

编者按

M. J. O'Hara 是 6 次阿波罗计划(1969~1974)的首席实验岩石学家之一。自 1970 年以来他发表了 22 篇有关月岩成因的文章。他以一个野外岩石学家开始他的科学生涯, 尔后成为实验岩石学家, 常量元素地球化学家, 最后成为一个微量元素理论模型的建造者。他曾受聘于英国 Edinburgh 大学和 Aberystwyth 大学、美国加州理工学院和 Harvard 大学以及阿曼 Sultan Qaboos 大学。作为英国 Cardiff 大学一名杰出的教授 10 年之后, 他现在是英国 Aberystwyth 大学的荣誉教授。他被授予各种特别会员及院士, 包括英国皇家学会会员(1981)、英国爱丁堡皇家学会会员(1969)、欧美地球化学学会会员(1997)以及美国地球物理联合会会员(2004)。他曾获得伦敦地质学会的 Murchison 奖(1983)和美国地球物理联合会的 Bowen 奖(1984)。

在他 50 多年的科学生涯中, O'Hara 总是站在科学争论的最前沿。他曾从事重要的基础研究工作, 例如, 原生岩浆的认识、性质和组成, 熔融过程的物理和化学机制, 岩浆房过程中的物理和化学结果, 相平衡, 岩浆分熔热力学, 以及与地球岩石和月岩相关的岩浆产生和分异过程中微量元素的行为。这些研究(超过 150 篇发表在重要刊物的论文)的相当部分被作为火成岩石学的基本事实而广泛引用, 也有一部分是推测性的。人们公认, O'Hara 促进了一系列重要科学问题的争论, 而且如果缺少他的贡献的话, 现代火成岩石学也许会有所不同。自从板块构造理论问世以来, 我们许多关于地球问题的观点在过去的 30 多年里已有明显发展和改变, 但 O'Hara 在同时期发表的两篇经典文章却经受了时间的检验, 即: (1) The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin of basic and ultrabasic rocks(*Earth Science Reviews*, 1968, 4: 69~133); (2) Are ocean floor basalts primary magmas?(*Nature*, 1968, 220: 683~686)。

特邀 O'Hara 教授撰写的论文“新月亮观”给出了有关月球岩石成因的客观深入的综述和作者深刻的认识。这篇论文对于即将到来的中国探月工程以及月球“勘探/开发”计划的思考可提供非常有益的帮助。这篇论文还强调, 在忙于地球化学分析数据的解释之前, 基本的岩石学理解(以及直接的野外观测)非常关键。

(牛耀龄, 执行副主编, Department of Geosciences, University of Houston)

## 新月亮观

M. J. O'Hara

(Institute of Geography and Earth Sciences, University of Wales, Aberystwyth SY23 3DB, Wales, UK. E-mail: [mio@aber.ac.uk](mailto:mio@aber.ac.uk))

**摘要** 1969~1974 年间阿波罗探月计划的成果是建立了月球岩石成因的一个模型。该模型忽视了气体和碱金属在月球玄武岩浆喷涌时有选择挥发的可能性, 而且也忽略了喷发玄武岩的平均组成是低压条件下斜长石饱和的低共熔熔体的组成这样一个事实。该事实清楚地表明, 喷发玄武岩不是原生的岩浆。这些玄武岩可能经历了月壳内, 或者在现已固化成月海的大熔岩湖中, 辉长岩分异的演化。岩浆洋和斜长石漂浮形成月壳的现有模型只是基于玄武岩是原生岩浆的不正确假定。斜长石漂浮假说要求高地月壳存在明显的 Eu 正异常, 这曾被声称为一个发现。但是, 不管是用原有的还是现在更多的数据, 均不能给出这种正异常。本文提出一些至关重要的观测以及将推动该争议的有关实验, 并描述了新的模型。

**关键词** 阿波罗计划 月球样品 挥发作用 斜长石饱和 Eu 异常 旧的岩石成因模型 新的解释

本文首先对 1969-1975 年间由美国和前苏联空间计划采集的月球样品的传统解释进行了概括性的总结, 然后对全面修订传统解释的要求进行审视, 最后提出新的模型。倡导或赞成传统解释的文章有数万页之多, 因而本文作者有必要给出质疑传统解释的较详细的理由。在结论一节, 本文提出可验证的 6 项预测, 未来空间探测的 5 个关键目标, 以及基于地球并有助于解决这些争议的 5 项相关研究。为简捷之

故, 文中对大部分资料的来源不一列出其具体的参考文献。这些参考文献在所引用的一些资料来源中均可以查到。

### 1 有关月球的资料来源

Io 是木星的 4 个大卫星中最里面的一颗, 与月球在大小和质量上非常相似。目前, 它是太阳系中火山活动最活跃的天体。Io 的遥感探测资料提供了一个预

期曾发生在月球上的火山喷发模式的例子。

从轨道飞行器和天文望远镜的研究获得了大量的月球遥感资料。6次成功的阿波罗计划和3次无人月球计划提供了可供研究的样品。另外,迄今为止已知约有30块陨石来自月球。

有关月球样品及其相关解译的文献很多,但关于Io和月球陨石的资料则相当少。Taylor<sup>[1]</sup>在其长篇的综述文章中,对1969~1975年美国和前苏联空间计划期间逐渐形成的有关月球岩石成因的“传统”观点进行了阐述。其后,Heiken等人<sup>[2]</sup>和Papike等人<sup>[3]</sup>的两篇综述文章对该“传统”观点做了进一步的延伸和修改。

本文作者的观点不同于自1970年以来有关月岩成因的传统认识,并已将新的认识汇编在一篇文章<sup>[4]</sup>和另一篇论述阿波罗17号月球样品的文章<sup>[5]</sup>中。

## 2 背景

月球表面由火成岩及其冲击变质和冲击风化形成的岩石组成。作为一个整体,有关这些岩石成因的讨论必须考虑火成岩成因观点的演化。

在1950~1980年期间,科学界得到阿波罗月球样品时,持有一种几乎没有受到任何挑战的信念,即地球上几种常见类型的玄武岩均是原生岩浆<sup>[6]</sup>。科学界倾向认为,地幔部分熔融形成的、未受后期改造的原生岩浆的喷发是月球表面常见的事件。1950年以前曾经被作为岩浆演化的机制而受到广泛研究的同化混染和混合过程正在变得不大流行。作为地球上存在大量原生岩浆观点支柱的3个论断为:(1)地球上的主要玄武岩非常均一,(2)不同程度的部分结晶作用不能保存这种均一性,(3)所观察到的微量元素变化不可能由理想的分异结晶形成。第一个论断未能经受时间和不断增多的数据的检验,而另外两个论断则被更复杂的岩浆房过程的模拟结果而予以否定。

另一种观点则认为,玄武岩的主要元素组成也许受低压条件下分异作用的影响,但不相容微量元素和Sr, Nd, Pb同位素的含量及其比值保留了其幔源的特征。该观点隐含两个假设,即上述(3),以及进一步:(4)假定没有地壳的混染,同化和早期喷发玄武岩回流进火山通道和岩浆房。岩浆侵位的空间问题以及与之有关的火山通道的形成和高层位岩浆房建立使得上述最后的假设不成立。

野外观察表明,地壳内的玄武岩岩浆的部分结

晶相当普遍。实验研究也显示,绝大部分喷发的玄武岩是低压条件下部分结晶的残留,并且不能与在上地幔压力条件下的橄榄岩源区保持平衡<sup>[7]</sup>。已知在低压条件下影响主要元素组成的证据后,我们需要客观地考虑低压条件下的部分结晶作用是否对微量元素和同位素比值也有相应的影响。

在收到首批月球样品的几个月中,曾有一段过度热心地将月海玄武岩手标本作为原生岩浆的历史(这在后面章节有评述)。关于月球岩石成因的争论直接起因于这一错误的判别。任何关于月球岩石成因的争辩必然集中在玄武岩手标本作为原生岩浆的可信度。

## 3 “传统”的月球岩石成因论

讲到月球形成和演化的“传统”观点,故事首先开始于4.55 Ga前原始地球的一次巨大撞击事件,该事件将大量主要为地壳和上地幔的物质散布和气化到围绕地球的轨道上。这些物质的一部分重新凝聚并增长,形成贫挥发性组分、半径约3500 km的月球。这两次增长事件必须非常快速,以使撞击碎块层的大量热量可以在一个增长的星体中由于后续撞击事件的碎块层的掩埋而保存下来,同时还要使该星体的外层形成一个具有“平均”月球组成的400 km深的岩浆洋。

