

doi:10.13745/j.esf.2014.06.012

# 基于“嫦娥一号”干涉成像光谱仪数据的月球岩石类型填图：以月球雨海—冷海地区(LQ-4)为例

凌宗成<sup>1,2</sup>, 刘建忠<sup>3</sup>, 张江<sup>1</sup>, 李勃<sup>1</sup>, 武中臣<sup>1</sup>, 倪宇恒<sup>1</sup>, 孙灵芝<sup>1</sup>

1. 山东大学空间科学研究学院; 山东省光学天文与日地空间环境重点实验室, 山东 威海 264209
2. 中国科学院月球与深空探测重点实验室, 北京 100012
3. 中国科学院地球化学研究所, 贵州 贵阳 550002

LING Zongcheng<sup>1,2</sup>, LIU Jianzhong<sup>3</sup>, ZHANG Jiang<sup>1</sup>, LI Bo<sup>1</sup>, WU Zhongchen<sup>1</sup>, NI Yuheng<sup>1</sup>, SUN Lingzhi<sup>1</sup>

1. Shandong Provincial Key Laboratory of Optical Astronomy & Solar-Terrestrial Environment; Institute of Space Sciences, Shandong University, Weihai 264209, China
2. Key Laboratory of Lunar and Deep Space Exploration, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100012, China
3. Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China

LING Zongcheng, LIU Jianzhong, ZHANG Jiang, et al. The lunar rock types as determined by Chang'E-1 IIM data: A case study of Mare Imbrium-Mare Frigoris region (LQ-4). *Earth Science Frontiers*, 2014, 21(6):107-120

**Abstract:** The lunar rock types are the key to the understanding of their formation history and lunar magma ocean evolution. With the increasing of datasets from lunar explorations, the applications of recent lunar remotely sensed data for the understanding of lunar history are of high priority. In this study, we further calibrated the Chang'E-1 IIM dataset and obtained the lunar FeO and TiO<sub>2</sub>, Mg-number mapping results. Eight rock types including the ferroan anorthosite, Mg-suite, KREEP, and mare basalts of 5 levels of TiO<sub>2</sub> content are mapped for the Mare Imbrium-Mare Frigoris region (LQ-4) based on the survey of previous classifications of lunar rock types according to the lunar compositions derived from the Chang'E-1 IIM data. The rock distribution and petrogenesis of LQ-4 region is also discussed in relation to the isotopic dating of lunar rocks. This region includes a series of mare basalt lava flows, whose stratigraphical relationships are of great values for the study of the evolution of extrusive magmas. In addition, we estimated the FeO, TiO<sub>2</sub> and Mg-number of Chang'E-3 landing site, which could be validated by the in situ measurements of Yutu Rover.

**Key words:** moon; rock types; classification; IIM; Chang'E-1

**摘要:** 月球表面的岩石类型分布是理解月球岩浆演化的线索。随着出现越来越多的月球探测数据, 利用我国的月球探测数据开展数据挖掘, 以获得更深刻的科学认识, 这是促进相关研究领域发展的当务之急。文中在进一步校正干涉成像光谱仪数据的基础上, 获得了更为可靠的月表 FeO 和 TiO<sub>2</sub>、镁指数填图等。在调研已有的月球岩石分类标准的基础上, 根据我们的月表成分填图结果并结合 Lunar Prospector Th 元素数据, 将月球岩石分为亚铁斜长岩、富镁结晶岩套、克里普岩和 5 种不同钛含量月海玄武岩等 8 类岩石。笔者以月球正面雨海—冷海(LQ-4)地区为例, 做出该区域的岩石分类图, 并讨论了该地区的岩石成因。该地区覆盖“嫦娥三号”着陆区, 包含月球雨海撞击事件所形成的玄武岩岩浆泛滥区, 对于理解月球的岩浆演化具有重要的研究价值。笔者利用岩石类型分布图, 结合岩石同位素年龄数据, 与对该地区岩石类型分布及其所代表的月球

收稿日期: 2014-07-14; 修回日期: 2014-08-04

基金项目: 国家自然科学基金项目(11003012, U1231103, 41373068, 41473065); 山东省自然科学基金项目(ZR2011AQ001); 中国科学院重点部署项目(KGZD-EW-603); 中国科学院月球与深空探测重点实验室开放基金项目; 山东大学自主创新基金项目(2013ZRQP004)

作者简介: 凌宗成(1981—), 男, 博士, 副教授, 行星科学专业, 主要从事行星科学教学, 行星遥感与光谱学、行星样品及环境相互作用等研究工作。E-mail: zcling@sdu.edu.cn

岩浆演化历史进行了讨论。此外,笔者也对“嫦娥三号”着陆区的 FeO、TiO<sub>2</sub> 和镁指数、岩石类型等进行了初步判别,有待于与玉兔号搭载的探测仪器测量结果相互验证。

关键词:月球;岩石类型;分类;干涉成像光谱仪;“嫦娥一号”

中图分类号:P184 文献标志码:A 文章编号:1005-2321(2014)06-0107-14

月球形成 45 亿多年以来,经历了早期的岩浆洋时代、大撞击灾变期、玄武岩喷发、后期零散撞击等时期,形成了目前我们认识的月球。自从 Apollo 时代至今,人类获得了大量有关月球样品、月球遥感、月球深部甚至是月球大气的新认识<sup>[1-5]</sup>。而自 20 世纪 90 年代以 Clementine 探测任务为标志的月球探测的重新兴起,而其中最重要的成果之一即是通过全月面的月球遥感,获得月球物质成分的分布概况,进而获得对于月球的形成与岩浆演化的新认识<sup>[6-11]</sup>。

认识月球需要从月球表面的物质成分分布入手,因而月表元素、矿物和岩石类型等信息对于理解月球的形成和演化历史非常重要。进行月表元素填图的主要仪器载荷为伽马谱仪和 X 射线谱仪,这两种仪器均在 Apollo 时代使用过,获得了月球部分地区的 Fe、Th、Al/Si、Mg/Si 等元素的分布。可见近红外光谱作为具有更高空间分辨率的仪器在近几年的月球探测中获得了广泛应用,并在确定月球表面的元素丰度、晶粒尺寸、成熟度、矿物组成方面做出了重要的贡献<sup>[3]</sup>。月表的元素填图可以应用在确定月海玄武岩的不同类型和高地的各种岩石单元,可以用于早期隐月壤(Cryptomaria)和南极艾肯盆地的物质,也可用于寻找月球表面的异常岩石成分区域,估计月球极地地区的挥发物含量等。基于月球表面元素与矿物的基础上进行月球岩石类型分类填图,可以从光谱和能谱的角度融合数据,进而获得有关的月球岩石与岩浆演化的科学认识,尤其是岩石类型分布图作为绘制月球地质填图的基础性图件,具有重要的应用价值。

我国月球探测工程已经获得了大量的遥感数据,如何进行深入的消化与分析是值得深入开展的一项工作。近年来,利用我国嫦娥工程探测数据开展的月球表面构造、物质成分、撞击坑形貌与自动识别、地质图编制等方面均有了众多研究进展<sup>[12-24]</sup>。本文主要基于我国“嫦娥一号”探测获得的月球表面元素填图结果,融合国际上月球勘探者号(LP)的 Th 元素分布数据,进行月球正面雨海—冷海(LQ-4)地区的岩石类型填图。

## 1 月球岩石类型

月球表面的岩石类型分布是理解月球化学演化的重要判据。传统意义上讲,月球表面的地形根据其平滑程度和辐亮度的不同可以分为月海和高地,相应的主要岩石主要可以分为月海玄武岩和高地斜长岩两大类型。此外,利用 Apollo 样品研究,人们还发现了一种月球上特有的岩石类型,即 KREEP 岩。月球的岩石类型划分标准有很多,有的以纹理和成分划分,有的以成因和成分方法划分等。与地球类似,月球上也有火成岩、沉积岩和变质岩,但其变质与沉积作用是和撞击作用而非水作用相关。以下我们从岩石成因和矿物成分区别的角度对月海玄武岩、高地岩石和克里普岩石三大类岩石分别介绍。

### 1.1 月海玄武岩

月海是广泛分布在月表的大型撞击盆地,在月表上有 22 个月海,除 3 个月海外其他 19 个月海都分布在月球的正面。在月海泛滥期间,月球来自月幔内部大量的玄武岩流溢出而填充月海,冷却后形成月海玄武岩。月海玄武岩的辐亮度较低,其出露区超过月球面积的 17%。月海玄武岩的厚度为 500~1 300 m,少数盆地的中央,厚度可达 4 500 m,据估计,月海玄武岩的体积为月球壳体积的 1%<sup>[25-26]</sup>。尽管体积小,但包含了大量有关月球热历史和月球内部性质的信息。月海玄武岩是来自月幔的橄榄石和辉石熔体形成,因此通过对月海玄武岩的研究,可以勾画出月海玄武岩源区的演化历史,从而为月球演化历史提供制约。

在 Apollo 和 Luna 的月球样品中发现玄武岩的种类较多,但其中最丰富的矿物为辉石,其次是斜长石。由于其非平衡结晶环境,辉石按化学分带形成,主要的辉石类型为高钙辉石。在月海玄武岩中,橄榄石和钛铁矿的含量不一,可以从微量到高达 20% 比例。特别是其中钛铁矿含量(与 TiO<sub>2</sub> 强相关)可以作为区分月海玄武岩的主要标志之一。月海玄武岩一般富 FeO 和 TiO<sub>2</sub>,相应贫 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 和 CaO,一般比高地岩石有更高的 CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 比值,这种化学差异与月球高地岩石富含斜长石矿物而缺少辉石等镁

