

太阳星云凝聚过程的岩石学模型： (1) 球粒陨石的凝聚成因

Petrological Model for Condensation Process of Solar Nebula: (1) Condensation Genesis of Chondrites

侯渭 欧阳自远 谢鸿森 胡桂兴
Hou Wei, Ouyang Ziyuan, Xie Hongsen and Hu Guixing

(中国科学院地球化学研究所 贵阳 550002)
(*Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang, 550002*)

摘要 建立类地行星区太阳星云凝聚过程的岩石学模型,对于合理解释陨石、地球和类地行星的成因关系,探讨地球起源和估算地球的整体成分都有着重要意义。本文中根据天体化学和太阳系演化学说关于太阳星云物理化学条件的基本分析,以及实验凝聚岩石学的研究结果,推断在太阳星云盘的类地行星区中可能有星云的气-固和气-液-固两种凝聚作用发生。通过对球粒陨石中球粒和基质矿物成分及结构构造特征的对比,论证了绝大多数球粒的气-液-固凝聚成因和基质的气-固凝聚成因,并讨论了球粒陨石各化学群的凝聚成因模式。

Abstract In order to reasonably explain the origin relation between meteorites, Earth and terrestrial planets, to discuss the Earth's source and estimate earth's bulk composition, it is necessary to set up a petrological model for condensation process of solar nebula in terrestrial planet region. In the paper (1), based on physical and chemical conditions of nebula from the cosmochemistry and evolution theory of solar system and experimental results of condensation petrology, we infer that gas-solid condensation and gas-liquid-solid condensation of nebula could occur in terrestrial planet region of nebular disk. Through studies on mineral composition and structure of chondrules and matrix, the gas-liquid-solid condensation genesis of chondrules and gas-solid condensation genesis of matrix are proved and condensation genesis model for chemical groups of chondrites is discussed.

主题词 太阳星云 凝聚作用 球粒陨石 成因
Key words: Solar nebula; Condensation; Chondrites; Genesis

• 本文于1994年9月12日收到,1995年12月20日改回。
本文为国家自然科学基金资助(49373180号)项目成果之一。
第一作者简介:侯渭 女 1942年出生 研究员 从事陨石学与地球深部物质研究

分类号: P68

Classific. code: P68

1 引言

近年来,笔者在开展地球早期演化的研究中,深感需要有关地球起源理论和地球整体成分模式做为确定模拟实验原始物料和讨论问题的依据。然而有关文献无一不涉及天体化学和陨石学等相关科学的内容。由于这些相关科学本身在许多方面的多解性,以及各个研究者讨论问题侧重面的不同,使地球、类地行星和陨石的成因关系,以及地球原始成分的估算方法等方面存在着多种彼此相互矛盾的推论。突出表现在以下两方面。(1)对陨石形成的星云范围没有统一的认识。七十年代以来,在对球粒陨石深入研究的基础上,形成了太阳星云凝聚过程中的化学分馏理论,并认为除I型碳质球粒陨石代表了未经分馏的星云凝聚物外,其它化学群的球粒陨石都是经过化学分馏的星云凝聚的产物(Larimer 1967a, b)。根据陨石降落轨道的计算,及陨石反射光谱的实验室测定结果和小行星反照率的比较研究,已公认小行星带是陨石的源区(除来自月球和火星的陨石而外)(欧阳自远 1988)。太阳系演化学说中有关星云密度的计算主要是以现在太阳系行星的位置和密度分布为依据的,并把两行星的潮汐力相等处取为两行星区(即行星的形成区)的界线(戴文赛 1979)。显然这种计算和讨论是在认为组成某行星的物质,主要来源于太阳星云盘中该行星形成区的星云凝聚物为依据的,小行星自然也不例外。太阳系演化学说还认为,太阳星云凝聚物吸积形成星子的过程中,由于木星星子的摄动,使一些小行星区的星云凝聚物被转移至木星区,成为了构筑木星的原始物质^①。但并没有证据认为小行星的原始物质来源于其它行星区。因此可以作出如下推论:种类繁多的陨石是小行星区经过化学分馏的星云的凝聚产物(仅I型碳质球粒陨石是未经过分馏的星云凝聚产物)。以上推论也是本文根据陨石的成因分析建立星云凝聚模型的主要前题。与上述观点不同的是,有的陨石学家不考虑经过长期演化后地幔成分的变化,将现在上地幔岩石的分析结果做为原始地幔的成分,其 $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ 的比值范围与各类陨石中硅酸盐的该值进行比较后,将陨石的来源范围扩大至整个类地行星区,认为代表还原条件的顽火辉石球粒陨石形成在比地球离太阳还近的行星区(大致相当于水星区)中,而在地球形成区附近形成的是普通球粒陨石和I AB铁陨石(Wasson 1985)。(2)由于没有统一的陨石、地球、行星成因模式,出现了许多不同的地球整体成分估算方法。如Wiik曾提出用I型碳质球粒陨石的平均成分进行地球整体成分的估算(林伍德 1981)。Mason(1966)认为H群球粒陨石的平均成分可做为地球的整体成分。Murthy和Hall提出地球由40%的I型碳质球粒陨石、45%的普通球粒陨石和15%的铁陨石组成(默西 1987)。Morgan和Anders等以元素的太阳系丰度、地球和其它类地行星的形成条件为基础,参照陨石中元素和同位素的观测结果,推出不同阶段星云凝聚物的元素丰度,从而计算出地球和其它类地行星的元素丰度模型(欧阳自远 1988)。

鉴于上述情况,建立统一的太阳星云凝聚模式,及地球与陨石成因关系模型已成为当前解决地球起源及建立统一的地球整体成分模式等重大地质学问题的关键内容。这项工作也是加

^① 戴文赛, 胡中伟. 1982. 论太阳系的起源. 南京空间化学讨论班材料.

