

阿波罗月壤样品(E21)岩石学研究及溯源*

陈意^{1,2} 王则灵^{1,2} 原江燕¹ 贾丽辉¹ 张迪¹ 李晓光¹ 杨蔚³ 李秋立^{1,2} 李献华^{1,2}

CHEN Yi^{1,2}, WANG ZeLing^{1,2}, YUAN JiangYan¹, JIA LiHui¹, ZHANG Di¹, LI XiaoGuang¹, YANG Wei³, LI QiuLi^{1,2} and LI XianHua^{1,2}

1. 中国科学院地质与地球物理研究所, 岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029

2. 中国科学院大学地球与行星科学学院, 北京 100049

3. 中国科学院地质与地球物理研究所地球与行星物理院重点实验室, 北京 100029

1. State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

2. College of Earth and Planetary Sciences, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

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

2022-05-16 收稿, 2022-06-14 改回.

Chen Y, Wang ZL, Yuan JY, Jia LH, Zhang D, Li XG, Yang W, Li QL and Li XH. 2022. Tracing the source of Apollo lunar soil (E21): Petrological evidence. *Acta Petrologica Sinica*, 38(6):1811–1822, doi:10.18654/1000-0569/2022.06.18

Abstract Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences preserves an Apollo lunar soil sample (E21). However, it is still unclear which mission returned the sample. In this paper, we conduct a preliminary petrological study on this soil to trace its source. This sample consists of basalt clasts, breccia clasts, and glass spheres. The basalt clasts have mineral constitutions, microtextures, and compositions similar to mare basalt. It is further confirmed that the studied clasts belong to high-Ti mare basalt, according to the high modal abundance of ilmenite (average ~14.8vol%), bulk TiO₂ content (average ~10.5%), and Ti concentrations (average ~1000 × 10⁻⁶) in the early crystallized olivine (Fo₇₂). The scarce highlands materials and high K₂O contents in some basalt clasts indicate that the E21 sample was most likely sourced from Apollo 11 soils. Two lithic clasts dominated by orthopyroxene and plagioclase are identified as highlands norite, based on bulk rock and low-Ca pyroxene composition. Trace element composition of olivine indicates that the parental magma of high-Ti basalt has low concentrations of Ni, Cr, and P. This feature may result from the depletion of such elements in its mantle source or the assimilation of shallow, low Ni and Cr components. The Apollo 11 soil E21 would have implications for our understanding of the early evolutionary history of the Moon and provides a good comparable sample for the Chang'e-5 lunar soils.

Key words Lunar soil; Apollo; high-Ti basalt; Mg-suite; Anorthosite

摘要 中国科学院地质与地球物理研究所博物馆珍藏了一份阿波罗月壤样品(编号E21),但具体来自哪一次任务返回样品并不清楚。为了对该样品进行溯源,本文开展了初步的岩石学研究。结果显示,该样品由玄武岩岩屑、角砾岩屑和玻璃珠组成,其中玄武岩岩屑的矿物组成、结构和成分与月海玄武岩高度相似,且钛铁矿含量(平均~14.8vol%)、全岩(平均~10.5% TiO₂)以及富Mg橄榄石的Ti含量(平均Ti~1000×10⁻⁶)均显示为典型的高Ti玄武岩特征。结合较低的高地物质比例,以及部分玄武岩K₂O含量偏高的特点,可以推断E21号月壤来自阿波罗11任务返回样品。此次研究还发现两颗来自高地镁质岩套岩屑,全岩和矿物化学成分指示其为苏长岩。玄武岩岩屑的橄榄石微量元素特征表明,高Ti玄武岩的母岩浆具有较低的Ni、Cr和P含量,这一特征可能反映其源区物质相对亏损这些元素,或在形成过程中有低Ni、Cr组分混入。E21月壤对探究月球早期演化历史以及嫦娥五号月壤研究均有重要意义。

关键词 月壤;阿波罗;高钛玄武岩;镁质岩套;斜长岩

中图法分类号 P588.145; P691

* 本文受中国科学院地质与地球物理研究所重点部署项目(IGGCAS-202101)资助。

第一作者简介: 陈意,男,1980年生,研究员,从事岩石学研究,E-mail: chenyi@mail.iggcas.ac.cn

月壤是覆盖在月球基岩之上的细小(大多数 < 1cm)月表物质,主要通过陨石撞击和太空风化共同作用于月表而形成。月壤物质主要来源于近原地下伏基岩及其邻近地区,远距离搬运的外来物质所占比例极低(Jolliff and Haskin, 1995; Jolliff *et al.*, 1996),意味着月壤相当于区域内大面积采样。此外,月壤还是连接固体月球与太阳系空间物质和能量的过渡层,不仅包含了不同圈层的大量重要信息,还含有丰富的氮、氢、氦等重要资源(Becker, 2000; Fagents *et al.*, 2010)。因此,月壤具有很高的研究价值和经济价值,美国阿波罗 11 至 17 任务中均采集了月壤样品。

随着中国嫦娥五号月壤样品的返回,国内迅速掀起了月球研究的热潮,新的研究成果(Che *et al.*, 2021; Hu *et al.*, 2021; Li *et al.*, 2021; Tian *et al.*, 2021)引起了国内外学术界和公众的极大兴趣。我国除嫦娥五号返回月壤样品之外,中国科学院地质与地球物理研究所博物馆还珍藏了一份月壤样品,标注为“Lunar dust”(月尘),产地为阿波罗,但究竟是哪次任务采回的样品仍不清楚。按照阿波罗计划负责月球样品地面接收的部门对月球样品的分类定义,月尘(某些文献中又称 Lunar fines)是指月壤中粒径 < 1mm 的颗粒。对如此细小的颗粒进行溯源,是对原位微束分析技术的一次挑战。本文旨在从岩石学和矿物学的角度,对该月壤样品进行详细解译。

1 岩相学特征

研究所珍藏的阿波罗月壤样品编号为 E21,重 166mg。本次研究从中挑选了 728 个颗粒制靶,大多数粒径在 30 ~ 200 μm 之间,大于 500 μm 的颗粒仅有 6 颗。电子背散射(BSE)图像观察结果显示,该月壤样品主要由玄武岩岩屑(~40%)、角砾岩屑(~50%)和玻璃珠/玻璃碎片(~10%)组成(图 1)。冲击熔融角砾主要由玄武岩碎片、冲击熔脉和胶结物组成,表明大多数角砾的物源来自于玄武岩。因此,本次溯源研究将聚焦于玄武岩岩屑。玄武岩岩屑主要由单斜辉石、斜长石和钛铁矿组成,含少量橄榄石、陨硫铁、方石英/石英、磷灰石/白磷钙矿、静海石、斜锆石和钙钛矿(图 1a-d、图 2)。通过矿物含量统计,发现钛铁矿含量在 10.2vol% ~ 18.1vol% 之间(表 1),且橄榄石含量极低,因此可命名为钛铁矿玄武岩。

大部分玄武岩岩屑显示嵌晶结构(~35%)和次辉绿结构(~45%),少量显示斑状结构(~20%)。嵌晶结构表现为粒度大小不一的单斜辉石和钛铁矿被包裹于粗粒斜长石中(图 1a)。次辉绿结构表现为自形-半自形的斜长石互相交叉构成近三角形格架,他形的单斜辉石充填其中(图 1b)。斑状结构由粗粒的自形-半自形单斜辉石和钛铁矿斑晶与细粒的基质矿物构成(图 1c),基质矿物包含单斜辉石、斜长石和钛铁矿。此外,在斑状结构岩屑中还发现一类较为特殊的玻基斑状结构(vitrophanitic texture),以玻璃质为基质,自

形的单斜辉石斑晶在 BSE 图像下可显示韵律环带(图 1d)。在这三种结构的玄武岩岩屑中,钛铁矿与单斜辉石均显示平衡共生结构关系,表明它们是玄武质岩浆同时结晶的产物。这种不同结构的玄武岩在阿波罗和嫦娥五号返回月球样品中均有报道,通常归结于玄武质岩浆不同层位冷却速率的差异(Fagan *et al.*, 2002; Tian *et al.*, 2021)。此外,单斜辉石常显示成分环带,以“暗核亮边”为特征(图 1a-c),能谱结果显示核部富 Mg 边部富 Fe,指示玄武质岩浆持续结晶过程。极少量的橄榄石以包裹体的形式赋存于单斜辉石中,表明橄榄石结晶早于单斜辉石。陨硫铁、方石英/石英、磷酸盐和富锆矿物常沿富 Fe 单斜辉石边部分布,或与他形的铁橄榄石和富 Si-K 的充填物(mesostasis)一起分布于单斜辉石与斜长石边缘,表明这些矿物代表岩浆晚期结晶的产物。从矿物组成和结构上来看,这些玄武岩岩屑与月海玄武岩高度一致,明显与地球玄武岩不同。

此外,本次研究还发现 5 颗岩屑疑似来自于自高地岩石,包括 3 颗斜长岩岩屑和 2 颗镁质岩套岩屑。3 颗斜长岩岩屑表现为单调的粗粒斜长石碎片,内部发育大量裂纹,成分分析结果显示斜长石 An 牌号[$= 100 \times \text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na})$]约为 96 ~ 97(图 1f,详见后述)。2 颗镁质岩套岩屑主要由低 Ca 辉石(斜方辉石)和斜长石组成,没有发现高 Ca 辉石。其中 E21-094 号颗粒斜方辉石呈他形充填于斜长石粒间,钙钛矿分布于斜方辉石边缘(图 1g);E21-294 号颗粒含极少量的钛铁矿,整体呈嵌晶结构,即斜方辉石呈半自形-他形镶嵌于斜长石中,偶见斜锆石被包裹于钛铁矿中(图 1h)。以上高地岩屑在矿物组成、成分和结构上,均不同于玄武岩岩屑。

