

# 嫦娥一号干涉成像光谱仪数据再校正与全月铁钛元素反演\*

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

LING ZongCheng<sup>1,2</sup>, ZHANG Jiang<sup>1</sup>, LIU JianZhong<sup>3</sup>, LI Bo<sup>1</sup>, WU ZhongChen<sup>1</sup>, NI YuHeng<sup>1</sup>, SUN LingZhi<sup>1</sup> and CHEN Jian<sup>1</sup>

1. 山东大学空间科学研究院, 山东省光学天文与日地空间环境重点实验室, 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, 贵阳 550002

1. Shandong Provincial Key Laboratory of Optical Astronomy and 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

2015-06-14 收稿, 2015-09-20 改回.

Ling ZC, Zhang J, Liu JZ, Li B, Wu ZC, Ni YH, Sun LZ and Chen J. 2016. Lunar global FeO and TiO<sub>2</sub> mapping based on the recalibrated Chang' E-1 IIM dataset. *Acta Petrologica Sinica*, 32(1): 87-98

**Abstract** Lunar global FeO and TiO<sub>2</sub> distributions are keys to understand the petrogenesis and geologic evolution history of the Moon. As the first Chinese lunar mission, Chang' E-1 has acquired a large amount of lunar hyperspectral dataset, i. e., Imaging Interferometer (IIM) data, for the latter on lunar surface compositional mapping and geological studies. We develop a new set of data processing pipeline and recalibrated the B version of Chang' E-1 IIM level 2C data. Then we obtain new algorithms of lunar FeO and TiO<sub>2</sub> estimations and produce the global lunar FeO and TiO<sub>2</sub> maps, which would be the key components for the lunar geologic mapping using Chang' E-1 data. The derived Chang' E-1 global FeO and TiO<sub>2</sub> distributions are consistent with the previous results from Clementine UVVIS. The derived low FeO content (typically less than 8%) in the highland confirms the lunar crustal differentiation history of Magma Ocean. The wide range of TiO<sub>2</sub> content (0~13%) and its heterogeneous distributions across the lunar surface suggest the mare basalts have very different mantle source regions. The lunar rock types can be divided into highland and mare rocks in terms of FeO distribution, moreover, the lunar mare rock can be classified as five types of mare basalts according to their TiO<sub>2</sub> contents, indicating the different evolutions of the lunar crust and late volcanisms. More importantly, the global FeO and TiO<sub>2</sub> maps of Chang' E-1 IIM further emphasized the concept that samples from Apollo and Luna missions could not represent the global compositional and mineral diversities, thus future lunar sample return missions (e. g., Chang' E-5) targeting for those uncommon locations are necessary and would bring in great science returns.

**Key words** Chang' E-1; Imaging Interferometer (IIM) data; Data recalibration; FeO; TiO<sub>2</sub>

**摘要** 月球表面的元素和物质成分分布是理解月球成岩与地质演化历史的重要线索。嫦娥一号干涉成像光谱仪(IIM)是我国首台月球探测成像光谱仪,其获得的大量月球高光谱数据已成为我国未来探测月球成分与地质演化研究的宝贵基础数据。本文利用探月工程地面应用系统发布的IIM B版本2C级数据,开发出一套数据再定标流程,获得了较为可靠的月表相对反射率数据。我们在新校正数据的基础上开展月球表面FeO、TiO<sub>2</sub>的反演建模,获得了全月FeO和TiO<sub>2</sub>分布图,这些图

\* 本文受国家自然科学基金项目(41490634、41473065、U1231103、41373068)、科技部基础性工作专项(2015FY210500)、山东省自然科学基金项目(JQ201511、ZR2015DQ001)、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(威海)青年学者未来计划(2015WHWLJH14)联合资助。

第一作者简介: 凌宗成,男,1981年生,博士,副教授,月球与行星科学专业,主要从事行星遥感与光谱学、陨石学与天体化学、行星样品与环境模拟等研究, E-mail: zcling@sdu.edu.cn

件是进行月球地质填图的基础。校正数据反演的 FeO 和 TiO<sub>2</sub> 分布与前人对 Clementine UVVIS 数据的反演结果相近,表明干涉成像光谱仪数据具有较大的应用潜力。高地的低铁岩石成分(一般小于 8%)佐证了月球月亮形成的过程中的岩浆洋分异假说,而月海玄武岩的 TiO<sub>2</sub> 成分变化范围较大(0~13%)则表明月海玄武岩来源于不同的月幔源区。根据嫦娥一号干涉成像光谱仪全月 FeO 分布图,可将月球表面物质类型总体划分为高地斜长岩和月海玄武岩,而根据 TiO<sub>2</sub> 分布可以进一步将月海玄武岩划分为 5 种不同钛含量的玄武岩岩石类型。FeO 和 TiO<sub>2</sub> 在全月范围内的分布表明 Apollo 和 Luna 返回的月球样品不能够代表全月范围内的矿物成分多样性,月球岩浆演化历史比前人认为的要复杂。未来月球样品返回任务(如嫦娥五号)如能赴这些特殊地区进行取样,将很有可能返回重要的月球科学研究发现和成果。

**关键词** 嫦娥一号;干涉成像光谱仪数据;数据再校正;FeO 反演;TiO<sub>2</sub> 反演

**中图分类号** P691

## 1 引言

月球表面物质成分分布是月球形成的初始物质及其随后热历史和地质作用过程的直接记录(Heiken *et al.*, 1991; 欧阳自远, 2005)。紫外可见近红外反射光谱(0.3~2.6 $\mu\text{m}$ )作为研究月球月表元素、矿物和岩石成分的主要手段之一,在月球探测和样品实验室研究中已获得广泛应用(Lucey *et al.*, 2006; 胥涛等, 2004; 薛彬等, 2004)。反射光谱反映月球表面物质成分对人射太阳光辐射在不同的波长的反射能力。反射光谱中各吸收特征所对应的波长、峰型和吸收强度等信息对于月壤与月岩的矿物组成、化学成分和物理状态等性质较为敏感,因而可以用于研究月表物理和化学成分变化(Burns, 1993; Pieters and Englert, 1993)。20 世纪 60 年代末,随着 Apollo 任务的开展和光谱技术的进步,人们开始将反射光谱应用于地基光学望远镜,深入系统地研究月表的物质组成(McCord, 1969; McCord *et al.*, 1972; Adams and McCord, 1970)。20 世纪 90 年代以来,以 Clementine 为代表的月球探测轨道卫星实现绕月探测,获得了更高空间分辨率的月表信息。而这些月球探测卫星上大都搭载成像光谱仪有效载荷,成像光谱仪在获取影像的同时还可以获取探测目标光谱,具有图谱合一的优势,已经在月球探测科学应用中取得了很大成功(如 Galileo SSI、Clementine UVVIS、Chandrayaan-1 M<sup>3</sup>)(Pieters *et al.*, 1993; Nozette *et al.*, 1994; Green *et al.*, 2011)。

月球表面 FeO 和 TiO<sub>2</sub> 分布与月球在成岩过程中的岩浆分异过程密切相关,具有重要的指示意义(Lucey *et al.*, 1995, 2000; Blewett *et al.*, 1997; Gillis *et al.*, 2003; Wilcox *et al.*, 2005)。我国首次月球探测——嫦娥一号取得了全月球影像图、全月球数字地形图等众多科学研究成果(Li *et al.*, 2010; Ouyang *et al.*, 2010; 李春来, 2013; 刘建忠等, 2013)。嫦娥一号上搭载的干涉成像光谱仪(IIM)作为我国首台月球探测高光谱仪器,主要科学目标为获取月球表面主要物质类型及其分布信息。干涉成像光谱仪获得的大量高光谱成像数据是我国未来月球探测和科学研究的重要基础资料。目前,干涉成像光谱仪数据的应用已经在月表元素填图方面取得了初步研究成果(Ling *et al.*, 2011a, b; Wu *et*

*al.*, 2010a, b, 2012; Yan *et al.*, 2012)。但由于干涉成像光谱仪为干涉式成像光谱仪首次应用于地球以外的天体,其数据处理流程也是具有一定困难的开拓性工作。特别是数据处理与校正方法关系到后期科学反演和解译的准确性,因而引起相关研究者的广泛关注。本文在深入分析嫦娥一号干涉成像光谱仪数据定标误差的基础上,获得了一套较为成熟的数据再校正处理方法。在此基础上,我们进一步挖掘干涉成像光谱仪数据的应用潜力,获得了基于再校正数据的全月 FeO 和 TiO<sub>2</sub> 分布图以及岩石类型分布图。

