

doi: 10.3969/j.issn.1000-8349.2014.01.01

# 月亮结构研究进展

秦宇<sup>1,2</sup>, 龚盛夏<sup>1</sup>, 廖新浩<sup>1</sup>

(1. 中国科学院 上海天文台, 上海 200030; 2. 上海科技大学 物质科学与技术学院, 上海 201210)

## 摘要:

月球壳层结构可以为研究月球的演化历史提供极为重要的信息。本文系统回顾了月壳内部分层结构的相关研究, 分别从月壳组成成分、月震数据以及月球重力场等三个方面总结探讨了这些数据对月壳分层结构的约束, 其中重点介绍了重力与地形数据联合分析的一系列相关研究方法, 这些方法可以为研究月壳结构, 特别是全月月壳结构提供有效途径。最后, 对不同约束信息或探测数据给出的月壳内部分层结构进行了总结, 并讨论了未来的探测任务对于进一步揭示月壳结构的帮助。

**关 键 词:** 月壳分层结构; 重力场与地形联合分析; 月壳的形成与演化

**中图分类号:** P145.2      **文献标识码:** A

## 1 引言

月球是地球唯一的天然卫星, 也是人类进行地外天体探测的起点。在过去近 70 年间, 国内外共发射了 130 多个探测器对月球进行探测, 获取了包括地质学、地球化学、矿物学、岩石学、年代学以及内部结构等多方面的数据。这些丰富的数据不仅深化了人类对月球形成与演化的认知, 也使得月球成为研究类地行星形成与演化的重要基石之一<sup>[1, 2]</sup>。

月球的内部结构与其形成和演化过程密切相关。目前广泛接受的大撞击假说认为, 月球起源于约 45 亿年前的一次火星大小的天体与原始地球的撞击, 该撞击过程抛射出了大量地球壳幔物质, 这些物质与撞击体的碎片一起, 在地球轨道附近通过吸积作用形成了原始的月球<sup>[3-6]</sup>。撞击过程中释放的巨大能量以及迅速的吸积过程, 导致形成后的原始月球温度非常高<sup>[7]</sup>, 从而引发了一次大规模的熔融, 形成了全球性的岩浆海洋<sup>[8-10]</sup>。在岩浆洋冷却过程中, 熔点高的橄榄石首先结晶并下沉形成月幔, 当约 68%-90% 的岩浆洋结晶后, 密度较小的斜长石开始结晶并上浮至表面, 形成了斜长质月壳<sup>[11-13]</sup>。岩浆洋分异结晶的同时月球也遭

收稿日期: 2012-08-07 ; 修回日期: 2012-11-29

资助项目: 国家自然科学基金 (12173068, 12233010, 11973010)

通讯作者: 秦宇, yuqin@shao.ac.cn

受了外来天体的强烈撞击，撞击使大部分正在演化的月壳变得破碎，并形成了一系列撞击产物（如撞击熔融物、撞击碎屑等），尽管撞击频率在此后逐渐减弱，但月壳仍持续受到撞击作用的改造<sup>[14]</sup>。月球火山活动始于约 40-39 亿年前，该时期月幔部分熔融并上升形成了次生月壳，这一过程持续到至少 20 亿年前<sup>[14-16]</sup>。火山活动的高峰期出现在约 38-34 亿年前，随后逐渐衰退，并在约 12 亿年前停止<sup>[15, 16]</sup>。整体而言，月球的演化活动随着时间的推移逐渐减弱，现阶段月球处于相对稳定的状态。

月壳作为月球最外层的结构，是月球形成演化历史的重要记录者。一方面，它是早期岩浆洋分异事件的直接产物，其组成和结构对于理解月球早期岩浆洋的结晶分异过程具有重要意义，例如，月壳中斜长石的含量通常用来约束月球早期的熔融程度以及岩浆洋的深度<sup>[12]</sup>。另一方面，月壳直接记录了后期月球内部岩浆活动、火山活动和陨石撞击等地质演化过程。月壳表面广泛分布的月海玄武岩、撞击盆地/坑以及可能存在的内侵火成岩结构，都揭示了月壳复杂的演化历史。月壳结构研究能提供关于月球早期演化的关键信息，同时也可为探讨月球后期的地质活动和月表撞击历史提供重要线索。此外，月壳的形成阻碍了早期月球的冷却凝固速度，因此月壳的结构对于研究月球内部的热演化过程也有重要意义<sup>[12]</sup>。

本文旨在回顾并总结月壳结构的相关研究进展，并重点关注月壳的纵向分层特征。首先，基于月球返回样品与遥感数据，简要回顾月壳组成成分的分布规律。接着，结合 Apollo 月震实验的结果，简要介绍月震探测对月壳结构的约束。随后，重点阐述月球重力与地形数据联合分析方法及其揭示的月壳厚度和月壳密度变化特征。最后，对月壳结构研究的现状进行总结，对未来月壳研究进行展望。

## 2 月壳组成成分

当前关于月壳组成成分最直接的信息来源于月球返回样品。早期，月球常被认为是一个原始的、未分异的天体<sup>[17]</sup>，然而，这一认知在 Apollo 系列任务获取月球样品后被完全推翻。1969 至 1972 年间，美国 Apollo 任务共先后实现六次载人登月，在月球正面低纬地区采集了共 381.7 kg 的月球岩石与月壤样品<sup>[18]</sup>。通过在实验室对样品成分进行分析，Smith 等<sup>[8]</sup>和 Wood 等<sup>[9]</sup>发现月壳中含有斜长岩，并推测这些岩石来源于月球高地。考虑到斜长岩是通过岩浆分异和结晶形成的一种火成岩，Wood 等<sup>[9]</sup>据此提出了“月球岩浆洋假说”(Lunar Magma Ocean)，该假说认为，月球早期曾广泛熔融形成了岩浆洋，在岩浆洋冷却过程中，物质发生分异、结晶，逐渐形成了富含斜长岩的月壳和富含橄榄岩的月幔。随着对后续 Apollo 任务带回样品的深入分析，研究人员进一步发现月壳中还含有镁铁质(mafic)物质，这表明月壳并非单一的、均匀的斜长质结构，而是具有更加复杂的物质结构特征<sup>[10, 19]</sup>。例如，Ryder 和 Wood<sup>[20]</sup>通过分析来自澄海盆地和雨海盆地的撞击熔融物样品，研究了月壳深部的物质成分，提出随着深度的增加，月壳逐渐向致密的镁铁质过渡。

除了返回样品分析外，光谱探测也能提供月壳的物质成分信息，其基本原理是通过识别元素或矿物在特定波段的吸收特征（如斜长石在 1.3 μm 附近存在弱吸收峰）来反演元素丰

度或矿物含量。早期, Pieter<sup>[21]</sup> 利用地基望远镜获取的月表近红外光谱对月球正面的岩石成分进行了分析, 发现月表广泛存在苏长岩、辉长岩、斜长岩以及橄榄岩, 且这些岩石分布非常不均匀。上世纪九十年代, Clementine 号和 Lunar Prospector 号探测器相继发射, 获取了丰富的月表光谱数据, 这些数据不仅提供了丰富的月表元素丰度信息(如钛、铀、钾等), 还揭示了月壳的矿物组成特征(如斜长石、橄榄石等)。图1为基于 Clementine 光谱数据计算出的月表主要矿物含量的全月分布<sup>[22]</sup>, 图中从上至下分别为斜长石、斜方辉石、单斜辉石和橄榄石的全月百分比含量, 左侧为月球正面, 右侧为月球背面。从图中可以看出, 斜长石、斜方辉石主要分布在月球背面高地区域, 单斜辉石和橄榄石主要分布在正面月海区域, 整体而言, 月表矿物分布呈现出显著的非均匀性。

