

张翔, 张金海. 2021. 月震研究进展与展望. 地球与行星物理论评, 52(4): 391-401. doi: 10.16738/j.dqyxx.2021-032

Zhang X, Zhang J H. 2021. Research progress and prospect of moonquakes. Reviews of Geophysics and Planetary Physics, 52(4): 391-401. doi:10.16738/j.dqyxx.2021-032

月震研究进展与展望

张翔^{1,2,3}, 张金海^{1,2*}

1 中国科学院地质与地球物理研究所 地球与行星物理重点实验室, 北京 100029

2 中国科学院地球科学研究院, 北京 100029

3 中国科学院大学地球与行星科学学院, 北京 100029

摘要: 月球内部的圈层结构对于理解月球的形成和演化至关重要, 因为它与岩浆洋冷凝、密度分异和物质对流等过程密切相关. 阿波罗任务在月球正面中低纬度建立了第一个月震观测台网, 为我们提供了研究月球内部结构以及月震的宝贵实测资料. 然而, 阿波罗时代的月震仪在灵敏度等方面存在较大限制, 导致原始信噪比低, 严重影响了月球内部圈层结构的探测能力, 迄今尚未观测到切实可靠的深部反射震相, 导致在月亮厚度、月核大小及深部物性状态等方面均存在很大的学术争论. 本文回顾了阿波罗月震探测的仪器、数据及应用情况, 特别关注月球内部圈层结构、月震波散射和衰减等方面的研究进展; 最后, 展望了未来月震研究的发展方向, 并介绍了我国首台月震仪研制的基本构想.

关键词: 月震仪; 月球结构; 阿波罗; 月震波散射

doi: 10.16738/j.dqyxx.2021-032

中图分类号: P184

文献标识码: A

Research progress and prospect of moonquakes

Zhang Xiang^{1,2,3}, Zhang Jinhai^{1,2*}

1 Key Laboratory of Earth and Planetary Physics, Institute of Geology and Geophysics,
Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

2 Innovation Academy of Earth Science, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

3 College of Earth and Planetary Sciences, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

Abstract: The Lunar interior structure is important for understanding the formation and evolution of the Moon, because it is closely related to the processes of magma ocean condensation, density differentiation and material convection. The Apollo missions established the first moonquakes observation network in the middle and low latitudes on the near side of the Moon, which provides us with a lot of valuable observations to study the moonquakes and interior structure of the Moon. However, the lunar seismography in the Apollo era was greatly limited on the sensitivity and some other aspects, which seriously affected the detection ability of the lunar interior structure. Up to now, no reliable internal reflection phase has been observed, which has led to a great academic debate on the thickness of the lunar crust, the size of the lunar core and the state of deep physical properties. In this paper, we review the Apollo instruments, data and applications, with special attention to the research progress in the interior structure, the scattering and the attenuation of lunar seismic waves. Finally, we prospect the future research direction of the lunar seismicity and present the basic conception of the first lunar seismometer from China.

Key words: Moon seismometer; lunar structure; Apollo; scattering waves

收稿日期: 2021-05-02; 录用日期: 2021-05-13

基金项目: 中科院战略先导资助项目 (XDA17010404); 国家自然科学基金资助项目 (41941002)

Supported by the Strategic Priority Research Program of Chinese Academy of Sciences (XDA17010404) and the National Natural Science Foundation of China (41941002)

第一作者: 张翔 (1991-), 男, 硕士研究生, 主要从事行星物理研究. E-mail: zhangxiang191@mailsucas.ac.cn

*通讯作者: 张金海 (1978-), 男, 研究员, 主要从事行星物理研究. E-mail: zjh@mail.iggcas.ac.cn

0 引言

阿波罗登月计划完成了对月球重力、磁场、电场和地震活性等首次全面探测,揭示了月球内部结构的许多奥秘,奠定了我们目前对月球内部结构认识的基础.然而,由于当时仪器精度的限制,月球内部结构的探测结果至今仍存在较大争议(Jolliff et al., 2006).例如,月壳厚度从十几千米到几十千米不等(Garcia et al., 2019);月核的半径则从零到三百多千米不等;月球是否存在熔融的外核也不甚明了(Weber et al., 2011; Garcia et al., 2019).这些关于月球内部结构和属性的不确定性严重制约了人们对月球以及整个地月系统演化进程的深入理解.

海量高精度地震仪的持续观测已经为我们探测地球内部结构提供了丰富的数据集,伴随着数据发掘方法的不断涌现和处理经验的不断累积,人们对地球内部圈层结构和局部精细结构的理解达到了前所未有的高度.这些经过验证的处理手段为探索月球和其它地外星体的内部结构奠定了坚实的方法基础(Lognonné et al., 2019, 2020; Giardini et al., 2020).如果能够在月球上布设当前的高精度地震仪,则可以检测到潜在的来自月球内部圈层结构的微弱反射信号,有望解决阿波罗时期所未能完成的探测任务,实现月球内部圈层结构的精准探测.

我国预计将在嫦娥七号任务中布设自主研发的月震仪.作为月球科研站的重要组成部分(Li et al., 2019; Wu et al., 2019; 裴照宇等, 2020),我国第一台月震仪的布设需要充分借鉴和总结阿波罗及洞察号的探测经验(占伟和李斐, 2007; 姜明明和艾印双, 2010; Lognonné et al., 2019; 刘澜波, 2021; 孙伟家等, 2021),有必要对阿波罗时期的探测任务和研究进展进行总结与回顾,为月震仪的研制、着陆区选址以及科学数据挖掘等提供参考.

本文首先介绍了阿波罗时期部署的月震仪器和月震数据的情况,并对所有月震事件进行了分类概述;其次,总结了前人提出的月球内部结构模型,并分析了它们之间的差异;然后,介绍了有关月球散射和衰减特性的研究进展;最后,对未来的月震研究方向进行了展望,并介绍了我国首台月震仪研制的基本构想.

1 阿波罗月震仪器与观测数据

阿波罗月震实验始于 1969 年,从阿波罗 11 号

登月到接下来的阿波罗 12、14、15、16、17 号,每次任务都部署了月震仪,包括被动月震仪、月震检波器和月球重力仪,但它们均位于月球正面的中低纬度地区,如图 1 和表 1 所示.在阿波罗任务期间部署的月球地震实验包(ALSEP)是我们目前获得月震数据的最重要来源,实验包括被动月震实验(PSE)、主动月震实验(ASE)和月球表面剖面实验(LSPE).此外,月球表面重力仪(LSG)也提供了一些月震信息(Kawamura et al., 2015).图 2 显示了每个仪器的工作周期.

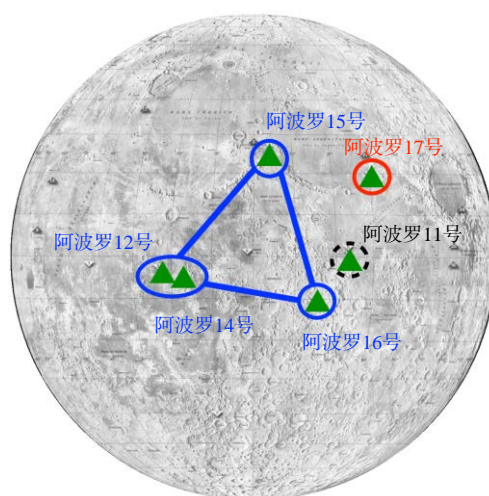


图 1 阿波罗月面着陆点的位置分布图(修改自 Nunn et al., 2020). 被动月震实验(PSE)是在阿波罗 11、12、14、15 和 16 号站进行的(11 号站只运行了大约 3 个星期). 第一种主动月震实验(ASE)设在 14 和 16 号站. 第二种主动实验,也称为月球表面剖面实验(LSPE),设在 17 号站. 17 号站还包括月球表面重力仪(LSG),能够提供额外的被动月震信息

