月球火山作用的地貌学特征

乔乐,陈剑,凌宗成

山东大学山东省光学天文与日地空间环境重点实验室,
空间科学与物理学院,空间科学研究院,山东威海,264209

内容提要:火山活动是月球最主要的内动力地质作用之一,是研究月球地质历史和热演化的重要窗口,也是月球科学及探测的重点目标。本文概要总结了月球火山作用的基本原理,并重点介绍了"岩墙扩展"模型。基于此模型,列举了由于岩墙在月壳内部上升程度的不同,导致的不同形式的喷发活动,并在月表产生了一系列火山地貌特征:① 当岩墙仅扩展到浅月表、未能穿透月壳并引起喷发活动时,可能会在月表产生坑链构造、地堑或底部断裂型撞击坑;② 当岩墙穿透了整个月壳并引起爆裂式喷发活动时,会在月表产生小型火山锥、区域性火山碎屑堆积物、全月分布的微小火山玻璃、暗晕凹陷构造及环形火山碎屑堆积物;③ 当岩墙穿透了整个月壳并引起溢流式喷发活动时,随着岩浆喷发通量的逐步增高,会在月表产生小型熔岩流、月海穹窿、复合熔岩流、蜿蜒型月溪、巨型熔岩流及火山高原复合体。本文也简要介绍了在月表观测到的若干非典型火山地貌特征,包括不规则月海斑块、环形凹陷穹丘及非月海富硅质穹窿。近年来新的探月数据加深了对这些特殊火山地貌特征的认识,但是更多的地质特征及成因模型细节仍有待未来月球研究及探测去解决。

关键词:火山作用;月海玄武岩;岩墙;热演化;月球

月球火山活动是月幔物质部分熔融产生的岩浆在月表的喷发过程,间接记录了月球内部物质成分、热状态及其演化过程,是研究月球地质历史和热演化的重要窗口。由于月球后期地质改造活动相对较弱,月球热演化历史在岩石组成和火山形貌特征中得到了很好的记录与保存,所以月球火山活动的研究还可以为了解地球早期的岩浆活动和热历史提供重要证据和参照(Head, 1976; Shearer et al., 2006)。同时,月球也是目前唯一一个进行了多次定点采样探测的天体,对这些返回样品的测试分析结果,为行星遥感探测数据的定标提供了"地面真值",所以月球火山活动的研究也对太阳系其他类地天体的分异和演化有着重要的启示意义。

月球火山活动的产物覆盖了月表表面积的18.1%,其中面积占比最大的为月海玄武岩及隐月海(被早期盆地溅射物掩盖的古老火山物质),其总体积约为1×10^7 km^3,约占月壳总体积的1%左右(Head et al., 1992; Whitten et al., 2015)。月海玄武岩大部分充填在月球正面的地势低洼处(图1),尤其是酒海纪(起止时间为3.92~3.85 Ga之前;Stöffler et al., 2001)及之后的大型盆地,如雨海、澄海、酒海和危海,形成了广袤的熔岩平原。而月海玄武岩在月球背面分布较少,主要集中在"南极-艾肯"(South Pole-Aitken, SPA)盆地内部若干个撞击坑或者盆地底部,如智海(Ingenii)和阿波罗(Apollo)盆地,而在SPA地区外部,也有少量分布,如莫斯科海(Mare Moscoviense)和齐奥尔科夫斯基(Tsiolkovsky)撞击坑。月球火山活动在正-背面的不均匀分布可能与月壳厚度的差异有关,月球背面较厚的月壳可能使岩浆上升到月表的潜能受到一定限制。

对火山地貌的研究是月球火山作用研究的主要内容,其主要基于多源遥感探测数据,对多种火山地貌的地形地貌、物质成分、物理性质、深部结构等地质特征进行综合分析,进而对月球火山活动的详细喷发过程进行约束。进入新的世纪,多个国家相继

注:本文为民用航天技术预先研究项目(编号D020204)、国家自然科学基金项目(编号11941001,41972322)联合资助的成果。
收稿日期:2021-04-30;改回日期:2021-06-10;网络发表日期:2021-07-23;责任编辑:潘静。
作者简介:乔乐,男,1989年生。博士,副研究员,主要从事行星地质学研究。E-mail:leqiao.geo@gmail.com; leqiao@sdu.edu.cn。

引用本文:乔乐,陈剑,凌宗成. 2021. 月球火山作用的地貌学特征. 地质学报, 95(9): 2678~2691, doi: 10.19762/j.cnki.dizhixuebao.2021264.
Qiao Le, Chen Jian, Ling Zongcheng. 2021. Volcanic landforms on the Moon. Acta Geologica Sinica, 95(9): 2678~2691.

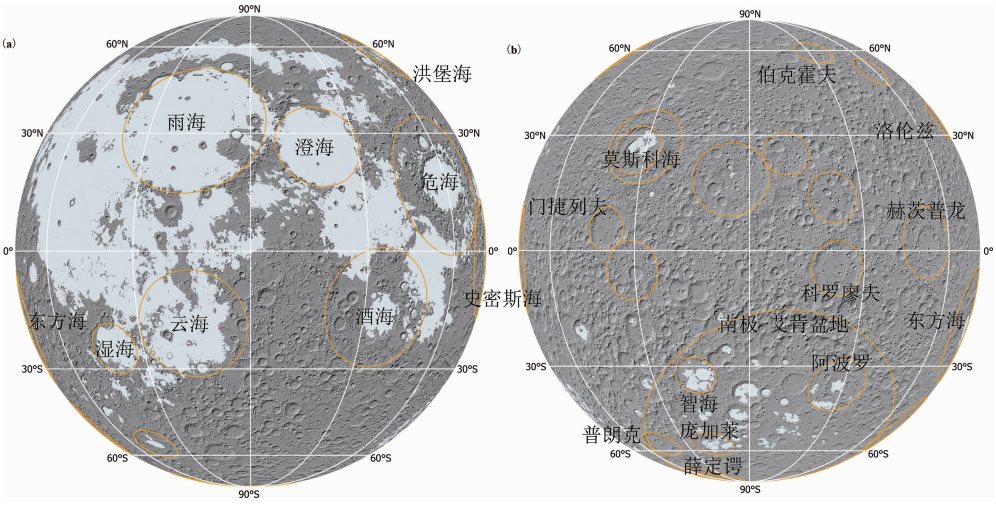


图 1　月海玄武岩(浅色区域)在月球正面(a)及背面(b)的空间分布

Fig. 1　Spatial distribution of mare basalts (light grey areas) in the lunar nearside (a) and farside (b)

底图基于月球轨道器激光高度计(Lunar Orbiter Laser Altimeter, LOLA)地形数据制作的地形晕渲图;圆圈为直径大于 300 km 的撞击盆地(据 Head et al., 2010; Neumann et al., 2015)

Basemap is a hillshade rendering of Lunar Orbiter Laser Altimeter (LOLA) topography, and circles are impact basins >300 km in diameter (after Head et al., 2010; Neumann et al., 2015)

开展多次月球探测任务,尤其是我国持续开展的嫦娥探月工程,获得了海量的高分辨率遥感探测数据,为研究月球火山活动的地貌学特征提供了前所未有的数据支撑,涌现出大量的研究成果,加深了对月球火山作用的全面认知。本文首先介绍月球火山作用的基本原理,然后梳理月球火山作用地貌特征的研究现状,并讨论其对月球深部及热演化的制约意义,以期与国内同行提升对月球地质学的认知,希望能为我国未来月球探测提供一定的参考。

1　月球火山作用的基本原理

1.1　岩浆的产生

基于月海玄武岩地球化学性质的高温高压实验认为其源区岩浆为月球深部 200～300 km 处富橄榄石、辉石月幔物质不同程度的部分熔融(Shearer et al., 2006)。早期基于地基望远镜对月球正面的观测发现,大量月海玄武岩充填在大型撞击盆地内部(图 1a),这就自然引出了一个关于月球火山作用机理的议题:形成这些盆地的大型撞击作用是否直接导致了月球火山活动岩浆的产生、上涌及喷发?这一疑问早在阿波罗系列任务之前就被学者频繁提及(Baldwin, 1963; Ronca, 1966),且最近又引起了新的关注(Michaut et al., 2018)。然而这一观点受到了后续观测数据的否定:1965 年,前苏联发射的探测器 3 号(Zond 3)获取了月球背面高质量影像,发现在月球背面很多大型撞击盆地内部并没有充填大量的月海玄武岩(图 1b);而返回月球玄武岩样品定年结果也发现,在一些撞击盆地内部,火山活动的作用时间比盆地的形成时间晚了将近 10 亿年之久(Wilhelms, 1987)。现在一般认为,月海玄武岩之所以大量充填在撞击盆地内部可能仅仅是因为盆地内部较低的地势和较薄的月壳,有利于岩浆的上升和充填(Ivanov et al., 2003)。

关于月球火山活动岩浆的具体产生机制,前人研究也提出了多个模型,有些模型认为月球所有玄武岩类型都来源于单个原始源区,而熔融程度的不同导致了岩浆成分的差异,而有些模型则认为月球内部是分层的,不同层的物质成分差异较大,不同深度物质的部分熔融产生了不同成分的岩浆。这些模型可以大致分为 4 类:单一原始源区、岩浆同化作用、月球内部层状堆晶岩以及堆晶岩"对流-翻转"模型(Neal et al., 1992)。这些模型中,"层状堆晶岩"模型(Cumulate Layer-Cake)的认可程度相对较高。

层状堆晶岩模型认为月海玄武岩的岩浆源区是月球岩浆洋固结之后的铁镁质堆晶岩。该模型首先由 Smith et al. (1970)及 Phillpotts et al. (1970)提出,后来 Taylor et al. (1974)又对其进行了完善,用于解释月球高地和月海地球化学特征的互补性(Shih et al., 1975, 1976)。Taylor et al. (1974)提出的改进版模型认为,月球早期岩浆洋的结晶分异