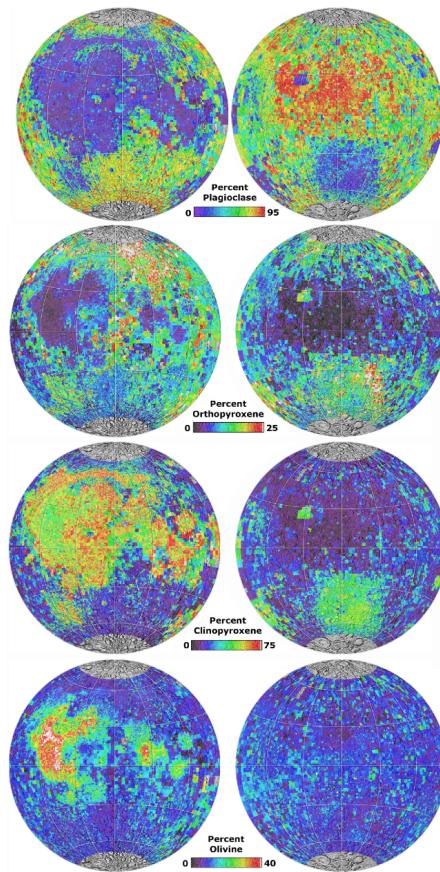


图 1 月表硅酸盐矿物含量分布图 (wt.%)<sup>[22]</sup>

根据光谱数据揭示的月表元素和矿物的空间分布特征, 结合月表地形起伏, Jolliff 等将月壳划分为了三个独立的地质单元: 风暴洋克里普地体 (Procellarum KREEP Terrane, PKT), 斜长质高地地体 (Feldspathic Highlands Terrane, FHT), 以及南极艾特肯地体 (South Pole-Aitken Terrane, SPAT)。其中, PKT 位于月球正面风暴洋-雨海区域, 其特点是

富集钛、钾、铀等产热元素，这些产热元素由于其不相容的特性，遗留在了位于月壳深部的岩浆洋结晶晚期的残余熔体中，并在后续的火山活动中被携带至月表<sup>[24-26]</sup>；FHT 主要覆盖大部分的月球背面区域，其特点是具有较高的地形、广泛分布的撞击坑以及较高的表面反照率，同时，FHT 岩石中具有较高的斜长石含量，该区域的月壳通常被认为是在岩浆洋结晶过程中形成的古老且稳定的斜长质月壳<sup>[24]</sup>；SPAT 位于月球背面，主要包含 SPA 盆地，相比于 FHT，该区域的产热元素含量更高（但低于 PKT 区域），且铁、镁、钛的含量也更高<sup>[25, 26]</sup>。

需要注意的是，光谱信息仅能反映月表约几厘米极浅层的成分，意味着遥感技术实际上无法直接探测月表下的物质成分信息。尽管如此，月球广泛分布的大型撞击盆地与小型撞击坑为研究月壳深部的组成成分提供了重要的途径。撞击伴随的挖掘过程使得埋藏于深部的月壳物质被挖掘出来并重新分布在月球表面，通过推断这些物质的可能来源深度，可以间接获取月表以下的物质成分分布情况。

Hawke 等<sup>[27]</sup> 利用 Galileo 和 Clementine 任务提供的近红外光谱和多光谱图像数据，对月球表面纯斜长岩（Pure Anorthosite）的分布和形成方式进行了研究，他们在月球正面以及多个大型盆地的环状结构中均发现了斜长岩，认为这些斜长岩来源于月壳浅层物质下方，且在斜长岩下方还存在更镁铁质的物质。Ohtake 等<sup>[28]</sup> 随后利用 SELENE 探测器搭载的光谱剖面仪数据，识别了纯斜长岩（Purest Anorthosite, PAN，斜长石含量接近 100 vol.%）的存在，发现 PAN 岩石的分布与撞击坑大小之间存在很强的相关性，并认为上月壳中可能存在一个全球性的纯斜长岩层。Yamamoto 等<sup>[29]</sup> 利用 SELENE 号搭载的多波段成像仪（Multiband Imager, MI）数据，再次确认了纯斜长岩层的存在，认为其厚度约为 50 km，位于上方厚约 10 km 的混合长石质岩层之下。

此外，Tompkins 和 Pieters<sup>[30]</sup> 通过对撞击坑中央峰的物质成分进行分析，发现上月壳斜长石含量为 82%，下月壳斜长石含量为 75%，且在下月壳（即纯斜长岩下方）镁铁质物质含量呈现出随深度逐渐增加的趋势，提出了下月壳可能是更为镁铁质的斜长岩层。Cahill 等<sup>[31]</sup> 结合月壳厚度模型和撞击坑中央峰的起源深度模型，对月壳组成随深度的变化情况进行研究，发现含有斜长质矿物的中央峰来自月壳全部深度处，且主要局限在 FHT 区域，并且高斜长石含量的中央峰物质存在于较厚的月壳内以及靠近壳幔边界处，这与镁铁质物质含量随深度增加的变化趋势不符。Taylor 和 Wieczorek<sup>[32]</sup> 通过计算月壳中的  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量发现，PKT 和 SPA 区域的月壳被玄武岩等镁铁质物质成分主导，但镁铁质物质在高地区域的月壳深部很少，甚至不存在，表明深部月壳是横向不均匀的。Lemelin 等<sup>[33]</sup> 重新检验了月壳随深度逐渐镁铁质的假说，但没有发现镁铁质矿物含量有随深度增加逐渐增多的趋势，也没有明确发现月壳中富 PAN 岩层的存在。Martinont 等<sup>[34]</sup> 通过研究辉石的分布，同样发现月壳组分在壳幔边界处存在横向不均匀性。

总的来说，月壳的物质组成在横向和纵向上都呈现出显著的非均匀特征。在横向，由于元素丰度以及矿物含量差异，月壳可以被划分为三个独立的地体，分别为 PKT 地体、FHT 地体，以及 SPAT 地体。在纵向，混合长石质岩层在浅表处广泛存在，且在 FHT 区域的混合斜长质岩层下方存在纯斜长岩层，而在纯斜长岩层之下可能存在一个非均匀分布的镁铁质斜长岩层。

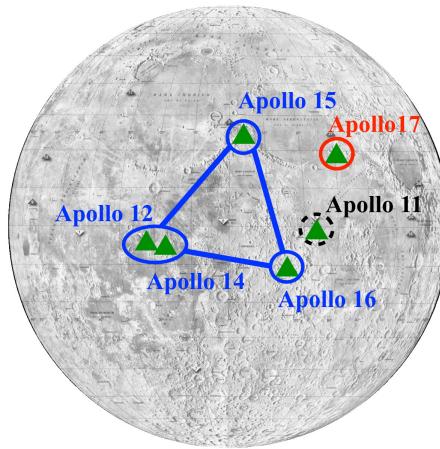


图 2 Apollo 任务布置的月震仪在月球上的位置分布<sup>[35]</sup>

### 3 月震探测对于月壳结构的约束

月震探测是研究月球壳层结构的重要手段,能够为月壳在纵向上密度结构以及月壳厚度提供更为直接的局部约束。月震探测主要是通过分析月震波的传播特征来推断月球的内部结构。月震波是由月球内部的自然震动(如陨石撞击或热胀冷缩等)产生的弹性波,当这些波传播到不同物理性质的介质界面时,会发生反射、折射和散射。月震波的速度、振幅和传播路径的变化能够反映介质的密度和分层结构。通过布设月震仪记录月震信号,并结合反演算法,可以构建月震波在月球内部传播时的速度模型,进而揭示月球的内部结构特征。1969至1977年,美国Apollo任务在月球表面部署了6台月震仪,分别位于Apollo 11、12、14、15、16和17号着陆点,如图2所示。其中,位于Apollo 11号着陆点的月震仪由于供能原因只短暂工作了一段时间,位于Apollo 17号着陆点的仪器实际为一个月球表面重力仪,仅在部分时间段作为短周期月震仪使用,灵敏度低于其他月震仪<sup>[36]</sup>。任务期间,Apollo 12、14、15、16号着陆点处开展了被动月震实验,Apollo 14、16、17号着陆点处开展了主动月震实验<sup>[36]</sup>。被动月震实验主要监测自然事件引发的月震,如月球内部由潮汐引起的月震,或月表陨石撞击引起的震动等。主动月震实验通过人为利用撞击器等作为震源,制造月震波,并对其进行监测。无论是主动月震实验还是被动月震实验,均可通过测量月震波在月球内部的传播和反射信号,推测月球的内部结构。