强地球科学与陨石学天体化学之间的交叉与渗透, 促进地学领域多学科合作研究的一种尝试。为此, 本文试图以天体化学和太阳系演化学说的基本理论为依据, 从陨石的凝聚成因入手, 结合当前有关实验凝聚岩石学的研究成果, 对星云的凝聚过程进行分析, 进而建立整个类地行星区 (包括小行星区在内) 的星云凝聚模式并对地球原始成分作出推论。陨石成因的讨论中尽量运用陨石的矿物岩石学特征为依据, 使所建立的星云凝聚模型含有具体的岩石学内容, 以力求与地球科学贴近并易于被地球科学家接受。本文涉及学科面较广, 讨论的问题探索性较强, 且笔者自身知识和学术水平有限, 因此所建立的模式仍是很初步的。文中也难免有许多不足之处, 恳请读者提出批评指正。因篇幅过长, 本文以三篇论文的形式刊出。

2 星云盘厚度、密度、压力、温度、氧逸度分配趋势及随时间的变化

太阳星云的热凝聚模型认为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并形成气体尘埃云, 再通过冷却使元素分馏和凝聚, 形成多种星云凝聚物 (欧阳自远 1988)。根据流体静力平衡原理, 并假定离太阳相同距离处的星云具有相同的温度, 这样推导出星云盘厚度与日心距离呈正比, 因而星云盘是内薄外厚的 (戴文赛 1979)。据戴文赛 (1979) 给出的数值计算, 总体上, 星云盘的厚度大约是半径的 $1/15$, 从水星区到海王星区厚度增加 70 多倍。包括小行星区在内的类地行星区中星云盘的厚度从内向外增加约 7 倍。

推求星云盘密度有多种方法, 计算结果也不尽相同。但总的密度分布趋势是一致的, 即径向上, 面密度随日心距离的增大而减小; 垂直半径方向上赤道处的体密度大于外缘的体密度 (戴文赛 1979)。Cameron (1968) 认为星云盘形成过程中, 有最初的湍流发生, 结果引起面密度的变化, 使径向面密度不呈线性递减, 而出现一定的起伏和涨落。星云压力主要与密度有关, 因此星云盘内压力的分布趋势与密度基本一致。

一般认为星云盘的温度主要受太阳辐射的控制, 随日心距离的增加而减小。实际上星云盘的温度变化可能十分复杂, 温度的大小还应与星云吸收红外辐射的能力有关。因而在垂直半径的方向上, 赤道处的温度因密度较大, 吸收红外辐射多而温度高于外缘 (戴文赛 1979)。此外, 在星云凝聚的过程中, 随凝聚物数量的增加, 星云的透明度降低, 吸收红外辐射的能力也会增强, 这样就使星云温度降低的速率变缓。

星云盘内氧逸度的分布主要与所接受太阳风的强弱有关, 离太阳近处受太阳风的影响大, 星云中含 H^+ 离子浓度高, 氧逸度低; 反之星云中含 H^+ 浓度低, 氧逸度较高。

星云的热凝聚模型 (欧阳自远 1988) 表明, 凝聚的过程是一个温度逐步下降的过程。随着凝聚作用的发生, 星云中气相减少, 星云的压力逐渐降低。由于太阳风不断的吹拂, 氧逸度应随时间呈下降趋势。

3 类地行星区星云凝聚作用的可能方式

物质均可以气相、液相、固相三种形式存在。凝聚作用是指由气相转变为固相的过程。既应包括由气相直接转变为固相的过程 (物理化学上称为凝华过程), 也应包括由气相先转变为

液相(即液化过程),然后再由液相转变为固相的过程(包括结晶作用或快速冷却条件下由熔体转变为玻璃的过程)(李椿 1978)。为叙述方便我们把前者简称为气-固凝聚作用,后者简称为气-液-固凝聚作用。星云的凝聚作用也应服从这种基本规律。星云的凝聚过程究竟以哪一种方式进行,应取决于星云的压力(P)、温度(T)条件在星云物质三相图中的位置。当星云的 P 值在星云物质三相点的 P 值以下,随温度下降,有气-固凝聚作用发生; P 值在三相点的 P 值以上,随温度下降,有气-液-固凝聚作用发生; P 值在三相点上时,随 T 的下降,两种凝聚作用都可能发生。根据以下理由,我们认为在类地行星区中,星云的凝聚过程是以气-液-固和气-固多种方式进行的。

