) 提出了各群球粒陨石元素含量的重量百分数 (表 7.19)。为便于比较,表 7.20 表示不包括 S, H, C, O 时,计算各元素的重量百分比为 100% 时的平均值。普通球粒陨石微量元素的含量列于表 7.21。

表 7.21 普通球粒陨石微量元素(原子/ 10^6Si 原子)
(Wood, 1963b)

原子序数	元 素	元素类型*	含 量	原子序数	元 素	元素类型*	含 量
2.....	He		0.11	52.....	Te	C	1
3.....	Li	L	50	53.....	I	C, L	0.05
4.....	Be	L	0.54	54.....	Xe		0.000007
5.....	B	S	40	55.....	Cs	L	0.12
6.....	C	S	{20,000 2,000	56.....	Ba	L	4.0
7.....	N		90	57.....	La	L	0.4
9.....	F	L	300	58.....	Ce	L	1.1
10.....	Ne		0.0013	59.....	Pr	L	0.2
17.....	Cl	L	1,000	60.....	Nd	L	0.8
18.....	A		0.4	62.....	Sm	L	0.3
21.....	Sc	L	30	63.....	Eu	L	0.1
23.....	V	L	160	64.....	Gd	L	0.4
			900	65.....	Th	L	0.06
27.....	Co	C, S	1,200	66.....	Dy	L	0.3
29.....	Cu	C, S	100	67.....	Ho	L	0.08
30.....	Zn	C	120	68.....	Er	L	0.2
31.....	Ga	S	12	69.....	Tm	L	0.04
32.....	Ge	C, S	19	70.....	Yb	L	0.2
33.....	As	C, S	4.7	71.....	Lu	L	0.03
34.....	Se	C	17	72.....	Hf	L	1.2
35.....	Br	L	{32 2	73.....	Ta	L, S	0.02
37.....	Rb	L	7	74.....	W	C, L, S	0.12
38.....	Sr	L	20	75.....	Re	S	0.001
39.....	Y	L	3.5	76.....	Os	C, S	0.6
40.....	Zr	L	65	77.....	Ir	S	0.37
41.....	Nb	C, L, S	1	78.....	Pt	S	1.3
42.....	Mo	C, S	2.5	79.....	Au	S	0.13
44.....	Ru	C, S	1.6	80.....	Hg	C	0.08
45.....	Rh	S	0.27	81.....	Tl	C	0.0007
46.....	Pd	S	1.1	82.....	Pb	C	0.15
47.....	Ag	C	0.13	83.....	Bi	C	0.002
48.....	Cd	C	0.064	90.....	Th	L	0.026
49.....	In	C	0.0013	92.....	U	L	0.0075
50.....	Sn	C, S	1.1				
51.....	Sb	C, S	0.1				

* 元素类型: L 为亲石元素,绝大部分在硅酸盐相中; C 为亲硫元素,绝大部分在硫化物相中; S 为亲铁元素,绝大部分在金属相中。

(五) 球粒的成因

球粒是球粒陨石最突出的构造特征，球粒的成因是球粒陨石形成和演化的焦点。Dodd (1981)综合了各种球粒的成因观点综合列于表 7.22。

表 7.22 球粒的成因的各种假说

形成球粒的初始物质	形成的主要过程	球粒形成的场所	球粒形成的机制	文 献
星云气体	星云凝聚	星 云	超 压 冷 凝 尘埃富集 H_2 的匮乏	Suess(1949), Wood (1963a) Blander 和 Katz(1967) Wood 和 McSween(1977) Herndon 和 Suess(1977)
尘 埃	固体重熔	星 云	光致熔融 冲击熔融 原行星大气层的加热	Whipple(1966) Whipple(1972) Podolak 和 Cameron(1974)
岩 石	冲击重熔及破碎	表 层 表 层	冲击熔融 冲击熔融	Fredrisson (1963) Dodd 和 Walter(1972)

由表 7.22 可以看出：球粒的成因主要有星云凝聚和固体重熔两种假说。19 世纪末科学家称球粒为“火雨”。Suess(1949) 和 Wood(1963a)使用了“球粒”这个名词，并认为在太阳演化的早期阶段，即在金牛-T 型变星阶段由于大量的物质抛射而产生很高的气体压力，星云物质产生平衡凝聚的熔体，后结晶成为球粒。因此球粒是在星云的正常压力下由星云物质冷凝形成。Wood 和 McSween(1977)认为，当星云中的尘/气比增大时，星云物质凝聚形成球粒，Herndon 和 Suess(1977)认为，当 H_2/H_2O 比值降低时，也可凝聚形成球粒。

固态重熔假说认为：球粒是毫米级大小的固态尘埃的集合体——尘埃球，导致尘埃球重熔的机制说法不一。太阳的强辐射使尘粒重熔形成球粒 (Whipple, 1966; Cameron, 1966; Martin 和 Mills, 1976)，尘埃之间的多次碰撞重熔再冷凝形成球粒 (Whipple, 1972; Wasson, 1972; Kieffer, 1975)。Podolak 和 Cameron (1974)提出在原行星大气层中通过加热使尘粒或尘埃重熔而凝结成球粒，而 Fredrisson (1963) 认为，冲击使尘粒表面重熔再冷凝形成球粒。Dodd (1978a, 1978b) 提出了一个复合模式来解释球粒成分和结构的多样性。

碳质球粒陨石中的球粒，看来是星云气体直接凝聚以及少部分球粒是固态星云凝聚物的熔融再冷凝形成。

Dodd (1978a, 1978b)认为，研究球粒的成因，三型球粒陨石中的球粒最具有典型性，侧重对 Manych (LL₃) 的球粒进行研究，认为 3 型普通球粒陨石中的球粒是直接由硅酸盐的熔体结晶形成，大约有不到 $\frac{1}{4}$ 的球粒呈圆形滴状熔体“淬火”形成，显微斑状和斑状球粒的核心往往是一些凝聚物的碎块。Larimer 和 Anders (1970) 认为，普通球粒陨石的球粒与碳质球粒陨石中的球粒不同，前者很少含有富 Ca-Al 的未熔的高温凝聚物，表明球粒形成时有较富集的 FeO，但缺 S。因此普通球粒陨石的球粒形成时的温度应低于或相当于陨硫铁的凝聚温度(680K)。氧同位素的数据 (Onuma et al., 1972a) 也支持这种解

释。所以球粒的形成是在星云凝聚过程的晚期。

球粒陨石中球粒的变质程度一般不深,并常与一些变质程度较低的球陨石碎块共生,也有些碎块是 6 型球粒陨石的碎块,这就说明球粒的形成过程和变质作用在空间和时间上可能有重叠。

Manych (LL₃)陨石的矿物化学成分研究证明:球粒的主要矿物为橄榄石、辉石和长石,但橄榄石和辉石在球粒中的含量变化很大(图 7.28a),而长石的含量较稳定。大部分斑状球粒的矿物组成与 LL 群球粒陨石的平均矿物组成较接近,而圆形滴状球粒与之差别较大(图 7.28a)。图 7.28b 说明,大斑状球粒及圆形滴状球粒的 Ca, Na, K 含量变化较大,有些 Na/Ca 比很低。

大斑状球粒和滴状球粒的 Na/Al 比近于常数,但大约有 $\frac{1}{3}$ 的球粒 Na/Al 比很低,表明有部分 Na 的挥发(图 7.29)。

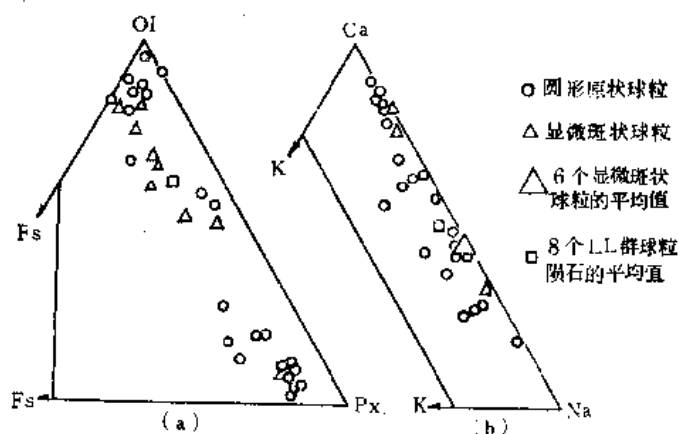


图 7.28 Manych(LL₃) 中圆形滴状球粒和显微斑状球粒的成分 (Dodd, 1978b)

(a) Ol(橄榄石)、Px(辉石)和 Fs(长石)三角图; (b) Na-K-Ca 三组分图

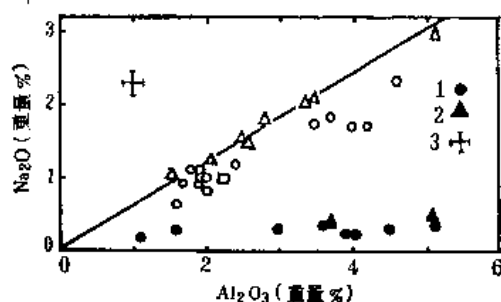


图 7.29 Manych(LL₃) 中球粒的 Na 和 Al (Dodd, 1978a, 1978b, 1981)

1,2 表示 Na/Al 很低的球粒,直线为 Na/Al 的原子比(等于 1); 3. 每个样品 Na 和 Al 的误差。其他图例同图 7.28

图 7.30 说明某些元素的比值随 SiO₂ 含量的变化 Mg/Si 和 Fe/Si 比有随 SiO₂ 增加而减少的趋势。大部分斑状球粒的成分与 LL 群球粒陨石的平均成分较接近(图 7.30)。

根据球粒陨石中球粒的结构、矿物组成与化学成分, Dodd (1978b, 1981) 用统一的模式来说明球粒矿物、化学和结构的多样性(图 7.31)。

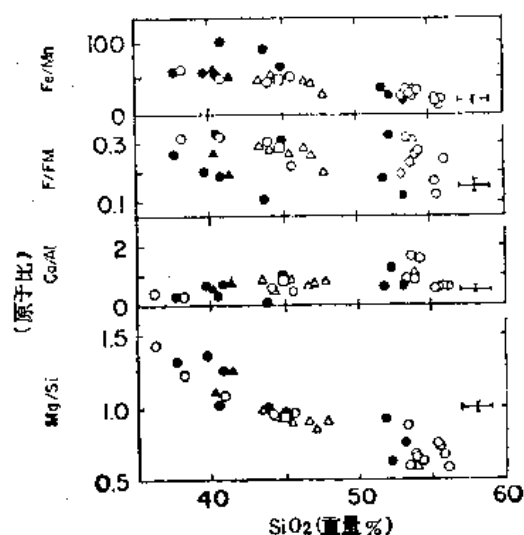


图 7.30 Manych(LL₃)中球粒的某些元素的比值随 SiO₂ 含量变化的关系 (Dodd, 1978a, 1978b, 1981)
图例同图 7.29

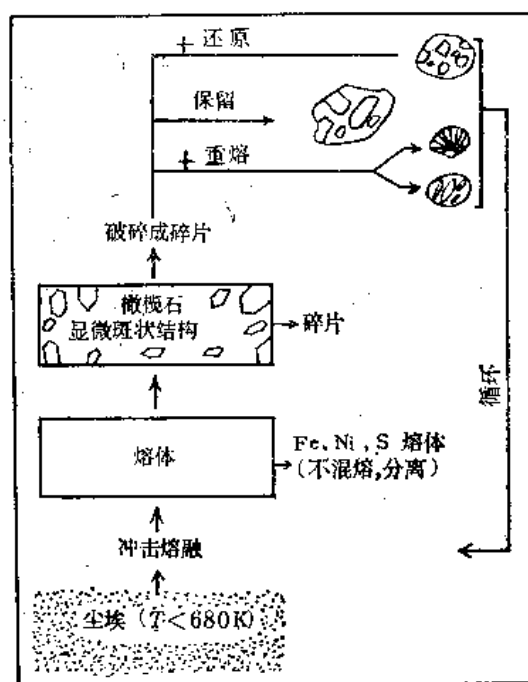


图 7.31 球粒陨石中球粒形成过程的模式 (Dodd 1978b, 1981)

当太阳星云冷凝到 $<680\text{K}$ 时, 星云中有许多已凝聚的尘埃物质, 尘埃物质聚集成小的团块, 尘埃及团块以及它们本身之间的相互碰撞产生冲击熔融, 形成熔体。熔体中的 Fe, Ni, S 由于不混溶而分离并形成铁-镍金属和陨硫铁, 熔体冷凝成斑状结构的碎块。碎块间的碰撞碎裂; 有些重熔冷凝形成辐射状球粒和炉条状球粒; 有些碎片被保留形成形状不规则的斑状球粒; 有些受到还原作用, 形成含有金属铁镍(镍较贫)细小颗粒的斑状硅酸盐球粒, 由于一部分铁组成了金属铁镍, 硅酸盐富含镁。

应该说上述模式过分强调了冲击重熔的作用, 而忽视了其他因素产生的重熔过程, 更忽略了由星云物质直接凝聚形成球粒的过程。球粒的矿物、化学和结构的多样性, 形成过程也是多途径的, 星云的直接凝聚和固体物质的重熔冷凝都是形成球粒的重要过程。

(六) 我国的球粒陨石

我国已收集 79 次降落的陨石。球粒陨石中除清镇顽火辉石球粒陨石和宁强碳质球粒陨石外, 全为普通球粒陨石。

王道德和欧阳自远(1979)对我国某些球陨石物质组成作过综合分析:

1. 化学成分 我国 14 个球粒陨石的化学成分与化学群的主要参数列于表 7.23。

表 7.23 我国部分球粒陨石的化学成分及其主要化学参数

组 分	清 镇 球粒陨石	吉 林 陨 石 雨					安龙球 粒陨石	常德球 粒陨石	双阳球 粒陨石	新沂球 粒陨石	阳江球 粒陨石	剑阁球 粒陨石	恩施球 粒陨石	任邱球 粒陨石	如皋球 粒陨石	菏泽球 粒陨石	内蒙古 球粒陨 石*	东台球 粒陨石
		G-37	G-61	G-62	1	2	5											
SiO ₂	36.48	36.80	37.54	37.06	38.30	37.59	38.18	35.55	37.61	35.57	35.80	38.91	36.2	36.52	40.52	41.18	41.69	40.94
MgO	18.19	22.92	23.34	23.12	23.01	23.09	23.37	23.81	22.87	23.16	23.99	20.45	20.8	22.26	24.44	20.28	21.97	25.86
FeO	0.30	6.64	5.60	6.93	8.81	9.01	9.73	9.59	8.00	6.99	9.24	5.27	7.93	7.2	14.20	6.17	8.93	16.23
Al ₂ O ₃	1.64	2.18	2.28	2.20	0.97	0.67	0.58	1.58	2.18	2.34	2.74	1.60	1.41	1.71	2.41	1.76	2.08	2.50
CaO	1.14	1.81	1.79	1.96	2.19	1.76	1.94	1.48	1.92	1.93	1.58	1.62	1.49	1.56	2.01	1.83	2.53	1.83
Na ₂ O	1.06	0.82	1.04	1.02	0.62	0.60	0.60	0.85	0.87	0.86	0.80	1.05	1.05	1.12	0.96	1.19	1.19	1.08
K ₂ O	0.11	0.12	0.12	0.12	0.11	0.11	0.07	0.14	0.11	0.11	0.26	0.25	0.25	0.25	0.12	0.27	0.30	0.17
Cr ₂ O ₃	0.28	0.51	0.51	0.52	0.42	0.44	0.39	0.93	0.52	0.54	0.65	0.48	2.01	0.72	0.56	0.47	0.47	0.67
MnO	0.25	0.30	0.29	0.29	0.22	0.22	0.22	0.27	0.18	0.33	0.31	0.23	0.23	0.08	0.46	0.27	0.22	0.33
TiO ₂	0.08	0.10	0.10	0.10	0.17	0.17	0.18	0.72	0.086	0.086	0.28	0.16	0.32	0.20	0.088	0.14	0.14	0.10
P ₂ O ₅	0.39	0.27	0.28	0.28	0.20	0.24	0.20	0.25	0.21	0.25	0.30	0.25	0.32	0.35	0.20	0.24	0.46	0.14
Cu	0.022	0.010	0.010	0.010	0.011	0.011	0.010	0.016	0.014	0.014	0.03				0.015			
Fe*	22.94	20.38	19.86	19.15	17.29	18.93	17.07	16.09	18.44	18.40	16.14	18.74	16.8	20.56	6.71	15.88	11.95	3.40
Ni	1.81	1.80	1.73	1.76	1.65	1.76	1.51	1.76	1.80	1.65	1.72	0.75	1.01	1.68	1.13	1.16	0.94	1.01
Co	0.093	0.086	0.080	0.082	0.079	0.096	0.075	0.094	0.091	0.081	0.06	0.09	0.04	0.07	0.058	0.04	0.07	0.04
Zn	0.027				0.006	0.005	0.007	0.006	0.006						0.005			
FeS	13.35	5.31	5.26	5.29	5.96	5.63	5.51	6.42	5.59	5.21	5.70	8.72	10.28	6.04	5.48	6.85	5.92	6.23
C	0.37				0.22	0.22	0.13		0.16	0.17					0.17			
H ₂ O*	0.47	0.14	0.12	0.24	0.32	0.17	0.17	0.33	0.06	0.08	0.46	0.57	0.41	0.20	0.38	0.72	0.38	0.24

H ₂ O ⁻	0.10	0.09	0.0	0.07				0.06	0.04	0.28	0.05	0.39	0.27	0.11	0.14
CaS	0.60														
合计	99.70	100.29	99.99	100.20	100.56	100.72	99.89	99.88	100.78	99.82	100.62	100.55	98.58	99.35	98.87
Fe(总量)	31.65	28.91	27.55	27.90	27.92	29.51	28.13	27.62	28.21	27.14	26.95	28.38	25.03	22.66	22.24
Fe(硫化物相)	8.48	3.37	3.34	3.36	3.79	3.58	3.50	4.08	3.55	3.31	3.63	3.68	4.35	3.76	4.37
Fe(硫化物相+Fe ⁰)	31.42	23.75	23.20	22.51	21.08	22.51	20.57	20.17	21.99	21.71	19.77	24.28	20.23	15.71	16.49
Fe(硫酸盐相)		5.16	4.35	5.39	6.84	7.00	7.56	7.45	6.22	5.43	7.18	5.60	4.80	6.95	5.75
Ir($\times 10^4$)								0.0042					0.0018	0.0023	0.0023
Fe/SiO ₂ (重量比)	0.87	0.79	0.73	0.75	0.73	0.78	0.73	0.78	0.75	0.72	0.75	0.73	0.82	0.54	0.49
SiO ₂ /MgO(重量比)	2.06	1.61	1.61	1.60	1.60	1.63	1.63	1.49	1.64	1.62	1.49	1.74	1.64	1.90	1.84
Co/SiO ₂ (重量比)	0.0025	0.0023	0.0021	0.0022	0.0020	0.0025	0.0019	0.0023	0.0024	0.0022	0.017	0.0023	0.0019	0.0016	0.0021
Ni/SiO ₂ (重量比)	0.050	0.050	0.046	0.048	0.043	0.046	0.039	0.049	0.047	0.043	0.049	0.019	0.027	0.022	0.037
*Fe(硫化物相+Fe ⁰)/Si	0.93	0.69	0.66	0.65	0.60	0.64	0.58	0.61	0.63	0.62	0.60	0.67	0.52	0.40	0.42
*Fe(硫酸盐相)/Si	0.23	0.15	0.12	0.16	0.19	0.20	0.21	0.23	0.18	0.16	0.18	0.11	0.11	0.18	0.15
*Fe ⁰ /Si	0.93	0.85	0.79	0.81	0.78	0.84	0.79	0.83	0.81	0.78	0.81	0.68	0.56	0.59	0.58
*Fe ⁰ /Fe	0.73	0.70	0.72	0.69	0.62	0.64	0.61	0.58	0.65	0.68	0.60	0.66	0.63	0.53	0.54
*Si/Mg	1.35	1.08	1.08	1.08	1.11	1.09	1.10	1.00	1.10	1.09	1.00	1.12	1.36	1.27	1.23
*Fe(硫酸盐相)/Fe		0.18	0.16	0.19	0.24	0.24	0.27	0.27	0.22	0.20	0.27	0.14	0.19	0.31	0.26
*Ir/Si($\times 10^7$)								7.1					2.6	3.5	3.3
*Ni/Si($\times 10^7$)								5.1					~3	2.3	3.9
化学群及岩石类型	F ₁ (EH ₃)	H ₁	H ₁	H ₁	H ₁	H ₁	H ₁	H ₁	H ₁	H ₁	H ₁	H ₁	L ₁	L ₁	L ₁
资料来源	[1]	[2]	[2]	[2]	[3]	[3]	[3]	[4]	[5]	[6]	[7]	[8]	[8]	[8]	[11]

[1] 王道德、谢先德(1977); [2] 中国科学院吉林陨石雨联合考察组(1977); [3] 长春地质学院、吉林省地质科学研究所(1976); [4] 中国科学院地球化学研究所
 陨石实验室(1974); [5] 王道德等(1977); [6] 王道德、欧阳自远(1979); [7] 常子文等(1975); [8] 常子文(1966); [9] 闻传芳, 1979; [10] 王道德等(1977);
 [11] 王锡岳等(1974); *原子比。

清镇顽火辉石球粒陨石硫化铁与金属铁含量较高,而氧化铁含量极低,具有强还原条件下形成的特征。普通球粒陨石随 $H \rightarrow L \rightarrow LL$, 总 Fe, Ni, Fe/SiO_2 , Fe^0/Fe 的值依次降低,而 FeO 含量及 Fa% 依次增高,反应了氧化程度的逐渐增高(表 7.24, 表 7.25)。以 Fe(金属+硫化物)/Si(原子比)与 Fe(氧化物)/Si(原子比)作图,除如皋;菏泽和内蒙古球粒陨石的投影点略有飘移外,其余均落在相应的化学群范围内(图 7.32)。

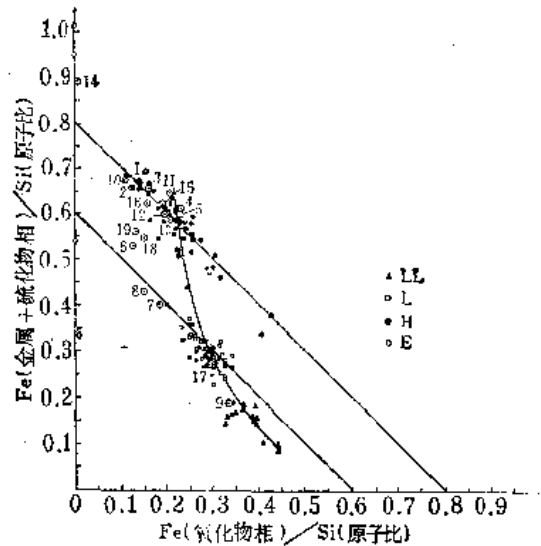


图 7.32 球粒陨石中还原的金属相、陨硫铁相及氧化物相之间铁的分布

直线表示 Fe/Si 比值为 0.6 及 0.8 的轨迹;曲线表示通过 H, L 及 LL 的一种可能的分馏趋势。
1. 为吉林陨石, G-37; 2. 为吉林陨石; G-61; 3. 为吉林陨石, G-62; 4. 为安龙球粒陨石; 5. 为新沂球粒陨石; 6. 为如皋球粒陨石; 7. 为菏泽球粒陨石; 8. 为内蒙古球粒陨石; 9. 为东台球粒陨石; 10. 为阳江球粒陨石; 11. 为吉林陨石, 1; 12. 为吉林陨石, 2; 13. 为吉林陨石, 5; 14. 为清镇球粒陨石; 15. 为常德球粒陨石; 16. 为双阳球粒陨石; 17. 为任邱球粒陨石; 18. 为剑阁球粒陨石; 19. 为恩施球粒陨石

表 7.24 我国部分球粒陨石各化学群的主要化学参数

化 学 群	Fe/SiO ₂	Fe ⁰ /Fe	Fa%	SiO ₂ /MgO	Fe/Si	Si/Mg	Fe(硅酸盐相)/Fe
E	0.87	0.73	—	2.00	0.93	1.35	—
H	0.75	0.66	17—18.5	1.57	0.81	1.06	0.23
L	0.52	0.32	22	1.65	0.56	1.12	0.52
LL	0.49	0.17	27	1.58	0.53	1.06	0.62

E 为清镇顽火辉石球粒陨石; H 为吉林、常德、安龙、双阳、新沂等五个球粒陨石的平均值; L 为任邱球粒陨石; LL 为东台球粒陨石。

表 7.25 部分普通球粒陨石的 SiO₂、总铁、Ni 及 FeO 的含量

组 分	H	L	LL
SiO ₂	36.85	40.52	40.94
总 Fe	27.75	21.23	19.98
Ni	1.74	1.13	1.01
FeO	7.57	14.20	16.23

H, L 及 LL 所代表的球粒陨石见表 7.24。

2. 矿物成分 根据球粒陨石的平均化学成分, 计算了我国球粒陨石的矿物百分含量(表 7.26)。

表 7.26 不同类型球粒陨石的矿物百分含量
(王道德和欧阳自远, 1979)

矿物名称	E	H	L	LL
橄 榄 石	—	29.07	41.96	51.36
辉 石	47.59	33.26	31.90	25.15
斜 长 石	7.52	9.06	10.01	10.58
钾 长 石	0.72	0.83	0.71	1.00
白磷钙矿	—	0.57	0.44	0.31
陨磷钠钙石	1.02	—	—	—
铬 铁 矿	—	0.87	0.83	0.99
钛 铁 矿	—	0.37	0.08	0.19
金属镍-铁	24.98	20.11	7.84	4.40
陨 硫 铁	13.35	5.49	5.48	6.23
陨 硫 钙 石	0.60	—	—	—
石 英	2.88	—	—	—
合 计	98.66	99.63	99.25	100.21

E 为滑铁陨火辉石球粒陨石; H 为吉林、常德、安龙、双阳、新沂等五个球粒陨石的平均值; L 为任邱球粒陨石; LL 为东台球粒陨石。

由表 7.26 可以看出: 顽火辉石球粒陨石主要由顽火辉石组成, 金属铁及陨硫铁比普通球粒陨石高, 缺失橄榄石, 出现游离的 SiO_2 。H 群的辉石含量高于橄榄石, 而 L 及 LL 群反之。由 $\text{H} \rightarrow \text{L} \rightarrow \text{LL}$, 金属铁镍含量降低。标准矿物百分含量的计算只能说明矿物含量的大致趋势, 对于大多数次要与副矿物的存在及含量不能正确地反映。

对我国已研究过的普通球粒陨石: 橄榄石的 Fa%, H 群为 17—18.7%, L 群为 22—26%, LL 群为 27%(图 7.33)。

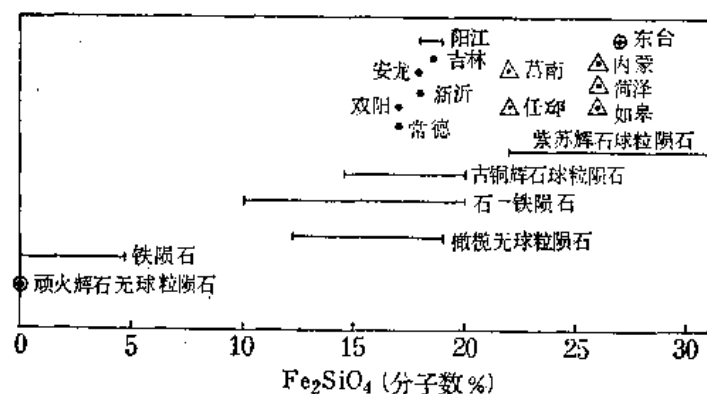


图 7.33 陨石中的橄榄石成分

辉石的 Fs%, H 为 14—18%, L 为 13—23%, LL 为 21%。岩石类型愈高, 橄榄石和辉石的组成愈稳定。

单斜辉石一般为斜古铜辉石和透辉石。4 型的球粒陨石单斜辉石比较发育, 岩石类型愈高单斜辉石含量愈减少。

长石主要为斜长石,钾长石稀少。随着岩石类型增高,斜长石结晶变粗、无色透明常具聚片双晶。

金属铁镍中的铁纹石含镍 4—9%,镍纹石含镍 31—34%,而四面体镍纹石含镍 > 50%。

陨硫铁含量一般为 5—7%。其他矿物如铬铁矿、钛铁矿、白磷钙石、磷灰石、独居石、锆石、榍石、方英石、金红石、石英、刚玉、碳硅石、钙铁榴石、黄玉、黄铜矿、磁黄铁矿、方钠石、蛇纹石均含量稀少。球粒陨石中的硅酸盐颗粒间常含有褐黄色及青灰色玻璃,随着岩石类型增高,玻璃大多退玻璃化并结晶。

3. 冲击效应 各种矿物呈现的冲击效应如下:①橄榄石及辉石破裂,密集而不规则的微裂隙发育,具波状消光或不均匀消光,据图 7.21 表明,受到的冲击压力为 150—200 kbar;②塑性形变,橄榄石及辉石出现密集的平行片晶,清镇球粒陨石中的斜顽火辉石的聚片双曲产生挠曲和错动,个别颗粒发育扭结带;③顽火辉石在冲击应力下相转变为斜顽火辉石;④个别球粒中出现熔长石,推测冲击压力可达 400kbar 以上;⑤铁镍金属出现留曼线,冲击压力小于 150kbar;⑥橄榄石及辉石颗粒内的裂隙见有玻璃细脉充填;⑦球粒破碎或错开;⑧吉林陨石与常德陨石见有局部角砾岩化及黑化。所研究的球粒陨石大多受到低-中等程度的冲击变质,仅清镇顽火辉石球粒陨石可能受到中到强-强程度的冲击变质。冲击变质作用可能使部分气体丢失,致使陨石的气体保留年龄变小(表 7.27)。

表 7.27 部分球粒陨石受到的冲击变质

陨 石	岩石类型	冲击类型	气体(Ar)保留年龄($\times 10^9$ a)
清镇球粒陨石	EII ₃ (E ₄)	中、中-强	1.94—1.98
吉林球粒陨石	II ₃	低、低-中	3.56—3.85
常德球粒陨石	H ₃	低-中	4.32
任邱球粒陨石	L ₆	低-中	—
东台球粒陨石	II ₃	低-中	3.44
安龙球粒陨石	II ₃	低	3.98
双阳球粒陨石	H ₃	低	—
莒南球粒陨石	L ₆	低	—

4. 球粒结构 所研究过的球陨石(王道德和欧阳自远,1979)中均含有球粒,球粒粒径通常为 0.5—1mm,最小<0.1mm,大者可达 3.3mm。球粒的含量变化较大,为 5—50% (体积)。由于所研究的陨石多属 H₃, L₆ 及 LL₆,一般球粒为 5—15% (体积)。最常见的球粒类型有:斑状球粒,粗和细的炉条状橄榄石球粒,辐射状的扇形辉石球粒,平行纤维状及不规则束状的辉石球粒,内部流动状的涡旋状球粒,石屑球粒或碎片,由铁镍金属或陨硫铁或铬铁矿形成的单矿物球粒以及玻璃及脱玻球粒等。

四、无球粒陨石

(一) 无球粒陨石概述与平均化学成分

无球粒陨石、铁陨石及石铁陨石均称为分异型陨石,即经历过岩浆侵入或喷出、或

部分熔融产生结晶分异或岩浆残留物凝结形成。无球粒陨石一般理解为没有球粒的石陨石。无球粒陨石根据 CaO 的含量划分为贫钙($\text{CaO} \leq 3\%$)和富钙($\text{CaO} \geq 5\%$)的无球粒陨石。无球粒陨石的类型列于表 7.28。

表 7.28 无球粒陨石的类型
(Wasson, 1974; Mason, 1967; Doell, 1981)

根据 CaO 含量的分类	按岩石成因系列分类	观察到降落的次数	找到的次数
贫钙无球粒陨石			
顽火辉石无球粒陨石	△	8	2
紫苏辉石无球粒陨石	□	9	1
橄榄石无球粒陨石(纯橄)	○	1	1
橄辉无球粒陨石	●	3	8
富钙无球粒陨石			
钛辉无球粒陨石	○	1	0
透辉橄无球粒陨石	○	1	2
玄武质无球粒陨石			
钙长辉长无球粒陨石	□	20	5
紫苏钙长无球粒陨石	□	18	2
辉熔长无球粒陨石	○	2	1

△ 为顽火辉石球粒陨石-无球粒陨石成因系列；□ 为钙长辉长无球粒陨石成因系列；
○ ● 为难以划分出岩石成因系列的无球粒陨石，其中 ○ 为岩浆堆积成因无球粒陨石，而 ● 为复合的岩石成因类型的无球粒陨石。

按照无球粒陨石中 CaO 的含量进行分类没有反映成因联系，仅形式上加以区分。近几年来根据各类无球粒陨石的矿物组成、化学成分、微量元素特征、岩石的结构构造、氧同位素组成和形成演化历史，将无球粒陨石分为三类：即钙长辉长无球粒陨石成因系列；顽火辉石无球粒陨石成因系列和没有划分出成因系列的无球粒陨石，后者又可划分为：岩浆堆积型和复合成因型。目前由于收集的样品过少，很难提出科学的、合理的成因类型。

无球粒陨石的平均化学成分列于表 7.29。

无球粒陨石的硅酸盐相平均达 98.2%，特别是富钙无球粒陨石几乎不含金属相。硫化物相的含量一般为 ~1%。唯有橄辉无球粒陨石含碳量较高，其基质类似碳质球粒陨石的成分。一般富钙无球粒陨石同时也富铝却贫镁。

现将各类无球粒陨石的矿物、化学、结构构造、结晶年龄及形成过程简述于后。

(二) 玄武质无球粒陨石及其岩石成因系列

玄武质无球粒陨石及其成因有联系的系列包括钙长辉长无球粒陨石、紫苏钙长无球粒陨石、紫苏辉石无球粒陨石甚至包括中陨铁的硅酸盐相。

玄武质无球粒陨石成因系列中的无球粒陨石，其成分在 Mg-Al-Fe 三角图形中分布较接近(图 7.34)；钙长辉长无球粒陨石及紫苏辉石无球粒陨石近乎岩浆岩的结构，而紫苏钙长无球粒陨石具角砾构造；它们具有相近似的氧同位素组成(图 7.35)，形成年龄值相近。过去曾有人认为，玄武质无球粒陨石是来自月海玄武岩 (Duke 和 Silver, 1967)，但

表 7.29 无球粒陨石的平均化学成分
(Keil, 1969)(%)

无球粒陨石	硅 酸 盐 部 分														硅酸盐 部分合计
	SiO ₂	MgO	FeO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O	NiO	
顽火辉石无球粒陨石	54.01	35.92	0.97	—	0.67	0.91	1.32	0.10	0.06	0.14	0.06	0.22	1.14	0.26	95.78
紫苏辉石无球粒陨石	52.11	25.85	16.05	—	1.18	1.41	0.004	0.001	0.80	0.32	0.19	0.01	0.14	—	98.06
橄辉石无球粒陨石	37.12	32.05	26.82	—	1.26	0.56	0.19	0.09	0.88	0.49	0.16	0.10	0.24	—	99.96
橄辉无球粒陨石	40.83	37.43	12.16	—	0.54	0.87	0.11	0.04	0.85	0.40	0.15	0.08	—	—	93.46
钨辉无球粒陨石	44.58	10.50	8.50	1.81	8.86	24.31	(0.26)	(0.19)	—	—	—	—	—	—	98.76
透辉橄无球粒陨石	48.96	12.01	19.63	1.29	1.74	15.17	(0.41)	(0.14)	0.33	0.09	0.38	—	0.24	—	99.84
紫苏钙长无球粒陨石	49.75	16.01	13.26	2.62	8.71	6.53	(0.95)	(0.28)	0.42	0.78	0.11	0.07	0.25	—	99.83
钙长辉长无球粒陨石	48.17	7.10	15.99	1.17	13.91	10.94	(0.67)	(0.13)	0.39	0.46	0.51	0.11	0.44	—	99.99
无球粒陨石	金 属 部 分					金属部分合计					C	其 他	参加平均 的陨石数		
	Fe	Ni	Co	P		FeS									
顽火辉石无球粒陨石	2.29	0.17	—	—	—	2.46	—	—	—	1.25	—	—	0.15	4	
紫苏辉石无球粒陨石	0.79	0.03	—	—	—	0.82	—	—	—	1.12	—	—	—	4	
橄辉石无球粒陨石	—	0.06	—	—	—	—	—	—	—	0.60	—	—	—	1	
橄辉无球粒陨石	3.94	0.11	0.05	—	—	4.10	2.23	—	—	1.66	—	—	—	3	
钛辉无球粒陨石	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.26	—	—	—	1	
透辉橄无球粒陨石	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.06(S)	—	—	—	1	
紫苏钙长无球粒陨石	0.33	0.11	—	—	—	0.44	—	—	—	0.73	—	—	—	6	
钙长辉长无球粒陨石	0.80	—	—	—	—	0.8	—	—	—	0.41	—	—	—	13	

玄武质无球粒陨石的氧同位素组成低于月-地分馏线(辉熔长无球粒陨石除外), 缺乏 Eu 的负异常, 形成年龄比最老的月海玄武岩还早 500Ma。

钙长辉长无球粒陨石主要由斜方辉石、斜长石组成, 其矿物成分和矿物模式成分见表 7.30。

表 7.30 某些钙长辉长无球粒陨石的矿物成分
(Dodd, 1981)

陨 石 名 称		矿物模式成分(体积%)				矿 物 成 分		
		Px	Pc	SiO ₂	其他	辉石 $\frac{Fe}{Fe+Mg}$	斜长石(An 分子%)	SiO ₂
非 岩 浆 堆 积 型	Ibitira	63	31	4	2	0.56	95—96	方英石
	Pasamonte	63	30	3	4	0.48—0.70	86	磷石英
	Nuevo Laredo	62	33	1	4	0.67	85	方英石、石英
	Juvinas	56	40	1	3	0.62	80	磷石英、石英
	Sioux County	56	41	2	1	0.59	90	磷石英、石英
	Stannern	55	39	3	3	0.62	80	石英
岩 浆 堆 积 型	Moama	49	49	1	1	0.40—0.43	94	磷石英
	Moore County	44	50	2	4	0.50	90	磷石英
	Serra de Mage	40	56	0	4	0.44	95	磷石英

Px 为斜方辉石; Pc 为斜长石。

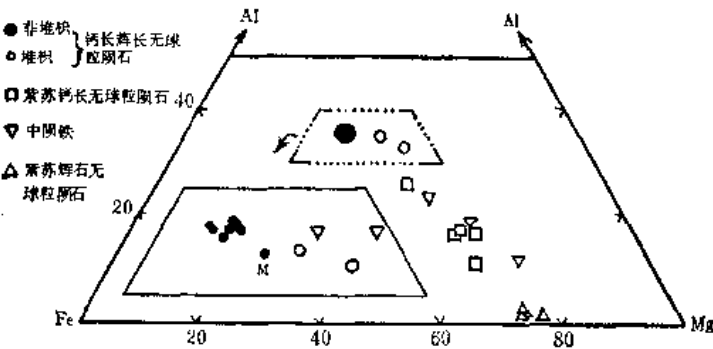


图 7.34 钙长辉长无球粒陨石成因系列的 Fe-Mg-Al 分布图
(Dodd, 1981; McCarthy et al., 1972, 1973; Simpson 和 Ahrens, 1977)

在放大的梯形中, 非堆积钙长辉长无球粒陨石分布比较清晰
M 为 Macibini 钙长辉长无球粒陨石

岩浆堆积型钙长辉长无球粒陨石与非堆积型相比, 一般不含有角砾, 中粒状具辉长结构, 是岩浆缓慢冷却形成。这种类型的钙长辉长无球粒陨石含斜方辉石较少而长石较多, 长石富含钙而辉石较贫铁(表 7.31)。钙长辉长无球粒陨石的次要矿物还有含镍金属、陨硫铁、磷酸盐矿物、钛铁矿和铬铁矿等。

钙长辉长无球粒陨石成因系列的化学成分列于表 7.31。

紫苏辉石无球粒陨石多呈角砾状构造, 主要由斜方辉石(占 92.03%, 成分为 Wo、Fs₂₇, En₇₄)、少量斜长石(占 2.4%, 成分为 An₈₅₋₉₀)、橄榄石(占 ~4%, Fa₂₅)、铬铁矿(占 1.6%), 钛铁矿(占 ~0.1%), 陨硫铁(0.5—1.7%), 铁镍金属(≤ 0.3%) (Gooley 和 Moore, 1976)。

紫苏辉石无球粒陨石的化学成分见表 7.29。

紫苏钙长无球粒陨石,多呈角砾构造,角砾内为毫米级大小的矿物碎片,基质呈灰色。

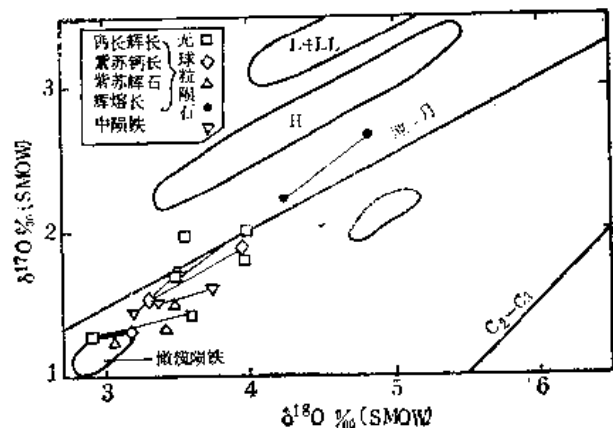


图 7.35 钙长辉长无球粒陨石成因系列的氧同位素组成与其他群陨石的比较
(Clayton 和 Mayeda, 1978, Clayton et al., 1979)

表 7.31 钙长辉长无球粒陨石成因系列的化学成分*

化学成分	非堆积钙长辉 长无球粒陨石的 平均值	Moore County 堆积的钙长辉长 无球粒陨石	Serra de Mage 堆积的钙长辉长 无球粒陨石	Biuda 紫苏钙 长无球粒陨石	紫苏辉石无 球粒陨石的 平均值
重量%	(7)**				(4)*
SiO ₂	48.86	48.32	48.42	50.41	52.82
TiO ₂	0.70	0.44	0.17	0.23	0.07
Al ₂ O ₃	12.58	12.55	12.69	6.95	0.81
Cr ₂ O ₃	0.34	0.44	0.54	0.75	1.48
FeO	18.75	17.24	16.18	16.83	16.24
MnO	0.55	0.52	0.55	0.54	0.53
MgO	7.20	9.41	11.35	17.75	26.71
CaO	10.33	9.37	9.08	5.82	0.94
Na ₂ O	0.50	未测	未测	0.20	0.05
P ₂ O ₅	0.10	0.04	0.06	0.04	0.01
ppm					
K	359	180	60	85	15
Sr	81	54	51	33	<2
Zr	52	未测	未测	15	<2
Y	17	未测	未测	4.4	<2
Ba	35	19	7.6	11	<2

* 据 Dodd, 1981; McCarthy et al., 1972, 1973; **平均的样品数。

主要矿物为单斜辉石及斜方辉石。紫苏钙长无球粒陨石的角砾类似月球土壤 (Bunch, 1975), 含有太阳风气体的成分 (Suess et al., 1964)、太阳粒子径迹 (Pellas et al., 1969) 和微陨石坑 (Brownlee 和 Rajan, 1973), 表明紫苏钙长无球粒陨石曾裸露在母体的表面。角砾中的成分复杂并含有冲击玻璃。根据 Fe-Mg-Al 三角图(图 7.34), 紫苏钙长无球粒陨石可看作是钙长辉长无球粒陨石与紫苏辉石无球粒陨石的混合后的产物。对紫苏钙长无球粒陨石、钙长辉长无球粒陨石、紫苏辉石无球粒陨石中的 Si, Al, Ca, Mn, Ti, Na, K, Sr, Zr, Y 和 Ba 的含量进行比较 (图 7.36)。由图中可以看出, 紫苏钙长无球粒陨石

可能是由两个端元组分即钙长辉长无球粒陨石和紫苏辉石无球粒陨石混合形成。

钙长辉长无球粒陨石的 Rb-Sr, Sm-Nd 和 Pb-Pb 等时线年龄均比较接近。Papanastassiou 和 Wasserburg(1969)测定 Rb-Sr 的全岩等时线年龄为 $(4.30 \pm 0.26) \times 10^9$ a, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的初始比值为 0.69898 ± 0.00006 , 即 BABI 值。Birck 和 Allegre (1978)测定的全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 $(4.47 \pm 0.13) \times 10^9$ a, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.69889 \pm 0.00004$ 。五个非堆积钙长辉长无球粒陨石的 Sm-Nd 年龄为 $(4.4-4.6) \times 10^9$ a (Van Schmus, 1979); $^{207}\text{Pb}-^{206}\text{Pb}$ 的年龄为 $(4.540 \pm 0.020) \times 10^9$ a (Van Schmus, 1979)。Kaporta 紫苏钙长无球粒陨石三块角砾的年龄为 $(3.2-4.5) \times 10^9$ a (Papanastassiou et al., 1974, Papanastassiou 和 Wasserburg, 1976b)。看来堆积钙长辉长无球粒陨石要比非堆积成因的结晶年龄略晚。

陨石结晶后受到后期的冲击及其他作用, 所测定的全岩 K-Ar 年龄 $> 3 \times 10^9$ a, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄 $(3.5-4.5) \times 10^9$ a (Podosek 和 Huneke 1973, Huneke et al., 1977)。无球粒陨石中的角砾形成年龄 $> 3 \times 10^9$ a。

关于玄武质无球粒陨石岩浆源的组分及母体的成分, 大多数学者认为, 岩浆源可能比钙长辉长无球粒陨石的成分更富含镁(Mason, 1962), 由这种岩浆通过分异而形成各种无球粒陨石。紫苏钙长和紫苏辉石无球粒陨石是岩浆结晶出来的固相物质, 而非堆积钙长辉长无球粒陨石是残留的熔体所形成。Stolper (1977)通过实验证明: 非堆积钙长辉长无球粒陨石是由于部分熔融或结晶分异的残留相, 而紫苏辉石无球

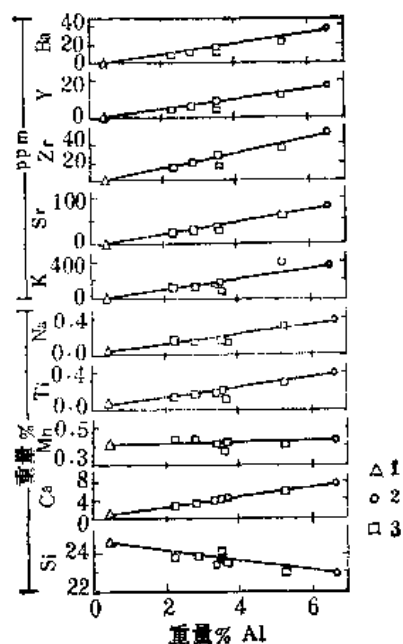


图 7.36 钙长辉长无球粒陨石、紫苏辉石无球粒陨石和紫苏钙长无球粒陨石某些元素含量的对比

1 为 7 块非堆积钙长辉长无球粒陨石的平均值;
2 为 5 块紫苏辉石无球粒陨石的平均值;
3 为紫苏钙长无球粒陨石

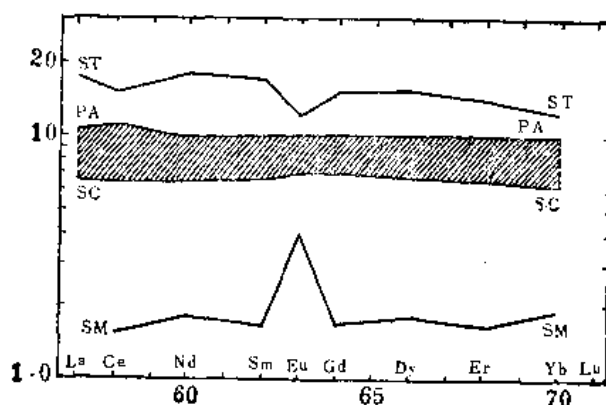


图 7.37 钙长辉长无球粒陨石的稀土元素分布模式(球粒陨石平均稀土元素丰度归一化为 1)

(Consolmagno 和 Drake, 1977)

图中符号说明见正文

粒陨石和堆积钙长辉长无球粒陨石则是部分熔融形成的岩浆结晶形成。根据稀土元素的研究资料 (Consolmagno 和 Drake, 1977), 图 7.37 说明, 四个非堆积钙长辉长无球粒陨石和 Pasamonte (PA) Sioux County (Sc) 的稀土元素含量落在阴影区 (图 7.37), 稀土元素的含量比球粒陨石高 6—10 倍, 一般没有 Eu 的负异常。Stannern (ST) 非堆积钙长辉长无球粒陨石比正常球粒陨石的稀土含量高出 10 多倍并具有 Eu 负异常; 而堆积成因的钙长辉长无球粒陨石 Serra de Mage (SM), 稀土元素丰度比球粒陨石高 1.5—5 倍,

表 7.32 钙长辉长无球粒陨石源区的矿物成分

矿物(重量%)	Stolper (1977)	Consolmagno 和 Drake (1977)	
		不含金属	含金属
橄榄石	65	85	50
斜方辉石	30	5	10
单斜辉石		5	5
斜长石	5	5	5
金属	—	—	30

表 7.33 钙长辉长无球粒陨石源区和母体的成分估计
(Dodd, 1981)

源区与母体 化学成分	钙长辉长无球粒陨石						球粒陨石		
	源区			母体					
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	CI	CM	L
重量%									
SiO ₂	39.0	41.3	42.6	41.2	39.8	46.1	33.8	34.9	44.5
Al ₂ O ₃	1.8	2.55	1.8	2.4	2.5	3.0	2.4	2.8	2.7
MgO	29.7	28.0	27.9	29.4	28.5	32.5	24.2	24.5	27.8
FeO	28.3	26.3	26.0	24.0	26.6	14.4	36.4	34.8	21.9
CaO	1.2	1.85	1.7	2.0	2.06	2.7	2.1	2.3	2.1
Na ₂ O	0.04	0.06	0.03	0.05	0.05	0.07	1.1	0.7	1.0
重量%(不计 FeO)									
SiO ₂	54.4	56.0	57.5	56.7	54.6	54.7	53.1	53.5	57.0
Al ₂ O ₃	2.5	3.5	2.4	3.3	3.4	3.6	3.8	4.3	3.5
MgO	41.4	38.0	37.7	40.5	39.1	38.6	38.1	37.6	35.6
CaO	1.7	2.5	2.3	2.8	2.8	3.2	3.3	3.5	2.7
Na ₂ O	0.06	0.08	0.04	0.07	0.07	0.08	1.7	1.1	1.3
重量比									
FeO/MgO	0.95	0.94	0.93	0.82	0.93	0.44	1.50	1.42	0.79
SiO ₂ /MgO	1.31	1.48	1.53	1.40	1.40	1.42	1.40	1.42	1.60
Al ₂ O ₃ /MgO	0.06	0.09	0.06	0.08	0.09	0.09	0.10	0.11	0.10
Na ₂ O/MgO	0.001	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.045	0.029	0.036

(1) Consolmagno 和 Drake (1977), 不含金属; (2) Consolmagno 和 Drake (1977), 金属为 30%; (3) Stolper (1977) 计算; (4) Hertogen et al., (1977b), Morgan (1978); (5) Morgan et al., (1978); (6) Dreibus et al., (1977)。

具有明显的 Eu 正异常。钙长辉长无球粒陨石的稀土元素分布模式且大多数没有 Eu 负异常表明: 它们在母体内, 源区还没有产生化学分异时即已形成。

关于源区矿物成分, Dodd (1981) 归纳于表 7.32。

若钙长辉长无球粒陨石形成时源区没有产生化学分馏, 那么源区的成分可作为母体的成分。现将钙长辉长无球粒陨石源区和母体的成分列于表 7.33。为了便于比较, 表中还列出了 CI, CM 和 L 的平均成分。

根据表 7.33 的数据, 钙长辉长无球粒陨石源区的成分和母体的成分, 由 SiO_2/MgO 的比值来看更接近 C 而与 E 和 O 差别大; 由 FeO/MgO 的比值来看更接近 L。看来钙长辉长无球粒陨石的母体 Na_2O 较各类球粒陨石低。综合各参数比较, 更接近 L 或 LL 普通球粒陨石。

总之, 钙长辉长无球粒陨石系列具有本身单独的母体, 由星云早期聚集成小行星时由岩浆过程形成, 母体的大小相当于灶神星(直径 539km)。

(三) 尚未划分成因系列的无球粒陨石

无球粒陨石根据其矿物、化学、结构构造、氧同位素组成、结晶年龄和成因的相近性划分成因系列, 而辉熔长无球粒陨石、透辉橄无球粒陨石、纯橄无球粒陨石和钛辉无球粒陨石, 很难划分出成因系列, 虽然它们都是岩浆堆积成因, 但它们的矿物、化学、氧同位素组成、结晶年龄等, 迥然各异, 也许它们都由各自的母体单独形成。

1. 辉熔长无球粒陨石 其矿物、结构、化学成分类似地球的辉绿岩, 但长石为冲击成因的熔长石。过去把它划归为钙长辉长无球粒陨石的一种(Mason, 1962), 但辉熔长无球粒陨石的氧同位素组成位于地月线之上, 不属于钙长辉长无球粒陨石的范围(图 7.38)。

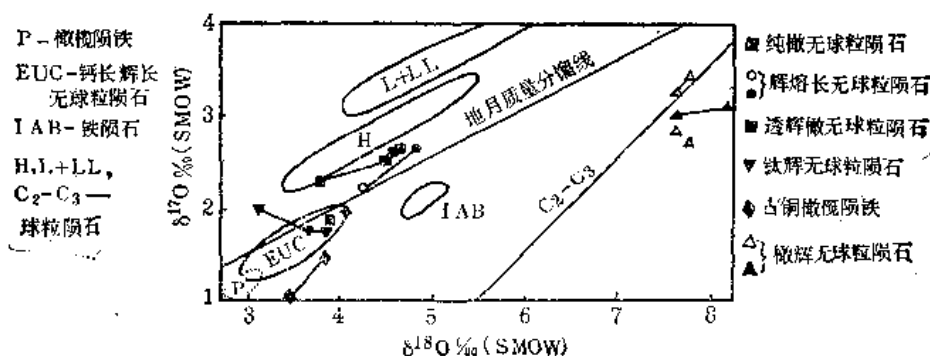


图 7.38 未划分成因系列的无球粒陨石的氧同位素组成

(Clayton et al., 1976, Clayton 和 Mayeda, 1978)

●、■、▲ 等为找到的陨石; ○、△ 为观察到降落的陨石

三块辉熔长无球粒陨石的矿物成分列于表 7.34。主要矿物为辉石和熔长石, 次要矿物如磁黄铁矿、钛磁铁矿、钛铁矿等, 矿物晶粒间常有石英玻璃。

现将尚未划分成因系列的无球粒陨石的化学成分列于表 7.35。辉熔长无球粒陨石比较贫 Al 而富含 Na, K, 其他挥发性组分也较富。

Shergotty 辉熔长无球粒陨石结晶的 Sm-Nd 年龄为 65Ma (Nyquist et al., 1979), Rb-Sr 内部等时线年龄为 184 ± 6 Ma; ALHA 77005 的 Rb-Sr 内部等时线年龄为 164 ± 12 Ma。如此低的年龄值反映了冲击变质形成的年龄 (Bogard et al., 1979)。

表 7.34 三块辉熔长无球粒陨石的矿物成分
(Dodd, 1981)

矿物成分	Shergotty	Zagami	ALHA77005
体积%			
辉石	69.8	73.0	33
熔长石	23.3	21.8	8
玻璃质或隐晶质基质	4.0	2.2	
钛磁铁矿	2.2	2.2	2
钛铁矿	0.4	0.6	
磁黄铁矿	0.3	0.3	
白磷钙矿	痕		
橄榄石	痕	痕	55
分子%			
易变辉石 { 核心	$\text{Fs}_{30}\text{Wo}_{12}$	$\text{Fs}_{30}\text{Wo}_{12}$	$\text{Fs}_{21}\text{Wo}_2$
边缘	$\text{Fs}_{33}\text{Wo}_{10}$	$\text{Fs}_{48}\text{Wo}_{15}$	$\text{Fs}_{74}\text{Wo}_{17}$
普通辉石 { 核心	$\text{Fs}_{20}\text{Wo}_{37}$	$\text{Fs}_{20}\text{Wo}_{32}$	$\text{Fs}_{16}\text{Wo}_{32}$
边缘	$\text{Fs}_{38}\text{Wo}_{30}$	$\text{Fs}_{38}\text{Wo}_{30}$	$\text{Fs}_{14}\text{Wo}_{41}$
熔长石 { 核心	$\text{An}_{57}\text{Ab}_{42}$	$\text{An}_{57}\text{Ab}_{42}$	$\text{An}_{54}\text{Ab}_{45}$
边缘	$\text{An}_{43}\text{Ab}_{53}$	$\text{An}_{43}\text{Ab}_{53}$	$\text{An}_{44}\text{Ab}_{53}$
橄榄石	Fa_{90}	Fa_{90}	Fa_{23-29}

表 7.35 未划分成因系列的无球粒陨石平均化学成分

重量%	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
Fe	0.29*	//	//	—	//
Ni	0.014	//	//	—	//
Co	0.001	//	//	—	//
FeS	0.1	—	//	//	//
SiO ₂	50.9	48.24	(44.54)	37.00	48.42
TiO ₂	0.73	0.29	2.3	0.067	0.16
Al ₂ O ₃	5.7	1.45	9.85	0.36	12.69
Cr ₂ O ₃	0.38	0.42	0.29	0.83	0.54
FeO	17.3	20.64	8.1	27.44	16.18
MnO	0.50	0.54	0.076	0.53	0.55
MgO	11.4	12.47	11.4	32.83	11.35
CaO	10.5	15.08	23.3	1.99	9.08
Na ₂ O	1.2	0.42	0.04	0.15	n. d.
K ₂ O	0.1	0.10	0.005	0.033	0.01
P ₂ O ₅	0.48	0.12	//	0.041	0.06
H ₂ O ⁺	0.1	//	//	//	//
H ₂ O ⁻	0.1	//	//	//	//
总计	99.69	100.77	(100.00)	101.27	99.04

* 1 和 4 的 Fe 经测定,其他 2,3,5 的 Fe 归入 FeO,//未测定;

(1) Zagami 辉熔长无球粒陨石的平均化学成分 (Easton 和 Elliott, 1977);

(2) Nakhla 透辉橄无球粒陨石的平均化学成分 (McCarthy et al., 1973);

(3) Angra dos Reis 钛辉无球粒陨石的平均化学成分 (Mao et al., 1977);

(4) 纯橄无球粒陨石 (Chassigny) 的平均化学成分 (McCarthy et al., 1973);

(5) Serra de Mage 钙长辉长无球粒陨石的平均化学成分 (McCarthy et al., 1973) 仅为了便于对比才列入。

2. 透辉橄无球粒陨石 富含单斜辉石无球粒陨石,其成分为 $\text{En}_{33}\text{Fs}_{23}\text{Wo}_{39}$, 橄榄石

富铁 ($Fa = 67-77\%$ 分子), 少量矿物有斜长石 ($An_{23-36}Ab_{60-68}Or_{3-9}$), 碱性长石 ($An_{4-5}Ab_{20-42}Or_{53-76}$), 钛磁铁矿、磷灰石和一些硫化物, 如陨硫铁、黄铜矿、黄铁矿。陨石中还有一些玻璃细脉。

透辉橄无球粒陨石的化学成分已列于表 7.36。

Nakhla 透辉橄无球粒陨石的 K-Ar 年龄为 $1.4 \times 10^9 a$ (Ganapathy 和 Anders, 1969), 其他透辉橄无球粒陨石曾测定其 $^{40}Ar-^{39}Ar$ (Podosek, 1973; Bogard 和 Husain, 1977), Rb-Sr (Papanastassiou 和 Wasserburg, 1974; Wooden, 1979), U-Th-Pb (Hutchison et al., 1975) 和 Sm-Nd (Nakamura et al., 1977) 年龄, 其年龄值为 $(1.24-1.37) \times 10^9 a$ 。对透辉橄无球粒陨石的低年龄值的解释, Papanastassiou 和 Wasserburg (1974) 认为, 是老的侵入岩受到后期热变质的影响; Weinke (1978) 认为, 是在很大的母体中由于冲击或潮汐等非核过程的加热所引起。透辉橄无球粒陨石的年龄值, 至今还没有获得满意的解释。

3. 纯橄无球粒陨石 它是一种富含橄榄石的无球粒陨石约占 77—92% (重量) (Floran et al., 1978; Prinz et al., 1974)。模式矿物成分列于表 7.36。

表 7.36 Chassigny 和 Brachina 透辉橄无球粒陨石的模式矿物成分(重量%)*

矿 物	Chassigny	Brachina
橄榄石	92.0 (Fa_{93})	77 (Fa_{91})
辉 石	4.7 $\left\{ \begin{array}{l} (Wo_{43}En_{41}Fs_{12}) \\ (Wo_3En_{69}Fs_{28}) \end{array} \right\}$	8 ($Wo_{40}En_{16}Fs_{14}$)
斜长石	1.3 (An_{16-37})	5 (An_{22})
铬铁矿	1.8	0.8
硫化物	痕	4.2

* Prinz et al., 1974; Johnson et al., 1977。

橄榄石晶体内部包裹有铬铁矿、透辉石等。透辉橄无球粒陨石的化学成分已列于表 7.29。该类陨石的挥发分/难熔元素的比值高, 与贫含挥发分的并具有还原条件的钙长辉长无球粒陨石差别较大, 但氧同位素组成落在钙长辉长无球粒陨石区 (图 7.38)。

1. 钛辉无球粒陨石 (以 Angra dos Reis 钛辉无球粒陨石为实例) 自 Papanastassiou et al., (1974) 提出 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 的 ADOR 值比 BABI 值更低 ($ADOR = 0.69884$) 以来, 曾进行过较系统的研究。

钛辉无球粒陨石为粗粒岩浆岩, 主要含高铝钛的单斜辉石 (93%), 3% 的橄榄石 (Fa_{47} , 含 CaO 1.3%), 2% 富铁尖晶石、白磷钙矿、金属铁镍、陨硫铁、斜长石、钛磁铁矿、钡长石等。没有发现冲击变质的痕迹。单斜辉石成分为 $Wo_{34.5}En_{33.5}Fs_{11.9}$, 含 10% 的 Al_2O_3 和 2.16% 的 TiO_2 (Prinz et al., 1977)。

钛辉无球粒陨石的化学成分已列于表 7.29。该类陨石富含 CaO , Al_2O_3 和 TiO_2 及 In, Tl, Zn, Br, Bi, Ag, Au 等微量元素。经 Rb-Sr, Pb-Pb 和 Sm-Nd 法测定其结晶年龄为 $4.55 \times 10^9 a$ (Tatsumoto et al., 1973; Lugmair 和 Marti, 1977)。

5. 橄辉无球粒陨石 富含橄榄石、富含碳质而斜长石匮乏的岩石, 为含镁橄榄石与单斜辉石组成细粒集合体; 基质为黑色, 含有石墨、金刚石等组分; 金属相贫镍。橄榄石中含 CaO 0.26—0.42%, 含 Cr_2O_3 0.6—0.9%, 橄榄石及辉石中的 FeO 含量见 (图 7.39)。辉石

中含 CaO 为 2—5%。陨石中还含有黄铁矿、铬铁矿、褐硫钙石、硫镁矿、食盐和氯化钾。根据陨石中橄榄石和辉石的铁含量或 Ca/Mg , $(\text{Fe} + \text{Mg})/\text{Si}$ 比值, 将橄辉无球粒陨石划分为 3 类(图 7.39, 7.40) (Dodd, 1981; Berkley, 1978)。

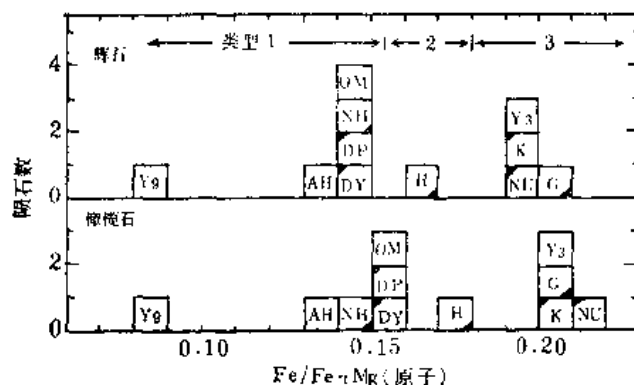


图 7.39 11 个橄辉无球粒陨石橄榄石和辉石的铁与镁的变化及其分类
Y9 为 Yamato 74659; AH 为 Allan Hills 77257; OM 为 Oman; NH 为 North Haig; DP 为 Dingopup Donga; DY 为 Dyalpur; H 为 Haverö; Y3 为 Yamato 74155; K 为 Kenna; NU 为 Novo Urei; G 为 Gualpara (Berkley et al., 1978)

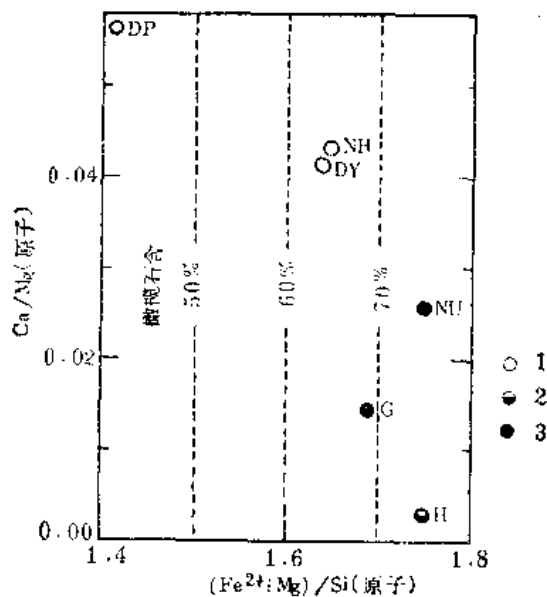


图 7.40 六个橄辉无球粒陨石的分类
1. 第一类; 2. 第二类; 3. 第三类。陨石名称同上图

由图 7.39 及图 7.40 可以看出, 由 1→3 型, 橄榄石和辉石中的 $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ 的原子比增高, 橄榄石的含量增高, 1 型比 3 型的辉石含量高。橄辉无球粒陨石的化学成分列于表 7.37。

橄辉无球粒陨石的氧同位素组成与碳质球粒陨石相似(图 7.38), 基质中富含碳。与 CM 相比, 橄辉无球粒陨石中富含 SiO_2 , MgO , Cr_2O_3 , MnO , 而其他组分较低(表 7.37)。表 7.38 试图比较某些主量元素的原子比, Cr/Mg 和 Mn/Mg 较接近。

许多研究者 (Ringwood, 1960; Wlotzka, 1972; Boynton, 1976; Higuchi et al.,

表 7.37 橄辉无球粒陨石的化学成分及与 CM 平均成分的比较
(Wiik, 1972)

重量%	Novourci	Goalpara	Haverø	Dyalpur	CM 平均值
SiO ₂	39.76	40.82	40.25	41.92	32.27
TiO ₂	0.14	0.12	0.07	0.18	0.12
Al ₂ O ₃	0.41	0.88	0.26	0.32	2.57
Cr ₂ O ₃	0.68	0.93	0.75	0.93	0.49
FeO	15.09	12.19	14.18	9.20	23.38
MnO	0.40	0.40	0.37	0.41	0.24
MgO	36.87	39.52	38.96	38.91	22.69
CaO	0.81	0.43	0.10	1.36	2.15
Na ₂ O	0.18	0.07	0.04	0.09	0.66
K ₂ O	0.04	—	0.01	—	0.08
P ₂ O ₅	0.10	0.06	0.08	0.07	0.35
Fe	2.90	5.86	3.61	3.07	0.00
Ni	0.12	0.09	0.12	0.13	1.45
Co	0.05	0.05	0.05	0.06	0.07
FeS	1.59	1.57	0.52	1.72	10.81
C	2.23	1.54	1.81	2.92	2.67
合计	101.37	101.63	101.16	101.29	100.00
类型	3	3	2	1	—
Fe _全	15.5	16.4	14.9	11.3	25.1
Fe ²⁺ /Fe + Mg	0.19	0.16	0.17	0.12	—
Fa _{橄榄石}	21.1	20.6	17.0	15.0	—

表 7.38 橄辉无球粒陨石中的某些元素的原子比与 CM 的比较*

陨 石 原子比	Novourci	Goalpara	Haverø	Dyalpur	CM 平均值
Si/Mg	0.718	0.744	0.689	0.717	0.949
Al/Mg	0.009	0.019	0.005	0.006	0.089
Cr/Mg	0.010	0.013	0.010	0.013	0.011
Fe _全 /Mg	0.300	0.321	0.273	0.208	0.790
Mn/Mg	0.006	0.006	0.005	0.006	0.006
Ca/Mg	0.016	0.008	0.002	0.025	0.068
Na/Mg	0.006	0.003	0.001	0.003	0.038
Fe _全 /Ni	138.5	195.3	133.0	91.8	18.1
分子%					
橄榄石 (Fa)	21.1	20.6	17.0	15.0	—

* 由表 7.37 计算。

1976) 认为, 橄辉无球粒陨石中的硅酸盐块体是类似球粒陨石母体物质部分熔融的残留相。根据橄辉无球粒陨石的氧同位素与碳质球粒陨石相近, 富含碳质和难熔的亲铁元素, 可能该类陨石来自成分接近 CO 或 CV 的母体 (Higuchi et al., 1976)。根据 Cr/Mg 和 Mn/Mg 比, Dodd (1981) 认为, 橄辉无球粒陨石来自 CM 成分的母体 (表 7.39)。

总之, 橄辉无球粒陨石具有极其复杂的演化历史, 首先是成分接近 CI, CO 或 CM 的母体部分熔融, 在同一母体或与另一个母体的富碳物质相混合, 再后期受到冲击变质作

用。

表 7.39 橄辉无球粒陨石的 Cr/Mg 和 Mn/Mg 比及其各类球粒陨石的比较
(Dodd, 1981)

陨石类型	(原子比)	
	Cr/Mg	Mn/Mg
橄辉无球粒陨石	0.0113 ± 15	0.0060 ± 3
CI	0.0112	0.0078
CM	0.0115	0.0060
CO	0.0116	0.0049
CV	0.0116	0.0050
H	0.0096	0.0082
L(+LL)	0.0097	0.0080
E	0.0100	0.0067

尚未划分成因系列的无球粒陨石根据它们的矿物、化学成分、氧同位素组成、结晶或受冲击的年龄等的测定结果表明, 这些无球粒陨石彼此之间差异较大, 也许各自有各自的母体。纯橄无球粒陨石和透辉橄无球粒陨石微量元素的含量和结晶年龄均比较相似。Stolper et al., (1979)根据上述无球粒陨石的矿物成分, 设在橄榄石饱和的熔体中, 由斜长石-透辉石-顽火辉石组成的三角组分中, 划分出六个岩浆源区(S_1-S_6)(图 7.41)。

钙长辉长无球粒陨石矿物的结晶顺序为易变辉石+斜长石→易变辉石+斜长石+普通辉石, 长石为 An_{80-95} , $Rb/U = 2.8$, $K/U = 3\ 960$, 结晶年龄为 $4.55 \times 10^9 a$, 其源区的成分相当于 S_1 区(图 7.41)。

辉熔长无球粒陨石矿物的结晶顺序为易变+普通辉石→易变+普通辉石+斜长石, An_{40-57} , Rb/U 和 K/U 比分别为 60.5 和 9 000, 年龄为 650Ma, 其源区成分相当于 S_3 区(图 7.41)。

纯橄和透辉橄无球粒陨石的矿物结晶顺序为橄榄石 $\rightarrow$ 普通辉石 $\rightarrow$ 斜长石, 斜长石成分为 $An_{16-37} + Or_{70}$ 及 $An_{34} + Or_{77}$, Rb/U 比分别为 19.1 和 53.1, K/U 比分别为 1 300 和 16 500, 结晶年龄分别为 $1.39 \times 10^9 a$ 及 $(1.24-1.35) \times 10^9 a$, 其源区成分相当于 S_4 区(图 7.41)。

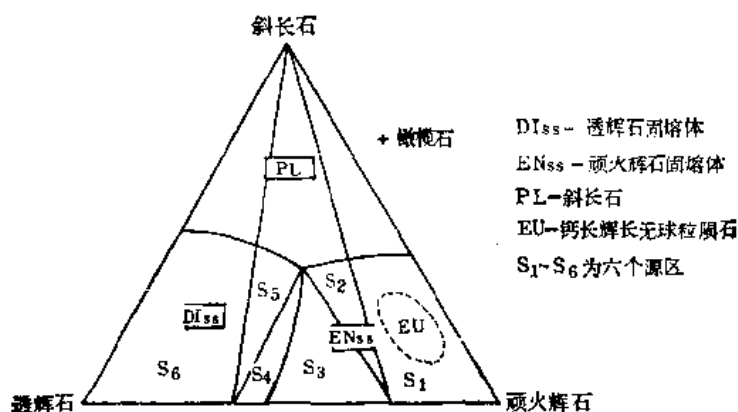


图 7.41 低压下橄榄石饱和溶液中斜长橄辉岩略图

(四) 顽火辉石无球粒陨石

该类陨石与顽火辉石球粒陨石属同一成因系列, 其矿物组分与氧同位素组成极为相似。该陨石主要为顽火辉石(占 90%, $0 < f < 0.02$), 还含有斜顽火辉石、透辉石、镁橄榄石、铁镍金属(含镍~10%)、斜长石 (An_{25})、褐硫钙矿、氮钛矿、陨硫铁及陨磷铁镍矿。顽火辉石无球粒陨石常由 2—3cm 大小的角砾组成, 甚至出现粗大的顽火辉石晶体组成, 大者可达 $10 \times 8 \times 6\text{cm}^3$ (Wood, 1963b)。顽火辉石无球粒陨石含 MgO 为 33—42%(图

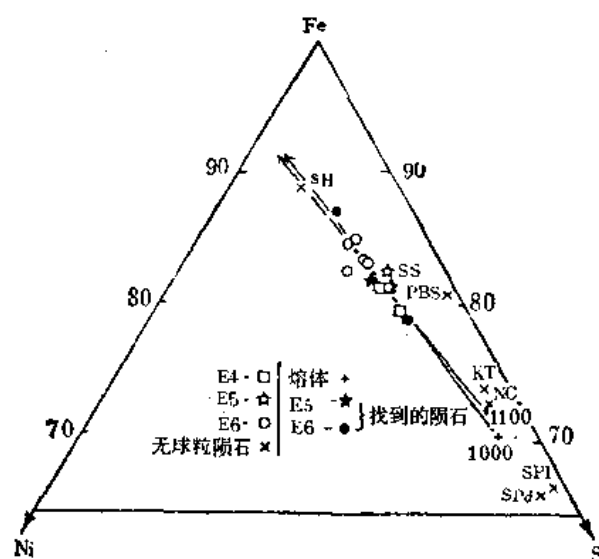


图 7.42 顽火辉石球粒陨石与无球粒陨石的成分比较

熔体开始时的成分(+), 分别加温 1 000℃及 1 100℃, 熔体所形成的产物。 X^{SH} 为无球粒陨石的成分和简称。

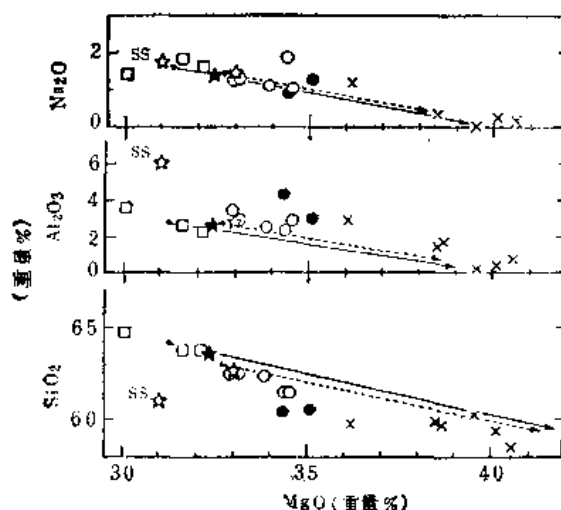


图 7.43 顽火辉石球粒陨石及无球粒陨石主要造岩元素成分的比较(图例同图 7.42)

实线为 3 个 E₄ 球粒陨石的平均成分熔融后晶出的产物;
虚线为两个 E₄ 球粒陨石的平均成分熔融后晶出的产物

7.42, 图 7.43), 比顽火辉石球粒陨石高; 而 Fe/Mg , Ni/Mg , S/Mg , $\text{Na}_2\text{O/MgO}$ 和 SiO_2/MgO 的比值均比顽火辉石球粒陨石低。

根据 Kullerud (1963) 的实验(图 7.43)¹⁾, 在一个大气压下, 以 E_4 的金属和 FeS 加温 $1\,000-1\,100^\circ\text{C}$, 将演变形成 E_4 和 E_6 的金属-硫化物集合体, $1\,100^\circ\text{C}$ 的实验也通过 Shallowaten (SH) 顽火辉石无球粒陨石的成分点, 但对其他类型顽火辉石无球粒陨石难以解释。若以 E_4 和 E_6 的平均成分进行加温熔融, 则熔体的固体残留物与顽火辉石无球粒陨石相接近。因此, 顽火辉石无球粒陨石可能与顽火辉石球粒陨石为同一母体, 母体内部(相当于 E_4 或 E_6 的组分)部分熔融的残留固体即顽火辉石无球粒陨石(图 7.43)。

五、铁陨石与石-铁陨石

(一) 概 述

铁陨石主要由铁镍金属、陨硫铁以及少量 Fe , Ni , Co , Cr , Ti , Zn , Cu 的硫化物、氧化物、碳化物、氮化物、氯化物、磷化物与磷酸盐, 以及自然铜、石墨等矿物组成。铁陨石中的硅酸盐包体主要由橄榄石、辉石和斜长石等矿物构成。石-铁陨石由近乎相等的铁陨石与石陨石组合而成。

据 Buchwald (1975) 统计, 到 1972 年 1 月所收集的 1,691 次陨石中, 铁陨石共 532 次, 占 31.5%; 石-铁陨石共 59 次, 占 3.5%。在观察到降落的陨石中, 铁陨石和石-铁陨石分别为 32 和 9 次, 占观察到降落的 675 次陨石中的 4.2% 和 1.3%。在找到的 1 016 次陨石中, 铁陨石和石-铁陨石各为 500 次和 50 次, 分别占 49.2% 和 4.9%。在找到的陨石中将近有一半是铁陨石, 而石-铁陨石大约只有铁陨石的 $\frac{1}{10}$ 。

按铁陨石的结构分类, 绝大多数铁陨石属八面体铁陨石, 主要由铁纹石(含 $\text{Ni} \sim 7\%$)、合纹石(含镍 11—25%)、镍纹石(含 $\text{Ni} 11-85\%$)、陨硫铁和陨磷铁镍等组成, 具有特征的维斯台登 (Widmanstätten) 结构图象。方陨铁(也称六面体铁陨石)主要由铁纹石(含 $\text{Ni} \sim 5.5\%$)、陨硫铁、陨磷铁镍矿、合纹石等构成。方陨铁往往是铁纹石的巨大单晶或粗粒铁纹石的集合体, 切面上往往能观察到几组平行的线纹——留曼线。留曼线是平行铁纹石晶体中(211)面的产物, 一般在粗粒铁纹石中或受冲击变质作用后较发育。中陨铁陨石主要由合纹石(含 $\text{Ni} 12-27\%$)、镍纹石(含 $\text{Ni} > 27\%$)和铁纹石组成。

铁纹石(α 铁)和镍纹石(γ 铁)以及合纹石($\alpha + \gamma$ 铁)的相对含量以及各相中的镍含量是由母体中原始熔体的成分和母体的冷却速率所决定。因此, 研究 α 、 γ 及 $\alpha + \gamma$ 相的特征为探讨铁陨石的形成过程具有特殊重要的意义。

(二) 铁陨石的化学特征与平均成分

铁陨石中镍的含量具有重要的分类学与成因上的意义。铁陨石中镍的分布频率(图

1) 引自 Dodd, 1981。

7.44)表明:铁陨石中镍的含量均 $>5\%$,只有极少数陨石的Ni含量 $>20\%$,镍的分布频率出现了几个峰值,Явнель(1958)曾根据铁陨石中镍的含量和铁纹石晶片宽度而进行了结构分类。镍的含量对不同化学群的铁陨石及铁纹石晶片的宽度也有一定的分布范围(图7.45)(Явнель, 1961; Buchwald, 1975)。图7.46的镍含量分布更清晰地可以看出IIA(方陨铁)镍含量的峰值为 5.5% ;I(粗粒八面体铁陨石)的镍含量峰值为 6.8% ;IIIA和IVA的峰值为 8.0% 。

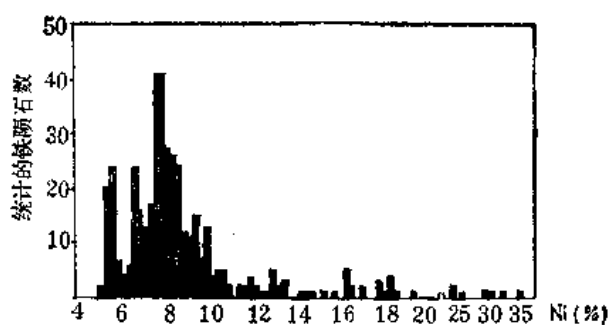


图7.44 铁陨石的镍含量分布图(镍含量统计的间隔为 0.25%)

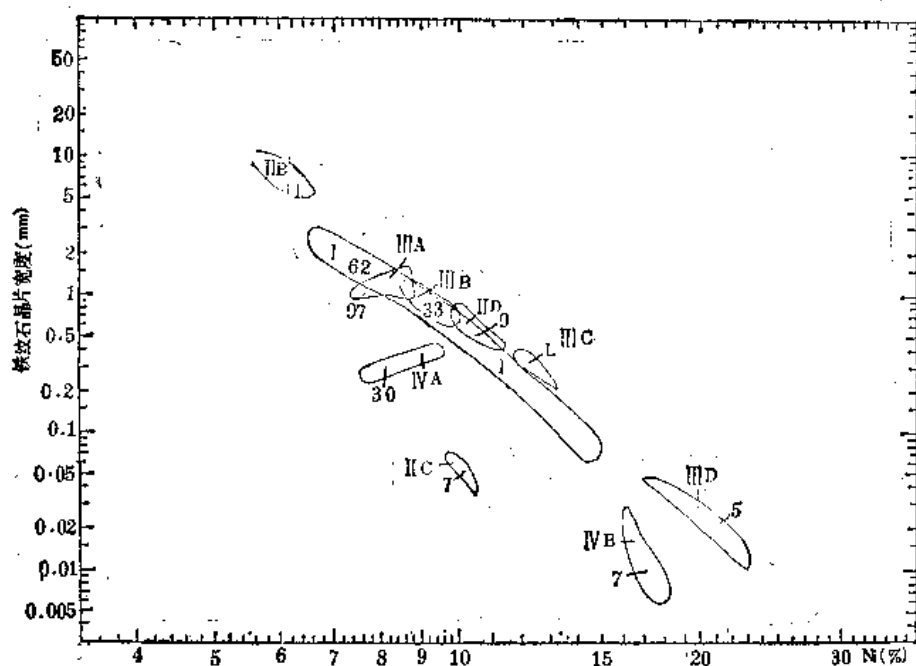


图7.45 铁陨石各化学群的镍含量与铁纹石晶片宽度

图中的数字为分析样品数

镍含量不仅与Ga, Ge, Ir含量之间的关系构成划分铁陨石化学群的基础(图7.13, 7.14, 7.15),铁陨石中P的含量大多为 $0.05-0.45\%$,极少数为 2.2% (图7.47),镍与P的相关性也是划分铁陨石化学群的重要参考因素(图7.48)。

铁陨石中钴的含量范围为 $0.32-1\%$,平均值多在 $0.4-0.6\%$ (图7.49)。镍与钴之间呈现出很不明显的正相关关系,各化学群分布在一定的范围(图7.50),而P与Ir呈负相

关系(图 7.51)。

据 Buchwald (1975)的统计, 铁陨石中 H_2 的含量为 0.7—54ppm; C 含量在 IVA 和 IVB 中为 0.005%, IIIA 和 IIA-IIB 中为 0.01%, I 中含 0.2—2%; N 含量约 2—130 ppm; Na < 5 ppm; Mg < 0.001%; Si < 30ppm; P 大多为 0.03—1%, 各化学群的 P 和 Ir 的分布如图 7.51, S 含量一般为 10—100ppm, 有些达 0.1—8%; Cl 一般 < 1 ppm; Ti, V 为 0.5—5ppm; Gr 为 5—2 500 ppm; Mn 为 9.8—22 ppm; Cu 为 1—1 000 ppm; Zn < 1—40 ppm; Ga 为 0.05—100 ppm; Ge 为 0.005—2 000ppm; As 为 0.43—31ppm; Nb < 0.002—1ppm; Mo 为 2.2—25ppm; Sb 为 0.003—2.2 ppm; Ir 为 0.007—60 ppm; Pt 为 0.5—30ppm; Au 为 0.05—4 ppm; Pb 在金属相为 0.02—0.4 ppm, 而硫化物相为 1—8 ppm; U 为 0.003—0.3 ppb。

Wood(1963b)曾综合总结了铁陨石中某些微量元素的含量范围, 在铁陨石的金属相和硫化物相中各种元素的含量范围差别很大。由表 7.40 可以看出, 亲硫元素 Co, Cu, Zn, As, Se, Te, Hg, Ti, Pb 和 Bi 在陨硫铁相中的含量比金属相高, 有时高 1—2 个量级; 而亲铁元素尤其是铂族元素如 Os, Ir, Pt, Ru, Rb, Pd, Au 以及 W, Mo, Re 等元素富集在金属相中(表 7.40)。

铁陨石中的主量元素及某些微量元素的平均含量(包括金属相、硫化物相、

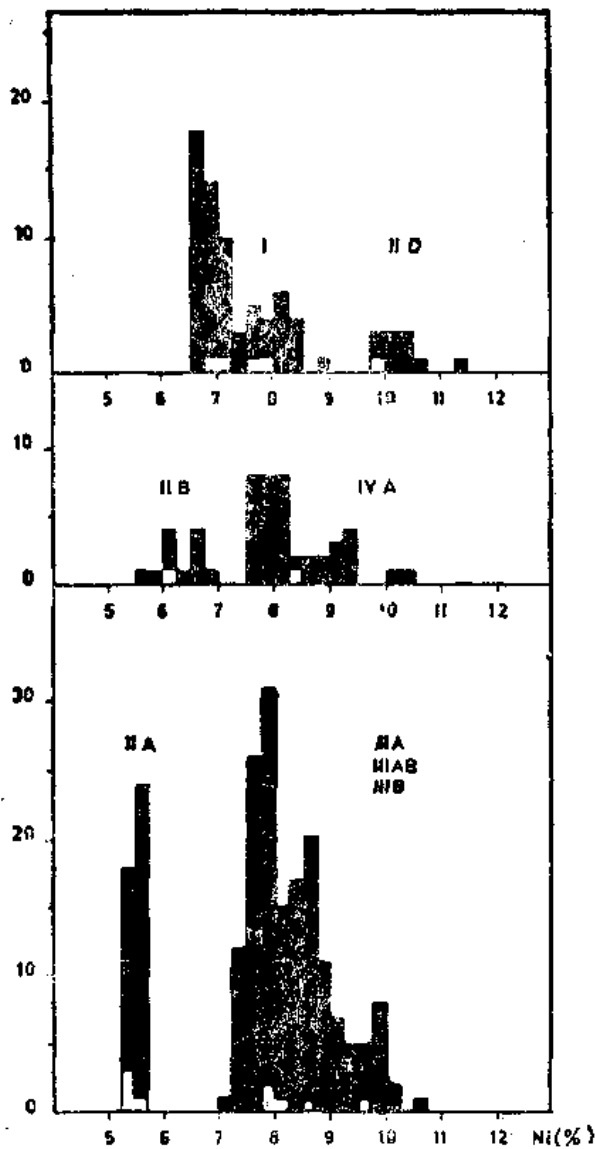


图 7.46 各化学群铁陨石的镍含量分布 (Buchwald, 1975)

白色方块为观察到降落的铁陨石; 黑色为找到的铁陨石
磷酸盐相和其他矿物相)综合列于表 7.41 (Buchwald, 1975)。

铁陨石各化学群的平均化学成分参见表 7.42。按铁陨石的结构分类, 各类铁陨石的平均化学成分列于表 7.42。

(三) 铁陨石的原生构造及其成因

八面体铁陨石都具有典型的维斯台登构造。1808 年 Widmanstätten 和 Thomson

各自独立地发现了这种构造¹⁾。维氏构造是铁纹石晶体沿有的镍纹石晶体沿(100),(110)和(111)晶面而形成,在各个方向的切面上都显示出几组互相平行的铁纹石晶体所构成(图 7.52)。维氏构造的形成决定于陨石母体中初始 Fe-Ni 熔体的化学成分和母体的冷却速率。

Fe-Ni 熔体的冷凝结晶过程如图 7.53。若熔体的初始组分为 A,形成的镍纹石稳定,当温度冷却到 B 点,此时体系内开始了 $\gamma \rightarrow \alpha + \gamma$ 的固相转变。体系的温度继续降低,随着 α 相的不断析出, α 和 γ 二相的 Ni 浓度逐渐增高。当体系的温度降到 D 点时,体系中 γ 相被消耗到最低量,而 α 和 γ 二相中的 Ni 浓度分别达到最高值(D 和 E)。铁纹石以消耗原生镍纹石而析出的固相转换反应,铁纹石结晶在原生镍纹石的晶面上,从而形成了维氏构造。

在维氏构造的形成过程中,镍含量的变化引起镍原子的扩散,镍由铁纹石进入镍纹石中。随着温度的降低,由于镍在镍纹石中的扩散速度小于在铁纹石中的扩散速度,进入镍纹石中的镍在界面相对富集,这就形成了镍纹石和合纹石中镍的“M”型分布(图 7.54)。

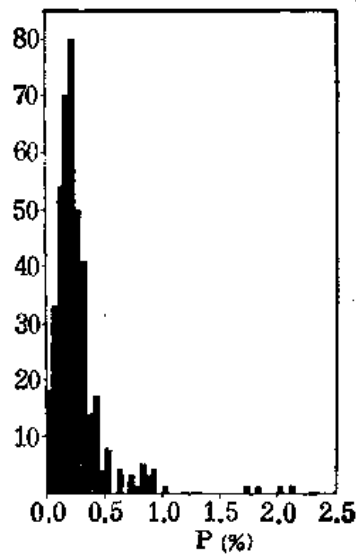


图 7.47 铁陨石中磷的含量分布
(Buchwald, 1975)

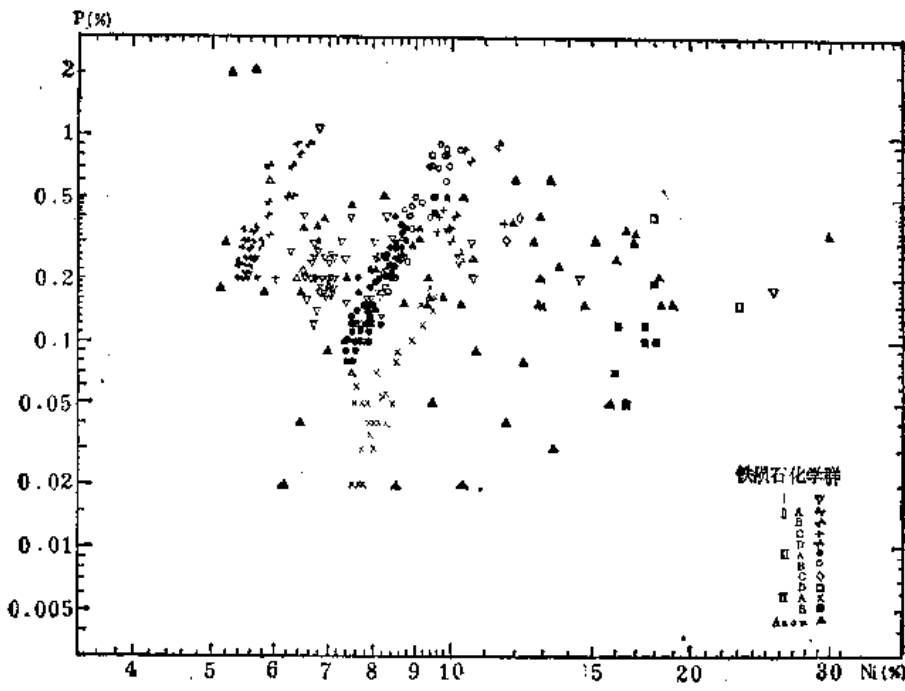


图 7.48 铁陨石各化学群的磷与镍的含量关系
(Buchwald, 1975)
Anom 为异常的铁陨石

1) 引自 Buchwald, 1975。

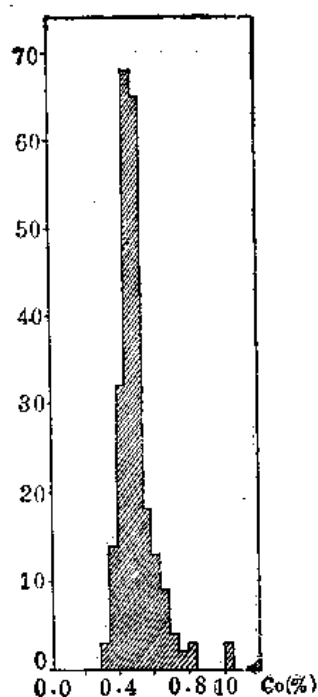


图 7.49 铁陨石中钴的含量分布 (Buchwald, 1975)