月震对于月壳结构最重要的约束是月壳厚度。月球壳幔边界的定义沿用了地球上Moho面的定义,以P波波速首次超过7.6 km/s为界定义月球的壳幔边界<sup>[39]</sup>。以此为标准,早期研究人员利用线性反演技术得到的Apollo 12、14号着陆区的月壳厚度约为60 km<sup>[40]</sup>,但最近通过采用新的分析手段对Apollo月震数据的重新分析表明月壳厚度仅为30-40 km<sup>[38, 41, 42]</sup>,比最初的月震数据分析结果要小得多。需要注意的是,这个数值仅能反映Apollo 12、14号着陆区的月壳厚度而非全月的月壳厚度,考虑到月球正面和背面的地形差异、三大地体间形

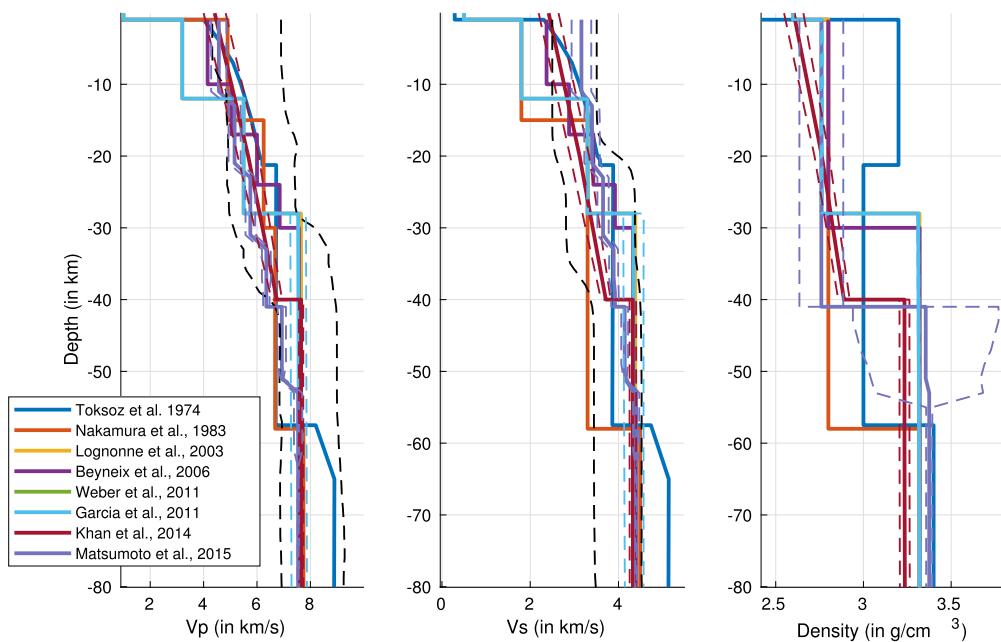


图3 月震波速度剖面图<sup>[37]</sup>。不同曲线表示不同研究给出的平均月壳内部结构模型，相同颜色的虚线表示模型在一个标准差范围内的不确定性，黑色虚线为Khan和Mosegaard<sup>[38]</sup>的研究获取的模型概率密度分布中，概率密度最高的区域所对应的月震波速度分布

成与演化过程的差异，月壳厚度在不同的区域可能呈现出显著的变化。另外，由于从月球数据中准确读取月震波走时存在一定困难，因此所有基于月震实验的月壳厚度估计均存在一定的不确定性，这些不确定性将影响后续的数据分析和解释<sup>[43]</sup>。

月震实验的另一个发现是月壳内部存在分层结构。一些研究发现，月震波在月壳内部传播时速度会在某一界面处出现显著跳变，在该界面以上月震波随深度速度缓慢增加，在该界面以下月震波增速明显加快，并持续至壳幔边界（如图3所示）。早期的分析表明，分层界面位于月壳内约20 km深的位置<sup>[36, 40]</sup>。最近对月震数据的重新分析认为，该月震波分层界面约在月壳15 km深度处<sup>[42, 44-46]</sup>。该分层界面可能反映了月壳内与撞击形成的裂缝、岩浆活动等有关的孔隙度变化，或者是物质成分变化<sup>[43]</sup>。

此外，月震数据还揭示了月表风化层的存在。Apollo 14、16、17号着陆点处的主动月震实验结果显示，P波在月表至深约12m范围内速度极低（如图3所示），这一区域反映的可能是位于月球表面的月壤层（regolith），主要由陨石撞击、空间风化等作用形成的岩石碎屑和尘埃组成<sup>[47]</sup>。在月壤层之下，月震波波速随深度快速增加，P波速度从100 m/s增加至1000 m/s，且该区域的厚度可以达到3.3 km以上，这一区域被认为是由盆地溅射物和碎裂岩石层组成的巨风化层（megaregolith），是早期大规模陨石撞击的结果<sup>[36, 43, 48]</sup>。该巨风化层与上文中由光谱探测揭示的混合长石质岩层可能反映的是相同的月壳结构。尽管月震探测

得到的巨风化层厚度(约3.3 km)小于混合长石质岩层的厚度(约10 km),但因为月震仪只布置在月表少数几个区域,其探测结果无法代表整体月壳的结构特征,且由于大型撞击盆地的溅射物在月表不同区域沉降积累的厚度不同,不同区域巨风化层的厚度可能在一个较大范围内变化<sup>[43]</sup>。此外,撞击过程除了使月壳变得破碎,还会因撞击挖掘出了月壳深部物质以及部分陨石携带了铁元素等使得巨风化层中含有镁铁质物质,与混合长石质岩层的物质成分相一致。巨风化层下方的月壳由于在演化过程中受外界因素的影响较小,可能仍为早期岩浆岩分异过程形成的纯斜长质月壳,符合光谱探测所揭示的在混合长石质岩层下方存在纯斜长岩层。

尽管月震探测为月球内部结构研究提供了直接的局部约束,但其局限性也不容忽视。首先,Apollo任务的月震仪全部布设在月球正面,无法获取月球远侧的月震数据,导致探测结果的空间覆盖范围有限,无法在全月范围内开展内部结构研究。其次,自1977年Apollo任务结束后,人类再未获取新的月震数据,这使得月震研究长期依赖于数十年前的观测数据,限制了研究的进一步深入。此外,月震仪的数量和分布密度较低,难以精确刻画月球内部结构的细节。

## 4 重力与地形数据联合分析

除了上述方法和数据外,月球的重力数据,特别是重力与地形数据的联合分析,也广泛应用于月壳结构的研究中。月球重力场是由月球内部质量分布引起的,其空间变化反映了月球内部密度分布的不均匀性,而月表地形可以反映部分月球质量分布,因此月表地形与月球重力场具有一定的相关性。然而,重力场模型具有非唯一性,仅依据重力和地形数据无法唯一确定月壳信息,因此需要建立模型对重力场与地形的关系以及月壳结构做出合理假设。

### 4.1 月球重力场

重力场模型是对重力场的数学描述,通常由球谐系数的形式表达,重力场模型的阶次代表了该模型的分辨率。月球外任意一点 $\mathbf{r} = (r, \theta, \phi)$ 处的引力位可以表示为:

$$U(r, \theta, \phi) = \frac{GM}{r} \sum_{i=1}^2 \sum_{l=0}^{l_{\max}} \sum_{m=0}^l \left(\frac{R}{r}\right)^l C_{ilm} Y_{ilm}(\theta, \phi) \quad (1)$$

其中, $r$ 为该点距月球质心的距离, $\theta$ 和 $\phi$ 分别为该点的余纬和经度, $G$ 为万有引力常数, $M$ 为月球质量, $R$ 为参考半径。 $C_{ilm}$ 为重力场系数,也叫Stokes系数。 $Y_{ilm}$ 为 $4\pi$ 归一化的 $l$ 阶 $m$ 次的球谐函数,其定义为:

$$Y_{ilm} = \begin{cases} \bar{P}_{lm}(\cos \theta) \cos m\phi & \text{if } i = 1 \\ \bar{P}_{lm}(\cos \theta) \sin m\phi & \text{if } i = 2 \end{cases} \quad (2)$$