Fig. 1 Locations of the Apollo stations on the Moon (modified from Nunn et al., 2020). Passive Seismic Experiments (PSE) were based at Apollo 11, 12, 14, 15 and 16 (station 11 was only operational for 3 weeks). Active Seismic Experiments (ASE) were based at Stations 14 and 16. A second active experiment, known as the Lunar Seismic Profiling Experiment (LSPE) was based at station 17. Station 17 also included the Lunar Surface Gravimeter (LSG), which is a source of additional passive seismic information

被动月震试验(PSE)是在阿波罗 11、12、14、15 和 16 号站进行的.阿波罗 11 号站只运行了大约 3 个星期(1969 年 7 月 21 日至 8 月 3 日和 1969 年 8 月 19 日至 26 日),记录了一些被动月震数据.阿波罗 12、14、15 和 16 号站自安装以后一直运行,直到 1977 年 9 月所有实验站都被关闭.这 4 个站形成了一个几乎等边的三角形月震台网(图 1),覆盖了近月面的中低纬度地区,在月震探测方面发挥了至关重要的作用.每个 PSE 台站都配备了一个三

表 1 阿波罗月震仪器位置坐标 (修改自 Nunn et al., 2020)

Table 1 Locations of the Apollo seismic stations (modified from Nunn et al., 2020)

| 台站 | 坐标 | |
|----------|-----------|------------|
| | 纬度 | 经度 |
| A11PSE | 0.673 22 | 23.473 15 |
| A12PSE | -3.009 90 | 336.575 20 |
| A14PSE | -3.644 08 | 342.522 33 |
| A14ALSEP | -3.644 19 | 342.522 32 |
| A15PSE | 26.134 11 | 3.629 80 |
| A15ALSEP | 26.134 06 | 3.629 91 |
| A16PSE | -8.975 90 | 15.498 60 |
| A16ALSEP | -8.975 90 | 15.498 60 |
| A17ALSEP | 20.192 30 | 30.765 50 |

分量长周期 (LP) 位移传感器和一个垂直分量短周期 (SP) 传感器. 为了与 IRIS 命名规则保持一致并更好地描述月震仪的性能, Nunn 等 (2020) 也将长周期传感器称为中周期传感器.

长周期传感器有两种月震观测模式, 分别是峰值模式和平坦模式. 峰值模式是月震仪的自然响应, 不使用反馈滤波器; 平坦模式则对更宽的频率范围敏感, 并在电路中使用了反馈滤波器; 然而, 后期研究表明平坦模式不是很稳定. 因此, 月震仪主要在峰值模式下工作. 表 2 总结了长周期月震仪在平坦模式下工作的时间段. 长周期传感器的峰值模式在 0.45 Hz 左右有一个峰值, 而平坦模式在 0.1~1 Hz 之间有一个平坦的响应. 短周期传感器在峰值

模式下工作, 位移响应峰值约为 8 Hz.

在台网运行期间, 使用长周期仪器的数据对 13 000 多个月震事件进行了编目 (Nakamura et al., 1981). 月震学家对观测到的月震事件进行了分类, 主要分为深部月震、陨石撞击、浅层月震、热月震和人工撞击 (图 3 和表 3). 多数月震都可以在长周期和短周期仪器上观测到, 而大多数热月震只能在短周期的仪器上观测到.

对于所有自然发生的事件, 包括陨石撞击、浅层月震和深部月震等, 事件参数不确定度很大. 人工撞击主要包括土星 5 号第三级助推器被故意撞向月球或登月舱上升时产生的震动, 共发生了 9 次; 这些观测特别有价值, 因为除了阿波罗 16 号的助推器撞击外, 其它撞击的时间、位置和撞击能量都是已知的, 对于时钟校准和震级标定等都很有帮助, 从而系统性地提高了震源位置和速度模型的反演精度.

在阿波罗台网运行期间, 共记录到了 1 700 多次陨石撞击事件 (Nakamura et al., 1981). Oberst 和 Nakamura (1991) 发现了两类截然不同的陨石撞击, 分别来自彗星和小行星, 并估计陨石的质量在 100 g~100 kg 之间. 陨石和人工撞击产生的波形与断层地震产生的波形有很大的不同, 因为它们不是双力偶源. 来自阿波罗的观测是目前没有大气层的天体受到撞击的唯一例子, 这为研究震源机制提供了特别的机会 (Daubar et al., 2018).

月震通常规模较小, 最大的浅层月震体波震级

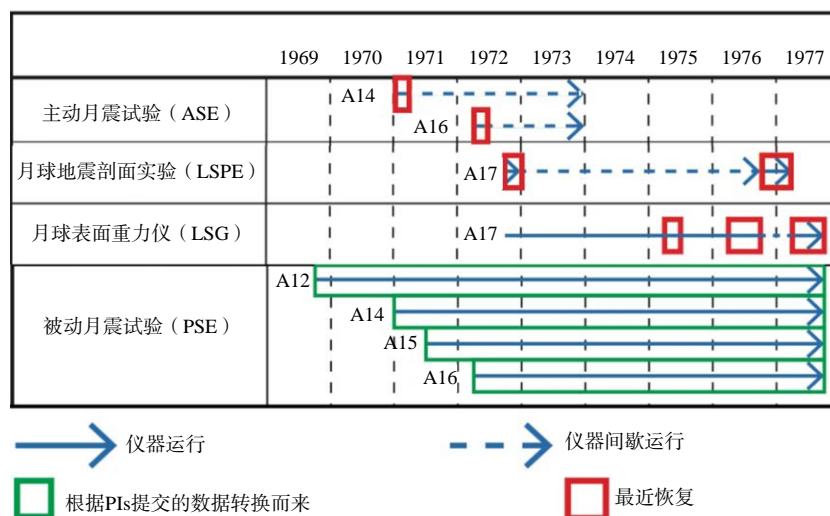


图 2 阿波罗月震实验的运行周期和数据可用性 (修改自 Nunn et al., 2020). 蓝色实线表示仪器主要运行时间 (偶尔会出现停机和数据丢失). 虚线表示仪器大多处于待机状态, 偶尔开启接收模式

Fig. 2 Overview of the operating periods of the Apollo seismic experiments and data availability (modified from Nunn et al., 2020). Solid blue lines indicate mainly operational instruments (with just occasional outages and data loss). Dashed lines indicate instruments which were mostly on standby but were occasionally turned on in their listening mode

表 2 长周期月震仪平坦模式运行时间 (修改自 Nunn et al., 2020). 长周期月震仪以平坦模式运行的主要时间, 在剩下的时间里, 它们以峰值模式运行

Table 2 Flat Mode Operation (modified from Nunn et al., 2020). The main times when the long-period seismometers were operating in flat mode. For the remainder of the time they operated in peaked mode

| 台站 | 平坦模式运行时间 |
|-----|--|
| S12 | 1974-10-16,14:02:36.073 ~ 1975-04-09,15:31:03.702 1975-06-28,13:48:23.124 ~ 1977-03-27,15:41:06.247 |
| S14 | 1976-09-18,08:24:35.026 ~ 1976-11-17,15:34:34.524 |
| S15 | 1971-10-24,20:58:47.248 ~ 1971-11-08,00:34:39.747 1975-06-28,14:36:33.034 ~ 1977-03-27,15:24:05.361 |
| S16 | 1972-05-13,14:08:03.157 ~ 1972-05-14,14:47:08.185 1975-06-29,02:46:45.610 ~ 1977-03-26,14:52:05.483 |