为了准确追溯 E21 月壤样品的来源,我们进一步对岩屑颗粒进行了系统的全岩和矿物成分分析。

2 分析方法

本文所有的岩石学和矿物学分析均在中国科学院地质与地球物理研究所电子探针与扫描电镜实验室完成。

2.1 玄武岩岩屑全岩成分分析

本研究采用能谱定量面扫描(mapping)技术分析月壤岩屑的全岩成分。使用仪器为 Zeiss Gemini SEM 450 场发射扫描电镜,配备了 X 射线能谱仪(Oxford instruments)、背散射电子探测器、二次电子探测器和能量选择式背散射电子探测器。为了实现主量元素的定量分析,采用钴单质金属对能谱仪进行束流校正,并使用以下标准矿物进行标定:钠长石(Si、Na、Al)、透辉石(Ca)、镁橄榄石(Mg)、铁铝榴石(Fe)、金红石(Ti)、正长石(K)、铬铁矿(Cr)、钙蔷薇辉石(Mn)和磷灰石(P 和 F)。面扫描分析条件为:加速电压 15kV,束流电流 5nA,工作距离 8.5mm,单点驻留时间 20ms,分辨率 2048 × 1536。主量元素分析的检出限为 ~0.1%。玄武岩岩屑颗粒的全岩成分依据每个矿物相的体积百分含量、密度和

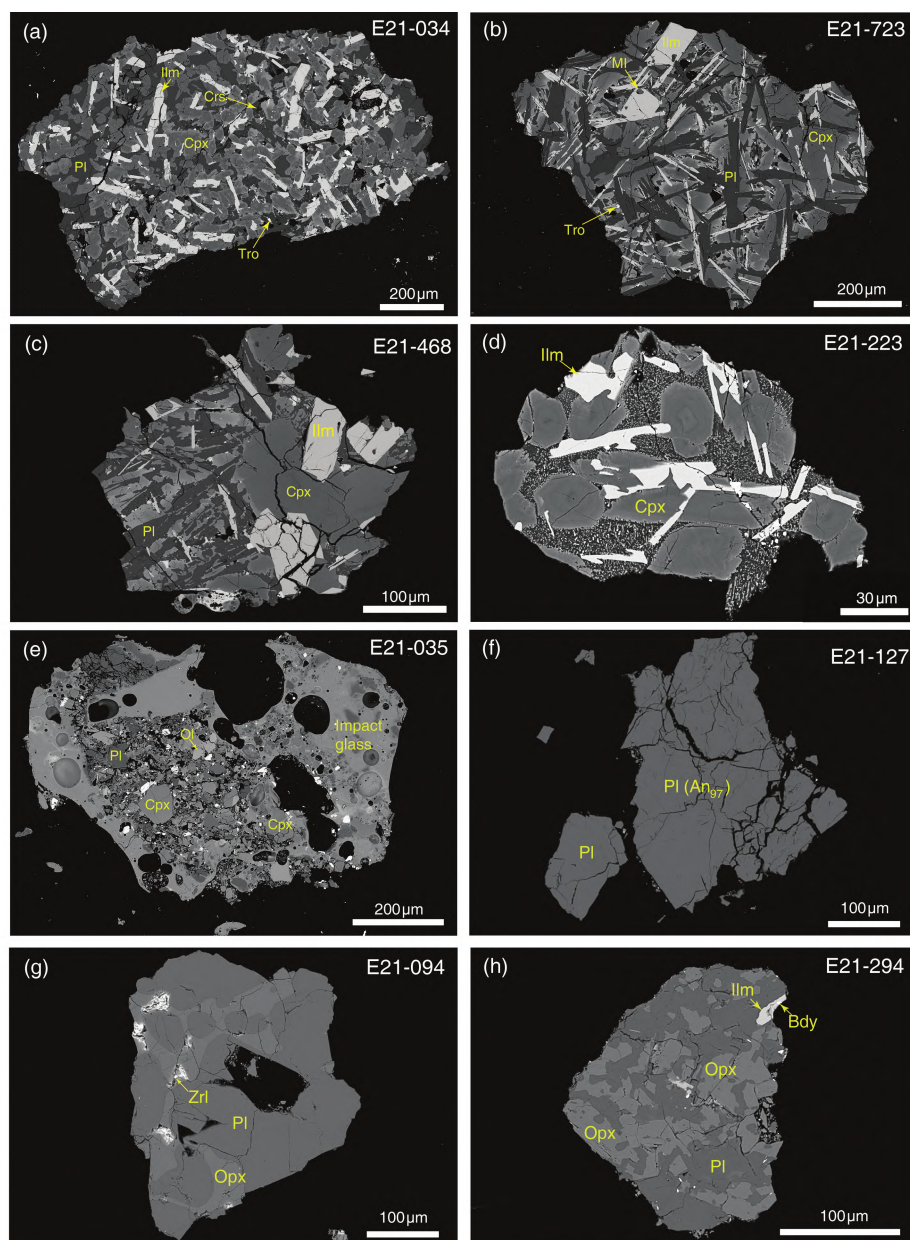


图1 E21 月壤岩屑电子背散射(BSE)照片

(a) 嵌晶结构玄武岩岩屑;(b) 次辉绿结构玄武岩岩屑;(c) 斑状结构玄武岩岩屑;(d) 波基斑状结构玄武岩岩屑;(e) 冲击熔融角砾岩屑;(f) 粗粒斜长石碎片;(g, h) 高地苏长岩岩屑, 嵌晶结构. 矿物缩写: Cpx-单斜辉石; Opx-斜方辉石; Ol-橄榄石; Pl-斜长石; Ilm-钛铁矿; Crs-方石英; Tro-陨硫铁; MI-熔融包裹体; Zrl-钙钛矿; Bdy-斜长石

Fig. 1 Back-scattered electron (BSE) images of different clasts in E21 lunar soils

(a) poikilitic basalt clast; (b) subophitic basalt clast; (c) porphyritic basalt clast; (d) vitrophanitic basalt clast; (e) a lithic clast of impact melt breccia; (f) a fragment of coarse-grained plagioclase; (g, h) two lithic clasts from the lunar highlands norite. Cpx-clinopyroxene; Opx-orthopyroxene; Ol-olivine; Pl-plagioclase; Ilm-ilmenite; Crs-cristobalite; Tro-troilite; MI-melt inclusion; Zrl-zirconolite; Bdy-baddeleyite

平均成分计算获得。对于环带发育的辉石、斜长石和橄榄石颗粒,采用能谱定量面扫描获得它们的平均成分。对于其他成分均匀矿物(钛铁矿、尖晶石、二氧化硅、钾长石、磷酸盐、含锆矿物和硫化物),直接使用能谱多点分析来获得其平均成分。详细分析方法和流程见 Yuan *et al.* (2022)。

2.2 矿物主、微量元素分析

本研究采用 CAMECA SXFive 型电子探针(EPMA)分析月壤矿物的主、微量元素成分。硅酸盐矿物主量元素的分析条件为:15kV 加速电压,20nA 电流,1μm 分析束斑。测试使用标样为钠长石(Na)、钙蔷薇辉石(Ca、Mn 和 Si)、赤铁矿(Fe)、

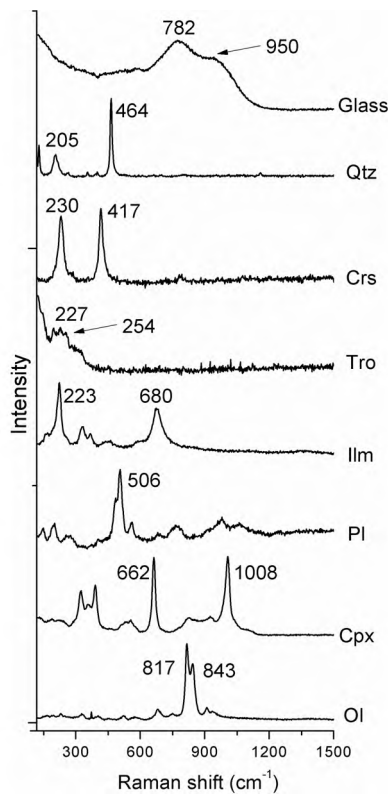


图2 E21月壤典型矿物拉曼谱峰

Glass-玻璃; Qtz-石英; 其它矿物缩写同图1

Fig. 2 Raman spectra of typical phases in E21 lunar soils

Qtz-quartz; other abbreviations are the same as those in Fig. 1

合成 MgO (Mg)、金红石 (Ti)、钾长石 (K 和 Al)、合成 Cr_2O_3 (Cr)、金属 Ni (Ni)。所有元素峰位测试时间为 20s, 主量元素检测限 (3σ) 为 0.02% ~ 0.08%。

橄榄石采用“全波谱双束流”分析方法 (详见 Su *et al.*, 2019; Zhang *et al.*, 2022) 同时分析主、微量元素, 即主量元素 (Si、Mg 和 Fe) 和微量元素 (Ni、Mn、Co、Zn、Ca、Ti、Al、Cr、Na 和 P) 分别在 40nA 和 900nA 条件下一次性测定。加速电压为 25kV, 分析束斑为 $5\mu\text{m}$ 。不同元素的峰值测试时长设置如下: Si、Mg 和 Fe 为 20s; Na、Cr、Ca、Ni、Mn、Zn 和 P 为 120s; Co、Ti 和 Al 为 240s。以 San Carlos 橄榄石作为监测标样, 每隔 10 点测试两次以监测微量元素的准确度和精确度。各微量元素的检出限可低至 $4 \times 10^{-6} \sim 27 \times 10^{-6}$ (3σ), 分析误差为 $4 \times 10^{-6} \sim 24 \times 10^{-6}$ (3σ)。

3 阿波罗月壤溯源

3.1 矿物成分特征

矿物成分数据详见电子版附件表 1。辉石和橄榄石的 Fe 和 Mn 含量均显示月球的成分特点 (图 3a, b; Papike *et al.*, 2009), 证实 E21 样品来自月球。辉石成分变化范围较大, X_{Mg} 在 0.02 ~ 0.79 之间, 但总体上落在了月海玄武岩的辉石成分区间 (图 4a; Reid *et al.*, 1970)。单斜辉石显示成分环带, 表现为核部相对富 Mg, 边部相对富 Fe, 结合单斜辉石与钛铁矿接触边界并没有明显的后期扩散环带 (图 1b, c), 指示玄武质岩浆从 ~1250°C 至 <800°C 的持续结晶过程

表1 E21 代表性玄武岩岩屑和高地岩屑全岩成分和矿物含量及其与阿波罗样品对比

Table 1 Representative bulk compositions and mineral modal proportions of the E21 lithic clasts and Apollo samples