作用使得月球内部存在明显的分层特征,其中最下部是富橄榄石和斜方辉石的堆晶岩层(低钛玄武岩源区),上覆有富单斜辉石和钛铁矿的堆晶岩层(高钛玄武岩源区),而斜长石在岩浆洋分异结晶过程中因为密度分离作用而上浮到月表,形成长石质的月壳或者高地物质。低钛月海玄武岩的源区由橄榄石-斜方辉石堆晶岩(月球岩浆洋较早期结晶分异的产物,位于月球内部较深处)组成,而高钛月海玄武岩的源区则由富钛铁矿和单斜辉石的堆晶岩(岩浆洋较晚期结晶的产物,位于较浅的月球内部)组成。同时,也有观点指出,月球岩浆洋完成结晶分异之后,后期结晶的富含钛铁矿、密度较大的堆晶岩层位于早期结晶的富含铁镁质矿物、密度较低的堆晶岩层之上,处于重力不均衡的状态,导致上覆密度较大的堆晶岩层下沉,引起了月球内部的对流性翻转(Delano, 1980; Spera, 1992)。由于岩浆洋分异结晶产生的多个堆晶岩层的演化程度差异很大,原始岩浆和演化程度较高的岩浆的不充分混合导致了月壳物质和月海玄武岩源区岩浆成分的多样性。

堆晶岩模型最主要的优势就是可以解释放射成因同位素年代学分析所揭示的月球火山活动两阶段演化过程。然而,该模型仍然存在一些缺憾,比如难以解释高钛玄武岩(晚期堆晶岩)和低钛玄武岩(早期堆晶岩)相同的 $Mg^{\#}$ 值,因为按照月球岩浆洋序列分异结晶过程,早期结晶产物的 $Mg^{\#}$ 值应该比晚期结晶产物的 $Mg^{\#}$ 高。另外,地球化学模拟计算显示,只有在月球岩浆洋总体结晶程度达到了 50%~70%时,斜长石才开始从岩浆洋中结晶分离出去,因此在斜长石分离之前结晶的铁镁质堆晶岩不应表现出明显的 Eu 元素负异常,然而这与月海玄武岩样品的分析结果不符合(Neal et al., 1992)。

1.2 岩浆的上升及喷发

由于月球火山喷发产生的大量月海玄武岩大部分都充填于大型撞击盆地内部(图 1),所以早期学者认为大型撞击作用在月球内部产生的断裂和断层带可能提供了岩浆上升的通道(Solomon et al., 1980),致使岩浆因为浮力作用而沿着这些通道上升到月球表面,继而喷发。然而这一观点受到了后续一系列观测数据的质疑:首先,返回月球样品放射成因同位素定年分析和遥感影像撞击坑统计均表明,月球火山活动持续了几十亿年,而撞击作用在月壳内部产生的断裂不太可能保持这么长时间的开合状态(Melosh, 2001);其次,基于最新的 GRAIL 重力场数据计算表明,月球壳层物质的密度约为 2550 kg/m^3,月幔的密度估计为 3150~3370 kg/m^3(Wieczorek et al., 2013),而最新基于月球玄武岩样品对其源区岩浆密度的估计值约为 2980~3240 kg/m^3(Kiefer et al., 2012),所以月球玄武质岩浆的密度会低于周围月幔物质,但是高于月壳物质的密度估计值,月球深部产生的岩浆并不能仅仅因为浮力作用穿过整个月壳而上升到月表。月幔源区产生的岩浆可能会因为浮力上升作用穿过整个月球幔部,但是会停留在月壳底部,而不会简单地顺着月壳中的断裂带构造上升到月表,月壳内部的断裂在控制岩浆上升方面发挥的作用可能微乎其微。

后续提出的"岩墙扩展"(dike propagation)模型认为(图 2),滞留在月壳底部的岩浆底辟构造(diapirs)中的加压作用是岩墙扩展进入上覆月壳的关键,并且月球岩浆的上升及喷发过程受到了一系列因素的控制,包括长石质低密度月壳的形成、月幔性质及其中热源的分布、月球特殊的岩石圈结构及热性质(单一板块天体、岩石圈热传输以热传导为主、岩石圈随月球演化逐渐增厚)、大型盆地撞击作用及其对局部月壳的减薄作用等(Wilson et al., 1981, 2017; Head et al., 1992)。大量月幔物质由于加热(残留的聚集能、放射性衰变产生的热量及摩擦热等)或者减压作用而发生部分熔融,这些熔融物聚集在一起形成大型的岩浆库(magma reservoirs),构成了月球岩浆作用的源区(Shearer et al., 2006)。岩浆源区的尺寸与规模是决定其后续演化的关键因素之一:较小的源区可能很快就冷却固结并停留在月幔内部;对于规模较大的岩浆源区,其密度比周围较冷的月幔物质低,会因为浮力作用而上升,形成富含岩浆的底辟构造。底辟构造的尺寸及形状受到岩浆源区几何形态、浮力作用及周围月幔物质流变学性质的综合影响。由于上部的月壳密度较低,会在月壳底部形成一个过渡带,底辟构造会在月幔内部继续上升,直到达到月壳底部。大量来自月幔源区的岩浆持续注入滞留于月壳底部的底辟构造,对其产生强大的加压作用,从而导致上覆月壳发生脆性变形并产生裂隙。大量岩浆充填于这些裂隙里面,在月壳内部形成刀片状的岩墙(dikes),并持续向上扩展。岩墙的几何形态主要受到围岩弹性性质及浮力作用的影响。每次参与迁移上升的岩浆体积一般只占幔部源区总体积的很小一部分,大概在 10~1000 km^3 数量级的规模(Wilson et al., 2017)。

岩浆随岩墙在月壳内部的扩展上升过程又受到了诸多因素的综合影响(图 2),并且在多数情况下,

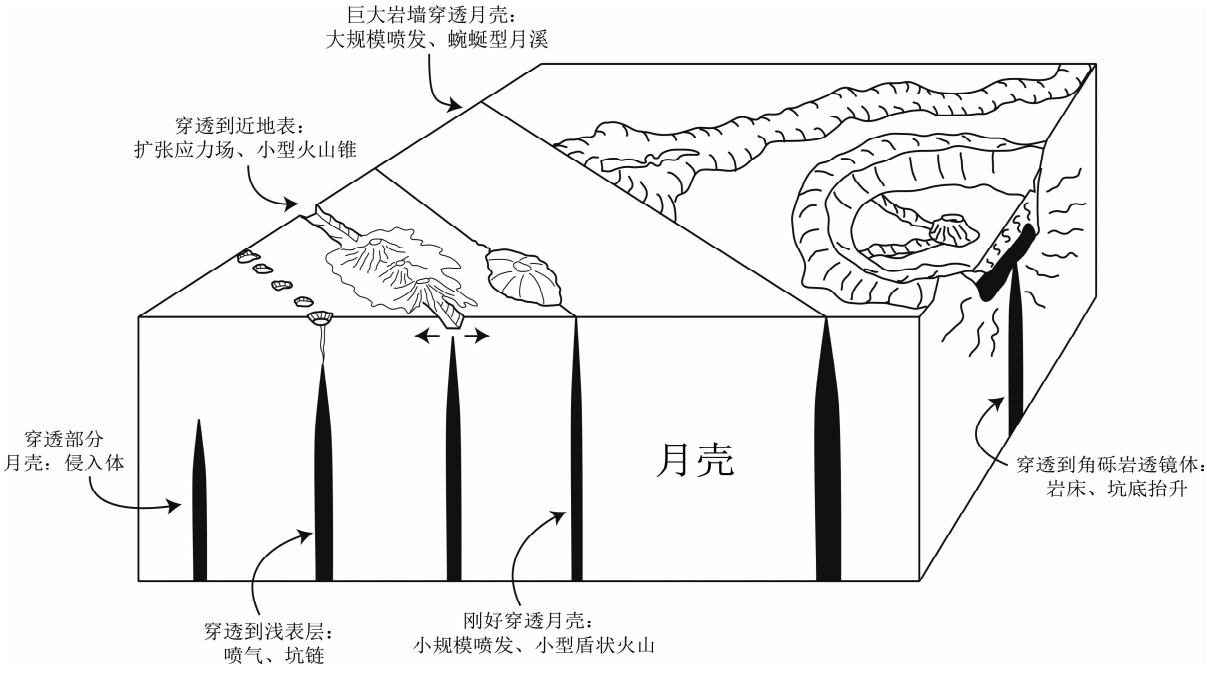


图 2　岩墙在月壳中穿透程度的不同会导致不同的结果,具体表现为月壳深部及月表火山形貌特征的差异(改自 Wilson et al., 2017)

Fig. 2　The status of dike propagation into lunar crust, and the resultant range of volcanic features in the shallow subsurface and on the surface (modified from Wilson et al., 2017)

岩墙大概率未能上升到月表,而是停留并固结于月壳内部,比如:① 岩墙会散失热量到周围温度较低的围岩,导致岩浆冷却、结晶、黏度增加并可能最终固结而未能到达月表;② 底辟构造中的岩浆可能无法得到持续的有效补充,导致加压作用不足以支撑岩墙持续上升;③ 岩浆源区可能体积很小,很快就耗尽了;④ 岩墙顶部的应力强度可能不足以使上覆月壳破裂。所以,只有大量岩浆形成的大型岩墙才有可能克服上述重重障碍,最终上升到月表附近,导致浅层侵入作用或者月表火山喷发活动,并在月表产生一系列火山地貌特征(图 2)。这些火山地貌是月球火山作用的最终结果,也是追溯月球火山作用详细过程及活动环境的关键研究对象,比如喷发机制、喷发规模、月表环境、岩浆的成分及挥发分含量、岩浆源区特征及其时空演化等。

2　月球火山作用的典型地貌学特征

类似于地球及其他类地天体,月球上的火山活动也受到了一系列因素的影响,包括岩浆物质成分(尤其是挥发分含量)及物理性质、岩浆喷发通量、喷发时长及月表的地形起伏等,从而表现出多样化的喷发形式和火山地貌特征(Melosh, 2011; Head et al., 2017)。半个多世纪以来的大量研究从多个角度(遥感探测、样品分析、理论模拟等)对月球火山活动开展了详细的分析,目前对月球火山活动的地貌特征已经有了较为系统的认知。月球火山作用产生的一系列形貌学特征可以较为完备地利用岩墙扩展模型来解释(图 2; Head et al., 2017)。