(1) 星云压力估算是一个非常复杂的问题,由于使用了许多假设条件,一般给出的只是一个平均近似结果。如在 Cameron (1963) 提出的模型中,使用的星云压力为 10^2 Pa, Grossman 在计算星云中元素和矿物的凝聚顺序时,使用的星云压力为 10^2 Pa (欧阳自远 1988)。Lewis 在讨论凝聚形成各行星的条件时,认为从水星区至海王星区,星云凝聚压力为 $10^4 \sim 10^{-2}$ Pa。其中类地行星区的压力约为 $10^4 \sim 10$ Pa (欧阳自远 1988)。这些估算结果均未说明在垂直径向上压力的变化。根据上述星云盘垂直半径方向上赤道处的体密度大于外缘的体密度,我们认为星云盘赤道附近的压力应高于上述平均估算值,而在远离赤道的边缘地区的压力可能高于上述平均估算值。

(2) 星云的成分十分复杂,不能用某一种矿物的成分表示,所以星云物质的三相图,单就硅酸盐三相图的制作就是一件十分复杂的工作。星云凝聚过程中气相与凝聚相之间的化学反应随时都可能发生,因而星云物质三相点的压力和温度应是一个较宽的范围,而不可能是一个点。近年来 Mysen et al. (1988a; 1988b; 1985) 和 Kushiro et al. (1988) 完成了 $MgO-SiO_2-H_2$, $CaMgSi_2O_6-H_2$, $CaO-MgO-Al_2O_3$ 等体系的高温低压和多种氧逸度条件下的蒸发-凝聚实验研究,绘制了顽火辉石、 SiO_2 、镁橄榄石、透辉石及一些富 Ca、Al 氧化物的相图,得出它们气、液、固三相共存的压力范围为 $10^{-1} \sim 1$ Pa,并用太阳丰度中 H_2 与硅酸盐的比值对上述的压力范围进行修正,得出了在具有太阳成分的星云中这些硅酸盐矿物的三相点的压力范围为 $10^3 \sim 10^4$ Pa 的结论。这个结果落在上述 Lewis 所估算的类地行星区压力值范围 ($10^4 \sim 10$ Pa) 之内。如果我们把前述的估算值看作为星云盘的平均压力的话,我们认为不仅在类地行星区的内区(包括水星区,金星区和地球区),就是在类地行星区的外区(包括火星区和小行星区)的赤道附近,星云都可能发生气-液-固凝聚作用。

(3) 陨石中发现了大量从熔体结晶形成晶体的现象,陨石界已公认,球粒陨石中的球粒,铁陨石,石铁陨石,无球粒陨石中的矿物都是由液相结晶形成的。本文就是通过对陨石的成分、结构特征的分析,说明这些液相的凝聚成因,进而建立一个包含气-液-固和气-固凝聚作用的太阳星云凝聚模型。

4 球粒的气-液-固凝聚成因证据

球粒陨石主要由球粒和基质两大部分组成。球粒主要是硅酸盐质的(包括矿物和玻璃质),因而一般谈到球粒均指硅酸盐质球粒。基质实际上包括细粒硅酸盐矿物集合体、金属 Fe-Ni 及陨硫铁三种主要组分。因金属 Fe-Ni 和陨硫铁都属不透明矿物,并密切生长在一起,所

以常把它们放在一起讨论。而本文谈到基质时主要指细粒硅酸盐矿物的集合体。

根据球粒的矿物结构和含有火成玻璃等特征, 陨石学界已公认球粒陨石是硅酸盐熔滴固化而来的(侯涓等 1985)。物质形成熔体相有两种途径, 即气相→液相的凝聚作用和固相→液相的熔融作用。一般认为, 任何凝聚作用发生之前星云为气相, 所以固相→液相的熔融作用必然发生在星云凝聚形成固相尘粒之后, 这种固相星云凝聚物的熔融称为重熔作用。根据以下理由我们认为绝大多数球粒是凝聚形成的, 而不是重熔的产物。

(1) 在占球粒绝大多数的斑状和粒状结构的球粒中, 橄榄石和低钙辉石主要为自形程度很高的自形晶。在低钙辉石中普遍见到橄榄石的圆形包体, 表明橄榄石先从熔体中结晶而后又与熔体发生反应生成了低钙辉石(侯涓 1985), 因此大多数球粒是熔滴缓冷的产物。球粒的这种形成过程反映了星云的凝聚作用是随星云温度逐步下降而发生的。Tsuchiyama (1980) 等进行了球粒形成的模拟实验后指出: 球粒形成时必须要有热物质包围使其不致冷却过快。Donaldson (1976) 关于橄榄石的结晶实验表明, 熔体中橄榄石自形晶形成时, 熔体过冷程度不得超过 60°C (过冷程度为熔体温度与橄榄石液相线之差)。如果球粒是重熔作用形成的, 形成球粒的熔滴必然经历了一个骤冷过程。球粒中橄榄石的晶出温度很高, 取普通球粒陨石中的橄榄石的成分约 $\text{Fa}=20\%$, 其晶出温度一般在 1800°C 左右。因而形成球粒的熔滴的初始温度应在此温度以上。同时球粒中普遍含少量的陨硫铁, 它是星云晚期凝聚的产物。因而重熔作用发生时星云的温度应低于陨硫铁的凝聚温度, 据估算压力为 10^2Pa 时陨硫铁的凝聚温度为 700°C (欧阳自远 1988)。形成球粒的熔滴体积很小(球粒直径平均为 1mm), 散热很快, 熔滴在其形成后即刻会降至与周围星云相同的温度。这样计算出过冷程度为 1100°C 左右。这个结果大大高出形成橄榄石自形晶的过冷程度, 因而重熔作用形成的熔滴不可能有橄榄石的自形晶形成。

