中国科学: 物理学 力学 天文学 2023 年 第 53 卷 第 3 期: 239605
SCIENTIA SINICA Physica, Mechanica & Astronomica physcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文 嫦娥五号月球科学探测: 月壤和样品专题

嫦娥五号着陆区的成分特征与遥感地质研究

曹海军[1], 陈剑[1], 乔乐[1*], 付晓辉[1,2], 卢学金[1], 齐晓彬[1], 万晟[1], 凌宗成[1,2*], 刘建忠[2,3]

1. 山东大学空间科学与物理学院, 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. 中国科学院比较行星学卓越创新中心, 合肥 230026;
3. 中国科学院地球化学研究所, 贵阳 550081
*联系人, 乔乐, E-mail: leqiao.geo@gmail.com; 凌宗成, E-mail: zcling@sdu.edu.cn

收稿日期: 2022-07-16; 接受日期: 2022-08-19; 网络出版日期: 2023-02-17
国家自然科学基金(编号: 41972322, 11941001, 42102280)、中国科学院战略性先导专项(编号: XDB 41000000)、山东省自然科学基金(编号: ZR2021QD016)、民用航天技术预先研究项目(编号: D020102, D020201, D020204)和国家重点研发计划(编号: 2020YFE0202100, 2019YFE0123300)资助

摘要 嫦娥五号任务从月球风暴洋北部地区成功返回了1731 g月壤样品, 这些样品为研究月球年轻玄武岩的成因和演化提供了重要的样本. 本文利用多源月球遥感探测数据结合嫦娥五号样品研究结果, 从光谱学和矿物学角度研究了嫦娥五号着陆区年轻玄武岩的演化过程. 嫦娥五号着陆区主要包含雨海纪极低钛到低钛玄武岩和爱拉托逊纪中钛玄武岩, 遥感光谱学分析表明年轻玄武岩表现出明显的1 μm吸收特征, 可能存在橄榄石的富集. 然而, 返回的嫦娥五号月球样品研究揭示年轻玄武岩中橄榄石的含量并不高, 我们推测年轻玄武岩遥感光谱上的1 μm强吸收特征可能是富铁辉石、富铁玻璃、空间风化作用和铁橄榄石共同作用的结果. 综合已有的样品研究和本文的遥感地质研究, 嫦娥五号玄武岩源于高度演化的月球晚期岩浆活动, 其源区可能位于富单斜辉石的浅层月幔.

关键词 嫦娥五号, 年轻玄武岩, 晚期岩浆活动, 橄榄石富集特征

PACS: 95.55.Pe, 96.25.Hs, 96.20.Dt, 95.75.Fg

1 引言

美国6次Apollo载人登月和苏联3次Luna无人采样任务从月球正面共返回了约382 kg样品, 9次任务中有6次(Apollo 11, 12, 15, 17, Luna 16, 24)着陆于月海区域, 返回的主要样品是月海玄武岩以及玄武质角砾岩, 其年龄范围在31–39亿年之间[1–3]. Apollo 14和16任务虽然着陆于非月海区域, 但仍采集到了一些特殊的玄武岩类型, 如高铝玄武岩和KREEP玄武岩, 这些非月海玄武岩相对于月海玄武岩更加古老[1]. 此外, 玄武质月球陨石记录的结晶年龄将月海火山作用结束时间延伸至~28亿年[4,5]. 然而, 玄武质月球陨石的源区不明, 极大地限制了我们对于年轻月海火山活动的认识.

相比于月球样品和陨石研究, 月球遥感观测发现

引用格式: 曹海军, 陈剑, 乔乐, 等. 嫦娥五号着陆区的成分特征与遥感地质研究. 中国科学: 物理学 力学 天文学, 2023, 53: 239605
Cao H J, Chen J, Qiao L, et al. Compositional characteristics and remote sensing of regional geology at the Chang'E-5 landing site (in Chinese). Sci Sin-Phys Mech Astron, 2023, 53: 239605, doi: 10.1360/SSPMA-2022-0289

© 2023 《中国科学》杂志社

了更年轻的月海玄武岩单元, 其模式年龄表明月海火山作用可能延续至10亿年左右[6]. 此外, 月球正面小型的不规则月海斑块可能形成于更年轻的玄武质火山作用(约1亿年)[7], 显著年轻于传统观点认为的月球火山活动结束时间(约10亿年)[8], 挑战了目前对月球热演化历史和模型的既有认知. 综上, 高分辨率的轨道遥感观测表明月表存在更年轻(<30亿年)的月海火山活动, 但仍需要更多返回样品研究的佐证.

作为中国的首次地外采样返回任务, 嫦娥五号于2020年12月1号着陆在月球风暴洋北部衡山与夏普月溪之间的平原区域(43.06°N, 51.92°W). 嫦娥五号着陆区代表了远离Apollo和Luna任务采样点的年轻火山物质独特区域. 前人对该玄武岩单元开展了大量的遥感定年工作, 即撞击坑直径频率分布(CSFD)统计, 其模式年龄结果从22.0亿年到12.1亿年不等[6,8–15], 相差甚大, 但比最年轻的月海玄武岩样品(如Apollo 12钛铁矿玄武岩组和易变辉石玄武岩组的结晶年龄为31.5–31.7亿年)[2]和玄武质月球陨石(如NWA 773的Sm-Nd年龄为28.7亿年)[5,16]更为年轻. 这种年轻的爱拉托逊纪玄武岩单元提供了研究月球晚期火山活动和月球内部热状态的重要窗口, 对于理解风暴洋地体下伏月幔的部分熔融状态延续时间具有重要意义.

详细的地质背景研究有助于更好地挖掘和理解返回样品中蕴含的地质信息. 大尺度月球遥感地质研究发现月球表面地质构造复杂, 即使是非常平坦的月海平原(玄武岩充填单元), 也发育着大量的皱脊、蜿蜒型月溪、月堑构造和多样化的撞击坑, 有可能经历了复杂的地质演化过程. 长期以来, 彗星/小行星等小天体撞击月表使得大型撞击坑的远端溅射物能够混染和改变局地月壤的岩性组成, 如Apollo 12样品中甄别出来自距采样点400 km外的哥白尼撞击坑物质, Apollo 17返回样品中发现了来自2200 km外的第谷撞击坑溅射物[17]. Apollo 12和17样品中的这些外来物质研究对于建立月球地层系统和撞击坑年代学函数具有非常宝贵的价值, 而返回的嫦娥五号月壤可能包含少量的外源溅射物. 因此, 嫦娥五号采样点详细的遥感影像分析有助于认识和理解嫦娥五号样品的分析结果, 深化对于年轻月海玄武岩的成岩过程和月幔岩浆演化复杂性的认识, 还能为理解外源溅射物的物质组成和月壳岩石的多样性提供区域地质背景. 此外, 详细的着陆区遥感地质背景研究和嫦娥五号样品实验室分析相结合, 能为月球遥感数据定标提供新的月面真值, 对于利用遥感数据进行全月表面物质成分定量反演具有重要的约束意义. 本文主要从光谱学角度出发研究嫦娥五号着陆区(5°×10°范围), 采用修正高斯模型(MGM), 估算着陆区月壤的镁铁质矿物成分和比例, 并结合已有的嫦娥五号样品研究成果, 全面认识着陆区玄武岩的化学成分、矿物学特征和成因演化历史, 有望获得月表光谱学和物质成分方面的新认识.

2 嫦娥五号着陆区地质背景

风暴洋是月球表面最大的月海玄武岩覆盖区, 它和雨海的西部区域共同记录了月球晚期火山活动, 也是月球热演化研究的重点区域. 撞击坑形貌和CSFD统计发现风暴洋的暗色月海平原比Apollo 12低钛玄武岩(结晶年龄约为31亿年)形成更早[6,8,18], 其玄武岩喷发时代为9–15亿[8,11], 这极大地延长了Apollo样品建立的月球火山活动时间[2]. 此外, 风暴洋和雨海区域的晚期月海玄武岩单元在光谱和成分特征上也表现出独特性. 基于返回样品的矿物成分特征和着陆区遥感光谱学的联系, 依据月球高分辨轨道遥感数据(如Clementine UVVIS, LROC WAC)获取的全月钛含量分布图[19,20], 证实了年轻玄武岩有较高的钛含量, 最年轻的玄武岩钛含量最高可达11.7 wt.%. 光谱学观测发现月球正面西部区域的晚期玄武岩具有相对较强的1 μm吸收特征, 而2 μm吸收特征相对较弱或完全消失, 以此推测晚期玄武岩很有可能富集橄榄石[21–24].

年轻的月海玄武岩单元一直是月球热演化的研究热点. Hiesinger等人[6]利用Clementine多光谱影像数据在风暴洋区域划定了60个光谱均匀的月海单元(P1–P60), 其模式年龄从12亿年到35.9亿年不等. Morota等人[11]利用高分辨率的Kaguya TC影像数据、月球年代学函数和撞击坑产率函数重新分析了风暴洋区域的玄武岩单元, 获得的最年轻玄武岩单元模式年龄约为15亿年, 而P58单元形成于20亿年左右. 嫦娥五号预选着陆区(41–45°N, 49–69°W)位于风暴洋北部, 包含了部分P58单元(重新定义为Em4单元)[9], 前人利用CSFD定年法获得了不同的模式年龄: 12.1 (±0.3)亿年[9]、14.9 (±1.7)亿年[12]、20.7 (+0.26/−0.27)亿年[10]、15.3 (±0.27)亿年[13]、16.0 (±1.6)亿年[25]、14.1 (+0.27/−0.28)亿年[14], 而最新的嫦娥五号样品同位素定年限

定了月球最年轻的玄武岩喷发时代为20亿年[26,27]. 嫦娥五号着陆区位于风暴洋东北边界处, 毗邻撞击坑高度密集的雨海盆地和虹湾盆地溅射物区域[28], 在西南方向, 吕姆克山火山高原为该区域内最为突出的地貌特征. 此外, 该玄武岩单元还发育了大量的月海皱脊, 多呈现南-北、西北-东南、东北-西南走向, 它们控制了月海玄武岩单元内的高程变化(50–100 m)[9]. 零星的非月海单元也出现在嫦娥五号着陆区, 如南部的熔岩原孤丘(kipuka, 衡山)和北部的雨海溅射物(华山)等, 它们可能代表了后期被玄武岩单元包围的高地物质. 另一个典型的非月海形貌代表是硅质穹窿(如梅朗西北穹窿)[28], 它们毗邻高地, 呈现出西北-东南走向的线性排列分布, 代表了高度演化的酸性火山杂岩.

嫦娥五号着陆区(Em4单元)整体地势平坦, 主要由中钛(5–8 wt.% TiO_2)、高钍(5–8.5 ppm Th)、富含橄榄石的爱拉托逊纪玄武岩构成[9], 玄武岩单元表面分布着形态多样的小撞击坑. 除西南方向的衡山外, 夏普月溪(月表最长的蜿蜒型月溪)[29]从Em4单元穿行而过, 在着陆内的夏普月溪宽900–1000 m, 沉陷幅度30–40 m, 大致呈北-南走向[9,28]. 一般认为蜿蜒型月溪代表了月表高通量的火山喷发[30], 而嫦娥五号玄武岩可能来源于夏普月溪的熔岩流外溢[31].