其中, $\bar{P}_{lm}(\cos \theta)$ 是归一化的缔合勒让德函数,写为:

$$\bar{P}_{lm}(\cos \theta) = \sqrt{(2 - \delta_{0m})(2l + 1) \frac{(l - m)!}{(l + m)!}} P_{lm}(\cos \theta) \quad (3)$$

式(1)中0阶项对应的是月球总质量产生的引力位,1阶项定义月球质心的位置,当所采用的坐标系中心定义为月球质心时,1阶项对应的Stokes系数均为零。由式(1)得到的引力位是一个标量,在实际研究中,通常只采用径向方向的重力,用参数 $g$ 表示。假设向下为正方向,可以得到,

$$g(r, \theta, \phi) = \frac{GM}{r^2} \sum_{i=1}^2 \sum_{l=0}^{l_{\max}} \sum_{m=0}^l \left(\frac{R}{r}\right)^l (l+1) C_{ilm} Y_{ilm}(\theta, \phi) \quad (4)$$

早期的月球探测任务主要通过无线电追踪技术获取月球重力数据,但分辨率普遍较低<sup>[49]</sup>,直至Lunar Prospector探测器携带的多普勒重力实验设备首次提供了极地低空重力场测量,才获取了月球正面较高分辨率的重力场信息<sup>[50]</sup>。然而,由于月球处于潮汐锁定状态,当探测器飞到月球背面时无法直接与地球基站进行通讯,导致这些探测器无法直接对月球背面重力场进行测量<sup>[51]</sup>。第一次对月球背面重力场进行测量的是SELENE任务,该任务除主轨道器外,还有两颗子卫星,一颗作为中继星用于在月球背面对主卫星进行四路多普勒跟踪,另外一颗用于甚长基线干涉测量<sup>[52]</sup>,使得在月球背面也可以对主轨道器进行跟踪,进而对背面重力场进行测量。

目前分辨率最高的重力场模型来源于美国在2011年发射的GRAIL(Gravity Recovery and Interior Laboratory)任务,该任务包含了GRAIL-A/B重力探测双星,与地球重力卫星GRACE(Gravity Recovery and Climate Experiment)的探测原理相似,通过测量两个共轨卫星间的距离变化获取高精度的重力数据<sup>[53]</sup>。GRAIL目前提供的重力场模型中分辨率最高的可达到1500阶,对应空间分辨率为3.6 km,然而,该模型在高阶与地形的相关性较差,因此在月球内部结构,尤其是浅层结构研究中并不常用。目前最新的重力场模型为1200阶次的重力场模型GRGM1200B系列<sup>[54]</sup>,该系列模型对应的空间分辨率为4.5 km。与此前发布的重力场模型不同的是,该模型除了传统的Kaula约束外,还额外引入了月表地形作为约束条件,根据地形约束的程度不同定义了一系列GRGM1200B\_RMX模型,图4(a)所示为GRGM1200B\_RM1。由于额外引入了地形作为约束,该模型给出的月球重力场在几乎整个球谐阶数范围内都与月表地形具有高相关性,可用于反演月球小尺度的精细结构。

## 4.2 月球地形

月球地形通常也可以用球谐函数进行展开:

$$H(\theta, \phi) = \sum_{i=1}^2 \sum_{l=0}^{l_{\max}} \sum_{m=0}^l h_{ilm} Y_{ilm}(\theta, \phi) \quad (5)$$

其中, $h_{ilm}$ 为地形的球谐系数,展开式中的0阶项表示月球的平均半径。

早期的月球地形主要通过地基望远镜观测获取,但该方法仅局限于月球正面,且精度不高。随着航天技术的发展,星载激光测高和摄影测量技术逐渐成为获取全月覆盖的高精度地形数据的主要方式<sup>[55]</sup>。1994年,Clementine探测器通过携带激光高度计对月球进行了轨道测量,首次获取了月球近全月地形数据(75°N-75°S范围内)<sup>[56]</sup>。Zuber等<sup>[57]</sup>利用Clementine号获取的数据创建了一个70阶次的地形模型GLTM-1,该模型给出了第一个可靠的月表地

形全球特征。在此之后, SELENE 探测器、Chang’ E-1 号探测器也都陆续对月球地形进行了测量, 除激光高度计外, 这些任务还携带高分辨率相机获取了月表立体影像, 可用于构建局部或全月地形模型。

目前最成功的高度计是搭载在 Lunar Reconnaissance Orbiter 上的月球轨道激光高度计 (Lunar Orbiter Laser Altimeter, LOLA), 其获取的地形数据与 GRAIL 重力场数据共同提供了目前为止与月球内部结构相关的最高分辨率全月覆盖数据集<sup>[43]</sup>。在 LRO 任务之前, 人类对月球地形的认知不足以安全开展机器人登陆月球工作, 对月球表面特征位置的了解约在千米水平, 在诸如月球背面等很多区域, 这种认知精度为几千米, 在多数区域, 月表坡度在数十至数百千米的尺度上完全未知<sup>[49, 58]</sup>。**LOLA 是一种旨在协助未来月球机器人和载人探测任务选择着陆点的仪器, 设计用于以高分辨率测定全月地形、测量着陆区坡度与表面粗糙度, 并在极地永久阴影区探测可能存在的表层水冰等物质**<sup>[58, 59]</sup>。由 LOLA 地形数据衍生出了包括 LDEM 系列、LOLA2600p 等一系列高分辨率地形模型, 图4(b) 所示为 LOLA2600p 模型<sup>[49, 58]</sup>。目前基于 LOLA 数据得到的最新月球地形模型已达到 11519 阶次<sup>[60]</sup>。

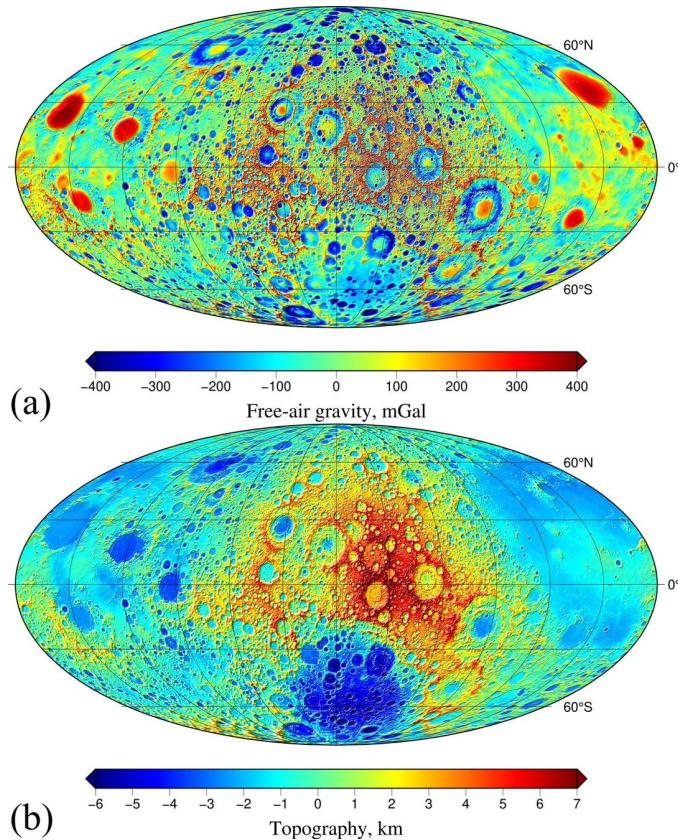


图 4 月球重力场与地形模型。(a) GRGM200B\_RM1 重力场模型<sup>[54]</sup>, (b) LOLA2600p 地形模型<sup>[49]</sup>。数据以 Mollweide 等面积投影呈现, 图像中心为位于月球背面的 180° 经线, 网格线在纬度和经度上每间隔 30° 绘制一次

