

密级：_____

民用航天技术预先研究项目 研究报告

嫦娥五号着陆区月壤太空风化特征

项目名称：嫦娥五号着陆区地质背景与月壤特性研究

研究周期：2020 年 1 月 -2022 年 12 月

撰写人：陈淳怡、黄莉莹、高强山

撰写单位：中国科学院国家空间科学中心

编制时间： 2023 年 02 月

目 录

1. 月表太空风化作用简介	1
1.1 太空风化作用对光谱的影响	1
1.2 月壤风化成熟度判别指标	2
2. 嫦娥五号着陆区风化成熟度分析	6
2.1 嫦娥五号着陆点轨道观测结果	6
2.2 嫦娥五号着陆点原位测量结果	6
2.3 嫦娥五号返样实验室测量结果	10
3. 嫦娥五号着陆区太阳风成因月表水分布特征	14
3.1 嫦娥五号着陆区太阳风成因水原位测量	14
3.2 嫦娥五号太阳风成因水分样品析结果	15
4. 嫦娥五号月壤颗粒微观形貌特征	23
4.1 月壤颗粒尺寸分布特征	23
4.2 玄武质颗粒微观结构特征	24
4.3 单矿物颗粒微观结构特征	25
5. 三价铁 (Fe^{3+}) 的形成	27
5.1 与 npFe^0 相关的三价铁成因	27
5.2 亚微米级磁铁矿	36
6. 撞击作用对月表物质的改造	42
6.1 嫦娥五号着陆区的高压矿物	42
6.2 外来矿物	49

7. 总结	58
参考文献	60

1. 月表太空风化作用简介

太空风化作用是指无大气天体表面连续发生的一系列物理与化学作用过程的总称，它会改变天体表面物质的微观结构与物理化学性质，导致物质原有的光学性质发生显著变化（e.g., Chapman et al., 1999; 2004）。太空风化作用的所有可能动力机制包括：微陨石轰击、宇宙与太阳高能射线照射、太阳风注入与溅射、昼夜交替热循环、紫外与可见光的辐照等（图 1-1），其中太阳风注入与微陨石轰击被认为是最为主要的两种风化驱动机制（Pieters & Noble, 2016）。

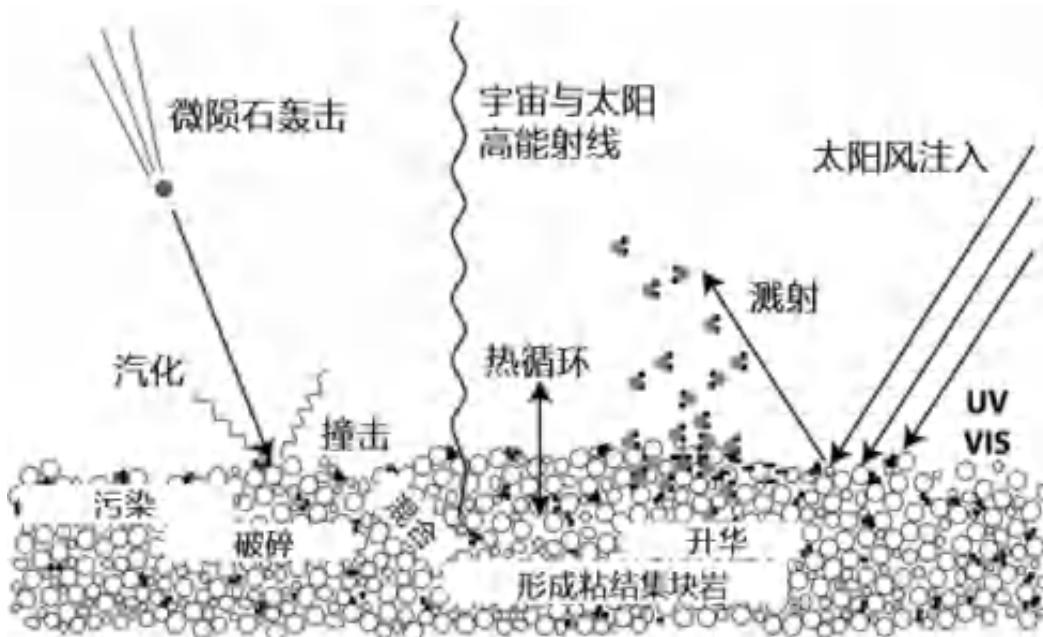


图 1-1 太空风化可能机制示意图（修改自 Pieters et al., 2016）

1.1 太空风化作用对光谱的影响

太空风化问题自被提出以来就是与光谱分析紧密联系在一

起的（Chapman, 1996; 2004），其对月壤类物质反射光谱产生的影响主要体现在三个方面（图 1-2）：暗化效应—降低物质整体的反照率；红化效应—增大光谱曲线斜率，反射率随着波长的增加而增加；弱化效应—减弱物质特有的吸收峰特征，直至完全消失。这主要是由于风化作用会在月壤颗粒表面形成一层含有纳米相铁颗粒 (npFe^0) 的包层（Hapke, 2001; Pieters et al., 2000）。

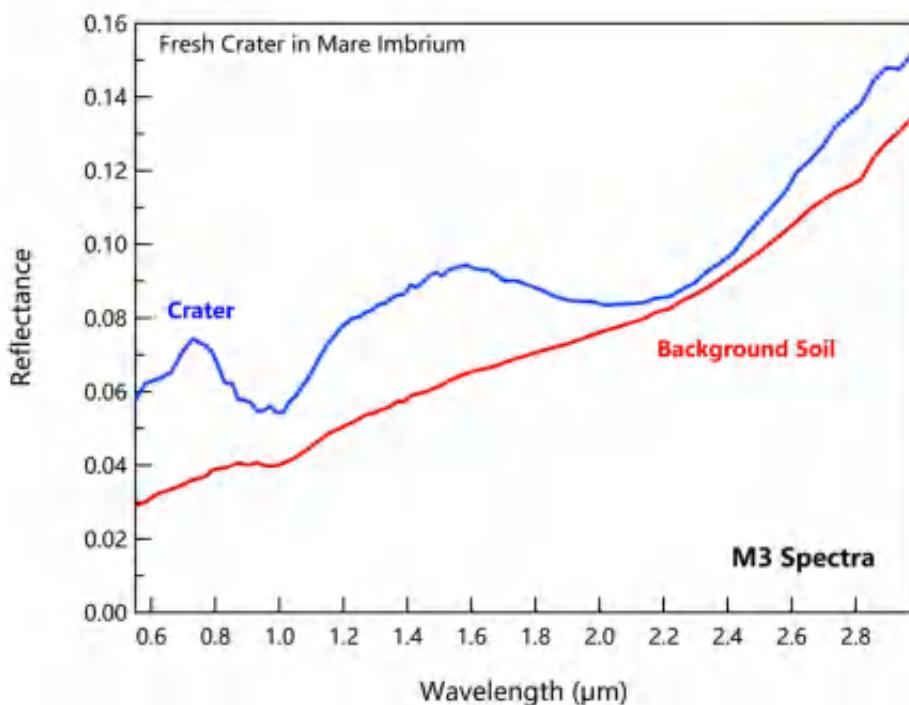


图 1-2 月球矿物制图仪（M3）获取的月球雨海区域某个相对新鲜的撞击坑溅射物与周围背景月壤的遥测光谱对比

1.2 月壤风化成熟度判别指标

根据光谱的各种变化可以对月壤的风化成熟度进行评估，据此人们提出了各种不同的光谱学指标，并借助 Apollo 返回的月壤样品的光谱数据来进行有效性验证。铁磁共振强度（Is）与

月壤样品中的 npFe⁰ 含量成正相关，因此常用 Is 或 Is/FeO 作为衡量月壤风化成熟度的参考基准，一般成熟度越高对应的风化暴露时间也越久（Housley et al., 1975; Morris, 1976）。再通过对比各类光谱学指标与 Is 或 Is/FeO 的相关性，来检验各类指标在评估月壤风化成熟度时的有效性。

第一类指标是反射率波段比值（常被称作 **color ratio**）。早期研究发现 1-μm 吸收峰内外波段的反射率比值(R750/R950-nm)与样品 Is/FeO 值有很好的相关性，该比值参数兼顾了吸收峰深度与光谱斜率信息，可以较为有效地衡量月壤的成熟度（Fischer & Pieters, 1996）。

第二类指标为光谱基线斜率。该参数的定义是将 1.5 与 0.75 μm 处两个点连线组成的基线的斜率除以 0.75 μm 处的反射率，该参数在准确描述光谱斜率的同时还能兼顾绝对反照率因素，其数学表达式如下（Hiroi et al., 1997; Le Mou é lic et al., 2000）：

$$\text{continuum slope} = \left(1/R_{0.75}\right) \frac{R_{1.5} - R_{0.75}}{1.5 - 0.75} \mu\text{m}^{-1}. \quad (1)$$

第三类指标为光学成熟度参数(**OMAT: optical maturity**)。前两类光谱指标程度上会受到月表物质本身成分差异的影响，尤其是 Fe 和 Ti 含量的影响。在对 Apollo 月壤样品的光谱与元素含量进行系统分析的基础上，Lucey 等（1995）发现在反射率波段比 (R950/R750) 对反射率 (R750) 的投图上，月壤样品的 Fe 含量与成熟度会从两个不同的维度来影响数据点在图中的分布。如图 1-3 所示，R950/R750 的比值表征的是光谱的红化程度，而

R₇₅₀ 表征的是光谱的暗化程度，假定该图左上角有一个原点具有最高的红外与暗化程度，从这个原点出发沿着水平方向表示的是只有暗化而没有红化，水平轴绕该原点顺时针旋转的角度 θ 主要受到月壤样品中 Fe 的含量影响，而数据点距离原点的距离主要由风化成熟度控制。基于此认识，Lucey 等（2000）提出了相对不受成分影响的光学成熟度参数（OMAT），其定义如下：

$$OMAT = \left[(R_{750} - x_0)^2 + \left(\frac{R_{950}}{R_{750}} - y_0 \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}}. \quad (2)$$

其中 x_0 与 y_0 分别是图 1-3 所示原点的反射率 R₇₅₀ 与 R₉₅₀/R₇₅₀ 值，R₇₅₀ 与 R₉₅₀ 代表观测数据中这两个波段对应反射率。

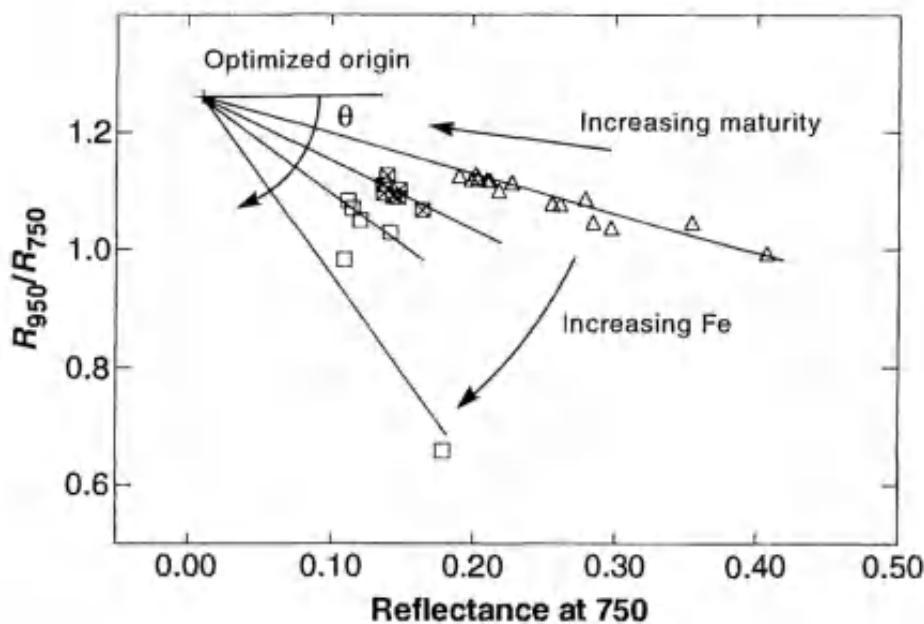


图 1-3 Apollo 月壤样品的反射率波段比 (R₉₅₀/R₇₅₀) vs 反照率 (R₇₅₀)。Fe 含量与成熟度从两个方向影响样品数据点在上图中的分布（图片引自：Lucey et al., 1995 Science）

第四类指标是基于 Hapke 模型反演得到的 npFe^0 含量。在了解和确认了风化产物 npFe^0 的光谱影响后，后来的很多光谱解译工作都采用了 Hapke 提出的太空风化光谱模型。在光学常数(或折射率)的基础上，通过采用有效介质理论来将不同含量的 npFe^0 加入到纯的矿物端元中，以模拟不同程度太空风化的影响(Hapke, 2001)。这一方法被广泛应用到了不同类型的探测数据上 (Wang et al., 2017; Trang et al., 2019; Gou et al., 2020; 王振超等, 2020)，取得了一定的成功。

2. 嫦娥五号着陆区风化成熟度分析

2.1 嫦娥五号着陆点轨道观测结果

基于着陆点附近 280×280 m 范围内的 M³ 数据反演得到的 npFe⁰ 丰度约 0.47 ± 0.19 wt.%, 这与从 MI 观测数据中反演到的 npFe⁰ 含量 (0.51 ± 0.03 wt.%) 基本一致。Trang 与 Lucey (2019) 基于 MI 数据反演得到的月表风化成熟度图 (图 2-1, 空间分辨率: 每度 30 像素) 显示的着陆区域 npFe⁰ 含量约 0.50 wt.%, 与该 Lu 等 (2022) 的分析结果一致。按照 Morris 等 (2001) 提出的成熟度分类, 轨道数据显示的 I_s/FeO 为 65.0-70.0, 属于成熟月壤。

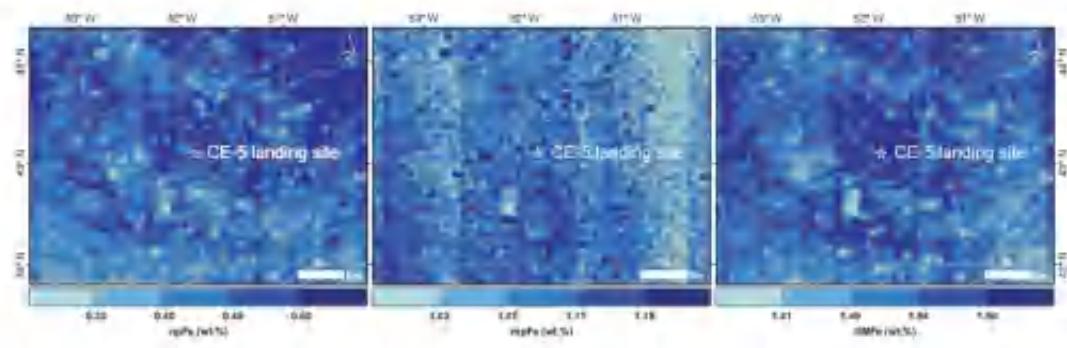


图 2-1 基于 MI 数据得到的月表风化成熟度图(Lu et al., 2022)

2.2 嫦娥五号着陆点原位测量结果

CE-5 着陆器上的月球矿物学光谱仪 (LMS) 可以多光谱与高光谱两种模式对月表进行观测, 其中多光谱图像可用来显示采样区域的局部环境, 全波段高光谱数据可用于研究月球岩石的组成和成熟度。图 2-2 显示的是所有可见-近红外谱段 CMOS 成像

光谱仪获取的影像，图 2-3 为多光谱模式下获取的月表采样区域拼接图以及短波红外探测器的测量区域。

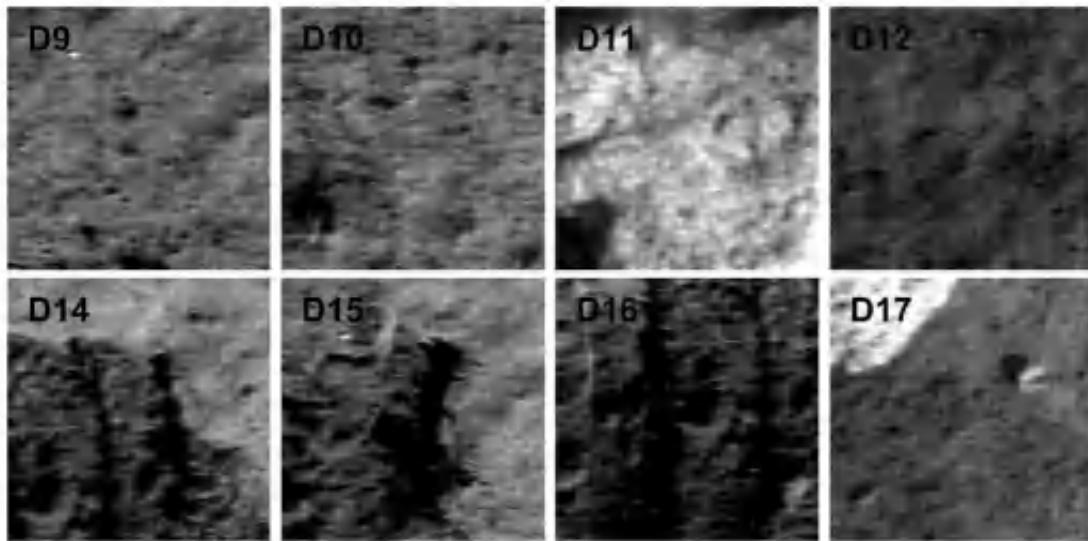


图 2-2 CE-5 高光谱数据 CMOS 影像图 (Wu et al., 2022)

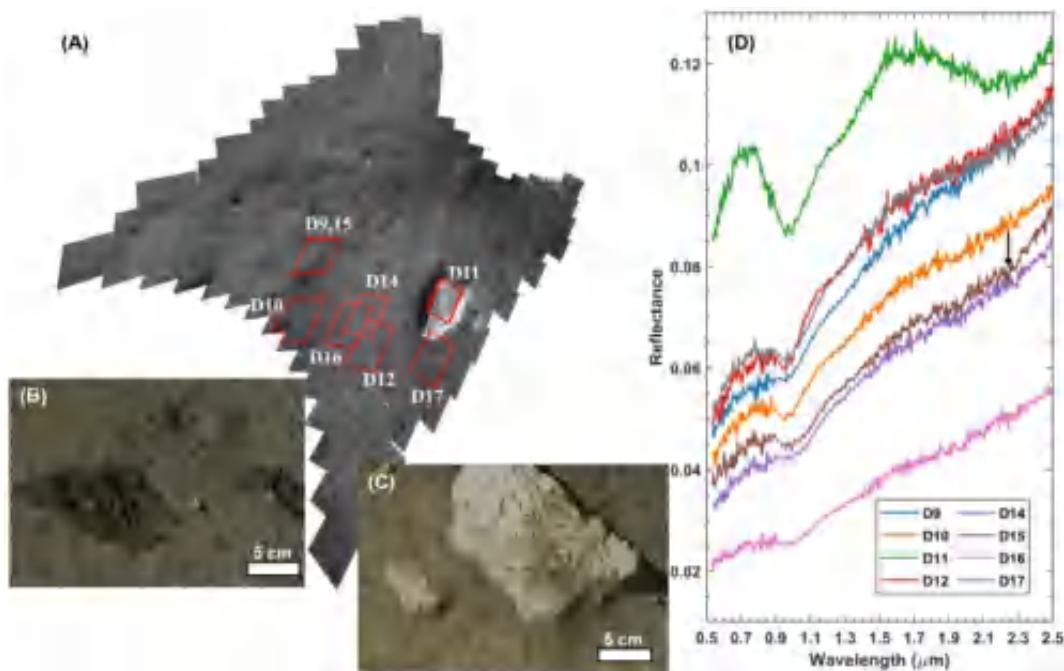


图 2-3 (A) LMS 在 900nm 的多光谱图像；挖出的表面和岩石的 PCAM 图像分别显示在 (B) 和 (C) 中；(D) 校正后的 LMS 反射光谱曲线 (Wu et al., 2022)

山东大学行星科学团队联合多所研究所，基于嫦娥五号月壤实验室可见近红外光谱测量数据，结合月表原位光谱测量以及以往轨道遥感光谱等多源数据，利用 Hapke 辐射传输模型成功模拟了金属铁在月壤中的光学行为，经多源光谱数据解算和交叉验证得到了嫦娥五号月壤成熟度指数。研究中通过比较观测到的光谱（M³、MI、CE5-LMS 和 SDU-ASD）和基于辐射传输模型构建的光谱查找表（共 20,301 条光谱），得到了 npFe⁰ 颗粒的丰度及 CE-5 着陆点的月壤成熟度（见表 1-1）。

其分析结果显示 CE-5 着陆点月壤的平均 npFe⁰ 含量和 I_s/FeO 值分别为 0.23±0.07 wt.% 和 31±4.2（来自对目标月壤 9 次高光谱测量的平均值），这大约是轨道观测值的一半。这可能是由于轨道观测与月表原位观测空间尺度差异较大所造成的，所测光谱中涵盖有石块及地形起伏形成的阴影等，从而导致整体反射率更低，因此在光谱模型中需要更多的 npFe⁰ 来平衡。

表 2-1 利用 M3、MI、CE5-LMS 和 SDU-ASD 光谱数据预测 CE-5 月壤的太空风化程度 (Lu et al., 2022)

Instrument	Detection target	npFe ⁰ (wt%)	impFe(wt%)	I _{Fe} /FeO
CHI-MF	280×280 m	0.47±0.19	1.4±0.24	65±26
SEL-MI	28×28 m	0.51±0.03	1.0±0.31	70±4.2
CE5-LMS				
0004	Pre-sampled	0.24	0.95	3.3
0005	Rock	0.070	0.15	9.7
0008	Pre-sampled	0.21	1.2	28
0009	Pre-sampled	0.27	1.5	38
0010	Pre-sampled	0.18	1.2	25
0011	Rock	<0.01	0.40	<1.4
0012	Pre-sampled	0.26	1.4	3.6
0014	Post-sampled	0.20	0.95	28
0015	Post-sampled	0.24	1.3	3.3
0016	Post-sampled	0.20	0.83	28
0017	Pre-sampled	0.23	1.1	3.2
Pre-sampled surface	Average	0.23±0.03	1.2±0.18	32±4.6
Post-sampled surface	Average	0.21±0.02	1.0±0.22	30±3.2
Rock	Average	<0.07	0.28±0.18	<9.7
SDLI-ASD	Fine CE-5 soils	0.46±0.04	1.3±0.09	64±5.6
	Coarse CE-5 soils	0.71±0.08	1.6±0.27	16±11