月表频繁的撞击过程促进了局地月壤与外源溅射物的混染, 致使月表物质重新分布. 嫦娥五号着陆区也有可能混染了来自大型撞击坑(如毕达哥拉斯、阿利斯塔克等)的复杂溅射沉积物[32], 而这些非月海物质的研究有助于理解月壳的岩石类型和成因演化. Xie等人[33]分析了嫦娥五号着陆区月壤中的溅射物占比和源区, 认为阿利斯塔克、哥白尼、夏普B和哈丁撞击坑分别提供了~8%, ~2%, ~1%, ~0.4%的非月海物质. Qian等人[25]认为嫦娥五号着陆区主要的溅射物源于哈帕罗斯、哥白尼和阿利斯塔克大型撞击坑, 它们分别输送了6%, 2%, 1%的外来物质. 此外, Fu等人[32]通过FeO和Th元素分布分析了风暴洋北部玄武岩单元的非月海物质, 认为嫦娥五号着陆区外来物质的主要源区是阿利斯塔克撞击坑, 而嫦娥五号玄武岩高Th的特征可能源于雨海的溅射物. 与之相反, Liu等人[34]认为嫦娥五号着陆区包含了约40%的非月海物质, 这些溅射物主要来自雨海盆地, 部分来自远端大型撞击坑如夏普B、哈丁、哥白尼和阿利斯塔克撞击坑.

3 研究数据和方法

本文主要利用影像和光谱数据分析嫦娥五号着陆区的物质成分和矿物学特征. 首先采用LROC WAC影像数据(100 m/像元)[35]、LRO LOLA和Kaguya TC DTM合成的地形数据(SLDEM2015, 59 m/像元)[36]、Kaguya/SELENE TC影像数据(10 m/像元)[37]、Kaguya/SELENE TC DTM数据(10 m/像元)测绘着陆区的地形地貌, 利用LROC WAC数据321和415 nm波段比反演的TiO_2丰度图[20]、Kaguya/SELENE MI (20 m/像元)数据[38]反演的FeO丰度图[39,40]、嫦娥一号干涉成像光谱仪(IIM, 200 m/像元)数据反演的Mg# [100×Mg/(Mg+Fe)]分布图、月球勘探者号伽马射线谱数据(LP GRS, 0.5°/像元)获得的全月Th分布图[41]划分嫦娥五号着陆区玄武岩单元边界. Kaguya/SELENE MI数据反演的全月矿物分布图[39,42]也被用来分析着陆区的矿物学变化特征. 此外, LRO Diviner数据反演的全月CF参数分布图对于硅酸盐和高硅物质非常敏感[43], 可以用来分析着陆区的物质特性.

着陆区的光谱学分析主要采用月船一号上搭载的高分辨率月球矿物绘图仪(M^3)数据[44,45]. 该光谱仪在全球模式下可以采集分辨率为140 m/像元、共85个波段的光谱数据, 光谱覆盖范围为430–3000 nm, 光谱采样间隔为20–40 nm, 可以对着陆区光谱学和矿物学特征进行全面分析. 本文选取了13轨光学周期1B (OP1B, 140 m/像元)数据、13轨光学周期2A (OP2A, 140 m/像元)数据、11轨光学周期2C (OP2C, 280 m/像元)数据[45], 对其开展地面真值校正、几何校正和数据镶嵌等处理, 获得了嫦娥五号着陆区的成像光谱图, 以便于后续分析. 在光谱学分析方面, 本研究结合Kaguya/SELENE TC影像数据和M^3高光谱数据, 提取着陆区内新鲜小撞击坑(直径<1 km)的光谱. 由于M^3高光谱数据受到热辐射效应的影响, 本文去除了2600 nm波段后的光谱数据, 采用Savitzky-Golay (SG)方法对430–2600 nm范围内的光谱进行平滑处理. 为了增强矿物的吸收特征和弱化背景光谱, 本文采用Horgan等人[46]提出的去除反射光谱的连续统方法, 利用两条直线组合, 减除1和2 μm吸收处的连续统. 其中一条直线与1 μm处的吸收特征左右相切, 左切点约在600–800 nm, 右切点在1300–1800 nm; 另一条直线与2 μm处的吸收特征左右相切, 左切点在1300–1800 nm,

右切点在2300–2600 nm, 即可将反射光谱的连续统去除. 随后, 采用修正高斯模型(MGM)[47,48]对混合矿物光谱进行解卷积, 计算不同成分辉石的含量.

积分波段深度(IBD)可以直观反映矿物丰度和矿物化学成分变化, 综合评估镁铁质矿物的全波段吸收特征和矿物成分特性. 本研究利用1和2 μm吸收特征的IBD (IBD1000和IBD2000)分析嫦娥五号着陆区镁铁质矿物的多样性, 选取IBD1000 (红通道, 光谱范围为790–1579 nm)、IBD2000 (绿通道, 光谱范围为1579–2500 nm)和R1579 (蓝通道, 1579 nm反射率)三个参数合成假彩色图[49,50], 通过四阶多项式拟合1和2 μm吸收波段中心, 计算其积分波段深度比(IBDR=IBD2000/IBD1000), 表征镁铁质矿物的组成特征和相对丰度. 此外, LCP_INDEX, HCP_INDEX和OL_INDEX三个矿物指数可以用来甄别镁铁质矿物[46], 也能够分析嫦娥五号着陆区矿物学变化信息. 具体的IBD1000, IBD2000, IBDR, LCP_INDEX, HCP_INDEX和OL_INDEX参数计算方法见Horgan等人[46]和Chen等人[51].

4 结果

4.1 玄武岩单元划分及化学成分特性

嫦娥五号预选着陆区(41–45°N, 49–69°W)位于风暴洋北部的月海平原(图1(a)), 主要由雨海纪和爱拉托逊纪的玄武岩构成, 地势较为平坦, 主要的高程差由吕姆克山、皱脊、夏普月溪、高地残余物质和撞击坑控制(图1(b)), 详细的地形和地貌特征已有前人深入分析和报道[9,28].

TiO_2含量是月海玄武岩类型的一个重要区分指标, 其反映了月幔源区的基本成分特征, 并与月球岩浆洋分异过程密切相关[52]. 整体来看, 嫦娥五号着陆区

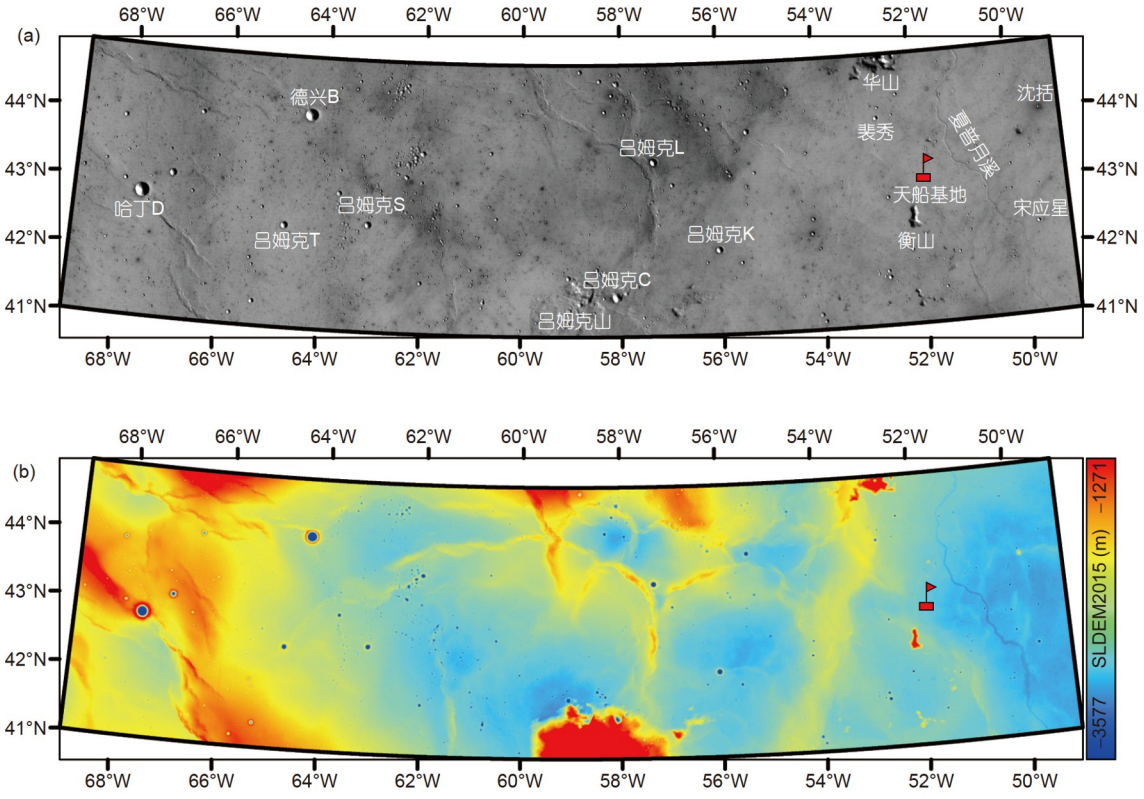


图 1 (网络版彩图)嫦娥五号着陆区. (a) LROC WAC影像图; (b) SLDEM2015地形图. 本文所有的地图投影均为兰勃特等角圆锥投影, 中央子午线为59°W, 中央纬线为45°N. 嫦娥五号着陆点已命名为“天船基地”, 用红色旗帜标注

Figure 1 (Color online) The Chang'E-5 landing region. (a) LROC WAC image. (b) SLDEM2015 topography. All the maps in this paper are projected into a Lambert conformal projection, with center meridian of 59°W, and center line of 45°N. The Chang'E-5 landing site was named “Statio Tianchuan” and marked with a red flag.

FeO (10–18 wt.%)和TiO_2 (0.5–7.5 wt.%)含量变化较大(图2(a)和(b)), 月海单元呈现出二分性, 西部的月海单元主要是极低钛到低钛的玄武岩(TiO_2: 0.8–2.2 wt.%), 从北到南铁、钛含量有明显的增强, 而东部的玄武岩单元更加富集钛和铁(平均FeO: 16.6 wt.%; 平均TiO_2: 5.6 wt.%), 基岩主要是中钛到高钛的玄武岩, 从西往东表现出铁、钛更富集的趋势. 在着陆区的西南方向, 吕姆克山的钛、铁含量明显偏低, 岩石类型以低钛玄武岩为主. 镁指数(图2(c))分布图也表现出相似的特征, 西部月海单元更富镁, 而东部月海单元相对低镁. Th元素的分布(图2(d))表现出不一致性, 富Th的东部月海有可能遭受了来自东侧高地物质(主要为虹湾盆地挖掘的雨海盆地溅射物)的混染.