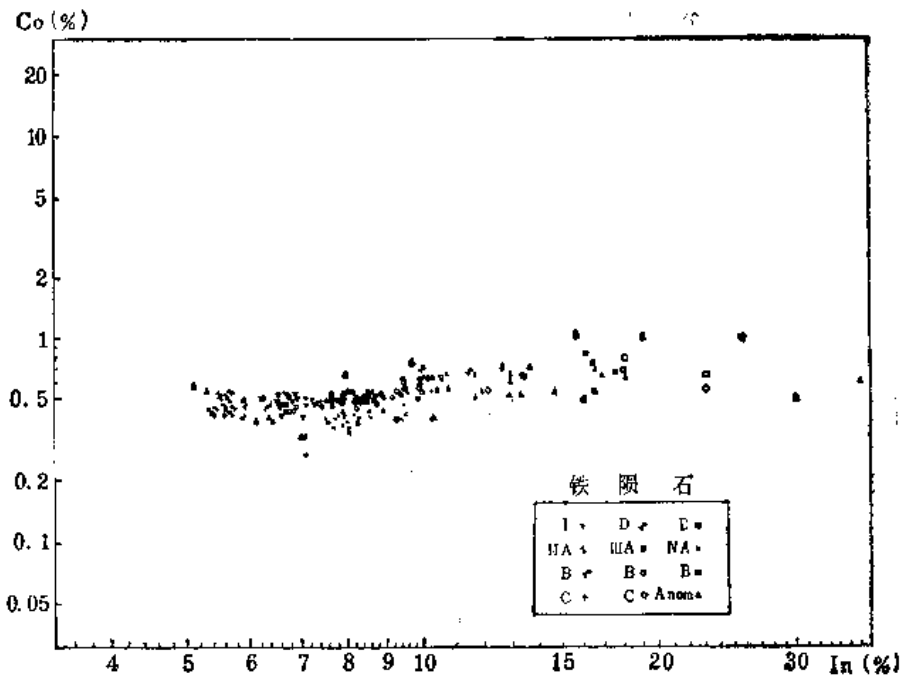


图 7.50 各化学群铁陨石镍与钴的含量关系图 (Buchwald, 1975)
Anom 为异常的铁陨石

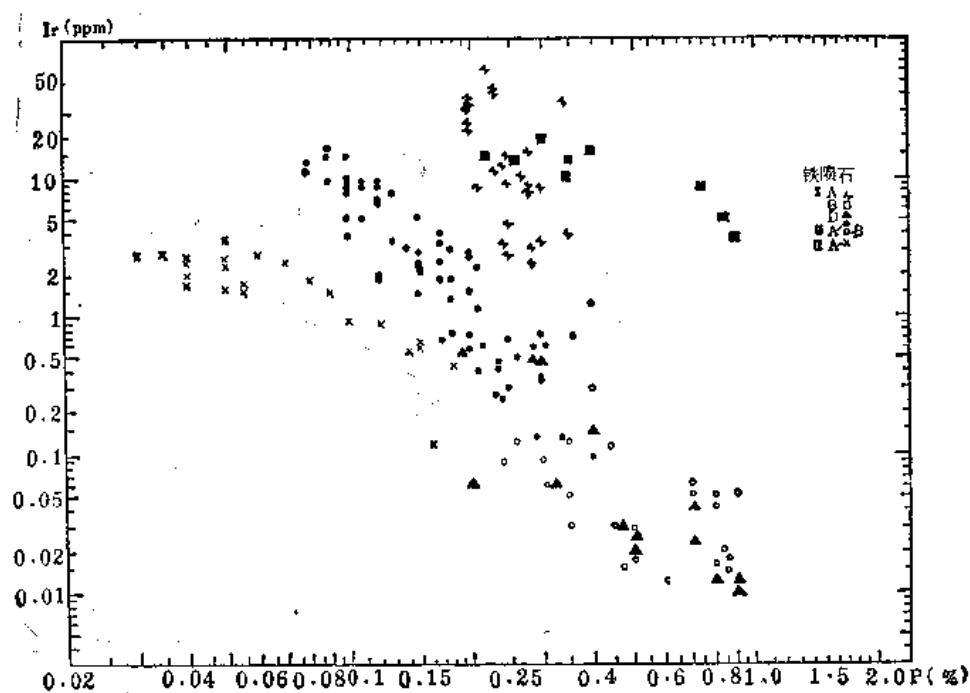


图 7.51 各化学群铁陨石的磷与铱含量关系图 (Buchwald, 1975)

各种结构类型铁陨石的成因主要决定于熔体中初始的镍含量(图 7.54)。随着镍含量的增加由 H → Og → Om → Of → D。根据图 7.53 的推演, α 铁(铁纹石)的镍

表 7.40 铁陨石中某些微量元素在金属相和陨硫铁相中的含量范围
(Wood, 1963b)

原子序数	元 素	金属相含量(ppm)	陨硫铁包体相含量(ppm)
27.....	Co	5-100	18-6 000
29.....	Cu	8-450	66-3 400
30.....	Zn	<1-37	<50-3 300
31.....	Ga	1-100	<1-8
32.....	Ge	<1-400	8
33.....	As	0.6-33	<50-273
34.....	Se	0-15	23-200
42.....	Mo	15	
44.....	Ru	0.5-24	
45.....	Rh	0.1-2.5	
46.....	Pd	4.0	
52.....	Te	0.05	3.6
53.....	I	0.01-0.3	0.02-3.6
73.....	Ta	0.0026	~0.004
74.....	W	1.5	~0.02
75.....	Re	0.22	
76.....	Os	2.0	
77.....	Ir	0.01-15	~0.002
78.....	Pt	0.5-30	
79.....	Au	1.6	
80.....	Hg		~0.01
81.....	Tl		0.01-0.2
82.....	Pb	0.2	12
82.....	Bi		0.04-0.2

表 7.41 铁陨石的平均化学成分

(重量%)										
Fe(26)	Ni(28)	Co(27)	C(6)	P(15)	S(16)					
90.6	7.9	0.5	0.04	0.2	0.7					
ppm(重量)										
N(7)	Mg(12)	Al(13)	Si(14)	Cl(17)	Ti(22)	V(23)	Cr(24)	Mn(25)	Cu(29)	
50	1	1	10	1	5	0.5	50	1	150	
ppm(重量)										
Zn(30)	Ga(31)	Ge(32)	As(33)	Nb(41)	Mo(42)	Pd(46)	Ag(47)	Cd(48)		
1	50	150	5	<0.03	6	3	0.03	0.005		
ppm(重量)										
Sb(51)	W(74)	Ir(77)	Pt(78)	Au(79)	Pb(82)	Tl(81)	U(92)			
0.05	1	2	10	1	0.2	0.00001	0.00003			

* 括号内的数字为元素的原子序数。

含量范围<7.5%，随着镍含量的增加铁纹石结晶变细。

表 7.42 铁陨石的平均化学成分(按结构分类)

铁陨石的结构类型	元素或化合物的含量(%)								统计的铁陨石数目
	Fe	Ni	Co	FeS	Cu	P	C	其他	
八面体铁陨石									
极粗粒.....	87.96	6.23	0.48	4.69	0.01	0.15	0.22	0.26	18
粗 粒.....	87.57	7.11	0.52	3.64	.17	.17	.20	.52	34
中 粒.....	88.95	8.08	0.58	1.80	.03	.18	.08	.30	92
细 粒.....	88.94	8.85	0.56	0.65	.05	.17	.60	.18	37
极细粒.....	86.76	11.80	0.62		.11	.24	.01	.46	10
方陨铁.....	92.76	5.56	0.66		.35	.29	.19	.19	34
中陨铁陨石									
贫 镍.....	91.88	6.95	0.55		.19	.18	.08	.17	14
富 镍.....	79.63	18.90	1.01		0.05	0.12	0.10	0.19	24

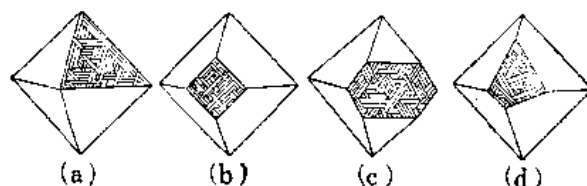


图 7.52 所观察到的维氏构造图案与切面方向的关系

(a) 沿八面体的晶面；(b) 沿立方体晶面；(c) 沿菱形十二面体的面；(d) 任意方向的切面

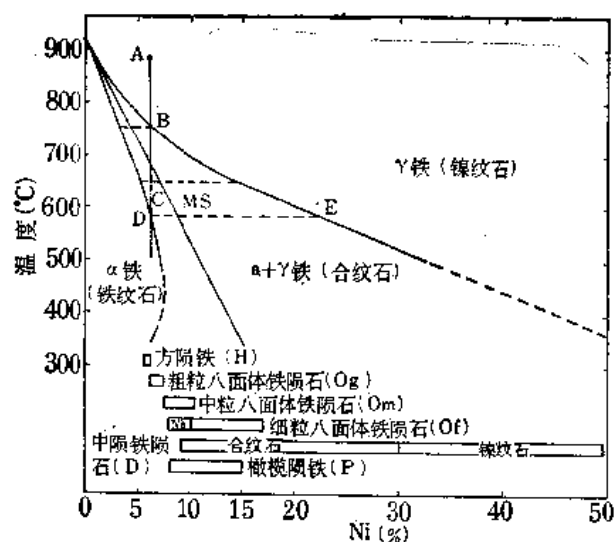


图 7.53 铁镍体系组分-温度相图

MS——亚稳马氏体的上限

维氏构造和铁纹石晶体的结晶大小与熔体的冷却速率密切相关。Short 和 Goldstein(1967), Wasson(1971), Goldstein 和 Short (1967a, b)利用镍的总含量和铁纹石晶片宽度计算冷却速率;而 Moren 和 Goldstein (1978,1979), Willis 和 Wasson (1978)认为,也可以利用 P-Fe-Ni 系统来估算铁陨石母体的冷却速率。各化学群铁陨石的冷却速

率不同: IA, III CD 和 III AB 的冷却速率较低, 为 $0.4-10^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$; IIC 的冷却速率最大,

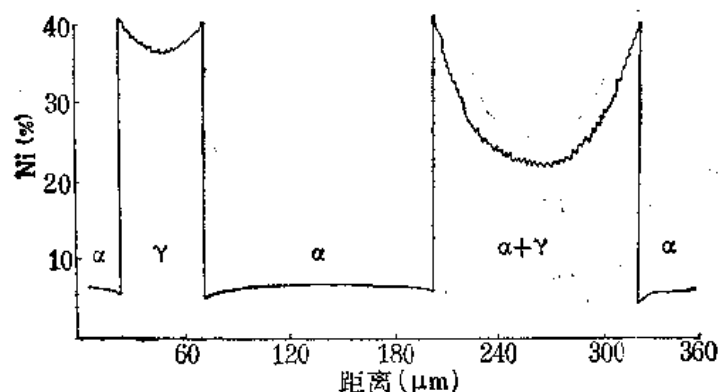


图 7.54 南丹铁陨石的 γ 及 $\gamma + \alpha$ 铁的 Ni K_{α} 线分布

约 $60-250^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$; 而 IVA 和 IVB 的冷却速率变化较大, 由几度—100 多度/ Ma (图 7.55), 也许表明, IA, III CD 和 III AB 来自母体的核部, 而 IIC 在母体的较浅部位, IVA 和 IVB 位于母体不同的深度。

多大的母体才能使得在 $700-450^{\circ}\text{C}$ 之间, 冷却速率保持为 $0.4-500^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$, 母体的直径需要 $10-850\text{km}$, Wood (1964) 认为, 母体的直径应大于 850km , 甚至达到月球以至于地球大小。

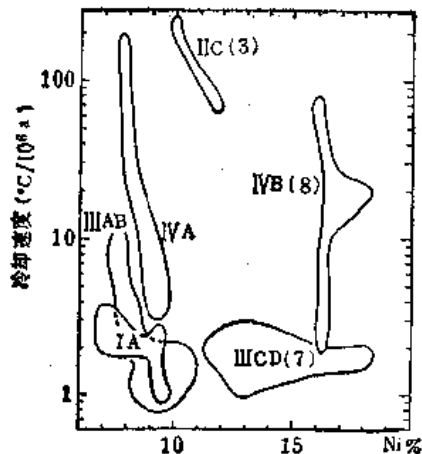


图 7.55 不同化学群铁陨石的冷却速率
(Goldstein 和 Short, 1967b 及 Moren 和 Goldstein, 1979)
括号内数字为样品数

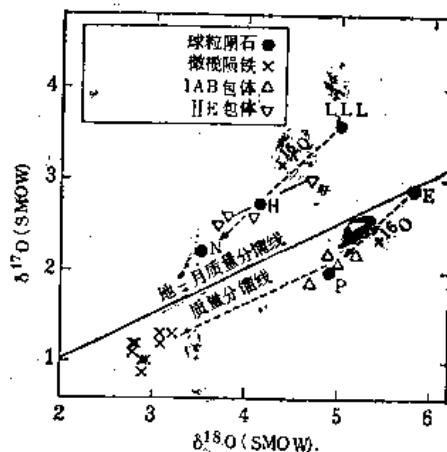


图 7.56 IAB 和 IIE 硅酸盐包体的氧同位素组成
(Clayton 和 Mayeda, 1978)
P 为 Pondyfn, 异常的球粒陨石; N 为 Netschaev, 异常的球粒陨石

某些铁陨石中发育有硅酸盐包体, 特别是 IAB 和 IIE 中的硅酸盐包体, 主要由橄榄石、斜方辉石和斜长石组成, 大小为厘米级。Bunch et al. (1970) 将包体分为三类 (以发现包体的陨石命名), 各类包体中含有的矿物列于表 7.43。

包体中的主要矿物橄榄石为镁橄榄石, Graham et al. (1977) 称为镁橄榄石球粒陨石。根据包体的矿物、化学等特征, Bild (1977), Fukuoka, Schmitt (1978) 认为是

表 7.43 IAB 和 IIE 铁陨石中硅酸盐包体的矿物成分
(Bunch et al., 1970, Bild, 1977)

矿物名称	IAB		IIE
	Odessa	Copiapó	Weekeroo Station
橄榄石 (Fa 分子%)	3—4	1—4	/
斜方辉石 (Fs 分子%)	6—8	4—9	16—23
斜长石 (An 分子%)	9—14	11—22	✓
透辉石	✓	✓	✓
钾长石	—	—	✓
二氧化硅	—	—	/
玻璃 (长石质)	—	—	✓
陨硫铁 FeS	✓	✓	✓
陨辉铬铁矿 FeCr_2S_4	✓	/	—
闪锌矿 ZnS	/	/	—
硫锰矿 MnS	✓	—	—
金红石 TiO_2	—	—	✓
铬铁矿 FeCr_2O_4	✓	/	✓
钛铁矿 FeTiO_3	—	—	/
铁镍金属 (Fe, Ni)	✓	✓	✓
陨磷铁镍矿 $(\text{Fe, Ni})_3\text{P}$	✓	✓	✓
石墨 C	✓	✓	—
磷灰石 $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$	/	/	/
白磷钙矿 $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_2$	/	/	✓
陨碳铁矿 Fe_3C	✓	—	—
自然铜 Cu	/	—	/

✓ 为在包体中稳定存在；/ 为局部存在；— 为没有发现。

重结晶的球粒陨石。Clayton 和 Mayeda (1978) 根据氧同位素的测定结果 (图 7.56) 认为: IIE 的氧同位素组成在地月质量分馏线以上, 与普通球粒陨石相近, 可能是球陨石-金属的碎块重熔, 包体中的橄榄石是球粒陨石中重熔的橄榄石; 而 IAB 的包体的氧同位素组成落在地月质量分馏线之下, 与顽火辉石球粒陨石相近, 包体可能是来自重熔的顽火辉石球粒陨石。

(四) 铁陨石的年龄

铁陨石中的硅酸盐和陨硫铁包体对测定年龄有重要意义。Niemeyer (1979) 测定了 IAB 的 5 块铁陨石硅酸盐包体的 I-Xe 年龄, 相对于 Bjurböle (L_4) 球粒陨石为 $-3.7 \pm 2.4 \text{ Ma}$ 。IAB 的 Mundrabilla 铁陨石陨硫铁相的 I-Xe 年龄为 $10-12 \text{ Ma}$ 。Pitts 铁陨石中硅酸盐相的 I-Xe 年龄为 $> 17 \text{ Ma}$ 。IAB 铁陨石的包体形成在太阳星云凝聚的晚期。

IIE 铁陨石中包体的 Rb-Sr 年龄及 Sr 同位素初始比值列于表 7.44。

Colomera 铁陨石的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 略大于 BABI 值, 表明 Colomera 从母体中分离出来并凝结的时间比 BABI 玄武质无球粒陨石略晚 39 Ma ; 而其他 IIE 型铁陨石年龄值偏低, 且 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 值略高。表明 IIE 铁陨石形成的年龄比 BABI 晚, 且在相当长的一段时期里均有分馏形成 IIE 群的铁陨石。

[表 7.44 II E 铁陨石硅酸盐包体的 ^{87}Rb - ^{87}Sr 年龄和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值

陨石名称	年龄($\times 10^9\text{a}$)	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	资料来源
Colomera	4.61 ± 0.04	0.69940 ± 4	Sanz et al. (1970)
El Taco	4.70 ± 0.4	0.700 ± 1	Wasserburg 和 Burnett(1969)
Weckerroo Station	4.37 ± 0.13	0.703 ± 2	Burnett 和 Wasserburg(1976a)
	4.39 ± 0.07	0.7013 ± 2	Evensen et al. (1979)
Kodaikanal	3.80 ± 0.1	0.710 ± 2	Burnett 和 Wasserburg(1976b)

许多作者曾用 $^3\text{He}/^3\text{H}$, $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, $^{10}\text{Be}/^{10}\text{C}$, $^{22}\text{Ne}/^{22}\text{Na}$, $^{21}\text{Ne}/^{26}\text{Al}$, $^{36}\text{Ar}/^{36}\text{Cl}$, $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, $^{40}\text{K}/^{40}\text{K}$, $^{21}\text{Ne}/^{44}\text{Ti}$ 及 ^{53}Mn 等方法测定铁陨石的宇宙暴露年龄。Wasson (1985) 综合已有的暴露年龄数据, 提出铁陨石的宇宙暴露年龄为 200—1 000Ma, IIIAB 及 IVA 群铁陨石母体主要破碎的时间分别为 600 和 400Ma(图 7.57)。

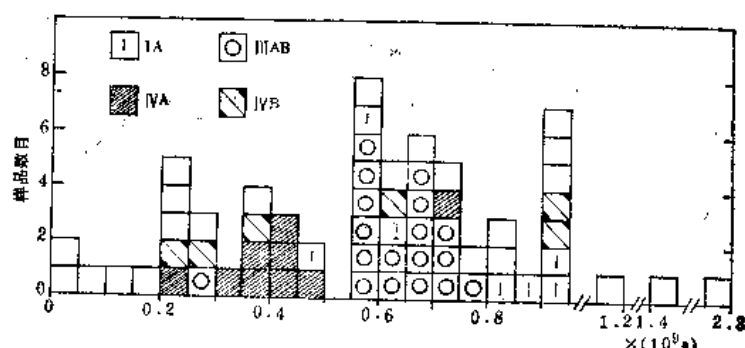


图 7.57 铁陨石的宇宙暴露年龄的分布
(Wasson, 1985)

(五) 铁陨石的成因

铁陨石的形成过程一般划分为: 星云气体的凝聚, 凝聚物的氧化和硫化, 凝聚物聚集形成母体, 母体内产生部分或全部熔融, 使金属相分离, 熔体凝固形成铁陨石。

Kelly 和 Larimer (1977) 研究了 5 群铁陨石的形成环境, IC, IIAB, IIC, IID 和 IIIAB 群铁陨石的氧化程度不同, IIIAB 受到很强的氧化而 IIAB 是还原条件。根据平衡凝聚的模式, 由 Ni-Ir 关系图可以看出(图 7.58): IVB 群铁陨石富集难熔亲铁元素, 而挥发性元素匮乏, IVAB 母体在星云凝聚晚期已聚集形成。IAB 群铁陨石(占铁陨石总数的 18.7%)的 Ni 含量范围很宽(6.4—25%), 冷却速率极低(图 7.58), 形成粗粒八面体铁陨石到富镍的中陨铁陨石。上述事实说明, IAB 群铁陨石在母体中没有达到全部熔融, 有些 IAB 群铁陨石的化学成分很不均匀(如 Canyon Diablo 铁陨石), 含较少的包体, 硅酸盐包体中微量元素特征证明属部分熔融所形成。

IIAB(占铁陨石的 10.8%)的镍含量为 5.3—6.4%, 只形成方陨铁和极粗粒八面体铁陨石。IIAB 微量元素的特征表明, 可能在母体核部产生过分离结晶过程, 而 IIAB 的冷却速率变化很大(图 7.58), 在母体的不同部位产出。IIAB 具有近于宇宙丰度的 Fe/Ni 比, 表明凝聚后没有受到氧化, 而类似于还原的 E 群球粒陨石。

II E 群铁陨石(占铁陨石总数的 2.5%),含有大量硅酸盐包体,氧同位素研究(图 7.56)证明,可能来自 H 群球粒陨石的金属-硅酸盐块体的重熔形成。

III AB 群铁陨石(占铁陨石总数的 32.3%),Ni 含量范围很狭(7.1—10.5%)。微量元素特征表明,可能属母体核部分离结晶过程所形成。III AB 的冷却速率大多为 $1-10^{\circ}/\text{Ma}$,在母体的不同深度均可形成。III AB 与 L 群球粒陨石具有相似的氧化程度、气体保留年龄和宇宙暴露年龄(650Ma),也许 L-III AB 是一个共同的母体。

IV A 群铁陨石(占铁陨石总数的 8.3%),在母体的核部形成,冷却速率变化极大(图 7.55),表明形成后在母体不同的部位冷凝。

IV B 群铁陨石(占铁陨石总数的 2.3%),富含难熔元素而缺乏挥发性元素,形成温度约 1270K。

各化学群铁陨石的形成条件是极不一致的,很难解释为在一个统一的母体内形成各群铁陨石,也许不同的化学群来源于不同的母体,还有待进一步研究。

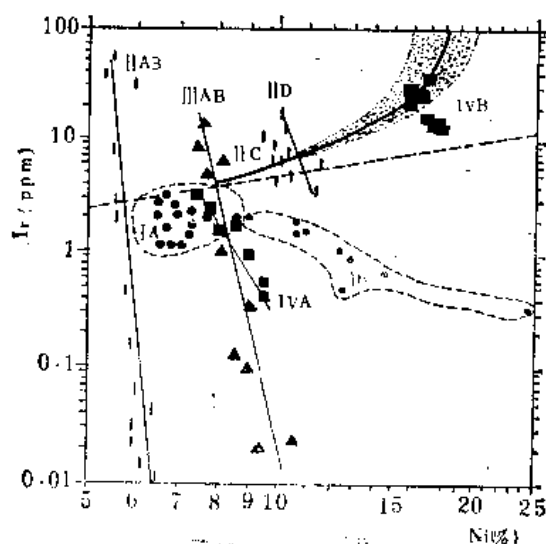


图 7.58 某些化学群铁陨石的 Ni-Ir 分布与形成条件
(Kelly 和 Larimer, 1977)

(六) 中国的铁陨石及南丹铁陨石的物质组成与形成过程

我国已收集了 27 次铁陨石,全为八面体铁陨石。

欧阳自远等曾对我国新疆、广西南丹、内蒙古商都、凉城岱海、乌珠穆沁等铁陨石的矿物、结构构造、化学成分和成因作过研究(欧阳自远等, 1964a, 1964b; 欧阳自远和佟武, 1965)。1974 年中国科学院地球化学研究所再次组织对南丹铁陨石进行野外考察(褊锐光, 1974)。相继中日学者合作研究南丹铁陨石(小沼直树等, 1979),中美学者合作研究我国铁陨石的分类(王道德等, 1983)。丁锡祥等(1983)对我国铁陨石作了微量元素与分类研究。曹鉴秋(1982)对南丹铁陨石作了较系统的物质成分、结构构造与形成演化过程的研究。

表 7.45 14 块铁陨石的构造、化学成分及分类*

陨 石	化学群	铁纹石晶片宽 (mm)	结构 类型	Cr ($\frac{\mu\text{g}}{\text{g}}$)	Co ($\frac{\text{mg}}{\text{g}}$)	Ni ($\frac{\text{mg}}{\text{g}}$)	Cu ($\frac{\mu\text{g}}{\text{g}}$)	Ga ($\frac{\mu\text{g}}{\text{g}}$)	Ge ($\frac{\mu\text{g}}{\text{g}}$)	As ($\frac{\mu\text{g}}{\text{g}}$)	Sb ($\frac{\text{ng}}{\text{g}}$)	W ($\frac{\mu\text{g}}{\text{g}}$)	Re ($\frac{\text{ng}}{\text{g}}$)	Ir ($\frac{\mu\text{g}}{\text{g}}$)	Au ($\frac{\mu\text{g}}{\text{g}}$)
崑岭**	III CD	1.50	Og	42 —	4.3 4.5	72 73	156 146	83 84	— 314	12.8 12.3	321 —	1.31 —	200 —	1.6 1.7	1.62 1.47
贵溪	III AB	1—1.5	Om	83	4.8	83	177	21	41	4.9	95	1.50	240	2.4	0.74
光化	IVA	0.25—0.30	Of	304	3.8	78	148	1.9	0.10	2.3	1.0	0.68	400	2.9	0.70
黄陵	IVA	—	—	338 —	3.6 3.7	78 85	150 123	1.9 2.2	—	2.3 2.3	—	0.85 —	370 —	2.8 3.2	0.65 0.87
河北	III AB	1.1	Om	33	5.0	75	155	20	43	4.3	42	1.20	530	5.3	0.63
豫 始	III AB	1.0	Om	53	4.8 5.1	77 84	137 170	21 21	28 44	3.8 11.1	—	— 0.70	— 60	6.0 0.4	0.56 1.14
乐 山	粉 群	0.5	Om	9.7 —	4.4 4.4	96 90	320 276	20 21	68 57	18 15.7	700 —	1.10 —	460 —	4.1 4.4	1.80 1.43
凉 城	III AB	—	Om	53	5.0	82	156	21	45	6.8	—	0.84	70	0.5	0.93
隆 昌	IVA-an	—	异常	337	4.1	82	162	2.1	0.7	4.7	10,000	1.30	530	4.0	0.62
宁 波	IVA	0.21—0.36	Of	89 —	3.8 4.0	89 86	140 116	2.3 2.5	0.14	5.2 4.8	3	0.60 —	290 —	2.0 2.3	1.10 1.00
南丹**	III CD	1.5—2.0	Og	— —	4.7 4.5	68 70	138 136	77 81	293 315	12.9 12.3	312 —	1.14 —	— —	1.7 1.7	1.64 1.39
新疆***	II AB	1.1—1.3	Om	327	5.0 5.5	99 95	118 108	18 19	32 29	15.3 14.6	—	0.38 —	190 —	0.2 0.29	1.87 1.69
英 德	IVA	0.25	Of	342	3.7	77	152	1.8	0.11	2.4	3.8	0.67	340	2.9	0.71
昌 宁	I AB	—	Ogg	42 —	3.9 4.4	62 65	152 128	95 97	4,801 28	0.3 12.3	285 —	2.15 —	390 —	3.7 4.5	1.51 1.53

* 第一列数据据王道德等, 1983; 第二列数据据丁锡祥等, 1983; ** 南丹和董岭铁陨石, 根据矿物、化学、结构和产地分析, 为同一类降落的陨石; *** 陨石学会目前使用的名称为 Armanly, 已建议更名为新疆铁陨石。

我国 14 块八面体铁陨石的化学群列于表 7.45。从表 7.45 可以看出：已研究的铁陨石大多属 IIIAB, IIICD 和 IVA 化学群。IIIAB 包括贵溪、商都、建始、凉城和新疆铁陨石；IIICD 包括贵州(董岭)和南丹铁陨石；IVA 包括光化、黄陵、隆昌、宁波和英德铁陨石；IAB 为崑宁铁陨石。乐山铁陨石属未分群的铁陨石。

根据已有的资料,南丹铁陨石与董岭铁陨石属“成对”的铁陨石,即同一次降落的陨石(表 7.46)。

表 7.46 南丹铁陨石与董岭铁陨石成分比较 (ppm)

元 素	Ge	Ga	Ir	Ni(%)	Au	As	Cu	Co	文 献
南丹铁陨石	291	82.6	1.8	7.2	2.0	12.7	120	0.46	小沼直樹等(1979)
	293	78	1.7	6.8	1.64	12.8	138	0.47	王道德等(1983)
	291	81.8	1.8	7.1	1.44	13.0	129	0.48	曹鑑秋(1982)
	315	81	1.7	7.0	1.39	12.3	135	0.45	丁锡祥等(1983)
董岭铁陨石	314	84	1.7	7.3	1.47	12.3	146	0.45	丁锡祥等(1983)
	—	83	1.6	7.2	1.62	12.3	156	0.43	王道德等(1983)

据地方志记载,董岭铁陨石是由人工从南丹搬运至贵州董岭(相距约 50km),因而董岭铁陨石应属南丹铁陨石。

光化铁陨石与黄陵铁陨石也可能属“成对”铁陨石(王道德等, 1983)。

南丹铁陨石大约降落于 450 年前的明嘉靖年间,分布面积近 30km²,已找到 19 个块体,总重约 9.5t(褐锐光,1974)。南丹铁陨石属粗粒八面体铁陨石,通过液态溶离和冷却固体扩散等过程形成(欧阳自远等, 1964a, b)属 IAB(小沼直树, 1979)化学群,而王道德等(1983)和丁锡祥等(1983)划为 IIICD 群。

南丹铁陨石的矿物成分列于表 7.47。

表 7.47 南丹铁陨石的矿物成分
(曹鑑秋, 1982)

矿物名称	测定颗 粒数	化学成分(%)										矿物化学式	Fe/Ni
		C	P	S	Cl	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	总量		
铁纹石	8					92.52	0.55	6.76	0.05		99.82	Fe _{14.9} (Co)Ni(Cu)	14.5
镍纹石	3					62.22	0.20	37.92	0.10		100.44	Fe _{1.8} (Co) Ni(Cu)	1.73
陨硫铁	6			35.75		63.28		0.07	0.08		100.18	Fe(Ni, Co, Cu)S	950
陨磷铁镍矿	10		15.31			59.69	0.21	24.59			99.80	(Fe _{0.77} Ni _{0.23}) _{3.01} P	2.55
菱磷铁镍矿	3		14.74			37.69	0.13	44.61	0.24		97.41	(Fe _{0.47} Ni _{0.53}) _{3.03} P	0.89
铁闪锌矿	1			37.45		25.01		0.16	0.10	39.78	99.80	(Zn _{0.98} Fe _{0.02}) _{0.98} S	164
自然铁	2					95.86		1.12			97.98	Fe(Ni)	90.9
陨氯铁	1				30.05	43.40	0.17	1.76	0.05		78.43	FeCl ₂ (?)	25.9
石 墨	3	>90									>90	C	
陨碳铁	5	6.92				90.42		1.15			98.49	Fe _{2.84} (Ni)C	82.7

南丹陨石铁纹石板晶的宽度大多为 2—2.5mm,镍纹石细条片晶宽度<0.1mm。在高温 X 射线连续衍射实验中,在一个大气压下,铁纹石和镍纹石相互转变点的温度为 1 023 K。镍纹石和合纹石区的 Ni K_α X 射线分布,呈现明显的“M”形(图 7.54)。在二相界面附近的铁纹石中,镍浓度略为减低,距界面越近,贫化程度愈高,即“Agrell”效应。陨硫铁

颗粒为 10—20 μm ,呈集合体构成 FeS 瘤体核。陨磷铁镍矿呈环带状、摄入状、偏竹状和菱磷铁镍矿形态产出,镍含量除产状不同而变化(图 7.59)。

陨碳铁矿以环带状、偏竹状及似珠光体状产出。石墨一般呈片状聚合体、条带状、框架状及方晶石墨产出。

南丹铁陨石瘤体特别发育,瘤体核一般由陨硫铁或含少量石墨组成,中间带为陨磷铁镍矿和陨碳铁矿组成,外围为铁镍基体。

南丹铁陨石矿物的形成顺序、有关构造和形成过程即液态结晶、固体扩散和固体形变,综合绘于图 7.60。

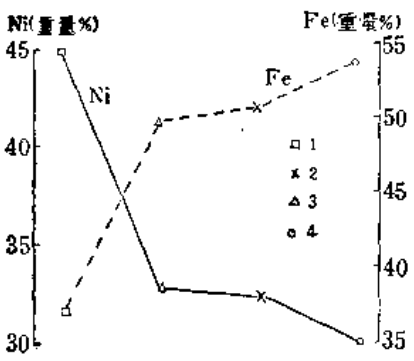


图 7.59 磷铁镍矿的 Ni, Fe 浓度对比
1. 菱磷铁镍矿; 2. 偏析状磷铁镍矿; 3. 摄入状磷铁镍矿; 4. 环带状磷铁镍矿

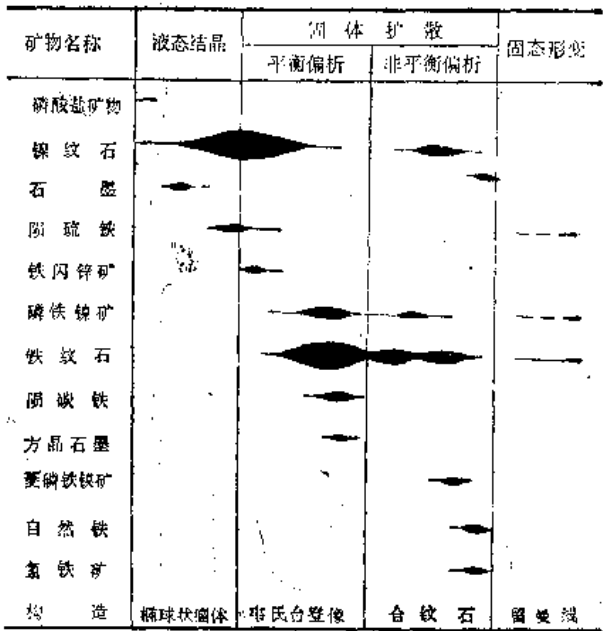


图 7.60 矿物和构造生成顺序

南丹铁陨石各矿物相的平均成分综合列于表 7.48。

由上表说明:铂族元素主要浓集于 Fe-Ni 基体中,总含量达 18ppm;中间带也较富集,约 10ppm; FeS 瘤体核中铂族元素极为贫乏。图 7.61 列出了铂族元素的太阳丰度、CI 丰度、H 丰度、各类铁陨石铁镍相丰度、南丹铁陨石 Fe-Ni 基体、中间带和地球含铂岩体的铂族元素配分图。若以铂族元素的总浓度为 100%作图,图 7.61 表明,南丹铁陨石 Fe-Ni 基体中铂族元素的分布特征与太阳及其他地外物质一致,为“Pt-Ru”型配分,即 $\text{Pt} > \text{Ru} > \text{Pd} > \text{Os}$ 。南丹铁陨石中间带和地球含铂岩体和铜镍硫化物型含铂岩体的铂族元素的配分,均显示出不同程度的变异,前者呈现“Ru-Pd”型配分,后者分别为“Ru-Os”和“Ru-Pd”型配分。

关于南丹铁陨石母体的冷却历史和各矿物相的形成过程,曹鉴秋(1982)曾作过论证。由 Buchwald(1975)方法计算南丹铁陨石的平均化学成分如表 7.49。

与铁陨石平均值相比较,南丹铁陨石富 C, P, S, Ga, Ge, As 和 Au,而贫 Ru, Os,

Pt 和 Cr。南丹铁陨石的原始物质可以看作是一种含磷、硫、碳等杂质的铁镍体系。

当母体内温度为 $1\ 350 \pm 100\text{ K}$ 时,在南丹铁陨石母体内是由 $\gamma\text{-Fe}$ 固相和硫化物液相组成。固相中包括有残留的磷酸盐矿物,液相中碳已开始积聚成石墨。体系处于高温还原环境,微量元素在平衡的固-液二相中进行分配,铂族元素几乎全部浓集在 γ 铁的周围相中,而 V, Cr, Mn 和 Se 等元素主要富集在硫化物液相内。

随着温度降到 $\leq 1\ 261\text{ K}$ 时,陨硫铁由液相中直接晶出,构成陨硫铁-石墨瘤体核。由于体系中不断有镍纹石晶出,而 $< 1\ 261\text{ K}$ 时,则同时晶出陨硫铁和镍纹石。因为在液相中已有先积聚的石墨,所以也往往形成陨硫铁-石墨瘤体核。根据 Brett et al.(1967)的实验,在温度为 $1\ 273\text{ K}$,压力为 1bar 时,与硫化物液相

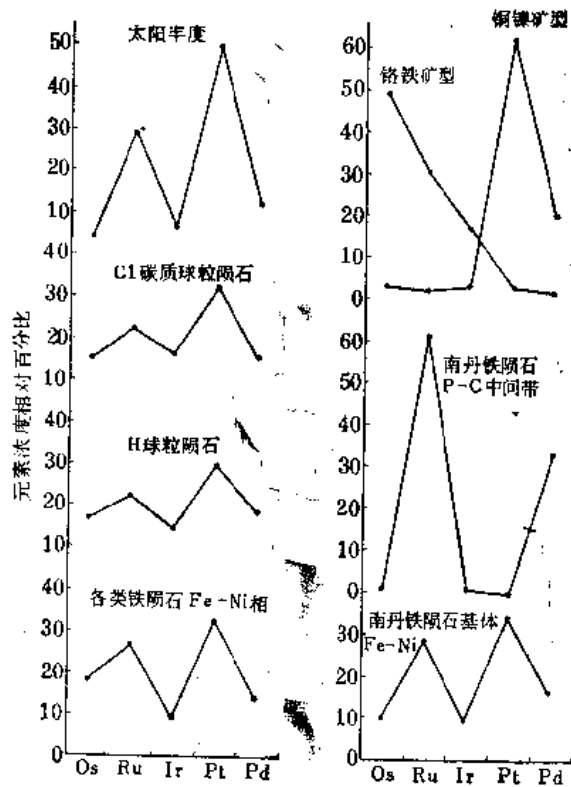


图 7.61 各类样品中铂族元素配分模式

达平衡的 Fe-Ni 相中(Ni 浓度为 5—20%), S 的溶解度为 0.01%(重量),该溶解度随温度下降而变小。温度冷却使硫逐步出溶于固相或加入液相、或在晶界部位浓聚。加入液相的硫,参与液固反应;而在晶界部位的硫达到过饱和时,便与周围的 Fe-Ni 反应生成陨硫铁,以这种方式形成的陨硫铁一般单独构成瘤体核。

温度为 $1\ 150\text{—}750\text{ K}$ 时,体系处于固相扩散反应阶段。Ni, P 和 C 发生迁移、富集和重新分布。 γ 相转变为 α 相 + γ 相 + 磷化物相并形成维氏构造。在 $1\ 020\text{—}770\text{ K}$ 的冷却过程中,母体内发生以消耗镍纹石而析出铁纹石的固相转换反应,即维氏构造的形成过程。镍由铁纹石进入镍纹石时由于镍在镍纹石中的扩散速度比铁纹石中低,进入镍纹石中的镍在界面附近浓集,即形成了 Ni 浓度的“M”形分布。陨磷铁镍矿在 Fe-Ni 基体与 FeS 瘤体核界面晶出,生成镍较低的环带状陨磷铁镍矿。在铁纹石和镍纹石界面上,形成含镍高的偏竹状陨磷铁镍矿。随后在温度为 $923\text{—}883\text{ K}$ 范围内 (Brett, 1967) 形成陨碳铁镍矿。

母体温度从 850 K 冷却到 550 K 的过程中,残留的 γFe 相因达到马氏体的起始点(图 7.53),而转变为 α_2 相, α_2 相分解为以 α 相为基质, γ 相细晶纹的显微构造像——合纹石。由于温度较低,元素迁移速率受到限制,因而在各矿物相间及相内出现了元素分布的浓度梯度。菱磷铁镍矿在铁纹石相内晶出,陨碳铁部分地分解为金属铁和石墨。

后期母体遭受弱冲击变质作用,形成留曼线并使陨磷铁镍矿碎裂。

南丹铁陨石形成时的压力约 $1.3 \pm 0.08\text{ kbar}$ 。固态相转变时的冷却速率,据 Goldstien

表 7.48 南丹各矿物相的平均成分

元素	矿物相	铁镍基体	中间带		FeS 瘤体核
			陨磷铁镍矿	陨硫铁矿	
(%)					
Fe		92.35±0.52	59.69	90.42	63.28
Ni		6.96±0.16	24.59	1.15	0.07
Co		0.457±0.016	0.21		
Cu(ppm)		146±9.5			
P		0.167±0.019	15.31	C=	
S		0.0037±0.0008		6.92	36.75
总量		99.94±0.48			
(ppm)					
Ga		81.9±2.5			
Ge		291±15			
As		13.0±0.3			
Mn		3.1±0.3	43		388.5
Co		4 800±140	2 317		28.77
Ni(%)		7.09±0.17			
Cu		129±3.4			259.3
Ir		1.81±0.05			
Au		1.466±0.03			
V					74.9
Cr					782.3
Ru		5.11±0.15	5.50		0.144
Pd		3.08±0.1	3.00		—
Os		1.73±0.1	0.32		—
Ir		2.05±0.42	0.11		0.0023
Pt		6.18±0.49	—		—
Au		1.43±0.03	0.05		0.0023

表 7.49 南丹铁陨石的平均化学成分 (ppm)

元 素	P(%)	C(%)	S(%)	V	Cr	Mn	Fe(%)	Co	Ni(%)	Cu	Ga	Ge	As	Sc	Au	Ru	Pd	Os	Ir	Pt
南丹铁陨石	0.5	0.1	0.9	1.9	35	19.3	90.95	4.394	7.15	131	77.5	275	12.3	—	1.37	5.00	3.00	1.65	1.72	5.85
各类铁陨石平均值	0.2	0.04	0.7	0.5	50	1	90.6	5.000	7.90	150	50	150	5	—	1	7.00	3	4	2	10

和 Short (1967a,b) 和 Wasson(1971)提供的经验方程式: $\log CR = -2.040 \log BW - 8.940 \log Ni + 8.700$ 。已知铁纹石晶片宽度 (BW) 和镍浓度 (Ni), 即可求出冷却速率为 $2.8 \pm 0.6^{(10)}/\text{Ma}$ 。根据压力和冷却速率推算, 南丹铁陨石形成时可能埋藏在相当于球粒陨石组分的、半径为 400km 的母体的 100km 深处。

(七) 石 - 铁 陨 石

石-铁陨石较少见, 我国仅发现一次降落。石-铁陨石无论从矿物组成、结构构造、化学成分和演化历史来观察, 都是兼有石陨石和铁陨石的特性, 因而对探讨陨石的成因具有特殊意义。

石-铁陨石可划分为橄榄陨铁、中陨铁、古英铁镍陨石和古铜橄榄陨铁四类。

橄榄陨铁含有大量橄榄石块体(50—80%, 体积比), 块体大小为 5—15mm, 大者可达 37mm, 呈圆球状及各种不规则状, 块体由橄榄石单晶或集合体组成, 保留有石陨石的性质。铁镍金属相成网状, 似包裹橄榄石块体。铁纹石具有明显的维氏构造。金属相的成分近似 IIAB 群铁陨石。橄榄陨铁的矿物成分及其含量见表 7.50。

表 7.50 橄榄陨铁的矿物成分及含量
(Buseck, 1977)

矿 物	成 分	体 积 %	
		范 围	平 均 值
橄榄石	$(\text{Fe}, \text{Mg})_2\text{SiO}_4$	37.0—85.3	65.0
金属	Fe, Ni	14.2—48.6	30.3
陨硫铁	FeS	0.1—7.3	2.3
陨磷铁镍矿	$(\text{Fe}, \text{Ni})_3\text{P}$	0.2—0.8	1.2
铬铁矿	FeCr_2O_4	0.1—1.7	0.4
低钙辉石	$(\text{Fe}, \text{Mg})\text{SiO}_3$		
白磷钙矿	$\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$	0—4.2	0.1
陨磷镁钙石	$\text{Ca}_4(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{PO}_4)_6$		
磷镁石	$\text{Mg}_3(\text{PO}_4)_2$		
镍黄铁矿	$(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_8$	—	0.1
石墨	C		
陨氯铁	FeCl_2		

橄榄石的成分一般比较均匀, Fa 为 11—21%(分子), 绝大多数为 11—14%(分子), $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ (原子比) = 0.114—0.169, 含 Mn 200—240ppm, $\text{Ti} \leq 20\text{ppm}$, $\text{Ca} \leq 75\text{ppm}$, $\text{Ni} \leq 75\text{ppm}$ 。橄榄石中有时局部含磷达 5%, 形成富含磷的带。金属铁镍含镍 7—16%, 测定的冷却速率为 0.5—2°C/Ma (Buseck 和 Goldstien, 1969)。

橄榄陨铁及中陨铁的化学成分范围见表 7.51。

表 7.51 橄榄陨铁及中陨铁的化学成分范围(%)
(Buchwald, 1975)

石-铁陨石	金属铁	总铁	总 Ni	总 S	总 P	总 Mg	总 Ca	密度 (g/cm ³)
橄榄陨铁	49	33—69	3—8	0.2—1.0	0.06—0.25	25.6—29.3*	0.002— 0.008*	4.90
中 陨 铁	46	44—52	3.2—4.8	0.2—4.6	0.25—0.54	7.3—13.6*	2.0—5.7*	4.85

* 全由硅酸盐相测定。

各类石-铁陨石的平均化学成分列于表 7.52。

橄榄陨铁从 Ge-Ga-Ni 化学分类来看, 金属相的成分接近 IIIAB 铁陨石的成分(图 7.62)。根据金属相中的镍含量计算冷却速率为 0.5—2°C/Ma (图 7.63)。

橄榄陨铁的成因众说不一, 大多数学者认为, 橄榄陨铁是由固态的橄榄石和金属熔体混合而成, 母体也许是球粒陨石的成分, 母体的大小近于行星的大小。母体的深部温度冷却极其缓慢, 最早晶出的橄榄石与残余的金属熔体混合, 当金属凝结时成为网脉状交结橄榄石块体而形成。

表 7.52 各类石-铁陨石的平均化学成分(重量%)
(Kcil, 1969)

陨石类型	硅 酸 盐 部 分											
	SiO ₂	MgO	FeO	Fe ₃ O ₄	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅
橄榄陨铁	17.05	19.83	6.65	—	0.38	0.28	(0.07)	(0.03)	0.68	0.08	.00	—
古英铁镍陨石	34.61	10.08	4.40	—	—	—	—	—	—	—	—	—
橄榄古铜陨铁	28.94	23.33	7.71	—	0.19	0.18	—	—	0.17	—	—	—
中陨铁	19.51	6.36	5.73	1.9	4.10	2.89	(0.17)	—	0.36	0.23	—	—

陨石类型	硅酸盐部			金属部分				金属部 分合计	FeS	C	其他	参加平均 的陨石数
	H ₂ O	NiO	分合计	Fe	Ni	Co	P					
橄榄陨铁	—	0.29	45.34	48.98	4.56	0.30	0.11	54.05	0.53	0.08	—	10
古英铁镍陨石	—	—	49.09	46.02	4.74	0.15	—	50.91	—	—	—	1
橄榄古铜陨铁	—	—	60.52	27.77	4.05	—	—	31.82	7.40	—	0.26	1
中陨铁	0.69	0.40	42.38	45.95	4.39	0.28	0.11	50.73	2.83	—	4.06	4

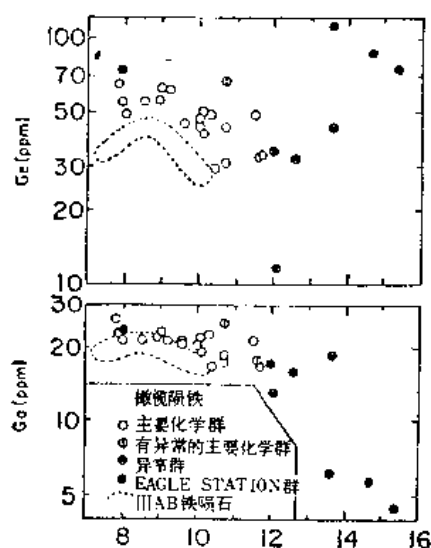


图 7.62 橄榄陨铁与 IIIAB 铁陨石的 Ga-Ni 和 Ge-Ni 含量的分布
(Dodd, 1981; Scott, 1977c)

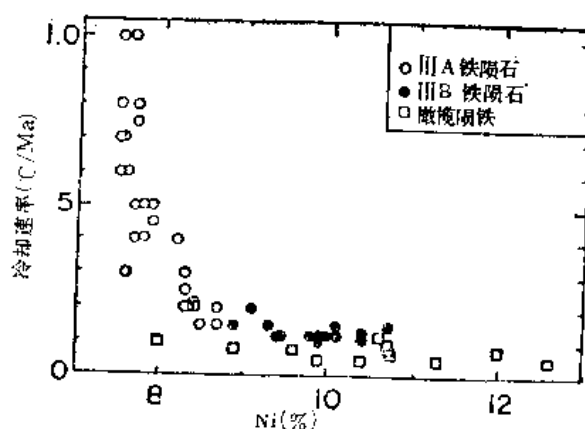


图 7.63 橄榄陨铁及 IIIAB 铁陨石的镍含量与冷却速率
(Dodd, 1981; Buseck 和 Goldstien, 1969; Wasson 和 Sedwick, 1969)

中陨铁也是较常见的石-铁陨石。中陨铁含金属铁镍为 17—80%，但一般大多为 40—60% (重量)；硅酸盐块体的含量变化较大。由中陨铁中的硅酸盐矿物重结晶的程度又可将中陨铁分为四个亚类(Dodd, 1981)。

中陨铁硅酸盐相的矿物主要有橄榄石($0.09 < f < 0.14$)，斜方辉石($f \sim 0.3$)，富钙单斜辉石和钙长石($0.87 < An < 0.97$)；次要矿物有陨硫铁、磷石英、铬铁矿、磷灰石、陨磷铁镍矿、钛铁矿和金红石等矿物。中陨铁硅酸盐相的矿物、化学和结构特征均类似于紫苏

钙长无球粒陨石。中陨铁中的金属相含镍 7—9%，并发育有维氏构造。

Dodd (1981) 根据 McCarthy et al. (1972, 1973), Simpson 和 Ahrens (1977) 的资料, 选择 Ca/Mg , Mn/Mg , Si/Mg 与 Al/Mg 的关系作图, 将中陨铁与紫苏钙长无球粒陨石作比较(图 7.64)。由图中可知: 中陨铁的硅酸盐是钙长辉长无球粒陨石与橄辉无球粒陨石两种端元组分的混合。中陨铁的 Ca/Al 比为 1.05 而紫苏钙长无球粒陨石为 1.08; 中陨铁的 Mn/Al 和 Si/Al 比均比紫苏钙长无球粒陨石低。中陨铁的金属相对应于 IIE, IIIAB 或 IIIE 尚难确定。中陨铁的冷却速率甚至达 $0.5^\circ\text{C}/\text{Ma}$ (Powell 1969), 表明中陨铁埋藏在母体较深部位。

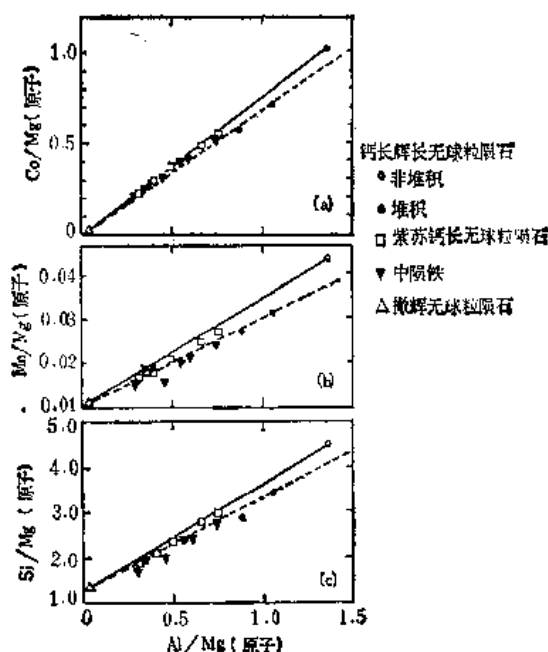


图 7.64 中陨铁硅酸盐相及紫苏钙长无球粒陨石的某些元素比的比较
(Dodd, 1981; McCarthy et al., 1972, 1973; Simpson 和 Ahrens, 1977)

图中实线为橄辉无球粒陨石和非堆积的钙长辉长无球粒陨石成分的连线; 图中虚线为橄辉无球粒陨石和堆积的钙长辉长无球粒陨石的连线

古英铁镍陨石 目前只有 Steinbach 古英铁镍陨石的实例 (Dodd, 1981; Wood, 1963b)。Steinbach 含铁镍金属相约 50%, 金属相含 Ni 9.3%, 为八面体铁陨石, Schaudy et al. (1972) 认为近于 IVA 群铁陨石。Steinbach 含硅酸盐相近于 50%。古铜辉石和单斜古铜辉石占 35% ($\text{Fs} = 15\%$ 分子), 磷石英占 15%。少量矿物有陨硫铁、陨磷铁镍矿和铬铁矿等。硅酸盐的成分介于顽火无球粒陨石和紫苏无球粒陨石之间。Reid et al. (1974) 认为, 这类陨石平衡温度达 1200°C , 开始冷却很快, 至 $700-500^\circ\text{C}$ 时冷却较慢。

古铜橄辉陨铁 只有 Lodron 古铜橄辉陨铁一个实例 (Dodd 1981; Wood, 1963b)。含 77% (体积) 的硅酸盐, 主要由橄辉石 ($\text{Fa} = 12.6\%$ 分子)、斜方辉石 ($\text{Wo}_{2.6}\text{Fs}_{1.4}\text{En}_{84}$) 及少量透辉石组成 (Bild 和 Wasson, 1976)。金属相主要为铁纹石 (平均含镍 9.3%), 陨硫铁 (2—7%) 和铬铁矿 (0.3%)。硅酸盐相大部分为 $<1\text{mm}$ 的晶粒围绕金属块体。Prinz et al. (1978) 认为, 以橄辉石和低钙辉石组成的硅酸盐, 可能是岩浆堆积成因或是母体内

部分熔融的残留相。从硅酸盐相的矿物组成来看类似于橄辉无球粒陨石, Bild 和 Wasson (1976)认为,从稀有气体和宇宙暴露年龄来看也像属橄辉无球粒陨石, Fukuoka et al. (1978)认为,硅酸盐相具有辉长玄武岩结构也似橄辉无球粒陨石。但 Lodron 的氧同位素组成及未遭受冲击变质作用与橄辉无球粒陨石差别较大。它们可能是同一母体的不同部分。

六、陨 石 矿 物

陨石矿物的研究对探讨天体的形成演化有重要意义, Вернадский 称为“宇宙矿物学”。原生的陨石矿物经统计约有 125 种(橄榄石、斜方辉石、单斜辉石和斜长石以类质同象矿物系列计算 (Keil, 1969, Gomes 和 Keil, 1980), 现将陨石矿物列于表 7.53。

陨石的原生矿物种类少,除橄榄石、辉石、铁纹石、镍纹石、陨硫铁和层状硅酸盐(类蛇纹石和类绿泥石)和斜长石之外,绝大多数矿物在陨石中粒细量痕。地球岩石中最常见的矿物在陨石中仅作为痕量矿物,如石英、钾长石、黑云母、白云母、角闪石等。

陨石的形成环境及保存条件(在行星际空间运行)决定了陨石矿物还原程度高,铁多呈 Fe^0 和 Fe^{2+} 出现。含水矿物很少,总共只有 17 种,其中 7 种含有或可能含有羟基,6 种含结晶水,后者均见于碳质球粒陨石中。

有些陨石矿物属冲击变质成因,如陨尖晶石 (Ringwoodite, 林伍德石)和陨镁铁榴石 (Majorite)分别具有尖晶石和石榴石的结构,等轴晶系,但又分别具有斜方晶系橄榄石和紫苏辉石的成分,这是由于橄榄石和紫苏辉石受冲击而发生相变所形成。

有些陨石的原生矿物与地球的同种矿物差别较大,如陨石中的褐斜闪石属单斜晶系而地球的褐斜闪石为三斜晶系;地球的氟磷钙铁锰矿含氟,而陨石中的氟磷钙铁锰矿不含氟。

陨石中的 125 种原生矿物有 35 种在地球上尚未找到,如某些铁的碳化物、硅化物、硅磷化物、氯化物,各种氮化物,铁镍的硫化物,钙、铁、镁、锰、铜、铬的硫化物,部分镁、钠、钙、铁、锰的磷酸盐和部分钾、钠、镁、铁、铬的硅酸盐(详见表 7.53 注有*者)。

陨石中的次生矿物计有 26 种(褐锐光, 1983)如自然铜*、自然硫*、针铁矿、纤铁矿、四方纤铁矿、磁铁矿*、赤铁矿、磁赤铁矿、镍黄铁矿*、三方硫镍矿*、黄铜矿*、斑铜矿、方解石*、菱铁矿、石膏*、黄钾铁矾、铁天蓝石、磷灰石*、方铁矿*、黄铁矿*、硫铁镍矿、辉铁镍矿、三方水碳铁镍矿** (Reevesite, $\text{Ni}_6\text{Fe}_2(\text{OH})_{16}(\text{CO}_3) \cdot 4\text{H}_2\text{O}$)、磷镁镍钙石 (Cassidyite, $\text{Ca}_2(\text{N}, \text{Mg})(\text{PO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)、羟镍矿 ($\text{Ni}(\text{OH})_2$) 和镍斜纤蛇纹石 (Pecoraite, $\text{Ni}_6\text{Si}_4\text{O}_{18}(\text{OH})_8$)。

陨石的原生矿物现统计有 125 种,次生矿物 26 种,除有些矿物原生和次生均含有,现今在陨石中共发现有 140 种,在地球上尚未发现的矿物 39 种。

* 原生矿物及次生矿物均有; **地球上未发现的陨石次生矿物。

表 7.53 原生陨石矿物
(Keil, 1969; Кваша, 1976; Gomes 和 Keil, 1980; 褐锐光, 1983)

矿物类别	矿物名称	化学成分	晶系	矿物类别	矿物名称	化学成分	晶系
自然元素	自然铜	Cu	等轴	氧化物	铁锰硫锰矿	$(\text{Fe}_{0.2}\text{Mg}_{0.3}\text{Mn}_{0.5})\text{S}$	等轴
	自然金	Au	等轴		硫铁矿(尼宁格矿)*	$(\text{Fe}_{0.1}\text{Mg}_{0.65}\text{Mn}_{0.14}\text{Ca}_{0.007})\text{S}$ $-(\text{Fe}_{0.32}\text{Mg}_{0.33}\text{Mn}_{0.06}\text{Ca}_{0.03})\text{S}$	等轴
	自然硫	$\alpha\text{-S}$	斜方		硫铜铬矿*	$\text{Cu}_4\text{Fe}_6\text{Cr}_{33}\text{S}_{21}$	等轴
	金刚石	$\beta\text{-C}$	等轴		硫铁铜钾矿	$\text{K}_2(\text{Na}_2\text{Cu})(\text{Fe}, \text{Ni})_{12}\text{S}_{14}$	等轴
	六方金刚石*	C	六方		硫铬矿*	Cr_3S_4	单斜
	石墨	C	六方		硫钠铬矿*	NaCrS_2	三方
	(方晶石星)	C	六方		陨氢铁*	FeCl_2	六方
	Σ 铁*	ΣFe	不定, 多形		氯化钾	KCl	等轴
	铁纹石	$(\text{Fe}, \text{Ni})(\text{Ni} < 7.5\%)$	等轴		萤石(?)	CaF_2	等轴
	镍纹石	$(\text{Fe}, \text{Ni})(\text{Ni} > 25\%)$	等轴		食盐	NaCl	等轴
碳化物	四方镍纹石*	$(\text{Ni}, \text{Fe})(\text{Ni} > 47\%)$	四方	氧化物	尖晶石(镁尖晶石)	MgAl_2O_4	等轴
	铁镍矿	(Ni, Fe)	等轴		铁尖晶石	FeAl_2O_4	等轴
	镍碳铁矿	Fe_3C	斜方		铬铁矿	FeCr_2O_4	等轴
氮化物	碳硅石(?)	SiC	六方		黑铁镍矿(铁镍尖晶石)	NiFe_2O_4	等轴
	碳铁矿(哈德碳铁矿)*	$(\text{Fe}, \text{Ni})_{25}\text{C}_4$	等轴		乌斯石	Fe_{1-x}O	等轴
	氮钛矿*	TiN	等轴		钛铁矿	FeTiO_3	六方
磷化物	硅氮氧矿*	$\text{Si}_3\text{N}_2\text{O}$	斜方		钙钛矿	CaTiO_3	单斜-假等轴
	氮铬矿*	CrN	等轴		钽钛矿(钽钙钛矿)	BaTiO_3 或 $(\text{Ba}, \text{Ca})\text{TiO}_3$	等轴
	氮铁镍矿*	$(\text{Fe}, \text{Ni})_4\text{N}$	等轴		磁铁矿	Fe_3O_4	等轴
	磷铁镍矿*	$(\text{Fe}, \text{Ni}, \text{Co})_3\text{P}$	四方		黑复铝钛矿(希邦石)	$\text{Ca}(\text{Al}, \text{V}, \text{Cr}, \text{Mg}, \text{Fe})_{11}\text{O}_{19}$ 或 $\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Ti})_4\text{O}_{11}$	六方
硅化物	磷铁镍矿	$(\text{Fe}_{0.10}\text{Ni}_{0.42}\text{Co}_{0.08})_{1.95}\text{P}$ 或 $(\text{Fe}, \text{Ni})_2\text{P}$	六方	碳酸盐	石英	SiO_2	六方
	(磷铁矿)*				磷石英	SiO_2	斜方(低温) 六方(高温)
硫化物	硅磷镍矿*	$(\text{Ni}, \text{Fe})_3(\text{Si}, \text{P})_2$	等轴		方石英	SiO_2	四方(低温) 等轴(高温)
	硅铁矿*	Fe_3Si	等轴		金红石	TiO_2	四方
硫化物	镍黄铁矿	$(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_8$	等轴		斜锆石	ZrO_2	单斜-假等轴
	铜磁黄铁矿	CuFe_2S_3	斜方		刚玉	Al_2O_3	三方
	磁黄铁矿	$(\text{Fe}, \text{Ni})_{1-x}\text{S}$	六方		褐铁矿	$\text{FeOOH} \cdot n\text{H}_2\text{O}$	斜方
	四方硫铁矿	FeS	四方		镁铁钛矿(低铁假板钛矿)*	$(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Ti}_2\text{O}_7$	斜方
	陨硫铁	FeS	六方		方解石	CaCO_3	三方
	黄铁矿	FeS_2	等轴		白云石	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	三方
	白铁矿	FeS_2	斜方		铁菱镁矿	$(\text{Mg}, \text{Fe})\text{CO}_3$	三方
	闪锌矿	$\alpha\text{-ZnS}$	等轴	硫酸盐	泻利盐	$\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	斜方
	黄铜矿	CuFeS_2	四方		白钠镁矾	$\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	单斜
	硫铁钛矿*	$(\text{Fe}, \text{Cr})_{1+x}(\text{Ti}^{3+}, \text{Fe})_2\text{S}_4$	单斜		石膏	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	单斜
	三方硫镍矿	Ni_3S_2	三方		水草酸钙石	$\text{CaC}_2\text{O}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$	单斜
	墨铜矿	CuFeS_2	三方	草酸盐			
	辰砂	Hg_2S	斜方				
	方黄铜矿	CuFe_2S_3	斜方				
	褐硫钙石*	CaS	等轴				
	陨硫铬铁矿(陨硫铬铁矿)*	FeCr_2S_4	等轴				
	辉钼矿	MoS_2	六方				
	铁硫锰矿-	$(\text{Fe}_{0.23}\text{Mg}_{0.12}\text{Mn}_{0.63}\text{Ca}_{0.007})\text{S}$	等轴				

表 7.53(续)

矿物类别	矿物名称	化学成分	晶系	矿物类别	矿物名称	化学成分	晶系
磷酸盐	磷铁锰矿	$(\text{Fe}, \text{Mn})_3(\text{PO}_4)_2$	单斜	硅酸盐	透长石	$\text{K}(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_8$	单斜
	氟磷钙铁锰矿	$(\text{Fe}, \text{Mn})_3(\text{PO}_4)_2$	单斜		钾长石	$(\text{K}, \text{Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$	单斜
	白磷钙石	$(\text{Ca}, \text{Mg})_3(\text{PO}_4)_2$	三方		铬镁硅石* (克里洛夫石)	$\text{NaMg}_2\text{CrSi}_4\text{O}_{10}$	单斜
	氯磷灰石	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3 \cdot \text{Cl}$	六方		锆石	ZrSiO_4	四方
	羟磷灰石(磷钙钠石)	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{OH}$	六方		陨尖晶石(林伍德石)*	$(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$	等轴
	磷镁石*	$\text{Mg}_3(\text{PO}_4)_2$	单斜		陨碱铁硅石*	$(\text{K}, \text{Na})_2\text{Fe}_2\text{Si}_{12}\text{O}_{30}$	六方
	铁磷钙钠石 (钠钙磷石)*	$\text{Na}_2\text{CaMg}(\text{PO}_4)_2$	斜方		陨碱镁硅石*	$(\text{K}, \text{Na})_2\text{Mg}_2\text{Si}_{12}\text{O}_{30}$	六方
	陨磷镁钙石*	$\text{Ca}_4(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{PO}_4)_6$	单斜		陨碱硅铝镁石*	$(\text{K}, \text{Na})_7(\text{Mg}, \text{Al})_3(\text{Si}, \text{Al})_{12}\text{O}_{30}$	六方
	磷镁钠石*	$(\text{Ca}, \text{Na})_2(\text{Mg}, \text{Fe})_2(\text{PO}_4)_2$	单斜		硅灰石	CaSiO_3	三斜
	陨磷钠铁石*	NaFePO_4	斜方		方钠石	$\text{Na}_4\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}\text{Cl}$	等轴
	磷钠钙石(磷钠钙石)*	NaCaPO_4	斜方		霞石	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$	六方
硅酸盐	镁橄榄石-铁橄榄石	$\text{Mg}_2\text{SiO}_4 - \text{Fe}_2\text{SiO}_4$	斜方		镁黄长石	$\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$	四方
	钙镁橄榄石	$\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_4$	斜方		钙铝黄长石	$\text{Ca}_2\text{Al}(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_7$	四方
	顽火辉石-斜方铁辉石	$\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6 - \text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$	斜方		钙铝榴石	$\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{12}$	等轴
	斜顽火辉石-斜铁辉石(包括易变辉石)	$\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6 - \text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6 - \text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$	单斜		镁铝榴石	$\text{Mg}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{12}$	等轴
	普通辉石	$(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_2(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6$	单斜		钙铁榴石	$\text{Ca}_3\text{Fe}^{2+}\text{Si}_3\text{O}_{12}$	等轴
	深绿辉石	$\text{Ca}(\text{Mg}_{0.39}\text{Al}_{1.12}\text{Ti}_{0.49})_2(\text{Al}_{0.74}\text{Si}_{1.18})_2\text{O}_6$	单斜		陨镁铁榴石*	$\text{Mg}_3(\text{Mg}, \text{Si})\text{Si}_3\text{O}_{12}$	等轴
	透辉石	$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$	单斜		黄玉	$\text{Al}_2(\text{SiO}_4)(\text{F}, \text{OH})_2$	斜方
	钙铁辉石	$\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$	单斜		重晶石	$\text{Mg}_2\text{Al}_4\text{AlSi}_4\text{O}_{18}$	六方
	陨铬辉石(尤里石)*	$\text{NaCrSi}_2\text{O}_6$	单斜		蒙脱石	$\text{Na}_{0.7}(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_2(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	单斜
	透闪石(?)	$\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$	单斜		绿泥石	$\text{M}_2\text{Fe}_{0.7}^{2+}\text{Al}_{0.3}\text{Si}_{2.7}\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ ($M = \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}$ 和 Mg)	六方
	褐斜闪石	$\text{CaMg}_2\text{TiAl}_2\text{SiO}_{10}$	单斜		铁质绿泥石	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Al})_2(\text{OH})_{7.86}\text{O}_{14.14}\text{Si}_4\text{O}_{10}$	单斜
	氟碱镁闪石	$\text{Na}_2\text{Ca}(\text{FeMg})_3\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{F})_2$	单斜		层状硅酸盐 (类蛇纹石或类绿泥石)	$(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	单斜
	钛角闪石	$\text{NaCa}_2\text{Fe}_4\text{TiAl}_2\text{Si}(\text{O}, \text{OH})_{24}$	单斜				
	斜长石	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{NaAlSi}_3\text{O}_8$	二斜				
	钠长石	$\text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$	单斜				
	歪长石	$(\text{Na}, \text{K})(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_8$	三斜				

* 在地球上尚未发现的天然矿物。

七、陨石演化的时间历程

陨石的形成和演化过程可划分为以下 10 个阶段：①核素的合成；②太阳星云的凝聚；③球粒及包体的形成；④凝聚物聚集成母体；⑤静态变质及其冷却过程；⑥碰撞冲击和应力变质；⑦从母体中溅射或破碎；⑧行星际空间运行中的耗损；⑨冲入地球大气层和⑩回收（Лаврухина, 1962, 1973, 1976; Wood, 1978; Dodd, 1981）。这些阶段的划分带有很大的的人为性和主观性，各类陨石并非各阶段都经历，如 C1 几乎不包括第③阶段，整个碳质球粒陨石的第⑤阶段极不明显，各阶段的时间量程差异极大，有些阶段在时间上有重叠等等。

核素的合成和太阳星云的凝聚，第一、二章已作过讨论。值得强调的是，根据星云的平衡凝聚模式及物质凝聚的温度顺序（Grossman, 1972），通过难熔元素的分馏和金属还原过程（1 450—1 350K），形成 F、O 和 C 三类陨石的物质已经分开。在金属-硅酸盐分馏阶段（700—1 000K）已形成三种金属/硅酸盐比的陨石物质。母体内的分异形成各种分异型陨石的母源，静态变质过程产生各种岩石类型的差异。

从陨石形成和演化的时间历程来看，以下的几个年龄区段有重要意义：

（一）间隔年龄

核合成后至陨石形成之间的时间间隔。

核合成时形成了一些中等寿期的核素，如 ^{129}I ， ^{26}Al ， ^{107}Pd 等，它们至今是已灭绝的核素，但其衰变产物仍保留在陨石中。根据核合成模型中提供的这些核素的产额，测定陨石中衰变产物的量，即可计算间隔年龄。目前应用较多的方法是 I-Xe 法。

$^{129}\text{I} \rightarrow ^{129}\text{Xe}$ 的半衰期约 17Ma，核合成后并经过间隔之后有一部分 ^{129}I 被保留在刚形成的陨石体中，至今 ^{129}I 早已全部衰变成 ^{129}Xe 。样品中的 ^{127}I 经中子照射后形成 ^{129}I 并衰变产生 ^{129}Xe ，用分步加热使陨石中的气体析出并测定其 $^{129}\text{Xe}/^{132}\text{Xe}$ 和 $^{129}\text{Xe}/^{132}\text{Xe}$ ，即可计算陨石形成时初始的 $(^{129}\text{I}/^{127}\text{I})_i$ 比值，若由核合成模型给出核合成时的 $(^{129}\text{I}/^{127}\text{I})_0$ 的起始比，即可计算元素形成后至陨石形成之间的间隔年龄。由于核合成模型给出的 $(^{129}\text{I}/^{127}\text{I})_0$ 值带有很大的不确定性，因而求得的 I-Xe 年龄值变化范围较宽。Podosek et al. (1970) 给出的 I-Xe 年龄为 60—200Ma，而 Bogard (1971) 给出的 I-Xe 年龄测定值为 40—300 Ma。

Podosek et al. (1970) 以 Bjurböle (L₄) 为基准，测定各类陨石的 I-Xe 年龄相对于 Bjurböle 而言为 $_{+10}^{-6}$ Ma (图 7.65)。

Dodd (1981) 综合了较多的 I-Xe 年龄值 (表 7.54)，相对于 Bjurböle 而言，I-Xe 年龄值为 $_{+21}^{-15}$ 。

Zaikowski (1978) 以 Allende 碳质球粒陨石中的富钙铝白色包体于 1 350K 析出的气体所测定的 I-Xe 间隔年龄作为参考点，并将其 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的初始比值也作为各类陨石间

表 7.54 部分球粒陨石和顽火辉石无球粒陨石相对于 Bjurböle (L₄) 陨石的 I-Xe 间隔年龄
(Dodd, 1981)

化学群	陨石名称	$\Delta t_{\text{Bf}}(\text{Ma})$	文献
C1	Orgueil (磁铁矿)	-3.7 ± 0.2	1
CM2	Murchison (磁铁矿)	-3.9	1
CV2	Renazzo	1.7 ± 3.8	2
CV3	Allende aggregate		
	High temperature	-10.5	3
	Low temperature	-6.8	3
CV?4	Karoonda (全岩)	-3.9 ± 0.3	2
	(磁铁矿)	-2.1 ± 0.5	1
H4	Menow	-7.8	4
	Beaver Creek	-1.6	5
H5	Allegan (基质)	-3.9 ± 2.8	2
	(球粒)	-2.3 ± 0.8	2
	Richardton	2.7 ± 6.1	2
	Pantar (暗色相)	2.6 ± 0.7	2
	(浅色相)	7.0 ± 1.1	2
	Nadiabondi	-13.3	4
H6	Ambapur Nagla	3.9	5
	Kernouvé	-14.4	5
LL3	Chaintpur (基质)	3.1 ± 0.1	2
	(球粒)	10.5 ± 0.3	2
LL6	St. Severin	7.5 ± 0.8	2
L4	Bjurböle	0	2
L5	Ausson	-9.5	5
	Arapahoe	-9.9	6
L6	Bruderheim (全岩)	-7.4 ± 4.7	2
	(球粒)	0.6 ± 0.5	2
	Peetz	5.3	5
E4	Indarch	-0.8 ± 0.3	2
	Abee	10.7 ± 0.5	2
E5	St. Marks	3.1 ± 0.3	2
	Peña Blanca Spring	3.6 ± 0.3	2
	Shallowater	-0.6 ± 0.1	2
	Bishopville	20.8 ± 9.5	2

表中所列的文献: (1) Lewis 和 Anders, 1975; (2) Podosek, et al., 1970; (3) Zaikowski, 1978; (4) Jordan et al., 1977; (5) Jordan et al., 1978; (6) Drozd 和 Podosek, 1976。

隔年龄比较的起点(图 7.66)。

由图 7.66 可以看出: 大部分陨石的间隔年龄及由 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ 计算的年龄相对于 Allende 陨石中富钙铝白色包体(CAI)而言, 一般间隔年龄值为 -5 到 $+25 \text{ Ma}$ 。

核合成后, 包括星云的形成与凝聚并形成陨石之间的年龄间隔为 45—225 Ma。

(二) 陨石的形成年龄

广泛采用 Rb-Sr, U-Th-Pb 和 Sm-Nd 法测定陨石形成的年龄约为 $4.55 \times 10^9 \text{ a}$, 这

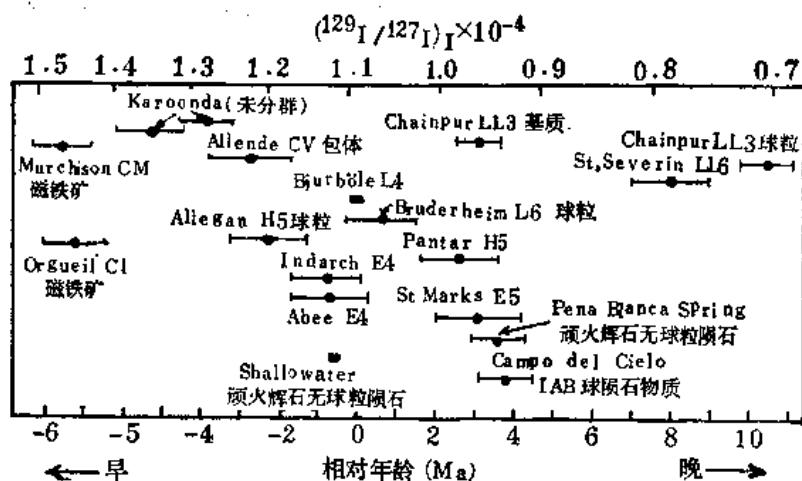


图 7.65 某些陨石的 1-Xe 年龄(以 Bjurböle-L₄ = 0)
(Podosek et al., 1970)

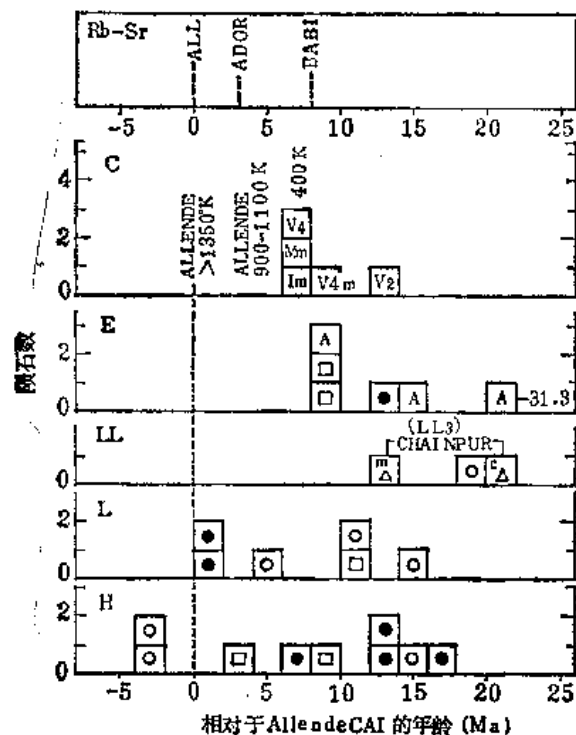


图 7.66 相对于 Allende CAI 的 1-Xe 年龄

A 为无球粒陨石; m 为基质; C 为球粒。

碳质球粒陨石注明了类型(V, M, I)及岩石类型(2, 4)。岩石类型: △ 为 3 型; □ 为 4 型; ● 为 5 型; ○ 为 6 型

与 Patterson (1956) 用铅法测定陨石年龄值相同。Kaushal 和 Wetherill (1969) 测定了 13 个 H 群球粒陨石的 Rb-Sr 等时线年龄(图 7.67)。除 Bremervorde 的两块样品因风化而略偏离等时线以外, 其他样品都落在斜率为 0.06740, 年龄为 $(4.69 \pm 0.07) \times 10^9$ a 和初始比值为 0.6983 ± 0.0007 的等时线上。

Dodd (1981) 综合了一部分球粒陨石 Rb-Sr 年龄的测定结果(表 7.55)。根据表 7.55 的资料以及有关 Rb-Sr 年龄的数据可以归纳为以下几点认识: ① 绝大部分陨石的形成年龄为 $(4.55 \pm 0.05) \times 10^9$ a; ② 从太阳星云开始凝聚, 同时也伴随着 CV 碳质球粒陨石中富

钙铝包体的形成,星云的凝聚时间不超过 10Ma (Gray et al., 1973); ③从星云凝聚到陨石母体的静态变质不超过 10^5 a; ④ Allende 碳质球粒陨石的富钙铝包体的形成年龄比一

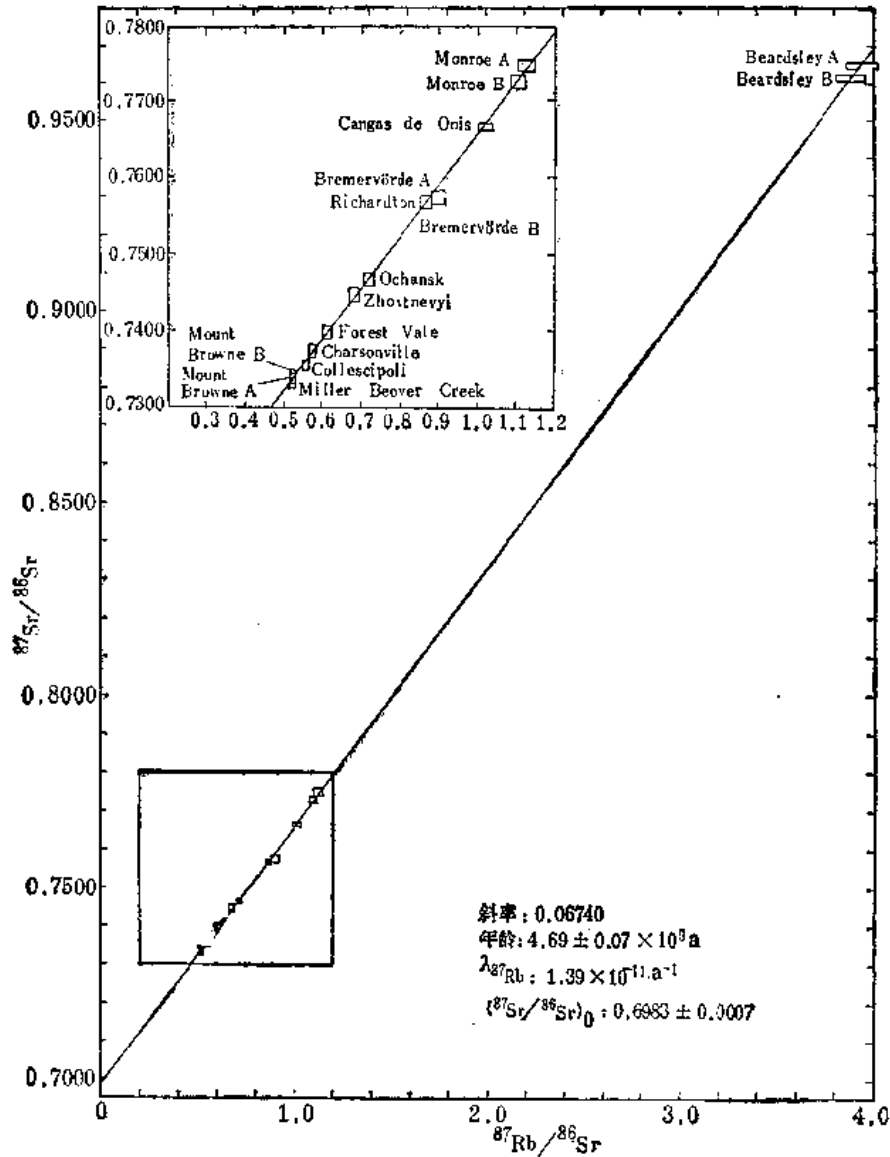


图 7.67 13 块 H 群球粒陨石的 Rb-Sr 等时线年龄

般陨石形成约早 10Ma; ⑤各群陨石形成的年龄一般差别不大, 唯有 E 群球粒陨石较晚 (Minster et al., 1979); ⑥一般 3 型非平衡型球粒陨石 (H_3 , L_3 和 LL_3) 形成年龄较老 (Minster et al., 1979; Evensen et al., 1978); ⑦受冲击变质的陨石所测定的年龄值不反映真正的形成年龄, 略有偏低。

U-Th-Pb 法可以获得 ^{235}U - ^{207}Pb , ^{238}U - ^{206}Pb 和 ^{232}Th - ^{208}Pb 三组年龄值, U-Th-Pb 的测定结果与 Rb-Sr 法很接近。

现将某些陨石的 Pb-Pb 年龄列于表 7.56。

表 7.55 某些球粒陨石的 Rb-Sr 年龄(按 $\lambda^{87}\text{Rb} = 1.42 \times 10^{-11} \cdot \text{a}^{-1}$ 校正)

陨 石 名 称	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	年龄 ($\times 10^9 \text{a}$)	文 献
H 群球粒陨石			
13 块 H 群球粒陨石全岩	0.6983 ± 24	4.59 ± 0.14	1 (图 7.67)
8 块 H 群球粒陨石全岩	0.69876 ± 40	4.52 ± 0.05	2
L 群球粒陨石			
5 块 L 群球粒陨石全岩	0.7008 ± 10	4.39 ± 0.14	3
LL 群球粒陨石			
11 块 LL 群球粒陨石全岩	0.7005 ± 3	4.46 ± 0.15	4
E 群球粒陨石			
8 块 E 群球粒陨石全岩	0.6993 ± 15	4.44 ± 0.13	5
4 块 E 群球粒陨石全岩	0.69874 ± 22	4.52 ± 0.03	6
Tieschitz (H_3)	0.69880 ± 20	4.53 ± 0.06	2
Parnallee (LL_3) (球粒)	0.69900 ± 9	4.53 ± 0.02	7

文献: (1) Kaushal 和 Wetherill (1969); (2) Minster 和 Allegre (1979a, b); (3) Gopalan 和 Wetherill (1968); (4) Minster 和 Allegre (1979b); (5) Gopalan 和 Wetherill (1970); (6) Minster et al. (1979); (7) Evensen et al. (1978)。

表 7.56 某些陨石的 Pb-Pb 年龄

球 陨 石 的 名 称	年龄 ($\times 10^9 \text{a}$)	文 献
16 块各种类型球粒陨石全岩	4.505 ± 0.008	1
6 块各种类型球粒陨石全岩	4.57	2
12 块普通球粒陨石全岩年龄范围	4.454—4.576	1
平均值	4.503	1
12 块普通球粒陨石全岩年龄范围	4.519—4.574	3
平均值	4.538	
Orgueil (CI)	4.50	4
Murchison (CM) 全岩	4.52	2
Allende (CV_3) 全岩	4.528 ± 0.040	1
全岩	4.52	2
全岩	4.496 ± 0.010	3
球粒与包体		
范围	4.535—4.575	4
平均值	4.560	5
基质(5 个样品平均值)	4.499	4
基质(6 个样品平均值)	4.505	5

(1) Huey 和 Kohman (1973); (2) Tilton (1973); (3) Tatsumoto et al., (1973); (4) Tatsumoto et al. (1976); (5) Chen 和 Tilton (1976)。

由上表及其他陨石 U-Th-Pb 年龄值测定结果可以看出: ① Allende 碳质球粒陨石中白色包体的形成年龄也即星云开始凝聚的年龄为 $4.560 \times 10^9 \text{a}$ (Tatsumoto et al., 1973, 1976; Chen 和 Tilton 1976); ② Allende 陨石中基质的形成年龄约 $4.5 \times 10^9 \text{a}$, 比白色包体晚约 60Ma; ③ 陨石产生静态变质的年龄是在凝聚后 24 (Huey 和 Kohman, 1973) — 59 Ma (Tatsumoto et al., 1973); ④ 普通球粒陨石从凝聚到静态变质所经历的时间不超过 100Ma。

(三) 气体保留年龄

陨石中的 K-Ar 和 U-Th-He 年龄以及 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年龄, 反映了陨石形成后受静态热变质或冲击作用致使气体丢失后所测得的年龄, 因而 K-Ar 和 U-Th-He 年龄往往低于 Rb-Sr, U-Th-Pb 和 Sm-Nd 年龄。 ^3He 和 ^{40}Ar 的保留年龄对于探讨陨石母体的热变质、冷却历史和冲击历史有特殊意义。

陨石中的 ^3He 和 ^{40}Ar 一般呈正相关关系, 由于 ^3He 较 ^{40}Ar 易于丢失, 因此 ^{40}Ar 的保留年龄往往大于 ^3He 的保留年龄。陨石受冲击的程度愈剧烈, 气体丢失量愈多, 而 ^3He 的丢失更甚(图 7.68)。

^{40}Ar - ^{39}Ar 测定未受冲击或受弱冲击的陨石, 往往能得到与 Rb-Sr 法相同的年龄值—— $4.55 \times 10^9\text{a}$ (图 7.69a)(Turner, 1969), 分步加温时的曲线较平直; 而对于受过冲击

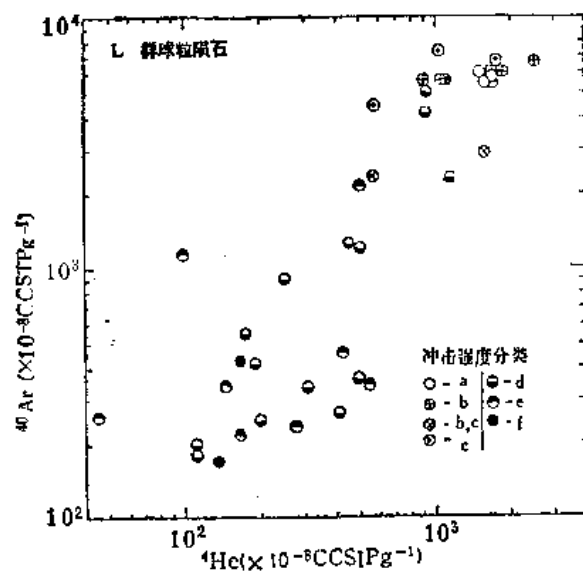


图 7.68 受不同冲击强度的 L 群球粒陨石中 ^3He 和 ^{40}Ar 的含量
冲击强度分类参见图 7.21, Reimold 和 Stafler (1978)

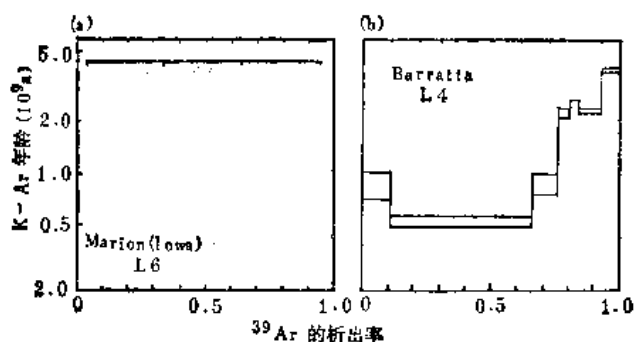


图 7.69
(a) Marion (Iowa) (L_6) 球粒陨石的 ^{39}Ar - ^{40}Ar 年龄; (b) 受中等程度冲击的 Barratta (L_4) 球粒陨石的 ^{39}Ar - ^{40}Ar 年龄
(Turner, 1969)

的陨石(如 Barratta-L₄)(图 7.69b)气体析出的曲线出现低洼的平台,年龄值偏低。Turner (1969), Enright 和 Turner (1977)曾对 11 个 4-7 型的未受冲击的陨石测定 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年龄,发现由 4→7 型年龄值减小,因此 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年龄也是研究陨石受热变质程度的重要方法。

(四) 暴露年龄与落地年龄

陨石母体受冲击而破碎或溅射出来的碎块,在行星际空间运行,受宇宙线的照射而形成一系列宇宙成因核素,如 ^3He , ^{21}Ne , ^{38}Ar , ^{22}Na , ^{26}Al , ^{55}Mn , ^{60}Co 等,测定这些宇宙成因核素的产额,即可计算陨石在空间接受宇宙线照射的时间——宇宙暴露年龄。铁陨石的暴露年龄在 $(0-2.3) \times 10^9\text{a}$ 之间,大部分铁陨石在 $(0.2-1.0) \times 10^9\text{a}$ 之间。IIIAB 暴露年龄的频谱峰值在 650Ma 附近,而 IVA 在 400Ma 左右 (Voshage, 1967)。石陨石的暴露年龄一般小于 60Ma, H 群球粒陨石暴露年龄的频谱峰值出现在 4Ma, L 群为 5.2Ma 而 LL 群为 9Ma。大部分 CI 和 CM 的暴露年龄 $< 3\text{Ma}$, 碳质球粒陨石的暴露年龄 $\text{CI} < \text{CM} < \text{CO} \approx \text{CV}$ (Wasson, 1974)。

自陨石降落后,因受地球大气层的屏蔽,陨石体内的宇宙成因核素 (^{14}C , ^{26}Al , ^{10}Be , ^{55}Mn , ^{36}Cl 等)没有新的补充而只有衰变消耗,由此可以计算陨石落地年龄。落地年龄的分布在 0—1.5 Ma 之间,大部分古老陨石的落地年龄分布在 0—20 000 a 之间 (Wasson, 1985)。目前测定的 Tamarugal 铁陨石(IIIAB)落地年龄为 1.5Ma,是最古老的落地年龄值;最古老的石陨石为 Potter (L₆),落地年龄近 100 000a。

八、陨石的母体与源区

关于陨石的来源有人主张来自太阳系内部,也有主张来自太阳系外的银河系;有主张单一来源,也有主张多种来源。19 世纪初出现过①地球大气层来源说——即陨石是由地球大气层中的金属和石质尘埃、蒸汽等凝聚而成;②地球火山来源说——陨石是地球历史上的火山喷发物,被抛射到宇宙空间后又返回地球而成为陨石;③月球火山来源说——陨石是月球火山喷射物降落至地面而成。20 世纪以来,较大行星崩解说占主要地位,即陨石原是一个较大的天体组成部分,该天体因外来的碰撞或内部的爆炸而崩解成许多碎片,这些固体碎片降落至地面而成为陨石。随着对陨石研究的深入,目前占主导地位的假说是小行星来源说和彗星来源说。最近发现有些特殊类型的陨石来自月球和火星。

根据陨石的矿物、化学成分、结构构造、氧同位素组成、形成年龄和冲击年龄,陨石的成因系列等确定形成陨石的母体类型。自上 1 世纪至本世纪中叶, (Olbers, 1803; Prior, 1916; Заварицкий 和 Кваци, 1952; Заварицкий, 1956) 大多数学者都认为各类陨石均来自同一个大母体的不同部位,母体的核、幔和壳形成了不同类型的陨石,当母体崩解后成为各类陨石降落到地球上。本世纪 50 年代 Goldberg et al. (1951)报道铁陨石中的镓含量具有非连续变化的特征;Urey 和 Craig (1953)发现球粒陨石中的总铁具有双峰分布的特征。60 年代中期 Явнель (1958a), Ringwood (1961a), Anders, (1964) 提出各类陨石来源于 3—5 种母体。当前的研究证明,从陨石的矿物、化学、同位素、年龄等特

征上分析,至少有 19 种成因系列,表明至少陨石来自 19 个成分、结构、演化历史各异的母体(表 7.57)。若考虑到相当一部分陨石尚无法加以分类,则母体的数目可能还将增多。

表7.57 根据陨石成因系列划分而估计陨石母体数

母 体	球 粒 陨 石	无球粒陨石	石-铁陨石	铁 陨 石
1	CI	—	—	—
2	CM	(橄辉无球粒陨石)	—	—
3	CO	(橄辉无球粒陨石)	—	—
4	CV	(橄辉无球粒陨石)	—	—
5	H	—	—	(IIIE)
6	(L)	—	橄辉陨铁	IIIAB
7	(LL)	—	橄辉陨铁	IIIAB
8	(EH)	顽火辉石无球粒陨石	—	(IIAB)
9	(EL)			
10	Forsterite	—	—	(IAB)
11	Netschaevo	—	—	(IIIE)
12	—	玄武质无球粒陨石	中陨铁	—
13	—	辉辉长无球粒陨石	(橄辉陨铁)	(IIIAB)
14	—	透辉橄无球粒陨石	—	—
15	—	纯橄无球粒陨石	—	—
16	—	钛辉无球粒陨石	—	—
17	—	—	Eagle Sta 橄辉陨铁	—
18	—	橄辉无球粒陨石	(古铜橄辉陨铁)	—
19	—	—	古英铁镍陨石	—

(一) 陨石的源区——小行星带

小行星($r \leq 400$ km)根据密度计算,主要由硅酸盐和铁镍金属组成,小行星的总质量约为月球质量的 3%,而原始质量可能超过月球,甚至能达到火星的质量 (Chapman 和 Davis, 1975)。