### 4.3 月壳厚度

重力与地形联合分析对于月壳结构研究的一个重要应用在于反演全月月壳厚度。常用的方法有导纳法 (admittance)、大地水准面高-地形比法 (Geoid-Topography-Ratio, GTR)，以及布格异常反演法。导纳法与 GTR 方法需要假定月壳处于一定的均衡补偿机制下 (如 Airy 补偿、Pratt 补偿)，通过研究重力与地形的关系来约束月壳的厚度，这两种方法得到的通常是当地的平均月壳厚度。布格异常反演法与这两种方法不同，该方法无需假设具体的均衡补偿机制，其最大的特点是认为观测到的重力场 (或自由空气重力) 全部来源于月表地形起伏以及壳幔边界的形状起伏，并通过引入全月平均月壳厚度或者某一点的月壳厚度 (通常为 Apollo 月震数据给出的 Apollo 12、14 号着陆区的月壳厚度) 作为额外的约束，对全月的月壳厚度变化进行反演。以下将对这几种方法进行详细的介绍：

#### 4.3.1 导纳法与 GTR 方法

在空间频率域中，重力与地形数据通过球谐展开被分解为不同波长成分，可以得到特定波长下重力与地形的关系，若研究区域存在多种补偿机制，还可以通过分析不同波长信息单独研究每种补偿机制的影响<sup>[39]</sup>。

假定空间频率域内重力与地形存在如下线性关系：

$$C_{ilm} = Z_l h_{ilm} + I_{ilm} \quad (6)$$

其中， $C_{ilm}$  是重力场的球谐函数系数， $h_{ilm}$  是地形的球谐函数系数， $Z_l$  是一个线性传递函数，通常叫做导纳 (即 admittance)， $I_{ilm}$  是重力场中与地形无关的项，如测量噪声。上式实际上把测量到的月球重力场分为了两项，与地形相关的项和与地形无关的项。考虑到  $I_{ilm}$  与地形无关，通过在上式两边同时乘以  $h_{ilm}$ ，随后对  $m$  求和取期望，则可以得到关于导纳  $Z_l$  的无偏估计，即：

$$Z(l) = \frac{S_{hg}(l)}{S_{hh}(l)} \quad (7)$$

其中， $S_{hg}(l) = \sum_{i=1}^2 \sum_{m=0}^l h_{ilm} g_{ilm}$ ，为重力与地形的交叉功率谱， $S_{hh}(l) = \sum_{i=1}^2 \sum_{m=0}^l h_{ilm}^2$ ，为地形的自功率谱。

与导纳法是在空间频率域内建立重力与地形的关系不同的是，GTR 方法是在空间域内建立大地水准面 (即重力) 与地形的关系。Ockendon 和 Turcotte<sup>[61]</sup> 以及 Haxby 和 Turcotte<sup>[62]</sup> 最初在笛卡尔坐标系创建 GTR 方法对地球进行研究，研究结果显示，均衡补偿区域的大地水准面异常与岩石圈内纵向上密度分布的局部偶极矩有关，当处于 Airy 补偿情况下，局部 GTR 与当地的平均地壳厚度成正比。在此之后，Wieczorek 和 Phillips<sup>[63]</sup> 提出了一种更精确的方法用于在球坐标系计算 GTR，在球面上，GTR 等于一个与球谐阶数相关的加权导纳：

$$GTR = R \sum_{l=l_{\min}}^{l_{\max}} W_l Q_l \quad (8)$$

其中， $l$  为球谐阶数， $Q_l = \frac{C_{ilm}}{h_{ilm}}$ ，是一个重力与地形的球谐系数之间的线性转换函数， $W_l$  是

一个由地形决定的加权函数, 定义为:

$$W_l = S_{hh}(l) / \sum_{j=l_{\min}}^{l_{\max}} S_{hh}(j) \quad (9)$$

可以看出, GTR 对数据中高能量部分更为敏感。由于月球地形的长波部分比短波部分具有更高的能量, 因此低阶数据在 GTR 中占有较高的权重, GTR 对月球低阶数据更敏感, 月球大约 80% 的 GTR 是由球谐阶数低于 30 的数据决定的<sup>[49]</sup>。对于单层 Airy 模型,GTR 可以表示为:

$$GTR = \sum_{l=l_{\min}}^{l_{\max}} W_l \frac{3}{2l+1} \frac{\rho_c}{\rho} \left[ 1 - \left( \frac{R-H}{H} \right)^l \right] \quad (10)$$

其中,  $\rho_c$  表示月亮密度,  $\rho$  为月球的平均密度,  $H$  表示月亮的平均厚度。Wieczorek 和 Phillips<sup>[63]</sup> 利用 GTR 方法对高地月亮的结构和补偿状态进行了研究。他们分别对单层和双层 Airy 模型进行了测试, 并将结果与 Apollo 月震探测结果相比较, 发现单层 Airy 模型以及上月亮厚度变化而下月亮厚度为常数的双层 Airy 模型的结果, 与 Apollo 12、14 号着陆区下方约 20 km 深处存在月震波速度跳变界面一致, 支持月亮内存在分层特征的说法, 并且说明该分层界面在月亮内可能广泛存在。他们还通过密度与铁含量的经验关系发现月亮密度的横向变化可以忽略不计, 说明 Pratt 补偿对于高地月亮不重要。需要注意的是, 对 GTR 建模的方法适用于对研究区域进行整体分析, 但因为最终得到的 GTR 值是单一的加权平均值, 无法体现不同波长的信息, 且由于 GTR 对数据中高能量部分更为敏感, 易受地形中与假定补偿状态无关的的长波部分的影响 (如月幔中的横向密度异常), 使结果出现偏差。**导纳法与 GTR 方法都一致的表明月亮的平均厚度约为 50 km<sup>[39]</sup>**。

#### 4.3.2 布格异常反演法

与 GTR 方法和导纳法不同, 布格异常反演法的特点是认为观测到的重力场全部来源于月表地形起伏以及壳幔边界的形状起伏, 通过在实际观测到的重力场中扣除表面地形的影响 (即进行布格修正, Bouguer Correction), 得到布格异常 (Bouguer Anomaly), 利用布格重力异常对壳幔边界的形状起伏进行反演, 而后通过求月表地形起伏与壳幔边界的形状起伏之间的差值, 得到月亮厚度。

此处进行布格修正时, 通常采用 Wieczorek 和 Phillips<sup>[64]</sup> 在早期提出的球坐标下的有限幅度修正法。根据该方法, 若月球内部存在某一密度分层界面, 该界面的平均半径为  $D$ , 下层与上层月亮物质的密度差为  $\Delta\rho$ , 界面形状为  $H(\theta', \phi')$ , 则该密度分层界面在月球外任意一点处产生的引力位可表示为:

$$U(r, \theta, \phi) = \frac{GM}{r} \sum_{i=1}^2 \sum_{l=0}^{l_{\max}} \sum_{m=0}^l \left( \frac{D}{r} \right)^l C_{ilm}^+ Y_{ilm}(\theta, \phi) \quad (11)$$

其中, Stokes 系数  $C_{ilm}^+$  写为:

$$C_{ilm}^+ = \frac{4\pi\Delta\rho D^3}{M(2l+1)} \sum_{n=1}^{l+3} \frac{n h_{ilm}}{D^n n!} \frac{\prod_{j=1}^n (l+4-j)}{(l+3)}. \quad (12)$$

${}^n h_{ilm}$  为该密度分层界面形状起伏的  $n$  次方对应的球谐展开系数, 由下式定义:

$$H^n(\theta', \phi') = \sum_{i=1}^2 \sum_{l=0}^{l_{\max}} \sum_{m=0}^l {}^n h_{ilm} Y_{ilm}(\theta', \phi') \quad (13)$$

对于月表地形引起的重力场 (布格修正) 来说, 以上公式中  $D$  为月球的平均半径,  $H$  为月表地形,  $\Delta\rho$  为月壳密度。

通过对原始的重力场数据进行布格修正 (即扣除地形的影响), 可以得到布格异常  $C_{lm}^{BA}$ , 即月球壳幔边界起伏对重力场的贡献。由得到的布格异常, Wieczorek 和 Phillips 给出了根据布格异常计算壳幔边界起伏  $h_{lm}$  的方法<sup>[64]</sup>:

$$h_{ilm} = w_l \left[ \frac{C_{ilm}^{BA} M (2l+1)}{4\pi \Delta\rho D^2} \left( \frac{R}{D} \right)^l - D \sum_{n=2}^{l+3} \frac{(h^n)_{ilm}}{D^n n!} \frac{\prod_{j=1}^n (l+4-j)}{(l+3)} \right]. \quad (14)$$