2.1　岩墙仅扩展到浅月表

在多数情况下,受控于一系列阻碍因素(详见 1.2 节论述),岩墙可能停滞于月壳内部,从而未能到达月表并引起喷发活动,这时候会产生一系列看似不相关、但是可预测的浅表层结构或者表面形貌特征。

通常情况下,岩墙仅扩展到月壳的中下部就停止了,并逐渐将热量传递给周围月壳岩石,进而冷却固结。岩墙完全固结所需要的时间取决于岩墙的宽度,一般在 10 年的数量级(Wilson et al., 2017)。这种情况可能代表了月球上绝大多数岩墙扩展作用的最终结果,且在月壳较厚的地区可能更常见,比如月球背面的高地地区。这种岩浆活动不会在月表产生相应的形貌构造,但是有可能在高分辨率磁场或者重力场数据上探测出来(Purucker et al., 2012; Gong Shengxia et al., 2016)。

岩墙在向上扩展的过程中,由于压力释放,导致大量挥发分出溶并聚集在岩墙的顶部,如果岩墙扩

展到月壳浅表层,岩墙顶部的气体可能会发生喷射,将上覆月壤或者火山碎屑岩喷射出去或者使其陷落到岩墙内部,进而在月表形成线性坑链构造,比如门捷列夫(Mendeleev)撞击坑坑底北西部一长达 170 km 的坑链(图 3a)。同时,受到岩墙宽度及岩浆侵入深度的影响,扩展到浅月表的岩墙也可能会在近月表形成局部扩张应力场,继而在岩墙顶部形成地堑构造(图 3b)。在月表有些区域,线性坑链会和地堑构造关联出现,比如在希吉努斯月溪(Rima Hyginus),一连串凹陷坑出现在地堑内部(图 3c)。需要注意的是,岩墙扩展作用并不是月表坑链或者地堑构造的唯一成因,区域性构造活动也可以形成线性或者弧形地堑构造(Solomon et al., 1980),而坑链的成因更为复杂,包括二次撞击作用、陨石分裂撞击作用、构造扩展作用、火山作用、浅表层塌陷等(Horstman et al., 1989; Melosh et al., 1993; Xiao Zhiyong et al., 2010),为了识别岩墙扩展形成的坑链或者地堑构造,有时候需要结合其他多方面证据,包括其他火山产物(如火山碎屑岩、火山锥)的分布、地形建模分析(Klimczak, 2014)等。

在地球上,很多体积较小的岩墙上升速度较慢,经常会形成一些浅部侵入体。而在月球上,岩墙的上升速度一般很高,所以一般不具备形成浅部岩床的条件。但是,如果岩墙在月壳中扩展上升的过程中遇到撞击坑或撞击盆地底部密度较低的角砾岩透镜体,则可能会导致岩浆的侧向运移,进而形成侵入性岩床,并抬升坑底,形成底部断裂型撞击坑(图 3d; Floor-fractured craters)。目前在月表已经识别 170 余个底部断裂型撞击坑(Jozwiak et al., 2012),且绝大多数都分布在月球正面或者南极-艾肯盆地地区,而在月球背面高地地区分布较少。除了较浅的坑底及底部发育的大量断裂构造,底部断裂型撞击坑还表现出沟槽、山脊及小范围火山碎屑堆积物。通过动力学模拟分析,Jozwiak et al. (2015)认为形成月表底部断裂型撞击坑的岩浆侵入深度为几公里左右,岩浆的体积最大可达 1100 km^3。

2.2 岩墙上升到月表并引起爆裂式喷发活动

岩墙在上升到月表的过程中,由于压力释放,大量挥发分(可能主要为 CO 和 H_2O)出溶并聚集在岩墙顶部,外加月表几乎真空的环境,形成巨大的压力差,从而引起爆裂式火山喷发活动,并在月表形成火山碎屑堆积物。这种火山活动喷发形式较为常见,目前已在月表识别出了超过 100 处火山碎屑堆

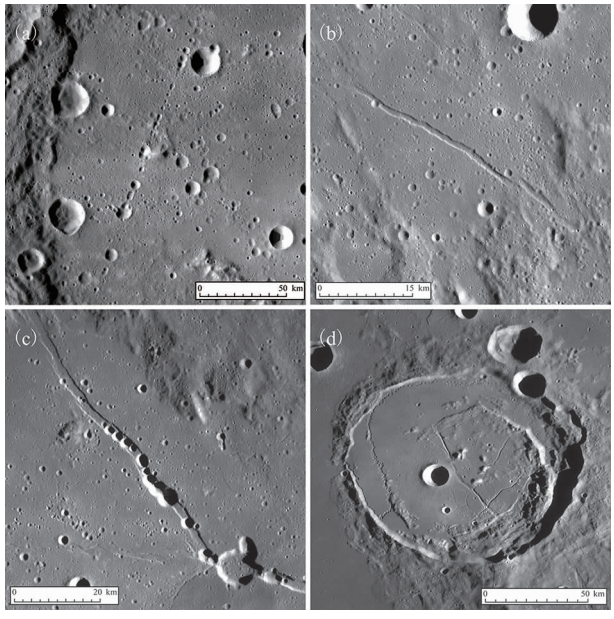


图 3 岩墙仅扩展到浅月表时,在月表产生的一系列形貌特征

Fig. 3 Dikes propagate to the shallow crust and produce a range of volcanic features on the surface of the Moon

(a)—位于门捷列夫坑底的坑链构造(6.2°N, 139.1°E, 月球勘测轨道器宽角相机(WAC)影像);(b)—雷奥米尔月溪(Rima Réaumur)地堑构造(2.8°S, 2.5°E, 月亮女神地形相机(TC)影像);(c)—希吉努斯月溪(6.8°E, 7.6°N, WAC 影像),可见一连串凹陷坑出现在地堑内部;(d)—波希多尼乌斯(Posidonius)底部断裂型撞击坑(31.9°N, 30.0°E, WAC 影像),可见明显的坑底抬升

(a)—A crater chain on the floor of Mendeleev crater (6.2°N, 139.1°E, Lunar Reconnaissance Orbiter Wide-Angle Camera (WAC) images); (b)—the Rima Réaumur graben (2.8°S, 2.5°E, Kaguya Terrain Camera (TC) image); (c) —the Hyginus Rille (6.8°E, 7.6°N, WAC image), a line of pit craters occur with the graben; (d)—the Posidonius floor-fractured crater (31.9°N, 30.0°E, WAC image), obvious crater floor uplift is observed

积物(Gaddis et al., 2003)。类似于地球上的火山喷发活动,月球爆裂式火山喷发活动也受到岩浆喷发通量、岩浆物理性质及挥发分含量的综合影响,从而表现出多样化的喷发形式和产物类型。然而,由于月表作用环境不同,包括重力加速度仅为地球表面的 1/6 左右、月表真空环境等,地球上典型的火山喷发类型发生于月球环境时,会导致不同喷发形式和火山产物(Head et al., 2017)。

地球上的斯通博利式(strombolian)喷发活动发生在月球环境的时候会形成火山锥构造,其主要由渣状熔岩组成(图 4a)。Stopar et al. (2014)利用高分辨率 LROC 影像数据,在月表识别出了 180 多个火山锥构造,发现其大部分分布在月海区域,其中在马里乌斯山(Marius Hills)区域尤其富集(图 4a),分布了 100 余个火山锥。在月表发现的火山锥

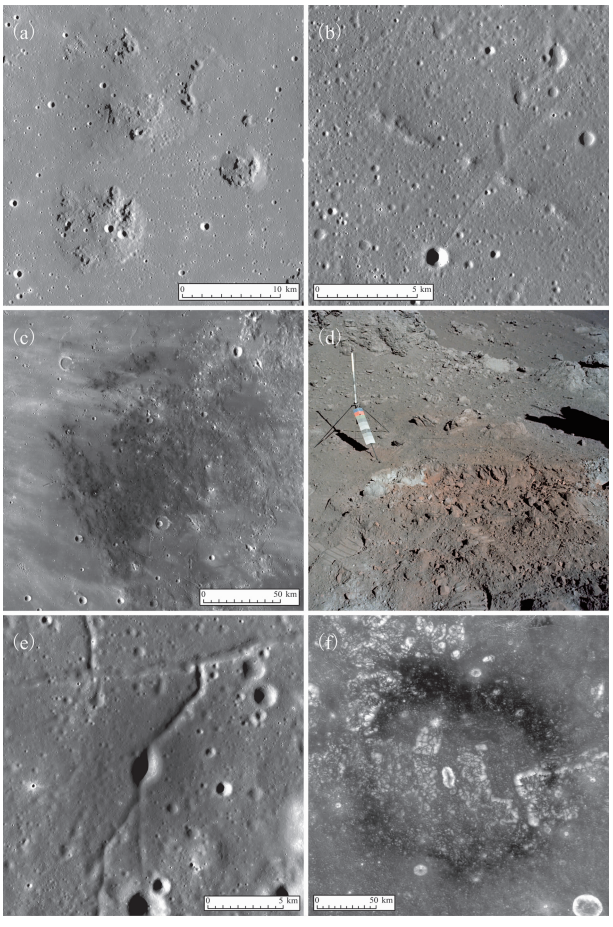


图 4　岩墙上升到月表并引起爆裂式喷发活动时，在月表产生的一系列形貌特征

Fig. 4　Dikes propagate to the surface and cause explosive eruptions, and the resultant range of volcanic features on the surface of the Moon

(a)—位于马里乌斯山(Marius Hills)北部的火山锥群(14.2°N, 55.1°W, TC 影像);(b)—位于塞基 X(Secchi X)撞击坑西侧 13 km 处的火山锥链(0.4°S, 43.0°E, TC 影像);(c)—位于浪湾(Sinus Aestuum)南部的火山碎屑堆积物(6.2°N, 7.8°W, WAC 影像);(d)—阿波罗 17 号任务在月表观测并采集的富含橙色火山玻璃的月壤(Apollo 表面影像 AS17-137-20990);(e)—位于阿方索(Alphonsus)坑底南东部的暗晕凹陷构造(14.4°S, 1.9°W, TC 影像);(f)—位于东海盆地南西侧的环形火山碎屑堆积物特征(30.0°S, 97.8°W, WAC 反射率影像)