小行星在小行星带内分布不均匀(第五章),主要分布在 2.5, 2.8 和 3.3 天文单位的主带内。作为陨石的源区来说,如 Apollo-Amor 群小行星,近日距 ≤ 1.3 AU, Hungaria 群小行星,轨道半长轴为 1.8—2.0 AU。这些小行星因摄动和碰撞作用而改变其运行轨道,有可能与地球相遇而成为陨石降落。已精确测定出轨道参数的 Pribram (H_5) 和 Lost City (H_5) 陨石,其轨道向外延伸到小行星带或者小行星带附近。就小行星的光谱类型分析,80%的小行星属 S 和 C 型(表 7.58)。S 型具有类似球粒陨石和石铁陨石的成分,而 C 型类似碳质球粒陨石的成分。表 7.58 的 M 和 E 对应于顽火辉石球粒陨石与无球粒陨石的成分 (Zellner 和 Gradie, 1976; Zellner et al., 1977),分布在主带中。

在 Apollo-Amor 群小行星中,S 型比 C 型多(表 7.58),其光谱特征类似于 4—7 型的普通球粒陨石。

根据小行星的光谱特征并与各类陨石进行对比,绝大多数甚至全部陨石都可以与有关的小行星对应起来(表 7.59),找到它们相应的母体。普通球粒陨石主要是来自 Apollo-Amor 小行星群。所以 Wasson 和 Wetherill (1979), Wasson (1977, 1985) 和 Dodd

(1981)都认为大多数甚至全部陨石的源区是小行星带。

表 7.58 各群小行星的光谱型及其数目
(Bowell et al. 1978)

小行星群	长半轴	光谱型					
		C	S	M	E	R	U
Apollo-Amor	≤ 1.65	1	5	0	1	0	5
Hungaria	1.82—2.00	1	0	0	0	1	1
Belt I	2.06—2.50	20	50	2	5	3	8
Belt II	2.50—2.82	83	59	5	3	4	20
Belt III	2.82—3.27	75	25	6	1	2	14
Belt IV	3.27—3.65	9	1	0	0	0	1
Hilda	3.80—4.20	0	0	0	0	0	2
Trojan	5.06—5.30	2	0	0	1	0	3
Totals		191	140	13	11	10	54

表 7.59 各群陨石与小行星光谱型的对应关系
(Gaffey 和 McCord 1978; Bowell et al. 1978)

相应的陨石类型	小行星的光谱型					
	C	S	M	E	R	U
球粒陨石						
CI-CM	20	—	—	—	—	2
C ₂	—	5	—	—	—	2
C ₃	3	—	—	—	—	3
H	—	1	—	—	—	—
L	—	—	—	—	—	1
E(或铁陨石)	1	3	1	—	—	—
无球粒陨石						
顽火辉石无球粒陨石	—	—	—	11	—	—
纯橄无球粒陨石	—	—	—	—	1	—
钙长辉长无球粒陨石	—	—	—	—	—	1
石-铁陨石						
橄榄陨铁	—	2	—	—	—	—
中陨铁	—	5	—	—	—	—
橄榄石-辉石	—	4	—	—	—	—
辉石-橄榄石	—	1	—	—	—	—
辉石	—	4	—	—	—	—

关于彗星源区。第六章已介绍过彗星的形状、大小与特征，彗星核的半径一般为 1—10 km, 含有大致相等的尘埃物质与冰。对于一些周期长的彗星很难作为陨石的源区。Wasson 和 Wetherill (1979) 认为对于一些短周期彗星，挥发分在 10^4 — 10^5 a 内将完全丢失，其彗核形成 Apollo-Amor 群小行星 (Opik, 1963; Wetherill, 1979)，将成为陨石的源区，但不是主要的源区。

(二) 陨石母体的大小

小行星大小的客体能否作为陨石的母体一直是一个争论不休的问题。近半个世纪来，

各方面的研究结果证明,小行星恰是陨石的母体。

小行星($r < 400\text{km}$)作为陨石的母体,能否使它本身加热到产生热变质和形成岩浆源的温度?铁陨石中含有金刚石和其他高压矿物,要求母体比现有的小行星大得多,因此小行星有可能是一个更大的小行星或行星破碎的碎片(Urey, 1963, 1966; Ringwood, 1966b; Carter 和 Kennedy, 1964)。Levin (1958), Wood (1963a), Anders (1964)等人认为:较大行星体的崩解是很难发生的,月球甚至比月球更大的天体在内部产生金属-硅酸盐分离时,内部物质被熔化,即使在整个太阳系存在的时期内也不会冷却到维斯台登构造所表示的温度。小行星的热源有可能来自以下三方面:①短、中等寿期核素的加热(如 ^{26}Al) (Fish 等, 1960);②强烈的初始太阳风(金牛T星阶段)的加热;③太阳演化早期的强爆期时的加热(Wasson, 1974)。Allende 富钙铝包体的研究证明,当星云凝聚形成陨石母体时有 ^{26}Al 的加入(Lee et al., 1976, 1977),能熔化公里级甚至更大的母体。

大多数陨石如普通球粒陨石、E群、CO群球粒陨石、钙长辉长无球粒陨石及钛辉无球粒陨石变质或熔融的温度几乎都在母体形成的同时产生,因而放射性热源在母体的演化过程中起了重要作用。

Goldstien 和 Short (1967b)研究了193个铁陨石的冷却速率小于 $0.4^\circ\text{C}/\text{Ma}$,若母体具有球陨石成分,则计算母体的半径约270 km。对IIIB, IID和IIIE群铁陨石冷却速率的计算,母体半径 $\leq 280\text{km}$ 。各群铁陨石冷却速率的计算,母体半径均要求 $\geq 100\text{km}$ 。

Wood (1967)利用铁纹石和镍纹石中镍含量计算普通球粒陨石和碳质球粒陨石母体

表 7.60 铁陨石与球粒陨石母体的冷却速率与半径

群	测定样品数	冷却速率($^\circ\text{C}/\text{Ma}$)	母体半径(km)	文献
铁陨石				
IA B	24	0.8—3.5	200, 380	1
IC	2	$<1 >2$	200, 260	1
IIA	4	~ 0.5	260, 320	2
	3	~ 5	110, 140	2
IIIC	3	60—250	35, 40	1
IID	4	0.8—2.0	220, 280	1
IIIB	24	1.0—2.0	200, 260	1
IIIE	3	1.0—1.2	200, 260	1
IIIF	5	0.8—20	220, 280	1
IVA	26	7—100	100, 125	1
	6	13—25	70, 85	3
	8	3—65	130, 165	4
IVAB	8	$\sim 2-25$	160, 195	1
球粒陨石				
H ₁	3	2.1	160, 200	5
			150, 175	6
L ₁	1	3.0	130, 170	5
LL ₁	1	3.7	125, 160	5

(1) Goldstien 和 Short, 1967b; (2) Randich 和 Goldstien, 1978; (3) Willis 和 Wasson, 1978; (4) Moren 和 Goldstien, 1979; (5) Pellas 和 Storzer, 1977; (6) Münster 和 Allegre, 1979a。

的热历史,大多数4—6型的陨石冷却速率为 $2-10^\circ\text{C}/\text{Ma}$, 3型陨石的冷却速率为 $0.2-$

2°C/Ma。Pellas 和 Storzer (1977) 研究球陨石中 ^{238}Pu 产生的径迹并计算母体的冷却速率, 4—7 型球粒陨石的冷却速率为 2—4°C/Ma, 冷却速率由 4→7 型而减小, 母体半径 $\leq 200\text{km}$ 。Minster 和 Allegre (1979a) 对 H 群球陨石的研究证明, 母体半径为 150—175 km。总之, 普通球粒陨石和铁陨石冷却速率的研究证明: 母体半径大多为 120—280 km, 其范围为 35—320 km (表 7.60)。母体比较符合小行星的大小而不是彗星。

Wood (1967) 测定碳质球粒陨石的冷却速率为 0.1—1°C/Ma, 母体半径至少为 200 km, CV 含 ^{26}Al 较高, 若母体半径为 $\geq 200\text{km}$ 则内部可产生熔融。月金相学和裂变径迹法测定顽火辉石球粒陨石和无球粒陨石的冷却速率证明, 母体半径 $\geq 320\text{km}$ (Randich 和 Goldstien, 1978)。

综上所述, 各类陨石热历史和冷却速率的研究表明, 各类陨石母体半径均 $< 385\text{ km}$ (最大的小行星谷神星的半径), 小行星作为陨石的母体是比较合理的。

若假定母体为球陨石成分, 即可计算母体大小与中心压力大小的关系 (图 7.70)。设陨石母体的密度为 3.6g/cm^3 , 彗星的密度为 2.3g/cm^3 , 若知道陨石所受到的压力则可根据图 7.70 推算母体的大小。用岩石学的方法来确定压力, 如某些标型压力矿物的存在, 矿物中对压力敏感的离子或根据岩浆型陨石的成分特征来推算岩浆源区的压力。陨石中曾发现有金刚石、林伍德石, 镁橄榄石在约 150 kbar, 1,000°C 条件下转变为林伍德石, 则母体要比月球还大 (Ringwood 和 Major, 1970); 石墨转变成金刚石的条件为 50 kbar, 1,000°C, 则陨石母体至少有月球大。由于陨石中的金刚石和林伍德石都是强烈冲击的产物, 而不是在母体内部由静压产生的压力而形成。某些铝硅酸盐和 SiO_2 的多形相转变能反应母体受到的压力大小。八面体铁陨石的维氏构造形成的压力 $> 12\text{kbar}$, 按图 7.70 推算母体半径 $\leq 800\text{km}$ 。根据岩浆的成分推测钙长辉长无球粒陨石形成的压力 $< 3\text{kbar}$, 相应母体半径为近于图中的谷神星、智神星和灶神星的大小。LL 陨石形成的压力 $< 1\text{kbar}$, 相应母体半径约 240 km。钛辉无球粒陨石形成的压力 $\geq 7\text{kbar}$, 相应母体半径 $\geq 640\text{ km}$ 。

总之, 从母体岩石的成分计算母体的相应大小, 大部分母体小于月球, 比较接近小行星。

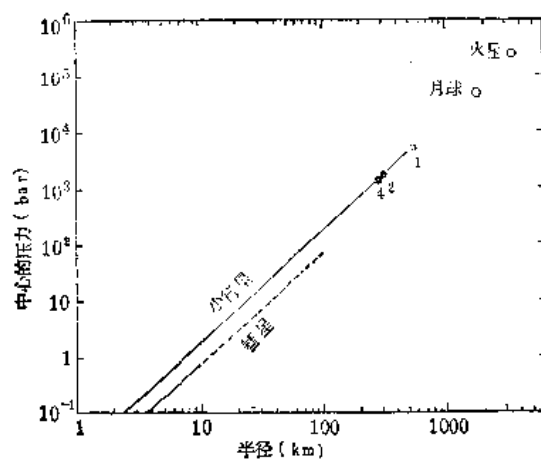


图 7.70

假定小行星的密度为 3.6g/cm^3 (包括 1 为谷神星; 2 为智神星; 4 为灶神星); 计算的半径与中心压力的关系。假定彗星的密度为 2.3g/cm^3 , 半径一般为 1—10 km (实线), 也可能达到 100 km (虚线) 所计算的半径与中心压力的关系

SNC 陨石具有强冲击产生的角砾构造,形成年龄异常小(1.3×10^3 a),暴露年龄也异常小,含有火星大气的气体组成,矿物的成分表明是在一个行星大小的母体内由较年青的岩浆活动所形成,有可能是火星表层岩石受强冲击溅射到地球上来的。

总之,大部分陨石是在小行星体的母体内形成,母体的数目可能有几十个,而陨石的来源区最主要来自小行星带,尤其是 Apollo-Amor 群小行星。

九、吉林陨石的形成与演化过程

1976年3月8日15时在我国吉林省吉林市北郊降落了一场世界最大规模的石陨石雨,陨石雨分布面积近 500km^2 (图 7.7)。中国科学院组织了现场考察(欧阳自远, 1976; Ouyang, 1976, 1977; 中国科学院“吉林陨石雨”联合考察组, 1977),并组织各学科的科技工作者对吉林陨石的矿物组成、化学成分、微量元素分布、有机质组分,结构与构造,陨石的凝聚年龄、形成年龄、气体与裂变径迹保留年龄及暴露年龄,物理力学性质,太阳系空间轨道和大气层中的轨道,以及陨落过程的力学特征等进行了综合研究。14个国家近30个实验室也对吉林陨石作了较深入的研究。上述工作的成果使我们对吉林陨石的形成演化过程增添了新的认识(欧阳自远等, 1978, 1979; 欧阳自远, 1982; Ouyang 和 Heusser, 1982)。在全世界已收集的陨石中,吉林陨石的研究工作是最为系统的陨石之一。吉林陨石的形成与演化过程,对太阳系的化学演化提供了许多有价值的论证。

(一) 吉林陨石的凝聚过程

对吉林4号陨石9个全岩、球粒和基岩样品作了 Rb-Sr 内部等时线年龄和 Sr 同位素组成的测定(中国科学院地球化学研究所 Rb-Sr 年龄实验室, 1979),所获得的 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的等时线斜率为 0.0645 ± 0.0012 ,相应的等时线年龄为 $(4.50 \pm 0.08) \times 10^3$ a, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的初始比值为 0.7011 ± 0.0008 ,这和其他 H 群球粒陨石的形成年龄是一致的(Kaushal 和 Wetherill, 1969; Dodd, 1981)。中国科学院地质研究所同位素地质研究室(1979)测定吉林陨石形成的 Rb-Sr 年龄为 $(4.59 \pm 0.34) \times 10^3$ a, 湖北省地质科学研究所和西南地质研究所同位素地质研究室(1979)测定的吉林陨石形成的 Rb-Sr 等时线年龄为 $(4.51 \pm 0.23) \times 10^3$ a, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 为 0.6970 ± 0.0023 , $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 等时线年龄为 $(4.56 \pm 0.07) \times 10^3$ a。吉林陨石的 Rb-Sr 和 Pb-Pb 等时线年龄与其他各类陨石的年龄近于一致(见本章八),表明各群球粒陨石是在较短的时期内由同源的太阳星云物质凝聚而成。

对吉林陨石全岩及各矿物相作了镜下鉴定、X 光衍射和粉晶分析、电子探针分析、离子探针质谱分析、穆斯鲍尔谱分析和矿物包裹体的测温研究(中国科学院地球化学研究所吉林陨石雨物质成分研究小组, 1979; Liu et al., 1981; 中国地质科学院地质矿产研究所, 1979 a, b; 黄婉康等, 1978; 战新志等, 1978; 李兆麟、储同庆, 1979; 周正, 1979; 张淑媛, 1979; 卢焕章等 1978, 1979; 刘顺生等, 1982),共找到 39 种矿物,其中 25 种透明矿物和 14 种不透明矿物。吉林陨石中含有毫米级大小的白色包体,由方英石和古铜辉石组成,是一种特殊类型的球粒或星云凝聚的尘粒。

吉林陨石初步鉴定出 39 种矿物,它们是在不同的演化阶段形成的,大致可划分为 5 种

成因类型(表 7.61)。

表 7.61 吉林陨石的矿物组合与形成条件*

成因类型	形成过程与温度(K)	矿物组合	产状特征
星云凝聚	(1) 高温凝聚 ≥1600(见图 7.87 的2)	刚玉、锆石、金红石、碳硅石、石墨、钛铁矿、铬铁矿	自形较好,被后期凝聚的矿物包裹
	(2) 金属凝聚 1 600—1 400(见图 7.87 的3)	铁纹石、镍纹石	球粒与基质的主要矿物
	(3) 钙、铁、铁硅酸盐凝聚 1 500—1 200(见图 7.87 的4)	单斜辉石、橄榄石、斜方辉石	球粒与基质的主要矿物
	(4) 碱金属硅酸盐凝聚 1 100—1 000(见图 7.87 的5)	斜长石、正长石、石英、钙铁榴石、白磷钙矿、方钠石	自形差,产于矿物粒间
	(5) 硫化物凝聚 1 000—570(见图 7.87 的6)	黄铁矿、陨硫铁、黄铜矿、磁黄铁矿、磷铁镍矿、闪锌矿、辰砂	不规则粒状或交代镍铁形成嵌晶
	(6) SiO ₂ 包体的形成 570—400(见图 7.87 的7)	方英石、斜方辉石、单斜辉石	包体
	(7) 含水硅酸盐的形成 <400(见图 7.87 的8)	透闪石、黑云母、蛇纹石、方解石、菱铁矿	产于各种矿物边缘或粒间
热变质的改造	母体内元素的扩散 <1 100	脱玻与重结晶。由玻璃质→隐晶质→雏晶质→纤维束状橄榄石、辉石化学成分均匀化。镍铁扩散,使金属颗粒增大	
矿物的冲击形变	冲击变质	橄榄石、白磷钙石波状消光,辉石出现页理,铁纹石内形成翼裂线,磁铁矿聚片双晶折曲,断裂错动面上形成少量玻璃状物质及角砾岩	
陨落熔融	气化、熔融 2 500—3 000	磁铁矿、硅酸盐—金属玻璃、陨硫铁呈细网脉穿插	在熔壳内分布
地表风化	次生氧化	褐铁矿等	陨石表面或裂隙内

* 参看图 7.87 的 2—8。

吉林陨石具有极其复杂而多样的球粒结构。球径约 0.2—1.8mm, 平均为 0.8mm。按照组成球粒的主要矿物以及结构构造特点, 划分为以下类型(表 7.62)。

表 7.62 吉林陨石球粒类型
(袁聚林, 1978)

古铜辉石球粒	扇形球粒、平行纤维束状球粒、偏心辐射状球粒、似内旋球粒、斑状球粒
橄榄石球粒	斑状球粒;粒状球粒、炉条状球粒、内旋状球粒
橄榄石-古铜辉石球粒	斑状球粒、复合球粒
玻璃和脱玻球粒	隐晶质球粒、雏晶质球粒、部分束状微晶球粒、纤维束状微晶球粒、树枝状微晶球粒
金属球粒	金属镍铁球粒、陨硫铁球粒、铬铁矿球粒

根据吉林陨石球粒的矿物组成和结构构造特征, 我们设想有三种形成过程(图 7.87a, b, c)。

(1) 星云物质凝聚成液滴后冷凝形成球粒。在 1600—570K 的冷凝过程中, 都有球粒的形成。

(2) 凝聚的各种固态物质, 高速碰撞而重熔, 再冷凝形成球粒冲击重熔要求固体颗粒

的粒径达厘米级,相对运动速度 $>2\text{km/s}$ (Kerridge 和 Kieffer, 1977; Lange 和 Larimer, 1973)。当星云盘内温度降低且大部分物质已凝聚成球粒和基质时,冲击重熔的液滴快速冷却而成为玻璃球粒。

随着星云盘温度的冷却,聚集的凝聚物相对运动的速度可能 $<1\text{km/s}$,固体颗粒与团块聚集物的碰撞,已经不能产生冲击重熔,但破碎的团块往往组成陨石的基质。

(3) 形成液滴 在太阳星云凝聚的晚期,星云的放电和太阳演化到金牛T型变星阶段,由于高亮度的照射,强冲击的冲击加热,使星云中的固体凝聚物重熔而形成液滴。(Whipple, 1966; Cameron, 1966)。

可能是上述三种过程的综合作用形成吉林陨石的球粒,但以星云凝聚和冲击重熔的过程为主。

(二) 凝聚物聚集形成母体及其热变质阶段

1. 星云凝聚的物质聚集形成母体 星云中已凝聚的球粒和基质凝集成小的团块(图 7.87, 7)。当星云冷却到 400K 以下,大量含水的硅酸盐凝聚,如透闪石、黑云母、蛇纹石、方解石、菱铁矿及萤石等,组成陨石的基质组分(图 7.87, 8)。

星云中残留有 CH_4 , NH_3 , H_2O , H_2 , CO , H_2S 等气体,可能在磁铁矿、含水硅酸盐等催化组分的作用下形成各种有机质。吉林陨石中碳含量约 0.125% ,在 II 号及 V 号陨石中检出氨基酸含量约 2.87ppm ,初步查明为亮氨酸、缬氨酸、丙氨酸和瓜氨酸。吉林陨石中还含有 ppb 级的卟啉、色素化合物,如:钒卟啉、镍卟啉和绿素。VI 号陨石检出含有姥鲛烷、植烷等类异戊间二烯化合物。陨石中含有 $0.37\text{—}0.43\text{ppm}$ 的正构烷烃,定性检出烷基低分子芳烃、氮碱化合物、胞嘧啶、尿嘧啶以及嘌呤衍生物。有机质除在星云中初次合成外,热变质过程有可能使烷烃的量有所增多,并进一步聚合成大分子化合物。因此热变质有可能导致有机质的第二次合成并对有机质的成分控制起了重要的作用(图 7.87, 8)。

凝聚物的迅速聚集,最后形成吉林陨石母体。据计算(中国科学院地球化学研究所同位素地质研究室, 1979)母体半径约 220km ,吉林陨石埋藏在距表面约 20km 的部位(图 7.87, 9)。

2. 母体的热变质 在母体形成过程中含有各种中、长半寿期核素($T_{1/2} = 10^7\text{—}10^9\text{a}$)和长($T_{1/2} \cong 10^9\text{a}$)半衰期放射性同位素衰变产生的能量,将促使母体内部加热,不仅使母体内的稀有气体产生扩散丢失,而且还有可能使母体内的化学成分和矿物成分得以调整或均一化。吉林陨石中的热变质过程具有以下几方面的论据。

(1) 稀有气体的扩散丢失 根据我国各有关实验室测得的吉林陨石的 ^{40}Ar 保留年龄为 $(2.37\text{—}3.84) \times 10^9\text{a}$,具有较宽的变化范围。

吉林陨石中的放射成因 ^{40}Ar 和 ^3He , 它们的含量之间大体上呈线性相关,也即有同步的丢失效应(图 7.71)。根据 H₃ 型球粒陨石中的平均铀、钍和钾的含量为 12ppb , 40ppb 和 750ppm , 计算各样品的表观的 U/Th-He 和 K-Ar 的年龄如图 7.72 所示。表明吉林陨石具有极其复杂的热历史,目前还难以建立定量的母体热历史模型。

(2) 化学成分的稳定性 吉林陨石化学成分稳定,属于高铁群(H)球粒陨石(欧阳

自远, 1982; 戴逢福、朱咏宣, 1979; 表 7.63)。

(3) 橄榄石和斜方辉石化学成分的稳定性 我们对 14 个不同产状的橄榄石作了

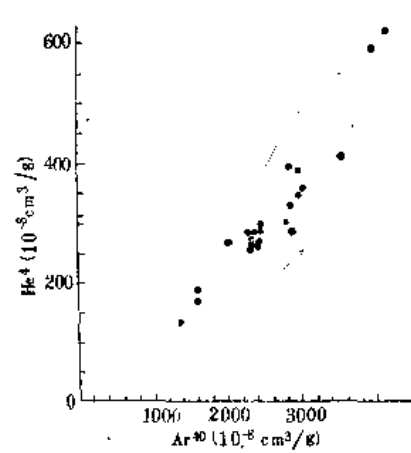


图 7.71 吉林陨石中 ^4He 与 ^{40}Ar 含量之间的关系

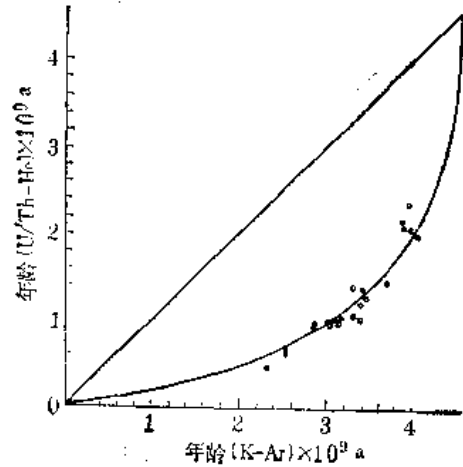


图 7.72 吉林陨石各样品的 U/Th-Helium 与 K-Ar 年龄

表 7.63 7 块不同部位的吉林陨石样品的平均化学成分

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
36.84 ± 0.70	0.11 ± 0.01	2.20 ± 0.15	0.49 ± 0.02	8.75 ± 0.75	0.27 ± 0.03	22.72 ± 0.61	1.79 ± 0.13	0.97 ± 0.09	0.12 ± 0.01
H_2O^+	H_2O^-	P_2O_5	Fe^0	Ni	Co	Cu	FeS	总计	
0.07 ± 0.03	0.17 ± 0.16	0.27 ± 0.02	18.14 ± 0.65	1.69 ± 0.14	0.080 ± 0.005	0.010 ± 0.001	5.36 ± 0.29	100.05	

电子探针分析(表 7.64),其 Fa 的变化范围为 17.8—19.5%,平均值为 18.67%;单矿物微化分析 Fa 为 18.7%。刘顺生等(1982)用电子探针测定了 133 个颗粒的橄榄石成分(表 7.64),其 Fa 的变化范围为 18.1—18.7%。上述结果表明,吉林陨石中球粒和基质的橄榄石化学组成比较稳定,属于贵橄榄石($\text{Fo}_{81.3}\text{Fa}_{18.7}$)(图 7.73)。对球粒和基质中 11 个斜方辉石的化学成分作了电子探针分析(表 7.64),Fs 的变化范围为 14.5—16.2%,平均值为 15.3%;微化分析结果 Fs 为 14.2%,属占铜辉石($\text{En}_{31.8}\text{Fs}_{15.3}\text{Wo}_{0.9}$)。刘顺生等(1982)测定了 12 个颗粒的斜方辉石(表 7.64),Fs 的变化范围为 15.3—15.9%(图 7.74)。

表 7.64 橄榄石与斜方辉石的电子探针分析结果的平均值
(欧阳自远, 1982; 刘顺生等, 1982)

重量% \ 氧化物	TiO ₂	V ₂ O ₅	CaO	MnO	FeO	Cr ₂ O ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Na ₂ O	总计	
矿物												
橄榄石	(14)*	0.09	—	0.15	0.32	17.82	—	38.33	0.33	43.50	0.10	100.64
	(30)	0.05	0.01	0.05	0.67	17.32	0.04	38.59	0.02	43.09	—	99.75
	(103)	0.05	0.02	0.04	0.66	17.36	0.05	38.51	0.01	43.36	—	100.09
斜方辉石	(11)	0.13	—	1.49	0.48	10.03	—	55.14	1.49	30.19	0.66	99.61
	(12)	0.13	0.06	0.87	0.74	10.49	0.32	54.97	0.40	30.96	—	98.94

* 测定矿物的颗粒数。

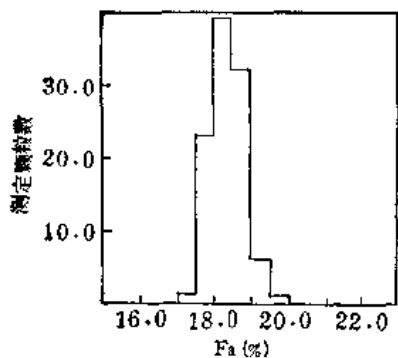


图 7.73 吉林陨石橄榄石 Fa 分子%的分布

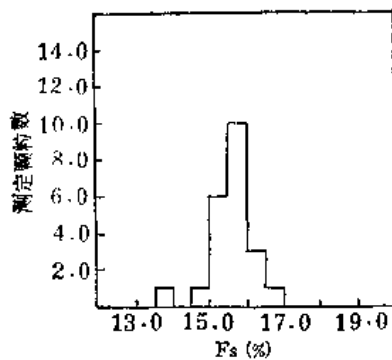


图 7.74 吉林陨石斜方辉石 Fs 分子%的分布

根据吉林陨石中 86 个铁纹石与镍纹石的电子探针测定结果(表 7.65),铁纹石含镍范围为 $6.86 \pm 1.00\%$,镍纹石中含镍约 32%,而四面体镍纹石含镍 $\leq 50\%$ 。

表 7.65 吉林陨石中铁纹石与镍纹石的电子探针分析结果平均值
(欧阳自远, 1982; 刘颖生等, 1982)

重量 % 元素 矿物	Cr	Fe	Ca	Co	Ni	Cu	P	S	Si	Mg	总计	化学式
铁纹石 (5)*	—	91.37	—	0.67	7.84	—	—	0.1	—	—	99.88	$\text{Fe}_{12.3}\text{Ni}(\text{Co})$
(52)	0.04	93.17	0.01	0.50	5.87	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	99.63	$\text{Fe}_{13.4}\text{Ni}(\text{Co})$
镍纹石 (1)	—	67.36	—	0.28	31.08	—	—	—	—	—	98.72	$\text{Fe}_{2.36}\text{Ni}(\text{Co})$
(22)	0.03	66.02	0.02	0.12	33.17	0.19	0.01	0.02	0.01	0.00	99.59	$\text{Fe}_{2.1}\text{Ni}(\text{Co})$
四面体 镍纹石 (1)	—	50.66	—	0.2	50.66	—	—	—	—	—	101.52	$\text{Fe}_{1.05}\text{Ni}(\text{Co})$
镍纹石 (7)	0.04	48.51	0.00	0.08	50.76	0.42	0.01	0.01	0.01	0.00	99.48	$\text{FeNi}(\text{Co})$

* 分析矿物的颗粒数。

(4) 其他 吉林陨石全岩的裂变径迹研究表明,球粒边界外的裂变径迹密度大于球粒内部的密度,说明球粒中的铀含量低于球间基质中的铀含量,这种现象可以由球粒在热变质重结晶过程中,由于自纯化作用,铀原子作为杂质被排斥到周围的基质中来解释。在吉林陨石中广泛存在着脱玻璃化与重结晶现象,由玻璃质→隐晶质→雏晶→纤维束状辉石、粒状橄榄石和微晶长石。

综上所述,吉林陨石在热变质过程中,化学成分趋于稳定,尤其是橄榄石和斜方辉石中的 Fa(铁橄榄石)和 Fs(铁辉石)分子的含量变化范围很小;含有少量单斜辉石;长石以微晶集合体产出;玻璃质含量较少,大部分已脱玻璃化;球粒轮廓部分较清晰,部分尚可辨认。根据上述岩石学的特征,吉林陨石属于 H_2 型球粒陨石。

(三) 母体的冷却速率

如何确定吉林陨石热变质对所经受的最高温度是一个困难的问题。一般理论上估算 H_2 型球粒陨石的热变质温度为 900—1 200K,我们试图通过实验找到佐证。对吉林陨石进行分段加热,并观察矿物形态和结构的变化,当加温到 1 070K 时,扇形的辉石球粒晶

体继续增长,表明吉林陨石热变质的温度 $\leq 1100\text{K}$ 。

母体受热后,随着热能的扩散而冷却。确定母体的冷却速率一般采用经典的方法,即测定陨石中镍纹石的镍含量与镍纹石的宽度,根据金相学的实验结果,计算金属熔体的冷却速率。根据表 7.65 的结果,冷却速率为 $0.5\sim 2^{\circ}\text{C}/10^6\text{a}$ 。

我们还根据吉林陨石母体中对 Ar 和裂变径迹保留年龄以及居里点温度的测定值,综合估算吉林陨石母体的冷却速率。

我们选择了各种冷却速率进行计算,经筛选后, $1^{\circ}\text{C}/10^6\text{a}$ 的数值比较适合。当母体的热变质温度为 $1\,000\sim 1\,100\text{K}$ 时,按每百万年冷却 1°C 计算,距今 $4.2 \times 10^9\text{a}$ 时温度为 $750\sim 850\text{K}$;距今 $(4.0\sim 3.9) \times 10^9\text{a}$ 时温度为 $450\sim 600\text{K}$;经测定吉林陨石中橄榄石与斜方辉石的 Pu-U 裂变径迹保留年龄分别为 $(4.0 \pm 1.3) \times 10^9\text{a}$ 及 $(3.9 \pm 0.14) \times 10^9\text{a}$ (刘顺生等, 1979),表明母体自 $4.0 \times 10^9\text{a}$ 以来足以保留矿物中的裂变径迹。吉林陨石的 ^{40}Ar 保留年龄在 $(2.3\sim 3.9) \times 10^9\text{a}$ 范围内,大部分为 $(3.0\sim 3.4) \times 10^9\text{a}$ 之间,当时母体的温度已达到足以保存 ^{40}Ar 的所需要的 $< 300\text{K}$ 的环境。根据吉林陨石 11 个样品的天然剩磁的测定,平均为 $4.41 \times 10^{-6}\text{J}$,磁化率为 1.68×10^{-1} ,居里点温度为 $400\sim 650^{\circ}\text{C}$ 。(李华梅和王俊达, 1979)吉林陨石母体形成后迅速受到加热,超过吉林陨石的居里点温度,因而吉林陨石的磁化应该在热变质后期,即温度冷却到 650°C 以后的剩磁。根据上述冷却速率,母体冷却到吉林陨石居里点温度的时间,大约距今 $4.2 \times 10^9\text{a}$ 。

(四) 宇宙线辐照史

吉林陨石母体长期在太阳系空间运行,一方面受到银河及太阳宇宙线辐照,产生多种宇宙成因核素,为我们探讨宇宙线辐照史、恢复母体的形状、大小提供了大量的事实根据;另一方面吉林陨石母体受到太阳系空间其他小天体的碰撞,致使吉林陨石母体破碎、瓦解。

吉林陨石中保存有许多受到冲击、破碎的证据:如橄榄石、辉石和隐晶质球粒的破碎;矿物中出现裂纹;辉石、白磷钙石出现波状消光的特征;钛铁矿见有明显的聚片双晶,并有轻微折曲;球粒和基质破碎形成角砾;铁纹石中出现清晰的由冲击而产生的留曼线。上述矿物和结构上的变化,充分反映了吉林陨石曾受到轻度的冲击变质的影响,冲击压一般小于 10kbar (欧阳自远等, 1978, 1979; 欧阳自远, 1982)。

Ouyang 和 Zhou (1979)曾测定吉林陨石不同深度样品中的 ^{22}Na , ^{26}Al , ^{40}K , ^{46}Sc , ^{51}Cr , ^{54}Mn 和 $^{56,57,58,60}\text{Co}$, Begemann et al. (1980, 1981, 1985), Heusser et al. (1979, 1985), Weber et al. (1979, 1981), Honda et al. (1980, 1982), Ball 和 Durrani (1981), Bourot-Denise 和 Pellas (1981), Wang et al. (1980), Heusser 和 Ouyang (1981), Ouyang (1983), Ouyang 和 Heusser (1983), Ouyang et al. (1982), 欧阳自远 (1982), 对吉林陨石的稀有气体同位素、 γ 宇宙成因核素及裂变径迹作了研究。这些研究表明,吉林陨石具有极其复杂的碰撞分裂史和宇宙线辐照史,用单阶段暴露模式难以解释吉林陨石的辐照史,采用两阶段暴露模式能较合理地说明吉林陨石的辐照史 (欧阳自远, 1982; 欧阳自远和霍依兹, 1982; Ouyang, 1982; Ouyang et al., 1982)。

1. 稀有气体的测定结果 对 44 块不同部位的吉林陨石测定了散裂、放射成因和俘

获的稀有气体同位素组成 (^3He , ^4He , ^{20}Ne , ^{21}Ne , ^{22}Ne , ^{36}Ar , ^{38}Ar , ^{40}Ar , ^{84}Kr 和 ^{132}Xe) (Heusser et al., 1979, 1985; Honda et al., 1980, 1982; Weber et al., 1979, 1981; Begemann et al. 1981, 1985), 测定结果表明:

(1) 各类成因的稀有气体在陨石中的分布不均匀。散裂成因稀有气体的含量变化范围 (^3He , ^{20}Ne , ^{21}Ne , ^{22}Ne , ^{36}Ar) > 放射成因气体 (^4He , ^{40}Ar) > 俘获气体 (^{38}Ar , ^{84}Kr 和 ^{132}Xe)。

表 7.66 吉林陨石中各类成因稀有气体的含量范围及变化因子
(Ouyang 和 Heusser, 1982)

核 素	含量范围 ($\times 10^{-8} \text{ccSTP/g}$)		变化因子	
^3He	0.897—2.63*	0.43—2.96**	2.9*	6.9**
^{20}Ne	0.44—1.17	0.29—1.60	2.7	5.5
^{21}Ne	0.34—1.64	0.31—1.78	4.9	5.7
^{22}Ne	0.45—1.28	0.33—1.89	2.8	5.8
^{36}Ar	0.23—0.34	0.199—0.415	1.5	2.1
$^{38}\text{Ar}_{\text{sp}}$	0.040—0.131	0.030—0.215	3.3	7.2
^4He	224—692	131—692	3.1	5.3
^{40}Ar	2 263—4 370	1 360—4 370	1.9	3.2
^{36}Ar	0.888—1.285	0.882—1.415	1.4	1.6
^{84}Kr	0.014—0.027	0.014—0.023	1.9	2
^{132}Xe	0.025—0.039	0.025—0.042	1.6	1.7

*吉林 1 号陨石样品; **吉林陨石各碎块样品。

(2) 散裂成因稀有气体彼此线性相关, $^{20}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}$, $^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}$, $^3\text{He}/^{21}\text{Ne}$ 的数据分别

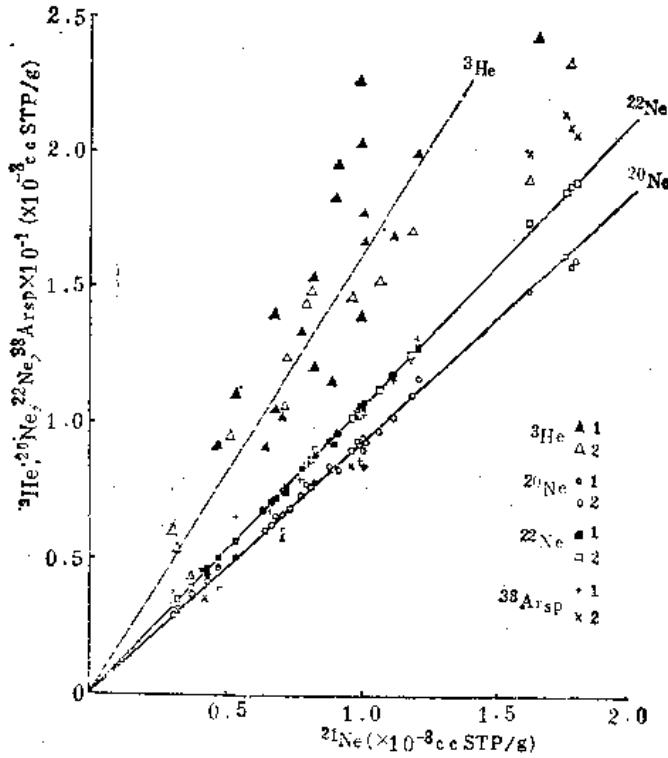


图 7.75 吉林陨石 ^{21}Ne 与 ^3He , ^{20}Ne 和 ^{22}Ne 的相互关系
1 为吉林 1 号陨石; 2 为其他碎块样品

落在斜率为 0.95 ± 0.04 , 1.07 ± 0.01 和 1.63 的直线上, 反映出它们之间有固定的产率比, 而这种产率比与样品在母体中的埋藏深度无关(图 7.75)。

(3) ^3He , ^{20}Ne , ^{21}Ne 和 ^{22}Ne 一般随样品埋藏深度的增加其含量减少, 图 7.75 还清晰地表明吉林 1 号陨石埋藏在母体一定的深度范围内, 而其他碎块陨石有些埋藏得比 1 号陨石更深或更浅或在其周围。

(4) ^{20}Ne , ^{21}Ne 和 ^{22}Ne 的含量是样品埋藏深度灵敏的指示剂, 而 $^{20}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}$ 及 $^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}$ 的比值是表征屏蔽厚度的参数 (Begemann, et al., 1980; Nishiizumi et al., 1979)。世界各地许多小陨石测定的比值均 $\gg 1$, 甚至达到 $1.7-1.8$, 而吉林陨石的比值为 $^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne} = 0.95 \pm 0.04$, $^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne} = 1.07 \pm 0.01$, 近于一个常数, 表明各样品受到宇宙线辐照时屏蔽较厚。

2. 放射性宇宙成因核素的测定结果 对 35 个吉林陨石样品测定了其中的放射性宇宙成因核素—— ^{22}Na , ^{26}Al , ^{36}Cl , ^{10}Be , $^{53,54}\text{Mn}$, $^{57,60}\text{Co}$ 和 ^{40}K 等(中国科学院原子能研究所、地球化学研究所协作组, 1977, 1978; Honda et al., 1980, 1982; Heusser 和 Ouyang, 1981; Ouyang, 1982; 欧阳白远, 1982)。测定结果表明: ① ^{60}Co 在各样品中的含量为 $55-260\text{dpm/kg}$, ^{53}Mn 为 $60-191\text{dpm/kg}$ ($\text{Fe} + \text{Ni}$), ^{22}Na , ^{26}Al 和 ^{36}Cl 分别为: $90-137\text{dpm/kg}$, $12-49\text{dpm/kg}$ 和 $6.7-9.4\text{dpm/kg}$ ($\text{Fe} + \text{Ni}$)。 ^{22}Na 和 ^{60}Co 的半衰期较短, 因此它们的含量仅代表吉林陨石陨落前 $10-30$ 年的平均产额, 而 ^{26}Al , ^{53}Mn 和 ^{36}Cl 至少有一部分是在第一阶段母体中较深的埋藏条件下形成的, 因而是两个暴露阶段产额的总和。②随着 ^{60}Co 含量的增加(即表明样品的埋藏深度的增加), ^{22}Na , ^{26}Al 和 ^{36}Cl 并不显示出有系统变化的趋势, 表明吉林陨石具有极其复杂的多次暴露历史。③用 $^{21}\text{Ne}-^{26}\text{Al}$ 和 $^{21}\text{Ne}-^{53}\text{Mn}$ 作图(图 7.76), 随着 ^{21}Ne 含量的增加, ^{26}Al 和 ^{53}Mn 的含量也增长, 即随着样品埋藏深度的增加, ^{21}Ne , ^{26}Al 和 ^{53}Mn 的含量减少。一方面说明 ^{26}Al , ^{53}Mn 和 ^{21}Ne 在第一阶段的母体中具有明显的深度效应, 即随深度增加而含量减少; 另一方面表明在第一阶段的吉林陨石母体中, 由宇宙线产生的 $^{53}\text{Mn}/^{21}\text{Ne}$ 和 $^{26}\text{Al}/^{21}\text{Ne}$ 的产率比, 具有较固定的值, 并与深度无关。

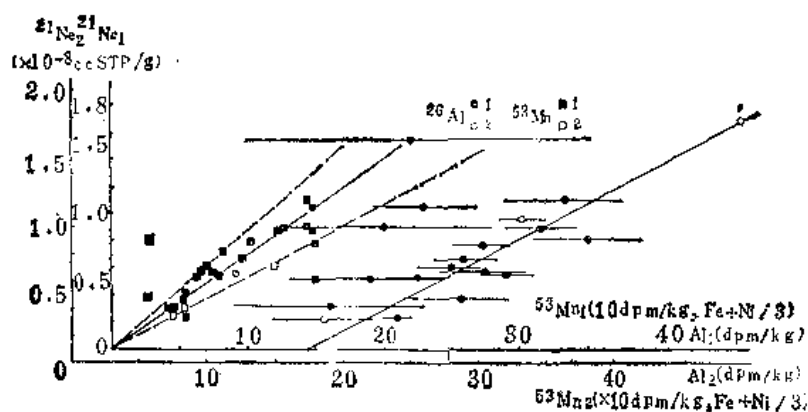


图 7.76 $^{21}\text{Ne}-^{26}\text{Al}$ 和 $^{21}\text{Ne}-^{53}\text{Mn}$ 的两阶段辐照历史图

(欧阳白远, 1982; Ouyang 和 Heusser, 1982)

1 为吉林 1 号陨石; 2 为其他碎块样品

3. 吉林陨石的两阶段暴露历史与暴露年龄 石陨石中的宇宙成因核素 ^{53}Mn , ^{26}Al ,

^{23}Na 和 ^{21}Ne 是低能核反应产物, 而 ^{40}K , ^{36}Cl 和 ^{38}Ar 是高能核反应产物。在具有 2π 辐照条件下, 高能核反应产物的含量比低能核反应产物的含量将随深度降低得更快(图 7.77) (Honda, et al. 1982), 而在 4π 辐照条件下, 唯有 ^{60}Co 随深度的增加而增加。根据图 7.77 的规律, 含量随深度的减低其顺序应该是 ^{53}Mn , ^{21}Ne , ^{38}Ar 和 ^{10}Be , 即这些核素的斜率应逐渐增大, 但实际测定的顺序却为 ^{38}Ar , ^{10}Be , ^{53}Mn 和 ^{21}Ne , 对应于半衰期逐渐增大的序列(图 7.78), 这清楚地表明吉林陨石不仅具有 2π 辐照的历史, 而且后期又叠加有 4π 辐照的产物, 即具有两次条件不同辐照积累的后果。

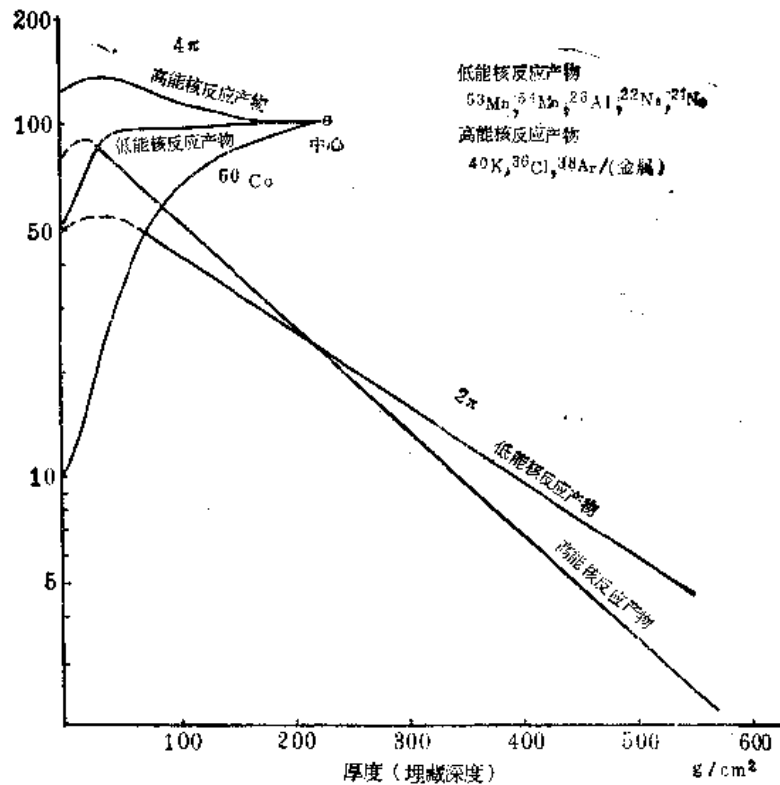


图 7.77 2π 及 4π 辐照条件下, 核反应产物随深度的分布
(Honda et al., 1982)

Ouyang (1982), Ouyang et al. (1982) Ouyang 和 Heusser (1982) 曾提出两阶段暴露历史的图解模式: 在 2π 辐照条件下, 样品中稳定的和放射性的散裂成因核素的含量 $[S(d)$ 和 $R(d)]$ 决定于样品的埋藏深度 (d) ,

$$S(d) = PR_s(d) \cdot t \quad (3)$$

式中 $PR_s(d)$ 为稳定核素的产率; t 为照射时间。

$$R(d) = PR_r(d)(1 - e^{-\lambda t}) \quad (4)$$

式中 $PR_r(d)$ 为放射性核素的产率。

事实上我们所研究的核素其产率比近于常数, 即与深度 (d) 无关:

$$PR_r/PR_s = C \quad (5)$$

$$\therefore R(d) = C \frac{1 - e^{-\lambda t}}{t} S(d) \quad (6)$$

在 t 固定时, 上式是一条通过零点的直线(图 7.79a)。若形成的放射性宇宙成因核素

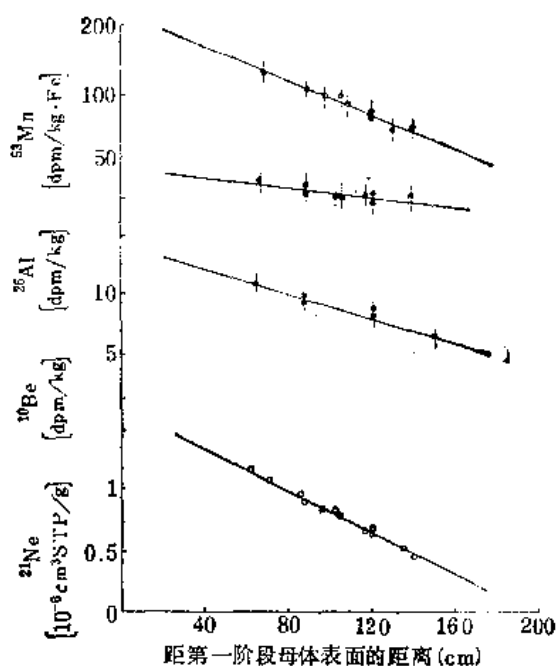


图 7.78 吉林陨石中宇宙成因核素 ^{53}Mn , ^{26}Al , ^{10}Be 和 ^{21}Ne 随深度的变化
(Ouyang et al., 1982)

达到了其饱和活性, 则这条直线的斜率与产率比成正比, 与 t 成反比, 随着 t 的增大, 直线愈来愈平缓。

当第一阶段的母体受到 2π 辐照后, 经过一次碰撞瓦解, 第二阶段的母体受到 4π 辐照, 则:

$$S(d) = PR_{t_1}(d)t_1 + PR_{t_2}t_2 \quad (7)$$

$$R(d) = PR_{t_1}(1 - e^{-\lambda t_1})e^{-\lambda t_2} + PR_{t_2}(1 - e^{-\lambda t_2}) \quad (8)$$

若以 $R(d)$ 和 $S(d)$ 作图(图 7.79), 在给定 t_1 和 t_2 的条件下, 则可获得一直线方程:

$$\text{截距为: } PR_{t_2}(1 - e^{-\lambda t_2}) \quad (9)$$

$$\text{斜率为: } C \frac{1 - e^{-\lambda t_1}}{t_1} e^{-\lambda t_2} \quad (10)$$

在 4π 辐照条件下, 随 t_2 逐渐增大, 图 7.79 中的直线 a 将逐渐改变斜率成为直线 b, 若 t_2 再增大, 该直线就达到 4π 辐照时放射性核素的饱和线, 即放射性核素的含量为常数。

由直线 b 与曲线 c [即 $R(d) = PR_{t_2}(1 - e^{-\lambda t_2})$] 的交点求出 $R(d)$ 。若知道放射性核素的产率, 可计算出 t_2 , 相应可求出 t_1 。

各核素的饱和值分别取: ^{21}Ne 为 $0.31 \times 10^{-8} \text{ccSTP/g}$, ^{26}Al 为 60 dpm/kg, ^{10}Be 为 192 dpm/kg, ^{53}Mn 为 435 dpm/kg(Fe + Ni), ^{36}Cl 为 25 dpm/kg(Fe + Ni)。

由 ^{26}Al - ^{21}Ne 作图, 求得 $t_2 = 0.37 \text{Ma}$, $t_1 = 6.2-8.2 \text{Ma}$;

由 ^{53}Mn - ^{21}Ne 作图, 求得 $t_2 = 0.21-0.65 \text{Ma}$, $t_1 = 8.7-15.3 \text{Ma}$;

由 ^{10}Be - ^{21}Ne (图 7.80) 求得 $t_2 = 0.51 \text{Ma}$, $t_1 = 5.9 \text{Ma}$;

我们还可以利用两种放射性核素的活性值作图, 用半衰期较长的核素取代 ^{21}Ne , 计算

直线的斜率为:

$$C \cdot (1 - e^{-\lambda_1 t_1}) e^{-\lambda_1 t_2} / (1 - e^{-\lambda_2 t_1}) e^{-\lambda_2 t_2} \quad (11)$$

由 $^{26}\text{Al}-^{53}\text{Mn}$ (图 7.81) 求得 $t_2 = 0.33\text{Ma}$, $t_1 = 6.1\text{Ma}$;

由 $^{26}\text{Al}-^{10}\text{Be}$ (图 7.82) 求得 $t_2 = 0.4\text{Ma}$, $t_1 = 8\text{Ma}$ 。

综上所述,吉林陨石具有两阶段的暴露历史,第一阶段为 2π 辐照,宇宙暴露年龄约 8 Ma;第二阶段为 4π 辐照,宇宙暴露年龄约 0.4 Ma。

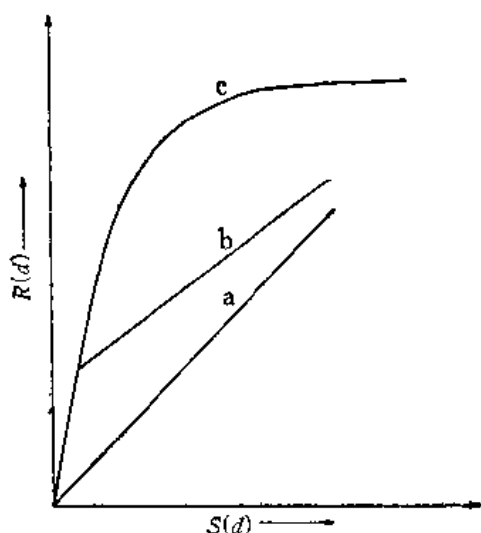


图 7.79 两阶段暴露($4\pi + 2\pi$)模式

a. 2π 辐照; b. $2\pi + 4\pi$ 辐照; c. 4π 辐照下放射性核素的增长线

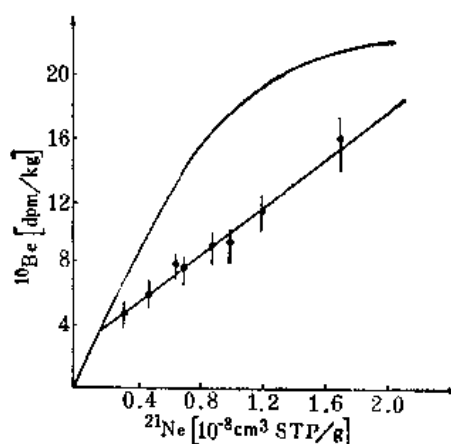


图 7.80 $^{10}\text{Be}-^{21}\text{Ne}$ 关系图

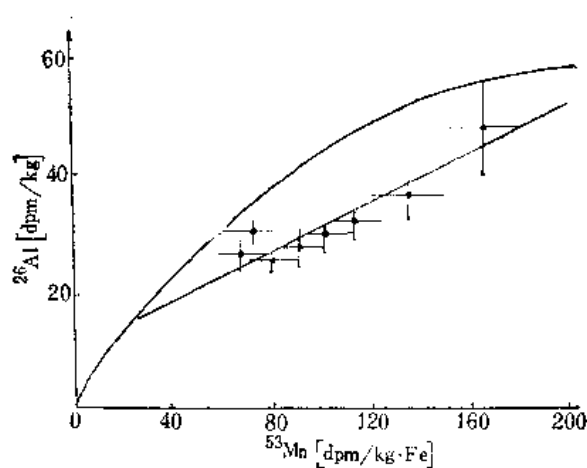


图 7.81 $^{26}\text{Al}-^{53}\text{Mn}$ 关系图

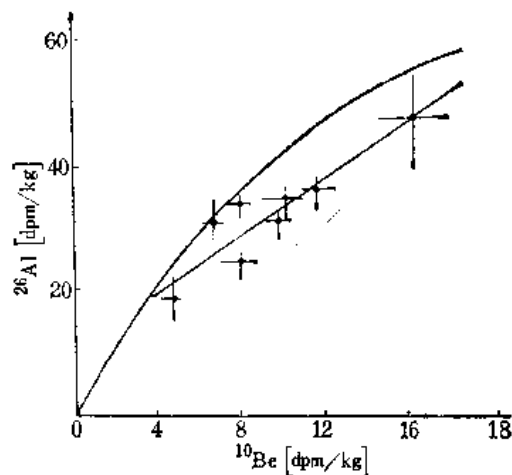


图 7.82 $^{26}\text{Al}-^{10}\text{Be}$ 关系图

4. 各样品在第一阶段母体中的埋藏深度 根据在 2π 辐照条件下 H 群球粒陨石成分的半无限大母体中 ^{21}Ne 的产率与质量厚度的关系式,再根据各样品中已测知的 ^{21}Ne 值,减除第二阶段形成的 ^{21}Ne 量 ($\sim 0.1 \times 10^{-8} \text{ccSTP/g}$),即可求得第一阶段 ^{21}Ne 的含量 $P_1(^{21}\text{Ne})$,求出样品埋深的质量厚度 $D(\text{g/cm}^2)$ 及埋藏深度 $d(\text{cm}) = D/\rho$ (表 7.67)。

表 7.67 吉林 1 号陨石已知坐标位置样品在第一阶段母体中的埋藏深度*

No.	$(^{21}\text{Ne})_i$ ($\times 10^{-8}\text{ccSTP/g}$)	$P_i(^{21}\text{Ne})$ ($\times 10^{-8}\text{ccSTP/g}$)	D (g/cm^3)	d (cm)	d' (cm)	$S\left(\frac{d-d'}{d}\right)$ (%)
1—3	1.100	0.100	159	42.4	42.4	0
1—13	1.010	0.092	179.4	47.8	50.9	6.0
1—9	0.896	0.082	209	55.7	61.3	9.1
1—2	0.782	0.071	242.6	64.7	66.0	2.0
1—12	0.712	0.066	262.3	69.9	73.2	4.5
1—8	0.673	0.061	278.9	74.4	79.7	6.6
1—7	0.603	0.055	305.8	81.5	79.8	-2.1
1—1	0.577	0.053	316.3	84.3	99.7	15.4
1—4	0.560	0.051	323.3	87.4	102.5	6.1
1—6	0.537	0.049	334.1	89.1	96.8	8.0
1—11	0.432	0.039	386.9	103.2	111.7	7.6
1—5	0.372	0.034	423.6	113	115	1.7

* $\rho = 3.75\text{g/cm}^3$.

由于第一阶段吉林陨石母体足够大,且各样品的相对坐标位置及与母体表面的距离 d 为已知,因此,用计算机拟合选取出最佳的母体表面的平面方程式,为:

$$0.24x + 0.81y + 0.53z + 0.5 = 0 \quad (12)$$

将各已知位置样品的坐标值代入母体表面的方程式,也可计算各样品的埋藏深度 d' (表 7.67)。由表 7.67 可知, d 与 d' 的顺序是一致的,表明第一阶段母体的表面方程是合理的。

吉林 1 号陨石 28 个样品埋藏在距母体表面 20—142 cm 之间, 4 号陨石在 106—134 cm 之间,其它碎块分布在距表面 15—150cm 之间(图 7.84)。

5. 重建第二阶段的吉林陨石母体 根据欧阳自远 (1982)、Ouyang (1982)、Ouyang et al. (1982)测定结果,尤其是 ^{60}Co 是样品埋藏深度灵敏的指示剂,应用 Eberhardt et al. (1963)的模式,可计算出各样品在第二阶段母体中的埋藏深度(欧阳自远、霍依兹, 1982;欧阳自远, 1982)(图 7.84),并以此恢复吉林陨石通过地球大气层前的形状和大小。在我们所选定的坐标中,假设一个母体中心,然后将每个样品距该中心的距离和样品的埋藏深度相加,就得到了该假设中心到母体表面的距离(R_i),由每个样品所求得的母体半径 R_i 与 Eberhardt et al. (1963)的模式所结出的半径 $\bar{R}$ 的差的平方和,即零 $(R_i - \bar{R})^2$ 为最小值时,即为最佳中心位置。利用计算机迭代程序,假设中心多次移动,一直到 $\sum(R_i - \bar{R})^2$ 为最小值(图 7.83)。由图 7.84 求得第二阶段吉林陨石母体(即大气层的母体)半径约 $85 \pm 5\text{cm}$,中心的坐标为: (55,55,39),重约 $9.7 \pm 1.7\text{t}$ 。第二阶段母体的形状近于球形,1 号陨石各样品埋藏在距球体表面 $>10\text{cm}$ 的范围内,4 号陨石距表面 15—30cm,其它已测定过 ^{60}Co 的碎块样品分布距表面 12—30cm 之间。第二阶段母体的中心在 1 号陨石体内(图 7.84)。由于所测定的样品其埋藏深度均大于 10cm,由此计算,通过大气层时可能的烧蚀量约 3t,烧蚀率 $\sim 30\%$ 。

当陨石通过大气层时,首先陨石边缘部位剥落,最后破裂成许多碎块,形成散落面积近 500km^2 的陨石雨。

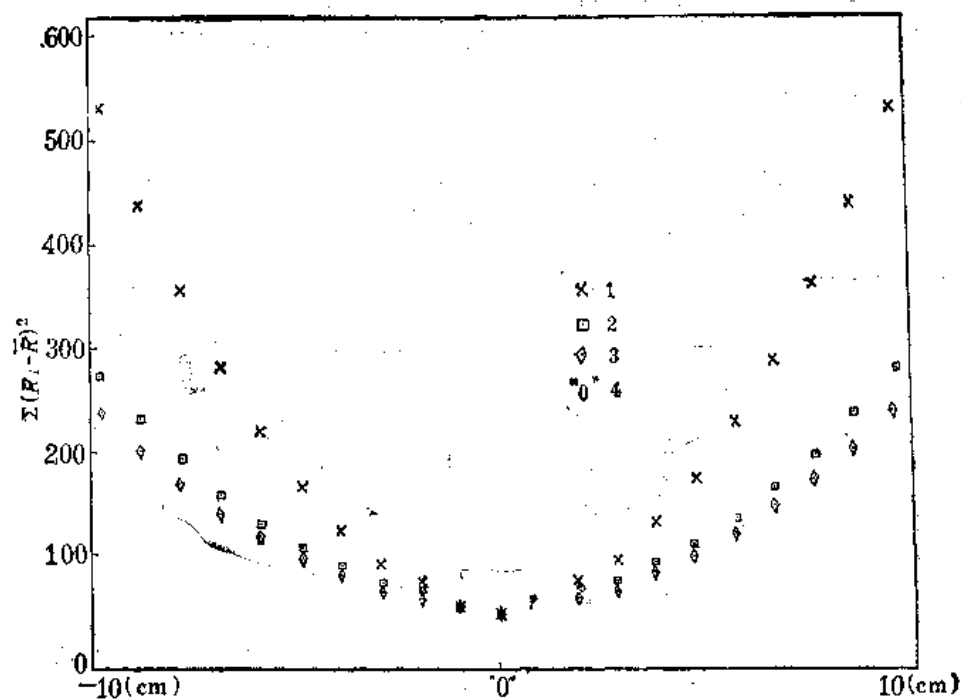


图 7.83 通过地球大气层前吉林陨石第二阶段母体的中心位置坐标
1 为 x 轴坐标值; 2 为 y 轴坐标值; 3 为 z 轴坐标值; 4 为对应于通过地球大气层前吉林陨石第二阶段母体的中心位置坐标值(55.1, 54.9, 39.3)

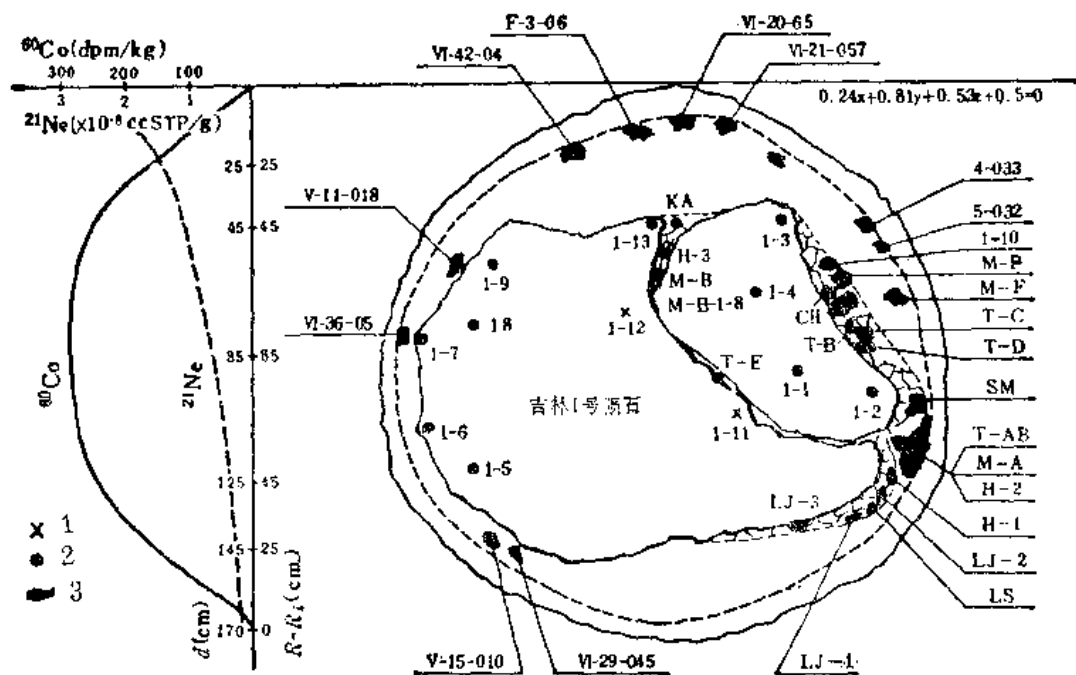


图 7.84 吉林陨石第一阶段和第二阶段母体的形状、大小及各样品根据 ^{21}Ne 和 ^{60}Co 的含量确定其在母体中的位置

(Ouyang, 1982; Ouyang et al., 1982; Ouyang 和 Huesser, 1982)

图上方水平直线为第一阶段母体表面;图内近于圆形的轮廓为第二阶段母体的表面;虚线为通过大气层后的外形轮廓。1 及 2 为已知坐标位置的样品; 3 为碎块样品及其编号

6. 吉林陨石样品在第一、第二阶段母体中相对位置的 ^{21}Ne - ^{60}Co 分类 由样品的 ^{21}Ne 含量计算各样品在第一阶段母体中的埋藏深度 d (图 7.85), 再根据样品中的 ^{60}Co 含量计算各样品在第二阶段母体中的埋藏深度 ($R - R_i$) (图 7.85)。将 d 和 $R - R_i$ 划分为若干组, 组合为 12 个区域 (Ouyang, 1982, Ouyang 和 Heusser, 1982) (图 7.85)。根据样品中测得的 ^{21}Ne 和 ^{60}Co 含量, 即可确定样品在第一和第二阶段的相对位置。 ^{21}Ne - ^{60}Co 的分类为探求具有二阶段暴露历史的球外物质的形状、大小、中心位置、大气烧蚀率提供了有效的方法。

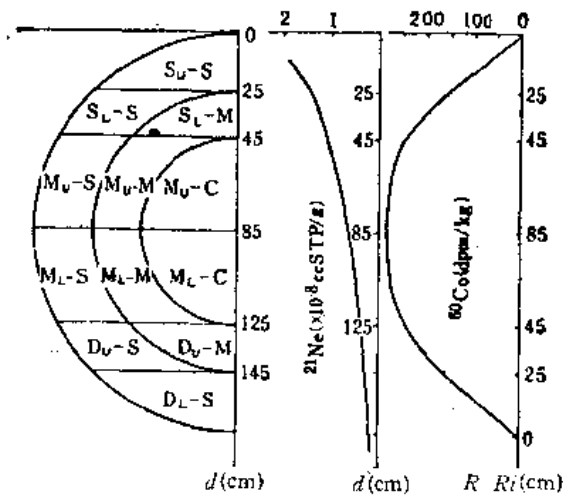


图 7.85 吉林陨石样品在第一和第二阶段母体中相对位置的 ^{21}Ne - ^{60}Co 分类 (Ouyang, 1982; Ouyang 和 Heusser, 1982)

总之, 吉林陨石具有极其复杂的宇宙线辐照史。大约在 8Ma 前, 吉林陨石第一阶段母体受冲击并脱离原始母体, 吉林陨石第一阶段母体 $r \sim 10\text{m}$, 吉林陨石埋藏在母体近表面处, 接受 2π 宇宙线辐照, 母体表面局部的平面方程为 $0.24x + 0.81y + 0.53z = 0.5$ 。大约在距今 0.4Ma, 第一阶段母体又遭受碰撞冲击, 分裂出第二阶段母体, 近球形, 半径约 $85 \pm 5\text{cm}$, 重约 $9.7 \pm 1.7\text{t}$, 中心坐标为 (55, 55, 39), 接受 4π 宇宙线辐照。根据各样品的 ^{21}Ne - ^{60}Co 含量可精确计算出各样品的埋藏深度。吉林陨石第二阶段的母体通过地球大气层后烧蚀约 3t, 烧蚀率 $\sim 30\%$ 。

(五) 吉林陨石通过地球大气层的降落过程

根据天体力学的计算 (张家祥等, 1979), 第二阶段的吉林陨石母体在太阳系空间的运行轨道 a (半长径) $= 1.82\text{A}$; e (偏心率) $= 0.48$; i (轨道倾角) $= 6.3^\circ$; ω (近日点角距) $= 32.9^\circ$; Q (升交点黄径) $= 167.5^\circ$; q (近日距) $= 0.94\text{A}$; 远日距 $Q = 2.71\text{A}$ 。根据吉林陨石中 ^{26}Al 的测定值 (Ouyang 和 Zhou, 1979), 参考 Лаврухина (1973), Лаврухина 和 Устинова (1972) 的模式, 计算第二阶段吉林陨石母体的远日距 (Q) 为 2.16A 。第二阶段吉林陨石母体的运行轨道与 Apollo-Amor 群小行星相似。

根据陨落过程的力学分析和大气层内轨道的研究 (李素循, 1979; 张德良等, 1979) 以及通过大气层的烧蚀图象分析 (林同骥等, 1979), 第二阶段母体大约以 $15-18\text{km/s}$ 的

对速度追上地球, 进入大气层的人射角计算为 $16^{\circ}15'$, 通过大气层时受到最大的动压达 $100\text{bar}/\text{cm}^2$, 表面温度达 $(2-3) \times 10^3\text{C}$, 周围空气被加热到近 $20\ 000^{\circ}$ 。在距地面 30km 以上的高空为直线弹道(图 7.86a), 在 $17-23\text{km}$ 高处曾发生过多小爆裂, 使陨石的边缘部位不断剥落, 大约在 9km 高空曾发生过一次主爆裂, 使陨星体破裂成许多碎片, 陨石的地面分布基本上反映其空中走向即大致自东向西运行(图 7.86b)。1 号陨石落地时的速度约 $250-280\text{m/s}$, 其他陨石落地的速度依质量大小而递减, 落地方向受高空风影响较大(图 7.86b)。

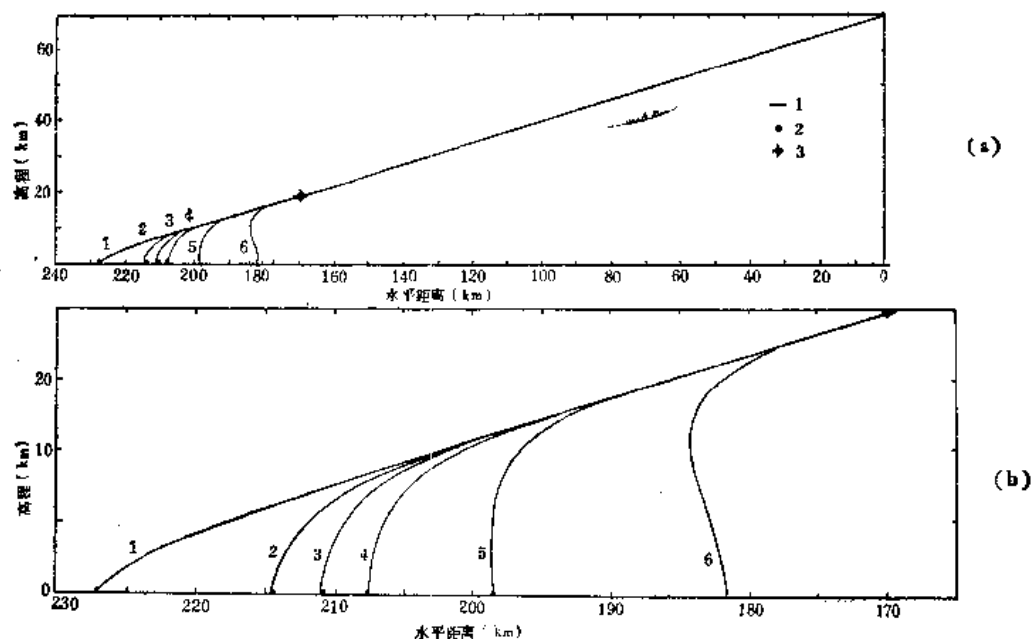


图 7.86(a) “吉林陨石雨”飞行轨道($\alpha_0 = 16^{\circ}15'$; $W_0 = 15\text{km/s}$)

1 为飞行轨道计算结果; 2 为陨石落地实测结果; 3 为母体分离点位置; α_0 为进入角; W_0 为初速;
图中 1—6 为陨石碎块降落轨迹

图 7.86(b) “吉林陨石雨”飞行轨道($\alpha_0 = 16^{\circ}15'$; $W_0 = 15\text{km/s}$)

1 为飞行轨道计算结果; 2 为陨石落地实测结果; 3 为母体分离点位置; α_0 为进入角; W_0 为初速;
图中 1—6 为陨石碎块降落轨迹

大气层前的陨石母体, 在通过大气层的过程中, 表面物质气化、熔融, 形成厚约 $0.7-1\text{mm}$ 的熔壳, 形成较光滑的层流烧蚀表面和有气印的湍流烧蚀表面。熔壳主要由磁铁矿微晶、维晶和熔融的硅酸盐组成, 含有较多的气泡。熔壳里层逐渐变成磁铁矿和熔融的原生矿物(闵育顺, 1979)。根据热释光的测定(刘京发, 1981), 第二阶段吉林陨石母体通过大气层时内部的温度梯度在距熔壳表面 5mm 范围内为 $31^{\circ}\text{C}/\text{mm}$, 同稳态连续烧蚀的理论计算值较接近。在距熔壳表面 2cm 以内, 所测得的归一化热释光几乎是一个常数, 表明通过大气层时表面的加热过程未能达到 2cm 更深的部位。

(六) 吉林陨石的形成演化过程

现将吉林陨石的形成演化过程综合于表 7.68 及图 7.87。

表 7.68 吉林陨石的形成演化过程
(欧阳启远等, 1979)

演化阶段	主要过程	距今时间 $\times 10^9$ a(经历时间 $\times 10^9$ a)	温 度 (K)	主 要 特 征	图7.87 说明
一、星云 的形成、分馏 与凝聚阶段	(一)星云 盘的形成,星云 物质的分馏及开始 凝聚过程	$5.4 \pm 0.4 - 4.7$ (>0.3)	星云温度由低 升高星云逐渐 冷却, $\sim 2\ 000$	1. 太阳系元素形成后,星云物质很快冷却。由于星云的初始角动量不等于零,星云加速旋转,重力收缩,逐渐形成星云盘。中心形成太阳。星云温度很快升高; 2. 星云盘内产生同位素交换平衡,但局部微区某些同位素可能没有达到均一化; 3. 太阳星云的化学组分发生分馏。星云盘内距太阳不同距离化学成分出现差异; 4. 星云盘温度逐渐冷却,大约 $\sim 2\ 000\text{K}$ 时,星云物质开始凝聚。形成吉林陨石母体的部位,压力可能为 10^{-3} bar	1 2
	(二)太阳 星云物质的凝聚	$4.7 - 4.55$ (~ 0.15)	$>1\ 600$ $1\ 600 - 1\ 400$ $1\ 500 - 1\ 200$ $1\ 100 - 1\ 000$ $1\ 000 - 570$ $570 - 450$	1. 难熔元素及高温金属凝聚; 2. 铁镍金属凝聚; 3. 钙、镁、铁硅酸盐凝聚; 4. 碱金属硅酸盐凝聚; 5. 亲铜元素及硫化物凝聚; 6. 方英石包体的形成 凝聚的液滴冷凝形成球粒和基质。已凝聚的球粒及尘粒高速碰撞,冲击重熔冷凝,形成球粒及基质	2 3,a 4,b 5,c 6 7
二、母体的 形成与 热变质阶段	(三)星云 凝聚的物质聚集形成母体	$4.6 - 4.55$ (~ 0.05)	$570 - 400$ <400 <400	1. 已凝聚的物质聚集成团块; 2. 含水能酸盐的形成; 3. 星云中残存的 $\text{CH}_4, \text{NH}_3, \text{CO}, \text{H}_2\text{O}, \text{H}_2\text{S}, \text{H}_2$ 在催化组分作用下形成各种有机质; 4. 小团块的聚集、增大,碰撞冲击,球粒破碎,角砾岩化。破碎物组成基质; 5. 聚集形成母体 $R \sim 220\text{km}$ 。吉林陨石埋藏在母体内距表面约 20km	7 8 8 9 9
	(四)母体的 热变质	$\sim 4.55 - 4.5$	$1\ 100 - 1\ 000$	橄榄石、辉石组成均匀化,脱玻,铁镍扩散使金属颗粒增大,辉石、长石重结晶	10
三、母体的 冷却与 冲击破裂 阶段	(五)母体的 冷却	$4.55 - 0.008$	$1\ 000 - 200$	母体热扩散,逐渐冷却。 $42 \times 10^6\text{a}$ 前约 $850 - 750\text{K}$, ($40 - 39$) $\times 10^6\text{a}$ 约 $500 - 400\text{K}$, $38 \times 10^6\text{a}$ 以来近 200K 。母体可能在 $42 \times 10^6\text{a}$ 前获得磁化。 母体的冷却速率为 $0.5 - 2^\circ\text{C}/10^6\text{a}$,平均约 $1^\circ\text{C}/10^6\text{a}$	11
	(六)母体 受冲击变 质及破裂			母体可能受到多次的碰撞破裂。母体内产生错动,角砾岩化,矿物呈波状消光,辉石出现页理,铁纹石产生留曼线,钛铁矿产生聚片双晶并有折曲。 母体受到低-中等程度的冲击变质作用	12
四、吉林 陨星的形 成与运行 阶段	(七)吉林 陨星的形 成	$0.008(1)$ $0.0004(2)$		吉林陨星从母体中因碰撞而分裂出来,重约 9.7t	12
	(八)吉林 陨星的运 行	$0.008 - 0.0004$ (1976.3.8)		吉林陨星的轨道参数: $x = 1.77\text{A}$; $q = 0.94\text{A}$; $Q = 2.6\text{A}$; $e = 0.4721$ 。 吉林陨星在运行过程中受到银河宇宙射线和太阳宇宙线的辐照,产生一系列宇宙成因同位素。这些核素在陨星体内具有明显的深度分布	13
五、吉林 陨星的陨 落及吉林 陨石雨 的形成	(九)陨落 及形成吉 林陨石雨	1976年3月8 日15时(北京时 间)	陨星表面温 度约 $3\ 000 -$ $3\ 500^\circ\text{C}$,周围 大气温度约 $20\ 000^\circ\text{C}$,陨 星表面动压约 $100\text{bar}/\text{cm}^2$	1. 陨星以 15km/s 的相对速度追上地球,进入大气层的角度约 $16^\circ 15'$,陨星在 $17 - 23\text{km}$ 高空发生多次剥落,在 19km 高空产生主爆裂; 2. 陨星表面均形成厚约 1mm 的熔壳。熔壳比原陨星 SiO_2 增多而铁丢失,熔壳中钛、铬、镍相对铁有富集,熔壳内温度梯度由 $20^\circ\text{C}/\mu\text{m}$ 到 $2^\circ\text{C}/\mu\text{m}$; 3. 吉林陨石雨的分布东西延伸约 72km ,南北宽约 8km ,分布面积近 500km^2	14

十、南极洲陨石的收集与保存

南极洲是世界巨大的陨石天然保存库。南极洲陨石的大量发现是近十多年来天体化

学的重要进展之一。地球上每年大约有数千次至 10 000 次陨石的降落,但自古以来人类

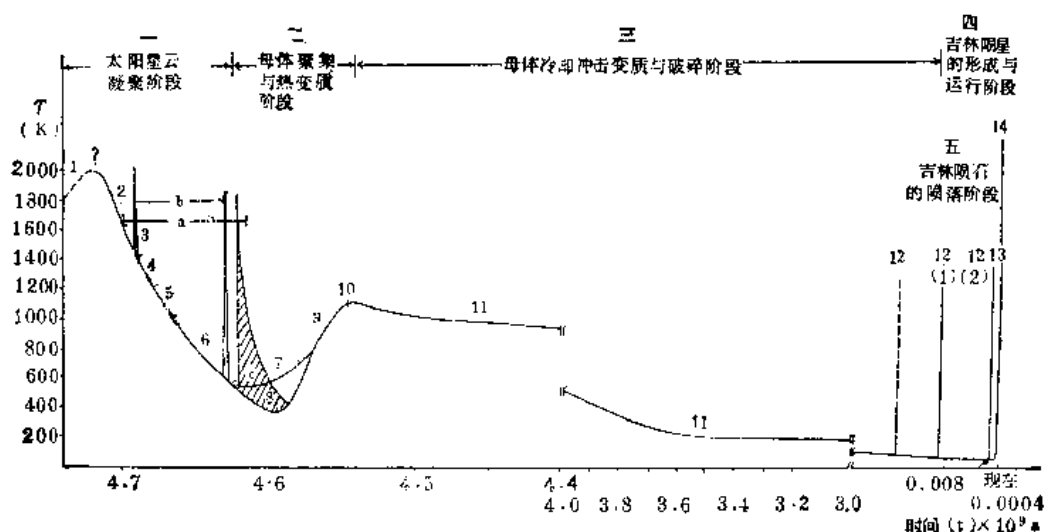


图 7.87 吉林陨石演化略图(说明见表 7.68)

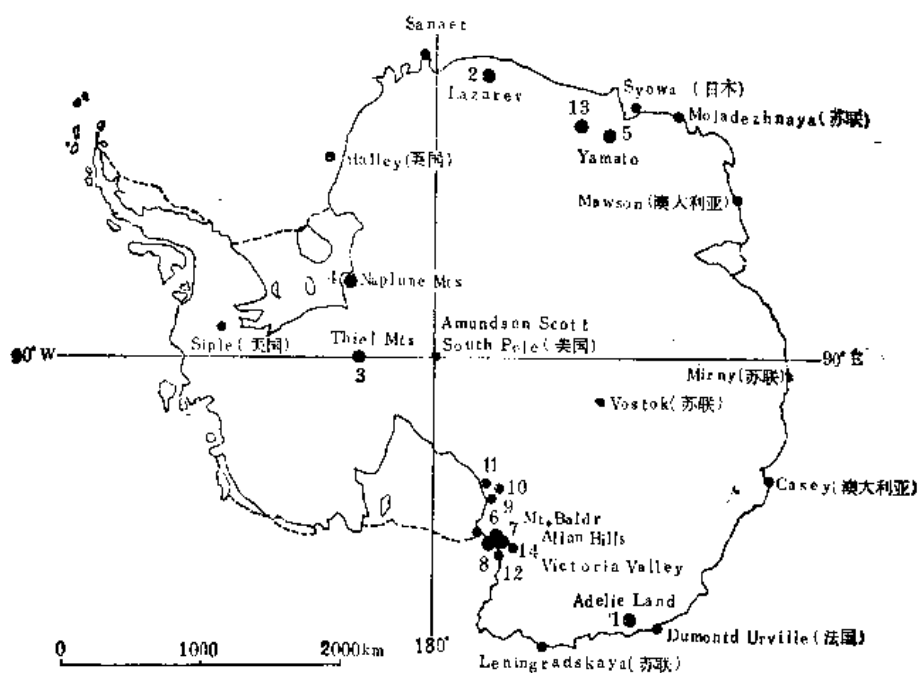


图 7.88 南极洲陨石分布图

图中陨石分布位置的编号见表 7.69 的位置编号

只收集到 2 000 多次陨石。自 1969 年以来却在南极洲找到 8 000 多块陨石。南极洲已成为搜集陨石的场所。

南极有着特殊的地理、气候条件,低温、低湿度、缺乏人工产生的有机酸或无机土壤酸的影响,使陨石的化学风化速度大大减慢。低温而高度清洁的南极冰使环境产生的化学反应速率降低,对保留碳质球粒陨石和顽火辉石石陨石的原始状态起了重要作用。深的积雪有利于保存比较大的陨石体。南极洲的陨石只能按块计算,无法按降落的次数计算,

即使是同一次降落的陨石雨,降落后随冰层的运移而搬运,并与其他陨石混合,以致无法区分。南极洲陨石往往在同一地区发现有不同时间降落类型各异的陨石。

在1969年以前,虽然不少国家都在南极洲进行过科学考察,仅有澳大利亚、苏联和美国的考察队找到过6块陨石。1969—1980年间,日本南极考察队在 Yamato 山区共收集到近4 000块陨石。1976—1980年日本-美国联合考察队在 Allan Hills (图7.88)地区收集到621块陨石。至1980年,在南极洲共收集到4721块陨石(表7.69)

表 7.69 1912—1980 年在南极洲所收集的陨石

位置	陨石的名称	发现陨石的年代	收 集 陨 石 的 类 型							考 察 队
			铁陨石	石-铁陨石	球粒陨石	无球粒陨石	碳质球粒陨石	?	总计	
1	Adelie Land	1912			1				1	澳大利亚
2	Lazarev	1961	2						2	苏 联
3	Thiel Mts	1961		2					2	美 国
4	Naplune Mts	1964	1						1	美 国
5	Yamato	1969			7	1	1		9	日 本
	Yamato	1973			11	1			12	
	Yamato	1974		1	631	28	3		663	
	Yamato	1975—1976	2		290	12	3		307	
6	Mt. Bakhr	1976			2				2	日本-美国
7	Allan Hills	1976—1977	1		8				9	
	Allan Hills	1977—1978	6	1	293	4	2	4	310	
8	Purgatory Peak	1978	1						1	美 国
9	Derrick Peak	1978—1979	6						6	新 西 兰
9	Derrick Peak	1978—1979	10						10	日本-美国
10	Meteorite Hills	1978—1979			28				28	
11	Bates Nunataks	1978—1979			6				6	
7	Allan Hills	1978—1979	2		249	7	2	2	262	
12	Reckling Peak	1978—1979			5				5	
7	Allan Hills	1979—1980			52	1		2	55	日本-美国
12	Reckling Peak	1979—1980	1		14				15	
14	Elephant Moraine	1979—1980			7	5			12	
13	Belgica	1979—1980			3(+)				3(+)	日 本
5	Yamato	1979—1980	10(-)	?	3 000(+)	100(-)	20(+)	?	3 000(+)	

现将南极洲陨石分布的位置和收集的简况列于图7.88和表7.69(表中的位置即图中标明的位置)。

已收集到的南极洲陨石的重量相差极大:最重的石陨石为 Allan Hills -769, L₆型,重407kg;最重的铁陨石为 Derrick Peak-78009,重131.8kg;最小的陨石仅数克重,一般

重为数百克。

南极洲陨石的命名,经陨石学会陨石命名委员会的讨论决定,统一按以下规则命名:发现地点—发现年代—陨石顺序,如 Yamato-790112,即在 Yamato 地区 1979 年发现的第 112 块陨石,该陨石重 23.97g,属碳质球粒陨石;又如 Allan Hills-769,2,即在 Allan Hills 地区于 1976 年发现的第 9 块陨石,该陨石经人工切制成许多碎块,上述编号指切制的第 2 号碎块,该碎块重 102kg。

南极洲陨石是按照严格的程序进行采集、包装和运输的,以使人工污染控制在最小的程度。

南极洲陨石主要保存在美国休斯敦约翰逊空间中心和东京日本国立极地研究所等地。样品放置在由不锈钢制成的容器中,并用液氮冷却保持在一40℃的条件下,另有一小部分保存在-20℃的条件下。陨石保存的仓库和展厅等建筑物内,压入流动的干燥氮气,氮气中氧和水蒸气含量<50ppm。

南极洲陨石向各国学者提供研究,日本国立极地研究所每年主持召开一次国际性的“南极洲陨石科学讨论会”,并出版会议专集。南极洲陨石已系统经过鉴定、编目并出版了“南极洲陨石目录”。

对南极洲已收集的陨石,提供了数量多、类型全的地外样品,近几年来作了较系统的研究,如矿物成分、结构构造、岩石化学分类、磁性分类、化学成分、各种微量元素与气体同位素组成、宇宙成因核素、有机组分、物理性质、冲击特征、形成年龄、暴露年龄和落地年龄等。这些研究成果对太阳星云凝聚过程、行星和小行星的形成历史、陨石的分类(和成因、有机质的组分与起源、宇宙线的时空稳定性)等方面,都提供了许多有价值的科学论证。

十一、来自月球和火星的陨石

近三年来,对地外物质的研究中,在地球上发现了二块陨石,一块是月球的岩石——ALHA-81005,另一块可能是来自火星表面的岩石——EETA-79001。ALHA-81005 和 EETA-79001 的发现,引起了科学家们的广泛兴趣和关注,开阔了人类的视野,在地球上寻找月球、火星及其他行星的岩石,它将会大大增强人类对月球和邻近行星的认识。

(一) ALHA-81005——来自月球的陨石及其证据

ALHA-81005 的主要成分为斜长岩——即月球最早形成的月亮,现今成为月球古老高地的岩石,在遭受到其他天体物质一次极强烈的碰撞冲击之后,岩石破碎并部分熔融,熔体冷凝形成的玻璃胶结各种冲击碎块,被高速溅射到地球上来,落在南极洲的冰层之中,1981 年在南极洲 Allan Hills 地区找到。

1. 岩石学证据 ALHA-81005 呈角砾构造,角砾碎块主要由富钙斜长石、低钙辉石和橄榄石组成(Warren et al., 1983; Korotev et al., 1983; Kallemeyn, 1983)白色角砾是由 85% 的斜长石(An_{86}), 15% 的斜方辉石(En_{79}) 和橄榄石(Fo_{75})组成,称为苏长斜长岩;另一种角砾含 70% 的斜长石(An_{97}), 18% 的斜方辉石(En_{96})和 12% 的橄榄石(Fo_{95})组成(Warren et al., 1983; Desnoyers 和 Christophe, 1983)。橄榄石富镁, MgO/FeO

+ MgO(分子比)为 0.75—0.86; 橄辉石的 $\text{FeO}/\text{MnO} = 85-102$ (Warren et al., 1983, Korotev et al., 1983)。这些都是月球高地斜长岩的特征。角砾中的辉石成分都落在月岩区,而与地球岩石或玄武质无球粒陨石相差较大(图 7.89) (Warren et al., 1983)。

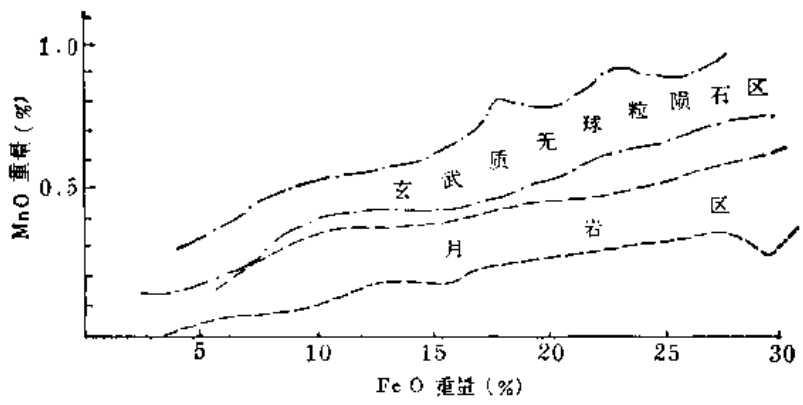


图 7.89 ALHA-81005 中 25 个斜方辉石的 FeO 与 MnO 分布在月岩区 (Warren, 1983)

冲击熔融玻璃一般呈暗褐色,并有少量桔黄色玻璃,玻璃中也含有一些浅色的岩石碎屑,是受冲击破碎的斜长岩。玻璃的成分与角砾碎块相似 (Korotev et al., 1983)。

2. 化学成分的证据 ALHA-81005 的白色角砾、暗色玻璃及其平均成分列于表 7.70。

从化学成分看,白色角砾和玻璃均富含 Al, Ca, Sr, 和 Cr 而贫 Na, K, 两者的 Al, Ca, Sr 含量比较接近;玻璃比白色角砾富 Fe, Sc 而贫 Mg, Na, 表明玻璃可能有月海玄武岩成分加入。玻璃的 $\text{MgO}/\text{FeO} + \text{MgO}$ 分子比为 0.72, 而白色角砾为 0.78—0.80。稀土元素的含量及稀土元素的配分模式与月球斜长岩相近,并具有 Eu 的正异常 (Korotev et al., 1983)。

月球高地岩石的 $\text{Ti}/\text{K} < 3$, $\text{Ti}/\text{P} < 10$, 而月海玄武岩的 $\text{Ti}/\text{K} = 30-50$, $\text{Ti}/\text{P} > 60$, 根据玻璃的分析数据,玻璃物质主要由高地岩石所组成,并混有少量月海玄武岩(表 7.70, 7.71; 图 7.90)。

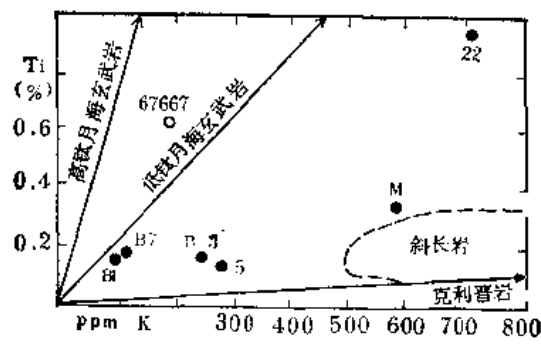


图 7.90 ALHA-81005 玻璃中的 Ti/K 比 (Ryder, 1983)
67667 为 Apollo-16 的样品号

表 7.70 ALHA-81005 的化学成分(氧化物%; 元素 $\times 10^{-6}$ g/g; Ir $\times 10^{-9}$ g/g)