约为 5 级, 而深部月震的体波震级则通常小于 3 级 (Goins et al., 1981). 之所以能观测到如此多的小震级事件, 得益于月球表面安静的环境, 因为月球既不存在海洋也不存在大气, 不会产生与风声、气压变化和洋流有关的微震背景噪声. 浅层月震在阿波罗记录中并不常见, 其震级大于其它自然事件. 浅层月震的震源深度估计还有一些争议. 在 Garcia 等 (2011) 的 VPREMOMON 模型中, 它们出现在 0~168 km 的深度; 相比之下, Khan 等 (2000) 则偏向于 50~220 km 的深度范围. Nakamura 等 (1979) 提出, 浅层月震的振幅衰减函数表明, 它们可能位于 200 km 以上的浅层, 但比壳幔边界要深 (Gillet et al., 2017). Oberst (1987) 估计的体波震级在 3.6~5.8 之间. 浅层月震频谱包含高频信息, 这在短周期地震仪上是清晰可见的. 深部月震在 1 Hz 以上的能量不显著, 但浅层月震的能量可持续到约 8 Hz, 这也是浅层月震最初被称为高频远震事件的原因. Nakamura (1977) 认为浅层月震和

潮汐之间没有相关性, 但 Watters 等 (2017) 最近的研究认为浅层月震也许和地月间的潮汐应力有关. Nakamura (1980) 指出, 这些月震与地球上的板内地震有很强的相似性, 特别是考虑到大月震和小月震的相对丰度.

深部月震是数量最多的自然事件, 分布在 700~1 200 km 的深度 (Nakamura et al., 1982; Nakamura, 2005). 它们有高度可重复的波形, 这表明它们起源于相邻的区域. 这些月震已经被分类和编号 (Nakamura, 1978; Lognonné et al., 2003; Bulow et al., 2007). 群组的具体数量在不同的研究中有所不同, 其中 Nakamura (2005) 确定了至少 165 个不同的群组, 主要在近月面, 最大的一个群组为 A1, 包含了 400 多次月震. Gagnepain-Beyneix 等 (2006) 根据波形差异将 A1 进一步划分成一系列子组. 当他们分别处理叠加时, 这些子组的最终波形叠加略有不同, 但通过相关获得的 P 波和 S 波到达时间之间的延迟意味着震源之间的距离最多为 1 km. Nakamura (2003) 使用单链聚类分析将每对事件关联起来, 属于一个震源区域的事件相关程度较高, 而属于不同震源区域的事件相关性较小. 许多研究都注意到了深部月震的发生时间与月球潮汐之间的联系 (Lammlein et al., 1974; Lammlein, 1977; Nakamura, 2005). 对深部月震发生周期的分析表明, 最强的峰值出现在 13.6 天, 其次是在 27 天左右 (Lammlein, 1977). 此外, 还观察到了与太阳潮汐有关的 206 天周期和 6 年周期 (Lammlein et al., 1974; Lammlein, 1977). 尽管深部月震似乎是由潮汐引发的, 但确切的原因尚不清楚. Saal 等 (2008) 认为, 流体 (尤其是水) 的存在可以解释这种机制. 而 Frohlich 和 Nakamura (2009) 则认为可能是

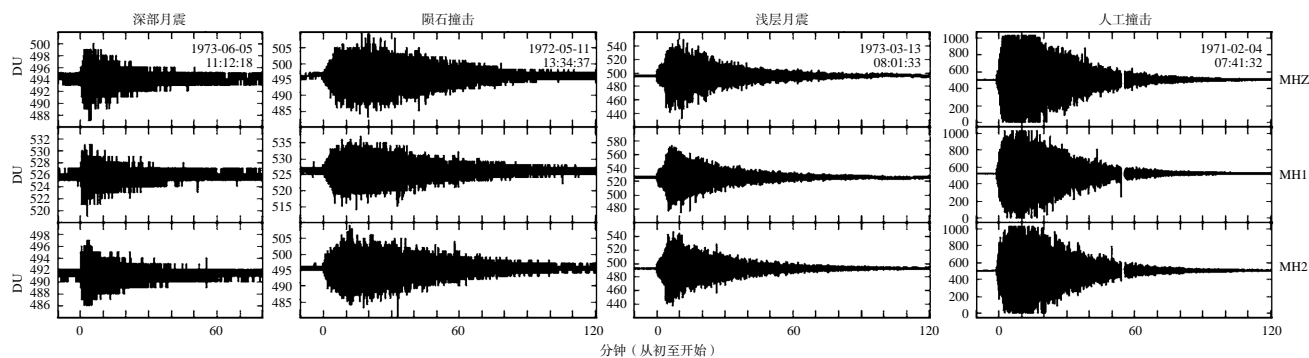


图 3 深部月震、陨石撞击、浅层月震和人工撞击事件的例子 (修改自 Nunn et al., 2020). 这些事件是在阿波罗 12 号台站的 3 个分量 (MHZ、MH1 和 MH2) 上记录到的

Fig. 3 Examples of a deep moonquake, a meteoroid impact, a shallow moonquake and an artificial impact event (modified from Nunn et al., 2020). The events were recorded at seismic station S12 on 3 components (MHZ, MH1 and MH2)

表 3 Nakamura 等 (1981) 探测到并编目的月震类型及数量, 并于 2008 年更新, 2018 年略有更正. 这些事件是在长周期仪器上探测到的

Table 3 Number of moonquakes of each different type detected and cataloged by Nakamura et al. (1981) and updated in 2008 with minor corrections in 2018. These events were detected on the long-period instruments

| 月震类型 | 数量 |
|--------------|-------|
| 人工撞击 | 9 |
| 陨石撞击 | 1743 |
| 浅层月震 | 28 |
| 深部月震(分配到群组) | 7083 |
| 深部月震(未分配到群组) | 317 |
| 其它类型(包括热月震) | 555 |
| 未分类 | 3323 |
| 合计 | 13058 |

部分熔融引起的. Kawamura 等 (2017) 计算出深部月震的应力降为 0.05 MPa, 与作用在深部月震断层上的剪切潮汐应力相似. 他们认为, 潮汐应力不仅触发了深部月震活动, 而且是激发深部月震的主要来源. 大多数深部月震都位于近月面, 仅约 30 个群组位于远月面 (Nakamura, 2005). 由于没有观测到月球背面约 40° 范围内的月震事件, Nakamura (2005) 提出该区域可能是无震的, 或者有月震但被月球深部的严重衰减或折射效应所掩盖.

Duennebieer 和 Sutton (1974) 指出, 在短周期地震仪上记录的数千次地震事件中, 大多数是由温度变化引发的局部小规模月震, 并称其为热月震. 这些事件在每个月的同一时间出现, 且波形也具有很好的重复性. 最近, Dimech 等 (2017) 对阿波罗 17 号月球表面剖面实验记录到的 5 万次事件进行了分类, 发现这些事件周期性地发生, 在日出时表现为尖锐的双峰, 日落时则表现为宽阔的单峰.

2 月球内部圈层结构

地震学方法具有较高的分辨率, 是探测月球内部结构的最重要手段. 除了地震学约束以外, 月球内部的圈层结构模型还受到在阿波罗任务期间和之后获得的其它地球物理数据的约束, 包括重力、地形、质量、转动惯量、勒夫数、电磁探测数据和高压实验等 (Zhong et al., 2012; Wiczorek et al., 2013; Williams, 2014).

图 4 总结了部分研究提出的一维月球速度和密

度模型. 基于 Nakamura (1983) 的数据集, Khan 和 Mosegaard (2002) 基于马尔可夫链蒙特卡罗方法来反演, 获得了较线性化方法更为精确的结果. Lognonné 等 (2003) 以及 Gagnepain-Beyneix 等 (2006) 首先对整个数据集进行了重新分析和到时读取, 然后使用模型空间的随机搜索进行反演.