(a)—A group of volcanic cones in the northern Marius Hills (14.2°N, 55.1°W, TC image); (b)—a chain of volcanic cones in the 13 km west of Secchi X crater (0.4°S, 43.0°E, TC image); (c)—regional pyroclastic deposits in the southern Sinus Aestuum (6.2°N, 7.8°W, WAC image); (d)—lunar soils with abundant orange volcanic glass beads observed and sampled by the Apollo 17 mission (Apollo surface image AS17-137-20990); (e)—a dark-halo crater in the southeastern floor of Alphonsus crater (14.4°S, 1.9°W, TC image); (f)—a pyroclastic ring in the southwestern Orientale Basin (30.0°S, 97.8°W, WAC reflectance image)

一般成圆形或椭圆形,且常含破口构造,直径一般小于 2 km。月表火山锥有时呈线性、链状分布(图 4b),这可能代表了岩墙顶部富含挥发分的岩浆在月表的多个点状喷口。

地球上的夏威夷式(hawaiian)喷发活动作用于月球环境会产生区域性的火山碎屑堆积物(图 4c),目前已在月表识别出了 100 多处火山碎屑岩堆积物,覆盖面积最大可达近 50000 km^2(Gaddis et al., 2003; Gustafson et al., 2012)。通过遥感光谱数据分析,可以定性或定量约束这些火山碎屑堆积物的结晶程度,进而估计其冷凝速率。比如,阿利斯塔克(Aristarchus)高原地区的火山碎屑堆积物具有很强的玻璃物质吸收特征,所以其结晶程度很低,而浪湾(Sinus Aestuum)地区火山碎屑堆积物的玻璃物质吸收特征则非常弱,结晶程度相对较高(Weitz et al., 1998)。

非常强烈的超普林尼式(ultraplinian)喷发活动则会将挥发分和岩浆液体扩散到全月表,在返回的月壤样品中,发现大量的火山玻璃物质,Delano (1986)分析了几千个月球火山玻璃组分并将其划分为 25 个类别。Apollo 17 号任务就在月表观测到了大量混有橙色火山玻璃的月壤(图 4d),Saal et al. (2008)对这些高钛火山玻璃和 Apollo 15 号任务采集的中低钛火山玻璃进行了高精度测量,发现了月球幔部含水的证据,对月球内部成分及地质演化产生了新认识。

武尔卡诺式(vulcanian)喷发活动则会导致岩浆在岩墙顶部固结,形成巨大的气压,最终引发爆裂式喷发,形成混有围岩的暗晕凹陷构造(图 4e)。值得注意的是,月表经常观测到的暗晕凹陷构造也有多种成因机制,包括上述的火山喷发成因(Head et al., 1979)、撞击熔融物质(Pieters et al., 1994)、撞击作用挖掘并抛射出下伏月海物质(Schultz et al., 1983)及表面粗糙度引起的光度学效应(Kaydash et al., 2014),要确认月表暗晕凹陷构造是否火山喷发成因就得结合其他形貌学和物质成分证据,比如月溪、火山碎屑岩等。

而类似在木卫一上观测到的伞状喷发形式(Strom et al., 1981)作用于月球环境也会产生类似的环形火山碎屑堆积物,目前仅在东海盆地南西侧发现了一个直径达 154 km 的此类特征(图 4f)。Head et al. (2002)分析了其地形地貌及物质成分,并在环形特征的中心识别出了一个 16 km × 7.5 km 大小的椭圆形火山口,认为由于该火山口的爆

裂式喷发活动将火山碎屑岩堆积在其周围,形成该环形特征。这类喷发活动起始于岩墙快速上升到3～4 km深度的浅月表,然后岩墙停止继续上升,大量挥发分出溶并聚集在岩墙顶部,最终导致喷发活动。而这种喷发活动及其产生的环形特征之所以在月表非常罕见,可能主要因为在月球环境下,岩墙很少会扩展到浅月表3～4 km处。

2.3 岩墙上升到月表并引起溢流式喷发活动

在岩墙上升到月表并引起火山喷发活动的早期阶段,岩墙顶部的气体首先喷射出去并导致上述的爆裂式喷发活动,剩下的岩浆由于挥发分含量较低,从而将喷发形式转为溢流式喷发。相比爆裂式喷发会把岩浆喷射到分布范围很广的月表,溢流式喷发活动则会将岩浆充填在火山口附近的月表,且一般地形特征较为明显,从而成为月球火山产物形貌学和喷发机制研究的主要对象。月球溢流式喷发活动也受到岩墙宽度、岩浆喷发通量、喷发时长、熔岩流冷却过程、月表地形起伏等因素的综合影响,从而形成形态各异的火山地貌特征。

宽度较小的岩墙上升到月表可能会引起局部小规模火山喷发活动,并在月表产生独立的小型熔岩流特征。这些熔岩流的尺寸和地形起伏特征都比较小,但是在低太阳高度角影像上一般可以识别出来(图5a),其喷发口一般很难找到,可能是因为在喷发末期被岩浆填充了或者是被地形退化作用侵蚀掉了。

当岩浆喷发通量较低时,从火山口溢出的熔岩流在月表流速也比较低,这种情况下,温度成为限制熔岩流长度(一般小于10 km)的主要因素。熔岩流在月表缓慢流动的过程中,由于温度降低使得黏度急剧增大,从而停止流动("冷却限制型熔岩流")。大量冷却限制型熔岩流依次堆积在火山口周围,形成月海穹窿构造(图5b)。月海穹窿是月表较为明显的地形起伏特征,早期地基望远镜观测就已对其进行了识别及制图分析。Head et al.(1980)综合利用地基望远镜和月球轨道遥感探测影像,在月表识别出200多个月海穹窿,发现其直径介于3～17 km之间,高度达几百米,且主要分布在月球正面的低纬度地区。Wöhler et al.(2006)利用Clementine光谱数据,分析了静海及风暴洋东部地区月海穹窿的物质成分,发现很多与周围月海玄武岩有着相似的物质组成,说明很多穹窿构造可能是周围月海玄武岩的喷发中心。

当岩浆喷发通量较高(10^4～10^6 m^3/s)时,从火山口溢流而出的熔岩流尺寸也会变大,长度可达200 km左右,宽度介于10～20 km之间,厚度达10 m左右。这种形态的熔岩流充填在月表的时候,温度仍然是限制其流动的主要因素("冷却限制型熔岩流"),当熔岩流前段因为温度降低而停止流动时,从火山口溢流出的岩浆会导致熔岩流膨胀,并在熔岩流后端(靠近火山口,温度相对较高,所以强度较低)产生缺口,形成新的熔岩流。最终,多个熔岩流会充填在火山口周围的月表,形成非常杂乱的复合熔岩流。这种复合熔岩流可能代表了绝大多数撞击盆地内月海玄武岩喷发及充填的主要形式,然而由于其几何形态非常不规则,地形起伏特征也比较微弱,且受到后期地形退化作用的影响,其形貌特征(比如熔岩流前缘特征)很难从影像上探测到,但是可以从高分辨率高精度地形数据上识别出来(图5c; Qiao Le et al., 2016)。

当岩浆喷发通量更高时,长时间(约100～300 d)的溢流式喷发活动会强烈侵蚀火山口围岩及月表基岩,形成蜿蜒型月溪(图5d)。Hurwitz et al.(2013)利用Kaguya和LRO高分辨率影像及地形数据,对全月蜿蜒型月溪进行了系统性普查,识别出了200余条蜿蜒型月溪,并测得其长度介于2～566 km之间,宽度介于0.16～4.3 km之间,深度为4.8～534 m,蜿蜒型指数为1.02～2.1,且将近一半(48%)的蜿蜒型月溪都出现在月球风暴洋地区。Hurwitz et al.(2013)还约束了月表蜿蜒型月溪的形成时间,发现绝大多数年龄都介于3.8～3.0 Ga之间,与全月火山作用的巅峰时期一致,而最年轻的蜿蜒型月溪出现在阿利斯塔克地区,年龄介于1.5～1.0 Ga之间。通过物理火山学分析,Hurwitz et al.(2012)认为出现在月海地区的蜿蜒型月溪(占全月蜿蜒型月溪数量的78%)应该主要是热侵蚀作用形成的,而发源于高地地区的蜿蜒型月溪可能主要是由于机械性侵蚀作用形成的,因为高地地区月壤较厚,更容易被侵蚀。值得一提的是,我国嫦娥五号任务采样点就位于月表最长的月溪—夏普月溪(Rima Sharp)—西侧17 km的位置,形成该月溪的大规模火山喷发活动可能就是嫦娥五号采样点月海玄武岩的源头,对嫦娥五号返回样品的分析有望为深入认识月表蜿蜒型月溪的成因机制提供关键信息(Qiao Le et al., 2021)。