成 分	白色角砾		暗 色 玻 璃						平 均 值
	1A	3A	2M1	3M2	2M2	3M1	3R	$\pm 1\sigma$	
TiO ₂	<0.3	<0.3	0.27	0.24	0.37	0.30	0.23	0.10	0.23
Al ₂ O ₃	25.1	24.7	24.8	25.7	26.6	24.6	24.8	0.3	25.1
FeO ₃	4.80	4.96	5.52	5.52	5.80	5.79	6.02	0.15	5.53
MgO	9.7	11.0	7.3	8.6	8.5	8.9	9.2	1.5	8.8
CaO	14.6	14.5	15.4	14.9	15.3	15.0	14.6	0.3—0.4	14.9
Na ₂ O	0.360	0.337	0.309	0.316	0.313	0.311	0.322	0.005	0.321
K ₂ O	<0.03	<0.05	<0.12	<0.10	0.02	0.02	<0.08	0.01—0.02	<0.04
Sc	7.36	7.57	9.42	8.67	9.90	9.35	0.78	0.08	8.81
V	25	22	21	22	24	25	81	6	23
Cr	945	995	870	865	870	870	915	10	900
Mn	600	620	590	600	620	660	660	50	620
Co	18.3	19.0	20.3	23.3	22.0	23.4	29.0	0.3	22.5
Ni	228	204	180	274	170	242	376	10—15	243
Br	0.67	0.53	0.14	0.34	0.19	0.36	0.36	0.04—0.08	0.33
Rb	<4	<5	<5	<6	<6	<5	<4	(2)	<6
Sr	141	141	149	136	132	138	143	9—13	141
Zr	<35	<45	23	<50	38	22	23	8	19 $\pm$ 12
Cs	<0.05	<0.05	0.03	0.05	0.05	0.03	0.05	0.02	0.04 $\pm$ 0.02
Ba	11	13	26	34	30	25	24	4	24
La	1.257	1.030	1.80	2.40	2.36	1.725	1.75	0.015—0.02	1.80
Ce	2.95	2.55	4.5	5.95	5.5	4.55	5.0	0.3	4.55
Nd	1.56	1.56	2.7	3.8	3.4	2.85	2.9	0.2	2.75
Sm	0.414	0.456	0.952	1.047	0.978	0.920	0.945	0.006—0.012	0.855
Eu	0.627	0.640	0.727	0.695	0.718	0.697	0.663	0.012	0.686
Tb	0.103	0.117	0.22	0.25	0.27	0.24	0.23	0.01—0.02	0.21
Yb	0.375	0.41	0.785	0.77	0.83	0.78	0.805	0.015	0.705
Lu	0.0615	0.065	0.126	0.119	0.133	0.121	0.123	0.002—0.003	0.113
Hf	0.27	0.31	0.70	0.64	0.90	0.70	0.73	0.02	0.63
Ta	0.030	0.023	0.094	0.034	0.089	0.114	0.084	0.010	0.079
Ir	5.9	3.8	5.9	9.2	6.9	7.5	12.7	1—2	7.6
Th	0.055	0.085	0.228	0.246	0.243	0.235	0.210	0.015	0.198
U*	0.07	0.05	0.10	0.07	0.12	0.07	0.15	0.03	0.09
(mg)	7.246	9.391	16.224	13.852	7.360	11.364	12.074		$\Sigma = 77.71$

* 据 Korotev et al., 1983。

表 7.71 ALHA-81005 玻璃的 Ti/K, Ti/P 比, K, P 含量及 MgO/FeO + MgO (Ryder, 1983)

玻 璃	K(ppm)	P(ppm)	Ti/K	Ti/P	MgO/FeO + MgO(%)
熔壳	259 $\pm$ 14	142 $\pm$ 14	6.2	11.4	73.9
B ₃	246 $\pm$ 19	158 $\pm$ 21	6.6	10.2	72.9
B ₁	94 $\pm$ 40	119 $\pm$ 21	15.3	12.1	76.9
5	280 $\pm$ 30	89 $\pm$ 21	4.8	15.0	73.1
B ₇	112 $\pm$ 41	87 $\pm$ 21	13.9	18.9	66.5
22	708 $\pm$ 29	311 $\pm$ 21	13.7	31.2	69.3
M	585 $\pm$ 30	292 $\pm$ 19	5.8	11.6	71.6

目前较多的争论是 ALHA-81005 来自月球的哪个部位? 有些作者认为主要来自类似于 Apollo-17 着陆部位的岩石并混染有少部分 Apollo-16 的岩石。

Kallemeyn (1983) 认为, ALHA-81005 更接近“月球”(Luna)20 着陆部位的土壤成分(图 7.91); 也有人认为可能来自月球背面含钛较低的区域。

但比较一致的意见认为, ALHA-81005 的原岩是高地斜长岩并可能混入少量月海玄武岩和克利普岩。

3. 太阳风气体成分 ALHA-81005 含有大量的太阳风气体和俘获气体的成分, 并与 65501 月岩相近似(图 7.92)。经测定 ALHA-81005 中的 $^1\text{He}/^3\text{He} = 2600$, $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 12.5$, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 1.8$ 。 ^{40}Ar 的含量比岩石中由 ^{40}K 衰变产生的 ^{39}Ar 高 20 倍。ALHA-81005 的原岩在破碎形成角砾之前已暴露在月球表面, 并俘获有太阳风成分和其他气体。

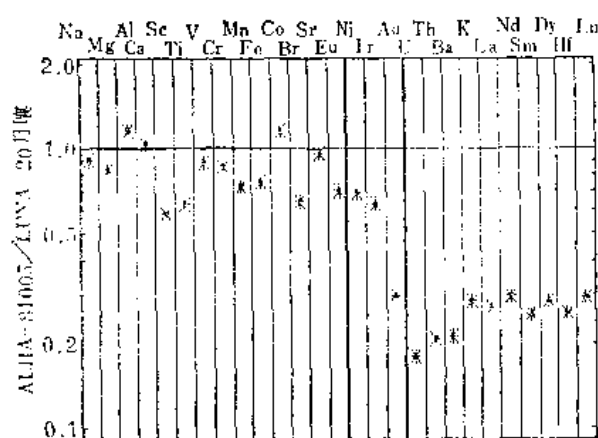


图 7.91 ALHA-81005 与月球(Luna)20 登陆处土壤成分的比较

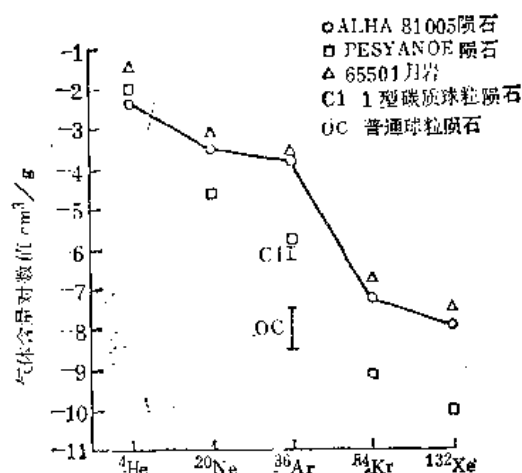


图 7.92 ALHA-81005 俘获的稀有气体
1 为 ALHA-81005 陨石; 2 为 PESYANOE 陨石; 3 为 65501 月岩; OC 为普通球粒陨石; Cl 为 1 型碳质球粒陨石

ALHA-81005 所俘获的稀有气体与 65501 月岩相似, 比富含气体的 Pesyanoe 陨石高得多。以太阳风气体 ^{36}Ar 为例, ALHA-81005 比 1 型碳质球粒陨石高 100 多倍, 比普通球粒陨石高几万倍(图 7.92) (Bogard 和 Johnson, 1983)。

4. 冲击热衰退的证据 ALHA-81005 具有较弱的天然热释光, 表明陨石经历过异常的热衰退过程, 这可能是冲击事件引起的热衰退。根据宇宙暴露年龄的测定, ALHA-81005 离开月球表面后单独在行星际空间运行小于 2 500a。

除 ALHA-81005 外, 最近还发现 Y-791197, Y-82192 及 Y-82193 三块来自南极洲 Yamato 的 SNC 陨石也属来自月球的岩石。

(二) EETA-79001——来自火星表面的岩石

EETA-79001 陨石是一种成分极其复杂的角砾状无球粒陨石, 主要由三种类型的无球粒陨石所构成: 即辉熔长无球粒陨石 (Shergottites)、透辉橄无球粒陨石 (Nakhlites) 和纯橄无球粒陨石 (Chassignites) 组成, 因此又称为 SNC 陨石。

EETA-79001 是由一些冲击重熔的玻璃,包裹一些玄武质(无球粒陨石)角砾所组成的岩石。这种特殊类型的陨石已有过较系统的研究(参见本章第四节——无球粒陨石)(Becker 和 Pepin 1983a,b; Nyquist, 1983a,b)。

近年来由于“海盗”飞船在火星表面着陆后,取得了比较系统的火星大气、土壤和岩石的成分数据,对比各方面的实验数据,已初步证实 EETA-79001 这块特殊的 SNC 陨石很可能是火星表面的岩石。当火星表面受到其他小天体的碰撞冲击时,表面局部的岩石破碎、重熔,并以高速溅射到地球,落在南极洲冰层之中。EETA-79001 是来自火星的有关证据如下:

1. 陨石的结晶年龄 陨石的结晶年龄极其年青,各类陨石的结晶年龄一般为4 500—4 600Ma,而 EETA-79001 的结晶年龄极为年青。经测定 EETA-79001 中的透辉橄无球粒陨石,是一种岩浆侵入岩,其年龄值为 1 300Ma。EETA-79001 中的纯橄无球粒陨石的 Rb-Sr 和 ^{39}Ar - ^{40}Ar 年龄以及辉熔长无球粒陨石的 Sm-Nd 年龄也都是 $1.3 \times 10^9\text{a}$ 。S, N, C 的年龄值极为一致。表明 EETA-79001 这种 SNC 型陨石是在距今 $1.3 \times 10^9\text{a}$ 前由行星内部的岩浆作用所形成 (Shin et al., 1982; McSween 和 Tarosewich, 1982)。辉熔长无球粒陨石的变质年龄为 $0.18 \times 10^9\text{a}$,这可能是由一次火山作用所引起 (Wooden et al., 1982)。SNC 陨石极其年青的年龄值表明: SNC 陨石必须在一个能够产生火山活动的大行星母体中才能产生,这种母体比月球大(因为月球的岩浆活动在 $3.1 \times 10^9\text{a}$ 以前已基本停滞),看来 SNC 陨石在火星或金星大小的母体中形成的可能性较大。

2. SNC 陨石 SNC 陨石类似地球的玄武岩,含有富钙的辉石和橄榄石,并含有较多的挥发分。SNC 陨石具有岩浆堆积的成因,说明必须在一个较大的重力场中才能形成,SNC 的母体应该是具有行星大小的母体。

3. 化学成分 EETA-79001 中各种主量元素的含量与“海盗-1”及“海盗-2”飞船所测定火星表面土壤的成分接近(表 7.72)。EETA-79001 的微量元素研究证明: SNC 陨石比起碳质球粒陨石来,具有更明显的分馏特征,类似于地球上内生成岩过程形成的杂岩体。

表 7.72 EETA-79001 的化学成分与“海盗-1”、“海盗-2”对火星表土成分分析结果对比

元素及氧化物 (%)	EETA-79001 A	EETA-79001 B	海盗-1			海盗-2
			A	B	C	A
MgO	15.51	7.38	8.8			8.6
Al ₂ O ₃	5.37	9.93	5.7			5.5
SiO ₂	48.58	49.03	44.7	44.5	43.9	42.8
CaO	7.05	10.99	5.6	5.3	5.6	5.0
TiO ₂	0.64	1.12	0.9	0.9	0.9	1.0
FeO	18.32	17.74	18.2	18.0	18.7	20.3
Na ₂ O	0.818	1.66				
P ₂ O ₅	0.54	1.31				
S	0.160	0.192	7.7	9.5	9.5	6.5
K ₂ O	0.033	0.065	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3
Cr ₂ O ₃	0.589	0.183				
Mn	0.469	0.452				
总 计	98.9	100.1				

4. 气体同位素组成 对 EETA-79001 中的角砾和玻璃进行逐步加温, 对析出的气体进行同位素分析, 结果证明 (Becker 和 Pepin 1983a; Bogard 1982; Bogard 和 Johnson, 1983):

(1) EETA-79001 的氮同位素组成 $\delta^{15}\text{N}$ 具正值, 特别是玻璃物质的 $\delta^{15}\text{N}$ 达到 +180。EETA-79001 的 $\delta^{15}\text{N}$ 值比各类陨石高 10 倍, 也比地球大气层的 $\delta^{15}\text{N}$ 高(表 7.73)。唯有火星大气层的 $\delta^{15}\text{N}$ 具有异常高的正值(图 7.93)。因此, EETA-79001 玻璃物质中 $\delta^{15}\text{N}$ 的来源, 主要是受冲击熔融时吸附了火星大气成分和非玻璃物质中(或地球大气)氮同位素的混合(图 7.93)。

表 7.73 EETA-79001 加热后析出的氮的同位素组成

样 品	$^{14}\text{N}(\text{ppm})$	$\delta^{15}\text{N}(\text{地球大气})(\%)$
角砾样品		
A ₁	0.129 ± 0.008	$+7 \pm 7$
A ₂	0.481 ± 0.014	$+7 \pm 3.5$
玻璃样品		
C ₁	0.447 ± 0.010	$+96 \pm 7$
C ₂	0.264 ± 0.006	$+180 \pm 7$

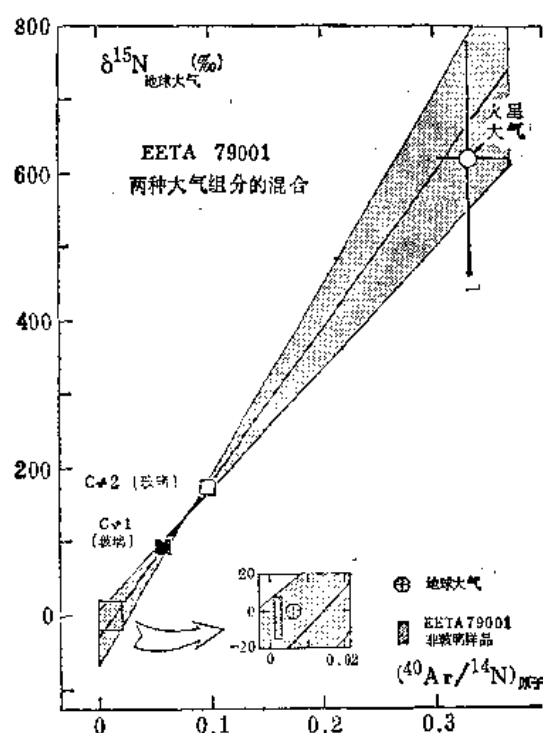


图 7.93 EETA-79001 玻璃的 $\delta^{15}\text{N}$ 及其可能的成因

(2) EETA-79001 的玻璃俘获有大量稀有气体, 且 ^{40}Ar , ^{36}Ar , ^{20}Ne , ^{84}Kr 和 ^{132}Xe 的相对丰度与火星大气的相对丰度近于一致(图 7.94) (Becker 和 Pepin, 1983a; Bogard 和 Johnson, 1983; Owen et al., 1977; Nier 和 McElroy, 1977)。

(3) EETA-79001 中的 $^{14}\text{N}/^{36}\text{Ar}$, $^{20}\text{Ne}/^{36}\text{Ar}$, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, $^{84}\text{Kr}/^{36}\text{Ar}$, $^{132}\text{Xe}/^{36}\text{Ar}$, $^{129}\text{Xe}/^{132}\text{Xe}$ 比值与火星大气极为相近, 而与地球大气、碳质球粒陨石及太阳风的比值差异较大(表

7.74),说明 EETA-79001 的玻璃在重熔冷凝时俘获了火星大气成分。

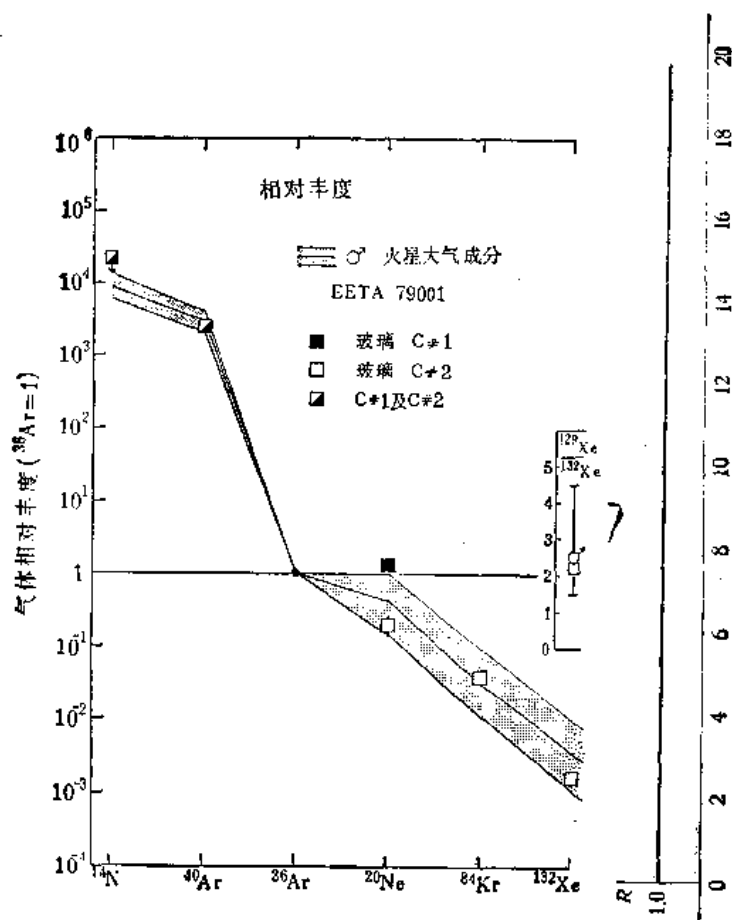


图 7.94 EETA-79001 中的气体相对丰度与火星大气的对比

表 7.74 EETA-79001 俘获气体的比值及与其他地外物质、地球大气的比较
(Becker 和 Pepin, 1983a,b)

样 品	$^{14}\text{N}/^{36}\text{Ar}$ ($\times 10^4$)	$^{20}\text{Ne}/^{36}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{84}\text{Kr}/^{36}\text{Ar}$ ($\times 10^{-3}$)	$^{131}\text{Xe}/^{36}\text{Ar}$ ($\times 10^{-3}$)	$^{129}\text{Xe}/^{132}\text{Xe}$
EETA-79001						
C1	≤ 1.92	1.19 ± 0.12	$2\,320 \pm 160$	—	—	—
C2	≤ 2.27	0.16 ± 0.05	$2\,470 \pm 160$	36.7 ± 2.5	1.52 ± 0.10	2.213 ± 0.033
火星大气	0.92 ± 0.32	0.43 ($0.15-1.0$)	$3\,050 \pm 1\,000$	32 ($11-100$)	3.6 ($1.1-10$)	2.5 ($1.5-4.5$)
地球大气	4.97	0.52	296	20.7	0.75	0.983
碳质球粒陨石	$3-600$	≤ 0.60	—	$4-25$	$4-16$	—
太阳和太阳风	0.0026	45 ± 11	~ 0	0.26	0.017	~ 1.03

5. EETA-79001 具有极其复杂的宇宙线辐照历史 根据宇宙线散裂成因气体 ^3He , ^{21}Ne , ^{39}Ar , ^{78}Kr 和 ^{126}Xe 计算 EETA-79001 通过地球大气层前的母体在宇宙空间的运行时间一般为 $0.5-1\text{Ma}$ (当 EETA-79001 在母体中的埋藏深度为 $5-100\text{g}/\text{cm}^3$ 时),也可能达到 $1-10\text{Ma}$ (埋藏深度为 $300\text{g}/\text{cm}^3$) (表 7.75)。

表 7.75 EETA-79001 的宇宙线散裂成因气体的含量及其宇宙暴露年龄

样 品	^3He ($\times 10^{-12}\text{ccSTP/g}$)	^{21}Ne ($\times 10^{-12}\text{ccSTP/g}$)	^{38}Ar ($\times 10^{-12}\text{ccSTP/g}$)	^{78}Kr ($\times 10^{-14}\text{ccSTP/g}$)	^{136}Xe ($\times 10^{-14}\text{ccSTP/g}$)
EETA-79001	87.4 ± 5.4	11.1 ± 1.1	15.4 ± 2.6	2.9 ± 1.4	1.9 ± 0.5
EETA-79001 埋深	暴露年龄 (Ma)				
5g/cm ²	0.4 ± 0.1	0.6 ± 0.1	0.6 ± 0.1	0.6 ± 0.3	1.6 ± 0.5
20g/cm ²	0.4 ± 0.1	0.5 ± 0.1	0.5 ± 0.1	0.6 ± 0.3	1.6 ± 0.6
50g/cm ²	0.5 ± 0.1	0.4 ± 0.1	0.4 ± 0.1	0.7 ± 0.4	1.9 ± 0.7
100g/cm ²	0.7 ± 0.2	0.5 ± 0.1	0.5 ± 0.1	1.0 ± 0.6	2.7 ± 1.0
300g/cm ²	2.7 ± 0.6	1.1 ± 0.2	1.0 ± 0.3	4.2 ± 2.3	10.8 ± 4.2

6. 许多作者对 EETA-79001 的计算 为了解释 EETA-79001 是来自火星表面,许多作者都作过计算 (Wetherill, 1983; Nyquist, 1983a,b; Melosh, 1983)。目前比较合理的解释是: 火星表面(大约距今 1Ma 前)由于小行星体的碰撞冲击,使火星表面受冲击的物质熔融,熔体俘获了一部分火星大气成分并被溅射出火星表面,而成为陨星在太阳系空间运行。陨星的轨道与地球相遇后即进入地球大气层并降落在地表。由于火星的质量和体积都比月球大,物体在火星上的逃逸速度大约是 5.1—7.1 km/s, 即能脱离火星的重力场而到达行星际空间运行。根据 EETA-79001 宇宙成因深度效应的研究,被溅射出来的母体大小约 15m。

计算表明 (Wetherill, 1983), 约有 0.5% 的火星冲击坑在受冲击时是能够产生这样大小的碎块并具有应有的逃逸速度。

当前并不是所有的实验数据都有利于论证 EETA-79001 是来自火星。氧同位素的测定 (Clayton 和 Mayeda, 1983) 证明: EETA-79001 的 $\delta^{18}\text{O}$ 为 4.27—4.38, $\delta^{17}\text{O}$ 为 2.48—2.58, ^{16}O 比地球和月球物质低 0.6‰, 而橄辉无球粒陨石的 ^{16}O 比地球和月球物质富 0.4‰, 表明 EETA-79001 既不是来自地球、月球, 与橄辉无球粒陨石也不是来自同一个母体, 但又不能证明是来自火星。

ALHA-81005 和 EETA-79001 的研究展示了一个新的前景、人类可以在地球上找到月球和其他行星的物质。

第八章 宇 宙 尘

宇宙尘或称宇宙尘埃,通常是指地球之外起源的微粒物质,在太阳系范围内称为行星际尘埃,在恒星际空间称为星际尘埃。人们还把陨石和流星体通过地球大气层时由于烧蚀而溅射的碎屑也称为宇宙尘。宇宙尘的大小没有严格的定义,根据观测和取样的结果表明,其粒径一般 $< 10^3 \mu\text{m}$, 行星际尘埃的大小一般 $d < 10^3 \mu\text{m}$, $m(\text{质量}) < 10^{-9}\text{g}$ (Fechtig, 1981)。

行星际尘埃,可能比陨石更具有太阳系初始物质的特征,并保留了太阳星云中较原始的元素配分和同位素比值。宇宙尘中的矿物是太阳星云直接凝聚的产物。宇宙尘的研究为认识太阳星云的凝聚和太阳系早期状况提供了有益的论证。彗星的蒸发和瓦解是行星际尘埃的重要来源,因而宇宙尘的研究对了解彗星的组成和演化历史有重要意义。宇宙尘是太阳风粒子的载体,在行星际空间长期接受太阳风的注入,因而宇宙尘为研究太阳风粒子的成分和通量提供了一条新途径。宇宙尘中由宇宙线产生的宇宙成因核素的研究,为认识宇宙尘的暴露历史、空间的高能核反应过程有重要意义。宇宙尘碰撞行星和月球表面而产生许多微冲击坑,通过微冲击坑及其残提留物的研究,供了行星际空间宇宙尘埃通量、粒子大小和能量的数据,对探讨和预防宇宙尘对飞行器的撞击危险性提供依据。

宇宙尘是地球的物质来源之一,经统计自元古代以来地层中均发现有宇宙尘。其现代沉降率约为 $5 \times 10^5 \text{t/a}$ 。地层、岩浆岩和深海沉积物中的宇宙尘研究,可作为深海沉积物层序的划分判据,亦可作为地层对比和岩石成因的一种标志。地球表面曾多次遭受到地外物质的强烈撞击,地外物质汽化、蒸发、碎裂产生的尘埃物质,改变地球的气候,也导致生物的灾变,这是一个值得探索的课题。1986年哈雷彗星回归,许多国家都拟定了包括收集和测定哈雷彗星尘埃的计划。总之,宇宙尘的研究不仅对太阳系的起源,而且对地球表面生物的灾变、地层的划分与对比,彗星等小天体的成因和演化有重要意义,也将对空间的探测有实际意义。

一、宇宙尘的空间分布与动态平衡

宇宙空间处处弥散着尘埃微粒,并呈现不均匀的分布状态。在星际空间,尘埃和气体聚集成弥漫星云,尘埃的质量约为气体的10%。在旋涡状星系中,星际尘埃主要分布于星系的中央圆盘面中。行星际尘埃是以透镜状对称分布于太阳赤道平面的尘埃云,它由1—300 μ 的尘埃粒子和自由电子所组成。行星际尘埃云对太阳光的反射形成了可观测的黄道光。行星际尘埃云的厚度与太阳的距离密切相关。

当距离 (R) 为 0.3—1A 时, 厚度 $I(R) \propto R^{-2.3 \pm 0.2}$

当 R 为 1—3.3A 时, 厚度 $I(R) \propto R^{-2.5} - R^{-3.6}$

当 $R > 3.3A$ 时, 厚度 $I = 0$

土星的光环是由细小的尘埃物质所组成,整个行星际空间弥散着稀疏的尘埃物质。

行星际空间的尘埃物质由于较大天体的俘获与沉降,尘粒的相互碰撞等,使之不断在消耗,而给予行星际尘埃连续补充的有以下几种来源:

(一) 彗 星

彗星是行星际尘埃的主要来源。Delsemme (1977), Sekanina 和 Schuster (1978) 认为,短周期彗星在其轨道范围内以 0.25t/s 的速率产生尘埃;而长周期彗星,特别是具有双曲线轨道的彗星在近日点附近以平均 20t/s (Delsemme, 1977), 甚至 200t/s (Whipple, 1978) 的速率产生流星体和尘埃。这些流星体的瓦解形成质量为 10^{-6} — 10^{-15}g 的微细尘粒。

(二) 流 星 群

由彗星退变瓦解形成流星群,流星群进入大气层形成壮观的流星雨。

(三) 小行星的碰撞、碎裂

小行星由于轨道的差异而产生碰撞、瓦解、甚至粉碎,许多陨石中都留下了这种冲击变质的证据。

(四) 太 阳 系 俘 获

当太阳系穿过浓密的星际云时,可俘获一部分星际尘埃为行星际尘埃。

(五) 其 他 来 源

行星及其卫星受到小天体的碰撞、冲击或火山喷发将会抛射出尘埃粒子。

事实上,行星际尘埃还可能包括有早期太阳星云残留的尘埃粒子。

这种动态平衡,维持了行星际尘埃的存在。

星际空间尘埃的抛射和吸积,使星际空间尘埃不断在产生和消亡。超新星、新星、超巨星等不稳定的恒星,常有物质的抛射和流出。在银河系中一方面由于抛射的结果可使星际物质密度增加 10^{-27}g/cm^3 。另一方面,恒星通过吸积可俘获星际物质。星际物质密度愈大,吸积作用愈强。

二、宇宙尘的收集与鉴别

(一) 地面及大气层中宇宙尘的收集

自 19 世纪末从深海软泥中发现富镍的黑色磁性小球并称其为宇宙球粒以来,人们陆

续地进行了宇宙尘样品的收集。最近 30 年来,这个领域的工作发展尤为迅速。样品的收集可分为两类:

1. 已沉降在地面的宇宙尘的收集(地表样品收集) 人们已从深海软泥、地表土壤、海滩沙、沉积锰结核、沉积岩、极地冰雪和沙漠等原样中发现了宇宙尘。

2. 现代沉降宇宙尘的收集(大气层样品收集) 具有宇宙速度的宇宙尘(1—70km/s), 以高速冲入地球大气层,运动速度不断减小,最后受重力作用而沉降,粒径在微米级的宇宙尘因受空气流的影响而随风飘动。

在大气中样品的收集方法主要有 3 种:

1. 沉降板收集法 在薄板上涂上粘性物质,使其水平暴露于大气中;接受粒子沉降,薄板回收后再解胶回收样品。

2. 惯性冲击收集法 使涂有粘性物的收集面垂直于气流方向,利用粒子的惯性收集样品。

3. 空气过滤收集法 在过滤装置后方用气泵抽取空气。

大气层中宇宙尘样品的收集方式如表 8.1。

表 8.1 大气层中宇宙尘的收集方式

空间区域	收集方式	宇宙尘的特征
> 50km	探空火箭(停留时间短)	微冲击坑中的尘粒残留体 亚微米级的宇宙尘
20—50km	气球 (5—12 h 超压气球——数月)	N 及 M 型宇宙尘*
< 20km	飞机	N 及 M 型宇宙尘
地表	雨、雪, 屋顶、阳台等	M 型宇宙尘

* 肖小月、欧阳自远 (1984), N 型为进入大气层时未被加热熔融,保留尘粒的原始性质; M 型受到加热熔融,原始性质遭到破坏。

(二) 行星际空间宇宙尘的收集

1. 原地直接检测 将检测板暴露于太空接受高速宇宙尘的冲击,可测粒子质量范围为 10^{-6} — 10^{-18} g。在冲击过程中宇宙尘粒子部分熔融,部分气化,初始性质受到一定破坏。但根据粒子冲击形成的微坑,测量其深度/直径比,可以计算宇宙尘埃通量和大小分布、形状和物质密度。分析冲击微坑中的残余物,可了解粒子的成分。

当宇宙尘粒子具有宇宙速度 (1—70km/s), 碰撞冲击在金属箔上,产生小洞穴,则由经验公式可计算冲击粒子的有关参数:

$$T \text{ (坑的深度, cm)} = \frac{10}{\varepsilon^{0.06} \rho_T^{0.50}} m_{pr}^{0.40} (V_{pr} \cos \alpha)^{0.88} \rho_{pr}^{0.33} \quad (1)$$

式中

m_{pr} 为冲击物的质量 (g); ρ_{pr} 为冲击物密度 (g/cm^3);

V_{pr} 为冲击物速度 (km/s); ρ_T 为靶物质密度 (g/cm^3);

ε 为延性系数(%伸长率); α 为冲击物方向与靶位置的夹角。

由于使用探测器的不同,对宇宙尘粒子的探测灵敏度有很大差异。图 8.1 列举了在有关宇宙探测器和卫星使用冲击电离探测器和穿透检测器时的探测灵敏度。

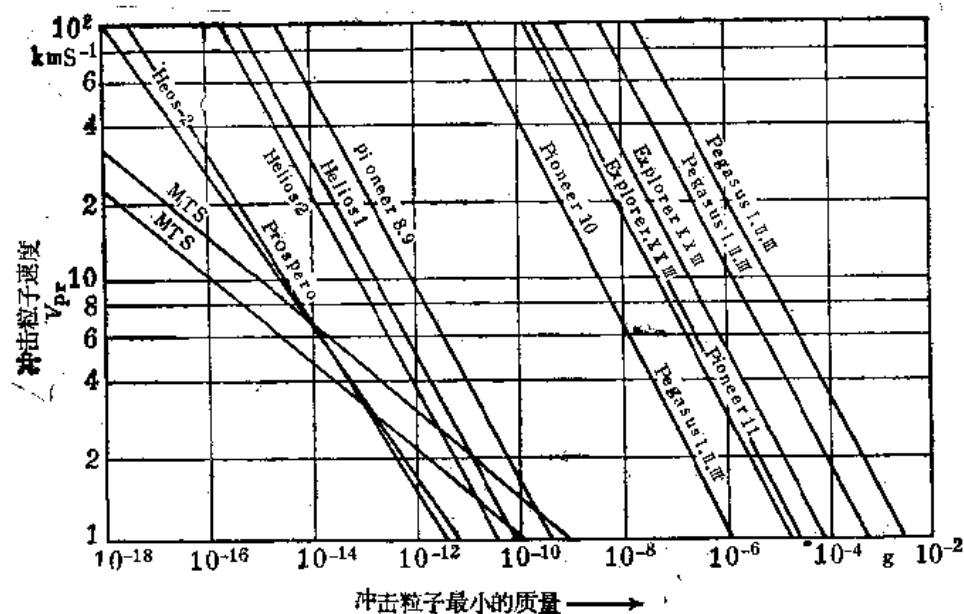


图 8.1 宇宙探测器或卫星载带的电离探测器和穿透检测器可测定冲击粒子的灵敏度
(Fechtig et al., 1978)

Pegasus, Explorer, Pioneer, MTS, Helios, Prospero, 和 Heos 为探测器名称

表 8.2 冲击粒子的速度为 20km/s 时探测冲击粒子的质量的灵敏度

宇宙探测器、卫星名称	检测器类型	$m_{\min}$ (g)	ρ_{pr} (g/cm ³)	探测器表面积 (m ²)
Explorer XVI (62 年 12 月)	25μm Cu-Be 箔	$8 \cdot 10^{-9}$	0.5	1
	50μm Cu-Be 箔	$3 \cdot 10^{-8}$	0.5	0.4
Explorer XXIII (64 年 11 月)	25μm 不锈钢箔	$8 \cdot 10^{-9}$	0.5	0.7
	50μm 不锈钢箔	$3 \cdot 10^{-8}$	0.5	1.4
Pegasus I, II, III (65 年 2, 5, 7 月)	38μm Al 箔	$1 \cdot 10^{-6}$	0.5	7.5
	230μm Al 箔	$2 \cdot 10^{-6}$	0.5	16
	410μm Al 箔	$1 \cdot 10^{-6}$	0.5	171
Pioneer 10 (72 年 3 月)	25μm 不锈钢箔	$8 \cdot 10^{-9}$	0.5	0.26
		$2 \cdot 10^{-9}$	3	
Pioneer 11 (73 年 4 月)	50μm 不锈钢箔	$3 \cdot 10^{-8}$	0.5	0.57
		$1 \cdot 10^{-8}$	3	
Pioneer 8 (67 年 12 月)	冲击等离子检测器	$2 \cdot 10^{-13}$	8	0.01
Pioneer 9 (68 年 11 月)	冲击等离子检测器	$2 \cdot 10^{-13}$	8	0.01
Prospero (71 年 12 月)	冲击等离子检测器	$7 \cdot 10^{-16}$	8	0.002
HEOS-2 (72 年 2 月)	冲击等离子检测器	$2 \cdot 10^{-16}$	8	0.01
MTS (72 年 8 月)	放电电 容 器 { (1μm) (0.4μm)	$2 \cdot 10^{-17}$	8	0.07
		$2 \cdot 10^{-18}$	8	0.07
Helios I (74 年 12 月)	冲击等离子体检测器	$3 \cdot 10^{-14}$	8	0.01
Helios 2 (76 年 1 月)	冲击等离子体检测器	$2 \cdot 10^{-14}$	8	0.01

当冲击粒子的速度为 $V_{pr} = 20\text{km/s}$ 时,表 8.2 列举了所能探测的最小粒子的质量。

2. 月球样品中微冲击坑的研究 月球表面的样品发育着亚 μm 级到 mm 级大小的微冲击坑。坑的累积数量与坑直径的关系可以明显地看出,分布曲线可分成三部分,直径小于 $2\mu\text{m}$ 的微坑,坑的数目 $N_{cr} \propto D_p^{-2}$ (坑的直径);由 $2-100\mu\text{m}$ 直径的微冲击坑, $N_{cr} \propto D_p^{-1}$, $D_p > 100\mu\text{m}$ 的微冲击坑 $N_{cr} \propto D_p^{-3.57}$ (图 8.2) (Ashworth, 1978; Fechtig et al., 1976)。

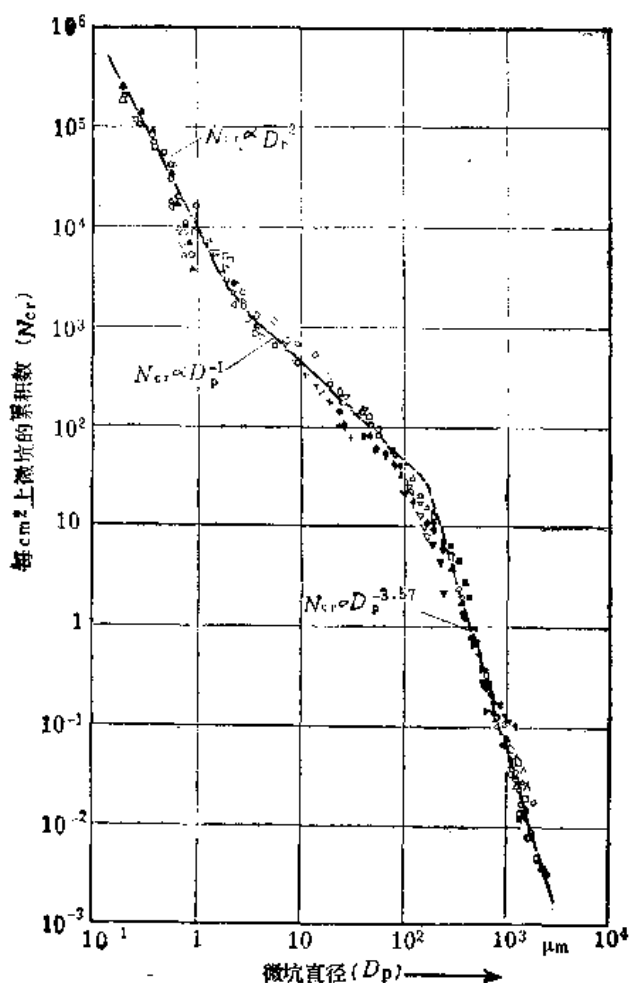


图 8.2 月球表面微冲击坑的累积数量与微坑直径的关系

(三) 宇宙尘的鉴别

所收到的尘埃物质由于受多种来源的污染,必须作认真的鉴别。污染的来源主要有以下几方面:

1. 太空实验污染 宇宙飞船及火箭等宇航装置产生的碎屑、尘粒可发生次级冲击作用。对冲击微坑中的残余物分析表明,其中的纯铝组分, Fe-Cr-Ni (不锈钢)组分和含 Zn 组分,可能是宇航污染物。

2. 大气层中的污染物 以美国 NASA 用 U-2 飞机在 20km 高度的高空所收集的

105 个尘粒为例,确证为宇宙尘的只有 38 颗(占 36%),主要的污染物有 3 种:① 氧化铝球粒,透明、近球形,几乎由纯氧化铝组成,可能是火箭固体燃料排出物;② 天然污染物,主要由火山喷发物及其他地球尘埃粒子;③ 人工污染物,主要有工业污染物、核爆炸尘粒、卫星发射排放物等人类活动所造成的污染物。

3. 地表实验过程的污染 地表的污染最为复杂,它具有上述各项污染,还有地表环境中固有的各种矿物颗粒及分选样品实验中带入的各种污染。

宇宙尘一般多为不规则的细粒集合体,多数地面收集的宇宙尘具有熔蚀特征,铁质宇宙尘具有强磁性,部分宇宙尘可见有壳层结构。宇宙尘一般含有亚稳相矿物 乌斯石(Wüstite—— Fe_{1-x}O) 及某些陨石矿物,如铁纹石、镍纹石、陨硫铁、褐钙硫石等。玻璃质、硅酸盐质和铁质宇宙尘,其成分与玻璃陨石、石陨石和铁陨石的成分相近。稀土元素配分模式或与陨石相似或 Ce, Eu, Tm, Yb 等异常。铁质宇宙尘的 Co/Fe, Ir/Fe, Au/Fe 比值与铁陨石的相应比值近似。宇宙尘中有可能检出 ^{10}Be , ^{26}Al , ^{55}Mn , ^{59}Co 和 ^{60}Ni 等宇宙成因核素。宇宙尘中往往富含太阳风注入的组分,如 ^4He , 含量可达 10^{-2} — $10^{-1}\text{cm}^3/\text{g}$, 比富气陨石值高,甚至接近月样中的 ^4He 含量。

三、行星际尘埃通量与质量分布

宇宙尘在 0.3—5A 范围内的通量,经 Helios 1 号和 Pioneer (先锋) 10, 11 号宇宙探测器的测定,列于表 8.3。

表 8.3 Helios 1 号和先锋 (P) 10, 11 号宇宙探测器
测定 0.3—5A 范围内宇宙尘埃通量
(Humes et al., 1974, 1975 资料综合)

探测范围 (A)	宇宙尘埃通量 [$\text{m}^{-2}\text{s}^{-1}$]			宇宙探测器
	$\Phi_{\min}$ (最小值)	Φ	$\Phi_{\max}$ (最大值)	
0.3...0.4	$2.2 \cdot 10^{-4}$	$3.0 \cdot 10^{-4}$	$3.8 \cdot 10^{-4}$	H-1
0.4...0.5	$6.5 \cdot 10^{-5}$	$1.3 \cdot 10^{-4}$	$1.9 \cdot 10^{-4}$	H-1
0.5...0.6	$6.1 \cdot 10^{-5}$	$1.2 \cdot 10^{-4}$	$1.8 \cdot 10^{-4}$	H-1
0.6...0.7	$1.6 \cdot 10^{-5}$	$5.5 \cdot 10^{-5}$	$9.4 \cdot 10^{-5}$	H-1
0.7...0.8	$1.6 \cdot 10^{-5}$	$5.6 \cdot 10^{-5}$	$9.5 \cdot 10^{-5}$	H-1
0.8...0.9	0	$1.7 \cdot 10^{-5}$	$3.4 \cdot 10^{-5}$	H-1
0.9...1.0	$9.8 \cdot 10^{-6}$	$2.3 \cdot 10^{-5}$	$3.7 \cdot 10^{-5}$	H-1
1.0...1.2	$1.2 \cdot 10^{-5}$	$1.6 \cdot 10^{-5}$	$2.0 \cdot 10^{-5}$	P-10
1.4...1.6	$1.0 \cdot 10^{-5}$	$1.7 \cdot 10^{-5}$	$2.4 \cdot 10^{-5}$	P-10
1.6...2.6	$4.3 \cdot 10^{-6}$	$5.9 \cdot 10^{-6}$	$7.5 \cdot 10^{-6}$	P-10
2.6...3.6	$3.3 \cdot 10^{-6}$	$4.9 \cdot 10^{-6}$	$6.5 \cdot 10^{-6}$	P-10
3.6...5.0	$2.1 \cdot 10^{-6}$	$2.9 \cdot 10^{-6}$	$3.7 \cdot 10^{-6}$	P-10
1.0...1.2	$4.9 \cdot 10^{-6}$	$7.9 \cdot 10^{-6}$	$1.1 \cdot 10^{-5}$	P-11
2.3...3.6	$9.5 \cdot 10^{-7}$	$1.6 \cdot 10^{-6}$	$2.3 \cdot 10^{-6}$	P-11
3.6...5.0	$8.7 \cdot 10^{-7}$	$1.4 \cdot 10^{-6}$	$1.9 \cdot 10^{-6}$	P-11

$\Phi_{\min}$, $\Phi_{\max}$ 和 Φ (通量) 测定值的误差为 1σ 。

关于在距太阳 1A 附近宇宙尘埃通量的探测,多种宇宙飞船、人造卫星进行过较系统

的测量,加上由月表岩石中微冲击坑计算的通量,甚至通过气球取样和火箭穿透测定等一系列工作, Fechtig (1973) 对已有的资料进行综合整理,宇宙尘埃通量与粒径或质量的关系如图 8.3。宇宙尘埃通量与粒子的尺寸和质量反相关。

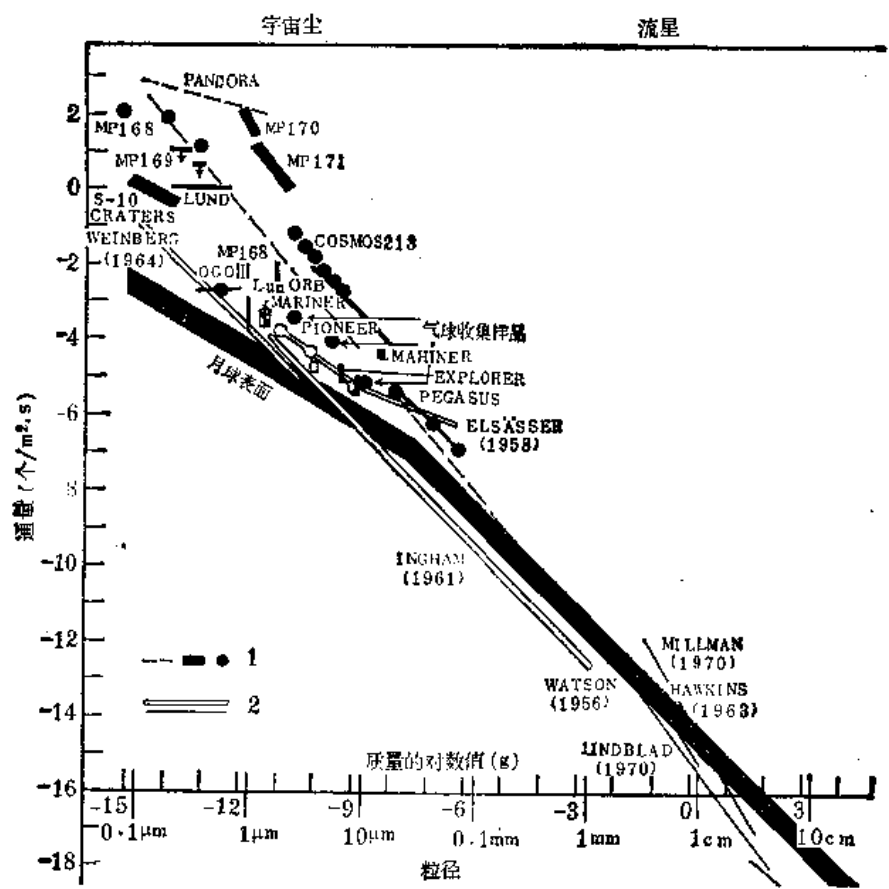


图 8.3 1A 附近宇宙尘埃粒子的累积通量与粒径(质量)的函数关系 (Fechtig et al., 1976, 1981)

1 为各种宇宙探测器、卫星及气球取样测定的结果;
2 为各有关作者提出的通量与质量的关系

关于月表宇宙尘埃通量曾根据微冲击坑的累积数而进行换算 (图 8.4)。根据用玻璃和铁作为轰击粒子并以 4.5—11km/s 的宇宙速度轰击所产生的微冲击坑的 D (直径)/ T (深度) 比 (图 8.4a), 间接证明月表岩石中微冲击坑的 D/T 比与实验结果相近似, 即轰击月表的宇宙尘主要为铁质和石质的 (图 8.4b)。

关于近地空间宇宙尘埃通量的测定,经英国的 Prospero 卫星,地球资源卫星在距地面 250 000km 以内的高度测定,发现有 3 种类型的宇宙尘 (Fechtig et al., 1981)。

表 8.4 大气层内尘埃通量的测定值

区 域	通量(粒子数/ $\text{m}^2 \cdot \text{s}$)	粒 径 (μ)
中 层	$10^2 - 10^3$	< 1
平流层 (35km)	2×10^{-2}	> 3
平流层 (25km)	3×10^{-3}	≥ 10
地 面	$2.8 \times 10^{-2} - 2.1 \times 10^{-1}$	≥ 10

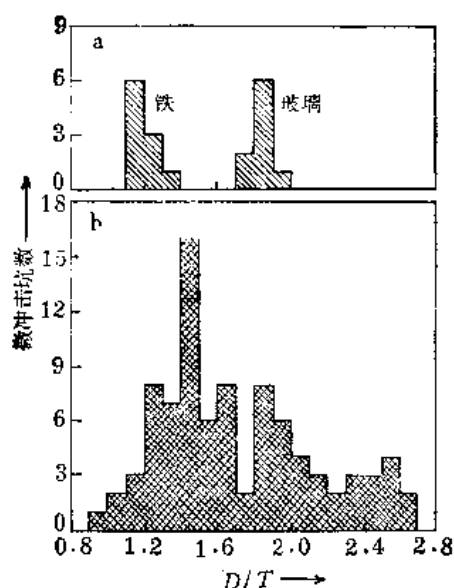


图 8.4 (a) 用铁、玻璃微粒(速度为 4.5—11km/s) 冲击产生微冲击坑的 D/T 比和坑的数目; (b) 月球样品中的微冲击坑

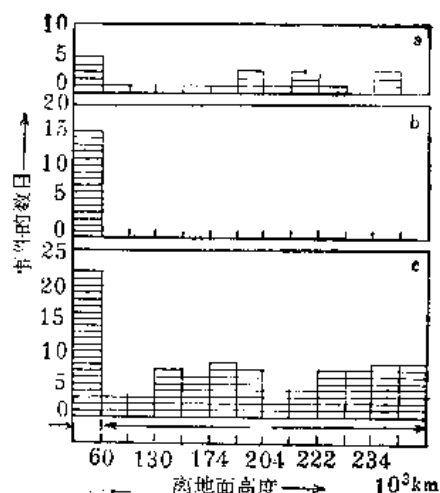


图 8.5 近地空间随机尘埃 (c)、密集出现的尘埃 (b) 及成组出现的尘埃 (a) 随高度的分布

组出现的尘埃 (图 8.5a), 即在一定的高度通量值增高, 可能是陨星冲击月表而产生的尘埃物质;

② 密集出现的尘埃, 约在 10 个地球半径处大量涌现(图 8.5b); ③ 随机分布的尘埃, 通量值较大 (图 8.5c)。

关于大气层内尘埃通量的测定, 综合列于表 8.4。

表 8.4 的数据说明宇宙尘在平流层中的通量值与 1AU 处较接近, 而地面通量较上述通量值高两个量级, 可能是由于陨石通过大气层时低空烧蚀、消融的物质较多以及地球的众多污染。中层亚微米级粒子的高通量值可能是局部异常。

值得注意的是, 宇宙尘在大气层中通量的增大与流星及流星雨的活动正相关, 而观测的资料说明流星出现的频度

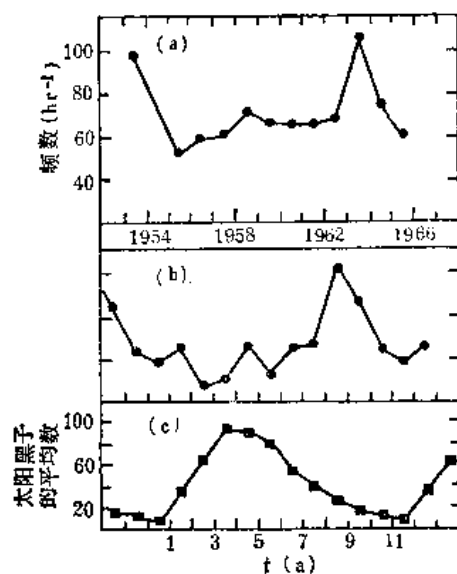


图 8.6 a. 雷达观测到的流星; b. 肉眼可见的流星; c. 太阳黑子的平均数目

与太阳活动的强度呈反相关 (图 8.6)。

四、宇宙尘的矿物与化学成分

根据地面、平流层和微冲击坑中所收集的宇宙尘, 一般可以划分为 ① 球粒陨石型 (石质)宇宙尘; ② 铁质宇宙尘; ③ 玻璃质宇宙尘等 (表 8.5)。地面收集的宇宙尘多属

M型,即经过大气消融过程的产物,平流层收集的宇宙尘大多为N型,而微冲击坑中的宇宙尘为N + M型。下面我们根据收集尘埃样品的场所来讨论它们的矿物与化学成分。

表 8.5 宇宙尘的类型

地 面 取 样	微冲击坑取样	平 流 层 取 样
1.硅酸盐质宇宙尘(M) 具有近似于球粒陨石的元素丰度	石质宇宙尘(N + M)	球粒陨石型宇宙尘——具有球粒陨石的元素丰度(N) (1) 细粒集合体,松散多孔,有些粒子含C和S > 4%(N) (2) 球陨石消蚀粒子,一般不含硫(M) 铁铁硅酸盐宇宙尘——主要由橄榄石、辉石组成(M + N)
2.黑色磁性宇宙尘(铁质宇宙尘)(M) 主要由磁铁矿、方铁矿、铁纹石、镍纹石及陨硫铁组成,具强磁性	铁质宇宙尘(N + M)	铁-硫-镍型宇宙尘,近于陨硫铁组成,各种形态(M + N)
3.玻璃质宇宙尘(M) 具有与玻璃陨石相近的元素丰度,玻璃光泽		
4.其他(?)	多孔型或冰晶型宇宙尘(N)	

M 为通过大气层时受到加热,消融,或因冲击碰撞而加热,使原始组成遭受破坏;N 为通过大气层时未受到加热,消融,或因冲击碰撞而残留,原始组成基本未受破坏。

(一) 深海沉积物中的宇宙尘

深海沉积物中堆积着大量的铁质磁性尘粒、硅酸盐和玻璃质尘粒,一般呈球形,粒径40—200 μ 。

1. 铁质磁性尘粒的成分特征 主要由磁铁矿、乌斯石(Wüstite)、铁纹石、镍纹石和陨硫铁组成。

铁质磁性尘粒中的Co/Fe, Ir/Fe 和 Au/Fe比分别为 $(0.01-50) \times 10^{-3}$, $(0.003-30) \times 10^{-6}$ 和 $(0.001-30) \times 10^{-6}$, 主要分布在 $(1-10) \times 10^{-3}$, $(1-30) \times 10^{-6}$ 和 $(0.1-10) \times 10^{-6}$ 区间,与铁陨石中相应的元素比 $(4-10) \times 10^{-3}$, $(0.01-80) \times 10^{-6}$ 和 $(0.3-3) \times 10^{-6}$ 大致相符。

不同形态的铁质磁性尘粒,其元素含量也有一定差异(表 8.6),葫芦形尘粒的Co/Fe

表 8.6 不同形态黑色磁性尘粒的元素比
(Yamakoshi et al., 1981)

尘 粒 形 状		重量 (μg)	(Ni/Fe)×10 ⁻³	(Co/Fe)×10 ⁻³	(Ir/Fe)×10 ⁻⁶	(Au/Fe)×10 ⁻⁶
葫芦形	No.15	369.2	0.0008	0.77	0.030	0.003
	No.17	543.3	0.0007	3.06	0.15	0.29
	No.22	123.4	—	0.10	0.023	0.07
液滴形	No.13	827.6	—	0.002	0.002	0.0003
	No.27	78.7	0.0014	0.044	0.007	0.019
烧瓶形	No.7(a)	457.2	0.33	0.30	5.11	0.005
	No.19(b)	310.0	0.032	0.043	0.02	0.028

和 Au/Fe 比较高,而 Ni/Fe 比较低;液滴尘粒 Co/Fe, Ir/Fe 和 Au/Fe 比都较低;烧瓶形尘粒 Ni/Fe 和 Ir/Fe 比较高。

某些铁质磁性球粒的核心具有高含量的 Ni 和 Co 值 (表 8.7), 而 Yamakoshi et al

表 8.7 铁质磁性球粒中不同相的元素比

样 品 号	元 素 比	边 缘	NiFe ₂ O ₄ 相	Ni-Fe 相	磁铁矿相
S-K#1	(Ni/Fe) × 10 ⁻²	3.00	49.3	335.8	2.0
	(Co/Fe) × 10 ⁻³	4.21	9.27	55.1	3.52
S-K#6	(Ni/Fe) × 10 ⁻²	1.59	41.9		1.58
	(Co/Fe) × 10 ⁻³	4.43	12.1		5.44

(1981) 对铁质磁性球粒的外壳和内核的分析,得出内核中 Ir, Co, Ni, Au 与 Fe 的比值均比外壳高,而易挥发的 As, Sb 和 Fe 的比值外壳高;各元素的比值均比铁陨石低,这与物质来源和大气消融过程有关 (表 8.8)

表 8.8 海底沉积物中铁质磁性尘粒的内核与外壳的元素比

样 品	(Ni/Fe) × 10 ⁻²	(Co/Fe) × 10 ⁻³	(Ir/Fe) × 10 ⁻⁵	(Au/Fe) × 10 ⁻⁵	(Cu/Fe) × 10 ⁻⁵	(W/Fe) × 10 ⁻⁵	(As/Fe) × 10 ⁻⁴	(Sb/Fe) × 10 ⁻⁵	(Ga/Fe) × 10 ⁻⁵
Canyon Diablo 铁陨石	7.84	5.31	2.27	2.27	162.5	1.57	13.4	0.379	82.4
铁质磁性尘粒核 (1)	0.0309	0.24	0.069	0.29	6.5	0.027	0.97	0.17	0.12
铁质磁性尘粒核 (2)	0.12	1.9	13.9	0.28	13.2	0.031	0.034	0.005	0.69
铁质磁性尘粒的熔壳 (2)	0.0048	0.0021	0.17	0.006	—	—	0.089	0.067	—

将海底、雨水和河流泥沙中铁质磁性尘粒的元素比值进行比较,海底沉积物中尘粒的 Ni/Cu, Ni/Co, Cu/Co 和 Ni/Fe 比均在铁陨石的比值范围内,除 Ni/Cu 比外,也与平均陨石的比值相近。因此,可以认为海底沉积物中铁质磁性尘粒是铁陨石通过大气层时消融的产物。雨水和河流泥沙中铁质磁性尘粒的元素比与铁陨石和平均陨石成分相差极大,难以确定是宇宙成因或陨石消融产物 (表 8.9)。

表 8.9 海底沉积物、雨水及河流泥沙中铁质磁性尘粒的元素比

样 品	Ni/Cu	Ni/Co	Cu/Co	Ni/Fe
海底沉积物中铁质磁性尘粒	~1 400	17	0.012	~0.08
海底沉积物中铁质磁性尘粒	~1 000	13	0.012	~0.13
雨水中铁质磁性尘粒 ^(a) ^(b)	>2	—	—	~0.003
	~2	—	—	~0.001
河流泥沙中铁质磁性尘粒	0.55	3.6	6.6	0.001
铁 陨 石	210—1 650	7.3—43.4	0.013—0.069	0.06—0.17
平均陨石组分	92	13.1	0.14	0.054

Yamakoshi et al. (1981) 综合了深海沉积物中铁质磁性尘粒的 Ir/Ni, Co/Ni 和 Ir/Co 比与铁陨石的相关关系,证明深海沉积物中铁质磁性尘粒的上述元素比值均在铁陨石的比值范围内,看来尘粒主要来自铁陨石的消融产物。

2. 硅酸盐质尘粒的成分特征 深海沉积物中硅酸盐尘粒有以下几种类型: 含挥发分

较高、松散和多孔的多矿物集合体；由橄榄石、辉石、陨硫铁等矿物组成的密度较大的石质尘粒，以及由单矿物组成的尘粒；玻璃质硅酸盐尘粒，部分较大的尘粒与玻璃陨石成分相近似，属微玻璃陨石。

根据 64 个任取的未被海水浸蚀的石质尘粒的分析结果表明（图 8.7），石质尘粒可能有两种来源：据一部分尘粒的 Mn/Si 、 Ti/Si 、 Al/Si 和 Ca/Si 比，很接近碳质球粒陨石，而另一部分尘粒的元素比接近普通球粒陨石。

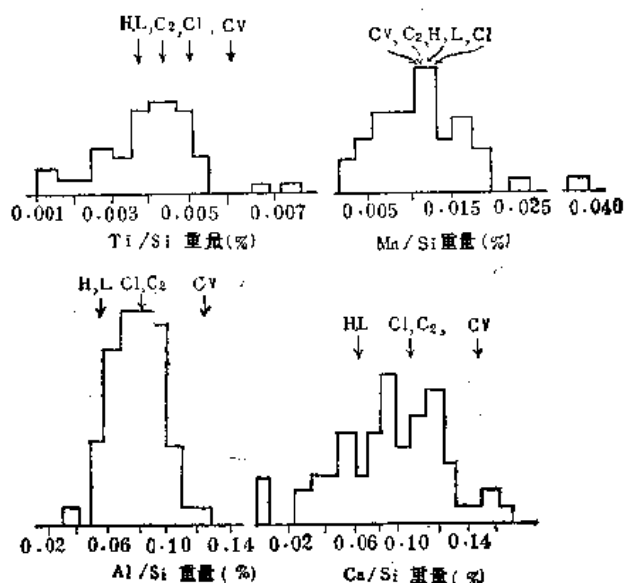


图 8.7 深海沉积物中 64 个任意取的内部未浸蚀的石质尘粒的元素丰度比，直方图与各类球粒陨石作了对比

（二）南极冰中的固体尘粒

对南极冰中的尘粒进行收集和分析的结果表明：粒径分布为 $10-30\mu$ 。尘粒有 2 种类型，即①硅酸盐尘粒，主要由 Fe 、 Mg 、 Ca 的硅酸盐及少量 $Fe-Ni$ 合金与陨硫铁组成；其中 Mg/Si 、 Ca/Si 、 Cr/Si 、 Fe/Si 和 Ni/Si 比分别为 0.1, 0.12, 0.44, 1.48 和 0.02，接近球粒陨石的成分；②铁质尘粒，主要为 $Fe-Ni$ 合金，少量陨硫铁和硅酸盐组成， S/Si 、 Fe/Si 和 Ni/Si 比分别为 0.61, 4.88 和 0.16，组成以铁陨石为主。

（三）大气层中宇宙尘的成分特征

平流层所收集的固体尘埃，只有一部分可确认是宇宙尘。美国国家宇航局（NASA）于 1974—1976 年间用 U-2 飞机收集平流层的尘埃，粒径为 $2-60\mu$ ，其中含有多污染物质。主要有 AOS 球粒——以 Al_2O_3 为主的人工污染物；TCA 尘粒——含 Fe 、 Al 、 Ca 、 Cu 等元素的人工污染物；TCN 尘粒——含较高的 Si 、 Al 、 Fe 、 Ca 等元素的地球天然物质的污染。在确认为宇宙尘的尘粒中可分成：球粒陨石型、铁硫镍型和镁铁硅酸盐型尘粒。

在平流层中收集的粒径为 10μ 左右的粒子多半保留有原始流星体的结构和成分,形状不规则,为多矿物集合体。主要矿物为镁橄榄石、顽火辉石、斜方辉石、铁镍金属、陨硫铁组成,甚至含碳化硅和石英等矿物。约有 40% 的尘粒是固态的单矿物颗粒。部分宇宙尘常有松散多孔状结构,有的尘粒还含有含水层状硅酸盐矿物,含碳 2.2—15%,与碳质球粒陨石相接近。Rajan et al. (1977) 测定了球粒陨石型宇宙尘中的 ^4He , 高含量的 ^4He 可能是太阳风注入到行星际尘埃上的结果。平流层的硅酸盐质宇宙尘可分别属于普通球粒陨石和碳质球粒陨石两种来源,也可能是这两种陨石的最原始的物质。

平流层的铁质磁性尘粒,其成分相似于铁陨石。Carr (1970) 在 Allende 和 Revelstoke 陨石降落后,对估计的轨道区域进行了空气过滤收集尘埃粒子,结果发现了大量铁质磁性尘粒和高 $\text{Ni}(>10\%)$ 的粒子。陨石通过大气层的消融可能形成多种类型的尘埃粒子。

(四) 地球外所收集尘粒的化学成分

月岩中的球形尘粒,一般为 $10\text{--}40\mu$, 可分为 Fe-Ni 型、Fe 型和硅酸盐型。月岩中玻璃质硅酸盐球粒和铁质磁性球粒的化学成分列于表 8.10 和表 8.11。

表 8.10 月岩中玻璃质硅酸盐球粒的成分(重量%)

元 素	无 色	绿 色	褐 色	黑 色
SiO_2	44.5	44.6	41.2	37.3
TiO_2	0.50	1.84	5.80	10.3
Al_2O_3	27.0	21.5	15.0	5.02
Cr_2O_3	0.11	0.21	0.35	0.71
FeO	3.7	8.0	15.1	24.5
MgO	7.0	8.5	8.5	13.2
CaO	14.8	13.6	12.7	7.5
Na_2O	0.22	0.52	0.31	0.50
K_2O	0.04	0.41	0.10	0.05
P_2O_5	0.03	0.12	0.04	0.05

表 8.11 月球岩石中铁质磁性球粒的化学成分

颜 色	粒径 (μ)	Fe (%)	Ni (%)	Co (%)	Mn (%)	SiO_2 (%)	矿物*
黑 色	~ 20	85	10	+	—	—	铁纹石 镍纹石
黑 色	~ 20	95	2	—	+	—	铁纹石 镍纹石
黑-灰色	~ 100	90	5	+	—	—	未 定
黑 色	~ 80	95	—	—	—	—	未 定
黑-灰色	~ 30	95	—	—	—	—	金属铁

— 为未检出; + 为检出极微; * 月岩中铁质磁性球粒不含乌斯石 (Wüstite)。

Brownlee et al. (1974) 对天空实验室-IV 上检测到的两个直径为 110μ 的微冲击坑中的残留物作了分析,成分与碳质球粒陨石极相似。

五、行星际尘埃的痕量元素、同位素组成与宇宙成因核素

(一) 痕量元素

近年来对宇宙尘中痕量元素的测定取得了较快的进展,痕量元素的某些判据已成为鉴别是否是宇宙尘的重要标志。

图 8.8 列举了 4 个深海沉积物中尘粒的稀土模式,尘粒 16, 56 和 A 的稀土分布模式与大洋沉积物相似,且 Eu/Eu^* (内坪值) = 0.7, 与大洋沉积物的相对异常值 0.69 一致,因此这三颗尘粒为地球成因。

玻璃球 G 的 Na, Fe 含量很低, Mg 含量较高,与球粒陨石相比, Al, Ca 和 REE (除 Ce 外) 都富集达 4—5 倍,亲铁元素大量丢失,难熔元素 V 丢失 8/9。REE 和 Sc 的富集,支持 G 的陨石成因观点。关于亲铁元素(包括 Ir 和 Au)和 V 的丢失,可从陨石的高温加热实验得到解释。Nagasawa et al. (1980) 认为, G 是陨石通过大气层时产生的熔融硅酸盐液滴。尘粒具有与陨石相似的 REE 配分模式,比较易于解释为球粒陨石的成因,而当 Ce, Eu, Tm 和 Yb 的异常稀土配分,表明尘粒可能是超新星里的高温凝聚产物,或是尘粒的母体经大气加热而消融的产物。若尘粒具有不规则的稀土配分模式,而具有太阳系的天体化学过程不可能产生的不规则配分模式,则尘粒有可能来自太阳系外。

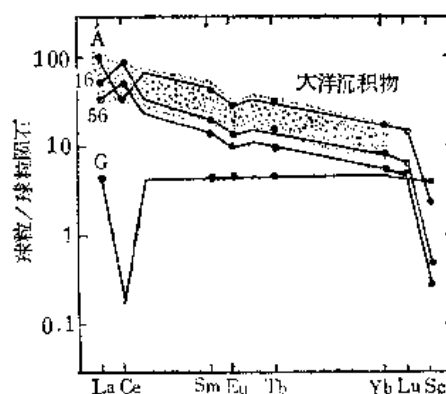


图 8.8 大洋沉积物中硅酸盐质尘粒的 REE 和 Sc 的丰度相对于平均球粒陨石的比值

A 为 565 μ g 的不规则球粒; 16, 583 μ g 的棕白色球粒; 56, 419 μ g 的椭圆球粒; G 为 722 μ g 的无色透明玻璃球

(二) 同位素组成

由于宇宙尘颗粒的粒径很小,单个颗粒的同位素组成研究刚开展不久。1979 年开始利用改进的离子探针技术分析平流层宇宙尘的 Mg 同位素组成。改进的离子探针技术可测定 $d < 20\mu$ (含 Mg 约 10^{-3} g) 的粒子,精度达 2‰。行星际空间尘埃 (IDP) 的测定结果如图 8.9。若以地球物质为标准, IDP 球状尘粒有较大的位移, $^{25}\text{Mg}/^{24}\text{Mg}$ 可达 $11.3 \pm 0.9\text{‰}$ 。其他 IDP 尘粒落在正常区 $\pm 3.5\text{‰}$, $^{26}\text{Mg}/^{24}\text{Mg}$ 为 $\pm 7\text{‰}$ 。镁铁硅酸盐型 IDP 的 $\Delta^{25}\text{Mg}/^{24}\text{Mg}$ 为 $\pm 2\text{‰}$, $\delta^{26}\text{Mg}$ 落在 ± 2 范围内。球粒陨石型集合体的 IDP 其 $\Delta^{25}\text{Mg}/^{24}\text{Mg}$ 落在正常区而 $\delta^{26}\text{Mg}$ 落在 3.2—4 之间。图 8.9 的结果表明 IDP 球粒与陨石物质不同,可能是彗星尘粒样品。

IDP 的 Ca 同位素组成为: $^{40}\text{Ca}/^{44}\text{Ca} = 46.0\text{—}46.7$; $^{42}\text{Ca}/^{44}\text{Ca} = 0.3098\text{—}0.3160$, 与地球的 Ca 同位素组成相近似。

Shimamura et al. (1979) 发现深海沉积物中的铁质磁性球粒的 K 同位素异常,其

$^{40}\text{K}/^{41}\text{K}$ 比值比地球物质高 40—70%，这是由于宇宙线与铁产生反应形成的宇宙成因 ^{40}K 迭加在原有的 ^{40}K 中,改变了 K 同位素组成。

Nogami et al. (1980) 测定了深海铁质磁性球粒的 Ir 同位素组成, 结果为 $0.87 < [(^{191}\text{Ir}/^{193}\text{Ir})_{\text{球粒}} / (^{191}\text{Ir}/^{193}\text{Ir})_{\text{陨石}}] < 1.13$, 与陨石值相近。

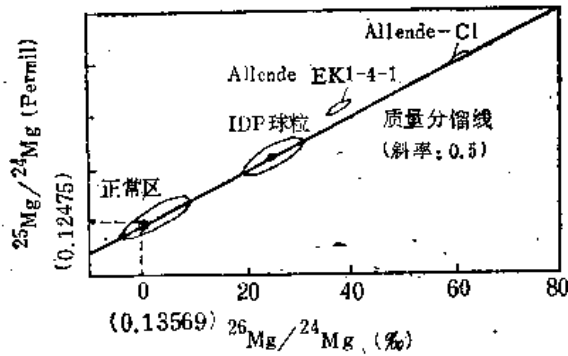


图 8.9 Allende 包体、IDP 和地球物质的 Mg 同位素组成

IDP 为行星际尘埃;正常区、地球物质 Mg 同位素组成区;
CI 和 EK1-4-1 为 Allende 陨石包体

(三) 宇宙成因核素

测定宇宙尘的宇宙成因核素在技术上存在较多困难,一是颗粒细小、样品量少;二是宇宙成因核素的产率极低。近年来采用化学分离浓缩,中子活化和低本底测量 ^{55}Mn ($T_{1/2} = 13.7 \times 10^6 \text{a}$), 化学分离浓缩后用质谱仪或加速器质谱系统测定宇宙尘中的 ^{59}Ni ($T_{1/2} = 7.4 \times 10^4 \text{a}$), ^{10}Be ($T_{1/2} = 1.6 \times 10^6 \text{a}$), ^{36}Cl ($T_{1/2} = 3.08 \times 10^5 \text{a}$), ^{26}Al ($T_{1/2} = 7.4 \times 10^5 \text{a}$), ^{56}Co ($T_{1/2} = 77.3 \text{d}$) 和 ^{54}Mn ($T_{1/2} = 312.5 \text{d}$) 等核素,获得了一些初步结果。一方面宇宙成因核素是判断尘埃物质的宇宙起源或地球起源的重要判据;另一方面也是计算尘埃物质暴露在行星际空间受到宇宙线辐照时间——宇宙暴露年龄的依据。

对深海沉积物中的宇宙尘测定其 ^{59}Ni 和 ^{55}Mn , 获得所测定的尘埃在行星际空间的平均暴露年龄约为 $3.2 \times 10^5 \text{a}$ 。深海沉积物中的铁质磁性球粒的 $^{40}\text{K}/^{41}\text{K}$, 计算宇宙成因的 ^{40}K 量,从而计算出暴露年龄 (表 8.12)。

表 8.12 深海沉积物中的铁质磁性尘粒的 K 同位素与暴露年龄

样 品	重 量 (μg)	直 径 (μ)	K 含量 (ppm)	K 同位素比		宇成 ^{40}K (原子/t)	暴露年龄 (10^5a)
				$^{39}\text{K}/^{41}\text{K}$	$^{40}\text{K}/^{41}\text{K}$		
吉林陨石金属颗粒	326.6		1.22 ± 0.47	13.86 ± 0.21	$(1.91 \pm 0.09) \times 10^{-3}$	$(20 \pm 15) \times 10^{10}$	10 ± 8
铁质磁性尘粒 G-g	109.4	360	0.49 ± 0.04	13.86 ± 0.34	$(2.58 \pm 0.46) \times 10^{-3}$	$(41 \pm 28) \times 10^{10}$	21 ± 15
铁质磁性粒 H80-8	69.9	340	0.331 ± 0.011	13.86 ± 0.31	$(1.97 \pm 0.19) \times 10^{-3}$	$(7.3 \pm 5.3) \times 10^{10}$	3.7 ± 2.9
试剂				13.86 ± 0.14	$(1.72 \pm 0.10) \times 10^{-3}$		

看来深海沉积物中的宇宙尘其暴露年龄约在 10^5 — 10^7 a 之间。

六、模拟实验研究

为了进一步了解宇宙尘的形成过程,主要开展了以下两方面的模拟实验研究:模拟陨石通过大气层时由于消融作用引起化学元素丢失和相对富集的规律;模拟微粒高速撞击物体时产生熔融、微冲击坑、冲击溅射、闪光和电离的过程。

(一) 消融过程的模拟实验

1. 铁陨石的高温加热模拟实验 若由铁陨石成分组成的流星体,通过地球大气层而陨落,模拟在流星发光高度,高层大气压为 10^{-5} — 4×10^{-3} bar 的环境下,铁陨石受到加热,一些挥发性元素被蒸发,另一些难熔元素被浓缩。加热后对不同残存质量比的残余物作中子活化分析发现,一些元素及元素比值产生了变化。实验表明:在流星体陨落过程中,由于受到强烈加热,其中 Ni/Fe, Ir/Fe, Co/Fe 比随加热蒸发的过程而增大;而 As/Fe 和 Au/Fe 比则减小。表 8.13 说明海底的铁质磁性尘粒是来自铁陨石成分的母体,经大气层而加热、消融并溅射而形成。

表 8.13 铁陨石与铁质磁性尘粒的成分比较

样 品 \ 元素比	Ni/Fe	Co/Fe	Ir/Fe	As/Fe	Au/Fe
铁陨石	7.84×10^{-2}	5.31×10^{-3}	2.27×10^{-6}	13.4×10^{-4}	2.27×10^{-6}
铁质磁性尘粒	13.6×10^{-2}	10.9×10^{-3}	3.86×10^{-6}	11.2×10^{-4}	2.24×10^{-6}

2. 球粒陨石的高温加热模拟实验 Allende 陨石进行高温加热实验,发现加热后的残余物中有一些元素被蒸发而丢失,另一些元素被浓缩(图 8.10, 图 8.11)。

表 8.14 Allende 陨石的高温加热实验条件与分析方法

加 热 方 法	加 热 条 件	样 品	分析残余物的方法
碳弧电极	碳电极 200V, 8A, $\sim 2000^\circ\text{C}$ 1—20min, 气压 1bar	Allende 100mg	中子活化 电子探针
电阻加热	铂细长片 <10V, 1300—2000 $^\circ\text{C}$, 70—9s, $\sim 10^{-2}$ bar	Allende 5mg	中子活化

碳弧加热的实验结果表明(图 8.10): Fe 及亲铁元素 Ni, Co, Ir 以及 Au 的含量因强烈蒸发而平行递减, Mn, Cr 也显示了强烈的丢失。Mg, Si 具有相当不同的蒸发行为, Si 的丢失先于 Mg, 随后 Mg 强烈地丢失。Al, Ca, Ti, Sc, La 和 Sm 都逐步富集浓缩于残余物中, Ca 在最后阶段有所丢失。电阻加热的实验表明(图 8.11): Allende 陨石残余物的化学成分, 随着温度的增高, Na, Ni, Ir 和 Au 在 1800°C 前丢失; 而 Fe, Cr, Co 在 2000°C 时也均有所丢失, REE 和 Sc 却随温度增高而被浓缩。实

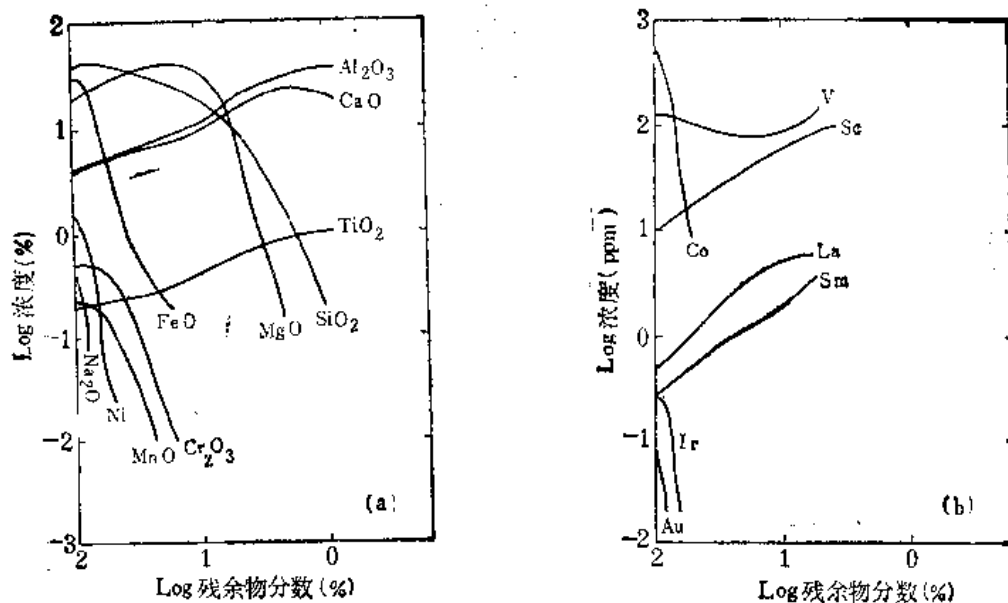


图 8.10 Allende 陨石经碳弧电极加热到 2000°C 后残余物的化学成分的变化
(a) 主要元素和微量元素; (b) 痕量元素

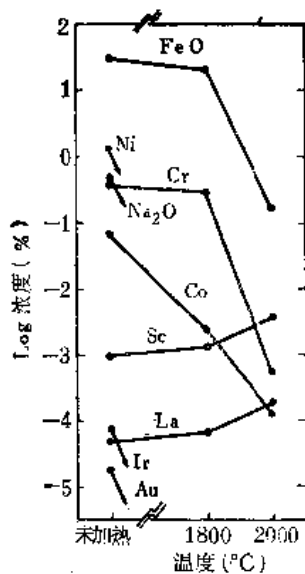


图 8.11 经电阻加热后, Allende 陨石残余物的化学成分变化

验结果对解释深海玻璃球 G 的成因提供了证据。

(二) 冲击模拟实验

利用尘粒加速器再现尘粒的冲击效应,并推算尘粒的各种参数。

通过将月岩中的冲击微坑的深度/直径比与实验室玻璃上的冲击微坑深度/直径比相比较,发现冲击微坑的深度/直径比落入 0.94, 0.50 和 0.33 三个值的范围,并导出:这三种微坑分别是密度为 7.9g/cm^3 的铁质尘粒、 2.7g/cm^3 的石质尘粒和 1.2g/cm^3 的多孔状尘

粒或冰晶冲击所形成。通过实验得出冲击微坑的直径与冲击尘粒质量的关系式为:

$$D = CV_i^{\lambda} m^{\lambda} \quad (2)$$

式中

D 为冲击微坑的直径; V_i 为冲击尘粒的速度;

m 为冲击尘粒的质量; C, λ 为各实验决定的常数

Gault et al. (1968) 用 6.25km/s 的铝粒冲击玄武岩靶, 结果有将近 370 倍于冲击粒子质量的碎屑从冲击坑中溅射出来, 有的溅射物的速度 3 倍于原粒子的冲击速度。冲击过程不仅使冲击粒子和靶物质产生熔融、气化和蒸发, 靶物质的溅射等过程, 同时还产生冲击闪光和冲击电离等过程。

七、我国海洋沉积物中宇宙尘的成分

近年来, 彭汉昌等 (1981)、庄世杰等 (1983) 等先后对我国沿海大陆架和深海沉积物中的宇宙尘作了粒度、表面形态、内部结构、矿物成分和化学成分的研究。肖小月等 (1984) 对我国海洋沉积物中的宇宙尘粒子作了系统的研究。叶连俊等 (1964) 在 10×10^8 a 前的长城石英岩中发现有铁质磁性球粒, 经鉴定属类似铁陨石成分的宇宙尘。根据目前收集的宇宙尘样品, 大致可分为三类, 主要特征和成分列于表 8.15。

表 8.15 我国海洋沉积物中三种类型宇宙尘的特征

类型	颜色和光泽	形态	大小 (μ)	化 学 成 分 (%)										矿物成分
铁质磁性 尘粒	黑或黑褐色、金属光泽	球状、滴状及其他	15—1500	Fe 71.19* 61.37 93.67					Ni 0.30 37.80					磁铁矿、 陨硫石、 陨铁等
硅酸盐 质尘粒	褐色、深绿色、半透明	球状、滴状及其他 (个别含富 Fe-Ni 的核)	10—1500	MgO 26—27.1	SiO ₂ 35—47.5	FeO 34	Al ₂ O ₃ 2.3—2.6	CaO 2.1—2.2	TiO ₂ 0.09—0.14	MnO 0.1—0.18	Ni 0.70			
				**22—25	36.8—40.9	7.5—16 Fe° 20—28	2—2.5	1.7—2.2						
玻璃质 硅酸盐 尘粒	浅色、浅黄色、玻璃光泽、透明 N = 1.533	球状	20—250	SiO ₂ 66—68	Al ₂ O ₃ 15—17	FeO 5—6.5	MgO 2.5—3	CaO 2.5—2.7	K ₂ O 2.2—3	TiO ₂ 0.9	MnO 0.1			
				*** 62.2—79.51	9.36—17.1	3.11—6.88	1.35—6.06	1.48—5.93	1.25—2.62	0.03—0.93	—			
				**** 71.52—77.87	10.90—14.01	3.65—4.95	1.59—2.0	1.45—2.32	1.29—2.6	0.03—0.93	—			

* 矿物成分为磁铁矿; ** 普通球粒陨石的平均化学成分; *** 澳大利亚玻璃陨石的成分分布范围; **** 中国玻璃陨石的成分分布范围。

由表 8.15 可以看出, 铁质磁性尘粒的结构和组成表明是铁陨石消融的溅射物; 硅酸盐质尘粒与普通球粒陨石的成分很接近; 玻璃质硅酸盐尘粒与澳大利亚群玻璃陨石的成分较接近, 与中国玻璃陨石化学成分的平均值有差异。

第九章 玻璃陨石

一、概 述

玻璃陨石是一种天然玻璃,呈块状,黑色、棕黑色或浅绿色,一般为几厘米,表面多具刻蚀构造。玻璃陨石是一种经过熔融而很快冷却、凝结的天然物质, Suess (1900) 根据其熔融的特征,由希腊语 “τεκτες” (熔体) 而取名为 “Tektite”, 也称为玻璃陨石 “Glass meteorite”。

远古时代人类曾利用玻璃陨石制造武器和工具。10 世纪中叶, 唐人刘恂在《岭表录异》中记载“雷州骤雨后, 人于野中得石如鬣石, 谓之雷公墨。扣之铮然, 光莹可爱”(章鸿钊, 1927)。这是历史上有关玻璃陨石最早的文字记载。“雷公墨”含有非原地形成或许有自天而降之意。

Darwin (1844) 认为澳大利亚石是火山喷发形成的黑曜岩。自 30 年代以来, 这个领域的研究极为活跃, 积累了有关玻璃陨石的区域分布、化学与同位素组成, 包体矿物的成分, 宇宙成因核素等丰富的资料。但是玻璃陨石的成因, 众说纷纭, 至今仍然是一个自然之谜。

玻璃陨石之所以引起各领域科学家的关注, 主要是因为它是一种介于地球和天体物质之间的一种冲击综合过程的产物。玻璃陨石的分布不象陨石那样是随机的, 而有特定的分布区域; 人类从未观察到玻璃陨石的降落或形成过程。玻璃陨石的研究将提供地球历史上天体物质冲击地面所产生的各种效应, 从而推演其他天体表面冲击的演化过程。玻

表 9.1 四个主要玻璃陨石散落区*

玻璃陨石的名称	分 布 区 域	K-Ar 年龄 (Ma)	已收集的样品数
澳大利亚石 菲律宾石(勿里洞石) 苏门答腊石 印度支那石 泰国石 中国石**	东南亚-澳大利亚散落区 澳大利亚南部 菲律宾 印度尼西亚 印度支那 泰国 中国海南岛、雷州半岛及福建、台湾、广西部分地区	0.7 ± 1	$n \times 10^3$
象牙海岸石	象牙海岸	1.3 ± 0.2	$n \times 10^2$
莫尔达维石	捷克斯洛伐克(波西米西、摩拉维亚)	15 ± 0.5	$n \times 10^4$
北美玻璃陨石 (贝迪亚斯石)	美国(得克萨斯、佐治亚及马撒葡萄园岛)	34 ± 1	$n \times 10^4$

* 据 King (1976) 修改; ** 李斌(1982)。

玻璃陨石的各种形态、构造、矿物和化学成分等的变化,为认识高速碰撞过程中元素的分馏、矿物的形成、熔体的飞溅与冷凝的过程提供科学依据。

玻璃陨石的分布是一定的区域性,各散落区的名称和形成年龄列于表 9.1 及图 9.1。据 Флоренский (1977) 报道,在苏联境内发现有玻璃陨石。

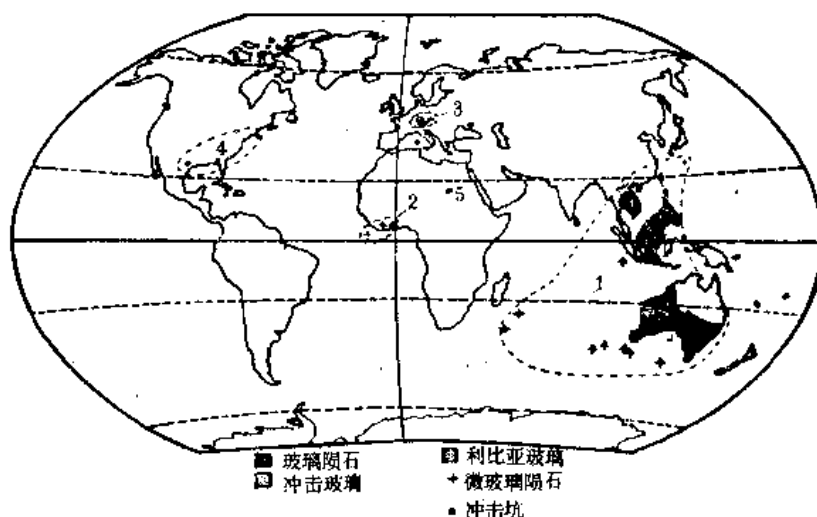


图 9.1 玻璃陨石散落区

1. 东南亚-澳大利亚散落区; 2. 象牙海岸散落区及 Bosumtwi (波松特威) 冲击坑; 3. 捷克斯洛伐克散落区及联邦德国里斯 (Ries) 冲击坑; 4. 美国散落区; 5. 利比亚冲击玻璃

东南亚-澳大利亚散落区北起我国南方沿海、印度支那各国、菲律宾、印度尼西亚一直延伸到澳大利亚,包括印度洋所发现的微玻璃陨石,这个散落区的面积约占地球表面的 4%。

二、玻璃陨石的岩石学特征

玻璃陨石形态不一,主要有液滴状、哑铃状、不规则状及钮扣状等。表面发育着各种刻蚀、沟槽及流纹状构造,在镜下常见有各种形态的流动构造,表明曾经历过熔融、流动和旋转。在流动构造中含有各种形态的流动状硅包体。硅包体的折射率较玻璃陨石的基体略低, $N = 1.458 \pm 0.002$, 印度支那石中硅包体的 $N = 1.464 \pm 0.002$, 莫尔达维石硅包体的 $N = 1.469 \pm 0.002$ (Chao, 1963)。

玻璃陨石的比重为 2.32—2.5, 折射率为 1.48—1.52。用比重和折射率作图 (图 9.2) 可以看出: 贝迪亚斯石和莫尔达维石的比重与折射率分别为 2.32—2.4 及 1.48—1.51, 而澳大利亚石为 2.4—2.5 及 1.50—1.52。各群玻璃陨石在图 9.2 中的分布呈成群性,表明化学成分的差异。图 9.2 表明比重与折射率正相关。

以贝迪亚斯石为例,折射率与 SiO_2 含量呈负相关 (图 9.3),而与 FeO 含量呈正相关 (图 9.4)。

玻璃陨石很难发现有品质矿物,在印度支那石中曾报道发现有矿物包体,如柯石英,

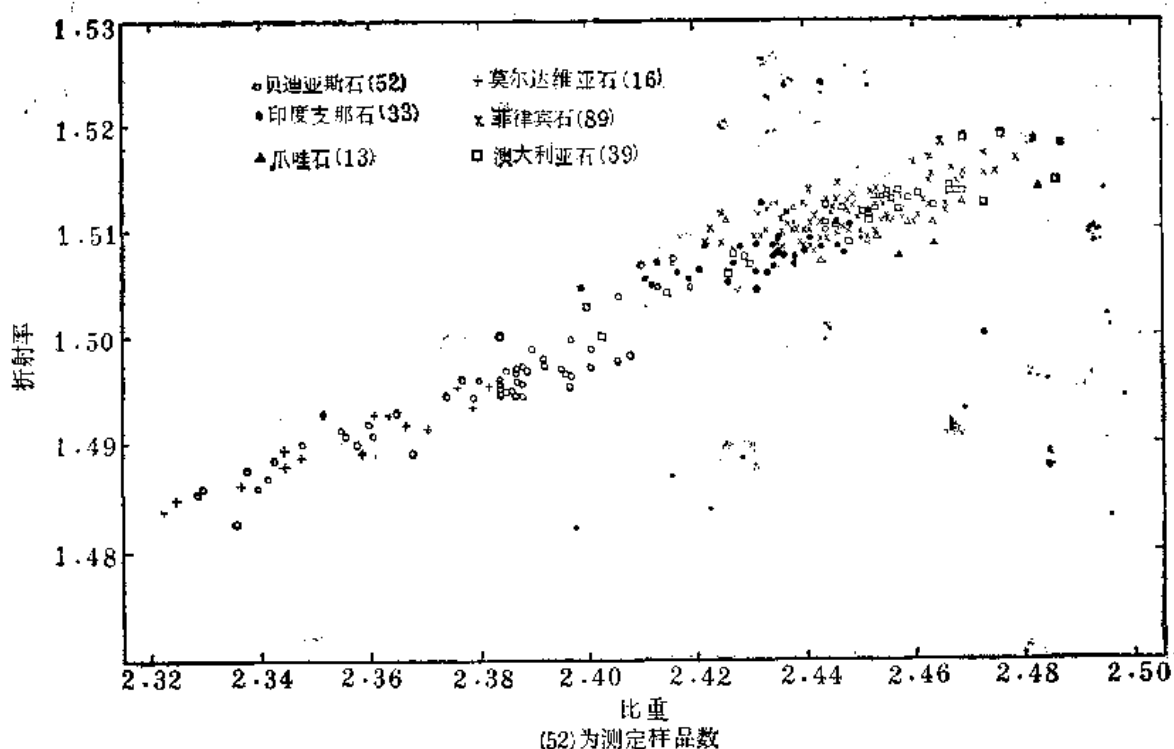


图 9.2 玻璃陨石的比重与折射率
(Chao, 1963)

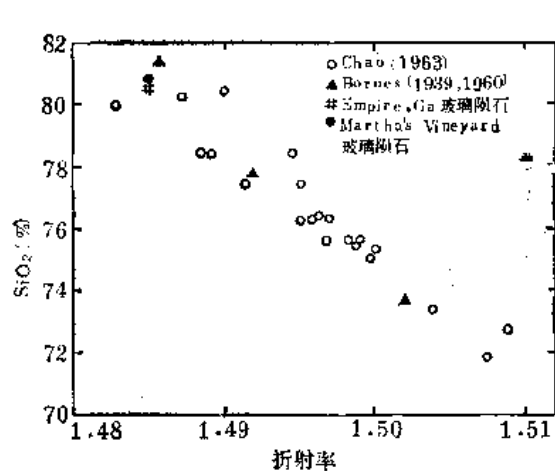


图 9.3 贝迪亚斯石的 SiO_2 含量与折射率的关系
(Chao, 1963)

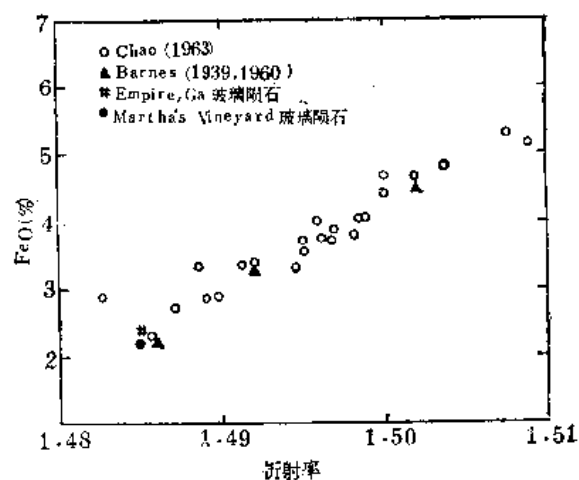


图 9.4 贝迪亚斯石的 FeO 含量与折射率的关系
(Chao, 1963)

锆石、铬铁矿、刚玉、金红石和独居石 (Glass, 1970), 在菲律宾石和印度支那石中发现有含 Fe 95%, Ni 1.2—3.2% 的粒径约 0.1—0.5 mm 的 Fe-Ni 金属球, 金属球主要由铁纹石组成, 外缘可能是铁的磷化物。

三、玻璃陨石的化学成分

(一) 常量元素

许多作者 (Taylor et al., 1962; Taylor, 1962, 1966; Schnetzler 和 Pinson, 1963; Chao, 1963; Chapman et al., 1969; 李斌, 1982) 对玻璃陨石的化学成分作过较系