## 2 嫦娥一号干涉成像光谱仪

### 2.1 干涉成像光谱仪及数据处理概况

嫦娥一号干涉成像光谱仪由中国科学院西安光学精密机械研究所研制成功,是一台 Sagnac 型干涉成像光谱仪(赵葆常等, 2009, 2010)。它基于三角共路干涉的原理,采用推扫式工作模式,在卫星飞行轨道上获取星下点的干涉图,经光谱复原等处理后获取高光谱成像数据。干涉成像光谱仪的工作波长范围为 0.48~0.96 $\mu\text{m}$ ,覆盖可见到近红外光谱 32 个谱段,为已有月球轨道遥感成像光谱仪在可见近红外范围内(近红外至 1 $\mu\text{m}$ 之前)谱段数最多的光谱仪器。干涉成像光谱仪的主要技术指标如表 1 所示。

经过近两年的在轨运行时间,干涉成像光谱仪获得的 0 级数据总量为 692464MB(Ouyang *et al.*, 2010)。在卫星正飞期间,干涉成像光谱仪全部数据覆盖南北纬 70 度范围内约 84% 面积。干涉成像光谱仪数据的深入科学研究将对于理解月球表面元素和矿物分布具有重要推动作用。

### 2.2 数据预处理流程

干涉成像光谱仪数据预处理流程由绕月探测工程地面应用系统完成(凌宗成, 2011),如图 1 所示。具体流程包括,嫦娥一号卫星下传的原始数据,经地面站接收后,首先经过帧同步、解扰、RS 译码、分路解帧等信道处理后分离出 A2、B、C 信道的干涉成像光谱仪的数据,生成 0A 级数据;对两站(密云站和昆明站)的 IIM 0A 级数据进行优选,提取出 IIM 压缩和未压缩图像数据帧;对压缩图像帧进行解压处理,生成 0B 级数据产品;0B 级的干涉图经过暗电流扣除、相对

表 1 嫦娥一号干涉成像光谱仪(IIM)主要技术指标

Table 1 Main Parameters of Chang' E-1 IIM

技术指标	描述
月表成像宽度	L = 25.6km
月表地元分辨率	Ds = 200m(星下点)
成像区域	北纬 75°到南纬 75°
光谱范围	$\lambda = 0.48 \sim 0.96\mu\text{m}$
光谱通道数	N = 32 谱段(换算为波长分辨率时,对 $\lambda = 0.48\mu\text{m}$ 为 7.62nm,对 $\lambda = 0.96\mu\text{m}$ 为 29nm)
量化等级	12bit
像元数	256 × 256(2 × 2 像元合并后)
MTF	$\geq 0.2$ (黑白快视图)
S/N	$\geq 100$ (当月表物质漫反射系数 $r = 0.2$ ,太阳光入射角 $30^\circ$ ,即太阳高度角 $\theta = 60^\circ$ 时,黑白快视图)
电子学增益	3 档(1,1.5,2)
曝光时间	二档(140ms 和 70ms)
帧频	7.1 帧/s 和 14.2 帧/s
数据率	1406Kbps
干涉图采样模式	截断采样(默认模式)和隔点采样

定标、光谱复原得到复原后的光谱,生成 1 级数据;对经过复原后 1 级的光谱数据进行辐射定标,生成 2A 级数据,此时的像元值为对应月面的实际辐射亮度值;2A 级数据进行几何粗校正,校正轨道、姿态和仪器本身产生的几何畸变,确定星下点坐标,生成 2B 级产品;2B 级数据进行光度校正,校正由于光照几何带来的辐亮度偏差,生成 2C 级数据产品。

### 3 嫦娥一号干涉成像光谱仪数据再校正

我们对干涉成像光谱仪数据(IIM B 版本 2C 级数据)进行了再校正处理,以满足后期月球元素和矿物填图的应用需求。B 版本 2C 数据为采用新光度校正模型将干涉成像光谱仪进行校正处理的基础上,获得的月表辐亮度数据(刘建忠等, 2009<sup>①</sup>)。我们对 B 版本干涉成像光谱仪数据进行了进一步的非均匀校正、反射率反演、光谱校正、距离校正和去坏点、坏线、条纹等影像处理校正(如图 1 所示),获得了较高精度的月表反射率数据。

#### 3.1 非均匀校正

在干涉成像光谱仪数据的数据评价过程中,我们就已发现干涉成像光谱仪数据存在行向不均匀性。图 2a 展示了干涉成像光谱仪数据在 Aristarchus 地区以北均匀月海地区的影像,其中 918nm 影像显示出明显的行向不均匀性,而在假彩色图中也有明显的条带存在。这种行向不均匀性产生的原因可能来自于干涉成像光谱仪的地面实验所获得的定标矩阵,不能够很好的对在轨获得的数据进行标定,而在轨运行期间未进行暗电流测试,也会引起 CCD 响应在行向的不均匀性。这种数据自身存在的系统偏差,可能会导致元素和

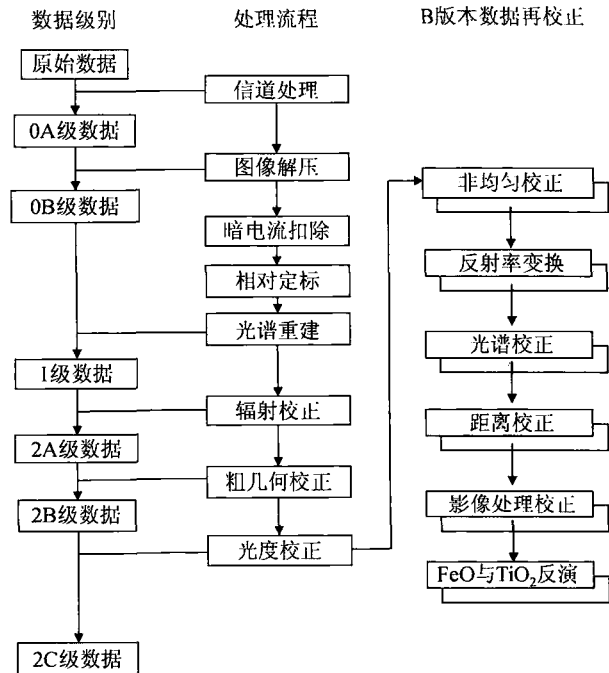


图 1 嫦娥一号干涉成像光谱仪数据预处理与再校正流程

Fig. 1 Chang' E-1 IIM data preprocessing and recalibration procedures

矿物填图解释的多解性甚至错误解译。因此需在月表元素填图前予以校正处理,才能获得可靠的光谱解译结果。

Wu *et al.* (2010a) 也曾提出对干涉成像光谱仪数据进行行向不均一效应的校正方法,认为这种不均一性来自于 CCD 响应的不均一。考虑到在长波波段探测器 CCD 的量子效率更低,所获取的辐亮度值更小,因此其在长波波段(B31, 918nm)处更为明显。Wu *et al.* (2010a)采用的校正数据为反射率数据的非均匀校正,而我们认为非均匀校正应对辐亮度数据开展。因为探测器 CCD 响应不均一直接导致探测辐亮度值发生了变化,其对于反射率反演中的标准区域选择也具有重要的影响。因此,我们将非均匀校正放在反射率反演之前,作为对原有数据的再校正处理之一。该校正是在 B 版本的 2C 数据(经历新光度校正)基础之上进行的,校正结果更为可靠。

非均匀性校正的第一步是寻找光谱响应均匀(代表物质成分较为均一)、地形相对较为平坦的区域。尽管月球表面月壤已经经历充分混合,但在图 2b 仍然可以看到其辐亮度的行向变化。根据经验可以发现,干涉成像光谱仪数据在 60 ~ 100 列的响应的均一性较好,因此我们选择该区域列的平均值作为行向辐亮度的“真值”。另外,我们发现行向不均一

① 刘建忠, 张文喜, 凌宗成等. 2009. 嫦娥一号干涉成像光谱数据光度校正与反射率换算. 见: 绕月探测工程探测数据应用研究进展论文集. 北京: 中国科学院探月工程总体部, 200 - 204