在阿波罗时代, 对月球速度模型的解释得出月壳厚度为 60 ± 5 km (Toksöz et al., 1974), 但最近的研究对月亮厚度的估计已减至 45 ± 5 km (Khan et al., 2000)、 38 ± 3 km (Khan and Mosegaard, 2002), 甚至 30 ± 2.5 km (Lognonné et al., 2003). Khan 等 (2013) 详细讨论了阿波罗时代和最近的模型在地壳厚度估计方面的差异, 它们与 1970 年代使用高度不确定的额外体波数据 (振幅、二次到达波、合成地震图) 有关. 最近的模型在月亮厚度上的差异, 是走时读数 (数据)、反演技术 (方法) 和模型参数化方面的差异共同作用的结果. Vinnik 等 (2001) 还通过探测阿波罗 12 号站下方的转换震相, 提出了月球壳幔边界较浅 (28 km) 的证据.

从月壳以下到约 1 200 km 深月幔的速度模型基本上是一致的, 没有大的争议. 为了获得更多关于深部的信息, 人们在反演到时数据时考虑了多重约束信息, 比如大地测量, 电磁测深, 使用状态方程模型, 以及岩石学信息等 (Khan et al., 2007; Garcia et al., 2011; Khan et al., 2014; Matsumoto et al., 2015). 虽然这些研究进一步约束了月球深部特别是月幔密度的信息, 但很难约束月核的半径和密度等信息. 到目前为止, 还没有直接证据表明月球有一个固体的内核. Garcia 等 (2011) 建立了一个包含物理约束的月球参考模型, 可以同时拟合大地测量学 (月球质量、转动惯量和勒夫数) 和月震学数据. 在该模型中, 月核半径受核幔边界反射横波的约束. 但由于月幔体波速度的不同, Garcia 等 (2011) 以及 Weber 等 (2011) 得出的月核大小有很大不同. Garcia 等 (2011) 支持半径为 380 ± 40 km、外核为液态的月核, 而 Weber 等 (2011) 则认为月核半径约为 330 km, 其中液态外核的厚度约为 90 km, 并且在核幔边界以上 150 km 厚为部分熔融. Matsumoto 等 (2015) 联合反演了 Lognonné 等 (2003) 的走时数据、平均质量、转动惯量和潮汐响应 (k_2 和 Q), 得到了弹性参数、密度和黏度模型, 并根据 Harada 等 (2014) 的方法, 将黏度参数考虑到 Maxwell 模型中, 认为下月幔存在低速层 (深度 1 200~1 400 km), 并且认为月

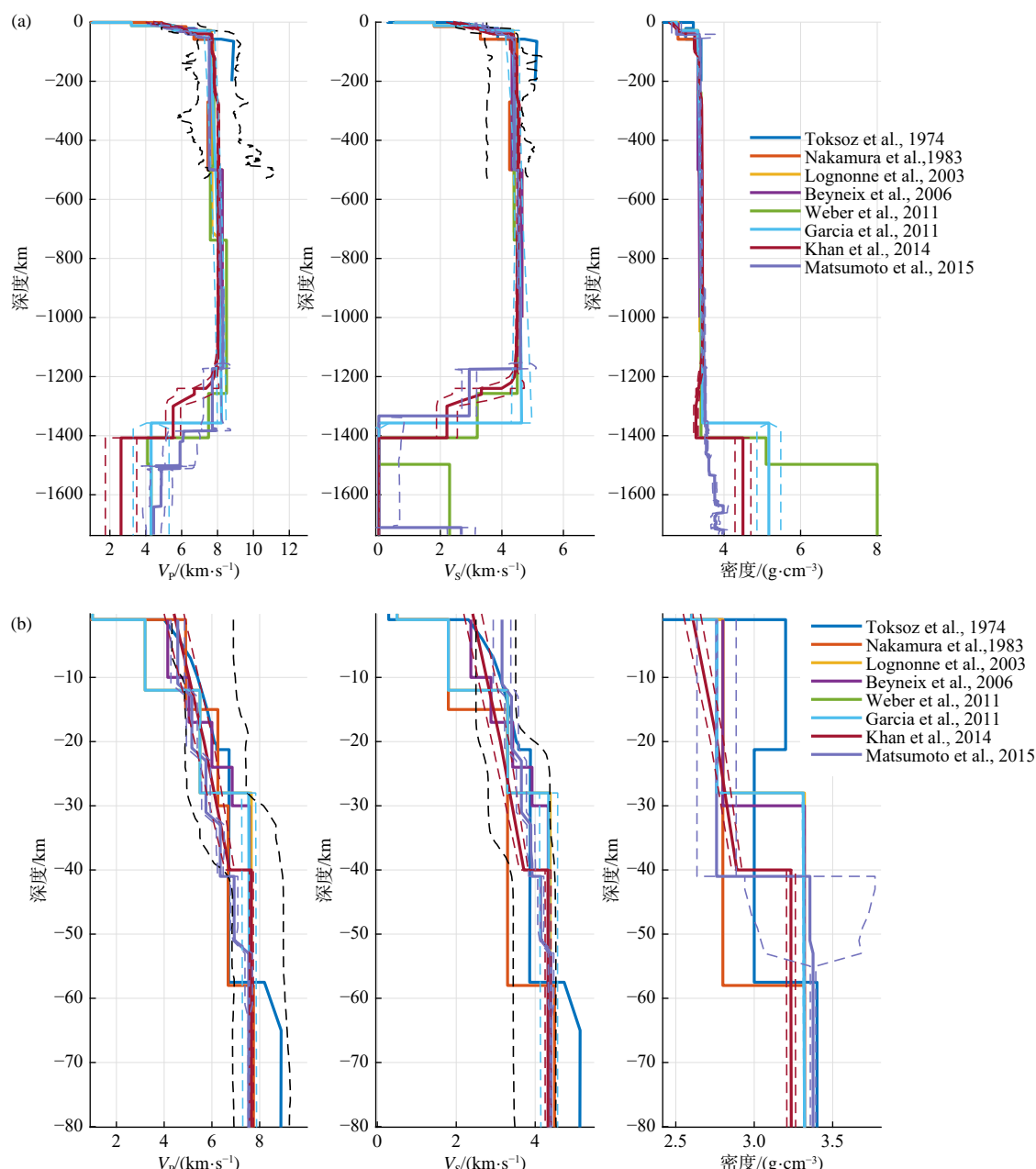


图 4 2019 年以前发表的月球速度和密度模型的比较 (修改自 Garcia et al., 2019)。(a) 从月球表面到月球中心的 P 波速度、S 波速度和密度的径向剖面；(b) 月球和月幔上部的局部放大图。实线表示每个研究的平均值或最可能的模型，虚线表示可用的一个标准偏差误差栏。黑色虚线表示等值线，包括 Khan 和 Mosegaard (2002) 中概率密度最高的模型分布的一半，仅限于月球的前 500 km

Fig. 4 Comparison of previously published lunar seismic velocity models (modified from Garcia et al., 2019). Radial profiles of P-wave velocity on the left, S-wave velocity in the center, and density on the right are presented from the surface to center of the Moon (a) and a zoom on crust and uppermost mantle (b). Solid lines indicate either mean or most likely model for each study, dashed lines indicate one standard deviation error bar where available. Black dashed lines indicate the contour lines including half of the model distribution with highest probability density in Khan and Mosegaard (2002), limited to the first 500 km of the Moon

核整体可能是液态的 (半径 330 km)。

利用重新编制的阿波罗月震到时数据集 (Nunn et al., 2020) 和前面描述的最新先验假设, Garcia 等 (2019) 最近重新评估了月球内部结构。他们考虑了三种独立的参数化和反演方法。这些研究在模型参数化方面涉及的范围相对较广, 从“标

准”月震参数化 (模型 1) 到简化的状态方程方法 (模型 2), 再加上完全自洽的热力学方法 (模型 3)。他们还开展了模型反演 (模型 1 和模型 2) 和模型评估 (模型 3)。基于参数 1 和 2 的模型是从月震走时数据集的反演中获得的, 而依赖于参数 3 的模型仅具有预测意义, 即由电磁测深和大地测量