颗粒编号	结构/类型	全岩主量元素 ^a (wt%)											矿物含量 ^a (%)						
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	S	Px	Pl	Ilm	Ol	Silica	others	
E21-061	斑状	41.6	10.3	9.9	0.3	18.9	0.3	7.2	10.1	0.9	0.4	bdl	60.9	20.9	13.4	2.8	0.1	1.9	
E21-468	斑状	40.1	11.5	10.9	0.3	19.6	0.3	5.7	9.7	0.9	0.4	0.5	55.2	25.4	18.1	0.1	0.3	0.9	
E21-223	玻基斑状	40.7	10.7	8.8	0.4	18.8	0.3	8.2	10.7	0.6	0.3	0.4	73.8	11.8	14.0	0.1		0.3	
E21-071	嵌晶	42.6	11.2	7.7	0.3	19.6	0.4	7.3	9.8	0.7	0.5	bdl	63.9	16.0	16.7	0.1	2.1	1.2	
E21-123	嵌晶	40.3	11.1	11.7	0.3	18.4	0.3	6.3	10.0	0.9	0.3	0.3	54.1	29.2	15.4	0.2	0.2	0.9	
E21-328	嵌晶	42.7	9.2	8.1	0.3	19.2	0.4	7.7	10.2	1.9	0.4	bdl	65.1	17.4	12.7	0.2	2.3	2.3	
E21-034	嵌晶	42.3	10.3	9.7	0.3	19.2	0.2	6.6	9.7	0.7	0.4	0.6	53.5	27.0	14.8		3.8	0.9	
E21-723	次辉绿	41.5	8.9	13.0	0.2	18.6	0.3	4.7	11.3	0.7	0.1	0.6	64.3	24.9	10.2			0.6	
E21-036	次辉绿	38.5	11.6	12.8	0.3	19.4	0.2	5.2	11.2	0.3	0.0	0.4	48.9	24.5	17.9	4.8	3.6	0.3	
均值		41.1	10.5	10.3	0.3	19.1	0.3	6.5	10.3	0.8	0.3	0.3	60.0	21.9	14.8	0.9	1.4	1.0	
1SD		1.4	1.0	1.9	0.0	0.4	0.1	1.2	0.6	0.4	0.2	0.3	7.7	5.8	2.6	1.7	1.6	0.7	
E21-094	嵌晶/高地	46.8	0.3	26.6	0.1	3.8	0.1	7.8	14.3	0.5	0.1	bdl	22.9	73.7	0.0	0.0	0.0	3.4	
E21-294	嵌晶/高地	48.0	1.2	21.0	0.2	7.4	0.1	9.1	11.7	0.7	0.4	bdl	50.9	46.4	1.9	0.1	0.0	0.8	
Apollo 11 ^b	高钛	41.0	10.4	9.7	0.33	19.2	0.25	7.6	11.4	0.46	0.26	0.22	50.5	28.7	14.3	1.8	2.4	2.3	
Apollo 12 ^b	低钛	44.7	3.4	9.6	0.52	20.5	0.48	10.5	10.1	0.30	0.07	0.08	53.5	25.4	4.5	13.3	1.8	1.5	
Apollo 14 ^b	高铝	46.9	2.3	14.0	0.39	14.6	0.21	9.23	11.0	0.55	0.30	0.09	45.3	42.5	3.3	6.7	1.8	0.4	
Apollo 15 ^b	低钛	46.4	2.1	9.8	0.52	20.3	0.27	10.0	9.8	0.34	0.14	0.07	53.7	29.9	2.7	9.9	1.3	2.5	
Apollo 17 ^b	高钛	39.3	11.9	9.1	0.43	18.9	0.25	8.5	10.7	0.39	0.06	0.16	47.3	25.2	17.3	3.9	2.6	3.7	
KREEP ^c		50.8	2.23	14.8	0.35	10.6	0.16	8.2	9.7	0.73	0.67	0.09							

注: a. E21 岩屑全岩主量元素成分和矿物含量依据能谱定量 mapping 方法 (Yuan *et al.*, 2022) 获得; b. 阿波罗月海玄武岩全岩主量和矿物含量平均值, 依据 ApolloBasaltDB_v2 数据库 (Cone, 2021) 计算, 其中阿波罗 17 仅统计高钛玄武岩平均值; c. 克里普岩 (KREEP) 数据来自阿波罗 15 返回的 15386 号样品 (Taylor, 1982); bdl 表示低于检测限

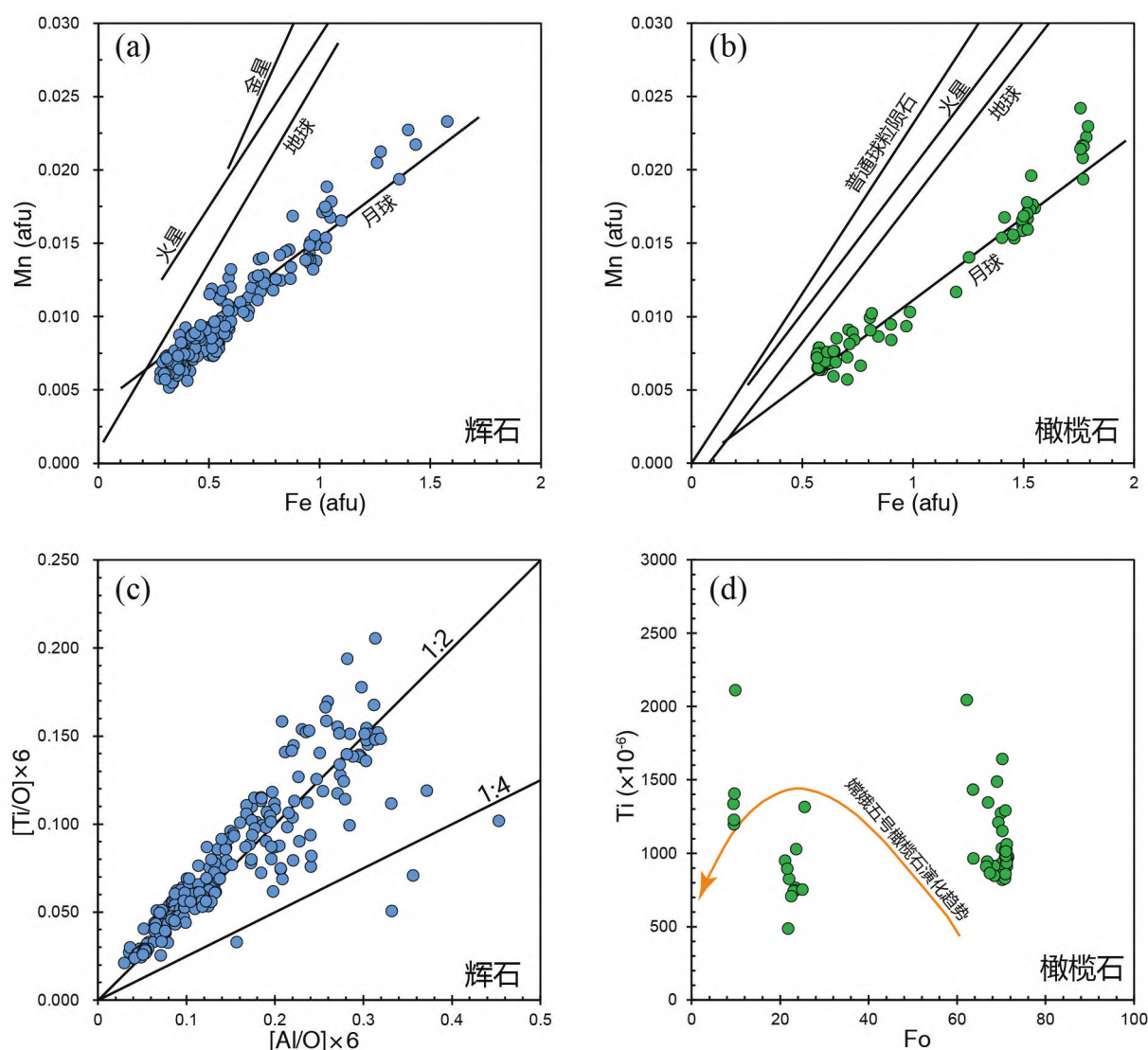


图3 橄榄石和辉石成分图解

(a) 辉石和(b)橄榄石 Fe-Mn 图解;(c) 辉石 Ti-Al 比值图解;(d) 橄榄石 Fo-Ti 含量图解. 月球、地球、火星、金星、普通球粒陨石的成分演化线源自 Papike *et al.* (2009), Berlin *et al.* (2011) 和 Joy *et al.* (2014). 嫦娥五号橄榄石演化趋势线源自 Zhang *et al.* (2022)

Fig. 3 Composition diagrams of olivine and pyroxene

Fe vs. Mn ratios of pyroxene (a) and olivine (b). (c) Ti vs. Al ratios of pyroxene. (d) Fo vs. Ti plot of olivine. Planetary trend lines for the Moon, Earth, Mars, Vesta, and ordinary chondrites from Papike *et al.* (2009), Berlin *et al.* (2011) and Joy *et al.* (2014). The trend line of Chang'e-5 basalt olivine from Zhang *et al.* (2022)

(图4a)。此外,少量低Ca辉石落在了易变辉石和斜方辉石区域(E21-094和E21-294号颗粒),偏离月海玄武岩的辉石成分区间,这种低Ca富Mg辉石的特征与高地辉石一致(Simon *et al.*, 1983)。大多数辉石的Ti/Al比值在1:2左右(图3c),指示玄武质岩浆结晶过程中普通辉石和斜长石同时结晶(Bence and Papike, 1972)。部分偏离1:2斜率的成分点,可能与分析误差或单斜辉石中存在少量 Ti^{3+} 有关(Simon *et al.*, 1984),或指示少量岩浆受易变辉石或斜方辉石结晶的影响,显著偏离1:2斜率的成分点常见于高地岩石中的辉石(Simon *et al.*, 1984)。这一点得到了斜长石成

分的支持。大部分斜长石成分与月海玄武岩斜长石成分一致(图4b),而E21-127、E21-268、E21-298、E21-094、E21-294五个岩屑中的斜长石An在83~97之间变化,FeO含量低于0.5%,与高地斜长石成分相似。其中E21-127、E21-268、E21-298三个斜长石岩屑An值为96~97,表明它们来源于高地斜长岩。斜长石An与低Ca辉石 $Mg^{\#}$ 图解显示,E21-094和E21-294两个岩屑颗粒均落在了高地镁质岩套的成分区间(图5)。