该巨大岩浆洋的缓慢结晶,形成了一个层状、分异程度逐渐增高的基性堆晶岩系列。该过程进行至一定程度时,斜长石在岩浆洋的残余熔体中达到饱和。斜长石的晶体漂浮在上面,形成一层30~150 km厚的月壳,并带走了大量Eu。Eu是稀土的一个成员,容易由Eu<sup>3+</sup>还原成Eu<sup>2+</sup>,并替代Sr<sup>2+</sup>富集于斜长石的结构中。基性矿物变得更加富铁,并继续堆积在逐渐缩小的岩浆洋的底部。全部的固化过程大约在4.3 Ga前完成。

约4.3 Ga前,月亮形成的过程同时也导致了一种类似于花岗岩的岩石(KREEP)的形成。如其名称所含的意义,该岩石特别富集钾(K),稀土元素(REE)和磷(P),并含很高的放射性元素Rb, Sm, Th和U(以及它们的放射性子体同位素)。大量的KREEP岩主要被Imbrium撞击事件所暴露出来,并散布到相距很远的月球高地表面。

从4.3 Ga至3.2 Ga或更早些,不同深度层状堆积月幔的初始重熔,产生了各种不同的苦橄岩原生岩浆,并喷发形成厚层的溢流玄武岩充填在月表的

撞击坑中. 那些最新的月海形成于 4.1 Ga 以后月表最后的主要撞击时期, 是现在可见的月球近边的暗色平坦区域. 相对地球玄武岩, 这些熔岩非常贫碱金属元素, 并含从非常低至非常高的钛含量. 阿波罗计划 11, 12, 15, 17 号使命所采集的手标本代表了这些熔岩.

与地球玄武岩的岩石成因论的情况非常不同, 在 1969~1970 年间形成的月岩成因论在随后的 30 年几乎没有变化, 并表现为典型的二元论. 几乎每一个从月海采集的手标本都被视为在组成上接近基本未分异的原始岩浆. 相反, 每一块高地火成岩标本被视为是完全分异的, 已不存在其未分异母岩浆的任何痕迹. 在处理遥感数据时, 出现一个更深层意义上的二元论, 假定月球高地表土角砾岩代表其下覆 40~120 km 月壳的化学组成, 则要求全部表现为长石质平均玄武岩组成的月海表土角砾岩不代表甚至其最顶部的流动单元.

#### 4 “传统”模型中的假设条件

上述月球岩石成因论的“传统”观点基于至少 8 个假设条件:

(1) 熔岩在喷发过程中没有因选择性的挥发作用而丢失物质(否则其组成将不再是原生的, 而月球作为一个整体的挥发分含量实际上无法求出).

(2) 月海岩浆没有同化或者以任何方式被具有 4.3 Ga 年龄的富 KREEP 物质所混染. 该物质大概存在于岩浆上升过程所通过的月壳, 并有少量分布于熔岩从其上流经的表土角砾岩(否则其原始岩浆的状态会遭质疑, 并且由微量元素化学得出的全部推论都将有问题).

(3) 月海基底充填着溢流玄武岩流的多层序列, 而不是较深的熔岩湖(否则有可能出现因充填盆岩浆的缓慢固化和辉长岩的析出而导致广泛的岩浆分异, 并且有任何理由质疑最后喷发到它们表面的少量熔体的原生性质).

(4) 苦橄岩的手标本代表了最后喷发进入月海盆地岩浆的平均化学组成(否则它们连液相组成也不成立, 更不用说它们是原生岩浆了).

(5) 苦橄岩岩浆为原生岩浆, 它们是 150 km 或更深条件下形成的低分熔程度的产物, 然后经过长距离的迁移并在不发生变化的情况下喷出(低分熔程度是用来解释不相容微量元素的高度富集).

(6) 斜长石晶体在假定的岩浆洋结晶过程中上

浮的垂直距离大于 100 km.

(7) 大部分月海玄武岩中 Eu 相对其他 REE 的强烈亏损是月幔源区的特征(否则意味着这些熔岩是近月表辉长岩分异阶段的残留岩浆. 这种情况曾出现在地球上的岩浆湖).

(8) 假定从月幔中丢失的 Eu 存在于月球高地的月壳中. 其他 REE 均为三价, 没有被漂浮形成高地月壳的斜长石所带走. 这样, 平均月球高地的月壳具有相对其他 REE 呈互补的 Eu 正异常.

这些假设的每一个都不可靠.

#### 5 对上述假设条件的质疑

(1) 对于挥发作用的问题, 在阿波罗计划从月球上取回样品的当时, 并不知道现在从 Io 观测到的喷发模式. 熔岩在 Io 上呈火焰状喷射至 10 km 的高度, 挥发性组分形成高达 250 km, 宽 700 km 的热柱, 而逃逸出其重力场的钠和硫蒸气云可以用地球上的望远镜拍摄到. 在月球之前, Io 曾被访问过吗? 你可能提出这样的质疑, 科学界是否可以不考虑在月球喷发期间存在这种火焰喷泉的可能性, 或者可以肯定地排除月球样品演化过程中选择性挥发作用. 令人惊奇的是, 对月球岩石成因论的最新评述中几乎都没有提到 Io, 并且在近年对 Io 火山活动的研究中也很少提到月球.

玄武岩的小熔滴在火焰喷泉射入高真空过程的选择性挥发, 特别导致了硫和钠的丢失. 这导致了残留岩浆中氧逸度降低, 从而引起硅酸盐的标准化成分向钙长石和紫苏辉石方向偏移. 这些正是月球与地球玄武岩之间在主要化学组成上的差异. 如果月球上的喷发过程与 Io 上类似, 或许可以非常乐观地在返回样品中寻找原生或母岩浆.

硫-碳-氧体系中的气体可能在过去的 4.5 Ga 驱动了 Io 上火成碎屑火山活动. 月海玄武岩中 S 和 C 的含量甚至高于地球玄武岩, 它们应该维持在岩浆温度条件下比月球表面压力高得多的挥发组分的分压. 这样, 可以保证与 Io 上相同的火成碎屑火山活动也在月球上发生. 但 Papike 等人<sup>[3]</sup>对这一事实仅用一句话做了评述, 并且还没有提及 Io 和对月球玄武岩碱金属含量的可能结果. Heiken 等人<sup>[2]</sup>做了更充分的讨论, 但同样没有与 Io 对比, 并且倾向于低估火成碎屑火山活动过程中因硫的丢失和可能的碱金属丢失而导致的还原作用.

Taylor<sup>[8]</sup>提出的论点, 即熔岩在深度为  $10^{-3}$  cm 处

产生的压力应该抑制了月球玄武岩的挥发作用,不可能成立<sup>[9]</sup>,因为阿波罗 11, 12, 15 和 17 所采集的月海玄武岩形成气泡的深度比这大得多. 一些阿波罗 15 样品含 30% 的孔隙空间, 而气泡可大至鸽蛋大小! 对于在一个高达 10 km 的火焰喷泉中长时间飞行的玄武岩小液滴而言, 上述论点与相伴的玄武岩薄表层的快速冷却无关. 自 1971 年以来, 火焰喷泉的挥发分丢失就是一个问题, 特别是自 1981 年探测 Io 以来更是如此. 这一问题还没有被适当地加以讨论.

休斯顿月球样品回收实验室的大真空实验装置在 1971 年退役, 没有发表任何实验结果以确定熔融玄武岩的挥发作用是否为一重要因素. 33 年以后, 为了补充少量已做的实验, 迫切要求完成高真空条件下熔融和喷出玄武岩的一些特定实验. 我猜想这些实验应该通过遥控, 在从国际空间站延伸出的一个长汤匙的顶端进行. 如果传统模型是正确的, 这些实验可以在任一空间飞行器的减压舱内安全地进行.

(2) 自 1971 年以来, 玄武岩被 KREEP 混染的可能性已变得很明显, 而这正是有关月海岩浆原生性质争论的焦点. 尽管如此, 并没有对同位素和微量元素的数据重新进行定量的检查, 以判定这是否为一个重要因素.

(3) 关于月海为多层厚层堆积溢流玄武岩的描述对于传统解释是重要的, 因为它允许从开始到最后每一单独的熔岩流均为原生岩浆. 自 1951 年以来的几乎 30 年间, 西方国家火成岩石学家和地球化学家的权威教科书发展了洋岛玄武岩(OIB)、洋中脊玄武岩(MORB)和大陆溢流玄武岩(CFB), 其中每一种都作为原生岩浆. 但是, 岩石学、主要元素以及实验岩石学的数据对这种过于简单的观点提出了挑战. 喷发出的玄武岩的组成受到改变, 朝低压条件下斜长石饱和的低共熔特性方向变化, 这是低压条件下部分结晶改变液相组成的典型印迹. 该争论在 1969 年第一批月球样品返回的准备阶段变得更激烈, 其中在 1968 年以 P. W. Gast 作为原生岩浆论者的主要代表.

