

⑧ 534-540

综述与评述

陨石氧同位素组成及其地学意义

侯渭, 谢鸿森

P185.83

(中国科学院地球化学研究所, 贵州 贵阳 550002)

摘要:介绍了各类陨石氧同位素组成的特点,对陨石氧同位素组成的主要成因观点进行了评述,结合地球的原始物质组成,讨论了陨石氧同位素组成的地球科学意义。

关键词:陨石氧同位素; 陨石氧同位素成因; 地球原始物质组成

地学

中图分类号: P578.94¹²

文献标识码: A

文章编号: 1001-8166(2000)05-0534-07

1 $\delta^{18}\text{O}-\delta^{17}\text{O}$ 图、TF 线和 CAI 线

根据陨石和行星物质中的氧同位素测量值可计算出 $\delta^{18}\text{O}$ (‰) 和 $\delta^{17}\text{O}$ (‰) 值:

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{样品}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}} - 1 \right] \times 1000 (\text{‰})$$

$$\delta^{17}\text{O} = \left[\frac{(^{17}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{样品}}}{(^{17}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}} - 1 \right] \times 1000 (\text{‰})$$

式中 $(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}$ 和 $(^{17}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}$ 为地球标准海水的氧同位素比。用 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{17}\text{O}$ 分别为横坐标和纵坐标作图来表示物质的氧同位素组成和分馏特征(图 1)。地球和月球岩石的氧同位素组成在 $\delta^{18}\text{O}-\delta^{17}\text{O}$ 图上近似为一条斜率为 0.5 的直线,可用下式表示: $\delta^{17}\text{O} = 0.52 \delta^{18}\text{O}$ 。地球和月球是经过强烈熔融分异和同位素均一化的行星,它们的氧同位素演化主要受质量因素的控制,这种氧同位素的演化被称为氧同位素的质量分馏。地球和月球岩石的氧同位素线称为地球分馏线或地月分馏线,简称 TF 线。除顽火辉石球粒陨石和顽火辉石无球粒陨石的氧同位素值与地球岩石重迭外,其它各类陨石的氧同位素范围都与地球岩石不同。其中碳质球粒陨石中的富钙铝包体(以下简称 CAI)的氧同位素组成与地球岩石相距甚远,与地球氧同位素成分($\delta^{17}\text{O}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 都是正值)相比,CAI 强烈富集 ^{16}O 而亏损 ^{17}O 和 ^{18}O , $\delta^{17}\text{O}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值可以低至 -40% 左右,且 $\delta^{17}\text{O}/$

$\delta^{18}\text{O}$ 近似为 1^{11} 。在 $\delta^{18}\text{O}-\delta^{17}\text{O}$ 图上,CAI 的氧同位素数据拟合斜率近似为 1 的一条直线,称为 CAI 线。测量结果发现,碳质球粒陨石中的一些孤立状的无水硅酸盐矿物(橄榄石、辉石等)的氧同位素组成也落在了 CAI 线上,所以 CAI 线也称为碳质球粒陨石无水矿物线(简称 CCAM 线)。

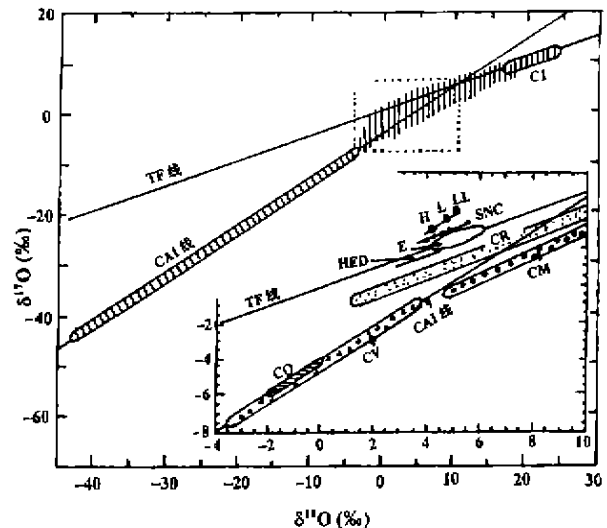


图 1 地球和陨石的氧同位素成分略图

Fig. 1 Range of bulk oxygen isotopic composition of meteoritic classes

右下小图为大图右上方虚框的放大,大图中竖线阴影区为行星和陨石氧同位素组成的大致范围,TF 线为地球氧同位素分馏线,CAI 线为碳质球粒陨石中富钙铝包体的分馏线。大图中还标出富钙铝包体