(2) 如果球粒是由凝聚的尘粒经重熔形成的, 其基质成分应与球粒相同。然而实际上基质和球粒的化学成分有较大差异。最突出的特点是基质更富 FeO , 因此基质凝聚形成的温度比球粒为低(Nagahara 1983)。基质中也含有少量高温凝聚物, 如尖晶石、富钙辉石、镁橄榄石、富镁斜方辉石等。据此可以把基质看作为以较低温度为主的多种温度的气-固凝聚物的混合物。图 1 为 5 个普通球粒陨石(其岩石类型均为 3 型)的基质, 和这 5 个陨石之一的 Semarkona 陨石中球粒的 $\text{Si}/\text{Al}-\text{Mg}/\text{Al}$ 成分比值图解, 图中五角星表示太阳丰度。可以看出, 基质和球粒成分大致分布于太阳丰度的两侧, 因此 Nagahara (1983) 认为基质相当于星云物质除去球粒后的剩余。Palme (1992) 测定了 Allende 陨石(CV 碳质球粒陨石)全岩、球粒和基质的成分, 并绘制了它们的 $\text{Cr}-\text{Ni}$ 和 $\text{Al}-\text{Ca}$ 成分图, 结果也发现球粒和基质的成分点均落在太阳丰度和全岩成分连线的两侧(图 2)。

(3) 在球粒陨石中球粒广泛分布, 并以独立的个体存在。如果球粒是由重熔作用形成的, 这种重熔作用就必须是由一些持续时间短的事件引起, 如碰撞、冲击、闪电等。但到目前为止还没有证据表明, 在星云中这种偶然的突发性事件能出现的如此频繁和广泛, 以至造成星云凝聚物大规模的熔融。而星云的热凝聚模式认为, 随星云温度降低, 星云物质将普遍发生凝聚, 星云凝聚作用也是由星云演化为行星的必经之路。因此球粒的凝聚成因比重熔成因更容易与星云的热凝聚学说取得一致。

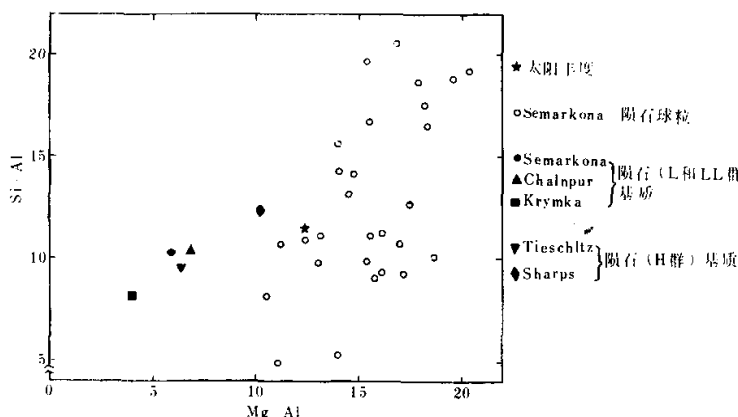


图1 普通球粒陨石中球粒和基质的Si/Al-Mg/Al图(据Nagahara 1983)

Fig. 1 Si/Al-Mg/Al diagram of chondules and matrix in ordinary chondrites (After Nagahara 1983)

(4) 除上述凝聚形成的球粒外, 球粒陨石中确实存在着少数可能由重熔作用形成的球粒, 如炉条状橄榄石球粒、偏心放射状辉石球粒、具有低钙辉石成分的玻璃质或脱玻球粒等。统计表明, 这几类球粒的总和一般在球粒总数的10%以下, 在有的陨石中只占5%~6% (侯渭等 1985)。同时, 笔者在球粒陨石中还普遍观察到了具有混合结构的球粒, 如炉条状粒状混合结构, 偏心放射状与粒状混合结构等。这种现象表明, 重熔作用不仅有可能使尘粒转变为熔滴再固化为球粒, 也有可能使凝聚形成的球粒发生重熔, 而打上快速结晶的烙印。所以, 重熔成因球粒的存在只能说明在星云凝聚的过程中可能有少量的凝聚物(尘粒和球粒)曾发生过重熔作用, 这与大多数球粒的凝聚成因并不矛盾。

5 基质的气-固凝聚成因和形成球粒陨石的星云条件

在前人大量工作的基础上, Nagahara (1984) 通过对多个三型普通球粒陨石中的细粒硅酸盐基质的矿物岩石学研究, 进一步论证了基质的成因。通过高倍电子显微镜下观察, 她作了如下描述: “基质一般为绒毛状颗粒, 其形态多为椭球状、长方形及不规则状, 表面非常粗糙, 粒度从 1μ 以下至几个 μ 。靠近球粒的基质颗粒常常沿球粒表面呈平行延长方向排列, 这表明大部分基质是在球粒之后形成并被吸积在球粒表面。基质中矿物的生长顺序与球粒完全不同。球粒中的矿物服从硅酸盐熔体中矿物的结晶顺序, 如橄榄石具有辉石的反应边, 橄榄石有中心富Mg 边部富Fe 的环带结构等。基质中的矿物生成顺序大致服从由高温至低温的气-固凝聚顺序: 富钙辉石 \rightarrow 富镁橄榄石 \rightarrow 富镁辉石 \rightarrow 较富铁及富铁的橄榄石 \rightarrow 钠长石, 在富镁橄榄石上可直接生长含较多铁的及富铁橄榄石, 而不具有连续的条带构造。”因此Nagahara 得出了基质是气-固凝聚形成尘粒集合体的结论。