现有的所有实验岩石学数据表明, 高压条件下一个干的地幔橄榄岩的部分熔融只能产生苦橄岩质、科马提岩质、或橄橄榄岩质, 但不能是玄武岩质的组成——OIB, MORB和CFB在合适的压力下不与假定的残留地幔橄榄岩达到平衡<sup>[7]</sup>. 但是, 普通玄武岩的组成携带了这样一种微量元素的信息, 它与封闭体系的完全分异结晶不一致, 但反映了晶体与少量熔体

之间的平衡. 该争论持续了月球样品返回的整个期间. 然而, 公众的喝彩明显地使地球玄武岩的野外、主量元素、岩石学和实验数据打了折扣, 以支持对微量元素数据的一种特定解释<sup>[1,6]</sup>.

部分结晶过程可以解释普通玄武岩在低压条件下的低共熔属性, 但它并不等同于封闭体系的完全分异结晶, 它可能要复杂得多(见参考文献<sup>[7]</sup>的表 1). 少量的平衡或批量分异部分熔融并不是解释微量元素地球化学的惟一过程. 今天, OIB的母岩浆在特征上被普遍认为是苦橄岩质或科马提岩质; 绝大多数 MORB被认为是从它们穿过莫霍面的母岩浆明显分异而成; 而CFB中形成了各种可变和复杂的混染和分异模式.

月球熔岩应该具有低的黏度, 因为它们的碱金属含量低. 然而, 巨大范围低角度熔岩区域的形成主要受控于喷发速率, 而不是低的黏度(试想蜡烛的蜡). Io 上异常高的火山活动速率仅形成低角度锥体、长熔岩流、以及中央火山口. 不论金星还是火星均没有月海类似的地貌特征.

基于月海在超过 400 km 距离非常平坦和光滑的表面, 同样可能的是, 喷发的速度如此之快, 以至于熔岩注入月海洼地形成深的熔岩湖, 然后成为一个缓慢冷却和岩浆分异的区域, 这正如在 Bushveld 等地球上一些大的层状复杂体所见到的情况. 在月海充填的早期和中间阶段, 整个喷发的速度我们很难确定, 而该速度决定了这种充填的特征, 或是一个由单个冷却熔岩流单元构成的长序列, 或主要由厚岩床和夹层熔岩构成的一个序列, 或一个多次回填、生长和结晶的湖, 或单独一个深的缓慢冷却的熔岩湖.

可以假设存在驱动这类火山作用的力. 但是, 在月海 Tranquilitatis 表面一个区域的晚期喷发事件可能持续了 250 Ma. Bugiolacchi 等人<sup>[10]</sup>推断在月海 Nubium 和 Cognitum 有三期侵入事件, 每一期持续的时间约 300 Ma, 且整个时间跨度至少达 12 亿年, 其规模比地球上的 CFB 火山活动的主要喷出阶段持续的时间长 2~3 个数量级. 可以预期, 这样的熔岩湖表面的晚期喷出岩不会是没有受到变化的原生岩浆, 而更可能是在该岩浆湖或地壳底部岩浆房中经历了辉长岩矿物集合体高度分异后的晚期残留岩浆(这与在古老和年青的月海中玄武岩的组成随时间演化呈现 TiO<sub>2</sub> 升高的趋向一致).

(4) 手标本样品的组成代表了月海晚期喷发熔

岩的平均组成的假设与大量的数据(如图 1, 2)相矛盾. 反射光谱数据也要求以铝质的玄武岩作为月海表面的主要成分. Shkuratov 等人<sup>[16]</sup>发现, 在月海的任何位置,  $Al_2O_3$  的含量不低于 11.3%. 该数值证实了平均喷出岩浆可能是斜长石饱和的结论(图 1). 如果将手标本样品的组成当作月壤表土角砾岩母岩的平均组成, 为了解释高的铝含量, 所需混入的高地物质的量大于岩石学的测定结果. 它大于与撞击散布碎块模型

相应的数值, 也大于与邻近高地表面散布的非常有限的月海物质相应的数值. 这些数据与分异的、斜长石饱和的岩浆的喷发一致. 最后, 该岩浆在其固化过程中, 局部分异成更富铁镁质和更富长英岩质的不同部分. 该模式可以直接解释对其他机制而言是个问题的 Eu 负异常.

对传统解释造成困窘的是 1971 年报道的阿波罗 11 和 12 表土角砾岩中玄武岩岩屑的铝质平均组成.