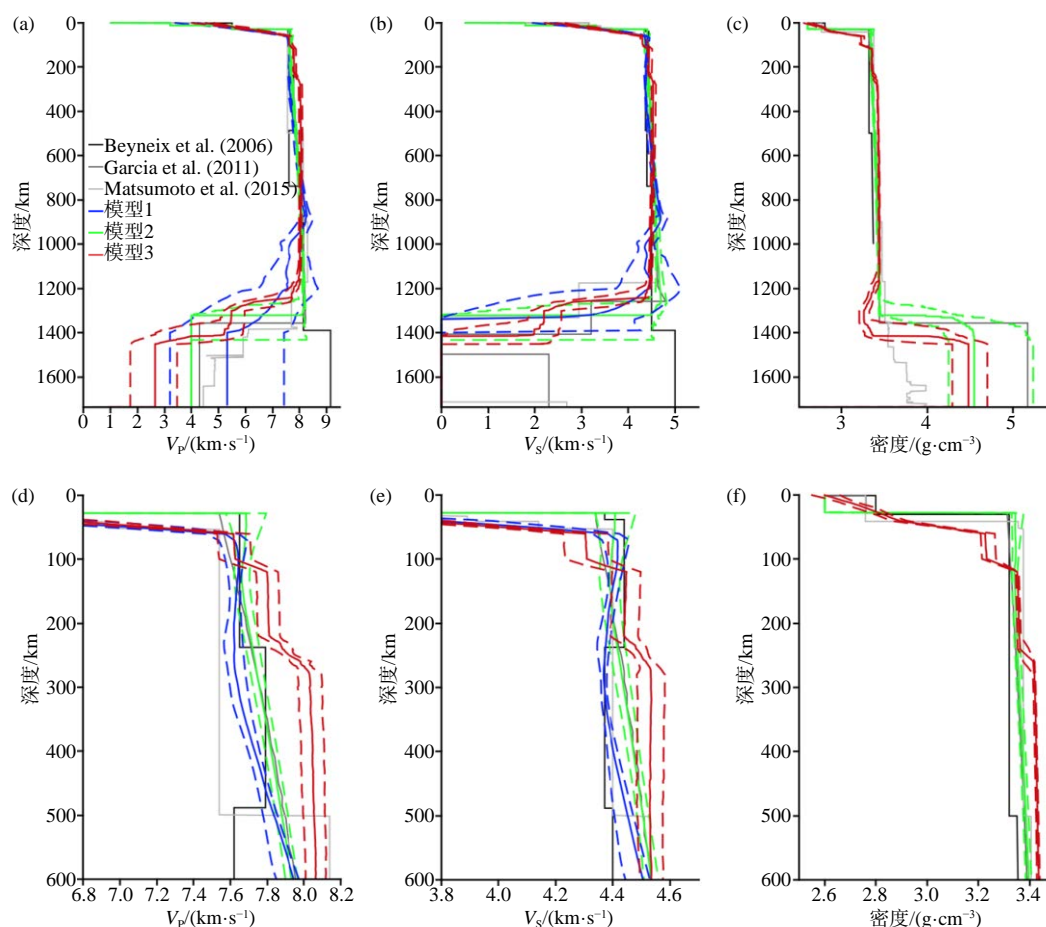


图 5 Garcia 等 (2019) 发表的月球内部结构模型与以前模型的比较。(a~c) 从月球表面到月球中心的 P 波速度、S 波速度和密度的径向剖面;(d~f) 地壳和最上地幔的局部放大

Fig. 5 Comparison of previously published lunar internal structure models with model suites M1, M2, and M3. Radial profiles of P-wave velocity (a), and S-wave velocity (b), and density (c) as a function of depth. Plots in the bottom panel (d~f) show a zoom on upper mantle structure (modified from Garcia et al., 2019)

数据反演得到的模型被用来预测 P 波和 S 波走时, 随后将其与观测值进行比较. 虽然这组特定模型对走时数据的拟合明显低于其他模型, 但这一预测工作仍然很重要, 因为它评估了不同地球物理数据集的兼容程度和底层参数化的可靠性, 以同时拟合对不同物理属性 (如月震波速、密度、电导率) 敏感的地球物理数据集. 他们获得的反演结果如图 5 所示.

此外, 地震干涉技术也被应用于月震数据的研究. Larose 等 (2005) 以及 Sens-Schönfelder 和 Larose (2010) 通过对阿波罗 17 号任务期间安装在月球上的 4 个检波器记录到的月震噪声数据进行互相关, 恢复了清晰的瑞利波频散, 其群速度的反演为月球次表层结构提供了新的约束. Larose 等 (2005) 探测到瑞利波列的“信噪比”(SNR) 强烈依赖于太阳光照, 指出太阳加热为月震噪声源. 这一结果表明, 在未来的行星探测任务中, 即使在没有自然地震的情况下, 通过相关地震噪声来提取有关地外天

体内部结构的信息也是可行的. Tanimoto 等 (2008) 通过对阿波罗 17 号月球表面剖面实验 (LSPE) 数据应用噪声互相关技术, 发现了瑞利波群速度在一个日周期 (29.53 天) 内的变化, 提出辐射对月球最上部月壳热传递的重要性. 不过, 以上方法的缺点是探测的深度有限, 只能获得月球表面数十米的速度结构. Nishitsuji 等 (2016, 2020) 通过深部月震干涉测量 (DMSI) 技术, 使用深部月震的 P 波或 S 波尾波的自相关, 恢复了月球表面数十千米的反射图像, 得到了 4 个阿波罗被动月震台站下方的月壳深度 (约 50 km), 还进一步分析了阿波罗 14 号台站下方巨风化层的弱各向异性.

一系列地球物理数据和模型显示月球已经分化为月壳、月幔和月核. 将月幔分为上下两部分的证据尚不确定 (Nakamura, 1983; Khan and Mosegaard, 2002), 但根据对远侧月震信号特征的分析 (没有检测到 S 波) 和月球的长周期潮汐响应 (Efroimsky, 2012; Khan et al., 2014), 深部可能存在部分熔融

(Sellers, 1992; Nakamura, 2005); Nimmo 等 (2012) 认为上述两种现象也可以通过未熔化的低黏度层来解释. 虽然月球的深层至今仍很难成像, 但总体证据表明, 月球有一个半径在 300~350 km 范围内的小月核, 而且很可能是部分或全部熔融的 (Garcia et al., 2011; Weber et al., 2011). 阿波罗月震数据缺乏对远侧深部月震的清晰探测数据, 似乎进一步支持了这一观点 (Nakamura, 2005).

3 月震波的散射和衰减

通常, 月震波形初期只有一个比较小的波峰, 并逐渐达到峰值, 然后经历一段长时间的逐渐衰减过程 (Latham et al., 1970; Toksöz et al., 1974). 这种特征被归因于月球浅表裂隙和溅射堆积层的强烈散射, 称为表面风化层或巨风化层 (Blanchette-Guertin et al., 2012). 由于这种强烈的散射作用, 很难精确读取月震震相的到达时间, 从而导致内部结构的模型约束较差. 通常, 地球地震记录的到时误差很小, 但月震到时读取误差变得比地球上的大 10~100 倍 (Lognonné et al., 2003). 因此, 强烈的月震散射波是月球内部结构探测面临的巨大障碍, 必须设法克服.