铁质矿物密切相关。月海玄武岩的特点是  $\text{TiO}_2$  的含量高且变化范围大(0.3%~13%), Fe、Ti、Cr 均以低价态存在, 反映月球岩浆的低氧逸度。月海玄武岩相对贫 Eu 和 Al, 而富 Fe, 这可能是岩浆中的橄榄石和斜方辉石下沉, 而较轻的斜长石上浮所致, 这些都是月球存在岩浆洋的证据。另外月海玄武岩是月岩中最年轻的成员, 不同于高地岩石遭受了撞击作用, 因此月海玄武岩是研究月球岩浆演化的理想样品。最近, 利用印度“月船一号”上搭载的矿物成像光谱仪(Moon Mineralogy Mapper,  $M^3$ ) 数据, Pieters 等<sup>[11]</sup> 在月球背面莫斯科海内部发现了斜方辉石、橄榄石和富镁尖晶石(Mg-rich spinel)的分布(被称为 OOS 岩石), 在国际上引起了轰动。特别是其中镁铝尖晶石为首次发现, Pieters 等认为这种岩石类型是未被 Apollo 和 Luna 采样过的样品, 对于研究月球岩石和岩浆演化具有很高的科学价值。

### 1.2 高地岩石

月球高地的形成年龄比月海更为古老, 其主要为斜长质岩石经受严重撞击所形成的角砾岩组成。为了真正揭开月球的复杂演化历史奥秘, 我们需要研究月球上的火成岩演化活动和冲击熔融产生的岩石类型。虽然 Apollo 和 Luna 计划共返回了 380 kg 样品, 但由于月球经历了数十亿年的撞击作用, 岩石和矿物混合效应非常明显, 在其中寻找原始火成岩(pristine igneous rock)是非常困难的。Warren 和 Wasson 等<sup>[27]</sup> 提出确定原始岩石的最好方法是根据其中的亲铁元素比例划分。这是因为陨石中通常亲铁元素较多, 冲击作用形成的岩石通常存在亲铁元素的提升。原始高地岩石可以根据其中  $\text{Na}/(\text{Ca} + \text{Na})$  与  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$  摩尔分数比的关联分为两个子类。Warner 等<sup>[28]</sup> 首先提出了这种分类方法, 后来人们逐渐接受了这种分类方法, 即古老的亚铁斜长岩(Ferroan Anorthosite, FAN, >4.4 Ga)和稍年轻的富镁结晶岩套(Magnesian suite rock, 4.43~4.17 Ga)。原始高地岩石及发源于其的角砾岩和月壤最终形成月球高地区域(约占月球表面的 83%)。

斜长石是高地斜长岩的主要矿物, 在整个岩石中约占 70% 以上。低钙辉石特别是斜方辉石是另外一种比较丰富的矿物, 此外橄榄石、单斜辉石和其他矿物也在高地岩石中存在。从样品分析上来看, 高地岩石中的主要岩石类型为苏长斜长岩或者斜长质苏长岩。Apollo 15 和 16 的 X 射线测量结果揭示斜长质高地物质相对于附近月海物质中有更高的

Al/Si 比值。高地富含斜长质岩石被认为在月球形成的早期岩浆洋过程中, 存在一个主要的化学分异事件, 使得月壳中富含斜长石。而富含铁镁质的月幔则是月海玄武岩的源区。利用全月球 Clementine 多光谱数据和 Lunar Prospector 伽玛谱数据, Jolliff 等<sup>[29]</sup> 将月球表面划分为 3 种地体, 即风暴洋 KREEP 地体(PKT)、长石质高地地体(FHT)和南极艾肯地体(SPAT)(如图 1 所示)。所谓地体是指与周围的岩石单元不同, 在地质形成历史上具有相通性的一组岩石构造单元。其中, 斜长岩高地地体占月球表面的 60% 以上。将这种地体细分, 最富含斜长质岩石的地区在月球背面, 这里月壳厚度最厚, 其平均 FeO 含量约为 4.2%。而 FHT 外部区域(FHT-O)FeO 的含量受周围月海溅射物质的混染, FeO 平均含量约为 6%。最近, Ohtake 等<sup>[9]</sup> 利用 Kaguya 的 Spectral Profiler 光谱数据, 利用  $\text{Fe}^{2+}$  在  $1.25 \mu\text{m}$  处的吸收特征, 发现月球东海地区存在纯斜长石(Pure Anorthite, PAN)分布区域, 并认为这可能是月球岩浆洋形成时期月壳的主要成分。

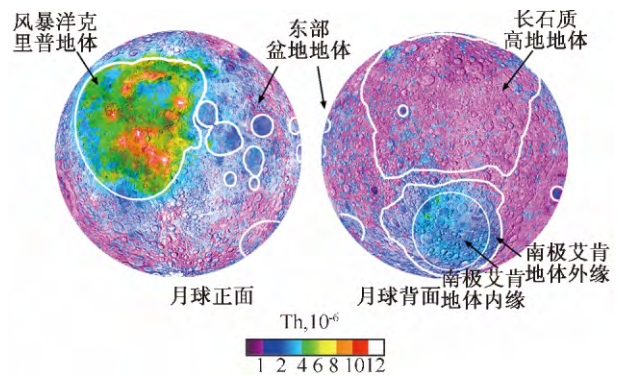


图 1 月球主要岩石地体  
(据文献<sup>[27]</sup>修改)

Fig. 1 The major lunar terranes as determined

### 1.3 克里普岩(KREEP)

克里普岩是月球上富含钾、稀土元素(REE)和磷的一种特殊岩石。尽管很难被认出是一种高地岩石, 但其元素成分标志非常明显。这些元素的离子半径相对较大, 在结晶平衡和熔融过程中比较“难熔”。KREEP 岩在月壳演化过程中扮演着重要角色, 一般被认为是月球岩浆洋分异最终残余物质结晶形成的<sup>[2-3]</sup>。KREEP 岩最早发现于 Apollo 12 返回的月壤样品中, 而原始的 KREEP 岩石在月球样品中发现较少, KREEP 玄武岩即源自 Apollo 15 样品(如 15382 和 15386 号样品)<sup>[3]</sup>。克里普岩在月面

岩石和月壤中的分布极其重要, 其对于月球月壳的形成和演化历史具有重要的指示意义, 而且由于其富含 REE、Th、U 等重要资源性元素, 也被认为是除钛铁矿外最重要的月球矿产资源库<sup>[1]</sup>。

对于克里普岩的划分, 最明显的标志就是其不相容元素含量增强。因此在月球遥感探测中, 主要是采用 Gamma 谱仪数据探测 U、Th、K 等元素的分布情况, 来划分克里普岩区域。Jolliff 等<sup>[29]</sup>划分风暴洋 KREEP 地体的边界是采用 Lunar Prospector Gamma 谱仪所获得的月球 Th 数据进行的, 划分判据为 Th 元素含量大于  $3.5 \times 10^{-6}$  的地区即为 PKT 地区(如图 1 所示)。

## 2 月球岩石类型划分方案

### 2.1 月球已有岩石类型划分方案

月球表面没有大气, 受其形成至今 45 亿年的小天体撞击作用, 在矿物组成与结构方面未破坏的“原岩”(pristine rocks)在如今的月球上难以寻找。其中非月海岩石指在月球形成初期岩浆洋分步结晶的产物, 其一般具备粗粒深成岩结构<sup>[3]</sup>。而月海岩石的熔岩形成于月球 100~500 km 深处的固态月幔物质熔融, 经过月表裂隙上所产生的喷出岩, 月海岩石以月海玄武岩为主。此外, 月球角砾岩是月球上的原岩经过撞击作用破碎或熔化形成的新岩石。月球角砾岩成分具有多元性, 有碎屑角砾岩、玻质熔融角砾岩、晶质熔融角砾岩、二元角砾岩、月壤角砾岩等命名区分方法。需要指出的是, 本研究主要根据由光谱和能谱数据获得的月球岩石成分信息进行岩石分类, 并未对撞击成因的角砾岩进行识别与区分。研究先将月球表面的岩石总体划分为非月海岩石和月海岩石两大类, 再进行子类划分。

#### 2.1.1 非月海岩石

岩石学家和地球化学家根据 Apollo 月球样品的研究经验, 将非月海火成岩划分为(1)亚铁斜长岩、(2)富镁结晶岩套、(3)碱性岩套、(4)KREEP 岩 4 类, 并发现(2)~(4)类岩石可能具有很好的相关性<sup>[3]</sup>。亚铁斜长岩(Ferroan Anorthosite, FAN)主要发现于月球高地, 主要为高钙的钙长石矿物组成(斜长石质量分数 > 90%), 由月表以下一定深度岩浆缓慢结晶形成。富镁结晶岩套也是月球岩石中粗大晶粒的岩石, 其较亚铁斜长岩含有更多的镁铁质矿物。富镁岩石有诸如纯橄榄岩(dunite), 橄榄岩

(troctolite)、苏长岩(norite)、辉长苏长岩(gabbro-norite)等。月球亚铁斜长岩较为富铁, 即其中 Mg/Fe 含量较低, 而富镁结晶岩套的 Mg/Fe 则较高。高地地区 MgO 质量分数一般在 3%~8%, 而且利用轨道遥感数据进行 MgO 填图的准确性不足, 使得对于富镁岩石的划分存在一定困难。碱性岩套相对于亚铁斜长岩( $An_{96}$ )含有更多的钠长石( $An_{82\pm 8}$ ), 从返回的样品分析表明, 碱性岩套和 KREEP 岩含量要比前两种岩石少得多<sup>[3]</sup>。

根据 *New Views of the Moon*<sup>[3]</sup>中关于高地原始岩石的划分, 各个边界不清晰, 而且划分一般难以用单一元素进行的。尤其对于可见近红外遥感来讲, 很多元素(如 Na、K 等)的精确测定是非常困难的, 因此非月海岩石的遥感划分也与样品划分存在不同。对于月壤来讲, 其化学成分分布和区分不如岩石那样显著, 各种混合效应使得直接利用实验室指标进行岩石类型划分存在一定困难。

