

月球物质的 Re-Os 同位素组成研究： 对月球后期增生历史的指示

许继峰*，王桂琴，李 杰，陈建林

(中国科学院 广州地球化学研究所, 广东 广州 510640)

摘 要：Re-Os 同位素体系是理解月球强亲铁元素的分布规律和示踪月球的后期增生历史的重要手段。目前人们对月球物质 Re-Os 同位素成分的了解还是十分有限的，已有的 Re-Os 同位素数据显示一些能代表月幔成分特征的月海玄武岩具有很低的 Re 和 Os 的浓度，以及类似于球粒陨石的 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 成分特征，而月球火山玻璃和月壤等表现出相对高的 Re、Os 丰度和相对富放射成因 Re-Os 同位素成分。一般认为月球月幔的 Re、Os 和其他强亲铁元素相对球粒陨石是非常亏损的，而地球地幔则具有相对较高的强亲铁元素丰度(0.008 倍 CI 球粒陨石的丰度)。新的 Re-Os 同位素结果证明月幔确实是亏损的，但是月球和地球在太阳系演化的较晚时期都有外来的球粒陨石物质的大量加入，即后期增生(late accretion)过程，导致了月球和地球上部物质(如月球火山玻璃、月壤等)相对地富集 Os 同位素和强亲铁元素，这些外来物质的后期增生可能是长期和持续的，增生过程主要发生在 3.9 ~ 4.4 Ga。但目前仍不清楚后期增生的陨石物质是被逐渐加入的，还是在一个相对较短的时期大量加入的，因此尚需对更多的月球物质做进一步的 Re-Os 同位素和强亲铁元素成分的研究。

关键词：月球；Re-Os 同位素；后期增生；月球玻璃；陨石

中图分类号：P184；P597 文献标识码：A 文章编号：0379-1726(2010)02-0142-07

Re-Os isotopic compositions of lunar materials: Implication for late accretion history of the Moon

XU Ji-feng*, WANG Gui-qin, LI Jie and CHEN Jian-lin

(Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China)

Abstract: Re-Os isotopic system is a particularly valuable tool to understand distributions of highly siderophile elements (HSE) within lunar mantle, and trace late accretion history of the Moon. It is still unclear for Re-Os isotopic compositions of the lunar materials. Published Re-Os isotopic data show that the mare basalts have very low Re and Os concentrations as well as long-term, chondritic $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratios, meanwhile some lunar volcanic glasses and soils have relatively high Re and Os abundances as well as radiogenic Re-Os isotopic composition. It is generally accepted that HSE of the lunar mantle were depleted relative to chondrites, but those of Earth's mantle has sufficiently high abundances of the HSE (ca. 0.008 times CI chondrite abundances). New Re-Os isotopic results of the lunar materials confirm that the lunar mantle is indeed depleted, but a significant portion of the lunar and terrestrial late veneer may have been added relatively late in the evolution of the solar system by addition of meteoritic contaminant, i. e., late accretion, resulting in enrichment of Os isotope and HSE on upper materials of the Earth and Moon. This late accretion process was long and prolonged. The late accreted materials were mainly added to the Earth-Moon system during 3.9 - 4.4 Ga. However, it is remain unknown if this late-accreted material was progressively added, or largely added during a relatively short time interval, which requires further Re-Os isotopic and HSE investigation for more lunar materials.

Key words: Lunar; Re-Os isotope; late accretion; lunar volcanic glass; meteorite

收稿日期(Received): 2009-10-09; 改回日期(Revised): 2009-10-25; 接受日期(Accepted): 2009-12-08

基金项目: 国家自然科学基金(40873054, 40930316)

作者简介: 许继峰(1963-), 男, 研究员, 岩石地球化学和同位素地球化学专业。

* 通讯作者(Corresponding author): XU Ji-feng, E-mail: jifengxu@gig.ac.cn, Tel: +86-20-85290282