当岩浆喷发通量非常高时,从火山口溢流而出的熔岩流在月表流速很快,这种情况下,源区的岩浆供给成为限制熔岩流长度(一般达几百公里)的主导

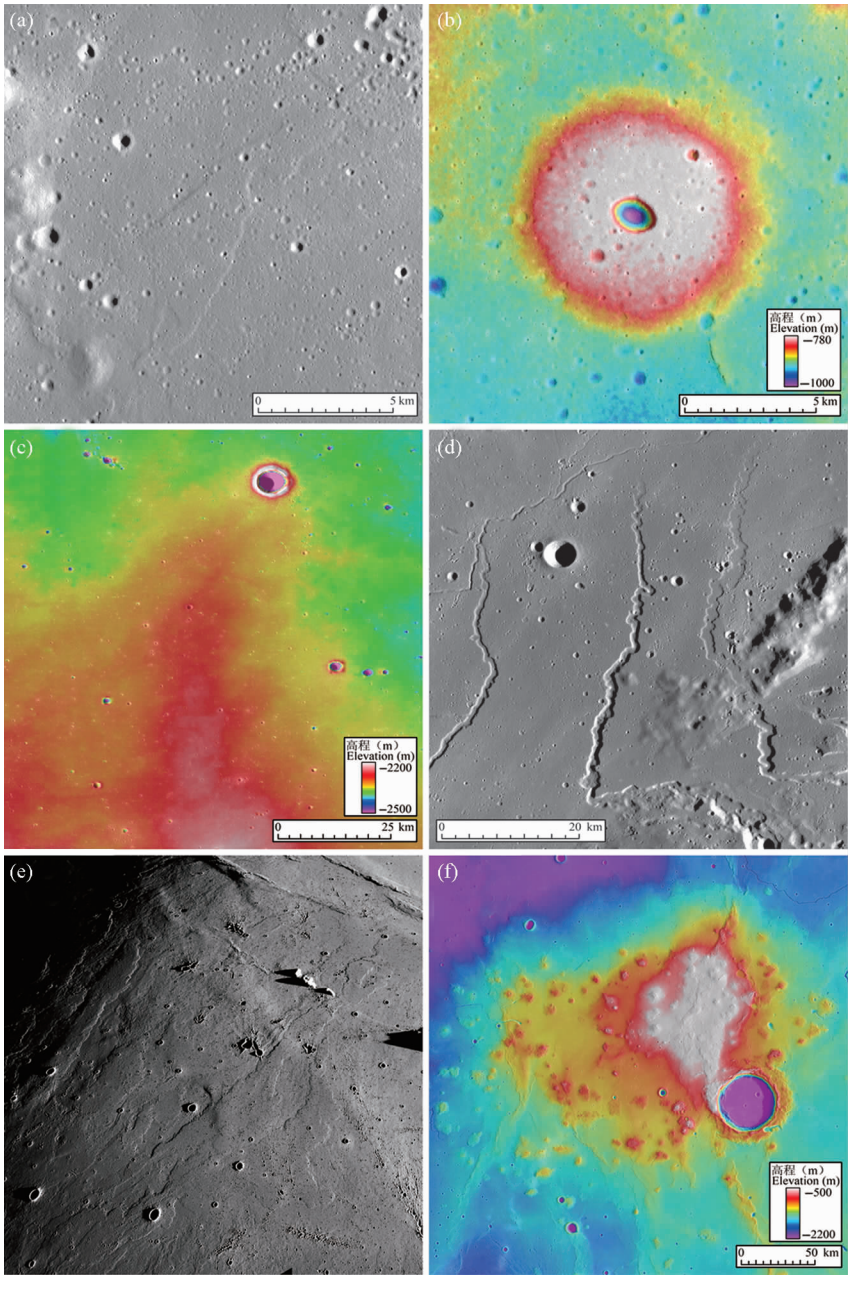


图 5　岩墙上升到月表并引起溢流式喷发活动时,在月表产生的一系列形貌特征

Fig. 5　Dikes propagate to the surface and cause effusive eruptions, and the resultant range of volcanic features on the surface of the Moon

(a)—位于风暴洋南东部,Encake C 撞击坑西侧~20 km 处的一小型熔岩流(0.3°N, 37.5°W, TC 影像);(b)—位于静海东部的 Cauchy 1 月海穹窿(7.2°N, 38.3°E, SLDEM2015 地形数据叠加在 TC 影像上);(c)—位于雨海中部地区的复合熔岩流(36.8°N, 21.8°W, LOLA 地形数据叠加在 WAC 影像上);(d)—位于风暴洋中部的普林茨蜿蜒型月溪(Rimae Prinz, 27.3°N, 44.3°W, WAC 影像);(e)—位于雨海南西部的大型熔岩流(26.7°N, 28.1°W, Apollo 15 号轨道影像 AS15-M-1557);(f)—位于风暴洋南部的马里乌斯山火山复合体(12.8°N, 53.4°W, SLDEM2015 地形数据叠加在 WAC 影像上),可见大量火山锥及火山穹窿,及若干蜿蜒型月溪

(a)—A small lava flow in the ~20 km west of Encake C crater, southeastern Oceanus Procellarum (0.3°N, 37.5°W, TC image); (b)—the Cauchy 1 mare in the eastern Mare Tranquillitatis (7.2°N, 38.3°E, SLDEM2015 topography overlain on TC image); (c)—compound lava flow fields in the central Mare Imbrium (36.8°N, 21.8°W, LOLA topography overlain on WAC image); (d)—the Rimae Prinz sinuous rilles in the central Oceanus Procellarum (27.3°N, 44.3°W, WAC image); (e)—Extensive lava flows in the southeastern Mare Imbrium (26.7°N, 28.1°W, Apollo 15 orbital image AS15-M-1557); (f)—the Marius Hills volcanic complex in the southern Oceanus Procellarum (12.8°N, 53.4°W, SLDEM2015 topography overlain on WAC image), abundant volcanic cones and mare domes, and several sinuous rilles are observed

因素——熔岩流会继续在月表快速流动,直到源区岩浆被耗尽,而此时熔岩流仍然保持了较高的温度,流动性依然很强("供给/体积限制型熔岩流")。这种大规模喷发作用最终会在月表形成大型的熔岩流特征,具有明显的熔岩流前缘等地貌特征,很容易在遥感影像及地形数据上识别出来(图 5e)。目前这种大型熔岩流仅在雨海南西部有分布,其长度最长可达 1200 km,厚度介于 10～30 m 之间,覆盖面积达 2×10^5 km^2,熔岩流体积达 4×10^4 km^3(Schaber, 1973)。Wilson et al.(2017)根据上述测算结果,通过数值模拟计算,认为形成雨海南西部巨型熔岩流的火山活动岩浆喷发速率可高达 1.5×10^6～1.9×10^6 m^3/s,喷发时长约为 70～90 h。

可以看出,由于喷发形式及喷发通量等因素的不同,月表溢流式喷发活动会产生一系列非常不同的形貌特征,同时,局部性的多期次火山喷发活动也可能会产生多种火山地貌的复合体,最为突出的就是位于风暴洋地区的三大火山机构:马里乌斯山、阿利斯塔克高原及吕姆克山(Mons Rümker)。这三大火山机构表现出非常不同的火山地质特征,位于最北部的吕姆克山规模最小,占地面积约为 5000 km^2,其上面分布了约 15 座火山穹窿;位于最南部的马里乌斯山规模大很多,面积达 35000 km^2,其上面分布了几百个火山锥和火山穹窿,以及数十条蜿蜒型月溪,且主要分在其西部边缘(图 5f);而中部的阿利斯塔克高原规模最大,面积达 40000 km^2,其上面分布了十几条蜿蜒型月溪、大面积火山碎屑岩堆积及数个火山穹窿。Wilson et al.(2017)认为,这三大火山机构的差异可能主要是由于喷发形式的差异引起的,且受到岩浆喷发通量的控制,其中阿利斯塔克火山高原的喷发通量最高,形成了大量大规模蜿蜒型月溪,并堆积了月球上规模最大的火山碎屑堆积物;而马里乌斯山可能早期经历了高通量喷发活动,但是晚期以较低通量喷发活动为主,所以形成了大量火山穹窿,类似于规模更小的吕姆克山,所以马里乌斯山和吕姆克山不太可能是风暴洋地区大量月海玄武岩的源区,而阿利斯塔克火山高原有可能是周围火山产物的源头。

3 其他非典型火山地貌

除了上述一系列典型火山地貌特征,在月表也观测到了一些非常特殊的火山地貌,尤其是新近探测获取的多源高分辨率影像、地形、可见-近红外光谱、热红外光谱等数据,揭示了这些非典型地貌特征的很多细节。诸多证据显示这些特殊构造与火山作用密切相关,但是其具体成因机制仍存在较大争议,未来更加深入地探测和分析有望获得对其地质特征及成因模型的新认识。这里简要介绍三种月表非典型火山地貌特征:不规则月海斑块(Irregular Mare Patches)、环形凹陷穹丘(Ring Moat Dome Structures)及非月海富硅质穹窿。

3.1 不规则月海斑块

在分析阿波罗 15 号宇航员于 1971 年 8 月在月球轨道拍摄的月表高分辨率像片的时候,阿波罗任务科学团队成员尤恩·惠特克(Ewen A. Whitaker, 1992～2016)在亚平宁山脉(Montes Apenninus)和海玛斯山脉(Montes Haemus)之间的月海地区发现了一个非常特殊的小型凹陷构造(Whitaker, 1972a)。该构造尺寸约为 2 km × 3 km,轮廓大致呈椭圆形或大写字母"D"形,所以当时被称作"D 形破火山口",后续被正式命名为 Ina。Ina 坑底由球根状的山丘单元、光学成熟度非常低的低地势单元及非常明亮的石块组成(图 6a)。其非常新鲜的地貌及光谱特征说明其可能是月表非常年轻地质活动的产物,所以引起了广泛的关注。在 1972 年 12 月进行的阿波罗 17 号任务时,指令舱宇航员罗纳德·埃万斯(Ronald E. Evans)就从月球轨道对 Ina 构造进行了多次详细观测及成像探测。在阿波罗工程后期,采集月球地质近期火山作用的产物是首要科学目标之一,比如在阿波罗 17 号任务着陆区就分布了大量火山碎屑岩,早期在任务规划及选址研究时,就发现这些火山碎屑岩上覆撞击坑非常少,科学团队认为其可能是月球非常年轻火山作用,虽然后来样品分析结果发现这些火山碎屑岩依然非常古老,年龄约为 3.5 Ga,上覆撞击坑很少主要是因为火山碎屑岩结构比较疏松,导致上覆撞击坑退化非常快(Wolfe et al., 1981)。惠特克再次检查了早期月球轨道计划(Lunar Orbiter)拍摄的月表影像(阿波罗任务规划及选址主要就是基于该影像数据),发现月球轨道器 4 号确实拍摄到了 Ina 构造,但是胶片瑕疵刚好掩盖了部分 Ina 构造(Whitaker, 1972a),导致未能引起当时科学团队的注意,否则 Ina 构造可能会成为非常有潜力的阿波罗任务备选着陆点。

后续研究重新分析了阿波罗轨道遥感影像数据,并发现了三处类似 Ina 的构造(Schultz, 1976; Masursky, 1978)。2009 年 NASA 发射的月球勘察轨道飞行器上搭载的窄角相机(LROC NAC)获