对于表面风化层的散射, 人们已经开展了很多研究, 包括物理实验 (Dainty et al., 1974)、阿波罗月震信号分析 (Dainty et al., 1974; Blanchette-Guertin et al., 2012; Gillet et al., 2017), 以及数值模拟等 (Blanchette-Guertin et al., 2015; 姜祥华等, 2015). Cooper 等 (1974) 利用阿波罗 17 号月球地震剖面实验 (LSPE) 中爆炸产生的月震信号估计了大约 2.0 km 深的速度结构. Heffels 等 (2017) 结合 Haase 等 (2013) 的精确坐标重新分析了 LSPE 数据, 他们得出的结论是, 月表风化层由细粒和低弹性速度 (200 m/s~2.8 km/s) 的碎裂岩石组成, 深度至少为 2.0 km.

为了研究更深的散射结构, Dainty 等 (1974) 引入了扩散理论, 并试图拟合阿波罗人工撞击和深部月震散射尾波的波形, 从而限制月壳内月震能量的扩散率. 根据他们的分析, 巨风化层似乎存在于 10~25 km 深的地方. 然而, 他们引入的扩散方程不能很好地拟合月震波的能量变化趋势, 特别是在尾波能量上升的部分. 因此, 扩散理论似乎不适用于约束散射特性, 比如非均匀体的尺寸和密度扰动.

关于巨风化层, 最近的研究表明了它对月震波散射的重要性. Blanchette-Guertin 等 (2012) 通过分析不同频带的四种事件 (人工撞击、陨石撞击、浅层月震和深部月震) 系统地评估了品质因子 Q . 他们的结果表明, 具有 30~200 m 尺度的不均匀性的散射介质存在于数千米的深度, 并暗示这种不均匀性对阿波罗长周期 (LP) 和短周期 (SP) 月震仪可观测到的月震波的传播具有主要影响. 此外, Gillet 等 (2017) 获得了更厚的巨风化层, 他们研究了月震图的尾波上升时间和衰减时间 (从最大能量逐步恢复到噪声水平的持续时间), 以量化散射、品质因子和扩散率. 他们的结果表明, 100 km 厚的巨风化层是解释月球地震尾波所必需的, 而在以前研究中认为其上限深度仅为 20~25 km (Jaumann et al., 2012; Khan et al., 2014).

4 未来展望

近年来, 新的数据处理技术在月球探测中得到了很多应用, 包括接收函数 (Vinnik et al., 2001)、噪声互相关 (Larose et al., 2005; Sens-Schönfelder and Larose, 2010)、地震尾波分析 (Blanchette-Guertin et al., 2012; Gillet et al., 2017)、基于阵列的波形叠加方法 (Weber et al., 2011; Garcia et al., 2011), 以及基于空间地震波场梯度的波形分析技术 (Sollberger et al., 2016) 等, 进一步提高了我们对月球内部的认识程度. 但是, 我们对月球内部认识仍然比较欠缺, 亟待全新的数据处理方法和全新的高质量月震数据. 除了需要更高的信噪比、更高的灵敏度以外, 新布设的月震仪还需要在更多的测点实现持续观测 (赵娜等, 2012). 随着计算能力的不断提升, 高精度数值模拟有望在月震波传播过程和模型验证方面发挥越来越重要的作用 (Wang et al., 2013; Blanchette-Guertin et al., 2015; Onodera et al., 2021).

虽然一些研究估计了巨风化层的散射特性, 但这一问题至今仍未得到很好的解决 (Onodera et al., 2021). 巨风化层的散射特征不仅对了解月球内部结构至关重要, 而且对了解月壳内部非均匀性的形成过程也至关重要, 还有助于讨论月球和其他行星表面环境的演变 (Blanchette-Guertin et al., 2012). 因此, 深入研究巨风化层的散射特性与机理将有助于行星地震学的发展. 嫦娥三号和四号开展了测月雷达探测和光谱探测, 为研究浅表月壤的

风化过程提供了可能(林红磊等, 2021)。然而, 以往的研究大多倾向于将月壤风化层简化为横向均匀介质, 嫦娥四号测月雷达探测结果则表明: 月壤表面的风化层(0~12 m)并非完全均匀, 仍然存在微弱的雷达反射。Zhang 等(2021)采用自组织模型对月表风化层及其下伏溅射层的反射模式进行建模, 研究了月壤的弱非均匀属性。结果表明, 月壤风化层的均方根扰动约为 5%, 相关尺度约为 15 cm; 此外, 溅射层顶部每平方米约有 1~2 块岩石, 且岩石直径约为 20~30 cm。这些参数将有助于我们进一步研究月球风化层的结构特征和演化过程。

众所周知, 地球上的潮汐更多地受月球控制, 月球潮汐作用远大于太阳。然而, 最近对日本地震发震时刻的统计研究仅发现了与太阳有关的周期性, 并未发现与月球有关的周期性(Hao et al., 2019)。这可能意味着月球潮汐不是触发地震的主控因素, 而某些来自太阳的因素才是使得地震呈现日周期的主要原因; 当然, 也有可能是地球内部的日变化或者地球的自转在不同时间触发了不同数量的地震。一方面, 月球深震的发震时刻与地球和太阳的潮汐存在强关联(Lammlein et al., 1974; Lammlein, 1977; Nakamura, 2005; Saal et al., 2008); 而另一方面, 地震的发震时刻却只与太阳有关, 这种月震和地震触发规律的不对称性是否是客观事实仍值得探索, 从而发掘地震和月震物理机制的异同点。解决途径主要是布设新的月震仪乃至月震台网并持续观测; 与此同时, 需要联合地球上的地震台网观测, 开展地月同步联合观测, 有望在地震与月震关联性方面取得全新的认识。

嫦娥七号任务拟搭载我国首台月震仪, 这也将是阿波罗计划 50 年后首次布设月震仪。嫦娥工程当前仍处于无人探测阶段, 因此, 自动布设和自主操控等设计极为关键。由于缺乏月震仪设计和月面极端环境条件下自动布设等方面的经验可循, 深入的前期论证工作至关重要。经地震仪研制专家、航天工程专家及月球科学研究专家等多方共同努力, 目前初步形成了月震仪的论证方案, 概述如下。嫦娥七号月震仪的设计方案与洞察号火星地震仪基本相似, 拟采用三分量宽频带地震计和 MEMS 型地震计相结合的方式, 设计频带略宽, 为 120 s 至 100 Hz。月震仪拟搭载在着陆器舱外的底部, 落月后将完全自主释放、自主调平和自主温控。月昼开机工作, 月夜关机休眠, 预计持续工作 8 年。剧烈的昼

夜温差对仪器的生存提出了严苛考验, 松散的月壤不利于月面耦合, 低重力环境不利于垂直分量的观测。论证组已经提出了系列应对方案以解决这些困难。此外, 月球没有大气和海洋, 不存在地球和火星固有的风声及洋流噪声, 对于监测远场小震和深部反射震相更为有利。为此, 仪器研制过程中需要在确保可靠性的前提下, 尽可能提高仪器的灵敏度并降低仪器的本底噪声, 为监测更多的有效信号奠定基础。嫦娥七号月震探测任务的顺利实施有望解决阿波罗时期遗留下来的部分探测难题, 清晰刻画月球内部的圈层结构, 并深刻认识月震的时空分布规律。

5 总结

本文回顾了月震活动和月球内部结构研究的进展, 特别关注月震波散射和衰减等方面的研究进展, 更多的关于月球地球物理数据集、建模研究和实验室测量等信息请参考 Garcia 等(2019)以及 Nunn 等(2020)。

作为行星科学探测的第一站, 月球已为我们认识太阳系类地行星演化提供了宝贵经验和知识储备。通过深入发掘阿波罗已有数据以及未来高精度月震仪所探测到的微弱深部反射震相, 人们有望在不远的将来彻底揭开月球内部圈层结构的神秘面纱, 为探索太阳系行星系统的形成和演化提供强有力的地球物理支撑。在未来月球探测过程中, 通过多国探测任务的长期联合观测, 能够大幅度提高我们对月球内部的认识水平, 有力推动地外天体内部结构探测的历史进程。