#### 2.1.2 月海玄武岩

如前所述, 月海玄武岩中的钛元素含量变化很大, 因此可以作为区分月海玄武岩的可靠指标之一。根据 *Lunar Source Book*<sup>[2]</sup>中所述, 根据钛含量( $TiO_2$  质量分数)变化将月海玄武岩分为 3 类, 高钛(>9%)、低钛(1.5%~9%)和极低钛玄武岩(<1.5%)。Papike 等<sup>[30]</sup>根据月球样品中  $TiO_2$  含量, 将月海玄武岩分为 3 类, 即极低钛玄武岩(1%)、低钛玄武岩(1%~5%)和高钛玄武岩(9%~14%)。Neal 等<sup>[31]</sup>后来进一步将低钛玄武岩定义修正为 1%~6%, 将高钛玄武岩定义修正为 6%~14%。根据样品研究的经验, 还可以将不同的  $TiO_2$  含量的玄武岩细分为亚类<sup>[5]</sup>: (1)高钛玄武岩, 高钛低钾玄武岩(来自 Apollo 11 和 17)、高钛高钾玄武岩(Apollo 11,  $K_2O$  质量分数约 0.3%); (2)低钛玄武岩, 橄榄石玄武岩(Apollo 12 和 15)、易变辉石玄武岩(Apollo 12 和 15)、钛铁矿玄武岩(Apollo 12)、长石质玄武岩(Apollo 12)、高铝玄武岩(Apollo 14, Luna 16,  $Al_2O_3$  质量分数 > 11%)和极高钾玄武岩(Apollo 14,  $K_2O$  质量分数为 0.6%~0.8%); (3)极低钛玄武岩, 极低钛玄武岩(Apollo 17 和 Luna 24)。

在遥感分析方面, Charette 等<sup>[32]</sup>早在 1974 年就利用地基望远镜观测, 研究月球月海颜色的变化。自从 Clementine 和 Lunar Prospector 对月球进行全球性遥感勘测之后, 利用遥感数据进行月球表面

玄武岩的划分成为人们关注的热点。遥感探测对月海玄武岩划分标准为, 低钛 (<2%), 高钛 (>5%) 和中等钛 (为 2%~4%)<sup>[33]</sup>。局域样品研究揭示月球样品的 Ti 含量具有双峰分布, 即高钛玄武岩和低钛玄武岩分布, 但 Lunar Prospector 的探测结果并没有显示这种双峰分布特性。Giguere 等<sup>[34]</sup> 利用 Clementine 和 Galileo 遥感光谱数据反演月球月海地区的钛含量分布, 发现其并不像样品的 TiO<sub>2</sub> 双峰分布, 遥感探测揭示月球 TiO<sub>2</sub> 的含量从低到高连续分布, 而且月海中 TiO<sub>2</sub> 含量为 2%~4% 是最丰富的, TiO<sub>2</sub> 含量 5% 以上的只占月海的 20%。他对月海玄武岩的划分标准为: (1) 极低钛玄武岩 (<1%); (2) 低钛玄武岩 (1%~4.5%); (3) 中钛玄武岩 (4.5%~7.5%); (4) 高钛玄武岩 (7.5%~10%); (5) 极高钛玄武岩 (>10%)。

根据 *New Views of the Moon*<sup>[3]</sup> 中第 284 页提及的关于玄武岩的划分标准为: (1) 极低钛玄武岩 (<1%); (2) 低钛玄武岩 (1%~4%); (3) 中钛玄武岩 (4%~8%); (4) 高钛玄武岩 (>8%)。

总结以上前人利用地基望远镜、样品研究、遥感探测等对于月海玄武岩的钛元素分类方法, 如表 1 所示。从已有的玄武岩的分类来看, 样品和遥感分析对月海玄武岩的分类不完全相同, 而不同的遥感探测仪器的性能和数据特点及精度也不一样, 最终采用的分类标准也不尽相同。然而, 只利用月球 Ti 含量对于玄武岩分类仍显单一, 行星遥感研究呼唤更高分辨率 (空间分辨率、光谱分辨率) 和精确性的各种元素和矿物反演结果, 如其他元素 (如 Na、K、Al 等元素) 和其他仪器载荷的数据作为辅助。在此基础上进行综合分析, 有助于对月海玄武岩的亚类进一步分类, 得到更科学的判别月海玄武岩类型的方法。

## 2.2 月球岩石类型划分流程

本研究通过系统整理月球的岩浆演化和化学演化过程, 研究月球主要岩石类型 (月海玄武岩、高地斜长岩、KREEP 岩和可能的其他岩类) 的矿物学、岩石学和地球化学, 提出基于我国“嫦娥一号”干涉成像光谱仪数据识别各类岩石的判别指标, 并开展月球岩浆演化的研究。在月海玄武岩的识别方面主要利用“嫦娥一号”数据综合识别高钛、低钛月海玄武岩, 以及不同阶段月海玄武岩。从已有的玄武岩的分类来看, 样品和遥感分类对月海玄武岩的分类不完全相同, 而不同的遥感探测仪器的性能和数据特点也不一样, 需要根据“嫦娥一号”的数据特点及

表 1 月海玄武岩的 TiO<sub>2</sub> 含量分类标准  
Table 1 Survey of TiO<sub>2</sub> classifications of

lunar mare basalts					
w(TiO <sub>2</sub> )/%					
极低钛玄武岩	低钛玄武岩	中钛玄武岩	高钛玄武岩	极高钛玄武岩	参考文献
<1.0	1.0~4.5	4.5~7.5	7.5~10	>10	[34]
<1.0	1.0~4.0	4.0~8.0	>8.0		[3]
	<2.0	2.0~4.0	>5.0		[33]
<3.0	3.0~6.0	6.0~9.0	>9.0		[35]
<1.5	1.5~9.0		>9.0		[2]
<1.0	1.0~5.0		9.0~14.0		[30]
<1.0	1.0~6.0		6.0~14.0		[31]

我们的 TiO<sub>2</sub> 反演结果进行划分。对于高地斜长岩的岩石的划分, 我们将 FeO 的含量作为一个重要的参数指标。此外, 我们还利用 IIM 数据获得了月球表面 Mg 指数分布模型, 也可以作为月球表面高地斜长岩类型的参考划分指标, 用于月球富镁结晶岩套岩石的划分。在 KREEP 岩的识别和演化研究方面, 受限与“嫦娥一号”数据的质量和空间分辨率, 我们初步采用 LP GRS 数据进行 KREEP 填图。

利用干涉成像光谱仪数据进行月球表面物质成分反演是开展月球表面岩石类型识别的基础性工作。在进一步数据校正与镶嵌的基础上, 我们获得了利用干涉成像光谱仪数据进行月表 FeO、TiO<sub>2</sub>、Mg 指数反演的模型, 并应用在月球表面局域地区开展研究, 取得了与国外同类数据 (Clementine UV/VIS) 相当的成果。本岩石类型填图过程中, 我们融合多源数据, 力求充分发挥干涉成像光谱仪数据的应用潜力。在上述研究基础上, 合理划分月球岩浆演化期次, 明确月球地质图上需要标注的岩石类型。研究主要采用我国“嫦娥一号”干涉成像光谱仪数据开展月球岩石类型识别, 具体的技术路线如图 2 所示。

## 2.3 基于嫦娥数据的月球岩石类型划分方案

### 2.3.1 填图主要岩石类型种类

本研究将月球岩石划分为 8 类, 其中高地岩石为 3 类, 月海岩石为 5 类。先从大类上将岩石分为非月海岩石、月海岩石。

(1) 非月海岩石划分类型。高地岩石建议根据 FeO 和 Mg 指数填图进行划分, 分为亚铁斜长岩和富镁结晶岩套。利用 Th 元素分布, 根据 Fe 元素中等, Th 元素较高的地区物质划分为 KREEP 岩地区。由于目前遥感缺乏对于月表 Na、K 等元素的反演结果, 本研究未对碱性岩套进行遥感区分。

(2) 月海岩石划分类型。根据 Ti 元素将月海

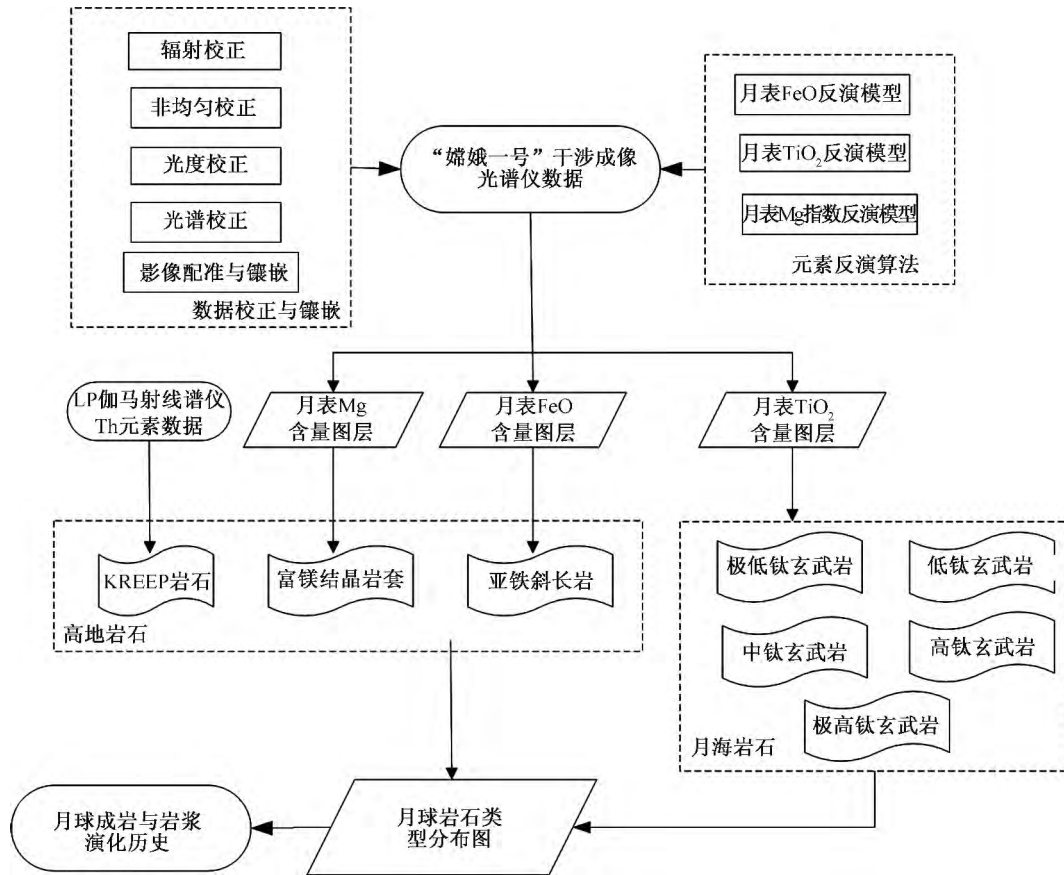


图 2 月球岩石类型识别技术路线

Fig. 2 The flowchart for the classifications of lunar rock types based on Chang'E-1 IIM data