中国科学院国家空间科学中心（以下简称“空间中心”）研究人员也利用嫦娥五号 LMS 原位探测数据系统分析了着陆点月壤的物质成分和成熟度，光谱参数和解混，对月壤表层受火箭扰动前后的光谱进行了对比。

利用光谱斜率 R950/R750 和 R1600/R700 分别与 R750 与 R700 的投图定性分析了 CE-5 着陆点月壤的成熟度（图 2-4A, B）。结果显示与 CE-4 着陆点月壤相比，CE-3 和 CE-5 着陆区的月壤相对更不成熟，这可能与 CE-3 和 CE-5 着陆于年轻的撞击坑溅射毯 (<100 Ma) 上有关。本研究进一步计算了光学成熟度 (OMAT, 图 2-4C) 和 npFe⁰ (或 SMFe) 的含量 (图 2-4D)，发现火箭吹扫前后，以及铲取前后月壤成熟度没有发生显著变化。这表明 CE-5 着陆区月壤在铲取深度 (< 3 cm) 以内经历过等效的暴露历史。这一结果与 Apollo 钻取样品的放射性核素分析结果以及月壤翻耕模型模拟结果相吻合。

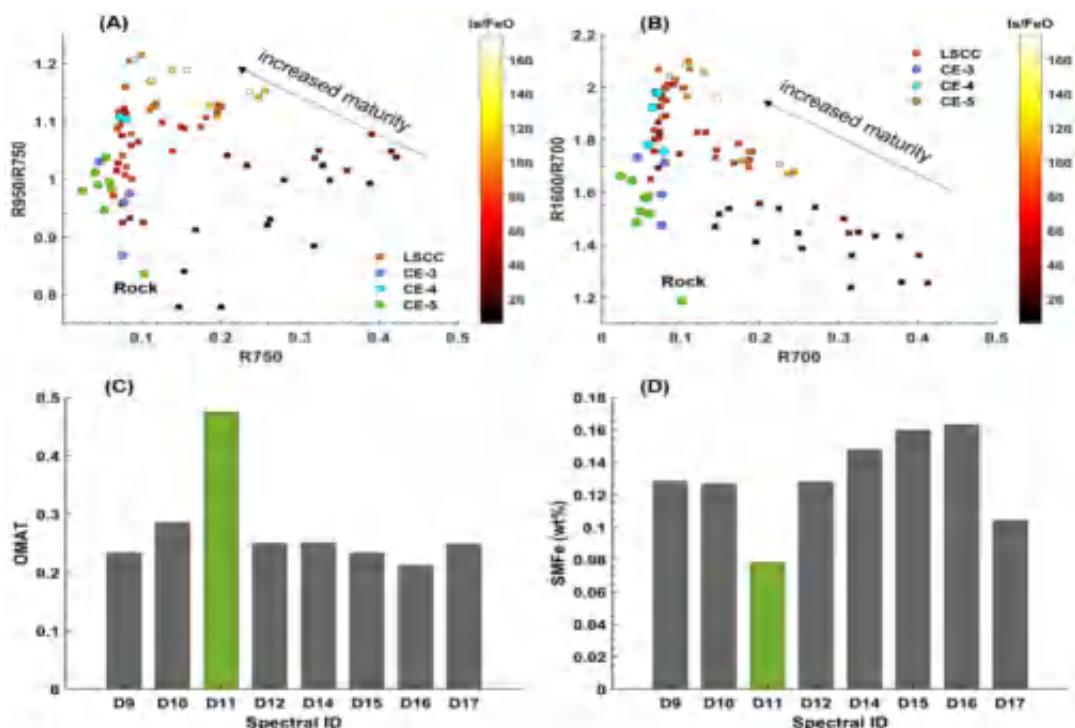


图 2-4 LMS 原位光谱成熟度分析 (A) $R950/R750$ 与 $R750$ 的光谱斜率； (B) $R1600/R700$ 与 $R700$ 的光谱斜率； (C) CE-5 光谱的光学成熟度参数 (OMAT)； (D) 从 CE-5 光谱估计的 SMFe 的质量分数 (wt.%)；石块 (D11) 具有最高的 OMAT 和最低的 SMFe 含量，表明其相对新鲜的特征 (Wu et al., 2022)

2.3 嫦娥五号返样实验室测量结果

卢学金等 (2022) 对嫦娥五号返回的月壤样品 (编号 CE5C0400YJFM00501 和 CE5C0600YJFM00301) 开展了详细的光谱分析。其中 CE5C0600 ($< 1 \text{ mm}$) 用于验证光谱分析数据，CE5C0400 ($< 25 \mu\text{m}$) 细粒部分用于代表月壤风化层最上层部分，使用 ASD 光谱仪 (SDU-ASD) 测量了两种不同尺寸月壤的 VNIR 反射光谱 (图 2-5)。

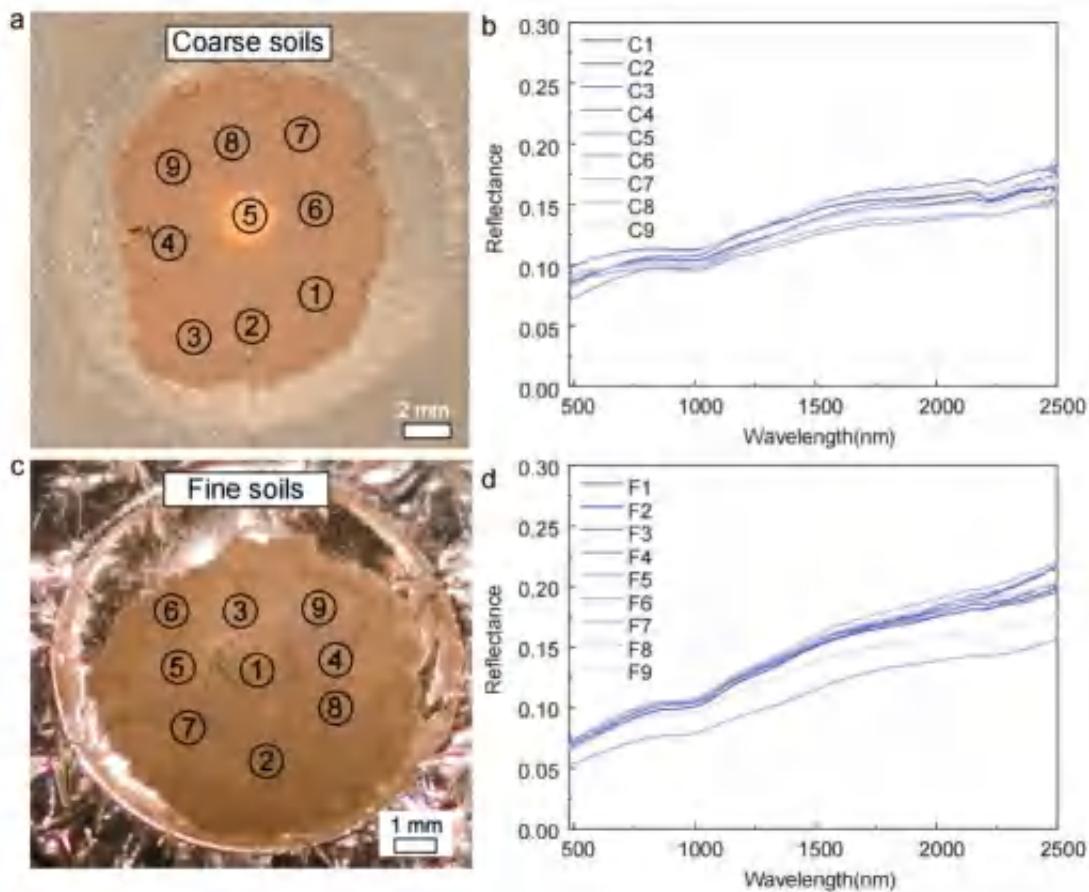


图 2-5 粗细粒数值标记检测点和 VNIR 光谱 (Lu et al., 2022)

基于这些实验室测量的月壤样品光谱，分析得到的 CE-5 月壤的 npFe^0 含量约为 $0.11 \pm 0.08 \text{ wt.\%}$ ，相应的 I_s/FeO 值约为 16 ± 11 ，均低于月表原位光谱分析结果。实验室测量与原位光谱测量产生的区别可能由不同测量值的粗糙度和/或斑点尺寸的变化造成。CE-5 月壤中粗粒尺寸 ($\sim 1 \text{ mm}$) 与 SDU-ASD 的光斑尺寸 (0.6 mm) 相当，但远小于 CE5-LMS。在 SDU-ASD 光斑的直径尺度上，CE-5 月壤的表面将比 CE5-LMS 的观测结果更粗糙(Xu et al., 2022)。

利用 CE-5 样品进一步研究了粒度对月壤光谱性质的影响。

嫦娥五号细粒颗粒 ($< 25 \mu\text{m}$) 相比粗颗粒 ($< 1 \text{ mm}$) 成熟度提高至~76%。这与在 Apollo 月壤 npFe^0 丰度和 I_s/FeO 值随着颗粒尺寸的减小而增加一致(Taylor et al., 2010; Taylor et al., 2001)。除此之外，细粒组分与粗粒组分显示出不同光学性质特征，如 CE-5 粗粒组分 ($< 1 \text{ mm}$) 和细粒组分 ($< 25 \mu\text{m}$) 的平均光谱随着粒径的减小对反射率呈现红化和暗化效应(图 2-6)。CE-5 月壤的细粒组分含约有 $0.46 \pm 0.04 \text{ wt.\%}$ 的 npFe^0 , I_s/FeO 为 64 ± 5.6 , 属于轨道测量的 I_s/FeO 范围，同时也证实了 Apollo 轨道光谱仪观测到的 VNIR 反射光谱主要为月球风化层细粒的部分(B. Hapke, 2001)。Pieters 等 (2000) 利用 Apollo 样品模拟了光谱参数和矿物参数之间联系的预测公式，研究团队利用 CE-5 返回样品通过以上公式反演得出 I_s/FeO 约为 77 ± 18 ，与模拟的结果一致。

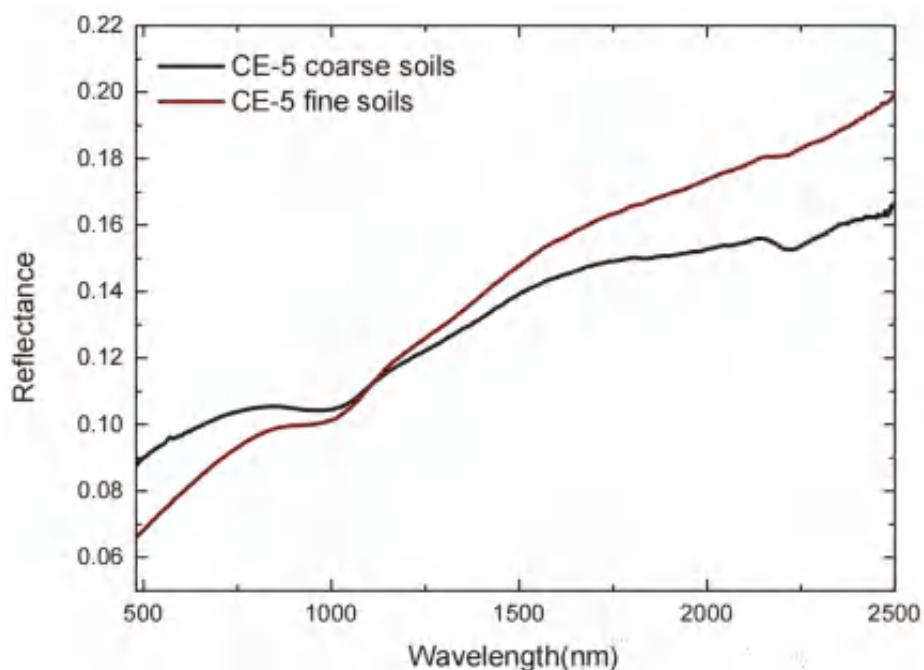


图 2-6 分析光谱仪 (SDU-ASD) 测量的 CE-5 粗粒 (红线) 和细粒 (黑线) 的平均光谱 (Lu et al., 2022)

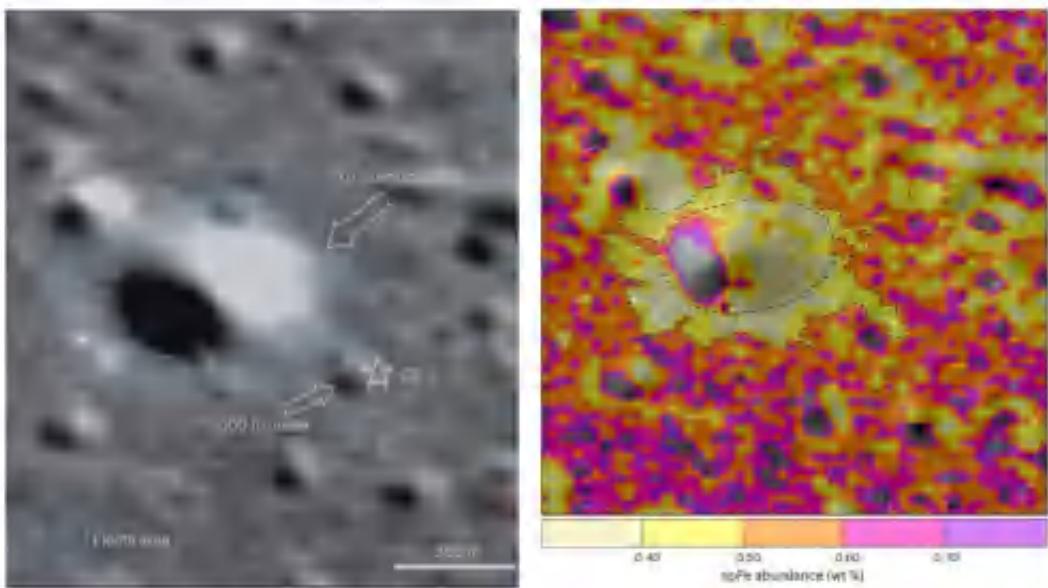


图 2-7 CE-5 着陆点的 MI 图像及 npFe⁰ 丰度分布图 (Lu et al., 2022)

结合多种光谱分析及返回样品实验室测量数据，得到 CE-5 号月壤可能主要来源于徐光启撞击坑的挖掘作用，CE-5 着陆点月壤为徐光启陨石坑溅射物（图 2-7），其 I_s/FeO 值确定约为 66 ± 3.2 。

3. 嫦娥五号着陆区太阳风成因月表水分布特征

认识月表水的分布与成因对于约束月球的形成与演化、建设月球科研站和原位利用水资源都至关重要。因此，月表水一直是国际上争论和研究的前沿热点领域。对月表水的研究主要来自于遥感光谱数据的探测和返回样品的研究工作。其中，光谱技术是目前探测月表水的分布较为直接的方式，通过分析光谱在 $3 \mu\text{m}$ 附近的吸收特征来识别水 ($\text{OH}/\text{H}_2\text{O}$) 并获得水含量的。Chandrayaan-1、Cassini 和 Deep Impact 任务的遥感光谱探测数据均显示，月球表面广泛分布着水 ($\text{OH}/\text{H}_2\text{O}$) (e.g., Pieters et al., 2009; Sunshine et al., 2009; Li and Milliken, 2017)。

3.1 嫦娥五号着陆区太阳风成因水原位测量

林红磊等 (2022) 利用嫦娥五号探测数据通过分析 $3 \mu\text{m}$ 附近的光谱特征，获得了月表原位条件下的水含量 (图 3-1)。基于热校正后的光谱数据，详细分析了 $2.85 \mu\text{m}$ 处的吸收特征，发现岩石和月壤显示出不同程度的吸收。以往基于实验室的光谱数据分析结果显示矿物中水的含量与其光谱吸收强度具有很好的线性关系，这个线性关系主要与粒径相关。根据目前已有月壤样品的测量，它们的平均粒径约 $60\text{-}80 \mu\text{m}$ ，据此估算嫦娥五号采样区的水含量在 120 ppm 以下；岩石中的水含量约为 180 ppm 。

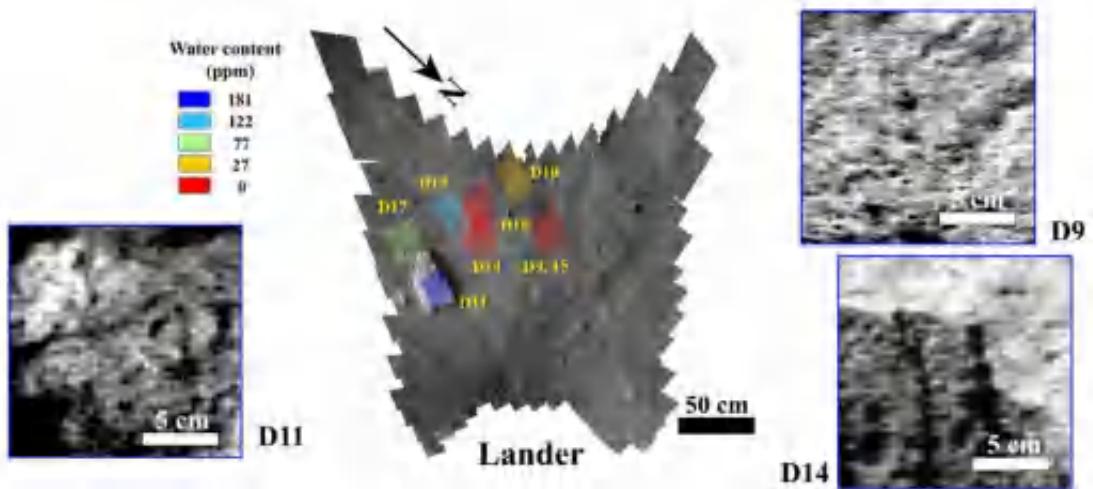


图 3-1 嫦娥五号太阳风成因水原位测量 (Lin et al., 2022)

3.2 嫦娥五号太阳风成因水分样品析结果

中科院地球化学研究所（简称“地化所”）利用红外光谱和纳米离子探针对嫦娥五号样品开展了综合分析。对嫦娥五号月壤样品中的辉石、橄榄石和斜长石矿物开展研究，剖析了不同矿物中水的成因、含量与赋存状态。

红外反射光谱分析结果显示，嫦娥五号矿物普遍在 $3,200 \sim 3,800 \text{ cm}^{-1}$ 存在一个较宽的吸收峰，表明 OH 的存在（图 3-2）。其中，在 CE-PL2 斜长石中发现 3300 cm^{-1} 存在一个小的吸收峰以及 1640 cm^{-1} 存在一个较宽的吸收峰，表明 H_2O 的存在。基于地球样品红外反射光谱校正确定了嫦娥五号矿物中的整体水含量，其中，橄榄石（CE-OL1、CE-OL2、CE-OL3）的水含量为 $152 \pm 14 \sim 311 \pm 30 \text{ ppm}$ 、斜长石（CE-PL1、CE-PL2、CE-PL3）的水含量为 $231 \pm 16 \sim 385 \pm 27 \text{ ppm}$ 、辉石（CE-PY1、CE-PY2）的水含量为 $134 \pm 19 \sim 199 \pm 28 \text{ ppm}$ 。

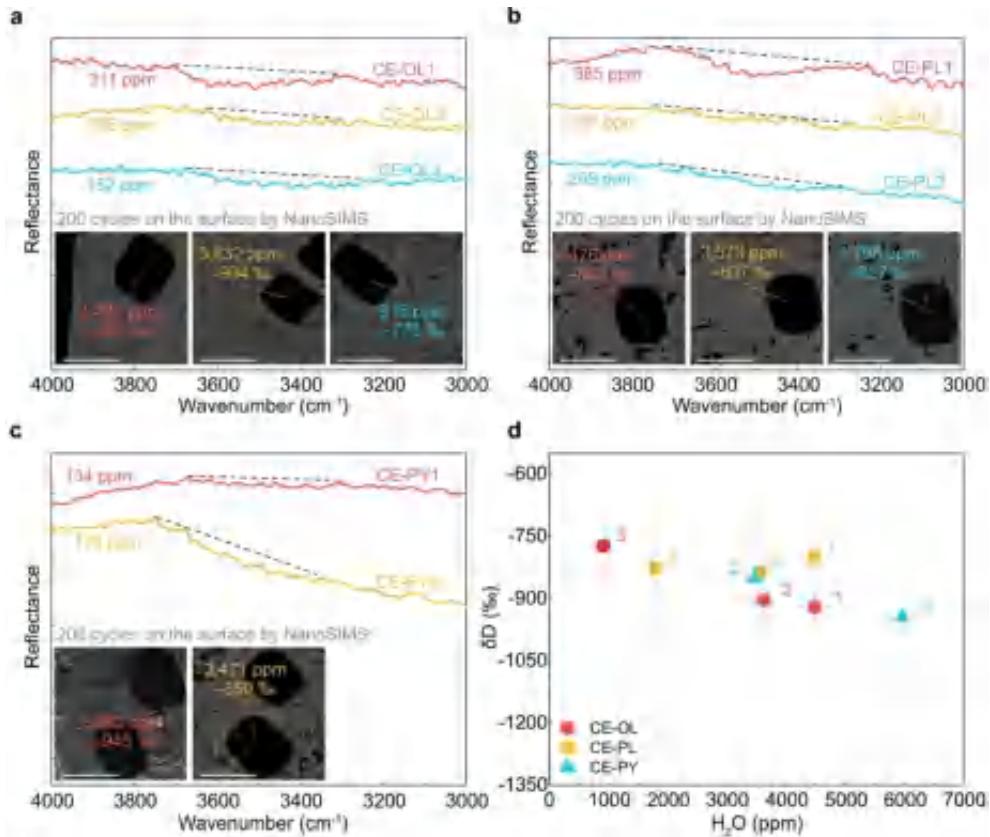


图 3-2 矿物水含量和氢同位素比值 (Zhou et al., 2022)