References

- Blanchette-Guertin J F, Johnson C L, Lawrence J F. 2012. Investigation of scattering in lunar seismic coda[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 117(E6): E06003.
- Blanchette-Guertin J F, Johnson C L, Lawrence J F. 2015. Modeling seismic energy propagation in highly scattering environments[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 120(3): 515-537.
- Bulow R C, Johnson C L, Bills B G, et al. 2007. Temporal and spatial properties of some deep moonquake clusters[J]. *Journal of Geophysical Research*, 112(E9): E09003.
- Cooper M R, Kovach R L, Watkins J S. 1974. Lunar near-surface structure[J]. *Reviews of Geophysics*, 12(3): 291-308.
- Dainty A M, Toksöz M N, Anderson K R, et al. 1974. Seismic scattering and shallow structure of the moon in Oceanus Procellarum[J]. *Earth Moon and Planets*, 9(1-2): 11-29.
- Daubar I, Lognonné P, Teanby N A, et al. 2018. Impact-seismic investi-

- gations of the InSight mission[J]. *Space Science Reviews*, 214(8): 1-68.
- Dimech J L, Knapmeyer-Endrun B, Phillips D, et al. 2017. Preliminary analysis of newly recovered Apollo 17 seismic data[J]. *Results in Physics*, 7: 4457-4458.
- Duennebier F, Sutton G H. 1974. Thermal moonquakes[J]. *Journal of Geophysical Research*, 79(29): 4351-4363.
- Efroimsky M. 2012. Bodily tides near spin-orbit resonances[J]. *Celestial Mechanics and Dynamical Astronomy*, 112(3): 283-330.
- Frohlich C, Nakamura Y. 2009. The physical mechanisms of deep moonquakes and intermediate-depth earthquakes: How similar and how different?[J]. *Physics of the Earth & Planetary Interiors*, 173(3-4): 365-374.
- Gagnepain-Beyneix J, Lognonné P, Chenet H, et al. 2006. A seismic model of the lunar mantle and constraints on temperature and mineralogy[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 159(3-4): 140-166.
- Garcia R F, Gagnepain-Beyneix J, Chevrot S, et al. 2011. Very preliminary reference Moon model[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 188(1-2): 96-113.
- Garcia R F, Khan A, Drilleau M, et al. 2019. Lunar seismology: An update on interior structure models[J]. *Space Science Reviews*, 215(8): 50.
- Giardini D, Lognonné P, Banerdt W., et al. 2020. The seismicity of Mars[J]. *Nature Geoscience*, 13(3): 205-212.
- Gillet K, Margerin L, Calvet M, et al. 2017. Scattering attenuation profile of the Moon: Implications for shallow moonquakes and the structure of the megaregolith[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 262: 28-40.
- Goins N R, Dainty A M, Toksöz M N. 1981. Lunar seismology: The internal structure of the Moon[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B6): 5061-5074.
- Haase I, Glser P, Knapmeyer M, et al. 2013. Improved coordinates of the Apollo 17 lunar seismic profiling experiment (LSPE) components[C]//Lunar and Planetary Science Conference (LPSC)
- Hao J L, Zhang J H, Yao Z X. 2019. Evidence for diurnal periodicity of earthquakes from midnight to daybreak[J]. *National Science Review*, 6(5): 1016-1023.
- Harada Y, Goossens S, Matsumoto K, et al. 2014. Strong tidal heating in an ultralow-viscosity zone at the core-mantle boundary of the Moon[J]. *Nature Geoscience*, 7(8): 569-572.
- Heffels A, Knapmeyer M, Oberst J, et al. 2017. Re-evaluation of Apollo 17 lunar Seismic profiling experiment data[J]. *Planetary and Space Science*, 135: 43-54.
- Jaumann R, Hiesinger H, Anand M, et al. 2012. Geology, geochemistry, and geophysics of the Moon: Status of current understanding[J]. *Planetary and Space Science*, 74(1): 15-41.
- Jiang M M, Ai Y S. 2010. Moonquakes and lunar interior[J]. *Geochimica*, 39(1): 18-27 (in Chinese).
- Jiang X H, Wang Y B, Takashi F. 2015. Numerical simulation of lunar seismic coda caused by scattering in upper Moon crust[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 58(5): 1675-1691 (in Chinese).
- Jolliff B L, Wieczorek M A, Shearer C K, et al. 2006. New Views of the Moon[M]. Chantilly, V A : Mineralogical Society of America.
- Kawamura T, Kobayashi N, Tanaka S, et al. 2015. Lunar surface gravimeter as a lunar seismometer: Investigation of a new source of seismic information on the Moon[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 120(2): 343-358.
- Kawamura T, Lognonné P, Nishikawa Y, et al. 2017. Evaluation of deep moonquake source parameters: Implication for fault characteristics and thermal state[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 122(7): 1487-1504.
- Khan A, Mosegaard K, Rasmussen K L. 2000. A new seismic velocity model for the Moon from a Monte Carlo inversion of the Apollo lunar seismic data[J]. *Geophysical Research Letters*, 27(11): 1591-1594.
- Khan A, Mosegaard K. 2002. An inquiry into the lunar interior: A non-linear inversion of the Apollo lunar seismic data[J]. *Journal of Geophysical Research-Planets*, 107(E6): 5036.
- Khan A, Connolly J, MacLennan J, et al. 2007. Joint inversion of seismic and gravity data for lunar composition and thermal state[J]. *Geophysical Journal International*, 168(1): 243-258.
- Khan A, Pommier A, Neumann G A, et al. 2013. The lunar moho and the internal structure of the Moon: A geophysical perspective[J]. *Tectonophysics*, 609: 331-352.
- Khan A, Connolly J, Pommier A, et al. 2014. Geophysical evidence for melt in the deep lunar interior and implications for lunar evolution[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 119(10): 2197-2221.
- Lammlein D R, Latham G V, Dorman J, et al. 1974. Lunar seismicity, structure, and tectonics[J]. *Reviews of Geophysics*, 12(1): 1-21.
- Lammlein D R. 1977. Lunar seismicity and tectonics[J]. *Physics of the Earth & Planetary Interiors*, 14(3): 224-273.
- Larose E, Khan A, Nakamura Y, et al. 2005. Lunar subsurface investigated from correlation of seismic noise[J]. *Geophysical Research Letters*, 32(16): L16201.
- Latham G V, Ewing M, Press F, et al. 1970. Passive seismic experiment[J]. *science*, 167(3918): 455-457.
- Li C, Liu D, Liu B, et al. 2019. Chang'E-4 initial spectroscopic identification of lunar far-side mantle-derived materials[J]. *Nature*, 569: 378-382.
- Lin H L, Ding C Y, Xu X S, et al. 2021. Review on the in-situ spectroscopy and radar remote sensing on the Moon[J]. *Reviews of Geophysics and Planetary Physics*, 52(4): 373-390 (in Chinese).
- Liu L B. 2021. Will InSight be able to accomplish the task to image Mars interior?[J]. *Reviews of Geophysics and Planetary Physics*, 52(1): 115-122 (in Chinese).
- Lognonné P, Gagnepain-Beyneix J, Chenet H. 2003. A new seismic model of the Moon: Implications for structure, thermal evolution and formation of the Moon[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 211(1-2): 27-44.
- Lognonné P, Banerdt W B, Giardini D, et al. 2019. SEIS: Insight's seismic experiment for internal structure of Mars[J]. *Space Science Reviews*, 215(1): 12.
- Lognonné P, Banerdt W B, Pike W., et al. 2020. Constraints on the shallow elastic and anelastic structure of Mars from InSight seismic data[J]. *Nature Geoscience*, 13(3): 213.
- Matsumoto K, Yama Da R, Kikuchi F, et al. 2015. Internal structure of the Moon inferred from Apollo seismic data and selenodetic data from GRAIL and LLR[J]. *Geophysical Research Letters*, 42(18): 7351-7358.
- Nakamura Y. 1977. Hft events: Shallow moonquakes[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 14(3): 217-223.
- Nakamura Y. 1978. A1 moonquakes: Source distribution and mechanism[C]//Lunar and Planetary Science Conference Proceedings.
- Nakamura Y, Latham G V, Dorman H J, et al. 1979. Shallow moonquakes: Depth, distribution and implications as to the present state of the lunar interior[C]//Lunar and Planetary Science Conference