玄武岩分为 5 类, 即极低钛、低钛、中钛、高钛、极高钛玄武岩。

### 2.3.2 岩石类型划分方法和划分界线

根据上节讨论, 在采用的 8 类月球岩石类型中, KREEP 岩的划分可以只依据 Th 元素的含量确定, 因此, 我们应该先将 KREEP 岩在数据中划分出来。采用岩石类型的总体划分策略为, 先用 Th 元素含量将 KREEP 岩圈出, 然后进行高地和月海区域划分, 划分依据为 FeO 分布、反射率数据等, 在月海区域内采用 Ti 含量为标准划分不同种类玄武岩, 高地区域内再划分亚铁斜长岩和富镁结晶岩套。其中富镁结晶岩套的特征相对于亚铁斜长岩突出, 因此先划分出富镁岩套, 再勾画斜长岩区域。

(1) 非月海岩石类型和划分界线。① KREEP 岩。根据 *New Views of the Moon*<sup>[3]</sup> 提到, 对于 KREEP 地体区域, LP 伽马谱仪数据揭示月海区的表层 Th 含量突然增强 ( $(3 \sim 7) \times 10^{-6}$ ), 为了将 KREEP 岩区与月海玄武岩区域分开, 我们根据 Lunar Prospector 的 Th 含量分布数据, 以  $> 7 \times 10^{-6}$

为界限, 勾画出 KREEP 岩分布区。之所以采用 LP 的数据, 还因为其空间分辨率为  $0.5^\circ$ , 在已有公开的月球 Th 元素数据中最高。② 富镁结晶岩套。根据 Haskin<sup>[2]</sup> 研究, 高地岩石中斜长岩和橄长岩的镁指数 (摩尔分数比,  $100 \times \text{Mg}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ ) 一般为 75~85, 而亚铁斜长岩则更低。但考虑到月壤以及遥感图像中的混合效应, Mg 指数应该不如岩石中的 Mg 指数高, 因此相应的 Mg 指数划分指标应该根据具体的反演数据结果制定 (略有降低)。在具体填图中, 我们采用 Mg 指数大于 70 进行判断标准, 对富镁结晶岩套进行填图。③ 亚铁斜长岩。亚铁斜长岩以 FeO 元素分布为标准进行划分, 同时也是区分高地岩石和月海岩石的边界。根据 Haskin 等的研究<sup>[2]</sup>, 样品在 FeO 含量在 8%~10% 的地区存在间断, 一般将 FeO 含量  $< 8\%$  地区定义为高地斜长岩物质地区。根据我们“嫦娥一号”反演的 FeO 数据特点<sup>[36-37]</sup>, 对于高地 FeO 可能略有高估 (1% 左右), 因此我们以 FeO 含量为 11% 基准, 将小于 11% 地区划分为高地地区, 除富镁结晶岩套之外的



该地区的主要岩石类型归类为亚铁斜长岩。

(2) 月海岩石划分类型和界线。根据我们已有的  $\text{TiO}_2$  反演结果<sup>[36-37]</sup>, 经与 Lucey 等 Clementine UVVIS 数据反演结果相比, 该模型对于低钛至极低钛玄武岩含量估计稍高, 经多次编图试验研究, 将划分界限标准调整为保证各种组分有一定的空间分布, 可以清晰区分各种玄武岩的边界。因此我们将极低钛玄武岩与低钛玄武岩划分界线提高为 4.0% (前人大多为 1.0%), 中钛与低钛玄武岩的界限调整为 6%。我们采用的月海玄武岩划分标准如下: ① 极低钛玄武岩 (<4%); ② 低钛玄武岩 (4.0%~6.0%); ③ 中钛玄武岩 (6.0%~9.0%); ④ 高钛玄武岩 (9.0%~11.0%); ⑤ 极高钛玄武岩 (>11.0%)。

### 3 LQ-4 地区元素和岩石类型填图

本研究采用的是“嫦娥一号”干涉成像光谱仪数据为探月工程中心地面应用系统发布的 B 版本 2C 级数据, 该数据经辐射校正、光度校正后, 已经为标准光照几何条件 (即入射角为  $30^\circ$ 、出射角为  $0^\circ$ 、相角为  $30^\circ$ ) 下的辐亮度数据。我们针对辐亮度数据进行了非均匀校正、光谱校正等数据再校正处理, 获得用于月表成分反演的相对反射率数据。依据“嫦娥一号”干涉成像光谱仪再校正数据, 在已有基础上

我们进一步优化相关元素成分反演算法, 获得了新  $\text{FeO}$ 、 $\text{TiO}_2$  以及镁指数反演模型<sup>[36-40]</sup>, 这些工作为我们开展相应月球岩石类型划分打下了基础。在数据方面, 我们对干涉成像光谱仪 230~2 909 轨之间的 114 轨数据进行了图像切割、配准、镶嵌、投影等工作, 获得了该地区的  $\text{FeO}$ 、 $\text{TiO}_2$  以及镁指数等填图。在元素填图的基础上, 结合 LP Th 元素数据, 采用上节所述的边界划分方法, 对月球雨海—冷海 (LQ-4) 地区的岩石类型进行了分类填图。

#### 3.1 LQ-4 地区元素填图结果及讨论

图 3 为“嫦娥一号”干涉成像光谱仪数据镶嵌获得的月球雨海—冷海 (LQ-4) 地区 757 nm 影像图。如图所示, 该地区在月球正面中高纬度地区, 包括雨海北部、风暴洋东北部和冷海等地区, 经纬度范围为  $60^\circ\sim 0^\circ\text{W}$ ,  $65^\circ\sim 30^\circ\text{N}$ 。LQ-4 区域内主要的地形单元有侏罗山脉、阿尔卑斯山脉、柏拉图撞击坑等<sup>[19-23]</sup>。该地区包含平坦的暗色月海平原、中部粗糙的月坑堆积丘陵和北部明亮的斜长岩高地 3 部分组成, 特别是风暴洋事件、雨海事件等影响月球地质年代的重要节点均在本区域留下印迹, 因此该地区是研究月球表面物质成分变化和岩浆演化的理想区域。

图 4 给出了 LQ-4 地区的  $\text{FeO}$  含量分布图。根据  $\text{FeO}$  的分布可以大体判断月海玄武岩和高地岩石的边界。可以看出, 该地区各种岩石和月壤的