利用纳米离子探针 (NanoSIMS) 分析了矿物最表层约 200 nm 范围内的水含量和氢同位素比值，橄榄石表层水含量为 $916 \pm 38 \sim 4483 \pm 314 \text{ ppm}$ 、斜长石表层水含量为 $1798 \pm 81 \sim 4476 \pm 142 \text{ ppm}$ 、辉石表层水含量为 $3471 \pm 166 \sim 5962 \pm 335 \text{ ppm}$ 。基于氢同位素的分析结果显示这些氢元素显著富 H 贫 D ($\delta D = -773 \pm 188 \sim -945 \pm 384 \text{ ‰}$)，接近太阳风的氢同位素比值 ($\delta D \approx -1,000 \text{ ‰}$)。

红外反射光谱和 NanoSIMS 分析得到的水含量差异主要归因于测试深度的差异，指示了矿物中的水主要分布在表层内。矿物中水富集在表层内和高度贫 D 的特征，指示了水的太阳风来

源，且水主要以 OH 的形式存在，少部分或以 H₂O 的形式存在。

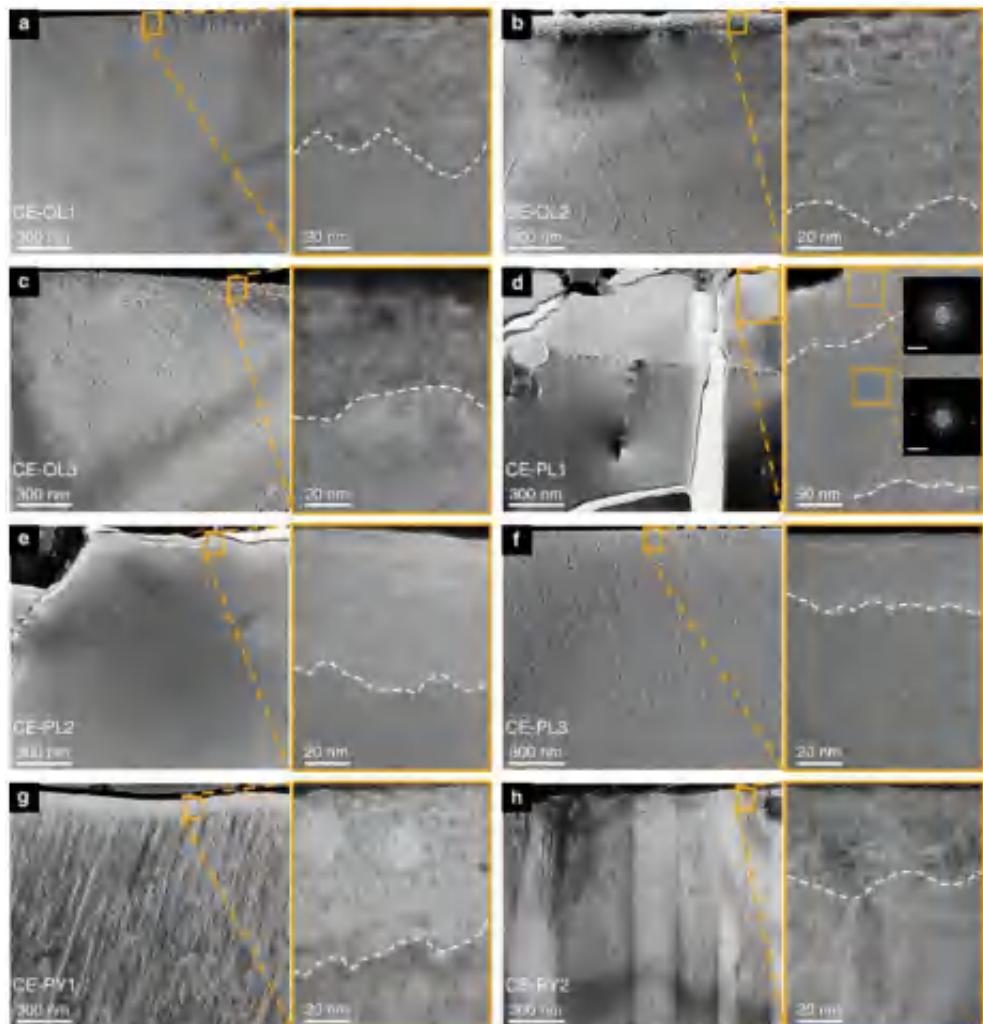


图 3-3 嫦娥五号矿物表层显微结构 (Zhou et al., 2022)

透射电镜 (TEM) 图像显示，橄榄石、斜长石和辉石极表层均为部分非晶化和/或完全非晶化的环带。能谱分析表明这些非晶质环带成分与下层晶体一致，证明了非晶质环带的形成是太阳风注入导致的（图 3-3）。非晶质环带厚度主要在 40~100 nm 范围内，而水含量最高的斜长石 (CE-PL1) 与其他样品显著不同，其表层存在一个厚度约 100 nm 的完全非晶化环带，下部为厚度约 400 nm 的部分非晶化环带。

结合 TEM 和 NanoSIMS 分析绘制了嫦娥五号矿物中太阳风成因水的深度剖面图, 如(图 3-4)所示, 矿物中最表层水含量最高, 非晶质环带内随深度增加水含量急速减少, 向下层晶体内部缓慢减少。太阳风成因水的纵向分布特征表明, 太阳风成因水主要分布在非晶质环带中, 少量可以扩散进入内部晶体中。

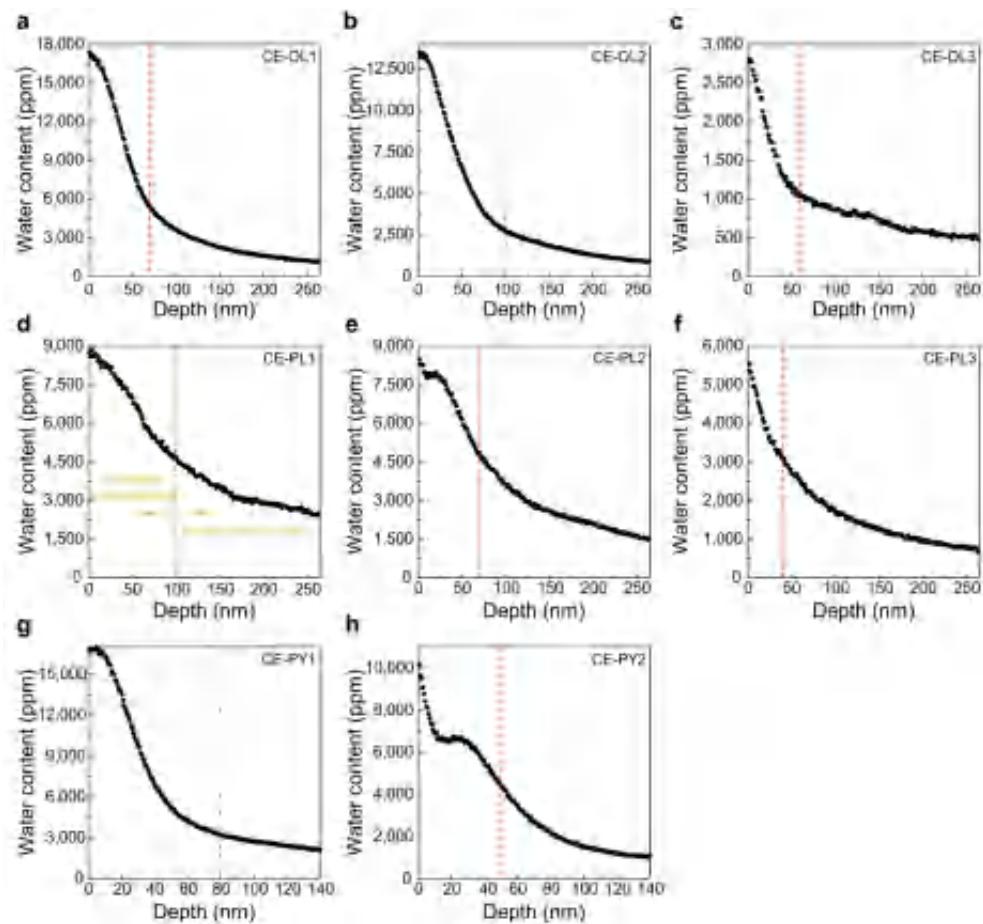


图 3-4 嫦娥五号矿物水含量深度剖面图 (Zhou et al., 2022)

结合嫦娥五号月壤矿物组成, 地化所团队估算了嫦娥五号返回月壤中的太阳风成因水含量至少为 170 ppm。这一数值显著高于月球内部水, 认为太阳风质子注入是嫦娥五号地区月壤中水的主要来源。此外, 考虑到遥感探测发现的月表中纬度地区太阳风

成因水与月壤成熟度正相关，提出在月表中纬度地区（如风暴洋北部和雨海盆地）月壤成熟度与嫦娥五号地区相似，可能存在近似含量的太阳风成因水；而风暴洋西北侧的高地地区月壤相对成熟，该地区月壤中可能存在更高含量的太阳风成因水。

同时，中科院国家空间科学中心（简称“空间中心”）和中科院地质与地球物理研究所（简称“地质地球所”）的联合团队对不同的矿物颗粒开展了详细的 H 含量和氘/氢同位素 (D/H) 比值分析，获得了 H 元素的深度剖面和表层的 D/H 值。同时，还估算出了高纬度地区的太阳风成因水的含量。

空间中心和地质地球所的联合团队从两份表取月壤（编号 CE5C0400YJFM00409 和 CE5C0400YJFM00407）中选取了 17 个颗粒，包括硅酸盐矿物（橄榄石、辉石、长石）和玻璃。利用在纳米离子探针上最新研发的超高空间分辨的深度剖面分析技术，开展了 H 含量和同位素 (D/H) 的实验分析，并对代表性颗粒开展了透射电镜分析。尽管纳米离子探针分析技术不能区分 H 的赋存形式（比如：H₂、OH、H₂O 等），但高的 H 含量仍旧意味着高水含量的存在。联合团队获得了颗粒中 H 含量随深度的变化剖面，其纵向分辨率约为 1 nm（图 3-5）。分析结果显示，嫦娥五号月壤颗粒的最表层 100 nm 具有很高的 H(可以理解为水) 含量，该区域与透射电镜观测到的太空风化层的厚度相当。D/H 同位素比值极低， δD 值为 -908 ‰ 至 -992 ‰，证明高含量的 H 来自太阳。根据测定的 H 含量和月壤颗粒的粒度分布，研究人员估

算了嫦娥五号月壤样品整体的水 (H_2O) 含量约为 46 ppm，与遥感结果一致。分析结果还发现，H 含量深度剖面在玻璃和硅酸盐矿物的最表层具有两种不同的分布形态。在玻璃中，H 含量的剖面在 $26 \pm 7 \text{ nm}$ 的位置出现了一个峰（图 3-5 A）；而在硅酸盐矿物中，H 含量总体呈现单调递减的趋势（图 3-5 B-D）。

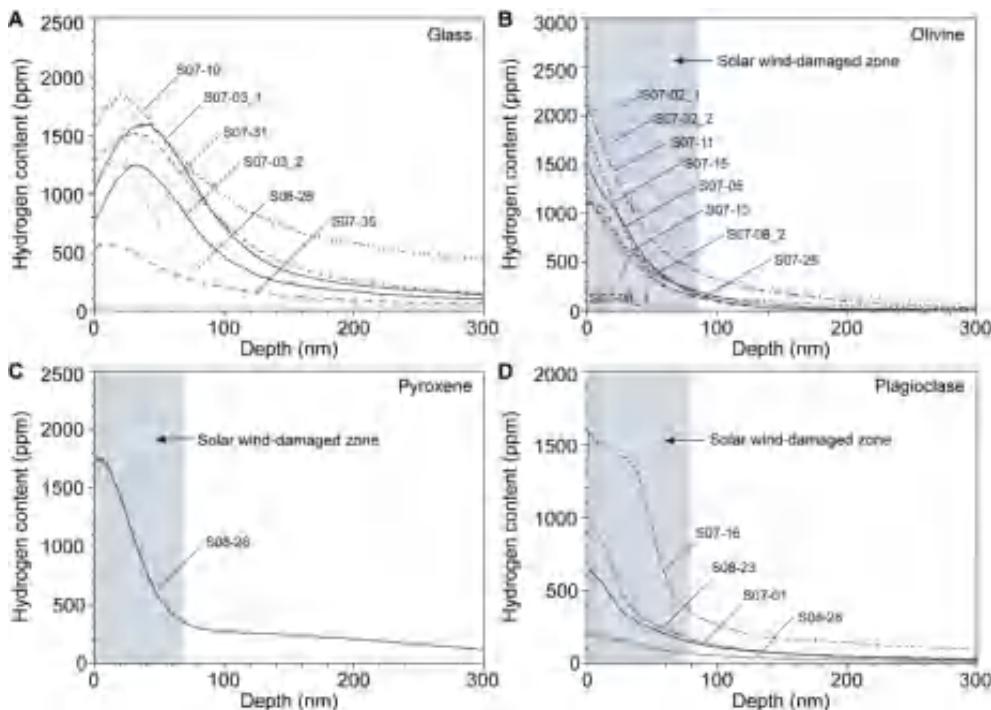


图 3-5 嫦娥五号月壤颗粒的 H 含量深度剖面及其太空风化层厚度
(Xu et al., 2022)

空间中心和地质地球所的联合团队选取了其中一部分特征颗粒在 180°C 烘箱中加热了 28 小时，然后再用纳米离子探针分析。加热分析结果显示，太阳风注入的 H 在颗粒表层可以稳定保存。研究团队基于加热实验分析结果，对不同温度下月壤颗粒中 H 的保存开展了数值模拟，结果显示太阳风成因水可在月表中、高纬度地区可以得到较好的保存（图 3-6 A、3-7 B）。

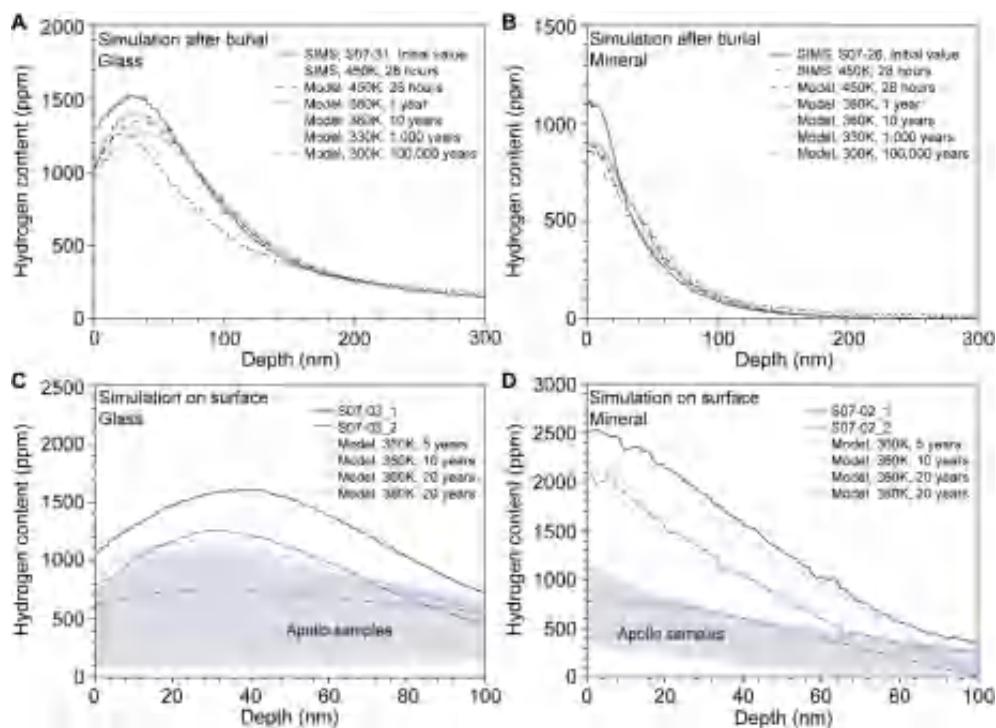


图 3-6 数值模拟玻璃和硅酸盐矿物中的 H 含量深度剖面(Xu et al., 2022) (A、B) 埋藏后, H 的扩散丢失过程; (C、D) 太阳风 H 注入和加热扩散丢失的动态过程

由于嫦娥五号着陆于中纬度(表面温度较低),而 Apollo 任务着陆于低纬度区域(表面温度较高),空间中心和地质地球所的联合团队还利用嫦娥五号月球样品的实验数据和 Apollo 已有的研究结果,构建了一个太阳风 H⁺注入与加热扩散丢失的动态平衡模型(图 3-7 C、3-7 D)。该模型预测月表高纬度区域月壤颗粒的最表层可能保存有很高含量的太阳风成因水。基于该模型的计算结果和月壤颗粒的粒度分布,估算出的水含量约为 560 ppm,这与遥感结果类似。这一结果为月表不同纬度/温度下,月壤颗粒中太阳风 H⁺的注入和迁移提供了重要的制约。

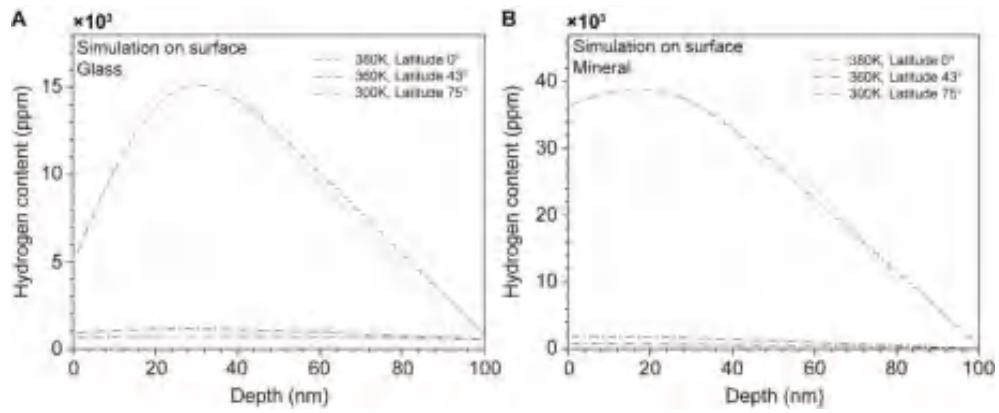


图 3-7 高纬度地区月壤颗粒的 H 含量深度剖面模拟结果 (Xu et al., 2022)

4. 嫦娥五号月壤颗粒微观形貌特征

4.1 月壤颗粒尺寸分布特征

嫦娥五号月壤主要采样颗粒类型包括玄武岩岩屑、角砾岩岩屑、单矿物颗粒、胶结物、玻璃球和玻璃碎屑，CE-5 月壤样品整体粒度较小（平均粒径 $3.5\mu\text{m}$ ）并呈单峰式分布（图 4-1）

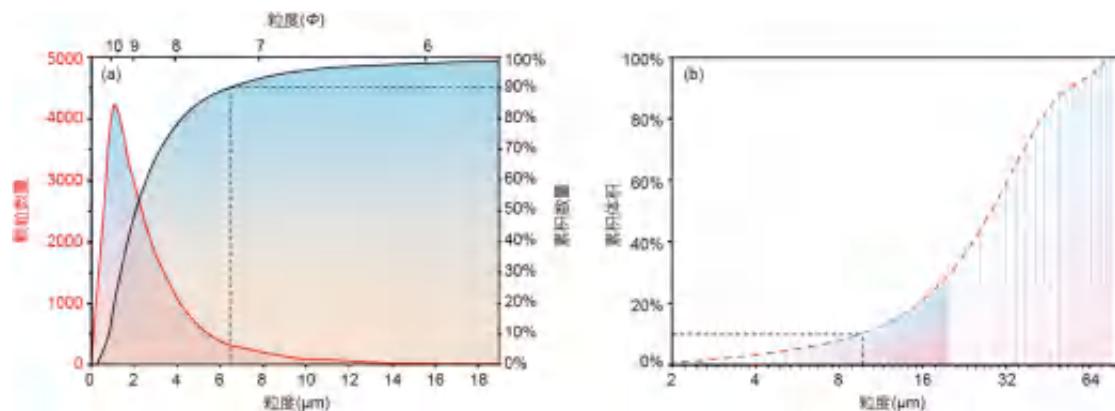


图 4-1 CE-5 月壤的粒度分布特征 (a) 粒径的累积数量曲线；(b) 粒径的累积体积曲线 (曹克楠 et al., 2022)

在光学显微镜下，黄绿色的为橄榄石、灰白色的为斜长石、棕色的为辉石或玻璃碎片、深灰色的为玻璃胶结物（图 4-2）。

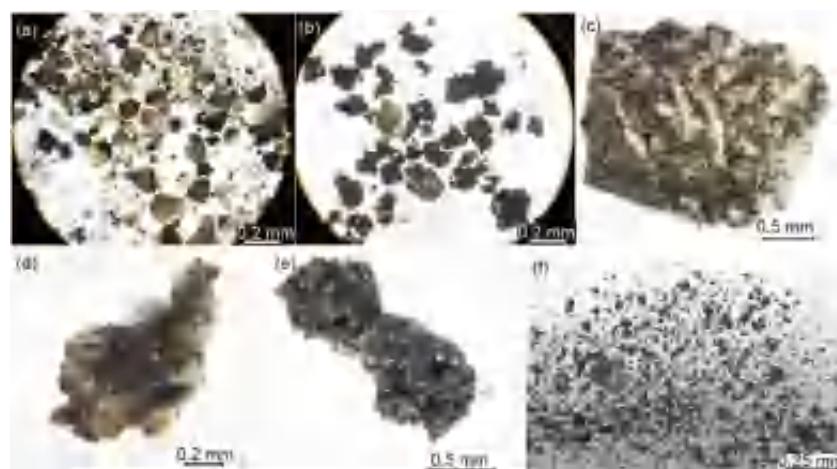


图 4-2 嫦娥五号返回样品扫描图像 (Zhang et al., 2021)

4.2 玄武质颗粒微观结构特征

谷立新等 (2022) 利用玄武岩单颗粒样品 (CE5C0400YJFM 00407 和 CE5C0400YJFM00405)，通过扫描电镜 (SEM) 与透射电镜 (TEM) 图像可以观察到不同矿物单颗粒上的不同构造，如不规则状断口、线性构造以及纳米铁 (npFe^0)、非晶化和囊泡结构等，其中 npFe^0 、非晶化和囊泡结构是最常见的太空风化特征。