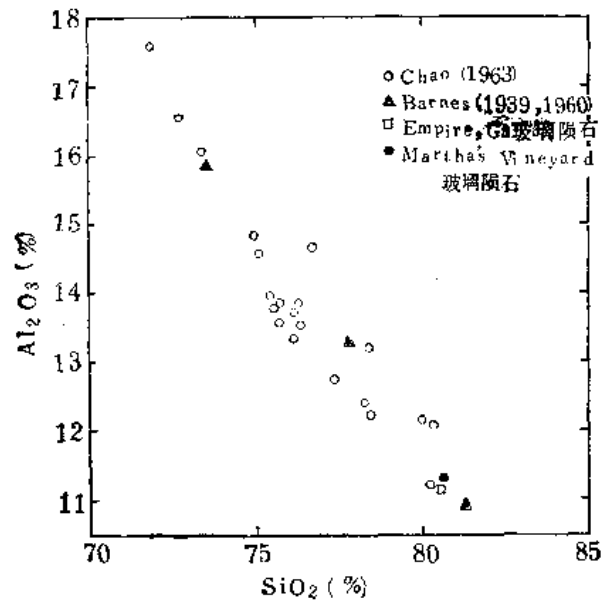


图 9.5 贝迪亚斯石 SiO_2 与 Al_2O_3 的关系
(Chao, 1963)

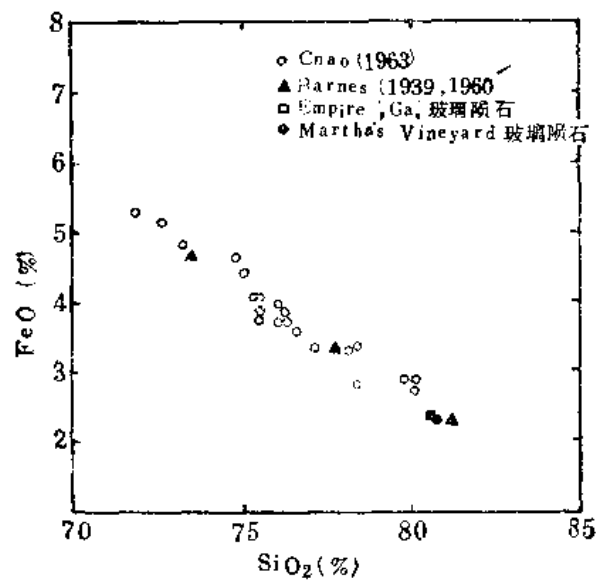


图 9.6 贝迪亚斯石 SiO_2 与 FeO 的关系
(Chao, 1963)

表 9.2 玻璃陨石常量元素的含量范围*

玻璃陨石 化学成分	东 南 亚-澳 大 利 亚 玻 璃 陨 石						象牙海岸 玻璃陨石 (8)	北美玻璃陨石 以迪亚斯石 (25)	莫尔达维石 (14)
	中 国 石 (9)**	印 度 支 那 石		菲 律 宾 石	澳 大 利 亚 石				
		(10)	(71)						
						(49)			
SiO ₂	71.52—77.87	71.67—74.85	70.58—82.4	67.2—72.1	62.2—79.51	67.0—76.56	71.89—81.31	74.91—82.68	
Al ₂ O ₃	10.90—14.01	11.29—12.70	8.2—14.0	11.5—17.7	9.36—17.1	11.54—16.9	10.96—17.56	9.44—13.80	
Fe ₂ O ₃	0.28—0.74	—	0.03—0.82	0.37—0.82	0.23—1.48	0.17—0.18	0.00—0.77	0.14—2.05	
FeO	3.65—4.95	5.23—6.52	2.81—5.63	3.03—5.87	3.11—6.88	3.99—6.46	2.29—5.26	1.13—3.36	
MgO	1.59—2.00	2.16—2.92	1.13—2.96	1.62—3.18	1.35—6.06	2.88—3.60	0.37—0.95	0.22—2.20	
CaO	1.45—2.32	1.79—2.84	0.94—3.48	1.37—9.77	1.48—5.93	1.20—2.00	0.41—0.96	1.16—3.74	
Na ₂ O	0.98—1.73	1.12—1.51	0.90—2.00	0.97—1.59	0.91—3.91	1.32—2.35	1.20—1.84	0.26—0.78	
K ₂ O	1.89—2.60	2.24—2.70	1.84—3.16	1.69—2.63	1.25—2.62	0.82—1.92	1.60—2.43	2.20—3.76	
TiO ₂	0.67—0.86	0.84—0.95	0.43—1.03	0.63—1.04	0.08—0.93	0.52—0.80	0.53—1.05	0.31—1.40	
P ₂ O ₅	0.01—0.14	0.02—0.09	—	—	—	—	—	—	
MnO	0.04—0.18	0.10—0.13	0.06—0.32	0.08—0.16	—	0.06—0.09	0.01—0.07	0.02—0.18	

* 李斌, 1982; Chao, 1963 及 Chapman et al., 1969; ** 计算统计的样品数。

表 9.3 各群玻璃陨石的平均化学成分*

玻璃 陨石 化学 成分	东南亚-澳大利 亚 玻 璃 陨 石					北美玻璃陨石	象牙海岸	莫尔达维石
	中国石 (9)**	勿里洞石 及爪哇石 (13)	菲律宾石 (21)	印度支那石 (36)	澳大利亚石 (32)	贝迪亚斯石 (6)	玻璃陨石 (3)	(14)
SiO ₂	74.63	71.29	70.87	73.09	73.06	78.59	71.05	79.01
Al ₂ O ₃	12.19	12.08	13.48	12.60	12.23	12.57	14.60	11.09
Fe ₂ O ₃	0.54	0.78	0.79	0.34	0.60	0.44	0.18	0.30
FeO	4.16	5.08	4.30	4.78	4.14	3.01	5.51	2.15
MgO	1.82	3.16	2.67	2.16	2.04	0.63	3.29	1.49
CaO	1.87	2.95	3.14	2.31	3.38	0.57	1.67	2.08
Na ₂ O	1.36	1.57	1.14	1.45	1.27	1.34	1.71	0.52
K ₂ O	2.32	2.20	2.31	2.40	2.20	2.13	1.53	3.04
TiO ₂	0.77	0.79	0.83	0.87	0.68	0.64	0.73	0.69
MnO	0.09	0.14	0.09	0.12	0.12	0.03	0.08	0.08
总 量	99.75	100.07	99.89	100.12	99.72	99.95	100.35	100.45
Fe ^c	3.67	4.42	3.89	3.95	3.62	2.65	4.41	1.87

* 李斌, 1982; Schnetzler 和 Pinson, 1963; ** 计算用的样品数。

统的研究, 玻璃陨石的化学元素分布范围及其平均化学成分分别列于表 9.2 及表 9.3。各群玻璃陨石的化学成分有一定的差异。

从表 9.2 和表 9.3 可以看出: 玻璃陨石中 SiO₂ 的含量一般均 > 70%, 莫尔达维石的 SiO₂ 含量最高, 平均达 79.01%; 贝迪亚斯石为 78.59%, 中国石为 74.63%, 印度支那石与澳大利亚石为 73% 左右, 菲律宾石、勿里洞石与爪哇石为 71% 左右。中国石的 SiO₂ 含量是东南亚-澳大利亚群玻璃陨石中最高者。玻璃陨石中 SiO₂ 的含量与其它常量组分具有不同程度的负相关关系。图 9.5, 图 9.6, 图 9.7 表明, 贝迪亚斯石的 SiO₂、Al₂O₃、FeO 和 TiO₂ 呈明显的负相关关系; 图 9.8 及图 9.9 表明贝迪亚斯石和澳大利亚石的 SiO₂ 含量与 (FeO + MgO) 及 (FeO + MgO + CaO)/(Na₂O + K₂O) 呈负相关。

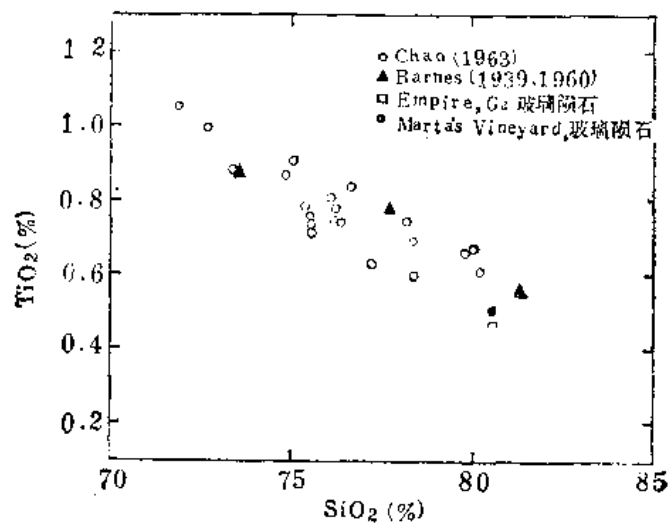


图 9.7 贝迪亚斯石 SiO₂ 与 TiO₂ 的关系
(Chao, 1963)

而与 $K_2O + Na_2O$ 观察不到正或负相关。据李斌(1982)的数据, SiO_2 与 $MgO + FeO$ 在玻璃陨石中呈负相关关系(图 9.10), SiO_2 含量与 FeO , MgO 的负相关关系是地球物质化学成分的重要特征。

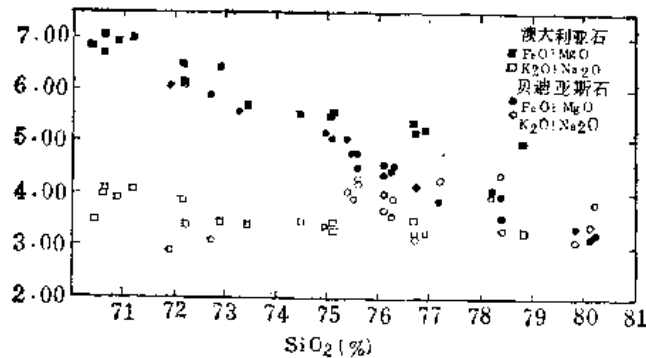


图 9.8 澳大利亚石及贝迪亚斯石中 SiO_2 与 $(FeO + MgO)$ 及 $(K_2O + Na_2O)$ 的关系

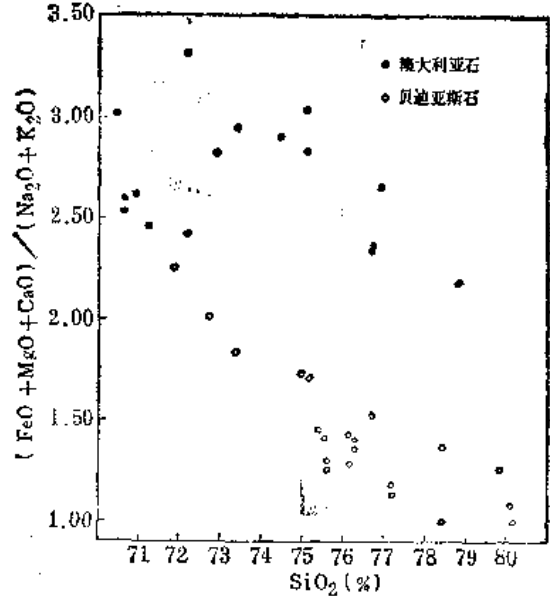


图 9.9 澳大利亚石与贝迪亚斯石中 SiO_2 与 $(FeO + MgO + CaO) / (Na_2O + K_2O)$ 的关系

玻璃陨石中 CaO 与 MgO 具有正相关关系。玻璃陨石中 K_2O 含量一般为 2—3%, Na_2O 为 1—1.5%, 这与相同 SiO_2 含量的岩石相比显得较低。花岗岩的 K_2O 与 Na_2O 含量可达 5.06% 和 3.48%; 亚杂砂岩为 1.79% 和 3.11%。碱金属贫化可能与玻璃陨石熔融时的选择性蒸发有关。 K_2O 与 Na_2O 成正相关, 但 $K_2O + Na_2O$ 的值比较稳定。

Al_2O_3 的含量与 SiO_2 呈负相关(图 9.5)。东南亚-澳大利亚散落区的样品 Al_2O_3 含量为 8.2—17.7%。中国石平均为 12.19%, 印度支那石为 11.89%。

玻璃陨石中 Fe_2O_3 的含量极低, 主要以 FeO 形式存在, 一般 Fe_2O_3/FeO 比值为 0.05—0.20。 Fe_2O_3/FeO 比值极低的原因是由于玻璃陨石熔融时, Fe^{3+} 将还原为 Fe^{2+} 。实验证明: 根据玻璃陨石形成时, 由于冲击地产生局部暂时性的真空, 氧的分压很低, 在这种条件下, 当温度为 1450℃ 时, 35% 的 Fe^{3+} 还原成 Fe^{2+} ; 若形成玻璃陨石的母源

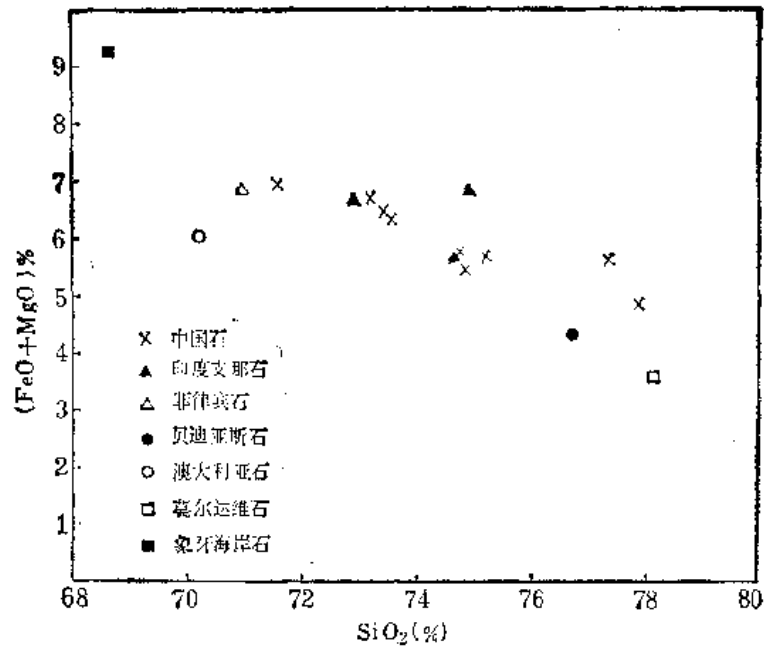


图 9.10 各群玻璃陨石中 SiO_2 与 $(\text{FeO} + \text{MgO})$ 的关系

物质中,铁全部由 Fe^{3+} 组成的话,要达到 $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} \approx 0.1$, 熔融温度约 1600°C ; 若母源物质中的 $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ 为 0.6, 若要达到 0.1 的比值, 熔融温度也接近 1600°C 。玻璃陨

表 9.4 玻璃陨石与陨石、月岩、地球岩石化学成分的比较

氧化物 (重量%) 各类样品	SiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	总量
球粒陨石平均值 (1)	38.10	2.49	32.29	23.87	1.94	0.90	0.10	0.13	99.82
月海玄武岩 (2)	40.38	9.43	19.32	7.20	11.05	0.46	0.17	10.90	98.81
月球高地岩石 (3)	44.9	24.6	6.6	7.0	15.8	0.45	0.11	0.60	100.0
月球富硅玻璃 (3)	75.8	11.4	2.5	0.25	1.8	0.35	6.4	0.53	99.0
	77.0	12.0	0.5	0.10	0.5	1.0	8.0	0.50	99.6
地球玄武岩 (1)	49.23	14.74	11.13	7.63	10.53	2.43	1.09	2.30	99.09
花岗岩长岩 (1)	67.21	15.50	3.81	1.56	3.54	3.83	3.04	0.57	99.06
花岗岩 (1)	74.24	13.61	1.83	0.27	0.71	3.48	5.06	0.20	99.43
平均火成岩 (1)	61.07	15.82	6.62	3.57	5.23	3.92	3.21	0.75	100.19
页岩 (1)	64.32	17.05	6.72	3.48	3.44	1.44	3.59	0.72	100.76
杂砂岩 (1)	71.40	13.84	4.43	1.99	2.73	3.11	1.79	0.85	100.14
亚杂砂岩 (1)	78.70	11.77	3.120	1.23	2.39	0.84	1.51	—	99.64
长石砂岩 (1)	82.75	10.58	1.75	0.23	0.90	0.71	2.88	—	99.80
中国石 (4)	74.63	12.19	4.65	1.82	1.87	1.36	2.32	0.77	99.61
印度支那石 (3)	72.7	13.6	4.60	2.14	1.98	1.05	2.62	0.78	99.5
爪哇石 (3)	73.2	11.2	5.70	3.75	2.10	0.98	2.09	0.64	99.7
澳大利亚石 (3)	73.8	11.4	4.31	1.92	3.99	1.23	2.28	0.67	99.6
莫尔达维石 (3)	80.7	9.6	1.93	1.59	2.13	0.37	3.60	0.32	100.2
贝迪亚斯石 (3)	73.5	15.9	5.0	1.38	0.06	1.30	1.73	0.87	99.7

(1) Taylor, 1962; (2) Kleinmann, 1969; (3) Taylor, 1982; (4) 李斌, 1982。

石中曾发现有斜锆石的晶体包体，而锆石向斜锆石的转变温度为 1676°C (Goresy, 1965)。玻璃陨石中极低的 $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ 比值，表明玻璃陨石熔融时氧的分压极低，温度可能达到 1600°C 。

玻璃陨石主量元素的研究，是探索寻找玻璃陨石母源物质的重要根据。玻璃陨石有可能来自球粒陨石、月表岩石或地表岩石。现将有关岩石的成分列于表 9.4。球粒陨石、月海玄武岩、月球高地岩石地球玄武岩的 SiO_2 含量太低， FeO 与 MgO 含量太高，不可能是玻璃陨石的母源物质。月球富硅玻璃， SiO_2 的含量相近，但 FeO 太低而 K_2O 过高， $\text{K}_2\text{O}/\text{MgO}$ 的比值比玻璃陨石高几十倍甚至上百倍。火成岩中近似玻璃陨石 SiO_2 含量的有各种酸性侵入岩与火山岩，但玻璃陨石的 MgO 、 CaO 高而 K_2O 和 Na_2O 低。地表的砂岩类岩石，如亚杂砂岩、长石砂岩的化学成分与玻璃陨石较接近，有可能是玻璃陨石的母源物质。

(二) 微量元素

许多作者对玻璃陨石的微量元素作过较系统的测定，如澳大利亚石 (Taylor, 1962, 1966)；中国石 (欧阳自远等, 1976; 李斌, 1982)，贝迪亚斯石 (Chao, 1963)，莫尔达维石 (Bouska et al., 1973) 及象牙海岸石 (Schnetler et al., 1967)，积累了较丰富的数据。据李斌 (1982) 对 30 个玻璃陨石的测定结果并与月岩、地球岩石平均微量元素化学成分进行对比，列于表 9.5。

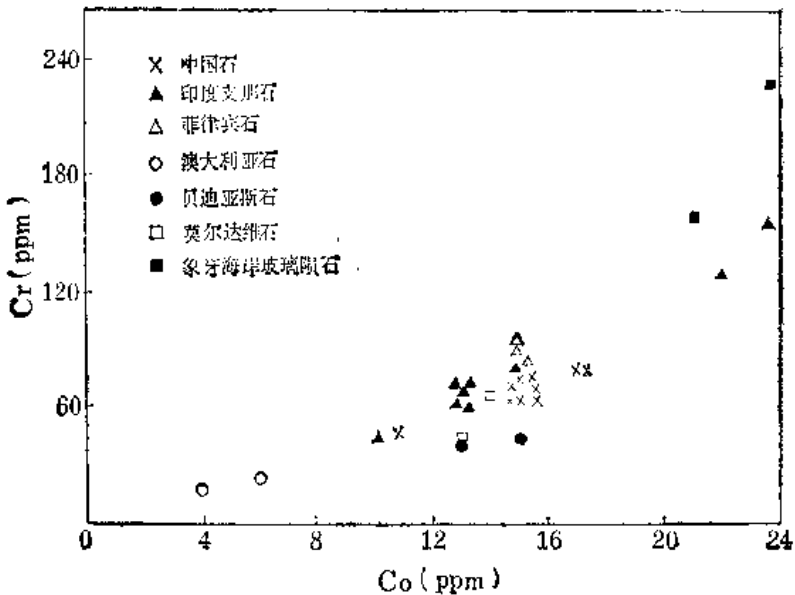


图 9.11 玻璃陨石中 Cr 与 Co 含量的关系
(李斌, 1982)

由表 9.5 可以看出，各群玻璃陨石的微量元素与元素比值与亚杂砂岩较接近，与其他地球岩石差异较大，而与月球岩石相差极大。Co 与 Cr 在四个散落区的玻璃陨石中明显

表 9.5 不同玻璃陨石群微量元素平均含量及与有关岩石的对比 (ppm)*

样品 元素	中国石 (9)	印度支 那石 (10)	菲律 宾石 (3)	澳大利 亚石 (2)	贝迪亚 斯石 (2)	莫尔达 维石 (2)	象牙海 岸 玻璃陨石 (2)	月海玄 武岩	高地斜 长岩	花岗岩	流纹岩	页岩	亚杂 砂岩
Ba	496	440	488	535	564	855	718	64	730	840	870	580	430
Co	15.0	16.8	15.0	13.5	14.0	5.0	22.0	50	34	1	—	19	11
Cr	69	97	92	56	41	20	201	4 500	1 220	4.1	1.7	90	58
Cs	6.5	9.3	7.0	9.3	4.4	13.9	3.0	0.07	1.0	4	3.3	5	2.1
Hf	6.6	6.8	7.5	6.1	5.5	5.4	2.76	4.3	17	3.9	4.5	2.8	8.5
Rb	136	120	117	81	80	133	69	1.2	15	170	108	140	93
Sb	0.26	0.36	0.33	0.19	3.3	—	—	0.010	—	0.2	0.43	1.4	0.28
Sc	11.0	10.9	12.1	10.6	12.5	4.6	15.2	43	23	7	4.7	13	10
Ta	1.3	1.4	1.7	1.3	0.85	0.7	0.4	0.33	—	4.2	—	0.8	—
Th	15	16	17	12.5	8.5	12	3.6	0.77	12	13	11.3	12	9.5
U	2.7	3.4	3.6	2.3	2.2	2.45	—	0.27	3.2	3	2.53	3.7	4.1
Zr	245	318	328	319	298	240	146	120	928	175	160	160	390
Zr/Hf	37	46.7	43.7	52.3	54.2	44.4	52.9	27.9	54.9	44.9	35.6	57.1	45.9
K/U	7 132	6 249	5 764	8 588	2 663	11 924	—	1 763	1 250	14 000	10 632	7 189	4 657
Th/U	5.6	4.7	4.7	5.4	3.9	4.9	—	2.9	3.8	4.3	4.47	3.24	2.3
K/Rb	143	180	179	247	250	222	204	397	267	247	250	—	247
La	38.5	43	46	40	36	29	22	5.5	80	55	28.4	92	36
Ce	62	63.6	72.3	63.7	61.2	50.4	25	19	214	92	43.5	59	50
Nd	32	30	29	47	32	21	26	14	102	37	18.2	24	27
Sm	6.8	7.5	7.8	7.7	57.7	5.4	4.8	4.2	28	10	5.5	6.4	5.9
Eu	1.3	1.3	1.5	1.5	1.6	1.0	1.2	1.0	2.6	1.6	1.0	1.0	1.9
Tb	1.56	1.39	1.41	1.32	1.12	1.0	0.57	1.3	4.7	1.6	1.15	1.6	1.5
Yb	4.4	3.7	4.3	3.8	3.6	2.1	2.3	5.0	19	4	3.6	2.6	3.3
Eu/Eu*	0.59	0.56	0.62	0.65	0.74	0.58	0.95						

* 李斌, 1982; Taylor, 1966; Turekian, 和 Wedepohl, 1961; Ewart et al., 1968。

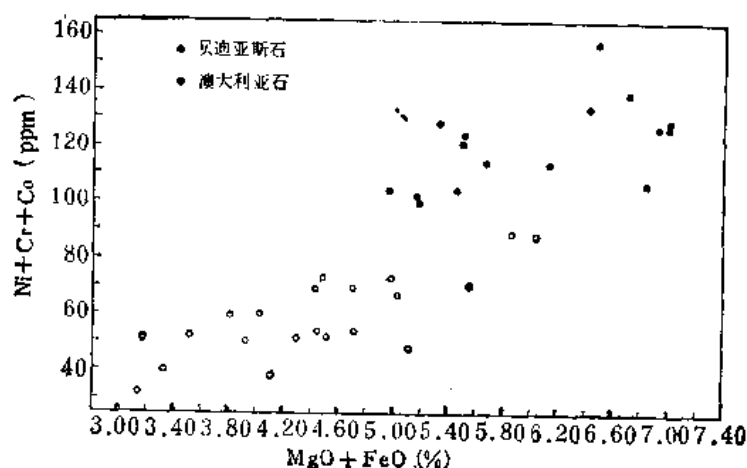


图 9.12 澳大利亚石及贝迪亚斯石中 Ni + Cr + Co 与 MgO + FeO 的关系

地被此线性相关(图 9.11), Cr + Ni + Co 的含量与 MgO + FeO 的含量正相关 (Taylor, 1962) (图 9.12)。

玻璃陨石的 Cr 含量比月岩低两个量级,比酸性火成岩高两个量级,而与沉积岩较接

近。玻璃陨石的 Co 含量比月岩低而比花岗岩高一个量级,与沉积岩相近。

玻璃陨石碱金属元素的含量与月岩和侵入岩相差较大,也接近页岩与亚杂砂岩。玻璃陨石中各种碱金属元素之间彼此呈现出明显的正相关关系(图 9.13, 图 9.14)。

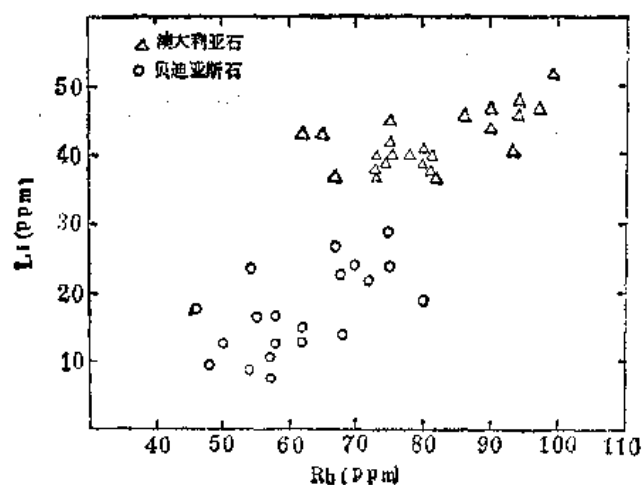


图 9.13 澳大利亚石及贝迪亚斯石中 Li 与 Rb 的相互关系

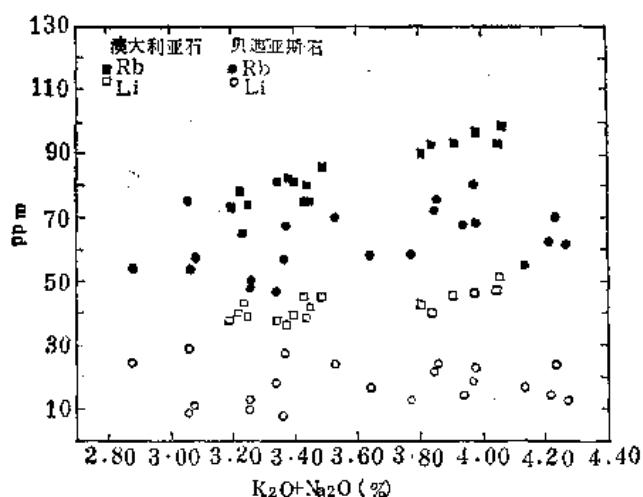


图 9.14 澳大利亚石与贝迪亚斯石中 Rb, Li 与 $(K_2O + Na_2O)$ 的关系

Zr, Hf 的含量及 Zr/Hf 比,玻璃陨石与月岩差异大,而接近地球岩石。玻璃陨石中 Zr 与 Hf 呈现正相关关系(图 9.15)。

月岩中的 U, Th 含量比玻璃陨石低,但 Th/U 比较接近。玻璃陨石中的 U, Th 含量及 Th/U 比更接近花岗岩。

玻璃陨石中的 Ba, Sc, Ta, Sb 等元素的含量与月球岩石相差几倍甚至一个量级,而与地球岩石特别是沉积砂、页岩较接近。

玻璃陨石中的稀土元素含量及分布模式呈现出轻稀土相对富集;除象牙海岸玻璃陨石外均具有 Eu 的负异常;东南亚-澳大利亚群玻璃陨石具有完全相近的分布模式(图 9.16);象牙海岸玻璃陨石的稀土含量略低于其他三个散落区的玻璃陨石,但稀土含量与稀土元素的分布模式与附近的 Bosumtwi (波松特威)冲击坑玻璃接近一致(图 9.17)。玻

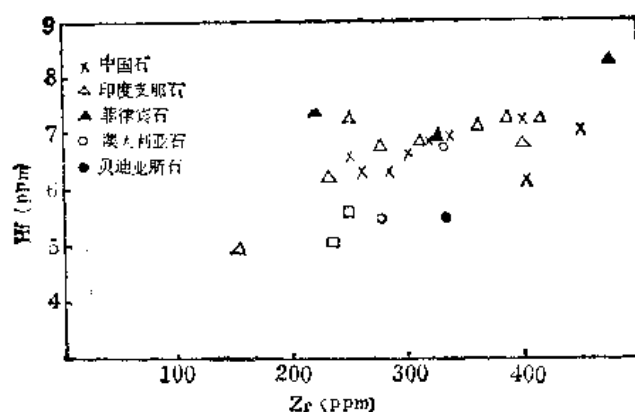


图 9.15 玻璃陨石中 Zr-Hf 含量的变化关系

玻璃陨石的稀土元素分布模式接近地壳和地球岩石(图 9.19),而与 Apollo-11 静海玄武岩及 Apollo-12 风暴洋玄武岩的分布模式截然不同(图 9.18)。根据图 9.19,花岗岩稀土元素的分布模式与澳大利亚石相似,但含量高于玻璃陨石,尤其是轻稀土元素更甚;流纹岩的

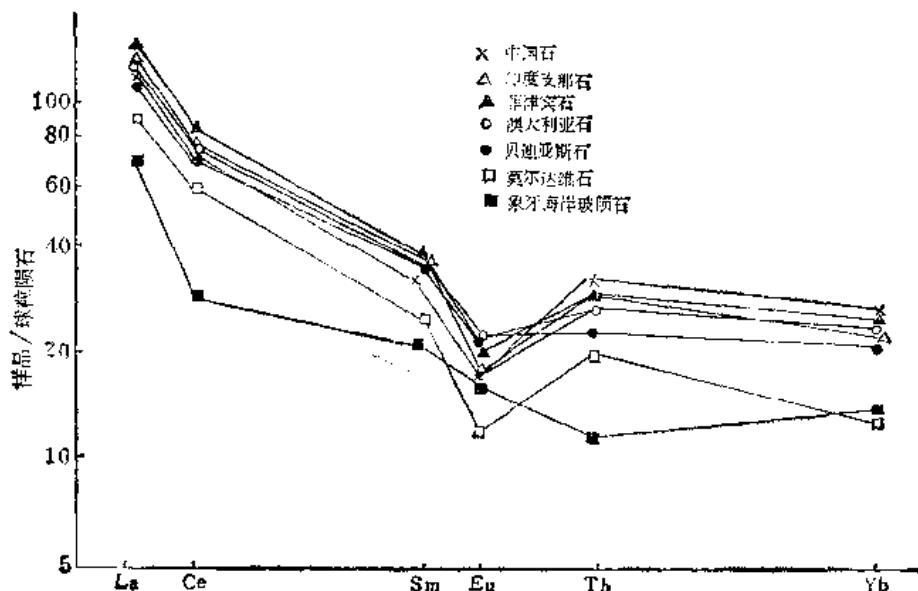


图 9.16 玻璃陨石的 REE 球粒陨石标准化分布模式

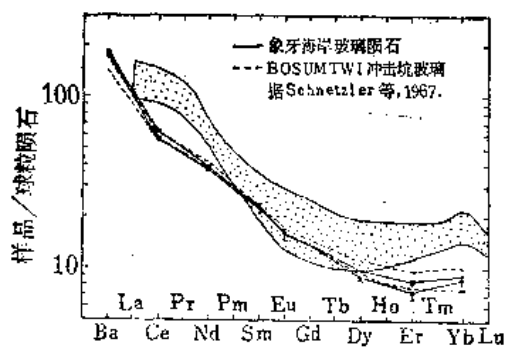


图 9.17 象牙海岸玻璃陨石的稀土元素分布模式

阴影区为其他三群玻璃陨石的稀土元素分布模式

稀土元素含量低于玻璃陨石;页岩+粘土的稀土分布模式类似于贝迪亚斯石;亚杂砂岩的稀土含量与分布模式很接近澳大利亚石, Eu 负异常略小。总之,从稀土元素的含量及分布模式进行比较,玻璃陨石类似于沉积岩,而与酸性火成岩有较大的区别。

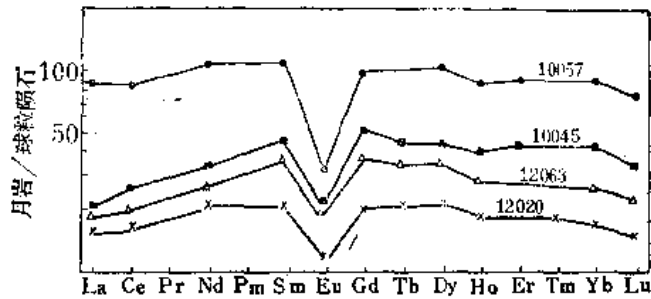


图 9.18 月岩的 REE 球粒陨石标准化分布模式

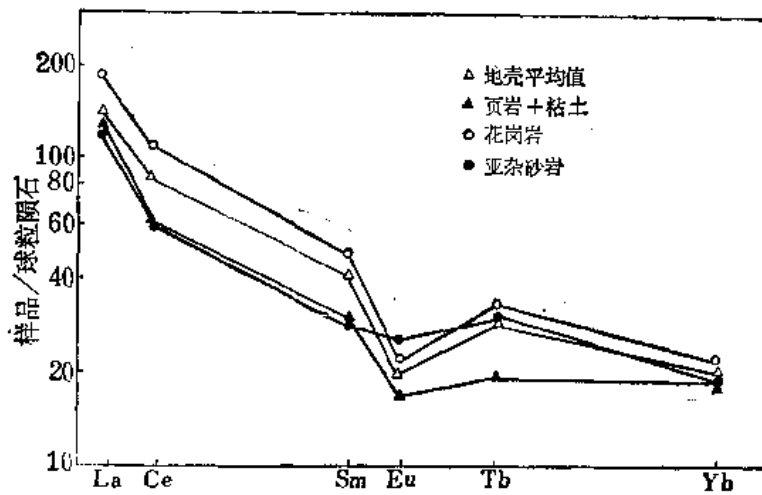


图 9.19 地球物质的 REE 球粒陨石标准化分布模式

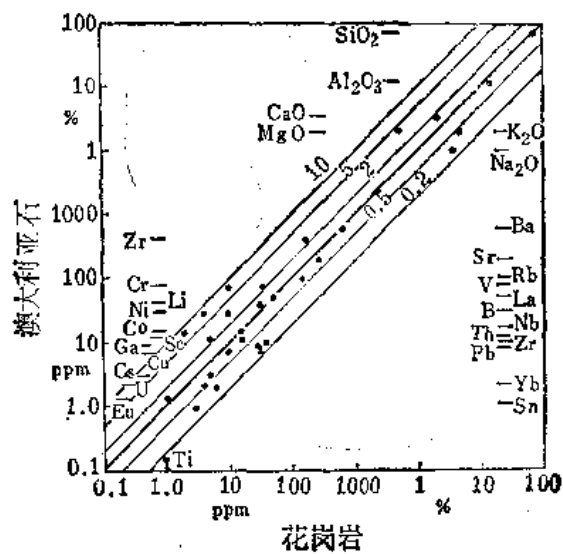


图 9.20 澳大利亚石与花岗岩的比较

Taylor 和 Kaye (1969), 李斌 (1982) 分别将澳大利亚石及中国石与具有近似玻璃陨石 SiO_2 含量的地球岩石进行主量与微量元素的对比, 所获得的结论近于一致 (图 9.20—9.27)。

由图 9.20, 图 9.21 可以看出, 花岗岩中的 CaO , MgO , FeO , Cr , Ni , Co , Sc 等比玻璃陨石低, 而 K_2O , Na_2O , U , Th , Rb , Sr , Zr 等比玻璃陨石高。图 9.22, 图 9.23 表明, 流纹岩中的 CaO , MgO , FeO , TiO_2 , Cr , Ni , Co , V 比玻璃陨石低, 而 Na_2O , K_2O , Pb , Ga 等比玻璃陨石高。页岩 (图 9.24) 中的 Al_2O_3 , FeO , MgO , K_2O , Na_2O , Rb , Sr , Cr , Ni , B , Co , Th , Ga , Cu 及大部分稀土元素均比玻璃陨石高, 而 SiO_2 略低。中国石与砂岩相比较 (图 9.25), Fe , Cr , Co 等含量略高于砂岩。与亚杂砂岩相比, 中国石与澳大利亚石的主量与微量元素富集系数在 0.5—2 的范围内是吻合的 (图

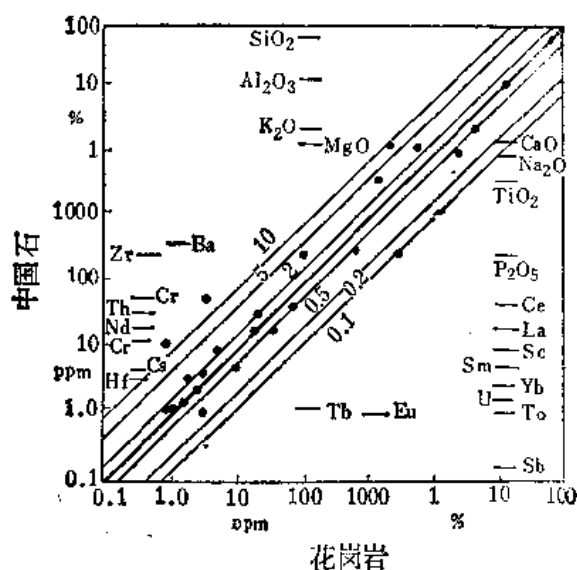


图 9.21 中国石与花岗岩的比较

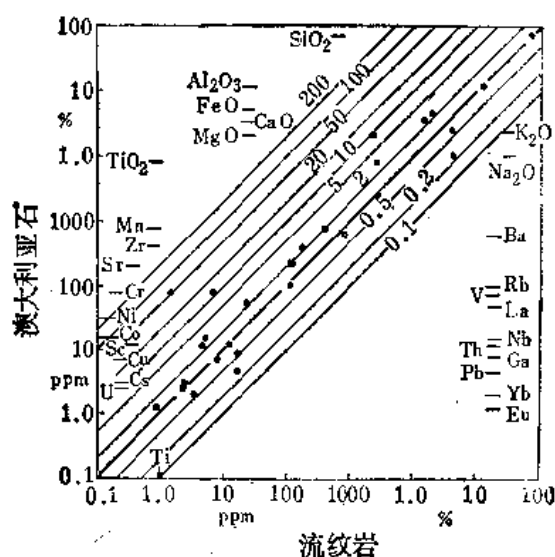


图 9.22 澳大利亚石与流纹岩的比较

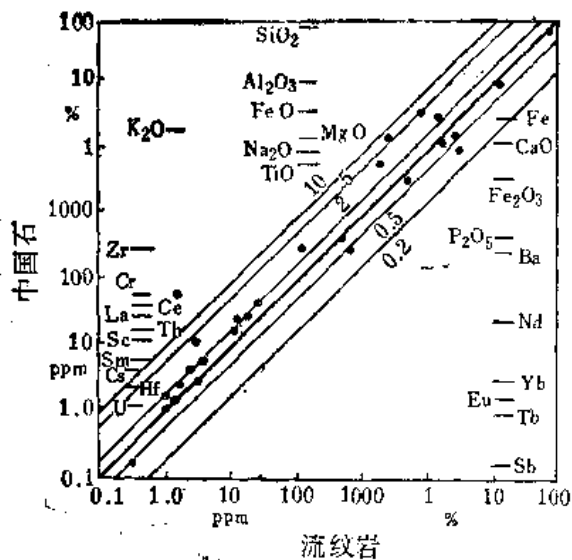


图 9.23 中国石与流纹岩的比较

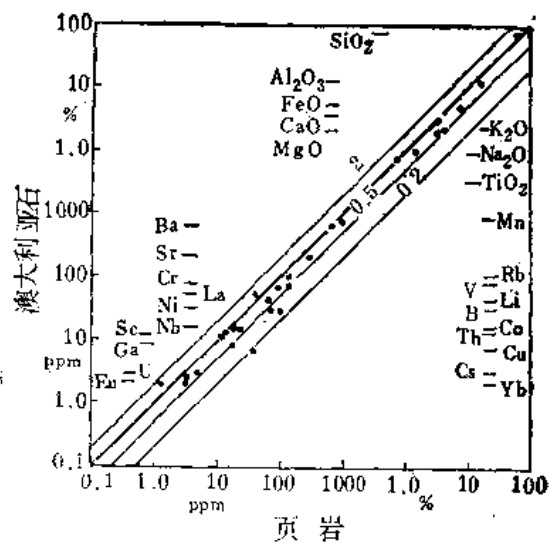


图 9.24 澳大利亚石与页岩的比较

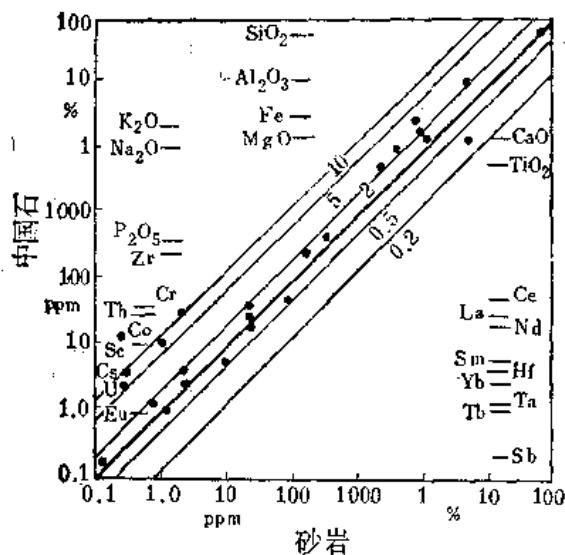


图 9.25 中国石与砂岩的比较

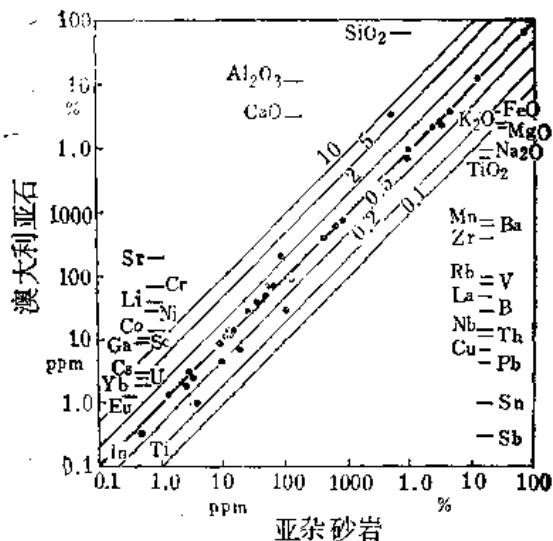


图 9.26 澳大利亚石与亚杂砂岩的比较

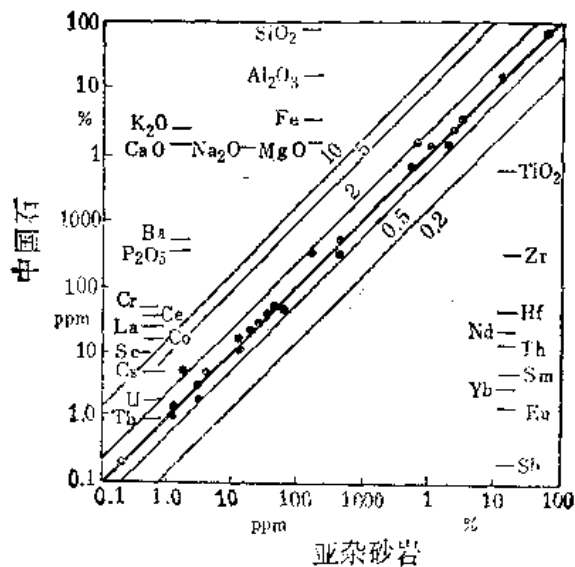


图 9.27 中国石与亚杂砂岩的比较

9.26, 图 9.27)。上述对比也再一次说明玻璃陨石的母源物质可能是沉积岩, 与亚杂砂岩的成分很接近。

四、玻璃陨石的同位素组成与形成年龄

玻璃陨石的同位素组成及其年龄的测定, 往往是与玻璃陨石有成因联系的冲击坑玻璃进行对比研究, 如联邦德国南部直径约 24km 的里斯坑距捷克斯洛伐克的波希米亚南部的莫尔达维石约 300km; 而加纳的直径约 11km 的波松特威冲击坑距象牙海岸玻璃陨石约 300km。各群玻璃陨石的锶同位素组成如图 9.28。图 9.28 表明, 象牙海岸玻璃陨石与波松特威冲击玻璃几乎在同一条等时线上, 若考虑到在熔融过程中 Rb 的挥发性比 Sr 高, 则将会落在同一条等时线上。图 9.28 证明, 象牙海岸玻璃陨石具有地球成因的特征 (Schnetzler et al., 1966; Gentner et al., 1964; Kolbe et al., 1967)。

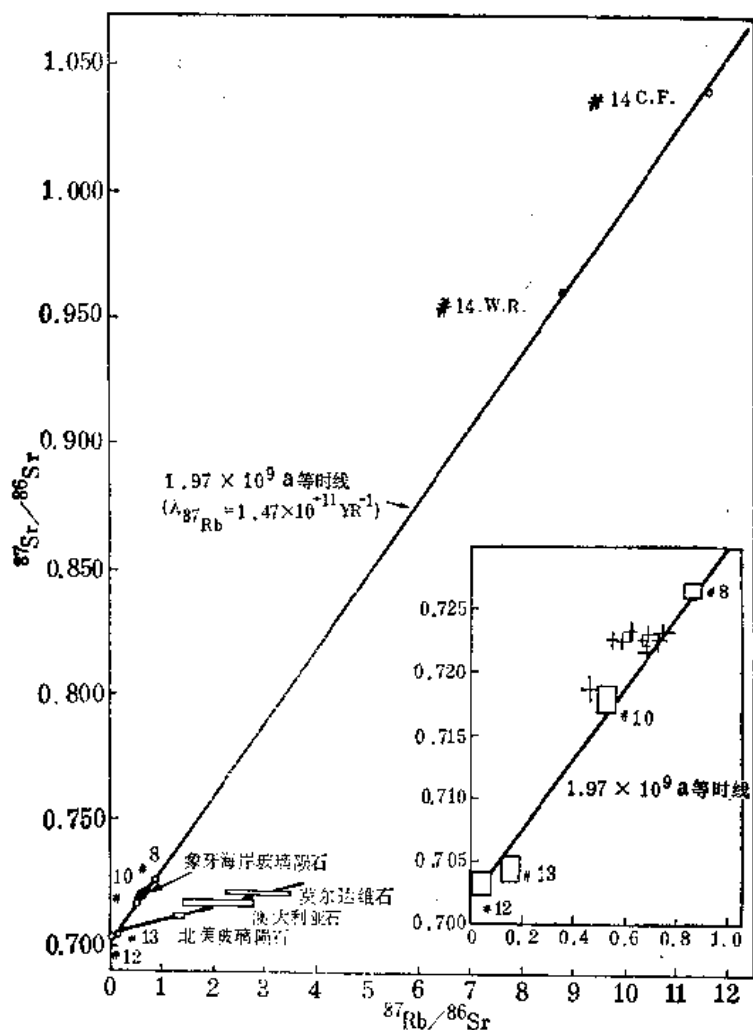


图 9.28 象牙海岸玻璃陨石及波松特威冲击坑岩石的 Sr-Rb 等时线年龄
(Schnetzler et al., 1966)

经测定 (Schnetzler et al., 1969), 莫尔达维石的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.722 \pm 0.001$, 而里斯坑的岩石、冲击角砾岩及冲击玻璃为 0.707, 表明莫尔达维石与里斯坑在成因上有联系 (图 9.29)。

某些玻璃陨石的铅同位素组成如图 9.30 a, b。里斯坑的冲击玻璃与莫尔达维石具有

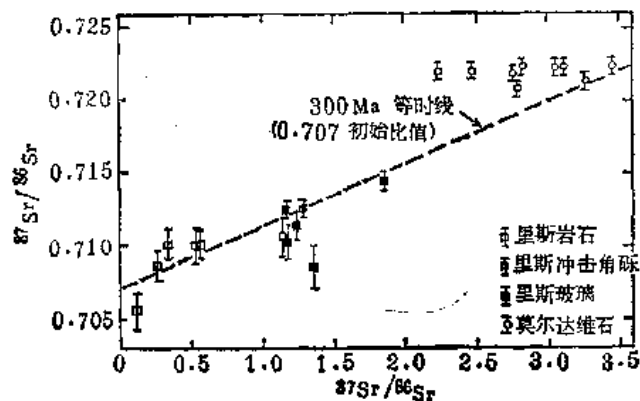


图 9.29 里斯坑的冲击岩石与莫尔达维石的 Sr 同位素组成

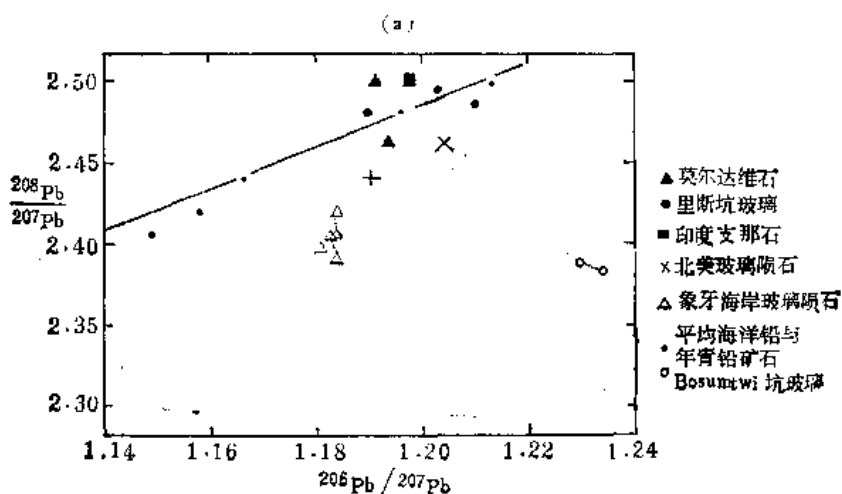
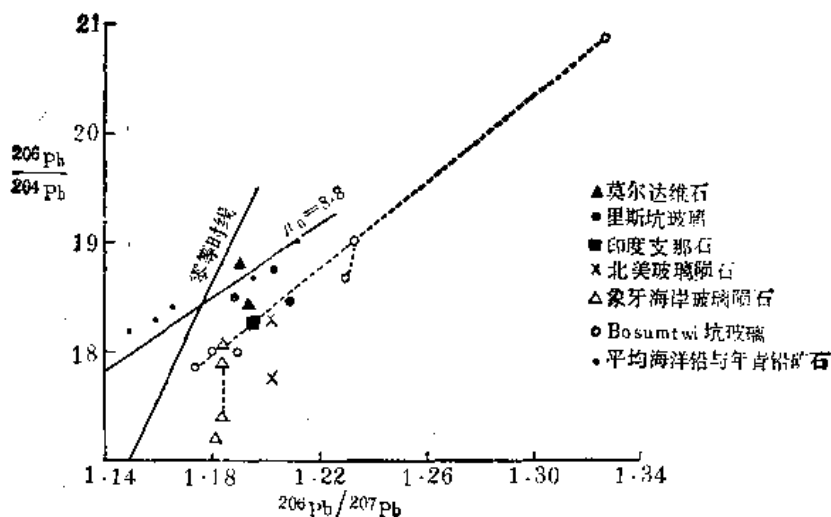


图 9.30 各群玻璃陨石的铅同位素组成

相近的铅同位素组成,并落在现代地球的生长曲线上 ($\mu_0 = 8.8$, 即 $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ 之比)。象牙海岸玻璃陨石与波松特威坑的冲击玻璃, ^{208}Pb 略低,在 $\mu_0 = 8.8$ 线之下。

表 9.6 给出了玻璃陨石的 δD , $\delta^{18}\text{O}$ 及 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 的比值范围及与地球、月球物质的对比。

表 9.6 玻璃陨石的 δD , $\delta^{18}\text{O}$ 及 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

样 品	$\delta\text{D}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	资 料 来 源
玻璃陨石	-165--+51	+9.5--+11.5	15.6--15.75	霍夫斯, 1976 中国科学院地球化学研究所, 1979
地球物质	-20--+150	+5--+10	15-16	
月球物质	-169--+870	+3.91--+6.33	140-1050	

玻璃陨石的 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 与地球接近, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 也与地球物质一致,而月球物质中放射成因铅高。

关于玻璃陨石的形成年龄,现综合 K-Ar 法和裂变径迹法测定结果列于表 9.7。

表 9.7 各群玻璃陨石的 K-Ar 及裂变径迹年龄 (Ma)

样品类型	方 法	K-Ar 法	裂变径迹法
东南亚-澳大利亚散落区	澳大利亚石	0.72 ± 0.06	0.7 ± 0.1 (Gentner et al., 1969)
	印度支那石	0.73 ± 0.06	0.7, 0.78 (Fleischer 和 Price, 1964)
	菲律宾石	0.70 ± 0.07	0.63, 0.78 (同上)
	泰国石	0.72 ± 0.06	0.687—0.733 (严正等, 1979)
	中国石		0.640 ± 0.0067 (刘顺生等, 1985)
象牙海岸散落区	象牙海岸石	1.1 ± 0.1 (Gentner et al., 1967)	1.02 ± 0.1 (Gentner et al., 1967)
	波松特威玻璃	1.3 ± 0.3 (同上)	1.04 ± 0.2 (同上)
捷克斯洛伐克散落区	莫尔达维石	14.7 ± 0.7 (Gentner et al., 1967)	14.1 ± 0.6 16.9 ± 1.7 (Fleischer 和 Price, 1964)
北美散落区	贝迪亚斯石	34.2	34.9 32.1 (Fleischer 和 Price, 1964)
			34.2 ± 2.0 (Gentner et al., 1969)
			36.4 ± 1.5 (Gentner et al., 1969)

由表 9.7 可以看出,东南亚-澳大利亚散落区的玻璃陨石是同时或可能是由同一事件所形成。玻璃陨石的四个散落区具有不同的年龄值,它们是 35Ma 以来由不同的事件所造成,四个散落区玻璃陨石的年龄值代表了地球表面四次遭受到地外物质的强烈冲击。

五、玻璃陨石的成因

关于玻璃陨石的成因,近 200 年来,一直争论不休,仍是一个自然之谜。随着科学技术的发展,人类的认识也随之改进。18 世纪到 19 世纪末,一般认为玻璃陨石是地球火山

喷出的火山玻璃或火山弹 (Darwin, 1844), 闪电熔岩。19 世纪末至 20 世纪初, 随着陨石的矿物与化学成分研究的深入, 认为玻璃陨石是一种玻璃质的陨石具有沉积外壳的行星破碎的碎片 (Linck 1925—1926), 月球火山喷出的产物, 彗尾在空气中氧化的产物 (Goldschmidt, 1924) 或陨石通过地球大气层时消熔的产物 (Hardcastle, 1926)。自本世纪 30 年代以来, 逐渐形成两种主要的对立学说, 即地球成因说——天体冲击地球, 使冲击地的岩石产生高温熔融并溅射, 经迅速冷却而形成, 如陨石冲击地球说或彗星冲击地球说 (Urey, 1957); 月球成因说——月球火山喷出物进入地月空间而被地球重力场所俘获而落到地表而形成, 如陨石冲击月球说 (O'keefe, 1963) 或月球火山喷出产物 (O'keefe, 1970)。

随着登月样品的深入研究, 各行星探测器所获得的行星大气、表面和内部构造的丰富资料, 加之地球上大型冲击坑的系统研究, 月球成因说遇到了较多的困难。与玻璃陨石成因有关的大量事实以地球成因说来解释比较容易被人们所接受。

(一) 地 理 分 布

玻璃陨石只分布在地球上四个特定的区域, 且捷克斯洛伐克和北美散落区面积很小, 以四次不同规模的地外物质冲击地球是可能的。东南亚-澳大利亚散落区面积较大, 溅射物必须具有 6km/s 的初速才能形成现有的分布范围; 若考虑到某些深海钻孔中找到的微玻璃陨石的分布, 则要求冲击体产生的溅射物的速度达 7km/s (图 9.31), 较大型的地外物质高速冲击, 是能够使溅射体具有这种速度的。

月球火山喷发的产物被地球所俘获, 应该得到更为广泛的分布, 而落在地球上极窄小的区间的几率是很小的。

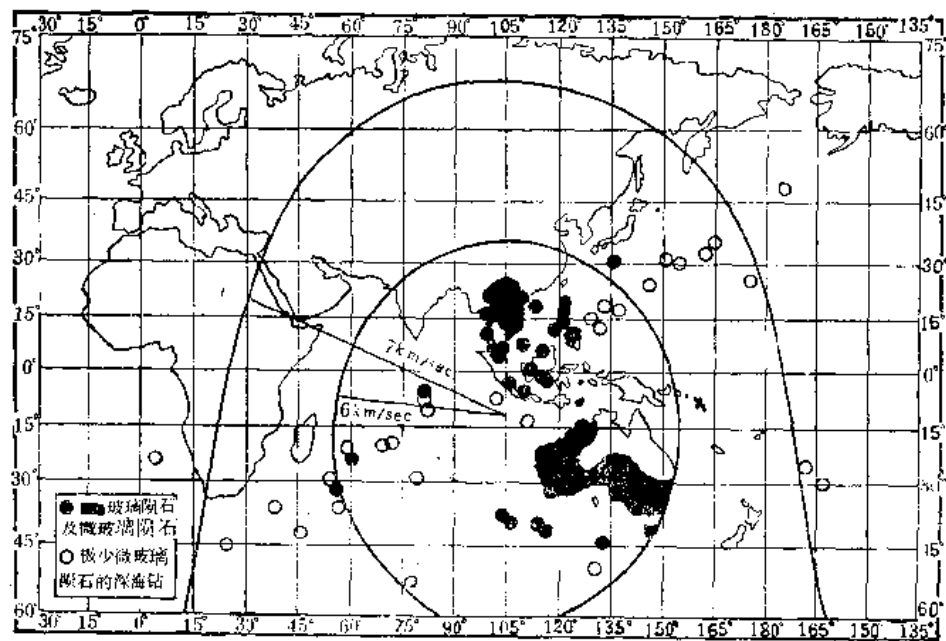


图 9.31 溅射物的速度为 6 及 7km/s 时的分布范围

(二) 化 学 成 分

玻璃陨石的 SiO_2 含量大多在 70—80% 之间, 和一部分地球岩石相近, 而与月岩 (SiO_2 含量为 40—45%) 相差很大。若玻璃陨石产自月球火山喷发, 若以 2.6km/s 喷射必然会在月球表面留下大量具有玻璃陨石成分的物质, 但登月所取回的样品或行星探测器测定的结果都不符合这种推测。月岩中的 FeO , MgO 和 CaO 比玻璃陨石高得多(表 9.4), 富集系数达 3—7, 因此很难设想月岩与玻璃陨石具有成因上的联系, 而玻璃陨石中的 FeO , MgO 和 CaO 含量与地球岩石, 特别与亚杂砂岩接近(表 9.4, 图 9.26, 图 9.27)。玻璃陨石含 Cr 为几十 ppm, 高于酸性火成岩与沉积岩, 与亚杂砂岩相近(表 9.4)。月岩中的 Cr 含量极高, 比玻璃陨石高两个量级。玻璃陨石的母源物质接近地球岩石而不是月岩。玻璃陨石的 K/U 为 6 000—16 000, 平均值为 8 044(表 9.4)。地球岩石中酸性火成岩及沉积岩为 4 600—14 000, 平均为 10 000 左右, 与玻璃陨石相近, 而月岩的 K/U 为 1 000—2 000, 也表明月岩难以成为玻璃陨石的母源物质。玻璃陨石稀土元素的含量及其分布模式与地球物质相似而与月球物质差别极大(图 9.18, 图 9.19)。玻璃陨石的轻稀土相对富集, Eu/Eu^* 一般为 0.6 左右, 正是大多数地球物质的特征。

总之, 玻璃陨石的化学成分与地球物质相似而与月球样品有较大的差别, 玻璃陨石的母源物质是地球岩石而不是月球物质。

(三) 矿 物 包 体

玻璃陨石中曾发现有金属铁-镍颗粒, 主要矿物是铁纹石, 还有陨磷铁镍石和陨硫铁, 这些矿物是典型的陨石矿物, 证明有地外物质冲击作用及地外物质的组分加入。柯石英的发现表明, 玻璃陨石形成时具有强烈的冲击过程; 而高温难熔矿物如锆石、金红石、独居石晶体破碎, 是冲击事件后残留在玻璃陨石的熔体中。

(四) 同 位 素 组 成

玻璃陨石的 δD , $\delta^{18}\text{O}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 与地球物质一致, 而与月球物质差异极大(表 9.5)。应该说玻璃陨石的母源物质近于地球。

(五) K-Ar 和裂变径迹年龄

四个散落区玻璃陨石的形成年龄分别为 0.7, 1.3, 15 和 34 Ma。月球热历史的研究说明, 月亮高地斜长岩的形成年龄 $> 4\,000\text{Ma}$, 月海玄武岩的年龄为 31.500—39.500 Ma, 自 3 100 Ma 以来月球基本上没有强烈的构造岩浆活动。玻璃陨石的形成年龄仅产生在距今 35Ma 之内, 月球火山喷发形成玻璃陨石之说难以解释上述事实。Chapman 和 Scheiber (1969) 认为, 月球上的第谷坑是东南亚-澳大利亚散落区的源区, 而第谷坑的年龄至少是 100 Ma。玻璃陨石与月球火山活动及月岩年龄的不一致性, 说明玻璃陨石不是月

球火山活动的产物,而是地球受冲击的产物。

(六) 地球上与玻璃陨石有成因联系的冲击坑及冲击玻璃

大量的玻璃陨石及有关冲击坑的玻璃进行对比研究的结果证明,它们的化学成分相似、同位素组成相近、年龄一致,为冲击地球成因说提供了重要证据。里斯坑玻璃及与之相距 300km 的莫尔达维石在同位素组成和形成年龄上的一致,有力地证明莫尔达维石来自里斯冲击坑。象牙海岸石与相距 300km 的波松特威坑玻璃在同位素组成、微量元素及形成年龄的一致,大家也公认波松特威冲击坑是象牙海岸玻璃陨石的源区。北美玻璃陨石还没有找到与之有直接联系的冲击坑,由于北美散落区是最古老的 (35 Ma),冲击坑可能被沉积物充填或掩埋。东南亚-澳大利亚散落区的玻璃陨石至今尚未找到源区,目前已有的各种推论,都缺乏令人置信的证据。

总之,玻璃陨石的冲击地球成因说可以解释大多数现有的事实,而月球成因说有着许多难以克服的困难。

第十章 地外物质的冲击与撞击坑

太阳系各行星与卫星与小行星、彗星、流星体相互碰撞并形成大大小小的撞击坑,这是具有固态外壳的行星、卫星、小行星的一种主要而分布最广的地形形态。地球上也广泛分布着由地外物质冲击而产生的撞击坑,不仅玻璃陨石的形成与之有成因上的联系,甚至导致地球的构造岩浆活动与矿产的形成。地外物质冲击地球,将突然改变地表的环境,以致造成大量生物的灭绝,构成了地球演化史中频繁而影响深远的灾变事件,对探讨古生物的演化和地层划分对比有重要意义。

一、撞击坑的形成过程

小行星体、流星体及彗星等小天体冲击更大的天体而形成撞击坑,碰撞冲击过程的主要特点是:相对速度大,持续时间短和相互作用能量大。持有宇宙速度(11—72 km/s)的小天体与地球相遇,撞击形成陨石撞击坑,如美国亚利桑那州的梅蒂尔撞击坑(Meteor Crater——译为陨星坑),直径约1220m,深180m,能量达 6×10^{15} J;月球的雨海盆地形成时冲击体的动能达 1×10^{25} J。坑的直径与能量之间的关系为 $D = 4.9 W^{0.294}$, D 为坑直径; W 为当量(TNT炸药,以t计)。坑的直径一般为冲击体直径的50倍,被震裂和抛出坑外的岩石体积为冲击体体积的700倍。小天体冲击形成的碗形坑与核爆炸或化学爆炸产生的碗形坑形态极其相似。

Gault et al. (1968)认为,撞击坑的形成有以下3个阶段:

(一) 压缩阶段

当冲击体接触被冲击物表面时,即产生压缩,冲击体的动能传递给被冲击物并产生强烈的冲击波(图10.1)。被冲击物内的冲击波沿着近似半球形的前沿从接触点迅速向外传播,受压缩的被冲击物的瞬间压力达儿兆巴,虽然高压持续的时间很短,并能引起被冲击物的物质内部状态产生急剧变化。冲击体发生形变、破裂甚至迅速气化。在两者接触的界面处产生粒子的高速喷射。由于喷射而形成稀疏波。喷射的物质不仅有灼热和熔融的被冲击物,也有冲击体的碎块和电离气体(图10.1)。喷射物质的速度比冲击体的初始速度高几倍。瞬间的超高速冲

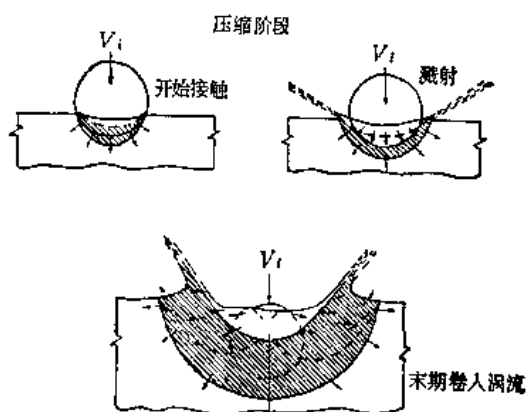


图 10.1 伴随坑发育的压缩阶段所发生的冲击现象示意图

(Gault et al., 1968)

击伴随闪光,这是由于气体电离及由界面喷射的白炽熔融物所产生。当冲击波从冲击体的背面反射时,压缩阶段结束(图 10.1)。

压缩阶段是一个非等熵过程,而由稀疏波引起被冲击物的绝热膨胀是等熵过程。冲击压缩是作不可逆功,这种功大部分以冲击后所产生的热表现出来。

(二) 冲入阶段

当应力较低而速度为中—低速时,从胚坑中抛射出的物质质量最大,因为大部分能量都消耗在加速和溅射成坑体积的粒子。击波的能量约 50% 转换成热能,残留的 50% 能量产生溅射和更换坑底的物质。

击波的前峰从冲击点迅速向外传播与扩张,但被冲击体内的击波峰压随着离开冲击点的距离而急剧减小,产生径向膨胀(图 10.2a)。波阵面的运动方向开始是近于平行,但很快就变为与正在发育的坑壁平行了,导致了溅射物呈横向流动(图 10.2b)。早期的溅射物呈低角度抛出而晚期的溅射物呈高角度抛出(图 10.2b)。有些溅射物呈高角弹道抛射到坑的上面,落下形成松散的碎屑层,铺在坑内。大部分溅射物是没有受到冲击熔融的碎块,冲击体一般气化、熔融,在溅射物中仅保存约 10%。

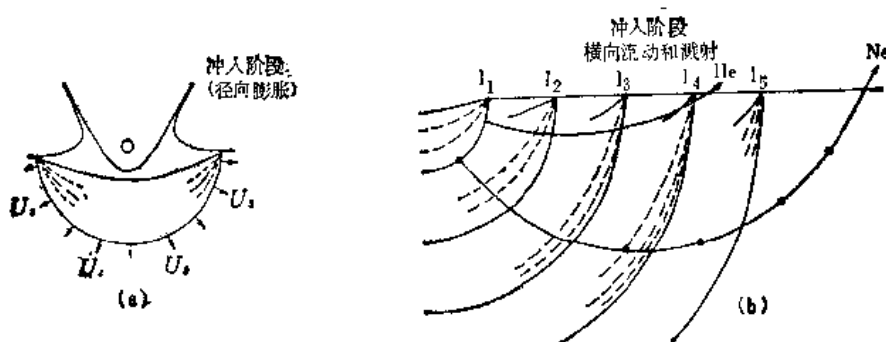


图 10.2 (a) 在被冲击体内击波的径向膨胀;
(b) 冲击坑内物质的横向流动与溅射
(Gault et al., 1968)

(三) 坑的形态变化

包括崩塌、均衡调节甚至后期的侵蚀与充填。大型撞击坑一般都可以观察到坑唇或坑壁的崩塌,甚至形成阶梯状坑壁。由于坑底岩石的非塑性回弹,形成中心隆起。后期的各种地质营力逐渐改变和掩埋已形成的坑。巨大的冲击还有可能使地表或地壳产生大裂隙,使地表下炽热岩石的压力降低,并成为岩浆上升的通道。

现将冲击体成坑的一般过程综合于图 10.3。

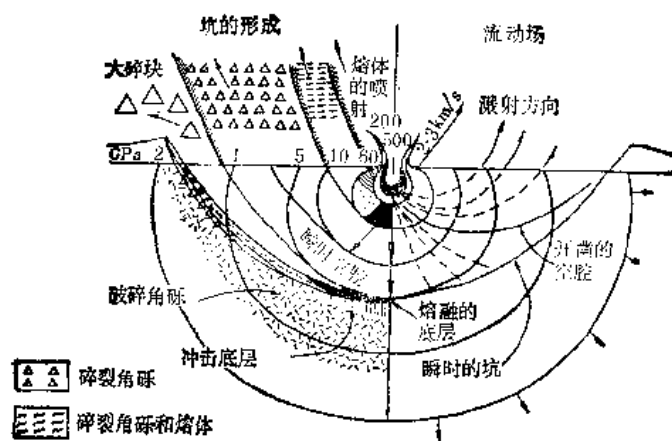


图 10.3 在坑的形态变化调整阶段前,撞击坑形成过程截面图
(Taylor, 1982)

左方表示各类角砾岩和各熔融带的范围;左上方阴影线表示溅射物的类型;压缩的溅射物(黑色);右方表示粒子运动的流体场;实线表示开凿的空腔

二、月球和行星表面的撞击坑

撞击坑是月球、水星、金星、火星等天体广泛发育的地形特征。当这些天体聚集形成的初期,星子撞击的几率要比现在大几个甚至十个量级,随着空间星子的耗损,在行星和卫星表面产生碰撞冲击而成坑的几率也随之减小。概括起来,月球和行星表面撞击坑的形态可划分为以下几类:

(一) 碗形撞击坑

最简单形态的撞击坑,如地球上的亚利桑那州的梅蒂尔(另译为陨星坑)撞击坑,月球上的普罗克鲁斯(Proclus)碗形坑等。撞击坑各种要素的命名如图 10.4。

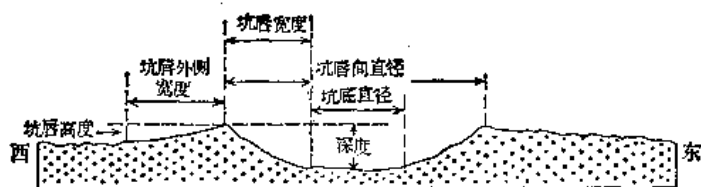


图 10.4 普罗克鲁斯碗形坑截面图及撞击坑各要素的含意

月球表面 212 个最清晰的撞击坑的深度与坑唇间直径的统计结果表明,在坑的直径约为 15km 处发生转折(图 10.5),说明撞击坑的形态由最简单的碗形坑向更复杂的形态转变。月球上的碗形坑的直径一般在 15—20km 以内,坑的直径增大,坑的形态变得更

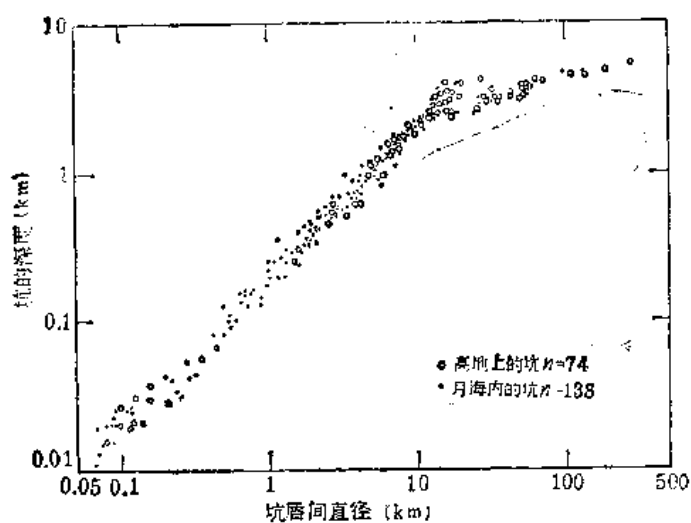


图 10.5 212 个月球表面撞击坑的直径与深度

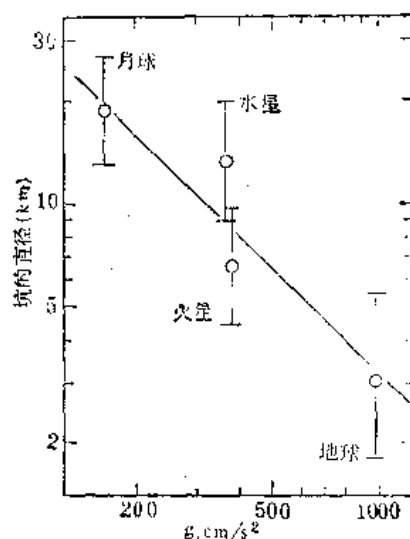


图 10.6 月球、水星、火星和地球表面的撞击坑由简单形态转变为复杂形态时,坑的直径与该天体的重力场的关系

为复杂。由图 10.5 还可以看出,月球高地上的撞击坑要比月海盆地的撞击坑深 12%。

图 10.6 表明,撞击坑的深度、直径不仅与冲击体的大小、初速、轨道、密度与结构有关,而且还与被撞击天体的重力场、被撞击处的岩性有关。因此由简单形态的撞击坑过渡为复杂形态的撞击坑也与上述因素直接相关。Pike (1980a) 提出了由简单形态的撞击坑向复杂形态的撞击坑过渡,对月球来说,坑的直径平均约 17.5km,水星为 13km,火星约 6.5km,而地球约 3km (图 10.6)。

(二) 大的具有中心隆起或中心环以及阶梯状坑壁的撞击坑

月球、水星、金星和火星表面均分布有大量的具有中心隆起(或称中央锥)或中心环和

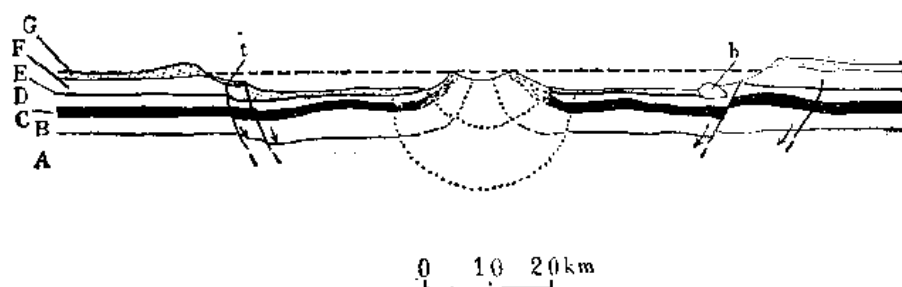


图 10.7 具有塌陷的坑壁和中心锥复杂的 Theophilus 撞击坑剖面示意图

最底部的岩层升高形成中心锥; A, B, C, D, E, F 为原地层; G 是坑唇上的喷射物,而在坑内为角砾; 大的半圆表示完全下陷带; 小的半圆表示冲击体的冲击界限。c 为断陷褶皱; b 为塌陷在坑内的角砾

阶梯状坑壁的大型撞击坑。图 10.7 是这种撞击坑的典型剖面。

在月球上凡直径大于 35km 的撞击坑一般均发育有中央隆起，地球上的戈塞斯布卢福 (Gosses Bluff——澳大利亚北部地区) 和得克萨斯，马德拉山 (Sierra Madera, Texas) 两撞击坑具有中央锥构造。月球上的 Anaxagoras (直径 51km) 撞击坑具有不对称的中央锥，图 10.8 的地质图上可以看出，由于中央锥的倒塌使形成锥的物质超覆在坑壁之上。

具有中央环的撞击坑，一般直径大于 100km。

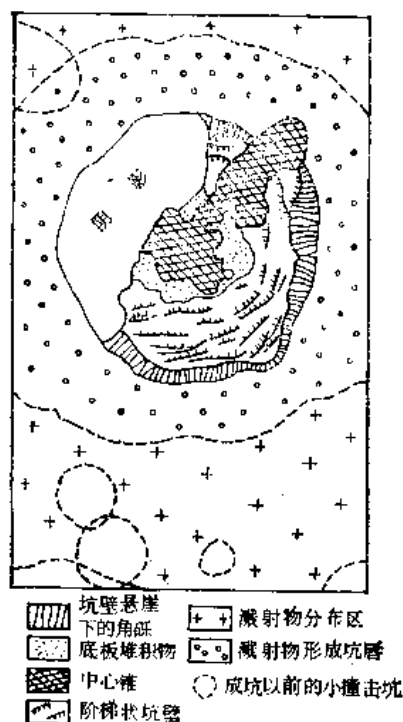


图 10.8 月球 Anaxagoras 撞击坑的地质简图(直径 51km)
(Murray, 1980)

(三) 多 环 盆 地

多环盆地是大型冲击体产生的特大型撞击坑。水星上的卡路里盆地，直径约 1 300 km，为巨大的溅射物所形成的多环山系所围绕。火星上的奥林普斯台地 (Olympus Mons)。月球上有 44 个直径大于 300 km 的盆地至少有 30 个具有多环山系的构造。(图 10.9; 表 10.1)。橙海 (Orientale) 盆地直径约 920 km，盆地内的第一道山环的直径为 620km，内山环的直径为 480km，内盆地的直径为 320km，为玄武岩所充填 (图 10.10)。橙海盆地的形成过程如图 10.11。

月球上的风暴洋是巨型的多环盆地，中心位置为 26°N15°W，有三道山环围绕，各山环的直径分别为：1 700，2 400 和 3 200km。风暴洋是月球上发生过的最大的冲击事件，形成时间约在 $(4.2-4.3) \times 10^9$ a 前。

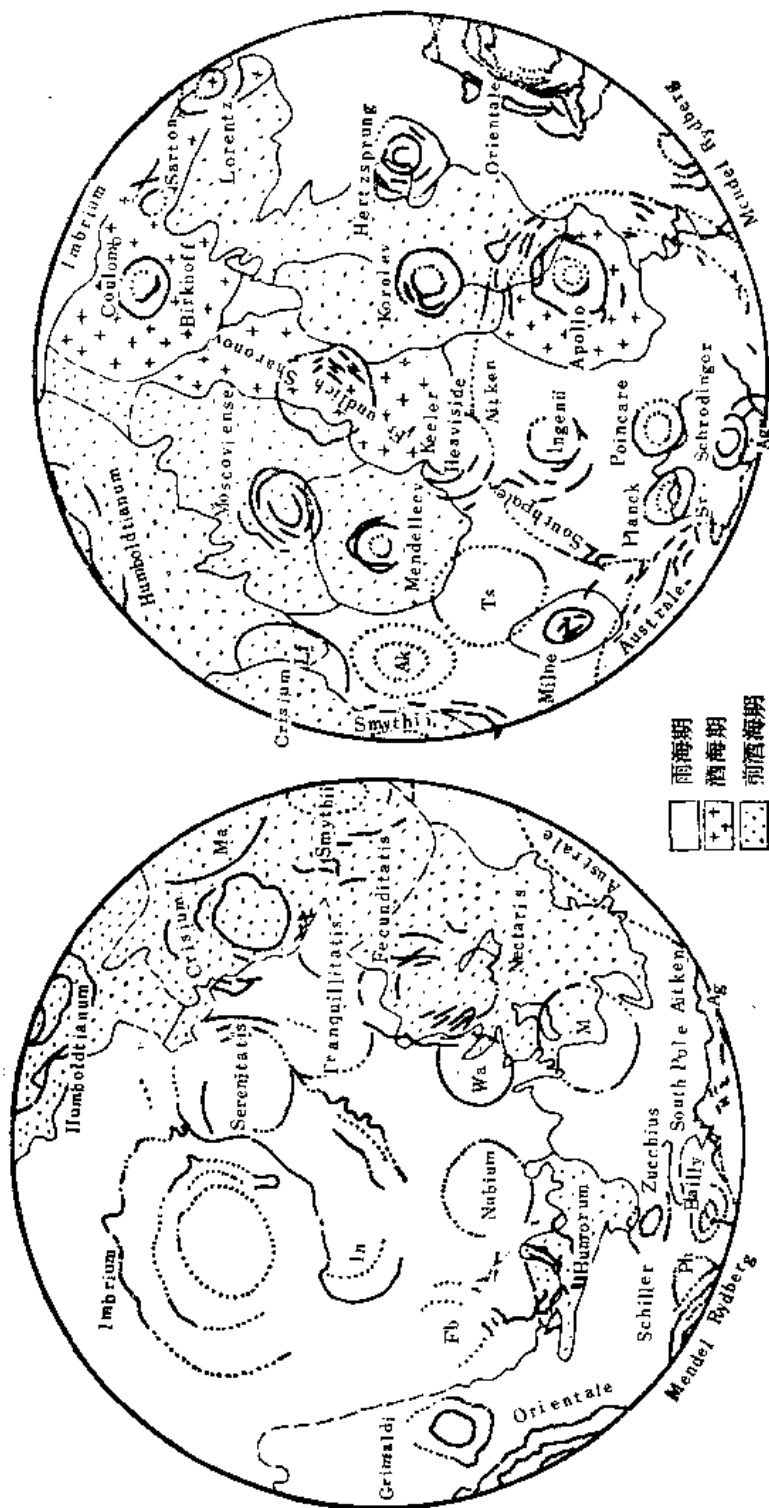


图 10.9 月球上 44 个直径大于 300km 的盆地分布图, 至少有 30 个盆地具有多环山系的构造

盆地的译名、大小和相对年龄参见表 10.1

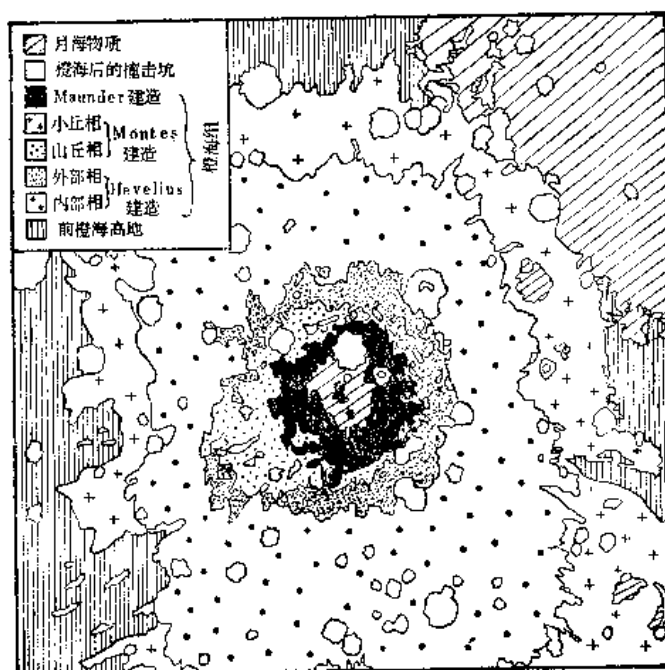


图 10.10 橙海盆地地质简图

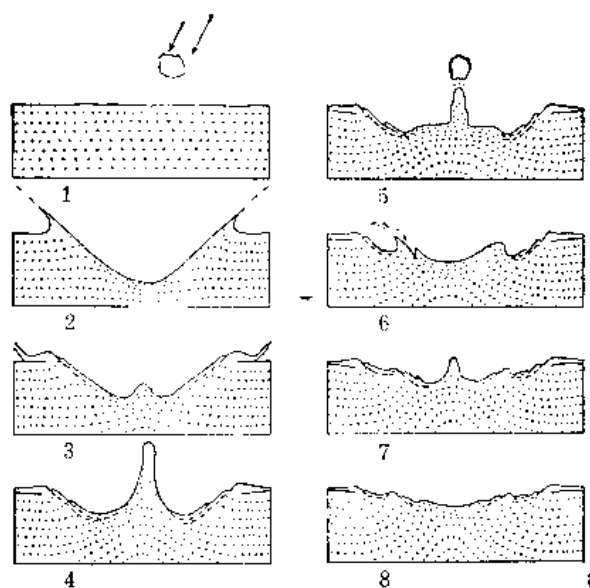


图 10.11 橙海多环盆地的形成过程

1 为巨大的星子的冲击；2 为形成碗形坑，直径约 850km；3 为中心隆起，坑缘发生塌陷形成阶地；4 为 Hevelius 建造的堆积，中央锥隆起，由塌陷产生平行的悬崖阶地；5 为中心锥的重力坍塌；6 为内坑的形成 Montes Rook 山环的形成；7 为内坑的中心隆起形成中央锥，Rook 山环的形成 (620km 直径)；8 为内坑的中央锥坍塌，形成内 Rook 山环 (480km 直径)；为后期月海玄武岩的充填

表 10.1 月球上直径大于 300km 的大型盆地

盆 地 名 称	直 径 (km)	相 对 年 龄
Orientalis	930	雨 海 期
Imbrium	1 500	
Schrodinger	320	
Sikorsky-Rittenhouse	310	酒 海 期
Bailly	300	
Hertzsprung	570	
Serenitatis	880	
Crisium	1 060	
Humorum	820	
Humboldtianum	700 (平均)	
Mendeleev	330	
Mendel-Rydberg	630	
Korolev	400	
Moscoviense	445	
Nectaris	860	
Apollo	505	前 酒 海 期
Grimaldi	430	
Freundlich-Sharonov	600	
Birkhoff	330	
Planck	325	
Schiller-Zucchi	325	
(Amundsen)	355	
Lorentz	360	
Smythii	840	
Coulomb-Sarton	530	
Keeler-Heaviside	800	
Poincaré	340	
Ingenii	650	
(Lemosov-Fleming)	620	
(Nubium)	690	
(Fecunditatis)	690	
(Mutus-Vlacq)	700	
(Tranquillitatis)	775	
Australe	880	
(Al Khwarizmi-King)	590	
(Pingre-Hausen)	300	
(Werner-Airy)	500	
(Flamsteed-Billy)	570	
(Marginis)	580	
(Insularum)	600	
(Grissom-White)	600	
(Tsiolkovsky-Stark)	700	
South Pole-Aitken	2 500	
Procellarum	3 200	

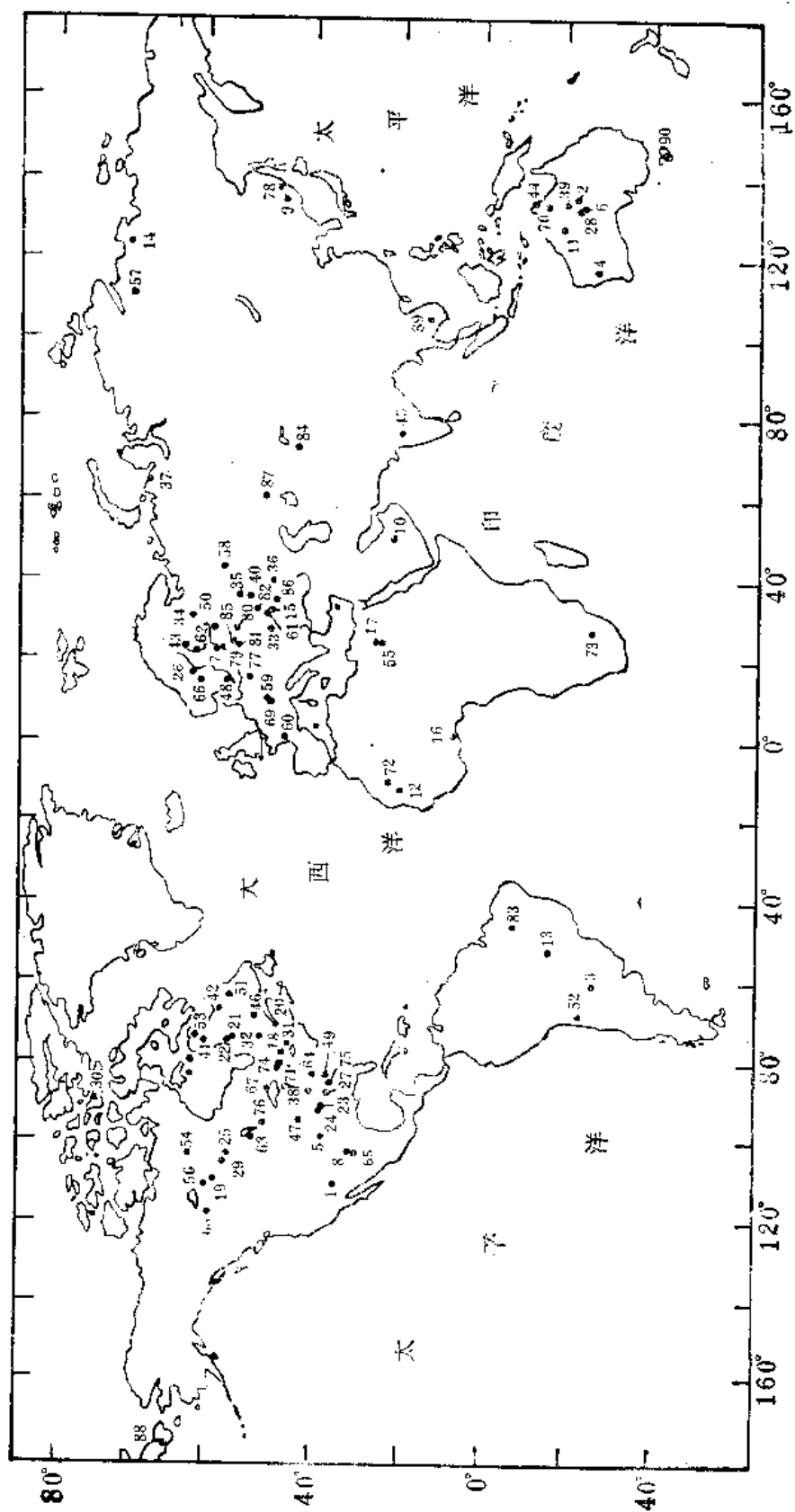


图 10.12 地表撞击坑的分布

三、地球上的撞击坑与冲击变质效应

(一) 地球上的撞击坑

地球受到各种地外物质的冲击并形成撞击坑的几率要比月球、水星、金星大得多。直径大于 20 km 的撞击坑在地表为 $0.36 \times 10^{-14} \text{km}^2/\text{a}$, 也就是平均约 30Ma 在地表将有一次直径大于 20km 的撞击坑产生(Hartmann, 1965)。若用月球月海范围内(平均年龄为 $3.4 \times 10^9 \text{a}$) 的撞击坑进行计算, 地球表面撞击坑的产率约 $0.37 \times 10^{-14} \text{km}^2/\text{a}$, 与上述计算相近。若考虑到在地球形成初期, 即在 $(4.5-4) \times 10^9 \text{a}$ 前, 地表撞击坑的产率比现在高 10^3-10^7 倍。

图 10.12 和表 10.2 列出了地球上 90 个直径大于 0.1 km 撞击坑的分布、大小和形成年龄。

地表的各种地质营力和地球内部的地质过程, 使大量撞击坑消失。按照正常的地质过程计算, 一个直径为 10km 的撞击坑大约能保持 300Ma, 地盾区一个直径 20km 的撞击坑大约能保持 600Ma。表 10.2 中坑的年龄值说明, 仅有二个直径约 140km 的巨型坑能保留 1800—1900Ma, 而其他全部撞击坑的年龄小于 600Ma。

表 10.2 地表的撞击坑名称、直径大小、年龄与地理位置**

序号	名	称	直径 (km)	年龄(Ma)	地理位置
1	Barringer, Arizona, USA	美国, 亚利桑那, 巴林格	1.2	*	35°N111°W
2	Boxhole N. T. Australia	澳大利亚北方地区, 波克斯霍尔	0.2	*	23°S135°E
3	Campo del Cielo, Argentina	阿根廷, 坎波, 德尔, 西洛	0.1	*	28°S62°W
4	Dalgaranga, W. A. Australia	西澳大利亚, 塔喀兰	0.02	*	28°S117°E
5	Ilaviland, Kansas, USA	美国, 哈维兰	0.01	*	38°N99°W
6	Hienbury, N. T. Australia	澳大利亚北部地区, 亨伯里	0.15	*	25°S133°E
7	Kaaliyarvi, Estonian SSR	苏联爱沙尼亚, 卡里雅维	0.11	*	58°N23°E
8	Odessa, Texas, USA	美国, 敖德萨	0.17	*	32°N102°W
9	Sikhote Alin, Primorye Terr. Siberia, USSR	苏联, 西伯利亚, 锡霍特	0.03	*	46°N. 35°E
10	Wabar, Saudi Arabia	沙特阿拉伯, 瓦巴	0.10	*	21°N56°E
11	Wolf Creek, W. A., Australia	西澳大利亚, 沃尔弗, 克瑞克	0.85	*	19°S128°E
12	Aouelloul, Mauritania	毛里塔尼亚, 奥罗尔	0.37	3.1±0.3	20°N13°W
13	Araguainha Dome, Brazil	巴西, 阿拉瓜尼哈, 多麦	40	<250	17°S53°W
14	Beyenchime Salautin, USSR	苏联, 伯杨奇麦	8	<65	72°N123°E
15	Boltysh, Ukrainian SSR, USSR	苏联, 乌克兰, 波尔第士	25	100±5	49°N32°E
16	Bosumtwi, Ghana	加纳, 波松特威	10.5	1.3±.2	6°N1°W
17	B. P., structure, Libya	利比亚, B. P. 构造	2.8	<120	25°N24°N
18	Brent, Ontario, Canada	加拿大, 安大略, 布伦特	3.8	450±30	46°N78°W
19	Carswell, Saskatchewan, Canada	加拿大, 卡斯韦尔	37	485±50	58°N109°W
20	Charlevoix, Quebec, Canada	加拿大, 夏尔沃伊克斯	46	360±25	48°N70°W
21	Clearwater L., East, Quebec, Canada	加拿大, 东克里尔沃特湖	22	290±20	56°N74°W
22	Clearwater L., West, Quebec, Canada	加拿大, 西克里尔沃特湖	32	290±20	56°N74°W
23	Crooked Creek, Missouri, USA	美国, 克鲁克, 克瑞克	5.6	320±80	38°N91°W
24	Decaturville, Missouri, USA	美国, 迪卡图维尔	6	<300	38°N93°W

表 10.2 (续)

序号	名	称	直径 (km)	年龄 (Ma)	地理位置
25	Deep Bay, Saskatchewan, Canada	加拿大, 迪普贝	12	100±50	56°N103°W
26	Dellen, Sweden	瑞典, 德伦	15	230	62°N17°E
27	Flynn Creek, Tennessee, USA	美国, 弗林, 克瑞克	3.5	360±20	36°N86°W
28	Gosses Bluff, N. T., Australia	澳大利亚北方, 戈塞斯布卢福	22	130±6	24°S132°E
29	Gow L., Saskatchewan, Canada	加拿大, 戈湖	5	<200	56°N104°W
30	Haughton Dome, N. W. T. Canada	加拿大西北地区, 赫堂	20	15	75°N90°W
31	Holleford, Ontario, Canada	加拿大, 安大略, 霍尔福德	2	550±100	44°N77°W
32	Île Rouleau, Quebec, Canada	加拿大, 依勒, 柔勒奥	4	<300	51°N74°W
33	Ilinty, USSR	苏联, 伊宁特斯	4.5	495±5	49°N28°E
34	Janisjärvi, USSR	苏联, 加尼斯加尔维	14	700	62°N31°E
35	Kaluga, USSR	苏联, 卡鲁	15	360±10	54°N36°E
36	Kamensk, USSR	苏联, 卡门斯克	25	65	48°N40°E
37	Kara, USSR	苏联, 卡拉	50	57	69°N65°E
38	Kentland, Indiana, USA	美国, 印第安那, 肯特兰	13	300	41°N87°W
39	Kelley West, N. T. Australia	澳大利亚北部地区, 凯尔莱	2.5	550	19°S133°E
40	Kursk, USSR	苏联, 库尔斯克	5	25±80	52°N36°E
41	Lac Couture, Quebec, Canada	加拿大, 拉克库图尔	8	420	60°N75°W
42	Lac La Moine, Quebec, Canada	加拿大, 拉克, 拉莫依勒内	8	400	57°N67°W
43	Lappajärvi, Finland	芬兰, 拉帕亚维	14	<600	63°N24°E
44	Liverpool, N. T., Australia	澳大利亚北方地区, 利物浦	1.6	150±70	12°S134°E
45	Lonar, India	印度, 朗拉	1.83	0.05	20°N77°E
46	Manicouagan, Quebec, Canada	加拿大, 马尼科甘	70	210±4	51°N69°W
47	Manson, Iowa, USA	美国, 依俄华, 曼森	32	<70	43°N95°W
48	Mien L., Sweden	瑞典, 珥因湖	5	118±2	56°N15°E
49	Middlesboro, Kentucky, USA	美国, 米德尔斯波罗	6	300	37°N84°W
50	Mishina Gora, USSR	苏联, 米斯依那, 时拉	2.5	<360	59°N28°E
51	Mistassin, Labrador, Canada	加拿大, 米斯塔斯丁	28	38±4	56°N63°W
52	Monturaqui, Chile	智利, 蒙图拉克	0.46	1	24°S68°W
53	New Quebec Crater, New Quebec, Canada	加拿大, 新魁北克	3.2	5	61°N74°W
54	Nicholson L., N. W. T., Canada	加拿大西北地区, 尼库尔森	12.5	<450	63°N105°W
55	Oasis, Libya	利比亚, 俄亥西恩	11.5	<120	25°N24°E
56	Pilot L., N. W. T., Canada	加拿大西北地区, 派勒特湖	6	<300	60°N111°W
57	Popigai, USSR	苏联, 波皮盖	100	38±9	71°N111°E
58	Puchezh-Katun, USSR	苏联, 普其茨-卡图	80	183±3	57°N44°E
59	Ries, Germany	联邦德国, 里斯	24	14.8±7	49°N11°E
60	Rochechouart, France	法国, 罗什卡特	23	160±5	46°N1°E
61	Rormistrov, USSR	苏联, 罗特米斯特洛夫	2.5	70	49°N32°E
62	Sääksjärvi, Finland	芬兰, 赛克斯雅尔维	5	490	61°N22°E
63	St. Martin, Manitoba, Canada	加拿大, 马丁山	23	225±40	52°N99°W
64	Serpent Mound, Ohio, USA	美国, 塞彭特山	6.4	300	39°S83°W
65	Sierra Madera, Texas, USA	美国, 马德拉山	13	100	31°N103°W
66	Siljan, Sweden	瑞典, 西尔杨	52	365±7	61°N15°E
67	Slate Island, Superior, Ontario, Canada	加拿大, 斯拉特岛	30	350	49°N87°W
68	Steen River, Alberta, Canada	加拿大, 斯蒂恩河	25	95±7	60°N118°W
69	Steinheim, Germany	西德, 斯泰恩海姆	3.4	14.8±7	49°N10°E

表 10.2 (续)

序号	名	称	直径 (km)	年龄(Ma)	地理位置
70	Strangways, N. T. Australia	澳大利亚北部,斯特伦威斯	24	150±70	15°S134°E
71	Sudbury, Ontario, Canada	加拿大,萨德伯里	140	1 840±150	47°N81°W
72	Tenoumer, Mauritania	毛里塔尼亚,特鲁梅	1.9	2.5±.5	23°N10°W
73	Vredefort, South Africa	南非,弗里德福特	140	1 970±100	27°S27°E
74	Wanapitei L., Ontario, Canada	加拿大,瓦纳皮蒂	8.5	37±2	47°N81°W
75	Wells Creek, Tennessee, USA	美国,威尔斯克瑞克	14	200±100	36°N38°W
76	West Hawk L., Manitoba, Canada	加拿大,西霍尔湖	2.7	100±50	50°N95°W
77	Morasko, Poland	波兰,摩拉斯科	100		52°N16°E
78	Sobolev, Siberia, USSR	苏联,西伯利亚,索波列夫	51		46°N138°E
79	Kjardla, Est. SSR	苏联,克雅德拉	4	500±50	57°N23°E
80	Logosk, Bel. SSR	苏联,罗哥依斯基	17	100±20	54°N28°E
81	Misarat, Lith. SSR	苏联,米萨特	5	500±80	54°N24°E
82	Obolon, USSR	苏联,奥波隆	15	160	50°N33°E
83	Serra da Canghala, Brazil	巴西,色拉德加哈拉	12	<300	8°S47°W
84	Shunak, Kaz. SSR	苏联,苏拉克	2.5	12	43°N73°E
85	Vepriai, Lith. SSR	苏联,维普利阿依	8	160±30	55°N25°E
86	Zeleny Gai, Ukr. SSR	苏联,泽勒尼盖	1.4	120±20	47°N35°E
87	Zhamanshin, Aktyubinsk, USSR	苏联,沙门斯亨	10	4.5±0.5	49°N61°E
88	Elgytgyn, Siberia	苏联,埃尔吉特津		3.5±0.5	67°N172°E
89	Cambodia	坎波比亚	6×10	—	14°N106°E
90	Darwin, Tasmania	澳大利亚,达尔文	1.2	—	42°S145°E

* 坑的年龄小于 10⁶a, 甚至小于 10⁵a; ** Taylor, 1982.