• 基金项目,国家自然科学基金项目“高温高压下的熔体与流体混溶和分离研究”(编号:49772111)资助。

第一作者简介:侯渭(1942-),女,山西榆次人,研究员,主要从事陨石学和地球深部物质科学研究。

收稿日期:2000-01-17;修回日期:2000-02-23。

(CAI) 和 C1 碳质球粒陨石 (C1) 的氧同位素组成范围。

小图中: SNC₁ 火星氧同位素组成范围; HED; 玄武质无球粒陨石氧同位素组成范围; E; 地球+月球+顽火辉石球粒陨石+顽火辉石无球粒陨石的氧同位素组成范围; H-L-LL; 普通球粒陨石三个化学群的氧同位素组成范围; CO, CV, CR, CM 分别代表碳质球粒陨石各化学群的氧同位素组成范围。

2 球粒陨石的氧同位素组成

C1 陨石的氧同位素组成点位于 TF 线的延长线上, 是最富集重氧同位素 ^{17}O 和 ^{18}O 的陨石。其余各类球粒陨石的氧同位素组成都与 CAI 线有一定关系。这是与这些球粒陨石都含有球粒或同时含 CAI 有关 (表 1)。各类球粒陨石球粒的氧同位素组成在 $\delta^{18}\text{O}-\delta^{17}\text{O}$ 图上可以拟合出 3 条与 CAI 线近似平行 (斜率近似为 1) 的分馏线。从左下至右上为, 碳质球粒陨石球粒—顽火辉石球粒陨石球粒—普通球粒陨石球粒。碳质球粒陨石球粒的氧同位素组成基本分布在 CAI 线的右上部分及附近, 个别点接近于 TF 线, 拟合出的分馏线为: $\delta^{17}\text{O} = 1.08\delta^{18}\text{O} - 3.6$ 。普通球粒陨石的 H, L 和 LL 群球粒的氧同位素范围是相互重迭的, 拟合出总的分馏线为: $\delta^{17}\text{O} = 1.074\delta^{18}\text{O} - 1.53$ 。顽火辉石球粒陨石球粒的氧同位素成分比较集中, 并有些点落在了 TF 线上, 但从整个数据点的分布看并不完全与 TF 线重合, 拟合出分馏线的斜率为 $0.7 \pm 0.1^{[2,3]}$ 。

表 1 球粒陨石各化学群中 CAI 和球粒体积比
Table 1 Vol of chondrules and CAI in meteorite for each chondrite group

化 学 群	球粒在陨石中的体积比 (%)	CAI 在陨石中的体积比 (%)	资料来源
顽火辉石球粒陨石 (E)	60~80	0.1~1(?)	[5]
普通球粒陨石 (OC)	60~80	0.1~1(?)	[5]
CV 碳质球粒陨石	45	10	[5]
CO 碳质球粒陨石	40	13	[5]
CM 碳质球粒陨石	20	5	[5]
CR 碳质球粒陨石	48~63	0.5	[6]

普通球粒陨石 H, L 和 LL 三个群全岩氧同位素拟合出的分馏线与其球粒的分馏线基本一致, 说明普通球粒陨石全岩氧同位素组成主要取决于球粒的氧同位素组成, 这与普通球粒陨石中球粒的含量高有关。沿分馏线从左下至右上依次分布: H—L—LL。可见 H 群全岩富 ^{16}O , LL 群富 ^{17}O 和 ^{18}O , L 群介于 H 和 LL 之间。H, L, LL 各群全岩氧同位素自身有形成 0.5 斜率的趋势。已知 H, L 和 LL 群的球粒氧同位素组成是重迭的, 所以 3 个群陨石全岩氧同

位素的差别主要是由这 3 个群陨石中具有不同氧同位素组成的细粒基质引起的。顽火辉石球粒陨石全岩氧同位素组成基本与其球粒相同, 说明全岩氧同位素组成是由球粒的氧同位素组成决定的, 这与顽火辉石球粒陨石中球粒的含量高也是一致的。