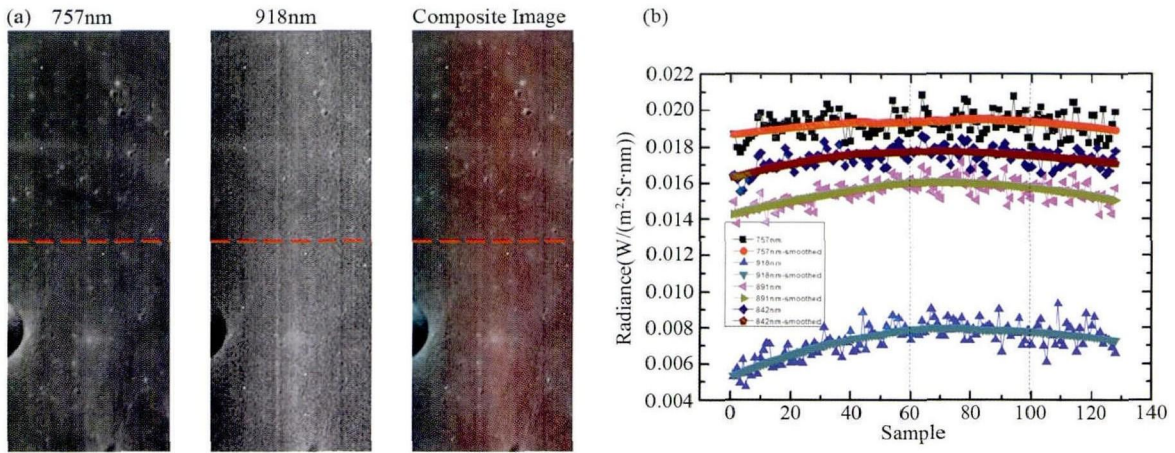


图2 嫦娥一号干涉成像光谱仪数据行向不均匀性及其校正方法

(a) 嫦娥一号干涉成像光谱仪数据第2897轨均匀地区的757nm,918nm和假彩色合成图(R:918nm, G:757nm, B:618nm)红色部分标记为6365行行向的不均匀性;(b)嫦娥一号干涉成像光谱仪数据第2897轨3365行的辐亮度值及其平滑曲线

Fig.2 The line-direction nonuniformity of Chang'E-1 IIM data and its correction method

(a) a homogenous region from Orbit 2897 of Chang'E-1 IIM data. Line 6365 as indicated in red is selected as a standard line for nonuniformity correction; (b) the original and smoothed radiance values along line 6365 in orbit 2897 of Chang'E-1 IIM data

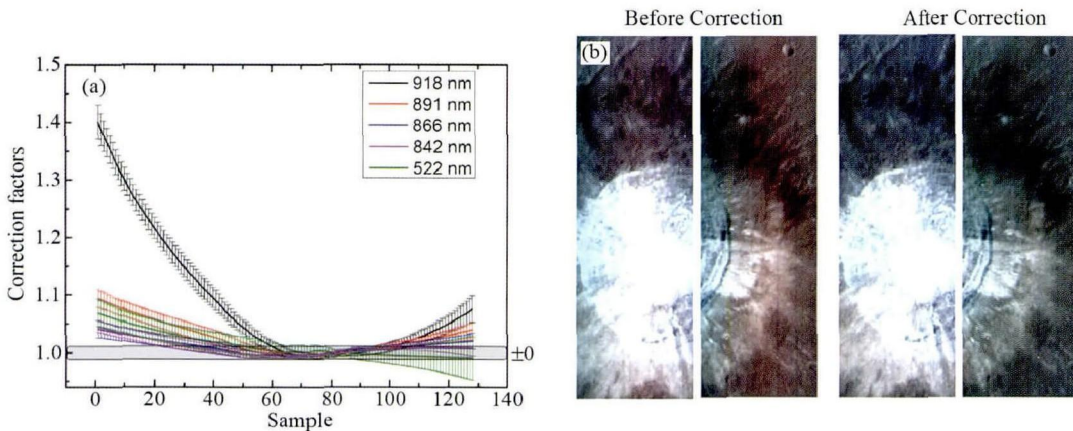


图3 基于15条标准线的干涉成像光谱仪非均匀校正因子(a)和Aristarchus撞击坑附近非均匀校正前后的假彩色图对比(b)

Fig.3 The empirical correction factors derived for five IIM bands by using 15 standard lines (a) and composite images of Aristarchus crater before and after corrections (b)

性随波段的不同而有所不同。特别是图2b所示,891nm和919nm谱段数据都需要进一步的校正,存在明显的不均匀性,而相比较而言757nm谱段的行向不均匀性最小。具体的平场校正方法为:

- 1) 选取辐亮度值较为均一的标准线;
- 2) 利用 Savitzky-Golay 方法平滑标准线上的噪音;
- 3) 将辐亮度值归一到60~100列的平均值上;
- 4) 以757nm谱段值为标准值,其他谱段数据除以该谱段各列值得到校正因子;
- 5) 将待校正影像乘以相应波段校正因子,实现非均匀校正。

我们选择了第2220轨(行号为1558、7166、7173、

13109)、2225轨(行号为452、5441、6212、11083、11093、11261、12424、12484)、2897轨(行号为6365)和2898轨(行号为6347、18593)的高地和月海不同地区的15条标准线,进行干涉成像光谱仪数据的非均匀校正。之所以选择不同的标准线,是为了充分考虑不同物质单元(月海和高地),以及探测器响应随探测周期变化等因素的影响。最终应用于干涉成像光谱仪数据的非均匀校正因子为15条标准线获取因子的平均值。图3a中给出了干涉成像光谱仪918nm、891nm、866nm、842nm的非均匀校正因子。其中,第31谱段(918nm)的校正因子最大,随波长的减小,校正因子逐渐降低。如果以高于1.01作为校正因子的上限(图3a阴影区域所示),随着波长的减小,阴影区域(校正因子)与校正曲



表2 反射率反演所采用的 Apollo 62231 和定标区域辐亮度数据

Table 2 The Apollo 62231 reflectance and the radiance of the standard region used for reflectance conversion

波段号	波长 (nm)	Apollo 62231 反射率	定标区域辐亮度
B1	480.9	0.125838	0.040502
B2	488.7	0.127693	0.041501
B3	496.7	0.129630	0.038268
B4	505.0	0.131615	0.037361
B5	513.5	0.133716	0.033200
B6	522.4	0.135766	0.030318
B7	531.5	0.137810	0.031149
B8	541.0	0.139953	0.033615
B9	550.9	0.142106	0.041016
B10	561.1	0.144256	0.038901
B11	571.7	0.146458	0.035684
B12	582.6	0.148666	0.035567
B13	594.1	0.150910	0.041739
B14	606.0	0.153262	0.039742
B15	618.3	0.155764	0.037774
B16	631.2	0.158289	0.037581
B17	644.6	0.160748	0.037773
B18	658.6	0.163278	0.034209
B19	673.3	0.165708	0.037102
B20	688.6	0.168181	0.034354
B21	704.6	0.170690	0.035094
B22	721.4	0.172947	0.033594
B23	739.0	0.175523	0.031797
B24	757.4	0.178055	0.030739
B25	776.9	0.180011	0.031930
B26	797.3	0.182262	0.029919
B27	818.9	0.184481	0.029824
B28	841.6	0.186258	0.028797
B29	865.6	0.187543	0.025509
B30	891.1	0.188947	0.026687
B31	918.1	0.190856	0.013597
B32	946.8	0.193579	0.007667

线的交界还向 CCD 列号的两段逐渐靠近,这意味着“真正”需要校正(校正因子较大)的列也逐渐减少。图 3b 给出了 Aristarchus 撞击坑附近在非均匀校正前后的假彩色图(R: 918nm; G: 757 nm; B: 618 nm)。可以看出,利用非均匀校正方法能够有效消除探测数据行向不均一性。这为利用干涉成像光谱仪数据开展月表元素反演打下了基础。

### 3.2 反射率反演

月球作为地球的唯一天然卫星,是一个非常优良的反射率光学定标体(Pieters, 1999)。干涉成像光谱仪数据在非均匀校正的基础上进行反射率反演。我们选择干涉成像光谱仪数据第 2225 轨中第 11117 至 11134 行到 124 至 128 列的 5 × 18 个像素作为定标区域,进行反射率反演。该区域属于地基望远镜观测常用的月表反射率定标区域之一,也隶属于美

国 Clementine UVVIS 数据进行反射率反演所采用的标准定标区域之内。由于该地区处于图像的后面 5 列,因此在非均匀校正后再进行反射率反演显得尤为必要。

定标区域选定之后,还需计算 Apollo 62231 样品的光谱数据作为反射率反演的输入项。我们采用 Brown University 的 KECK/NASA REFLECTANCE EXPERIMENT LABORATORY (RELAB)的真实月壤 Apollo 62231 样品数据。它是经过平均四次测量结果得到的双向反射率数据,数据来源为: [http://www.planetary.brown.edu/relabdocs/Apollo16\\_62231.html](http://www.planetary.brown.edu/relabdocs/Apollo16_62231.html)。将 Apollo 62231 样品反射率在 IIM 谱段处进行重采样,即可得到其反射率(如表 2 所示)。

