

吉林陨石雨中氧同位素丰度的研究

北京大学地球化学教研室陨石组

一、前言

陨石中氧同位素研究是了解太阳系形成演化的重要手段。随着岩石矿物中氧同位素分析技术的发展,月岩、陨石中氧同位素的研究也日益深入。1965年 Taylor 等^[1,2]用氟法分析了各类球粒陨石及其所含矿物中的氧同位素组成,比较了地球物质与陨石的氧同位素分析数据,由此得出陨石起源与历史的一些推论。七十年代初,随着氧同位素地质温度计工作的开展,氧同位素进一步用来作为“宇宙测温计”。对于平衡球粒陨石^[3]及碳质球粒陨石^[3]的形成温度等进行了研究。

自然界氧有三种稳定同位素,即 O^{16} 、 O^{17} 和 O^{18} 。 O^{16} 的丰度为 99.75%, O^{17} 为 0.0374%, O^{18} 为 0.2039%。通常氧同位素的分析即指 O^{18} 和 O^{16} 的比值。氧同位素的分析数据国际上统一用 $\delta O^{18}(‰)$ 来表示:

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

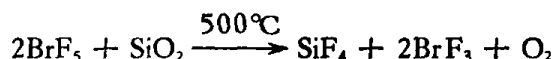
δO^{18} 值的大小表示样品中 O^{18} 含量的多少。通用的国际标准是 SMOW 标准,即标准平均样水。我们采用的实验室工作标准为北京大学自来水。本文中所写的 δO^{18} 值均指样品以北京大学自来水为标准的分析数据。

吉林陨石雨是世界上罕见的空前规模的石陨石雨^[4]。吉林陨石雨中氧同位素的研究首先需要从全岩入手。本文用五氟化溴法^[5]分析了几个不同地点落下陨石中的氧同位素比值,对于浸水和不浸水的陨石作了比较,并进行了一号陨石内部和近熔壳边缘部 δO^{18} 值的测定,初步观察了球粒和基质中氧同位素的差别,以及陨石明暗角砾中深浅部分的差别。

二、实验方法

用五氟化溴法进行岩石矿物中氧的提取有不少优点,一是适用面广,基本上凡是含氧物质都能与五氟化溴作用;二是产率完全,结果的重现性好。这是目前最普遍使用的方法。

方法基本原理如下:以石英为例,反应方程式为:



石英和五氟化溴的反应产物除氧外均能为液氮冷冻下来,这样就能将生成的氧气很方便地与其它物质分开。我们是直接用氧气进行质谱测定的,也可将氧气转化为二氧化碳进行质谱测定。

经过一些条件试验确定了吉林陨石的实验步骤, 简要叙述如下: 挑选没有锈斑的陨石新鲜部分加以粉碎并在丙酮溶液中用玛瑙研钵磨细近 200 目。样品量为 20—30 毫克。在反应管中加入样品, 抽真空并加热驱气后, 在管中加入五氟化溴, 其量约为样品化学量的八倍, 在 40℃ 左右进行加热, 使吸附的水分与五氟化溴作用, 经过预热再次用液氮冷冻反应管中的五氟化溴, 并抽出生成气体至真空度达到 2×10^{-3} 托。加热反应管至 800℃, 保持温度 8 小时以上, 使五氟化溴与样品作用完全, 将剩余五氟化溴与除氧气外的其它产物用液氮冷冻, 转移生成氧气到样品管中, 然后用 MAT-CH5 型质谱计进行分析*, 分析结果的平均偏差不大于 $\pm 0.2\%$ 。

在陨石的分析中有一些条件必须加以注意。首先, 在样品及样品管的预热处理时, 必须注意加热温度与加热时间, 由于陨石中有一些组分如长石和一些玻璃质物质在 100℃ 左右即能与五氟化溴定量作用, 甚至在室温下长时间放置亦能部分地起作用, 使结果产生负偏差。经过试验, 以预热温度在 40℃ 左右, 预热时间不超过一小时为宜。第二, 由于陨石中含有颗粒较大的金属物质, 致使样品不可能磨得太细, 实验表明, 如果用磁铁将磁性物质吸走, 则分析结果偏低, 有可能是某些含氧磁性物质被一起带走。因此, 为了保持 200 目左右的样品都能与五氟化溴作用完全, 必须提高反应温度至 800℃, 并增大五氟化溴用量至 8 倍左右, 才能使反应完全。