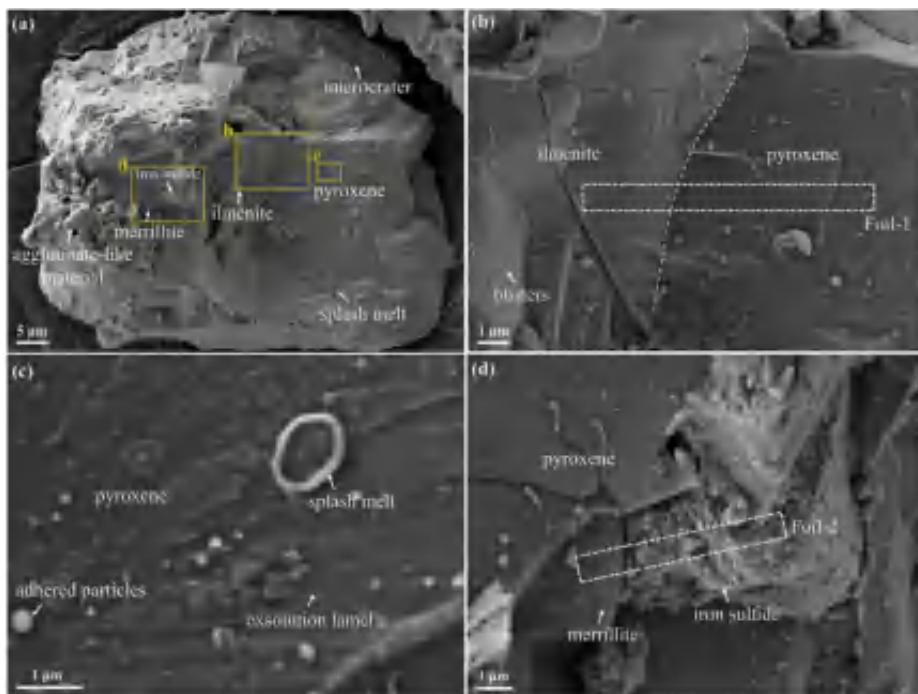


图 4-3 玄武岩单颗粒 SEM 扫描图像 (BSE) (Gu et al., 2022b)

通过 SEM 图像分析得 (图 4-3)，玄武岩屑由辉石、钛铁矿、辉石和硫化铁组成，其中可见直径约 $1\text{-}2 \mu\text{m}$ 溅射或撞击坑。钛铁矿的表面有大量的水泡 (几十纳米大小)，硫化铁有一个不规则的蜂窝状粗糙的表面，其上有微小的 npFe^0 颗粒，辉石表面可见大量不规则线状熔融溅射凝集状物质、微坑和大量粘附的小

颗粒，白磷钙矿表面光滑，无明显特征。

通过微观结构内部显微结构透射电镜图分析可见，暴露在玄武岩碎屑表面的所有矿物相都存在富 Si/O 元素的再沉积层，往下是太阳风辐照损伤层，但太阳风损伤层的结构和化学成分变化与基体矿物的种类有关（图 4-4）。

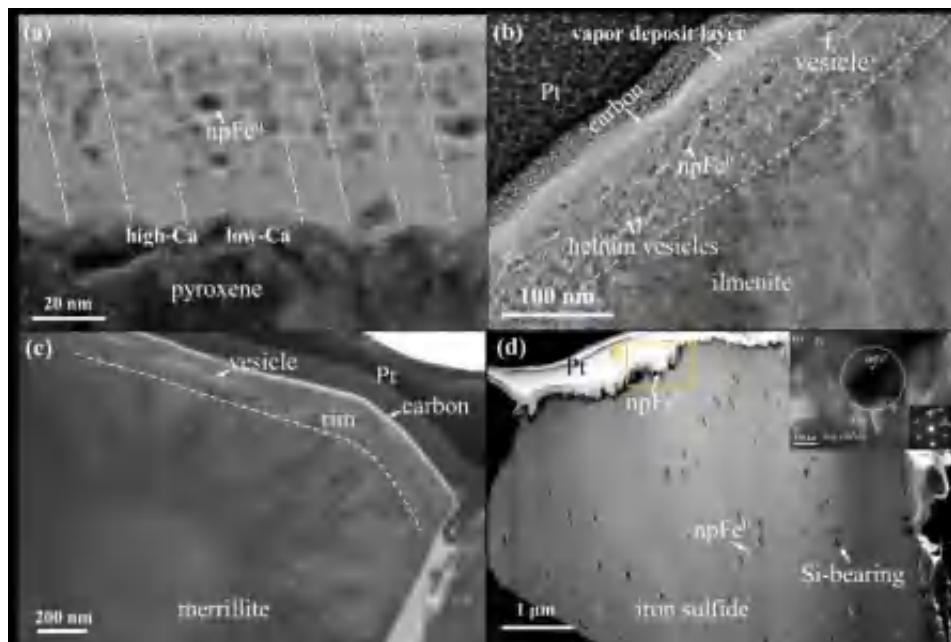


图 4-4 不同矿物相的微观结构内部显微结构透射电镜图 (Gu et al., 2022b)

4.3 单矿物颗粒微观结构特征

辉石受太阳风辐照后损伤层的片层结构与辉石基体的出熔片层结构一致，未改变晶体结构，受风化作用，表面损伤层发生了非晶化，非晶层内的纳米铁颗粒呈球形，其中高钙和低钙中 Fe^0 沉积状态不同，低钙相比高钙相存在更多的更大的 Fe^0 ，晶粒尺寸 ($\sim 3\text{-}5 \text{ nm}$)，与基体片层的铁含量相关。

钛铁矿受太阳风辐照保持了晶体结构，但发生了 Fe-Ti 元素迁移，还原的纳米铁颗粒呈拉长形（ $\sim 20 \text{ nm}$ ）。

硫化物表面呈锯齿状结构，没有明显的太阳风作用区域，主要是硫化物受太阳风离子剥蚀造成脱硫而形成铁晶须（几十 $\text{nm} \sim 300 \text{ nm}$ ）。

贫铁的白磷钙矿表面没有发现纳米铁颗粒。另外，钛铁矿和白磷钙矿的损伤层都出现了囊泡结构，但其形态不同，可能与各自的晶体结构及受到的表面张力有关。

5. 三价铁 (Fe^{3+}) 的形成

5.1 与 npFe^0 相关的三价铁成因

由于缺乏大气层的保护，月球表面无时无刻不遭受太阳风辐射和微陨石撞击等太空风化作用，导致月球表面的物理化学状态发生变化(Anand et al., 2004)。铁元素是能够记录太阳系氧化还原状态的关键元素之一。以往的研究普遍认为：太空风化作用会在月壤颗粒中形成一层纳米相的单质金属 Fe。在 Apollo 时代，分析的铁元素主要以还原性的 Fe^{2+} 和 Fe^0 两种状态存在，仅含有极少量氧化性的 Fe^{3+} (< 1 wt.%) (Heiken et al., 1991; Housley et al., 1970)。近年来，有学者在月球样品中陆续观察到含 Fe^{3+} 的物质（如磁铁矿以及玻璃质等），同时基于 M³ 光谱数据的分析结果也显示月球的高纬度地区广泛存在赤铁矿 (Fe_2O_3)，月壤中氧化态铁的分布使得我们不得不重新审视月表的氧化环境(Li et al, 2022; Joy et al, 2015; Li et al, 2020)，以及 Fe^{3+} 在极度还原的月球表面如何赋存、形成，及演化机制等信息。

中国科学院地球化学研究所（简称“地化所”）多个团队针对嫦娥五号表取月壤样品开展深入细致分析并提出多个成因理论。研究团队利用月壤样品中由微陨石撞击作用形成而普遍存在的凝结玻璃体为研究对象开展了细致的研究发现证明其中含有大量由歧化反应产生的 Fe^{3+} 。

利用透射电子显微镜分析发现 npFe^0 不仅出现在凝集玻璃表面，而且出现在凝集玻璃内部。 npFe^0 颗粒尺寸平均为 16.2 nm，

中位数为 14.4 nm，最小值为 3.2 nm，最大值为 125.1 nm（图 5-1c）。

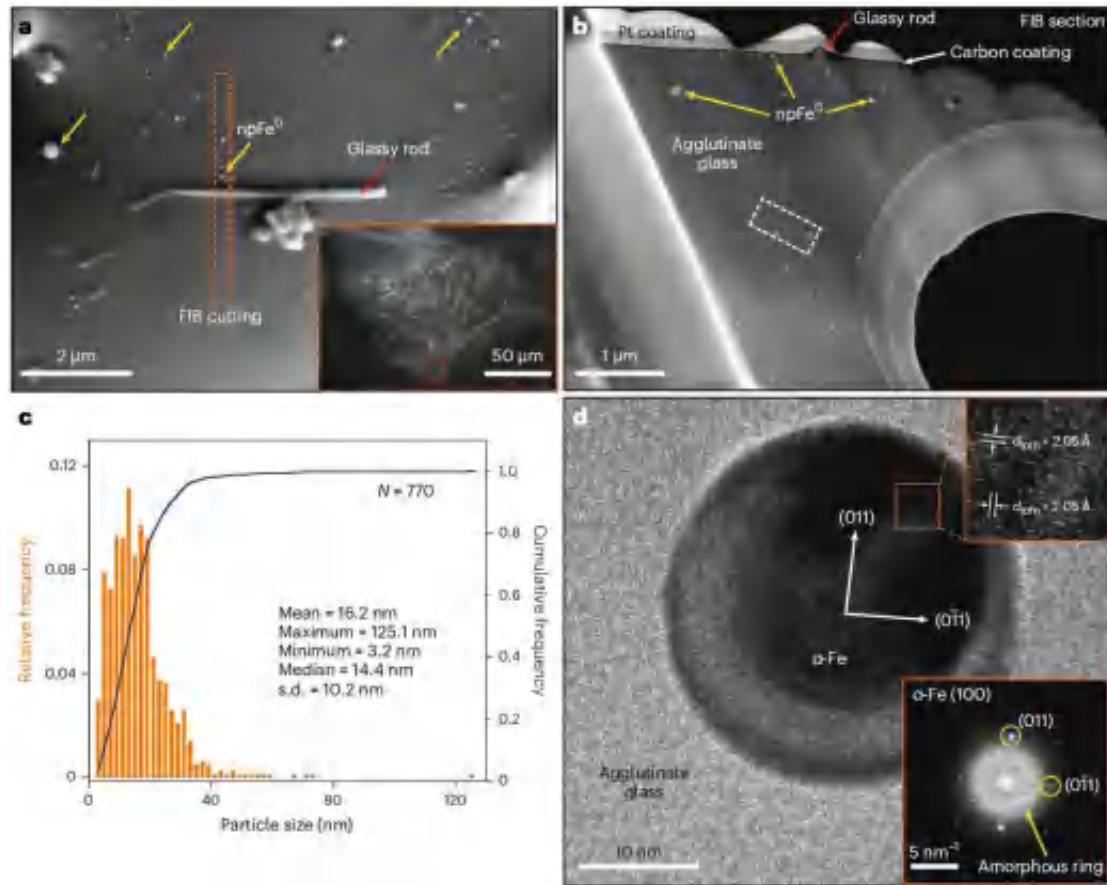


图 5-1 嫦娥五号月壤中胶结物中 npFe^0 微观特征(Xian et al., 2023)

利用高分辨率透射电镜图像和相应的选区电子衍射分析结果显示（图 5-1d）， npFe^0 晶体 $\alpha\text{-Fe}$ （体中心立方结构）的形式出现，该处 $\alpha\text{-Fe}$ 结构与模拟微流星体撞击对月球矿物产生的铁纳米颗粒结构一致，排除缩凝成因，缩凝实验产生了 $\gamma\text{-Fe}$ （面心立方结构）。

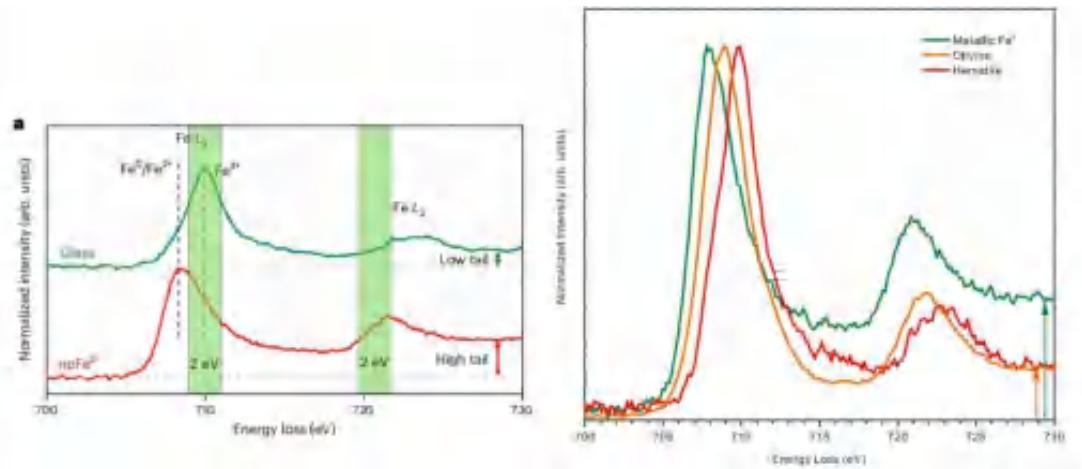


图 5-2 npFe⁰ 和胶结物中 Fe²⁺和 Fe³⁺的电子能量损失谱 (EELS)
 (左) 及标准参考物质电子能量损失谱 (EELS) (Xian et al., 2023)

在利用 TEM 等方法确定纳米铁颗粒位置，及铁元素位置后，利用电子能量损失谱 (EELS) 进一步测量了 npFe⁰ 和凝集玻璃中 Fe²⁺ 和 Fe³⁺ 的化学氧化态。如图 5-2 所示，Fe⁰ 和 Fe²⁺ 在 708.1-708.9 eV 范围内出现峰值，而 Fe³⁺ 在~710 eV 范围内出现 Fe L₃ 峰值，与文献值一致 (van Aken & Liebscher, 2002)。

利用 EELS 信号比数据得到 Fe³⁺/ΣFe 比值，约 0.41 ± 0.03 ， 3.6 ± 0.5 wt.% Fe⁰， 6.4 ± 0.3 wt.% Fe²⁺ 和 4.5 ± 0.3 wt.% Fe³⁺。定量分析结果表明样品中 Fe³⁺/ΣFe 的平均值为 0.41，远高于以往研究获得的值。Fe³⁺不可能由外部氧化产生，且撞击作用排除还原气体脱气氧化的可能，npFe⁰ 不能被二次氧化，Fe²⁺也很难在玻璃凝聚体中被氧化，Fe²⁺在玻璃中的扩散系数低 (Cooper et al., 1996)，氧化无法发生，且 Fe²⁺/Fe³⁺ 的比值会限制了电解过程中的效率与离子扩散速率 (Judge et al., 2017)。

利用纳米颗粒的尺寸依赖性熔化理论(Nanda et al., 2002)得 125.1nm 的纳米铁颗粒形成温度必须高于 1,524 °C, 根据胡戈诺特积分得出预计玄武岩相当时冲击压力可为 > 50 GPa (Hu & Sharp, 2022)。在这种高温高压条件下, 电荷的歧化反应会发生。

除了以上提到的在撞击致高压和高温条件下, 铁的电荷歧化可能会发生。在本研究中, 也可能发生在 < 570 °C 的低温冷却条件下, 类似于冲击蒸发过程, 如(图 5-3) 在该撞击过程的最后阶段, 当温度低于氧化亚铁的稳定性的边界时, 可能发生氧化亚铁的歧化反应(Yakovlev et al., 2009)。

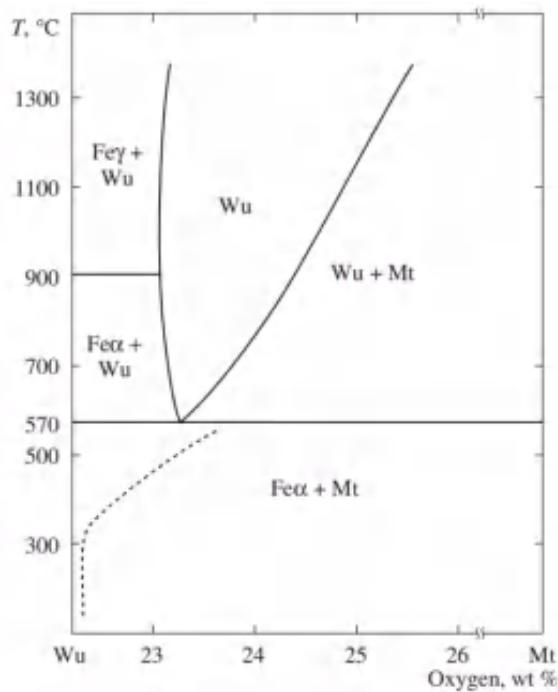


图 5-3 FeO-Fe₃O₄ 体系的 T-x 相图(Yakovlev et al., 2009)

高含量 Fe³⁺ 并不意味着月表环境是氧化的, 因为本次研究发现产生 Fe³⁺ 的歧化反应并不产生额外的氧, 也不会消耗体系中的电子, 仅仅将电子进行了重新分配。

与 CE-5 胶结物样品中 $\text{Fe}^{3+}/\sum\text{Fe}$ 的平均值为 0.41 不同, Apollo 17 号月壤样品 (79221) 胶结物样品中 Fe^{2+} 为 77%, Fe^{3+} 为 23%, Fe^{3+} 占比远低于 CE-5 样品中所计算的结果 (图 5-4)。

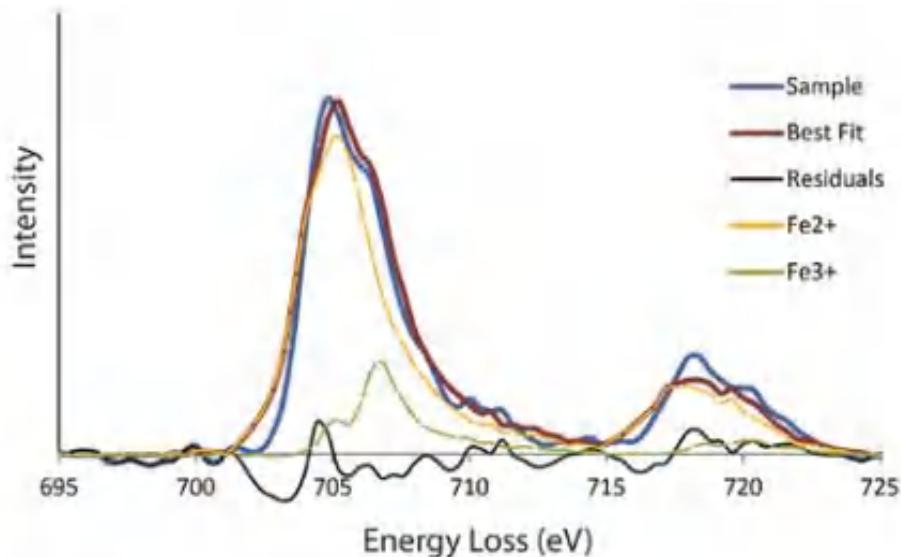


图 5-4 Apollo 17 号月壤样品的 (79221) EELS 光谱(Thompson & Zega, 2015)

研究团队利用样品 (CE5C0200YJFM00302) 中的细粒铁橄榄石颗粒开展了分析工作并证实了月壤中歧化反应成因单质金属铁的存在。如图 5-5 b 所示, 通过两个选定的微坑 (1 和 2) 的聚焦离子束 (FIB) 切片分析显示没有经历广泛的蒸发沉积。

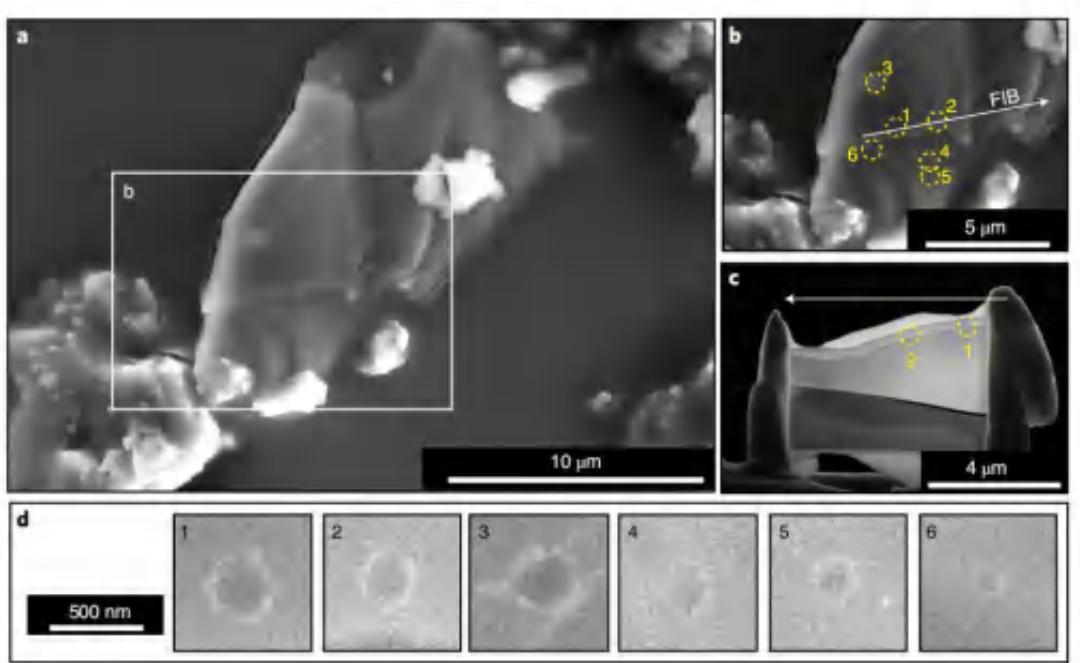


图 5-5 FIB-SEM 捕获的铁橄榄石颗粒的二次电子图像(Li et al., 2022)

结合 FIB 和 HRTEM 以及 FFT 图像分析其中的撞击作用，撞击坑 1, 2 具有相同结构、不同的直径。以微陨石撞击坑 1 纵剖面为例（图 5-6），其受微陨石撞击改造后垂向结构特征从上至下依次为：（1）撞击过程中惯性力产生的凹陷带和陨石坑，撞击物残留物；（2）撞击作用下橄榄石形成非晶态层；（3）非晶区边缘的单晶橄榄石因撞击作用，在晶体结构中产生了许多缺陷；（4）冲击延伸方向产生的附加非晶区（5）橄榄石基质。