本研究采用FeO和TiO_2指标, 参考Qian等人[9]的嫦娥五号着陆区玄武岩单元边界划分方法和模式年龄, 定义了六个地质单元(图2): 雨海纪低钛玄武岩单元(Im1*lt*, Im2*lt*和Im3*lt*)、雨海纪吕姆克山低钛玄武岩单元(ImR*lt*)、爱拉托逊纪玄武岩单元(E*mt*3和E*mt*4).

Im1*lt*: 该单元位于着陆区的东北角, 岩石类型以雨海纪的极低钛和低钛玄武岩为主, 铁、钛含量平均值分别为14.6 wt.% FeO和1.7 wt.% TiO_2, 镁指数(Mg#)相对较高, 平均值为56, Th元素含量约为5 ppm.

Im2*lt*: 区域内最大的雨海纪玄武岩单元, 占据了大部分西部月海平原, 铁、钛含量变化较大, 呈现南高北低和西高东低的趋势, 其平均值约为15.4 wt.% FeO和1.4 wt.% TiO_2. Im2*lt*单元的镁指数分布(39–67)也具有相似的特征, Th元素含量总体较低(3.8 ppm).

Im3*lt*: 位于南部区域, 铁、钛含量(FeO: 16.1 wt.%; TiO_2: 3.4 wt.%)分布均匀, 明显高于Im1*lt*和Im2*lt*单元, 部分撞击坑挖掘出了类似Im2*lt*单元的低钛物质, 暗示了后期的Im3*lt*单元覆盖了早期的低钛玄武岩. 镁指数总体较低(Mg#: 53.8), 说明其母岩浆演化程度更高. Th元素含量(3.8 ppm)与Im2*lt*单元一致, 无明显变化.

ImR*lt*: 该单元主要以吕姆克山为边界划分. 相比于其他玄武岩单元, ImR*lt*单元的铁、钛含量更低(FeO: 15.1 wt.%; TiO_2: 1.5 wt.%), 而镁指数(Mg#: 56.5)和Th含量(4 ppm)分布与周围的月海单元相似. Qian等人[9]认为吕姆克山的东北部区域铁含量更低, 可能混染了来自高地的溅射物.

E*mt*3: 位于吕姆克山的东北处, 主要组成物质为爱拉托逊纪玄武岩, 铁、钛含量与镁指数的平均值分别约为: 16.3 wt.%, 4.1 wt.%, 52, 也是风暴洋中最年轻的玄武岩单元之一.

E*mt*4: 占据了大部分东部的月海单元, 包含了部分P58单元的玄武岩[6]. E*mt*4单元的铁、钛含量平均值

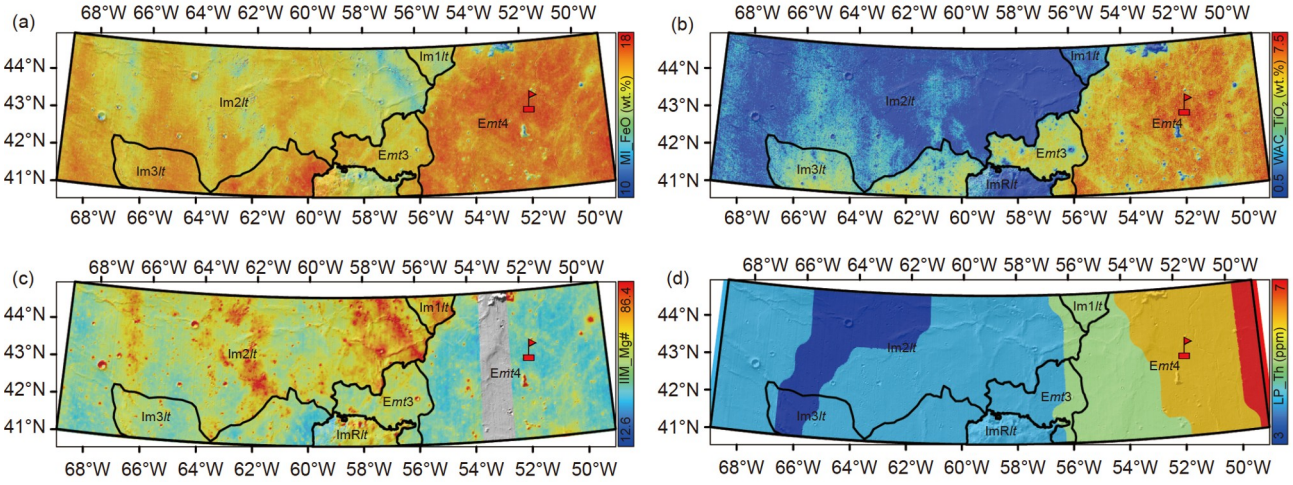


图 2 (网络版彩图)嫦娥五号着陆区成分分布. (a) Kaguya MI数据反演的FeO丰度图; (b) WAC TiO_2丰度图; (c) 嫦娥一号干涉成像光谱仪数据反演的镁指数图; (d) 钍元素丰度图. 底图是LOLA山体阴影图. 黑线代表了定义的玄武岩单元边界. 嫦娥五号着陆点用红色旗帜标注

Figure 2 (Color online) Compositional distribution of Chang'E-5 landing region. (a) FeO abundance map derived from Kaguya MI data; (b) WAC TiO_2 abundance map; (c) Mg# map derived from Chang'E-1 IIM data; (d) Th abundance map. The basemap is LOLA shaded relief. The black lines are indicative of the boundaries of well-defined mare units. The Chang'E-5 landing site is marked with a red flag.

分别为16.6和5.6 wt.%, 少量的熔岩原孤丘、穹窿和残余的雨海盆缘表现出异常低的铁、钛含量. 此外, Mg指数约为49, Th含量变化较大(5–7 ppm), 具有西低东高的趋势.

4.2 光谱特征和矿物成分

去除连续统之后的M^3高光谱数据通常可以利用吸收峰特征判断矿物类型, 其吸收峰深度也与矿物组分和含量相关, 如IBD1000可以反应富高钙辉石或富橄榄石特征或者混合物中镁铁质矿物的存在, 而IBD2000可用于区分辉石与橄榄石矿物. 从镶嵌的M^3反射率图来看(图3(a)), 西部的月海单元具有较高的反射率, 可能与其低钛的特征相关. 光谱参数假彩色图(图3(b))可以反应主要硅酸盐矿物的分布, 红色和深红色区域代表了可能富集橄榄石或高钙辉石, 主要均匀分布在爱拉托逊纪的玄武岩单元(E*mt*3和E*mt*4). 雨海纪的低钛玄武岩单元整体呈现绿色或蓝色, 暗示其主要矿物是辉石. 吕姆克山北部区域反射率较高, 假彩色图呈现蓝色, 说明该区域的镁铁质矿物含量较低. Horgan等人[46]提出矿物指数可以定性评估硅酸盐矿物的分布特征(如橄榄石指数对富铁的矿物异常敏感), 矿物指数假彩色图(图3(c))显示出西部的月海更富集橄榄石, 特别是Im2*lt*和Im3*lt*单元(蓝色), Im1*lt*单元表现出高钙辉石的富集(黄绿色), 而东部月海单元相对亏损橄榄石而更富集高钙辉石. 此外, 部分大型撞击坑和熔岩原孤丘及穹窿具有更高的反射率特征, 矿物指数假彩色图表现为黄色, 明显区别于月海玄武岩. 西部月海部分撞击坑边缘的辐射纹颜色偏蓝, 有可能挖掘出了次表层更富橄榄石的玄武岩.

尽管6个玄武岩单元地势相对平坦, 但却分布着数量众多的新鲜小型撞击坑(直径小于1 km), 这些小撞击坑未穿透玄武岩岩层, 可以代表本地的玄武岩成分, 且空间风化效应相比周围成熟的月壤较弱, 光谱吸收特征更明显. 针对六个月海单元, 本研究挑选了12个

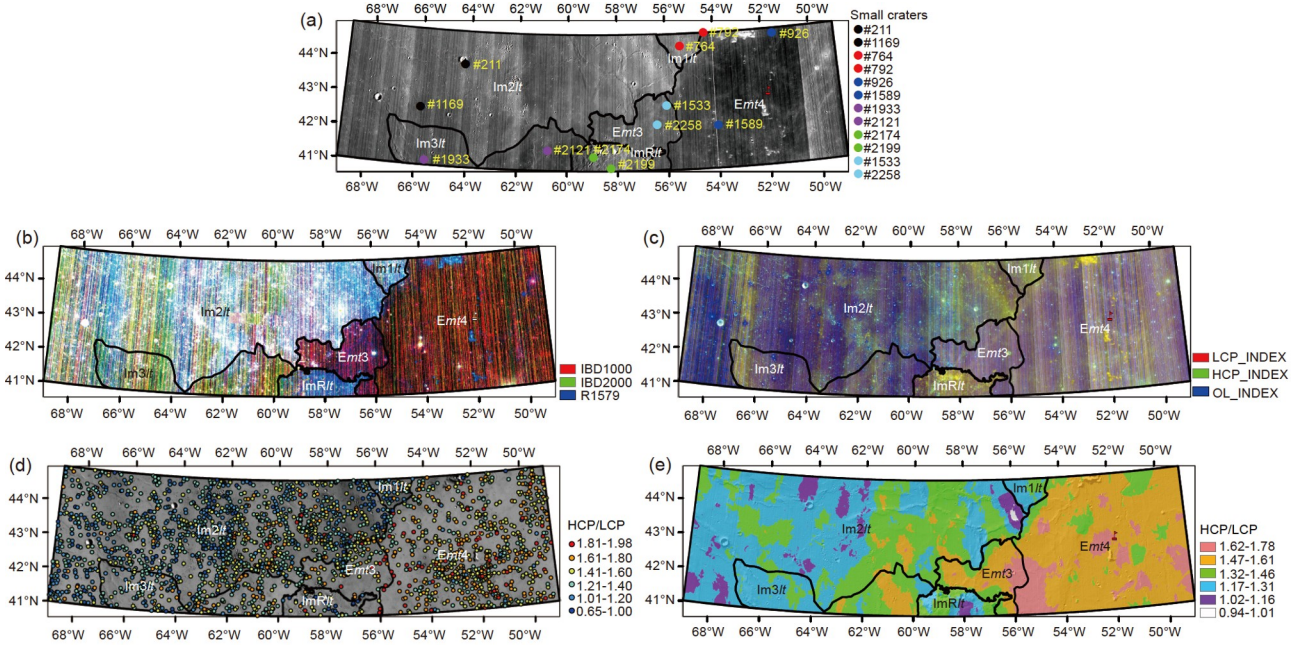


图 3 (网络版彩图)嫦娥五号着陆区六个玄武岩单元的光谱特征和小撞击坑光谱巡查. (a) 六个玄武岩单元的典型小撞击坑光谱提取位置; (b) M^3 IBD假彩色图; (c) 矿物指数假彩色图; (d) MGM解算的高钙辉石/低钙辉石(HCP/LCP)比值分布; (e) 克里金插值法获得的HCP/LCP分布图. 底图是LOLA山体阴影图. 黑线代表了定义的玄武岩单元边界. 嫦娥五号着陆点用红色或白色旗帜标注

Figure 3 (Color online) Spectral characteristic and spectral survey of small craters among six mare units at the Chang'E-5 landing region. (a) Locations of small craters where representative spectra in six mare units are extracted; (b) color composite of M^3 IBD data; (c) false color composite of mineral indices; (d) the distribution of mineral ratio of high-Ca pyroxene (HCP) to low-Ca pyroxene (LCP) derived from MGM method; (e) HCP/LCP ratio map from the interpolation using Kriging interpolation technique. The basemap is LOLA shaded relief. The black lines are indicative of the boundaries of well-defined mare units. The Chang'E-5 landing site is marked with a red or white flag.