碳质球粒陨石全岩氧同位素组成与其球粒相似, 但其氧同位素的范围更宽, 除 C1 外其它 4 个群基本沿 CAI 线及附近两侧分布。CV 和 CO 位于 CAI 线左下部, 相对富 ^{16}O ; CM 和 CR 位于 CV 和 CO 的右上方, 相对富集 ^{17}O 和 ^{18}O 。大多 CO 陨石全岩氧同位素在 CV 的左下端, 说明比 CV 更富集 ^{16}O 。CV 和 CO 陨石含球粒和 CAI 较多, 两者总量在 50% 以上, 但此量低于普通球粒陨石和顽火辉石球粒陨石中球粒的含量。因此这两群全岩氧同位素组成除受球粒和 CAI 的控制外, 还受到细粒基质的较大影响。据 Clayton^[3] 估算, CV 陨石需要细粒基质的氧同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 为 $+2\%$ ~ $+6\%$, 才能使全岩氧同位素具有现在的值^[3]。CM 和 CR 陨石全岩氧同位素数据点在 CAI 线右上端, 几乎靠近与 TF 线相交处。大多 CR 陨石全岩氧同位素数据点在 CAI 线左上侧, 基本位于碳质球粒陨石球粒氧同位素组成的右上端或附近, 说明其全岩氧同位素受球粒的影响较大, 这与其含球粒较多是一致的。CM 陨石全岩氧同位素偏离 CAI 线较远, 其拟合出的直线斜率为 $0.6 \pm 0.4^{[3]}$, 几乎与 C1 陨石能连成一线。这是因为 CM 中球粒含量低, 其全岩氧同位素很大程度上取决于含水层状硅酸盐基质。C1 陨石主要由含水层状硅酸盐组成, C1 全岩的氧同位素组成由此类含水矿物决定。C1 陨石中也含有少量的橄榄石和辉石的矿物颗粒, 它们的氧同位素组成类似于其它碳质球粒陨石中 CAI 的值, 比全岩 ^{16}O 富得多。据 Leshin 测量, C1 陨石中橄榄石和辉石的氧同位素数据点落在 CAI 线上或附近, $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{17}\text{O}$ 的范围分别为 -9.3% ~ $+12.3\%$ 和 -11.3% ~ $+7.8\%$ ^[4]。然而由于 C1 陨石中所含这些矿物颗粒的数量很少, 对全岩氧同位素的影响不大。

3 非球粒陨石的氧同位素

本文中非球粒陨石指球粒陨石以外的所有陨石, 包括了无球粒陨石、铁陨石和石铁陨石。这些陨石的共同特点是不含球粒, 结构构造表明它们都经历过液相阶段^[7]。无球粒陨石是硅酸盐矿物组成的陨石, 因此可通过全岩样品的测量获得其氧同位素组成数据, 石铁陨石的氧同位素是采用其硅酸盐部

分的样品进行测量,而铁陨石的氧同位素组成是测量其中所含硅酸盐包体或氧化物矿物(如铬铁矿)的氧同位素而获得的。目前,国内对非球粒陨石各群的命名不太一致,并且有许多群还没有中文名称,为此,表 2 中列出了各群陨石的中、英文名称,对于 20 世纪 80~90 年代以来新确定的群(没有中文名称的)的主要特点在表注中加以说明。总体看来,非球粒陨石氧同位素数值的范围比球粒陨石要小得多,除 Eagle Station 橄榄陨铁(简称 ESP) $\delta^{16}\text{O}$ 和 $\delta^{17}\text{O}$ 为负值外,其余非球粒陨石的 $\delta^{16}\text{O}$ 和 $\delta^{17}\text{O}$ 均为正值。表 2 中根据与 TF 线和 CAI 线的相对位置,对各类非球粒陨石的氧同位素组成进行了描述。

从表 2 看出,Clayton 资料中的分异型陨石,除 ESP 外,主要分布于 TF 线上和两侧附近。而原始型陨石主要分布于两线过度区和 CAI 线附近。无球粒

陨石(不包括火星陨石和月球陨石)中除玄武质无球粒陨石系列(HED)和普通辉石无球粒陨石(Angrites)外,都属于原始型非球粒陨石。石铁陨石的主体——中铁陨石和橄榄石陨石主群,以及含辉石橄榄陨铁都属于分异型陨石,其氧同位素与 HED 关系密切。铁陨石中丰度最高的 II AB 铁陨石(占铁陨石的 32%),属于分异型陨石,其氧同位素也与 HED 关系密切; I AB- II CD 铁陨石与无球粒陨石 Winonaites 组成的一个系列属于原始型非球粒陨石。分异型陨石除 ESP 与 CO 群的氧同位素值接近外,其它都与球粒陨石没有密切关系;而原始型陨石与球粒陨石关系比较密切。其它类的 IE 和 NA 铁陨石分别与 H 和 L、LL 群球粒陨石关系密切,但没有发现与无球粒陨石和石铁陨石的联系。

表 2 非球粒陨石氧同位素系列和在氧同位素图上的位置
Table 2 Oxygen isotopic composition series for no-chondrite

