中国科学: 地球科学 2023 年 第 53 卷 第 9 期: 2072 ~ 2084
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

火星乌托邦平原南部凹锥的爆烈式泥火山成因

王乐[1,2†], 赵健楠[3†], 黄俊[1,2*], 肖龙[1,2]

1. 中国地质大学(武汉)地球科学学院, 武汉 430074;
2. 中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室, 武汉 430074;
3. 中国地质大学(武汉)地质探测与评估教育部重点实验室, 武汉 430074
* 通讯作者, E-mail: junhuang@cug.edu.cn
† 共同第一作者

收稿日期: 2022-08-06; 收修改稿日期: 2023-04-11; 接受日期: 2023-05-19; 网络版发表日期: 2023-08-14
中国科学院战略性先导科技专项项目(编号: XDB 41000000)、国家自然科学基金项目(批准号: 42273041、42272274、41830214)和民用航天“十三五”技术预先研究空间科学项目(编号: D020101)资助

摘要 凹锥是顶部发育凹陷, 规模几米到几千米的锥状地貌, 其在火星表面分布非常广泛. 关于此类地貌的成因存在多种解释, 例如, 无根锥、泥火山、火山渣锥、凝灰岩锥、低平火山口、冰核丘和碎石锥. 目前, 泥火山是火星表面凹锥成因解释的主流观点. 在地球上, 泥火山喷发会将地下几千米深的沉积物带到地表. 证实乌托邦平原南部的凹锥为泥火山, 有助于揭示北部平原的沉积历史. 本研究利用搭载于天问一号轨道器上的高分辨率相机获取的影像及其衍生的数字地形模型, 对祝融号火星车着陆区内的凹锥开展了形貌特征分析和几何参数测量. 研究结果指示这些凹锥为爆烈式泥火山成因, 是由上覆岩层压实和深部异常高热流共同作用产生的地下超压沉积物的剧烈喷发而形成, 组成凹锥的沉积物可能是北部平原古海洋的残余物质. 希望将来对凹锥的原位探测可以为验证北部平原古海洋假说, 以及揭示凹锥形成时的火星次表层物理和化学性质提供线索.

关键词 凹锥, 泥火山, 天问一号, 火星

1 引言

天问一号任务是中国首次火星探测任务, 其轨道器于2021年2月10日进入火星轨道, 搭载的祝融号火星车于2021年5月15日在火星乌托邦平原南部(109.925°E, 25.066°N)成功着陆(Liu J等, 2022). 祝融着陆区有多种地貌特征, 包括凹锥、多边形凹槽、脊状构造、台地和风成底形地貌(Zhao等, 2021). 其中, 凹锥是区域内最显著的地貌特征. 前人研究表明, 火星北部平原广泛分布形态和规模各异的类似锥状地貌(图1), 其分布区域包括乌托邦平原、伊西斯平原、埃律西昂平原、阿茜达利亚平原、克律塞平原和亚马逊平原(Frey和Jarosewich, 1982; Fagents等, 2002; Lanz和Saric, 2009; Lanz等, 2010; Keszthelyi等, 2010; Brož和Hauber, 2012, 2013; Noguchi和Kurita, 2015; Komatsu等, 2016; Brož等, 2019; Wu B等, 2021; Wu X等, 2021; Ye等, 2021). 此外, 在南部高原的小型盆地(Hemmi和Miyamoto, 2017)、奥林波斯山北部(Hodges和Moore, 1994), 以及卡玛蒂维撞击坑内(Keszthelyi等, 2010)也发育类似的锥状地貌. 关于凹锥的成因, 前人提出了多

中文引用格式: 王乐, 赵健楠, 黄俊, 肖龙. 2023. 火星乌托邦平原南部凹锥的爆烈式泥火山成因. 中国科学: 地球科学, 53(9): 2072–2084, doi: 10.1360/N072022-0221
英文引用格式: Wang L, Zhao J, Huang J, Xiao L. 2023. An explosive mud volcano origin for the pitted cones in southern Utopia Planitia, Mars. Science China Earth Sciences, 66(9): 2045–2056, https://doi.org/10.1007/s11430-022-1119-1