取了月表大量 1 m 左右分辨率的影像数据,为研究月表微小构造提供了绝佳的机会。Stooke(2012)利用 LROC NAC 影像数据,在月表找到了 23 处新的类似 Ina 的构造,Braden et al.(2014)进行了全月的搜寻,最终将此类构造的数据扩展到了 70 个,并将其命名为不规则月海斑块。最近,笔者归纳总结了前人识别结果,建立了一个更新的含有 91 处不规则月海斑块构造的数据库(图 6d),并从地质背景及内部构造的角度,分别对月球不规则月海斑块进行了分类(Qiao Le et al., 2020a)。

对于月球不规则月海斑块构造的地质成因,目前已经基本确定其是火山成因的,但是具体成因机制却存在较大争议,且事关月球火山活动具体结束时间等重大议题,科学价值较大。早期关于月球不规则月海斑块的成因学说包括多次独立的熔岩喷发活动(Strain et al., 1980)、近 10 Ma 以来间歇性的火山脱气作用(Schultz et al., 2006)、熔岩流膨胀过程(Garry et al., 2012)、火山碎屑喷发活动(Carter et al., 2013)。Braden et al.(2014)利用 LROC 高分辨率影像数据,对月球不规则月海斑块进行了形貌学、上覆撞击坑统计等分析,认为其可能是近 100 Ma 以来火山喷发的产物,显著年轻于传统观点认为的月球火山活动结束时间(约 1 Ga 左右,Hiesinger et al., 2011)。笔者也对代表性不规则月海斑块的地质特征进行了详细分析,并结合对地球火山建造的比较行星学分析,认为月球不规则月海斑块构造可能形成于月球古老熔岩湖过程(>3 Ga),并伴随着超高孔隙度岩浆物质的喷发,而可能不是近期地质活动的产物,月球火山活动的结束时间仍为距今 1 Ga 左右(Qiao Le et al., 2017, 2018, 2019, 2020b)。然而,目前关于月球不规则月海斑块构造的详细地质特征及成因机制,仍存在一系列问题有待未来探测任务及科学研究去解决,包括其全月空间分布特征、地质背景信息、形成年龄、定量物理性质等。

3.2　环形凹陷穹丘

在分析月球轨道计划系列任务获取的月表影像数据时,Schultz et al. (1976a, 1976b)在月海地区发现了一些环形凹陷构造特征(图 6b),并将其解释为晚爱拉托逊纪熔岩流残留的形貌特征。Zhang Feng et al.(2017, 2020)利用新的高分辨率 LROC 影像数据,识别出了 8000 余个类似构造,说明其在月表非常常见,并将其命名为环形凹陷穹丘(图 6b、d)。这些环形凹陷穹丘主要分布在静海、丰富海、风暴洋南部、湿海及雨海南西部,在其他月海及月球背面分布较少。这些穹窿特征直径均值约为 200 m,高度介于几米到 20 m 之间(均值约为 3.5 m),顶部地形坡度一般小于 5°,而其环形沟槽宽度为几十米至超过 200 m,深度只有几米。Zhang Feng et al.(2020)还发现,环形凹陷穹丘倾向出现于钛含量较高的月海地区。

对于环形凹陷穹丘的具体成因机制,目前的研究还比较初步。Zhang Feng et al.(2017)探索了四种潜在的成因模型,其中两种模型认为环形凹陷穹丘与周围古老的月海玄武质熔岩流是同时期形成的,包括:①从月海熔岩流内部挤出的少量岩浆形成的熔岩滴丘(hornito);②在月海熔岩流喷发活动的晚期,高孔隙度岩浆物质从熔岩流内部喷出,堆积在正在冷却固结的熔岩流壳层上,质量加载引起局部岩壳下沉,形成周围的环形凹槽构造。而其他两种模型认为环形凹陷穹丘构造比周围古老月海玄武岩年轻很多,两者不是同一时期形成的,包括:①在周围月海火山作用结束以后高黏度岩浆物质的喷发及②月球地质历史近期小规模火山喷发作用。这两类模型各有优劣,分别可以解释部分观测结果,但是仍然和很多观测结果相冲突,比如第一类成因模型可以解释环形凹陷穹丘与周围古老月海玄武岩在物质成分的相似性及空间分布特征的关联性,但是不能解释一些地层分析结果,包括:①某些环形凹陷穹丘与小型撞击坑的地层叠覆关系分析发现环形凹陷穹丘可能比周围月海年轻很多;②如果环形凹陷穹丘非常古老的话,空间风化作用会在其表面形成较厚(至少 4~5 m)的一层月壤物质,这足以掩盖很多环形凹陷穹丘原始的地形起伏特征。而第二类成因模型可以解释环形凹陷穹丘非常年轻的年龄,但是这与传统观点对月球热演化模型的认知相悖,且该成因模型仍有很多细节有待完善。未来更多的科学探测及地质分析有望加深对环形凹陷穹丘的认识。

3.3　非月海富硅质穹窿

20 世纪六七十年代,尤恩·惠特克首次利用茨维基(Zwicky)技术对月球进行了拍摄,并将紫外波段(~0.36 μm)负片和近红外波段(~0.76 μm)正片叠加在一起,制作了月表颜色差分照片(Whitaker, 1972b)。此类照片可以压制月表反照率变化,从而突出月表非常微弱的色彩差异。在检视这些照片时,惠特克发现月球高地的色彩差异一般都非常微弱,但是在月球正面西部多个高地地区,观测到了很多特殊地点,其光谱明显偏红(在差分照

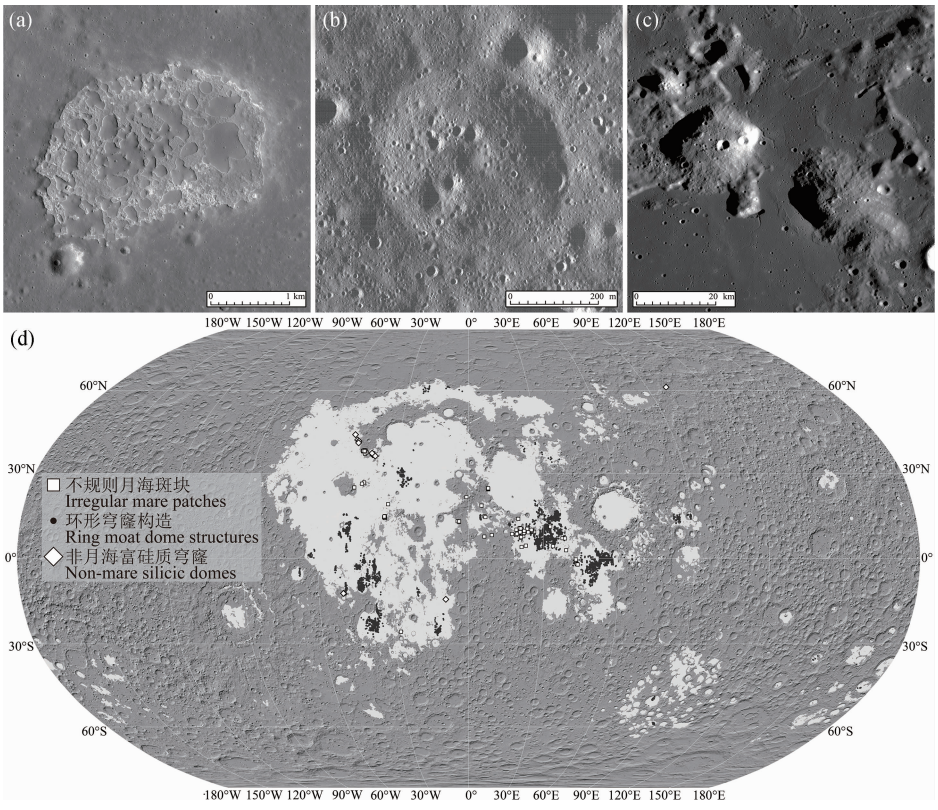


图 6 月表非典型火山地貌特征

Fig. 6 Unusual volcanic landforms on the Moon

(a)—位于菲里斯塔迪斯湖的不规则月海斑块 Ina(18.7°N, 5.3°E, LRCO NAC 影像 M119815703);(b)—位于丰富海地区的环形凹陷穹丘(4.3°S, 49.5°E,LRCO NAC 影像 M117168690R);(c)—位于雨海盆地西部的格鲁伊图伊森(Gruithuisen)非月海富硅质穹窿群(36.6°N, 40.5°W,TC 影像);(d)—其在全月的空间分布(据 Qiao Le et al., 2020a; Zhang Feng et al., 2020)

(a)—The Ina irregular mare patch feature in Lacus Felicitatis (18.7°N, 5.3°E, LRCO NAC image M119815703); (b)—a ring moat dome structure in Mare Tranquillitatis (4.3°S, 49.5°E, LRCO NAC image M162100653LR); (c)—the Gruithuisen non-mare silicic domes in the western Imbrium Basin (36.6°N, 40.5°W, TC image); (d)—their spatial distribution on the global Moon (after Qiao Le et al., 2020a; Zhang Feng et al., 2020)

片上亮度很高),并将其称成为"红色斑点"(Red Spots)。Scott et al.(1977)在利用月球轨道器影像数据进行月表地质制图时,发现部分"红色斑点"其实是一些反照率很高、周围非常陡峭的火山穹窿建造(图 6c)。后续更加详细的形貌学及光谱数据分析,发现这些穹窿具有非常特殊的光谱特征,认为其可能形成于黏度非常高的岩浆(Malin, 1974; Head et al., 1978)。新近月球探测器获取的多源高分辨率遥感探测数据,尤其是 LRO 上搭载的 Diviner 获取的月表热红外光谱数据,获取了大量关于这些穹窿建造的空间分布(图 6d)、地形地貌及物质成分细节,发现其具有非常高的硅元素含量,其总体成分可能是流纹质的(Glotch et al., 2010)。