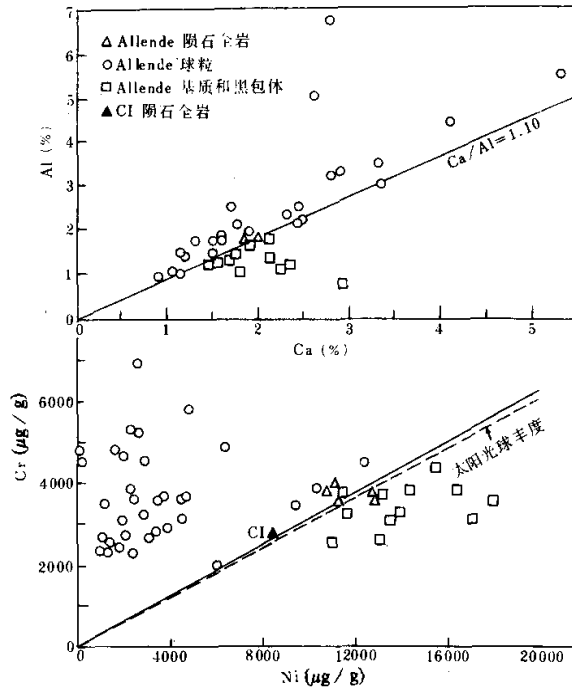


图 2 Allende 陨石中球粒和基质的 Al-Ca 和 Cr-Ni 图 (据 Palme 1992)

Fig. 2 Al-Ca and Cr-Ni diagram of chondrules and matrix of Allende meteorite (After Palme 1992)

大量球粒陨石岩石薄片观察表明, 球粒陨石中球粒各自呈独立个体, 球粒间有基质隔开; 球粒与球粒之间彼此粘连的情况很少见到; 球粒在基质中呈均匀分布, 未见球粒和基质各自集中的现象, 由此推断球粒和基质形成的时间不会相差很远, 以致它们各自的吸积作用不能发生。此外, 也未见到球粒大量包裹基质的现象, 因此大部分基质形成在球粒之后。这就要求星云气-液-固凝聚作用和气-固凝聚作用在较短时间内相继发生。可见, 球粒陨石形成时星云温度压力应处于星云物质的三相点附近。我们把球粒和基质相继凝聚形成的过程称之为气-液-固凝聚与气-固凝聚的联合凝聚作用。

6 球粒陨石中金属 Fe-Ni 和陨硫铁的存在形式和成因

球粒陨石中大多数金属 Fe-Ni 与陨硫铁密切共生, 一般认为陨硫铁是金属 Fe-Ni 凝聚形成后与星云气中的 H_2S 发生反应的结果。它们大致有两种产状: 一种呈较粗粒的块状和不规

则状,另一种为细分散状。在基质中金属 Fe-Ni 和陨硫铁的两种产状均普遍存在 (Makoto 1980)。粗粒的金属 Fe-Ni 和陨硫铁,特别是陨硫铁常分布于球粒的外围,其形态受到球粒轮廓的控制,有的可以和其它细粒硅酸盐基质一起在球粒外形成一个不透明的黑环 (侯渭 1988a)。目前尚没有确切的金属 Fe-Ni 三相点的资料,根据星云物质气-固凝聚顺序的热力学计算 (欧阳自远 1988),估计在凝聚形成硅酸盐熔滴 (球粒) 前后,也应有金属 Fe-Ni 的熔滴形成。但在球粒陨石中几乎很少见到金属 Fe-Ni 或陨硫铁的球粒,其原因可能是:由于金属 Fe-Ni 熔体的粘度比硅酸盐小得多,金属的熔滴在完全固化前,由吸积作用使其与其它物体如硅酸盐球粒或基质集合体相遇,它的形状会随相邻物体的轮廓而改变,成为一些不规则粒状或块状个体。当金属 Fe-Ni 或陨硫铁的球粒外部吸积了一些气-固凝聚作用形成的细粒的金属及陨硫铁颗粒时,金属与金属和金属与硫化物之间的扩散作用也会使其结合成一体,从而改变了原金属熔滴的形状。球粒中的金属 Fe-Ni 和陨硫铁主要为细分散状,有的在高倍放大下呈球形,总的数量比在基质中少。但在个别球粒中也能见到较粗的金属 Fe-Ni 和陨硫铁,它们的形态多受到周围结晶矿物间隙形状的控制。这种特征表明硅酸盐熔滴形成之前,星云中可能已有金属 Fe-Ni 的气-固和气-液-固凝聚作用发生,使它们部分被包裹进入硅酸盐熔滴中。此外,在有的球粒陨石的金属相中观察到了维斯台登结构,表明这些金属是由液相经缓慢冷却固化而来的 (侯渭 1982)。