橄榄石亦显示较大的成分变化区间,可以分两组:一组 $Fo[=100 \times Mg/(Mg + Fe^{2+})]$ 值在ca. 62~72之间(图3d),

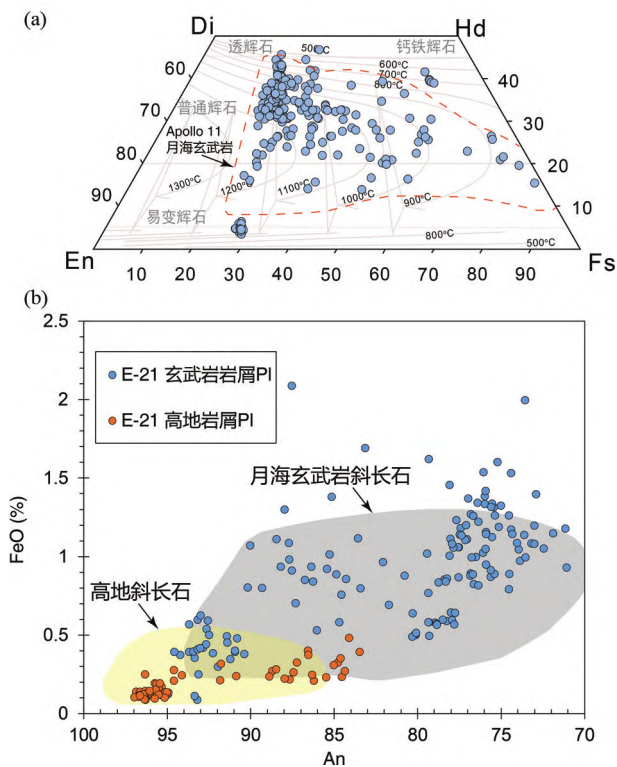


图4 辉石(a)和斜长石(b)成分图解

阿波罗11月海玄武岩的辉石成分区间,以及月海玄武岩和高地斜长石成分区间,均源自 Simon *et al.* (1984)

Fig. 4 Composition plots of pyroxene and plagioclase

The compositional ranges of pyroxene and plagioclase from Apollo 11 mare basalts and highlands rocks are modified after Simon *et al.* (1984)

该组橄榄石常被包裹于单斜辉石中,为玄武质岩浆早期结晶产物;另一组富Fe橄榄石Fo值在ca. 9~28之间,常呈他形与二氧化硅相、磷酸盐矿物一起充填于富Fe辉石边缘,为晚期结晶产物。这两组橄榄石之间的成分“间隙”(gap)在月海玄武岩中极为常见(Anand *et al.*, 2003),成分间隙大小与玄武岩SiO₂的饱和度和TiO₂含量有关(Lambart *et al.*, 2013)。

3.2 高Ti玄武岩属性的岩石学和矿物学证据

为了限定E21玄武岩的类型,我们对不同结构的9个玄武岩岩屑进行了全岩成分分析(表1)。选取的代表性岩屑需满足:岩屑颗粒大小在200μm以上,岩屑中矿物分布均匀,且矿物颗粒数在20以上。结果显示,9个颗粒全岩成分均显示较高的TiO₂含量(8.9%~11.6%,均值为10.5%),均匀的FeO含量(18.4%~19.6%,均值为19.1%),属于典型的高Ti玄武岩(图6a; Neal and Taylor, 1992)。全岩MgO含量在4.7%~8.2%之间,均值为~6.5%,依据MgO含量温度计(Jones, 2003; Putirka, 2008)可获得该玄武岩的结晶温度为1118~1210°C,与富Mg辉石成分揭示的结晶温度

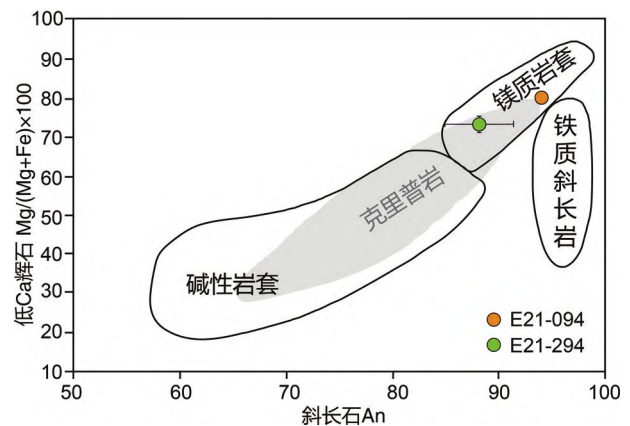


图5 E21-094和-294岩屑颗粒中斜长石An-低Ca辉石Mg[#]成分

每个岩屑取斜长石和低Ca辉石成分的平均值,误差棒为标准偏差。铁质斜长岩成分区间依据 Wiczorek *et al.* (2006), 镁质岩套、克里普岩和碱性岩套成分区间依据 Jolliff *et al.* (1999)

Fig. 5 An content of plagioclase vs. Mg[#] of low-Ca pyroxene in E21-094 and -294 compared to highlands ferroan anorthosites (FANs), Mg-suite, KREEP basalts, and alkali suite rocks

Symbols with error bars represent the average mineral compositions obtained from each lithic clast. The compositional ranges of different highlands suites are from Jolliff *et al.* (1999) and Wiczorek *et al.* (2006)

相当。

此外,研究样品属于高Ti玄武岩的矿物学证据包括:1) 钛铁矿与富Mg的自形单斜辉石(Mg[#]>70)呈现平衡共生结构(图1a-d),表明钛铁矿在早期就已开始结晶,与高钛玄武岩结晶序列一致(Papike *et al.*, 1997)。2) 研究样品中未发现富Cr的Fe-Ti尖晶石,这一点与高Ti玄武岩矿物组成特征一致,不同于低Ti玄武岩(Shearer *et al.*, 2006)。3) 较高的钛铁矿含量(平均~14.8vol%)、极低的橄榄石含量(平均~0.9vol%)(表1)和较局限的橄榄石成分区间(图3d)。实验研究表明,玄武岩的TiO₂含量制约橄榄石的结晶成分区间和含量,TiO₂含量越高,橄榄石结晶成分区间更局限,含量越低(Lambart *et al.*, 2013)。阿波罗月海玄武岩的观察结果(Anand *et al.*, 2003),以及嫦娥五号低Ti玄武岩中较高的橄榄石含量和连续变化的橄榄石Fo值(Tian *et al.*, 2021; Zhang *et al.*, 2022)也证明了这一点。本文研究的橄榄石相对局限的结晶成分区间,以及较低的橄榄石含量(表1),与高Ti月海玄武岩比较类似,明显不同于低Ti玄武岩(图3d)。4) 早期和晚期结晶橄榄石在Ti含量无显著差异,不同于嫦娥五号低Ti玄武岩橄榄石Ti含量演化趋势(图3d)。通过Fo值最高的橄榄石Ti含量(Fo~72, Ti~1000×10⁻⁶),以及橄榄石与玄武质熔体的Ti分配系数D_{Ti}^{Ol/melt}(0.019, Zhang *et al.*, 2022),可计算出母岩浆的TiO₂含量为~

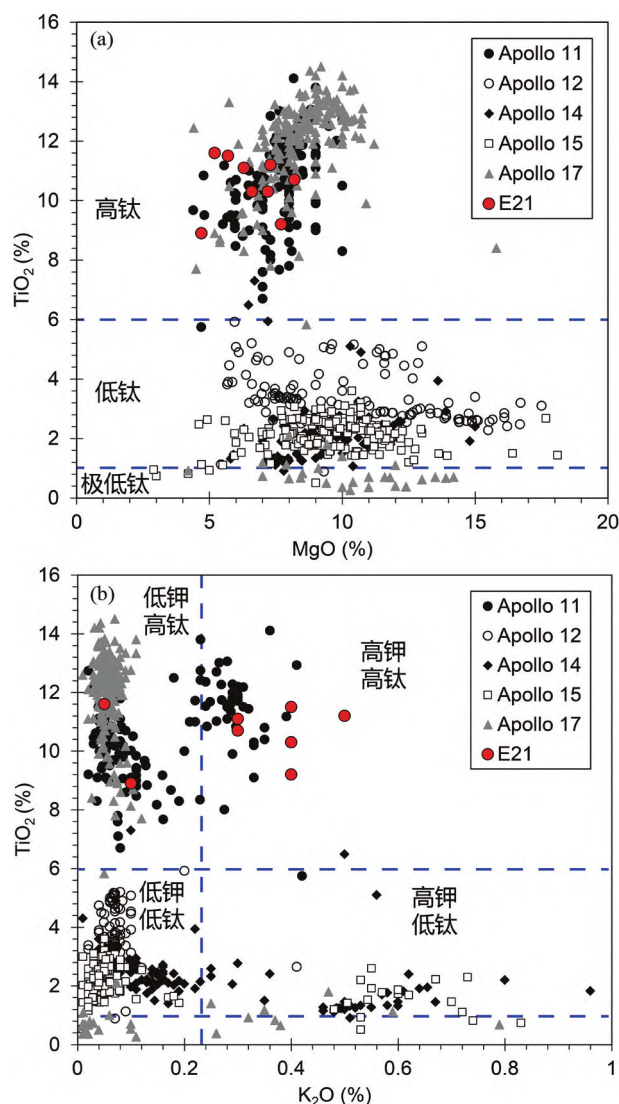


图6 E21玄武岩岩屑与阿波罗月海玄武岩全岩成分对比

阿波罗月海玄武岩全岩成分依据 ApolloBasaltDB_v2 数据库 (Cone, 2021)

Fig. 6 Comparison of the bulk composition of E21 basalt clasts and Apollo mare basalts

The whole-rock compositions of Apollo mare basalts are taken from the ApolloBasaltDB_v2 database (Cone, 2021)

8.8%, 为典型的高 Ti 玄武质岩浆。

3.3 源自阿波罗 11 返回样品的证据

在阿波罗历史上返回高 Ti 玄武岩的只有第 11 和 17 两次任务,阿波罗 11 着陆点位于月海玄武岩区(静海),阿波罗 17 着陆点位于月海和高地结合带的陶拉斯-利特罗(Taurus-Littrow)山谷。光谱探测数据显示这两个着陆点均具有高 TiO₂、高 FeO 的特点(图 7)。尽管两个着陆区具有类似的成分特点,但返回的月球样品仍存在差别,具体包括:1)阿波罗