此处的  $\Delta\rho$  表示月亮和月幔之间的密度差,  $D$  为壳幔边界的平均半径, 等于平均月球半径减平均月壳厚度,  $R$  为布格异常的参考半径。 $w_l$  是一个滤波器, 在利用布格异常计算壳幔边界起伏时, 需要将布格异常从参考半径处向下延拓至壳幔边界的平均半径处, 此过程会放大重力场中的短波噪声, 滤波器能过滤短波信号, 从而使布格异常的向下延拓过程变得稳定。虽然方程 (14) 没有简单的解析解, 但可以通过迭代方法确定壳幔起伏: 首先忽略方程右边的高阶项得到  $h_{ilm}$  的近似值, 然后利用该近似值计算高阶项, 得到新的估计值, 重复第二步, 直到壳幔起伏收敛到一个稳定解。最终月壳厚度可以通过月表起伏减壳幔边界起伏得到<sup>[65]</sup>。Wieczorek 等人基于此方法, 使用 Apollo 12、14 号月震仪获取的 30 km 月壳厚度做为参考, 得到月壳厚度为 34-43 km, 如图 5 所示<sup>[65]</sup>, 与 Apollo 月震实验得到的 30-40 km 月壳厚度相一致。

#### 4.4 月壳密度结构

重力与地形数据联合分析的另一个应用是研究月壳密度及密度结构。GRAIL 获得的重力场模型显示月球的重力场与地形在 100 阶次以上存在较强的相关性<sup>[53]</sup>, 意味着高阶次的重力场信号可能很大部分都来自于地形的贡献。为进一步研究高阶次重力与地形的关系, Wieczorek 等<sup>[65]</sup> 提出了一种“有效密度谱”方法。该方法假定在空间频率域内, 重力与单位密度布格修正存在如下关系:

$$g_{ilm} = \rho_{\text{eff}}(l) b_{ilm} + \nu_{ilm} \quad (15)$$

其中,  $g_{ilm}$  为沿径向方向的重力 (由式 (4) 得到),  $\rho_{\text{eff}}(l)$  是  $l$  阶的有效密度,  $b_{ilm}$  是由月球地形计算出的单位密度布格修正,  $\nu_{ilm}$  是与单位密度布格修正 (即地形) 无关的项。该方法与之前介绍的导纳法类似, 都是在空间频率域内建立相应的线性关系, 不同的是, 导纳法建立的是重力场和地形的线性关系, 而有效密度法进一步建立了重力与单位密度布格修正的关系。类似地, 通过对式 (15) 左右两边同时乘以  $b_{ilm}$ , 对  $m$  求和并取期望, 可得到关于有效密度的无偏估计:

$$\rho_{\text{eff}}(l) = \frac{S_{gb}(l)}{S_{bb}(l)} \quad (16)$$

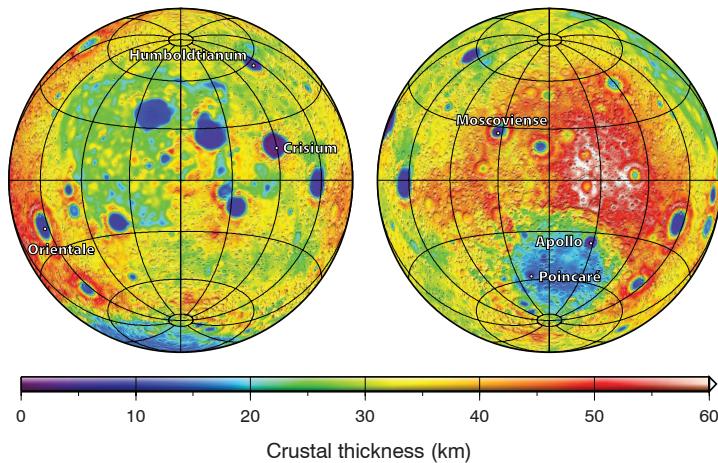


图 5 月壳厚度<sup>[65]</sup>。数据以 Lambert azimuthal 等面积投影呈现, 图像中心分别位于月球正面的 0° 经线(左)和位于月球背面的 180° 经线(右), 每张图像覆盖了 75% 的月球表面, 网格线在纬度和经度上每间隔 30° 绘制一次

其中,  $S_{gb}$  和  $S_{bb}$  分别为重力与单位密度布格修正的交叉功率谱和单位密度布格修正的自功率谱。

根据有效密度法, Wieczorek 等<sup>[65]</sup> 利用 GRAIL 早期发布的重力数据(310 阶次), 计算了全月的有效密度。他们发现有效密度谱在低阶次的变化无规律, 但在大约 150 至 310 阶的范围内, 计算出的有效密度基本保持不变, 约在  $2550 \text{ kg m}^{-3}$  附近, 并据此认为这个数值可能反映的是月壳的平均密度。同时, 他们也结合月表遥感数据推断的岩石颗粒密度, 推导出月球的平均孔隙度约为 12%。Besserer 等<sup>[66]</sup> 也利用同样的方法, 但是采用了随后发布的 900 阶次 GRAIL 重力场模型来计算月球的有效密度。他们发现, 从全球性数据来看, 有效密度呈现出随阶次增加而逐渐减少的趋势。考虑到重力信号中, 高阶次的信号随着距离的增加而衰减得更快, 因此, 理论上来说, 高阶次的信号对靠近月表的浅层结构更为敏感, 而低阶信号对月壳深部结构更为敏感。故而, 有效密度随着阶次增加逐渐减少的趋势可认为是密度随深度逐渐增加。他们认为这一密度随深度增加的现象主要是月壳的孔隙度随着深度增加而逐渐闭合导致的。随后, 他们采用这套有效密度法, 结合局部频谱分析技术, 研究了月壳密度随深度的变化规律。通过建立密度随深度呈线性或指数型变化的模型, 他们对全月的密度结构进行了研究, 结果显示, 月海区域内月壳密度有随深度明显下降的趋势, 而高地的月壳密度随深度增加。高地区域的月表密度约为  $2223 \text{ kg m}^{-3} \text{ km}^{-1}$ , 孔隙度为 22-26%<sup>[66]</sup>。

Besserer 等<sup>[66]</sup> 的工作中关于理论有效密度计算公式的推导均是在笛卡尔坐标系中完成的<sup>[66]</sup>。此后, Goossens 等<sup>[54]</sup> 使用与 Besserer 等<sup>[66]</sup> 相同的理论模型, 但考虑到球面的效应, 采用了 Han 等<sup>[67]</sup> 给出的球坐标下的理论有效密度表达式:

$$\rho_{\text{eff}}(l) = \sum_{p=1}^{P_{\text{max}}} \Delta\rho_p \left( \frac{r_p}{r_1} \right)^{l+2}. \quad (17)$$

其中,  $p$  表示月壳中的层数, 最大为  $P_{\max}$ ,  $\Delta\rho_p = \rho_p - \rho_{p-1}$  为相邻月壳层之间的密度差,  $\rho_p$  为每层月壳密度,  $r_p$  为每层相应的半径 ( $r_p < r_{p-1}$ )。他们得到高地月壳的表面密度约为  $2264 \text{ kg m}^{-3}$ , 孔隙度约为 20%, 月壳密度在约 17 km 深度处达到无孔的纯斜长质月壳密度。Goossens 等<sup>[54]</sup> 使用的重力场模型的最高阶次为 1200, 分辨率高于 Besserer 等<sup>[66]</sup> 使用的重力场模型, 但在实际研究中, 两项研究都未使用高阶的重力场数据 (Goossens 等<sup>[54]</sup> 使用的阶次范围为 250-650 阶, Besserer 等<sup>[66]</sup> 使用的阶次范围为 250-550 阶), 因此均未能对月壳浅表层结构进行约束, 得到的高孔隙月壳层与无孔隙月壳层的分界面深度相较于光谱探测得到的 10 km 和月震探测得到的 3.3 km 较深。