大类	Clayton 分类 ^[3] 系 列	氧同位素图 中的位置	所包含陨石群的名称			区内球 粒陨石
			无球粒陨石	石铁陨石	铁陨石	
分 异 型	SNC 陨石(火星陨石)	TF 线左上侧				
	地球和月球岩石	TF 线上				
	HED-mesosiderites-pallasites- II AB (玄武质无球粒陨石—中铁陨石— 橄榄陨铁— II AB 铁陨石系列)	TF 线右下侧	howardites (古铜钙长无球粒陨石) eucrites (钙长辉长无球粒陨石) diogenite (奥长古铜无球粒陨石)	mesosiderites (中铁陨石) MG pallasites (橄榄石陨铁主群) pyroxene-bearing pallasites (含辉石橄榄陨铁)	II AB	
	angrites (普通辉石无球粒陨石)	TF 线右下侧	angrites (普通辉石无球粒陨石)			
	eagle station pallasites (ESP) (eagle station 橄榄陨铁)	CAI 线上		eagle station pallasites (ESP) (eagle station 橄榄陨铁)		CO
原 始 型	aubrites (顽火辉石无球粒陨石)	TF 线上	aubrites (顽火辉石无球粒陨石)			E
	brachinites	两线间过渡区	brachinites ^①			
	winonaites-① I AB- II CD	两线间过渡区	winonaites ^②		I AB- II CD	CR
	acapulcoites-lodranites	两线间过渡区	acapulcoites lodranites ^③			
	ureilites (橄辉无球粒陨石)	CAI 线上	ureilites (橄辉无球粒陨石)			CO ^④
其 它	I E 铁陨石	TF 线左上侧区			I E	H
	IV A 铁陨石	TF 线左上侧区			IV A	L、LL

① brachinites 无球粒陨石。富橄榄石(74%~98%),矿物组合近似于球粒陨石、等粒结构,氧化程度高(类似于 L 群)^[9]。

② winonaites 无球粒陨石。矿物成分类似于 I AB 铁陨石中的硅酸盐包体,橄榄石 Fa=1-10^[6]。

③ acapulcoites-lodranites 无球粒陨石。因为含有几乎等量的金属 Fe-Ni 和硅酸盐矿物,lodranites 曾被划分为石铁陨石^[10]。大量研究发现,这两类陨石都是具有球粒陨石的矿物组合和无球粒陨石的构造结构的原始型无球粒陨石,个别含球粒残余。认为 acapulcoites 是高度热变质的球粒陨石,而 lodranites 是遭受到部分熔融的球粒陨石^[11]。acapulcoites 粒度较细(150 μm); lodranites 粒度较粗(600 μm)^[6]。

④ ureilites 氧同位素组成位于 CO 和 CV 群向右上方延伸部位,不完全与某一碳质球粒陨石群重迭。

4 陨石氧同位素成因模式评述

70年代Clayton根据碳质球粒陨石的氧同位素组成提出了氧同位素混合成因模式^[1]。该模式认为,斜率近似为1的CAI线代表了氧同位素组成不同的两种组分的混合作用,也将此线称为¹⁶O混合线。在这两组分中必然有一个组分是非常富¹⁶O的,可能是一个来自太阳系以外的纯¹⁶O的源,并估算出大约5%的¹⁶O来自太阳系之外。Clayton等^[12]研究了Murchison(CM)陨石和Orgueil(C1)陨石的氧同位素组成后,提出CM和C1陨石的固体先前物应具有富¹⁶O成分,而原始太阳星云气体的氧同位素成分比C1陨石还要贫¹⁶O,这两种组分经多次混合形成了现在球粒陨石的氧同位素组成。氧同位素混合模式目前存在最大的问题是,没有发现星云中确实存在富¹⁶O源的证据。虽然在球粒陨石基质中发现了金刚石、石墨、碳化硅颗粒,甚至还鉴别出了一个氮化物颗粒^[13,14]。这些前太阳颗粒的成分表明它们是富碳(或氮)缺氧条件下的产物,不可能成为富¹⁶O的源。最近,Choi等^[15]报道了在球粒陨石中鉴定出了刚玉和尖晶石的前太阳颗粒,但其氧同位素组成是富集¹⁸O而贫¹⁶O。这个结果与混合模式要求的富¹⁶O固体颗粒相差甚远,也不能作为富¹⁶O源存在的证据。此外,目前还不能对最初富¹⁶O固体的成分作出统一的估算,因而使这个模式具有多解性。例如,在Clayton等^[12]的混合模式中设定的最初外来固体物质的氧同位素成分为 $\delta^{17}\text{O} = \delta^{18}\text{O} = -40\%$,而Wiens等^[16]设定最初固体物质的 $\delta^{17}\text{O}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 分别为 -61.3% 和 -60% ,所以由此计算出最初星云气体的氧同位素也不相同。