三、结果及讨论

所得实验结果列于表 1。

表 1 吉林陨石雨的 δO^{18} 值

编 号	降 落 地 点	取 样 情 况	δO^{18} (%)	平均偏差** ($\pm\%$)
B-1	桦 皮 厂	一号陨石坑内不带熔壳的碎块, 在地下深埋 38 天, 曾与地下水接触	+13.12	0.16
B-2	桦 皮 厂	一号陨石坑边溅落的碎块 (直径约为 1.5 厘米), 为未浸水未风化的样品	+13.34	0.15
B-13	桦 皮 厂	一号陨石坑内带熔壳的碎块, 从直径约 3—5 厘米之六小块中分别取距熔壳约 5 毫米处的样品, 曾浸水 38 天	+13.53	0.16
B-14	桦 皮 厂	一号陨石主体裂成两半的联接部处取样, 靠近一号陨石中心, 曾浸水 38 天	+13.14	0.20
B-11	桦 皮 厂	一号陨石中之球粒, 成分主要为橄榄石, 辉石及长石质玻璃, 球粒直径约 0.5 毫米左右, 球粒能完整地由基质剥落下来	+13.72	0.05
B-12	桦 皮 厂	一号陨石坑内碎块的基质部分, 不透明金属含量较少	+12.91	0.15
B-3	孤 店 子	二号陨石样品, 取自 126.5 公斤之大块上, 靠内部, 未浸水之新鲜陨石	+13.12	0.10
B-10	孤 店 子	未浸水未风化的陨石碎块	+13.38	
B-4	九 站 通 气	未浸水未风化的新鲜陨石	+12.84	0.07
B-8	江密峰黄金	未浸水未风化重约 0.5 公斤的陨石	+13.25	0.18
B-7	大 屯 李 家	未浸水未风化的新鲜陨石	+13.16	0.20
B-15	大 屯 李 家	陨石中明暗角砾之浅色部分	+13.72	0.18
B-16	大 屯 李 家	陨石中明暗角砾之深色部分	+13.56	0.11
B-6	金 珠 九 座	陨石中明暗角砾之浅色部分	+13.52	0.09
B-5	金 珠 九 座	陨石中明暗角砾之深色部分	+13.87	0.14

* δO^{18} 以北京大学自来水为标准。

** 实验次数除 B-10 外, 均为两次以上。

* 北京大学质谱实验室进行了质谱分析。

(1) 一号陨石的四个不同部位的分析结果见编号 B-1, B-2, B-13, B-14. 这四个样品 δO^{18} 的平均值为 $+13.28\text{‰}$, 可代表一号陨石的 δO^{18} 值. 从 B-1、B-2、B-13、B-14 的结果与平均值的差别来看, 基本上在实验偏差范围之内, 说明一号陨石内部氧同位素的分布是相当均匀的. 从表 1 中列出的吉林陨石雨在几个地点落下陨石中氧同位素分析数据来看 (编号 B-3, B-10, B-4, B-8, B-7), 吉林陨石雨中氧同位素分布也是比较均匀的. 吉林陨石雨的 δO^{18} 值平均为 $+13.17\text{‰}$.

(2) 桦皮厂一号陨石坑内浸水的陨石样品 (编号为 B-1、B-14) δO^{18} 略有偏低趋势, 可能有很少量的物质与 δO^{18} 值很低的地下水发生了同位素交换.

(3) 一号陨石 (编号 B-13) 距熔壳 5 毫米处所取的样品, 其 δO^{18} 略有偏高趋势, 可能由于陨石穿越大气层时表面熔融, 与 δO^{18} 值高的大气氧发生交换时所产生的影响, 但差值很小, 说明这种影响很不显著, 也说明陨石表面熔融所影响的深度是很小的.

(4) 一号陨石球粒 (编号 B-11) 与基质 (编号 B-12) 的 δO^{18} 值有 0.8‰ 的差别. Mayeda 等^[3] 在 1972 年曾对六个普通球粒陨石中基质和球粒的氧同位素丰度进行了比较, 他们得到两者的差别最大不超过 0.7‰ . 这种差别不大的情况可能与陨石中均一化的变质作用有关, 但也可解释为球粒与基质两者在成因上有密切联系.

(5) 九座 (编号 B-5, B-6) 陨石及大屯李家 (编号 B-15, B-16) 陨石的明暗角砾构造中深色部分及浅色部分 δO^{18} 值差别不大, 这与 1965 年 Taylor^[1] 所得结果一致, 为解释这种明暗角砾的同源性提供线索.

(6) 除了对吉林陨石雨的分析外, 我们还对 1971 年双阳陨石雨六号陨石 (编号 D-10) 进行了氧同位素测定, δO^{18} 值为 $+12.85\text{‰}$, 此值与吉林陨石的 δO^{18} 值 ($+13.17\text{‰}$) 相近, 从氧同位素的数据看来属于同一类的球粒陨石, 此与化学成分及矿物成分所得两者同属于 H-5 型的结果是一致的.

参 考 文 献

- [1] Reuter, J. H., Epstein, S., Taylor, Jr. H. P., *Geochim. Cosmochim. Acta*, **29**(1965), 481.
- [2] Taylor, H. P., Duke, Jr. M. B., Silver, L. T., Epstein, S., *ibid.*, **29**(1965), 489.
- [3] Naoki Onuma, Clayton, R. N., Mayeda, T. K., *ibid.*, **36**(1972), 157. 169.
- [4] 中国科学院“吉林陨石雨”联合考察组, 中国科学, 1977, 1, 38.
- [5] Clayton, R. N., Mayeda, T. K., *ibid.*, **27**(1963), 43.