11 返回的玄武岩均为高 Ti 玄武岩,阿波罗 17 返回的不仅有高 Ti 玄武岩,还有少量低 Ti (TiO₂ = 1% ~ 6%) 和极低 Ti (TiO₂ < 1%) 玄武岩(图 6)。2)依据本文大量数据统计结果(表 1),以及前人总结规律(Neal and Taylor, 1992; Shearer *et al.*, 2006),尽管同为高 Ti 玄武岩,阿波罗 11 样品的 TiO₂ 含量(平均 ~ 10.4%) 和钛铁矿含量(14.3vol%) 略低于阿波罗 17 样品(平均 ~ 11.9% TiO₂, 17.3vol% 钛铁矿)。3)由于阿波罗 11 着陆点位于月海区,尽管不同学者统计高地物质所占比例存在较大差别(5% ~ 26%, Hubbard, 1979; Laul and Papike, 1980; Labotka *et al.*, 1980),但总体上月海玄武岩占主导,而且阿波罗 11 返回样品中也没有大块的高地岩石。阿波罗 11 月壤 10085 和角砾岩的统计结果也显示,来自高地的物质含量低于 10.5% ~ 12.9% (Simon *et al.*, 1983, 1984)。由于阿波罗 17 位于月海和高地结合带,因此月壤物质是两者端元的物质混合,高地物质的比例较高,且与月海-高地边界的距离密切相关(Rhodes, 1973, 1977; Laul *et al.*, 1981)。4)与阿波罗 17 返回样品相比,阿波罗 11 高 Ti 玄武岩具有更大的 K₂O 含量变化,高 K 和低 K 玄武岩兼有,而阿波罗 17 返回的高 Ti 玄武岩均显示低 K 特征(表 1、图 6)。考虑到 E21 月壤样品中:1)未发现低 Ti 或极低 Ti 月海玄武岩;2)平均 TiO₂ 含量和钛铁矿含量与阿波罗 11 高钛玄武岩类似;3)高地的岩屑所占比例较低;4)高 K 和低 K 的高 Ti 玄武岩岩屑均有(图 6b)。因此可以综合推断 E21 月壤是来自于阿波罗 11 任务返回样品。

4 高地岩屑的岩石类型及其意义

本次研究中发现了五颗来自高地的岩屑,斜长石 An 牌号(83 ~ 97)与月壤 10085 中的高地斜长石成分(An₈₂₋₉₈)一致(Simon *et al.*, 1983)。其中三颗斜长石碎片(E21-127、E21-268、E21-298)的 An 值为 96 ~ 97,指示物源区可能为斜长岩。另外两个颗粒(E21-094 和 E21-294)均为低 Ca 辉石和斜长石组合,矿物成分指示来自镁质岩套岩石,岩屑全岩成分显示低 FeO 富 Al₂O₃ 的特点,与高地岩石成分一致,明显不同于月海玄武岩和克里普岩(图 8a)。此外,岩屑的 X_{Mg} 在 0.69 ~ 0.79 之间,与镁质岩套成分(X_{Mg} = 0.68 ~ 0.90)相当(Taylor, 2009)。高地镁质岩套岩石包括有苏长岩、辉长苏长岩、橄长岩和少量超镁铁岩,其中橄长岩和超镁铁岩含有较多的橄榄石和低 Ca 辉石;苏长岩以低 Ca 辉石为主,不含或极少含橄榄石;辉长苏长岩含有部分普通辉石或易变辉石。从矿物组合上来看,E21-094 和 E21-294 号颗粒与苏长岩或辉长苏长岩类似,若考虑细小岩屑颗粒矿物分布的偶然性,进一步确认是哪种岩石还需矿物成分证据。低 Ca 辉石作为镁质岩套中的常见矿物,可以很好地区分不同岩石类型(Bersch *et al.*, 1991; Norman *et al.*, 1995; Treiman and Gross, 2015)。图 8b-c 显示,尽管两个岩屑的低 Ca 辉石成分有所差别,但均与苏长岩的辉石成分类似,结合缺少高 Ca 辉

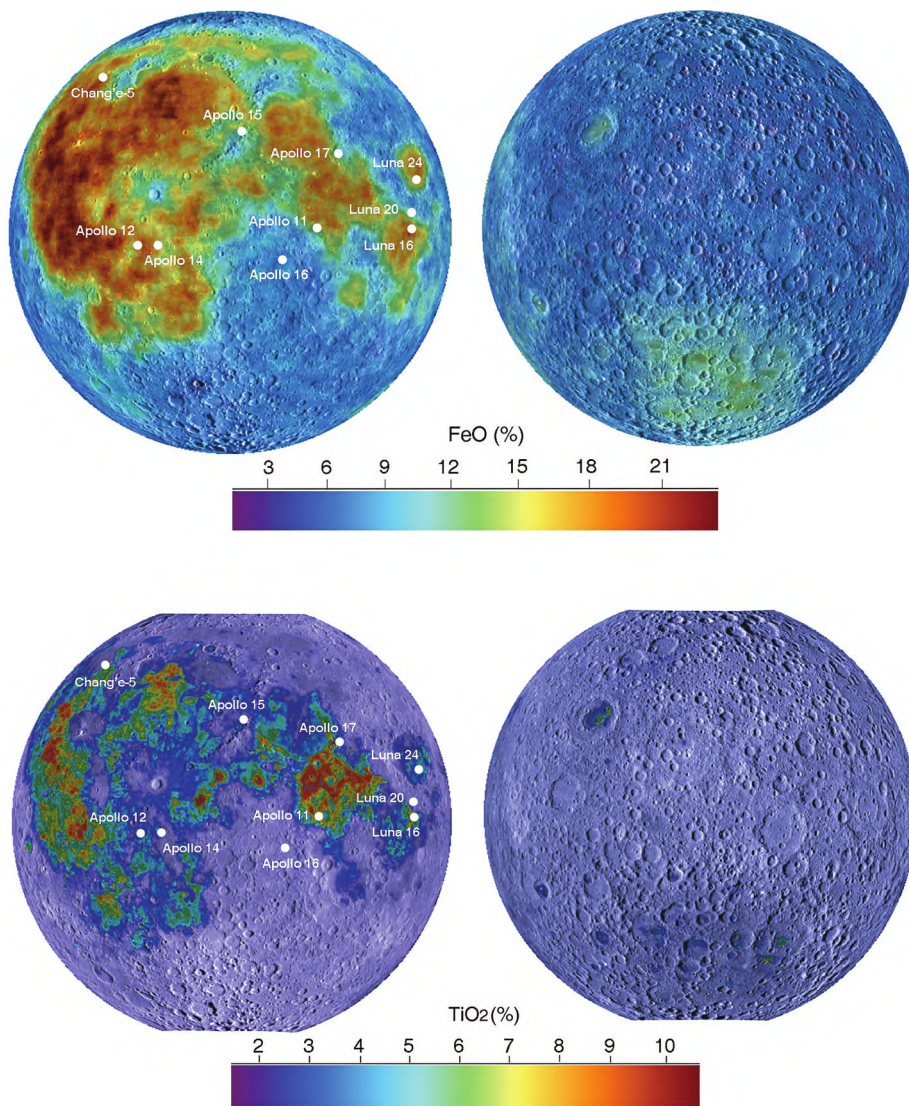


图7 月表 FeO 和 TiO₂ 含量分布图

左图为正面;右图为背面. 底图据 QuickMap 网站(<https://quickmap.lroc.asu.edu/>),另附各任务着陆器位置

Fig. 7 FeO and TiO₂ contents distribution in the near side (left) and far side (right) of the lunar surface

Data from the QuickMap website (<https://quickmap.lroc.asu.edu/>). The locations of different sample return missions are also shown

石和橄榄石的特征,我们认为它们是来自高地镁质岩套的苏长岩。

镁质岩套的成因仍是悬而未决的问题。它作为月球早期侵入到斜长岩月壳中的玄武质岩浆,同时具有较高的 Mg[#]、稀土(REE)和 Th 含量特征(Papike *et al.*, 1994, 1996; Ryder *et al.*, 1997; Shearer and Papike, 2005),比铁质斜长岩具有更高的 KREEP 组分(Taylor, 2009)。目前关于镁质岩套的成因模型包括(Warren, 1986a, b, 1988; Warren and Wasson, 1977, 1979; Hess, 1994; Shearer and Floss, 2000; Shearer and Papike, 2005):(1) 陨石冲击;(2) 月球岩浆海(LMO)结晶产物;(3) LMO 晚期堆晶产物的重熔;(4) 深部富橄榄石的月幔部分熔融形成富 Mg 玄武质岩浆,在上升过程

中混杂了晚期堆晶的 KREEP 组分,并重熔了斜长岩月壳后再重结晶的产物;(5) LMO 晚期堆晶的高密度 urKREEP 组分发生倒转(overturn),与深部 LMO 早期堆晶的富橄榄石月幔发生混合后再熔融。如果是陨石冲击成因,则需在高地找到镁质岩套岩浆的物源,但目前并未发现确凿的岩石学证据。由于镁质岩套的形成时间在 ca. 4.5 ~ 4.1 Ga (Shearer *et al.*, 2015),LMO 不太可能持续结晶如此长的时间(不超过 200 Myr)(Maurice *et al.*, 2020)。LMO 晚期堆晶岩再熔融尽管可以解释镁质岩套中的高 REE 特征,但无法解释其高 Mg[#] 特征。因此,第四和第五种成因模式是目前的主流观点。本次研究的 E21-094 号苏长岩岩屑中含有钙钛锆石(图 1h),定年结果显示其年龄为 3900 ± 12 Ma (李秋立等, 2022),为目前