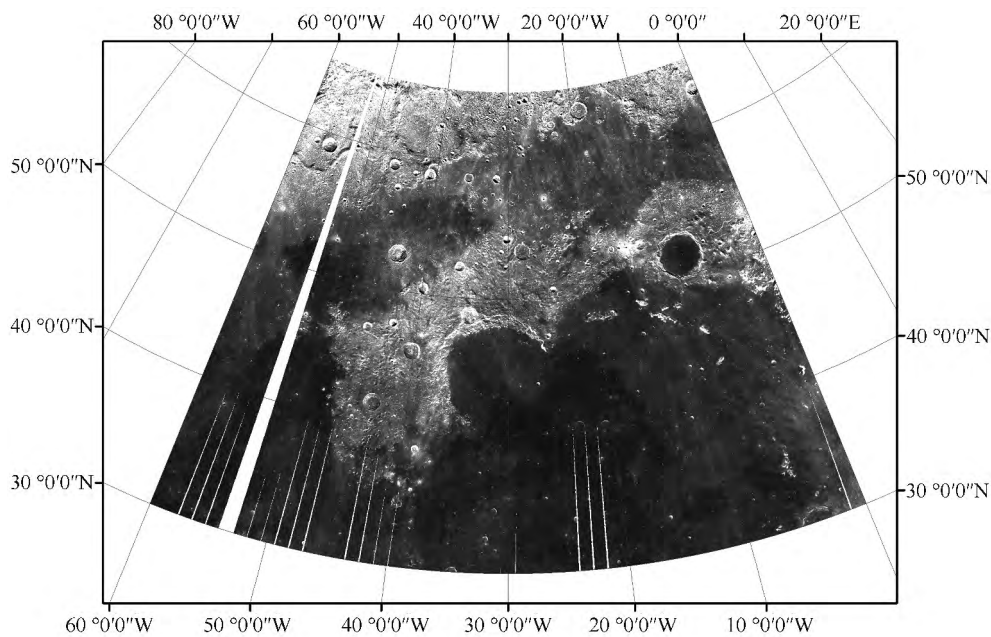


图 3 “嫦娥一号”干涉成像光谱仪数据 LQ-4 地区 757 nm 影像图

Fig. 3 The 757 nm mosaic of LQ-4 region derived from Chang'E-1 IIM data

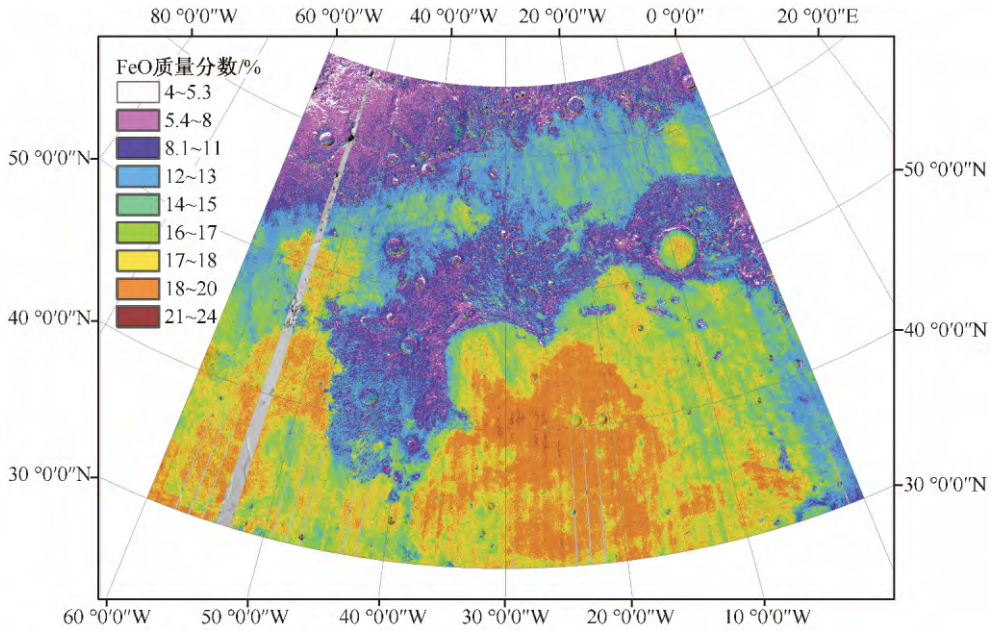


图 4 月球 LQ-4 地区 FeO 含量分布

Fig. 4 The FeO content of LQ-4 region derived from Chang'E-1 IIM data

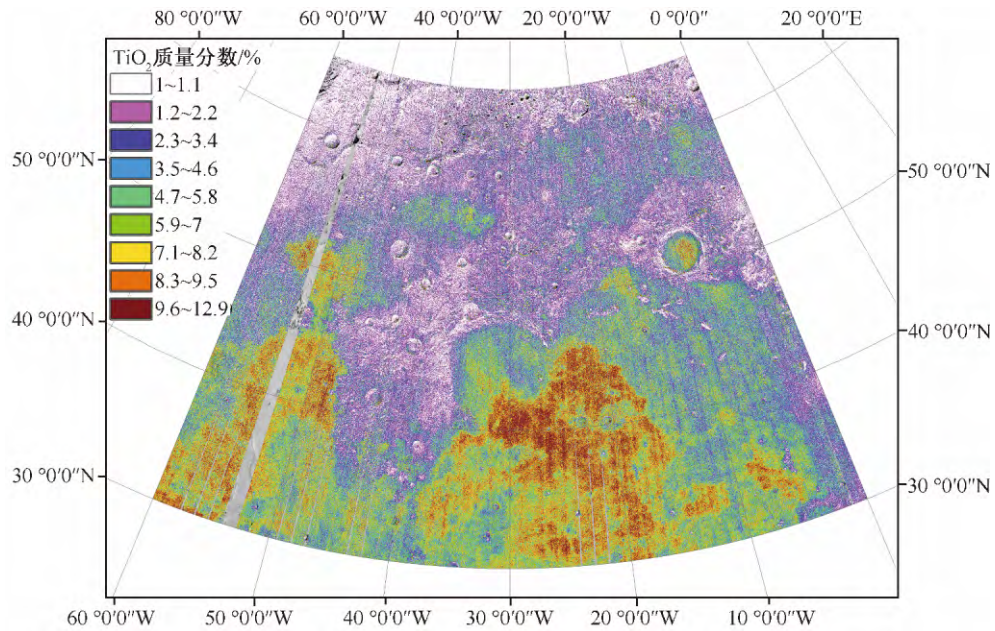


图 5 月球 LQ-4 地区 TiO<sub>2</sub> 含量分布

Fig. 5 The TiO<sub>2</sub> content of LQ-4 region derived from Chang'E-1 IIM data

FeO 含量变化范围较大,在 0~24% 间变化。在月海地区,FeO 的含量大都大于 10%,雨海内部的玄武岩存在不同 FeO 含量的分布,特别是在中西部的玄武岩中 FeO 含量最高可达 20% 以上。在冷海与雨海之间的高地山脉地区,由于雨海溅射物的混入,使得包括侏罗山脉在内的高地的 FeO 含量有一定增加。而冷海西北部的高地地区的 FeO 含量为该

地区最低。

图 5 给出了 LQ-4 地区的 TiO<sub>2</sub> 分布图。TiO<sub>2</sub> 的分布是判断月海玄武岩类型的重要指标。如前所述,我们可以根据 TiO<sub>2</sub> 的含量将月海玄武岩划分为 5 类岩石。雨海中部地区、风暴洋东北部部分地区的 TiO<sub>2</sub> 含量明显较高(图中红棕色区域),它们代表爱拉托逊纪为年轻的高钛玄武岩。而虹湾、雨



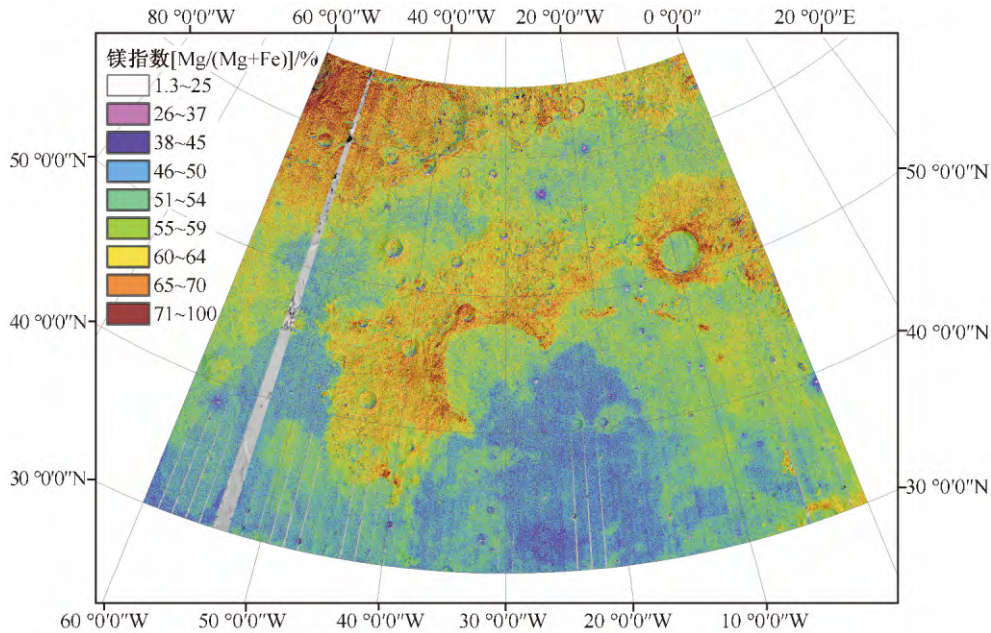


图6 月球 LQ-4 地区镁指数分布

Fig. 6 The Mg-number of LQ-4 region derived from Chang'E-1 IIM data

海东北部分、风暴洋西北部的  $\text{TiO}_2$  的含量明显减少, 以中钛含量为主。冷海地区的月海玄武岩应该以低钛到极低钛玄武岩为主, 它们的形成年代在晚雨海纪左右。从该地区钛元素分布来看, 其包含月球雨海撞击事件所形成的玄武岩岩浆泛滥区, 进行深入研究对理解月球的岩浆演化具有重要的研究价值。

月球 LQ-4 地区的镁指数填图如图 6 所示。可以看出该地区的镁指数在西北角区域较高 ( $\text{Mg}^\# > 65$ ), 表明该地区的岩石类型可能含有较为罕见的富镁结晶岩套的存在, 这与最近王翔等<sup>[20]</sup>的研究结果相符。最近, Isaacson 和 Pieters 等<sup>[41]</sup>的研究表明, 该地区存在富镁的苏长岩等岩石。而在以月海玄武岩为主的大型盆地内, 其镁指数低于 60。特别是对应于该地区的高铁和高钛地区 (如雨海中部及风暴洋地区, 参考图 5~6), 其镁指数甚至低于 50。镁指数较高的岩石在虹湾周围的侏罗山脉和柏拉图撞击坑坑缘也有明显的分布, 这可能是由于撞击事件挖掘出月球深部较为富镁的岩石所致。

特别是, 我国“嫦娥三号”着陆器和玉兔号月球车于 2013 年 12 月 14 日成功软着陆于月球虹湾东部、雨海北部地区 ( $19.51^\circ\text{W}$ ,  $44.12^\circ\text{N}$ )<sup>[42]</sup>, 即位于 LQ-4 地区内部。因此, 该地区的物质成分与岩浆演化研究具有重要的研究意义。根据“嫦娥三号”着陆区的经纬度位置, 在干涉成像光谱仪的空间分辨率

条件下 (约 200 m), 其着陆器位于“嫦娥一号”干涉成像光谱仪数据  $1 \times 1$  像元内, 反演获得的  $\text{FeO}$  质量分数约为 18.9%,  $\text{TiO}_2$  质量分数约为 7.4%, 镁指数为 44.3。根据以上数据, 我们初步判断“嫦娥三号”附近的岩石类型以中钛玄武岩至高钛玄武岩为主。该遥感探测反演结果可以用于与“嫦娥三号”玉兔月球车的就位探测获得的月表成分数据 (如粒子激发 X 射线谱仪和红外成像光谱仪等) 相互对比, 以获得对该地区岩浆演化的确切认识。

### 3.2 月球表面岩石类型识别与划分

在各种元素和矿物填图结果的基础上, 采用以上调研的各种岩石分类标准, 我们利用 ENVI 软件对各种专题图进行了分类以及后期处理, 生成了各个图层文件, 然后导入 Arcmap 软件进行编辑成图, 获得的 LQ-4 地区主要岩石类型分布图 (图 7 所示)。