0 引 言

Re 和 Os 有非常高的凝聚温度 (分别为 1819 K 和 1814 K), 它们是最早从太阳星云中凝聚的元素之一, 作为强亲铁元素 (HSE) 中的两个元素, 它们在之后的增生和熔融事件中保留在金属相之中, 因此, Re-Os 同位素体系是研究早期太阳系形成过程中产生的金属组分的非常有用的工具。Re-Os 同位素体系在天体化学研究中最早用于确定小行星核部 (asteroidal cores) 的结晶路径和年龄^[1-2], 以及通过后期增生 (late accretion) 加入到行星内的强亲铁元素的物质平衡^[3-4]; 它们也被用来评估在铁陨石、石陨石、石铁陨石中的金属组分之间的形成顺序和成因关系, 以及估算早期行星幔的物质混合速率^[5]。需要强调的是, 在月球和火星的研究方面, Re-Os 同位素系统在了解月幔和火星幔中强亲铁元素的分布规律, 特别是在理解月球、地球乃至火星的后期增生历史等方面是不可或缺的手段^[6]。

1 Os 同位素体系的基本原理

Os 在自然界有 6 个同位素——¹⁸⁶Os、¹⁸⁷Os、¹⁸⁸Os、¹⁸⁹Os、¹⁹⁰Os 和 ¹⁹²Os, 涉及两个放射性同位素衰变体系 (图 1), 其中 ¹⁸⁷Os 是 ¹⁸⁷Re 通过 β 衰变形成,

而 ¹⁸⁶Os 则是 ¹⁹⁰Pt 经过 α 衰变形成, 它们分别被称为 Re-Os 同位素体系和 Pt-Os 同位素体系, 两者在天体化学和地球化学的研究中都得到应用, 但是 Pt-Os 同位素体系在分析方法上近年才得到发展, 而 Re-Os 同位素体系的分析技术相对成熟, 因此后者得到更广泛的应用。限于篇幅, 本文主要介绍 Re-Os 同位素体系在月球物质研究中的进展。

在地球岩石中 Os 是相容元素, 它易进入到地球的地幔和地核之中, 而 Re 则是中等不相容元素, 在地壳中相对富集。因此, Re-Os 同位素体系研究可以提供不同于其他常规的同位素体系 (Rb-Sr、Sm-Nd 和 U-Th-Pb 等不相容元素) 的成因信息。在另外一方面, Os 的元素行为在所有的行星中都是相容元素, 而 Re 在不同的行星中有不同的元素行为, 其在地球中是中等不相容元素, 而在月球和 eucrites 无球粒陨石中则是相容元素^[7]。

天体和地球物质的 Re-Os 同位素分析结果通常表示为 ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os 比值, 在一些较早的文献中, 也有将分析结果记录成 ¹⁸⁷Os/¹⁸⁶Os 比值, 此种表示方法视 ¹⁸⁶Os 为稳定同位素。¹⁸⁷Os/¹⁸⁶Os 比值可换算成 ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = ^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os} \times 0.120343$ ^[7])。类似于 Nd 同位素的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值, $\gamma_{\text{Os}}(t)$ 代表了一个样品在特定的时间与平均的球粒陨石 Os 同位素成分的百分偏差^[6], 正的 $\gamma_{\text{Os}}(t)$ 值意味着样品富集或者富放射成因 Os 同位素成分且具有高的 ¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os 比

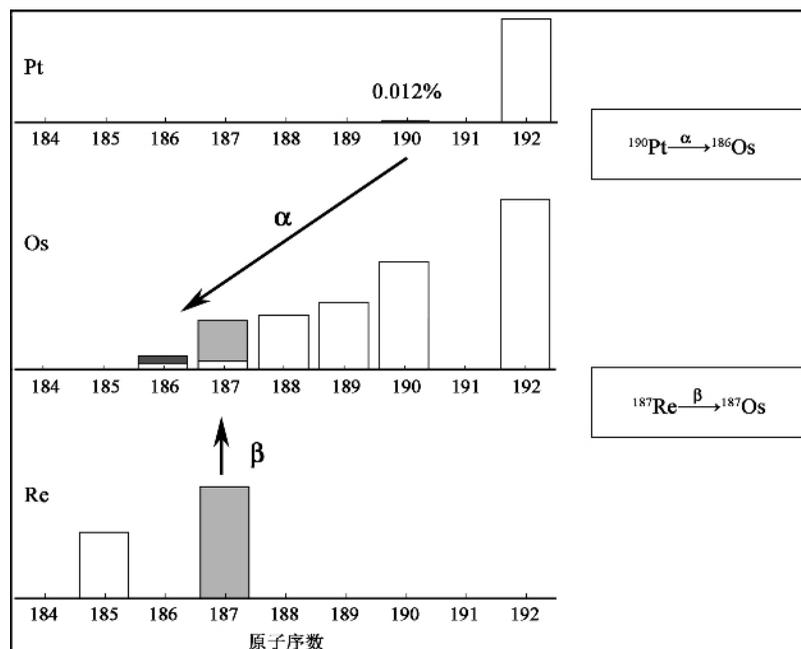


图 1 Re-Os 和 Pt-Os 同位素系统 (转引 Suzuki K, 2006, 私人通讯)

Fig. 1 Re-Os and Pt-Os isotopic systematics (after Suzuki K, 2006, personal comm.)