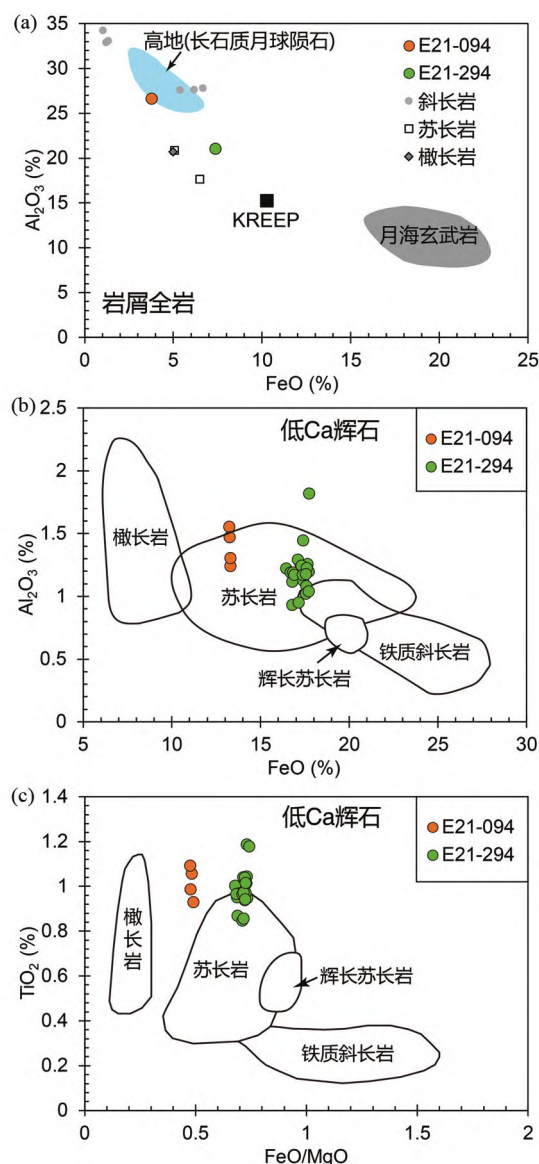


图8 高地岩石类型判别图

(a) E21-094 和 E21-294 颗粒全岩 FeO 和 Al_2O_3 含量与高地和月海岩石对比; (b) 低钙辉石 FeO- Al_2O_3 含量和 (c) FeO/MgO 比值- TiO_2 含量, 及其与高地不同类型岩石对比. 月海玄武岩和高地全岩成分区域来自 Korotev *et al.* (2003). 高地岩石中低 Ca 辉石成分区域改自 Bersch *et al.* (1991) 和 Treiman and Gross (2015)

Fig. 8 Discrimination diagrams for highlands rocks

(a) bulk FeO and Al_2O_3 contents in lithic clasts E21-094 and E21-294; (b) FeO vs. Al_2O_3 and (c) FeO/MgO vs. TiO_2 plots of low-Ca pyroxenes in the highlands lithic clasts. The bulk composition of highlands and mare regions taken from Korotev *et al.* (2003). Compositional data of low-Ca pyroxenes from different highlands lithologies collected from Bersch *et al.* (1991) and Treiman and Gross (2015)

报道的最年轻的苏长岩年龄,但还需进一步确认该年龄是否代表镁质岩套的结晶年龄。一旦确认,则可将月球早期富

Mg 玄武质岩浆活动时间延长了 2 亿年。这种年轻的高地镁质岩套岩屑的发现,将对限定月球早期高地富 Mg 玄武质岩浆成因、月壳演化历史、月幔源区组成及 LMO 演化过程均有重要意义。

5 从橄榄石微量看玄武岩成因和演化

月海玄武岩结晶序列受其成分影响显著,高 Ti 玄武岩结晶序列为橄榄石→镁铁钛矿 (armalcolite, 高 Mg 钛铁矿, $[\text{Mg}, \text{Fe}]\text{Ti}_2\text{O}_5$)→单斜辉石→斜长石 (Longhi, 1992; Papike *et al.*, 1997),低 Ti 玄武岩结晶序列为橄榄石+尖晶石→单斜辉石 (易变辉石→普通辉石)→斜长石→钛铁矿 (Shearer *et al.*, 2006)。橄榄石作为玄武岩最早的结晶矿物,在约束母岩浆成分和反演源区组分方面,比略晚结晶的单斜辉石更有优势。笔者搜集前人发表的资料后发现,可能因早期分析仪器条件和方法限制,阿波罗玄武岩中橄榄石微量元素数据非常匮乏,尤其是高 Ti 玄武岩。因此,本研究针对 E21 玄武岩中的橄榄石开展了微量元素电子探针高精度分析,数据详见电子版附件表 1。

研究样品的橄榄石 Ni 含量极低,大多在检测限附近 ($\sim 25 \times 10^{-6}$),前人分析阿波罗高 Ti 玄武岩橄榄石的少量数据 ($< 60 \times 10^{-6}$) 也揭示了这一特点 (Fagan *et al.*, 2013),而低 Ti 玄武岩橄榄石的 Ni 含量一般在约 $100 \times 10^{-6} \sim 600 \times 10^{-6}$ 之间 (Shearer and Papike, 2005; Elardo *et al.*, 2014)。这些特征均表明高 Ti 玄武岩的母岩浆 Ni 含量极低,可能的因素有: (1) 高 Ti 玄武岩橄榄石结晶之前就有 Fe-Ni 合金发生分离结晶。月海玄武岩的橄榄石中偶见 Fe-Ni 合金包裹体支持了这一可能性 (Hewins and Goldstein, 1974)。这一模式也被用于解释高地富镁岩套的母岩浆亏损 Ni 的现象 (Hess, 1994, 1998),但仍缺乏岩石学证据; (2) 月幔源区有较多的橄榄石或 Fe-Ni 合金残留; (3) 月幔源区有部分 LMO 晚期堆晶的低 Ni 组分混入; (4) 玄武岩上升过程中受到 LMO 晚期堆晶低 Ni 产物的混染。由于 LMO 晚期浅部堆晶产物富集辉石和钛铁矿 (Snyder *et al.*, 1992; Shearer and Papike, 1999),Ni 属于月幔相容元素,在晚期堆晶体应相对亏损。因此 LMO 晚期形成的富钛铁矿堆晶体不仅富集 Ti 还相对贫 Ni,形成高 Ti 玄武岩需要这种组分的加入,但到底是浅部混染还是深部混合,目前尚无定论 (Hubbard and Minear, 1975; Hughes *et al.*, 1989; Wagner and Grove, 1997)。

早期结晶的橄榄石 Cr 含量变化范围较大 ($250 \times 10^{-6} \sim 1429 \times 10^{-6}$),且与 Fo 呈正相关关系,整体上与高 Ti 玄武岩橄榄石成分区间类似 (图 9a),指示结晶早期玄武质岩浆中 Cr 含量的急剧降低。晚期结晶的橄榄石 Cr 含量与 Fo 也呈现类似趋势,但 Cr 含量总体较低 ($41 \times 10^{-6} \sim 339 \times 10^{-6}$)。考虑到橄榄石与玄武质熔体之间 Cr 的分配系数 $D_{\text{Cr}}^{\text{Ol/melt}}$ 受温度、压力、熔体成分、橄榄石成分和氧逸度等多种因素控制 (Schreiber and Haskin, 1976; Hanson and Jones, 1998;

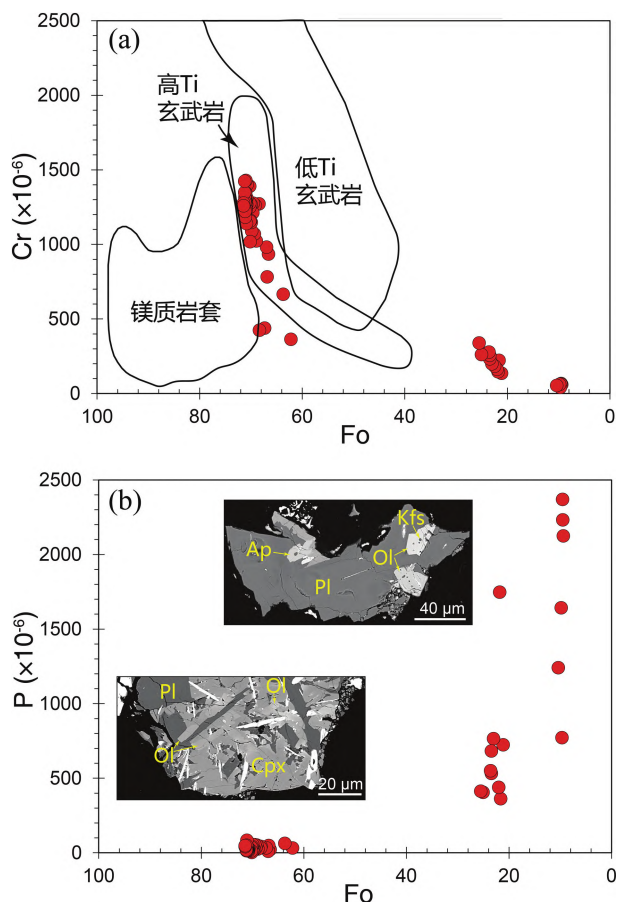


图9 E21玄武岩中橄榄石 Cr-Fo (a)和 P-Fo (b)图解
镁质岩套、高 Ti 和低 Ti 月海玄武岩橄榄石成分区间改自 Elardo *et al.* (2011) 及其文献。Kfs-钾长石; Ap-磷灰石; 其它矿物缩写见图 1

Fig. 9 Plots of Cr vs. Fo (a) and P vs. Fo (b) in olivine from E21 basalt clasts

Data source of Mg-suite, high-Ti and low-Ti mare basalts taken from Elardo *et al.* (2011) and references therein. Kfs-K-feldspar; Ap-apatite; other mineral abbreviations follow those in Fig. 1

Mallmann and O'Neill, 2009; Chen *et al.*, 2022), 本文采用 Chen *et al.* (2022) 的计算公式, 获得早期橄榄石结晶时的 $D_{Cr}^{Ol/melt}$ 为 ~ 0.30 。通过 Fo 值最高的橄榄石 Cr 含量 (1429×10^{-6}) 计算出母岩浆的 Cr_2O_3 含量为 $\sim 0.69\%$, 与阿波罗 11 富 Mg(苦橄质) 玻璃的 Cr_2O_3 含量大致相当 ($0.57\% \sim 0.70\%$) (Prinz *et al.*, 1971)。

早期结晶的橄榄石 P 含量较低, 仅为 $14 \times 10^{-6} \sim 64 \times 10^{-6}$ (图 9b), 但高于橄榄石 P 的检测限 (8×10^{-6}), 指示母岩浆 P_2O_5 含量相对较低, 可能反映其源区 KREEP 组分贡献并不显著, 这一推论与 Apollo11 高 Ti 玄武岩相对较低的 μ 值可相互印证 (Snape *et al.*, 2019)。前已述及, 由于高 Ti 玄武岩的形成需要 LMO 晚期富钛铁矿高密度堆晶体的加入, 而作为 LMO 最晚期堆晶产物的 urKREEP 组分, 在 Apollo11 高 Ti 玄武岩中却并未留下明显印迹, 表明 LMO 晚期富钛铁