有代表性的小撞击坑并提取其光谱，它们的具体位置已经在图3(a)中标出. 从图4(a)和(b)来看，东部月海单元光谱的1和2 μm吸收中心分别位于990和2150 nm，而西部月海单元反射光谱在1和2 μm处的吸收中心分别位于980和2100 nm，说明东部月海的主要矿物可能是富钙铁的辉石(如普通辉石)，而西部月海的矿物组成以一种中等富钙的辉石成分为主，可能是易变辉石. 吕姆克山的小撞击坑光谱吸收波段中心有轻微的变化，但和西部的月海玄武岩单元光谱有更相似的特征，据此推断低钙辉石是其主要的镁铁质矿物.

小撞击坑光谱巡查可以定性分析嫦娥五号着陆区镁铁质矿物的丰度变化[53]. 本研究从六个玄武岩单元中遴选了2383个小撞击坑分析其光谱，利用MGM解算了小撞击坑光谱的吸收中心及1与2 μm的吸收深度，获得了高钙辉石(HCP)和低钙辉石(LCP)的相对体积比(图3(d)). 利用克里金(Kriging)插值算法绘制了着陆区的辉石成分分布图(HCP/LCP，图3(e))，最大程度减小了撞击翻耕作用对表层月壤的影响，代表了真实的玄武岩成分变化，可以揭示不同玄武岩单元光谱和成分差异. 从HCP/LCP的分布图来看(图3(d)和(e))，东部月海单元(E*mt*4和E*mt*3)更加富集高钙辉石，几乎没有低钙辉石，局部区域呈现出高钙辉石的异常富集(HCP/LCP~2). 西部月海单元和吕姆克山玄武岩的HCP/LCP相对较低，极少数(<5%)区域呈现低钙辉石富集(HCP/LCP<1)特征. HCP/LCP分布图与着陆区的铁、钛、镁指数分布图(图2(a)–(c))、矿物指数图(图3(c))相吻合，表明爱拉托逊纪玄武岩富集高钙辉石.

3D散点投图可以更加直观清晰地反应不同玄武岩单元HCP/LCP比值与1和2 μm吸收中心的关系(图4(c)和(d)). 相较于主要的西部月海单元Im2*lt*，E*mt*4和E*mt*3单元的吸收中心偏向长波方向，HCP/LCP比值也偏高，而Im1*lt*，Im3*lt*和ImR*lt*单元有相似的吸收中心和HCP/LCP比值，但ImR*lt*单元的数据点分布更离散. HCP/LCP比值的分布特征(图4(e)和(f))能更好地阐述不同单元之间的矿物差异性，三个雨海纪单元(Im1*lt*，Im2*lt*和Im3*lt*)的HCP/LCP平均值分别为1.29±0.22，1.29±0.21和1.36±0.21，呈现单峰分布，而吕姆克山单元的HCP/LCP比值相对较小(1.25±0.33)，双峰分布特征明显. ImR*lt*单元的HCP/LCP比值分布(图3(d))特征表明了吕姆克山东北部区域富含较多的低钙辉石(HCP/LCP<1)，主要源于高地大型撞击事件产生的溅射物. E*mt*4和E*mt*3单元的HCP/LCP比值相对较高，分别为1.53±0.19和1.54±0.19. 雨海纪和爱拉托逊纪玄武岩单元的HCP/LCP比值分布特征表明该区域玄武质火山活动趋向于越来越富集高钙辉石，玄武岩母岩浆的演化程度也越来越高.

矿物的积分吸收深度比(IBDR)与1 μm的吸收中心投图可以用来区分着陆区镁铁质矿物的组合. 爱拉托逊纪玄武岩单元的IBDR值相对较小，数据点大多靠近富含单斜辉石的成分范围(图4(g))[22,54]，而雨海纪月海单元IBDR值分布范围较广，主要岩性富含高钙辉石，少部分临近玄武质无球粒陨石的矿物成分范围. 这种岩性的相似性和IBDR值的差异性可能揭示了雨海纪和爱拉托逊纪月海单元的镁铁质矿物含量和成分有显著的变化. 矿物指数经常被用于评估可见近红外光谱中细微的矿物学变化[46]，橄榄石指数和高钙辉石指数投图(图4(h))表明爱拉托逊纪玄武岩的数据点成簇且全部远离单斜辉石的趋势线，而雨海纪玄武岩的数据点相对离散，但有少部分数据点靠近单斜辉石的范围，两者都表现出趋向橄榄石范围的趋势，几乎所有的玄武岩单元都偏离斜方辉石的趋势线. 雨海纪和爱拉托逊纪玄武岩的光谱指数表现出与图4(g)相似的特征，这种光谱指数特征可能受到不同玄武岩单元的橄榄石丰度差异的影响.

为了进一步梳理两类玄武岩光谱差异性是否主要由橄榄石的富集引起(图5(a))，本研究还采用Kaguya MI数据定量估算的矿物丰度数据[39]深入认识不同玄武岩单元的矿物分布(图5(b)). 除穹窿、熔岩原孤丘和残余的雨海盆缘外，E*mt*4单元的镁铁质矿物整体分布均匀，平均含量为58±4 wt.%，橄榄石含量约为13 wt.%. E*mt*3单元镁铁质矿物量分布不均，西高东低，平均含量约为54±4 wt.%，橄榄石含量与E*mt*4单元持平. 雨海纪玄武岩单元Im1*lt*和ImR*lt*的镁铁质矿物含量相对较低(均为53.3 wt.%)，橄榄石丰度也较低(约为9.2 wt.%). 其他两个雨海纪月海单元的镁铁质矿物分布也不均匀，但整体含量接近爱拉托逊纪玄武岩. 此外，LRO Diviner数据获得的CF参数也可以用来判断硅酸盐矿物的组成和分布，月海和高地的平均CF参数分别在8.28和8.15 μm[55]. 六个玄武岩单元的CF值分布均匀(图5(c))，均在8.27–8.28 μm左右. 在大型撞击坑周围，CF值会向短波方向偏移，但仍属于玄武岩的范围，没有明显的高地物质混染特征.

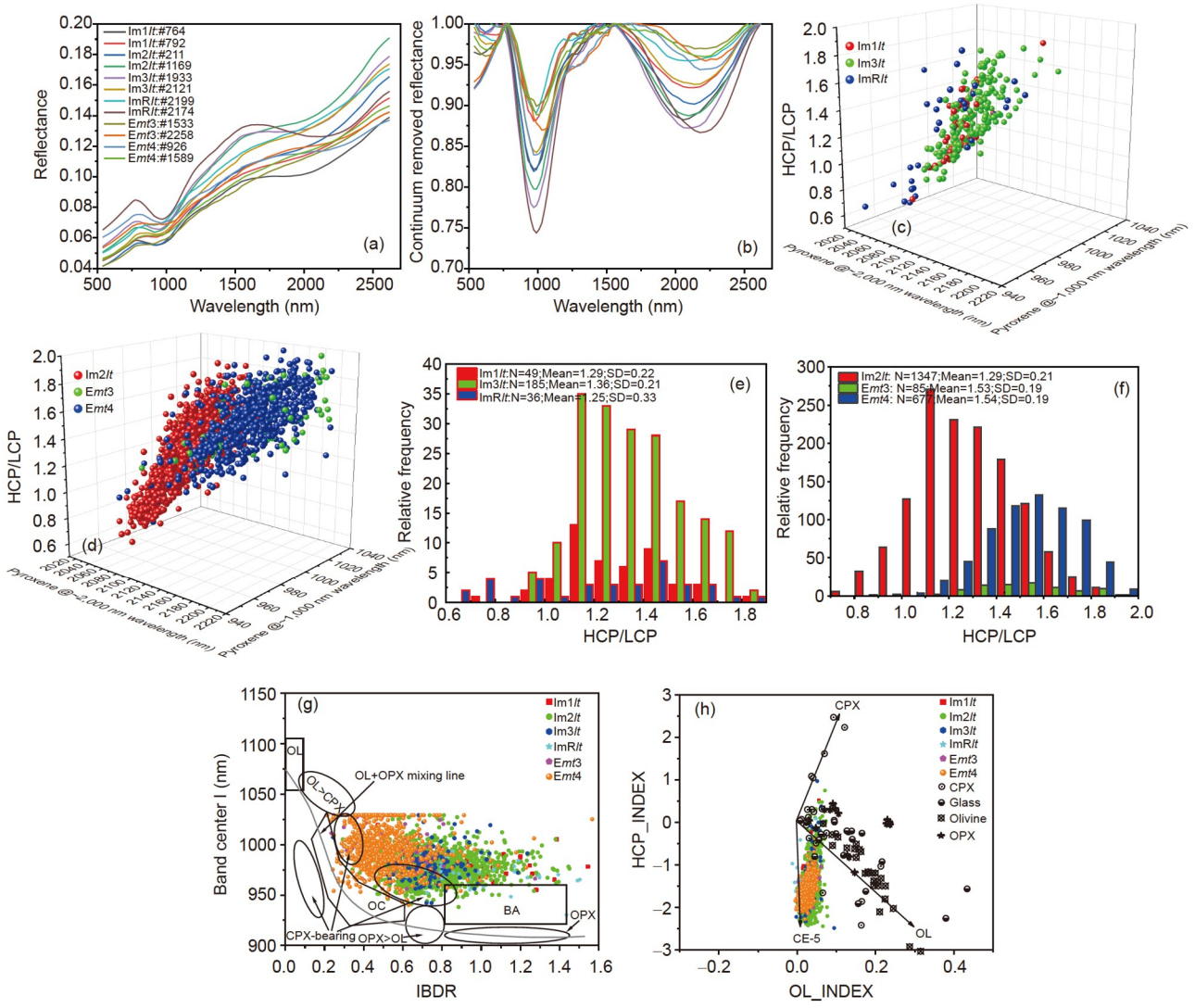


图 4 (网络版彩图)嫦娥五号着陆区六个玄武岩单元的光谱特征和小撞击坑光谱巡查. (a), (b) 去除连续统和不去除连续统的六个玄武岩单元代表性的小撞击光谱. (c), (d) 辉石的1和2 μm吸收中心峰位与MGM反演的HCP/LCP比值的3D散点图. (e), (f) 小撞击坑光谱巡查的HCP/LCP柱状图. (g) 辉石1 μm吸收中心(BC I)和积分吸收深度比(IBDR)投图. 多边形和椭圆区域代表了不同的矿物组合[22,54]. CPX: 单斜辉石; OPX: 斜方辉石; OL: 橄榄石和单矿物橄榄石组合; OC: 普通球粒陨石; BA: 玄武质无球粒陨石. (h) 高钙辉石和橄榄石矿物指数投图. 单斜辉石、斜方辉石、橄榄石和玻璃数据来自文献[46]

Figure 4 (Color online) Spectral characteristic and spectral survey of small craters among six mare units at the Chang'E-5 landing region. (a), (b) Representative spectra of small craters in six basalt units with/without continuum removal. (c), (d) The 3D scatter plotting of pyroxene absorption band positions at 1 and 2 μm and HCP/LCP ratios derived from MGM method. (e), (f) The histogram of HCP/LCP ratios from the spectral survey of small craters. (g) The plotting of pyroxene absorption band positions at 1 μm (BC I) and integrated band depth ratio (IBDR). The polygon and elliptic fields represent different mineral assemblages modified from refs. [22,54]. CPX: clinopyroxene; OPX: orthopyroxene; OL: olivine and monomineralic olivine assemblages; OC: ordinary chondrites; BA: basaltic achondrites. (h) HCP INDEX vs. OL INDEX plot. The clinopyroxene, orthopyroxene, olivine, and glass data are sourced from ref. [46].