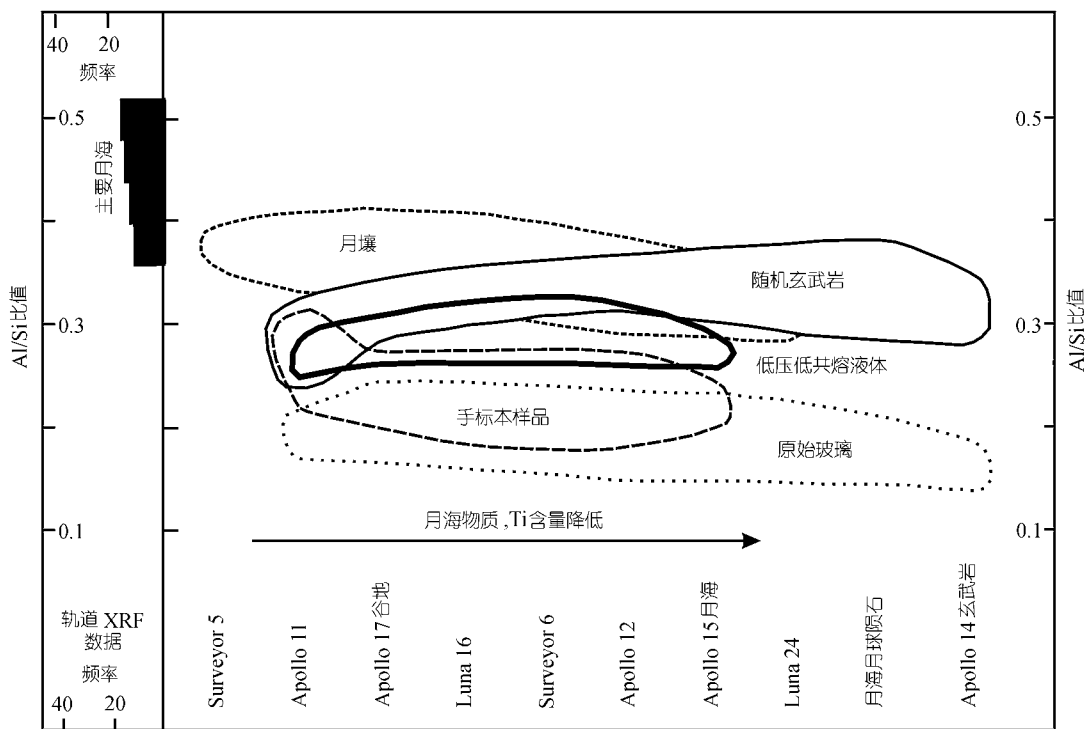


图 1 月海表面物质遥感数据的 Al/Si 比值, 表明平均月海玄武岩的组成明显较手标本样品更加偏长石质

由参考文献<sup>[4]</sup>中图 2 的一部分重新绘制. 纵坐标是 Al/Si 比值. 数据投图是据地点或源区. 在左边的框图中, 直方图是由阿波罗 15 和 16 号轨道 X 射线荧光实验读数的频率作成. 假设在一个平均密度为  $2 t/m^3$  的物质中的穿透深度为  $10 \mu m$ , 每一个读数代表了大约 72000 吨物质的组成, 即大约有 3.5 百万吨月海表面的表土角砾岩. 由于已知月壤中粒度小于 10 mm 的部分非常富斜长石的组成, 这些数据可能相对大于真实的母岩. 在图的右边, 给出了从一系列采样点获取的分析样品的 Al/Si 比值的区域以及样品产状. 随机取样的月海玄武岩(角砾岩中的碎屑、月海玄武岩质陨石、表土角砾岩中岩屑的平均组成、自动采样计划获取的小碎片)被圈定在细线所画区域中. 它们具有较月壤全岩(短画线内)略低的 Al/Si 比值, 但该比值高于低压条件实验中从月海玄武岩产生的斜长石饱和的低共熔岩浆(粗线内). 与大多数手标本相比, 可能除阿波罗 11 的低 K 玄武岩样品之外(全部位于长画线内), 随机取样的玄武岩和低压低共熔岩浆都具有系统性的高 Al/Si 比值. 反过来, 相对在许多位置发现的原始火山碎屑玻璃(虚线内), 手标本样品系统地具有较高的 Al/Si 比值. 平均 Al/Si 比值之间的差异可能并不大, 但对于相平衡而言则非常明显. 当  $Al/Si < 0.25$ , 斜长石在任何压力下都不会落在由该全岩组成所决定的液相线上; 当  $Al/Si > 0.33$ , 斜长石在辉石, 甚至可能在橄榄结晶之前, 总是落在液相线上. 在已知的 5 个来自月海的玄武岩质月球陨石中, A881757 具有较大的 Eu 正异常, 它在结构上为辉长堆积岩, 并可能来自具有较小 Eu 负异常的低 Ti 岩浆. 相对 2002 年发现的另一样品, 该陨石自发现以来的 16 年很少受到注意. LAP02205 是一个不均一的玄武岩(3 块薄片: 30%~40% 斜长, 0~7% 橄榄石, 4%~8% 钛铁矿), 其次辉绿结构反映了斜长石的早期结晶<sup>[11-15]</sup>. 根据发表的 3 个全岩化学分析,  $Al_2O_3$  为 8.95%~9.93%,  $Al/Si < 0.23$ , 落在图 1 给出的手标本范围, 而低于低共熔岩浆的最低下限. 但是, 这些分析是对仅代表陨石全岩不超过 0.02% 的子样品玻璃珠做出的, 并且它们的铝含量相对低于报道的矿物组成( $Al_2O_3$  含量为 33.3% 的斜长石: 30%~40%;  $Al_2O_3$  含量为 1%~3% 的辉石: 52%~55%). 与高地月壤一样, 月海表面的月壤也较好地代表了表土角砾岩母体顶部 5~10 m 处的平均组成. 它们的 Al/Si 比值较随机玄武岩样品(铝质)略有提高, 这与少量高地来源物质的添加是一致的(假定其玄武岩组分的组成为平均手标本组成, 由此计算出的值相应地高于所测定的结果). 月海表面的月壤和随机取样玄武岩的组成与喷发岩浆的平均组成一致, 该喷发岩浆与斜长石饱和及低压低共熔岩浆接近, 甚至略偏向于斜长石较辉石更早出现. 手标本和原始玻璃不能代表平均喷发玄武岩的组成

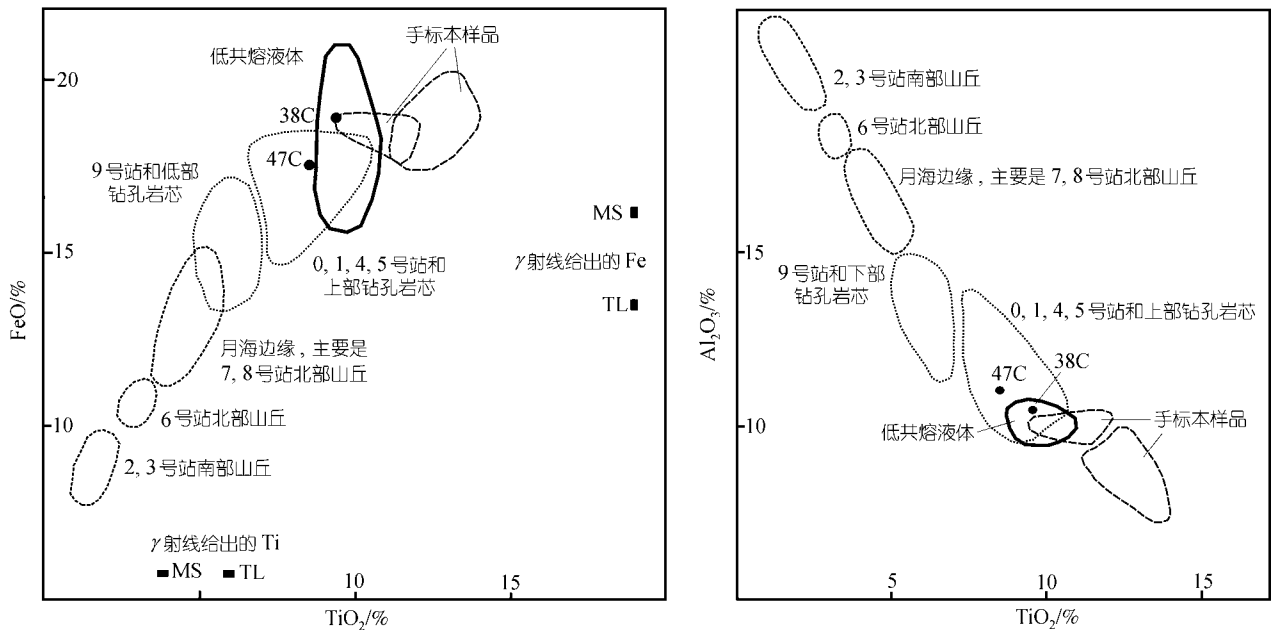


图 2 Serenitatis 月海边缘 Taurus Littrow 处, 阿波罗 17 着陆点分析样品的 FeO 和 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 重量百分含量与 TiO<sub>2</sub> 之间的函数关系

由参考文献[5]中图 3 重新绘制。从 5 个采样点获取的高地月壤落在由短画线圈出的区域。TiO<sub>2</sub> 最低的区域可能代表了局部的斜长石质高地月壤, 但那些靠近月海表面的落在一条线性混合线上, 该混合线由 9 号基地的玄武岩质月壤和下部钻孔岩芯(被认为是初始的表面物质, 后来被覆盖上由 Camelot 撞击坑抛射出的月壤, 即上部钻孔岩芯)的组成构成。图中还给出全部月海表面的月壤组成(虚线所画的区域)和手标本样品的组成(2 个长画线围起的区域, 并与那些被认为是原生岩浆的更富铝质、贫钛的样品相区分)。在这 2 张图中, 定义了一个可能的线性相关关系, 不同于高地物质与初始月海表面月壤之间的混合线。这条线可能表示了玄武岩中的后期喷发分异作用, 形成一个作为一端元的下部钻孔月壤和另一端元的手标本。由常压下所做实验得到的斜长石饱和和低共熔体的分析结果由粗线所围成的区域表示。38C 和 47C 是钻孔岩芯中最富玄武岩层中玄武岩岩屑的平均组成, 由扣除了其他已知化学组成和含量的组分之后得到。在左图中, 给出了由轨道 gamma-射线实验获得的月海 Serenitatis(MS)边缘和 Taurus Littrow(TL)本身的 FeO 和 TiO<sub>2</sub> 值。所有的数据与阿波罗 17 号着陆点的平均玄武岩组成一致, 该平均玄武岩的组成较斜长石饱和的低共熔岩浆大致更富斜长石质, 并完全不同于手标本样品

该问题被这样一个事实所证实, 即阿波罗 15 的同样数据只有在用平均手标本样品“标准化”其平均组成之后才被发表; 阿波罗 17 表土角砾岩的类似数据也已发表(除了 3 块非常低钛的玄武岩, 它们被认为有足够代表性, 可以定义 VLT 型岩浆); 此外, 有一个很长的特殊表土角砾岩样品清单, 这些样品的基本信息尚未发表(见本文的最后一章)。阿波罗 14, 月球号 16 和 24 样品中没有玄武岩的手标本, 而只存在岩屑, 其组成为长石质玄武岩。在阿波罗计划的最初几年, 月海表土角砾岩的光学和其他遥感特征与手标本粉末样品的特征具有明显的差异。没有人去研究月壤表土角砾岩中究竟存在什么, 而造成这种差异。

(5) 要通过 150~400 km 薄弱的硅酸盐围岩, 然后经过一段 50 km 的长石质地壳的比重过滤, 抽提出热的、强腐蚀性的、没有受到改变和污染的硅酸盐岩浆, 可能存在一些无法克服的化学工程上的困难。这些硅酸盐围岩与岩浆之间并不保持平衡, 而长石质

地壳被认为最初是漂浮在这些岩浆之上的。这些困难已经难倒了地球上巨大体积的 MORB, 尽管它们只需通过一个预加热的通道和一个地壳中不太有效的比重过滤, 并且只运移十分之一的距离。同样, 洋岛玄武岩和大陆溢流玄武岩基本上也不能不受改变而出现。不仅如此, 这些火成岩省中稀少和原始的喷发岩不能象月球岩石成因论的传统模式所要求的那样代表了喷发活动的最终阶段。