针对干涉成像光谱仪数据的反射率反演算法,我们采用与国际上星载光谱仪换算月球表面反射率类似的方法,即采用上面选择的 Apollo 16 附近的均匀区域为定标区域,其反射率即为以上计算所得的 Apollo 62231 样品反射率所代表,采用的换算公式为:

$$r(i = 30^\circ, e = 0^\circ, \alpha = 30^\circ) = \frac{I(30^\circ, 0^\circ, 30^\circ)}{I_{\text{Apollo16}}(30^\circ, 0^\circ, 30^\circ)} r_{62231}(30^\circ, 0^\circ, 30^\circ)$$

其中,  $I(30^\circ, 0^\circ, 30^\circ)$  为经 IIM 数据光度校正后辐亮度,  $I_{\text{Apollo16}}(30^\circ, 0^\circ, 30^\circ)$  为 Apollo 16 定标区域光度校正后的平均辐亮度,  $r_{62231}(30^\circ, 0^\circ, 30^\circ)$  为实验室测量的 62231 样品的反射率。采用上述公式,我们即可以得到全部 IIM 数据的反射率。需要指出的是,该反射率为相对反射率数值,应用 Apollo 16 附近的定标区域开展月表相对反射率反演,可以有效消除光谱数据在由于探测器在谱段间响应的非均匀性(Pieters, 1999)。

### 3.3 光谱校正

光谱校正的主要目的是为了利用地基望远镜光谱数据进行比对,对干涉成像光谱仪数据进行谱段与谱段间相对反射率的定标,以消除可能存在的较大空间尺度(望远镜空间分辨率为千米量级)以上的光谱响应系统偏差。借鉴前人对于 Clementine NIR 数据校正经验的基础上(Le Mouélic *et al.*, 1999; Lucey *et al.*, 2000; Cahill *et al.*, 2004),我们采用 Aristarchus 地区撞击坑中央峰(CP)、南部坑底(SF)、西南(SW)、Aristarchus1, 2, 3, S-rim, N-rim, E-wall, E-dark, 以及澄海中部 MS2, 哈德利月溪附近 Hadley-A 等共 12 个地区的望远镜数据进行了干涉成像光谱仪数据的光谱定标,所获得光谱定标系数如表 3 所示,其中光谱数据归一至 757nm (B24) 谱段,第 1-16 谱段(B1-B16)由于望远镜数据不存在或者不全,未给出相应的光谱定标系数。Wu *et al.* (2012)和胡森和林杨挺(2011)均提出了各自的基于地基望远镜的光谱校正方法,但采用的数据版本不同。由表 3 可以看出,与胡森和林杨挺(2011)的研究结果类似,除了 B31 和 B32 外干涉成像光谱仪大部分谱段的增益接近于 1,偏置接近于 0,表明 B 版本的干涉成像光谱仪数据相比 A 版本数据(Wu *et al.*,

表3 根据地基望远镜数据获得的干涉成像光谱仪数据光谱定标系数

Table 3 Corrections factors of spectral calibrations for IIM derived from telescopic data

波段号	波长 (nm)	增益	偏置
B17	644.6	0.977	0.0018
B18	658.6	0.985	0.0014
B19	673.3	0.997	0.0013
B20	688.6	0.999	0.0006
B21	704.6	0.995	0.001
B22	721.4	1.009	0.0003
B23	739.0	0.996	0.0005
B24	757.4	1	0
B25	776.9	0.998	-0.0003
B26	797.3	1.007	-0.0005
B27	818.9	0.999	-0.0003
B28	841.6	1.013	-0.0011
B29	865.6	1.014	-0.0015
B30	891.1	1.002	-0.0003
B31	918.1	1.042	-0.0029
B32	946.8	0.763	0.0093

2012)具有更好的数据定标精度和质量。

### 3.4 距离校正

干涉成像光谱仪在嫦娥一号卫星运行一年期间(2007年10月24日至2008年10月24日)期间共获得576轨数据,这期间日月距离的变化也影响干涉成像光谱仪反射率数值大小。由于其中大部分数据是在2008年5月15至7月29日开展,这种日地距离的变化对于干涉成像光谱仪数据2163~3010轨数据的相对影响不大,但仍需将反射率数据校正为在日月距离为1AU所对应的反射率数据,以获得可靠的反射率光谱数据。

我们利用美国NASA PDS NAIF节点的SPICE工具,获得了嫦娥一号卫星在轨期间的日地距离变化。并以此为基础,获得了各轨道数据的距离校正因子,并进行距离校正,有效消除了日月距离变化对反射率数据带来的影响。

### 3.5 影像处理校正

在以上校正基础上,干涉成像光谱仪数据即校正为较为可靠的反射率数据。但是由于仪器稳定性和观测条件等原因,各种图像的坏像元、坏线依然存在。为了获得较好的填图结果,我们对后期应用于填图的数据进一步开展了坏像元修正、坏线修正、全局去条纹等影像处理校正。具体影像处理校正方法可参考胡森和林杨挺(2011)和Wu *et al.* (2010b),在此不再赘述。

## 4 月表 FeO 和 TiO<sub>2</sub> 反演建模

月球表面的元素填图是理解月球的岩石形成和岩浆演

化历史的重要线索。相对于分辨率较低的月球伽马谱仪和X射线谱仪数据(每像元几十至上百千米),月球可见红外成像光谱数据具有更高空间分辨率(每像元几十米至百米量级),因而近年来在月球探测中被广泛用于确定月表的元素丰度、成熟度、矿物与岩石类型组成等方面信息(Lucey *et al.*, 2006)。我们已经利用干涉成像光谱仪早期未校正数据获得了初步的月球表面FeO和TiO<sub>2</sub>反演模型,并应用于月球局域典型地区进行了验证(Ling *et al.*, 2011a, b)。在干涉成像光谱仪数据再校正处理的基础上,我们获得了新的月表FeO和TiO<sub>2</sub>反演数学模型。利用经过再校正处理的干涉成像光谱仪反射率数据,我们对其覆盖的38个Apollo和Luna取样点的数据进行了重新定位,并且选2×2像元合并降低光谱数据噪音,提取反射率数据用于FeO和TiO<sub>2</sub>反演建模,具体反演原理及数据处理方法可参考Ling *et al.* (2011a, b)。

### 4.1 月球 FeO 反演

根据新定标数据,我们获得光谱红端元的位置为(1.351, 0.037),FeO反演决断系数 $r^2$ 可以达到0.95721。

$$\theta_{Fe} = -\arctan\left(\frac{R_{891}/R_{757} - 1.351}{R_{757} - 0.037}\right)$$

我们采用相关系数更高的二项式关联来拟合光谱角参数 $\theta_{Fe}$ 和FeO含量,获得的关联方程为:

$$\text{FeO}(\%) = \theta_{Fe}^2 \times 54.775 - \theta_{Fe} \times 99.142 + 49.597$$

图4a给出了采用干涉成像光谱仪数据FeO反演原有模型(Ling *et al.*, 2011a)和新模型获得的月球危海南部FeO分布图。从数据统计分布图(图4b)中可以看出对于高地地区的数据统计峰位与Clementine UVVIS结果相差不多,而月海地区的FeO含量仍然较Clementine UVVIS数据分布的峰位偏小,且峰更宽。填图结果表明,新模型FeO含量比原有模型(Ling *et al.*, 2011a)有了较大改进,双峰分布间隔更大,但对于月海FeO含量估算仍然比Clementine预测偏低0.5%左右,且具有更大分布展宽。干涉成像光谱仪获取的FeO分布和Clementine UVVIS数据获得的结果相近,表明其已经具备了反演月表FeO分布的应用潜力,而二者反演结果的差异可能受限于不同的探测仪器和数据定标方法,以及FeO反演建模数据和方法不同等因素,未来仍有进一步改进的余地。

### 4.2 月球 TiO<sub>2</sub> 反演

我们同样对TiO<sub>2</sub>反演的模型也进行了相应改进,经新数据计算获得的TiO<sub>2</sub>光谱起点位置为(0.573, 0.076),此时决断系数 $r^2$ 可以达到0.85096。因此,根据干涉成像光谱仪数据所得到的钛光谱角参数 $\theta_{Ti}$ 公式为,

$$\theta_{Ti} = \arctan\left(\frac{R_{522}/R_{757} - 0.573}{R_{757} - 0.076}\right)$$

