

基于溅射过程与降温历史的玄武质月壤来源反演

郑烨[†], 何潜[†], 付卓玥, 李扬^{*}

北京大学地球与空间科学学院, 造山带与地壳演化教育部重点实验室, 深地探测与矿产勘查全国重点实验室, 北京 100871

[†] 同等贡献

^{*} 联系人, E-mail: geoliy@outlook.com

2025-01-04 收稿, 2025-02-28 修回, 2025-04-23 接受, 2025-04-25 网络版发表

国家自然科学基金(42325303)资助

摘要 月表覆盖着一层结构松散的月壤, 是遥感和卫星观测及探月工程的重要研究对象. 成熟的月壤经历了复杂的撞击、溅射和翻耕过程, 其现今位置相比原岩发生了一定程度的转移. 确定月壤相对原岩的转移距离对相关研究具有重要意义, 这通常基于遥感数据及撞击模型分析展开. 基于玄武质岩浆喷发至月表后的冷却历史模拟, 本文证明月表熔岩流冷却历史主要受岩浆在熔岩流内部所处深度控制, 相似深度岩浆的冷却过程与熔岩流厚度关系较弱. 因此, 矿物扩散所记录的热历史不是熔岩流喷发强度/厚度的准确指标. 将熔岩流冷却历史与撞击溅射过程结合, 我们提出了基于扩散年代学恢复玄武质月壤来源(原地或异地)的新方法.

关键词 月壤溯源, Maxwell Z-Model, 岩浆冷却过程, 扩散年代学

月球是地球唯一的卫星, 其圈层结构较为简单, 只有一层非常稀薄的大气^[1], 少量的水则主要以冰的形式存在于永久阴影区中^[2]. 同时, 月球缺少全球性的板块活动, 因而能够保留更多行星形成早期的地质信息^[3], 相关研究对理解行星形成与演化过程具有重要意义. 自20世纪60年代以来, 美国的“阿波罗计划”、苏联的“月球计划”和中国的“嫦娥工程”陆续实施, 人类得以从月表采集大量样品, 为进一步分析和理解月球起源和演化等奥秘做出重要贡献^[4~7].

月球表面覆盖有一层松散的月壤, 不同区域的月壤厚度变化很大. 月球背面的高地主要以斜长岩构成, 月球正面则以发育月海玄武岩为主要特征. 高地受后期岩浆活动影响较小, 故其月壤厚度比月海玄武岩区域更大. 一般认为, 月海玄武岩月壤层平均厚度为4~5 m, 而高地的月壤层厚度为10~15 m^[8]. 月壤主要由岩石碎屑、矿物碎屑、胶结物、角砾、撞击熔融玻璃等物质组成^[9]; 粒径可从40 μm 变化至800 μm , 平均粒

径在60~80 μm ^[9], 是未来月球科研站建设的潜在建筑材料^[10,11]. 月壤中氦-3的平均含量仅为4 ppb^[11], 但鉴于月壤体积巨大, 其蕴含的氦-3总量高达130万吨^[12]. 氦-3是核聚变的理想原料, 因此有研究提出, 月壤可为地球和月球的探索与开发提供能源, 但其工程化仍存在巨大挑战^[11]. 月壤也是月表采样最重要的对象之一. 据统计, 苏联三次“月球计划”返回的月球样品(分别为101、30与170 g)均为月壤^[13]. 美国“阿波罗计划”一共返回了375.9 kg月球样品, 其中约30%为月壤^[14]. “嫦娥工程”5号(1.731 kg)和6号(1.935 kg)的返回样品也均为月壤^[15,16].

月壤的成熟需要经历复杂的演化过程. 由于月表化学风化过程相对有限, 月壤的形成主要受撞击过程控制, 主要包括两个阶段: (1) 撞击挖掘月表裸露的基岩, 形成的破碎溅射物从原始位置抛射一定距离后堆积; (2) 溅射物在被后续撞击作用下进一步破碎并混合, 最终形成成熟的月壤^[17]. 相比原岩, 成熟月壤的位

引用格式: 郑烨, 何潜, 付卓玥, 等. 基于溅射过程与降温历史的玄武质月壤来源反演. 科学通报, 2025, 70: 3545–3556

Zheng Y, He Q, Fu Z, et al. Constraining the provenance of basaltic lunar soil from impact ejection and lava cooling history (in Chinese). Chin Sci Bull, 2025, 70: 3545–3556, doi: [10.1360/TB-2025-0023](https://doi.org/10.1360/TB-2025-0023)

置受撞击挖掘发生了一定程度的转移. 显然, 如果来自较远距离的溅射物比例太大, 则采集的月壤不能完全代表采样地原位的地质特征. 例如, 模拟研究显示, 阿波罗16号任务采样地的月壤物质中约有10%来自3200 km之外的Orientale盆地^[18]. 因此, 对月壤进行溯源研究, 对月壤成因和月球地质研究具有重要意义.

前人的研究主要利用遥感等技术获取一定范围内的撞击坑信息, 包括撞击坑位置、撞击强度、撞击角度及年龄等; 并结合Maxwell Z-model、弹道沉降模型等撞击模型还原相应撞击坑参数下撞击事件产生的溅射物对采样地月壤的具体贡献^[19]. 通过该方法能够确定月壤样品中来自不同撞击坑的物质比例^[19], 同时分析出远源物质的丰度^[20], 为月壤提供了相对可靠的物源约束. 然而基于遥感观测的溯源方法缺少来自月球样品信息的约束, 且作为目前唯一的手段, 其结果难以进行验证.

通过原岩岩浆的冷却历史模拟, 并结合Maxwell Z-model撞击模型^[21], 本文建立了基于扩散年代学恢复玄武质月壤来源的新方法. 本文还证明, 在多数条件下, 月表熔岩流冷却历史主要受其绝对深度控制, 与熔岩流厚度无关, 不能用于恢复熔岩流的真实喷发通量.

1 月壤来源与形成过程

作为月表的松散物质, 月壤的形成需要经历复杂的撞击、溅射、翻耕过程. 原岩受到首次撞击后会以溅射物形式抛出一定距离并堆积, 此时溅射物仍保留了一定的层序, 其物质分布能够被ballistic sedimentation model预测^[18](图1(a)). 初次溅射物受到后续多次小型撞击的翻耕作用, 粒径减小, 且表层月壤的组成也逐渐均一化, 与原岩深度相关的成分分层逐渐消失^[9](图1(b)). 故对成熟月壤而言, 相对原岩位置发生的位置转移主要受首次撞击的溅射过程控制; 后续的翻耕过程主要对溅射物进行研磨与混匀, 溅射物转移的距离相对有限. 成熟的月壤由于经历了长时间的翻耕作用, 其组成相对均一, 因此采样的月壤能够代表一定区域范围内溅射物的整体信息, 为利用月球样品恢复采样地月壤源区提供了统计学基础.