4.3 着陆点矿物学和成分特征

嫦娥五号着陆点位于夏普月溪和衡山中间的月海平原(图6(a)和(b))[56], 该区域光谱均匀, 其主要岩石类型为爱拉托逊纪中钛玄武岩(图6(c)). 着陆区的矿物分布(图6(d))表明镁铁质矿物占据主导地位, 丰度约为60–65 wt.%, 斜长石含量平均值为45 wt.%, 单斜辉石丰度为23–38 wt.%, 而斜方辉石丰度(主要分布在21 wt.%)比橄榄石高出近6 wt.%. 着陆区的镁铁质矿

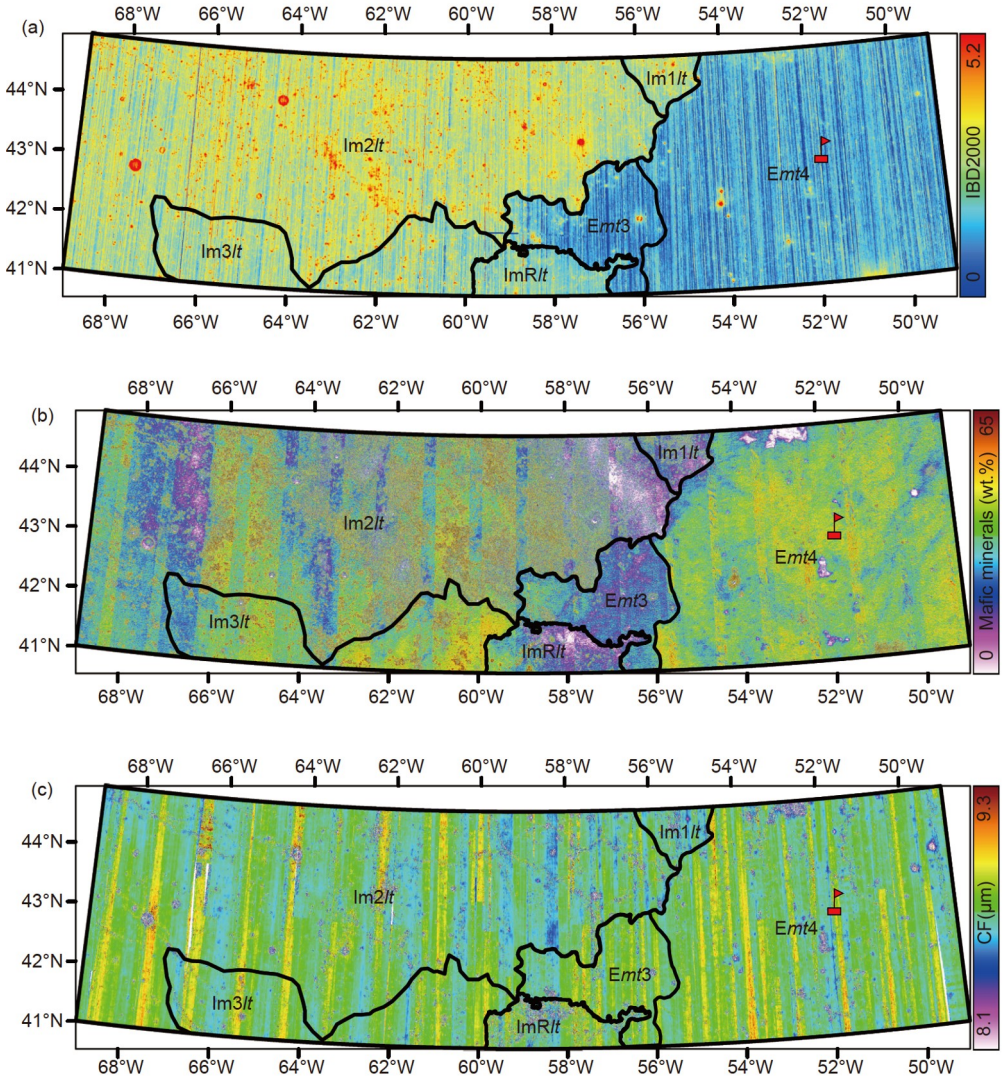


图 5 (网络版彩图) (a) 嫦娥五号着陆区2 μm积分吸收深度镶嵌图; (b) Kaguya MI反演的嫦娥五号着陆区镁铁质矿物丰度; (c) 嫦娥五号着陆区CF参数分布. 嫦娥五号着陆点用红色旗帜标注

Figure 5 (Color online) (a) The mosaic image of integrated band depth at 2 μm around the Chang'E-5 landing region; (b) Kaguya MI-retrieved mafic mineral abundances of Chang'E-5 landing region; (c) the distribution of CF values at the Chang'E-5 landing region. The Chang'E-5 landing site is marked with a red flag.

物丰度比例基本接近于Apollo玄武岩样品[57], 但钛(钛铁矿)含量更高且模式年龄更年轻[9], 揭示了嫦娥五号着陆点的玄武岩可能是一种新的月球玄武岩类型, 返回的嫦娥五号样品的地球化学分析[58]也支持这一推论. 尽管Kaguya MI数据反演的矿物丰度结果表明嫦娥五号着陆点有更高比例的斜方辉石, 但返回的嫦娥五号样品研究指出斜方辉石含量非常低[26,58,59], 这种差异可能来源于更高含量的普通辉石.

M^3假彩色图(图3(b))、矿物指数图(图6(c))和Kaguya MI矿物丰度图(图6(d))都表明嫦娥五号着陆区可能富含橄榄石, 其含量可达13 wt.%. 为了深入理解着陆区是否存在橄榄石富集这一特征, 本研究提取了新鲜的、小于1 km的撞击坑光谱数据开展分析, 通过背景降噪、光谱平滑和多项式拟合等步骤, 将反射光谱的连续统去除并获取吸收波段中心, 认识着陆区玄武岩单元矿物成分的变化. 大部分小撞击坑光谱有明显的1和2 μm吸收特征, 但1 μm吸收深度更强, 普遍表现出辉石的吸收特征且趋向单斜辉石成分范围(特别富

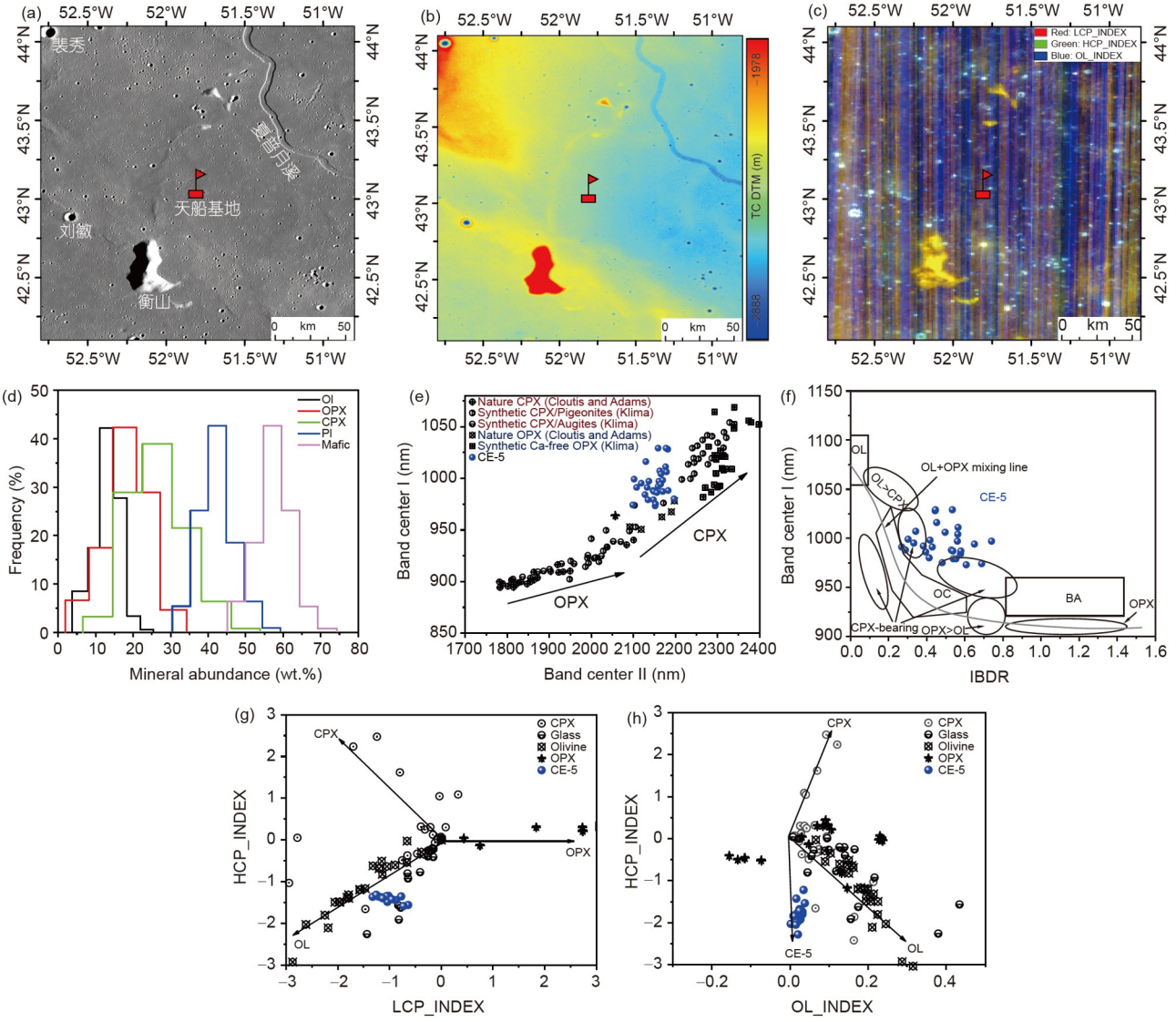


图 6 (网络版彩图)嫦娥五号着陆区的地形、光谱特征和矿物分布. (a) Kaguya TC影像图. (b) Kaguya TC DTM地形图. (c) 矿物指数假彩色图. (d) 矿物含量分布柱状图. (e) 小撞击坑光谱提取的辉石1和2 μm吸收中心投图. 合成的辉石光谱数据来自文献[60], 天然辉石的光谱数据来自文献[61,62]. (f) 辉石1 μm吸收中心(BC I)和积分吸收深度比(IBDR)投图. 多边形和椭圆区域代表了不同的矿物组合[22,54]. CPX: 单斜辉石; OPX: 斜方辉石; OL: 橄榄石和单矿物橄榄石组合; OC: 普通球粒陨石; BA: 玄武质无球粒陨石. (g) 高钙辉石和低钙辉石矿物指数投图. (h) 高钙辉石和橄榄石矿物指数投图. 单斜辉石、斜方辉石、橄榄石和玻璃数据来自文献[46]