© 2023 《中国科学》杂志社

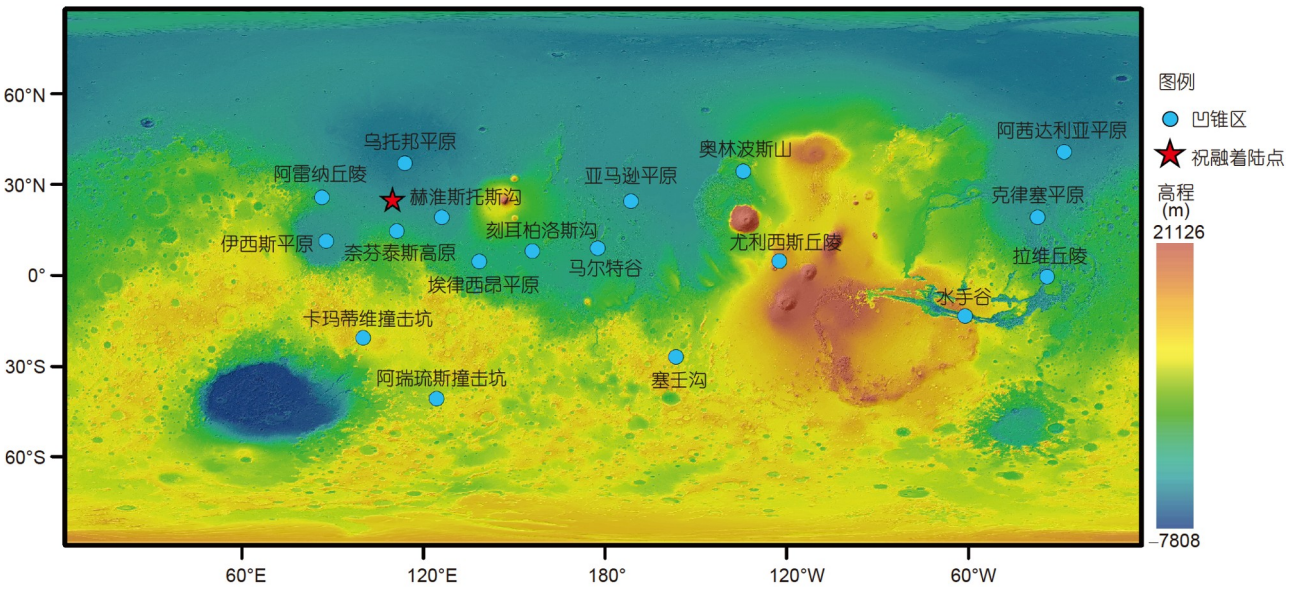

图 1　火星凹锥分布区

红色星表示祝融号火星车着陆点, 底图为火星激光高度计(MOLA)(Smith等, 2001)彩色高程图覆盖在MOLA山体阴影渲晕图上

种假说, 包括无根锥和喷气锥(Fagents等, 2002; Xiao和Wang, 2009; Noguchi和Kurita, 2015)、火山渣锥(Lanz等, 2010; Brož和Hauber, 2012; Brož等, 2017)、凝灰岩锥(Brož和Hauber, 2013)、碎石锥(Kargel等, 1995; Guidat等, 2015)、冰核丘(Burr等, 2009a; de Pablo和Komatsu, 2009), 以及泥火山(Skinner和Tanaka, 2007; Oehler和Allen, 2010; Salvatore和Christensen, 2014; Orgel等, 2019; Komatsu等, 2016; Ye等, 2021).

火星凹锥的成因研究, 通常是对比分析地球类似地貌, 结合区域地质背景调查. 例如, Brož和Hauber (2012)对塔尔西斯区域的凹锥进行成因分析, 基于该区域凹锥底部发育类似地球上火山渣锥底部熔岩流的地貌, 结合区域内典型的火山地质特征, 最终认为区域内的凹锥为岩浆喷发形成的火山渣锥. 位于乌托邦平原南部奈芬泰斯-阿曼塞斯区域内的凹锥则被认为是凝灰岩锥(Brož和Hauber, 2013), 除了形貌上与地球上的凝灰岩锥相似外, 区域内的次表层冰和岩浆活动证据也是支持蒸汽岩浆喷发作用的重要依据. 沿着火星北部平原边缘分布的大部分凹锥, 被认为是泥火山成因(Oehler和Allen, 2010; Ivanov等, 2014; Salvatore和Christensen, 2014; Ye等, 2021). 从矿物学角度分析凹锥成因, 形成于含水沉积环境的蚀变矿物是支持泥火山成因的重要证据. 前人利用光谱数据在凹锥顶部凹坑的边缘识别到含水矿物和纳米铁(Oehler和Allen, 2010; Komatsu等, 2016; Dapremont和Wray, 2021), 但是无法确定这些指示含水蚀变的矿物是和泥火山同期形成的, 还是形成于后期的水活动. 因此, 需要通过凹锥内部的样品来确定其形成演化历史. 凹锥具有相对较低的热惯量(Oehler和Allen, 2010; Salvatore和Christensen, 2014), 指示其组成物质为细粒颗粒且质地松散. 由于北部平原灰尘覆盖严重, 轨道光谱探测凹锥的成分特征受到限制(Komatsu等, 2016), 在将来开展原位探测是确定其成因和物质组成的必要途径. 本研究利用天问一号轨道器获取的高分辨率影像分析祝融着陆区内的凹锥的形貌特征, 讨论其最可能的成因. 同时, 我们针对不同成因的锥状地貌, 提出了祝融号可能的探测目标.