## 5 总结与展望

表 1 不同数据来源的月球地壳分层结构对比

约束信息	存在的分层/分界面	关键特征
月壳成分	混合长石质岩层 (0-10 km)	斜长石含量 76-89%, 可能由撞击溅射物组成
	纯斜长岩层 (10-60 km)	全球性纯斜长岩, 岩浆洋分异产物
	镁铁质斜长岩层 (60 km-壳幔边界)	全月非均匀分布, 岩浆洋晚期分异产物
月震数据	月壤 (0-12 m)	$V_p$ 约为 100 m/s
	巨风化层 (12m->3.3 km)	$V_p$ 约为 300-1000 m/s, 可能对应光谱中的混合长石质岩层
	壳内不连续界面 (位于 15-20 km 处)	从巨风化层底部至该界面 $V_p$ 随深度递增, 局部存在波速跃升
	壳幔边界 (30-40 km)	$V_p > 6000 \text{ m/s}$ , 横向不均匀
重力数据	高孔隙层 (0-17 km)	密度约 $2260 \text{ kg/m}^3$ , 平均孔隙率为 20%
	无孔隙层 (17-34 km)	全月壳层厚度变化范围极大, 从几 km 至约 60 km, 平均厚度为 34 km

本文回顾了月壳结构, 包括其物质结构以及密度结构的研究进展。多种技术手段对月壳内部结构的研究均表明, 月壳结构具有非均质性特征, 并呈现出明显的分层结构, 详见表1。对 Apollo 任务月球返回样品的分析确认了月壳岩石中斜长石的存在, 这一发现改变了人类对于月球早期分异过程的传统认识, 推动了月球岩浆洋演化模型的建立。岩石样品中镁铁质

物质的存在表明月壳具有复杂的物质组分。由光谱数据, 月壳可以分为三个独立的地质单元, 分别为 PKT、FHT、SPAT, 不同地质单元的元素丰度和矿物含量具有显著差异。通过对大型盆地撞击坑及其中央峰的物质成分进行遥感光谱分析, 一些研究发现月壳的物质成分分布存在分层特征, 含镁铁质物质的混合长石质岩层在月壳浅表处广泛存在, 且在高地区域的混合长石质岩层下方存在 PAN 岩层。PAN 岩层之下的月壳组分可能更镁铁质, 也可能呈现横向不均匀分布。Apollo 月震实验获取的探测结果表明, 月壳的密度结构存在显著的分层特征, 自月表至月壳深处分别为: 厚约 12 m 的月壤层、厚度至少为 3.3 km 的巨风化层、原生斜长岩层, 月壳厚度约为 30-40 km。月壤和巨风化层中主要包含盆地溅射物及破裂岩石, 是陨石撞击的结果, 其厚度有助于揭示月表撞击过程及撞击坑年龄, 且巨风化层与光谱数据揭示的混合长石质岩层可能反映的是同一月壳结构。此外, 月震实验发现在月壳内部 15-20 km 深处可能存在一个密度分界面, 该分界面可能是月壳孔隙度受撞击作用而变化导致的, 或是物质成分受早期岩浆分异过程以及后续地质构造变化、岩浆入侵等影响而变化导致的。

上述三种研究方法在取得了研究成果的同时也具有一定的局限性。目前获取的岩石样品主要来自于 Apollo 任务在月球正面低纬度区域的采样, 对其他区域岩石样品的获取十分有限, 现有岩石样品的分析结果无法全面代表月球各区域的岩石特征。遥感探测仅限于月球表面的浅层区域, 无法获取深层月壳的相关信息。利用撞击坑中央峰分析月壳深部物质成分的方法依赖于撞击坑直径与撞击挖掘深度之间的经验关系, 由此带来的问题是, 研究结果可能受到撞击坑形态测量误差和经验模型准确性的影响。月震探测同样受到数据获取范围的限制, 探测结果无法代表月球各区域的密度结构特征, 且月震仪的布置成本较高, 很难在全月范围内开展月震研究。

为了克服上述方法的局限性, 一种对月壳结构进行研究的有效方法是利用重力与地形数据进行联合分析。月球重力场能够反映月球内部的质量分布, 重力场模型是重力场的数学表达, 月球地形反映了月表物质的分布, 因此与重力场具有一定的相关性。通过对重力场与地形的关系以及月壳内部结构进行建模, 可以在全月范围内获取包括但不限于月壳厚度、密度、孔隙度等多种物理参数。重力场与地形数据最新揭示的月壳厚度为 34-43 km, 与月震探测结果相一致, 并发现上月壳内存在孔隙随着深度加深逐渐闭合的趋势。

对月壳结构更深一步的研究有待于新的科学数据的获取。未来的月球探索将进入一个新的阶段, 目前, 多个国家和机构正积极规划新一轮月球探测任务。我国的探月工程将继续发射嫦娥系列探测器, 其中 Chang'E-7 号拟布设月震仪对月球进行新的月震探测, 有望取得关于月壳厚度及空间分布规律、月球正面和背面的内部圈层结构差异的新认识, 同时确定月核及部分熔融带是否存在, 并约束其直径和深度<sup>[68]</sup>。美国的 Artemis 任务计划将宇航员重新送往月球, 实现自 Apollo 任务以来人类再度登月<sup>[69]</sup>。该探测任务还计划对月表风化层中挥发性物质的组成进行光谱探测, 有助于揭示月球的撞击历史, 理解月球的外部源、内部源、太阳风质子和微陨石轰击对月壳演化的影响<sup>[70]</sup>。俄罗斯将继续延续 Luna 系列任务, 对月球进行轨道器和软着陆探测。该探测任务的 Luna-27 号探测器计划搭载月震活动测量仪, 丰富的月震数据有助于揭示月球更精细的圈层结构。Luna-28 号探测器计划采集月球南极区域的月壤样品, 有望发现月壳物质组成的多样性, 揭示月球的地质演化历史<sup>[71]</sup>。此外, 由我国倡

导并提出的国际月球科研站 (International Lunar Research Station, ILRS) 计划在 2030 年前后建成, 以对月球开展长期的多方面研究<sup>[72]</sup>。这些任务的实施将为进一步研究月壳内部结构、月球演化历史等提供宝贵数据, 深化人类对月球的认知。除获取新的科学数据外, 深入研究月壳结构还依赖于研究方法的创新。尽管当前基于重力与地形数据联合分析方法得到的月壳高孔隙层与无孔隙层的分界面位置较深, 但目前重力场模型的分辨率已达到可以对月壳浅表层结构进行约束的水平, 当使用高阶重力场数据对月壳的密度结构进行研究时, 将能从重力的角度进一步约束巨风化层的厚度。

## 参考文献:

- [1] LIN Y, YANG W, ZHANG H, et al. Science Bulletin, 2024, 69(13): 2136–2148
- [2] HIESINGER H, HEAD J, JAMES W. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2006, 60(1): 1–81
- [3] HARTMANN W K, DAVIS D R. Icarus, 1975, 24(4): 504–515
- [4] CAMERON A G W, WARD W R. Abstracts of the Lunar and Planetary Science Conference, 1976, 7: 120–122
- [5] CANUP R M. Science, 2012, 338(6110): 1052–1055
- [6] ĆUK M, STEWART S T. Science, 2012, 338(6110): 1047–1052
- [7] PRITCHARD M, STEVENSON D. Origin of the Earth and Moon, 2000, 1: 179–196
- [8] SMITH J V, ANDERSON A T, NEWTON E J, et al. Proceedings of the Apollo 11 Lunar Science Conference, 1970, 1: 897–925
- [9] WOOD J A, DICKEY J S, MARVIN U B, et al. Proceedings of the Apollo 11 Lunar Science Conference, 1970, 1: 965–988
- [10] WARREN P H, WASSON J T. Lunar Science Conference, 8th, 1977, 2: 2215–2235
- [11] SNYDER G A, TAYLOR L A, NEAL C R. Geochimica Et Cosmochimica Acta, 1992, 56(10): 3809–3823
- [12] ELKINS-TANTON L T, BURGESS S, YIN Q Z. Earth and Planetary Science Letters, 2011, 304(3): 326–336
- [13] LIN Y, TRONCHE E J, STEENSTRA E S, et al. Nature Geoscience, 2017, 10(1): 14–18
- [14] ELARDO S M, PIETERS C M, DHINGRA D, et al. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2023, 89(1): 293–338
- [15] HEAD J W, WILSON L, HIESINGER H, et al. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2023, 89(1): 453–507
- [16] HIESINGER H, HEAD J, WOLF U, et al. Recent advances and current research issues in lunar stratigraphy, 2011, 477: 1–51
- [17] UREY H C. The Earth-Moon System, 1966: 210–212
- [18] 1966: 210–212
- [19] WARNER J L, SIMONDS C H, PHINNEY W C. Abstracts of the Lunar and Planetary Science Conference, 1976, 7: 975
- [20] RYDER G, WOOD J A. Lunar and Planetary Science Conference Proceedings, 1977, 1: 655–668
- [21] CARLE, M., PIETERS. Reviews of Geophysics, 1986, 24(3): 557–578
- [22] LUCEY P. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2006, 60(1): 83–219
- [23] JOLLIFF B L, GILLIS J J, HASKIN L A, et al. Journal of Geophysical Research: Planets, 2000, 105(E2): 4197–4216
- [24] GAFFNEY A M, GROSS J, BORG L E, et al. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2023, 89(1): 103–145
- [25] PRETTYMAN T H, HAGERTY J J, ELPHIC R C, et al. Journal of Geophysical Research: Planets, 2006, 111(E12): 2005JE002656
- [26] YAMASHITA N, HASEBE N, REEDY R C, et al. Geophysical Research Letters, 2010, 37(10): 2010GL043061
- [27] HAWKE B R, PETERSON C A, BLEWETT D T, et al. Journal of Geophysical Research: Planets, 2003, 108(E6)
- [28] OHTAKE M, MATSUNAGA T, HARUYAMA J, et al. Nature, 2009, 461(7261): 236–240