矿堆晶体在月幔倒转过程中(或之后)与富集 KREEP 组分堆晶体发生了解耦, 这一动力学过程得到了数值模拟结果的支持 (Zhao *et al.*, 2019)。晚期结晶的富 Fe 橄榄石 P 含量显著增高, 可达 $363 \times 10^{-6} \sim 2369 \times 10^{-6}$ (图 9b)。已有研究表明, 形成富 P 的橄榄石需要岩浆具有较高的 P_2O_5 含量、低氧逸度和低 SiO_2 活度 (Goodrich, 1984), 或指示橄榄石从富 P 熔体中快速非平衡结晶过程 (Boesenberg and Hewins, 2010; Welsch *et al.*, 2014; Xing *et al.*, 2017)。一种可能的解释是, 玄武质岩浆演化到晚期时 P 含量急剧增高, 快速非平衡结晶, 从而造成了晚期橄榄石 P 含量极为不均匀。岩相学观察结果也证明了这一点, 磷酸盐矿物(磷灰石/白磷钙矿)常与富 Fe 他形橄榄石共生, 表明晚期富 Fe 玄武质岩浆 P_2O_5 达到了过饱和。月球中另外一种富 P 富 Mg 的橄榄石可见于高地镁质岩套中 (Demidova *et al.*, 2018, 2019), 暗示其源区或形成过程中有 KREEP 组分的加入。

6 结论和展望

本文通过详细的成分和结构表征, 证明中国科学院地质与地球物理研究所博物馆珍藏的 E21 号月壤应来自于阿波罗 11 返回样品, 同时也论证了利用高空间分辨率原位无损分析可以识别单个月壤颗粒的性质和来源。嫦娥五号月壤的成功返回, 对中国行星科学带来了新的发展契机, 同时也对原位微束分析技术提出了新的要求: 更小、更快、更准、更无损。E21 号月壤来源的确立, 不仅对探究高 Ti 玄武岩和镁质岩套成因, 以及 LMO 早期演化过程有重要意义, 对嫦娥五号月壤研究也有很重要的借鉴意义。

近期研究表明, 嫦娥五号玄武岩为 ~ 2.0 Ga 形成的低 Ti 玄武岩, 其月幔源区较干且贫 KREEP 组分 (Che *et al.*, 2021; Li *et al.*, 2021; Tian *et al.*, 2021; Hu *et al.*, 2021), 为月球演化历史提供了重要锚点。作为月球历史上另一重要类型的阿波罗 11 高 Ti 玄武岩, 在矿物组成、成分、形成时间、演化过程和月幔物质组成上与低 Ti 玄武岩有显著差异。随着中国原位微束分析新技术的迅速发展, 必将从阿波罗 11 月壤中挖掘出新的信息, 将之与嫦娥五号月壤进行对比研究, 对拓展人类对月球早期到中期演化过程的认知有重要意义。

致谢 感谢中国科学院地质与地球物理研究所博物馆、电子显微镜实验室、离子探针实验室和月球研究团队全体同仁对本工作的大力支持; 感谢惠鹤九教授和李雄耀研究员对本文提出的宝贵意见。

References

- Anand M, Taylor LA, Misra KC, Demidova SI and Nazarov MA. 2003. KREEPy lunar meteorite Dhofar 287A: A new lunar mare basalt.

- Meteoritics & Planetary Science, 38(4): 485–499
- Becker RH. 2000. Nitrogen on the moon. *Science*, 290(5494): 1110–1111
- Bence AE and Papike JJ. 1972. Pyroxenes as recorders of lunar basalt petrogenesis; Chemical trends due to crystal-liquid interaction. *Proceedings of the 3rd Lunar Science Conference*, 431–469
- Berlin J, Jones RH and Brearley AJ. 2011. Fe-Mn systematics of type IIA chondrules in unequilibrated CO, CR, and ordinary chondrites. *Meteoritics & Planetary Science*, 46(4): 513–533
- Bersch MG, Taylor GJ, Keil K and Norman MD. 1991. Mineral compositions in pristine lunar highland rocks and the diversity of highland magmatism. *Geophysical Research Letters*, 18(11): 2085–2088
- Boesenberg JS and Hewins RH. 2010. An experimental investigation into the metastable formation of phosphoran olivine and pyroxene. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(6): 1923–1941
- Che XC, Nemchin A, Liu DY, Long T, Wang C, Norman MD, Joy KH, Tartese R, Head J, Jolliff B, Snape JF, Neal CR, Whitehouse MJ, Crow C, Benedix G, Jourdan F, Yang ZQ, Yang C, Liu JH, Xie SW, Bao ZM, Fan RL, Li DP, Li ZS and Webb SG. 2021. Age and composition of young basalts on the Moon, measured from samples returned by Chang'e-5. *Science*, 374(6569): 887–890
- Chen S, Ni P, Zhang YX and Gagnon J. 2022. Trace element partitioning between olivine and melt in lunar basalts. *American Mineralogist*, doi: 10.2138/am-2022-7971
- Cone KA. 2021. ApolloBasalt DB_V2, Version 1.0. Interdisciplinary Earth Data Alliance (IEDA). 2021-04-28, <https://doi.org/10.26022/IEDA/111982>
- Demidova SI, Ntafos T and Brandstätter F. 2018. P-bearing olivines from the “Luna-20” soil samples, their sources and possible phosphorus substitution mechanisms in lunar olivine. *Petrology*, 26(3): 314–327
- Demidova SI, Anosova MO, Kononkova NN, Brandstätter F and Ntafos T. 2019. Phosphorus-bearing olivines of lunar rocks: Sources and localization in the lunar crust. *Geochemistry International*, 57(8): 873–892
- Elardo SM, Draper DS and Shearer CK. 2011. Lunar Magma Ocean crystallization revisited: Bulk composition, early cumulate mineralogy, and the source regions of the highlands Mg-suite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(11): 3024–3045
- Elardo SM, Shearer CK, Fagan AL, Borg LE, Gaffney AM, Burger PV, Neal CR, Fernandes VA and McCubbin FM. 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
- Fagan AL, Neal CR, Simonetti A, Donohue PH and O'Sullivan KM. 2013. Distinguishing between Apollo 14 impact melt and pristine mare basalt samples by geochemical and textural analyses of olivine. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 106: 429–445
- Fagan TJ, Taylor GJ, Keil K, Bunch TE, Wittke JH, Korotev RL, Jolliff BL, Gillis JJ, Haskin LA, Jarosewich E, Clayton RN, Mayeda TK, Fernandes VA, Burgess R, Turner G, Eugster O and Lorenzetti S. 2002. Northwest Africa 032: Product of lunar volcanism. *Meteoritics & Planetary Science*, 37(3): 371–394
- Fagents SA, Elise Rumpf M, Crawford IA and Joy KH. 2010. Preservation potential of implanted solar wind volatiles in lunar paleoregolith deposits buried by lava flows. *Icarus*, 207: 595–604
- Goodrich CA. 1984. Phosphoran pyroxene and olivine in silicate inclusions in natural iron-carbon alloy, Disko Island, Greenland. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(5): 1115–1126
- Hanson B and Jones JH. 1998. The systematics of Cr^{3+} and Cr^{2+} partitioning between olivine and liquid in the presence of spinel. *American Mineralogist*, 83(7–8): 669–684
- Hess PC. 1994. Petrogenesis of lunar troctolites. *Journal of Geophysical Research*, 99(E9): 19083–19093
- Hess PC. 1998. Source regions to lunar troctolite parent magmas. In: *Proceedings of the 29th Lunar Planetary Science Conference*, 1225
- Hewins RH and Goldstein JI. 1974. Metal-olivine associations and Ni-Co contents in two Apollo 12 mare basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 24(1): 59–70
- Hu S, He HC, Ji JL, Lin YT, Hui HJ, Anand M, Tartèse R, Yan YH, Hao JL, Li RY, Gu LX, Guo Q, He HY and Ouyang ZY. 2021. A dry lunar mantle reservoir for young mare basalts of Chang'e-5. *Nature*, 600(7887): 49–53
- Hubbard N. 1979. Regional chemical variations in lunar basaltic lavas. In: *Proceedings of the 10th Lunar Planetary Science Conference*. Houston: Pergamon Press, 1753–1774
- Hubbard NJ and Minear JW. 1975. A physical and chemical model of early lunar history. In: *Proceedings of the 6th Lunar Science Conference*. Houston: Pergamon Press, 1057–1085
- Hughes SS, Delano JW and Schmitt RA. 1989. Petrogenetic modeling of 74220 high-Ti orange volcanic glasses and the Apollo 11 and 17 high-Ti mare basalts. In: *Proceedings of the 19th Lunar and Planetary Science Conference*. Cambridge: Cambridge University Press, 175–188
- Jolliff BL and Haskin LA. 1995. Cogenetic rock fragments from a lunar soil: Evidence of a ferroan noritic-anorthosite pluton on the Moon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(11): 2345–2374
- Jolliff BL, Rockow KM, Korotev RL and Haskin LA. 1996. Lithologic distribution and geologic history of the Apollo 17 site: The record in soils and small rock particles from the highland massifs. *Meteoritics & Planetary Science*, 31(1): 116–145
- Jolliff BL, Floss C, McCallum IS and Schwartz JM. 1999. Geochemistry, petrology, and cooling history of 14161, 7373: A plutonic lunar sample with textural evidence of granitic-fraction separation by silicate-liquid immiscibility. *American Mineralogist*, 84(5–6): 821–837
- Jones JH. 2003. A liquidus geothermometer for SNC, Lunar, and Eucritic magmas. *League City: Proceedings of the 34th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, 1130
- Joy KH, Crawford IA, Huss GR, Nagashima K and Taylor GJ. 2014. An unusual clast in lunar meteorite MacAlpine Hills 88105: A unique lunar sample or projectile debris? *Meteoritics & Planetary Science*, 49(4): 677–695
- Korotev RL, Jolliff BL, Zeigler RA, Gillis JJ and Haskin LA. 2003. Feldspathic lunar meteorites and their implications for compositional remote sensing of the lunar surface and the composition of the lunar crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(24): 4895–4923
- Labotka TC, Kempa MJ, White C, Papike JJ and Laul JC. 1980. The lunar regolith: Comparative petrology of the Apollo sites. In: *Proceedings of the 11th Lunar and Planetary Science Conference*. Houston: Pergamon Press, 1285–1305
- Lambert S, Laporte D and Schiano P. 2013. Markers of the pyroxenite contribution in the major-element compositions of oceanic basalts: Review of the experimental constraints. *Lithos*, 160–161: 14–36
- Laul JC and Papike JJ. 1980. The lunar regolith: Comparative chemistry of the Apollo sites. In: *Proceedings of the 11th Lunar and Planetary Science Conference*. Houston: Pergamon Press, 1307–1340
- Laul JC, Papike JJ and Simon SB. 1981. The lunar regolith: Comparative studies of the Apollo and Luna sites. *Chemistry of soils from Apollo 17, Luna 16, 20 and 24*. In: *Proceedings of the 12th Lunar and Planetary Science Conference*. Houston: Pergamon Press, 389–407
- Li QL, Zhou Q, Liu Y, Xiao ZY, Lin YT, Li JH, Ma HX, Tang GQ, Guo S, Tang X, Yuan JY, Li J, Wu FY, Ouyang ZY, Li CL and Li XH. 2021. Two-billion-year-old volcanism on the Moon from Chang'e-5 basalts. *Nature*, 600(7887): 54–58
- Li QL, Liu Y, Li JH, Chen Y and Li XH. 2022. Identification and new discovery to the Apollo 11 lunar soil using SIMS U-Pb analyses. *Acta Petrologica Sinica*, 38(6): 1804–1810 (in Chinese)
- Longhi J. 1992. Origin of picritic green glass magmas by polybaric fractional fusion. In: *Proceedings of Lunar and Planetary Science Conference*, Vol. 22. Houston, 343–353
- Mallmann G and O'Neill HSC. 2009. The crystal/melt partitioning of V during mantle melting as a function of oxygen fugacity compared with some other elements (Al, P, Ca, Sc, Ti, Cr, Fe, Ga, Y, Zr and Nb). *Journal of Petrology*, 50(9): 1765–1794
- Maurice M, Tosi N, Schwinger S, Breuer D and Kleine T. 2020. A long-lived magma ocean on a young Moon. *Science Advances*, 6(28): eaba8949