(6) 在斜长石饱和的岩浆中, 斜长石大致具有中等的浮力, 而这些岩浆的黏度因达到斜长石饱和状态而迅速增大。在这种岩浆的结晶过程中, 斜长石的晶体可能不会下沉或漂浮明显的距离, 特别是重力场减小的情况下更是如此。然而, 下沉或漂浮或许不是一个重要的问题, 因为斜长石明显地主要在地球岩浆体的底部固结。斜长石的结晶机制可能不同于岩浆主体内晶芽形成与增长以及随后重力分选。

(7) 传统模式要求月幔由铁镁质堆积岩组成, 该

堆积岩形成于压力高至 1 GPa 条件下斜长石饱和的岩浆。如果斜长石不饱和, 则没有一个过程可以在月幔中产生全球性的 Eu 负异常。

但是, 即使将全部的斜长石晶体和全部残余岩浆都从那些铁镁质堆积岩中排除掉, 也需要达到相平衡, 即通过少量的重新部分熔融, 从那些铁镁质堆积岩中产生的初始岩浆在其压力条件下应该达到或接近斜长石饱和。然后, 由于斜长石液相区域随着压力在 1 GPa 与月球表面条件之间的降低而快速增大, 这些原生岩浆在辉石出现之前, 将显示出斜长石作为结晶相(斑晶)。

手标本组成的相平衡完全与这些要求不一致。在低压条件下, 这些相平衡远没有达到斜长石的饱和, 并在斜长石结晶之前, 出现明显的橄榄石和辉石结晶。随着压力的增高, 斜长石的出现更加滞后, 而橄榄石和辉石的结晶进一步增强。即使月幔存在 Eu 负异常, 这些手标本也不可能代表其源区部分熔融的原生岩浆。

(8) 月球高地的平均组成不存在 Eu 正异常, 相反, 可能存在小的负异常。图 3 与图 1 相同, 但给出阿波罗计划所获取的月球高地物质的信息。Al/Si 比值与不存在异常或很小负异常的情况一致。这些原始的数据示于图 4, 它们被解释为月球高地的月壳具有一个明显的 Eu 正异常。但对这些数据的正确解释表明, 月球高地没有或只有小的 Eu 负异常。虽然后来的资料降低了高地月壳的平均 Th 含量和平均 REE 总量值(该值之高, 因而可以出现正异常), 但不影响上述结论。

月球岩石成因论的传统模型要求并预料在 3.9 Ga 之前的高地月壳具有明显的 Eu 正异常, 但这实际上并不存在。在地球化学界, 认为月球存在这种 Eu 正异常的信念一直维持了 33 年。3.9 Ga 之前高地月壳中明显 Eu 正异常的存在, 是斜长石漂浮假说、泛岩浆洋假说、堆积月幔假说、以及月海原生岩浆假说等的基石。如果失去这一基石, 这些假说均不再成立。

该 Eu 异常存在的可信度现在已经很低, 以至于近期对月球岩石学和地球化学所做的评述中都不再提及。如果月球高地没有 Eu 正异常, 月幔也可以不存在 Eu 负异常, 除非月球全球亏损了 Eu。

## 6 如果手标本样品代表原生岩浆, 热力学和重力的结果是什么

曾有大量原生岩浆喷发的假设在 20 世纪 60~70 年代被广为接受。这种假设特别有吸引力, 因为它立

即给予一个样品最根本的重要性。它是通往月幔源区矿物学, 形成压力, 以及导致月幔部分熔融的月幔动力学的阶梯。在这样一个法宝之前, 展示了对行星学和宇宙化学的令人惊异的景象。但是, 原生岩浆具有一些不合意的属性。这些岩浆可以在任一假定深度从残留月幔中分离出来, 而对它们在高压条件下相平衡的研究, 限定了残留月幔可容许的矿物组合和矿物化学组成(但不矿物比例)。该研究还限定了岩浆形成的压力(深度)和温度。

如果要求残留月幔至少是双矿物(橄榄石和辉石), 并且假定分熔程度较低, 则每个样品的相平衡在特定时间在月幔中会给定一个惟一的深度和温度的数据点。所有原生岩浆的这些深度-温度点的集合, 能在堆积月幔的固结作用和随后的重熔期间, 确定一个近似的古月热梯度。

假如月海岩浆是原生的, 那末 4.3 Ga 及  $3.5 \pm 0.3$  Ga 前月热梯度基本上是超绝热。更进一步, 由于硅酸盐 Fe/Mg 比值的升高以及最后钛铁矿作为堆积晶的出现, 假定的堆积月幔的比重应该向上增大。这两种因素应该在月幔 400 km 外层引起倒转对流。这种月幔的倒转受堆积岩的重新分熔而被进一步增强。由于绝热减压, 更富镁、低钛的堆积岩部分熔融; 而低镁、高钛的堆积岩则下沉到更热的区域时熔融。

月幔倒转的假说应该添加到上述“传统”模型所隐含的一系列假定条件中。如果没有这个假说, 则没有明显的理由解释一个由缓慢冷却而固化的月幔为何应该重新经历部分熔融, 除非全部月海的熔融可归因于天外飞来体的撞击作用<sup>[12]</sup>。在传统模型中, 这些玄武岩必须是少量部分熔融。而自 3.9 Ga 以来, 喷发的玄武岩体积(也许在更早的月海构造中可能更多, 因为它已经在约 4.1 Ga 前的陨石轰击中被淹埋或者破碎)要求月幔最外层有相当大的体积参与了这样的倒转和重熔。

但是, 月壳中由这种倒转而产生的大范围表面构造形变的证据并不存在。

## 7 错误认识的产生

在被分配给大约 150 个国际上的主要研究者之前, 月球样品初步检验小组(LSPET)描述了全部在 1969~1974 年期间阿波罗计划采集的月岩物质。该小组根据他们自己的知识和经验发展并传播他们的概念、想法和解释。这个小组的成员包括了两位微量元素地球化学家。