为探究月壤形成的撞击过程, 本文应用Maxwell Z-model^[21]模拟小型撞击所挖掘物质的溅射和分布规律(图1(c)). 对原始半径为R的撞击坑, 在撞击过程中, 不同深度的坑内物质以流线形式运动, 以撞击中心为原点的流线方程为:

$$x = r_0 \times (1 - \cos\theta)^{\frac{1}{Z-2}} \times \sin\theta, \theta \in \left[0, \frac{\pi}{2}\right], \quad (1)$$

$$y = r_0 \times (1 - \cos\theta)^{\frac{1}{Z-2}} \times \cos\theta, \theta \in \left[0, \frac{\pi}{2}\right], \quad (2)$$

其中, Z为常数(Z=2.7), 决定挖掘流线形态. r_0 代表物质的发射位置, θ 代表物质发射速度与水平面夹角, y 代表相对月表的深度. 不同流线携带物质的来源深度分布不同, 这些物质沿流线以一定速度从地表抛射, 水平速度(v_x)与抛射角(ϕ)分别为:

$$v_x = \frac{\alpha}{r_0^Z}, \quad (3)$$

$$\phi = \arctan(Z-2), \quad (4)$$

其中, $\alpha = \sqrt{\frac{gR^{2Z+1}}{4Z(Z-2)}}$ (g 为重力加速度)衡量了物质流强度. 对给定的撞击, 从撞击中心向外, 随距离不断增大, 来自撞击坑深部的物质比例会逐渐降低(图1(d)). 而对不同大小的撞击坑, 较大的撞击坑具有相对更大的抛射速度, 故抛射距离更大; 因此, 在距离撞击中心相同距离处, 对较大撞击坑, 来自深部的物质比例较大(图1(d)). 根据上述方程, 可以获得距撞击坑不同距离溅射物的来源深度分布(图1(d)), 这构成了通过溅射物深度分布定量反演距撞击坑距离的理论基础.

2 熔岩流冷却模型

岩浆自月表喷出后形成熔岩流, 其厚度主要由喷发强度决定和月表地形控制. 熔岩流内部的冷却速率不同, 导致不同深度处岩浆的热历史存在差异. 对以玄武质熔岩为原岩的月壤, 本文建立了一个数值模型模拟玄武质岩浆喷出后的冷却过程(表1), 以定量探究熔岩流不同深度的热历史.

喷出月表后的熔岩流经历了由热辐射和热传导共同控制的冷却过程(图2(a)). 由于月球表面缺乏大气, 为高真空环境, 熔岩流上表面主要通过热辐射向真空传热, 这一过程可由斯特藩-玻尔兹曼方程描述:

$$q_{\text{rad}} = \varepsilon\sigma(T_{y=0}^4 - T_{\text{vac}}^4), \quad (5)$$

其中, q 为热通量, ε 为热辐射系数, σ 为斯特藩-玻尔兹曼常数, $T_{y=0}$ 和 T_{vac} 分别是熔岩流上表面的温度和真空环境的温度.

在熔岩流和月球表面基岩接触的界面, 由于温度梯度的存在, 熔岩流向基岩以热传导的形式传热, 这一过程可由热传导方程描述:

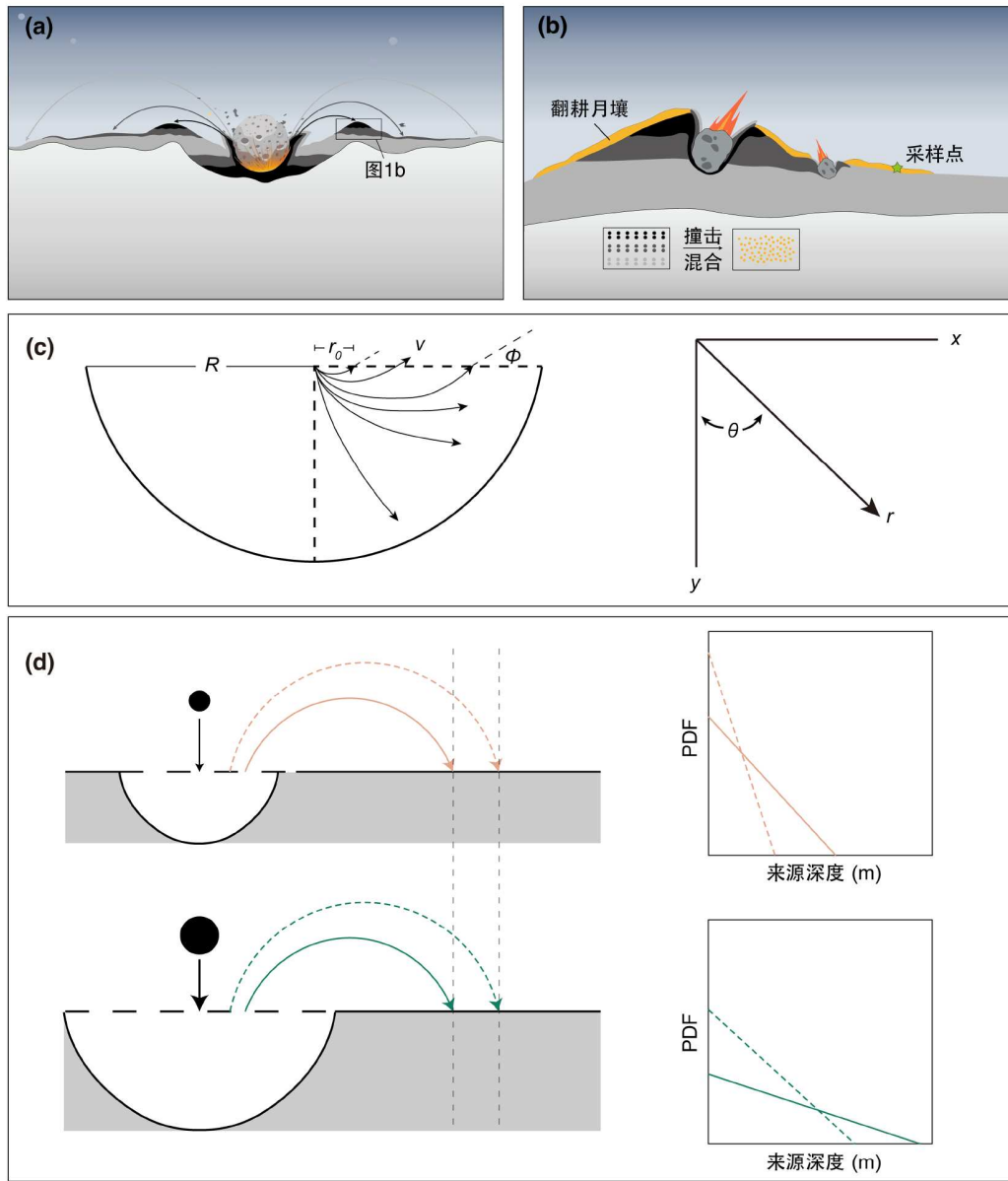


图 1 (网络版彩色)月壤形成过程示意. (a) 原岩受到撞击被挖掘和溅射. 溅射物的飞行轨迹可用Maxwell Z-model描述. (b) 后续小型撞击对溅射物进行翻耕, 使月壤成熟度增高, 并使得表层月壤组成均一化. (c) Maxwell Z-model示意图. (d) 溅射物来源深度分布的定性比较. 小型撞击的挖掘深度相对较小, 而较大的撞击体能挖掘出更深处的岩石. 源自深部的溅射物主要分布在撞击坑附近(实线). 对给定的撞击事件, 溅射物来源深度的概率密度分布曲线(PDF)可用于区分溅射物的迁移距离远近

Figure 1 (Color online) Formation of lunar soil. (a) Schematic illustration of impact excavation and ejecting process. The ejecting route can be described by the Maxwell Z-model. (b) Schematic illustration of gardening resulting from smaller impacts. (c) Schematic illustration of Maxwell Z-model. (d) Qualitative comparison of original depth distribution of lunar soil from craters with different sizes and at different ejecting distances. Smaller craters can only excavate rocks from shallow depth. Ejecta from shallow depth can travel further, hence the PDF of ejecta's original depth can be used to decipher the traveling distance

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{k}{\rho C_p} \frac{\partial^2 T}{\partial y^2}, \quad (6)$$

其中, k 是热导率, ρ 是岩浆的密度, C_p 是岩浆的比热容.