研究表明,某些化学反应能产生氧同位素的非质量分馏,也就是在 $\delta^{18}\text{O}-\delta^{17}\text{O}$ 图上形成斜率为1的分馏线。这些化学反应都发生在气相,并且是在非平衡条件下进行的^[3]。上述化学反应主要有3类:

(1) 结合反应。反应中分子对称原理是使产物产生 $\delta^{17}\text{O} = \delta^{18}\text{O}$ 结果的主要原因。如: $\text{O} + \text{O}_2 \rightarrow \text{O}_3$ 的反应产物中,不对称的 $^{17}\text{O}^{16}\text{O}^{16}\text{O}$ 和 $^{18}\text{O}^{16}\text{O}^{16}\text{O}$ 臭氧分子比对称的 $^{16}\text{O}^{16}\text{O}^{16}\text{O}$ 臭氧分子稳定,因而反应的结果使臭氧相对富集¹⁷O和¹⁸O。

(2) 气相同位素交换反应。如氧原子与二氧化碳分子的氧同位素交换反应的研究表明,产物中CO₂富集了的重氧同位素,并形成了 $\delta^{17}\text{O} = \delta^{18}\text{O}$ 分馏线。

(3) 热解反应。实验证明,臭氧的热分解能产生

氧同位素非质量分馏: $2\text{O}_3 + \Delta \rightarrow 3\text{O}_2$,式中 Δ 代表热能,反应温度低于90℃。产物O₂相对于反应物O₃富集重氧同位素,并具有 $\delta^{17}\text{O} = \delta^{18}\text{O}$ 的分馏。

引起氧同位素非质量分馏的上述化学反应,不仅在实验室中得到了证实,而且在地球大气的平流层臭氧的同位素观测中也获得了相同的结果。据此,Thiemens^[17]认为,在太阳星云中,与球粒陨石氧同位素非质量分馏有关的结合反应可能有: $\text{O} + \text{CO}$; $\text{OH} + \text{CO}$ 和 $\text{O} + \text{MO}$ (M为金属原子)。这些反应能形成氧同位素异常的气体,这些气体与固相(或液相)发生氧同位素交换,或者气体自身发生凝聚,都有可能生成具有氧同位素异常的陨石物质。因此,如果太阳星云中的气相不平衡化学反应是产生氧同位素非质量分馏效应的主要原因的话,只需一个源就可能通过多种反应过程形成现在球粒陨石中众多的氧同位素异常。

根据CM和CR等陨石中球粒也发生水化的特点,笔者认为水化作用并不只是陨石母体的一种变质作用,而是在陨石母体形成之前的一种星云过程^[18]。以下两方面的事实说明,水化作用对于陨石物质的氧同位素组成的影响是使含水组分中重氧同位素富集,并使原先发生的氧同位素的非质量分馏效应($\delta^{17}\text{O} = \delta^{18}\text{O}$)减弱而向质量分馏线靠近:

(1) 碳质球粒陨石中的CAI和无水矿物由于没有受到水化作用影响,其氧同位素成分都落在CAI非质量分馏线上,全岩氧同位素则由于水化作用的影响而偏离CAI线。CV和CO、CM和CR,以及C1三组碳质球粒陨石比较,含水层状硅酸盐比例依次增加,说明形成时所受到的水化作用依次增强,全岩氧同位素偏离CAI线的程度也依次增强——CV和CO基本落在CAI线上,并且最富集¹⁶O;CR和CM偏离CAI线,相对富集¹⁷O和¹⁸O;C1则落在地球分馏线上,最富集¹⁷O和¹⁸O。

(2) 阿连德(Allende)陨石和其它一些CV陨石中的某些球粒和黑包体(成分与球粒陨石全岩相同的岩石碎屑)的矿物成分中虽然没有含水矿物,但化学成分测量表明,K、Na、Au、As等元素相对富集,且发现黑包体中的球粒和基质的假象中含次生的富钙矿物,因此认为这些球粒和黑包体曾经历过水化作用。它们的氧同位素组成离开CAI线,向CM陨石氧同位素组成范围靠近。其中阿连德陨石中的斑状球粒的氧同位素形成了斜率近似为0.5的分馏线^[19-22]。