经过幂指数函数拟合,可以得到最终的关联方程为:

$$\text{TiO}_2(\%) = 0.511 \times (\theta_{Ti})^{7.158}$$

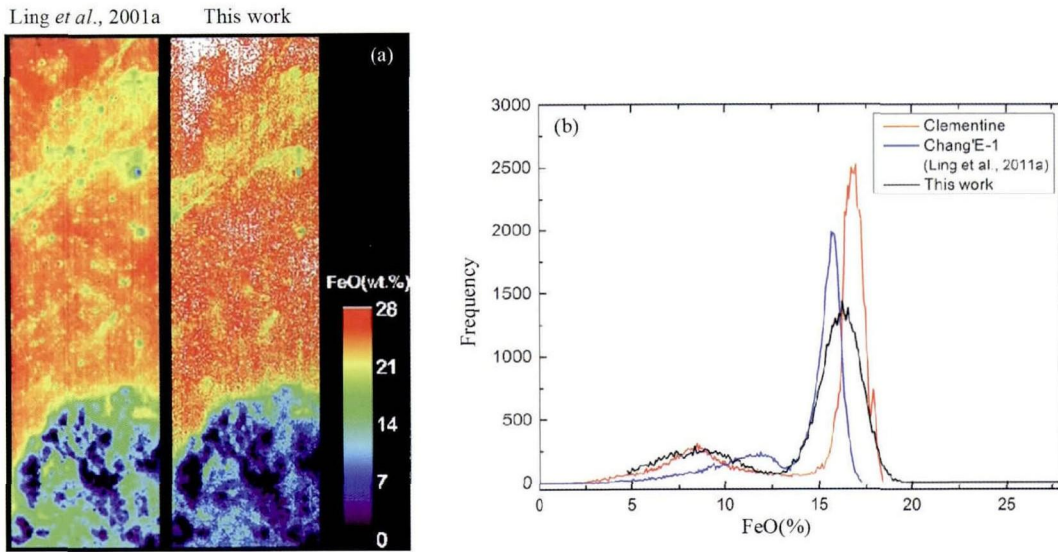


图4 月球危海南部验证地区的 FeO 分布图(a)和数据统计分布(b)

Fig. 4 FeO map near the southern rim of Mare Crisium (a) and its data distribution in comparison with those of previous studies (b)

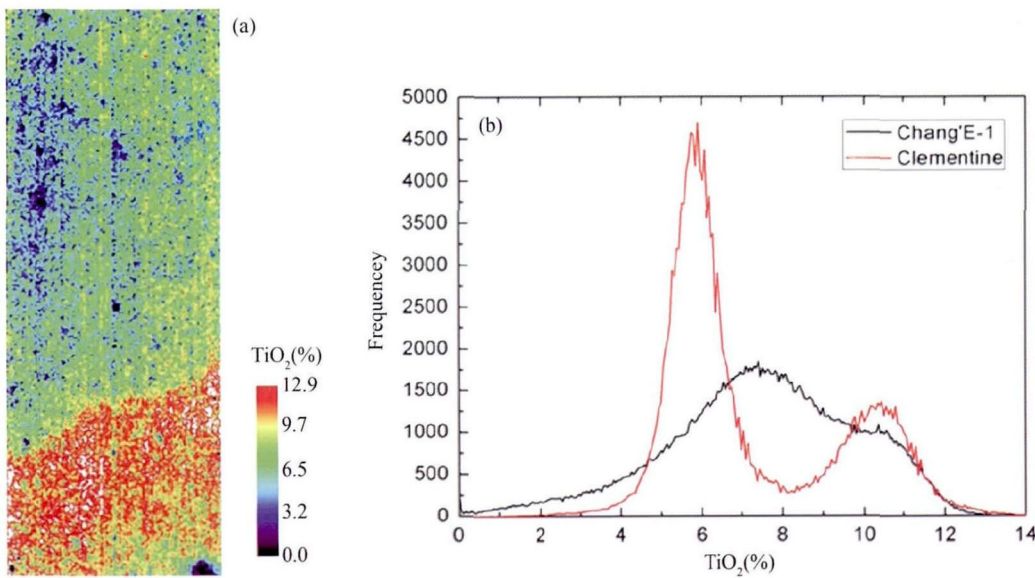


图5 月球澄海中部(MS-2)验证地区的 TiO<sub>2</sub> 分布图(a)和数据统计分布(b)

Fig. 5 TiO<sub>2</sub> map near MS2 mare region (a) and its data distribution in comparison with that of Clementine UVVIS (b)

图5a给出了采用新的反演模型得到的澄海中部地区(MS2)的TiO<sub>2</sub>分布图,可以明显看到“蓝月海”(静海)和“红月海”(澄海)的边界。而从图5b可以看出对于其中高钛地区部分的填图结果与Clementine UVVIS相差不多。但是低钛地区的填图结果表明,其TiO<sub>2</sub>的含量估计仍比Clementine预测偏高1.5%左右。这种偏高可能来源于TiO<sub>2</sub>建模过程中,缺少采用Apollo 15的低钛玄武岩样品点(干涉成像光谱仪数据未覆盖该区域)所致。此外,干涉成像光谱仪数据的谱段宽度较窄,获得光谱数据与Clementine UVVIS的宽谱段数据特性的差异也可能是TiO<sub>2</sub>分布图存在差别的潜在原因

之一。

### 5 全月 FeO 和 TiO<sub>2</sub> 分布及岩石类型填图

美国Clementine月球探测任务的重要科学成果之一即是利用多光谱数据进行全月范围FeO和TiO<sub>2</sub>的反演(Lucey et al., 1995, 2000, 2006; Gillis et al., 2003),这使得我们对于月球全球范围内的地球化学特征有了整体把握,也直接触发了对于月球地质演化和地体划分的新认识(Jolliff et al., 2000)。Wu et al. (2012)和Yan et al. (2012)利用干涉成像