在冷却过程中, 岩浆的物理性质随温度降低发生变化, 其 k 、 C_p 与温度存在关系^[23]:

$$k_{lava} = -(1.576 \times 10^{-3})T + 3.03, \quad (7)$$

表 1 熔岩流冷却模型参数

Table 1 Parameters used in the lava cooling model

参数(单位)	熔岩流	基岩(玄武岩)
热导率($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$)	$-(1.576 \times 10^{-3})T + 3.03$	2.5 ^[22]
比热容($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$)	$1211 - (1.12 \times 10^5/T)$	500 ^[22]
潜热(J kg^{-1})	3.45×10^5 ^[23]	
密度(kg m^{-3})	2980 ^[24]	2900 ^[22]
热辐射系数	0.95 ^[24]	
斯特藩-玻尔兹曼常数($\text{J s}^{-1} \text{m}^{-2} \text{K}^{-4}$)	5.6704×10^{-8}	
初始温度($^{\circ}\text{C}$)	1100	-169.15 ^[25]
厚度(m)	50	450

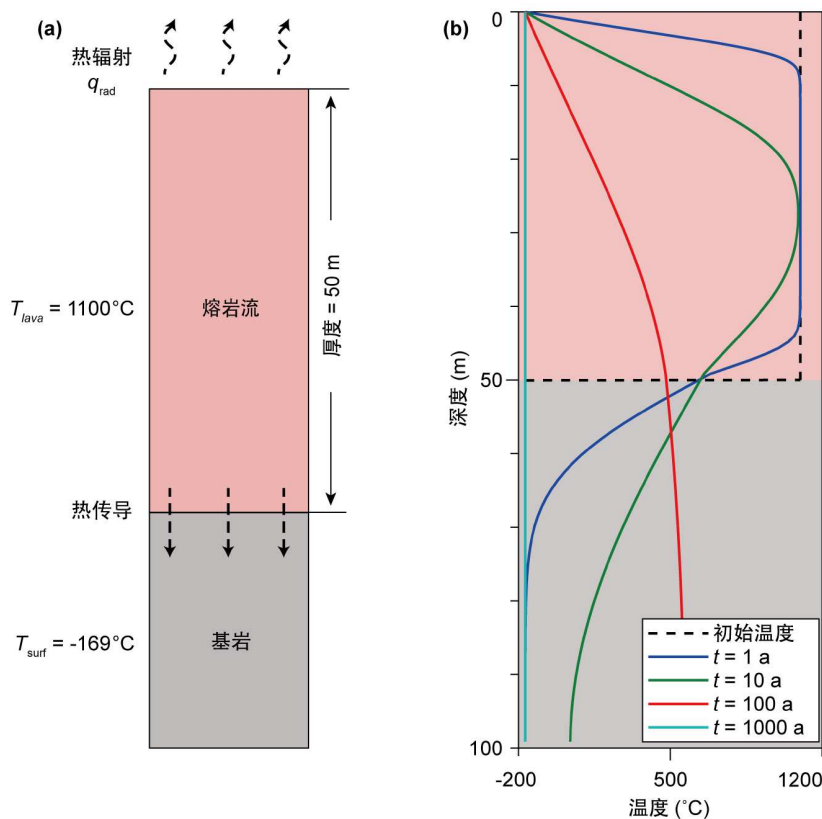


图 2 (网络版彩色)熔岩冷却模型与结果. (a) 熔岩冷却模型示意图. (b) 岩浆经历不同冷却时间后的温度剖面. 岩浆的初始温度设置为1100°C
Figure 2 (Color online) Lava cooling as a function of time. (a) Schematic illustration of lava flow cooling. (b) Simulation results of temperature profiles after different cooling time, with an initial lava temperature of 1100°C

$$C_{lava} = \begin{cases} 1211 - \left(1.12 \times \frac{10^5}{T}\right), & \text{for } T < 1010 \text{ K} \\ 1100, & \text{for } T \geq 1010 \text{ K} \end{cases} \quad (8)$$

同时, 岩浆冷却过程还伴随着矿物结晶, 结晶过程将释放出一定热量, 即结晶潜热, 会减缓熔岩流冷却的速率. 考虑到结晶潜热对冷却过程的影响, 可对岩浆比热容进行修正^[24,26].

$$C'_{lava} = C_{lava} + \frac{L}{T_{liq} - T_{sol}}, \quad (9)$$

其中, C'_{lava} 是修正后的岩浆比热容, L 是结晶潜热, T_{liq} 和 T_{sol} 分别是岩浆液相线和固相线温度.

通过数值方法同时求解式(5)和(6), 即可获得熔岩流温度随时间的变化曲线(图2(b)). 在熔岩流的不同深度处, 冷却速率明显不同. 受热辐射控制, 熔岩流上表

面降温速率很快, 而熔岩流下部降温明显较慢, 降温最慢的部位出现在熔岩流的近中间部位。

3 扩散年代学模型

矿物的多阶段生长通常表现为晶体内部成分的不均一, 即在不同阶段的生长界面间存在元素浓度梯度。该化学梯度将使得元素在表观上表现为从高浓度向低浓度发生扩散, 直至晶体内部组成达到均一。扩散年代学正是利用这种化学不平衡来反演矿物所经历的热历史, 进而约束相应过程的时间尺度^[27]。

假设在初始状态下, 某种元素在晶体的核部和边部的浓度分别为 C_1 和 C_2 ($C_1 > C_2$)。一旦浓度梯度建立, 元素便开始发生扩散, 这一过程由菲克第二定律描述:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D(T) \frac{\partial^2 C}{\partial x^2}, \quad (10)$$

其中, D 是元素的扩散系数, 其大小与温度相关, x 是距离扩散剖面起点的距离。

本研究以Mg-Fe在单斜辉石中的扩散^[28]为例, 模拟了温度和扩散时间对扩散的影响(图3(a, b))。由方程(10)可知, 扩散是时间和温度的函数, 温度的升高和扩散时间的增加都会使得扩散剖面更快趋于平衡。