XU Ji-feng et al.: Re-Os isotopic compositions of lunar materials

值而负的 $\gamma_{Os}(t)$ 值代表样品是亏损的或贫放射成因 Os 同位素成分且具有低的 $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ 比值^[6], $\gamma_{Os}(t)$ 可根据下式计算: $\gamma_{Os}(t) = \{ [(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_{\text{样品}}(t)] / (^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_{\text{球粒陨石}}(t) \} - 1 \} \times 100$ 。

2 已分析过的月球样品的 Re-Os 同位素成分

相对于众多的陨石的 Re-Os 同位素研究, 月球物质的 Re-Os 同位素成分分析和研究还是不多的。目前有关月球 Re-Os 同位素成分的分析 and 研究主要存在两个困难^[6]: (1) 仅有少量的月球样品进行过 Re-Os 同位素研究; (2) 大部分月球物质的样品具有非常低的 Re、Os 丰度, 给月球样品的分析带来困难。

目前已开展过 Re-Os 同位素分析的月球样品, 主要是 Apollo 11 ~ Apollo 17 采集的, 包括以下样品^[7-10]: (1) Apollo 11 ~ Apollo 17 的月壤(尘)(lunar soils); (2) Apollo 12、Apollo 16 和 Apollo 17 的角砾(lunar breccias); (3) 月球橙色和绿色火山玻璃(lunar orange and green volcanic glasses), 橙色火山玻璃包括 74220、(74001, 1217) 和 (74001, 1218) 号样品, 绿色火山玻璃有 (15421, 65) 和 (15426, 164) 号样品^[8]; (4) 3.35 ~ 3.7 Ga 的月球玄武岩(15555 和 70017)^[7], 以及玄武岩质的月球陨石^[11]等。

已有的月球物质的 Re-Os 同位素数据显示, 月海玄武岩通常具有很低的 Re、Os 浓度, 如 Re 为 0.61 ~ 1.35 ng/g, Os 为 3.94 ~ 13.94 ng/g^[7] 均显著低于球粒陨石和地球上的玄武岩等。但是月海玄武岩的 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 比值有大的变化范围且可分为两群, 高 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 比值的样品具有强烈分异的强亲铁元素分布模式, Day *et al.*^[11] 认为这些样品受到过后期过程的扰动, 因而不能代表月幔的成分特征, 而另一类样品的 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 比值接近于球粒陨石, 其强亲铁元素分异程度较低, 这类样品未受到后期过程的扰动, 可以反映月幔成分演化, 它们的 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 比值为 0.12649 ~ 0.13236^[11]。假如这些月海玄武岩可代表月幔的组成, 那么月幔长期具有类似球粒陨石的 Re-Os 同位素成分特征。

另一方面, 月壤、月球角砾和月球火山玻璃等则倾向于具有相对高的 Re、Os 浓度并具有高的 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 比值^[8-9], 例如月球火山玻璃 Re 在 0.8 ~ 67 ng/g 之间变化, Os 的浓度范围为 2.6 ~ 1020 ng/g, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 比值范围为 0.1045 ~ 0.969^[8], 明

显比未受后期扰动的月海玄武岩富集, 因此月球表面的一些物质如月球玻璃和月壤等有很大的 Re、Os 浓度变化范围, 且大多数的样品倾向于富集 Os 同位素成分。

综上所述, 目前人们对月球物质的 Re-Os 同位素成分的了解还是不全面的, 已发表的资料也是十分有限的, 尚需对更多月球物质开展 Re-Os 同位素分析并进行深入研究。