Figure 6 (Color online) Topography, spectral characteristics, and mineral distribution at the Chang'E-5 landing region. (a) Kaguya TC image. (b) Kaguya TC DTM topography. (c) False color composite of mineral indices. (d) The histogram of mineral abundance distribution. (e) The plotting of 1 and 2 μm absorption center wavelengths extracted from the spectra of small craters. The spectra data of synthetic pyroxenes are from ref. [60]. The spectra data of natural pyroxenes are from refs. [61,62]. (f) The plotting of pyroxene absorption band positions at 1 μm (BC I) and integrated band depth ratio (IBDR). The polygon and elliptic fields represent different mineral assemblages modified from refs. [22,54]. CPX: clinopyroxene; OPX: orthopyroxene; OL: olivine and monomineralic olivine assemblages; OC: ordinary chondrites; BA: basaltic achondrites. (g) HCP INDEX vs. LCP INDEX plot. (h) HCP INDEX vs. OL INDEX plot. The clinopyroxene, orthopyroxene, olivine, and glass data are sourced from ref. [46].

含钙铁, 图6(e))[60–62], 与前人研究结果相吻合[25,28]. 此外, 1 μm的吸收中心和IBDR投图(图6(f))表明着陆区的大部分数据点位于富单斜辉石的矿物组合区域[54], 远离富橄榄石的矿物组合范围. 辉石指数投图(图6(g))揭示嫦娥五号着陆区玄武岩在矿物学上远离斜方辉石和单斜辉石, 靠近橄榄石的趋势线且成簇出现, 然而它

们的橄榄石指数(OLINDEX)较低(图6(h)), 因此可以推测着陆区玄武岩的主要矿物可能是一种富钙铁的辉石.

Kaguya MI数据反演的矿物分布图和M^3假彩色图及矿物指数图都表明嫦娥五号着陆区存在高丰度的橄榄石, 但部分研究提出爱拉托逊纪玄武岩可能并不富集橄榄石[28], 主要有以下几点原因: (1) Lemelin等人[39]在反演月球硅酸盐矿物丰度时未考虑月海存在大量的钛铁矿, 导致估算的月海橄榄石含量普遍偏高. 同时, 嫦娥五号着陆区矿物丰度图存在大量的条带和噪点, 可能会影响着陆区橄榄石丰度评估的可靠性. (2) 着陆区位于爱拉托逊纪玄武岩单元, 光谱参数分析表明辉石成分大多富含钙铁, 而富钙铁的辉石在1 μm的吸收特征非常显著, 吸收深度更强(图4(a)和(b)), 导致假彩色图普遍偏红且光谱指数分析结果偏向橄榄石. (3) Qiao等人[28]和Qian等人[9]发现着陆区分布着大量的撞击坑链, MI矿物分布图揭示这些区域橄榄石含量异常高, 但实际上可能是来自高地的低铁溅射物影响了橄榄石含量的评估.

5 讨论

5.1 嫦娥五号着陆区玄武岩单元光谱学的新认识

月球表面遍布形态多样和大小不一的小撞击坑, 能够挖掘并暴露出新鲜的次表层物质, 这些小撞击坑的光谱特征可以反映着陆区的物质成分信息. 爱拉托逊纪玄武岩单元的小撞击坑光谱吸收特征尤为显著, 表现出1 μm的强吸收特征(图4(a)和(b)), 但是否存在橄榄石的富集仍有待深入分析. 月球雨海和风暴洋区域存在许多晚期火山喷发形成的玄武岩单元, Zhang等人[23]分析了这些年轻玄武岩单元的光谱特征, 提出月海玄武岩随时间演化会越来越富集橄榄石, 年轻的玄武岩单元有更高的橄榄石/辉石含量比. 假彩色图(图3(b))与1 μm吸收中心和IBDR投图(图4(g))表明爱拉托逊纪玄武岩比雨海纪玄武岩有更强的1 μm光谱吸收特征且吸收中心偏向长波方向, 但西部月海单元的IBDR值比东部月海单元更高, 表明两类月海单元光谱的主要差异是1 μm的吸收特征. 单矿物的实验室可见近红外光谱分析发现橄榄石越富铁, 1 μm (主要是0.8, 1.1和1.3 μm 3个峰的叠加)吸收中心深度越强[48], 单斜辉石和斜方辉石在1 μm处的吸收特征随着铁、钙含量的增加表现出变深变宽的趋势, 但2 μm的吸收中心深度和宽度变化不明显[60]. 月球遥感观测到嫦娥五号着陆区的东西月海单元铁含量并无明显差异, 而返回样品研究发现爱拉托逊纪玄武岩FeO含量高达22 wt.%[58], 却无明显的橄榄石富集特征. 因此, 年轻玄武岩遥感光谱上的1 μm强吸收特征可能是富铁辉石、富铁玻璃和铁橄榄石共同作用的结果, 并非是玄武岩中橄榄石的富集.

嫦娥五号着陆区已经经历了20亿年的空间风化作用, 最近的研究表明着陆区表面的月壤相对成熟[58]. 普遍来说, 辉石比橄榄石更能抵御空间风化作用[63,64], 年轻玄武岩中富铁的橄榄石可能发生空间风化形成更多的纳米铁, 这已在嫦娥五号月壤样品中观测到[65]. 空间风化过程不会显著影响月表玄武质月壤的橄榄石含量, 但产生的纳米铁会影响其反射光谱特征. 此外, 着陆区的东部月海玄武岩厚度较薄, 平均厚度约为7 m[66], 部分大型撞击坑有可能穿透了上层的熔岩流, 挖掘出了次表层相对富辉石的玄武岩, 使得撞击坑周缘的物质呈现出较弱的橄榄石光谱信号.

综合已有的嫦娥五号样品研究成果和本文的遥感地质研究, 年轻玄武岩在遥感光谱中橄榄石的富集特征主要来源于含量更高的富钙铁辉石和铁橄榄石, 另外也不能排除富铁的玻璃[24]和空间风化作用对年轻玄武岩反射光谱的影响. 年轻玄武岩中较低的橄榄石含量也符合月球晚期火山活动的岩石学模型, 而两类月海单元钛含量的差异可能揭示了PKT地体下方的上月幔钛含量分布的不均一性[11].

5.2 嫦娥五号样品研究对于年轻玄武岩“富集橄榄石”的启示意义

月球遥感发现嫦娥五号着陆区所在的爱拉托逊纪玄武岩单元存在较高含量的橄榄石, 含量约为13 wt.%, 然而返回的月球样品研究与原位光谱分析却呈现出不一样的结果. 嫦娥五号着陆器携带的月球矿物光谱仪探测了着陆点周围的月壤和月岩, Lin等人[67]利用辐射传输模型分析了着陆点的原位高光谱数据, 分析发现采样前的月壤中橄榄石含量约为1–7 vol.%, 月岩橄榄石可达8 vol.%, 而采样后月壤橄榄石含量高达8–15 vol.%, 表明着陆区次表层月壤可能富含更多的橄榄石. 此外, 嫦娥五号月壤样品的实验室分析揭示橄榄石含量变化较大, Li等人[58]分析了

三份月壤, 橄榄石含量主要分布在5.4–6.4 wt.%; Zhang等人[68]获得了更低的橄榄石含量, 约为3.6 wt.%; Yao等人[69]分析发现月壤中橄榄石含量变化较大(4.5–9.1 wt.%). 此外, He等人[70]从月壤中挑选了一系列玄武岩碎屑分析, 获得的橄榄石平均丰度约为8.6 vol.%, 与部分月壤分析结果相吻合. 返回样品的岩石学分析发现年轻玄武岩中橄榄石丰度较低且普遍富铁[26,58], 而富铁的橄榄石反射光谱表现出1 μm强吸收特征[48]. 嫦娥五号样品研究表明玄武岩中辉石成分变化较大, 主要以富钙铁的普通辉石(30–45 wt.%)为主[26,58], 也会加强遥感光谱的1 μm吸收特征[60]. 因此, 嫦娥五号样品的矿物学分析也证实了爱拉托逊纪玄武岩在遥感光谱上的橄榄石富集特征可能是由其他因素引起, 如玄武岩中富钙铁的辉石、富铁玻璃和铁橄榄石等.

月球遥感探测发现风暴洋存在大量富铁富橄榄石的年轻玄武岩单元[11], 其平均TiO_2含量约为7.2±1.9 wt.%[71], 它们普遍形成于晚期的月球火山活动(~23亿年). 在风暴洋克里普(PKT)地体内, 从雨海纪低钛玄武岩到爱拉托逊纪中高钛玄武岩, 玄武岩的钛含量逐渐上升, 在遥感光谱上显示出橄榄石的富集特征, 如嫦娥五号着陆区的爱拉托逊纪玄武岩单元. 嫦娥三号也观测到成分类似于嫦娥五号玄武岩的爱拉托逊纪玄武岩[72], 原位可见近红外光谱表现出相似的1 μm强吸收特征, CIPW标准矿物计算和MGM反演获得的橄榄石丰度可达16 wt.%. 然而, 返回的嫦娥五号样品并未观测到橄榄石的异常富集, 而遥感上观测到的年轻玄武岩中橄榄石富集特征可能是富铁辉石、富铁玻璃、空间风化作用和铁橄榄石共同作用的结果. 因此, 着陆区的两类玄武岩光谱学的差异性可能源于不同时期玄武岩幔源成分的差异以及月球晚期岩浆作用的复杂性, 而富铁的玄武岩可能是低钛玄武岩浆高度演化形成的, 最终形成的玄武岩TiO_2含量(<6 wt.%)仍存于中低钛玄武岩范围内. 目前认为这种富铁的年轻玄武岩源区位于富单斜辉石的浅层月幔, 而少量富集放射性生热元素的KREEP物质可能是月球在20亿年依然存在岩浆活动的原因之一[59].

5.3 嫦娥五号玄武岩的成因

早期的研究认为月球正面的大型盆地撞击事件会大幅削减月壳厚度, 势必造成大规模的降压熔融[73,74], 在壳幔边界和月幔深部形成巨量的玄武岩浆熔体. 此外, 撞击挖掘作用也会移除月壳物质, 造成中央峰的抬升和内部断裂的形成, 促使月球深部熔体的上涌和喷发, 形成规模宏大的暗色熔岩平原.