传统成因观认为,非球陨石是行星分异的产物,

统称为分异型陨石^[10]；铁陨石代表行星核，石铁陨石代表行星核幔边界产物，无球粒陨石代表幔或壳的成分。按照这种观点非球陨石的氧同位素自然应该与地球—月球岩石的氧同位素的特征相似，较早获得的 HED 的氧同位素组成可用这种观点进行解释。20 世纪 80~90 年代以来，随着大量新陨石的发现和新的非球粒陨石化学群的确定，传统的成因观已经无法解释许多非球陨石的矿物学、岩石学、微量元素化学、年代学以及氧同位素成分特征。Clayton^[8]在进行非球陨石的氧同位素的综述时，明确提出了原始型非球粒陨石的概念，并指出分异型非球粒陨石来自遭受过全球性熔融分异和同位素均一化的陨石母体，其氧同位素组成服从氧同位素质量分馏的规律。原始型非球粒陨石来自没有遭受同位素均一化的陨石母体，它们保留了原始的化学和同位素特点。有许多原始型的无球粒陨石被描述为具有球粒陨石的矿物组成和无球粒陨石的结构(表 2 注)。认为它们是球粒陨石母体变质或部分熔融的产物。

5 对陨石氧同位素成因的几点看法

综合上述陨石氧同位素组成的成因讨论，提出以下几点看法：

(1) 目前还无法确定太阳系以外物质的混入对星云氧同位素影响的大小，因此可以假定最初星云物质的氧同位素在总体上是均匀的。

(2) 最初的星云物质经过早期的蒸发汽化发生氧同位素质量分馏，从而使星云成为氧同位素组成不均匀性的星云气。在太阳星云内区(距离原始太阳近的部分)，蒸发作用较强。由于不同部位的温度、压力不同，蒸发作用使其形成若干个氧同位素分馏程度不同的源区。

(3) 多种化学反应引起星云气体的氧同位素的非质量分馏，使部分星云气具有了 $\delta^{17}\text{O} = \delta^{18}\text{O}$ 的氧同位素组成。这些星云气经过的凝聚、凝聚物的水化、重熔、再凝聚和吸积等复杂过程形成了各类球粒陨石母体。

(4) 球粒陨石母体的热变质甚至于部分熔融作用可能引起氧同位素的第二次或更多次的的质量分馏。因此球粒陨石氧同位素组成是多种物理化学过程的综合结果。

(5) 根据前述引起物质氧同位素非质量分馏的有关化学反应的特点，可以认为高氧逸度有利于那些有氧原子参加的结合反应和交换反应发生，实验证明此类反应要求温度较低(一般低于 100 °C)^[17]。

由此推断，高氧逸度和温度相对较低的星云区，如碳质球粒陨石形成区有利于上述化学反应发生，因此碳质球粒陨石表现出明显的氧同位素非质量分馏效应；在高温强还原条件的星云区，如顽火辉石球粒陨石区中，大多数的氧被束缚在气态的氧化物和硅酸盐中而无法提供游离氧参加有关的化学反应，所以顽火辉石球粒陨石没有表现出明显的氧同位素非质量分馏效应。

(6) 球粒陨石的形成过程是十分复杂的。它包括了球粒和 CAI 的形成过程、细粒基质的形成过程以及吸积形成球粒陨石母体的过程。这些过程中，可能包括了多种和多次的化学反应，也可能是化学反应与蒸发、凝聚、熔融等过程的相互交替。

(7) 由表 2 看出，除了顽火辉石无球粒陨石和橄辉无球粒陨石的氧同位素能和某个(或某些)球粒陨石化学群相重迭外，大多数原始型非球粒陨石的氧同位素都无法与球粒陨石相对应。即使对于与顽火辉石球粒陨石氧同位素重迭得很好的顽火辉石无球粒陨石来说，它其中的巨大的顽火辉石晶体(最大晶体长达 10 cm)的存在^[23]，很难想象是无水条件下的顽火辉石母体内部重结晶和部分熔融形成的。因此，目前限于用球粒陨石母体的演化过程进行非球粒陨石氧同位素成因解释的观点，并不能十分满意的解释所有非球粒陨石的氧同位素成因，以及它们的矿物学和岩石学特点。抛开球粒陨石母体的限制，从气—液凝聚的角度考虑非球粒陨石的成因是一种新的成因思路^[7]。