3 月球 Re-Os 同位素研究的重要目标——月球的后期增生历史

通常认为月球是火星大小的星体在对早期地球的巨大撞击过程中形成的^[12]。月球仅有小的月核或无月核说明在撞击之前地球的核已经分离形成。因此以硅酸盐部分为主的月球, 其强亲铁元素在月球形成之前已经被剥离掉了。因此月球整体上应该是亏损强亲铁元素的。但是否存在含强亲铁元素的陨石物质在撞击时或者撞击之后通过后期增生进入到月球中还是一个激烈争论的问题^[13-14]。对上述相关问题的研究是月球 Re-Os 同位素体系研究的主要目标。其重要的研究意义是使人们能够了解外来物质(球粒陨石物质)进入到地球和月球的后期增生过程的速度和后期增生物质的绝对数量。

如前所述, 月球玄武岩通常具有非常低的 Re 和 Os 浓度^[7, 10, 15](图 2), 但是一些月球火山玻璃相比玄武岩有很高的 Re 和 Os 丰度^[8, 16, 17], 而这些月球火山玻璃可能来自比月海玄武岩更大的深度^[6]。由于没有月幔的直接样品, 因此查明这些样品所代表的月幔源区强亲铁元素的浓度和相对丰度是困难的^[6]。

目前已提出影响月幔物质中强亲铁元素和 Re-Os 同位素成分变化的两个假说^[6]: 其一是厚的和不变的月壳在月球形成之后很快结晶, 这可以从较老的月壳年龄得到证明^[18], 这个厚的古老月壳阻止了后期增生过程中来自外来的球粒陨石等物质中的强亲铁元素加入到月幔中。因此, 假如外来物质的后期增生过程是相对慢和渐进的, 月幔则可以不受后期球粒陨石物质加积到月球地表的影响, 这样月幔可以保持其亏损的强亲铁元素的浓度和相对丰度。其二, 在月球的形成过程中, 如果地球和撞击体在撞击完成之后, 外来的陨石物质中的强亲铁元素后期增生非常快, 并先于月球的形成且能进入到月幔之中, 这样月幔的原始物质则可能受到外来的球

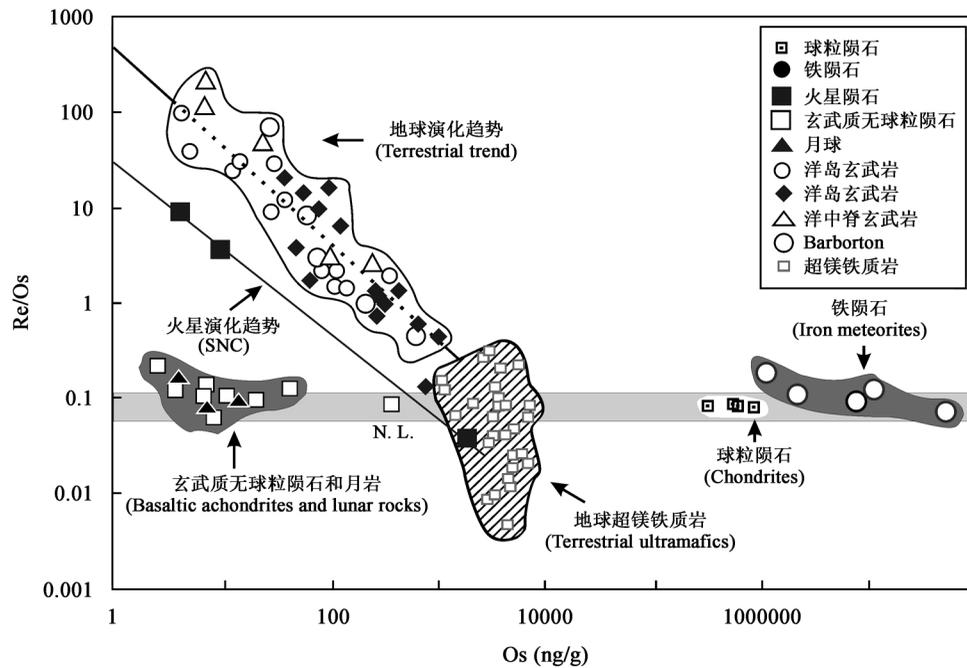


图 2 球粒陨石和太阳系中不同分异样品的 Re/Os-Os 成分变异图 (转引自文献[7])

Fig. 2 Compositional variation of Re/Os ratios and Os abundances in chondrites and various differentiated samples of the solar system (from Referece[7])