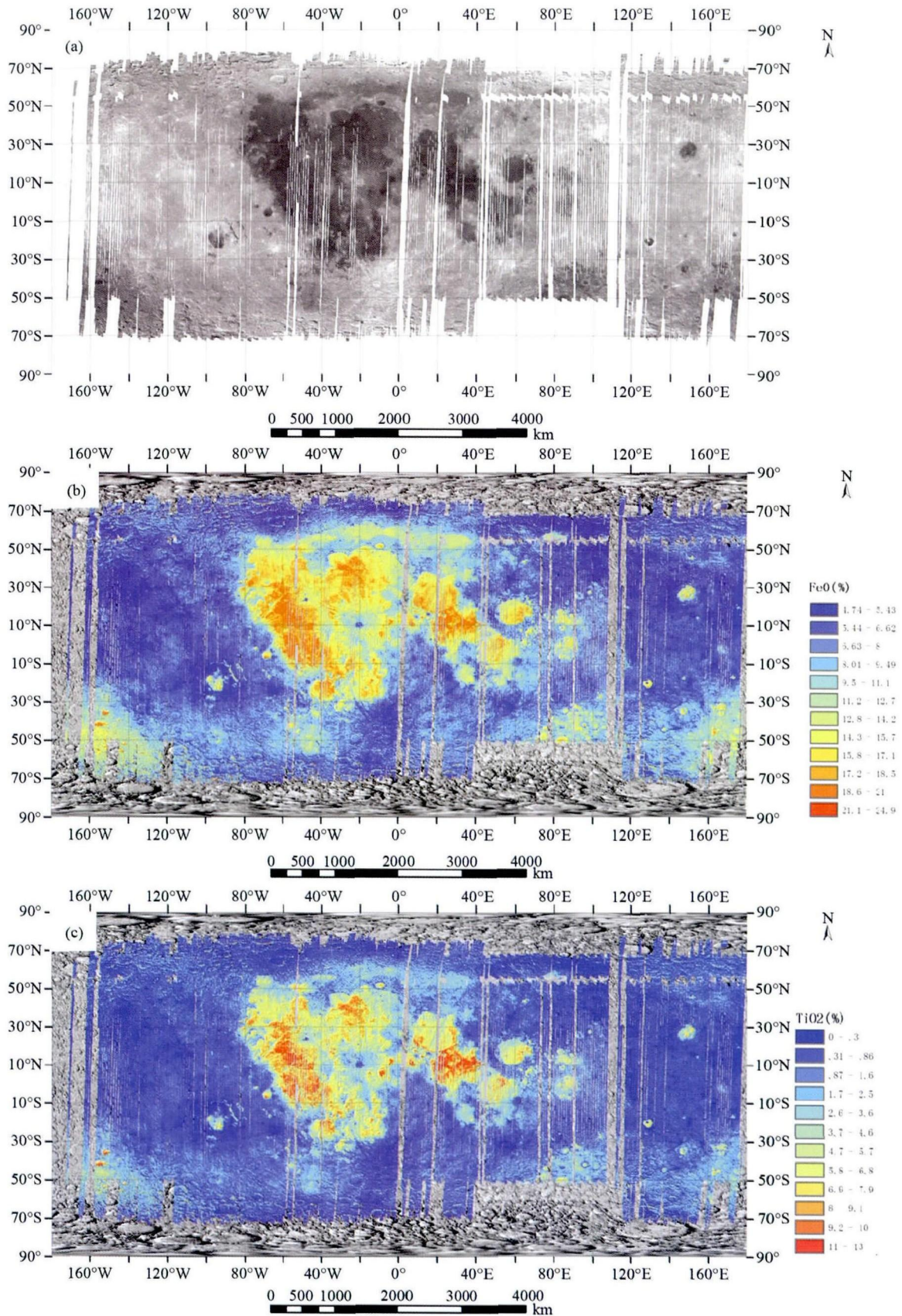
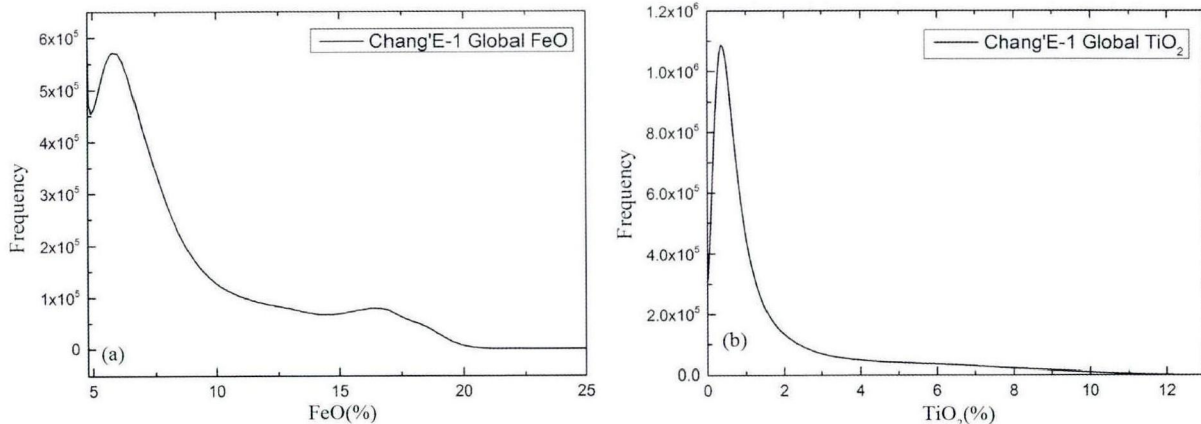


图6 嫦娥一号干涉成像光谱仪数据 757nm 全月镶嵌图(a)、全月 FeO 填图(b)和 TiO<sub>2</sub> 填图(c)  
 Fig.6 Global 757nm mosaic map (a), FeO map (b) and TiO<sub>2</sub> map (c) of Chang'e-1 IIM



图7 嫦娥一号干涉成像光谱仪全月 FeO (a) 和 TiO<sub>2</sub> (b) 分布图数据统计Fig.7 Global FeO (a) and TiO<sub>2</sub> (b) histograms of the Chang'E-1 IIM

光谱仪数据获得了初步的全月 FeO 和 TiO<sub>2</sub> 分布图,但他们采用干涉成像光谱仪数据为早期 A 版本数据,且 FeO 和 TiO<sub>2</sub> 反演结果也与前人利用 Clementine UVVIS 数据定量反演的结果存在一定差异。本研究利用 IIM B 版本再校正数据,在新 FeO 和 TiO<sub>2</sub> 反演模型的基础上获得了更为可靠的 FeO 和 TiO<sub>2</sub> 全月分布图。

在干涉成像光谱仪数据再校正基础上,我们对全月干涉成像光谱仪数据进行镶嵌。图 6a 为全月 757nm (B24) 反射率影像图。由于干涉成像光谱仪单轨数据宽度为 25.6km,在月球低纬度地区数据未覆盖全面,而极区(南北纬 80° 以上)由于光照条件的原因,干涉成像光谱仪并未开机获取数据。总体来看,干涉成像光谱仪数据在经过光度校正后,所有数据为标准观测几何条件下(入射角为 30°,出射角为 0°,太阳相角为 30°),镶嵌图像整体色调较为均一,反映出经过数据再校正处理的影像质量较好,适用于后期的元素反演工作。

利用新 FeO 和 TiO<sub>2</sub> 反演模型,我们获得了全月 FeO 和 TiO<sub>2</sub> 分布图(如图 6b, c 所示)。根据图 6b 的 FeO 分布,我们可以发现月球高地区域 FeO 含量较低,一般小于 8%,这是由于高地岩石主要为贫铁的斜长石矿物为主(Heiken *et al.*, 1991)。而 FeO 在月海区域的含量一般大于 11%,特别是在某些地区可以高达 20% 以上,为非常富铁的镁铁质矿物组月海玄武岩。因此,根据月球 FeO 的分布可以判断月海玄武岩和高地岩石的边界。根据本研究的结果,我们可以大致将月海和高地划分边界确认为 11% (凌宗成等, 2014)。需要注意的是,在月海与高地交界区域,由于撞击作用导致月壤的混合效应,高地的 FeO 含量一般具有一定增加。月球 FeO 元素分布的二分性,支持月球形成的岩浆洋假说理论,即高地岩石代表原始的月壳物质成分,主要为低 FeO 的斜长岩矿物组成,而月海玄武岩则是来自月幔富 FeO 的镁铁质矿物的岩浆喷发充填形成,覆盖了广袤的月球早期大型撞击形成的盆地地区(Heiken *et al.*, 1991; Lucey *et al.*, 1995,

2006)。

由图 6b, c 可以看出,月球全月的 TiO<sub>2</sub> 和 FeO 分布具有一定的线性相关性,高地岩石中两种元素含量均较低,而月海玄武岩中一般随着 TiO<sub>2</sub> 含量的增加 FeO 的含量也有明显的增加。这是由于月海玄武岩中一般含有钛铁矿矿物,这种暗色矿物的存在会导致月球颜色变暗,随着钛铁矿的增加, TiO<sub>2</sub> 和 FeO 的含量同时增加;而在高地,以斜长石为主的矿物组分使其 FeO 和 TiO<sub>2</sub> 的含量都非常低。月球的 TiO<sub>2</sub> 的分布是判断月海玄武岩类型的重要指标(Neal and Taylor, 1972; Giguere *et al.*, 2000)。从全月 TiO<sub>2</sub> 分布图(图 6c)可以看出,静海、风暴洋西部、雨海中部地区存在 TiO<sub>2</sub> 含量的明显提高(图 6c 中红色区域),属于高钛玄武岩,但是其年龄却不相同。静海的高钛玄武岩年龄较为古老(雨海纪),而雨海中部和风暴洋西部的高钛月海玄武岩则代表爱拉托逊纪年轻岩石,属于月球晚期火山喷发所形成(Hiesinger *et al.*, 2003)。

图 7 给出了基于嫦娥一号干涉成像光谱仪数据的全月 FeO 和 TiO<sub>2</sub> 分布图的统计结果。从 FeO 分布图(图 7a)上来看,其明显为双峰分布,峰位分别位于 5.8% 和 16.6%,相应为高地岩石和月海玄武岩的主要数据聚集区域。而月球 TiO<sub>2</sub> 的分布(图 7b)则为单峰分布,峰位位于 0.4%。这是由于月球高地不存在月海玄武岩的分布,而 TiO<sub>2</sub> 含量在月海中并未出现样品研究所发现的高钛玄武岩和低钛玄武岩的二分性(Gillis *et al.*, 2006; Lucey *et al.*, 2006)。这从侧面表明,Apollo 和 Luna 的样品取样具有一定的局限性,没有覆盖广大的中等钛含量的玄武岩分布区。我国嫦娥五号将于 2017 年前后进行月球样品取样返回任务,因而这些“特殊”的月球中钛玄武岩是非常值得采样返回的对象之一。

全月 FeO 和 TiO<sub>2</sub> 分布图的一个重要应用就是识别全月范围内的月表岩石类型分布,这是月球地质填图的基础。根据嫦娥一号干涉成像光谱仪数据,我们初步将月球表面分为六种主要的岩石类型(图 8 所示)。其中我们根据月球高地