鉴别近代撞击坑比较容易, 而要识别古老的并发生了强烈形变的撞击坑比较困难。Dence (1972) 提出了鉴别地球撞击坑的标志如表 10.3。

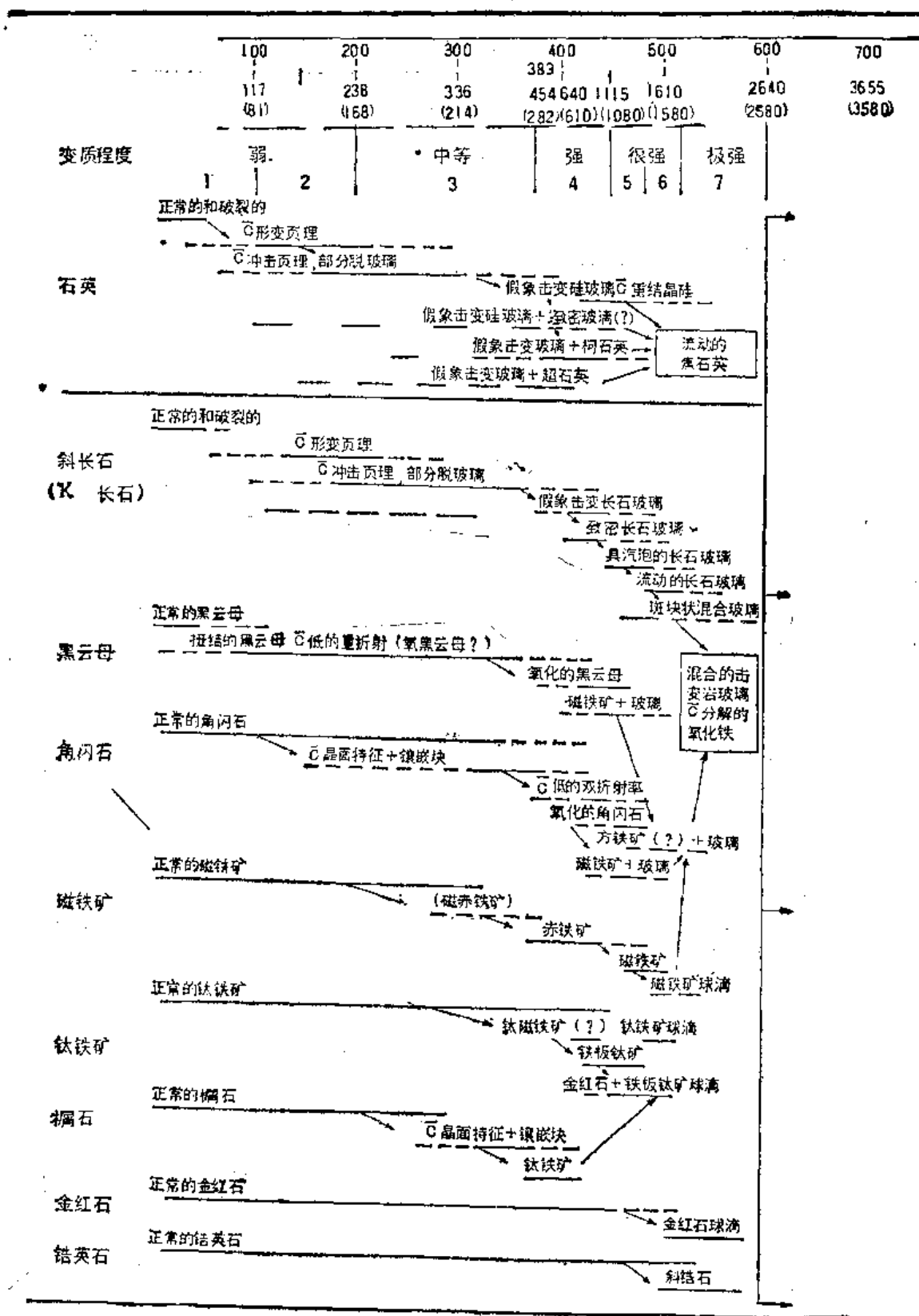
(二) 冲击变质效应

天体物质的相互碰撞或冲击体高速冲击地表形成撞击坑, 坑内的岩石以及直接与坑毗连的岩石将发生明显的冲击变质效应, 这些效应主要表现在以下几方面。形成一系列具有冲击变质特征的矿物, 如柯石英、超石英、焦石英、斜锆石以及与冲击玻璃伴生的钛铁矿、金红石、尖晶石、铁板钛矿等; 其次矿物晶体结构产生损伤, 使衍射斑点谱线变宽和“星石化”, 矿物出现多组晶面特征及微纹理发育, 产生微裂隙、滑面等; 石英、长石转变为非晶质相——击变玻璃。冲击变质也可产生晶体的波状消光和黑云母的扭结带等。当击波通过某些岩石类型时, 产生震裂锥, 震裂锥的长度从 < 1cm 到 > 1500cm, 震裂锥锥顶指向冲击的位置。Chao (1968) 根据冲击波的峰压、峰值温度及残留温度将冲击变质作用的强度划分为七个等级, 并对石英、斜长石、黑云母、角闪石、磁铁矿、钛铁矿、榍石、金红石和锆英石在不同强度等级的冲击变质过程中的损伤, 和其他各种效应作了系统的描述, 并综合于表 10.4。冲击变质岩的分类和冲击损伤的强度分类, 为我们认识冲击变质作用的发展阶段、估算冲击过程的温度与压力, 提供了一种“矿物尺度”。

表 10.3 鉴别地球撞击坑的标志*

标 准	性 质 和 情 况	例 子
1. 有限石	除年青坑的喷射物外, 很少有限石存在	巴林杰, 亨伯里
2. 圆形平面	靠近中心, 特别圆 坑的边缘因以下原因而改变: (1) 先前存在的构造; (2) 轻微到中等程度的侵蚀 因以下原因而使坑的轮廓模糊: (1) 深部侵蚀; (2) 晚期覆盖; (3) 晚期的构造事件	布伦特, 马尼科甘, 巴林杰, 新魁北克, 迪普贝, 西霍克湖 尼库尔森湖 (Nicholson Lake) 德伦湖 (Deilen Lake), 霍尔福德, 马丁山湖 查尔沃伊克斯 (Charlevoix), 萨德伯里
3. 坑唇构造	只有在年青的简单坑内有升高的倒转坑唇在复杂的坑内, 坑唇降低而形成: (i) 缓平的隆起, 或 (ii) 扰乱带, 或 (iii) 肩沿槽	迪普贝 里斯 马尼科甘
4. 中央构造	在简单坑内, 有角砾岩盆, 在复杂坑内的中央隆起: (i) 单峰, 或 (ii) 环形构造	巴林杰, 布伦特 斯泰恩海姆 戈塞斯布卢福, 西克利尔沃特湖
5. 重力异常	一般为负异常, 可能由沉积充填而增强, 在中 等大小的坑内表现更明显, 在复杂坑内大坑 可能因以下原因而模糊不清: (1) 重的岩石的中央隆起; (2) 侵蚀; (3) 区域重力变化	迪普贝, 沃纳皮泰湖 (Lake Wanapitei) 西克利尔沃特湖 尼库尔森湖 卡斯韦尔, 马尼科甘
6. 磁场	可变, 通常减弱, 与区域场结合, 在粗面火山弹 及熔融岩石集中区之上可能出现明显异常	克利尔沃特湖坑 迪普贝, 布伦特 里斯
7. 地震波速	坑岩的地震波速比围岩低, 层状岩石内的冲击 坑具有混乱构造的中央区	迪普贝, 布伦特 戈塞斯布卢福
8. 角砾岩化	在表面样品及钻孔岩芯内可观察到, 坑唇岩石 主要是单矿碎屑岩, 上面覆盖有混合的喷射 物。如果保存的话, 坑内的混合角砾岩与熔融 岩石相间, 中央隆起的围岩被假玄武玻璃及 混合角砾岩和熔融岩石脉切割	西拉马德拉 (Sierra Madera) 布伦特, 里斯 西克利尔沃特湖 布伦特, 西霍尔湖
9. 冲击变质	超高速冲击的主要标准, 包括震裂锥, 矿物内的 平面要素, 玻璃状固态, 高压相, 完全熔融形 成混合角砾岩, 玻璃和坑穴或席状熔融岩石, 存在于喷射物角砾岩中或坑内的混合角砾岩 内, 也见于坑中心区之下的围岩内, 但坑唇内 没有, 因淬火, 热液性变(沸石等), 后期的区 域变质而模糊不清	弗雷德福特 (Vredefort) 马尼科甘 巴林杰, 里斯 布伦特, 克利尔沃特湖 查尔沃伊克斯 马尼科甘, 萨德伯里

* 引自 King 著《宇宙地质学》, p. 89。



第十一章 地球的生物灭绝事件 及其地外起因

地球上生物的大量、突然和广泛的灭绝事件,很难以地球自身的过程来加以清晰解释,而必须从太阳系内的化学和物理过程来探讨生物灭绝事件的起因,天体化学的研究为阐明事件的性质、规模和过程提供了定量的依据。地质历史上生物具有渐变的演化过程,但也有某些门类在很短时间内、大量突然死亡的事实,即生物灭绝。大的生物灭绝时期与地层时代的划分、构造运动、古气候变化等都有密切的联系,因而探讨生物灭绝的起因不仅有重要的理论意义,也具有重大的实际意义。

一、生物大量灭绝的地质-古生物依据

地质历史中各门类古生物的分布具有周期性,即一些生物门类(种、属、科甚至目、纲)突然大量死亡,以后出现大量新的门类。

图 11.1 表示动物各门类自寒武纪以来种的灭绝百分比变化曲线,图中出现一些峰值(即大的生物灭绝时期),如寒武纪末期、泥盆纪末期、二叠纪末期和白垩纪末期。曲线上的小峰值基本上位于地质各纪的末期。峰值以后曲线急剧下降,许多新门类产生。

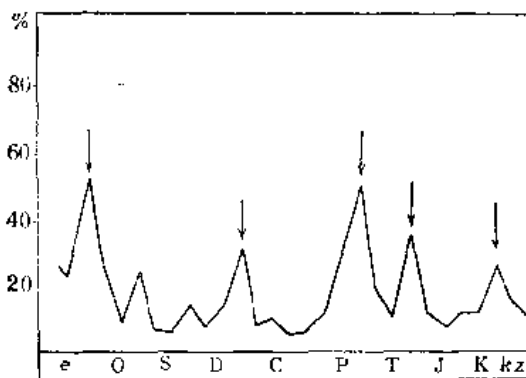


图 11.1 在地质历史上动物灭绝的种数占整个种的百分比
(徐道一, 1981)

造礁生物在显生宙的寒武纪末、泥盆纪末、二叠纪末和白垩纪末有四次全球性的大灭绝(图 11.2)。

头足类如 *Bactritoidea* 在二叠纪末突然全部灭绝,菊石 (*Ammonoidea*) 在白垩纪末全部死亡(图 11.3)。与菊石同时灭绝的还有恐龙、软体动物、有孔虫、珊瑚等某些科属(图 11.4)。从生态上看,死亡的科属不仅有浮游、游泳和底栖动物,还有穴居、寄生等不同生

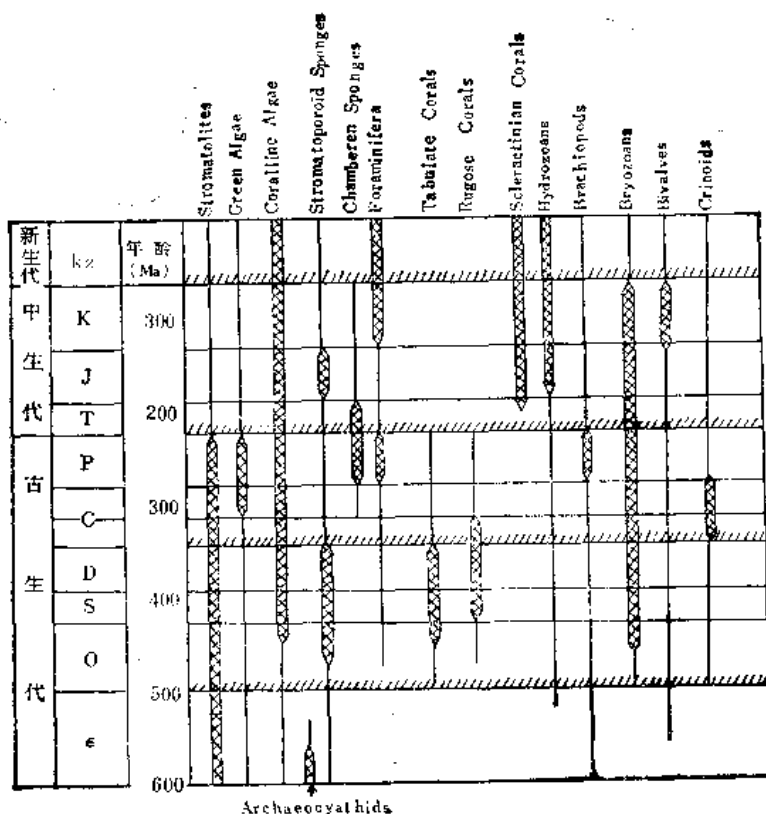


图 11.2 造礁生物在显生宙的变化
(徐道一, 1981)

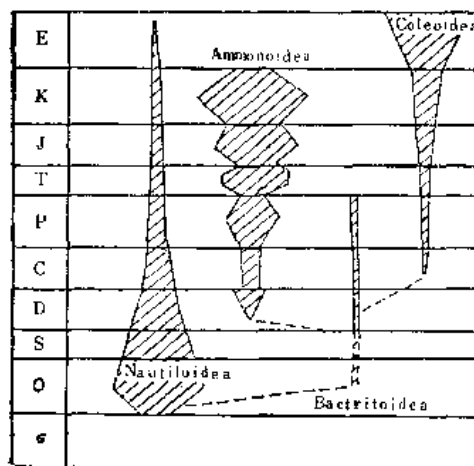


图 11.3 头足类在时代上的分布
(徐道一, 1981)

态的动物群落。在白垩纪末期, 各种陆地、淡水和海洋的生物属有 2,868, 而第三纪早期只有 1 502 属, 占 52%。若排除第三纪早期出现的新属, 则灭绝所占的比例还要高。大约 50% 的生物属或估计达 75% 的生物种从地球上消失了。自寒武纪以来, 具有骨骼陆棚无脊椎动物门、纲的变化较小, 目的灭绝数较大而科的灭绝数最明显(图 11.5A, B)。生物的灭绝还有以下特点(徐道一, 1981): 生物灭绝时期与地质历史上最剧烈的气候变化, 如

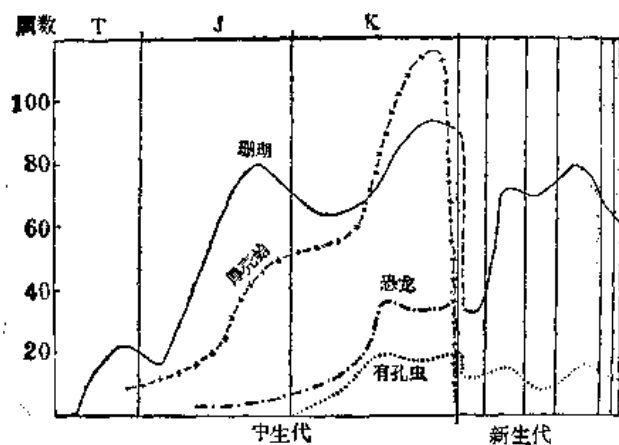


图 11.4 动物某些门类在中、新生代的属数的变化
(徐道一, 1981)

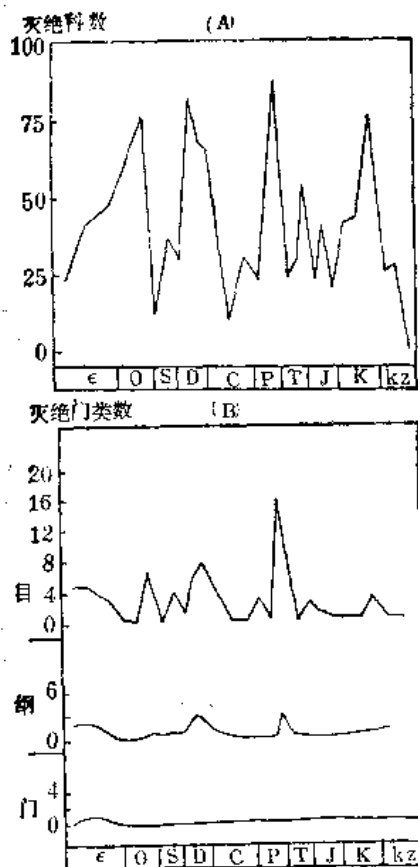


图 11.5 显生宙以来具有骨骼陆棚无脊椎动物科(A)门、纲、目(B)灭绝门类数变化曲线
(徐道一, 1981)

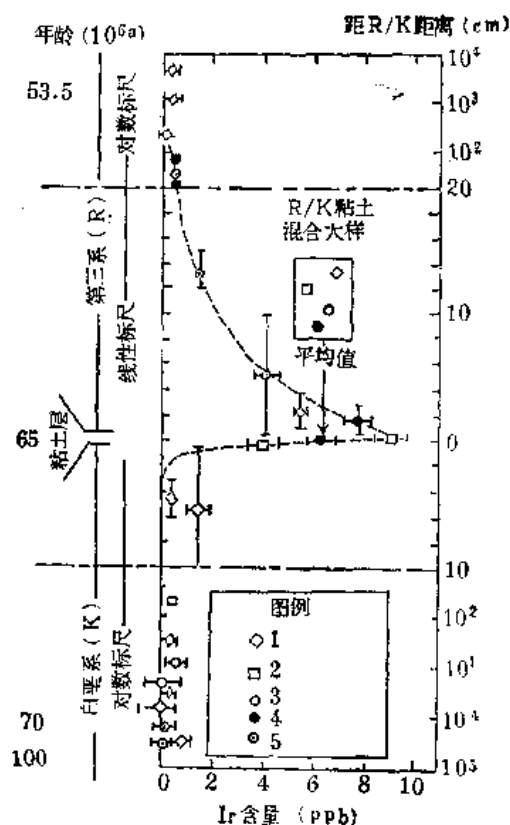


图 11.6 意大利几个剖面上K-R界线附近样品中铱的含量变化

铱含量方向的误差棒表示放射性记数的标准偏差;地层方向的短棒表示样品厚度;实心小圆代表四个剖面上四条界线粘土大样品铱的平均值。1—2为 Gubio 地区:1 为 Bottaccione 区;2 为 Contessa 区;3—5 为 Gubio 地区以北 70km; 3 为 Acqualagna 区;4 为 Petriccio 区;5 为 Gorgo a Carbara 区

当前国际学术界讨论生物灭绝的起因主要集中在白垩-第三系界面、二叠-三叠系界面和寒武-前寒武系界面等三个界面间的生物灭绝事实与元素异常的成因。

(一) 白垩系-第三系界面沉积物中铼的异常

随后 Alvarez et al., (1983) 测定了丹麦斯蒂文斯克林特海崖的白垩系-第三系剖面的铍含量, 发现界面粘土层的铍含量比背景值高 160 倍(表 11.1)。相继在世界各地如意大利、美国、苏联、西印度群岛、新西兰、突尼斯、大西洋及太平洋等地的白垩系-第三系界面的粘土层中均发现铍的正异常, 经统计 (Alvarez, 1983) 有 36 处, 目前已增长到近 50 处。在所测定的铍异常地层中, 美国新墨西哥州及蒙他那州的剖面为陆相地层, 其他

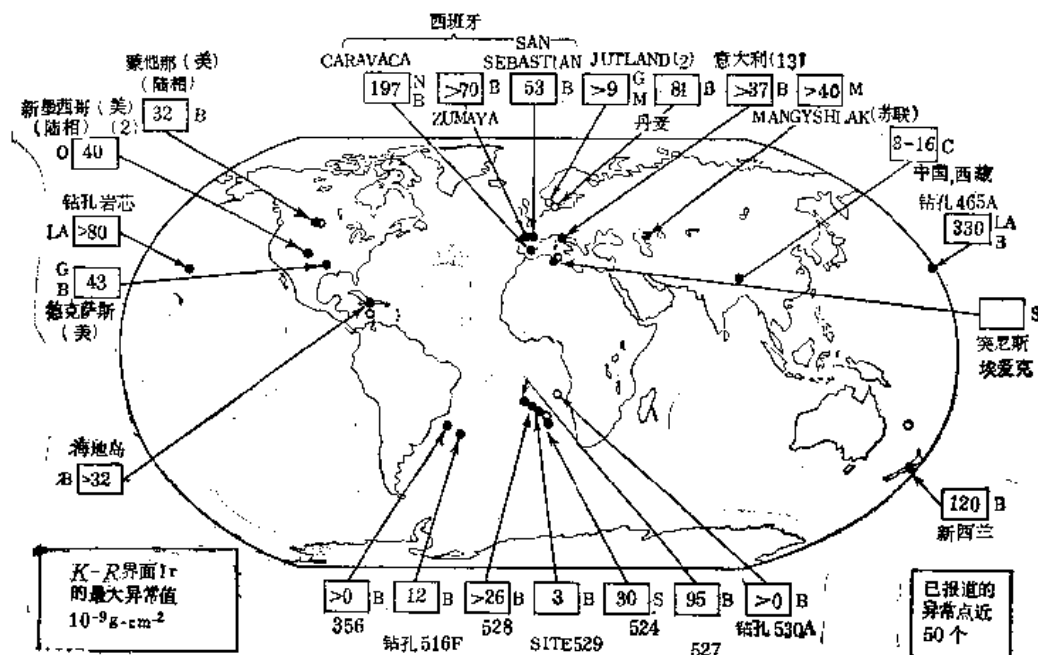


图 11.7 世界各地 K-R 界面中铍异常点的分布

实验室: B为贝克莱(美);G为 Ganapathy (贝克尔公司);M为莫斯科(苏联);LA 为洛杉矶加州大学;S为瑞士小组;C为中国小组;O为橡树岭实验室;N为荷兰小组;LBL/加州大学贝克莱分校
方框内数值为界面的 Li 含量 (ppb)

1) 引自周磊, 1983。

均为海相地层。中国西藏地区的海相白垩系-第三系地层界面中也发现有铱的正异常¹⁾。现将世界各地的铱异常界面的分布列于图 11.7。图中还列出了各异常界面上铱的最大异常值以及测定铱含量的实验室(图 11.7)。

表 11.1 丹麦剖面不溶于酸残留物中铱的含量

样 品	铱含量 (ppb)	不溶于酸残留物 含量(%)
SK, +2.7m	<0.3	3.27
SK, +1.2m	<0.3	1.08
SK, +0.7m	0.36±0.06	0.863
界线粘土	41.6±1.8	44.5
SK, -0.5m	0.73±0.08	0.654
SK, -2.2m	0.25±0.08	0.621
SK, -5.4m	0.30±0.16	0.774

* 界线层中含粘土成分的比例比其上、下灰岩高的多。

在全球范围内广泛分布着铱的异常表明,当时有大量的地外物质加入,而生物毫无先兆的突然灭绝又表明,这些地外物质的加入是在极短的时间内完成的。这种具有地外来源的瞬间作用如邻近超新星的爆发、超级太阳耀斑、小天体对地球的冲击碰撞都有可能对地球生物产生灾难性的后果。由海水条件的改变而沉淀形成铱异常是十分困难的。若以现代海水对铱的溶解度为准,富铱粘土所代表的极短时间内,在全球范围沉淀如此大量的铱是不可能的;另外沉积一层正异常的铱之后,理应出现一层铱负异常的地层,但世界各地至今尚未发现。

(二) 白垩系-第三系界面中其他铂族元素的异常

在 K-R 界面上,还发现伴随铱的正异常,同时出现其他铂族元素和一些微量元素异常的高含量。Smit 和 Hertogen (1980)对西班牙卡拉瓦卡地区的 K-R 剖面取了 100 个密集排布的样品,结果表明处于界面(中间层)的样品 Os, Ni, Co, Cr, As, Sb, Se, Ir

表 11.2 西班牙卡拉瓦卡地区 K-R 界线处元素的异常

元 素	白垩系上部			中 间 层			第三系下部		
	$\bar{x}^*$	$\overline{c.v.}^{**}$	n^{***}	$\bar{x}$	$\overline{c.v.}$	n	$\bar{x}$	$\overline{c.v.}$	n
Os	0.03	—	2	16.1	—	2	0.41	—	1
Ni	24.2	—	2	1,065.7	4	6	40.6	14	8
Co	9.06	2.8	28	270	3	4	5.59	2.5	65
Cr	56.9	20	28	499	2.5	4	69.6	19.4	63
As	2.07	1.23	16	223.8	12	4	1.66	1.5	31
Sb	0.35	0.09	19	7.01	10	4	0.23	0.08	24
Se	0.073	—	2	5	—	2	0.138	—	1
Ir	0.13	—	2	25.5	—	2	0.34	—	1

Ir, Os 为 ppb; 其他元素为 ppm;

* $\bar{x}$: 样品平均值 ** $\overline{c.v.}$: 分析误差平均变化系数; *** n : 样品数。

1) 周益, 1984, 中国白垩系-第三系界面元素异常与起因, 中国科学院地球化学研究所。

含量的平均值均高于上下岩层几十倍—200倍(表 11.2)。

Smit 和 Hertogen (1980) 对五个样品的 Ir, Os, Se, Ni 进行了 RNAA 分析,也得到了相似的结果(图 11.8)。

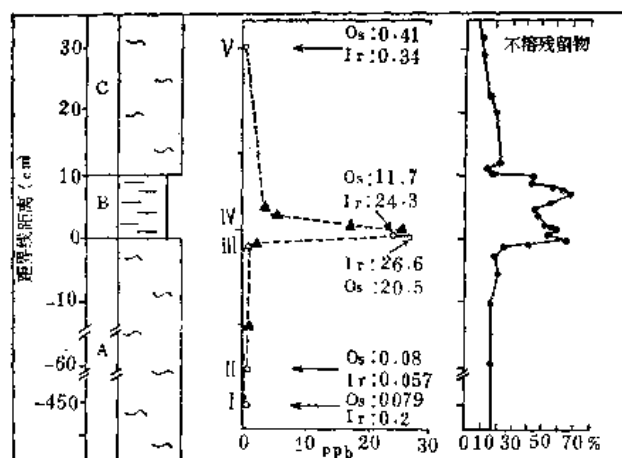


图 11.8 西班牙卡拉瓦卡地区五个样品的取样部位—以及铱、钌含量的分布
I—V 为所分析的五个样品;黑三角为 Alvarez 提供的 Ir 含量数值

丹麦 K-R 界面 5 个样品的分析结果 (Ganapathy, 1980) 表明,除铱外,钴含量呈现明显的正异常(表 11.3)。表 11.4 列出的 Ir, Os, Au, Pt, Ni, Co, Pd, Re 和 Ru 等铂族元素与亲铁元素在丹麦的 K-R 界面的两个样品中含量异常高,比哥伦比亚河玄武岩的铂族元素含量高 2—4 个量级,而比 CI 型碳质球粒陨石低约一个量级。

表 11.3 丹麦 K-R 界面粘土层中的 Ir 和 Co 含量

样 品	Co(ppm)	Ir(ppb)
1	37±1	58±12
2	41±2	69±13
3	49±2	69±12
4	38±1	47±9
5	46±1	55±6

表 11.4 丹麦剖面上两个粘土样品中的元素含量,以及与 CI 球粒陨石和哥伦比亚河玄武岩的元素含量的对比

元 素	样品 4	样品 5	CI 球粒陨石	哥伦比亚河玄武岩
Ir(ppb)	47±9	55±6	514	0.0011—0.012
Os(ppb)	40±1	49±2	480	≤0.01
Au(ppb)	8.8±0.2	12.3±0.2	152	0.35—1.33
Pt(ppb)	24±5	17±6	900	
Ni(ppm)	310±45	322±35	10,300	7.3—13
Co(ppm)	38±1	46±1	483	28—38
Pd(ppb)	45±8	53±8	460	≤0.03
Re(ppb)	35±1	59±1	35	0.64—1.06
Ru(ppb)	37±28		690	

(三) 白垩纪末期生物灭绝事件的起因

很多年以来,人们一直试图给予白垩纪末期的生物灭绝事件一个合理的解释。80年代以前绝大部分研究者倡导和支持“渐变说”,即认为该事件是由地球上的一些缓慢过程的积累而引起的,如生物习性的改变、养料耗尽、气候恶化、海平面的变化或海水盐度的变化、海陆变迁、长期的火山作用等等。另一类假说为“灾变说”,如太阳巨型耀斑的爆发、邻近超新星的爆发、小行星的撞击、彗星的撞击等。“渐变说”所提出各种生物灭绝的机理,在发生生物的全球性灭绝之前,都应该在地层沉积物中留下即将到来的先兆性印记。但是,迄今为止,这方面的线索未曾发现过。“渐变说”更难以说明生物的灭绝具有全球性和瞬时性。

按照引起生物灭绝的各种起因,可划分为“地内成因”——着重于地球环境和生物本身的变化;另一类为“地外成因”——即地外物质的作用引起地球表面生物的灭绝(表11.5)。

表 11.5 生物灭绝起因的各种假说*

地 内 成 因		地 外 成 因	
类别	灭绝的主要因素	类别	灭绝的主要因素
生物	习性特殊化 食物营养缺乏	太阳系	巨型耀斑爆发 小行星撞击 彗星撞击
气候	气候区变化 气温变化	银河系	超新星爆发
海洋	盐度变化 海平面变化		
地质	有害金属元素		
	造山运动影响海陆变化		
	火山爆发 地磁极性反转		

* 徐道一, 1981。

近年来对生物灭绝事件的规模、过程已积累了丰富的科学论证,地外成因说特别是小行星(陨石)与彗星冲击地球说,比较普遍地为绝大多数学者所接受。

1. 超新星爆发致使生物灭绝 超新星比太阳亮 10^{10} 倍,超新星爆发时释放出巨大的能量约 10^{43} J 并发射出约 3×10^{43} J 的宇宙线。银河系中的超新星距太阳系太远,一般 $>1,000$ PC (秒差距)*,几乎对太阳系没有影响。太阳系每 10^8 a 穿过一次银河旋臂,在距太阳 10PC 处至少会碰到一次超新星,在太阳系存在的时间里,在靠近太阳 10PC 距离内有可能遇到 5—20 个超新星,可能对地球产生严重影响。超新星的爆发对地球生物可能造成三方面的危害,即宇宙线对生物机体的损伤;宇宙线对大气中臭氧层的影响而引起气候变化;超新星喷射物的影响。

超新星爆发致使生物灭绝的假说遇到了许多难以克服的困难: ①根据地层中铱等元

* 秒差距(PC)为天文学中度量距离的单位,即 $1\text{PC} = 2.06 \times 10^5 \text{A}^{**} = 3.09 \times 10^{13} \text{cm} = 3.26 \text{ly}$; **A 为地球与太阳的平均距离, $1\text{A} = 150\,000\,000 \text{km}$ 。

素的含量,以及辐射密度与距离的关系进行计算的结果表明,所假设的超新星必须距离地球 0.11.y 才能造成所观察的事实。经计算在过去的 10^3 a 中,于 0.11.y. 距离内一颗超新星爆发的几率为 10^{-3} , 几乎不可能发生。②在超新星爆发时抛出的壳层中, Ir 原子数与 ^{244}Pu 原子数之比约为 10^3 。由于 ^{244}Pu 半衰期为 80.5×10^6 a, 因此太阳系形成时的 ^{244}Pu 早已消失。若白垩纪末事件是由超新星所引起,则产生的 Ir/Pu 原子比为 10^3 , 现在沉积物中应该发现接近当时总量一半的 ^{244}Pu 。当前对 ^{244}Pu 有许多方法可以精确测定,但在 K-R 界面的粘土层中未检测出 ^{244}Pu 的痕迹。③ $^{184}\text{Os}/^{190}\text{Os}$ 比值也被认为是检验超新星爆发的一个重要参数。不同的超新星爆发,将产生不同比值的 $^{184}\text{Os}/^{190}\text{Os}$, 若 K-R 界面中的 $^{184}\text{Os}/^{190}\text{Os}$ 与地球、陨石迥然不同,则可以认为界面中的 Ir, Os 来自某一超新星,但是测定结果证明界面中的 $^{184}\text{Os}/^{190}\text{Os}$ 与太阳系十分相似, $^{191}\text{Ir}/^{193}\text{Ir}$ 也同样显示出与太阳系 Ir 同位素组成的一致性,证明 K-R 界面中的 Ir 和 Os 来自太阳系本身。④若是超新星爆发使宇宙线增强应该对陆地生物的影响要大于海洋生物的影响,但实际上大部分灭绝的门类是生活在海洋中的生物,而陆地上植物的门类受影响不大。总之,从超新星爆发的几率、距离、产物和影响均难以解释白垩纪末的生物灭绝事件,人们已寻找出新的答案。

2. 陨石或小行星撞击说 周磊 (1983) 曾综合描述陨石或小行星撞击说的主要依据。①近三年的研究成果证明, K-R 界面粘土层中的物质有太阳系地外物质的加入。根据 Apollo 小行星的数目和轨道进行计算, 大约每 10^3 a 将有一个直径为 10—30km 的小行星与地球相撞击。根据地球及行星、月球冲击坑的大小与密度的统计与计算, 每 10^3 a 便会有一个直径超过 200km 的巨型陨石撞击坑的形成。

②典型的铁陨石中 Ir 和 Os 的丰度比地壳丰度高 $\sim 2 \times 10^4$ — 2×10^5 倍; 典型的球粒陨石中 Ir 和 Os 比地壳丰度高 $\sim 6 \times 10^3$ — 2×10^4 倍, 当巨型陨石或小行星撞击地表时瓦解的碎片连同地表的冲击尘一起被扬起, 弥散于平流层中, 尔后又沉降并沉积下来, 则可能在很大区域内、甚至全球范围内, 造成沉积物中铱、钌等元素含量的异常。根据意大利古比奥地区 K-R 界面中铱的面密度为 $8 \times 10^{-9}\text{g}/\text{cm}^2$, 而具有这一面密度的一层粘土若均匀地分布于全球, 那么推算出陨石冲击体的直径为 6.6 km。这是在前述的预测范围之内。

③铱、钌等元素的含量正异常是太阳系地外物质加入的重要证据, 而 K-R 界面粘土层中铂族元素的丰度模式, 与原始的球粒陨石中铂族元素丰度模式的一致性是最直接的证据。丹麦 K-R 界面粘土层中的 Ir, Os, Au, Pt, Ni, Co, Pd, Re 和 Ru 不仅含量异常, 而且它们的丰度模式与 CI 球粒陨石相一致(图 11.9)(Ganapathy, 1980)。

从图 11.9 可以看出, Re 略有异常。Ganapathy (1980) 认为, Re 很容易进入溶液中, 并富集于含硫软泥和富含有机物的沉积物中, 而不象其他铂族元素那样难以溶解; 可能 90% 的 Re 是地球成因的。

意大利 K-R 界面粘土层中二十多种元素的丰度模式与碳质球粒陨石的丰度模式一致(图 11.10), 而与地壳的丰度模式极不一致(图 11.11) (Alvarez et al., 1980)

④对西班牙卡拉卡地区 K-R 界面的粘土层的研究发现 (Smit 和 Klaver, 1981), 粘土层中有无数结晶细密的微小透长石晶粒。透长石是火山爆发或地外天体物质撞击地表时高温下形成的一种特殊矿物。由于该地区的白垩系、第三系尤其是界面地层中没有

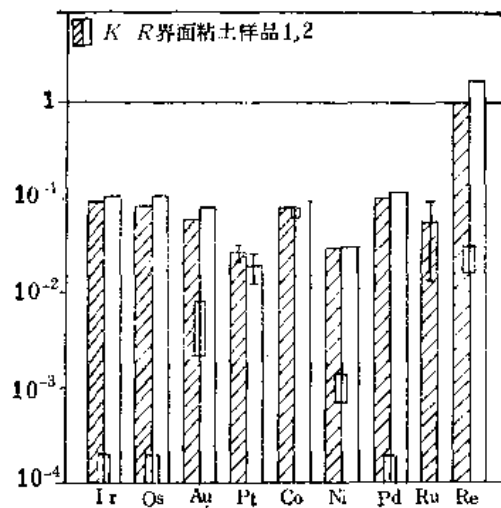


图 11.9 相对于 CI 球粒陨石的相对丰度

图中的小长方形代表哥伦比亚河流玄武岩元素相对丰度的变化范围 (CI 球粒陨石的丰度归一化为 1)

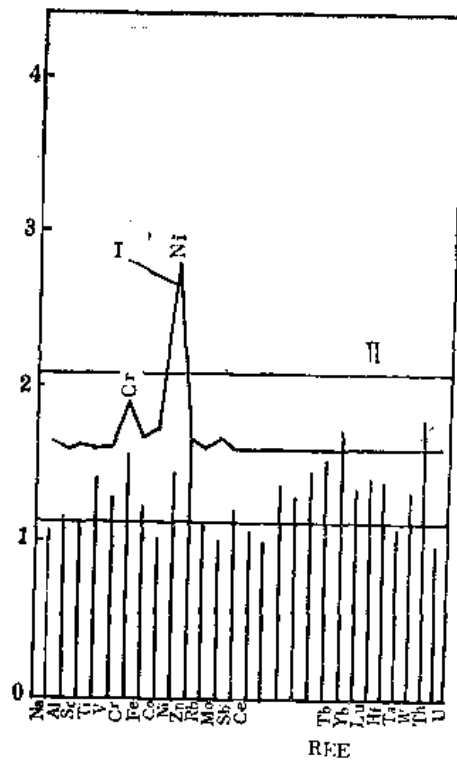


图 11.10 意大利 Gubbio 地区 K-R 界面中二十多种元素丰度模式与碳质球粒陨石 (II) 模式的对比

I 为设 Ir 异常源具有碳质球粒陨石的平均组成时, 则 K-R 界面上期望应该存在的丰度模式; 各条纵线为实际观察到的丰度模式

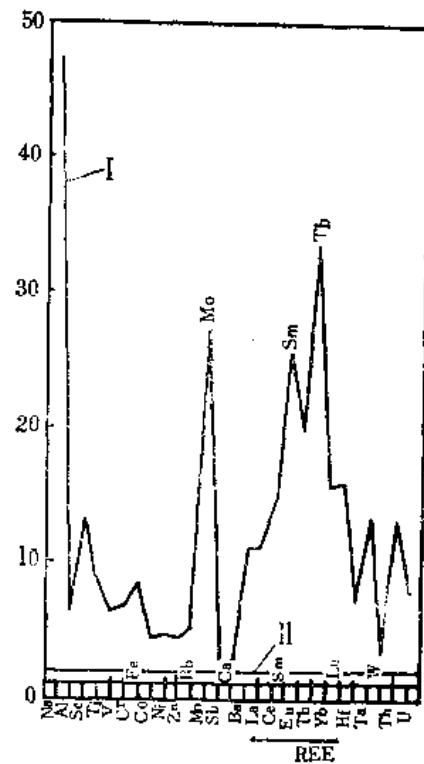


图 11.11 意大利 Gubbio 地区 K-R 界面中二十多种元素的丰度模式与地壳物质平均值的期望模式的对比

I 为设 Ir 异常源具有地球平均组成值时, 则 K-R 界面上期望应该存在的丰度模式; II 为实际观察到的丰度模式

其他火山产物, 因此透长石起因于火山喷发不太可能, 而可能是撞击体受高温迅速熔融形成的结晶滴。

关于陨石或小行星撞击地表灭绝生物的机理, 主要有两种看法: 一种认为撞击中扬

起了惊人数量的尘土,尘埃悬浮在大气中掩蔽阳光;若持续比较久将会使植物的光合作用停止,致使生物链瓦解和成批的动物灭绝。另一种认为撞击中产生的瞬时高强热压和冲击波可即刻使生物成批死亡。最可能的是两者兼而有之。

3. 彗星撞击说 彗星的撞击过程类似陨石,由于彗星含有大致相当的冰和尘埃物质,结构较陨石松散,在强压下易于粉碎。彗星以高速撞击大气层时产生的热压和击波会造成大批生物死亡;彗星中的 CO_2 会导致海水碳酸盐补偿面的突然上升;彗星中的氰化物会起毒化作用,造成生物灾难性死亡。

三、其他地层层位中元素的异常

白垩系-第三系界面粘土层中铀和其他微量、痕量元素的异常在全球范围内的发现与证实,引起了各方面学者的关注。Kyte et al. (1981) 认为,在建立数 km 直径的天体撞击作用与地球生态系统的巨大变更之间相互联系时,关键性的一步是发现具有异常高含量的铂族及其他微量元素的地层。地外物质的加入绝不仅是在 65Ma 前的白垩-第三纪的交界处,而在地球的演化历程中绝不是极为稀少的。期望在更多的地层层位中,而尤其是在具有生物大量灭绝的界面上,有可能找到地外物质撞击引起突变的证据。

寒武纪与前寒武纪的界面,在地球的地质、生物发展史上是一个明显的界线,是否由地外物质撞击所引起尚无定论。Nazarov et al., (1983) 为了探求这次事件的可能性,

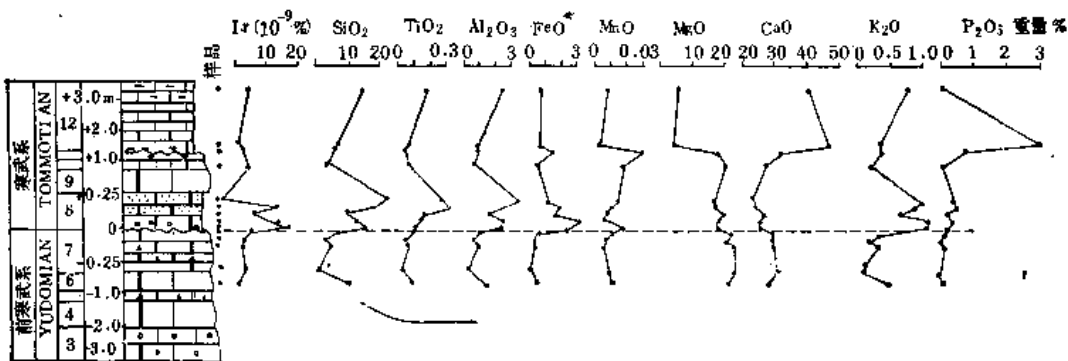


图 11.12 俄罗斯地台 Ulakhan-Sulugur 寒武系—前寒武系剖面元素的分布

* 铁均以 FeO 表示

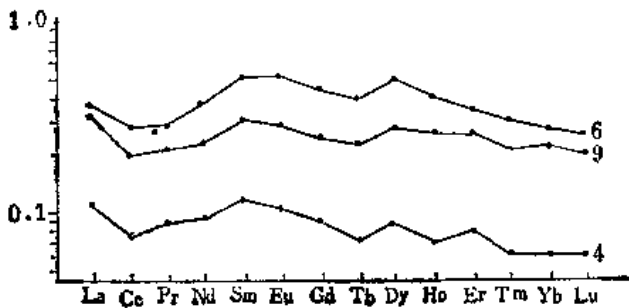


图 11.13 俄罗斯地台 Ulakhan-Sulugur 寒武系—前寒武系剖面样品

4, 6, 9 的稀土含量及其分布模式

稀土按页岩归一化 (Shaw et al., 1976)

测定了俄罗斯地台西伯利亚的 Ulakhan-Sulugur 剖面的铱和其他微量元素。寒武系-前寒武系界面的 Ir 含量为 0.17ppb, 是当地区域地球化学本底值的 16 倍(图 11.12; 表 11.6)。界面的稀土元素含量最高, 上下层位的稀土元素含量均较界面低几倍(图 11.13; 表 11.7)。

表 11.6 俄罗斯地台 Ulakhan-Sulugur 剖面的 Ir 及其他常量元素含量

与界面的距离 (cm)	样品 编号	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO (重量%)	MgO	CaO	K ₂ O	P ₂ O ₅	不溶残渣	总计	Ir(ppb)
-60	1	9.63	.09	1.40	.44	.010	20.02	27.30	.45	.052	41.11	100.50	n.d.
-15	2	.37	.02	.17	.15	.008	22.31	30.26	.40	.019	45.90	99.50	.030
-1.5-1.0	3	4.05	.06	.90	.26	.006	21.92	29.12	.26	.070	43.47	100.11	.015
-1.0-0.5	4	2.94	.04	.53	.27	.007	20.70	28.92	.16	.050	44.48	98.10	.022
-0.5-0	5	5.46	.08	.92	.51	.010	20.75	28.85	.28	.079	43.03	99.97	.043
0-0.5	6	14.37	.10	2.23	2.43	.016	17.91	25.07	1.02	.213	37.88	101.24	.17
0.5-1.0	7	12.01	.13	2.32	3.03	.006	17.96	24.90	1.09	.306	38.76	100.52	.096
1.0-1.5	8	9.10	.14	1.51	1.55	.006	18.84	26.66	.65	.200	39.98	98.64	.048
1.5-2.0	9	17.21	.30	2.34	1.70	.010	16.84	23.96	.89	.507	36.42	100.18	.13
2.0-2.5	10	21.33	.25	3.16	1.02	.012	17.09	23.16	.99	.435	35.48	102.93	n.d.
95	11	3.53	.05	.65	.39	.018	19.64	26.96	.20	.036	44.12	95.59	.033
140	12	5.23	.04	.84	1.40	.029	17.94	31.05	.37	.719	42.36	100.01	.017
160	13	5.97	.06	.89	.58	.004	4.10	46.34	.35	3.025	37.93	99.25	.009
330	14	14.20	.17	2.24	.75	.009	5.55	40.41	.77	.034	37.10	101.23	.038

* 各价态的铁以 FeO 表示。

表 11.7 俄罗斯地台 Ulakhan-Sulugur 剖面微量元素的含量 (ppm)

样品 编号	Na (%)	Co	Cr	Sc	Ga	As	Th	Hf	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Bu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
4*	.015	1.4	12	1.1	3	9	.44	.34	4.7	6.2	.9	3.5	.89	.18	.6	.09	.5	.1	.3	.04	.22	.034
6	.013	6	70	4	16	50	—	.62	15	23	2.9	14	3.9	.85	2.9	.50	2.8	.56	1.4	.20	.98	.16
9	.017	11	80	3	17	20	—	.59	13	17	2.2	9.3	2.3	.46	1.6	.28	1.6	.36	1.0	.14	.80	.12

* 样品位置见图。

Ir 的异常是由于地外物质的撞击所引起。在界面形成时, 宇宙成因 Ir 的面密度为 $4 \times 10^{-10} \text{g/cm}^2$, 显然要比 K-R 界面值小, 因此, 寒武系-前寒武系的地外撞击物可能是无球粒陨石或彗星。Ir 异常也可以用地球起因来解释, 当有黄铁矿存在时的还原条件下沉积或有超基性岩组分的加入也将引起 Ir 含量的异常。

二叠纪末也曾出现过大量生物灭绝事件, 在海洋生物中约有 96% 的种 (Raup, 1979) 和约 52% 的科 (Raup 和 Sepkoski, 1982) 在地球上消失了。Asaro et al. (1982) 认为, 造成二叠纪末生物灭绝事件的起因是彗星的撞击。Asaro et al. (1982) 提出中国的二叠系-三叠系界面并没有检测出 Ir 的异常, Alekseev et al. (1983) 测定了苏联南亚美尼亚二叠系-三叠系地层剖面的 Ir 和其他元素的含量, Ir 含量为 0.003—0.04 ppb, 虽然界面处的 Ir 含量是整个剖面的最高值, 但并没有检测出 Ir 的异常。Alekseev et al. (1983) 认为, 没有 Ir 异常并不能否认没有地外物质的撞击, 可能由于沉积物的稀释使 Ir 并不显示异常。造成二叠纪末期事件的起因可能是含 Ir 低的彗星

或无球粒陨石。如果地外物质撞击地球的极区,使极地冰雪融化海平面上升,有可能造成二叠纪末的生物灭绝事件。

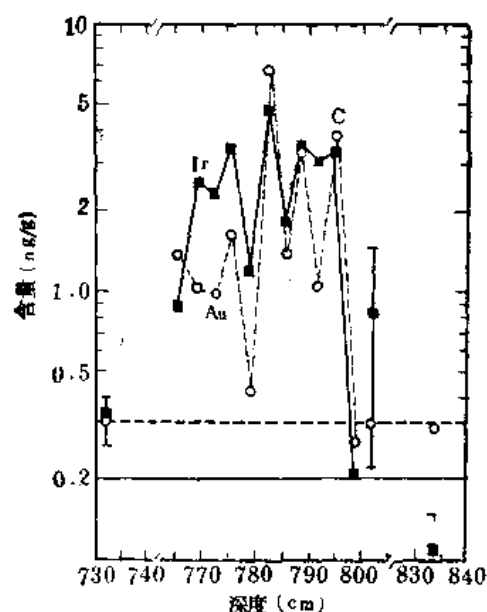


图 11.14 埃尔塔宁岩芯 13-3 中 Ir 和 Au 的含量变化
最大值比背景高 ~25 倍

表 11.8 埃尔塔宁岩芯 13-3 中各深度 Ir, Au 的含量分布 (Kyte, et al., 1981)

样 品 深 度(cm)	INAA*	RNAA**	
	Ir (ppb)	Ir (ppb)	Au (ppb)
1—25 645—731	<0.5	—	—
27 731—734	≤0.5	0.33	0.35
28—34 734—757	≤0.5	—	—
35 757—760	2.3	—	—
36 760—764	≤0.5	—	—
37 764—767	≤0.5	0.88	1.36
38 767—771	≤0.6	2.5	1.03
39 771—774	1.2	2.3	0.98
40 774—777	2.0	3.5	1.6
41 777—781	6.7	1.2	0.42
42 781—784	10	4.7	6.6
43 784—787	1.4	1.8	1.39
44 787—790	1.3	3.4	3.3
45 790—793	1.3	3.1	1.05
46 793—797	1.4	3.3	4.8
47 797—800	≤0.5	0.21	0.28
48 800—804	≤0.5	0.83	0.32
49—57 804—832	≤0.5	—	—
58 832—835	≤0.5	0.11	0.31
59—71 835—875	≤0.5	—	—

* INAA 为仪器中子活化分析; **RNAA 为放射化学中子活化分析。

Kyte et al. (1981) 测定了 230×10^6 a 前晚古新世的地层, 也发现了一层富铌和金的沉积物。由图 11.14, 表 11.8 可以看出, 铌和金的含量与 K-R 界面相似。值得提出的是, 相当大一部分贵金属, 包含于小泡状、mm 级大小、多矿物组成的颗粒之中; 这些颗粒与球粒陨石通过大气层时消融的产物极其相似。显然这一贵金属异常富集层是一个较大的地外物体对地表撞击形成的。

Burek 和 Arnech (1983) 研究了德国东南部靠近 Bad Reichenhall 的 Lattengebirge 瀑布冲刷沟 (Wasserfallgraben) 剖面, 根据剖面中气候、海平面、光合作用、动物区系和极性转变等特征, 认为这些特征都不是渐变的, 而带有突变性, 提出地外物质的冲击事件自白垩纪末以来大致围绕着这样一些时间: (以 10^6 a 计) $66.7 \pm ?$, $60.1 \pm ?$, $49.6 \pm ?$, $40.0 \pm ?$, $37 \pm ?$, $30 \pm ?$, $22 \pm ?$, $15.5 \pm ?$ ($14.7?$, $16.5?$), $11.0 \pm ?$, $6.8 \pm ?$, $5 \pm ?$, $2.9 \pm ?$ ($2.3?$), $0.97 \pm ?$, $0.7 \pm ?$ 。在上述时期里曾找到铌的异常、玻璃陨石事件、地球的撞击坑事件及形成震裂锥等 (Grieve 和 Robertson, 1979; Kyte 和 Wasson, 1982; Brownlee et al., 1982)。

关于地外物质的撞击, 引起地球表面环境的突变与生物灭绝的研究仅有 3—4 年的历史, 有许多重要的问题亟待探索与认识。开展这项研究不仅能对地外物质撞击地球所引起的一系列效应加深了解, 促进天体化学、地球化学、古生物学、地层学等有关学科建立一些新的理论和研究方法; 而且也许更重要的是对地球过去的历史、发展过程以及地球与地外物质的相互作用的认识上, 开拓新的思路。

第十二章 宇宙的时间序列

一、概 述

宇宙的时间序列,包括宇宙年龄、银河系年龄、元素年龄、形成间隔年龄、天体的凝聚年龄、凝固年龄、变质年龄、气体保留年龄、径迹保留年龄、宇宙暴露年龄和落地年龄等的研究与测定,已发展成为一门专门的学科——宇宙年代学。研究宇宙中重大事件的计时方法很多,但计时的基本原理仍然是天然放射性核素的衰变、重核的自发裂变和核反应。因此,宇宙年代学又称为核宇宙年代学。四分之一世纪以来核宇宙年代学得到了迅速的发展,建立了各种计时方法以测定宇宙事件年龄。

时间是物理过程的重要参数。测量已消逝的漫长时间必须选择合理的计时方法,而这种方法不受通常物理、化学变化的影响,核的衰变、自发裂变及核反应过程是一种合适的计时方法。

但狭拉克的宇宙学认为:很弱的相互作用如 β 衰变与宇宙年龄(θ)有关,即

$$\lambda_{\beta} \sim \theta^{-n}, n = \frac{3}{8} \pm \frac{1}{8};$$

而强的相互作用如 α 衰变, λ_{α} 与 θ 无关。Rb-Sr法是 β 衰变过程,而U-Pb法是 α 衰变过程,用这两种方法测定古老的月岩、陨石和地壳的岩石证明,其结果并没有系统的差别,也许时间独立于衰变常数。

宇宙事件年龄范围为 $10^7 \sim 10^{10}$ a,因此必须选择合适的放射性同位素作为计时同位素。目前通用的同位素如表12.1。

关于核素的半衰期是计算年龄的重要参数,由于有些核素的半衰期过长,特别是 β 放射体如 ^{87}Rb , ^{187}Re 等,因为衰变时间长,测量时 β 谱具有严重的自吸收,使数据的不确定性增大。用几种方法测定一些古老的样品,也是一种相互检验印证的方法。

测定对象中没有母、子体的带入或带出。

根据放射性衰变规律,测定年龄(t)的方程为:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{{}^iD_t}{{}^iP} + 1 \right) \quad (1)$$

式中 ${}^iP$ 和 ${}^iD_t$ 为放射性母体及其子体的原子丰度; λ 是 ${}^iP$ 的衰变常数,(1)式可改为:

$${}^iD_t = {}^iP(e^{\lambda t} - 1) \quad (2)$$

用 ${}^iD_t$ 和 ${}^iP$ 作图,则 $(e^{\lambda t} - 1)$ 为等时线斜率。测量的子体总量:

$${}^iD = {}^iD_t + {}^iD_0 \quad (3)$$

${}^iD_0$ 为 ${}^iD$ 在 $t=0$ 时,即封闭体系形成时的含量。为了计算 ${}^iD_0$ 的贡献,通常是引进一个相同元素 D 的另一稳定同位素 ${}^iD_s$, ${}^iD$ 与时间无关,则

表 12.1 宇宙年化学中常使用的核素有关参数*

(Kirsten, 1978)

核 素	同位素丰度 (%)	衰变类型	衰变产物	半衰期 (a)	备 注
母核					
^{87}Rb	27.83	β^-	^{87}Sr	4.99×10^{10}	(1)
				4.88×10^{10}	(2)
^{232}Th	100	α	^{208}Pb	1.40×10^{10}	(1)
^{238}U	99.28	α	^{206}Pb	4.50×10^9	(1)
				4.47×10^9	(2)
^{235}U	0.72	自发裂变	$^{131-136}\text{Xe}$	8.2×10^{15}	(1)
		α	径迹	7.13×10^8	(2)
		(β^-)	^{207}Pb	7.04×10^8	(1)
^{40}K	0.0117	K-俘获	(^{40}Ca)	1.25×10^9	总的半衰期
			^{40}Ar		$\lambda_K/\lambda_\beta = 0.117$
^{147}Sm	15.0	α	^{143}Nd	1.06×10^{11}	
^{187}Re	62.6	β^-	^{187}Os	$\sim 5 \times 10^{10}$	
已灭绝的核素	—	(α) , 自发	(^{232}Th)	1.7×10^7	总的半衰期
^{239}Pu	—	裂变	$^{131-136}\text{Xe}$	8.2×10^7	$\lambda_1/\lambda_2 = 1.25 \times 10^{-3}$
^{244}Pu	—		径迹		
^{26}Al	—	β^+	^{26}Mg	7.4×10^5	
^{146}Sm	—	α	^{142}Nd	1.03×10^8	
^{209}Pb	—	K-俘获	^{209}Tl	2×10^7	
^{244}Cm	—	(α) , 自发	(^{244}Pu)	3.7×10^7	
	—	裂变	$^{131-136}\text{Xe}$		
^{230}Cm	—	自发裂变	$^{131-136}\text{Xe}$	1.1×10^5	

(1) 老的数值; (2) 推荐的数值 (Steiger 和 Jäger, 1977)。

$$\left(\frac{D}{D}\right) = \left(\frac{D}{D}\right) - \left(\frac{D}{D}\right)_0 \quad (4)$$

将式 (2) 代入得:

$$\left(\frac{D}{D}\right) - \left(\frac{D}{D}\right)_0 = \frac{\lambda P}{\lambda D} (e^{\lambda t} - 1) \quad (5)$$

该直线方程的斜率为 $(e^{\lambda t} - 1)$, 而截距为 $(D/D)_0$ 。斜率对应于表示同位素达到平衡时的年龄值, 而 $(D/D)_0$ 与放射性成因无关的初始同位素比值, 它与另一给定的已知年龄的初始值 $(D/D)_i$ 相比较, 根据同位素演化而计算的年龄值为模式年龄。对于单一样品无法确定初始比值, 若采用成因相同且又是同时形成的但由于地球化学分馏而造成的不同母子体化学丰度的样品, 其结果落在同一等时线上所获得的年龄称为等时线年龄; 同一岩石中内部的不同矿物相的等时线称为内部等时线年龄或矿物等时线年龄; 来自同一源区并在同一时间形成的封闭体系, 且在成因上又相互联系的一组岩石或陨石, 根据测定结果作等时线, 各种全岩样品的等时线称为全岩等时线年龄, 如 H 群陨石的全岩等时线年龄等。

图 12.1 作为一个例子, 表示 Nakhla 透辉橄无球粒陨石的 Rb-Sr 同位素演化。类似的方法可用 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 与 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; $^{207}\text{Pb}/^{209}\text{Pb}$ 与 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 与 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$;

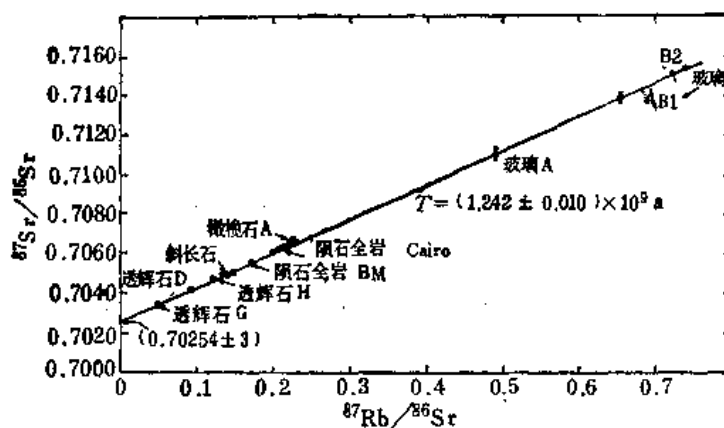


图 12.1 Nakhla 透辉橄无球粒陨石的 Rb-Sr 演化及内部等时线年龄
(Kirsten, 1978)

不同的矿物具有不同的 Rb/Sr 比,等时线的斜率表明在 1.24×10^9 a 前 Sr 同位素达到平衡,由截距给出 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的初始比值为 0.70254 ± 3

$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 与 $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ 作图求等时线年龄。

二、宇宙年龄

“宇宙年龄”是探索宇宙无限时间的一个有限的、相对的认识,它是从现代宇宙学模型和实际观测的结果出发,探索宇宙演化初期主要事件的历程。宇宙学家把宇宙的演化追溯到一个奇点,作为探索宇宙演化时间序列的界限。“大爆炸宇宙学”认为,初始宇宙密度近于无限大,温度 $> 10^{32}\text{K}$,宇宙从超密状态下演化而来。现今的宇宙在膨胀,宇宙中的物质密度在减小。这里论及的“宇宙年龄”是指“大爆炸”至现在所经历的时间。计算宇宙年龄主要有以下几种方法:

1. 由宇宙膨胀速度计算宇宙年龄 观测的事实表明,在膨胀的宇宙中,星系在退行并迅速离开,星系的退行速度 (V) 可根据光谱特征线的红移量来测定

$$Z(\text{红移量}) = \frac{\lambda - \lambda_0}{\lambda_0} = \frac{H_0}{C} \times r \quad (6)$$

式中 λ 为谱级频率; C 为光速; r 为星系距离; H_0 为哈勃常数 $\sim (50-100)\text{km/s} \cdot \text{Mpc}$ 。
 1Mpc (百万秒差距) $= 3.085678 \times 10^{24}\text{cm}$ 。

退行速度 (V) 正比于星系的距离,若宇宙一直在持续地膨胀,宇宙年龄 (T_0) 即为哈勃时间,为哈勃常数的倒数。

$$V(\text{km/a}) = H_0(a^{-1}) \times r(\text{km})$$

$$T_0(\text{a}) = \frac{1}{H_0} = \frac{1}{\frac{3.15576 \times 10^7}{3.085678 \times 10^{24}}} = \frac{978 \times 10^6}{H_0} \sim (1-2) \times 10^{10}$$

2. 观测球状星团恒星计算宇宙年龄 球状星团是星系初具雏形时凝聚起来的最早的天体,它们全都是在“大爆炸”之后 $\sim 1000\text{Ma}$ 的时间内形成的,是银河系中最老的天体,它们的年龄可作为银河系或宇宙年龄的上限。在球状星团中,所有恒星大致是在相同

的时间形成，并抛射相同的物质，而且它们全部距我们有相同的距离。若知道恒星的质量、发光度、成分及其表面温度，可根据赫-罗图来估计恒星的年龄。由球状星团获得的宇宙年龄的上限为 10 000—16 000Ma。

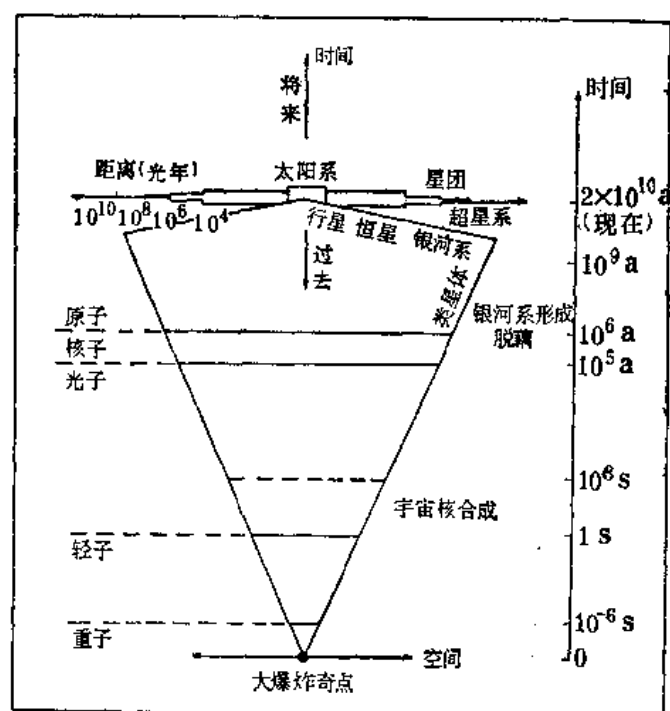


图 12.2 由大爆炸宇宙膨胀论推测宇宙演化的空间-时间示意图

表 12.2 宇宙最初的时间序列(以宇宙年龄为 20 000Ma 计算)

宇宙时间	时 代	重 大 事 件	距今时间 (10^4 a)
0	奇点	宇宙大爆炸	200
10^{-43} s	普朗克时期	粒子产生	200
10^{-6} s	重子时代	正反质子对湮没	200
1s	轻子时代	电子-正电子对湮没	200
1min	辐射热时代	氘和氦的宇宙核合成	200
1周		辐射热	200
10 000a	正物质时代	正物质占优势	200
3×10^4 a	脱藕时代	宇宙变得透明	197
$(1-2) \times 10^8$ a		银河系形成开始	180—190
3×10^8 a		银河星团形成开始	170
4×10^8 a		原银河系的崩塌	160
4.1×10^8 a		最早恒星的形成	15.9
5×10^8 a		类星体诞生, II 型恒星形成	150
10×10^8 a		I 型恒星的形成	100
15.2×10^8 a		太阳星云的形成	48
15.3×10^8 a		原太阳星云的崩塌	47
15.4×10^8 a		太阳系的形成, 岩石凝固	46

3. 测定 r 过程形成的元素年龄 r 过程主要产生在超新星中，除氢和氦为更早期在宇宙中合成外，其它较重的元素必须在恒星演化阶段形成。银河系形成时，十分巨大的恒星必然在“大爆炸”后的极短时间内，并凝聚和演化为超新星。这些最初形成的超新星

所合成的重元素年龄,既可作为超新星年龄,又可近似地接近银河系年龄或宇宙年龄,作为宇宙年龄的上限(详见元素年龄)。

上述三种方法给出一致的银河系年龄范围为 11 000—18 000 Ma。宇宙开始至银河系形成的时间间隔估计约 2 000 Ma。宇宙年龄的下限约为 20 000 Ma。

关于宇宙年龄的计算,在理论上受所采用的宇宙演化模式的影响,某些常数的选取根据尚不充分。因此宇宙年龄的计算尚处于探索阶段。

宇宙在其最初的演化过程中,产生过许多极其重大的事件。根据宇宙学的研究及天文学的资料,将一些主要事件依次排列如表 12.2 及图 12.2。

从表 12.2 可以看出,从宇宙时间“开始”的 $\min$ 为,决定了我们所了解的宇宙物质组成,当前我们所观测到的结果是大约 200×10^8 前的“化石记录”。图 12.2 展示了宇宙膨胀假说所描绘的时间与空间的图景。在时间上大约经历了 20 000 Ma,而在空间上大约有 100×10^{21} y. 的范围。

三、元素年龄

元素是由宇宙核合成和恒星中的核合成所形成。元素年龄的研究对了解元素起源的过程和银河系、太阳系的形成与演化有重要意义。元素年龄即核合成事件的年龄,为了计算元素形成的年龄往往采用同一元素的两种同位素进行计算,一为稳定核素,另一为长寿期的放射性核素;若没有合适的稳定核素则该核素的寿命至少要比另一放射性核素长 4 倍。若同一元素中很难选择出合适的同位素对,也可选用地球化学性质相近似的邻近元素的同位素。若知道以下参数,则元素年龄可通过 (7) 式计算:

(1) 同位素丰度比 $A_R/A_S = A_{RS}$ 。 A_R 为长寿期放射性同位素丰度; A_S 为稳定的或者至少比另一长寿期放射性同位素的寿命长 4 倍的同位素丰度。

(2) 核合成时该两种同位素的产额比 $P_{RS} = P_R/P_S$ 。

(3) 已知参与计算的核素衰变常数 $\lambda = \frac{1}{\tau}$ (τ 为该核素的平均寿命)

元素年龄 t 为:

$$t = \ln(P_{RS}/A_{RS})/\lambda_R - \lambda_S \quad (7)$$

由式 (7) 计算 r 过程产生的 ^{235}U - ^{238}U 同位素对的年龄,若 $P_{235,238}$ 为 1.5,并假定 ^{235}U - ^{238}U 是由单一的事件一次形成的话,则元素铀年龄 $t_r = 6.5 \times 10^9$ a。另外,若计算 r 过程形成的 ^{244}Pu 和 ^{129}I 的年龄,由于 ^{244}Pu 和 ^{129}I 的半衰期太短 ($T_{\frac{1}{2}^{244}\text{Pu}} \sim 82\text{Ma}$, $T_{\frac{1}{2}^{129}\text{I}} \sim 17\text{Ma}$),按以铀年龄 (6.5×10^9 a) 为元素年龄,太阳系形成年龄约 4.6×10^9 a,其中还有 2×10^9 a 的时间,使 ^{244}Pu 和 ^{129}I 难以在太阳的标本中保存,因此 ^{244}Pu 和 ^{129}I 是应用于测定间隔年龄 (Δt)——元素形成结束年龄 (T_e) (也即原始太阳星云由银河系分离出来年龄) 与太阳系形成年龄 (T_p) 之间时间的间隔 (Δt)。

元素铀年龄是假设由单一的核合成事件形成,事实上很难设想所有的重元素都是由同一的单一事件所形成。因为元素的最大年龄应该是接近银河系年龄 (θ),这是由于银河系形成时大的恒星比较快地演化为超新星,并产生 r 过程形成一系列重元素。元素的形成过程也有一段时间经历 (T),从 T 开始到结束(即 T_e),形成了全部元素。而在 T 期间

所形成的元素其产率比也许是时间 (t) 的函数, 即产率比 $E(t)$ 在 T 的期间里也许是常数, 也许随时间而衰减 $E(t) \sim e^{-\lambda t}$ 。若计算元素平均年龄 (θ), 往往要用多种计时同位素对, $E(t)$ 将是一个值得考虑的因素(图 12.3)。

元素平均年龄 (θ) 不能由单一事件的式 (7) 计算, 而要考虑整个元素形成持续的时间 (T)。在形成元素的过程中, 已形成的核素要产生衰变。若在元素形成的 T 期间, 元素的产率为常数时, 则核合成事件可写为下式:

$$A_{RS}(T_S) = P_{RS} \frac{\lambda_S(1 - e^{-\lambda_R T})}{\lambda_R(1 - e^{-\lambda_S T})} \quad (8)$$

式中 T_S 为核合成结束的时间; $A_{RS}(T_S)$ 为核合成结束时 R, S 同位素丰度比。

$$\text{稳定元素平均年龄 } \theta = \frac{T}{2} + T_S \quad (\text{图 12.3}) \quad (9)$$

Schramm 和 Wasserburg (1970) 认为, 对于长寿期同位素(即 $\tau \gg T$), 元素平均年龄 (θ) 一般是单事件产率的函数。

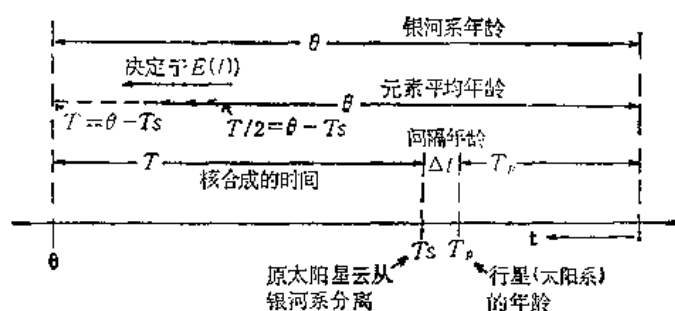


图 12.3 元素年龄示意剖面及所使用时间的界限

(Kirsten, 1978)

若元素的产率 $E(t)$ 随时间并不减少, 则 $\theta - T_s < T \leq (\theta - T_s)$ 目前较多采用

下列数据: $\theta \sim 11 \times 10^9 \text{ a}$, $T \sim 10 \times 10^9 \text{ a}$, $\theta \sim 15 \times 10^9 \text{ a}$, $\Delta t \sim 0.15 \times 10^9 \text{ a}$,

$T_p \sim 4.6 \times 10^9 \text{ a}$, 除 Δt 以外, 其他年龄值大致按比例绘制

$A_{RS}(T_S)$ 实际上不能直接确定, 因为 T_S 之后存在一个间隔年龄 (Δt), 即原太阳星云从银河系分裂出来后, 经过演化、分馏、凝聚并形成太阳系各天体 (T_p) 的时间间隔, 在太阳系的样品中仅能测出 $A_{RS}(T_p)$ 。则

$$T_S = T_p + \Delta t \quad (10)$$

银河系年龄为:

$$\theta = T + T_S \quad (11)$$

即:

$$A_{RS}(T_S) = A_{RS}(T_p) e^{(\lambda_R - \lambda_S) \Delta t} \quad (12)$$

$A_{RS}(T_p)$ 可通过陨石的测定值计算, 而 $A_{RS}(T_S)$ 可由式 (8) 给出, Δt 即由式 (13) 而求得,

$$\Delta t = \frac{1}{\lambda_R - \lambda_S} \ln \left(\frac{P_{RS} \lambda_S (1 - e^{-\lambda_R T})}{A_{RS}(T_p) \lambda_R (1 - e^{-\lambda_S T})} \right) \quad (13)$$

用两个测年同位素对即可由式 (13) 求出 T 和 Δt 。对于长寿期核素 $A_{RS}(T_p)$ 和 $A_{RS}(T_S)$ 可由现今的 $A_{RS}(0)$ 和 T_p ($\sim 4.6 \times 10^9 \text{ a}$) 的值而计算。对于短寿期核素, 如已

灭绝的核素 ^{244}Pu , 其 $A_{RS}(T_p)$ 可以通过测定它们在母体凝固后 (或接近 T_p 的时间) 在陨石中所保留的衰变产物而获得。若 $\frac{1}{\lambda_R} = \tau \ll T$, $T_s \gg T$, 则(13)可变为

$$\Delta t = \tau_R \ln \left(\frac{P_{RS} \tau_R}{A_{RS}(T_p) T} \right) \quad (14)$$

计算元素年龄一般选用 r 过程产生的同位素对, 如 $^{232}\text{Th}-^{238}\text{U}$, $^{235}\text{U}-^{238}\text{U}$, $^{187}\text{Re}-^{187}\text{Os}$, $^{244}\text{Pu}-^{232}\text{Th}$ 和 $^{129}\text{I}-^{127}\text{I}$ 等(半衰期列于表 12.1)。对于 ^{232}Th 和 ^{244}Pu 没有合适的长寿期的参考同位素, 采用 ^{238}U 和 ^{232}Th 作为“准同位素”。 P_{RS} 值一般采用 Schramm (1974) 提供的数值, 对于 1 只能由相邻的 Te 同位素丰度外推估算。对于一些已灭绝的核素如 ^{129}I 和 ^{244}Pu , 可以测量陨石中它们衰变或裂变形成的子体来估算 $A_{RS}(T_p)$ 。Rowe 和 Kuroda (1965) 发现石陨石中含有过剩的 ^{129}Xe 和 $^{131-136}\text{Xe}$, 这些 Xe 的同位素被解释为由 ^{129}I 和 ^{244}Pu 的 β 衰变及自发裂变所产生, 表明在 T_p 时, 即太阳系形成时, ^{129}I 和 ^{244}Pu 还没有灭绝。在陨石中的 ^{129}I 经 β 衰变、 ^{244}Pu 经自发裂变产生的 Xe 在母体冷却到 700°C 以后能保存在陨石中, 根据 Xe 同位素的测定结果, 可以推算 ^{129}I 和 ^{244}Pu 在 T_p 时的含量。

根据已有的计算, (Kirsten, 1978), 元素平均年龄 (ϑ) 数值变化很宽, 带有很大的不确定性。

由 $^{238}\text{U}-^{232}\text{Th}$ 计算的元素平均年龄为 $(7.3) \times 10^9 \text{a}$, 而 T 为 $(1.5-11) \times 10^9 \text{a}$, 银河系年龄为 $(6-15.5) \times 10^9 \text{a}$ (Schramm, 1974)。

由 $^{187}\text{Re}(\tau \sim 7 \times 10^{10} \text{a})$ 衰变成 ^{187}Os , 在 $T + \Delta t$ 时期内形成的 $^{187}\text{Os}_c = \lambda_{187}(\vartheta - T_p)^{187}\text{Re}$, 则

$$\begin{aligned} ^{187}\text{Re} &= ^{187}\text{Re}_{T_p} + ^{187}\text{Os}_c \\ \vartheta - T_p &= \left[\lambda_{187} \left(1 + \frac{^{187}\text{Re}_{T_p}}{^{187}\text{Os}_c} \right)^{-1} \right] \end{aligned} \quad (15)$$

$$T + \Delta t \leq 2(\vartheta - T_p) \quad (16)$$

获得 ϑ 为 $11 \times 10^9 \text{a}$, T 为 $(6.5-13.5) \times 10^9 \text{a}$, θ 为 $(11-18) \times 10^9 \text{a}$ 。

由 $^{244}\text{Pu}-^{232}\text{Th}$ 计算元素平均年龄为 $5.1 \times 10^9 \text{a}$, 由 $^{129}\text{I}-^{127}\text{I}$ 计算的元素年龄为 $4.8 \times 10^9 \text{a}$ 。

元素平均年龄现在所采用的值为 $(6.2-7.7) \times 10^9 \text{a}$ 。

四、灭绝的核素及间隔年龄 (Δt)

银河系核合成事件结束 (T_s) 至太阳星云凝聚形成太阳系 (T_p) 之间的时间间隔称为间隔年龄 (Δt)。研究表明, 间隔年龄是较短暂的, $\sim 10^8 \text{a}$ 的量级。已灭绝的放射性核素 ^{129}I 和 ^{244}Pu , 用以计算间隔年龄比较合适。

1. 太阳系的形成间隔年龄 即太阳星云从银河的尘埃气体中分离形成太阳星云, 并演化形成太阳系各天体的全部时间过程。间隔年龄的准确度依赖于原始同位素的比值和银河系核合成模式 (Левский, 1983; Лаврухина, 1976; Лаврухина 和 Кашкаров, 1977)。由于陨石中曾发现有银河系 r 过程形成的 ^{129}I 和 ^{244}Pu 的子体 ^{129}Xe 和 $^{131-136}\text{Xe}$ 。

按照不同核合成模式所计算的间隔年龄为 $(122-166) \times 10^6 \text{a}$ 。如果考虑到氙同位素分析的实验误差,间隔年龄的范围为 $(75-225) \times 10^6 \text{a}$ 。目前认为最可取值为 $125 \times 10^6 \text{a}$ 。 Δt 的值一般应 $< 220 \times 10^6 \text{a}$, 因为观测到的 $^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$ 的比值接近 10^{-4} , 小于 P_{RS} , 因此, Δt 不应超过 13 个 ^{129}I 的半衰期, 即 $\Delta t < 220 \times 10^6 \text{a}$ 。

2. 由陨石测定的间隔年龄 经测定各类陨石相对间隔年龄变化很小, 显示了强烈的等时性(图 7.65)。但陨石中原始同位素比值 $^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$ 的变化较大, 使得绝对间隔年龄值的变化较大。近 20 个陨石的 $^{129}\text{I}-^{129}\text{Xe}$ 年龄测定结果表明, 由式(14)计算, 若 T 取 $5 \times 10^9 \text{a}$, 则 $\Delta t = 105 \times 10^6 \text{a}$ 。

在计算间隔年龄中, 通常以 Bjurböle 陨石作为对比参考样。Bjurböle 陨石的 $^{129}\text{I}/^{127}\text{I} = 1.09 \times 10^{-4}$, 形成年龄 (t_{Bj}) 约 $4.57 \times 10^9 \text{a}$ 。 t_{Bj} 时的 $^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$ 再加上 Δt 期间消耗的 ^{129}I , 则应该等于核合成结束时的 $^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$, 而核合成结束时的 $^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$, 即 $P_{129,129}$ 由合成模式给出, 即可计算 Bjurböle 陨石的间隔年龄。各类陨石测定的相对于 Bjurböle 的间隔年龄为 $(15-20) \times 10^6 \text{a}$ 。

由陨石中的 $^{131-136}\text{Xe}$ 计算 T_p 时的 ^{244}Pu 含量, 再通过 $^{244}\text{Pu}-^{232}\text{Th}$ 计算陨石的间隔年龄。 $(^{244}\text{Pu}/^{232}\text{Th})_{T_p} = 0.006-0.015$, 并不象 $(^{129}\text{I}/^{127}\text{I})_{T_p}$ 那样稳定, 可能是在陨石的矿物相中产生过 Th-Pu 的地球化学分馏。由 $^{244}\text{Pu}-^{232}\text{Th}$ 求得的间隔年龄约 $75 \times 10^6 \text{a}$ 。

地球间隔年龄的计算。建立地壳早期历史的年代学是十分困难的, 地壳岩石与矿物年龄值 $< 4.1 \times 10^9 \text{a}$ 。利用 $^{244}\text{Pu}-^{129}\text{I}-\text{Xe}$ 法可计算地球间隔年龄, 对了解地球早期的历史有重要意义。

地壳中碘丰度为 $0.5 \mu\text{g/g}$, 海水中碘的浓度为 $0.05 \mu\text{g/g}$, 地壳和海水中碘的总量约 $\sim 1.0 \times 10^{19} \text{g}$, 同地球大气层中的 ^{129}Xe ($5 \times 10^{14} \text{g}$) 对比, 所得过剩 ^{129}Xe 为 $3 \times 10^{13} \text{g}$ 。计算地球的形成间隔年龄为 $113 \times 10^6 \text{a}$ 。

根据含 CO_2 的天然气井中气体的氙同位素分析结果, 计算地球的形成间隔年龄为 $76 \times 10^6 \text{a}$ 和 $127 \times 10^6 \text{a}$ 。二氧化碳气井中放射成因 ^{129}Xe 的存在, 表明地球开始积累 ^{129}Xe 并不比陨石晚。

采用大气氙与陨石氙对比, 以过剩的 ^{129}Xe 和由 ^{244}Pu 裂变成因的 $^{131-136}\text{Xe}$ 计算间隔年龄为 $67 \times 10^6 \text{a}$ (Pu-Xe 法) 和 $96 \times 10^6 \text{a}$ (I-Xe 法)。地球形成的间隔年龄的最佳值为 $100 \times 10^6 \text{a}$ 。

月球角砾岩中含有过剩的 $^{129}\text{I} \rightarrow ^{129}\text{Xe}$ 和 ^{244}Pu 裂变形成的 $^{131-136}\text{Xe}$, 计算月球的形成间隔年龄约 $140 \times 10^6 \text{a}$ 。

五、凝聚年龄的差异

太阳系的形成年龄 (T_p) 约为 $(4.57 \pm 0.03) \times 10^9 \text{a}$ 。原始太阳星云经过分离、凝聚形成各种化合物, 并吸积最终形成太阳系各天体, 它们是在相当接近的时间里相继从原始太阳星云中分离、凝聚而形成, 但又不是完全同时形成的, 而这种凝聚时间的差异对研究太阳系各天体的形成次序很有意义。

普通的宇宙年代学计时技术已经揭示了太阳系的形成年龄平均为 $4.57 \times 10^9 \text{a}$, 但各

个事件发生的顺序的精确值是不能用这些方法得到的,因为这些年龄值的典型误差达 $50 \times 10^6 \text{a}$,而太阳系各天体凝聚时间的差异要求测量技术能解决两个天体之间几个百万年量级的差异。太阳星云内部由长寿命放射性衰变产生的同位素与时间有关,即随时间而增长。在原理上这个规律提供了解决各天体凝聚时间差异的可能性。由于铅同位素有相对高的迁移性,与时间的关系不显著,而铷同位素具有这种可能性 (Papanastassiou 和 Wasserburg, 1976b),研究原始铷同位素的演化以计算凝聚年龄的差异。

行星体 P_k 在 t_{pk} 时从均一的化学成分的太阳星云中凝聚,则行星的 Sr 同位素比为开始凝聚时的 Sr 同位素比。

$$\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_{pk} = \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_{\tau_{sr}} \quad (17)$$

太阳星云中的 ${}^{87}\text{Sr}$ 由于 ${}^{87}\text{Rb}$ 的衰变而逐渐增多。由于 $\tau_{sr} \gg t_{pk}$, 因而

$$\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_{pk} = \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_{\tau_{sr}} + \lambda \delta t_{0,k} \left(\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_s \quad (18)$$

$\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_{\tau_{sr}}$ 是选择年龄 t_{p_0} 为 $(4.57 \pm 0.03) \times 10^9 \text{a}$ 的任意参考天体的初始同位素比值; $\delta t_{0,k}$ 是指参考天体与 k 行星凝聚时间的差异; $({}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr})_s$ 是太阳星云中的同位素丰度比。由于 $\tau_{sr} \gg t_{pk}$, 因此太阳的元素丰度 Rb/Sr 比即可计算 $({}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr})_{\odot}$ (${}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr}$) 的最佳值为 1.87。

类似于式 (5)

$$\left(\frac{D}{D}\right) - \left(\frac{D}{D}\right)_0 = \frac{P}{D} (e^{\lambda t} - 1),$$

得到

$$\delta t_{0,k} = \tau_{sr} \frac{\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_{pk} - \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_{\tau_{sr}}}{({}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr})_s} \quad (19)$$

或者

$$\delta t_{0,k} = 3.8 \times 10^8 \left\{ \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_{pk} - \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_{\tau_{sr}} \right\} \times 10^6 \text{a} \quad (20)$$

相对于 ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ 比相差 $\frac{1}{10\,000}$, 时间相差 $3.8 \times 10^6 \text{a}$ 。 $({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_{pk}$ 的初始比值可由等时线的截距获得。

关于参考对比天体的同位素初始比值,应该是最早凝聚的截距为 0 的天体。实际上采用得最多的是 7 个玄武质无球粒陨石的平均值,即 BABI 值 (Basaltic Achondrites Best Initial), $({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_i = 0.698990 \pm 0.000047$ 。

图 12.4 绘制了某些陨石和月岩的初始 Sr 同位素比值,并根据式 (19), (20) 转换为时间坐标。时间坐标上方为假定太阳的 Rb/Sr 比为 0.65, 时间坐标下方为假定陨石的 Rb/Sr 比为 0.25。零点是任意选择的,以 $({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})$ 的初始比值为 BABI 值为相对参考点(图 12.4)。测定各天体样品中的 $({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})$ 初始比值(图中的 Sr 同位素初始比值坐标),即可以直接求出相对于 BABI 值的年龄差异。月球的 Rb/Sr 比要比陨石低 40 倍,因而月海玄武岩源区的初始 Sr 同位素比值低;月球的纯橄岩 (72417)、尖晶石橄长岩

(76535) 和斜长岩 (60025) 可能比玄武质无球粒陨石早 3×10^6 a。有些具有较高 Sr 同位素初始比值的球粒陨石及铁陨石的硅酸盐包体, 大约在太阳星云凝聚后的 10—100 Ma, Sr 又在高 Rb 的陨石母体中重新平衡。对于 Nakhla 透辉橄无球粒陨石 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i = 0.70254, 是在后期的岩浆作用所形成。图 12.4 表明: 太阳星云中各天体凝聚的时间是有差异的, 一般约 50 Ma, 陨石母体内部通过热变质过程达到 Sr 同位素的均一化相差 <120 Ma。

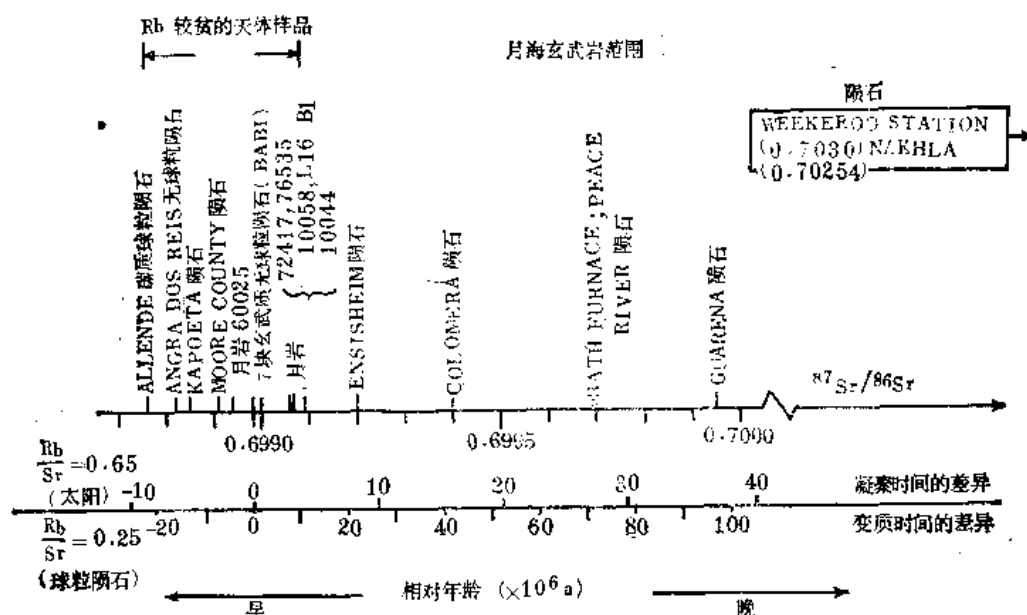


图 12.4 某些陨石和月岩中 Sr 同位素初始比值及由 Sr 同位素初始比值计算的时间坐标 (Kirsten, 1978, 1981)