4 讨论

4.1 扩散年代学还原深度分布

对特定厚度的熔岩流, 其任一深度的热历史均可

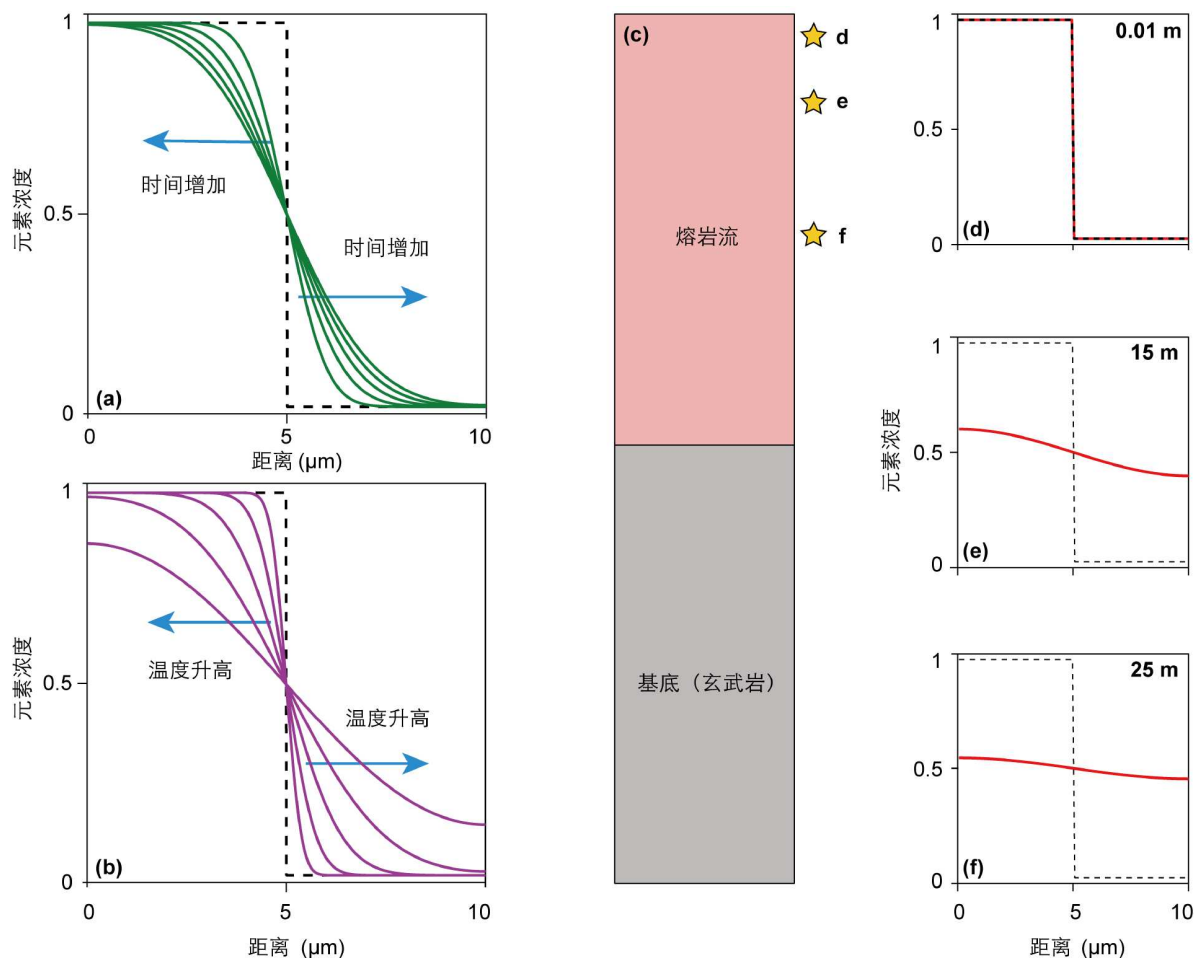


图 3 (网络版彩色)扩散年代学原理示意。(a, b) 扩散时间和温度对扩散剖面形态的影响。(c~f) 熔岩冷却过程中, 熔岩流不同深度的矿物所记录的扩散作用; 五角星分别表示深度为0.01 m(d), 15 m(e)和25 m(f)处的利用扩散模型模拟的扩散情况。黑色虚线代表初始浓度剖面, 红色实线代表岩浆完全冷却后最终的扩散剖面

Figure 3 (Color online) Principles of diffusion chronometry. (a, b) Diffusion profiles controlled by timescale and temperature. (c~f) Simulation results of diffusion within minerals from different depths in the lava. The diffusion process at 0.01, 15 and 25 m depths are illustrated in panel (d), (e) and (f), respectively. Black dashed line refers to initial composition profiles, and red solid line refers to diffusion profiles when the lava cools down completely

通过岩浆冷却模型给出,而热历史则控制着扩散过程.鉴于熔岩流浅部的热历史不受熔岩流厚度影响(见后文详续),可以将岩浆冷却模型与扩散过程模拟结合,获得熔岩流中不同深度对应的扩散时间(图4(a)).值得注意的是,只有冷却过程产生的元素扩散能够用于还原相应的来源深度.

基于上述映射关系,可以将样品在月表的扩散时间(图4(b))转化为其在熔岩流中的深度,进而获得样本深度分布曲线(图4(c)).

4.2 深度分布对照与来源确定

根据Maxwell Z-model模拟,给定撞击坑大小,我们可以得到不同距离溅射物来源深度的理论分布(图5(a)).将扩散年代学获得的样本深度分布曲线与理论分布曲线对比,可以获得在该撞击坑大小下样本距撞击中心的溅射距离(图5(b));通过改变撞击坑大小并重复上述模拟过程,将获得不同撞击坑大小下所对应的溅射距离,进而获得撞击坑大小与溅射距离的关系曲线(图5(c)).

随着撞击坑尺度增大,给定曲线所对应的溅射距离不断增大.显然,最大挖掘深度与撞击体尺寸正相关,即较大的撞击体能挖掘出更深处的岩石,而较小的撞击坑挖掘深度则相对有限(图1(d)).因此,样本来源的最大深度约束了撞击坑的最小规模.对给定的撞击坑,溅射物体体积随溅射距离增大而减少,即溅射物主要堆积在撞击坑附近.月表采样时实际铲取或钻取深度可

作为采样地月壤厚度的最小值,这对应最大溅射距离.在两者共同约束下,我们能够相对精确地确定月壤物质的来源范围及对应的撞击坑大小(图5(c)).

4.3 扩散年代学难以用于熔岩流量/厚度估算

元素在矿物中的扩散受到温度和扩散时间控制,在熔岩冷却过程中,由于熔岩不同位置所经历的降温过程不同,因此不同位置的矿物其内部发生扩散的程度也不同.图6展示了熔岩流不同深度位置的降温过程.受到上表面辐射散热的影响,浅部熔岩的降温速率相比于深部更快.结合熔岩不同深度的热历史模拟矿物内部的扩散过程,结果显示在熔岩浅部的矿物扩散程度非常低,而在熔岩深部的矿物由于降温比较缓慢,因此扩散程度较高(图3(c-f)).

为了进一步研究熔岩流厚度对降温过程的影响,我们模拟了在不同熔岩流厚度条件下,相同深度位置的降温过程(图6).结果表明,对不同厚度的熔岩流,其浅部同一深度的降温曲线几乎重叠.因此,该深度下矿物所记录的扩散程度也基本相同.这表明,源自浅部熔岩流矿物所记录的扩散程度主要与矿物所处深度相关,难以记录熔岩流整体厚度(图7(c)).前人研究主要利用扩散年代学或CSD方法,约束岩浆冷却速率,进而反演熔岩流的厚度^[29,30].显然,该方法只能约束熔岩流的最小厚度,而不是真实的厚度值.我们的研究证明,利用扩散年代学恢复熔岩流冷却史,进而还原熔岩流厚度并计算真实的熔岩流量缺乏理论基础.