- Proceedings.
- Nakamura Y. 1980. Shallow moonquakes: How they compare with earthquakes[C]//Lunar and Planetary Science Conference Proceedings.
- Nakamura Y, Latham G V, Dorman H J, et al. 1981. Passive seismic experiment, long period event catalog, final version (1969 Day 202 - 1977 Day 273, ALSEP Stations 11, 12, 13, 14, 15, and 16)[R]. University of Texas Institute for Geophysics Technical Report.
- Nakamura Y, Latham G V, Dorman H J. 1982. Apollo lunar seismic experiment: Final summary[J]. *Journal of Geophysical Research*, 87(S01): A117-A123.
- Nakamura Y. 1983. Seismic velocity structure of the lunar mantle[J]. *Journal of Geophysical Research*, 88(Nb1): 677-686.
- Nakamura Y. 2003. New identification of deep moonquakes in the Apollo lunar seismic data[J]. *Physics of the Earth & Planetary Interiors*, 139(3-4): 197-205.
- Nakamura Y. 2005. Farside deep moonquakes and deep interior of the Moon[J]. *Journal of Geophysical Research*, 110(E1): E01001.
- Nimmo F, Faul U H, Garnero E J. 2012. Dissipation at tidal and seismic frequencies in a melt-free Moon[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 117(E9): E09005.
- Nishitsuji Y, Rowe C A, Wapenaar K, et al. 2016. Reflection imaging of the Moon's interior using deep-moonquake seismic interferometry[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 121(4): 695-713.
- Nishitsuji Y, Ruigrok E, Draganov D. 2020. Azimuthal anisotropy of the megaregolith at the Apollo 14 landing site[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 125(5): e2019JE006126.
- Nunn C, Garcia R F, Nakamura Y, et al. 2020. Lunar seismology: A data and instrumentation review[J]. *Space Science Reviews*, 216(5): 89.
- Oberst J. 1987. Unusually high stress drops associated with shallow moonquakes[J]. *Journal of Geophysical Research*, 92(B2): 1397-1405.
- Oberst J, Nakamura Y. 1991. A search for clustering among the meteoroid impacts detected by the Apollo lunar seismic network[J]. *Icarus*, 91(2): 315-325.
- Onodera K, Kawamura T, Tanaka S, et al. 2021. Numerical simulation of lunar seismic wave propagation: Investigation of subsurface scattering properties near Apollo 12 landing site[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 126(3): e2020JE006406.
- Pei Z Y, Liu J Z, Wang Q, et al. 2020. Overview of lunar exploration and international lunar research station[J]. *Chinese Science Bulletin*, 65: 2577-2586 (in Chinese).
- Saal A., Hauri E H, Cascio M L, et al. 2008. Volatile content of lunar volcanic glasses and the presence of water in the Moon's interior[J]. *Nature*, 454(7201): 192-195.
- Sellers P C. 1992. Seismic evidence for a low-velocity lunar core[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 97(E7): 11663-11672.
- Sens-Schönfelder C, Larose E. 2010. Lunar noise correlation, imaging and monitoring[J]. *Earthquake Science*, 23(5): 519-530.
- Sollberger D, Schmelzbach C, Robertsson J, et al. 2016. The shallow elastic structure of the lunar crust: New insights from seismic wavefield gradient analysis[J]. *Geophysical Research Letters*, 43(19): 10078-10087.
- Sun W J, Wang Y B, Wei Y, Zhao L. 2021. Martian seismology and review of Martian interior structure[J]. *Reviews of Geophysics and Planetary Physics*, 52(4): 437-449 (in Chinese).
- Tanimoto T, Eitzel M, Yano T. 2008. The noise cross-correlation approach for Apollo 17 LSPE data: Diurnal change in seismic parameters in shallow lunar crust[J]. *Journal of Geophysical Research*, 113(E8): E08011.
- Toksöz M N, Dainty A M, Solomon S C, et al. 1974. Structure of the moon[J]. *Reviews of Geophysics*, 12(4): 539-567.
- Vinnik L, Chenet H, Gagnepain-Beyneix J, et al. 2001. First seismic receiver functions on the Moon[J]. *Geophysical Research Letters*, 28(15): 3031-3034.
- Wang Y B, Takenaka H, Jiang X, et al. 213. Modelling two-dimensional global seismic wave propagation in a laterally heterogeneous whole-Moon model[J]. *Geophysical Journal International*, 192(3): 1271-1287.
- Watters T R, Weber R C, Collins G C, et al. 2017. Shallow lunar seismic activity and the current stress state of the Moon[C]//Lunar and Planetary Science Conference Proceedings.
- Weber R C, Lin P Y, Garnero E J, et al. 2011. Seismic detection of the lunar core[J]. *science*, 331(6015): 309-312.
- Wieczorek M A, Neumann G A, Nimmo F, et al. 2013. The crust of the Moon as seen by GRAIL[J]. *science*, 339(6120): 671-675.
- Williams J G. 2014. Lunar interior properties from the GRAIL mission[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 119: 1546-1578.
- Wu W, Li C, Zuo W, et al. 2019. Lunar farside to be explored by Chang'e-4[J]. *Nature Geoscience*, 12(4): 222-223.
- Zhan W, Li P. 2007. The inner structure of the moon[J]. *Progress in Geophysics*, 22(3): 83-88 (in Chinese).
- Zhang X, Lv W, Zhang L, Zhang J, Lin Y, Yao Z. 2021. Self-organization characteristics of lunar regolith detected by lunar penetrating radar data[J]. *Remote Sensing (under review)*
- Zhao N, Zhu P M, Yuan Y F, et al. 2012. Necessity and design for seismic experiment of China future manned Moon landing missions[J]. *Geological Science and Technology Information*, 31(4): 137-142 (in Chinese).
- Zhong S, Qin C, Geruo A, et al. 2012. Can tidal tomography be used to unravel the long-wavelength structure of the lunar interior?[J]. *Geophysical Research Letters*, 39(15): L15201.

附中文参考文献

- 姜明明, 艾印双. 2010. 月震与月球内部结构[J]. *地球化学*, 39(1): 18-27.
- 姜祥华, 王彦宾, 古村孝志. 2015. 上月壳中的散射引起月震尾波的数值模拟研究[J]. *地球物理学报*, 58(5): 1675-1691.
- 林红磊, 丁春雨, 许学森, 张金海, 魏勇, 林杨挺. 2021. 月球就位光谱和雷达遥感科学研究进展[J]. *地球与行星物理理论评*, 52(4): 373-390.
- 刘澜波. 2021. “洞察”号能够完成火星内部结构探测的使命吗?[J]. *地球与行星物理理论评*, 52(1): 115-122.
- 裴照宇, 刘继忠, 王倩, 等. 2020. 月球探测进展与国际月球科研站[J]. *科学通报*, 65: 2577-2586.
- 孙伟家, 王一博, 魏勇, 赵亮. 2021. 火星地震学与内部结构研究[J]. *地球与行星物理理论评*, 52(4): 437-449.
- 占伟, 李斐. 2007. 月球内部构造研究综述[J]. *地球物理学进展*, 22(3): 83-88.
- 赵娜, 朱培民, 袁悦锋, 等. 2012. 中国未来载人登月月震实验必要性和方案设计[J]. *地质科技情报*, 31(4): 137-142.