假设太阳的 $\text{Rb}/\text{Sr} = 0.65$, 球粒陨石的 $\text{Rb}/\text{Sr} = 0.25$ 。零点取 7 块玄武质无球粒陨石的 Sr 同位素初始比值, 作为相对年龄的参考点

对于 ^{207}Pb - ^{206}Pb 的模式年龄也可以用来讨论陨石凝聚时间的差别或陨石变质时间的经历。Huey 和 Kohman (1973) 测定并计算过一些球粒陨石的 ^{207}Pb - ^{206}Pb 的模式年龄。若取球粒陨石的平均年龄 $(4.505 \pm 0.008) \times 10^9$ a 为参考点, 可以观测到各陨石 5×10^6 a 的差异 (图 12.5)。Norton County 无球粒陨石模式年龄比普通球粒陨石老 45 Ma。Allende 碳质球粒陨石中的 U/Pb 比太低, 给出的误差较大。从图 12.5 中可以看出变质程度深即年龄值略小; 同一群陨石之间年龄的差异 <100 Ma。

由 Ar-Ar 的坪年龄同样可以讨论某些天体样品内部各矿物相年龄的差异。图 12.6 表示 Mundrabilla 铁陨石硅酸盐相中橄榄石和斜长石的气体保留年龄相差 40 Ma, 反映

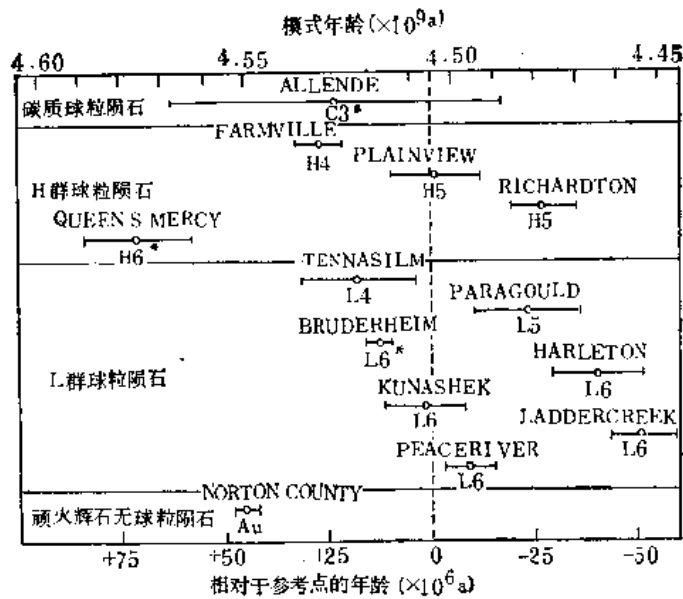


图 12.5 一些石陨石的 ^{207}Pb - ^{206}Pb 模式年龄比较
(Kirsten, 1978)

参考点选普通球粒陨石的平均全岩等时线年龄 $4.505 \times 10^9 \text{a}$ 。陨石的模式年龄由上方坐标表示，年龄之间的差异由下方坐标表示

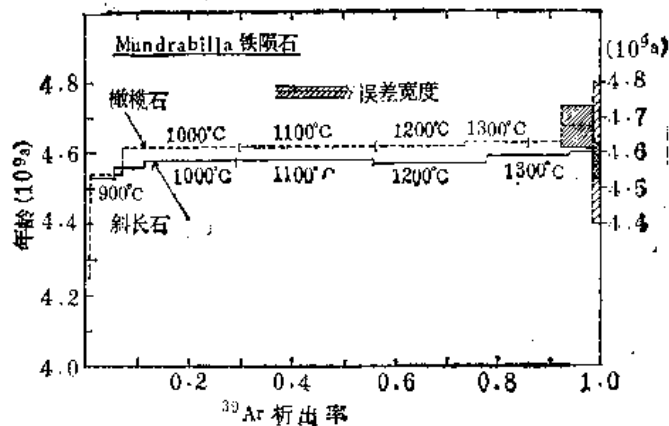


图 12.6 Mundrabilla 铁陨石硅酸盐相中橄榄石、斜长石的 ^{39}Ar - ^{40}Ar 坪年龄谱
(Kirsten, 1978)

橄榄石的年龄为 $(4.62 \pm 0.02) \times 10^9 \text{a}$ ，斜长石为 $(4.58 \pm 0.02) \times 10^9 \text{a}$

了在母体冷却过程中两种矿物的气体保留温度的不同(图 12.6)。

六、凝固年龄

太阳系各天体从太阳星云分离、凝聚并经加热变质、结晶分异、最终凝固岩石化成为

一个封闭的原始固体体系,这个体系形成的时间称为凝固年龄。地球、月球、陨石、宇宙尘等样品,都曾采用 U-Th-Pb 法、Rb-Sr 法、Sm-Nd 法、Re-Os 法等,有些样品用 Ar-Ar 法、K-Ar 法、U-Th-He 法测定其气体保留年龄。凝固年龄即指天体样品形成或变质年龄。

关于陨石的凝固年龄,作者在第七章中分别综合过各类陨石的年龄值,Kirsten(1978)集中地综合比较各类陨石的形成年龄,对上述各种方法所获得的年龄值下限为 4.6×10^9 a,平均值为 $(4.57 \pm 0.03) \times 10^9$ a,(表 12.3)。表中还包括了 Kanasewich (1968) 综合的 33 块球粒陨石、无球粒陨石和铁陨石的 ^{207}Pb - ^{206}Pb 的等时线年龄,平均值为 $(4.50 \pm 0.03) \times 10^9$ a; Cumming (1969) 综合 15 块球粒陨石、无球粒陨石及铁陨石的 Pb 的等时线年龄,平均值为 $(4.50 \pm 0.05) \times 10^9$ a。

目前比较公认的太阳系形成年龄为 $(4.57 \pm 0.03) \times 10^9$ a。

表 12.3 各群陨石的全岩等时线年龄
(Kirsten, 1978)

陨 石	统计陨石数目	方 法	年龄($\times 10^9$ a)	备 注
L 群球粒陨石	6	Rb-Sr	4.54 ± 0.12	未受冲击,观察到陨石 观察到降落的陨石
LL 群球粒陨石	10	Rb-Sr	4.56 ± 0.15	
H 群球粒陨石	12	Rb-Sr	4.69 ± 0.14	
H 群球粒陨石	3	^{207}Pb - ^{206}Pb	4.55 ± 0.03	
C 群球粒陨石	5	Rb-Sr	4.46 ± 0.35	
C 群球粒陨石	5	Rb-Sr	~ 4.69	观察到降落的陨石
E 群球粒陨石	8	Rb-Sr	4.54 ± 0.13	
C + L + H	16	^{207}Pb - ^{206}Pb	4.505 ± 0.008	
C + L + H	6	^{207}Pb - ^{206}Pb	~ 4.57	
钙长辉长无球粒陨石	7	Rb-Sr	4.39 ± 0.26	
钙长辉长无球粒陨石	4	^{207}Pb - ^{206}Pb	4.59 ± 0.02	Kanasewich (1968) Cumming (1969)
铁陨石(硅酸盐包体)	5	Rb-Sr	4.6 ± 0.2	
铁陨石(金属)	14	Re-Os	4 ± 0.8	
球粒+无球粒+铁陨石	4	^{207}Pb - ^{206}Pb	~ 4.5	
球粒+无球粒+铁陨石	33	^{207}Pb - ^{206}Pb	4.50 ± 0.03	
球粒+无球粒+铁陨石	15	^{207}Pb - ^{206}Pb	4.50 ± 0.05	

关于月球形成年龄及月岩形成年龄,作者在第四章分别综述了月壤、高地月壳、月海玄武岩形成年龄,结合一些月坑的宇宙暴露年龄的测定值,Kirsten (1978) 整理了一个月球重大事件及其年龄的顺序表(图 12.7)。图 12.7 可大致了解月球的演化历程。

地球具有漫长的发展历史,迄今仍有巨大的能量,构造运动十分强烈,厚度仅 100km 的岩石圈仍处在发展中。因此,很难找到接近于地球年龄的固体地壳岩石。地球年龄可以根据 ^{238}U 和 ^{235}U 衰变所产生的铅同位素的演化来确定 (Houtermans, 1964), 根据方铅矿和现代铅的铅同位素测量得到的单阶段演化模式的地球年龄为 4.43×10^9 a (Doe 和 Stacey, 1974)。从已知年龄为 3.62×10^6 a 的岩石中由含铀贫的长石中测定铅同位素,获得的地球年龄为 4.47×10^9 a。根据铅同位素演化的二阶段模式计算地球年龄为 4.57×10^9 a。

地球上所发现的最古老岩石年龄一般为 $(3.7-3.8) \times 10^9$ a (Kirsten, 1978), 非洲

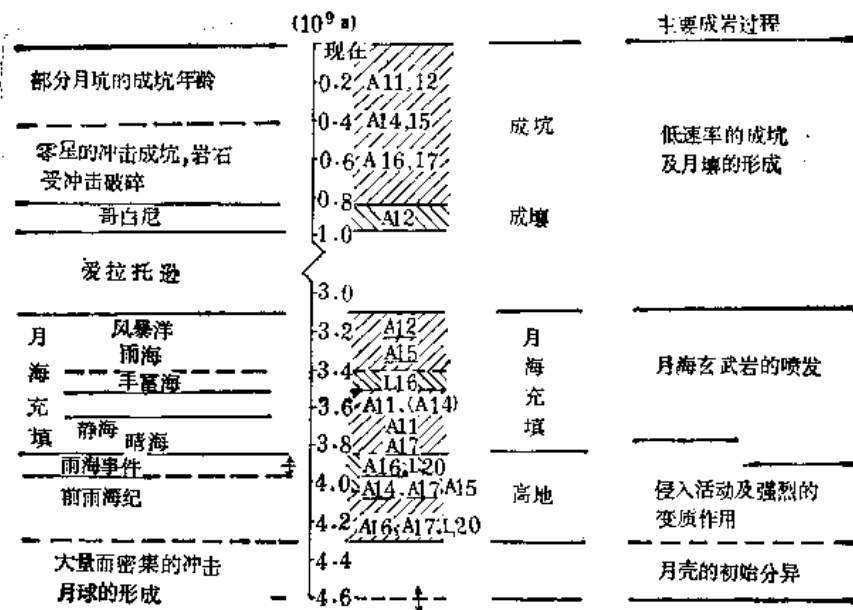


图 12.7 月球重大事件及其年龄顺序
(Kirsten, 1978)

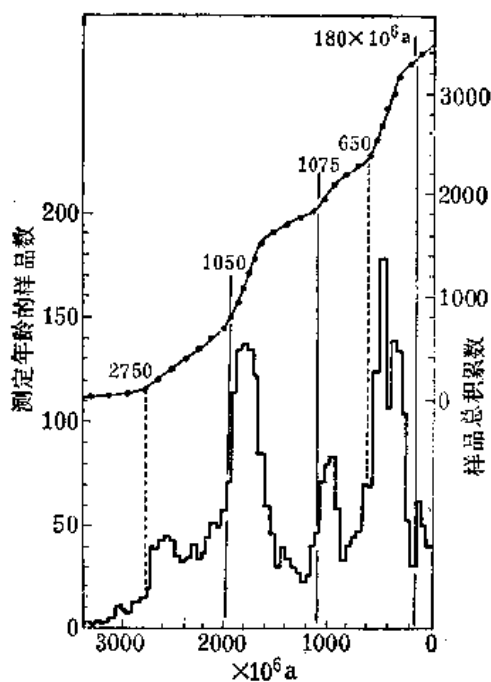


图 12.8 3 000 多个大陆地壳岩石的年龄频谱
(Dearnley, 1969)

左方坐标为测定样品数, 右方坐标为积累样品数, 大陆地壳运动的巨旋回约 800Ma; 650Ma 以来可观察到 3 次造山旋回

和南极洲的最古老岩石可能达 4.1×10^9 a, 至少, 表明花岗岩壳的凝固年龄应早于 $(3.6 - 3.7) \times 10^9$ a, 而地幔的分异时间应早于 3.9×10^9 a (Kirsten, 1978, 1981)。

大陆地壳的岩石 Dearnley (1969) 曾统计过 3 000 多个年龄数据, 表明地壳的演化具有周期性, 正如 Sutton (1963) 所提出的大陆地壳运动的巨旋回约 800Ma, 而造山运

动旋回约 200Ma。

凝固年龄的研究表明,太阳系各天体在 $(4.5-4.6) \times 10^9$ a 前形成,太阳系形成年龄为 $(4.57 \pm 0.03) \times 10^9$ a。

七、气体保留年龄

根据样品中所保存的放射性成因气体(氦、氩、氦、氙)获得的年龄,测定气体保留年龄的计时方法有 K-Ar, $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$, U-Th-He, U-Kr 和 U-Xe 等。气体保留年龄代表陨石、月球和地球样品形成后,温度冷却到可以保存上述气体的时间。这一时间可以同陨石、月球等样品的形成年龄一致。但由于气体易于受热扩散作用而丢失,因此得到的年龄测定值往往偏低。气体保留年龄所反映的应为最后一次热事件发生的年龄。气体保留年龄可以反映出样品后期热历史的过程。当上述各种方法获得的气体保留年龄相近时,表明样品仅经历了简单的热历史;而当它们之间相差悬殊时,往往表明样品经历了极其复杂的热历史。

在测定气体保留年龄的各种计时方法中, $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ 是最近十多年来发展最快的方法。K-Ar 法是基于 $^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ar}$ 以测定年龄,而 ^{39}K 正比于 ^{40}K ,用快中子照射样品中的 $^{39}\text{K}(n, p)^{39}\text{Ar}$,在同样条件下析出 ^{39}Ar 与 ^{40}Ar ,并用质谱测定,即可计算年龄。采用 $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ 分段加热析出技术,不仅可以获得样品的气体保留年龄,而且还可以获得热历史的重要资料。 $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ 的另一个特征是:根据 ^{39}Ar 的析出率,在高温区往往维持一个常数值,称为坪年龄。高温年龄一般表示没有 ^{40}Ar 的丢失;有时可获得高温及中温的坪年龄,表明样品的形成与变质年龄;有时测不出坪年龄,表明样品经历过复杂的热历史。图 12.9 举例说明所获得的 $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ 年龄谱,横坐标代表温度增高下 ^{39}Ar 的析出率,而纵坐标已转换成年龄值,年龄值的计算如式 (21):

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[1 + \frac{(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})}{(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_m} (e^{\lambda t_m} - 1) \right] \quad (21)$$

式中 t 为样品的气体保留年龄; λ 为 ^{40}K 的衰变常数; m 为已知年龄, T_m 的参考标准样。

样品从 550°C 加温至 1415°C,测得 Apollo-17 角砾岩 (73215) 的低温坪年龄为 4.06×10^9 a,高温坪年龄为 4.24×10^9 a。高低温坪年龄分别表示 73215 的形成年龄与变质年龄(图 12.9) (Jessberger et al., 1976)。

陨石的气体保留年龄差异很大,大多数陨石的 U-Th-He 年龄为 $(0.4-4) \times 10^9$ a (Kirsten et al., 1963; Zänringer, 1968; Taylor 和 Heymann, 1969),仅有少数球粒陨石的 U-Th-He 年龄达 4.55×10^9 a。由 K-Ar 法测定陨石的气体保留年龄类似于 U-Th-He 法,由于 Ar 的保存性略好于 He,因此 K-Ar 法年龄值略高,但也远低于 4×10^9 a。陨石中的 $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ 坪年龄根据 ^{39}Ar 的析出率可划分为以下 3 类(图 12.10)。类 I 具有高温坪年龄,代表陨石的形成年龄或变质年龄;类 II 具有中温坪年龄,IIa 表示在受热事件中大部分保存 Ar 的高温相没有 Ar 的转移,而 IIb 有部分丢失;类 III 没有坪年龄,最低温度析出率的最小年龄是最近的一次热事件上限,而最大的年龄值没有年代学意义(图 12.10)。

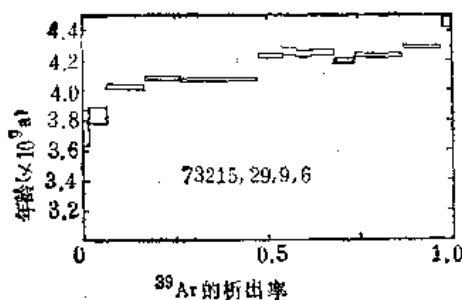


图 12.9 Apollo-17 的 73215 角砾岩的 ^{39}Ar - ^{40}Ar 年龄谱

(Jessenberger et al., 1976)

图中长方形框的长度代表样品从 550°C (左方) 加温到 1415°C (右方终点) 过程中, 在某温度下 ^{39}Ar 的析出率; 长方形框的宽度表示误差; 纵坐标已转换成年龄值; 低温坪年龄为 $4.06 \times 10^9 \text{a}$, 高温坪年龄为 $4.24 \times 10^9 \text{a}$

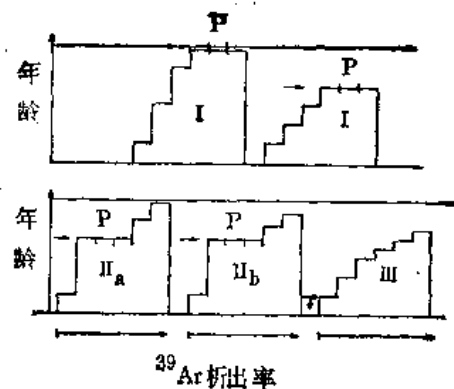


图 12.10 ^{39}Ar - ^{40}Ar 年龄谱的类型

I 为高温坪年龄, ^{40}Ar 几乎没有丢失;
II 为中温坪年龄, Ar 保存相中的气体有部分丢失; III 为没有确定的坪年龄, 最大年龄没有年代学意义, 最小年龄代表最近一次事件年龄的上限; P 为坪

各类陨石的 ^{39}Ar - ^{40}Ar 坪年龄变化很大, I 型 ^{39}Ar - ^{40}Ar 年龄分布, 最大的坪年龄接近 $4.57 \times 10^9 \text{a}$; IIa 型坪年龄的陨石大多为 $(3.7-4.24) \times 10^9 \text{a}$; IIb 型坪年龄的 L 群陨石, 可能在最近的 460Ma 受到过大的冲击, 各样品的坪年龄均 $<460 \text{Ma}$; III 型坪年龄的 L, LL 群陨石, 坪年龄接近 500Ma (Kirsten, 1978)。

关于月岩的气体保留年龄, 由于月岩长期受到银河宇宙线、太阳宇宙线的照射, 因此产生一系列的核反应并形成次生的 ^3He , ^3Ar 等同位素; 月表岩石和月壤长期接受太阳风粒子的注入; 月球大气中的 ^4He , ^{40}Ar 离子, 在太阳风诱发电磁场作用下, 对月表物质产生二次注入; 上述作用的结果使月表岩石和月壤的氦、氩同位素组成产生变化, 并对气体保留年龄值产生影响。月岩的 K-Ar 年龄大部分为 $(2-3) \times 10^9 \text{a}$, 少数样品为 $(3.3-4.1) \times 10^9 \text{a}$ 。U-Th-He 的年龄值与 K-Ar 法相近。U-Xe 法测定的月岩年龄值一般为 $(1.8-2.3) \times 10^9 \text{a}$, 个别达 $(4.0-4.3) \times 10^9 \text{a}$ 。U-He 法测定月岩的年龄值为 $(1.7-2.8) \times 10^9 \text{a}$ 。 ^{39}Ar - ^{40}Ar 法不仅提供了月岩及月壤的气体保留年龄, 而且也提供了月球热历史的资料。根据 ^{39}Ar - ^{40}Ar 测定的数据, 月球的岩浆活动可划分为: 高地斜长岩月壳的形成 ($>4.1 \times 10^9 \text{a}$); 花岗岩质岩石的分异与结晶 ($4.03 \times 10^9 \text{a}$); 雨海事件 ($\sim 3.9 \times 10^9 \text{a}$); 静海低钾玄武岩和澄海火山活动 [$(3.7-3.85) \times 10^9 \text{a}$], 静海高钾玄武岩和丰富海玄武岩 [$(3.45-3.6) \times 10^9 \text{a}$], 风暴洋与雨海玄武岩的充填 [$(3.2-3.3) \times 10^9 \text{a}$]。 ^{39}Ar - ^{40}Ar 年龄所反映的月球岩浆活动的次序与其他方法的测定值相近。

八、裂变径迹保留年龄

刘顺生等 (1985) 的《裂变径迹年龄测定与应用》一书对裂变径迹年龄的原理、方法和应用都有较详细的论述。由于宇宙年代学中所测定的对象均接近太阳系的年龄, 并经历过复杂的热演化史, 具有一些与地球岩石不同的特性。

天然绝缘固体物质保存自发裂变径迹的时间称为裂变径迹保留年龄。天体固态样品及地球的岩石中一般都含有少量铀, ^{238}U 自发裂变, 使一个铀原子分裂成两个中等质量的原子核, 并释放出 200MeV 的能量。两个中等质量裂变产物的原子核射入周围的物质中, 大约能贯穿 10—20 μ 才被阻止下来, 在它们贯穿的途径上产生一条狭窄的、连续的辐射损伤区——潜伏裂变径迹。用化学蚀刻方法将辐射损伤区扩大使之能在光学显微镜下观测。 ^{238}U 的自发裂变常数 $\lambda_f \approx 7 \times 10^{-17} \text{a}^{-1}$, 由自发裂变径迹数(子体量)、铀含量(母体量)和 λ_f 即可计算自发裂变经历的时间。由于潜伏自发裂变径迹具有一定的热稳定性, 各种矿物保存潜伏自发裂变径迹的温度不同, 因而各矿物的裂变径迹年龄也有差别, 通常称这一年龄为裂变径迹保留年龄。

对于地外物质的裂变径迹保留年龄, 由于它们的形成年龄 $> 4 \times 10^9 \text{a}$, 形成时含有已灭绝的 ^{244}Pu , 在矿物中 ^{244}Pu 也同样自发裂变而使周围物质产生辐射损伤, 形成潜伏径迹, 由于 ^{244}Pu 的裂变常数比 ^{238}U 大 $\sim 1.5 \times 10^5$ 倍, 因此必须作 ^{244}Pu 贡献的校正, 在许多陨石中, 总的古径迹密度要比根据 ^{238}U 的含量计算的古径迹密度高得多。裂变径迹保留年龄的测定, 通常是使用从样品中分选出来合适的矿物与玻璃, 由于颗粒细小, 不能用通常的方法测定矿物中的铀含量。为了精确测定样品中的母体同位素 ^{238}U 的含量, 将样品放置在反应堆中受热中子照射, 使 ^{238}U 产生诱发裂变径迹。根据诱发裂变径迹数和 $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ 丰度比即可计算出 ^{238}U 的含量。而 ^{244}Pu 在样品形成时的含量则需要通过一定的核合成模式, 提出核合成时 $^{244}\text{Pu}/^{238}\text{U}$ 的初始比, 再加以计算校正。

裂变径迹年龄 (T) 可通过式 (22) 求出:

$$T = \frac{1}{\lambda_D} \ln \left(1 + \frac{\rho_i}{\rho_f} \cdot \frac{\lambda_D}{\lambda_f} \cdot I \cdot \sigma \cdot \phi \right) \quad (22)$$

式中 λ_D 为 ^{238}U 的总衰变常数—— $1.54 \times 10^{-16} \text{a}^{-1}$; λ_f 为 ^{238}U 的自发裂变常数—— $6.9 \times 10^{-17} \text{a}^{-1}$; I 为 $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ 同位素丰度比—— 7.26×10^{-3} ; σ 为 ^{235}U 的热中子诱发裂变截面 (bar); ρ_i 为自发裂变径迹密度 (径迹/ cm^2); ρ_f 为诱发裂变径迹密度 (径迹/ cm^2); ϕ 为照射样品的热中子积分通量 (中子/ cm^2)。

由于式 (22) 的 ρ_i 中有 ^{244}Pu 的贡献, 因此裂变径迹年龄可以式 (23) 校正并求得:

$$\begin{aligned} \rho_i = & C_0(\text{Pu}) \frac{\lambda_f(\text{Pu})}{\lambda_D(\text{Pu})} \cdot K \cdot \alpha \cdot e^{(-\lambda_{D(\text{Pu})}\Delta T)} \cdot [1 - e^{(-\lambda_{D(\text{Pu})}T)}] \\ & + C_0(\text{U}) \frac{\lambda_f(\text{U})}{\lambda_{D(\text{U})}} \cdot K \cdot \alpha \cdot e^{(-\lambda_{D(\text{U})}\Delta T)} \cdot [1 - e^{(-\lambda_{D(\text{U})}T)}] \end{aligned} \quad (23)$$

式中

$$\frac{C_0(\text{Pu})}{C_0(\text{U})} = R_0; \Delta T = T_0 - T;$$

$$C_0(\text{U}) = C(\text{U}) \cdot e^{(\lambda_{D(\text{U})} \cdot T_0)}$$

$$C(\text{U}) = \frac{C(^{238}\text{U})}{C(^{235}\text{U})} \cdot \frac{1}{\sigma \cdot K \cdot \alpha} \cdot \frac{\rho_f}{\phi}$$

式中 ρ_i 为矿物中储存总的自发裂变径迹密度; $C_0(\text{Pu})$, $C_0(\text{U})$ 分别为核合成结束时 (距今 T_0 年以前) 矿物中 ^{244}Pu 和 ^{238}U 的初始浓度; R_0 为初始 ^{244}Pu 和 ^{238}U 的浓度比 (约 0.017); $\lambda_{f(\text{Pu})}$ 和 $\lambda_{D(\text{Pu})}$ 表示 ^{244}Pu 的自发裂变衰变常数和总的衰变常数; $\lambda_{f(\text{U})}$ 和 $\lambda_{D(\text{U})}$ 表示 ^{238}U 的自发裂变衰变常数和总的衰变常数; K 为近似等于裂变碎片射程的几何因子;

α 为蚀刻效率; ΔT 为核合成结束时和样品中矿物冷却到能够保留裂变径迹温度时的时间间隔; $C(u)$ 为现在矿物中 ^{238}U 的浓度; $\frac{C(^{235}\text{U})}{C(^{238}\text{U})} = I$; ρ_i, σ, ϕ, I 等与前同。

在测定地外物质样品中, 最经常使用的矿物为白磷钙石、磷灰石、锆石、透辉石、古铜辉石、顽火辉石、紫苏辉石、橄榄石、钠长石、角闪石及各种玻璃物质。应用同一样品中不同矿物的裂变径迹保留年龄和裂变径迹保留温度, 可以推算出母体的冷却速率。

当地外物质长期在空间的运行过程中, 表面受到宇宙线重核的冲击, 高能带电粒子将在绝缘固体物质(如硅酸盐矿物)中产生辐射损伤, 即核径迹; 宇宙线重核还可以与固体物质中的组分作用, 产生次级反应产物, 这些次级反应产物也是具有一定能量和电荷的粒子, 当它们在固体物质中被阻止下来时也会产生径迹。形成固体核径迹是宇宙线重核和超重核 ($18 \leq Z \leq 30$) 的特征效应。

在硅酸盐中, 宇宙线重核只有在射程的末端才形成径迹, 蚀刻出来的径迹长度为 $10-20\mu\text{m}$ 。重核及超重核的径迹密度随深度而迅速减少, 低能粒子径迹在微米级范围就可以看到明显的变化, 高能粒子径迹在厘米级范围内可以看出明显的变化。重核及超重核径迹密度的深度效应, 使径迹分布呈现异向性, 即在靠近原始表面的方向密度愈来愈大, 对鉴别地外物质破碎后的原始位置有重要意义。宇宙线径迹的研究, 有助于估计陨石母体的大小、恢复陨石母体通过大气层前的形状与大小、估算陨石通过大气层时的表面动力学过程和烧蚀量; 宇宙线径迹密度的测定, 同样可以作为计算天体物质的暴露年龄、月岩与月壤的裸露历史; 宇宙线径迹密度的测定为我们了解宇宙线的组成、能谱、时空的稳定性提供了科学论证。

九、宇宙暴露年龄

地外物质(如陨石、宇宙尘、月球及行星)在空间漫长的运行过程中, 直接暴露于宇宙辐射场, 接受宇宙线(银河宇宙线及太阳宇宙线)的照射, 在宇宙物体体内产生各种高能和低能的核反应(尤其是散裂反应), 从而形成了多种稳定的和放射性的同位素——宇宙成因核素。根据这些宇宙成因核素的含量和产率, 可以确定该地外物质在宇宙线中的暴露时间——宇宙暴露年龄 (Kirsten, 1978; Honda et al., 1982; Ouyang, 1982; Ouyang et al., 1982; Ouyang 和 Hensser, 1982; Лаврухина, 1966, 1972, 1973, 1981; Лаврухина и др., 1967)。

宇宙暴露年龄以及宇宙成因核素在地外物质中分布的研究, 是认识陨石物质接受宇宙线的照射历史、计算陨石母体的形状和大小、恢复各样品在母体中的位置、估计通过大气层的烧蚀量、探讨陨石母体的演化历史与来源的主要根据; 也是计算月表和行星表面天体物质撞击的频率与年龄、溅射物的年龄、成坑的年龄、月壤成因等的重要依据; 另外, 宇宙成因核素及暴露年龄的研究, 对探讨宇宙线的组成、能谱、通量的时空稳定性, 以及了解天体物质与宇宙线粒子相互作用产生各种核反应的机制, 都有重要意义。

宇宙暴露年龄的计算, 首先要测定各种稳定的与放射性宇宙成因核素的产额与分布。宇宙成因核素的种类有近百种, 而形成这些核素的过程是极其复杂的, 而同一核素可产自不同的靶核。如 ^{26}Al 主要是初级质子和次级中子与靶元素 Al, S, Si, Mg, Ca, Fe 等产

生核反应生成,主要的核反应如: $^{27}\text{Al}(p, pn)^{26}\text{Al}$, $^{27}\text{Al}(n, 2n)^{26}\text{Al}$, $^{28}\text{Si}(p, 2pn)^{26}\text{Al}$, $^{26}\text{Mg}(p, n)^{26}\text{Al}$, $^{56}\text{Fe}(p, 14p, 17n)^{56}\text{Al}$ 等。通过 $3 \times 10^9 \text{eV}$ 的高能质子轰击陨石样品的实验和用加权最小二乘法计算,可得出各相关元素对产生 ^{26}Al 的分权贡献,从而可计算 ^{26}Al 产率。又如 ^{54}Mn 是宇宙线与铁原子核相互作用的产物,主要有下述反应: $^{56}\text{Fe}(p, 2pn)^{54}\text{Mn}$, $^{56}\text{Fe}(n, p2n)^{54}\text{Mn}$ 和 $^{54}\text{Fe}(n, p)^{54}\text{Mn}$ 等。

宇宙成因核素的同位素组成、产额及其分布,不仅直接与宇宙线的组成、通量、能谱及其时空稳定性有关,而且还与靶体物质的成分、大小、暴露历史、运动轨道与所测样品在靶体中的深度有关,也与核反应类型、核反应截面等因素密切相关。

宇宙成因核素的产额随样品在靶体中的深度位置而呈现出明显的深度变化,即“深度效应”。对于大型陨石可直接观测到这种分布规律,吉林陨石中的 ^{21}Ne , ^{22}Ne , ^{20}Ne , ^3He , ^{36}Ar , ^{10}Be , ^{26}Al 和 ^{54}Mn 随深度的变化具有典型意义(欧阳自远, 1982; Ouyang 和 Heusser, 1982)。在 2π 照射条件下,由于宇宙线粒子进入靶体后有一定射程,并与相撞击的原子核产生反应,粒子的能量和强度将随进入靶体的深度不同而不同。对于由初级高能粒子(主要是质子)生成的宇宙成因核素,其含量在靶体表面区由于粒子大多直接贯穿而产额较低,在距表面 20—30cm 处出现峰值,然后随着深度的增加而减少。这与大量理论计算结果和加速器高能粒子轰击铁靶及陨石样品靶所获得的实验结果一致。 ^{60}Co 含量是灵敏的深度指示剂,是由 ^{60}Co 俘获次生中子,经 (n, γ) 反应而形成。对于半径为 50—100 cm 的天体物质而言(即 4π 辐照), ^{60}Co 的含量从表面到中心部位随深度增加而递增。

计算宇宙暴露年龄的方法有以下几种:

(1) 宇宙成因的稳定-放射性同位素对计算宇宙暴露年龄。 ^iD_s 为稳定宇宙成因核素在暴露时间 t_e 内的产额; ^iD_r 为放射性宇宙成因核素的活性; ^iD_r 的 $\tau \ll t_e$, 则

$$t_e = \frac{^i\sigma \cdot ^iD_s}{^i\sigma \cdot ^iD_r} \quad (24)$$

式中 $^i\sigma_r/^i\sigma_s$ 为整个粒子的能谱和靶成分的有效截面比。

当 i 和 j 的质量数差别不太大时,用单一的能量加速粒子所获得的实验结果与 $^i\sigma_r/^i\sigma_s$ 值较接近。因此选择质量数相近的同位素对至关重要。通常用以计算暴露年龄的放射性同位素如 $^{26}\text{Al}(T_{1/2} = 0.74 \times 10^5 \text{a})$, $^{36}\text{Cl}(T_{1/2} = 0.31 \times 10^6 \text{a})$, $^3\text{H}(T_{1/2} = 12.3 \text{a})$, $^{39}\text{Ar}(T_{1/2} = 269 \text{a})$, $^{22}\text{Na}(T_{1/2} = 2.6 \text{a})$, $^{40}\text{K}(T_{1/2} = 1.3 \times 10^9 \text{a})$, $^{81}\text{Kr}(T_{1/2} = 0.21 \times 10^6 \text{a})$, 相应计算暴露年龄的同位素对为: $^{21}\text{Ne}/^{26}\text{Al}$, $^{36}\text{Ar}/^{36}\text{Cl}$, $^3\text{He}/^3\text{H}$, $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, $^{22}\text{Ne}/^{22}\text{Na}$, $^{40}\text{K}/^{40}\text{K}$ 和 $^{81}\text{Kr}/^{82}\text{Kr}$ 等。

实际计算时 $^i\sigma_r/^i\sigma_s$ 根据所选用的同位素对而转换成常数项或以产率比表示,而 ^iD_r 的活性系指 t_e 内所产生的活性,即换算到脱离宇宙线照射时的活性,陨石样品是指降落时的活性。

(2) 由样品中散裂成因气体的含量,即稳定宇宙成因核素的产额计算:

$$t_e = X_s / \sum P_s \cdot S \quad (25)$$

式中 X_s 为稳定宇宙成因核素的浓度,或散裂成因稀有气体的浓度; S 为靶元素在样品中的百分含量; P_s 为 S 元素对 X 的产率。

对于一些具有短暴露年龄的样品,应用宇宙成因放射性核素,如 ^{26}Al 等的测量值与饱和值相比较。测量值要换算到脱离宇宙射线照射时(t_0)的放射性强度。

$$A = A_0(1 - e^{-\lambda t_0}) \quad (26)$$

式中 A 为样品在 t_0 时的比放射性强度; A_0 为理论计算的饱和值; λ 为该核素的衰变常数; t_0 为暴露年龄。

若样品经过多次暴露,先为 2π 照射后为 4π 照射,各种宇宙成因核素是两阶段产额的叠加。关于两阶段暴露年龄的计算方法参见第七章九节吉林陨石的形成与演化过程(Ouyang, 1982; Ouyang 和 Heusser, 1982)。

陨石暴露年龄的研究,对探讨陨石的辐照历史、陨石母体的碰撞破碎历史和陨石的来源有重要意义。根据陨石宇宙暴露年龄频谱分析,Kirsten (1978), Schultz (1976), Mazor et al. (1970), Wasson (1974) 和 Pepin 和 Becker (1984) 对各类陨石暴露年龄的特征归纳如下:

石陨石暴露年龄分布为 2×10^4 — 80×10^6 a, 典型值 $\sim 10 \times 10^6$ a。据 183 个 H 群球粒陨石宇宙暴露年龄值的分布分析,绝大多数陨石集中在 $(2-8) \times 10^6$ a 之间,突出的年龄值约 4×10^6 a (图 12.11)。180 个 L 群球粒陨石年龄频谱表明,主要分布在 $(4-16) \times 10^6$ a 之间, 5×10^6 a 附近较集中(图 12.11)。24 个 LL 群球粒陨石暴露年龄频谱 $\sim$ 在 8×10^6 a 附近较集中。大多数球粒陨石暴露年龄 $< 10 \times 10^6$ a (图 12.11)。碳质球粒陨石暴露年龄一般均小于 15×10^6 a,可能由于 C 群球粒陨石的空间剥蚀速度较大所致,E 群球粒陨石的 ^{21}Ne 暴露年龄很低,可能 E 群陨石的轨道较接近太阳,与气体的丢失有关。

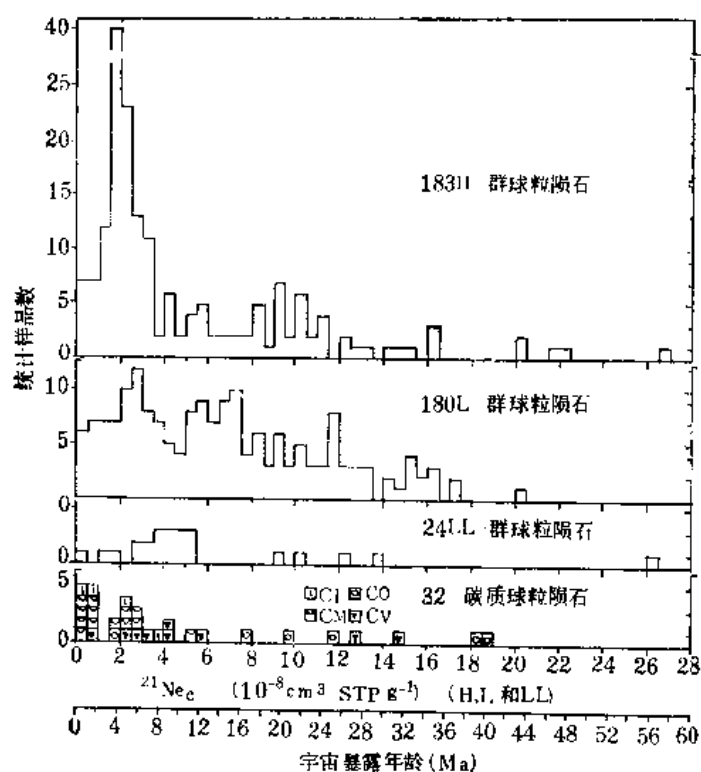


图 12.11 各类球粒陨石宇宙暴露年龄频谱图 $^{21}\text{Ne}_c$ 为宇宙成因 ^{21}Ne 的含量 (Wasson, 1974; Kirsten, 1978)

无球粒陨石暴露年龄一般 $>10 \times 10^6 \text{a}$ 。紫苏辉石无球粒陨石较集中在 $15 \times 10^6 \text{a}$ 附近,而钙长辉石无球粒陨石分布于 $(5-11) \times 10^6 \text{a}$, 顽火辉石无球粒陨石较集中在 $\sim 40 \times 10^6 \text{a}$ 。铁石陨石的暴露年龄约 $200 \times 10^6 \text{a}$ 。62 块铁陨石的 $^{40}\text{K}/^{39}\text{K}$ 暴露年龄的测定 (Voshage, 1967), 铁陨石暴露年龄频谱分布于 $(4-2300) \times 10^6 \text{a}$ 之间, IIIAB 较集中在 $650 \times 10^6 \text{a}$ 附近, IVA 及 IVB 在 $400 \times 10^6 \text{a}$ 附近(图 7.57)。方陨铁在 $300 \times 10^6 \text{a}$ 附近。对 145 个铁陨石暴露年龄统计结果, 表明不同类型的铁陨石年龄值各有自己的范围和峰值, 看来各类铁陨石不是来自同一的母体。

Crabb 和 Schultz (1981) 综合分析比较了 201 块 H 群球粒陨石、203 块 L 群球粒陨石及 38 块 LL 群球粒陨石暴露年龄频谱。H 群球粒陨石呈现有两个峰值, 大约有 45% 的 H 群球粒陨石其暴露年龄集中在峰值为 $4.5 \times 10^6 \text{a}$, 另一峰值为 $20 \times 10^6 \text{a}$ (图 12.12)。L 及 LL 群球粒陨石观察不到明显的峰值, L 群球粒陨石暴露年龄在 $(1-35) \times 10^6 \text{a}$ 之间似乎可划分出 6 个峰(图 12.13)。含有太阳风气体成分的球粒陨石相对集中的年龄值, 与同类型不含太阳风气体成分的陨石相似(图 12.14)。15% 的 H 群球粒陨石含太阳风组分, 表明 H 群球粒陨石的母体受到冲击破碎成为巨块状, 使表部与内部的物质混合过, 使各种岩石类型的 H 群球粒陨石都有一部分暴露于母体表面, 接受太阳风的注入, 很可能 H 群球粒陨石是大母体的表层。L 群球粒陨石约有 3% 含有太阳风组分, 含有较低的放射成因 ^3He , U-Th-He 年龄通常 $<1 \times 10^6 \text{a}$ (图 12.14)。按不同的岩石类型进行统计(图 12.15), H 群球粒陨石各岩石类型暴露年龄的频谱仍相似, 表明母体内曾发生过巨块状的破碎与混合, 而 L 及 LL 群球粒陨石, 观察不出有特殊意义的分布(图 12.15)。

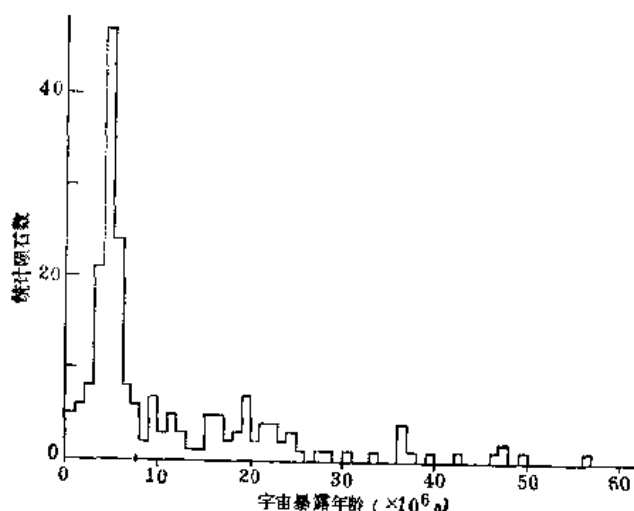


图 12.12 H 群球粒陨石宇宙暴露年龄频谱图(已作屏蔽效应校正)
(Crabb 和 Schultz, 1981)

若陨石母体是一个半径约 100 km 具有壳层状结构的天体, 不同的岩石类型由于变质程度的不同, 由表及里由 3 型→4 型→5 型→6 型(图 12.16a)。

母体受到许多小天体的撞击, 使表面岩石破碎, 局部发育成碎块与土壤(图 12.16b)。当受到一次巨大冲击后, 母体破碎成许多碎块与巨块(图 12.16c), 但在引力作用下又重新堆积、聚集(图 12.16d), 成为巨块角砾堆积的母体。各种岩石类型的陨石都有可能暴

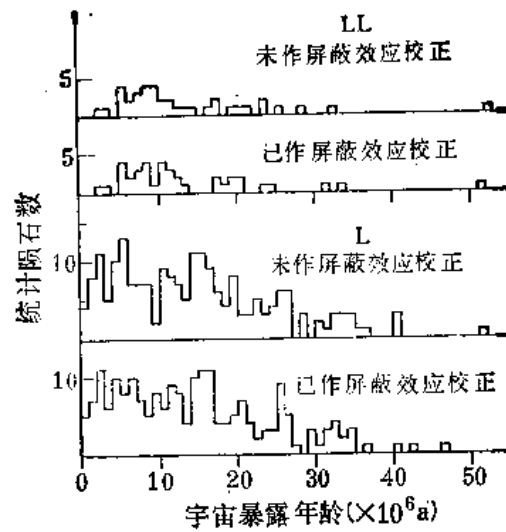


图 12.13 L 及 LL 群球粒陨石宇宙暴露年龄频谱图
(Crabb 和 Schultz, 1981)

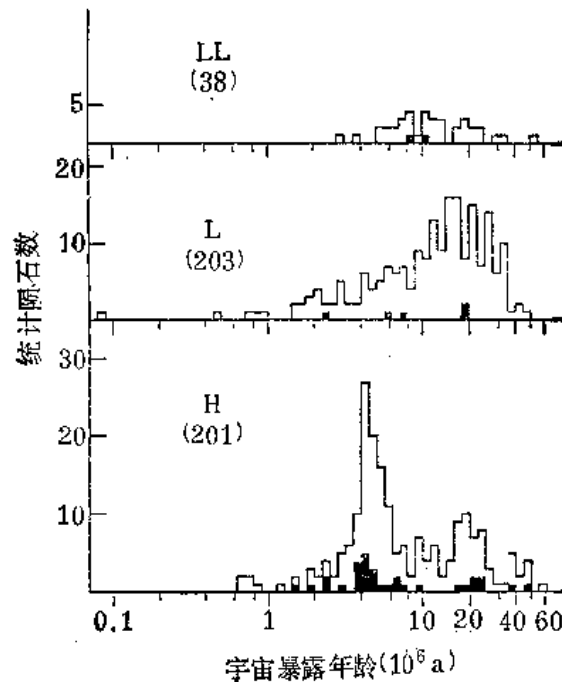


图 12.14 H, L, LL 群球粒陨石宇宙暴露年龄频谱图(已作屏蔽效应校正)
黑色方块为含有太阳风组分的陨石 (Crabb 和 Schultz, 1981)

露于母体表面,接受太阳风的注入。由于小的天体撞击仍不断发生,使表面物质经常转换位置,并进一步产生混合。事实证明,大约 20% 的球粒陨石是由一种以上的岩石类型所组成,证明母体表面混合的过程可以达到米级大小(图 12.16e)。

巨型碰撞冲击,使母体破碎瓦解(图 12.16f)。

综上所述,H群球粒陨石大约来自母体的表层,相当部分的陨石含有太阳风组分。对 L 群陨石而言,与 H 群的经历不同,大约在 5×10^6 a 前曾受到大的撞击破碎, L 群球粒陨石具有明显冲击作用的残痕和低的气体保留年龄,陨石中较少含有太阳风组分(图 12.11)。各碎块再受到碰撞瓦解,使宇宙暴露年龄频谱几乎成为连续谱分布(图 12.12,

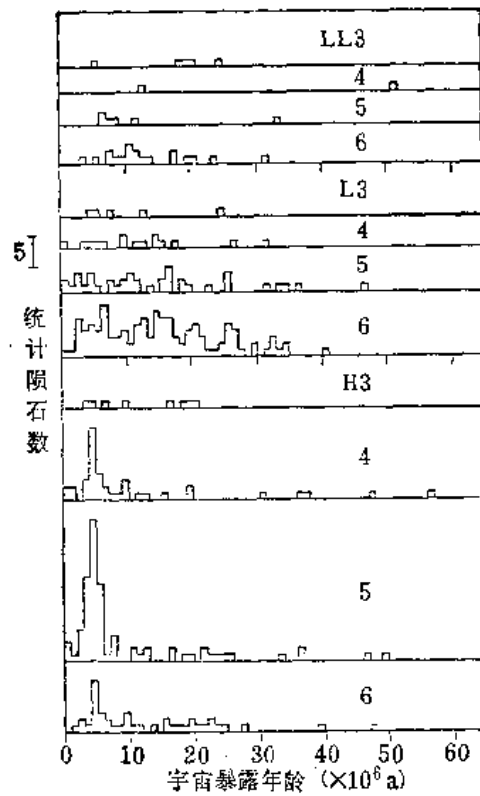


图 12.15 H, L, LL 群球粒陨石各岩石类型的宇宙暴露年龄频谱图
(Crabb 和 Schultz, 1981)

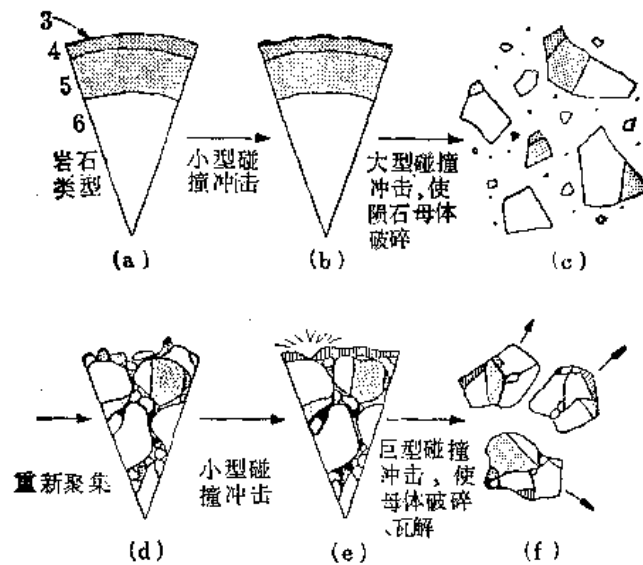


图 12.16 球粒陨石母体碰撞、演化示意图
(Crabb 和 Schultz, 1981)

图 12.13)。

月球几乎无大气层，表面岩石和月壤长期受宇宙射线照射，并形成多种宇宙成因核素。月表宇宙射线照射条件是典型的 2π 几何条件，也可用上述方法测定月表岩石和月壤

的宇宙成因核素,并计算其宇宙暴露年龄。

月球表面宇宙成因核素具有明显的深度分布效应,在月表深1cm的月壤中,太阳质子产生的宇宙成因放射性核素要比银河宇宙线的产率高10—20倍。月表样品是研究太阳宇宙线历史最灵敏的“记录器”。在具有一定屏蔽深度的月样中,宇宙成因核素一般都是银河宇宙线的产物。

近150块月岩与月壤样品宇宙暴露年龄的范围是 $1 \times 10^6\text{a}$ (66095)— $700 \times 10^6\text{a}$ (14160),其中三分之二的样品暴露年龄低于 $150 \times 10^6\text{a}$,三分之一的样品在 $(150—700) \times 10^6\text{a}$ 之间。月壤暴露年龄反映了月表浮土的平均暴露时间,典型的范围是 $(150—450) \times 10^6\text{a}$,月海区的月壤为 $(300—400) \times 10^6\text{a}$,明显地比高地月壤 $(210—260) \times 10^6\text{a}$ 老一些。月岩及月壤暴露年龄的研究有助于测定月表发生的重大撞击事件及月坑的形成时间。如Apollo-14附近的锥形月坑形成年龄为 $26 \times 10^6\text{a}$;Apollo-16附近的北辐射线坑与南辐射线坑的形成年龄分别为 $50 \times 10^6\text{a}$ 和 $2 \times 10^6\text{a}$ 。第谷溅射物的暴露年龄为 $96 \times 10^6\text{a}$,表明第谷月坑于此时形成。月表岩石及月壤宇宙暴露年龄的研究,对了解月表近1000Ma来发生的碰撞事件,如月坑形成年龄、月壤平均暴露年龄及月壤的成因、月岩的裸露年龄等均有重要意义。

宇宙尘中宇宙成因 ^{26}Al , ^{10}Be , ^{53}Mn 和 ^{59}Ni 的测定结果表明,平均暴露年龄约 $3.2 \times 10^6\text{a}$ 。

十、落地年龄

一般是指陨石自落到地球起至今这段历史,亦即陨石落地后的“冷却”时间。大量陨石的落地时间是不明的,特别是近年来在南极洲发现了约8000多块陨石,落地年龄的研究不仅可以判断落地的时间,而且有可能鉴别“成对”或“成群”的陨石——同一次陨石雨降落的陨石;落地年龄的研究为探讨南极洲巨厚冰层的运移方向和速度提供了新的资料。

陨石落地后,不再受到初级宇宙线的直接照射,陨石体内的放射性宇宙成因核素将在陨石体内衰变,将所测得的放射性强度(N)与估算落地时的放射性强度 N_0 。计算落地年龄 T , $N = N_0 e^{-\lambda T}$ 。测定落地年龄常用的放射性宇宙成因核素如: $^{14}\text{C}(T_{1/2} = 5600\text{a})$, $^{36}\text{Cl}(T_{1/2} = 3.1 \times 10^5\text{a})$, $^{53}\text{Mn}(T_{1/2} = 3.7 \times 10^6\text{a})$, $^{26}\text{Al}(T_{1/2} = 7.4 \times 10^5\text{a})$, $^{10}\text{Be}(T_{1/2} = 1.6 \times 10^6\text{a})$, $^{59}\text{Ni}(T_{1/2} = 8 \times 10^4\text{a})$ 和 $^{39}\text{Ar}(T_{1/2} = 260\text{a})$ 等。

用两种质量数相近的放射性宇宙成因核素的同位素对,进行落地年龄计算更为有利,如: $^{10}\text{Be}-^{14}\text{C}$, $^{14}\text{C}-^{26}\text{Al}$, $^{36}\text{Cl}-^{39}\text{Ar}$, $^{59}\text{Ni}-^{26}\text{Al}$, $^{59}\text{Ni}-^{53}\text{Mn}$, $^{53}\text{Mn}-^{36}\text{Cl}$, $^{53}\text{Mn}-^{26}\text{Al}$ 和 $^{10}\text{Be}-^{59}\text{Ni}$ 等。

宇宙演化的时间序列迄今仍然是不清晰的,一些主要事件的年龄仍带有一定的不确定性,上下限比较宽,但毕竟给出了一些重大事件的年龄依据。宇宙年龄大致是11000—16000Ma(下限为20000Ma);银河系年龄10000—12000Ma(为宇宙年龄的上限);元素平均年龄6200—7700Ma;太阳星云凝聚年龄4600—4700Ma;太阳系形成年龄 $4570 \pm 3\text{Ma}$ 。太阳系形成后,太阳系各天体,尤其是地球、月球、各类陨石的演化过程,目前已获得了一个总体上的轮廓性了解,各重大事件的演化序列也比较清晰。图12.17概要地对宇宙、太阳系包括太阳、陨石、月球和地球的演化过程作一综合,而有关月球、陨石和行星

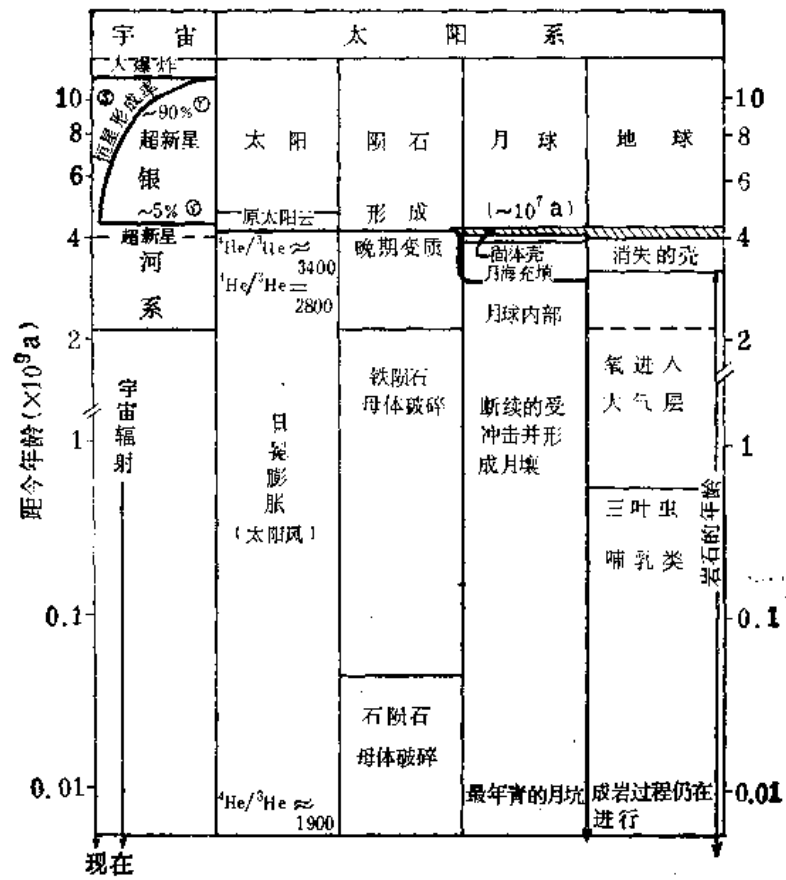


图 12.17 宇宙、太阳系及有关事件略图
(Kirsten, 1978, 1981)

的形成与演化过程参见有关章节。

参 考 文 献

- 丁锡祥等, 1983, 铁陨石中若干元素的仪器中子活化分析及其化学分类, 空间科学学报, 第3卷, 第3期, 第244—253页。
- 王道德、谢先德, 1977, 滑镇陨石球粒陨石物质组成和球粒结构的初步研究, 地球化学, 第4期, 第277—286页。
- 王道德、欧阳自远, 1979, 我国某些球粒陨石物质组成的初步研究, 地球化学, 第2期, 第120—131页。
- 王道德、欧阳自远, 1981, 阿波罗-17(70017-291) 高钛月海玄武岩的化学组成及其成因的探讨, 地球化学, 第4期, 第365—372页。
- 王道德等, 1977, 常德陨石雨物质成分和球粒结构的初步研究, 地球化学, 第4期, 第288—295页。
- 王道德等, 1983, 中国某些铁陨石的化学分类, 地球化学, 第2期, 第109—120页。
- 王嘉荫, 1963, 中国地质史话, 地质出版社。
- 王锡岳等, 1974, 东台陨星的分析, 天文学报, 第15卷, 第1期, 第93—97页。
- 中国地质科学院地质矿产研究所, 1979a, 吉林陨石雨的金属矿物及其结构特征初步研究, 吉林陨石雨论文集, 科学出版社, 第109—121页。
- 中国地质科学院地质矿产研究所, 1979b, 吉林陨石雨岩石化学与透明矿物初步研究, 吉林陨石雨论文集, 科学出版社, 第81—99页。
- 中国地质科学院地质矿产研究所等, 1979c, 吉林陨石雨陨硫铁相硫同位素初步研究, 吉林陨石雨论文集, 科学出版社, 第39—44页。
- 中国科学院“吉林陨石雨”联合考察组, 1977, 吉林陨石雨的初步考察, 中国科学, 第1期, 第38—45页。
- 中国科学院地质研究所同位素地质研究室, 1979, 吉林陨石的 Rb-Sr 年龄, 吉林陨石雨论文集, 科学出版社, 第18—21页。
- 中国科学院地质研究所矿物物理组等, 1979, 吉林陨石雨穆斯鲍尔效应的研究, 吉林陨石雨论文集, 科学出版社, 第128—133页。
- 中国科学院地球化学研究所, 1979, 月质学研究进展, 科学出版社, 第1—312页。
- 中国科学院地球化学研究所等, 1978, 对吉林陨石宇宙成因核素 ^{26}Al 的初步探讨, 地球化学, 第2期, 第142—147页。
- 中国科学院地球化学研究所吉林陨石雨物质成分研究小组, 1978, 吉林陨石的矿物、岩石研究及其形成与演化过程, 中国科学, 第3期, 第329—340页。
- 中国科学院地球化学研究所吉林陨石雨物质成分研究小组, 1979, 吉林陨石的透明和不透明矿物, 吉林陨石雨论文集, 科学出版社, 第55—67页。
- 中国科学院地球化学研究所有机地球化学研究室, 1979, 吉林陨石的有机质, 吉林陨石雨论文集, 科学出版社, 第219—227页。
- 中国科学院地球化学研究所同位素地质研究室, 1979, 吉林陨石的形成时间与演化历史研究, 吉林陨石雨论文集, 科学出版社, 第28—34页。
- 中国科学院地球化学研究所 Rb-Sr 年龄实验室, 1979, 吉林陨石 Rb-Sr 内部等时线年龄的测定, 吉林陨石雨论文集, 科学出版社, 第5—11页。
- 中国科学院地球化学研究所陨石实验室, 1974, 安龙球粒陨石的物质组成和球粒结构, 地球化学, 第2期, 第105—116页。
- 中国科学院原子能研究所等, 1976, 用裂变径迹法测定白云母和玻璃陨石的年龄, 地球化学, 第2期, 第148—156页。
- 中国科学院原子能研究所等, 1977, 吉林陨石雨样品中宇宙成因核素 ^{54}Mn , ^{57}Co 和 ^{40}K 的深度变化, 地球化学, 第3期, 第173—178页。
- 中国科学院原子能研究所等, 1979, 吉林陨石宇宙成因放射性核素的初步研究, 吉林陨石雨论文集, 科学出版社, 第45—49页。
- 中国科学院原子能研究所吉林陨石活化分析组, 1979, 化学组分离-堆中子活化分析法测定吉林陨石中的稀土元素, 吉林陨石雨论文集, 科学出版社, 第200—206页。
- 长春地质学院, 吉林省地质研究所陨石研究小组, 1979, 吉林球粒陨石矿物学的研究, 吉林陨石雨论文集, 科学出版社, 第100—108页。
- 叶连俊等, 1964, 十亿年前的宇宙尘, 地质科学, 第3期, 第230—240页。
- 史继扬等, 1978, 吉林陨石的羧类和嘌呤、嘧啶化合物, 地球化学, 第1期, 第57—63页。
- 卢焕章等, 1978, 吉林陨石中包裹体特征、形成温度及其意义的探讨, 地球化学, 第1期, 第41—45页。
- 卢焕章等, 1979, 吉林陨石中包裹体的初步研究, 吉林陨石雨论文集, 科学出版社, 第134—138页。
- 于世杰等, 1983, 我国海洋沉积物中几种宇宙尘的显微分析研究, 矿物学报, 第1期, 第8—12页。

- 刘京发等, 1981, 热释光法测定吉林陨石的温度梯度, 科学通报, 第 17 期, 第 1057—1059 页。
- 刘顺生等, 1979, 吉林陨石裂变径迹年龄, 吉林陨石雨论文集, 科学出版社, 第 22—27 页。
- 刘顺生等, 1982, 吉林陨石的矿物成分研究, 科学通报, 第 17 期, 第 1066—1068 页。
- 刘顺生等, 1985, 裂变径迹年龄测定, 地质出版社。
- 许汉屏等, 1983, 中国琼雷地区玻璃陨石成分的初步研究, 地球化学, 第 3 期, 第 322—328 页。
- 许靖华等, 1982, 白垩纪末期生物大批死亡引起的环境变化及其演化意义, 长春地质学院学报, 第 1 期, 第 1—14 页。
- 安德斯 E., 1982, 太阳星云的凝聚过程(周卫健译), 地质地球化学, 第 5 期, 第 6—11 页。
- 朱炳泉, 1978, 吉林陨石的形成时间与演化历史研究, 地球化学, 第 2 期, 第 148—156 页。
- 多伊, B. R., 1975, 铅同位素地质(中国科学院地球化学研究所同位素研究室译), 科学出版社。
- 克莱顿 R. N., 1982, 球粒及球粒陨石中的氧同位素(于津生译), 地质地球化学, 第 5 期, 第 12—15 页。
- 杨蔚华等, 1983, 我国古代陨石坠落的周期和空间分布, 地球化学, 第 1 期, 第 52—61 页。
- 严正等, 1979, 海南玻璃陨石(雷公堡)裂变径迹年龄的测定, 地质科学, 第 1 期, 第 37—42 页。
- 李民乾等, 1979, 吉林陨石的质子激发 X-射线分析, 吉林陨石雨论文集, 科学出版社, 第 207—213 页。
- 李华梅、王俊达, 1979, 吉林陨石的天然剩磁和早期行星空间磁场强度的初步探讨, 吉林陨石雨论文集, 科学出版社, 第 233—238 页。
- 李兆麟、储同庆, 1979, 吉林陨石雨矿物中包裹体的研究, 吉林陨石雨论文集, 科学出版社, 第 139—144 页。
- 李素循, 1979, 吉林陨石雨降落轨迹分析, 吉林陨石雨论文集, 科学出版社, 第 261—269 页。
- 李斌, 1982, 玻璃陨石的化学组成及其成因(硕士论文), 中国科学院地球化学研究所。
- 肖小月、欧阳自远, 1984, 宇宙尘的收集、鉴别与类型, 地质地球化学, 第 2 期, 第 32—38 页。
- 闵育顺, 1979, 吉林陨石熔壳层的组成特征及其形成过程的探讨, 吉林陨石雨论文集, 科学出版社, 第 280—288 页。
- 陆燾, 1982, 粒子与宇宙, 自然杂志, 第 5 卷, 第 5 期, 第 323—330 页。
- 陈道汉, 1982, 比较行星学, 自然杂志, 第 5 卷, 第 8 期, 第 580—584, 592 页。
- 张家祥等, 1979, 吉林陨石在太阳系空间的轨道, 吉林陨石雨论文集, 科学出版社, 第 244—248 页。
- 张淑媛, 1979, 吉林陨石结构构造的初步研究, 吉林陨石雨论文集, 科学出版社, 第 171—178 页。
- 张德良等, 1979, 大气层中“吉林陨石雨”飞行轨道计算和现象分析, 吉林陨石雨论文集, 科学出版社, 第 249—260 页。
- 林文祝, 1979, 吉林陨石物理力学性质的初步研究, 吉林陨石雨论文集, 科学出版社, 第 239—243 页。
- 林同骥等, 1979, 吉林陨石烧蚀图象分析, 吉林陨石雨论文集, 科学出版社, 第 270—279 页。
- 周正, 1979, 吉林陨石雨样品主要矿物的分选方法, 吉林陨石雨论文集, 科学出版社, 第 153—159 页。
- 周磊, 1983, 白垩纪末期的一次巨大事件, 地质地球化学, 第 4 期, 第 18—24 页。
- 欧阳自远, 1966 罕见的大陨铁, 天文爱好者, 第 1 期, 第 2—4 页。
- 欧阳自远, 1974, 陨石研究与地球演化的几个问题, 地质地球化学, 第 4 期, 第 1—7 页。
- 欧阳自远, 1975, 月球演化的轮廓, 地质地球化学, 第 8 期, 第 16—19 页。
- 欧阳自远, 1976, 世界上罕见的陨石雨, 地球化学, 第 2 期, 第 157—158 页。
- 欧阳自远, 1978, 地球的起源简介, 地质地球化学, 第 7 期, 第 4—11 页。
- 欧阳自远, 1979a, 吉林陨石的来龙去脉, 天文爱好者, 第 3 期, 第 19—21 页。
- 欧阳自远, 1979b, 比较行星地质学概述, 地质科技在发展中, 第 1—24 页。
- 欧阳自远, 1979c, 陨石中同位素组成的异常及宇宙年代学的研究, 地质地球化学, 第 6 期, 第 11—15 页。
- 欧阳自远, 1980, 类地行星的探测与比较研究, 七十年代地质地球化学进展, 贵州人民出版社, 第 70—85 页。
- 欧阳自远, 1982, 吉林陨石的形成和演化过程, 空间科学学报, 第 2 卷, 第 3 期, 第 194—203 页。
- 欧阳自远, 1983, 天体化学, 近代地球化学(涂光炽主编), 上海科学技术出版社, 第 14—82 页。
- 欧阳自远, 1985, 来自月球和火星的陨石, 自然杂志, 第 8 卷, 第 4 期, 第 259—262, 314 页。
- 欧阳自远、佟武, 1965, 三块铁陨石的化学成分, 矿物组成与构造, 地质科学, 第 2 期, 第 182—190 页。
- 欧阳自远、霍依兹, 1982, 重建通过地球大气层前的吉林陨石, 科学通报, 第 18 期, 第 1133—1135 页。
- 欧阳自远等, 1964a, 三块铁陨石的矿物成分及形成条件的研究, 地质科学, 第 3 期, 第 241—254 页。
- 欧阳自远等 1964b, 三块铁陨石的矿物与化学成分及其形成条件的讨论, 第一届矿物、岩石、地球化学学术会议论文选集——岩石部分, 第 46—64 页。
- 欧阳自远等, 1976, 海南岛玻璃陨石中某些微量元素组成, 地球化学, 第 2 期, 第 144—147 页。
- 欧阳自远等, 1978, 吉林陨石形成和演化的轮廓, 地球化学, 第 1 期, 第 1—11 页。
- 欧阳自远等, 1979, 吉林陨石形成演化过程的初步讨论, 吉林陨石雨论文集, 科学出版社, 第 295—305 页。
- 胡中为、杨克中, 1982, 论彗星的起源, 空间科学学报, 第 2 卷, 第 2 期, 第 104—110 页。
- 胡中为、宣家余, 1982, 陨石、流星体与小行星及彗星的演化关系, 空间科学学报, 第 2 卷, 第 2 期, 第 111—117 页。
- 战新志, 1978, 吉林陨石的不透明矿物, 地球化学, 第 1 期, 第 35—40 页。
- 闻传芬, 1979, 剑阁和恩施球粒陨石, 地质科学, 第 3 期, 第 264—269 页。
- 袁崇林, 1978, 吉林陨石球粒的结构及构造, 地球化学, 第 1 期, 第 19—24 页。
- 涂光炽等, 1983, 近代地球化学, 上海科学技术出版社。

- 侯德封, 1961, 核子地球化学, 科学通报, 第10期, 第1—21页。
- 侯德封等, 1974, 核转变能与地球物质的演化, 科学出版社。
- 徐芬芳等, 1978, 吉林陨石中的异戊间二烯烷烃, 地球化学, 第1期, 第64—67页。
- 徐道一, 1981, 古生物灭绝与超新星爆发, 国外地质, 第11期, 第1—7页。
- 徐藩、邵文兰, 1978, 吉林陨石中有机色素和卟啉化合物的初步研究, 地球化学, 第1期, 第46—50页。
- 曹奎秋, 1982, 南丹铁陨石的物质组成及其冷却历史 (硕士论文), 中国科学院地球化学研究所。
- 黄耀康等, 1978, 吉林陨石的透明矿物, 地球化学, 第1期, 第25—34页。
- 常子文, 1966, 我国四块球陨石的初步研究, 地质学报, 第46卷, 第1期, 第64—73页。
- 常子文、欧阳自远, 1966, 中国陨石琐记, 天文爱好者, 第2期。
- 常子文等, 1975, 新沂球粒陨石的物质组成和结构, 地质科学, 第4期, 第375—379页。
- 章鸿钊, 1927, 石雅, 北京。
- 维尔纳茨基, B. H., 1962, 地球化学概论, 科学出版社, 北京。
- 阚作鹏等, 1978, 吉林陨石中的氨基酸, 地球化学, 第1期, 第51—56页。
- 彭汉昌等, 1981, 深海宇宙尘的初步研究, 科学通报, 第11期, 第682—685页。
- 谢先德、王道德, 1979, 吉林1号陨石的热变质特征, 吉林陨石雨论文集, 科学出版社, 第184—191页。
- 湖北省地质科学研究所同位素地质研究室等, 1979, 吉林陨石雨同位素年代学研究, 吉林陨石雨论文集, 科学出版社, 第12—17页。
- 褚锐光, 1974, 广西南丹铁陨石雨的发现, 地球化学, 第7期, 第66—70页。
- 褚锐光, 1983, 陨石矿物简介, 地质地球化学, 第5期, 第46—48页。
- 霍夫斯, J., 1976, 稳定同位素地球化学 (丁梯平译), 科学出版社。
- 戴文赛, 1979, 太阳系演化学 (上册), 上海科学技术出版社。
- 戴文赛、胡中为, 1979a, 从冥王星卫星的发现得出的一些演化结论, 科学通报, 第5期, 第215—216页。
- 戴文赛、胡中为, 1979b, 论小行星的起源, 天文学报, 第20卷, 第1期, 第33—42页。
- 戴文赛、胡中为, 1980, 论太阳系的起源, 中国科学, 第3期, 第254—266页。
- 戴连福、朱咏宣, 1979, 石陨石的化学分析法, 吉林陨石雨论文集, 科学出版社, 第192—199页。
- 小沼直树, 1972, 宇宙化学, 講談社, 第83—94页。
- 小沼直树, 1978, 星间塵の蒸発変成と原始太陽系星雲の温度分布, 科学, 第48卷, 第7期, 第409—416页。
- 小沼直树等, 1979, 中国安龙球粒陨石和南丹铁陨石的主要元素与微量元素的研究, 地球化学, 第1期, 第52—60页。
- 岛 波, 1976, 陨石的科学, 玉川大学出版社。
- Alckseev, A. S., et al., 1983, The Permian-Triassic boundary event: Geochemical investigation of the transcaucasia section, LPS, Vol. XIV, p. 3.
- Alfvén, H. and Arrhenius, G., 1972, Origin and evolution of the Earth-Moon System, *The Moon*, Vol. 5, p. 210.
- Alfvén, H. and Arrhenius, G., 1976, Evolution of the solar system, NASA, SP-354, U. S. Government Printing office, Washington, D. C., pp. 1—599.
- Alpher, R. A., et al., 1948, The Origin of chemical elements, *Physical Review*, Vol. 73, No. 7, pp. 803—804.
- Alvarez, L. W., et al., 1980, Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction, *Science*, Vol. 208, No. 4448, pp. 1095—1108.
- Alvarez, L. W., 1983, Experimental evidence that an asteroid impact led to extinction of many species 65 million years ago, *Proc. Natl. Acad. Sci., USA*, Vol. 80, p. 627.
- Anders, E., 1964, Origin, age and composition of meteorites, *Space Sci. Rev.*, Vol. 3, pp. 583—714.
- Anders, E., 1968, Chemical processes in the early solar system as inferred from meteorites, *Acc. Chem. Res.*, Vol. 1, pp. 289—298.
- Anders, E., 1971, Meteorites and the early solar system, *Ann. Rev. Astron. Astrophys.*, Vol. 9, pp. 1—34.
- Anders, E., et al., 1973, Organic components in meteorites, *Science*, Vol. 182, pp. 781—790.
- Anders, E., 1977, Chemical compositions of the Moon, Earth, and eucrite parent body, *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, Vol. A 285, pp. 23—40.
- Anders, E. and Owen, T., 1977, Mars and Earth: Origin and Abundance of volatiles, *Science*, Vol. 198, No. 4316, pp. 453—465.
- Anders, E., 1981, Noble gases in meteorites: evidence for presolar matter and superheavy elements, *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, Vol. A374, pp. 207—238.
- Arkani-Hamed, J., 1975, Geophysical implications of the Martian gravity field, *Icarus*, Vol. 26, pp. 313—320.
- Arnett, W. D. and Truran, J. M., 1969, Carbon-Hurning nucleosynthesis at constant temperature, *Ap. J.*, Vol. 157, p. 339.
- Asaro, F., et al., 1982, Geochemical anomalies near the Eocene/Oligocene and Permian/Triassic boundaries, Geological Implications of Impacts of Large Asteroids and Comets on the Earth, (Silver, L. T. and Schultz, P. H., eds.), *Geol. Soc. Am., Spec. Paper*, Vol. 190, pp. 517—528.
- Ashworth, D. G., 1978, Lunar and planetary impact erosion, *Cosmic Dust*, McDonnell, J. A. M., (ed), Toronto, John

Wiley and Sons, pp. 427—526.

- Axford, W. I., 1981, The acceleration of galactic cosmic rays, *Origin of Cosmic Rays*, Senti, G., et al., (ed.), London, D. Reidel Pub., Comp., pp. 339—358.
- Baedecker, P. A. and Wasson, J. T., 1975, Elemental fractionations among enstatite chondrites, *GCA*, Vol. 39, No. 5, pp. 735—765.
- Beatty, J. K., 1981, *The New Solar System*, Cambridge, Sky Pub. Corporation, pp. 1—240.
- Beatty, D. W. and Albee, A. L., 1978, Comparative petrology and possible genetic relations among the Apollo-11 basalts, *PLC* (9), Supple. 10, Vol. 1, pp. 359—463.
- Becker, R. H. and Pepin, R. D., 1983, Nitrogen isotopic compositions in EETA 79001, *Abs. of the 46th meeting of meteoritical Society*, p. 7.
- Becker, R. H. and Pepin, R. D., 1983b, The case for a martian origin of the shergottites: Nitrogen and noble gases in EETA 79001, *EPSL*, Vol. 69, pp. 225—242.
- Begemann, F., 1980, Isotopic anomalies in Meteorites, *Rep. Prog. Phys.*, Vol. 43, p. 1309.
- Begemann, F., et al., 1980, Über die Leichten Edelgase in dem Chondriten jilin, *Z. Naturforsch.*, Vol. 35a, pp. 37—43.
- Begemann, F., et al., 1981, Radiogenic noble gases and the thermal history of Kirin., *Meteoritics*, Vol. 16, No. 4, p. 293.
- Begemann, F., et al., 1985, Noble gases and the history of Jilin Meteorite, *EPSL*, Vol. 72, pp. 247—262.
- Berkley, J. L., et al., 1978, Ureilites: Origin as related magmatic cumulates, *LPS*, Vol. IX, pp. 73—75.
- Bethe, H. A. and Critchfield, C. L., 1938, The formation of deuterons by proton combination, *Physical Review*, Vol. 54, No. 4, pp. 248—254.
- Bethe, H. A., 1939, Energy production in stars, *Physical Review*, Vol. 55, No. 4, pp. 434—456.
- Bhandari, N., et al., 1972, Collision controlled radiation history of the lunar regolith, *PLC* (8), Vol. 3, pp. 2811—2829.
- Bild, R. W., 1977, Silicate inclusions in group IAB irons and a relation to the anomalous stones Winona and Mt. Morris (Wis), *GCA*, Vol. 41, No. 10, pp. 1439—1456.
- Bild, R. W. and Wasson, J. T., 1976, The lodran meteorite and its relationship to the ureilites, *Mineral. Mag.*, Vol. 40, No. 315, pp. 721—735.
- Binns, R. A., 1967a, Olivine in enstatite chondrites, *Amer. Miner.*, Vol. 52, No. 9—10, pp. 1549—1554.
- Binns, R. A., 1967b, Structure and evolution of non-carbonaceous chondritic meteorites, *EPSL*, Vol. 2, No. 1, pp. 23—28.
- Binz, C. M., et al., 1974, Trace elements in primitive meteorites-V. Abundance patterns of thirteen trace elements and interelement relationships in enstatite chondrites, *GCA*, Vol. 38, No. 10, pp. 1579—1606.
- Birck, J. L. and Allegre, G. J., 1978, Chronology and Chemical history of the parent body of basaltic achondrites studied by the ^{87}Rb — ^{87}Sr method, *EPSL*, Vol. 39, No. 1, pp. 37—51.
- Bielefeld, M. J., et al., 1976, Surface chemistry of selected lunar regions, *PLC* (7), Vol. 3, pp. 2661—2676.
- Binder, A. B., 1976, On the implications of an olivine dominated upper mantle on the development of a Moon of fission origin, *The Moon*, Vol. 16, No. 1, pp. 159—173.
- Black, D. C. and Pepin, R. O., 1969, Trapped neon in meteorites-II, *EPSL*, Vol. 6, No. 5, pp. 395—405.
- Black, D. C., 1970, Trapped helium-neon isotopic correlations in gas-rich meteorites and carbonaceous chondrites, *GCA*, Vol. 34, No. 1, pp. 132—140.
- Black, D. C., 1972, On the origins of trapped helium, neon and argon isotopic variations in meteorites-II. Carbonaceous meteorites, *GCA*, Vol. 36, No. 3, pp. 377—394.
- Blander, M. and Katz, J. L., 1967, Condensation of primordial dust, *GCA*, Vol. 31, No. 6, pp. 1025—1034.
- Bogard, D. D., 1971, Noble gases in meteorites, *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, Vol. 52, IUGG, pp. 429—435.
- Bogard, D. D. and Nyquist, L. E., 1972, Noble gas studies on regolith materials from Apollo-14 and 15, *PLC*(3), Vol. 2, pp. 1797—1819.
- Bogard, D. D. and Husain, L., 1977, A new 1.3 aeon-young achondrite, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 4, pp. 69—71.
- Bogard, D. D., et al., 1979, ^{40}Ar — ^{39}Ar age of the Shergotty achondrite and implications for its postshock thermal history, *GCA*, Vol. 43, pp. 1047—1055.
- Bogard, D. D., 1982, Curation of the U. S. Antarctic Meteorite collection, *Meteoritics*, Vol. 17, No. 4, p. 185.
- Bogard, D. D. and Johnson, P., 1983, Martian atmospheric gases trapped in the EETA 79001 Shergottite? *LPS*, Vol. XIV, pp. 53—54.
- Bourot-Denise, M. and Pellas, P., 1981, Cosmic ray track studies of Jilin (Kirin) chondrite, *Meteoritics*, Vol. 16, No. 4, p. 297.
- Bouska, V., et al., 1973, Geochemical evidence for the origin of moldavites, *GCA*, Vol. 37, No. 1, pp. 121—131.
- Bowell, E., et al., 1978, Taxonomy of asteroids, *Icarus*, Vol. 35, No. 3, pp. 313—335.

- Boynton, W. V., et al., 1976, Chemical evidence for the genesis of the ureilites, the achondrite Chassigny and the Nakhilites, *GCA*, Vol. 40, No. 12, pp. 1439—1447.
- Brandt, J. C. and Chapman, C. R., 1981, *Introduction to Comets*, Cambridge.
- Brett, R., 1967, Coahuilite: its occurrence and a proposed origin, *GCA*, Vol. 31, No. 2, pp. 143—159.
- Brett, R. and Henderson, E. P., 1967, The occurrence and origin of lamellar troilite in iron meteorites, *GCA*, Vol. 31, No. 5, pp. 721—730.
- Brownlee, D. E., et al., 1973, Some physical parameters of micrometeoroids, *PLC(4)*, Vol. 3, pp. 3197—3212.
- Brownlee, D. E. and Rajan, R. S., 1973, Micrometeorite craters discovered on chondrite-like objects from Kapoeta meteorite, *Science*, Vol. 182, No. 4, 119, pp. 1341—1346.
- Brownlee, D. E., et al., 1974, Elemental abundances in interplanetary dust, *Nature*, Vol. 252, No. 5485, pp. 667—669.
- Brownlee, D. E., et al., 1982, Unmelted meteoritic material discovered in the late pliocene Ir anomaly, *LPS*, Vol. XIII, p. 69.
- Buchwald, V. F., 1975, *Handbook of Iron meteorite*, Berkeley: Univ. of California Press.
- Bull, R. K. and Durrani, S. A., 1981, Laboratory annealing studies of thermoluminescence in the Jilin (H₂) chondrite, *Meteoritics*, Vol. 16, pp. 300—301.
- Bunch, T. E. and Olsen, E., 1974, Restudy of pyroxene-phroxene equilibration temperatures for ordinary chondrite meteorites, *Contrib. Mineral. and Petrol.*, Vol. 43, No. 2, pp. 83—90.
- Bunch, T. E., 1975, Petrography and petrology of basaltic achondrite polymict breccias (Howardites), *PLC(6)*, Vol. 1, pp. 469—492.
- Bunch, T. E., et al., 1970, Mineralogy and Petrology of silicate inclusions in iron meteorites, *Contrib. Miner. and Petr.*, Vol. 25, No. 4, pp. 297—340.
- Bunch, T. E., et al., 1967, Chromite composition in relation to chemistry and texture of ordinary chondrites, *GCA*, Vol. 31, No. 10, pp. 1569—1582.
- Burbidge, E. M., et al., 1957, Synthesis of the elements in stars, *Reviews of Modern Physics* Vol. 29, No. 4, pp. 547—650.
- Burbidge, E. M. and Burbidge, G. R., 1958, Formation of elements in the stars, *Science*, Vol. 128, pp. 387—399.
- Burek, P. J. and Arneith, J. D., 1983, K/T-environmental changes: Lattengebirge/Se Germany, *LPS*, Vol. XIV, p. 79.
- Burnett, D. S. and Wasserburg, G. J., 1967a, ⁸⁷Rb — ⁸⁷Sr ages of silicate inclusions in iron meteorites, *EPSL*, Vol. 2, No. 5, pp. 397—408.
- Burnett, D. S. and Wasserburg, G. J., 1967b, Evidence for the formation of an iron meteorite at 3.8×10^8 years, *EPSL*, Vol. 2, No. 2, pp. 137—147.
- Burnett, D. S. and Woolum, D. S., 1977, Exposure ages and erosion rates for lunar rocks, *Physics and Chemistry of Earth* Vol. 10, No. 2, pp. 63—101.
- Buseck, P. R., 1977, Pallasite meteorites—mineralogy, petrology and geochemistry, *GCA*, Vol. 41, No. 6, pp. 711—740.
- Buseck, P. R. and Goldstein, J. I., 1969, Olivine compositions and cooling rates of pallasitic meteorites, *Geological Society of America Bull.*, Vol. 80, No. 11, pp. 2141—2158.
- Butler, P., 1978, Recognition of lunar glass droplets produced directly from endogenous liquids: The evidence from S-Zn coatings, *PLC (9)*, Vol. 2, pp. 1459—1471.
- Cameron, A. G. W., 1963, The origin of atmospheric Xenon, *Icarus*, Vol. 1, pp. 314—316.
- Cameron, A. G. W., 1966, The accumulation of chondritic material, *EPSL*, Vol. 1, pp. 93—96.
- Cameron, A. G. W., 1968, A new table of abundances of the elements in the solar system, *Origin and distribution of the elements* (Ahrens, L. H., ed.), N. Y., Pergamon Press, pp. 125—146.
- Cameron, A. G. W., 1969, Physical conditions in the primitive solar nebula, *Meteorite Research*, (Millman, P. M., ed.), Dordrecht-Holland, D. Reidel Pub. Comp., pp. 7—15.
- Cameron, A. G. W., 1973, Abundance of the elements in solar system, *Space Sci. Revs.*, Vol. 15, pp. 121—146.
- Cameron, A. G. W. and Pinc, M. R., 1973, Numerical models of the primitive solar nebula, *Icarus*, Vol. 18, pp. 377—406.
- Cameron, A. G. W., 1975, The origin and evolution of the solar system, *Sci. Amer.*, Vol. 233, p. 32.
- Cameron, A. G. W., 1978, The primitive solar accretion disk and the formation of the planets, *The origin of the solar system* (Dermott, S. ed.), New York, John Wiley and Sons.
- Carr, M. H., 1970, Atmospheric collection of debris from the Revelstoke and Allende fireballs, *GCA*, Vol. 34, No. 6, pp. 689—700.
- Carter, N. L. and Kennedy, G. C., 1964, Origin of diamonds in the Canyon Diablo and Novo Urei meteorites, *JGR*, Vol. 69, No. 12, pp. 2403—2420.

- Chao, E. C. T., 1963, The petrographic and chemical characteristics of tektites, *Tektites* (O'Keefe, J. A., ed.), Chicago, The Univ. of Chicago Press, pp. 51—94.
- Chao, E. C. T., 1968, Pressure and temperature histories of impact metamorphism rock-based on petrographic observations, *Shock metamorphism of nature materials* (French, B. M. and Short, N. M., eds.), Baltimore, Nono Book Corp., pp. 135—158.
- Chapman, D. R. and Scheiber, L. C., 1969, Chemical investigation of Australasian tektites, *JGR*, Vol. 74, No. 27, pp. 6737—6776.
- Chapman, C. P. and Davis, D. R., 1975, Asteroid collisional evolution: evidence for a much larger early population, *Science*, Vol. 190, No. 4214, pp. 553—556.
- Chapman, C. R., 1982, Asteroids, *The new solar system* (Beatty, J. K., et al. ed.), Cambridge, Cambridge University Press, pp. 97—104.
- Chen, J. H. and Tilton, G. R., 1976, Isotopic lead investigations on the allende carbonaceous chondrite, *GCA*, Vol. 40, No. 6, pp. 635—643.
- Chen-Lin Chou, et al., 1976, Allende inclusions: volatile-element distribution and evidence for incomplete volatilization of presolar solids, *GCA*, Vol. 40, No. 1, pp. 85—94.
- Clarke, F. W., 1924, *The data of geochemistry*, Washington, Government Printing Office.
- Clarke, R. S. Jr., et al., 1970, The Allend, Mexico, meteorite shower, *Smithson, Contrib. Earth Sci.*, Vol. 5, pp. 1—53.
- Clayton, D. D., 1977a, Solar system isotopic anomalies: supernova neighbor or presolar carriers, *Icarus*, Vol. 32, pp. 255—269.
- Clayton, D. D., 1977b, Cosmogenic ghosts and the origin of Ca-Al-rich inclusions, *EPSL*, Vol. 35, No. 3, pp. 398—410.
- Clayton, D. D., 1977c, Interstellar potassium and argon, *EPSL*, Vol. 36, No. 2, pp. 381—390.
- Clayton, D. D., 1973, Explosive nucleosynthesis (Schramm, D. N. and Arnett, W. D., eds.), Univ. of Texas.
- Clayton, R. N., et al., 1973, A component of primitive nuclear composition in carbonaceous meteorites, *Science*, Vol. 182, No. 4111, pp. 485—488.
- Clayton, R., et al., 1976, A classification of meteorites based on oxygen isotopes, *EPSL*, Vol. 30, No. 1, pp. 10—18.
- Clayton, R. N. and Mayeda, T. K., 1977, Correlated oxygen and magnesium isotope anomalies in Allende inclusions 1: Oxygen, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 4, pp. 295—298.
- Clayton, R. N., et al., 1977, Distribution of the pre-solar component in Allende and other carbonaceous chondrites, *EPSL*, Vol. 34, No. 1, pp. 209—224.
- Clayton, R. N. and Mayeda, T. K., 1978, Genetic relations between iron and stony meteorites, *EPSL*, Vol. 40, No. 3, pp. 168—174.
- Clayton, R. N., 1979, Isotopic fractionation of silicon in Allende inclusions, *GCA*, Suppl. 9, pp. 1267—1278.
- Clayton, R. N., et al., 1979, Oxygen isotopic compositions of some Antarctic Meteorites, *LPS*, Vol. X, pp. 221—223.
- Clayton, R. N. and Mayeda, T. K., 1983, Oxygen isotopes in eucrites, Shergottites, Nakhilites, and Chassignites, *EPSL*, Vol. 62, No. 1, pp. 1—6.
- Cliff, R. A., et al., 1972, Rubidium-Strontium isotope characteristics of lunar soils, *JGR*, Vol. 77, No. 11, pp. 2007—2013.
- Consolmagno, G. J. and Drake, M. J., 1977, Composition and evolution of the eucrite parent body: evidence from rare earth elements, *GCA*, Vol. 41, No. 9, pp. 1271—1282.
- Cooper, M. R., et al., 1974, Lunar near-surface structure, *Rev. Geophys. Space Phys.*, Vol. 12, No. 3, pp. 291—308.
- Crabb, J. and Schultz, L., 1981, Cosmic-ray exposure ages of the ordinary chondrites and their significance for parent body stratigraphy, *GCA*, Vol. 45, No. 11, pp. 2151—2160.
- Craig, H., 1964, Petrological and compositional relationships in meteorites, *Isotopic and Cosmic Chemistry* (Craig, H., et al., ed.), Amsterdam, North-Holland Pub., pp. 401—450.
- Cumming, G. L., 1969, A recalculation of the age of the solar system, *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 6, No. 4, Part 1, pp. 719—735.
- Darwin, C., 1844, *Geol. Observations on coral reefs, volcanic Islands and in south, America*, London.
- Davis, R., 1955, Attempt to detect the antineutrinos from a nuclear reactor by the $^{37}\text{Cl}(\bar{\nu}, e^{-})^{37}\text{Ar}$ reaction, *Phys. Rev.*, Vol. 97, No. 3, pp. 766—769.
- Dearnley, R., 1969, *Crustal tectonic evidence for earth expansion, The application of modern physics to the earth and planetary interiors*, (Runcorn, S. K., ed.), London, John Wiley & Sons, pp. 103—110.
- Delano, J. W., 1980, Chemistry and liquidus phase relations of Apollo-15 red glass: implications for the deep lunar interior, *PLC(11)*, Vol. 1, pp. 251—288.