然而关于月球富硅质穹窿的地质成因,目前还存在较大争议。Jolliff et al.(2011)利用 LROC 影像、地形及 Diviner 热红外光谱等数据,分析了位于月球背面的康普顿-别利科维奇(Compton-Bel'kovich)火山建造,发现该火山尺寸约为 35 km × 25 km,高出周围月表 400~600 m,且表现出较高的反射率和钍元素含量。该火山建造上面分布了一系列小型火山穹窿,直径介于 1~6 km 之间,且一些穹窿地形较为陡峭。基于上述地质特征分析,Jolliff et al.(2011)认为这些穹窿形成于月球背面非常罕见的非月海火山作用:来自月壳的富克里普的玄武质岩浆侵入到了浅月表,形成大型的岩浆房,其继续演化、分异并产生了非常富硅的岩浆,并最终喷出到月表,形成陡峭的穹窿及塌陷构造,所以岩浆源区可能非常浅,位于月壳内部,显著不同于典型月海火山作用的源区深度。而 Head et al.(2017)通过火山活动理论分析,认为在月球早期历史阶段,在月球深部的岩浆物质也会经历分异与演化,形成比较富硅的岩浆,很多密度较大的玄武质岩墙可能未能上升

到月表,继而侵入到月壳内部,而密度相对较低的富硅质岩浆则更容易上升到月表,引起火山喷发活动,并形成陡峭的穹窿建造,所以月表富硅质火山穹窿的岩浆源区可能仍然位于深部月幔,而不是位于月壳内部的岩浆房。

4　总结与展望

火山活动是月球最主要的内动力地质作用之一,其直接记录了月球内部物质成分、热状态及其演化过程,是研究月球地质历史和热演化的重要窗口。月球火山活动在月表产生了一系列非常多样化火山地貌特征,是研究月球火山活动的喷发机制、喷发环境、岩浆性质的重要研究对象。本文首先简要介绍了月球火山作用的基本原理,包括岩浆的产生及源区特性、岩浆上升及喷发机制,并重点介绍了"岩墙扩展"模型。基于此模型,本文列举了岩墙在月壳中不同上升程度情况下,在月表产生的多种形式喷发活动及非常多样化的地貌特征。同时,也列举了若干近年来引起广泛关注的非典型火山地貌特征,包括不规则月海斑块、环形凹陷穹丘及非月海富硅质穹窿,这些特殊火山地貌的详细地质特征及具体成因模型仍存在较大争议,有待未来月球探测任务及更深入的研究去解决。月球火山活动一直是月球科学领域的重点关注对象,希望本文能为我国未来无人及载人月球探测的科学规划及选址研究提供一定参考。

References

Baldwin R B. 1963. The Measure of the Moon. Chicago: University of Chicago Press.

Braden S E, Stopar J D, Robinson M S, Lawrence S J, van der Bogert C H, Hiesinger H. 2014. Evidence for basaltic volcanism on the Moon within the past 100 million years. Nature Geoscience, 7: 787～791.

Carter L M, Hawke B R, Garry W B, Campbell B A, Giguere T A, Bussey D B J. 2013. Radar observations of lunar hollow terrain. Proceedings of 44th Lunar and Planetary Science Conference.

Delano J W. 1980. Chemistry and liquidus phase relations of Apollo 15 red glass: implications for the deep lunar interior. Proceedings of 11th Lunar and Planetary Institute Science Conference, 251～288.

Delano J W. 1986. Pristine lunar glasses: Criteria, data, and implications. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 91 (B4): 201～213.

Gaddis L R, Staid M I, Tyburczy J A, Hawke B R, Petro N E. 2003. Compositional analyses of lunar pyroclastic deposits. Icarus, 161(2): 262～280.

Garry W, Robinson M, Zimbelman J, Bleacher J, Hawke B, Crumpler L, Braden S, Sato H. 2012. The origin of Ina: evidence for inflated lava flows on the Moon. Journal of Geophysical Research: Planets, 117: E00H31.

Glotch T D, Lucey P G, Bandfield J L, Greenhagen B T, Thomas I R, Elphic R C, Bowles N, Wyatt M B, Allen C C, Hanna K D. 2010. Highly silicic compositions on the Moon. Science, 329: 1510～1513.

Gong Shengxia, Wieczorek M A, Nimmo F, Kiefer W S, Head J W, Huang Chengli, Smith D E, Zuber M T. 2016. Thicknesses of mare basalts on the Moon from gravity and topography. Journal of Geophysical Research: Planets, 121 (5): 854～870.

Gustafson J O, Bell J, Gaddis L, Hawke B, Giguere T. 2012. Characterization of previously unidentified lunar pyroclastic deposits using Lunar Reconnaissance Orbiter Camera data. Journal of Geophysical Research: Planets, 117(E12): doi: org/10.1029/2011JE003893.

Head J W. 1976. Lunar volcanism in space and time. Reviews of Geophysics, 14(2): 265～300.

Head J W, McCord T B. 1978. Imbrian-age highland volcanism on the Moon: the Gruithuisen and Mairan domes. Science, 199: 1433～1436.

Head J W, Wilson L. 1979. Alphonsus-type dark-halo craters: morphology, morphometry, and eruption conditions. Proceedings of 10th Lunar and Planetary Science Conference.

Head J W, Gifford A. 1980. Lunar mare domes: classification and modes of origin. The Moon and the Planets, 22: 235～258.

Head J W, Wilson L. 1992. Lunar mare volcanism: stratigraphy, eruption conditions, and the evolution of secondary crusts. Geochimica et Cosmochimica Acta, 56(6): 2155～2175.

Head J W, Wilson L, Weitz C M. 2002. Dark ring in southwestern Orientale Basin: origin as a single pyroclastic eruption. Journal of Geophysical Research: Planets, 107: doi: 10.1029/2000JE001438.

Head J W, Fassett C I, Kadish S J, Smith D E, Zuber M T, Neumann G A, Mazarico E. 2010. Global distribution of large lunar craters: implications for resurfacing and impactor populations. Science, 329(5998): 1504～1507.

Head J W, Wilson L. 2017. 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, 283: 176～223.

Hiesinger H, Head J W, Wolf U, Jaumann R, Neukum G. 2011. Ages and stratigraphy of lunar mare basalts: a synthesis. Geological Society of America Special Papers, 477: 1～51.

Horstman K C, Melosh H J. 1989. Drainage pits in cohesionless materials: implications for the surface of Phobos. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 94(B9): 12433～12441.

Hurwitz D M, Head J W, Wilson L, Hiesinger H. 2012. Origin of lunar sinuous rilles: modeling effects of gravity, surface slope, and lava composition on erosion rates during the formation of Rima Prinz. Journal of Geophysical Research: Planets, 117: E00H14.

Hurwitz D M, Head J W, Hiesinger H. 2013. Lunar sinuous rilles: distribution, characteristics, and implications for their origin. Planetary and Space Science, 79-80: 1～38.

Ivanov B A, Melosh H J. 2003. Impacts do not initiate volcanic eruptions: eruptions close to the crater. Geology, 31(10): 869～872.

Jolliff B L, Wiseman S A, Lawrence S J, Tran T N, Robinson M S, Sato H, Hawke B R, Scholten F, Oberst J, Hiesinger H. 2011. Non-mare silicic volcanism on the lunar farside at Compton-Belkovich. Nature Geoscience, 4(8): 566～571.

Jozwiak L M, Head J W, Zuber M T, Smith D E, Neumann G A. 2012. Lunar floor-fractured craters: classification, distribution, origin and implications for magmatism and shallow crustal structure. Journal of Geophysical Research: Planets, 117: E11005.

Jozwiak L M, Head J W, Wilson L. 2015. Lunar floor-fractured craters as magmatic intrusions: geometry, modes of emplacement, associated tectonic and volcanic features, and implications for gravity anomalies. Icarus, 248: 424～447.

Kaydash V, Shkuratov Y, Videen G. 2014. Dark halos and rays of young lunar craters: a new insight into interpretation. Icarus, 231: 22～33.

Kiefer W S, Macke R J, Britt D T, Irving A J, Consolmagno G J. 2012. The density and porosity of lunar rocks. Geophysical Research Letters, 39(7): L07201.

Klimczak C. 2014. Geomorphology of lunar grabens requires igneous dikes at depth. Geology, 42(11): 963～966.

Malin M C. 1974. Lunar red spots: possible pre-mare materials. Earth and Planetary Science Letters, 21(4): 331～341.

Masursky H, Colton G W, El-Baz F. 1978. Apollo over the moon: a view from orbit (NASA SP-362). Washington, DC: Scientific and Technical Information Office.

Melosh H J, Schenk P. 1993. Split comets and the origin of crater chains on Ganymede and Callisto. Nature, 365(6448): 731～733.

Melosh H J. 2001. Can impacts induce volcanic eruptions? International Conference on Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond, 141～142.

Melosh H J. 2011. Planetary Surface Processes. Cambridge: Cambridge University Press.

Michaut C, Pinel V. 2018. Magma ascent and eruption triggered by cratering on the Moon. Geophysical Research Letters, 45(13): 6408～6416.

Neal C R, Taylor L A. 1992. Petrogenesis of mare basalts: a record of lunar volcanism. Geochimica et Cosmochimica Acta, 56(6): 2177～2211.

Neumann G A, Zuber M T, Wieczorek M A, Head J W, Baker D M H, Solomon S C, Smith D E, Lemoine F G, Mazarico E, Sabaka T J, Goossens S J, Melosh H J, Phillips R J, Asmar S W, Konopliv A S, Williams J G, Sori M M, Soderblom J M, Miljković K, Andrews-Hanna J C, Nimmo F, Kiefer W S. 2015. Lunar impact basins revealed by Gravity Recovery and Interior Laboratory measurements. Science Advances, 1(9): e1500852.

Philpotts J A, Schnetzler C C. 1970. Apollo 11 lunar samples: K, Rb, Sr, Ba and rare-earth concentrations in some rocks and separated phases. Proceedings of Apollo 11 Lunar Science Conference, 1471～1486.

Pieters C, Staid M, Fischer E, Tompkins S, He G. 1994. A sharper view of impact craters from Clementine data. Science, 266(5192): 1844～1848.

Purucker M E, Head J W, Wilson L. 2012. Magnetic signature of the lunar South Pole-Aitken basin: character, origin, and age. Journal of Geophysical Research: Planets, 117: E05001.

Qiao Le, Head J W, Wilson L, Kreslavsky M A, Xiao Long. 2016. Compound flow fields in southwest Mare Imbrium: geomorphology, source regions, and implications for lunar basin filling. Proceedings of 47th Lunar and Planetary Science Conference.