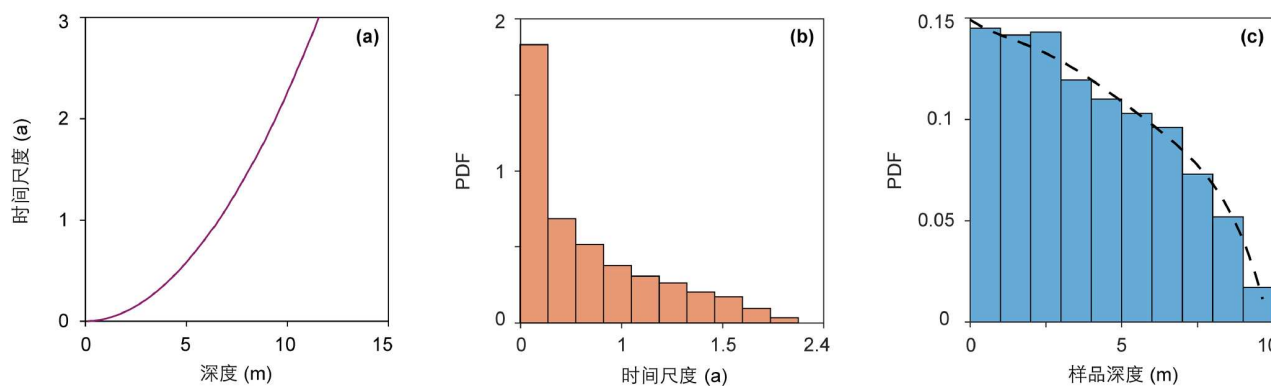


图4 (网络版彩色)扩散时间与样品深度的转换. (a) 样品扩散时间与来源深度的定量关系; 该模型以单斜辉石的Fe-Mg扩散为例给出. (b) 某样品扩散时间尺度的直方图. (c) 根据扩散时间尺度与样品深度的定量关系, 可将样品的扩散时间尺度直方图转换为样品深度直方图. 黑色曲线代表拟合得到的概率密度曲线(PDF)

Figure 4 (Color online) Transferring sample diffusion timescale to sample depth. (a) Diffusion timescale as a function of mineral depth within the lava flow, the example shown here is based on Fe-Mg diffusion in clinopyroxene. (b) Distribution histogram of diffusion timescales obtained from samples. (c) Sampling depth distribution histogram converted from the diffusion timescales. Black dashed line represents the probability density function of sample depth

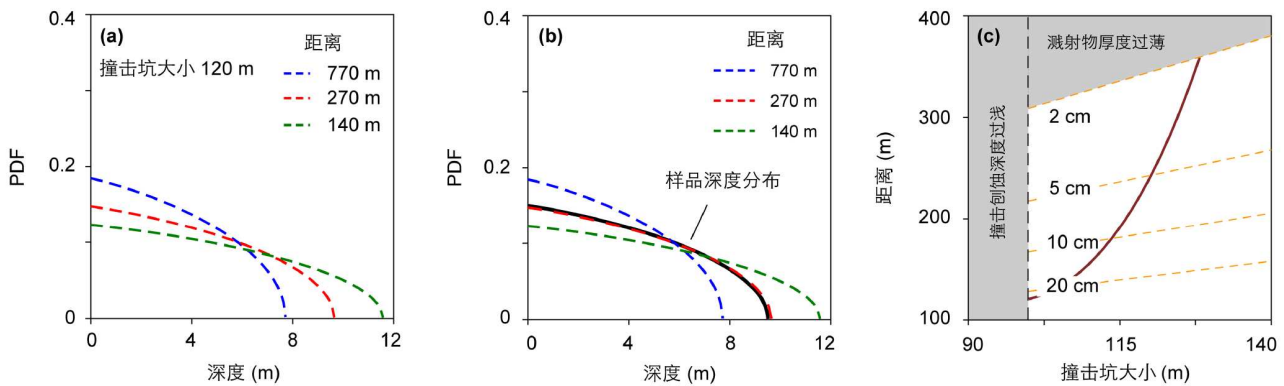


图 5 (网络版彩色)月壤来源范围约束。(a) 以120 m直径的撞击坑为例, 基于Maxwell Z-model, 溅射物在不同距离下的来源深度分布(深部物质主要分布在撞击坑附近)。(b) 实际样品来源深度概率分布曲线(黑色虚线)与Maxwell Z-model模拟120 m直径撞击坑结果的对照, 给出该条件下样品的可能溅射距离。(c) 对深度分布已知的样品, 通过模拟不同大小撞击坑溅射物的分布特征, 可获得对应的溅射距离(红色实线)。不同大小撞击坑的最大挖掘深度不同, 在不同距离处溅射物的厚度也不同, 可通过溅射物厚度(黄色虚线为厚度等值线)与撞击坑挖掘深度进一步约束溅射物与撞击坑的距离以及对应撞击坑大小

Figure 5 (Color online) Constraining the provenance of lunar soil. (a) For a 120 m crater, the distribution of ejecta's origin depth at different distances can be quantified by the Maxwell Z-model. (b) Comparing the sample's original depth distribution with results predicted by the Maxwell Z-model, we can estimate the ejection distance assuming it is from a 120 m crater. (c) For a sample with known original depth distribution, the ejection distance is a function (red line) of crater size as predicted by the Maxwell Z-model. Since the size of crater also determines the maximum excavation depth and the thickness of ejecta, we can use lunar soil thickness (yellow dashed line) and the maximum excavation depth to further constrain the size of crater and ejection distance

4.4 模型的不确定度与误差来源

需要指出的是, 扩散作用记录的是矿物结晶后经历的全部热历史。对月表熔岩流中的矿物, 其结晶可能发生在岩浆活动的各个阶段, 即贯穿岩浆在深部居留(Δt_1)、上升(Δt_2)和浅部喷发冷却(Δt_3)的全过程。显然, 利用扩散年代学还原样品来源深度时, 只与岩浆喷出地表后的降温历史相关。这要求所研究的矿物浓度剖面形成于岩浆喷出瞬间, 并开始扩散。如果将喷发之前已经发生扩散的样品计入, 则将高估熔岩流在月表的冷却时间, 最终导致模型估计的深度偏大。反之, 如果扩散在岩浆喷发后经历一定时间才启动, 则会低估样品在熔岩流中的实际扩散时间, 进而低估深度(图8(b))。为准确约束矿物在熔岩流中的实际扩散时间, 我们需要精确识别喷发至月表即结晶的矿物。岩浆在深部时温度相对稳定, 结晶的矿物主要以粗颗粒、自形为特点; 月表环境温度较低, 岩浆喷发至月表后即经历快速冷却, 主要形成中细粒矿物。鉴于此, 较大晶体的核部通常结晶于深部, 而较窄的边部结晶更可能形成于岩浆喷发后的冷却过程。此外, 除结构差异外, 两个过程中生长的矿物可能还存在成分的显著差异, 可用于进一步判别矿物的结晶位置。