7 球粒外黑环、黑包体和白包体的成因解释

在球粒陨石中还观察到一些与球粒大小相近的黑色包体存在,在有的球粒外缘有一个黑环。研究表明,黑包体和球粒外黑环是一些细粒硅酸盐矿物和少量金属 Fe-Ni 和陨硫铁的集合体,其化学成分与基质相同 (侯渭 1988a)。从总的结构关系来看,黑环和黑包体应形成于陨石的大规模吸积作用之前。这很可能是由于先存在的球粒、金属或其它较大的硅酸盐矿物颗粒,起到了吸积中心的作用,以其为中心优先成团。球粒外黑环和黑包体在球粒陨石中并不占重要比例,因而成层吸积作用在整个吸积过程中不起主导作用。所以可认为形成球粒陨石的过程是一种较均匀的吸积过程。

各类球粒陨石中,特别是碳质球粒陨石中还含有一种主要由富 Ca、Al 氧化物及富 Mg 硅酸盐矿物组成的白包体,也称为富 Ca, Al (CAI) 包体,类似成分的球粒也已有发现。其中在 CV 型的 Allende 碳质球粒陨石中所含数量最多 (Dodd 1981)。白包体中的矿物如刚玉、钙铝黄长石、尖晶石、黑复铝钛石、金红石、钙钛矿、镁橄榄石、富 Ca 辉石等在星云气-固凝聚顺序表中都属高温凝聚物 (欧阳自远 1988)。Mysen et al. (1985) 的高温 (2000℃) 低压 (10^{-5} Pa) 凝聚实验表明,高压和高氧逸度有利于此类矿物气-液-固凝聚作用的发生。在星云盘靠近太阳的内部有较高的压力,低的氧逸度;远离太阳的外部氧逸度高,而压力低。因而在星云盘中具备高压同时高氧逸度的区域不会太多,这有可能是造成此类成分的球粒不多见的主要原因。在碳质球粒陨石中这种主要由高温凝聚物组成的白包体之所以能较大量地保留下来,而不是被分散在基质中,是因为这些高温凝聚物形成之后,与富铁硅酸盐矿物的凝聚作用之间存在一定的时间间隔,使高温凝聚物自身吸积成团后,才发生其它组分的凝聚。

8 球粒陨石各化学群在铁价态上的变化和形成区的相对位置

有关 I 型碳质球粒陨石的成因, 将在系列论文的第二篇(待刊)中讨论, 这里所指的球粒陨石各化学群包括: 顽火辉石球粒陨石 (E 群), 普通球粒陨石 (H 群、L 群、LL 群), 碳质球粒陨石中的 C2 和 C3 群 (C3 群即 CV 群和 CO 群, C2 群即 CM 群)。这些化学群的球粒陨石在成分上的差别除全 Fe 含量不同外, Fe 的价态变化是一个最重要的成分特征。从 E→H→L→LL→C3→C2, 铁的价态由低到高, 反映其形成环境的氧逸度由低到高的变化趋势。E 群中的 Fe 主要以零价形式(金属态)出现, 硅酸盐矿物中几乎不含 FeO, 一些亲石元素如 Mg、Ca、K、Na 等可以硫化物的形式出现, Si、P、C 等可进入金属 Fe-Ni 之中。普通球粒陨石中 Fe 以零价和二价两种形式存在。从 H→L→LL, 金属 Fe 含量降低, 硅酸盐矿物中的 FeO 增高。碳质球粒陨石中的 Fe 主要以二价和三价形式出现, 含金属 Fe 很少, 除硅酸盐矿物中 FeO 含量高外, 还出现了磁铁矿 (Dodd 1981; 欧阳自远 1988; 侯渭 1988b)。从 E→H→L→LL→C3→C2, 其金属 Fe/Si (原子比) 分别为 72~47、52~46、22~17、22~2.7 和 19~0.6; 其 FeO/(FeO+MgO) (分子比) 分别为 0.05、17、22、27、35 和 43 (Wasson 1985)。球粒陨石各化学群, 均具有球粒构造, 因此它们都是星云的温度压力处于其物质的三相点附近时凝聚形成的。上述各化学群在铁价态方面的变化表明它们形成时星云氧逸度的差别。根据前述星云氧逸度的分布趋势以及小行星带中各类小行星的相对位置, 球粒陨石各化学群在小行星区的位置按距太阳由近至远, 依次为顽火辉石球粒陨石 (E) 区、普通球粒陨石 (O) 区和碳质球粒陨石 (C) 区。

9 球粒陨石各化学群 S、C、H₂O 的分布及在星云中的凝聚作用

9.1 硫在球粒陨石中的存在形式和星云中硫的凝聚方式

由于氧逸度的变化, 在各化学群球粒陨石中 S 的存在形式不同。在 E 群球粒陨石中除陨硫铁 (FeS) 外, 硫化物中可有 Ca、Mg、K、Na、Cr、Mn 等亲石元素加入, 形成陨硫钙石、硫镁矿、硫钠铬矿、硫铁铜钾矿、陨硫铬铁、富 Mn 闪锌矿等矿物 (欧阳自远 1988; 侯渭 1988b)。在普通球粒陨石各化学群中 S 主要以陨硫铁的形式存在。在碳质球粒陨石中, 除陨硫铁、磁黄铁矿、黄铜矿等硫化物外, 还出现了一些硫酸盐矿物如石膏、泻利盐等 (欧阳自远 1988; Dodd 1981)。