其中，微陨石坑的纵向分布特征表明其中大量纳米铁颗粒 npFe^0 分布在非晶态层，且含量与尺寸随着深度加深，而逐渐减小，浅层中直径较大（ $\sim 10 \text{ nm}$ ），较深层的直径较小（ $\sim 3 \text{ nm}$ ）。

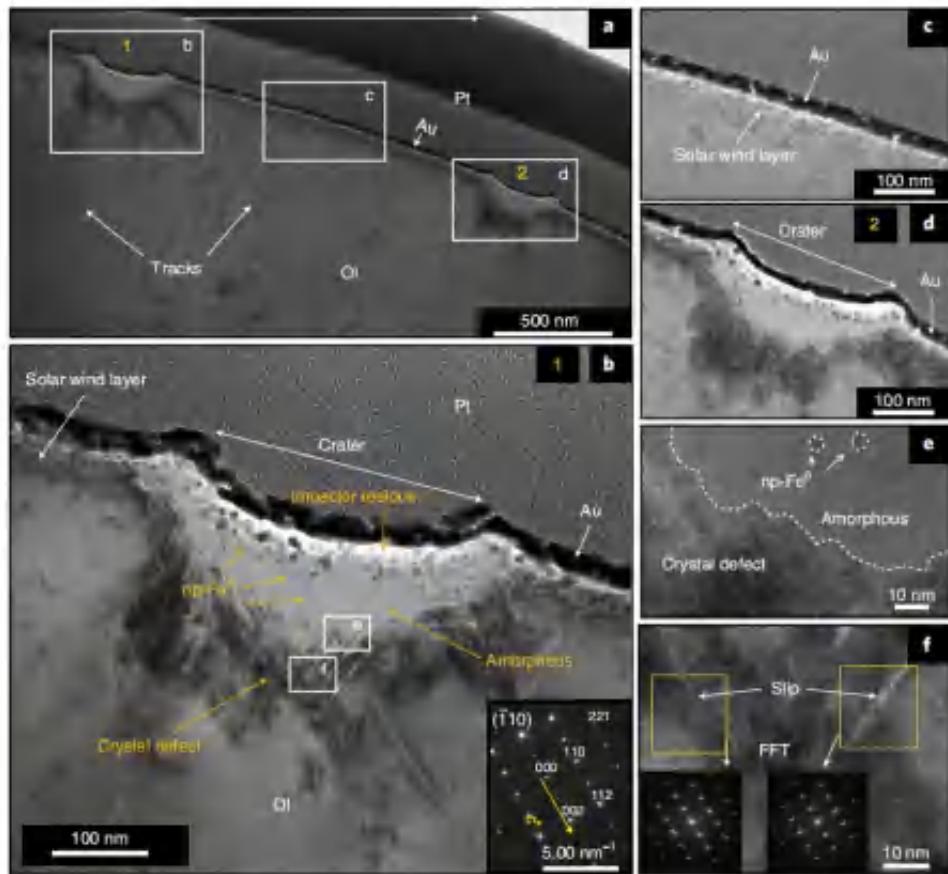


图 5-6 橄榄石颗粒上含有微坑的 FIB 切片纵截面的透射电镜图 (Li et al., 2022)

结合 FIB 和 HRTEM 以及 FFT 图像分析绘制了微陨石坑纵剖面图，橄榄石暴露的表面有一层太阳风辐射层（图 5-7），内部有辐射轨迹，未产生非晶态层，缺陷层作为一个整体仍然跟随结晶体基质的生长方向，指示太阳风和宇宙射线不能重结晶橄榄石或破坏其晶体结构。

结合 (HAADF-STEM) 和 (EDS) 图像 (图 5-8) 分析结果显示微撞击坑最外层存在富 Al、Ca、Si，与基质化学成分差异较大，微撞击坑底部非晶层中的 npFe⁰ 中不含有 S 和 Ni 元素，且

几乎没有 npFe⁰ 在撞击残余物中，指示 npFe⁰ 是原位形成于橄榄石熔融层中。

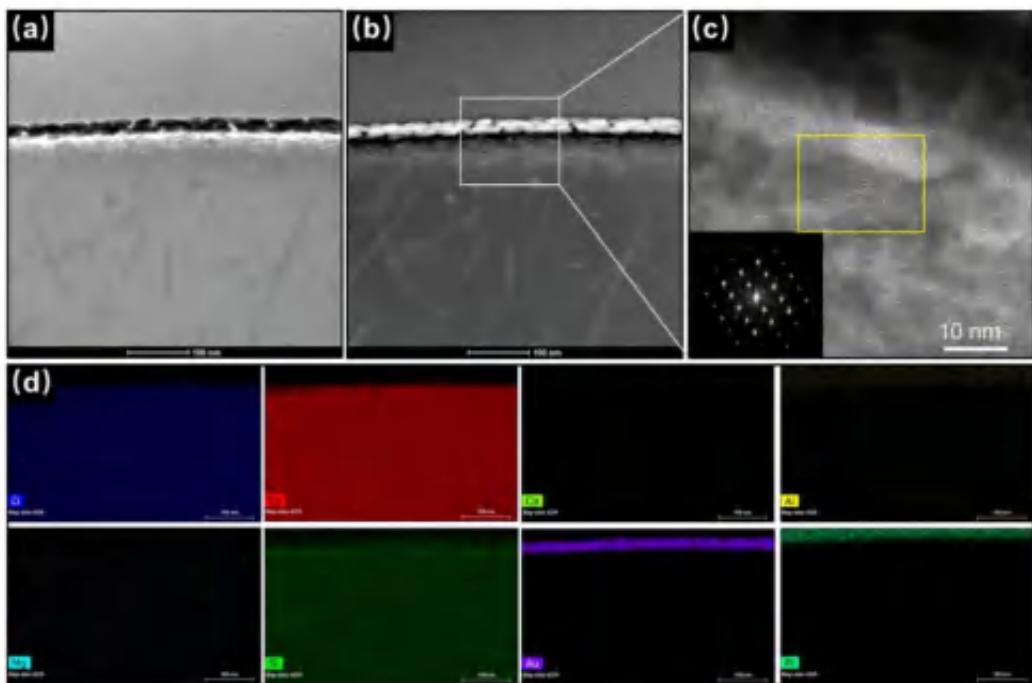


图 5-7 太阳风辐射区图像 (Li et al., 2022)

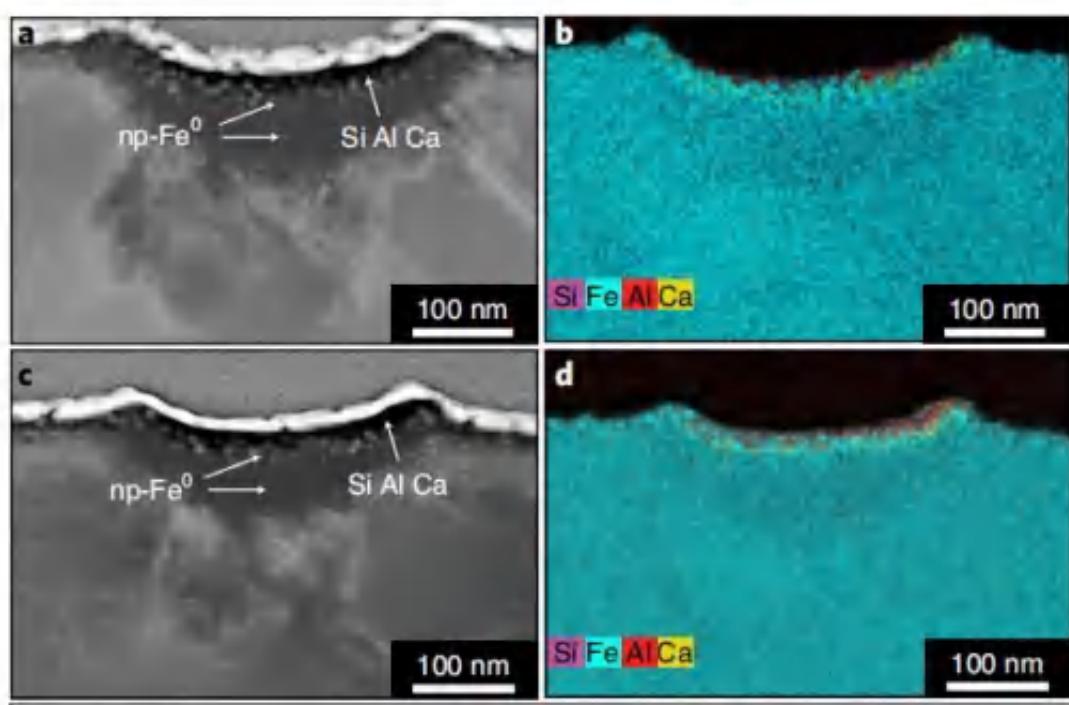


图 5-8 微陨石坑 1 处的透射电子显微镜 (HAADF-STEM) 图像和能
量色散 X 射线光谱学 (EDS) 图 (Li et al., 2022)

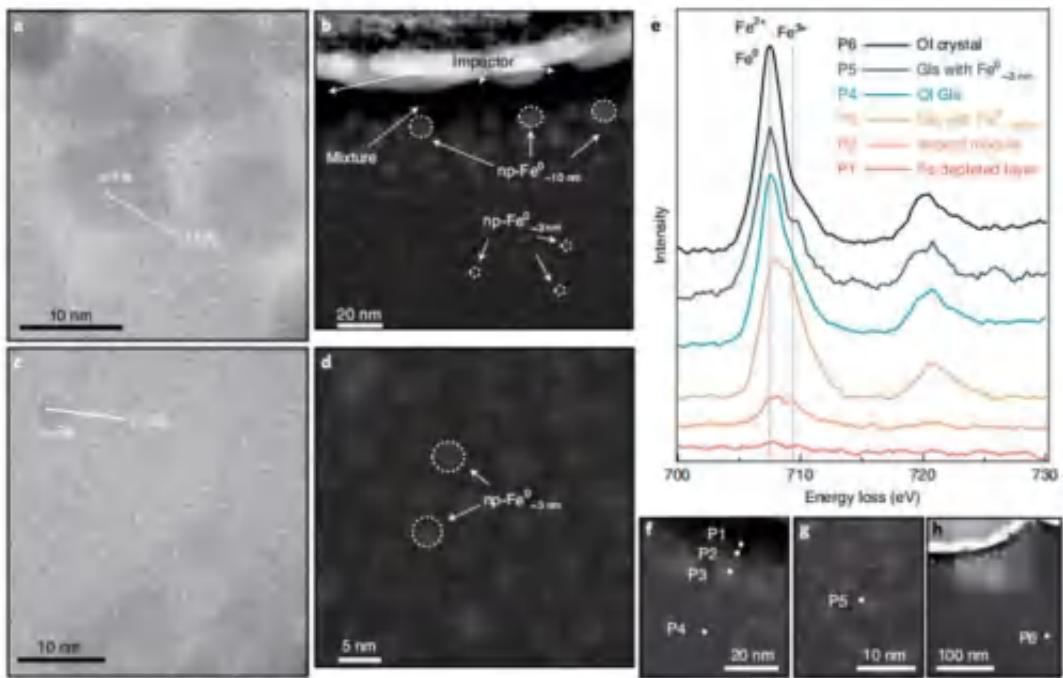


图 5-9 微撞击坑底部橄榄石熔融层中不同粒径 npFe⁰ 的晶面间距与电子能量损失谱分析结果 (Li et al., 2022)

透射电镜 HRTEM 的分析结果表明，微撞击坑中的 npFe⁰ 属于 α -Fe (0.203nm (110)) (Noguchi et al., 2014)。此外，靠近微撞击坑表层的 npFe⁰ 具有较大的粒径（约 10 nm），而在非晶层深处具有较小的粒径 (~ 3 nm)。EELS 的 Fe (L_{2,3}) 谱线（图 5-9）表明橄榄石颗粒母体和微撞击坑熔融层中都有 Fe²⁺的谱峰(707.5 eV)。此外，在冲击层和非晶层的混合区存在 Fe³⁺峰 (709.5 eV)，同 npFe⁰ 分布相似，推测这些 npFe⁰ 形成于撞击引发的橄榄石熔体中 Fe²⁺的歧化反应。

5.2 亚微米级磁铁矿

研究团队利用月壤粉末中的硫化物颗粒开展深入细致的原位微区分析并证实了月壤中存在撞击成因的亚微米级磁铁矿。

利用高分辨率的透射电镜图像分析得到总体分为两种结构（图 5-10）：一类为角状铁硫化物，一类为球状铁硫化物。角状铁硫化物为陨硫铁表面及颗粒内部相对均匀，没有复杂的矿物组合，没有经历复杂的过程。球形铁硫化物颗粒（直径 $< 2 \mu\text{m}$ ）类似于熔融液滴，表现出独特的形态特征 丰富的成分均匀地从硫化铁颗粒的整个表面突出，在扫描电镜图像中显示出蝶状结构。

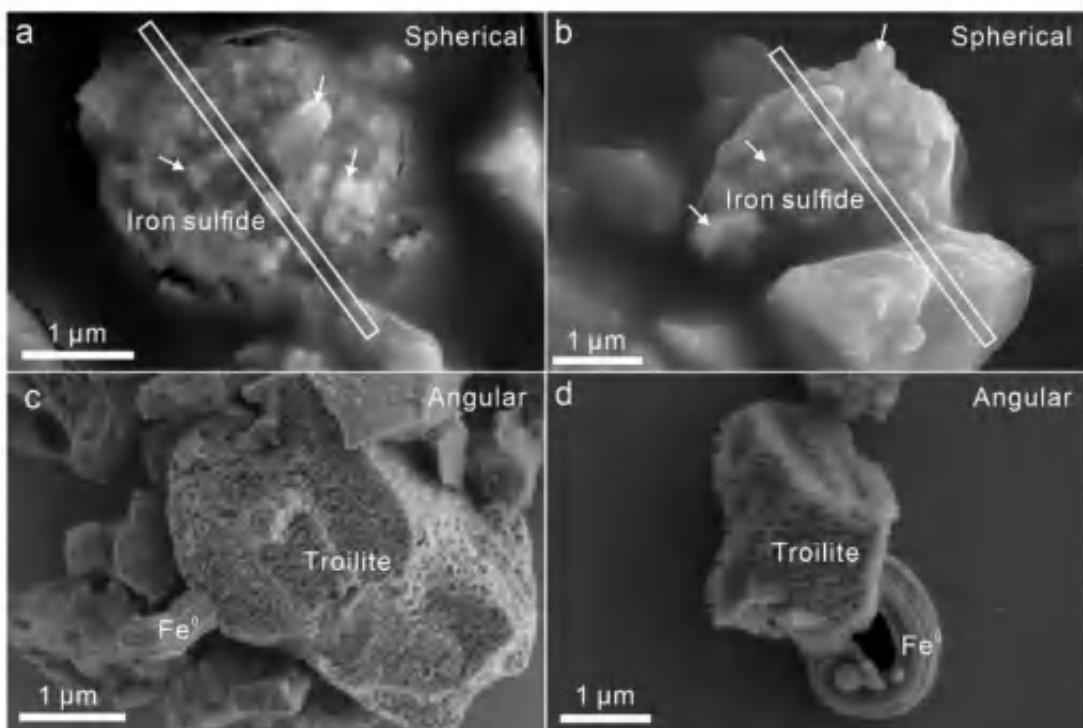


图 5-10 嫦娥五号月球土壤中铁硫化物颗粒的形态 (Guo et al., 2022)

球形铁硫化物颗粒的横截面显示颗粒内有多个矿物相，这可

能为在月球上发生的过程提供了额外的证据。因此主要聚焦于球形硫化铁颗粒。

结合球形陨硫铁透射电镜(TEM)扫描图及定量透射电镜能量色散X射线(EDX)，分许得球形硫化铁颗粒的横截面多为椭圆形，长轴和短轴分别为 $2.5\text{ }\mu\text{m}$ 和 $1.5\text{ }\mu\text{m}$ ，类似于熔融液滴(图5-11)。TEM-EDX谱面扫描和线扫描的结果显示，铁硫化物颗粒内部普遍具有溶氧的特征并且球形铁硫化物颗粒内含有大量的富氧和富铁的铁氧化物相。

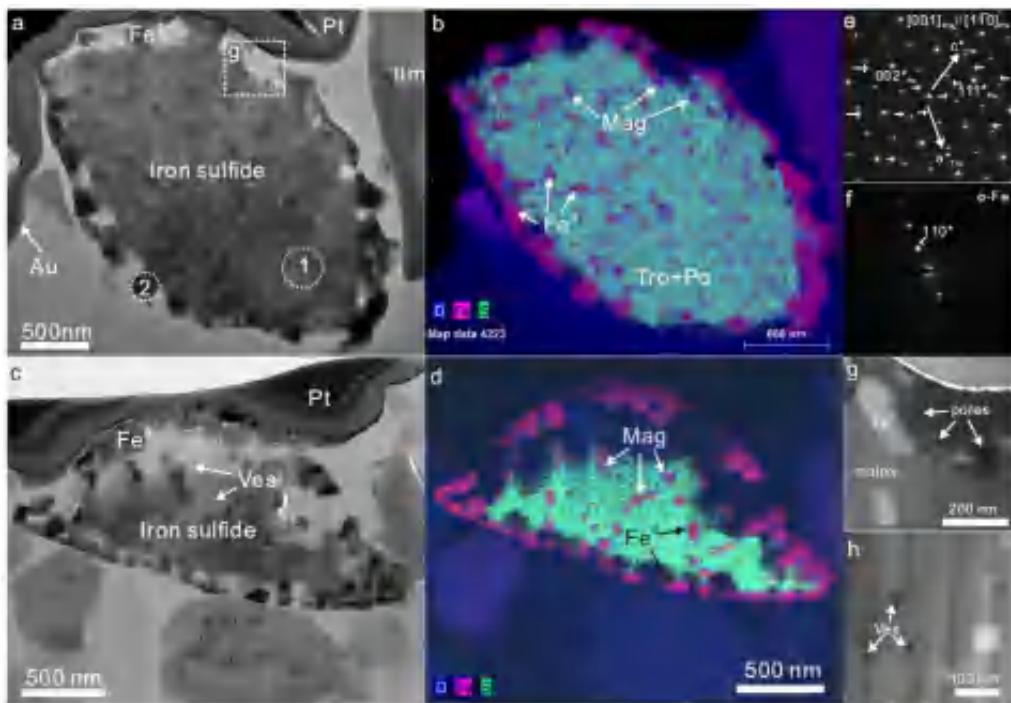


图 5-11 嫦娥五号月壤中含磁铁矿的球形陨硫铁颗粒 (Guo et al., 2022)

如图5-12所示，经能量色散图像分析得纯铁颗粒(无法检测到的Ni)和疑似亚微米级磁铁矿(尺寸为 $\sim 100\text{ nm}$)，两个嵌入相空间位置上的联系指示存在共沉淀形成的可能性。其中，颗

粒边缘的纯铁触须与富含 S 和 O 的物质缠绕在一起。

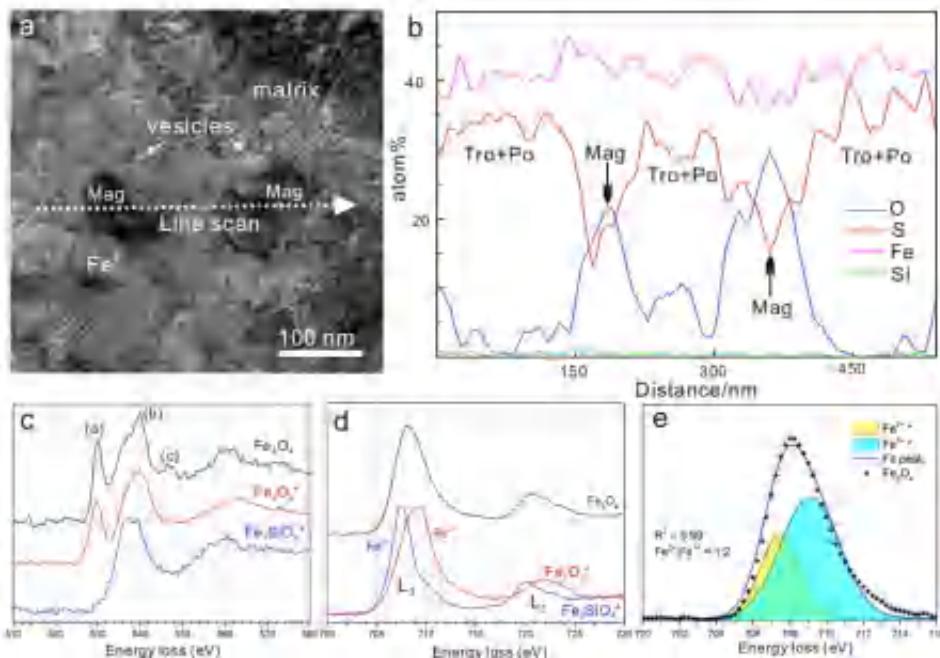


图 5-12 硫化铁颗粒中磁铁矿 (Mag) 的鉴定 (Guo et al., 2022)

结合电子能量损失光谱 (EELS) 光谱和定量 TEM-EDX 分析表明，硫化铁基质中也含有一定量的氧 (图 5-13)。进行进一步的化学和结构分析表明， Fe_3O_4 在~530 eV 有一个峰值， $\text{Fe L}_{2,3}$ 约~705 eV 出现峰值， Fe_2O_3 EELS 光谱结构在 530 eV 附近出现峰值具有与 Fe_3O_4 相似的特征。球形硫化铁颗粒内的 Fe_2O_3 颗粒的 EELS 光谱显示，在 530 eV 附近有一个前峰，在~545-550 eV 处有一个较弱的最大值，在 540 eV 处有一个优势峰，其位置和形状在 Fe_2SiO_4 和 Fe_2O_3 光谱的标准 O, K 边缘之间。