粒陨石物质的混染,导致月幔的 Os 同位素演化与球粒陨石的演化相同,因此这种情况下月幔不再亏损,而与球粒陨石的 Re-Os 同位素成分和演化相似^[11]。

4 月球玻璃的 Re-Os 同位素组成与持续的后期增生 (prolonged late accretion)

地球和其他行星幔物质比月幔有相对高的强亲铁元素丰度 (如地幔为 0.008 倍 CI 球粒陨石的丰度)^[18]。这表明在地球形成和核幔分异后有额外的外来物质加入到地球等行星中,即外来球粒陨石加入的后期增生过程。但是外来物质加入的时间和加入的量仍存在很大的争议,如它们是在地球和月球形成早期的核幔分异过程中 (44 亿年左右) 或者在 39~40 亿年或更晚加入的。

由于地球的活动性和壳幔甚至核幔物质的交换,对这个问题的研究是困难的。然而月球在 39 亿年后不再剧烈活动,没有壳幔物质的交换和后期蚀变,特别是月亮 (斜长岩质) 形成之后,它将月幔与外部分开了,造成月幔组成不受外部陨石物质加入的影响。假如证明了月幔仍然亏损 Re-Os 同位素组成和高亲铁元素,而月球表面物质富集这些元素,则证明后期增生存在,并且发生在地球核幔分异之后或更晚。

为此, Walker *et al.*^[18] 分析了月球橙色火山玻璃 (74220、74001, 1217) 和 (74001, 1218) 三种样品) 和绿色火山玻璃 ((15421, 65) 和 (15426, 164) 两种样品) 的强亲铁元素丰度和 Os 同位素比值 (表 1), 他们将每个玻璃样品分成溶蚀物 (etchate) 和残余物 (residue), 结果显示大部分的溶蚀物 Os 大于 100 pg/g (表 1), 并且其他强亲铁元素的浓度接近球粒陨石的相对丰度, 溶蚀物的 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 比值也在球粒陨石的范围内。而残余物的 Os 浓度小于 50 pg/g, 且明显超出球粒陨石的 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 比值范围。这些玻璃样品的溶蚀物和残余物 Os 同位素成分的显著差异反映了一个玻璃体中至少存在两种组分。他们认为这两个组分分别代表了原生的月球玻璃和后期增生被加入的球粒陨石混染物, 混合模型计算表明相对于地球地幔, 代表原生月幔的月球玻璃的强亲铁元素亏损至少 20 倍, 这与通常认为的月幔的 Os 浓度小于或等于 0.15 ng/g 是一致的。因此月幔亏损原因的最好解释是早期月亮的形成导致月幔完全隔离了后期增生的陨石物质。由于月亮主要形成在 4.4 Ga 前, 因此后期增生物质被加入到地球-月球系统应该在 4.4 Ga 之后, 这些物质被大量注入到太阳系内部应该是在太阳系形成的 150 Ma 之后。

这项研究的结果也表明了月球和地球表面 (上部) 部分可能是在太阳系演化的较晚时期堆积形成的, 这个晚期增生过程应该是长期和持续的。增生过

表1 月球橙色和绿色玻璃中溶蚀物和残余物的 Os 同位素成分和强亲铁元素含量 (pg/g)^[8]
Table 1 Osmium isotopic compositions and highly siderophile element concentrations (in pg/g) of etchates and residues from the lunar orange and green glasses^[8]