6 陨石氧同位素的地球科学意义

几年前，笔者根据天体化学和太阳系演化学说，从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可能有星云的气—固和气—液凝聚作用发生。并通过对各类陨石矿物、岩石学的分析，建立了各类陨石的凝聚成因模式。从而推演出太阳星云小行星区和类地行星区星云凝聚模式，最终建立了地球原始物质组成模式^[7]。该模式认为原始地球的 96% 以上是类似于顽火辉石球粒陨石和顽火辉石无球粒陨石成分的星子组成，此外还含有约 2% 的与 C1 陨石类似的星子。从上述陨石的氧同位素组成不难看出，与地球岩石氧同位素组成最接近的陨石类型是顽火辉石球粒陨石和顽火辉石无球粒陨石。这就从氧同位素的角度进一步证明了笔者提出的地球原始物质组成模式的合理性。根据地球原始物质组成模式和

各类陨石氧同位素组成成分特点,可以对原始地球的形成条件和氧同位素成分提出以下推论:

(1) 陨石氧同位素组成的研究表明,无水高温强还原条件不利于氧同位素的非质量分馏作用发生。太阳星云盘的地球形成区比顽火辉石球粒陨石更靠近太阳,凝聚形成地球原始物的环境类似于顽火辉石球粒陨石,或比顽火辉石球粒陨石的氧逸度更低。因此作为地球原始物质的最主要组分——类似于顽火辉石球粒陨石的星子和类似于顽火辉石无球粒陨石的星子是在无水高温强还原条件(比顽火辉石球粒陨石的形成环境温度更高,更缺氧)下形成的。这种条件不利于有关的化学反应发生,因而不可能遭受强烈的氧同位素非质量分馏作用。结果使地球主要岩石(地幔岩石)的氧同位素成分服从质量分馏规律,并与顽火辉石球粒陨石的氧同位素组成范围部分重叠。

(2) 海洋的存在表明原始地球中有含水组分,这是类似于C1陨石的星子存在的结果。类似C1陨石的星子主要指那些球粒和基质在凝聚形成后受到水化作用的物质,它们类似于CR和CM陨石。形成此类星子的凝聚物在发生水化作用之前,其氧同位素曾发生过非质量分馏作用。然而后来的水化作用使这类星子氧同位素的非质量分馏效应减弱,加上此类星子在原始地球中所占比例只有2%,使此类星子的氧同位素非质量分馏效应被其后发生的质量分馏作用所淹没。

致谢:周文戈副研究员和马麦宁博士协助收集了部分资料,白武明教授和徐文耀教授对作图进行了指导,在此谨表谢忱。

参考文献

- [1] Clayton R N, Grossman L, Mayeda T K. A component of primitive nuclear composition in carbonaceous meteorites[J]. *Science*, 1973, 182:485~488.
- [2] Clayton R N, Mayeda T K, Goswami J N, *et al.* Oxygen isotope studies of ordinary chondrites[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1991, 55:2 317~2 337.
- [3] Clayton R N. Oxygen isotopes in meteorites[J]. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 1993, 21:115~149.
- [4] Lesbin L A, Rubin A E, McKeegan K D. The oxygen isotopic composition of olivine and pyroxene from C1 chondrites[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1997, 61(4):835~845.
- [5] Scott E R D, Love S G, Krot A N. Formation of chondrules and chondrites in the protoplanetary nebular[A]. In: Hewins R H, Jones R H, Scott E R D. *Chondrules and the Protoplanetary Disk*[C]. Cambridge: Press Syndicate of the University of Cambridge, 1996. 87~96.
- [6] Weisberg M K, Prinz M, Clayton R N, *et al.* The CR(Renazzo) carbonaceous chondrite group and its implications[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1993, 57:1 567~1 586.
- [7] 侯涓, 欧阳自远, 谢鸿森, 等. 太阳星云凝聚过程的岩石学模型: (II)类地行星区星云凝聚作用和地球原始成分的估算[J]. *岩石学报*, 1996, 12(3):471~477.
- [8] Clayton R N, Mayeda T K. Oxygen isotope studies of achondrites[J]. *Geochimica et Cosmochimica*, 1996, 60(11):1 999~2 017.
- [9] Nehruec C E, Prinz M, Weisberg M K, *et al.* Brachinites: A new primitive achondrite group[J]. *Meteoritics*, 1992, 27: 267.
- [10] Dodd R T. *Meteorites: A petrologic-chemical synthesis*[C]. London: Cambridge University Press, 1981, 192:304~306.
- [11] Mittlefehldt D W, Lindstrom M M, Bogard D D, *et al.* Aca-pulco- and Lodrao-like achondrites: petrology, geochemistry, chronology, and origin[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1996, 60(5): 867~882.
- [12] Clayton R N, Mayeda T K. The oxygen isotope record in Murchison and other carbonaceous chondrites[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1984, 67:151~161.
- [13] Huss G R, Lewis R S. Presolar diamond, SiC, and graphite in primitive chondrites: abundances as a function of meteorite class and petrologic type[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1995, 59(1): 115~160.
- [14] Hoppe P, Strebel R, Eberhardt P, *et al.* Small SiC grains and a nitride grain of circumstellar origin from the Murchison meteorite: implications for stellar evolution and nucleosynthesis[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1996, 60(5):883~907.
- [15] Choi B G, Huss G R, Wasserburg G J. Presolar corundum and spinel in ordinary chondrites, origins from AGB stars and a supernova[J]. *Science*, 1998, 282, 1 284~1 289.
- [16] Wiens R C, Huss G R, Burnett D S. The solar oxygen-isotopic composition: Predictions and implications for solar nebula processes[J]. *Meteoritics & Planetary Science*, 1999, 34:99~107.
- [17] Thiemens M H. Mass-independent isotopic effects in chondrites: the pole of chemical processes[A]. In: Hewins R H, Jones R H, Scott E R D. *Chondrules and the Protoplanetary Disk*[C]. Cambridge: Press Syndicate of the University of Cambridge, 1996. 107~118.
- [18] 侯涓, 欧阳自远, 谢鸿森, 等. 太阳星云凝聚过程的岩石学模型: (I)非球粒陨石、C1陨石及类C1陨石的凝聚成因和小行星区星云凝聚作用[J]. *岩石学报*, 1996, 12:462~470.
- [19] Kojima T, Tomeoka K. Indicators of aqueous alteration and thermal metamorphism on the CV parent body: Microtextures of a dark inclusion from Allende[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1996, 60:2 651~2 666.