各化学群球粒陨石中大部分的 S 是以陨硫铁形式出现的。根据陨硫铁与金属 Fe-Ni 密切关系和陨硫铁的凝聚温度计算, 认为陨硫铁大多是凝聚形成的金属 Fe-Ni 经硫化作用而成。但其它的硫化物的成因比较复杂。林杨挺通过我国清镇陨石 (E 群球粒陨石) 的岩石矿物学研究后指出: 该陨石中的陨硫钙石、硫镁矿的凝聚温度高于金属 Fe-Ni, 它们是星云凝聚作用早期从星云中直接凝聚形成的。闪锌矿和部分硫铁铜钾矿等的成因可能与陨硫铁一样, 也是金属相发生硫化作用的结果^①。碳质球粒陨石的形成环境氧逸度较高, 不利于金属 Fe-Ni 的凝聚形

^① 林杨挺. 1991. 清镇顽火辉石球粒陨石 (EH3): 岩石矿物学特征及形成演化历史. 中国科学院地球化学研究所理学博士学位论文.

成,因而其中的陨硫铁等硫化物大多是晚期从星云中直接凝聚形成的。据估算硫酸盐的凝聚温度很低,结合碳质球粒陨石中硫酸盐的产出形状,认为基质中的硫酸盐可能是低温凝聚产物,而以脉形式出现的硫酸盐可能与陨石母体形成后的水化作用有关。

综上所述,星云中硫化物和硫酸盐的形成大致有以下几种形成方式:早期强还原条件下亲石元素硫化物的凝聚作用;中期金属相的硫化作用;晚期硫化物和硫酸盐的凝聚和硫化物的水化作用。

9.2 碳在球粒陨石中的存在形式和星云中碳的凝聚方式

碳在球粒陨石中主要以单质、碳化物、碳酸盐和有机碳四种形式产出。陨碳铁是主要的碳化物,多在E群球粒陨石中产出。石墨是球粒陨石中主要的单质形式,也主要产在E群球粒陨石中。因而陨碳铁和石墨都是还原条件下的凝聚产物。方解石、白云石、菱镁矿等碳酸盐以及有机碳都主要在碳质球粒陨石的基质中产出,被认为是低温凝聚产物。在碳质球粒陨石中还发现了碳的另一种单质形式——金刚石和另一种碳化物——碳化硅。目前认为它们是星际凝聚物(Dodd 1981; 欧阳自远 1988; 侯渭 1989),因而本文中不作讨论。

可以看出强还原条件和强氧化条件都有利于碳的凝聚,但凝聚方式不同。强还原条件下星云中的碳可形成碳化物和单质碳凝聚出来,强氧化条件下由于星云中 CO_2 和 H_2O 的出现,为碳酸盐和有机碳的凝聚作用创造了有利条件。

9.3 H_2O 在球粒陨石中的存在形式和 H_2O 的凝聚方式

球粒陨石中 H_2O 主要以含水矿物的形式产出。普通球粒陨石中曾发现很少量的云母类和闪石类矿物,而大量的含水矿物主要作为含水层状硅酸盐在碳质球粒陨石的基质中产出,分析鉴定结果大多属蛇纹石类,有的定为绿泥石类,还发现少量为蒙脱石类。这些含水层状硅酸盐被认为是先凝聚成的无水硅酸盐矿物发生水化作用的结果(欧阳自远 1988; Dodd 1981)。此外,碳酸盐、硫酸盐和有机物的形成也都与星云中的 H_2O 与 CO_2 、 CH_4 等的反应有关。因此我们把上述凝聚物的形成都统称为水化作用。用多种方法估算出碳质球粒陨石中凝聚物的水化温度均在350K以上至400K左右(欧阳自远 1988)。可见碳质球粒陨石形成区中,凝聚物发生水化作用时 H_2O 可以是液相,也可以是气相。因而可以说碳质球粒陨石形成过程中, H_2O 是通过液态和气态水的水化反应进入矿物晶格和有机质结构中的。

10 球粒陨石各化学群的凝聚模式

根据上述球粒陨石各化学群在小行星区中的相对位置和陨石中各类组分形成条件的讨论,把球粒陨石各类组分的凝聚形成过程简单归纳于表1。

表1 球粒陨石各类凝聚物形成的相对时间和空间

Table 1 The relative time and space distribution of each kind of condensates in chondrites

球粒陨石形成区	E 区	O 区	C 区
各形成区与日心的距离	近	中	远
早 期	Ca, Mg, K, Na 等硫化物尘粒和少量富 Ca, Al 氧化物尘粒.	少量富 Ca, Al 氧化物尘粒.	较多富 Ca, Al 氧化物尘粒和富 Mg 硅酸盐尘粒.
中 期	(I) 富 Mg 硅酸盐熔滴, 金属 Fe-Ni 熔滴, 富 Mg 硅酸盐尘粒, 金属 Fe-Ni 尘粒, 碳化物和石墨尘粒.	中等富 Fe 硅酸盐熔滴, 金属 Fe-Ni 熔滴, 中等富 Fe 硅酸盐尘粒, 金属 Fe-Ni 尘粒.	富 Fe 硅酸盐熔滴, 金属 Fe-Ni 熔滴, 富 Fe 硅酸盐尘粒, 金属 Fe-Ni 尘粒.
	(II) 金属 Fe-Ni 熔滴和尘粒发生硫化作用形成陨硫铁.	金属 Fe-Ni 熔滴和尘粒发生硫化作用形成陨硫铁.	金属 Fe-Ni 熔滴和尘粒发生硫化作用形成陨硫铁.
晚 期			硅酸盐尘粒发生水化, 形成含水层状硅酸盐. 硫化物, 三价铁的氧化物, 碳酸盐, 硫酸盐和有机质凝聚形成.