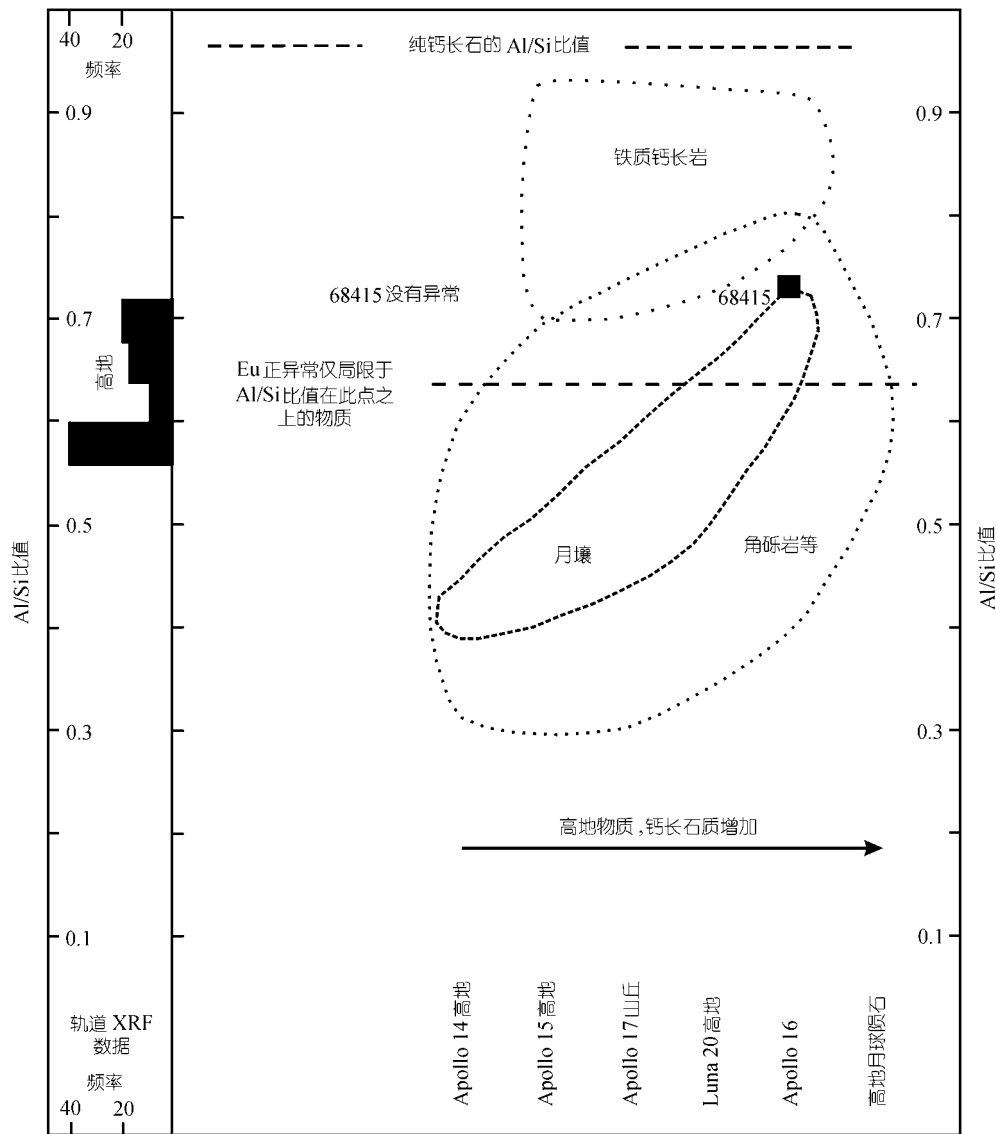


图3 月球高地表面物质 Al/Si 比值的遥感数据表明, 平均月球高地不存在明显的 Eu 异常

由参考文献[4]中图2的一部分绘制。主图的纵座标是Al/Si比值。资料投图根据取样点或源区。在左边的框图中, 直方图是用阿波罗15和16号轨道飞行器X射线荧光实验的读数频率作成。假定平均密度为 $2\text{ t/m}^3$ 的物质的穿透深度为 $10\text{ }\mu\text{m}$ , 每一个读数代表了大约72000吨物质的平均组成, 即几乎有6百万吨高地表面物质。如图1已评述过, 由于这些细粒部分非常富斜长石质的特征, 这些轨道数据的Al/Si比值可能同样偏高。在图的右部分, 给出了一系列取样点和产状的分析样品的Al/Si比值范围。由稀的虚线圈出的是铁质钙长岩的组成, 其中绝大部分具有Eu正异常。更大量的角砾和角砾化苏长岩等的组成范围由密实的虚线画出。绝大部分的角砾岩是撞击混合物质, 它们的组成在各种情况下很可能是大量月壳岩组成的平均值。样品68415被解释为这一类型的重结晶撞击熔岩, 具有许多火成岩石学的特征。由全岩演化而成的月壤范围由最粗的线圈出, 具有更窄的范围, 完全落在由可能的组分限定的区域。Al/Si比值非常高, 以至几乎全部的组成都显示出斜长石在液相线上的结晶, 并早于其他硅酸盐的出现。Eu正异常仅局限于Al/Si比值大于约0.64的样品。全部数据与一个不具有明显Eu异常的平均月球高地组成一致。

作为从1969年开始担任月球科学应用和计划小组的主席, 从1970年开始担任位于休斯顿载人飞船中心NASA行星和地球科学部门的负责人, 以及整个计划过程一名活跃的主要研究人员, P. W. Gast对启动、设计和执行月球样品科学计划起了主要作用。对

原生岩浆的流行, 他是一名忠实的信徒, 并且强烈支持这样一种观点, 即对于解释岩浆的成因, 微量元素地球化学至少是一种与实验岩石学一样有力的工具。确实如此, 但是在这个例子中, 由于忽视对主量元素和相平衡的考虑, 这种方法遭到失败, 其中的许多也



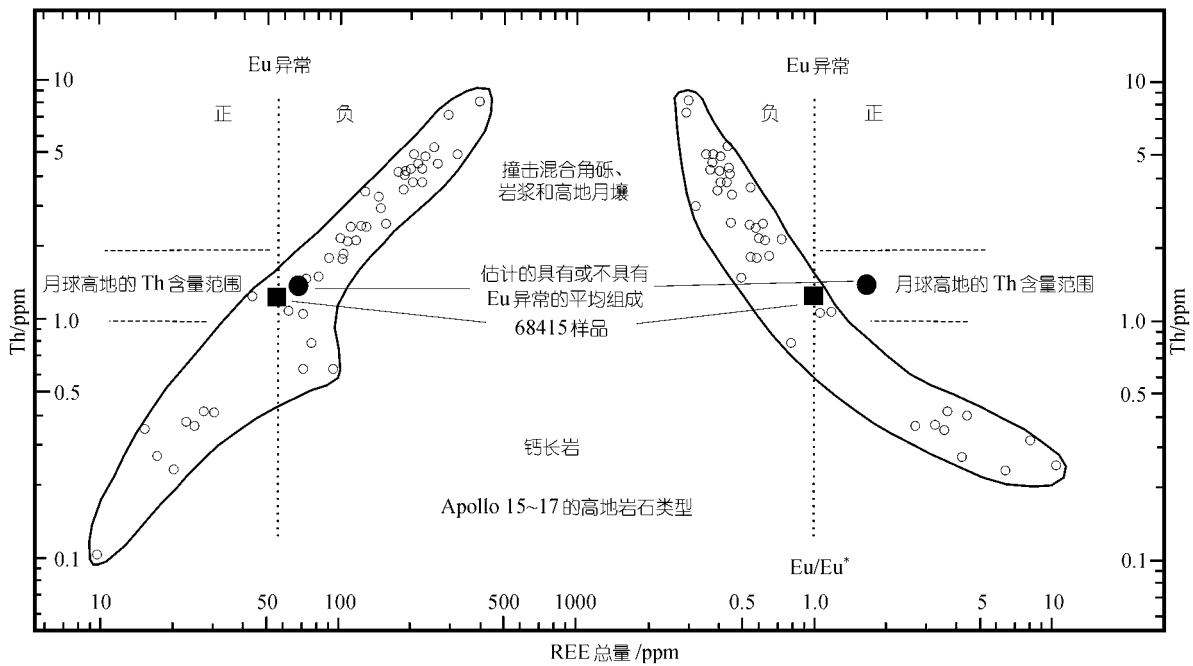


图 4 对数坐标图解, 反映了月球高地样品的 Th 含量与其 REE 总量(左图)或与其 Eu 异常程度及符号(右图)之间的函数关系

由参考文献[4]中的图 3 重新绘制。月球高地的平均 Th 含量由轨道飞行器上的 gamma 射线谱仪测得, 在图的两个部分中给出了其范围。该数据支持文献[1]最初给出约 65 ppm 的平均 REE 总量, 并推测该平均组成具有可忽略或较小的 Eu 负异常。样品 68415 非常靠近所示的平均值。这些数据不支持平均高地组成中数值为约 1.6 的明显 Eu 正异常(右图, 该平均组成落在全部数据构成区域的外面), 而后者是全部传统月球岩石成因论的基础

可被称为野外限制条件。

LSPET 也包括了 S. R. Taylor, 他来自支持完全原生岩浆假说的一个研究院, 该假说被具体表达在上地幔组成的地幔岩模型。

1969 年的 LSPET 报告是关于来自月球 Tranquilitatis 的阿波罗 11 号月球样品。该报告宣称, 月壤和手标本样品具有“相似并独特的组成”, 并得出结论, 认为这种独特的组成是一种硅酸盐岩浆, 从而为以后的事件奠定了基础。直到 1970 年初的第一届月球科学讨论会, 这些手标本被 LSPET 和其他许多研究者事先设定为原生岩浆组成, 尽管已经发现在阿波罗 11 号位置, 手标本样品的组成与形成表土角砾岩的平均母岩成分之间存在差异。

1970 年阿波罗 12 的样品被同样地处理, 虽然这一次 LSPET 对手标本与形成月壤的平均母岩之间在化学组成上的差异做了评述。

然而, 在 1971 年发现阿波罗 11 和 12 玄武岩的组成具有显著的 Eu 负异常, 表明在它们演化过程的某一阶段发生了一次广泛的斜长石分异事件, 可是

从化学成分来看, 这些手标本从来没有在任何压力下达到斜长石饱和甚至接近其液相线。另一方面, 这些形成表土角砾岩的平均母岩的化学组成, 意味着一个喷发岩浆的组成, 它在低压液相线上可以是斜长石饱和的。该发现意味着这些玄武岩是在低压下, 从辉长岩分异派生出来的岩浆成分, 而不是原生岩浆。

这应该已经提示, 应该重新评价关于初始原生岩浆的论断。然而相反, Eu 负异常的发现导致了 5 个相互依存的假说的出现, 并成为维持其初始假设(即这些手标本是原生岩浆)及其推论(即 Eu 负异常一定是其幔源区域的一个特征)的基础。这些假说有:

- (1) 在富斜长石的平均月球高地组成中, 发现所谓的 Eu 正异常, 以对丢失的 Eu 提供一个贮藏处。
- (2) 曾存在一个由撞击产生的全球性岩浆洋, 以提供一个将斜长石从月幔中分离出来的物理环境。
- (3) 斜长石应从该岩浆洋中漂浮起形成月亮, 以将斜长石从残留的铁镁质月幔中分离出来进入月亮。
- (4) 岩浆洋剩余部分的固化形成一个具有 Eu 负异常的层状分异堆积岩堆, 以解释所谓的原生岩浆

的 Eu 负异常和相对低的 Mg/Fe 比值。

(5) 堆积月幔然后经历倒转, 以解释该铁镁质堆积岩假定的晚期重熔产生玄武岩手标本。这还因为由(4)形成的堆积岩堆在重力上应该是不稳定的, 并且在超绝热热梯度下沉淀。

这些假说构筑的体系无法满足上述黑体字表述的要求, 这些要求与提出的模型相矛盾。玄武岩手标本不可能是从斜长石饱和的月幔矿物集合体中少量部分熔融产生的原生岩浆。基于相平衡的研究, 许多独立, 有时是激烈竞争的, 来自多个不同实验室的研究人员早在 1981 年就认识到这种不一致性。

这种假说的结构也不能解释平均高地月壳 Eu 正异常的缺失, 或每一位置上手标本成分与平均喷发玄武岩的成分之间的差异。

自从 O'Hara<sup>[4,5,7,9]</sup>的文章发表以来, 只有 Taylor<sup>[8]</sup>给出了一个回应, 以试图支持选择性挥发作用的缺失、平均高地月壳 Eu 正异常的存在以及将这些手标本作为原生岩浆的传统解释。对于那些论点, 已有一个回应<sup>[9]</sup>。直到目前, 关于手标本与平均玄武岩成分之间差异, 尚未见到争议。

## 8 月亮形成的新模型

本文作者的主张是, 作为一个慎重的基本假说, 我们应该正视传统解释所设想的一个没有挥发分亏损的月球。月球或许是一个与 Io 情形相似的, 具有“正常”挥发分含量的天体。月球玄武岩还含有几乎是地球 MORB 二倍的硫(尽管在喷发中有丢失), 并且已知有少量玄武岩样品含有相对高的碱金属含量。如果挥发组分的初始含量更高, 月球的初始演化可能是月幔的“湿”熔融(4.5~4.4 Ga), 导致早期形成一个挥发分丢失的钙碱性月壳。

更为确定的是, 早些时候(4.3~3.2 Ga)月球由于原始月幔的“干”部分熔融而演化, 其动力是初始的热和可能的呈逐渐减弱的潮汐形变。到达月壳的母岩浆绝大部分是非常低 Ti 的基本上没有 Eu 异常的长石质玄武岩。在喷发过程中, 岩浆回落到撞击产生的盆地表面, 并形成月海, 其间伴随了广泛的挥发分丢失和还原作用。

然后那些干的、碱金属贫化和还原的玄武岩岩浆在近月表的岩浆房和正在固化的熔岩湖中, 经历了广泛的苏长岩和辉长岩的部分结晶作用。这产生了广泛分异的残留玄武岩成分, 它们侵出到月海表面,

并形成表土角砾岩的母岩。那些低压部分结晶事件的 3 个显著特征是: (1) 残留岩浆中 TiO<sub>2</sub> 升高到大约 9.5% 的水平, 这样, 富钛的氧化物相开始从这些贫碱金属的岩浆中结晶出来; (2) 伴随产生因斜长石分异延长而逐渐增大的残留岩浆的 Eu 负异常; (3) Mg# 值降至很低的程度, 以至于残留岩浆不能与镁质含橄榄石-辉石月幔保持平衡。形成于 4.1 Ga 大撞击事件之前的这种堆积岩序列, 其撞击碎块可能是构成月球高地角砾岩的主要成分之一。保存下来的月海是这种活动逐渐减弱阶段的产物。

## 9 新模型的开放结尾

新模型必须对铁镁质手标本样品的组成有一个恰当的解释, 并说明为什么它们系统地不同于平均喷发岩浆的组成。

这些手标本可能不代表岩浆的组成, 尽管它们具有淬火的结构特征。在绝大部分地球岩浆中, 可能除了科马提岩, 淬火晶体只能在冷却速率高到没有明显晶体沉淀的情况下才产生。在贫碱金属、低黏度的月球玄武岩中, 淬火晶体的形成可能发生在冷却速率仍然容许有明显的晶体重力堆积的情况下。这是本文作者的观点。另一个已经被提出的可能过程, 是将手标本样品解释为熔岩管道壁上淬火的岩浆, 这样就富集那些最容易形成淬火晶体的铁镁质组分。

这种模式还必须对非常富铁镁质的火山碎屑玻璃珠的成分给出一些解释。如果按传统模型将它们现在的组成解释为原生岩浆, 这些火山碎屑玻璃珠对于确定超绝热梯度和前面评述的熔融极限深度将起主要作用。从这种母岩浆中产生平均喷发玄武岩或者手标本(作为岩浆)的成分并不简单, 它要求有广泛存在, 但实际上尚未取到的超基性堆积岩物质成份的补偿。

这些玻璃珠无疑代表了一系列的岩浆成分, 他们还肯定曾在月表高温下暴露于高真空中。在我们了解更多这种条件下选择性挥发分影响之前, 为了揭示它们现有组成的成因而耗费过多的努力可能是不明智的。根据现有的知识, 这些玻璃珠的组成不能令人感到满意地被传统或者本文提出的新模型所解释, 表明这些模型都不完善。

此外, 为了在这种背景下形成月球, 并不要求地球上曾有过一个大撞击事件。这重新提出了月球是

如何形成的问题。

## 10 太阳系其他星球的玄武岩岩石成因

在地球上,过去 35 年有关玄武岩岩浆在源区与火山口之间广泛演化的证据成倍增多。地球上环状火山复杂体和火山口与高层岩浆房是有关联的,岩浆的部分结晶和残余岩浆的喷发向低压条件下的低共熔组成方向偏离。但是,低压条件下大陆溢流玄武岩组成发生变化的场所不可能是高层岩浆房,而壳下(即地幔顶部)的岩浆房作用更有可能。

在相同的时期内,与水星、火星、灶神星、Io 以及玄武岩质无球粒陨石和中铁陨石的母体上玄武岩成因相关的证据在数量上也增加很多。水星壳的环形火山复杂体是一个谜,它表明存在大量高层岩浆房,其中的母岩浆可能出现部分结晶作用。火星表面具有最大的环形火山复杂体,其中一些是太阳系内最大的火山口。这些均是潜在的低压条件下高度发育的部分结晶场所。并且有证据表明,有侧向范围约 300×600 km,厚约几公里的固结的辉长岩岩浆房存在<sup>[18]</sup>。火星和水星表面喷出的大部分熔岩很可能在这些行星的壳层和超级环形火山建造中同化混融和部分结晶而受到广泛的改造。绝大多数来自火星的 SNC 群陨石是堆积岩。

Io 上存在大量环形火山特征和火山口。Io 的许多大火山口暗示大范围的高层岩浆房,因而推测其喷发的熔岩是演化后的玄武岩。推测在 4.5 Ga 期间,可能还存在低压条件下的部分熔融组分的回流。

玄武岩质无球粒陨石的母体行星具有一个由低压条件下低共熔和斜长石饱和的基性喷出体覆盖的壳层。这些 4.5 Ga 老的熔岩亏损钠、挥发分和亲铁元素,而具有月海玄武岩那样的高硫含量。它们具有从可忽略至中等的 Eu 负异常。其地球化学特征现在可以解释为形成行星壳的、周期性补给和周期性流出的岩浆房。无球粒陨石中已发现作为补充的缓慢冷却的斜方辉岩和辉长岩堆积岩,其中一些(Moore County, Serra de Magé)具有所要求的明显的 Eu 正异常。

来自中铁陨石母体的古老火成岩具有相同的关系。已知一些具有最大 Eu 正异常的辉长岩角砾也发现于中铁陨石。

在由球粒陨石或者碳质球粒陨石作为初始物质演化成这些无球粒陨石的过程中,必须寻找一些非常有效机制,以使挥发分和钠丢失。

## 11 预测和展望

一个满意的假说应具备的基本条件是,它应该给出可以验证的预测,并可被证实是正确或者错误的。

本文提出的月海玄武岩岩石成因假说给出以下的预测:

(1) 阿波罗 17 表土角砾岩中那些细小岩屑的平均组成与低压条件下斜长石饱和的低共熔玄武岩的组成接近,正如已报道的阿波罗 11 和 12 着陆点的情况。

(2) 从阿波罗 12, 15 和 17 月海着陆点处表土角砾岩中玻基斑晶岩屑中仔细寻找,将会发现具有适当组成的基质中存在细小斜长石斑晶的证据,正如已报道的阿波罗 11 着陆点的情况。

(3) 一些铁镁质手标本中的玻基斑状结构基质中存在少量这种细小斜长石斑晶,但其发现可能非常困难,更难以确凿地证实它们不存在。

(4) 阿波罗 14, 15, 16 和 17 的高地角砾岩中相当一部分辉长岩角砾可以与较早期月海玄武岩岩浆的演化联系起来。对于这些组成的特定研究,以及这些深成火成岩和玄武岩角砾的相对丰度,将对月海玄武岩在月壳内可能发生的分异作用的特征和程度给出限定条件。

(5) 对 Hadley Rille 岩墙中可见岩层的遥感资料,可将证实其组成与月表的表土角砾岩的组成相似,而不是那些基性手标本样品。同样,月面谷陡坡上的平均表土角砾岩也是如此。如果“传统”模型是正确的话,这些平均表土角砾岩的组成应该比月表的表土角砾岩更基性。

(6) 穿透月海的撞击坑(如: Archimedes, Aristilus, Autolycus, Bullialdus, Goclenius, Helicon, Leverrier, Lambert, Pytheas, Timocharis),其岩墙和碎屑堆积裙表面物质的高分辨多波段物质组成图像将证实,它们穿透了斜长岩质辉长岩和玄武岩,而不是苦橄岩原生岩浆。

上述全部预测可通过已有的样品或容易实现的测量进行验证。其他相关的研究可进一步推进争论,但需要技术的进步或者它们可能成为未来空间计划的目标。这些相关的研究包括:

(7) 对月谷 Hadley 谷底巨大岩块的高分辨遥感,或更理想的是直接考察。类似的其他目标有

(8) Copernicus 滑塌岩墙暴露出的物质,或者

(9) 在月海大致任一位置钻取一些 100 m 长的岩芯。

(10) 那些喷发出玻璃珠堆积物的火山通道可能携带上来一些下覆地层的俘虏体。

(11) Io 表面喷发岩浆组成与温度以及释放出的气体云组成的进一步深入研究。

(12) 重新检视与月海质量分布相关的地震和重力数据, 以确定月海中需要多大程度的玄武岩层状堆积, 以及多大程度上支持或排除月海中是否存在侧向延伸的巨大深成辉长岩体<sup>[18]</sup>。

(13) 潮汐对月球火山活动的全部可能贡献的深入数学研究。

(14) 研究具有适当组成的玄武岩岩浆在高真空中的喷发作用。

(15) 对已发表的 Rb-Sr 体系数据库进行判别性重新检定, 特别是为了获取熔岩受古老 KREEP 组分不同程度混染的证据。

(16) 测定并发表以下采样点月球表土角砾岩中基性岩屑的平均组成: 月海 Tranquilitatis(10002, 10084 和钻孔岩芯 10004/5); 风暴洋 Procellarum (12001, 12023, 12030, 12032, 12033, 12037, 12042, 12044 和钻孔岩芯 12025/28); 月海 Imbrium, Palus Putredinis(15012, 15013, 15021, 15030, 15040, 15070, 15080, 15221, 15251, 15271, 15470, 15500, 15530, 15600, 15601 and drill cores 15001, 15010/11); 月海 Serenitatis, Taurus-Littrow(70011, 70160, 70180, 71040, 71060, 71500, 72160, 72501, 75060, 75080, 76501, 79220, 79240 和钻孔岩芯 73001/3, 74001, 79001/2 和 70001/9)。

致谢 感谢 Chi-Yu Shih 和 Yan Liang 博士, 他们提出的非常有帮助的意见使本文得到明显的改进。中文稿由林扬挺翻译, 牛耀龄校对。

### 参 考 文 献

- 1 Taylor S R. Lunar Science: A Post-Apollo View. New York: Pergamon, 1975. 372
- 2 Heiken G, Vaniman D, French B M. Lunar Sourcebook: A User's Guide to the Moon, Cambridge: Cambridge University Press, 1991. 736
- 3 Papike J J, Ryder G, Shearer C K. Lunar materials. In: Papike J J, ed. Planetary Materials, Reviews in Mineralogy 36. Washington: Mineralogical Soc America, 1998, 5(1-5): 234
- 4 O'Hara M J. Flood basalts, basalt floods or topless bushvelds? Lunar Petrogenesis Revisited. J Petrol, 2000, 41: 1545~1651

- 5 O'Hara M J. Feldspathic mare basalts at the Apollo 17 landing site, Taurus-Littrow. J Petrol, 2001, 42: 1401~1427[DOI]
- 6 Carmichael I S E, Turner F J, Verhoogen J. Igneous Petrology. New York: McGraw-Hill, 1974. 739
- 7 O'Hara M J, Herzberg C. Interpretation of trace element and isotope features of basalts: Relevance of field relations, major element data, phase equilibria and magma chamber modelling in basalt petrogenesis. Geochim Cosmochim Acta, 2002, 66: 2167~2191[DOI]
- 8 Taylor S R. Flood Basalts, Basalt floods or topless bushvelds? Lunar petrogenesis revisited: A critical comment. J Petrol, 2001, 42: 1219~1220[DOI]
- 9 O'Hara M J. Flood basalts, basalt floods or topless bushvelds? Lunar petrogenesis revisited: A reply. J Petrol, 2001, 42: 1221~1224[DOI]
- 10 Bugiolacchi R, Spudis P D, Guest J E. Lava flows in Mare Nubium and Mare Cognitum: A geological history based on analysis of multispectral data. Lunar and Planetary Science XXXV(Abstract), 2004(http://www.lpi.usra.edu/meetings/lpsc2004/pdf/1507.pdf)
- 11 Anand M, Taylor L A, Neal C, et al. Petrology and geochemistry of LAP 02 205: A new low-Ti mare basalt meteorite. Lunar and Planetary Science XXXV(Abstract), 2004(http://www.lpi.usra.edu/meetings/lpsc2004/pdf/1626.pdf)
- 12 Jolliff B L, Zeigler R A, Korotev R L. Petrography of lunar meteorite LAP 02205, a new low-Ti basalt possibly launch paired with NWA 032. Lunar and Planetary Science XXXV(Abstract), 2004(http://www.lpi.usra.edu/meetings/lpsc2004/pdf/1438.pdf)
- 13 Mikouchi T, Chokai J, Arai T, et al. LAP02205 lunar meteorite: Lunar mare meteorite with similarities to the Apollo 12 ilmenite basalt. Lunar and Planetary Science XXXV(Abstract), 2004(http://www.lpi.usra.edu/meetings/lpsc2004/pdf/1548.pdf)
- 14 Righter K, Brandon A D, Norman M D. Mineralogy and petrology of unbrecciated lunar basaltic meteorite LAP 02205. Lunar and Planetary Science XXXV(Abstract), 2004(http://www.lpi.usra.edu/meetings/lpsc2004/pdf/1667.pdf)
- 15 Korotev R L, Zeigler R A, Jolliff B L. Compositional constraints on the launch pairing of LAP 02205 and PCA 02007 with other lunar meteorites. Lunar and Planetary Science XXXV(Abstract), 2004(http://www.lpi.usra.edu/meetings/lpsc2004/pdf/1416.pdf)
- 16 Shkuratov Yu, Pinet P, Omelchenko V, et al. Derivation of elemental abundance maps at 15-km spatial resolution from the merging of Clementine optical and Lunar Prospector geochemical data. Lunar and Planetary Science XXXV(Abstract), 2004(http://www.lpi.usra.edu/meetings/lpsc2004/pdf/1162.pdf)
- 17 Elkins-Tanton L T, Hager B H, Grove T L. Magmatic effects of the lunar late heavy bombardment. Earth Planet Sci Lett, 2004, 222: 17~27[DOI]
- 18 Keifer W S. Gravity evidence for an extinct magma chamber beneath Syrtis Major, Mars: A look at the magmatic plumbing system. Earth Planet Sci Lett, 2004, 222: 349~361[DOI]

(2004-03-17 收稿, 2004-06-02 收修改稿)