元素在矿物内部的扩散受初始浓度梯度大小、扩

散系数和热历史共同约束。对给定的热历史, 在浓度梯度较小或扩散系数较大的情况下, 元素将更快达到扩

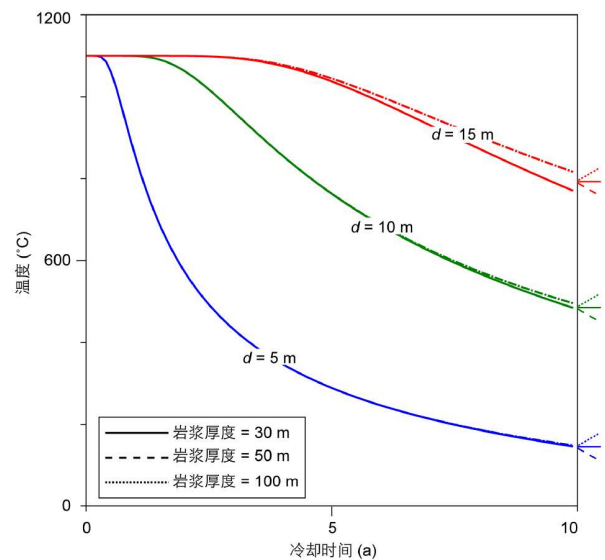


图 6 (网络版彩色)熔岩上部不同深度冷却历史与熔岩流整体厚度的关系。对于厚度分别为30、50和100 m的熔岩流, 它们浅部(5、10和15 m)冷却历史分别一致

Figure 6 (Color online) Cooling history for the shallow part of lava with variable thickness. Simulation results show that lava with thickness of 30, 50, and 100 m have almost identical cooling history for their shallow part (i.e., at the depth of 5, 10, and 15 m)

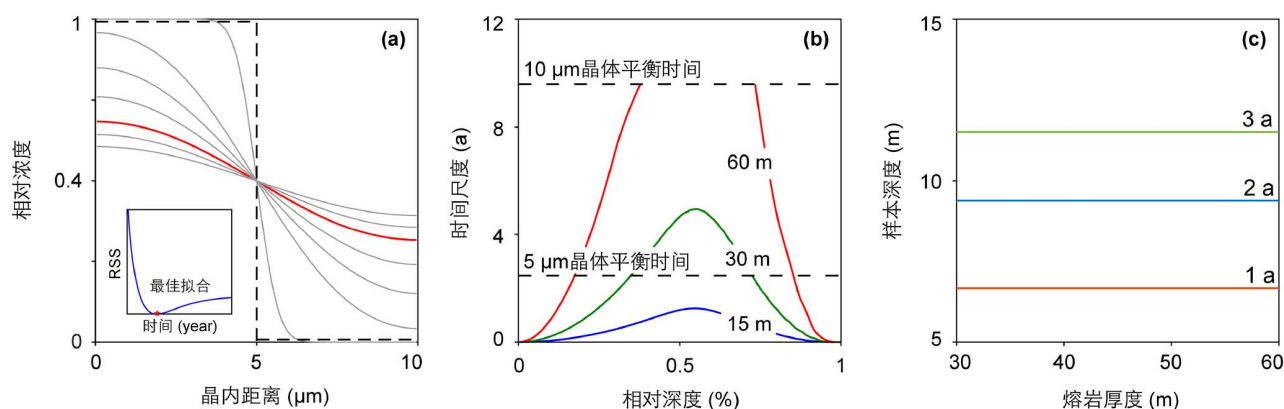


图 7 (网络版彩色) 扩散时间与深度的对应关系. (a) 深度还原方法示意. 红色曲线为实际测量得到的扩散剖面, 灰色曲线为模拟熔岩流完全冷却后不同深度矿物对应的扩散剖面. (b) 对不同厚度的熔岩流, 完全冷却后, 不同深度处矿物在封闭温度之前所记录的扩散时间尺度. 黑色虚线代表不同大小的晶体所能记录的最大时间尺度. 不同颜色代表不同熔岩厚度. (c) 针对同一时间尺度, 其对应样品在熔岩流中的深度, 但与熔岩流厚度无关

Figure 7 (Color online) Relationship between sample depth and diffusion timescale. (a) Schematic illustration of the method to trace original depth of a mineral from the lava flow. Red line refers to the measured diffusion profile of the mineral, grey lines refer to the modelled profiles for minerals from different depths. (b) For lava flow with variable thickness, the timescales recorded by diffusion chronometry are a function of depth. Black dashed lines refer to maximum timescales that can be recorded by minerals with different grain sizes. Different lava thickness is marked with different colors. (c) For a given diffusion profile, it is linked to the depth of a mineral within the lava flow, but not directly relevant to lava thickness

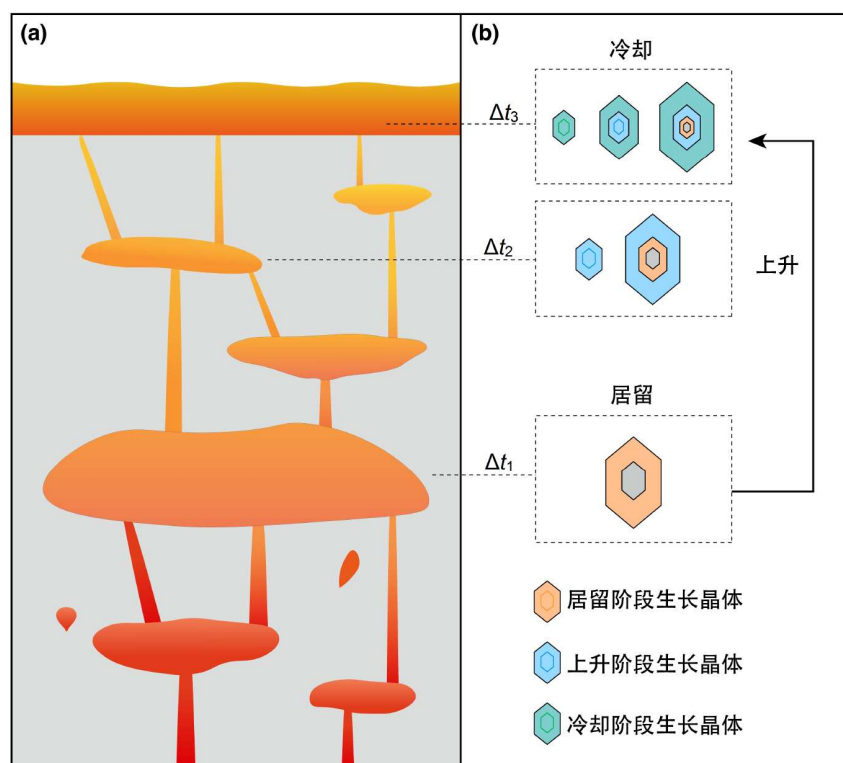


图 8 (网络版彩色) 岩浆迁移与结晶过程. (a) 岩浆的演化过程, 包含岩浆房居留、岩浆上升、喷发后冷却三个阶段. (b) 在不同阶段生长的晶体及记录的扩散时间

Figure 8 (Color online) Magma ascent and crystallization process. (a) Schematic illustration of magma evolution including residence, ascent and cooling. (b) Multi-stage crystal growth along with magma evolution