- [20] Buchanan P C, Zolensky M E, Reid A M. Petrology of Alende dark inclusions[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1997, 61:1 733~1 743.
- [21] Krot A N, Brearley A J, Ulyanov A A. *et al.* Mineralogy, petrography, bulk chemical, iodine-xenon, and oxygen-isotopic compositions of dark inclusion in the reduced CV3 chondrite Efremovka[J]. *Meteoritics & Planetary Science*, 1999, 34:67~89.
- [22] Jabeen I, Kusakabe M, Nageo K. *et al.* Oxygen isotope study of Tsukuba chondrite, some HED meteorites and Alende chondrules[J]. *Antarct Meteorite Res*, 1998, 11, 122~135.
- [23] Wasson J T. *Meteorites: Their record of early solar-system history*[M]. New York: Freeman and Company, 1985. 116~117.

OXYGEN ISOTOPIC COMPOSITIONS OF METEORITES AND IT'S SIGNIFICANCE

HOU Wei, XIE Hong-sen

(*Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China*)

Abstract: Oxygen isotopic compositions of meteorites and some hypotheses on it's origin are reviewed. The following views about oxygen isotopic composition origin of chondrites and Earth are proposed: (1) Because of no clear that how much matters from out of solar system mixed into original solar nebular, the nebular may be taken for homogeneous oxygen isotopic composition. (2) The mass-dependent isotope fractionations occurred by evaporation and gasification in early solar nebular, so that nebular became nebular gas with heterogeneous oxygen isotopic composition. In inner field of nebular (near original sun), the evaporation and gasification were stronger, and difference oxygen isotopic sources formed in difference position of nebular with varying temperature and pressure. (3) Some of nebular gas may undergo chemical reactions in which non-mass-dependent oxygen isotope fractionations occurred, and its oxygen isotope possessed $\delta^{17}\text{O} = \delta^{18}\text{O}$. Then these nebular underwent condensation and formed many types of condensate, and these condensates can suffer aqueous alterations, melts, recondensation and accretion, finally the bodies for different chondrite group formed. (4) The thermal metamorphism or partial melting can lead to a second mass-dependent oxygen isotope fractionation of the chondritic bodies. (5) Because those chemical reaction caused non-mass-dependent oxygen isotope fractionation occur under lower temperature and higher oxygen fugacity, the enstatite chondrites did not show appearance of no-mass-dependent oxygen isotope fractionation. (6) A few years ago the authors suggested that the 96% of primitive Earth was composed of quasi-enstatite chondrite planetesimal and quasi-enstatite achondrite planetesimal in previous paper. It can be seen from the $\delta^{17}\text{O}$ - $\delta^{18}\text{O}$ plot of this paper that oxygen isotopic composition of Earth is similar to that of enstatite chondrite, which indicites that the authors's point on primitive Earth's composition is reasonable.

Key words: Meteorite; Oxygen isotope; Original Earth composition.