样品	质量(g)	¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os	Re	Os	Ir	Ru	Pt	Pd	
74220 (44 ~ 74 μm)	etchate residue	0.109 0.034	0.1301 0.969 ± 30	10.6 ± 6 (67)	158 24.5	- b. d.	- b. d.	- 265 ± 15	- 1528 ± 16
74220 (74 ~ 150 μm)	etchate residue	0.335 0.138	0.1339 0.158 ± 10	26.4 ± 4 (1.6)	189 8.6 ± 2	- 15 ± 3	- b. d.	- 346 ± 5	- 127 ± 2
74001, 1217 (44 ~ 80 μm)	etchate residue	0.090 0.035	0.1368 0.1435	(13) (23)	116 167	170 ± 75 134 ± 60	260 ± 100 170 ± 100	830 ± 209 712 ± 100	970 ± 100 790 ± 300
74001, 1217 (80 ~ 200 μm)	etchate residue	0.112 0.056	0.291 ± 4 0.231 ± 5	(4.6) (3.0)	7.4 ± 1 6.8 ± 1	4.6 ± 4 9.6 ± 9	510 ± 30 17 ± 15	706 ± 300 28 ± 40	328 ± 4 37 ± 2
74001, 1217 (> 200 μm)	etchate residue	0.090 0.048	0.1509 0.191 ± 5	(5.8) (0.8)	36.3 2.6 ± 9	b. d. 24 ± 10	40 ± 36 b. d.	2750 ± 20 16 ± 10	825 ± 100 44 ± 3
74001, 1218 (> 80 μm)	etchate residue	0.234 0.167	0.215 ± 2 0.1339	(2.5) (37.2)	6.7 ± 4 352	5.8 ± 1.0 205 ± 2	b. d. 241 ± 2	50 ± 1 620 ± 6	64 ± 10 253 ± 8
15426, 164 (80 ~ 200 μm)	etchate residue	0.116 0.051	0.128 0.1363	(82) (6.1)	1020 53.5	845 ± 20 35 ± 10	1480 ± 100 27 ± 20	2642 ± 100 234 ± 10	1670 ± 160 56 ± 2
15426, 164 (> 200 μm)	etchate residue	0.035 0.009	0.1345 0.2059	(30) (6.3)	268 18.1	232 ± 70 b. d.	800 ± 200 264 ± 150	842 ± 110 642 ± 100	380 ± 200 107 ± 10
15421, 65 (74 ~ 150 μm)	etchate residue	0.057 0.007	0.1324 0.1791	(17) (10)	166 40.1	112 ± 40 b. d.	161 ± 100 370 ± 200	184 ± 70 470 ± 70	924 ± 175 306 ± 15
15421, 65 (> 150 μm)	etchate	0.044	0.13	(10)	112	109 ± 3	b. d.	185 ± 7	178 ± 30
72415, 76 dunite	whole rock	0.267	0.1045	4.0 ± 2.4	72.1	58.4 ± 1.0	164 ± 2	225 ± 2	13 ± 8

注：表中“etchate”表示溶蚀物；“residue”表示残余物；“leachate”表示经过盐酸浸蚀的样品。“-”表示未检测到；“b. d.”表示检测线之下。

程主要发生在 3.9 ~ 4.4 Ga, 但是在 3.9 Ga 后也有增生和外来物质的加入。现在仍然不清楚晚期增生的陨石物质是在 4.4 ~ 3.9 Ga 期间被逐渐加入的, 还是在一个相对较短的时期如在 39 亿年大撞击 (terminal cataclysm) 时期大量加入形成的。因此 39 亿年大撞击时期的 Re-Os 同位素记录还需进行深入的研究。

5 月壤与月球角砾的 Re-Os 同位素研究

Papanastassiou *et al.*^[9]和 Chen *et al.*^[19]等分析了取自 Apollo 11 ~ Apollo 17 的月壤和 Apollo 12、Apollo 16、Apollo 17 月球角砾的 Re-Os 同位素组成, 展示在图 3 中。这些新的 Re-Os 同位素结果显示: (1) 月球月壤和角砾具有相对高的 ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os 成分, 且分布在一个窄的范围; (2) 它们的 ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os 比值范围落在 H 群球粒陨石和未分异的铁陨石的范围之内; (3) 月壤 Re/Os 比值仅分布在一个小的范围之内; (4) 7 个月壤和 1 个角砾的“全岩”

Re-Os 同位素分析结果接近铁陨石与普通球粒陨石的参考等时线; (5) 在 1 个月壤或者 1 个角砾之中, 其不同组分 (如金属矿物和其他矿物) 的 Re、Os 浓度和 ¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os、¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os 比值变化非常大; (6) 所有测定样品的成分与铁陨石和球粒陨石 Re-Os 等时线的偏差 相对于观察到的 ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os 比值 指示出它们的 ¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os 明显富集; (7) ¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os 显著富集与高的 ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os 比值是不相关的, 这要求 ¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os 的富集时间是相对年轻的, 特别是几个极端例子的富集可能比 39 亿年大撞击事件的时间更晚。