嫦娥五号着陆区位于富含KREEP组分(富含钾、稀土、磷等不相容元素)的PKT地体, 而KREEP组分能为月球持续的火山活动提供热源, 维持月海玄武岩月幔源区部分熔融[75]. 然而, 部分玄武质陨石研究认为KREEP并不是晚期火山作用中月幔熔融的必备条件[76]. Elardo等人[74]认为月球正面异常富集的不相容元素(即便没有放射性)也会显著降低月幔堆晶的熔点, 形成大规模的岩浆体. 嫦娥五号玄武岩母岩浆的形成可能源于多种因素, 生热元素持续长期加热月幔镁铁质堆晶形成月球晚期玄武岩浆的储库, 而PKT地体内较薄的月壳导致降压熔融, 进一步扩大月幔的熔体规模和岩浆储库的存续时间. 随后的上月壳岩石圈膨胀和收缩将会导致拉张裂隙和区域性的裂谷带出现, 上涌的岩浆在压力的驱驶下注入周围岩石裂隙, 并通过挤压围岩使其扩展成狭窄的岩浆通道(岩墙)延伸至月表[30], 大规模喷发形成爱拉托逊纪的富铁富钛玄武岩单元, 覆盖了雨海和风暴洋部分区域, 如嫦娥三号的着陆区和嫦娥五号着陆区. 此外, 月海玄武岩填充之后的构造作用(嫦娥五号着陆点附近皱脊的形成)促使位于深部月壳和月幔源区的岩浆再次上涌并伴随着压力降低, 进一步导致月球深部更大比例的岩石熔融, 维持了数亿年的月球晚期火山活动. 因此, 风暴洋和雨海地区月壳较薄且赋存生热元素(U, Th, K等), KREEP物质的汇集、降压熔融、放射性加热过程有可能共同促成了该区域的晚期火山活动, 形成年轻的嫦娥五号玄武岩.

高分辨率全月遥感数据分析月表的钛含量发现, 月球岩浆活动的第一次高峰出现在32–38亿年, 随后岩浆中的钛含量增加且在23亿年左右呈现短期内的明显增强, 第二次月海火山活动的峰值约为20亿年[11,71]. 对于月球晚期火山活动成因, Kato等人[71]基于岩浆洋固化模型提出了年轻玄武岩成因的三个猜测: (1) 在月幔堆晶形成后, 壳幔边界的富钛铁矿和生热元素层由于重力的不稳定性下沉到核幔边界, 在深部月幔形成了热幔柱. (2) 早期上月幔部分熔融形成的熔体侵入到下月壳形成一层玄武质侵入层, 不相容元素和钛逐渐富集到侵入层, 后期这些侵入岩部分熔融产生的熔体喷发到月表形成年轻玄武岩单元. (3) 由于月幔温

度的不均匀分布，早期下沉到月幔的富钛铁矿物质并未完全熔融，在20亿年左右仍有残余，晚期的玄武岩幔源岩浆熔融了这些富钛铁矿的物质，形成了富钛的玄武岩浆. 尽管返回的嫦娥五号月球样品已经获得了对于月球晚期岩浆活动规律的一系列新认识[26,27]，但风暴洋区域岩浆活动持续时间异常延长的原因仍不清楚，这些月球晚期热演化猜测对于理解年轻玄武岩的成因提供了新的方向.

6 结论

本文对嫦娥五号着陆区开展了地质背景研究和六个玄武岩单元的新鲜小撞击坑光谱巡查，分析了雨海纪和爱拉托逊纪玄武岩单元光谱学和矿物学的差异性，深入研究了月球晚期月海火山活动的触发和维持月幔部分熔融机制以及年轻月海玄武岩的高钛、富铁、“富橄榄石”的特征. 主要结论有以下几点:

(1) 嫦娥五号着陆区主要包含雨海纪极低钛到低钛玄武岩和爱拉托逊纪中钛玄武岩，年轻玄武岩具有更高的钛、铁含量，遥感光谱也表现出显著的1 μm吸收特征, MGM分析表明其富含高钙辉石.

(2) 综合已有的样品研究和本文的遥感地质研究, 年轻玄武岩遥感光谱上的富橄榄石特征可能来自富铁辉石、富铁玻璃、空间风化作用和铁橄榄石共同作用的结果.

(3) 年轻玄武岩幔源岩浆的形成主要受以下因素控制: PKT地体内富集的KREEP组分和较薄的月壳, 促成了月球晚期的火山活动. 富铁的嫦娥五号玄武岩可能是低钛玄武岩浆高度演化而来，源区位于富单斜辉石的浅层月幔.

致谢 本文所用的Lunar Prospector, Lunar Reconnaissance Orbiter和Chandrayaan-1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，嫦娥一号干涉成像光谱仪数据来自中国探月工程数据发布与信息服务系统，Kaguya/SELENE MI和TC数据来自日本JAXA网站.

参考文献

1 Stöffler D, Ryder G, Ivanov B A, et al. Cratering history and lunar chronology. Rev Mineral GeoChem, 2006, 60: 519–596
2 Nyquist L E, Shih C Y. The isotopic record of lunar volcanism. Geochim Cosmochim Acta, 1992, 56: 2213–2234
3 Snyder G, Borg L, Nyquist L, et al. Chronology and isotopic constraints on lunar evolution. In: Origin of the Earth and Moon. Tucson: University of Arizona Press, 2000. 361–395
4 Borg L E, Gaffney A M, Shearer C K, et al. Mechanisms for incompatible-element enrichment on the Moon deduced from the lunar basaltic meteorite Northwest Africa 032. Geochim Cosmochim Acta, 2009, 73: 3963–3980
5 Borg L E, Shearer C K, Asmerom Y, et al. Prolonged KREEP magmatism on the Moon indicated by the youngest dated lunar igneous rock. Nature, 2004, 432: 209–211
6 Hiesinger H, Head J W, Wolf U, et al. Ages and stratigraphy of mare basalts in Oceanus Procellarum, Mare Nubium, Mare Cognitum, and Mare Insularum. J Geophys Res Planets, 2003, 108: 5065
7 Braden S E, Stopar J D, Robinson M S, et al. Evidence for basaltic volcanism on the Moon within the past 100 million years. Nat Geosci, 2014, 7: 787–791
8 Hiesinger H, Head J, Wolf U, et al. Ages and stratigraphy of lunar mare basalts: A synthesis. Spec Paper Geol Soc Am, 2011, 477: 1–51
9 Qian Y Q, Xiao L, Zhao S Y, et al. Geology and scientific significance of the Rümker region in northern Oceanus Procellarum: China’s Chang’E-5 landing region. J Geophys Res Planets, 2018, 123: 1407–1430
10 Jia M, Yue Z, Di K, et al. A catalogue of impact craters larger than 200 m and surface age analysis in the Chang’E-5 landing area. Earth Planet Sci Lett, 2020, 541: 116272
11 Morota T, Haruyama J, Ohtake M, et al. Timing and characteristics of the latest mare eruption on the Moon. Earth Planet Sci Lett, 2011, 302: 255–266
12 Wu B, Huang J, Li Y, et al. Rock abundance and crater density in the candidate Chang’E-5 landing region on the Moon. J Geophys Res Planets,

2018, 123: 3256–3272
13 Qian Y, Xiao L, Head J W, et al. Young lunar mare basalts in the Chang'E-5 sample return region, northern Oceanus Procellarum. Earth Planet Sci Lett, 2021, 555: 116702
14 Xu Z, Guo D, Liu J. Maria basalts chronology of the Chang'E-5 sampling site. Remote Sens, 2021, 13: 1515
15 Qiao L, Xu L, Yang Y, et al. Cratering records in the Chang'E-5 mare unit: Filling the "age gap" of the lunar crater chronology and preparation for its recalibration. Geophys Res Lett, 2021, 48: e95132
16 Borg L, Gaffney A, DePaolo D. Rb-Sr & Sm-Nd isotopic systematics of NWA032. In: Proceedings of the 70th Annual Meteoritical Society Meeting. Tucson, 2007
17 Stöffler D, Ryder G. Stratigraphy and isotope ages of lunar geologic units: Chronological standard for the inner solar system. Space Sci Rev, 2001, 96: 9–54
18 Snyder G A, Neal C R, Taylor L A, et al. Anatexis of lunar cumulate mantle in time and space: Clues from trace-element, strontium, and neodymium isotopic chemistry of parental Apollo 12 basalts. Geochim Cosmochim Acta, 1997, 61: 2731–2747
19 Lucey P G, Blewett D T, Hawke B R. Mapping the FeO and TiO_2 content of the lunar surface with multispectral imagery. J Geophys Res Planets, 1998, 103: 3679–3699
20 Sato H, Robinson M S, Lawrence S J, et al. Lunar mare TiO_2 abundances estimated from UV/Vis reflectance. Icarus, 2017, 296: 216–238
21 Staid M I, Pieters C M, Besse S, et al. The mineralogy of late stage lunar volcanism as observed by the Moon mineralogy mapper on Chandrayaan-1. J Geophys Res Planets, 2011, 116: E00G10
22 Varatharajan I, Srivastava N, Murty S V S. Mineralogy of young lunar mare basalts: Assessment of temporal and spatial heterogeneity using M^3 data from Chandrayaan-1. Icarus, 2014, 236: 56–71
23 Zhang X, Wu Y, Ouyang Z, et al. Mineralogical variation of the late stage mare basalts. J Geophys Res Planets, 2016, 121: 2063–2080
24 Pieters C M, Head J W, Whitford-Stark J L, et al. Late high-titanium basalts of the Western Maria: Geology of the Flamsteed region of Oceanus Procellarum. J Geophys Res Solid Earth, 1980, 85: 3913–3938
25 Qian Y, Xiao L, Wang Q, et al. China's Chang'E-5 landing site: Geology, stratigraphy, and provenance of materials. Earth Planet Sci Lett, 2021, 561: 116855
26 Che X, Nemchin A, Liu D, et al. Age and composition of young basalts on the Moon, measured from samples returned by Chang'E-5. Science, 2021, 374: 887–890
27 Li Q L, Zhou Q, Liu Y, et al. Two-billion-year-old volcanism on the Moon from Chang'E-5 basalts. Nature, 2021, 600: 54–58
28 Qiao L, Chen J, Xu L, et al. Geology of the Chang'E-5 landing site: Constraints on the sources of samples returned from a young nearside mare. Icarus, 2021, 364: 114480
29 Hurwitz D M, Head J W, Hiesinger H. Lunar sinuous rilles: Distribution, characteristics, and implications for their origin. Planet Space Sci, 2013, 79-80: 1–38
30 Head J W, Wilson L. Generation, ascent and eruption of magma on the Moon: New insights into source depths, magma supply, intrusions and effusive/explosive eruptions (Part 2: Predicted emplacement processes and observations). Icarus, 2017, 283: 176–223
31 Qian Y, Xiao L, Head J W, et al. The long sinuous rille system in northern Oceanus Procellarum and its relation to the Chang'E-5 returned samples. Geophys Res Lett, 2021, 48: e92663
32 Fu X, Hou X, Zhang J, et al. Possible non-mare lithologies in the regolith at the Chang'E-5 landing site: Evidence from remote sensing data. J Geophys Res Planets, 2021, 126: e06797
33 Xie M, Xiao Z, Zhang X, et al. The provenance of regolith at the Chang'E-5 candidate landing region. J Geophys Res Planets, 2020, 125: e06112
34 Liu T, Michael G, Zhu M, et al. Predicted sources of samples returned from Chang'E-5 landing region. Geophys Res Lett, 2021, 48: e92434
35 Robinson M S, Brylow S M, Tschimmel M, et al. Lunar reconnaissance orbiter camera (LROC) instrument overview. Space Sci Rev, 2010, 150: 81–124
36 Barker M K, Mazarico E, Neumann G A, et al. A new lunar digital elevation model from the lunar orbiter laser altimeter and SELENE terrain camera. Icarus, 2016, 273: 346–355
37 Haruyama J, Matsunaga T, Ohtake M, et al. Global lunar-surface mapping experiment using the lunar imager/spectrometer on SELENE. Earth Planet Sp, 2008, 60: 243–255
38 Ohtake M, Matsunaga T, Yokota Y, et al. Deriving the absolute reflectance of lunar surface using SELENE (Kaguya) multiband imager data.