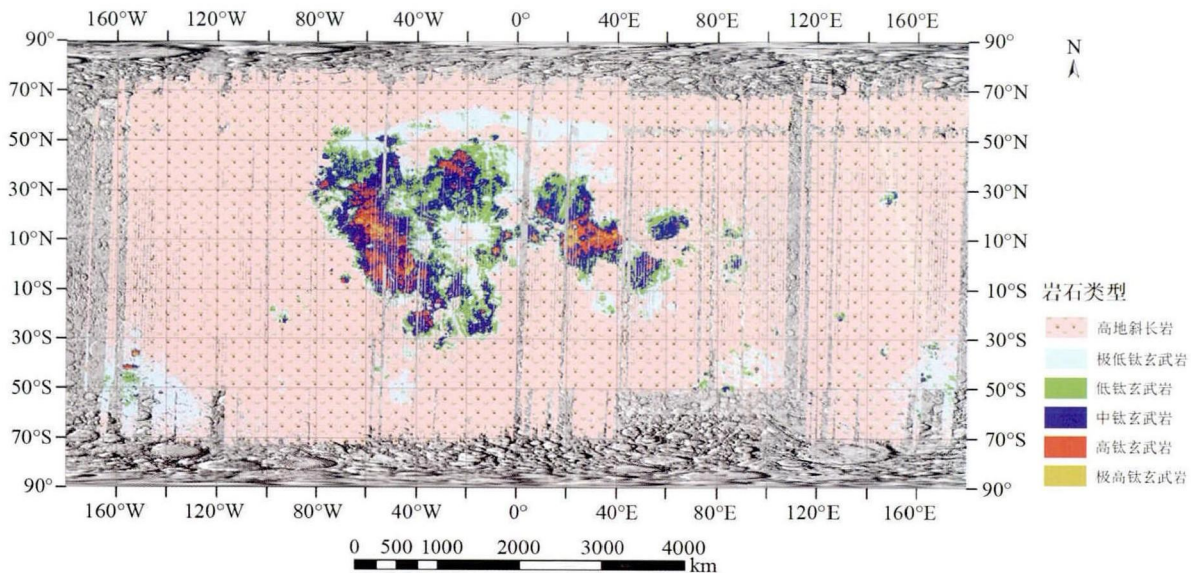


图8 基于嫦娥一号干涉成像光谱仪 FeO 和 TiO<sub>2</sub> 填图归类的全月岩石类型分布图

Fig. 8 Lunar global rock types based on the FeO and TiO<sub>2</sub> maps derived from Chang' E-1 IIM

岩石的成分分布特征,将 FeO < 11% 的高地区域划分为高地斜长岩分布区域,根据 TiO<sub>2</sub> 含量将月海玄武岩分为极低钛玄武岩(TiO<sub>2</sub> < 4%)、低钛玄武岩(4% ~ 6%)、中钛玄武岩(6% ~ 9%)、高钛玄武岩(9% ~ 11%)、极高钛玄武岩(> 11%) (凌宗成等, 2014)。从全月范围来看,高地斜长岩在月球高地广泛分布,约占嫦娥一号干涉成像光谱仪覆盖范围的 81.3% 比例。在分类的月海五种玄武岩中,极低钛玄武岩分布范围最广,约占月海玄武岩的 49.9%, 主要分布在冷海、南极艾肯盆地及大型撞击盆地边缘;高钛玄武岩(~5.1%)和极高钛玄武岩(~0.6%)分布范围非常小,主要分布在风暴洋、静海以及雨海中部地区;而中钛玄武岩(~22.4%)和低钛玄武岩(~22.0%)在月海玄武岩区域中所占比例相当,在全月分布范围较广,在风暴洋、雨海、澄海、危海等大型撞击盆地中部有广泛分布,其可能代表更为广泛的玄武岩分布。近年来,已发现和收集的月球陨石中并未发现高钛玄武岩(Elardo *et al.*, 2014),这一方面可能源于月球玄武岩从面积占比上以中低钛玄武岩为主体(如上文所述),另一方面,高钛玄武岩一般来源于较为年轻的单元(除静海外),月表撞击频率随历史时间的降低也可能一定程度上减少了高钛玄武岩降落地球的可能性。

## 6 结论

本文主要利用我国嫦娥一号干涉成像光谱仪数据开展了月球表面 FeO、TiO<sub>2</sub> 元素和岩石类型填图工作。我们对 B 版本 2C 级干涉成像光谱仪数据进行再校正处理,主要包括非均匀校正、反射率反演、光谱校正、距离校正等流程。根据校正后的数据,我们获得了基于嫦娥一号数据的全月 FeO 和

TiO<sub>2</sub> 分布图以及岩石类型分布图。嫦娥一号干涉成像光谱仪 FeO、TiO<sub>2</sub> 的全月填图与前人 Clementine UVVIS 数据的反演结果相近,表明其具有较大的应用潜力,为下一步深入开展月球地质学研究(如月球地质图编制)打下了基础。从干涉成像光谱仪获得的全月 FeO 和 TiO<sub>2</sub> 分布图来看,高地的低铁成分(一般小于 8%)佐证了月球月亮形成过程中的岩浆洋分异假说,而月海玄武岩的 TiO<sub>2</sub> 成分变化范围较大(0 ~ 13%)则表明月海玄武岩来源于不同的月幔源区,反映了月球内部复杂的热演化历史。根据嫦娥一号干涉成像光谱仪全月 FeO 分布图,我们可以先从大类上将月表物质类型划分为高地斜长岩岩石和月海岩石,尤其是根据 TiO<sub>2</sub> 的全月定量分布可以进一步将月海岩石划分为 5 种不同钛含量的玄武岩岩石类型。月球岩石类型的多样性与月球月亮形成和后期内部岩浆喷发历史密切相关,是研究月球成岩和演化历史的关键线索。更重要的是,FeO 和 TiO<sub>2</sub> 在月球全月范围内的分布表明 Apollo 和 Luna 返回的月球样品不能够代表全月范围内的物质成分多样性。因此,未来的月球取样返回任务(如嫦娥五号)如能去这些特殊地区进行取样,将很有可能返回重要的月球科学发现和成果。

**致谢** 感谢绕月探测工程地面应用系统提供嫦娥一号干涉成像光谱仪数据;感谢编辑和三位审稿人对本文的全面细致审阅和给予的建设性建议和意见。

## References

- Adams JB and McCord TB. 1970. Remote sensing of lunar surface mineralogy: Implications from visible and near-infrared reflectivity of Apollo 11 samples. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, (Suppl. 1):