根据上述新的 Re-Os 同位素分析结果, Papanastassiou *et al.*^[9]总结出以下主要认识: (1) 主要月球物质的 Re、Os 再活动 (如后期增生) 发生在末期月球变动时期 (约 3.9 Ga) 之前; (2) 在陨石撞击期间和相对氧化的条件下, 在硅酸盐层存在时, 来自撞击体陨石的 Os (其可能是月壤和角砾非原生 Os 的实际贡献者) 很可能以 OsO₄ 的形式留在月球表面; (3) 在月球表面的非原生的 (外来的) 的 Re、Os

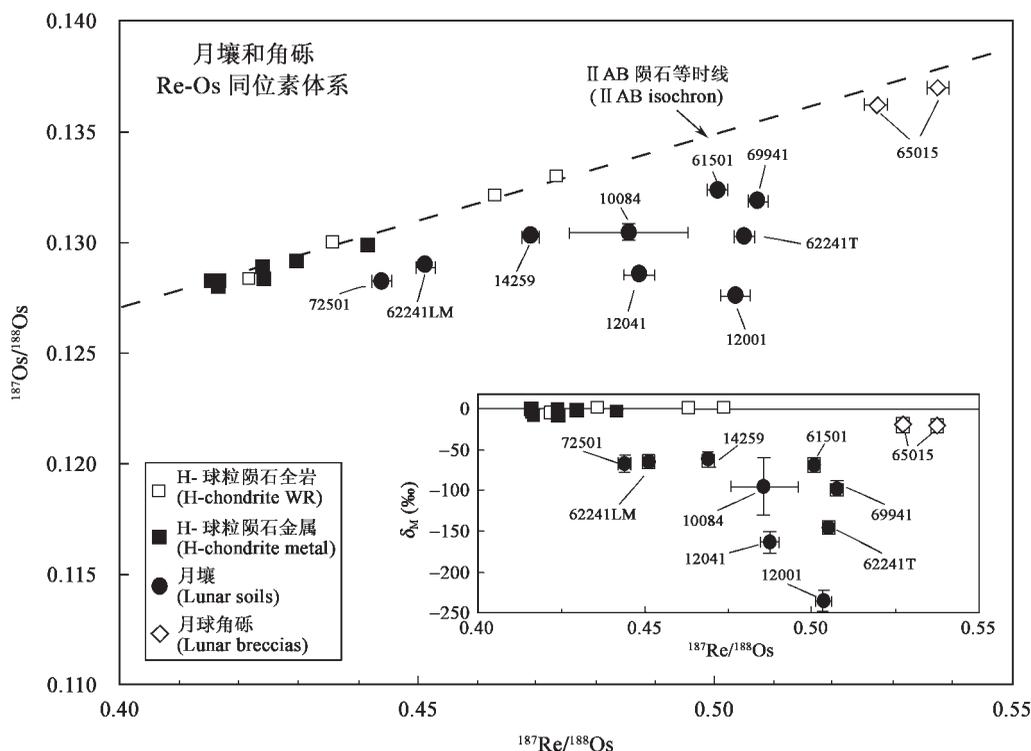


图 3 月壤和角砾的 Re-Os 同位素分析结果(转引自文献[9, 19])

Fig. 3 Re-Os isotopic compositions in the lunar soils and breccias (after References [9, 19])

并不接近约 4.5 Ga 的 Re-Os 同位素体系;Re/Os 的分异和富集可能晚到 2.7 Ga 之前;(4) 月球高地的角砾显示出一个开放体系,这个开放体系可以晚到 3 Ga 之前,因此,月球高地的月亮在 3 Ga 之前,可能还在发生变化。

Papanastassiou *et al.*^[9] 也强调当人类重返月球时,一个重要的任务是寻找月球表面 OsO_4 的储存地点(traps)。

6 月球物质 Re-Os 同位素组成研究的展望

目前人们对月球物质 Re-Os 同位素组成的了解还是十分有限的,所开展的分析和研究也是不多见的。但是 Re-Os 同位素体系是研究月球形成过程和后期增生历史的重要工具,特别是对月球 Re-Os 同位素成分的进一步研究,也有利于人们深入理解地球早期历史。依据现有月球的 Re-Os 同位素研究进展,我们提出我国科学家未来应关注以下领域月球物质 Re-Os 同位素方面的研究:

- (1) 月壳物质 Re-Os 同位素组成;
- (2) 月球后期增生的外来物质加入的具体时间(3.9 Ga 前后)和不同时期的加入量;