Space Sci Rev, 2010, 154: 57–77
39 Lemelin M, Lucey P G, Song E, et al. Lunar central peak mineralogy and iron content using the kaguya multiband imager: Reassessment of the compositional structure of the lunar crust. J Geophys Res Planets, 2015, 120: 869–887
40 Otake H, Ohtake M, Hirata N. Lunar iron and titanium abundance algorithms based on SELENE (Kaguya) multiband imager data. In: Proceedings of the 43rd Lunar and Planetary Science Conference. Woodlands, 2012
41 Prettyman T H, Hagerty J J, Elphic R C, et al. Elemental composition of the lunar surface: Analysis of gamma ray spectroscopy data from lunar prospector. J Geophys Res Planets, 2006, 111: E12007
42 Lemelin M, Lucey P G, Miljković K, et al. The compositions of the lunar crust and upper mantle: Spectral analysis of the inner rings of lunar impact basins. Planet Space Sci, 2019, 165: 230–243
43 Greenhagen B T, Lucey P G, Wyatt M B, et al. Global silicate mineralogy of the Moon from the diviner lunar radiometer. Science, 2010, 329: 1507–1509
44 Green R O, Pieters C, Mouroulis P, et al. The Moon mineralogy mapper (M^3) imaging spectrometer for lunar science: Instrument description, calibration, on-orbit measurements, science data calibration and on-orbit validation. J Geophys Res Planets, 2011, 116: E00G19
45 Boardman J W, Pieters C M, Green R O, et al. Measuring moonlight: An overview of the spatial properties, lunar coverage, selenolocation, and related Level 1B products of the Moon mineralogy mapper. J Geophys Res Planets, 2011, 116: E00G14
46 Horgan B H N, Cloutis E A, Mann P, et al. Near-infrared spectra of ferrous mineral mixtures and methods for their identification in planetary surface spectra. Icarus, 2014, 234: 132–154
47 Sunshine J M, Pieters C M. Estimating modal abundances from the spectra of natural and laboratory pyroxene mixtures using the modified Gaussian model. J Geophys Res Planets, 1993, 98: 9075–9087
48 Sunshine J M, Pieters C M. Determining the composition of olivine from reflectance spectroscopy. J Geophys Res Planets, 1998, 103: 13675–13688
49 Besse S, Boardman J, Nettles J, et al. Deriving a photometric model for the Moon mineralogy mapper data (M3). In: Proceedings of the 42nd Lunar and Planetary Science Conference. Woodlands, 2011
50 Martinot M, Flahaut J, Besse S, et al. Compositional variations in the vicinity of the lunar crust-mantle interface from Moon mineralogy mapper data. J Geophys Res Planets, 2018, 123: 3220–3237
51 Chen J, Ling Z, Qiao L, et al. Mineralogy of Chang'E-4 landing site: Preliminary results of visible and near-infrared imaging spectrometer. Sci China Inf Sci, 2020, 63: 140903
52 Neal C R, Taylor L A. Petrogenesis of mare basalts: A record of lunar volcanism. Geochim Cosmochim Acta, 1992, 56: 2177–2211
53 Lucey P G, Norman J A, Crites S T, et al. A large spectral survey of small lunar craters: Implications for the composition of the lunar mantle. Am Mineral, 2014, 99: 2251–2257
54 Gaffey M J, Bell J F, Brown R H, et al. Mineralogical variations within the S-type asteroid class. Icarus, 1993, 106: 573–602
55 Glotch T D, Lucey P G, Bandfield J L, et al. Highly silicic compositions on the Moon. Science, 2010, 329: 1510–1513
56 Qian Y, Xiao L, Head J W, et al. Copernican-aged (< 200 Ma) impact ejecta at the Chang'E-5 landing site: Statistical evidence from crater morphology, morphometry, and degradation models. Geophys Res Lett, 2021, 48: e95341
57 Lucey P, Korotev R L, Gillis J J, et al. Understanding the lunar surface and space-Moon interactions. Rev Mineral GeoChem, 2006, 60: 83–219
58 Li C, Hu H, Yang M F, et al. Characteristics of the lunar samples returned by the Chang'E-5 mission. Natl Sci Rev, 2022, 9: nwab188
59 Tian H C, Wang H, Chen Y, et al. Non-KREEP origin for Chang'E-5 basalts in the procellarum KREEP terrane. Nature, 2021, 600: 59–63
60 Klima R L, Dyar M D, Pieters C M. Near-infrared spectra of clinopyroxenes: Effects of calcium content and crystal structure. Meteoritics Planet Sci, 2011, 46: 379–395
61 Adams J B. Visible and near-infrared diffuse reflectance spectra of pyroxenes as applied to remote sensing of solid objects in the solar system. J Geophys Res, 1974, 79: 4829–4836
62 Cloutis E A, Gaffey M J. Pyroxene spectroscopy revisited: Spectral-compositional correlations and relationship to geothermometry. J Geophys Res Planets, 1991, 96: 22809–22826
63 Quadery A H, Pacheco S, Au A, et al. Atomic-scale simulation of space weathering in olivine and orthopyroxene. J Geophys Res Planets, 2015, 120: 643–661
64 Kohout T, Malina O, Penttilä A, et al. Space weathering induced slope changes in pyroxene and howardite reflectance spectra. In: Proceedings of

the 47th Lunar and Planetary Science Conference. Woodlands, 2016

65 Guo Z, Li C, Li Y, et al. Nanophase iron particles derived from fayalitic olivine decomposition in Chang'E-5 lunar soil: Implications for thermal effects during impacts. Geophys Res Lett, 2022, 49: e2021GL097323

66 Qian Y, Xiao L, Yin S, et al. The regolith properties of the Chang'E-5 landing region and the ground drilling experiments using lunar regolith simulants. Icarus, 2020, 337: 113508

67 Lin H, Li S, Xu R, et al. In situ detection of water on the Moon by the Chang'E-5 lander. Sci Adv, 2022, 8: eabl9174

68 Zhang H, Zhang X, Zhang G, et al. Size, morphology, and composition of lunar samples returned by Chang'E-5 mission. Sci China-Phys Mech Astron, 2022, 65: 229511

69 Yao Y, Wang L, Zhu X, et al. Extraterrestrial photosynthesis by Chang'E-5 lunar soil. Joule, 2022, 6: 1008–1014

70 He Q, Li Y, Baziotis I, et al. Detailed petrogenesis of the unsampled Oceanus Procellarum: The case of the Chang'E-5 mare basalts. Icarus, 2022, 383: 115082

71 Kato S, Morota T, Yamaguchi Y, et al. Magma source transition of lunar mare volcanism at 2.3 Ga. Meteorit Planet Sci, 2017, 52: 1899–1915

72 Ling Z, Jolliff B L, Wang A, et al. Correlated compositional and mineralogical investigations at the Chang'E-3 landing site. Nat Commun, 2015, 6: 8880

73 Ivanov B A, Melosh H J. Impacts do not initiate volcanic eruptions: Eruptions close to the crater. Geology, 2003, 31: 869–872

74 Elardo S M, Laneuville M, McCubbin F M, et al. Early crust building enhanced on the Moon's nearside by mantle melting-point depression. Nat Geosci, 2020, 13: 339–343

75 Warren P H, Wasson J T. The origin of KREEP. Rev Geophys, 1979, 17: 73–88

76 Elardo S M, Shearer Jr. C K, Fagan A L, et al. The origin of young mare basalts inferred from lunar meteorites Northwest Africa 4734, 032, and LaPaz Icefield 02205. Meteorit Planet Sci, 2014, 49: 261–291

Compositional characteristics and remote sensing of regional geology at the Chang'E-5 landing site

CAO HaiJun[1], CHEN Jian[1], QIAO Le[1*], FU XiaoHui[1,2], LU XueJin[1], QI XiaoBin[1], WAN Sheng[1], LING ZongCheng[1,2*] & LIU JianZhong[2,3]

[1] *Shandong Provincial Key Laboratory of Optical Astronomy and Solar-Terrestrial Environment, School of Space Science and Physics, Institute of Space Sciences, Shandong University, Weihai 264209, China;*
[2] *Center for Excellence in Comparative Planetology, Chinese Academy of Sciences, Hefei 230026, China;*
[3] *Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, China*

Chang'E-5 (CE-5) collected 1.731 kg of lunar regolith materials in the northern Oceanus Procellarum. These unique samples complement the Apollo and Luna collections of lunar materials for a better understanding of the petrogenesis and evolution of young mare basalts. This work aims to obtain new knowledge on young mare basalt evolution from spectral and mineralogical perspectives, using the latest multi-source high-resolution orbital datasets in combination with CE-5 sample analysis. The CE-5 landing site is mainly composed of Imbrian-aged basalts with low to very low Ti compositions and Eratosthenian-aged intermediate-Ti basalts. The spectral characteristics of young mare basalts indicate a stronger 1-μm absorption feature and a relatively weak 2-μm absorption, which seem to indicate stronger olivine signatures, possibly suggesting the presence of abundant olivine. However, the returned CE-5 samples revealed lower proportions in olivine abundance than that of Kaguya MI mineral maps. We infer that olivine-rich spectral features in remote sensing datasets are possibly contributed by ferropyroxene, Fe-rich glass, space weathering effects, and fayalite. A synthesis of CE-5 sample analyses and remote geological studies of CE-5 landing site indicates that the Fe-rich young mare basalts may be sourced from the extensive fractional crystallization of late-stage basalt magma from a shallow, clinopyroxene-rich upper mantle cumulate.

Chang'E-5, young mare basalt, late-stage lunar magmatism, olivine-rich feature

PACS: 95.55.Pe, 96.25.Hs, 96.20.Dt, 95.75.Fg

doi: 10.1360/SSPMA-2022-0289