图 7 为利用干涉成像光谱仪数据和 Lunar Prospector 伽马谱仪数据, 综合采用了月球表面  $\text{FeO}$ 、 $\text{TiO}_2$ 、Th、MgO 分布等多源数据所获取的月球表面岩石类型分布填图结果。众所周知, 理解月球月壳演化的关键问题是月亮中是否存在斜长岩的富集。如果月球曾经经历过全球性岩浆洋, 富含斜长岩质的月亮则会由于斜长石矿物的上浮而形成。因此, 为了确定月球月壳的成分和起源, 应该研究斜长岩在月表的分布状态和模式。根据图 7, 高地斜长岩

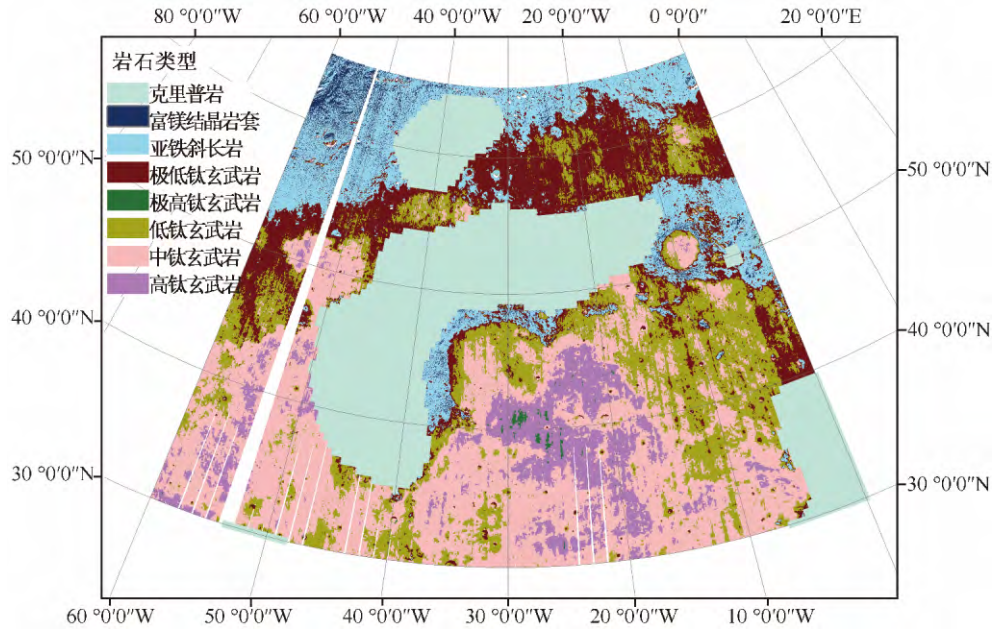


图7 LQ-4地区月球主要岩石类型分布图

Fig. 7 The rock types of LQ-4 region derived from Chang'E-1 IIM data

主要分布在冷海北部高地区域,在雨海与冷海间高地地区也有分布,特别是在虹湾北部的侏罗山脉(Montes Jura)有明显分布。

月球富镁结晶岩套是在月球岩浆洋形成和结晶之后,月球玄武岩岩浆和月壳生成时期(4.46~4.1 Ga)所形成的一种深成岩。富镁岩石的成分变化较大,可以从超铁镁质,到橄长岩质、苏长岩质、辉长岩质不等。但其突出特征是含有某些最富含镁的矿物,并且跟KREEP成分有关。利用镁指数填图所获得的富镁岩套主要分布于图7中右上角(60°~65°N,50°~60°W)地区,在月球高地内部的区域较小,这可能是斜长岩月壳受早期形成时天体撞击作用,使其出露在月球表面所致。富镁结晶岩套形成于月球原始岩浆中比斜长岩结晶更晚的岩石,因此,该岩石类型分布在高地区域内部,揭示了其与高地斜长岩质形成存在着一定的结晶关联。

自Apollo时期的伽马谱仪<sup>[43]</sup>就探测到月球雨海和风暴洋地区的Th含量非常高(可高达 $20 \times 10^{-6}$ ),而高地的Th含量则非常低( $(0.2 \sim 1.5) \times 10^{-6}$ )。研究发现,高地的Th含量与其距离雨海的远近有关,离雨海越近,Th含量越高。Haskin等<sup>[44]</sup>根据模拟和观测的结果,推断月球的火成岩分异导致月球形成了一个独特的富铁和微量元素的地体(即后来所称的KREEP)地体。形成雨海盆地的撞击体从该地体的西北部撞击,产生了大量的溅射

物抛洒到月球表面。图7中可以看出,KREEP岩主要分布在虹湾西北部的高地地区,另外在图7中右下角(5°~0°W,30°~40°N)范围也有明显的分布,这与Apollo 15样品中发现KREEP岩的存在相符。KREEP岩石作为月球的“特殊”岩石,一般认为是月球原始岩浆残余流体最后结晶的产物,大部分为苏长岩或玄武岩质岩石<sup>[3]</sup>。在图7中的KREEP岩分布也充分表明,其与雨海撞击事件密切相关。月球虹湾西北部的斜长岩出露及其与KREEP岩的地层关系表明,斜长岩可能结晶于KREEP岩的底部,受虹湾形成时的撞击事件导致了其出露。由于雨海和风暴洋地区的KREEP地体富含K、U、Th等生热性元素,该地体相对于月球月壳其他地区能够保持更久的热量,火山和岩浆活动更为持久,这可能也是该地区玄武岩的钛含量较为复杂的原因所在。

前人的研究表明,雨海存在复杂的玄武岩熔岩流填充,时间跨度可达8亿年之久<sup>[45]</sup>。从图7也可以看出,LQ-4地区玄武岩的分布在月海地区较为普遍。极高钛玄武岩主要分布于虹湾南部,雨海中部地区,而高钛玄武岩则主要在雨海中部地区、风暴洋东北部地区分布。虹湾地区为中钛玄武岩至低钛玄武岩分布。低钛玄武岩和极低钛玄武岩主要在冷海等地区分布。可以看出,雨海盆地西部的熔岩流并没有大规模混合,并且各种不同钛含量玄武岩的边

界较为清晰。这些玄武岩以爱拉托逊纪玄武岩为主, 被认为起源于单个源区喷发事件。该地区熔岩流的结构保存相对完好, 这预示着该地区的物质分布并没有受到严重的撞击事件影响。不同钛含量的玄武岩分布揭示了该地区的熔岩流随着时间的变化, 这将有助于我们理解月球月幔的热学和岩浆演化历史, 从而对该地区的岩浆演化次序有更为细致的认识。

### 3.3 LQ-4 地区的岩浆演化

根据本研究的岩石类型填图结果(图 7), 结合月球样品的年龄测定以及月球整体演化的成果, 我们将 LQ-4 地区的岩浆演化基本划分为 3 个阶段: (1) 月球早期岩浆洋阶段; (2) 风暴洋巨型撞击盆地的形成阶段; (3) 雨海盆地形成阶段。

#### 3.3.1 月球早期岩浆洋阶段

该阶段主要是月球原始月壳的形成阶段, 对应于图 7 中亚铁斜长岩分布区。月壳为我们提供了月球早期演化历史中最为直接的证据。早期月壳形成的主要岩石类型为亚铁斜长岩,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  同位素研究结果显示其非常原始, 是月球上最古老的岩石。尽管不同的同位素定年结果可能不同, 但 Sm/Nd 同位素对两块含铁斜长岩的定年结果为 4.44~4.54 Ga, 这明确表明含铁斜长岩的形成与月球早期演化密切相关。近年的 Sm/Nd 同位素研究结果为 4.29~4.4 Ga, 这揭示高地斜长岩可能成岩的历史更久(2 亿年)<sup>[46-48]</sup>。对 Apollo、Luna 样品和月球陨石样品的研究均表明, 斜长岩在月球高地地区广泛分布, 而且其中主要为钙长石矿物。来自高地的斜长石的 An 值一般可达 96, 这揭示出月球贫乏挥发性元素(如 Na)的特点。尽管大多数月球斜长岩是经历了严重冲击形成的角砾岩, 但某些斜长岩样品仍保留其之前的粗粒纹理特征。从地球化学角度讲, 斜长岩与其他岩石的明显区别是 FeO 和 Th 元素含量极低, 因而也是我们对该类岩石进行类型划分的重要指标。

根据地球观测和早期 Apollo 样品的粗略研究, 月球月壳可以近似看作由古老斜长岩组成的高地月壳, 较年轻的玄武岩填充的撞击坑和撞击形成的岩石碎屑组成。进一步的精细研究表明, 月球深成岩和火山岩的成分变化范围较大, 这代表在月球斜长岩形成之后和盆地填充的玄武岩喷发之前, 存在着很多月球岩浆演化事件。富镁结晶岩套(对应图 7 所示区域)即属于这一时期形成的岩石。亚铁斜长

岩和富镁结晶岩套在矿物和化学组分上明显不同, 揭示这两种月壳岩石形成于不同的成岩环境下。一般认为, 富镁结晶岩套形成于侵入业已存在的月球岩浆洋形成的斜长岩月壳, 形成复杂的侵入体<sup>[3]</sup>。这可以从富镁结晶岩套的形成年龄晚于亚铁斜长岩得到印证。当然, 相对于亚铁斜长岩而言, 富镁结晶岩套的岩石演化历史还不够清晰, 这与后期的强烈陨石撞击效应和较长的冷却时间有关。早期的同位素年龄对富镁结晶岩套的估计从 4.61 Ga 到 4.17 Ga 不等, 当然其中包括  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  定年和 Rb-Sr 定年等受撞击作用影响而不够准确的年龄估计<sup>[49]</sup>。利用 U-Pb 和 Sm-Nd 定年给出的较为准确的结果, 其中对于 Apollo 14 富镁结晶岩套样品的研究结果为 4.136~4.320 Ga, 对 Apollo 15 的两块苏长岩的 Sm-Nd 定年研究结果分别为  $(4.46 \pm 0.07)\text{Ga}$  和  $(4.28 \pm 0.03)\text{Ga}$ <sup>[50]</sup>。这些研究表明, 富镁结晶岩套的岩浆可能在月球原始的亚铁斜长岩月球形成以后很快就开始了, 并且持续了数亿年时间。