关于太阳系云凝聚过程的岩石学模型由3篇序刊论文组成, 本文(1)为第一篇论文, 第二篇论文(2)非球粒陨石和类C1陨石的凝聚成因和小行星区星云凝聚作用及第三篇(3)类地行星区星云凝聚作用和地球原始成分的估算将在本刊1996年的第3期和第4期分别刊出。

参 考 文 献

- 李榕等编. 1978. 热学. 北京: 人民教育出版社, 374~377
- 欧阳自远. 1988. 天体化学. 北京: 科学出版社, 242~247, 77~80, 45~52, 176~199
- 林伍德 A E (杨美娥等译). 1981. 北京: 地震出版社, 109~111
- 侯涓, 王道德. 1982. 一个新陨落的 L6-5 球粒陨石-广饶陨石. 地球化学, (3): 318~321
- 侯涓, 王道德. 1985. 陨石球粒及其成因. 地质地球化学, (3): 45~54
- 侯涓, 王明再. 1988a. 肇东和亳县陨石中的黑包体及其成因解释. 岩石学报, (2): 74~78
- 侯涓, 欧阳自远等. 1988b. 清镇陨石的矿物成分及其地球化学意义. 中国科学(B辑), (6): 652~656
- 侯涓, 王道德. 1989. 1987-1988年陨石研究综述. 地质地球化学, (4): 52~56
- 默西(Murthy) V R, 陈庆宣等选译. 1987. 地核的成分和地球的早期化学史, 早期的地球. 北京: 地质出版社, 45~55
- 戴文赛. 1979. 太阳系演化化学(上册). 上海: 上海科学技术出版社, 370~383, 392~407
- Cameron A G W. 1968. Physical conditions in the primitive solar nebula. In: Meteorite Research, Edited by Peter M and Millman D. Reidelpublishong Company, 7~15
- Dodd R. T. 1981. Meteorites, A petrologic-chemical synthesis. Cambridge University Press, 29~36, 13~28
- Donaldson C H. 1976. An experimental investigation of olivine morphology. Contrib. Mineral. Petrol., 57: 187~213
- Fujimaki H et al. 1981. Chemical compositions of chondrules and matrices in the ALH-77015 chondrite(L3). In: Proceedings of the Sixth Symposium on Antarctic Meteorites. National Institute of rresearch, 161~174
- Kushiro I and Nagahara H. 1988. Formation of liquid and condensation of gas in the primitive solar nebula. Progress of Theoretical Physics, Chapter 25, Supplement (96): 291~303

- Larimer J W. 1967a. Chemical fractionations in meteorites- I. Condensation of the elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31: 1215~1238
- Larimer J W. 1967b. Chemical fractionations in meteorites- I. Abundance patterns and their interpretation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31: 1239~1270
- Makoto K et al. 1980. Opaque minerals in the Yamato-74191 chondrules. In: *Proceedings of the Fifth Symposium on Antarctic Meteorites*. National Institute of Polar Research, 95~103
- Mason B. 1966. Composition of the earth. *Nature*, 211: 616~618
- Mysen B O. 1988a. Rock-forming processes in the early solar nebula: phase relation in the system CaO-MgO-Al₂O₃ to 2000°C and 10⁻¹⁰ bar. Annual report of the director geophysical laboratory carnegie insititution, 1987~1988, 69~76
- Mysen B O and Kushiro I. 1988b. Condensation, evaporation, melting and crystallization in the primitive solar nebula; Experimental data in the system MgO-SiO₂-H₂ to 1.0×10⁻⁹bar and 1870°C with variable oxygen fugacity. *American Mineralogist*, 73: 1~19
- Mysen B O, Virgo D and kushiro I. 1985. Experimental studies of condensation processes of silicate materials at low pressures and high temperatures, 1. Phase equilibria in the system CaMgSi₂O₆-H₂ in the temperature range 1200~1500°C and the pressure range(P_{H₂}) 10⁻⁶ to 10⁻⁹ bar. *Earth and Planetary Science Letters*, 75: 139~146
- Nagahara H. 1984. Matrices of type 3 ordinary chondrites-primitive nebular records. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48: 2851~2895
- Nagahara H. 1983. Texture of chondrules. In: *Proceedings of the Eighth Symposium on Antarctic Meteorites*. National Institute of Polar Research, 61~83
- Palme H. 1992. Formation of allende chondrules and matrix. In: *Papers presented to the Seventeenth Symposium on Antarctic Meteorites*. National Institute of Polar Research, Tokyo, 193~195
- Tsuchiyama A, H. Nagahara and I. Kushiro. 1980. Experimental reproduction of textures of chondrules. *Earth and Planetary Science Letters*, 48: 155~165
- Wasson J T. 1985. *Meteorites; their record of early solar-system history*. W. H. Freeman and Company, New York, 213~224