(3) 月球壳幔 Re-Os 同位素组成的演化对早期地球的成因启示;

(4) 月球内部的氧逸度和月球表面是否存在 OsO_4 储存地(俘获地);

(5) 月球 39 亿年大撞击事件的 Re-Os 同位素记录;

(6) 月球高地与月海物质的 Re-Os 同位素组成异同和成因指示。

参考文献(References):

- [1] Shen J J, Papanastassiou D A, Wasserburg G J. Precise Re-Os determinations and systematics of iron meteorites [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1996, 60(15): 2887-2900.
- [2] Smoliar M I, Walker R J, Morgan J W. Re-Os ages of group II A, III A, IV A, and IV B iron meteorites [J]. *Science*, 1996, 271(5252): 1099-1102.
- [3] Morgan J W. Osmium isotope constraints on earth's late accretionary history [J]. *Nature*, 1985, 317(6039): 703-705.
- [4] Meisel T, Walker R J, Morgan J W. The osmium isotopic composition of the Earth's primitive upper mantle [J]. *Nature*, 1996, 383(6600): 517-520.
- [5] Walker R J, Morgan J W, Hanski E J, Smolkin V F. Re-Os systematics of early Proterozoic ferropicrites, Pechenga Complex, northwestern Russia: Evidence for ancient ^{187}Os -enriched plumes [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1997, 61(15): 3145-3160.
- [6] Shirey S B, Walker R J. The Re-Os isotope system in

- cosmochemistry and high-temperature geochemistry [J]. *Ann Rev Earth Planet Sci*, 1998, 26: 423 – 500.
- [7] Birk J L, Allègre C J. Contrasting Re/Os magmatic fractionation in planetary basalts [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1994, 124(1–4): 139 – 148.
- [8] Walker R J, Horan M F, Shearer C K, Papike J J. Low abundances of highly siderophile elements in the lunar mantle: Evidence for prolonged late accretion [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2004, 224(3/4): 399 – 413.
- [9] Papanastassiou D A, Chen J H. Exotic siderophiles on the Lunar surface [C] // NLSI Lunar Science Conference, 2008, LPI Contribution No. 1415, abstract no. 2059.
- [10] Day J M D, Pearson D G, Taylor L A. Accretion, differentiation, and late bombardment history of the Moon deduced from Re-Os isotope systematics of mare basalts [C] // 37th Annual Lunar and Planetary Science Conference, 2006, abstract no. 2253.
- [11] Day J M D, Pearson D G, Taylor L A. Highly siderophile element constraints on accretion and differentiation of the Earth-Moon system [J]. *Science*, 2007, 315(5809): 217 – 219.
- [12] Benz W, Cameron A G W, Melosh H J. The origin of the Moon and the single-impact hypothesis III [J]. *Icarus*, 1989, 81(1): 113 – 131.
- [13] O'Neill H St C. The origin of the moon and the early history of the earth — A chemical model. Part 1: The moon [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1991, 55(4): 1135 – 1157.
- [14] Ringwood A E. Volatile and siderophile element geochemistry of the Moon: A reappraisal [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1992, 111(2–4): 537 – 555.
- [15] Wolf R, Woodrow A, Anders E. Lunar basalts and pristine highland rocks — Comparison of siderophile and volatile elements [C] // Proceedings of the 10th Lunar and Planetary Science Conference, vol. 2. New York: Pergamon Press, 1979: 2107 – 2130.
- [16] Morgan J W, Wandless G A. 74001 drive tube — Siderophile elements match II B iron meteorite pattern [C] // Proceedings of the 10th Lunar and Planetary Science Conference, vol. 1. New York: Pergamon Press, 1979: 327 – 340.
- [17] Morgan J W, Wandless G A. Surface-correlated trace elements in 15426 lunar glasses (abs) [J]. *Lunar Planet Sci*, 1984, 15: 562 – 563.
- [18] Carlson R W, Lugmair Gr W. The age of ferroan anorthosite 60025 — Oldest crust on a young moon? [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1988, 90(2): 119 – 130.
- [19] Chen J H, Papanastassiou D A, Wasserburg G J. Re-Os isotope systematics in lunar soils and breccias [C] // 33rd Annual Lunar and Planetary Science Conference, 2002, abstract no. 1818.