#### 3.3.2 风暴洋巨型撞击盆地的形成阶段

该阶段所形成的岩石对应于月球 KREEP 岩的填充区域(图 7)。该区域与月球早期可能存在的风暴洋撞击盆地密切相关, 即存在于 PKT 地体范围内<sup>[29]</sup>。KREEP 玄武岩主要由 Apollo 15 和 Apollo 17 返回。尽管少量的 KREEP 玄武岩碎屑也在 Apollo 14、16 和 Luna 20 样品中发现, 但只有 Apollo 15 和 17 的玄武岩不存在陨石撞击带来的亲铁元素的升高。Apollo 计划返回的 KREEP 玄武岩的结晶年龄从 3.84 Ga 至 4.08 Ga 不等<sup>[49]</sup>。需要指出的是, 根据严格的样品矿物学、地球化学和同位素年龄数据, KREEP 玄武岩火山, 月海玄武岩火山和盆地形成年龄是模糊不清或重叠的。某些来自 Apollo 11 的高钛玄武岩年龄为 3.88 Ga, 对来自 Asuka 881757 月球陨石中的低钛至极低钛玄武岩年龄研究, 确定其为  $(3.87 \pm 0.06)\text{Ga}$ <sup>[51]</sup>。而最近对于月球陨石 Northwest Africa 773 的 Ar-Ar 定年将 KREEP 岩推迟到 2.7 Ga<sup>[52]</sup>, Sm-Nd 定年对其碎屑的研究结果为 2.9 Ga<sup>[53]</sup>。这预示着 KREEP 玄武岩质火山活动持续的时间至少为 Apollo 15 的 KREEP 岩喷发后的 10 亿年。

由于研究区距离 Apollo 15 着陆区最近, 且众多 KREEP 玄武岩样品中只有 Apollo 15 看起来具有可考证的本地起源性质<sup>[54-55]</sup>, 因此我们参考 Apollo 15 KREEP 岩的形成年龄, 推断该区所出露的



KREEP 岩的年龄与 Apollo 15 KREEP 岩的年龄相当, 即约 3.82~3.86 Ga<sup>[4]</sup>, 属于酒海晚期的建造, 形成年代早于雨海玄武岩的填充。

### 3.3.3 雨海盆地形成阶段

该阶段所形成的岩石对应于月球玄武岩的填充区域(图 7)。月球样品中月海玄武岩的同位素定年结果显示, 其中大部分月海玄武岩都喷发于 3.9~3.1 Ga, 从 Apollo 11 和 Apollo 17 的高钛玄武岩为 3.6~3.9 Ga, 到 Apollo 12、Apollo 15、Luna 24 等登陆地点的 3.16~3.4 Ga 不等<sup>[49]</sup>。雨海的中心大约位于 35°N, 17°W, 显示出六个直径分别为 550、790、1 160、1 700、2 250 和 3 200 km 的撞击环状结构<sup>[56]</sup>。雨海盆地的平均直径为 1 160 km, 是月球正面最大的盆地, 也是月球上第二年轻的撞击盆地, Wilhelms<sup>[57]</sup> 给出的年龄为 3.85 Ga, 而 Neukum 和 Ivanov<sup>[58]</sup> 给出的年龄为 (3.91±0.1)Ga。Hiesinger 等<sup>[43]</sup> 利用撞击坑统计方法研究了月球雨海地区的玄武岩, 显示该地区大部分玄武岩的年龄为 2.01~3.57 Ga。他们还发现了一种趋势, 即位于雨海西部的玄武岩相对东部的玄武岩稍微年轻一些, 这表明这两个盆地经历了相当长时间的火山活动<sup>[45]</sup>。根据图 4~7 所示, 该地区的雨海地区西部的玄武岩大部分为富铁的中高钛玄武岩, 相对于东部的玄武岩的铁、钛含量更高, 而镁指数更低, 这表明该地区的月海玄武岩结晶过程中, 高钛玄武岩的结晶晚于低钛玄武岩。

Hiesinger 等<sup>[45]</sup> 发现, 雨海盆地中大约有 52% 的地质单元年龄显示为 3.3~3.6 Ga, 其他的单元年龄介于 2.6 Ga 和 3.3 Ga, 因此雨海地区大部分岩石在 3.3~3.6 Ga 之前喷发, 而到了约 2.6 Ga 时, 火山活动的强度有一个明显的下降。这表明火山活动并不是在长时间内以相同的强度持续活跃, 而是存在爆发水平高低不同的活动阶段。Hiesinger 等<sup>[59]</sup> 研究了风暴洋、云海等地区玄武岩的地质年龄。在研究的月球正面月海 225 个玄武岩单元中, 揭示出该地区的年龄分布在约 4 Ga 到 1.2 Ga 间, 大多数月海玄武岩形成于后雨海纪, 某些玄武岩喷发产生于爱拉托逊纪, 甚至有极个别哥白尼纪的玄武岩单元的存在。根据 Hiesinger 等<sup>[60]</sup> 2010 年对冷海地区的玄武岩单元的年龄研究, 他们统计了 37 块玄武岩单元, 结果表明, 冷海的玄武岩形成于 2.61~3.77 Ga, 主要形成于晚雨海纪的 3.4~3.8 Ga 左右。针对研究区的岩石填图结果(图 7), 冷海

地区的极低钛玄武岩的形成年龄与此相对应, 其喷出年龄为晚雨海时期(3.4~3.8 Ga), 属于较为古老的月海玄武岩。

## 4 结论

月球表面的岩石类型分布是理解月球岩浆演化的线索, 月球表面岩性填图是月球地质中的重要表现内容之一。随着越来越多的月球探测数据, 利用我国的月球探测数据开展数据挖掘, 获得更深刻的科学认识是促进相关领域发展的当务之急。本文在进一步校正干涉成像光谱仪数据获得的月表 FeO 和 TiO<sub>2</sub>、镁指数填图基础上进行月球主要岩石类型填图, 结合 Lunar Prospector 数据勾画出 KREEP 岩分布区域。在调研已有的月球岩石分类标准的基础上, 获得了月球岩石类型的填图结果。我们以月球雨海—冷海(LQ-4)地区为例, 绘制该地区的岩石类型分类图, 并探讨了该地区的岩石成因、地质年代和岩浆演化历史。需要指出的是, 本研究对于月球岩石类型的划分仍属初步研究工作, 未来我们也将继续探索相关方法, 采用国外较为成熟的数据开展岩石类型识别研究, 例如对于三大主要岩石类型划分, 我们将尝试采用 FeO 与 Th 元素关联区分, Mg、Al 元素的填图将有助于对月球高地岩石和月海玄武岩的亚类划分开展尝试。此外, 受有效载荷原理或空间分辨率等限制, 现有的月球遥感探测仍然缺乏对于某些关键岩石类型判别指标元素(如 Na、K 等)的定量探测结果。相信随着未来月球探测水平的提高, 会有更精细可靠的月表遥感岩石类型划分与填图成果, 并促进我们对于月壳成因与岩浆演化的认识。

本文所用“嫦娥一号”干涉成像光谱仪数据由绕月探测工程地面应用系统提供, Lunar Prospector 等数据来自美国 NASA PDS 数据节点和山东大学威海 PDS 实验室数据镜像。笔者衷心感谢审稿人和编辑的审阅和建议。

## 参考文献

- [1] 欧阳自远. 月球科学概论[M]. 北京: 中国宇航出版社, 2005.
- [2] Heiken G, Vanniman D T, French B M. Lunar Source Book: A User's Guide to the Moon[M]. London: Cambridge University Press, 1991.
- [3] Jolliff B L, Wieczorek M A, Shearer C K, et al. New Views of the Moon[M]. Virginia: The Mineralogical Society of A-