- Neal CR and Taylor LA. 1992. Petrogenesis of mare basalts: A record of lunar volcanism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(6): 2177–2211
- Norman MD, Keil K, Griffin WL and Ryan CG. 1995. Fragments of ancient lunar crust: Petrology and geochemistry of ferroan noritic anorthosites from the Descartes region of the Moon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(4): 831–847
- Papike JJ, Fowler GW and Shearer CK. 1994. Orthopyroxene as a recorder of lunar crust evolution: An ion microprobe investigation of Mg-suite norites. *American Mineralogist*, 79(7–8): 796–800
- Papike JJ, Fowler GW, Shearer CK and Layne GD. 1996. Ion microprobe investigation of plagioclase and orthopyroxene from lunar Mg-suite norites: Implications for calculating parental melt REE concentrations and for assessing postcrystallization REE redistribution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(20): 3967–3978
- Papike JJ, Fowler GW and Shearer CK. 1997. Evolution of the lunar crust: SIMS study of plagioclase from ferroan anorthosites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(11): 2343–2350
- Papike JJ, Karner JM, Shearer CK and Burger PV. 2009. Silicate mineralogy of Martian meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(24): 7443–7485
- Prinz M, Bunch TE and Keil K. 1971. Composition and origin of lithic fragments and glasses in Apollo 11 samples. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 32(3): 211–230
- Putirka KD. 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy Geochemistry*, 69: 61–120
- Reid AM, Frazer JZ, Fujita H and Everson JE. 1970. Apollo 11 samples: Major mineral chemistry. In: *Proceedings of the Apollo 11 Lunar Science Conference*. Houston: Pergamon Press, 749–761
- Rhodes JM. 1973. Major and trace element chemistry of Apollo 17 samples (abstract). In: *EOS Trans. AGU*, 54: 609–610
- Rhodes JM. 1977. Some compositional aspects of lunar regolith evolution. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Sciences*, 285(1327): 293–301
- Ryder G, Norman MD and Taylor GJ. 1997. The complex stratigraphy of the highland crust in the Serenitatis region of the Moon inferred from mineral fragment chemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(5): 1083–1105
- Schreiber HD and Haskin LA. 1976. Chromium in basalts: Experimental determination of redox states and partitioning among synthetic silicate phase. In: *Proceedings of the 7th Lunar Science Conference*. Houston: Pergamon Press, 1221–1259
- Shearer CK and Papike JJ. 1999. Magmatic evolution of the Moon. *American Mineralogist*, 84(10): 1469–1494
- Shearer CK and Floss C. 2000. Evolution of the Moon's mantle and crust as reflected in trace-element microbeam studies of lunar magmatism. In: Canup RM and Righter K (eds.). *Origin of the Earth and Moon*. Tucson: University of Arizona Press, 339–360
- Shearer CK and Papike JJ. 2005. Early crustal building processes on the moon: Models for the petrogenesis of the magnesian suite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(13): 3445–3461
- Shearer CK, Hess PC, Wiczorek MA, Pritchard ME, Parmentier EM, Borg LE, Longhi J, Elkins-Tanton LT, Neal CR, Antonenko I, Canup RM, Halliday AN, Grove TL, Hager BH, Lee DC and Wiechert U. 2006. Thermal and magmatic evolution of the Moon. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 60(1): 365–518
- Shearer CK, Elardo SM, Petro NE, Borg LE and McCubbin FM. 2015. Origin of the lunar highlands Mg-suite: An integrated petrology, geochemistry, chronology, and remote sensing perspective. *American Mineralogist*, 100(1): 294–325
- Simon SB, Papike JJ, Shearer CK and Laul JC. 1983. Petrology of the Apollo 11 highland component. *Journal of Geophysical Research*, 88(S01): B103-B138
- Simon SB, Papike JJ and Shearer CK. 1984. Petrology of Apollo 11 regolith breccias. *Journal of Geophysical Research*, 89(S01): C108-C132
- Snappe JF, Nemchin AA, Whitehouse MJ, Merle RE, Hopkinson T and Anand M. 2019. The timing of basaltic volcanism at the Apollo landing sites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 266: 29–53
- Snyder GA, Taylor LA and Neal CR. 1992. A chemical model for generating the sources of mare basalts: Combined equilibrium and fractional crystallization of the lunar magmasphere. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(10): 3809–3823
- Su B, Chen Y, Mao Q, Zhang D, Jia LH and Guo S. 2019. Minor elements in olivine inspect the petrogenesis of orogenic peridotites. *Lithos*, 344–345: 207–216
- Taylor GJ. 2009. Ancient lunar crust: Origin, composition, and implications. *Elements*, 5(1): 17–22
- Taylor SR. 1982. *Planetary science: A lunar perspective*. Houston: Lunar and Planetary Institute Press
- Tian HC, Wang H, Chen Y, Yang W, Zhou Q, Zhang C, Lin HL, Huang C, Wu ST, Jia LH, Xu L, Zhang D, Li XG, Chang R, Yang YH, Xie LW, Zhang DP, Zhang GL, Yang SH and Wu FY. 2021. Non-KREEP origin for Chang'e-5 basalts in the Procellarum KREEP Terrane. *Nature*, 600(7887): 59–63
- Treiman AH and Gross J. 2015. A rock fragment related to the magnesian suite in lunar meteorite Allan Hills (ALHA) 81005. *American Mineralogist*, 100(2–3): 414–426
- Wagner TP and Grove TL. 1997. Experimental constraints on the origin of lunar high-Ti ultramafic glasses. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(6): 1315–1327
- Warren PH and Wasson JT. 1977. Pristine nonmare rocks and the nature of the lunar crust. In: *Proceedings of the 8th Lunar Science Conference*. Houston: Pergamon Press, 2215–2235
- Warren PH and Wasson JT. 1979. The origin of KREEP. *Reviews of Geophysics*, 17(1): 73–88
- Warren PH. 1986a. Anorthosite assimilation and the origin of the Mg/Fe-related bimodality of pristine moon rocks: Support for the magmasphere hypothesis. *Journal of Geophysical Research*, 91(B4): 331–343
- Warren PH. 1986b. The bulk-Moon MgO/FeO ratio: A highlands perspective. In: Hartmann WK, Phillips RJ and Taylor GJ (eds.). *Origin of the Moon*. Kona: Lunar and Planetary Institute, 279–310
- Warren PH. 1988. The origin of pristine KREEP- effects of mixing between urKREEP and the magmas parental to the Mg-rich cumulates. In: *Proceedings of the 18th Lunar and Planetary Science Conference*. Cambridge: Cambridge University Press, 233–241
- Welsch B, Hammer J and Hellebrand E. 2014. Phosphorus zoning reveals dendritic architecture of olivine. *Geology*, 42(10): 867–870
- Wiczorek MA, Jolliff BL, Khan A, Pritchard ME, Weiss BP, Williams JG, Hood LL, Righter K, Neal CR, Shearer CK, McCallum IS, Tompkins S, Hawke BR, Peterson C, Gillis J and Bussey B. 2006. The constitution and structure of the lunar interior. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 60(1): 221–364
- Xing CM, Wang CY and Tan W. 2017. Disequilibrium growth of olivine in mafic magmas revealed by phosphorus zoning patterns of olivine from mafic-ultramafic intrusions. *Earth and Planetary Science Letters*, 479: 108–119
- Yuan JY, Chen Y, Zhang D, Li XG, Tian HC, Yang W and Su W. 2022. Quantitative analysis of bulk composition of small-size lunar samples using Energy Dispersive X-ray Spectroscopy. *Atomic Spectroscopy*, 43, doi: 10.46770/AS.2022.003
- Zhang D, Su B, Chen Y, Yang W, Mao Q and Jia LH. 2022. Titanium in olivine reveals low-Ti origin of the Chang'e-5 lunar basalt. *Lithos*, 414–415: 106639
- Zhao Y, de Vries J, van der Burg AP, Jacobs MHG and van Westrenen W. 2019. The participation of ilmenite-bearing cumulates in lunar mantle overturn. *Earth and Planetary Science Letters*, 511: 1–11

附中文参考文献

- 李秋立, 刘宇, 李金华, 陈意, 李献华. 2022. 离子探针 U-Pb 体系研究识别阿波罗 11 号月壤及新发现. *岩石学报*, 38(6): 1804–1810