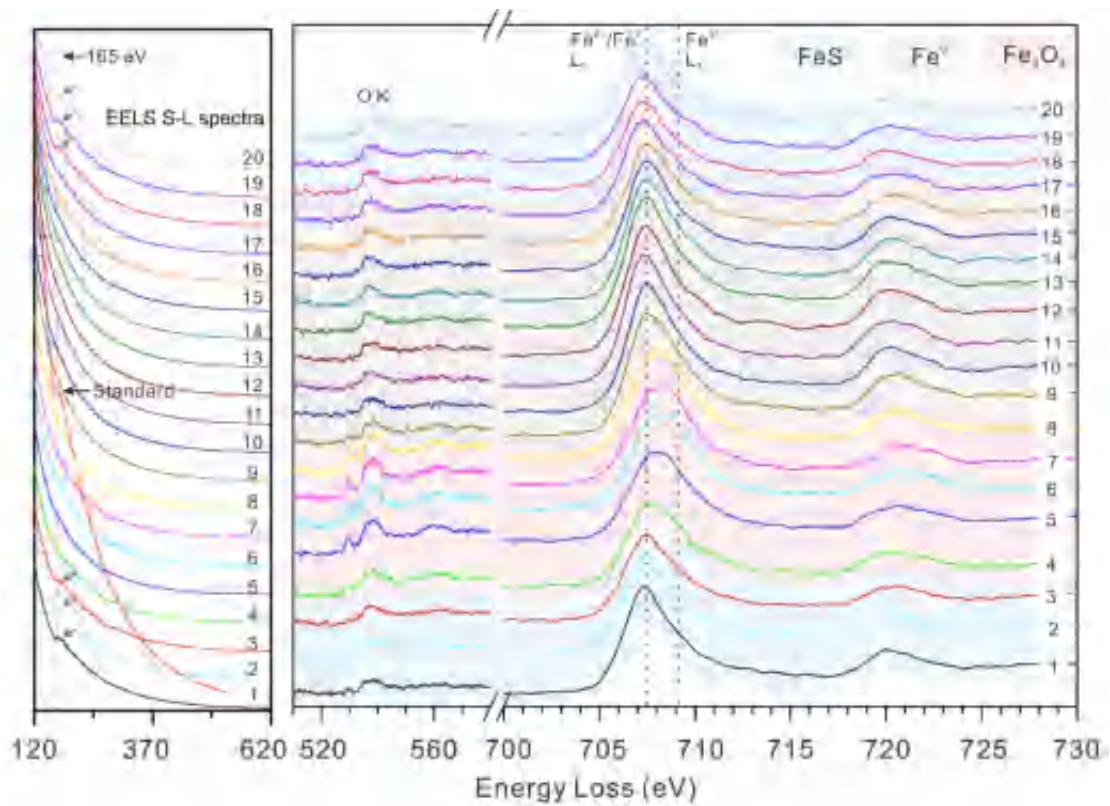


图 5-13 S、Fe、O 的 EELS 光谱 (Guo et al., 2022)

通过 EELS 电子能量损失光谱的结果显示，该铁氧化物颗粒的 Fe L_{2,3} 谱介于 Fe²⁺和 Fe³⁺标样之间，表明球形铁硫化物颗粒内部的铁氧化物同时含有 Fe²⁺和 Fe³⁺，并且其比例约为 1:2，这与磁铁矿的化学成分一致。

除此之外，球形硫铁颗粒（包括磁铁矿、纯铁颗粒和磁黄铁矿基体）内部组成的 Fe/S 原子比约为 1.25，表明硫化铁颗粒 (Fe_{1-x}S, X = 0-0.125) 中至少含有 20% 的多余单质 Fe。

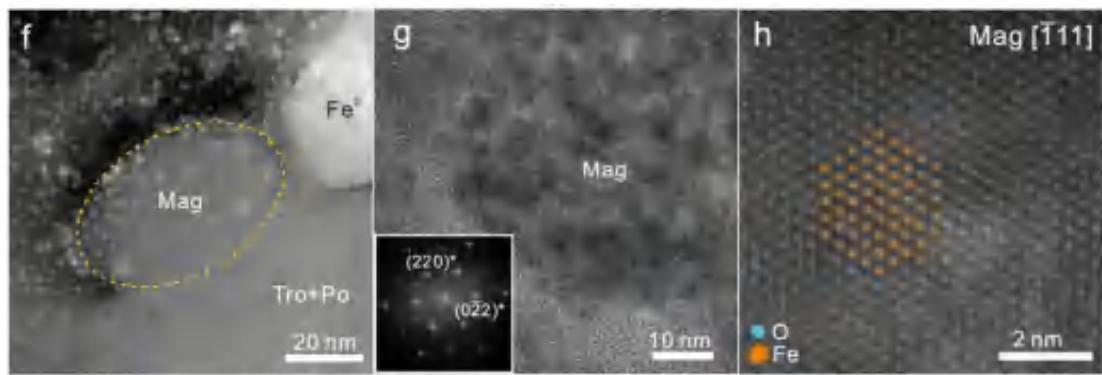


图 5-14 磁铁矿粒子的高倍角环形暗场图像 (Guo et al., 2022)

结合定量 TEM-EDX 分析与高倍环形安场图像的化学和结构联合分析，推测球形硫化铁颗粒中均匀分布的尺寸为~100 nm 的氧化铁颗粒为磁铁矿。氧化铁颗粒沿[111]区轴的高分辨率透射电镜图像显示(220)晶格条纹，周期性为 2.97 Å (图 5-14 f) 中的(220)和(022)之间的夹角快速傅里叶变换模式为 120° (如图 5-14 h)，与磁铁矿的晶体结构一致。

且不同于 Apollo 样品中月球上磁铁矿的形成最可能受 C-O-H 气相控制的表现特征，不同于在陨石发现磁铁矿-铁硫化物组合，磁铁矿在这里与金属铁颗粒和铁硫化物共存等现象，最终提出该溶氧铁硫化物内部的磁铁矿与金属铁的共存是 FeO 共析反应的结果。

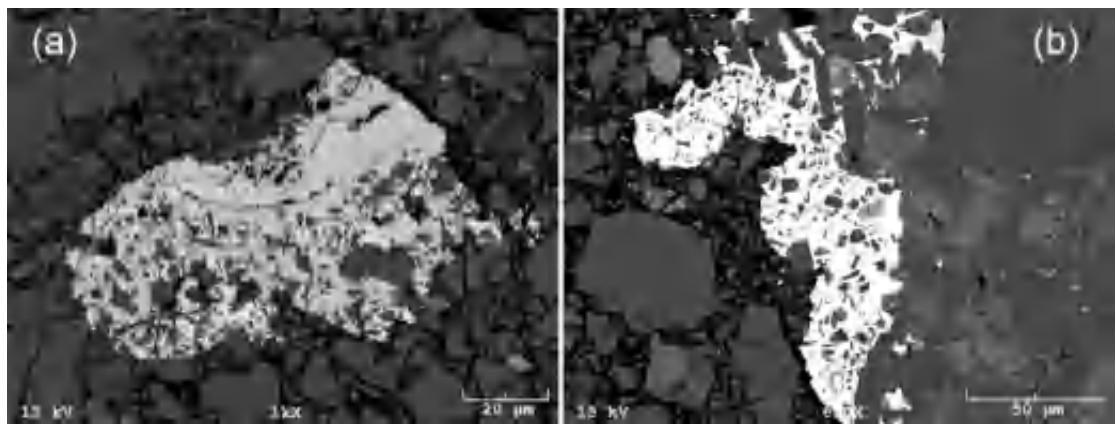


图 5-15 Apollo 16 号样品角砾岩 (60016) 中磁铁矿颗粒 (Joy et al., 2015)

Joy 等 (2015) 在 Apollo 16 号样品分析工作中, 第一次通过多重分析技术包括 EELS、X 射线等找到并确认存在磁铁矿 (图 5-15), 推测其为陨硫铁在液体 $<570^{\circ}\text{C}$ 下或 CO_2 或水蒸汽存在下, 脱硫形成磁铁矿。与 CE-5 样品相比, Apollo 样品中未见纳米级别以上的磁铁矿颗粒, 但嫦娥五号计划找到了 20 nm 尺寸的磁铁矿微粒, 推进了磁铁矿的发现, 提出广泛布于月壤中的磁铁矿微粒是由撞击作用产生的(Guo et al., 2022)。

6. 撞击作用对月表物质的改造

6.1 嫦娥五号着陆区的高压矿物

高压矿物作为撞击事件的重要记录者，对限定岩石受冲击的温压条件及反演撞击坑的大小有重要意义，但返回样品中均极少发现高压矿物相，限制了反演月表撞击过程的研究。

经过初步研究，确认嫦娥五号样品主要由玄武岩组成并含有一定量的冲击熔融角砾，而后者是月表经历多次撞击的物证 (Qian et al., 2021)。

前人通过详细的岩石学、矿物学、地球化学等方面的研究，迄今为止，在月球陨石中只观察到橄榄石的高压相（林伍德石和瓦兹利石）、二氧化硅的高压相（柯石英、斯石英和赛石英）、锆石的高压相（雷锆石）、钙硬玉以及一种新的含钙铝的高压矿物 Donwilhelmsite ($\text{CaAl}_4\text{Si}_2\text{O}_{11}$)。

前人通过高温高压实验和理论计算显示，赛石英的稳定压力较高 ($> 100 \text{ GPa}$)，因此常被当成超高压的指示矿物。然后，赛石英曾被发现在一个经历撞击压力约 30-30 Gpa 的火星撞击陨石中，非赛石英稳定区间(El Goresy et al., 2013)，最近研究得出赛石英的稳定区间下降至 $\sim 11 \text{ GPa}$ ，后续经过加热会转变为斯石英(Kubo et al., 2015)。但考虑到罕见高冲击压力的撞击事件，赛石英的热稳定性较差，高冲击压力伴随较高温度等因素，因此，赛石英的出现能否指示超大撞击事件有待商榷，陨石中斯石英和赛石英的共存机理也没有明确(Kubo et

al., 2015)。

(1) 识别赛石英

中国科学院地球化学研究所(简称“地化所”)在一块嫦娥五号月壤粉末光片(编号CE5C0800YJFM00101GP)中发现了二氧化硅的两种高压相——赛石英和斯石英,这是首次在月壤样品中发现赛石英。

在这个研究中,详细报告其中多种二氧化硅相及二氧化硅玻璃的形态特征及分布规律,得到形成的温压条件从而对撞击条件模拟进行计算,后结合遥感数据可以推测月壤中撞击产物的形成条件,月表改造过程,溅射物溯源等(Dera et al., 2002)。

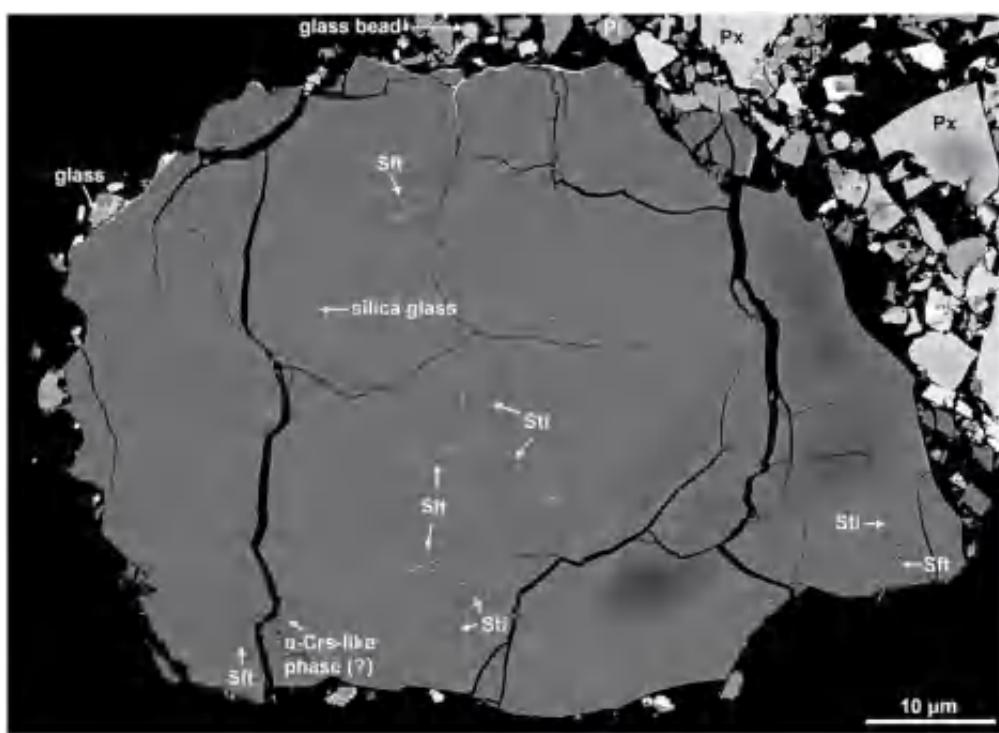


图 6-1 嫦娥五号月壤样品中含赛石英(Sft)和斯石英(Sti)的二氧化硅碎屑(背散射电子图像); α -Crs-like phase: 似 α -方石英的二氧化硅相 Pl: 长石; Px: 辉石(Pang et al., 2022)

背散射电子图像 (SEM) 显示两种类型的晶体取向，一种是亚正交模式，由两组片层组成，分别沿一个主平面（约 100-500 nm 厚）和一个小平面（约 10-50 nm 厚）。另一个是由三组薄片（宽度为 100-200 nm）组成的次六边形图案。

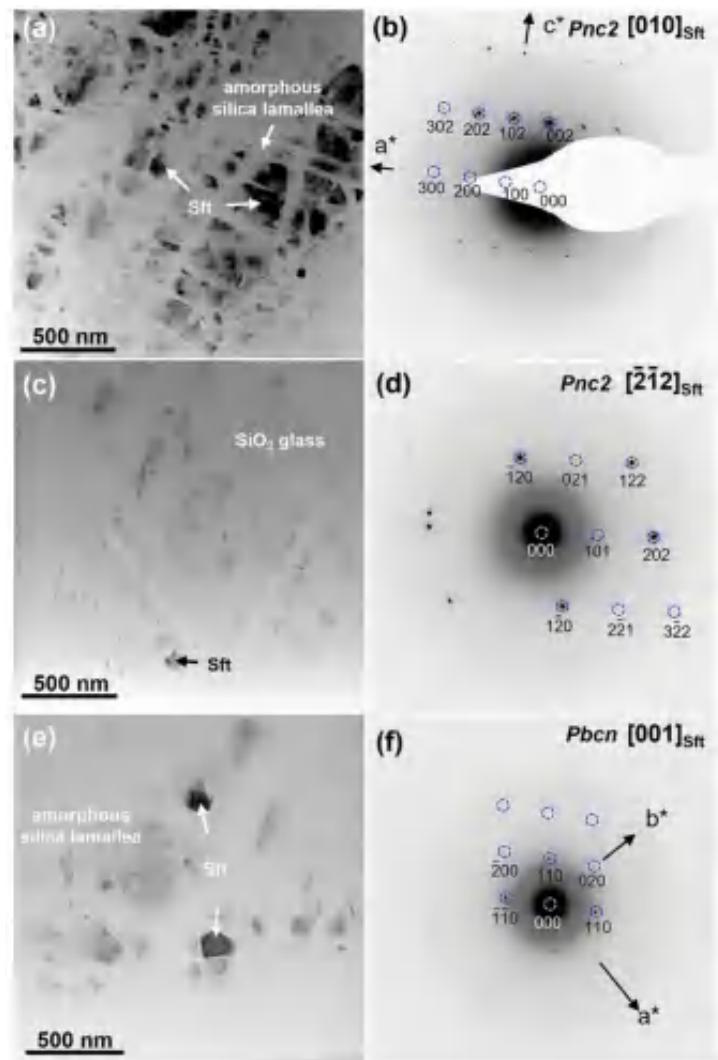


图 6-2 透射电镜图像 (TEM) 及选择区电子衍射 (SAED) 模式，
(sft: 赛石英) (Pang et al., 2022)

赛石英的两种空间群分布，这两种空间群分布具有相似的晶格参数($a=4.09(5)$, $b=5.14(2)$, $c=4.49(2)$), 关于赛石英的

两个空间群，赛石英可能是在冲击加压阶段形成的，两个空间群(Pnc2 和 Pbcn)可能与温度变化有关。通过电子衍射(SAED)模式图得背散射图像(BSE)中的晶体相为赛石英、斯石英、似 α -方石英的二氧化硅相及二氧化硅玻璃(图 6-2)。

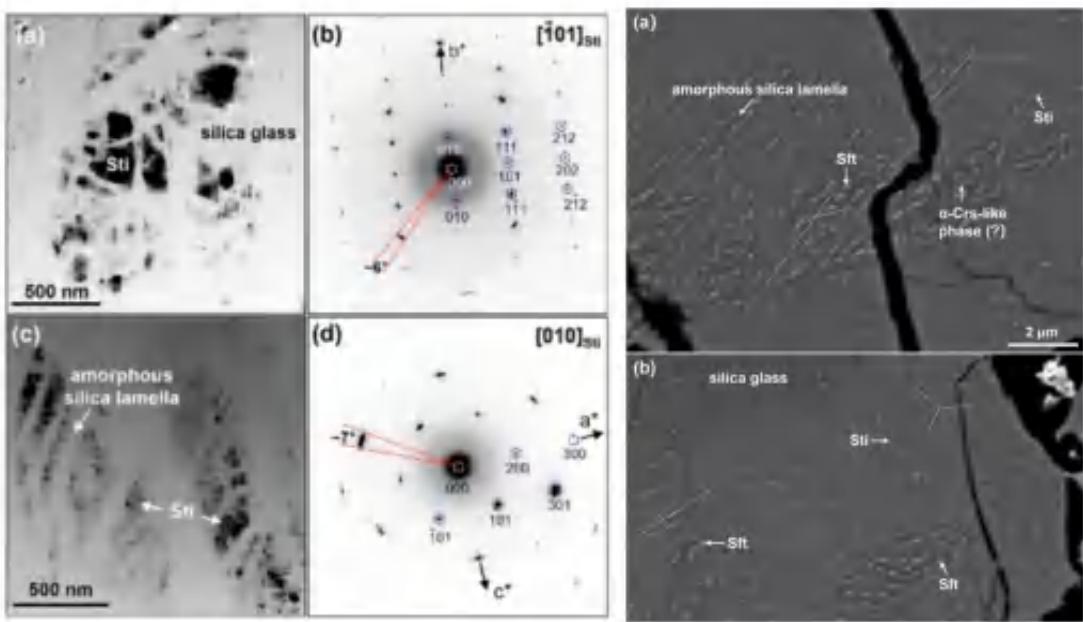


图 6-3 透射电镜图像(TEM)及选择区电子衍射(SAED)模式及背散射电镜图像(SEM)(Pang et al., 2022)

基于电子衍射(SAED)模式图像(图 6-3)分析显示在亚六角形框架内的晶体为斯石英，晶体参数为($a=4.23(7)$, $b=4.23(7)$, $c=2.73(1)$, 空间群 P42/mnm)，其中一些斯石英轻微旋转($<7^\circ$)。

结合背散射电镜图像(SEM)和透射电镜图像(TEM)结构分析结果指示，赛石英和斯石英均被不定形态的二氧化硅叶片有规律地切割，形成不同形式的格子结构(赛石英为近直

角四边形；斯石英为近六边形），且无气体囊泡等结构，指示了它们的形成机制为固态相转变。

赛石英和似 α -方石英的二氧化硅相之间存在一定的结晶学取向关系，部分赛石英同似 α -方石英平行生长，推测 α -方石英为二者固态相转变前的母体矿物，斯石英则可能是由赛石英转变而来。

(2) 赛石英的转变机制

如图 6-4 所示，赛石英可以在较低压力条件从 α -方石英的中间相转变而成，但是当温度升高到 1100 k，赛石英转变为斯石英(Kubo et al., 2015)。

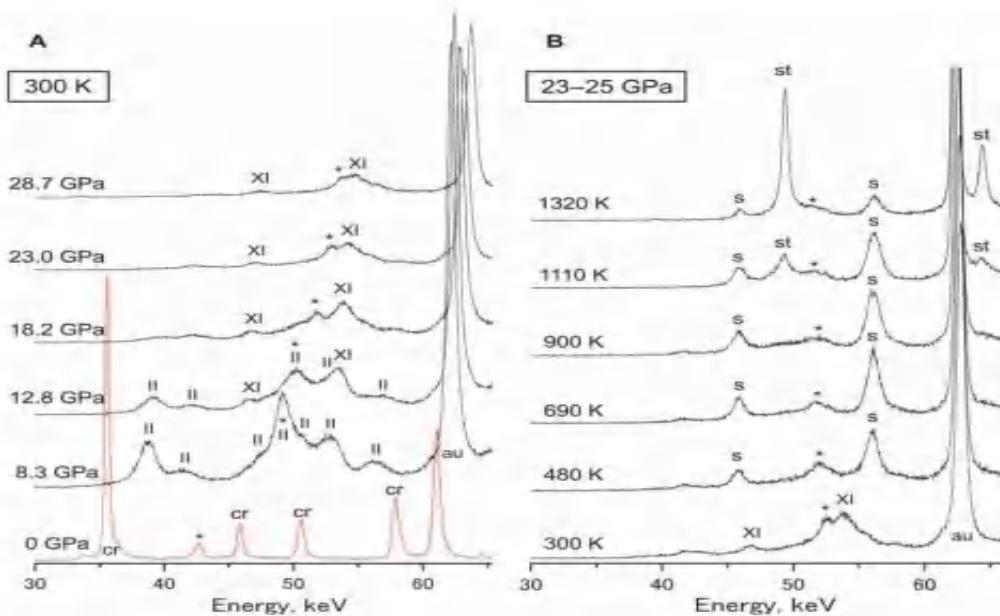


图 6-4 方石英中冷压缩和高压下加热时 XRD 模式的变化模式图
(Kubo et al., 2015)

赛石英和斯石英形成的动力学过程，与时间关系较为密

切，而斯石英的形成更大程度上受温度的制约，赛石英和斯石英稳定共存的温压区间为 $\sim 50\text{--}90$ GPa 和 $\sim 500\text{--}2500$ K(Dubrovinsky et al., 2001)。参考有赛石英的月球陨石和火星陨石经历的冲击压力条件，形成本样品中赛石英和斯石英的冲击压力不超过 40 GPa，因为赛石英热稳定性差 (> 1100 K) 易被破坏，但微量的铝可以降低二氧化硅的相变压力。