- [29] YAMAMOTO S, NAKAMURA R, MATSUNAGA T, et al. *Geophysical Research Letters*, 2012, 39(13)
- [30] TOMPKINS S, PIETERS C M. *Meteoritics & Planetary Science*, 1999, 34(1): 25–41
- [31] CAHILL J T S, LUCEY P G, WIECZOREK M A. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2009, 114(E9): 2008JE003282
- [32] TAYLOR G J, WIECZOREK M A. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 2014, 372(2024): 20130242
- [33] LEMELIN M, LUCEY P G, SONG E, et al. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2015, 120(5): 869–887
- [34] MARTINOT M, FLAHAUT J, BESSE S, et al. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2018, 123(12): 3220–3237
- [35] NUNN C, GARCIA R F, NAKAMURA Y, et al. *Space Science Reviews*, 2020, 216(5): 89
- [36] TOKSÖZ M N. *Reviews of Geophysics*, 1979, 17(7): 1641–1655
- [37] GARCIA R F, KHAN A, DRILLEAU M, et al. *Space Science Reviews*, 2019, 215(8): 50
- [38] KHAN A, MOSEGAARD K. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2002, 107(E6): 3–1–3–23
- [39] WIECZOREK M A, JOLLIFF B L, KHAN A, et al. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2006, 60(1): 221–364
- [40] TOKSÖZ M N, DAINTY A M, SOLOMON S C, et al. *Reviews of Geophysics*, 1974, 12(4): 539–567
- [41] KHAN A, MOSEGAARD K, RASMUSSEN K L. *Geophysical Research Letters*, 2000, 27(11): 1591–1594
- [42] LOGNONNÉ P, GAGNEPAIN-BEYNEIX J, CHENET H. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 211(1-2): 27–44
- [43] ANDREWS-HANNA J C, WEBER R C, GARRICK-BETHELL I, et al. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2023, 89(1): 243–292
- [44] GAGNEPAIN-BEYNEIX J, LOGNONNÉ P, CHENET H, et al. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2006, 159(3-4): 140–166
- [45] NAKAMURA Y. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1983, 88(B1): 677–686
- [46] CHENET H, LOGNONNÉ P, WIECZOREK M, et al. *Earth and Planetary Science Letters*, 2006, 243(1-2): 1–14
- [47] COOPER M R, KOVACH R L, WATKINS J S. *Reviews of Geophysics*, 1974, 12(3): 291–308
- [48] NAKAMURA Y. *Journal of Geophysical Research*, 2011, 116(E12): E12005
- [49] WIECZOREK M. *Treatise on Geophysics*. [S.I.]: Elsevier, 2015: 153–193
- [50] BINDER A B. *Science*, 1998, 281(5382): 1475–1476
- [51] KONOPLIV A. *Icarus*, 2001, 150(1): 1–18
- [52] KATO M, SASAKI S, TANAKA K, et al. *Advances in Space Research*, 2008, 42(2): 294–300
- [53] ZUBER M T, SMITH D E, WATKINS M M, et al. *Science*, 2013, 339(6120): 668–671
- [54] GOOSSENS S, SABAKA T J, WIECZOREK M A, et al. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2020, 125(2): e2019JE006086
- [55] 李 , 郑 , 叶 , et al. *测绘学报*, 2022, 51(6): 897–908
- [56] NOZETTE S, RUSTAN P, PLEASANCE L P, et al. *Science*, 1994, 266(5192): 1835–1839
- [57] ZUBER M T, SMITH D E, LEMOINE F G, et al. *Science*, 1994, 266(5192): 1839–1843
- [58] SMITH D E, ZUBER M T, NEUMANN G A, et al. *Geophysical Research Letters*, 2010, 37(18): 2010GL043751
- [59] CHIN G, BRYLOW S, FOOTE M, et al. *Space Science Reviews*, 2007, 129(4): 391–419
- [60] WIECZOREK M. *Spherical harmonic models of the shape of the Moon (principal axis coordinate system [LDEM128])*. [S.I.]: Zenodo, 2024
- [61] OCKENDON J R, TURCOTTE D L. *Geophysical Journal International*, 1977, 48(3): 479–492
- [62] HAXBY W F, TURCOTTE D L. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1978, 83(B11): 5473–5478
- [63] WIECZOREK M A, PHILLIPS R J. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 1997, 102(E5): 10933–10943
- [64] WIECZOREK M A, PHILLIPS R J. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 1998, 103(E1): 1715–1724
- [65] WIECZOREK M A, NEUMANN G A, NIMMO F, et al. *Science*, 2013, 339(6120): 671–675
- [66] BESSERER J, NIMMO F, WIECZOREK M A, et al. *Geophysical Research Letters*, 2014, 41(16): 5771–5777
- [67] HAN S, SCHMERR N, NEUMANN G, et al. *Geophysical Research Letters*, 2014, 41(6): 1882–1889
- [68] 张 , 林 , 姚 . *中国科学基金*, 2022, 36(6): 888–894

- 
- [69] SMITH M, CRAIG D, HERRMANN N, pÈ. In: . USA: IEEE, 2020: 1–10
  - [70] 张家铭, 闫彬. 航天返回与遥感, 2022, 43(02): 127–133
  - [71] 范唯唯, 杨帆, 鲁筱懿, et al. 中国航天, 2023(06): 9–16
  - [72] 裴 , 刘 , 王 , et al. 科学通报, 2020, 65(24): 2577–2586

## Advances in Research on the Structure of the Lunar Crust

Qin Yu<sup>1,2</sup>, Gong Sheng-xia<sup>1</sup>, Liao Xin-hao<sup>1</sup>

(1. Shanghai Astronomical Observatory, Chinese Academy of Sciences, Shanghai 200030, China; 2. School of Physical Science and Technology, ShanghaiTech University, Shanghai 201210, China)

### Abstract:

The structure of the lunar crust provides essential information for understanding the Moon's evolutionary history. This paper presents a comprehensive review of studies on the internal stratification of the lunar crust, synthesizing constraints derived from three key sources: crustal compositional data, lunar seismic observations, and gravity field measurements. Particular emphasis is placed on a series of methodological approaches that integrate gravity and topographic data, which have proven effective in probing crustal structure, especially at a global scale. Finally, the study summarizes the inferred stratification models derived from various constraints and datasets, and discusses the potential of future exploration missions to further refine our understanding of the Moon's crustal structure.

**Key words:** Stratified Crustal Structure; Integrated Analysis of Gravity and Topography; Formation and Evolution of the Lunar Crust.