Qiao Le, Head J, Wilson L, Xiao Long, Kreslavsky M, Dufek J. 2017. Ina pit crater on the Moon: extrusion of waning-stage lava lake magmatic foam results in extremely young crater retention ages. Geology, 45: 455～458.

Qiao Le, Head J W, Xiao Long, Wilson L, Dufek J D. 2018. The role of substrate characteristics in producing anomalously young crater retention ages in volcanic deposits on the Moon: morphology, topography, subresolution roughness, and mode of emplacement of the Sosigenes lunar irregular mare patch. Meteoritics & Planetary Science, 53(4): 778～812.

Qiao Le, Head J W, Ling Zongcheng, Wilson L, Xiao Long, Dufek J D, Yan Jianguo. 2019 Geological characterization of the Ina shield volcano summit pit crater on the Moon: evidence for extrusion of waning-stage lava lake magmatic foams and anomalously young crater retention ages. Journal of Geophysical Research: Planets, 124: 1100～1140.

Qiao Le, Head J W, Ling Zongcheng, Wilson L. 2020a. Lunar irregular mare patches: classification, characteristics, geologic settings, updated catalog, origin, and outstanding questions. Journal of Geophysical Research: Planets, 125: e2019JE006362.

Qiao Le, Head J W, Wilson L, Ling Zongcheng. 2020b. The Cauchy 5 small, low-volume lunar shield volcano: Evidence for volatile exsolution-eruption patterns and type 1/type 2 hybrid irregular mare patch formation. Journal of Geophysical Research: Planets, 125: e2019JE006171.

Qiao Le, Chen Jian, Xu Luyuan, Wan Sheng, Cao Haijun, Li Bo, Ling Zongcheng. 2021. Geology of the Chang'e-5 landing site: constraints on the sources of samples returned from a young nearside mare. Icarus, 364: 114480.

Ronca L B. 1966. Meteoritic impact and volcanism. Icarus, 5(1): 515～520.

Saal A E, Hauri E H, Cascio M L, Van Orman J A, Rutherford M C, Cooper R F. 2008. Volatile content of lunar volcanic glasses and the presence of water in the Moon's interior. Nature, 454: 192.

Schaber G G. 1973. Lava flows in Mare Imbrium: geologic evaluation from Apollo orbital photography. Proceedings of 4th Lunar and Planetary Science Conference, 73.

Schultz P H. 1976. Moon Morphology, Austin: University of Texas Press.

Schultz P H, Greeley R. 1976a. Ring-moat structures: preserved flow morphology on lunar maria. Proceedings of 7th Lunar and Planetary Science Conference, 788～789

Schultz P H, Greeley R, Gault D E. 1976b. Degradation of small lunar surface features. Seventh Lunar Science Conference. Proceedings of 7th Lunar and Planetary Science Conference.

Schultz P H, Spudis P. 1983. Beginning and end of lunar mare volcanism. Nature, 302(5905): 233～236.

Schultz P H, Staid M I, Pieters C M. 2006. Lunar activity from recent gas release. Nature, 444, 184～186.

Scott D H, McCauley J F, West M N. 1977. Geologic map of the west side of the Moon. The U. S. Geological Survey, Map I-1034, scale 1∶5,000,000.

Shearer C K, Hess P C, Wieczorek M A, Pritchard M E, Parmentier E M, Borg L E, Longhi J, Elkins-Tanton L T, Neal C R, Antonenko I, Canup R M, Halliday A N, Grove T L, Hager B H, Lee D-C, Wiechert U. 2006. Thermal and magmatic evolution of the Moon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 60(1): 365～518.

Shih C Y, Wiesmann H W, Haskin L A. 1975. On the origin of high-Ti mare basalts. Proceedings of 6th Lunar Science Conference.

Shih C Y, Schonfeld E. 1976. Mare basalt genesis: a cumulate-remelting model. Proceedings of 7th Lunar Science Conference, 1757～1792.

Smith J V, Anderson A T, Newton R C, Olsen E J, Wyllie P J, Crewe A V, Isaacson M S, Johnson D. 1970. Petrologic history of the Moon inferred from petrography, mineralogy and petrogenesis of Apollo 11 rocks. Proceedings of Apollo 11 Lunar Science Conference, 897～925.

Solomon S C, Head J W. 1980. Lunar Mascon Basins: Lava filling, tectonics, and evolution of the lithosphere. Reviews of Geophysics, 18(1): 107～141.

Spera F J. 1992. Lunar magma transport phenomena. Geochimica et Cosmochimica Acta, 56(6): 2253～2265.

Stöffler D, Ryder G. 2001. Stratigraphy and isotope ages of lunar geologic units: chronological standard for the inner solar system. Space Science Reviews, 96(1-4): 9～54.

Stooke P J. 2012. Lunar meniscus hollows. Proceedings of 43rd Lunar and Planetary Science Conference.

Stopar J D, Hawke B R, Lawrence S J, Robinson M S, Giguere T A. 2014. Basaltic cones: a relatively common and distinct style of lunar volcanism. Proceedings of 45th Lunar and Planetary Science Conference.

Strain P L, El-Baz F. 1980. The geology and morphology of Ina. Proceedings of 11th Lunar and Planetary Science Conference, 2437～2446.

Strom R G, Schneider N M, Terrile R J, Cook A F, Hansen C. 1981. Volcanic eruptions on Io. Journal of Geophysical Research: Space Physics, 86: 8593～8620.
Taylor S R, Jakes P. 1974. The geochemical evolution of the Moon. Proceedings of 5th Lunar Science Conference, 1287～1305.
Weitz C M, Head J W, Pieters C M. 1998. Lunar regional dark mantle deposits: geologic, multispectral, and modeling studies. Journal of Geophysical Research: Planets, 103(E10): 22725～22759.
Whitaker E A. 1972a. An unusual mare feature. In: Apollo 15 Preliminary Science Report (NASA SP-289), 25-84～25-85.
Whitaker E A. 1972b. Lunar color boundaries and their relationship to topographic features: a preliminary survey. The Moon, 4: 348～355.
Whitten J L, Head J W. 2015. Lunar cryptomaria: physical characteristics, distribution, and implications for ancient volcanism. Icarus, 247: 150～171.
Wieczorek M A, Neumann G A, Nimmo F, Kiefer W S, Taylor G J, Melosh H J, Phillips R J, Solomon S C, Andrews-Hanna J C, Asmar S W. 2013. The crust of the Moon as seen by GRAIL. Science, 339(6120): 671～675.
Wilhelms D E 1987. The geologic history of the Moon. U. S. Geological Survey Professional Paper 1348.
Wilson L, Head J W. 1981. Ascent and eruption of basaltic magma on the Earth and Moon. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 86(B4): 2971～3001.
Wilson L, Head J W. 2017. Generation, ascent and eruption of magma on the Moon: new insights into source depths, magma supply, intrusions and effusive/explosive eruptions (Part 1: Theory). Icarus, 283: 146～175.
Wöhler C, Lena R, Lazzarotti P, Phillips J, Wirths M, Pujic Z. 2006. A combined spectrophotometric and morphometric study of the lunar mare dome fields near Cauchy, Arago, Hortensius, and Milichius. Icarus, 183: 237～264.
Wolfe E W, Bailey N G, Lucchitta B K, Muehlberger W R, Scott D H, Sutton R L, Wilshire H G. 1981. The geologic investigation of the Taurus-Littrow Valley: Apollo 17 landing site. U. S. Geological Survey Professional Paper 1080, US Government Printing Office.
Xiao Zhiyong, Zeng Zuoxun, Xiao Long, Fa Wenzhe, Huang Qian. 2010. Origin of pit chains in the floor of lunar Copernican craters. Science China Physics, Mechanics and Astronomy. 53: 2145～2159.
Zhang Feng, Head J W, Basilevsky A T, Bugiolacchi R, Komatsu G, Wilson L, Fa Wenzhe, Zhu Menghua. 2017. Newly discovered ring-moat dome structures in the lunar maria: Possible origins and implications. Geophysical Research Letters, 44: 9216～9224.
Zhang Feng, Head J W, Wöhler C, Bugiolacchi R, Wilson L, Basilevsky A T, Grumpe A, Zou Yong Liao. 2020. Ring-moat dome structures (RMDSs) in the lunar Maria: Statistical, compositional, and morphological characterization and assessment of theories of origin. Journal of Geophysical Research: Planets, 125: e2019JE005967.

Volcanic landforms on the Moon

QIAO Le*, CHEN Jian, LING Zongcheng

Shandong Key Laboratory of Optical Astronomy and Solar-Terrestrial Environment, School of Space Science and Physics, Institute of Space Sciences, Shandong University, Weihai, Shandong 264209, *China*

* *Corresponding author: leqiao.geo@gmail.com, leqiao@sdu.edu.cn*

Abstract

Volcanism, one of the major endogenic geological processes on Moon, provides an important window into lunar geological and thermal evolution history and is an important objective of lunar science and explorations. In this contribution, we first summarize the basic principles of lunar volcanism, especially the dike propagation model. In this scenario, depending on the differing status of dike emplacement, eruptive activities of different styles are envisaged, leading to the production of a wide range of volcanic landforms on the surface of the Moon: (1) dikes that propagate to the shallow crust and stall would not cause eruptions but produce crater chains, graben or floor-fractured craters; (2) dikes that propagate to the surface and cause explosive eruptions would produce small volcanic cones, regional pyroclastic deposits, Moon-wide dispersal of magma and gas droplets, dark-halo craters, and a dark pyroclastic ring; (3) dikes that propagate to the surface and cause effusive eruption, depending on the magma effusion rates, would produce small lava flows, mare domes, compound lava flow fields, sinuous rilles, extensive lava flows, and volcanic complexes. We also introduce some uncommon volcanic landforms observed on the lunar surface, including irregular mare patches, ring moat dome structures and silicic non-mare domes. Recent lunar exploration and analyses have provided many insights into these unusual volcanic features, while more details concerning their nature and origin are yet to be explored by future lunar missions and studies.

Key words: volcanism; mare basalts; dike, thermal evolution; Moon