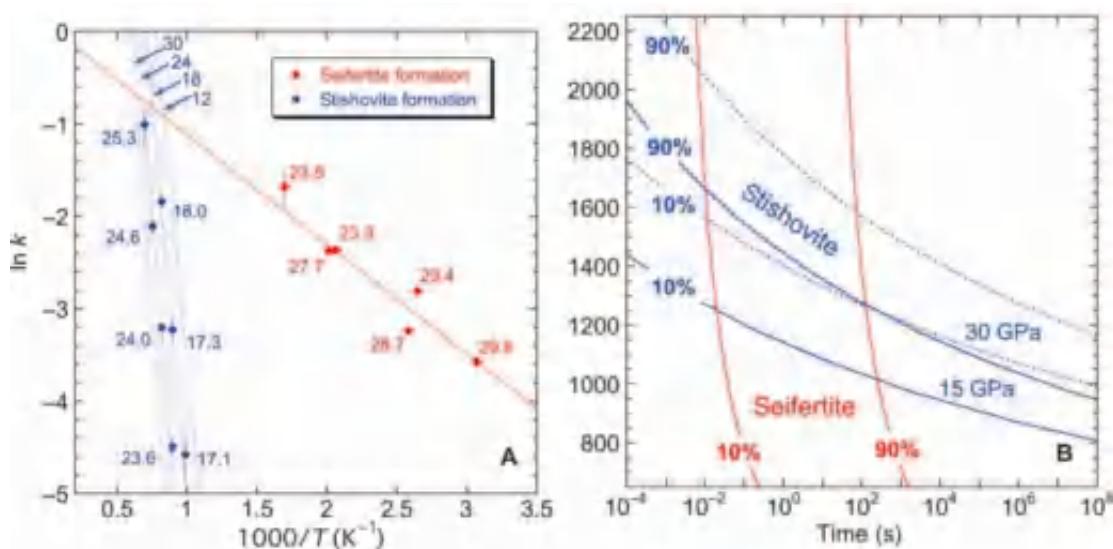


图 6-5 赛石英和斯石英动力学形成机制及赛石英和斯石英的时间-温度-转变 TTT (Time-Temperature-Transformation) 曲线(Kubo et al., 2015)

另外，根据 Kubo 等 (2015) 的高温高压实验结果，赛石英可在低至 11 GPa 的条件下由 α -方石英的中间相方石英 X-I 转变形成，且在温度升至 900 K 左右时，赛石英可继续转变为斯石英。因此，赛石英和斯石英共存的压力下限约为 11 GPa。(见图 6-5 B)。

综上，受撞击过程的动力学控制，赛石英作为亚稳相在较低压条件下出现，随温度的升高部分赛石英转变为斯石英，因此，该二氧化硅碎屑记录了一次月表撞击事件的升压和紧随其后的升温和降压过程。 α -方石英转变为赛石英，赛石英转变为斯石英的转化率为~10-50%和 20%。

早在 20 年代 70 年，前人在 Apollo15 任务采集了风化层角砾岩，其中 Apollo 样品（15299）是在距离哈利得溪北坡 100m 采集而得，与该地区具有代表性的角砾岩相似，由致密焦角砾岩组成，具有明显冲击特征。Kaneko 等（2015）首次在月壤样品中并找到并报道了高压矿物：斯石英（图 6-6）。

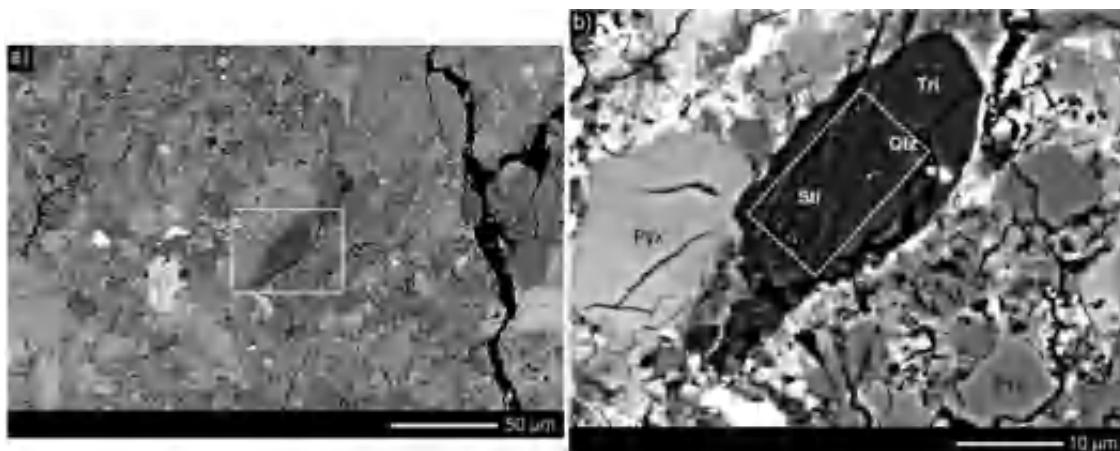


图 6-6 撞击熔融角砾岩以及其中斯石英矿物 BSE 图像(Kaneko et al., 2015)

由 Apollo 样品（15299）BSE 图像分析可得，该角砾岩中包含橄榄石、辉石、斜长石，硅酸盐及钛铁矿等矿物碎片，及玻璃凝集体（图 6-6 a）。在角砾岩光薄片中可见基质熔体脉中的一个硅粒由细粒硅晶体与~30 mm 石英和斯石英晶体共存组成（图 6-7）。

通过斯石英亮场透射图像 BF-TEM 分析可得，斯石英呈针状，大小可达~400 nm，与结晶不完全的（或无晶态）二氧化硅并存，前人在 Apollo 样品中推测斯石英可能是由石英转换而来，斯石英针状叶状的形狀伴随着硅酸盐玻璃这种特征与在月球陨石中发现的一致。CE-5 与 Apollo 工作中讨论情况类似。

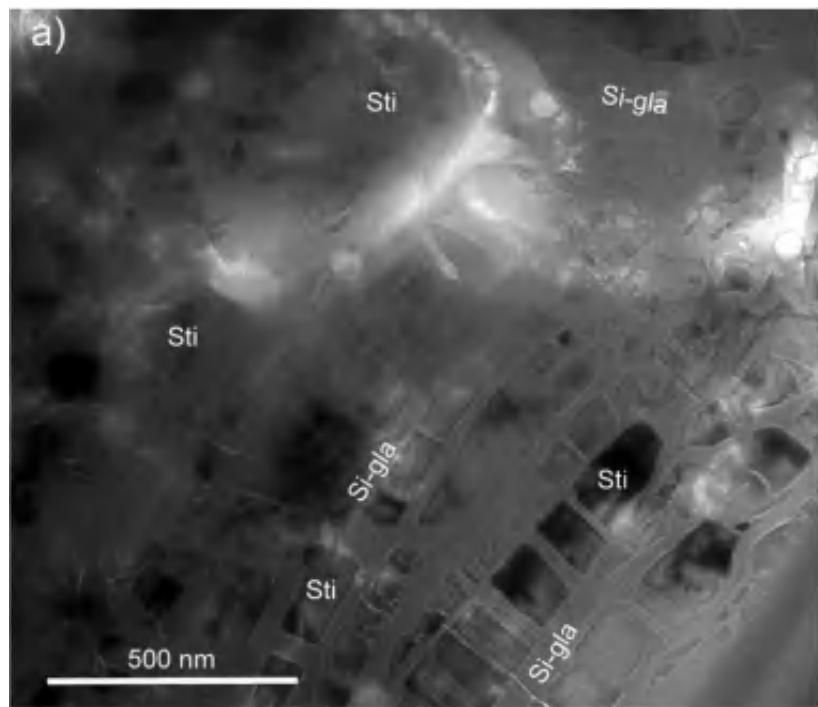


图 6-7 斯石英亮场透射图像 BF-TEM (Kaneko et al., 2015)

6.2 外来矿物

(1) 月表其他地质单元来源物质

由于月球表面长期遭受小天体的撞击改造作用，月表物质不断被破碎、翻耕、迁移、混合，使得嫦娥五号采样区的月壤中含有一定量其它区域的溅射物（图 6-8）。理论计算和遥感分析结果估计嫦娥五号着陆区含有>10–20%的其他区域物质。曾小家

等人通过分析超过 3000 颗 CE-5 月壤颗粒，识别出了 7 颗不同于 CE-5 中钛玄武岩的火成岩碎屑，包括：高钛玻基斑状岩石碎屑、低钛玄武岩碎屑，橄榄辉石岩碎屑、镁质斜长岩碎屑、高度演化岩石碎屑、富镁橄榄石碎屑和火山玻璃碎屑。基于这些岩屑的岩石学、矿物学和地球化学数据，分析并讨论了其成因、与 Apollo 岩石的异同、来源、地质意义等 (Zeng et al., 2022) (图 6-9)。

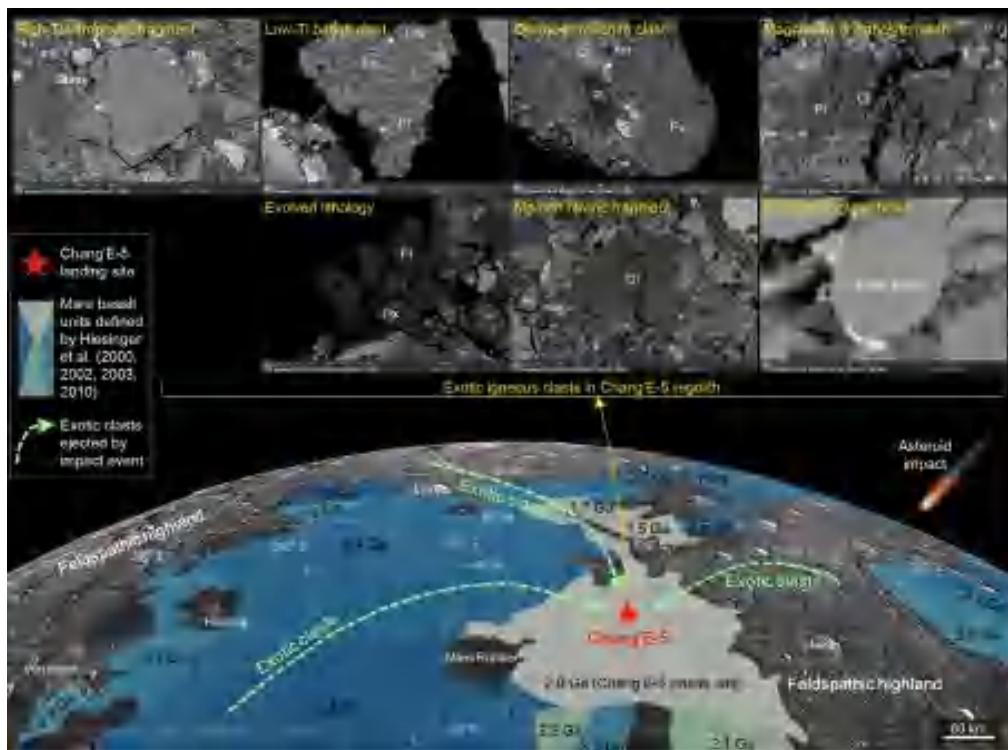


图 6-8 CE-5 采样区含有月球其他地质单元外来岩屑的示意图 (Zeng et al., 2022)

研究发现其中的高钛玻基斑状岩石碎屑可能为月球橄榄玄武岩碎屑，与已报道的 Apollo 橄榄玄武岩具有不同的矿物组成和成分特征；发现了 Apollo 样品中未观察到的镁质斜长岩碎屑，

该类岩石主要在斜长质高地角砾岩陨石中被报道，这说明月球正面也存在镁质斜长岩的分布；另外，发现的火山玻璃碎屑比 Apollo 火山玻璃具有更高的 FeO 含量和更低的 Mg#值，指示月球上存在目前尚未了解的（更演化的）火山喷发活动。

这是首次获得月球 2.0 Ga 年轻玄武岩单元上的外来火成岩碎屑组成的信息；发现了月壳特殊岩石碎屑，为揭示月壳组成多样性及岩浆活动多样性提供了证据；指示了月球上仍存在未被认识的地质单元，这能为规划未来的月球采样或遥感探测任务提供科学支撑。

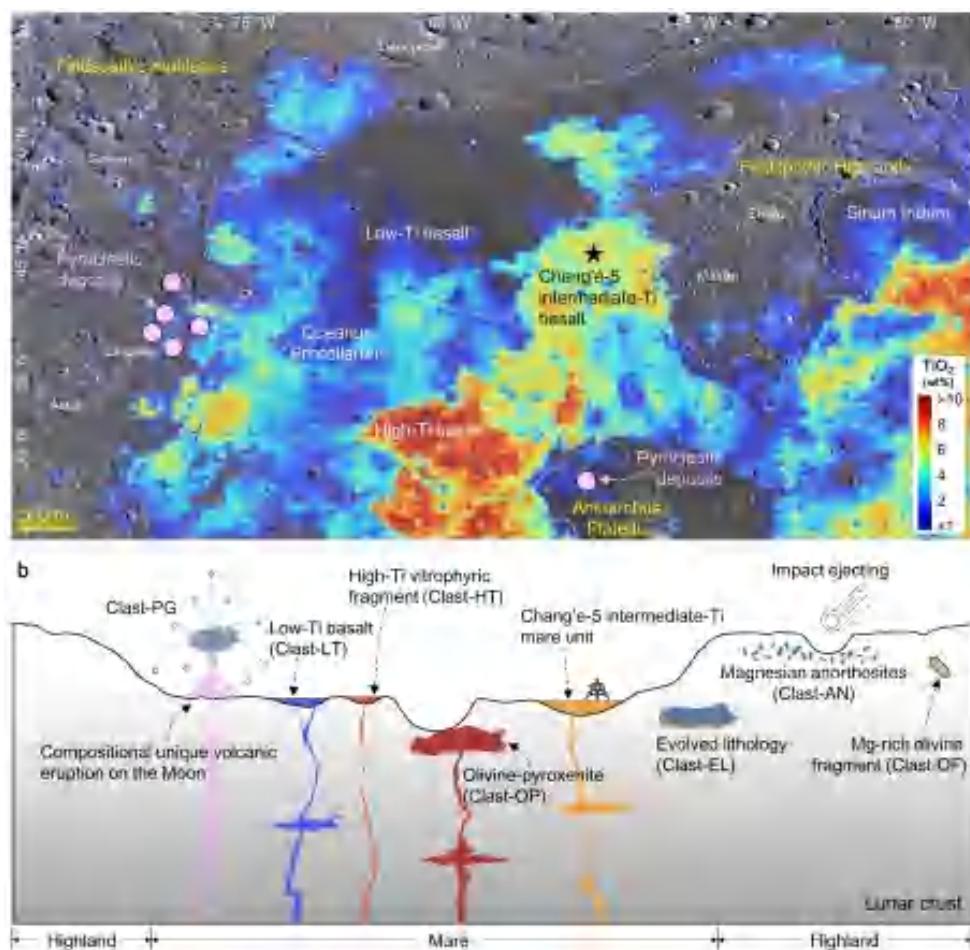


图 6-9 CE-5 采样区地质背景及外来岩屑成因的示意图 (Zeng et al., 2022)

除此之外，CE-5 着陆区周边的 Mairan 穹窿、Gruithuisen 穹窿和 Aristarchus 撞击坑等出露硅质喷出岩或侵入岩，CE-5 样品中极有可能含有来自这些区域的高度演化岩石样品（图 6-10）。杨晶等人在一块 CE-5 月壤粉末光片中发现了少量具有高度演化成分的岩屑（图 6-11），并对这些岩屑开展了详细的岩石学、矿物学、地球化学和年代学的研究工作 (Yang et al., 2022)。同时该团队还针对不同的初始物质（月球 QMD、KREEP 玄武岩、CE-5 玄武岩），运用不同的计算模型（rhyolite e-MELTS_v1.0x 和 MAGFOX）进行了平衡结晶（部分熔融）和分离结晶的热力学模拟，以讨论这些高度演化岩屑的成因以及评估 SLI 机制在岩屑形成过程中的作用。

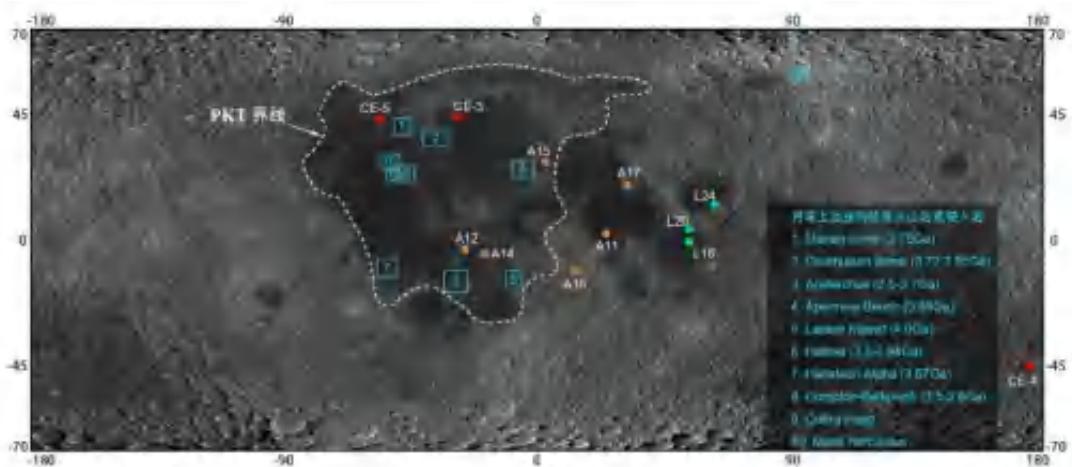


图 6-10 遥感探测显示的月球硅质喷出岩和侵入岩位置示意图。图中标注的硅质岩形成时间为撞击坑绝对模式年龄 (Ashley et al., 2016)

根据岩屑结构和钾长石成分，可将鉴定出的岩屑划分为 A 型 (Type A, 岩屑 01–04) 和 B 型 (Type B, 岩屑 05) 两种类型。

A型岩屑亏损稀土元素，具有典型月球花岗岩的V形稀土配分模式（图6-12a），其Th/La比值（约0.34）高于QMD和KREEP玄武岩（0.11–0.19）。

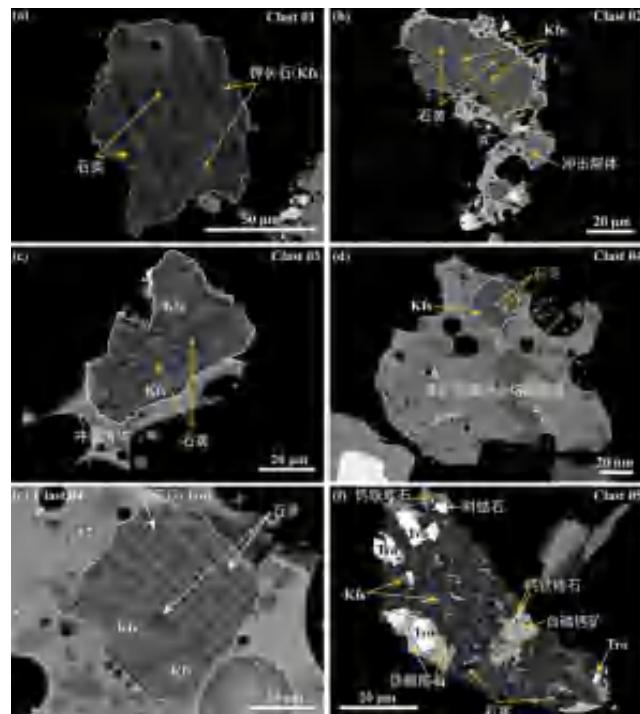


图6-11 CE-5月壤光片样品中具有高度演化成分的岩屑的背散射电子照片 (Yang et al., 2022)

这些地球化学特征支持A型岩屑的母岩浆具有类似KREEP岩的稀土元素特征（例如QMD、KREEP玄武岩和CE-5玄武岩），再经过陨磷钙钠石（白磷钙矿）等矿物的分离结晶之后发生SLI，产生的富Si熔体结晶形成A型岩屑。认为A型岩屑的形成必然经历SLI，原因在于（1）热力学计算结果表明月球QMD、KREEP玄武岩和CE-5玄武岩等经过分离结晶，残余熔体势必会进入硅酸盐不混溶区域（图6-13）；（2）如果不经历

SLI，无论发生分离结晶还是部分熔融，具有类似 KREEP 微量元素特征的源区产生的熔体都会非常富集稀土元素，与 A 型岩屑的地球化学特征不符。另外，A 型岩屑中光滑的石英晶体表明其形成于一个低温 ($<870^{\circ}\text{C}$) 和缓慢冷却的环境，说明 A 型岩屑的母岩是一个近月表的浅层侵入体。结合 CE-5 采样地点以及可能的富硅质侵入体位置，认为 A 型岩屑的源区可能是 Aristarchus 撞击坑出露的富硅质侵入体（模式年龄 25–37 亿年）并通过撞击溅射到 CE-5 采样区域 (J Yang et al, 2022)。

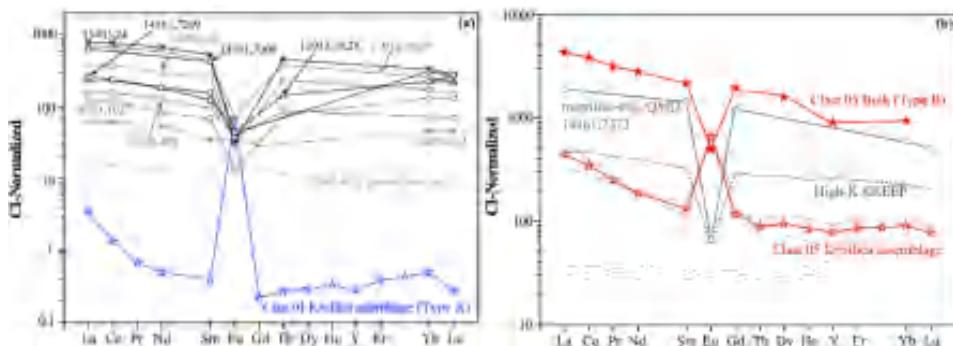


图 6-12 岩屑 (clast) 01 和岩屑 05 全岩的稀土元素配分模式 (Yang et al., 2022)

B 型岩屑极度亏损 Mg 但强烈富集不相容元素。岩屑结构、组成矿物和全岩的稀土元素配分模式 (图 6-12b) 表明，B 型岩屑是具有与 KREEP 岩相似的微量元素特征的母岩浆 (例如，QMD、KREEP 玄武岩和 CE-5 玄武岩) 发生高程度分离结晶并伴随 SLI 而形成。通过热力学模拟结合 SLI 过程中的元素分配行为计算，发现 QMD 和 KREEP 玄武岩中不混溶硅酸盐熔体的 La/Yb 比值低于 B 型岩屑，而 CE-5 玄武岩中不混溶硅酸盐熔体