散平衡。若岩浆冷却时间大于矿物能够记录的最大扩散时间(图7(b)),则无法用于深度恢复。当目标元素的扩散速度较慢时,准确测量扩散剖面需要较高空间分辨率的分析技术^[31]。因此,需考虑分析技术的限制,应选择尺寸合适的晶体和扩散速率适中的目标元素开展研究。

矿物内部的成分环带通常对应结晶过程中的物理化学条件突变,扩散年代学研究的是上述环带在矿物形成后的扩散过程。与此同时,矿物生长过程也会在晶体内部建立化学梯度,可形成类似于扩散作用的生长环带。因此,准确厘定扩散的边界条件,并严格区分生长环带和扩散环带至关重要^[27]。不同元素在同一矿物中的扩散速度不同,扩散速度较慢的元素保留了原始的生长环带,因而我们可以用其指示目标元素的初始浓度剖面形态。生长环带的形态受元素在矿物与熔体间的分配系数控制,其形态与扩散环带的形态存在一定差异,将矿物生长时的元素配分模型与扩散模型结合,也可能对两种环带进行有效的区分。

月球玄武岩中可见气孔和裂隙等构造,表明在玄武质岩浆冷却的过程中还存在着去气作用^[32]。熔岩中的气泡由于其密度、热导率与周围岩浆不同,会造成岩浆整体的热导率和热扩散系数发生变化^[33],因此忽略气泡可能会造成熔岩流冷却模型参数的误差。利用Keszthelyi^[33]提出的校正模型,结合月海玄武岩的孔隙率一般为7%左右^[34],我们证明了气泡的存在对岩浆热导率和热扩散系数的影响很小,基本可以忽略不计。同时,由于玄武质岩浆中的气泡大小一般在毫米及以下的量级,因此气泡中的气体所产生的对流也可以忽略不计^[33]。

基于卫星图像识别及遥感重力观测等方式,许多研究已证实月球熔岩管道的普遍性^[35~38]。形态上熔岩管道与本文采用的平铺熔岩流模型存在差异,但熔岩管道的冷却仍主要受向真空的热辐射及向基岩的热传导控制,同时在顶部、底部由于快速冷却形成热边界

层^[35],这与本文采用的平铺熔岩流模拟一致。由于月球熔岩管道尺度远大于模拟的熔岩流尺度,模型忽略了水平方向上相对缓慢的热传导过程。

撞击事件会引发复杂的温压效应,其产生的多相物质在转移过程中的表现有一定差异,可能对物质分布的预测产生一定影响。此外,初期溅射物受到较大型的撞击可能发生二次溅射转移等过程^[9],而本文的撞击溅射过程以一次撞击为例。若将多次较小距离的转移和搬运等效为一次较大的撞击过程,我们的模型仍然能较为准确地给出采样地距撞击中心的最大值。虽然给出的撞击体位置和尺寸为多个小尺寸撞击体的等效撞击体,但仍可以对月壤物源来源区域给出较为有效的约束。

采集的月壤源自同一熔岩流是将撞击模型与扩散年代学结合恢复月壤深度的前提,其他来源玄武岩碎屑的混入会改变月壤样品的来源深度分布曲线,从而影响约束的物源源区范围与撞击坑大小,这可以通过月壤的成因分析进行限定。由于击穿岩体的大型撞击会带出熔岩流底部物质,其与浅部相似的降温历史可能混淆来源深度的恢复。因此,本文模型假设采集的月壤主要来自熔岩流浅部,这与目前对“嫦娥工程”实际样品的观察一致^[19,39]。此外,本文的溅射模型基于垂直撞击过程,而撞击角度也会影响溅射物的分布特征,其对月壤溯源的影响仍需进一步评估。

5 总结与展望

本研究结合了溅射模型与地球化学方法来约束月壤的物源区,确定月壤的代表区域。以扩散年代学记录的矿物热历史反演矿物在熔岩中的深度分布,与Maxwell Z-model给出的溅射物来源深度分布对照,还原月壤的溅射距离与等效撞击坑大小。尽管月壤可能受到数次撞击作用而发生多次转移,但不影响对源区范围的约束意义。对阿波罗和嫦娥工程返回的月壤样品开展扩散年代学研究将有望为月壤的来源提供独立约束。

致谢 感谢澳门科技大学祝梦华教授和罗希子同学在撞击溅射模型上的指导,感谢杜伦大学Simon Mathias教授在岩浆冷却历史模拟中提供的帮助。稿件的完善也得益于编辑和匿名审稿人细致的审阅和建设性修改意见,在此一并表示感谢。

参考文献

- 1 Stern S A. The lunar atmosphere: history, status, current problems, and context. *Rev Geophys*, 1999, 37: 453–491
- 2 Li S, Lucey P G, Milliken R E, et al. Direct evidence of surface exposed water ice in the lunar polar regions. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2018, 115:

- 8907–8912
- 3 Jaumann R, Hiesinger H, Anand M, et al. Geology, geochemistry, and geophysics of the Moon: status of current understanding. *Planet Space Sci*, 2012, 74: 15–41
- 4 Neal C R. The Moon 35 years after Apollo: What's left to learn? *Geochemistry*, 2009, 69: 3–43
- 5 Chen C Y, Hu C S, Li C J H, et al. Chang'e-5 lunar samples shed new light on the Moon. *TIG*, 2023, 1: 100014
- 6 Xu Y G. Mare Basalts and Lunar Evolution (in Chinese). *Acta Geochimica*, 2010, 39: 50–62 [徐义刚. 月海玄武岩与月球演化. *地球化学*, 2010, 39: 50–62]
- 7 Zhou Q, Wu F Y, Liu C Z. Lunar Isotopic Geochronology and Its Evolution (in Chinese). *Acta Geochim*, 2010, 39: 37–49 [周琴, 吴福元, 刘传周. 月球同位素地质年代学与月球演化. *地球化学*, 2010, 39: 37–49]
- 8 Plescia J B, Cahill J, Greenhagen B, et al. Lunar surface processes. *Rev Mineral GeoChem*, 2023, 89: 651–690
- 9 McKay D S, Heiken G, Basu A, et al. The lunar regolith. *Lunar sourcebook*, 1991, 567: 285–356
- 10 Gao N, Xu Y K, Luo T Y, et al. Recent advance and prospect of the lunar mineral resources exploration (in Chinese). *Acta Mineral Sin*, 2022, 42: 222–30 [高楠, 许英奎, 罗泰义, 等. 月球矿产资源勘查进展及展望. *矿物学报*, 2022, 42: 222–30]
- 11 Ellery A. Sustainable *in-situ* resource utilization on the moon. *Planet Space Sci*, 2020, 184: 104870
- 12 Slyta E N, Turchinskaya O I. Helium-3 in the Lunar Soil. *Advances in Geochemistry, Analytical Chemistry, and Planetary Sciences. 75th Anniversary of the Vernadsky Institute of the Russian Academy of Sciences*. Cham: Springer International Publishing, 2023. 375–396
- 13 Harvey B. The new russian space programme: from competition to collaboration. *Astronomische Nachrichten*, 1996, 317: 367
- 14 Jerde E A. Chapter 2 - The Apollo program. *Sample Return Missions*. Amsterdam: Elsevier, 2021. 9–36
- 15 Li C, Hu H, Yang M F, et al. Nature of the lunar far-side samples returned by the Chang'E-6 mission. *Natl Sci Rev*, 2024, 11: nwae328
- 16 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
- 17 Melosh H J. *Planetary surface processes*. Cambridge: Cambridge University Press, 2011
- 18 Xie M, Liu T, Xu A. Ballistic sedimentation of impact crater ejecta: implications for the provenance of lunar samples and the resurfacing effect of ejecta on the lunar surface. *JGR Planets*, 2020, 125: e2019JE006113
- 19 Jia B, Fa W, Zhang M, et al. On the provenance of the Chang'E-5 lunar samples. *Earth Planet Sci Lett*, 2022, 596: 117791
- 20 Su Y, Xu L, Zhu M H, et al. Composition and Provenance of the Chang'e-6 Lunar Samples: Insights from the Simulation of the Impact Gardening Process. *ApJL*, 2024, 976: L30
- 21 Croft S K. Cratering flow fields: implications for the excavation and transient expansion stages of crater formation. *Proc Lunar Planet Sci Conf*, 1980, 11: 2347–2378
- 22 Anand M, Tartèse R, Barnes J J. Understanding the origin and evolution of water in the Moon through lunar sample studies. *Phil Trans R Soc A*, 2014, 372: 20130254
- 23 Rumpf M E, Fagents S A, Crawford I A, et al. Numerical modeling of lava-regolith heat transfer on the Moon and implications for the preservation of implanted volatiles. *JGR Planets*, 2013, 118: 382–397
- 24 Fagents S A, Elise Rumpf M, Crawford I A, et al. Preservation potential of implanted solar wind volatiles in lunar paleoregolith deposits buried by lava flows. *Icarus*, 2010, 207: 595–604
- 25 Williams J P, Paige D A, Greenhagen B T, et al. The global surface temperatures of the Moon as measured by the Diviner Lunar Radiometer Experiment. *Icarus*, 2017, 283: 300–325
- 26 Carslaw H S, Jaeger J C. *Conduction of Heat in Solids*. Oxford: Oxford University Press, 1986
- 27 Costa F, Shea T, Ubide T. Diffusion chronometry and the timescales of magmatic processes. *Nat Rev Earth Environ*, 2020, 1: 201–214
- 28 Müller T, Dohmen R, Becker H W, et al. Fe–Mg interdiffusion rates in clinopyroxene: Experimental data and implications for Fe–Mg exchange geothermometers. *Contrib Miner Petrol*, 2013, 166: 1563–1576
- 29 Wang Z, Wang W R, Tian W, et al. Cooling rate of clinopyroxene reveals the thickness and effusion volume of Chang'E-5 basaltic flow units. *Icarus*, 2023, 394: 115406
- 30 Cashman K V. Crystal size distribution (CSD) analysis of volcanic samples: advances and challenges. *Front Earth Sci*, 2020, 8: 291
- 31 Li Y, Wu L G, Li X H. Progress and Prospects of Diffusion Chronometry (in Chinese). *Acta Geologica Sinica*, 2024, 98: 862–75 [李扬, 吴黎光, 李献华. 扩散年代学: 进展与展望. *地质学报*, 2024, 98: 862–75]
- 32 Papike J J, Hodges F N, Bence A E, et al. Mare basalts: crystal chemistry, mineralogy, and petrology. *Rev Geophys*, 1976, 14: 475–540
- 33 Keszthelyi L. Calculated effect of vesicles on the thermal properties of cooling basaltic lava flows. *J Volcanol Geotherm Res*, 1994, 63: 257–266
- 34 Kiefer W S, Macke R J, Britt D T, et al. The density and porosity of lunar rocks. *Geophys Res Lett*, 2012, 39: L07201
- 35 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

- 36 Head J W, Wilson L. Rethinking Lunar Mare Basalt Regolith Formation: New Concepts of Lava Flow Protolith and Evolution of Regolith Thickness and Internal Structure. [Geophys Res Lett](#), 2020, 47: e2020GL088334
- 37 Haruyama J, Hioki K, Shirao M, et al. Possible lunar lava tube skylight observed by SELENE cameras. [Geophys Res Lett](#), 2009, 36: 2009GL040635
- 38 Chappaz L, Sood R, Melosh H J, et al. Evidence of large empty lava tubes on the Moon using GRAIL gravity. [Geophys Res Lett](#), 2017, 44: 105–112
- 39 Xu L, Qiao L, Xie M, et al. Chronology, Local Stratigraphy, and Foreign Ejecta Materials at the Chang'e-6 Landing Site: Constraints on the Provenance of Samples Returned From the Moon's Farside. [Geophys Res Lett](#), 2024, 51: e2024GL111311

Summary for “基于溅射过程与降温历史的玄武质月壤来源反演”

Constraining the provenance of basaltic lunar soil from impact ejection and lava cooling history

Ye Zheng[†], Qian He[†], Zhuoyue Fu & Yang Li^{*}*SKLab-DeepMine, MOEKLab-OBCE, School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871, China*[†] Equally contributed to this work^{*} Corresponding author, E-mail: geoliy@outlook.com

Lunar soil, or regolith, which blankets the Moon's surface, contains vital information about the Moon's formation, geological history, and surface evolution. Understanding the origin and evolution of this material is essential for interpreting data collected during past and future lunar missions. One of the key challenges in lunar geology is tracing the provenance of lunar soil — that is, determining where it originally came from. This is especially critical because lunar soil is often transported and reworked over time, meaning its current location may not reflect its source. Mature lunar soil generally undergoes two distinct processes. The first is initial formation, which occurs through high-energy impact events that physically break down bedrock, generating fragments and ejecting them across the surface. The second is the gardening process, where micrometeorite bombardment and continual impacts churn and mix the upper regolith layers. This prolonged mixing leads to a homogenized material in terms of its original depth within the lava flow.

Previous efforts to trace the origin of lunar soil have mainly relied on remote sensing data and theoretical impact ejecta models, which estimate the contribution of material from known craters or distant sources. Here we propose a novel method that combines impact modeling with thermal diffusion chronometry to link soil samples to depths within their source rocks as mare basalts. Using the Maxwell Z-model, which describes the excavation flow field of a crater-forming impact, we simulate the depth distribution of ejecta from a basaltic lava flow. This model allows us to predict how deep within a lava flow the material originated, based on the distance it was ejected from the impact site. Additionally, we simulate the cooling history of lunar lava flows. As a lava flow cools, minerals located at different depths within the flow experience different thermal histories, which are recorded in their diffusion profiles. These profiles can be measured using diffusion chronometry, providing a time-temperature record for individual mineral grains.

Our findings show that the depth at which a mineral formed in the original lava flow is the primary control on its thermal history, rather than the overall thickness of the flow or eruption rate. While this demonstrates that diffusion chronometry provides a minimum estimate on the flux and/or volume of basaltic lava flow, it also enables us to estimate the original depth of soil grains with the lava flow.

This integrated approach offers a new method for tracing the provenance of lunar soil using diffusion chronometry. It enhances our ability to interpret lunar samples in a geological context and provides useful information for future lunar missions.

lunar soil, Maxwell Z-model, lava cooling history, diffusion chronometrydoi: [10.1360/TB-2025-0023](https://doi.org/10.1360/TB-2025-0023)