- 1937 - 1945
- Blewett DT, Lucey PG, Hawke BR *et al.* 1997. Clementine images of the lunar sample-return stations; Refinement of FeO and TiO<sub>2</sub> mapping techniques. *Journal of Geophysical Research: Planets* (1991 ~ 2012), 102(E7): 16319 - 16325
- Burns RG. 1993. *Mineralogical Applications of Crystal Field Theory*. 2<sup>nd</sup> Edition. Cambridge: Cambridge University Press
- Cahill JT, Lucey PG, Gillis JJ *et al.* 2004. Verification of quality and compatibility for the newly calibrated Clementine NIR data set. In: 35<sup>th</sup> Lunar and Planetary Science Conference. Houston, Texas: 1469
- Elardo SM, Shearer Jr CK, Fagan AL *et al.* 2014. The origin of young mare basalts inferred from lunar meteorites Northwest Africa 4734, 032, and LaPaz Icefield 02205. *Meteoritics & Planetary Science*, 49(2): 261 - 291
- Giguere TA, Taylor GJ, Hawke BR *et al.* 2000. The titanium contents of lunar mare basalts. *Meteoritics & Planetary Science*, 35(1): 193 - 200
- Gillis JJ, Jolliff BL and Elphic RC. 2003. A revised algorithm for calculating TiO<sub>2</sub> from Clementine UVVIS data: A synthesis of rock, soil, and remotely sensed TiO<sub>2</sub> concentrations. *Journal of Geophysical Research: Planets* (1991 ~ 2012), 108(E2), doi: 10.1029/2001JE001515
- Green RO, Pieters CM, Mouroulis P *et al.* 2011. The Moon Mineralogy Mapper (M3) imaging spectrometer for lunar science: Instrument description, calibration, onorbit measurements, science data calibration and initial on-orbit validation. *Journal of Geophysical Research*, 116(E10), doi: 10.1029/2011JE003797
- Heiken G, Vaniman D French BM and Schmitt J. 1991. *Lunar Sourcebook: A User's Guide to the Moon*. Cambridge: Cambridge University Press
- Hiesinger H, Head JW, Wolf U *et al.* 2003. Ages and stratigraphy of mare basalts in Oceanus Procellarum, Mare Nubium, Mare Cognitum, and Mare Insularum. *Journal of Geophysical Research: Planets* (1991 ~ 2012), 108(E7), doi: 10.1029/2002JE001985
- Hu S and Lin YT. 2011. Modified calibration method of the chang' E-1 IIM images. *Scientia Sinica (Physics, Mechanics and Astronomy)*, 41(7): 879 - 888 (in Chinese)
- Jolliff BL, Gillis JJ, Haskin LA *et al.* 2000. Major lunar crustal terranes: Surface expressions and crust-mantle origins. *Journal of Geophysical Research*, 105(E2): 4197 - 4216
- Le Mouélic S, Langevin Y and Erard S. 1999. A new data reduction approach for the Clementine NIR data set: Application to Aristillus, Aristarchus and Kepler. *Journal of Geophysical Research: Planets* (1991 ~ 2012), 104(E2): 3833 - 3844
- Li CL, Liu JJ, Xin R *et al.* 2010. The global image of the moon obtained by the Chang' E-1: Data processing and lunar cartography. *Science China (Earth Sciences)*, 53(8): 1091 - 1102
- Li CL. 2013. Photogrammetric processing and lunar global topographic map form the Chang' E-1 3 line-array CCD data. *Acta Geodaetica et Cartographica Sinica*, 42(6): 853 - 860, 868 (in Chinese with English abstract)
- Ling ZC. 2011. The data processing and science inversion of Chang' E-1 IIM data. Post-Doctor Research Report. Beijing: National Astronomical Observatories, Chinese Academy of Sciences (in Chinese)
- Ling ZC, Zhang J, Liu J *et al.* 2011a. Preliminary results of FeO mapping using Imaging Interferometer data from Chang' E-1. *Chinese Science Bulletin*, 56(4-5): 376 - 379
- Ling ZC, Zhang J, Liu JZ *et al.* 2011b. Preliminary results of TiO<sub>2</sub> mapping using Imaging Interferometer data from Chang' E-1. *Chinese Science Bulletin*, 56(20): 2082 - 2087
- Ling ZC, Liu JZ, Zhang J *et al.* 2014. 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*, 21(6): 107 - 120 (in Chinese with English abstract)
- Liu JZ, Ouyang ZY, Li CL *et al.* 2013. China national moon exploration progress (2001 ~ 2010). *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 2(5): 544 - 551 (in Chinese with English abstract)
- Lucey PG, Taylor GJ and Malaret E. 1995. Abundance and distribution of iron on the Moon. *Science*, 268(5214): 1150 - 1153
- Lucey PG, Blewett DT, Eliason EM *et al.* 2000. Optimized calibration constants for the Clementine NIR camera. In: 31<sup>st</sup> Lunar and Planetary Science Conference. Houston, Texas: 1273
- Lucey PG, Blewett DT and Jolliff BL. 2000. Lunar iron and titanium abundance algorithms based on final processing of Clementine ultraviolet-visible images. *Journal of Geophysical Research: Planets* (1991 ~ 2012), 105(E8): 20297 - 20305
- Lucey PG, Korotev RL, Gillis JJ *et al.* 2006. Understanding the lunar surface and space-moon interactions. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 60(1): 83 - 219
- McCord TB. 1969. Color Differences on the lunar surface. *Journal of Geophysical Research*, 74(12): 3131 - 3142
- McCord TB, Carette MP, Johnson TV *et al.* 1972. Lunar spectral types. *Journal of Geophysical Research*, 77(8): 1349 - 1359
- Neal CR and Taylor LA. 1972. *Petrogenesis of mare basalts: A record of lunar volcanism*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1992, 56(6): 2177 - 2211
- Nozette S, Rustan P, Pleasance LP *et al.* 1994. The Clementine mission to the moon; Scientific overview. *Science*, 266(5192): 1835 - 1839
- Ouyang ZY. 2005. *Introductory to Lunar Science*. Beijing: China Astronautic Publish House (in Chinese)
- Ouyang ZY, Li CL, Zou YL *et al.* 2010. Primary scientific results of Chang' E-1 lunar mission. *Science China (Earth Sciences)*, 53(11): 1565 - 1581
- Pieters CM and Englert PAJ. 1993. *Remote Geochemical Analysis, Elemental and Mineralogical Composition*. Cambridge: Cambridge University Press
- Pieters CM, Head JW, Sunshine JM *et al.* 1993. Crustal diversity of the Moon; Compositional analyses of Galileo solid state imaging data. *Journal of Geophysical Research: Planets* (1991 ~ 2012), 98(E9): 17127 - 17148
- Pieters CM. 1999. The moon as a spectral calibration standard enabled by lunar samples: The Clementine example. In: *Workshop on New Views of the Moon II: Understanding the Moon through the Integration of Diverse Datasets*. Flagstaff, Arizona, 1: 8025
- Wilcox BB, Lucey PG and Gillis JJ. 2005. Mapping iron in the lunar mare: An improved approach. *Journal of Geophysical Research: Planets* (1991 ~ 2012), 110(E11): E11001, doi: 10.1029/2005JE002512
- Wu YZ, Zheng YC, Zou YL *et al.* 2010a. A preliminary experience in the use of Chang' E-1 IIM data. *Planetary and Space Science*, 58(14-15): 1922 - 1931
- Wu YZ, Zhang X, Yan BK *et al.* 2010b. Global absorption center map of the mafic minerals on the Moon as viewed by CE-1 IIM data. *Science China Physics, Mechanics and Astronomy*, 53(12): 2160 - 2171
- Wu YZ, Xue B, Zhao BC *et al.* 2012. Global estimates of lunar iron and titanium contents from the Chang' E-1 IIM data. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 117(E2), doi: 10.1029/2011JE003879
- Xu T, Blewett TB and Li CL. 2004. Fundamental characteristics of UV-VIS-NIR reflectance spectra and methods of their interpretation. *Earth and Environment*, 32(3-4): 27 - 33 (in Chinese with English abstract)
- Xue B, Yang JF and Zhao BC. 2004. The study of spectral feature of major minerals on the lunar surface. *Progress in Geophysics*, 19(3): 717 - 720 (in Chinese with English abstract)
- Yan BK, Xiong SQ, Wu YZ *et al.* 2012. Mapping Lunar global chemical



composition from Chang' E-1 IIM data. *Planetary and Space Science*, 67(1): 119–129

Zhao BC, Yang JF, Chang LY *et al.* 2009. Optical design and on-orbit performance evaluation of the imaging spectrometer for Chang' E-1 Lunar satellite. *Acta Photonica Sinica*, 38(3): 479–483 (in Chinese with English abstract)

Zhao BC, Yang JF, Xue B *et al.* 2010. Calibration of Chang' E-1 satellite interference imaging spectrometer. *Acta Photonica Sinica*, 39(5): 769–775 (in Chinese with English abstract)

#### 附中文参考文献

胡森, 林杨挺. 2011. 嫦娥一号 IIM 数据定标的改进方法. *中国科学(物理学 力学 天文学)*, 41(7): 879–888

李春来. 2013. 嫦娥一号三线阵 CCD 数据摄影测量处理及全月球数字地形图. *测绘学报*, 42(6): 853–860, 868

凌宗成. 2011. 嫦娥一号干涉成像光谱仪数据处理与科学反演. 博士后研究工作报告. 北京: 中国科学院国家天文台

凌宗成, 刘建忠, 张江等. 2014. 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. *地质前缘*, 21(6): 107–120

刘建忠, 欧阳自远, 李春来等. 2013. 中国月球探测进展(2001~2010年). *矿物岩石地球化学通报*, 32(5): 544–551

欧阳自远. 2005. *月球科学概论*. 北京: 中国宇航出版社

胥涛, Blewett DT, 李春来. 2004. 月球紫外-可见-近红外反射光谱的基本特征及解析方法. *地球与环境*, 32(3–4): 27–33

薛彬, 杨建峰, 赵葆常. 2004. 月球表面主要矿物反射光谱特性研究. *地球物理学进展*, 19(3): 717–720

赵葆常, 杨建峰, 常凌颖等. 2009. 嫦娥一号卫星成像光谱仪光学系统设计及在轨评估. *光子学报*, 38(3): 479–483

赵葆常, 杨建峰, 薛彬等. 2010. 嫦娥一号干涉成像光谱仪的定标. *光子学报*, 39(5): 769–775