的轻重稀土之间的分配与 B 型岩屑非常一致（图 6-14）。但是 B 型岩屑中钙钛锆石的结晶年龄 (2.57 ± 0.26 Ga) 明显老于 CE-5 玄武岩，因此排除了 CE-5 玄武岩是其母岩浆的可能。而 CE-5 玄武岩下覆的 Em3 玄武岩具有与 CE-5 玄武岩类似的主微量元素特征 (Qian et al., 2021b)，并且其撞击坑绝对模式年龄 (~ 2.54 Ga) (Qian et al., 2021a) 与 B 型岩屑的形成时间十分接近。因此认为 B 型岩屑极有可能形成于 Em3 玄武岩分离结晶后期（分离结晶程度 $\sim 75\%$ ）的 SLI 过程 (J Yang et al., 2022)。

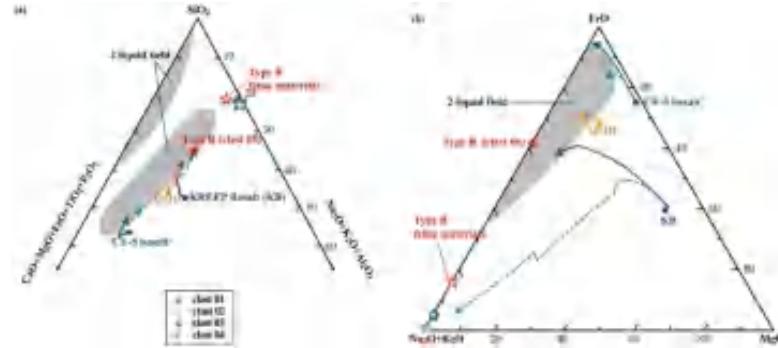


图 6-13 不同氧化物体系中的硅酸盐液相不混溶区域。图中实线和虚线分别代表 QMD、KREEP 玄武岩和 CE-5 玄武岩发生分离结晶和平衡结晶过程其残余熔体的成分演化趋势 (Yang et al., 2022)

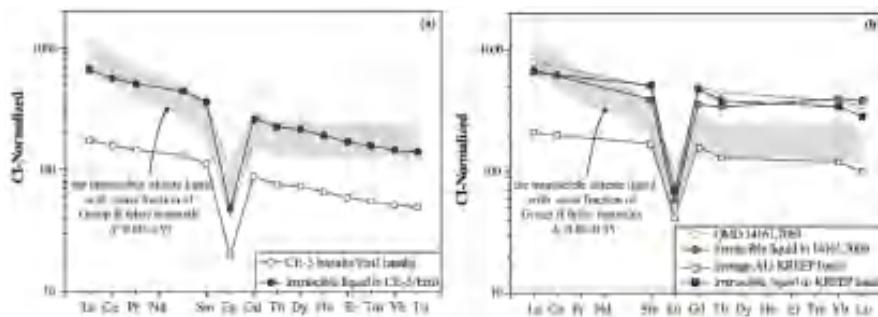


图 6-14 月球 QMD、KREEP 玄武岩和 Em3 玄武岩中不混溶熔体的稀土元素配分模式 (Yang et al., 2022)

(2) 小行星样品物质的加入

CE-5 月壤所代表的玄武岩是由低钛玄武岩高度演化而来，具有低的 Mg#, 理论上应该含有低的 Ni 含量 (20~30 $\mu\text{g/g}$) (图 6-15)，但是嫦娥五号月壤的 Ni 含量却高达 139 $\mu\text{g/g}$ 。这一过量的 Ni (~110-120 $\mu\text{g/g}$) 指示了陨石物质的加入。根据球粒陨石具有 1~1.7 wt.% 的 Ni 含量，宗克清和汪在聪等人估算出 CE-5 月壤中大概有 1% 陨石物质加入 (Zong et al., 2022)。质量平衡计算表明，约 1% 陨石物质的加入只会显著提高 Ni、Ir 等部分亲铁元素，不会造成其它元素 (如 Fe、Mo、W 和亲石元素) 含量的变化。美国 Apollo 高成熟度月壤的陨石加入量一般较高 (1.5~2%)，结合 Apollo 着陆区玄武岩形成时代 (39~31 亿年) 明显大于 CE-5 着陆区玄武岩的喷发时间 (20 亿年)，推测月球 39 亿年的陨石大轰击事件之后，陨石加入的通量比较稳定。

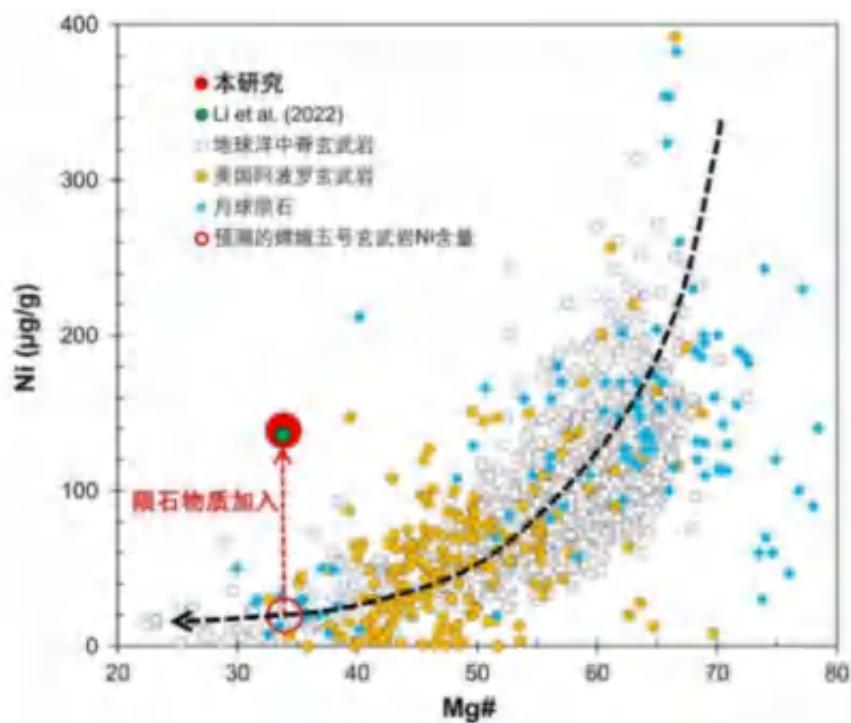


图 6-15 CE-5 月壤及美国 Apollo 玄武岩、月球陨石和地球洋中脊玄武岩的 Ni 和 Mg# 的组成 (Zong et al., 2022)

7. 总结

嫦娥五号任务结合原位测量与返回样品等信息确认了着陆区成熟度及月壤来源，对太空风化作用对月表改造进行了进一步研究，包括太阳风成因水，月壤颗粒表面微观结构改造等，区别于 Apollo 样品特征包括：含量，粒度大小等，嫦娥五号样品提出了关于三价铁，磁铁矿等新的成因理论，除此以外围绕外来物质撞击月表，揭示月壳组成多样性及岩浆活动多样性提供了证据，研究指示了月球上仍存在未被认识的地质单元及二氧化硅碎屑记录了一次月表撞击事件的物理化学变化过程等信息。

嫦娥五号结合多种光谱分析及返回样品 SDU-ASD 数据 CE-5 着陆点月壤为徐光启陨石坑溅射物，其 I_s/FeO 值确定为 $\sim 66 \pm 3.2$ 。

嫦娥五号月壤矿物中水富集在表层内和高度贫 D 的特征，指示了水的太阳风来源，且太阳风成因水主要分布在非晶质环带中，少量可以扩散进入内部晶体中，主要以 OH 的形式存在，少部分或以 H_2O 的形式存在，进而估算出嫦娥五号着陆区月壤中的太阳风成因水含量至少为 170 ppm，嫦娥五号月壤样品整体的水 (H_2O) 含量约为 46 ppm。

利用嫦娥五号月壤样品证实了月壤中存在撞击成因的亚微米级磁铁矿；证实了撞击分解成因产生纳米金属铁 ($npFe^0$)；证实了月壤中歧化反应成因产生纳米金属铁 ($npFe^0$)。除此之外，利用嫦娥五号凝结玻璃发现证明其中含有大量由歧化反应产生的 Fe^{3+} ($Fe^{3+}/\sum Fe > 0.4$)，革新了学界对于月球 Fe^{3+} 赋存形态、

含量及成因的认识。

嫦娥五号着陆区首次找到并证明受撞击过程的动力学控制，作为亚稳相在较低压条件下出现的赛石英，随温度的升高部分赛石英转变为斯石英。首次获得月球 2.0 Ga 年轻玄武岩单元上的外来火成岩碎屑组成信息，识别出了 7 颗不同于 CE-5 中钛玄武岩的火成岩碎屑，包括：高钛玻基斑状岩石碎屑、低钛玄武岩碎屑，橄榄辉石岩碎屑、镁质斜长岩碎屑（Apollo 样品中未观察到）、高度演化岩石碎屑、富镁橄榄石碎屑和火山玻璃碎屑，其中高度演化岩石碎屑分为 A 型和 B 型，A 型岩屑的形成必然经历 SLI，B 型岩屑极有可能形成于 Em3 玄武岩分离结晶后期（分离结晶程度~75%）的 SLI 过程。为揭示月壳组成多样性及岩浆活动多样性提供了证据，研究指示了月球上仍存在未被认识的地质单元等。

参考文献

- 曹克楠, 董明潭, 余振兵, 肖倩, 王心怡, 钱煜奇, et al. (2022). 一种以极低的样品消耗同时测定嫦娥五号月壤粒度和矿物组成的新方法. *中国科学: 地球科学*, 52(09), 1726-1736.
- Agrell, S. O., Scoon, J. H., Muir, I. D., Long, J. V. P., McConnell, J. D. C., & Peckett, A. (1970). Mineralogy and Petrology of Some Lunar Samples. *Science*, 167(3918), 583-586.
- Anand, M., Taylor, L. A., Nazarov, M. A., Shu, J., Mao, H. K., & Hemley, R. J. (2004). Space weathering on airless planetary bodies: Clues from the lunar mineral hapkeite. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 101(18), 6847-6851.
- Ashley, J., Robinson, M., Stopar, J., Glotch, T., Hawke, B. R., Van der Bogert, C., et al. (2016). The Lassell massif—A silicic lunar volcano. *Icarus*, 273, 248-261.
- Boyce, J. M., Giguere, T., Mouginis-Mark, P., Glotch, T., & Taylor, G. J. (2018). Geology of Mairan middle dome: Its implication to silicic volcanism on the Moon. *Planetary and Space Science*, 162, 62-72.
- Chevrel, S., Pinet, P., Daydou, Y., Le Mouélic, S., Langevin, Y., Costard, F., & Erard, S. (2009). The Aristarchus Plateau on the Moon: Mineralogical and structural study from integrated Clementine UV–Vis–NIR spectral data. *Icarus*, 199(1), 9-24.
- Cooper, R. F., Fanselow, J. B., & Poker, D. B. (1996). The mechanism of oxidation of a basaltic glass: Chemical diffusion of network-modifying cations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(17), 3253-3265.
- Dera, P., Prewitt, C. T., Boctor, N. Z., & Hemley, R. J. (2002). Characterization of a high-pressure phase of silica from the Martian meteorite Shergotty. *American Mineralogist*, 87(7), 1018-1023.
- Dubrovinsky, L., Dubrovinskaia, N., Saxena, S., Tutti, F., Rekhi, S., Le Bihan, T., et al. (2001). Pressure-induced transformations of cristobalite. *Chemical Physics Letters*, 333(3-4), 264-270.
- El Goresy, A., Gillet, P., Miyahara, M., Ohtani, E., Ozawa, S., Beck, P., & Montagnac, G. (2013). Shock-induced deformation of Shergottites: Shock-pressures and

perturbations of magmatic ages on Mars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 101, 233-262.

Enju, S., Kawano, H., Tsuchiyama, A., Kim, T., Takigawa, A., Matsuno, J., & Komaki, H. (2022). Condensation of cometary silicate dust using an induction thermal plasma system-II. Mg–Fe–Si–O–S system and the effects of sulfur and redox conditions. *Astronomy & Astrophysics*, 661, A121.

Funkhouser, J. (1971). Noble gas analysis of KREEP fragments in lunar soil 12033 and 12070. *Earth and Planetary Science Letters*, 12(3), 263-272.

Glotch, T. D., Jawin, E. R., Greenhagen, B. T., Cahill, J. T., Lawrence, D. J., Watkins, R. N., et al. (2021). The scientific value of a sustained exploration program at the Aristarchus Plateau. *The Planetary Science Journal*, 2(4), 136.

Gu, L., Chen, Y., Xu, Y., Tang, X., Lin, Y., Noguchi, T., & Li, J. (2022a). Space Weathering of the Chang'e-5 Lunar Sample From a Mid-High Latitude Region on the Moon. *Geophysical Research Letters*, 49(7), e2022GL097875.

Gu, L., Chen, Y., Xu, Y., Tang, X., Lin, Y., Noguchi, T., & Li, J. (2022b). Space Weathering of the Chang'e-5 Lunar Sample From a Mid-High Latitude Region on the Moon. *Geophysical Research Letters*, 49(7), e2022GL097875.

Guo, Z., Li, C., Li, Y., Wen, Y., Tai, K., Li, X., et al. (2022). Nanophase Iron Particles Derived From Fayalitic Olivine Decomposition in Chang'E-5 Lunar Soil: Implications for Thermal Effects During Impacts. *Geophysical Research Letters*, 49(5), e2021GL097323.

Guo, Z., Li, C., Li, Y., Wen, Y., Wu, Y., Jia, B., et al. (2022). Sub-microscopic magnetite and metallic iron particles formed by eutectic reaction in Chang'E-5 lunar soil. *Nature Communications*, 13(1), 7177.

Hapke, B. (2001). Space weathering from Mercury to the asteroid belt. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 106(E5), 10039-10073.

Hapke, B. W. (2001/03/1). *Progress in Theoretical Modeling of Space Weathering in Lunar and Asteroid Regoliths*.

Heiken, G. H., Vaniman, D. T., & French, B. M. (1991). *Lunar Sourcebook, a user's guide to the Moon*.

- Housley, R., Blander, M., Abdel-Gawad, M., Grant, R., & Muir Jr, A. (1970). *Mössbauer spectroscopy of Apollo 11 samples*. Paper presented at the Geochimica et Cosmochimica Acta Supplement, Volume 1. Proceedings of the Apollo 11 Lunar Science Conference held 5-8 January, 1970 in Houston, TX. Volume 2: Chemical and Isotope Analyses. Edited by AA Levinson. New York: Pergamon Press, 1970., p. 2251.
- Hu, J., & Sharp, T. G. (2022). Formation, preservation and extinction of high-pressure minerals in meteorites: temperature effects in shock metamorphism and shock classification. *Progress in Earth and Planetary Science*, 9(1), 6.
- Joy, K. H., Visscher, C., Zolensky, M. E., Mikouchi, T., Hagiya, K., Ohsumi, K., & Kring, D. A. (2015). Identification of magnetite in lunar regolith breccia 60016: Evidence for oxidized conditions at the lunar surface. *Meteoritics & Planetary Science*, 50(7), 1157-1172.
- Judge, W. D., Allanore, A., Sadoway, D. R., & Azimi, G. (2017). E-logpO₂ diagrams for ironmaking by molten oxide electrolysis. *Electrochimica Acta*, 247, 1088-1094.
- Kaneko, S., Miyahara, M., Ohtani, E., Arai, T., Hirao, N., & Sato, K. (2015). Discovery of stishovite in Apollo 15299 sample. *American Mineralogist*, 100(5-6), 1308-1311.
- Kubo, T., Kato, T., Higo, Y., & Funakoshi, K.-i. (2015). Curious kinetic behavior in silica polymorphs solves seifertite puzzle in shocked meteorite. *Science Advances*, 1(4), e1500075.
- Li, C., Guo, Z., Li, Y., Tai, K., Wei, K., Li, X., et al. (2022). Impact-driven disproportionation origin of nanophase iron particles in Chang'e-5 lunar soil sample. *Nature Astronomy*, 6(10), 1156-1162.
- Lin, H., Li, S., Xu, R., Liu, Y., Wu, X., Yang, W., et al. (2022). In situ detection of water on the Moon by the Chang'e-5 lander. *Science Advances*, 8(1), eabl9174.
- Lu, X., Chen, J., Ling, Z., Liu, C., Fu, X., Qiao, L., et al. (2022). Mature lunar soils from Fe-rich and young mare basalts in the Chang'e-5 regolith samples. *Nature Astronomy*.
- Morris, R. (1976). *Surface exposure indices of lunar soils-A comparative FMR study*. Paper presented at the Lunar and Planetary Science Conference Proceedings.

- Nanda, K. K., Sahu, S. N., & Behera, S. N. (2002). Liquid-drop model for the size-dependent melting of low-dimensional systems. *Physical Review A*, 66(1), 013208.
- Noguchi, T., Kimura, M., Hashimoto, T., Konno, M., Nakamura, T., Zolensky, M. E., et al. (2014). Space weathered rims found on the surfaces of the Itokawa dust particles. *Meteoritics & Planetary Science*, 49(2), 188-214.
- Pang, R., Yang, J., Du, W., Zhang, A., Liu, S., & Li, R. (2022). New Occurrence of Seifertite and Stishovite in Chang'E-5 Regolith. *Geophysical Research Letters*, 49(12), e2022GL098722.
- Papike, J. J., Simon, S. B., & Laul, J. C. (1982). The lunar regolith: Chemistry, mineralogy, and petrology. *Reviews of Geophysics*, 20(4), 761-826.
- Pieters, C. M., & Noble, S. K. (2016). Space weathering on airless bodies. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 121(10), 1865-1884.
- Pieters, C. M., Taylor, L. A., Noble, S. K., Keller, L. P., Hapke, B., Morris, R. V., et al. (2000). Space weathering on airless bodies: Resolving a mystery with lunar samples. *Meteoritics & Planetary Science*, 35(5), 1101-1107.
- Qian, Y., Xiao, L., Head, J. W., & Wilson, L. (2021). The Long Sinuous Rille System in Northern Oceanus Procellarum and Its Relation to the Chang'e-5 Returned Samples. *Geophysical Research Letters*, 48(11), e2021GL092663.
- Shirley, K., Zanetti, M., Jolliff, B. v., van Der Bogert, C., & Hiesinger, H. (2016). Crater size-frequency distribution measurements and age of the Compton–Belkovich Volcanic Complex. *Icarus*, 273, 214-223.
- Taylor, G. J., MARTEL, L. M., & Spudis, P. D. (2012). The Hadley-Apennine KREEP basalt igneous province. *Meteoritics & Planetary Science*, 47(5), 861-879.
- Taylor, L. A., Pieters, C., Patchen, A., Taylor, D.-H. S., Morris, R. V., Keller, L. P., & McKay, D. S. (2010). Mineralogical and chemical characterization of lunar highland soils: Insights into the space weathering of soils on airless bodies. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 115(E2).
- Taylor, L. A., Pieters, C. M., Keller, L. P., Morris, R. V., & McKay, D. S. (2001). Lunar Mare Soils: Space weathering and the major effects of surface-correlated nanophase Fe. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 106(E11), 27985-27999.

- Thompson, M. S., & Zega, T. J. (2015). The Oxidation State of Nanophase Fe Particles Produced by Space Weathering as Revealed Through Aberration-Corrected Transmission Electron Microscopy. *Microscopy and Microanalysis*, 21(S3), 1525-1526.
- Trang, D., & Lucey, P. G. (2019). Improved space weathering maps of the lunar surface through radiative transfer modeling of Kaguya multiband imager data. *Icarus*, 321, 307-323.
- van Aken, P. A., & Liebscher, B. (2002). Quantification of ferrous/ferric ratios in minerals: new evaluation schemes of Fe L23electron energy-loss near-edge spectra. *Physics and Chemistry of Minerals*, 29(3), 188-200.
- Wagner, R., Head Iii, J., Wolf, U., & Neukum, G. (2002). Stratigraphic sequence and ages of volcanic units in the Gruithuisen region of the Moon. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 107(E11), 14-11-14-15.
- Wang, Z., Wu, Y., Blewett, D. T., Cloutis, E. A., Zheng, Y., & Chen, J. (2017). Submicroscopic metallic iron in lunar soils estimated from the in situ spectra of the Chang'E-3 mission. *Geophysical Research Letters*, 44(8), 3485-3492.
- Wu, X., Liu, Y., Yang, Y., Guo, D., Du, J., Li, S., et al. (2022). Mineralogy and regolith maturity at the Chang'E-5 landing site inferred from the Lunar Mineralogical Spectrometer. *Earth and Planetary Science Letters*, 594, 117747.
- Xian, H., Zhu, J., Yang, Y., Li, S., Lin, X., Xi, J., et al. (2023). Ubiquitous and progressively increasing ferric iron content on the lunar surfaces revealed by the Chang'e-5 sample. *Nature Astronomy*.
- Xu, R., Li, C., Yuan, L., Lv, G., Xu, S., Li, F., et al. (2022). Lunar mineralogical spectrometer on Chang'E-5 mission. *Space Science Reviews*, 218(5), 41.
- Yakovlev, O., Dikov, Y. P., & Gerasimov, M. (2009). Effect of the disproportionation reaction of ferrous iron in impact-evaporation processes. *Geochemistry International*, 47, 134-142.
- Yang, J., Ju, D., Pang, R., Li, R., Liu, J., & Du, W. (2022). Significance of silicate liquid immiscibility for the origin of young highly evolved lithic clasts in Chang'E-5 regolith. *Geochimica et Cosmochimica Acta*.

- Zeng, X., Li, X., & Liu, J. (2022). Exotic clasts in Chang'e-5 regolith indicative of unexplored terrane on the Moon. *Nature Astronomy*.
- Zhang, H., Zhang, X., Zhang, G., Dong, K., Deng, X., Gao, X., et al. (2021). Size, morphology, and composition of lunar samples returned by Chang'E-5 mission. *Science China Physics, Mechanics & Astronomy*, 65(2), 229511.
- Zong, K., Wang, Z., Li, J., He, Q., Li, Y., Becker, H., et al. (2022). Bulk compositions of the Chang'E-5 lunar soil: Insights into chemical homogeneity, exotic addition, and origin of landing site basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*.