- Delseume, A. H., ed., 1977, Comets, asteroids and meteorites: interrelations, evolution and origins, Toledo, Ohio, Univ. of Toledo.
- Hodge, M. R., 1972, The nature and significance of terrestrial impact structures; *Proc. 24th Int. Geol. Cong. Montreal*, Sec. Vol. 15, pp. 77—89.
- Jermott, S. F., ed., 1978, The origin of the solar system, N. Y., John Wiley and Chichester.
- Desnoyers, C. and Christophe, M. L., 1983, The olivine in the lunar meteorite ALHA 81005, *Meteoritics*, Vol. 18, p. 290.
- Dodd, R. T. Jr., 1969, Metamorphism of the ordinary chondrites: A review, *GCA*, Vol. 33, No. 2, pp. 161—203.
- Dodd, R. T. Jr., 1974, Petrology of the St. Mesmin chondrite, *Contr. Mineral. and Petrol.*, Vol. 46, No. 2, pp. 129—145.
- Dodd, R. T. Jr., 1976a, Accretion of the ordinary chondrites, *EPSL*, Vol. 30, No. 2, pp. 281—291.
- Dodd, R. T. Jr., 1976b, Iron-silicate fractionation within ordinary chondrite groups, *EPSL*, Vol. 28, No. 3, pp. 479—484.
- Dodd, R. T. Jr., 1978, Compositions of droplet chondrules in the Manych (L-3) chondrite and the origin of chondrules, *EPSL*, Vol. 40, No. 1, pp. 71—82.
- Dodd, R. T. Jr., 1978b, The composition and origin of large microporphyrific chondrules in the Manych (L-3) chondrite, *EPSL*, Vol. 39, No. 1, pp. 52—66.
- Dodd, R. T. Jr., 1981, Meteorites, Cambridge Univ. Press, pp. 1—368.
- Dodd, R. T. Jr. and Walter, L. S., 1972, Chemical constraints on the origin of chondrules in ordinary chondrites, *Origin du système solaire* (Reeves, H., ed.), Paris, C. N. R. S., pp. 293—300.
- Dodd, R. T. Jr., et al., 1975, Pyroxenes in the shaw (L-7) chondrite, *GCA*, Vol. 39, No. 12, pp. 1585—1594.
- Dodd, R. T. Jr. and Jarosewich, E., 1979, Incipient melting in and shock classification of L-group chondrites, *EPSL*, Vol. 44, No. 2, pp. 335—340.
- Doe, B. R. and Stacey, J. S., 1974, The application of lead isotopes to the problems of ore genesis and ore prospect evaluation: a review, *Economic Geology*, Vol. 69, No. 6, pp. 757—776.
- Dominik, B. and Jessberger, E. K., 1978, Early lunar differentiation 4.42-AE-old plagioclase clasts in Apollo 16 breccia 67 435, *EPSL*, Vol. 38, No. 2, pp. 407—415.
- Dreibus, G., et al., 1977, The bulk composition of the moon and the eucrite parent body, *GCA*, Suppl. 8, pp. 211—227.
- Drozdz, R. J. and Podosek, F. A., 1976, Primordial ^{132}Xe in meteorites, *EPSL*, Vol. 31, No. 1, pp. 15—30.
- Duba, A., et al., 1976, Electrical conductivity of orthopyroxene to 1400 C and the resulting selenotherm, *PLC(7)*, Vol. 3, pp. 3 173—3 181.
- Duke, M. B. and Silver, L. T., 1967, Petrology of eucrites, howardites and mesosiderites, *GCA*, Vol. 31, No. 10, pp. 1637—1665.
- Duncan, A. R., et al., 1973, Composition and inter-relationships of some Apollo-16 samples, *PLC(4)*, Vol. 2, pp. 1 097—1 113.
- Dyal, P., et al., 1976, Structure of the lunar interior from magnetic field measurements, *PLC(7)*, Vol. 3, pp. 3 077—3 095.
- Easton, A. J. and Elliott, C. J., 1977, Analyses of some meteorites from the British museum (natural history) collection, *Meteoritics*, Vol. 12, No. 4, pp. 409.
- Eberhardt, P., et al., 1963, Neutrons in meteorites, *Earth science and meteoritics* (Geiss, J. and Goldberg, E. P., ed.), Amsterdam, North-Holland Pub. Com., pp. 143—168.
- Eberhardt, P., et al., 1966, Rare gas measurements in 30 stone meteorites, *Z. Naturforsch.*, Vol. 21a, pp. 414—426.
- Eberhardt, P., et al., 1970, Trapped solar wind noble gases, exposure age and K/Ar-age in Apollo 11 lunar fine material, *PLC(1)*, Vol. 2, pp. 1 037—1 070.
- Eberhardt, P., et al., 1972, Trapped solar wind noble gases in Apollo-12 lunar fines 12 001 and Apollo-11 breccia 10046, *PLC(3)*, Vol. 2, pp. 1 821—1 856.
- Eberhardt, P., 1974, A Neon-E-Rich phase in the Orgueil Carbonaceous chondrite, *EPSL*, Vol. 24, No. 2, pp. 182—187.
- Ehmann, W. D., et al., 1970, Gold and iridium in meteorites and some selected rocks, *GCA*, Vol. 34, No. 4, pp. 493—507.
- Enright, M. C. and Turner, G., 1977, History and size of chondrite parent bodies from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages, *Meteoritics*, Vol. 12, No. 3, p. 217.
- Evensen, N. M., et al., 1978, Comparison of individual chondrules in Parnallee (LL-3) and Richardson (H-5), *Meteoritics*, Vol. 13, No. 4, p. 459.
- Evensen, N. M., et al., 1979, Silicate inclusions in Weckerroo Station planetary differentiates in an iron meteorite, *LPS*, Vol. X, pp. 376—378.

- Ewart, A., et al., 1968, Trace and minor element geochemistry of the rhyolitic volcanic rocks, central north Island, New Zealand, Total rock and residual liquid data, *Contr. Mineral. and Petrol.*, Vol. 18, No. 1, pp. 76—104.
- Fechtig, H., et al., 1970, Proc. Soviet American conf on cosmochem. of moon and planets, translation: *NASA-SP-370*, p. 585.
- Fechting, H., et al., 1978, Laboratory simulation. Cosmic dust, (McDonnell, J. A. M., ed.), Toronto, John Wiley and Sons, pp. 607—669.
- Fechtig, H., et al., 1981, Interplanetary dust and zodiacal light, *Landolt-Bornstein*, Vol. VI-2a, pp. 228—244.
- Feldman, P. D., et al., 1980, IUE observations of the UV spectrum of comet Bradfield, *Nature*, Vol. 286, No. 5769, pp. 132—135.
- Fish, R. A., et al., 1960, The record in the meteorites. III. On the development of meteorite in asteroidal bodies, *Ap. J.*, Vol. 132, pp. 243—258.
- Fleischer, R. L. and Price, P. B., 1964, Glass dating by fission fragment tracks, *JGR*, Vol. 69, No. 2, pp. 331—339.
- Floran, R. J., et al., 1978, The Chassigny meteorite: A cumulate dunite with hydrous amphibole-bearing melt inclusion, *GCA*, Vol. 42, No. 8, pp. 1213—1229.
- Fredriksson, K., 1963, Chondrules and the meteorite parent bodies, *Trans. N. Y. Acad. Sci.*, Vol. 25, pp. 756—764.
- Fredriksson, K., et al., 1968, The LL-group chondrites, Origin and distribution of the elements, (Ahrens, L. H., ed.), N. Y., Pergamon Press, pp. 457—466.
- Fronzel, C., et al., 1970, Mineralogical and chemical studies of Apollo-11 lunar fines and selected rocks, *PLC(1)*, Vol. 1, pp. 445—474.
- Fuchs, L. H., 1971, Occurrence of wollastonite, rhönite, and andradite in the allende meteorite, *The American mineralogist*, Vol. 56, No. 11—12, pp. 2053—2068.
- Fukuoka, T., et al., 1978, Lodran: the residue of limited partial melting of matter like a hybrid between H and E chondrites, *LPS*, Vol. IX, pp. 356—358.
- Fukuoka, T. and Schmitt, R. A., 1978, Chemical compositions of silicate inclusions in IAB iron meteorites, *LPS*, Vol. XI, pp. 359—361.
- Gaffey, M. J. and McCord, T. S., 1978, Asteroid surface materials: Mineralogical characterizations from reflectance spectra, *Space Sci. Rev.*, Vol. 21, No. 5, pp. 555—628.
- Gamov, G., 1938, Nuclear energy sources and stellar evolution, *Phys. Rev.*, Vol. 53, No. 7, pp. 595—604.
- Gamov, G., 1946, Expanding universe and the origin of elements, *Phys. Rev.*, Vol. 70, No. 7—8, pp. 572—573.
- Gamov, G. and Crickfield, C. L., 1949, Theory of atomic nucleus and nuclear energy sources, Oxford Univ. Press.
- Ganapathy, R. and Anders, E., 1969, Ages of calcium-rich achondrites-II. Howardites, Nakhilites, and the Angwa Dos Reis augite, *GCA*, Vol. 33, No. 7, pp. 775—787.
- Ganapathy, R., 1980, A major meteorite impact on the earth 65 million year ago: evidence from the Cretaceous-Tertiary boundary clay, *Science*, Vol. 209, No. 4459, pp. 921—923.
- Gary, G. A. and O'Dell, C. R., 1974, Interpretation of the anti-Tail of comet Kohoutek as a particle flow phenomenon, *Icarus*, Vol. 23, pp. 519.
- Garcia-Munoz, M. and Simpson, J. A., 1979, The elemental abundance of hydrogen through nickel in the low energy cosmic rays, *Proc. 16th Int. Cosmic Ray Conf.*, Vol. 1, pp. 270—275.
- Garcia-Munoz, M., et al., 1979, The isotopes of neon in the galactic cosmic rays, *Ap. J.*, Vol. 232, No. 2, Part 2, pp. 195—199.
- Gault, D. E., et al., 1968, Impact cratering mechanics and structures, Shock metamorphism of nature materials (French, B. M. and Short, N. M., ed.) Mono Book Corp., Baltimore, Md, pp. 87—99.
- Gehrels, T., ed., 1979, Asteroids, Tucson, The Univ. of Arizona Press.
- Gehrels, T., ed., 1976, Jupiter: The giant planet, Tucson, Univ. of Arizona Press.
- Gentner, W., et al., 1963, Argonbestimmungen an kaliummineralien-XI die kalium-argon-alter der gläser des nördlinger rieses und der böhmisch-mährischen tektite, *GCA*, Vol. 27, No. 2, pp. 191—200.
- Gentner, W., et al., 1964, Kalium-argon-alter des bosumtwi-kraters in ghana und die chemische beschaffenheit seiner gläser, *Z. Naturforschung*, Vol. 19a, pp. 150—153.
- Gentner, W., et al., 1967, New K-Ar and fission track ages of impact glasses and tektites *EPSL*, Vol. 2, No. 1, 83—86.
- Gentner, W., et al., 1969, New fission track ages of tektites and related glasses, *GCA*, Vol. 33, No. 9, pp. 1075—1081.
- Glass, B. R., 1970, Zircon and chromite crystals in a muong nongtype tektite, *Science*, Vol. 169, No. 3947, pp. 766—769.
- Glass, B. P., 1982, Introduction to planetary geology, Cambridge Univ. Press, p. 469.

- Goins, N. R. et al., 1977, The deep seismic structure of the moon, *PLC* (13), pp. 471—486.
- Goins, N. R. et al., 1981, Lunar seismology: the internal structure of the moon, *JGR*, Vol. 86, No. B6, pp. 5061—5074.
- Goldberg, E. et al., 1951, The distribution of nickel, cobalt, gallium, palladium and gold in iron meteorites, *GCA*, Vol. 2, No. 1, pp. 1—25.
- Goldschmidt, V. M., 1924, Über meteoritenglaser, ihre bildung und gestalt, *Beitr. Kryst. Mineral.*, Vol. 2, pp. 148—155.
- Goldschmidt, V. M., 1938, Geochemische Verteilungsgesetze IX, Videnskabskademien, Oslo.
- Goldschmidt, V. M., 1954, Geochemistry, Oxford, Clarendon Press, pp. 1—730.
- Goldschmidt, J. I. and Short, J. M., 1967a, Colling rates of 27 iron and stony-iron meteorites, *GCA*, Vol. 31, No. 6, pp. 1001—1023.
- Goldschmidt, J. I. and Short, J. M., 1967b, The iron meteorites, their thermal history and parent bodies, *GCA*, Vol. 31, No. 10, pp. 1733—1770.
- Gole, N. H. and Arden, J. W., 1975, The chronology of the Nakhla achondritic meteorite, *EPSL*, Vol. 26, No. 2, pp. 195—206.
- Gomes, C. B. and Keil, K., 1980, Brazilian stone meteorites, Albuquerque Univ. of New Mexico Press, pp. 1—161.
- Gooley, R. and Moore, C. B., 1976, Native metal in diogenite meteorites, *American Mineralogist*, Vol. 61, No. 5—6, pp. 373—378.
- Gopalan, K. and Wetherill, G. W., 1968, Rubidium-Strontium age of Hypersthene (L) chondrites, *JGR*, Vol. 73, No. 22, pp. 7133—7136.
- Gopalan, K. and Wetherill, G. W., 1970, Rubidium-Strontium studies on enstatite chondrites; Whole meteorite and mineral isochrons, *JGR*, Vol. 75, No. 17, pp. 3457—3467.
- Goresy, A. El., 1965, Baddeleyite and its significance in impact glasses, *JGR*, Vol. 70, No. 14, pp. 3453—3456.
- Gose, W. A., et al., 1972, On the applicability of lunar breccias for paleomagnetic interpretations, *The Moon*, Vol. 5, No. 1—2, pp. 106—120.
- Graham, A. L., et al., 1977, Forsterite chondrites; the meteorites kakangari, mount morris (Wisconsin), pontlyfni, and winona, *Mineral. Mag.*, Vol. 41, No. 318, pp. 201—210.
- Gray, C. M., et al., 1973, The identification of early condensates from the solar nebula, *Icarus*, Vol. 20, pp. 213—239.
- Green, D. H., et al., 1971, Experimental petrology and petrogenesis of Apollo-12 basalts, *PLC*(2), Vol. 1, pp. 601—615.
- Green, D. H., et al., 1975, Experimental petrology of Apollo-17 mare basalts, *PLC*(6), Vol. 1, pp. 871—893.
- Greenland, L. and Lovering, J. F., 1965, Minor and trace element abundances in chondritic meteorites, *GCA*, Vol. 29, No. 8, pp. 821—858.
- Grieve, R. A. F. and Robertson, P. B., 1979, The terrestrial cratering record I. current status of Observations, *Icarus*, Vol. 38, No. 2, pp. 212—229.
- Grossman, L., 1972, Condensation in the primitive solar nebula, *GCA*, Vol. 36, No. 5, pp. 597—619.
- Grossman, L., 1973, Refractory trace elements in Ca-Al-rich inclusions in the Allende meteorite, *GCA*, Vol. 37, No. 5, pp. 1119—1140.
- Grossman, L. and Olsen, E., 1974, Origin of the high-temperature fraction of C2 chondrites, *GCA*, Vol. 38, No. 1, pp. 173—187.
- Grossman, L. and Larimer, J. W., 1974, Early chemical history of the solar system, *Rev. Geophys. Space phys.*, Vol. 12, pp. 71—101.
- Grossman, L., 1975, Petrography and mineral chemistry of Ca-rich inclusions in the Allende meteorite, *GCA*, Vol. 39, No. 4, pp. 433—454.
- Grossman, L. and Ganapathy, R., 1976, Trace elements in the Allende meteorite-II fine grained, Ca-rich inclusions, *GCA*, Vol. 40, No. 8, pp. 967—977.
- Grossman, L., et al., 1977, Trace elements in the Allende meteorite-III, Coarse-grained inclusions revisited, *GCA*, Vol. 41, No. 11, pp. 1647—1664.
- Guest, J. E. and Greeley, R., 1977, Geology on the moon, The Wykeham science series, Wykeham Publications (London) LTD, pp. 1—225.
- Haggerty, S. E. and McMahon, B. M., 1979, Magnetite-sulfide-metal complexes in the Allende meteorite, *PLC* (10), Vol. 1, pp. 851—870.
- Hainbach, K. L., et al., 1974, On the e-process: its components and their neutron excursions, *Ap. J.*, Vol. 193, p. 157.
- Haines, E. L. and Metzger, A. E., 1980, Lunar highland crustal models based on iron concentrations: isostasy and center-of-mass displacement, *PLC*(11) Vol. 1, pp. 689—718.

- Hanel, R., et al., 1979, Infrared observations of the jovian system from voyager 1, *Science*, Vol. 204, No. 4396, pp. 972—976.
- Hansen, C. J. and Zaidins, C. S., 1971, The rate of the $^{12}\text{C} + ^{16}\text{O}$ reaction, *Ap. J.*, Vol. 168, p. 317.
- Hardcastle, J., 1926, The origin of australites, Plastic sweepings of a meteorite, *New Zealand J. Sci. Technol.*, Vol. 8, pp. 65—75.
- Harkins, W. D., 1917, The evolution of the elements and the stability of complex atoms, *J. Am. Chem. Soc.*, Vol. 39, pp. 856—879.
- Hartmann, W. K., 1965, Terrestrial and lunar flux of large meteorites in the last two billion years, *Icarus*, Vol. 4, p. 157.
- Hartmann, W. K., 1972, Paleocratering of the moon: review of post-Apollo data, *Astrophys. Space. Sci.*, Vol. 17, pp. 48—64.
- Hartmann, W. K., 1980, Dropping stones in magma oceans: Effects of early lunar cratering, Proceedings of the conference on the lunar highlands crust, New York, Pergamon Press, PP. 155—172.
- Harvey, G. A., 1973, Elemental abundance determinations for meteors by spectroscopy, *JGR*, Vol. 78, No. 19, pp. 3913—1926.
- Hensen, B. J., 1973, Pyroxenes and garnets as geothermometers and barometers, *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, Vol. 72, pp. 527—534.
- Herndon, J. M. and Suess, H. E., 1976, Can enstatite meteorites from a nebula of solar composition? *GCA*, Vol. 40, pp. 395—399.
- Herndon, J. M. and Suess, H. E., 1977, Can the ordinary chondrites have condensed from a gas phase? *GCA*, Vol. 41, No. 2, pp. 233—236.
- Herrmann, G., 1979, Superheavy-element research, *Nature*, Vol. 280, No. 5723, pp. 543—549.
- Hertogen, J., et al., 1977a, Lunar basins and craters: Evidence for systematic compositional changes of bombarding population, *PLC(8)*, Vol. 1, pp. 17—45.
- Hertogen, J., et al., 1977b, Composition of the parent body of eucritic meteorites (Abs.), *Bull. Am. Astron. Soc.*, Vol. 9, pp. 458—459.
- Herzog, G. F., et al., 1979, Thermal metamorphism of primitive meteorites-VIII. Noble gases, carbon and sulfur in Allende (C3) meteorite heated at 400—1000 °C, *GCA*, Vol. 43, No. 3, pp. 395—404.
- Heusser, G., et al., 1979, Complex irradiation history of the Kirin (H5) chondrite, *Meteoritics*, Vol. 14, No. 4, pp. 412—414.
- Heusser, G. and Ouyang, Z., 1981, Kirin, its irradiation ages and the reconstruction of its preatmospheric size, *Meteoritics*, Vol. 16, No. 4, pp. 326—327.
- Heusser, G., et al., 1985, Conditions of the cosmic ray exposure of the Jilin chondrite, *EPSL*, Vol. 72, pp. 263—272.
- Hey, M. H. and Easton, A. J., 1967, The Khor Temiki meteorite, *GCA*, Vol. 31, No. 10, pp. 1789—1792.
- Heymann, D., 1967, On the Origin of hypersthene chondrites: ages and shock effects of black chondrites, *Icarus*, Vol. 6, pp. 189—221.
- Heymann, D., and Yaniv, A., 1970, Ar-40 anomaly in lunar samples from Apollo-11, *PLC (1)*, Vol. 2, pp. 1261—1267.
- Heyse, J., 1978, The metamorphic history of LL-group ordinary chondrites, *EPSL*, Vol. 40, No. 3, pp. 365—381.
- Higuchi, H., et al., 1976, Chemical fractionations in meteorites-X. Ureilites, *GCA*, Vol. 40, No. 12, pp. 1563—1571.
- Hohenberg, C. M., 1967, I-Xe dating of the shallowater achondrite, *EPSL*, Vol. 3, No. 4, pp. 357—362.
- Honda, M., et al., 1980, Irradiation history of the Jilin meteorite, *Geochem. J.*, Vol. 14, pp. 83—89.
- Honda, M., et al., 1982, Cosmogenic nuclides in the Kirin chondrite, *EPSL*, Vol. 57, No. 1, pp. 101—109.
- Hörz, F., et al., 1971, Micrometeorite craters on lunar rock surfaces, *JGR*, Vol. 76, No. 23, pp. 5770—5797.
- Hörz, F., et al., 1974, Micrometeoroid abrasion of lunar rocks: A monte carlo simulation, *PLC(5)*, Vol. 3, pp. 2397—2412.
- Housley, R. M., 1978, Modeling lunar volcanic eruptions, *PLC(9)*, Vol. 2, pp. 1473—1484.
- Houtermans, F. G., 1964, Kurze originalmitteilungen, *Die Naturwissenschaften*, Vol. 33, No. 6, pp. 185—186.
- Howard, W., et al., 1972, Nucleosynthesis of rare nuclei from reed nuclei in explosive carbon burning, *Ap. J.*, Vol. 175, p. 201.
- Hubbard, N. J., et al., 1974, The chemical definition and interpretation of rock types returned from the non-mare regions of the moon, *PLC(5)*, Vol. 2, pp. 1227—1246.
- Huebner, J. S., et al., 1979, Electrical conductivity of pyroxene which contains trivalent cations: Laboratory measurements and the lunar temperature profile, *JGR*, Vol. 84, No. B9, pp. 4652—4656.

- Huey, J. M. and Kohman, T. P., 1973, ^{207}Pb - ^{206}Pb isochron and age of chondrites, *JGR*, Vol. 78, No. 17, pp. 3 227—3 244.
- Humes, D. H., et al., 1974, The interplanetary and near-Jupiter meteoroid environments, *JGR*, Vol. 79, No. 25, pp. 3 677—3 684.
- Humes, D. H., et al., 1975, Pioneer 11 meteoroid detection experiment: Preliminary results, *Science*, Vol. 188, No. 4 187, pp. 473—474.
- Huneke, J. G., et al., 1977, Comparison of the chronology of kapoeta parent and the moon, *LS*, Vol. VIII, pp. 484—486.
- Hutchison, R., et al., 1975, Invalid 4.01-Gyr model U-Pb "age" of the nakhla meteorite, *Nature*, Vol. 254, pp. 678—680.
- Ikramuddin, M., et al., 1976, Thermal metamorphism of primitive meteorites-II. Ten trace elements in Abcc enstatite chondrite heated at 400—1 000 °C, *GCA*, Vol. 40, No. 2, pp. 133—142.
- Ip, W. H. and Axford, W. I., 1980, A weak interaction model for IO and the jovian magnetosphere, *Nature*, Vol. 283, pp. 180—183.
- Irving, A. J., 1975, Chemical, mineralogical and textural systematics of non-mare melt rocks: Implications for lunar impact and volcanic processes, *PLC(6)*, Vol. 1, pp. 363—394.
- Ishii, T., et al., 1979, Pyroxene geothermometry applied to a three-pyroxene achondrite from Allan Hills, Antarctica and ordinary chondrites, *Mineralogical J.*, Vol. 9, No. 8, pp. 460—481.
- Iwai, J., et al., 1979, Primary spectrum in the energy range of 1 keV-10,000 keV deduced from the emulsion chamber experiment on the airplane, *16th International Cosmic Ray Conf.*, Vol. 8, pp. 1—6.
- Janssens, M. J., et al., 1978, Meteoritic material in lunar highland samples from the Apollo-11 and 12 sites, *PLC(9)*, Vol. 2, pp. 1 537—1 550.
- Jarosewich, E. and Mason, B., 1969, Chemical analyses with notes on one mesosiderite and seven chondrites, *GCA*, Vol. 33, No. 3, pp. 411—416.
- Jean-Francois, M. and Allere, C. J., 1979, ^{87}Rb -Sr chronology of H chondrites: Constraint and speculations on the early evolution of their parent body, *EPSL*, Vol. 42, No. 3, pp. 333—347.
- Jessberger, E. K., et al., 1976, Argon-argon ages of consortium breccia 73,215, *PLC(7)*, Vol. 2, pp. 2 201—2 215.
- Johnson, J. E., et al., 1977, Brachina meteorite—a chassignite from south Australia, *Records South Australian Museum*, Vol. 17, pp. 309—317.
- Jordan, J., et al., 1977, I-Xe dating of selected ordinary chondrites, *Meteoritics*, Vol. 12, No. 3, p. 269.
- Jordan, J., et al., 1978, More indians join the arapahoe tribe in I-Xe dating, *Meteoritics*, Vol. 13, No. 4, p. 506.
- Kallemeyn, G. W. and Wasson, J. T., 1981, The compositional classification of chondrites-I. The carbonaceous chondrite groups, *GCA* Vol. 45, No. 7, pp. 1217—1230.
- Kallemeyn, G. W., 1983, AIHA 81005: A new sample from the lunar highlands? *LPS*, Vol. XIV, p. 361.
- Kanasewich, E. R., 1968, The interpretation of lead isotopes and their geological significance, *Radiometric dating for geologists*, (Hamilton, E. I. and Farquhar, R. M., ed.), N. Y. Interscience Publishers, pp. 147—223.
- Kaula, W. M., 1968, An introduction to planetary physics: the terrestrial planets, New York, John Wiley and Sons.
- Kaushal, S. K. and Wetherill, G. W., 1969, ^{87}Rb - ^{87}Sr age of bronzite (H group) chondrites, *JGR*, Vol. 74, No. 10, pp. 2 717—2 726.
- Keilm, S. J. and Langseth, M. G., 1977, Lunar thermal regime to 300 km, *PLC(8)*, Vol. 1, pp. 499—514.
- Keil, K., 1962a, On the phase composition of meteorites, *JGR*, Vol. 67, No. 10, pp. 4 055—4 061.
- Keil, K., 1962b, Quantitativ-eszmikroskopische Intergrationsanalyse der chondrite (Zur Frage des mittleren Verhältnisses von Nickeleisen-Troilit-Chromit-Silikatanteil in den Chondriten), *Chem. Erde*, Vol. 2, pp. 281—348.
- Keil, K. and Fredriksson, K., 1964, The iron, magnesium, and calcium distribution in coexisting olivines and rhombic pyroxenes of chondrites, *JGR*, Vol. 69, No. 16, pp. 3487—3515.
- Keil, K., 1968, Mineralogical and chemical relationships among enstatite chondrites, *JGR*, Vol. 73, No. 22, pp. 6 945—6 976.
- Keil, K., 1969, Handbook of geochemistry (Wedepohl, K. H., ed.), Springer-Verlag.
- Keil, K. and Fuchs, L. H., 1971, Hibonite $\text{Ca}_2(\text{Al,Ti})_2\text{O}_7$ from the Leuville and Allende chondritic meteorites, *EPSL*, Vol. 12, No. 2, pp. 184—190.
- Kelly, W. R. and Larimer, J. W., 1977, Chemical fractionations in meteorites-VIII, Iron meteorites and the cosmochemical history of the metal phase, *GCA*, Vol. 41, No. 1, pp. 93—111.
- Kerridge, J. F. and Kieffer, S. W., 1977, A constraint on impact theories of chondrule formation, *EPSL*, Vol. 35, No. 1, pp. 35—42.
- Kieffer, S. W., 1975, Droplet chondrules, *Science*, Vol. 189, No. 4 200, pp. 333—330.
- Kirsten, T., et al., 1972, The rare gas record of Apollo-14 and 15 samples, *PLC(3)*, Vol. 2, pp. 1 865—1 889.

- Kiesel, W., 1979, Kosmochemie, Wien, N. Y., Springer-Verlag.
- King, E. A., 1976, Space geology and introduction, N. Y., John Wiley and Sons.
- Kirsten, T., et al., 1963, Edelgas- und Kalium-Bestimmungen an einer Größeren Zahl von Steinmeteoriten, *GCA*, Vol. 27, No. 1, pp. 13—42.
- Kirsten, T., 1978, Time and the solar system, The origin of the solar system (Dermott, S. F., ed.), New York, John Wiley and Sons, pp. 267—346.
- Kirsten, T., 1981, Chronology of the solar system, *Landolt Börnstein*, Vol. VI/2a, pp. 273—285.
- Kleinmann, B., 1969, The breakdown of zircon observed in the Libyan desert glass as evidence of its impact origin, *EPSL*, Vol. 5, No. 7, pp. 497—501.
- Kliore, A., et al., 1969, Mariners 6 and 7: Radio occultation measurements of the atmosphere of mars, *Science*, Vol. 166, No. 3911, pp. 1393—1397.
- Kolbe, P., et al., 1967, Rb-Sr study on country rocks of the bosumtwi crater, Ghana, *GCA*, Vol. 31, No. 5, pp. 869—875.
- Korotev, R., et al., 1983, Antarctic meteorite ALHA-81005—not just another lunar anorthositic norite, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 10, No. 9, pp. 829—832.
- Köhler, H. W., 1978, Der mars, Friedr. Vieweg and Sohn, Verl. MbH.
- Kretz, R., 1963, Geological notes/distribution of magnesium and iron between orthopyroxene and calcic pyroxene in natural mineral assemblages, *The Journal of Geology*, Vol. 71, No. 6, pp. 773—785.
- Kuiper, G. P., 1950, The diameter of pluto, *Publ. Astron. Soc. Pac.*, Vol. 62, pp. 133—137.
- Kuroda, P. K., 1983, The origin of the chemical elements and the oklo phenomenon, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Kvenvolden, K., et al., 1970, Evidence for extraterrestrial amino-acids and hydrocarbons in the Murchison meteorite, *Nature*, Vol. 228, No. 5275, pp. 923—926.
- Kyte, F. T., et al., 1980, Siderophile-enriched sediments from the cretaceous-Tertiary boundary, *Nature*, Vol. 288, No. 5792, pp. 651—656.
- Kyte, F. T., et al., 1981, High noble metal concentrations in a late pliocene sediment, *Nature*, Vol. 292, No. 5822, pp. 417—420.
- Kyte, F. T. and Wasson, J. T., 1982, A search for iridium anomalies in sediments deposited during the past 70 Ma, *I.P.S.*, Vol. XIII p. 411.
- Lal, D. and Rajan, R. S., 1969, Observations on space irradiation of individual crystals of gas-rich meteorites, *Nature*, Vol. 223, No. 5203, pp. 269—271.
- Lal, D., 1972, Hard rock cosmic ray archonology, *Space Sci. Rev.*, Vol. 14, p. 3.
- Lancet, M. S. and Anders, E., 1970, Carbon isotope fractionation in the fischer-tropsch synthesis and in meteorites, *Science*, Vol. 170, No. 3961, pp. 980—982.
- Lange, D. E. and Larimer, L. W., 1973, Chondrules: An origin by impacts between dust grains, *Science*, Vol. 182, No. 4115, pp. 920—922.
- Larimer, J. W., 1967, Chemical fractionations in meteorites-I condensation of the elements, *GCA*, Vol. 31, No. 8, pp. 1215—1238.
- Larimer, J. W., 1968, An experimental investigation of oldhamite, CaS; and the petrologic significance of oldhamite in meteorites, *GCA*, Vol. 32, No. 9, pp. 965—982.
- Larimer, J. W., 1973, Chemical fractionations in meteorites-VII. cosmochemistry and cosmobarometry, *GCA*, Vol. 37, No. 6, pp. 1603—1623.
- Larimer, J. W. and Anders, E., 1967, Chemical fractionations in meteorites-II abundance patterns and their interpretation, *GCA*, Vol. 31, No. 8, pp. 1239—1270.
- Larimer, J. W. and Anders, E., 1970, Chemical fractionations in meteorites-III. major element fractionations in chondrites, *GCA*, Vol. 34, No. 3, pp. 367—387.
- Laul, J. C., et al., 1973, Chemical fractionations in meteorites-VI, accretion temperatures of H-, LL-, and E-chondrites, from abundance of volatile trace elements, *GCA*, Vol. 37, No. 2, pp. 329—357.
- Laul, J. C., et al., 1978, Chemistry and petrology of size fractions of Apollo-17 deep drill core 70009—70006, *PLC(9)*, Vol. 1, pp. 2065—2097.
- Laul, J. C. and Papike, J. J., 1980, The lunar regolith: Comparative chemistry of the Apollo sites, *PLC(11)*, Vol. 2, pp. 1307—1340.
- Lee, T. and Papanastassiou, D., 1974, Mg isotopic anomalies in the Allende meteorite and correlation with O and Sr effects, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 1, pp. 225—228.
- Lee, T., et al., 1976, Demonstration of ^{26}Mg excess in Allende and evidence for ^{26}Al , *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 3, pp. 109—112.
- Lee, T., et al., 1977, Aluminum-26 in the early solar system: fossil or fuel? *Ap. J.*, Vol. 213, pp. L107—110.

- Lee, T., et al., 1978, Calcium isotopic anomalies in the Allende meteorite, *Ap. J. Lett.*, Vol. 220, L21—25.
- Lee, T., et al., 1979, Isotopic anomalies from neutron reactions during explosive carbon burning, *Ap. J.*, Vol. 232, pp. 854—862.
- Levin, B. J., 1957—1958, Über den Ursprung der Meteoriten, *Chemie der Erde*, Band. 19, No. Drittes, pp. 286—295.
- Lewis, J. S., 1969a, The clouds of Jupiter and the $\text{NH}_3\text{-H}_2\text{O}$ and $\text{NH}_3\text{-H}_2\text{S}$ system, *Icarus*, Vol. 10, pp. 365—378.
- Lewis, J. S., 1969b, Geochemistry of the volatile elements on Venus, *Icarus*, Vol. 11, pp. 367—385.
- Lewis, J. S., 1972, Metal/silicate fractionation in the solar system, *EPSL*, Vol. 15, No. 3, pp. 286—390.
- Lewis, R. S., 1975, Rare gases in separated whitlockite from the st. severin chondrite: Xenon and krypton from fission of extinct ^{244}Pu , *GCA*, Vol. 39, No. 4, pp. 417—432.
- Lewis, R. S. and Anders, E., 1975, Condensation time of the solar nebula from extinct ^{129}I in primitive meteorites *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, Vol. 72, No. 1, pp. 168—273.
- Lewis, R. S., 1975, Host phase of a strange xenon component in Allende, *Science*, Vol. 190, No. 4221, pp. 1251—1262.
- Lewis, R. S., et al., 1977, Isotopic anomalies of noble gases in meteorites and their origins 2. Separated minerals from Allende, *JGR*, Vol. 82, No. 5, pp. 779—792.
- Lezniak, J. A. and Webber, W. R., 1979, Evidence for the deficiency of short cosmic ray pathlengths and a physically realistic explanation—The no-near-sources model, *Astrophys. and Space Sci.*, Vol. 63, pp. 35—56.
- Linck, Von G., 1925—1926, Ein neuer kristallführender Tektit von Paucartambo in Peru, *Chemie der Erde*, Band. 2, No. 2Weites, pp. 157—174.
- Lindsley, D. H., et al., 1974, Compositions of synthetic augite and hypersthene coexisting at 810°C : application to pyroxenes from lunar highlands rocks, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 1, pp. 134—136.
- Liu, S., et al., 1981, Mineralogy of the Kiria chondrite consortium samples, *Meteoritics*, Vol. 16, pp. 350—351.
- Longhi, J., 1980, A model of early lunar differentiation, *PLC* (11), Vol. 1, pp. 289—315.
- Longhi, J. and Boudreau, A. E., 1979, Complex igneous processes and the formation of the primitive lunar crustal rocks. *PLC* (10) Vol. 2, pp. 2085—2105.
- Lugmair, G. W. and Marti, K., 1977, Sm-Nd-Pu timepieces in the Angra des Reis meteorite, *EPSL*, Vol. 35, pp. 273—284.
- Lux, G., et al., 1980, Metamorphism of the H-group chondrites: implications from compositional and textural trends in chondrules *GCA*, Vol. 44, No. 6, pp. 841—855.
- Macdougall, J. D. and Kishari, B. K., 1976, Formation chronology for C₂ meteorites, *EPSL*, Vol. 33, No. 1, pp. 36—44.
- Macy, W. Jr., 1976, An analysis of Saturn's methane 3 μm band profiles in terms of an inhomogeneous atmosphere, *Icarus*, Vol. 29, pp. 49—56.
- Malysheva, T. V., et al., 1980, On the possibility of origin of the Ca-Al rich inclusions by means of thermal alteration of C2 chondrites, *LPS*, Vol. 11, part 2, p. 666.
- Manuel, O. K., et al., 1968, ^{129}I — ^{129}Xe dating of chondrites, *Icarus*, Vol. 9, pp. 291—304.
- Mao, H. K., et al., 1977, Crystal-field spectra of fassaite from the Angra dos Reis meteorite, *EPSL*, Vol. 35, No. 2, pp. 352—356.
- Marsden, B. G., 1979, Catalogue of cometary orbits, Smithsonian Astrophys. Observ., Cambridge, Mass.
- Martin, P. M. and Mills, A. A., 1976, Size and shape of chondrules in the Bjurböle and Chainpur meteorites, *EPSL*, Vol. 33, No. 2, pp. 239—248.
- Mason, B., 1958, Principles of geochemistry, New York, John Wiley and Sons, Inc.
- Mason, B., 1960, The origin of meteorites, *JGR*, Vol. 65, No. 9, pp. 2965—2970.
- Mason, B., 1962, Meteorites, New York, John Wiley and Sons.
- Mason, B., 1965, The chemical composition of olivine-bronzite and olivine-hypersthene condrites, *Am. Mus. Novitates*, Vol. 2223, pp. 1—38.
- Mason, B., 1966, The enstatite chondrites, *GCA*, Vol. 30, No. 1, pp. 23—39.
- Mason, B., 1957, Meteorites, *Am. Sci.*, Vol. 55, pp. 429—455.
- Mason, B., ed., 1971, Handbook of elemental abundances in meteorites, New York, Gordon and Breach.
- Mason, B., 1972, The mineralogy of meteorites, *Meteoritics*, Vol. 7, pp. 309—326.
- Mason, B., 1979, Meteorites, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 440-B-1.
- Maurer, P., et al., 1978, Pre-Imbrian craters and basins: ages, compositions and excavation depths of Apollo-16 breccias, *GCA*, Vol. 42, No. 11, pp. 1687—1720.
- Mazor, E., et al., 1970, Noble gases in carbonaceous chondrites, *GCA*, Vol. 34, No. 7, pp. 781—824.
- McCall, G. J. H., 1973, Meteorites and their origins, N. Y., John Wiley and Sons, pp. 1—352.

- McCarthy, T. S., et al., 1972, Further evidence in support of the mixing model for howardite origin, *EPSL*, Vol. 15, No. 1, pp. 86—93.
- McCarthy, T. S., et al., 1973, On the origin of eucrites and diogenites, *EPSL*, Vol. 18, No. 3, pp. 433—422.
- McCulloch, M. T. and Wasserburg, G. J., 1978a, Barium and neodymium isotopic anomalies in the Allende meteorite, *Ap. J. Lett.*, Vol. 220, pp. L15—L19.
- McCulloch, M. T. and Wasserburg, G. J., 1978, More anomalies from the Allende meteorite: Samarium, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 5, No. 7, pp. 559—602.
- McElhinny, M. W., ed., 1979, The Earth: Its origin, structure and evolution, London, Academic Press, pp. 1—597.
- McSween, Jr. H. Y., 1977a, Petrographic variations among carbonaceous chondrites of the vigarano type, *GCA*, Vol. 41, No. 12, pp. 1777—1790.
- McSween, Jr. H. Y., 1977, Chemical and petrographic constraints on the origin of chondrules and inclusions in carbonaceous chondrites, *GCA*, Vol. 41, No. 12, pp. 1843—1860.
- McSween, Jr. H. Y. and Richardson, S. M., 1977, The composition of carbonaceous chondrite matrix, *GCA*, Vol. 41, pp. 1145—1161.
- McSween, H. Y. and Reid, A. M., 1971, Igneous layering in an achondritic meteorite, *Meteoritics*, Vol. 16, No. 4, p. 359.
- McSween, H. Y. and Tarosewich, E., 1982, Petrogenesis of the elephant moraine A 79 001 achondrite, *LPS*, Vol. XIII, p. 533.
- Melosh, H. J., 1983, Impact ejection, Spallation and the origin of certain meteorites, *LPS*, Vol. XIV, p. 499.
- Mendis, D. A. and Ip, W. H., 1976, The neutral atmospheres of comets, *Astrophys. and Space Sci.*, Vol. 39, pp. 335—385.
- Meyer, P., 1969, Cosmic rays in the galaxy, *Annual Review of Astronomy and Astrophysics*, Vol. 7, pp. 1—38.
- Michard, G., 1972, Stellar reaction rate for the $^{12}\text{C} + ^{12}\text{C}$, $^{12}\text{C} + ^{16}\text{O}$ and $^{16}\text{O} + ^{16}\text{O}$ reaction, *Ap. J.*, Vol. 175, p. 751.
- Miller, S. P., 1953, A production of amino acids under possible primitive earth conditions, *Science*, Vol. 117, pp. 528—529.
- Millman, P. M., 1977, The chemical composition of cometary meteoroids, Comets, Astroids, Meteorites, pp. 127—131.
- Minster, J. F. and Allegre, C. J., 1979a, $^{87}\text{Rb} - ^{87}\text{Sr}$ chronology of 11 chondrites: constraint and speculations on the early evolution of their parent body, *EPSL*, Vol. 42, No. 3, pp. 333—347.
- Minster, J. F. and Allegre, C. J., 1979b, $^{87}\text{Rb} - ^{87}\text{Sr}$ dating of 1. chondrites: effects of shock and brecciation, *meteoritics*, Vol. 14, No. 2, pp. 235—248.
- Minster, J. F., et al., 1979, $^{87}\text{Rb} - ^{87}\text{Sr}$ chronology of enstatite meteorites, *EPSL*, Vol. 44, No. 3, pp. 420—440.
- Moren, A. E. and Goldstein, J. I., 1978, Cooling rate variations of group IVA iron meteorites, *EPSL*, Vol. 40, No. 2, pp. 151—161.
- Moren, A. E. and Goldstein, J. I., 1979, Cooling rates of group IVA iron meteorites determined from a ternary Fe-Ni-P model, *EPSL*, Vol. 43, No. 2, pp. 182—196.
- Morgan, J. W., et al., 1978, A "chondritic" eucrite parent body: inference from trace elements, *GCA* Vol. 42, No. 1, pp. 27—38.
- Morgan, J. W. and Anders, E., 1980, Chemical composition of Earth, Venus, and Mercury, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, Vol. 77, No. 12, pp. 6973—6977.
- Mörner, N. A., 1983, Geophysical changes at the paleozoic/mesozoic boundary, *LPS*, Vol. XIV, p. 522.
- Müller, O. et al., 1971, Relationship between siderophilic element content and oxidation state of ordinary chondrites, *GCA*, Vol. 35, No. 11, pp. 1121—1137.
- Murry, J., 1980, Oscillating peak model of basin and crater formation, *The Moon and the Planets*, Vol. 22, pp. 269—292.
- Mutch, T. A., 1972, Geology of the moon, Princeton Univ. Press, pp. 1—391.
- Mutch, T. A., 1976, The geology of mars, Princeton Univ. Press, pp. 1—400.
- Nagy, B., et al., 1963, Aqueous, low-temperature environment of the Orgueil meteorite parent body, *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, Vol. 108, pp. 534—552.
- Nagy, B., 1975, Carbonaceous meteorites, New York, Elsevier Sci. Pub. Co.
- Nagasawa, et al., 1980, Neutron activation analysis of silicate spherules from oceanic sediments, *Geochem. J.*, Vol. 14, pp. 1—10.
- Nakamura, N., et al., 1977, Nakhla: Further evidence for a young crystallization age, *Meteoritics*, Vol. 12, No. 3, p. 324.
- Nakamura, N., et al., 1976, 4.4 b.y.-old clast in Boulder 7, Apollo-17: A comprehensive chronological study by

- U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd methods, *PLC(7)*, Vol. 2, pp. 2309—2333.
- Nakamura, Y., 1978, A moonquakes: Source distribution and mechanism, *PLC(9)*, Vol. 3, pp. 3589—3607.
- Nakamura, Y. et al., 1979, Shallow moonquakes: Depth, distribution and implications as to the present state of the lunar interior, *PLC(10)*, Vol. 3, pp. 2299—2309.
- Nazarov, M. A., et al., 1983, Iridium abundances in the Precambrian-Cambrian boundary deposits and sedimentary rocks of Russian platform, *LPS*, Vol. XIV, p. 546.
- Niemann, H. B., et al., 1979, Venus upper atmosphere neutral composition preliminary results from the pioneer Venus orbiter, *Science*, Vol. 203, No. 4382, pp. 770—772.
- Niemeyer, S., 1979, I-Xe dating of silicate and troilite from IAB iron meteorites, *GCA*, Vol. 43, No. 6, pp. 843—860.
- Nier, A. O. and McElroy, M. B., 1977, Composition and structure of Mars upper atmosphere: Results from the neutral mass spectrometers on viking 1 and 2, *JGR*, Vol. 82, No. 26, pp. 4341—4349.
- Nishiizumi, K., et al., 1979, The extent of lunar regolith mixing, *EPSL*, Vol. 44, No. 3, pp. 409—419.
- Nishiizumi, K., et al., 1980, Cosmic ray exposure ages of chondrites pre-irradiation and constancy of cosmic ray flux in the past, *EPSL*, Vol. 50, pp. 156—170.
- Noddack, I. und Noddack, W., 1930, Die Häufigkeit der Chemischen Elemente, *Die Naturwissenschaften*, Vol. 18, No. 35, pp. 757—764.
- Nogami, K., et al., 1980, Siderophile element concentrations in magnetic spherules from deep sea sediments revealed by instrumental neutron activation analysis, *GCA*, Vol. 44, pp. 11—18.
- Norman, M. D. and Ryder, G., 1979, A summary of the petrology and geochemistry of pristine highlands rocks, *PLC(10)*, Vol. 1, pp. 531—559.
- Nyquist, L. E., et al., 1973, Rb-Sr systematics for chemically defined Apollo-15-16 materials, *PLC(4)*, Vol. 2, pp. 1823—1845.
- Nyquist, L. E., et al., 1979, Rb-Sr age of the shergotty achondrite and implications for metamorphic resetting of isochron ages, *GCA*, Vol. 43, No. 7, pp. 1057—1074.
- Nyquist, L. E., et al., 1981, Isotopic and REE studies of lunar basalt 12038: implications for petrogenesis of aluminous mare basalts, *EPSL*, Vol. 55, No. 3, pp. 335—355.
- Nyquist, L. E., 1983a, Meteorites from Mars—a status report, *Abstr. of 46th meet. meteoritical soc.*, p. 140.
- Nyquist, L. E., 1983b, The oblique impact hypothesis and relative probabilities of lunar and martian meteorites, *LPS*, Vol. XIV, p. 574.
- O'Keefe, J. A., 1963, The origin of tektites, *Tektites* (O'Keefe, J. A. ed.) Chicago, The University of Chicago, Press, pp. 167—186.
- O'Keefe, J. A., 1970, Tektite glass in Apollo-12 sample, *Science*, Vol. 168, No. 3936, pp. 1209—1210.
- Olbers, W., 1803, Über die vom Himmel Gefallenen Steine, *Ann. Physik*, Vol. 14, pp. 38—45.
- Olson, E., et al., 1976, Hypppy canyon: An E-7 enstatite chondrite meteorites, *EPSL*, Vol. 11, No. 4, pp. 348—349.
- Onuma, N., et al., 1972a, Oxygen isotope cosmo-thermometer, *GCA*, Vol. 36, No. 2, pp. 169—188.
- Onuma, N., et al., 1972b, Oxygen isotope temperatures of "equilibrated" ordinary chondrites, *GCA*, Vol. 36, No. 2, pp. 157—168.
- Opik, E. J., 1963, Survival of comet nuclei and asteroids, *Adv. Astron. Astrophys.*, Vol. 2, pp. 219—262.
- Ouyang Ziyuan, 1976, Kirin meteorites story of a rare shower, *Science News*, Vol. 111, No. 6, pp. 92—94.
- Ouyang Ziyuan, 1977, The kirin meteorite fall, *Meteor. News*, No. 36.
- Ouyang Ziyuan and Wang Daode, 1979, Thermal metamorphism of the parent body of the Kirin meteorite and its cooling process, *Meteoritics*, Vol. 14, No. 4, pp. 570.
- Ouyang Ziyuan and Zhou, X. X., 1979, A study on cosmogenic radionuclides in the meteorites falling recently in China, 16th International Cosmic Ray Conference, Paper, **OGII** pp. 315—320.
- Ouyang Ziyuan, 1982, On cosmogenic nuclides and irradiation history of the Jilin meteorites, *Abstr. 5th Int. Conf. on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology, Japan*, pp. 292—293.
- Ouyang Ziyuan, et al., 1982, The irradiation history and preatmospheric size of the Jilin chondrite, *Abstr. 5th Int. Conf. on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology, Japan*, pp. 294—295.
- Ouyang Ziyuan and Heusser, G., 1982, Study on cosmogenic nuclides in the Jilin meteorite and its irradiation history, *Geochemistry*, No. 4, pp. 421—434.
- Owen, T., 1975, The outer solar system, *Rev. Geophys. Space. Phys.*, Vol. 13, No. 3, pp. 416—419.
- Owen, T., et al., 1977, The composition of the atmosphere at the surface of Mars, *JGR*, Vol. 82, No. 28, pp. 4635—4639.
- Oyama, V. I., et al., 1979, Venus lower atmospheric composition: Analysis by gas chromatography, *Science*, Vol. 203, No. 4382, pp. 802—805.

- Palme, H., et al., 1981, Abundances of the elements in the solar system, *Landolt-Börnstein*, Vol. VI/2a, pp. 257—272.
- Papanastassiou, D. A. and Wasserburg, G. J., 1969, Initial strontium isotopic abundances and the resolution of small time differences in the formation of planetary objects, *EPSL*, Vol. 5, pp. 361—376.
- Papanastassiou, D. A. and Wasserburg, G. J., 1970, Rb-Sr ages from the ocean of storms, *EPSL*, Vol. 8, No. 4, pp. 269—278.
- Papanastassiou, D. A. and Wasserburg, G. J., 1971a, Lunar chronology and evolution from Rb-Sr studies of Apollo-11 and-12 samples, *EPSL*, Vol. 11, No. 1, pp. 37—62.
- Papanastassiou, D. A. and Wasserburg, G. J., 1971b, Rb-Sr ages of igneous rocks from the Apollo-14 mission and the age of the Fra Mauro formation, *EPSL*, Vol. 12, No. 1, pp. 36—48.
- Papanastassiou, D. A. and Wasserburg, G. J., 1972, Rb-Sr age of a lunar 16 basalt and the model age of lunar soils, *EPSL*, Vol. 13, No. 2, pp. 368—374.
- Papanastassiou, D. A. and Wasserburg, G. J., 1973, Rb-Sr ages and initial strontium in basalts from Apollo-15, *EPSL*, Vol. 17, No. 2, pp. 324—337.
- Papanastassiou, D. A. and Wasserburg, G. J., 1974, Evidence for late formation and young metamorphism in the achondrite Nakhla, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 1, pp. 23—26.
- Papanastassiou, D. A., et al., 1974, Rb-Sr ages and lunar analogs in a basaltic achondrite; implication for early solar system chronologies, *LS*, Vol. V, pp. 583—585.
- Papanastassiou, D. A. and Wasserburg, G. J., 1975, Rb-Sr study of a lunar dunite and evidence for early lunar differentiation, *PLC(6)*, Vol. 2, pp. 1467—1489.
- Papanastassiou, D. A. and Wasserburg, G. J., 1976a, Early lunar differentiates and lunar initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, *LS*, Vol. VII, pp. 665—667.
- Papanastassiou, D. A. and Wasserburg, G. J., 1976b, Rb-Sr age of troctolite 76535, *PLC(7)*, Vol. 2, pp. 2035—2054.
- Papanastassiou, D. A., et al., 1977, Rb-Sr and Sm-Nd chronology and genealogy of mare basalts from the sea of tranquility, *PLC(8)*, Vol. 2, pp. 1639—1672.
- Papanastassiou, D. A. and Wasserburg, G. J., 1978, Strontium isotopic anomalies in the Allende meteorite, *Geophysical Research Lett.*, Vol. 5, No. 7, pp.
- Parkin, D. W. and Tilles, D., 1968, Influx measurements of extraterrestrial material, *Science*, Vol. 159, No. 3818, pp. 936—946.
- Patterson, C., 1956, Age of meteorites and the earth, *GCA*, Vol. 10, No. 4, pp. 230—237.
- Pellas, P., et al., 1969, Primitive low-energy particle irradiation of meteoritic crystals, *Nature*, Vol. 223, No. 5203, pp. 272—274.
- Pellas, P. and Storzer, D., 1977, On the early thermal history of chondritic asteroids derived by ^{244}Pu —plutonium, fission track thermometry, *Comets, Asteroids and Meteorites* (Delsemme, A. H., ed.) pp. 355—363.
- Penzias, A. A. and Wilson, R. W., 1965, A measurement of excess antenna temperature at 4080 MC/S, *Ap. J.*, Vol. 142, P. 419.
- Pepin, R. O. and Becker, R. H., 1983, Noble gases in EETA 79001, *Abstr. of 46th meet. Meteoritical Soc.*, p. 150.
- Pepin, R. O. and Becker, R. H., 1984, Galactic-cosmic-ray exposure histories of the Antarctic shergottite, *LPS* Vol. XV, pp. 637—638.
- Philpotts, J. A. and Schnetzler, C. C., 1970, Apollo-11 lunar samples: K, Rb, Sr, Ba and rare-earth concentrations in some rocks and separated phases, *PLC(1)*, Vol. 2, pp. 1471—1486.
- Pike, R. J., 1980a, Formation of complex impact craters: Evidence from Mars and other planets, *Icarus*, Vol. 43, No. 1, pp. 1—19.
- Pike, R. J., 1980b, Control of crater morphology by gravity and target type: Mars, Earth, Moon, *PLC(11)*, Vol. 3, pp. 2159—2189.
- Podolak, M. and Cameron, A. G. W., 1974, Possible formation of meteoritic chondrules and inclusions in the pre-collapse Jovian Protoplanetary atmosphere, *Icarus*, Vol. 23, pp. 326—333.
- Podolak, M., 1976, Methane rich models of Uranus, *Icarus*, Vol. 27, pp. 473—477.
- Podolak, M., 1977, The abundance of water and rock in Jupiter as derived from interior models, *Icarus*, Vol. 30, pp. 155—162.
- Podosek, F. A., 1970, Dating of meteorites by the high temperature release of iodine-correlated ^{130}Xe , *GCA*, Vol. 34, No. 3, pp. 341—365.
- Podosek, F. A., 1973, Thermal history of the nakhlites by the $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ method, *EPSL*, Vol. 19, No. 2, pp. 135—144.
- Podosek, F. A. and Huneke, J. C., 1973, Argon 40-argon 39 chronology of four calcium-rich achondrites, *GCA*, Vol. 37, No. 3, pp. 667—684.

- Ponnamperna, C., ed., 1978, *Comparative Planetology*, N. Y., Acad. Press, pp. 1—275.
- Powell, B. N., 1969, Petrology and chemistry of mesosiderites-I: Textures and composition of nickel-iron, *GCA*, Vol. 33, No. 7, pp. 789—810.
- Price, P. B., 1973, A cosmochemical view of cosmic ray and solar particles. *Cosmochemistry* (Cameron, A. G. W., ed.), Boston, D. Reidel Publishing, Company, pp. 69—88.
- Prinz, M., et al., 1974, The chassigny meteorite: a relatively iron-rich cumulate dunite (Abs), *Meteoritics*, Vol. 9, pp. 393—394.
- Prinz, M., et al., 1977, Studies of Brazilian meteorites, III. origin and history of the Angra dos Reis achondrite, *EPSL*, Vol. 35, No. 2, pp. 317—330.
- Prinz, M. et al., 1978, Petrologic studies bearing on the origin of the lodran meteorite, *LPS*, Vol. IX, pp. 919—921.
- Prior, G. T., 1916, On the genetic relationship and classification of meteorites, *Mineral. Mag.*, Vol. 18, No. 83, pp. 26—44.
- Prior, G. T., 1920, The classification of meteorites, *Mineral. Mag.*, Vol. 19, No. 90, pp. 51—63.
- Pullan, S. and Lambeck, K., 1980, On constraining lunar mantle temperatures from gravity data, *PLC(11)*, Vol. 3, pp. 2031—2041.
- Raedeke, L. D. and McCallum, I. S., 1979, A comparison of fractionation trends in the lunar crust and the stillwater complex, Proceedings of the conference on the lunar highlands crust, New York, pp. 133—153.
- Rabe, J., 1981, Comets, *Landois-Börnstein*, Vol. VI/2a, pp. 202—228.
- Raisbeck, G. M., 1979, Nuclear interactions during cosmic ray propagation and their implication, *16th International Cosmic Ray Conference*, Vol. 14, pp. 146—158.
- Rajan, R. S., et al., 1977, Detection of ^4He in stratospheric particles gives evidence of extraterrestrial origin, *Nature*, Vol. 267, No. 5607, pp. 133—134.
- Ramdohr, P., 1973, The opaque minerals in stone meteorites, Amsterdam, Academie-Verlag, pp. 1—244.
- Randich, E. and Goldstien, J. I., 1978, Colling rates of seven hexahedrites, *GCA*, Vol. 42, No. 3, pp. 221—233.
- Rankama, K., 1954, *Isotope Geology*, Pergamon Press, LTD.
- Rankama, K., 1963, *Progress in isotope geology*, N. Y., John Wiley & Sons, pp. 1—705.
- Rankama, K. and Sahama, 1949, *Geochemistry*, The University of Chicago Press, pp. 1—912.
- Raup, D. M., 1979, Size of the permo-triassic bottleneck and its evolutionary implications, *Science*, Vol. 206, No. 4415, pp. 217—218.
- Raup, D. M. and Sepkoski, J. J. Jr, 1982, Mass extinctions in the marine fossil record, *Science*, Vol. 204, pp. 1501—1503.
- Reid, A. M., et al., 1974, Coexisting bronzite and clinobronzite and the thermal evolution of the teinbach meteorite, *EPSL*, Vol. 22, No. 1, pp. 67—74.
- Reid, A. M., et al., 1977, In search of LKFM, *PLC(8)*, Vol. 2, pp. 2321—2338.
- Reimold, W. U. and Stöffler, D., 1978, Experimental shock metamorphism of dunite, *PLC(9)*, Vol. 2, pp. 2805—2824.
- Reynolds, J. H. and Turner, G., 1964, Rare gases in the chondrite Renazzo, *JGR*, Vol. 69, No. 15, pp. 3263—3281.
- Ridgway, S. T., et al., 1976, The 800—1200 inverse centimeter absorption spectrum of Jupiter, *Ap. J.*, Vol. 207, pp. 1002—1006.
- Ridley, W. I., et al., 1973, Glass compositions in Apollo-16 soils 60501 and 61221, *PLC(4)*, Vol. 1, pp. 309—321.
- Ringwood, A. E., 1960, The Novo Urei meteorite, *GCA*, Vol. 20, pp. 1—4.
- Ringwood, A. E., 1961a, Chemical and genetic relationships among meteorites, *GCA*, Vol. 24, No. 3—4, pp. 159—197.
- Ringwood, A. E., 1961b, Silicon in the metal phase of anstaitite chondrites and some geochemical implications, *GCA*, Vol. 25, No. 1, pp. 1—13.
- Ringwood, A. E., 1966a, Chemical evolution of the terrestrial planets, *GCA*, Vol. 30, No. 1, pp. 41—104.
- Ringwood, A. E., 1966b, Genesis of chondritic meteorites, *Reviews of Geophysics*, Vol. 4, No. 2, pp. 113—175.
- Ringwood, A. E. and Essene, E., 1970, Petrogenesis of Apollo-11 basalts, internal constitution and origin of the moon, *PLC(11)*, Vol. 1, pp. 769—799.
- Ringwood, A. E., 1970, Special papers-Apollo-11 symposium petrogenesis of Apollo-11 basalts and implications for lunar origin, *JGR*, Vol. 75, No. 32, pp. 6453—6479.
- Ringwood, A. E. and Major, A., 1970, The system $\text{Mg}_2\text{SiO}_3 - \text{Fe}_2\text{SiO}_3$ at high pressures and temperatures, *Phys. Earth Planet. Interior*, Vol. 3, pp. 89—106.
- Ringwood, A. E., 1979, *The origin of the earth and moon*, N. Y., Springer-Verlag, p. 295.

- Roddy, D. J., 1978, Pre-impact geologic conditions, physical properties, energy calculations, meteorite and initial crater dimensions and orientations of joints, faults and walls at meteor crater, Arizona, *PLC(9)*, Vol. 3, pp. 3891—3930.
- Rowe, M. W. and Kuroda, P. K., 1965, Fissionogenic xenon from the pasamonte meteorite, *JGR*, Vol. 70, No. 3, pp. 709—714.
- Ryall, W. R. and Stuart, A., 1969, Silicon oxynitride stability, *Science*, Vol. 165, No. 3900, pp. 1363—1364.
- Ryder, G. and Taylor, G. J., 1976, Did mare-type volcanism commence early in lunar history? *PLC(7)*, Vol. 2, pp. 1741—1755.
- Ryder, G. and Ostertag, R., 1983, ALHA 81005: Moon, mars, petrography, and giordano bruno, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 10, No. 9, pp. 791—794.
- Ryder, G. and Spudis, P., 1980, Volcanic rocks in the lunar highlands, Proceedings of the conference on the lunar highlands crust, 1979, New York, Pergamon Press, pp. 353—375.
- Ryder, G., 1983, Class in ALHA 81005, 8 and mare basalts in highlands breccias *Meteoritics*, Vol. 18, p. 390.
- Safronov, V. S., 1972, Evolution of the protoplanetary cloud and formation of the earth and planets, Israel program for scientific translations, Tel Aviv.
- Sanz, H. G., et al., 1970, A precise $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ age and initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ for the colomera iron meteorite, *GCA*, Vol. 34, No. 11, pp. 1227—1239.
- Sato, M., 1976, Oxygen fugacity and other thermochemical parameters of Apollo-17 high-Ti basalts and their implications on the reduction mechanism, *PLC(7)*, Vol. 2, pp. 1323—1344.
- Sato, M., 1977, The driving mechanism of lunar pyroclastic eruptions inferred from the oxygen fugacity behavior of Apollo-17 orange glass, *EOS*, Vol. 58, p. 425.
- Saxena, S. K., 1976, Two-pyroxene geothermometer: a model with an approximate solution, *Amer. Miner.*, Vol. 61, No. 7—8, pp. 643—652.
- Schaal, R. B. and Hörz, F., 1980, Experimental shock metamorphism of lunar soil, *PLC(11)*, Vol. 2, pp. 1679—1695.
- Schaeffer, D. A. and Husain, L., 1974, Chronology of lunar basin formation, *PLC(5)*, Vol. 2, pp. 1541—1555.
- Schaudy, R., et al., 1972, The chemical classification of iron meteorites, VI. A reinvestigation of irons with Ge concentration lower than 1 ppm, *Icarus*, Vol. 17, p. 174.
- Schnetzler, C. C. and Pinson, W. H., 1963, The chemical composition of tektites, Tektites (O'Keefe, J. A., ed.), Chicago, The Univ. of Chicago Press, pp. 95—p. 174.
- Schnetzler, C. C., et al., 1966, Rubidium-Strontium age of the Bosumtwi crater area, Ghana, compared with the age of the Ivory Coast tektites, *Science*, Vol. 151, No. 3712, pp. 817—819.
- Schnetzler, C. C., et al., 1967, Rare-earth and barium abundances in Ivory Coast tektites and rocks from the Bosumtwi crater area Ghana, *GCA*, Vol. 31, No. 10, pp. 1987—1993.
- Schnetzler, C. C., 1969, Rubidium-Strontium correlation study of moldavites and Ries crater material, *GCA*, Vol. 33, No. 9, pp. 1015—1021.
- Schramm, D. N., 1974, The age of the element, *Sci. Amer.*, Vol. 230, No. 1, pp. 69—77.
- Schramm, D. N. and Wasserburg, G. J., 1970, Nucleochronologies and mean age of the elements, *Ap. J.*, Vol. 162, pp. 57—69.
- Schreiber, H. D., 1977, Redox states of Ti, Zr, Hf, Cr, and Eu in basaltic magmas: An experimental study, *PLC(8)*, Vol. 2, pp. 1785—1807.
- Schubart, J., 1981, Small bodies in the solar system, *Landolt-Börnstein*, Vol. VI/2a, pp. 183—187.
- Schultz, L., 1976, On the cosmic-ray exposure age distribution in ordinary chondrites, *Meteoritics*, Vol. 11, pp. 359—360.
- Scott, E. R. D., 1977a, Formation of olivine-metal textures in pallasite meteorites, *GCA*, Vol. 41, No. 6, pp. 693—710.
- Scott, E. R. D., 1977b, Geochemical relationships between some pallasites and iron meteorites, *Miner. Mag.*, Vol. 41, No. 318, pp. 265—272.
- Scott, E. R. D., 1977c, Pallasites-metal composition, classification and relationships with iron meteorites, *GCA*, Vol. 41, No. 3, pp. 349—360.
- Scott, E. R. D. and Rajan, R. S., 1979, Thermal history of the shaw chondrite, *PLC(10)*, Vol. 1, pp. 1031—1043.
- Stears, D. W., 1978, The nature and origin of meteorites, New York, Oxford Univ. Press.
- Sekanina, Z. and Miller, F. D., 1973, Comet Bennett 1970 II. *Science*, Vol. 179, No. 4073, pp. 565—567.
- Sekanina, Z. and Schuster, H. F., 1978, Dust from periodic comet Encke: large grains in short supply, *Astronomy and Astrophysics*, Vol. 68, No. 3, pp. 429—435.

- Shaw, D. M., et al., 1976, Additional estimates of continental surface precambrian shield composition in Canada, *GCA*, Vol. 40, No. 73—83.
- Shin, C. Y., et al., 1982, Chronology and petrogenesis of young achondrites, shergotty, zagami, and ALHA77005: late magmatism on a geologically active planet, *GCA*, Vol. 46, No. 11, pp. 2323—2344.
- Shima, M., 1974, The chemical compositions of the stone meteoritics, Yamato (a), (b), (c), and (d), and Nusakai, *Meteoritics*, Vol. 9, pp. 123—125.
- Shimamura, T., et al., 1979, Isotopic compositions of potassium and calcium in magnetic spherules from marine sediments, *EPSL*, Vol. 42, No. 3, pp. 379—382.
- Shimizu, M., 1975, Ion chemistry in the cometary atmosphere, *Astrophysics and Space Sci.*, Vol. 36, pp. 353—361.
- Short, J., and Goldstein, J. I., 1967, Rapid methods of determining cooling rates of iron and stony iron meteorites, *Science*, Vol. 156, pp. 59—61.
- Short, N. M., 1975, Planetary geology, New Jersey, Prentice-Hall Inc. Englewood Cliffs, pp. 1—361.
- Shoemaker, E. M., 1963, Impact mechanics at meteor crater, Arizona, The solar system, Vol. 4, (Middlehurst, B. M. and Kuiper, G. P., ed.) Chicago, The Univ. of Chicago Press, pp. 301—336.
- Simpson, A. B. and Ahrens, L. H., 1977, The chemical relationship between howardites and the silicate fraction of mesosiderites, *Comets, Asteroids and Meteorites* (Delsemme, A., ed.), pp. 445—450.
- Skinner, B. J. and Luce, F. D., 1971, Solid solutions of the type (Ca, Mg, Mn, Fe) S and their use as geothermometers for the Enstatite chondrites, *Amer. Miner.*, Vol. 56, No. 7—8, pp. 1269—1296.
- Smit, J. and Hertogen, J., 1980, An extraterrestrial event at the Cretaceous-Tertiary boundary, *Nature*, Vol. 285, No. 5762, pp. 198—200.
- Smit, J. and Klaver, G., 1981, Sanidine spherules at the Cretaceous-Tertiary boundary indicate a large impact event, *Nature*, Vol. 292, No. 5818, pp. 47—49.
- Smith, B. A. and Smith, S. A., 1972, Upper limits for an atmosphere on Io, *Icarus*, Vol. 17, p. 218.
- Smith, B. A. and Goldstein, J. I., 1977, The metallic microstructures and thermal histories of severely reheated chondrites, *GCA*, Vol. 41, No. 8, pp. 1061—1072.
- Smith, J. V., et al., 1970, Petrologic history of the moon inferred from petrography, mineralogy, and petrogenesis of Apollo-11 rocks, *PLC(1)*, Vol. 1, pp. 897—925.
- Smith, J. V., 1979, Mineralogy of the planets, a voyage in space and time, *Mineral. Mag.*, Vol. 43, No. 325, pp. 1—90.
- Szetsinger, K. G. and Keil, K., 1969, Ilmenite in ordinary chondrites, *American Mineralogist*, Vol. 54, No. 5—6, pp. 780—786.
- Solomon, C. and Head, J. W., 1980, Lunar mascon basins: Lava filling, tectonics and evolution of the lithosphere, *Rev. Geophys. Space Phys.*, Vol. 18, No. 1, pp. 107—111.
- Solomon, S. C. and Chaiken, J., 1976, Thermal expansion and thermal stress in the moon and terrestrial planets: Clues to early thermal history, *PLC(7)* Vol. 3, pp. 3229—3243.
- Solomon, S. C. and Head, J. W., 1979, Vertical movement in mare basins: relation to mare emplacement, basin tectonics, and lunar history, *JGR*, Vol. 84, No. B4, pp. 1667—1682.
- Sonett, C. P. et al., 1970, The melting of asteroidal-sized bodies by unipolar dynamo induction from a primordial T tauri sun, *Astrophys. Space Sci.*, Vol. 7, pp. 446—488.
- Srinivasan, B., et al., 1977, Noble gases in separated meteoritic minerals: Murchison (C2), Ornans (C3), Karoon-da (C5), and Abee (B4), *JGR*, Vol. 82, No. 5, pp. 762—778.
- Srinivasan, B., et al., 1978, Noble gases in the Allende and Abee meteorites and a gas-rich mineral fraction; investigation by stepwise heating, *GCA*, Vol. 42, No. 2, pp. 183—198.
- Stacey, F. D., 1969, *Physics of the Earth*, N. Y., John Wiley & Sons, Inc., pp. 1—324.
- Steiger, R. H. and Jäger, E., 1977, Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry, *EPSL*, Vol. 36, No. 2, pp. 359—362.
- Stephenson, A., et al., 1974, Lunar magnetic field paleointensity determinations on Apollo-11, 16, and 17 rocks, *PLC(5)*, Vol. 3, pp. 2859—2871.
- Stöffler, D., et al., 1980, Recommended classification and nomenclature of lunar highland rocks—a committee report, Proceedings of the conference on the lunar highlands crust, N. Y., Pergamon Press, pp. 51—70.
- Stolper, E., 1977, Experimental petrology of eucritic meteorites, *GCA*, Vol. 41, No. 5, pp. 587—611.
- Stolper, E., et al., 1979, A petrogenetic model of the relationships among achondritic meteorites, *GCA*, Vol. 43, No. 4, pp. 589—602.
- Stolper, E., 1979, Trace elements in Shergottite meteorites: Implications for the origins of planets, *EPSL*, Vol. 42, No. 2, pp. 239—242.
- Studier, M. H., et al., 1968, Origin of organic matter in early solar system-I. Hydrocarbons, *GCA*, Vol. 32, No.

1, pp. 151—173.

- Studier, M. H., et al., 1972, Origin of organic matter in early solar system-V. Further studies of meteoritic hydrocarbons and a discussion of their origin, *GCA*, Vol. 36, No. 2, pp. 189—215.
- Suess, H. E., 1900 Die Herkunft der Moldavite und Verwandter Glaser, *Jahrb. Geol. Reichsanstalt*, Vol. 50, pp. 193—382.
- Suess, H. E., 1949, Zur Chemie der planeten-und Meteoritenbildung, *Z. Elektrochem.*, Vol. 53, pp. 237—241.
- Suess, H. E. and Urey, H. C., 1956, Abundances of the elements, *Reviews of Modern Physics*, Vol. 28, No. 1, pp. 53—74.
- Suess, H. E., et al., 1964, On the origin of gas-rich meteorites, *GCA*, Vol. 28, No. 5, pp. 595—607.
- Suga, K., 1979, Large air showers and cascade studies, *16th Int. Cosmic Ray Conf.*, Vol. 14, pp. 325—344.
- Sugiura, N. W., et al., 1979, A new magnetic paleointensity value for a "Young Lunar Glass", *PLC(10)*, Vol. 3, pp. 2189—2197.
- Sugiura, N. and Strangway, D. W., 1980, Comparisons of magnetic paleointensity methods using a lunar sample, *PLC(11)*, Vol. 3, pp. 1801—1813.
- Surkov, Yu. A., 1977, Geochemical studies of Venus by Venera 9 and 10 automatic interplanetary stations, *PLC* (8), Vol. 3, pp. 2665—2689.
- Surkov, Yu. A., et al., 1980, Geochemical interpretation of the results of measuring gamma-radiation of Mars, *PLC(11)*, Vol. 1, pp. 669—676.
- Sutton, J., 1963, Long-term cycles in the evolution of the continents, *Nature*, Vol. 198, No. 4882, pp. 731—735.
- Sutton, S. R. and Crozaz, G., 1983, Thermoluminescence and nuclear particle tracks in ALHA-81005: Evidence for a brief transit time, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 10, No. 9, pp. 809—812.
- Tatsumoto, M., et al., 1973, Time differences in the formation of meteorites as determined from the ratio of lead-207 to lead-206, *Science*, Vol. 180, No. 4092, pp. 1279—1283.
- Tatsumoto, M., et al., 1976, U-Th-Pb and Rb-Sr systematics of Allende and U-Th-Pb systematics of Orgueil, *GCA*, Vol. 40, No. 6, pp. 617—634.
- Taylor, G. J. and Heymann, D., 1969, Shock, reheating, and the gas retention ages of chondrites, *EPSL*, Vol. 7, No. 2, pp. 151—161.
- Taylor, G. J., et al., 1979, The Shaw meteorite; history of a chondrite consisting of impact-melted and metamorphic lithologies, *GCA*, Vol. 43, No. 3, pp. 323—337.
- Taylor, H. P. Jr., et al., 1965, Oxygen isotope studies of minerals in stony meteorites, *GCA*, Vol. 29, No. 5, pp. 489—512.
- Taylor, R. J., 1975, The origin of the chemical elements, Wykeham. Pub. Ltd.
- Taylor, S. R., et al., 1961, Studies of tektite composition-I Inverse relationship between SiO₂ and the other major constituents, *CCA*, Vol. 22, No. 2—4, pp. 155—163.
- Taylor, S. R., 1962, The chemical composition of Australites, *GCA*, Vol. 26, No. 7, pp. 685—722.
- Taylor, S. R., 1966, Australites, Henbury impact glass and subgreywacke: a comparison of the abundances of 51 elements, *GCA*, Vol. 30, No. 11, pp. 1121—1136.
- Taylor, S. R. and Kaye, M., 1969, Genetic significance of the chemical composition of tektites: A review, *GCA*, Vol. 33, No. 9, pp. 1083—1100.
- Taylor, S. R. and Jakes, P., 1974, The geochemical evolution of the moon, *PLC(5)*, Vol. 2, pp. 1287—1305.
- Taylor, S. R., 1975, Lunar science: A post-Apollo view, Pergamon, INC.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1979, Chemical relationships among irghizites, zhamanshinites, Australasian tektites and Henbury impact glasses, *GCA*, Vol. 43, No. 9, pp. 1551—1565.
- Taylor, S. R., 1980, Refractory and moderately volatile element abundances in the earth, moon and meteorites, *PLC* (11), Vol. 1, pp. 333—348.
- Taylor, S. R., 1982, Planetary science: A lunar perspective, Lunar and Planetary Institute, Houston, Texas, U.S.A.
- Tilton, G. R., 1973, Isotopic lead ages of chondritic meteorites, *EPSL*, Vol. 19, No. 3, pp. 321—329.
- Tóksöz, M. N., et al., 1972, Thermal evolution of the moon, *The Moon*, Vol. 4, pp. 190—213.
- Tóksöz, M. N. and Johnston, D. H., 1974, The evolution of the moon, *Icarus*, Vol. 21, pp. 389—414.
- Tóksöz, M. N. and Hsui, A. T., 1978, Thermal history and evolution of Mars, *Icarus*, Vol. 34, pp. 537—547.
- Tokunaga, A., et al., 1976, Ethane and acetylene abundances in the Jovian atmosphere, *Ap. J.*, Vol. 209, pp. 294—301.
- Trask, N. J. and Guest, J. E., 1975, Preliminary geologic terrain map of Mercury, *JGR*, Vol. 80, pp. 2461—2476.
- Trimble, V., 1975, The origin and abundances of the chemical elements, *Reviews of Modern Physics*, Vol. 47, No. 4, pp. 877—976.
- Trimble, V., 1981, Supernovae, *Nature*, Vol. 293, No. 5829, pp. 186—187.

- Truran, J. W., 1973, Theories of nucleosynthesis. *Cosmochemistry*, (Cameron, A. G. W., ed.), Boston, D. Reidel Publishing Company, pp. 23—49.
- Truran, J. W. and Arnett, W. D., 1970, Nucleosynthesis in explosive oxygen burning, *Ap. J.*, Vol. 160, p. 181.
- Turekian, K. K. and Wedepohl, K. H., 1961, Distribution of the elements in some major units of the earth's crust, *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 72, No. 2, pp. 175—191.
- Turner, G., 1969, Thermal histories of meteorites by the $^{39}\text{Ar} - ^{40}\text{Ar}$ method, *Meteorite Research* (Millman, P. M., ed.), Dordrecht-Holland, D. Reidel pub. comp., pp. 407—417.
- Turner, G., 1979, The development of the atmosphere, *The Evolving Earth*, (Cocks, L. R. M., ed.), British Museum, Cambridge Univ. Press, pp. 121—136.
- Unsold, A., 1969, Stellar abundances and the origin of the elements, *Science*, Vol. 163, No. 3871, pp. 1015—1025.
- Urey, H. C., 1952, *The planets*, New Haven, Yale Univ. Press.
- Urey, H. C., 1957, Origin of Tektites, *Nature*, Vol. 179, No. 4557, pp. 556—557.
- Urey, H. C., 1961, Criticism of Dr. B. Mason's paper on "The origin of meteorites", *JGR*, Vol. 66, No. 6, pp. 1988—1991.
- Urey, H. C., 1963, The origin and evolution of the planets, "Space Science" (LeGalley, D. P., ed.), New York, John Wiley and Sons, Chap. 4.
- Urey, H. C., 1966, Chemical evidence relative to the origin of the solar system, *Monthly Notices Roy. Astron. Soc.*, Vol. 131, pp. 199—223.
- Urey, H. and Craig, H., 1953, The composition of the stone meteorites and the origin of the meteorites, *GCA*, Vol. 4, No. 1—2, pp. 36—82.
- Van Schmus, W. R. and Koffman, D. M., 1967, Equilibration temperature of iron and magnesium in chondritic meteorites, *Science*, Vol. 155 No. 3765, pp. 1009—1011.
- Van Schmus, W. R. and Wood, J. A., 1967, A chemical-petrologic classification for the chondritic meteorites, *GCA*, Vol. 31, No. 5, pp. 747—765.
- Van Schmus, W. R. and Ribbe, P. H., 1968, The composition and structural state of feldspar from chondritic meteorites, *GCA*, Vol. 32, No. 12, pp. 1327—1342.
- Van Schmus, W. R., 1979, Review of chronologic data for basaltic achondrites, "Basaltic volcanism in the terrestrial planets" (Kaula, W., ed.), Houston, Lunar and Planetary Inst. Press.
- Von Michaelis, H., et al., 1969, The composition of stony meteorites II. The analytical data and an assessment of their quality, *EPSL*, Vol. 6, No. 6, pp. 387—394.
- Voshage, H., 1967, Bestrahlungsalter und Herkunft der Eisenmeteorite, *Zeitschrift für Naturforschung*, Vol. 22a, No. 4, pp. 477—506.
- Wagoner, R. V., et al., 1967, On the synthesis of elements at very high temperature, *Ap. J.*, Vol. 148, p. 3.
- Walter, L. S., 1965, Coesite discovered in tektites, *Science*, Vol. 147, No. 3661, pp. 1029—1032.
- Walton, J. R., et al., 1973, Distribution of inert gases in fines from the carley-descartes region, *PLC(4)*, Vol. 2, pp. 2079—2095.
- Wang, S., et al., 1980, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age and thermal history of the Kirin chondrite, *EPSL*, Vol. 49, No. 1, pp. 117—131.
- Wänke, H., et al., 1976, Chemistry of lunar highland rocks: A refined evaluation of the composition of the primary matter, *PLC(7)*, Vol. 3, pp. 3479—3499.
- Warner, J. L., et al., 1977, Feldspathic granulitic impactites and pre-final bombardment lunar evolution, *PLC(8)*, Vol. 2, pp. 2051—2066.
- Warner, R. D., et al., 1979, Composition of glasses in Apollo-17 samples and their relation to known lunar rock types, *PLC(10)*, Vol. 2, pp. 1437—1456.
- Warren, P. H. and Wasson, J. T., 1979, The origin of KREEP, *Rev. Geophys. Space Phys.*, Vol. 17, No. 1, 73—88.
- Warren, P. H., et al., 1983, Regolith breccia ALHA81005: Evidence of lunar origin, and nature of pristine and nonpristine clasts, *LPS*, Vol. XIV, p. 828.
- Wasserburg, G. J. and Burnett, D. S., 1969, The status of isotopic age determinations on iron and stone meteorites *Meteorites Research* (Millman, P. M., ed.), Dordrecht-Holland, D. Reidel pub. comp. pp. 467—479.
- Wasserburg, G. J., et al., 1977, Correlated O and Mg isotopic anomalies in Allende inclusions: II. Magnesium, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 4, pp. 299—302.
- Wasson, J. T. and Wai, C. M., 1970, Composition of the metal, schreibersite and parryite of enstatite achondrites and the origin of enstatite chondrites and achondrites, *GCA*, Vol. 34, No. 2, pp. 169—184.
- Wasson, J. T., 1971, An equation for the determination of iron meteorite cooling rates, *Meteoritics*, Vol. 6, pp. 139—147.

- Wasson, J. T., 1972, Formation of ordinary chondrites *Rev. Geophys. Space Phys.*, Vol. 10, pp. 711—759.
- Wasson, J. T., 1974, Meteorites classification and properties, N. Y., Springer-Verlag, pp. 1—317.
- Wasson, J. T., et al., 1975, Compositional evidence regarding the influx of interplanetary materials onto the lunar surface, *The Moon*, Vol. 13, No. 1—3, pp. 121—141.
- Wasson, J. T., 1977, Chondrite classification and origin, *Meteoritics*, Vol. 12, No. 3, p. 381.
- Wasson, J. T., 1978, Maximum temperatures during the formation of the solar nebula, *Protoplanets and planets* (Gehrels, T., ed.), Tucson, The Univ. of Arizona Press, pp. 488—501.
- Wasson, J. T. and Wetherill, G. W., 1979, Dynamical, chemical and isotopic evidence regarding the formation locations of asteroids and meteorites, *Asteroids* (Gehrels, T., ed.), Tucson, The Univ. of Arizona Press, pp. 926—974.
- Wasson, J. T., 1985, Meteorites: Their record of early solarsystem history, New York, W. H. Freeman and company, pp. 1—267.
- Wasson, J. T., et al., 1974, Mesosiderites-I. Compositions of their metallic portions and possible relationship to other metalrich meteorite groups, *GCA*, Vol. 38, No. 1, pp. 135—149.
- Wasson, J. T. and Schwick, S. P., 1969, Possible sources of meteoritic material from Hopewell Indian Burial Mounds, *Nature*, Vol. 222, No. 5188, pp. 22—24.
- Watters, T. R. and Prinz, M., 1979, Aubrites: their origin and relationship to enstatite chondrites, *PLC(10)*, Vol. 1, pp. 1073—1093.
- Webber, W. R., 1979, Rapporteur paper on outer heliosphere session, 16th Int. Cosmic Ray Conf., Vol. 14, pp. 325—344.
- Weber, H. W., et al., 1979, Rare gases in the H-chondrite Kirin, *Meteoritics*, Vol. 14, No. 4, pp. 558—559.
- Weber, H., et al., 1981, Noble gases in the Kirin H5 chondrite, *Meteoritics*, Vol. 16, No. 4, pp. 399—400.
- Weinke, H. H., 1978, Chemical and mineralogical examination of the nakhlite achondrite, *Meteoritics*, Vol. 13, No. 4, p. 660.
- Wetherill, G. W. and Williams, J. G., 1968, Evaluation of the Apollo asteroids as sources of stone meteorites, *JGR*, Vol. 73, No. 2, pp. 635—648.
- Wetherill, G. W., 1971, Of time and the moon, *Science*, Vol. 173, No. 3995, pp. 383—392.
- Wetherill, G. W., 1974, Solar system sources of meteorites and large meteoroids, *Ann. Rev. Earth Planet Sci.*, Vol. 2, p. 303.
- Wetherill, G. W., 1979, Apollo objects, *Scientific American*, Vol. 240, No. 3, pp. 54—65.
- Wetherill, G. W., 1983, Orbital evolution of impact ejecta from mars, Abs. of 46th Meet. Meteoritical Soc., p. 207.
- Whipple, F. L., 1950, A comet model, I. the acceleration of comet Encke, *Ap. J.*, Vol. 11, pp. 375—394.
- Whipple, F. L., 1966, Chondrules: suggestion concerning the origin, *Science*, Vol. 153, No. 3731, pp. 54—56.
- Whipple, F. L., 1972, On certain aerodynamic processes for asteroids and comets, *From plasma to planet* (Elvius, A., ed.) New York, John Wiley and Sons, pp. 211—232.
- Whipple, F. L., 1974, The nature of comets, *Scientific American*, Vol. 230, No. 2, pp. 49—58.
- Whipple, F. L., 1978, Comets Cosmic Dust (Mc Donnell, J. A. M., ed.) New York, John Wiley and Sons, pp. 1—73.
- Wiik, H. B., 1956, The chemical composition of some stony meteorites, *GCA*, Vol. 9, No. 5—6, pp. 279—289.
- Wiik, H. B., 1972, The chemical composition of the Haverö meteorite and the genesis of the ureilites, *Meteoritics*, Vol. 7, pp. 553—557.
- Willis, J. and Wasson, J. T., 1978, Cooling rates of group IVA iron meteorites, *EPSL*, Vol. 40, No. 2, pp. 141—150.
- Wlotzka, F., 1972, Haverö ureilite: evidence for recrystallization and partial reduction, *Meteoritics*, Vol. 7, pp. 591—600.
- Wood, J. A., 1962, Metamorphism in chondrites, *GCA*, Vol. 26, No. 7, pp. 739—749.
- Wood, J. A., 1963a, Origin of chondrules and chondrites, *Icarus*, Vol. 2, pp. 152—180.
- Wood, J. A., 1963b, Physics and chemistry of meteorites, The moon, meteorites and comets (Middlehurst, B. and Kuiper, G. P., eds.), Chicago, Univ of Chicago Press, pp. 337—401.
- Wood, J. A., 1964, The cooling rates and parent planets of several iron meteorites, *Icarus*, Vol. 3, pp. 429—459.
- Wood, J. A., 1967, Chondrites: their metallic minerals, thermal histories, and parent bodies, *Icarus*, Vol. 6, pp. 1—49.
- Wood, J. A. and McSween, H. Y. Jr., 1977, Chondrules as condensation products, Comets, asteroids, meteorites (Delsemme, A., ed.), pp. 365—373.
- Wood, J. A., 1978, The solar system, Prentice-Hall, INC.
- Wooden, J. L., et al., 1979, Radiometric ages for the achondrites Chervony Kut, Governador Valadares and Allan Hills 77005, *LPS*, Vol. X, pp. 1379—1381.

- Wooden, J., et al., 1982, Rb-Sr and Sm-Nd isotopic constraints on the origin of EETA 79001: A second antarctic shergottite, *LPS* Vol. XIII, p. 879.
- Wooley, S. E., et al., 1975, Hydrostatic oxygen burning in stars. II. Oxygen burning at balanced power, *Ap. J.*, Vol. 175, p. 731.
- Wyllie, A. A., 1966, New ^{13}C indicators in stellar spectra, *Ap. J.*, Vol. 143, pp. 828—851.
- Yamakoshi, K., et al., 1981, Size distribution of siderophile element concentrations in black magnetic spherules from deep-sea sediments, *JGR*, Vol. 86, No. B4, pp. 3 129—3 132.
- Yokoyama, Y., et al., 1974, ^{22}Na — ^{26}Al chronology of lunar surface processes, *PLC(5)*, Vol. 2, pp. 2 231—2 247.
- Young, A. T., 1973, Are the clouds of Venus sulfuric acid? *Icarus*, Vol. 18, pp. 564—582.
- Zaikowski, A., 1978, I-Xe dating of Allende inclusions: Antiquity and fine structure, *Meteoritics*, Vol. 13, No. 4, p. 677.
- Zänninger, J., 1968, Rare gases in stony meteorites, *GCA*, Vol. 32, No. 2, pp. 209—237.
- Zellner, B. and Gradie, J., 1976, Minor planets and related object XX. Polarimetric evidence for the albedos and compositions of 94 asteroids, *Ap. J.*, Vol. 81, pp. 262—280.
- Zellner, B., et al., 1977, The E asteroids and the origin of the enstatite achondrites, *GCA*, Vol. 41, No. 11, pp. 1 759—1 767.
- Zharkov, V. N. and Trubitsyn, V. P., 1976, Structure, composition, and gravitational field of Jupiter, Jupiter (Gehrels, T., ed.), The Univ. of Arizona Press, pp. 133—175.
- Алексеев, В. А. и др., 1983, ^{54}Mn Как Критерий Доатмосферных Размеров Метеоритов, *Метеоритика*, Том. 42, стр. 109—115.
- Вернадский, В. И., 1941, Несколько Соображений о Проблемах Метеоритики, *Метеоритика*, Том. 1, стр. 3—11.
- Вернов, С. Н. и Лаврухина, А. К., 1975, Первичное Космическое Излучение на Поверхности Луны, Космохимия Луны и Планет/Виноградов, А. П. ред./, Изд. Наук, Москва, стр. 542—546.
- Виноградов, А. П. и др., 1970, Физико-Химическая Модель Разделения Элементов в Процессе Дифференциации Вещества Мантии, *Геохимия*, Вып. 4, стр. 389—402.
- Виноградов, А. П., 1971, Высокотемпературные Протопланетные Процессы, *Геохимия*, Вып. 11, стр. 1 283—1 296.
- Виноградов, А. П., 1974, Космохимические Проблемы, *Вест. АН СССР*, Вып. 4, стр. 4—18.
- Виноградов, А. П., 1975, Дифференциация Вещества Луны, Космохимия Луны И Планет/Виноградов, А. П. ред./, Изд. Наук, Москва, стр. 5—28.
- Заварицкий, А. Н. и Кваша, Г., 1952, Метеориты СССР, Изд-во, АН СССР, М.
- Заварицкий, А. Н., 1956, Работы по Метеоритике, Изд-во, АН СССР, М. стр. 1—92.
- Кваша, Л. Г., 1961, Некоторые Новые Данные о Строении Хондритов, *Метеоритика*, том. 20, стр. 124—136.
- Кваша, Л. Г., 1976, Список Метеоритообразующих Минералов, *Метеоритика*, Том. 35, стр. 136—138.
- Кринов, Е. А., 1955, Основы Метеоритики, М., Гостехиздат.
- Кусков, О. Л. и Хитаров, Н. И., 1975, О Химическом Составе Ядер планет Земной Группы и Луны, Космохимия Луны и Планет/Виноградов, А. П. ред./, Изд. Наук, Москва, стр. 106—114.
- Лаврухина, А. К. и Колосов, Г. Н., 1962, Образование Элементов в Космических Телах, М., Госатомиздат.
- Лаврухина, А. К., 1966, Определение Доатмосферных Размеров Метеоритов, *Докл. АН СССР*, Том 168, Вып. 6, стр. 1 275—1 297.
- Лаврухина, А. К. и др., 1967, Глубинное Распределение Ядерноактивных Частиц в Железных Метеоритах, *Геохимия*, Вып. 1, стр. 20—30.
- Лаврухина, А. К. и Устинова, Г. К., 1972, Космогенные Изотопы в Хондритах и Ахондритах, *Геохимия*, вып. 9, стр. 1 083—1 094.
- Лаврухина, А. К., 1972, Ядерные Реакции в Космических Телах, Наука, М., стр. 251.
- Лаврухина, А. К., 1973, О Дифференциации Элементов в Протопланетном Облаке, *Метеоритика*, Том. 32, стр. 7—24.
- Лаврухина, А. К., 1976, О Ядерной Эволюции Вещества Солнечной Системы, *Геохимия*, Вып. 9, стр. 1 125—1 133.
- Лаврухина, А. К. и Кашкаров, Л. Л., 1977, Следы Реликтового Облучения в Метеоритном Веществе и их Интерпретация, *Метеоритика* Том. 36, стр. 148—158.
- Лаврухина, А. К., 1981, Космогенные Изотопы в Ранней Солнечной Системе, *Изв. Сер. Физ. АН СССР*, Вып. 4, стр. 522—538.
- Лаврухина, А. К., 1982, О Природе Изотопных Аномалий в Метеоритах, *Метеоритика*, Том. 41, стр.

- Лаврухина, А. К., 1983, Особенности Физико-Химических Процессов эволюции Космического Вещества, *Метеоритика*, Том. 42, стр. 3—22.
- Левский, Л. К., 1983, Изменяющийся Смысл "Интервала Образования" *Метеоритика*, Том. 42, стр. 28—33.
- Лисимова, Е. А., 1975, Тепловой Поток и Термическая история Луны, Космохимия Луны и Планет, /Виноградов, А. П. ред./, Изд. Наука, стр. 241—282.
- Гоксон, М. Н. и Джонстон, Д. Х., 1975, Эволюция Луны и Планет Земной Группы, Космохимия Луны и Планет, /Виноградов, А. П. ред./, Изд. Наука, Москва, стр. 210—240.
- Флоренский, П. В., 1977, Первая находка Тектитов в СССР /Метеоритный Кратер Жаманшин, Северное Приаралье/, *Метеоритика*, Том. 36, стр. 120—122.
- Явнель, А. А., 1956, Закономерности и Составе Метеоритного Вещества и Классификация Железных Метеоритов, *Геохимия*, Вып. 2, стр. 78—92.
- Явнель А. А., 1958а, Классификация Метеоритов по Вещественному Составу, *Метеоритика*, Том. 15, стр. 115—155.
- Явнель, А. А. и др., 1958б, Изучение Состав фаз Метеоритного Железа Методом Локального Рентгеноспектрального Анализа, *Доклады АН СССР*, Том. 123, Вып. 2, стр. 256—258.
- Явнель, А. А., 1961, О Зависимости Структуры Железных Метеоритов от Химического Состав и Условий Кристаллизации, *Метеоритика*, Том. 20, стр. 114—120.
- Явнель, А. А., 1978, Химико-Структурная Классификация Железных Метеоритов, *Метеоритика*, Том. 37, стр. 101—105.
- Явнель, А. А., 1980, О Классификации Каменных и Железосодержащих Метеоритов, *Метеоритика*, Том. 39, стр. 19—27.
- Явнель, А. А., 1982, О Классификации Обыкновенных Хондритов по Химическому Составу, *Метеоритика*, Том. 41, стр. 67—71.

附录 本书引用的某些常用杂志、刊名的缩写

Ap. J.:	Astrophysical Journal
EOS:	Transactions of the American Geophysical Union
EPSL:	Earth and Planetary Science Letters
GCA:	Geochimica et Cosmochimica Acta
JGR:	Journal of Geophysical Research
LS III :	Lunar Science III , 1972.
LS IV :	Lunar Science IV , 1973.
LS V :	Lunar Science V , 1974.
LS VI :	Lunar Science VI , 1975.
LS VII :	Lunar Science VII , 1976.
LS VIII :	Lunar Science VIII , 1977.
LPS IX :	Lunar and Planetary Science IX , 1978.
.....	
LPS XV :	Lunar and Planetary Science XV , 1984.
NASA SP:	National Aeronautics and Space Administration Special Publication Series
PLC(1):	Proceedings Apollo 11 Lunar Science Conference, GCA Suppl. 1, 1970.
PLC(2):	Proceeding 2nd Lunar Science Conference, GCA. Suppl 2, 1971.
.....	
PLC(9):	Proceeding 9th Lunar and Planetary Science Conference, GCA. Suppl. 10, 1978.
.....	
PLC(14):	Proceeding 14th Lunar and Planetary Science Conference, GCA. Suppl. 16. 1983.