- merica, 2006.
- [4] Papike. Planetary Materials[M]. Washington DC: The Mineralogical Society of America, 2006.
- [5] 孙灵芝, 凌宗成, 刘建忠. 美国阿波罗月球样品的处理与保存[J]. 地学前缘, 2012, 19(6): 128-136.
- [6] Tompkins S, Pieters C M, Mustard J F, et al. Distribution of materials excavated by the Lunar Crater Bullialdus and implications for the geologic history of the Nubium Region[J]. Icarus, 1994, 110: 261-274.
- [7] Lucey P G, Taylor G J, Malaret E. Abundance and distribution of iron on the Moon[J]. Science, 1995, 268: 1150-1153.
- [8] Matsunaga T, Ohtake M, Haruyama J, et al. Discoveries on the lithology of lunar crater central peaks by SELENE Spectral Profiler[J]. Geophysical Research Letters, 2008, 35: L23201.
- [9] Ohtake M, Matsunaga T, Haruyama J, et al. The global distribution of pure anorthosite on the Moon[J]. Nature, 2009, 461: 236-240.
- [10] Yamamoto S, Nakamura R, Matsunaga T, et al. Possible mantle origin of olivine around lunar impact basins detected by SELENE[J]. Nature Geoscience, 2010, 3: 533-536.
- [11] Pieters C M, Besse S, Boardman J, et al. Mg-spinel lithology: A new rock type on the lunar farside[J]. Journal of Geophysical Research, 2011, 116: E00G08.
- [12] 李春来, 刘建军, 任鑫, 等. “嫦娥一号”图像数据处理与全月球影像制图[J]. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2010, 40: 294-306.
- [13] 凌宗成, 张江, 刘建忠, 等. “嫦娥一号”干涉成像光谱仪数据 FeO 反演初步结果[J]. 科学通报, 2010, 55: 3373-3377.
- [14] 刘福江, 乔乐, 刘征, 等. 基于“嫦娥一号”干涉成像光谱仪吸收特征的月表钛含量评估[J]. 中国科学 G 辑: 物理学·力学·天文学, 2010, 40: 1316-1325.
- [15] 平劲松, 黄倩, 鄢建国, 等. 基于“嫦娥一号”卫星激光测高观测的月球地形模型 CLTM-s01[J]. 中国科学 G 辑: 物理学·力学·天文学, 2008, 53: 1601-1612.
- [16] 法文哲, 金亚秋. “嫦娥一号”多通道微波辐射计测量估算全月球月壤层氦 3 含量[J]. 科学通报, 2010, 55: 3097-3101.
- [17] 孟治国, 陈圣波, Edward M O, 等. 基于“嫦娥一号”卫星微波辐射计数据的月球 Cabeus 撞击坑水冰含量研究[J]. 中国科学 G 辑: 物理学·力学·天文学, 2010, 40: 1363-1369.
- [18] 吴昉昭, 郑永春, 邹永廖, 等. “嫦娥一号”IIM 数据处理分析与应用之一: 全月表矿物吸收中心分布图[J]. 中国科学 G 辑: 物理学·力学·天文学, 2010, 40: 1343-1362.
- [19] 陈建平, 王翔, 许延波, 等. 基于多源数据的月球大地构造纲要编制: 以 LQ-4 地区为例[J]. 地学前缘, 2012, 19(6): 1-14.
- [20] 王翔, 陈建平, 许延波, 等. 基于嫦娥数据的月球虹湾区域 TiO<sub>2</sub>、MgO 含量反演[J]. 地学前缘, 2012, 19(6): 25-36.
- [21] 李珂, 陈建平, 奚晓旭, 等. 基于撞击坑自动识别的月球雨海北部地区(LQ-4)月海玄武岩定年研究[J]. 地学前缘, 2012, 19(6): 47-59.
- [22] 何妹珺, 陈建平, 李珂, 等. 月表典型区撞击坑形态分类及分布特征[J]. 地学前缘, 2012, 19(6): 83-89.
- [23] 丁孝忠, 韩坤英, 韩同林, 等. 月球虹湾幅(LQ-4)地质图的编制[J]. 地学前缘, 2012, 19(6): 15-24.
- [24] 韩坤英, 庞健峰, 丁孝忠, 等. 基于 ArcGIS 的月球虹湾地区数字地质图编制研究[J]. 地学前缘, 2012, 19(6): 104-109.
- [25] Head J W. Lunar volcanism in space and time[J]. Review of Geophysics and Space Physics, 1976, 14: 265-300.
- [26] Head J W, Wilson L. Lunar mare volcanism: Stratigraphy, eruption conditions, and the evolution of secondary crusts[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1992, 56: 2155-2175.
- [27] Warren P H, Wasson J T. Pristine nonmare rocks and the nature of the lunar crust[C]//Proceedings of the 8th Lunar Science Conference. Houston: Lunar and Planetary Institute, 1977, 8: 2215-2235.
- [28] Warner J L, Simonds C H, Phinney W C. Genetic distinction between anorthosites and Mg-rich plutonic rocks: New data from 76255[C]//Proceedings of the 7th Lunar and Planetary Science Conference. Houston: Lunar and Planetary Institute, 1976, 7: 915-917.
- [29] Jolliff B L, Gillis J J, Haskin L A, et al. Major lunar crustal terranes: Surface expressions and crust-mantle origins[J]. Journal of Geophysical Research, 2000, 105 (E2): 4197-4216.
- [30] Papike J J, Vaniman D T. Luna 24 ferrobasalts and the mare basalt suit; Comparative chemistry, mineralogy, and petrology[M]//Merrill R B, Papike J J. Mare Crisium: The View from Luna 24. New York: Pergamon Press, 1978: 371-401.
- [31] Neal C R, Taylor L A. Petrogenesis of mare basalts: A record of lunar volcanism[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1992, 56: 2177-2211.
- [32] Charette M P, Mccord T B, Pieters C M, et al. Application of remote spectral reflectance measurements to lunar geology classification and determination of titanium content of lunar soils[J]. Journal of Geophysical Research, 1974, 79: 1605-1613.
- [33] Pieters C M, Head J W, Sunshine J M, et al. Crustal diversity of the Moon: Compositional analyses of Galileo solid-state imaging data[J]. Journal of Geophysical Research, 1993, 98(E9): 17127-17148.
- [34] Giguere T A, Taylor G J, Hawke B R, et al. The titanium contents of lunar mare basalts[J]. Meteoritics & Planetary Science, 2000, 35(1): 193-200.
- [35] Melendrez D E, Johnson J R, Larson S M, et al. Remote sensing of potential lunar resources: High spatial resolution mapping of spectral reflectance ratios and implications for near side mare TiO<sub>2</sub> content[J]. Journal of Geophysical Research, 1994, 99: 5601-5619.
- [36] Ling Z C, Zhang J, Liu J Z. Lunar iron and titanium distribution for LQ-4 region[C]//Proceedings of Lunar and Planetary Science Conference XXXIV. Houston: Lunar and



- Planetary Institute, 2013;2992.
- [37] 凌宗成, 张江, 武中臣, 等. 月球 Aristarchus 地区的物质成分与岩石类型分布[J]. 中国科学 G 辑: 物理学·力学·天文学, 2013, 43(11): 1403-1410.
- [38] Ling Z C, Zhang J, Liu J Z, et al. Mapping MgO and Mg-number with Chang'E-1 IIM data[C]//Proceedings of EPSC-DPS Joint Meeting 2011. Nantes: EPSC-DPS, 2011: 936-2.
- [39] Ling Z C, Zhang J, Liu J Z. An emirical nonuniformity correction of Chang'E-1 IIM data[C]//Proceedings of Lunar and Planetary Science Conference XXXXIII. Houston: Lunar and Planetary Institute, 2012: 2213.
- [40] 凌宗成, 张江, 刘建忠, 等. 干涉成像光谱仪数据再校正处理方法[C]//第十届全国月球科学与比较行星学、陨石学与天体化学学术研讨会论文集. 北京: 中国空间科学学会月球科学与比较行星学专业委员会 & 中国矿物岩石地球化学学会陨石学与天体化学专业委员会, 2012: 96.
- [41] Isaacson P J, Pieters C M. Northern Imbrium noritic anomaly[J]. Journal of Geophysical Research, 2009, 114: E09007. doi:10.1029/2008JE003293.
- [42] Zhao J N, Huang J, Qiao L, et al. Geologic characteristics of the Chang'E-3 exploration region[J]. Science China: Physics Mechanics & Astronomy, 2014, 57: 569-576.
- [43] Metzger A E, Trombka J I, Peterson L E, et al. Lunar surface radioactivity: Preliminary results from the Apollo 15 and Apollo 16 gamma ray spectrometer experiments[J]. Science, 1973, 179:800-803.
- [44] Haskin L A. The Imbrium impact event and the thorium distribution at the lunar highlands surface[J]. Journal of Geophysical Research, 1998, 103(E1): 1679-1689.
- [45] Hiesinger H, Jaumann R, Neukum G, et al. Ages of mare basalts on the lunar nearside[J]. Journal of Geophysical Research, 2000, 105: 29239-29275.
- [46] Norman M, Borg L, Nyquist L E, et al. Composition and age of the Lunar Highlands; Petrogenesis of ferroan noritic anorthosite 62236[C]//Proceedings of the 29th Lunar and Planetary Science Conference. Houston: Lunar and Planetary Institute, 1998:1551.
- [47] Borg L, Norman M, Nyquist L, et al. Isotopic studies of ferroan anorthosite 62236; A young lunar crustal rock from a light-rare-earth-element-depleted source [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1999, 63:2679-2691.
- [48] Norman M, Borg L, Nyquist L E, et al. Chronology, geochemistry, and petrology of a ferroan noritic anorthosite clast from decartes breccia 67215: Clues to the age, origin, structure, and impact history of the lunar crust[J]. Meteoritics & Planetary Science, 2003, 38:645-661.
- [49] Nyquist L E, Shih C Y. The isotopic record of lunar volcanism[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1992, 56: 2213-2234.
- [50] Shih C Y, Nyquist L E, Dasch E J, et al. Age of pristine noritic clasts from lunar breccias 15445 and 15455 [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1993, 57: 915-931.
- [51] Misawa K, Tatsumoto M, Dalrymple G B, et al. An extremely low U/Pb source in the Moon; U-Th-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr, and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  isotopic systematic and age of the lunar meteorite Asuka 881757[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1993, 57:4687-4702.
- [52] Fernandes V A, Burgess R, Turner G.  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  chronology of lunar meteorites Northwest Africa 032 and 773[J]. Meteoritics & Planetary Science, 2003, 38(4): 555-564.
- [53] Borg L E, Shearer C K, Asmerom Y, et al. Prolonged KREEP magmatism on the Moon indicated by the youngest dated lunar igneous rock[J]. Nature, 2004, 432:209-211.
- [54] Spudis P D. Composition and origin of the Apennine Bench Formation[C]//Proceedings of 9th Lunar and Planetary Science Conference. Houston: Lunar and Planetary Institute, 1978: 3379-3394.
- [55] Ryder G. Coincidence in Time of Imbrium Basin Impact and Apollo 15 KREEP Volcanic Flows; The Case for Impact-Induced Melting[M]. Denver: Geological Society of America, 1994, 293:11-18.
- [56] Spudis P D. The Geology of Multi-Ring Impact Basins[M]. Cambridge Planetary Science. Ser. Vol. 8, 263. Cambridge: Cambridge University Press, 1993.
- [57] Wilhelms D E. The Geologic History of the Moon[M]. Professional Paper 1348. Washington DC: United States Geological Survey, 1987.
- [58] Neukum G, Ivanov B A. Crater size distributions and impact probabilities on Earth from lunar, terrestrial-planet, and asteroid cratering data[M]//Hazard Due to Comets and Asteroids. Tucson, Arizona: University of Arizona Press, 1994: 359-416.
- [59] Hiesinger H, Head J W III, Wolf U, et al. Ages and stratigraphy of mare basalts in Oceanus Procellarum, Mare Nubium, Mare Cognitum, and Mare Insularum[J]. Journal of Geophysical Research, 2003, 108(E7): 5065.
- [60] Hiesinger H, Head J W, Wolf U, et al. Ages and stratigraphy of lunar mare basalts in Mare Frigoris and other nearside maria based on crater size-frequency distribution[J]. Journal of Geophysical Research, 2010, 115: E03003.