2　区域地质背景

研究区为祝融号火星车的着陆区, 位于乌托邦平原南部(图1), 属于被解释为古海洋沉积物的北方荒原组(Parker等, 1989, 1993; Clifford和Parker, 2001; Ivanov和Head, 2001; Mouginot等, 2012; Ivanov等, 2014). 北方荒原组覆盖了整个火星北部平原, 形成于晚西方纪-早亚马逊纪的多期次外流渠道洪水沉积(Carr和Head,

2003; Tanaka等, 2003; Mouginot等, 2012). 在该地质单元内发育的低介电常数物质和广泛分布的壁垒撞击坑, 都指示其内部存在地下冰(Mouginis-Mark, 1987; Mouginot等, 2012). 最近研究利用祝融号火星车获取的原位探测数据, 对着陆区开展了重要的地质分析, 探地雷达数据解译结果指示区域内的次表层存在层状地层, 为多期次洪水沉积物(Li等, 2022); 地表岩石的光谱数据分析发现了含水蚀变矿物, 指示区域内亚马逊纪的水活动(Liu Y等, 2022), 都支持研究内存在沉积过程.

3 数据和方法

天问一号轨道器搭载的高分辨率相机(HiRIC)获取的影像的空间分辨率为0.7m pixel^{-1}(Yan等, 2021; Zou等, 2021), 利用其获取的立体像对制作的数字地形模型(DEMs)空间分辨率为3.5m pixel^{-1}, 高程误差为1m, 平面位置误差为0.4m(Meng等, 2021; Liu J等, 2022; Yan等, 2022). 美国宇航局火星勘察轨道器搭载的背景相机获取的影像空间分辨率为6m pixel^{-1}(Malin等, 2007), 虽然其覆盖全球范围, 但是相比而言, HiRIC影像的分辨率更高. 火星勘察轨道器搭载的高分辨率相机可以获取分辨率25~30cm pixel^{-1}(McEwen等, 2007), 但是其对祝融着陆区的覆盖率低于HiRIC. 因此, 我们利用HiRIC的高分辨率影像和DEMs对祝融着陆区内的凹锥进行详细地形貌测量分析.

在地球和火星锥状地貌的形貌研究中, 缺乏成分信息时, 形貌参数也是约束其成因的重要依据, 通常需要获取的形貌参数包括底部直径(Wco)、顶部凹坑直径(Wcr)、高度(Hco)、坡度(图2a), 以及一系列比值(例如, Wcr/Wco、Hco/Wco、Hco/Wcr)(Pike, 1978; Wood, 1979; Brož和Hauber, 2013; Dapremont和Wray, 2021; Huang等, 2022). 我们利用开源地理信息系统软件(QGIS)基于HiRIC DEMs建立了研究区内的坡度图, 以5°为阈值提取坡度, 能够更好的圈定凹锥的底部和顶部凹坑边缘(图2b). 利用QGIS的圆形重建工具对凹锥的顶、底边缘进行矢量化, 统计矢量圆的直径作为凹锥的Wco和Wcr参数. 基于重建的矢量圆, 从HiRIC DEMs上提取高程, 取顶、底矢量圆平均高程并做差, 可得到凹锥的高度Hco. 利用Wco、Wcr和Hco之间的三角函数关系(公式(1)), 计算凹锥的坡度(slope). 在几何参数测量过程中, 由于椭圆形凹锥的直径存在方向上的变化, 我们只统计了研究区内的近圆形凹锥的形貌参数.

$$\mathrm{slope} = \arctan\left(\frac{2\mathrm{Hco}}{\mathrm{Wco}-\mathrm{Wcr}}\right). \quad (1)$$

4 结果

我们在研究区识别了112个凹锥(图3a), 其中, 在目

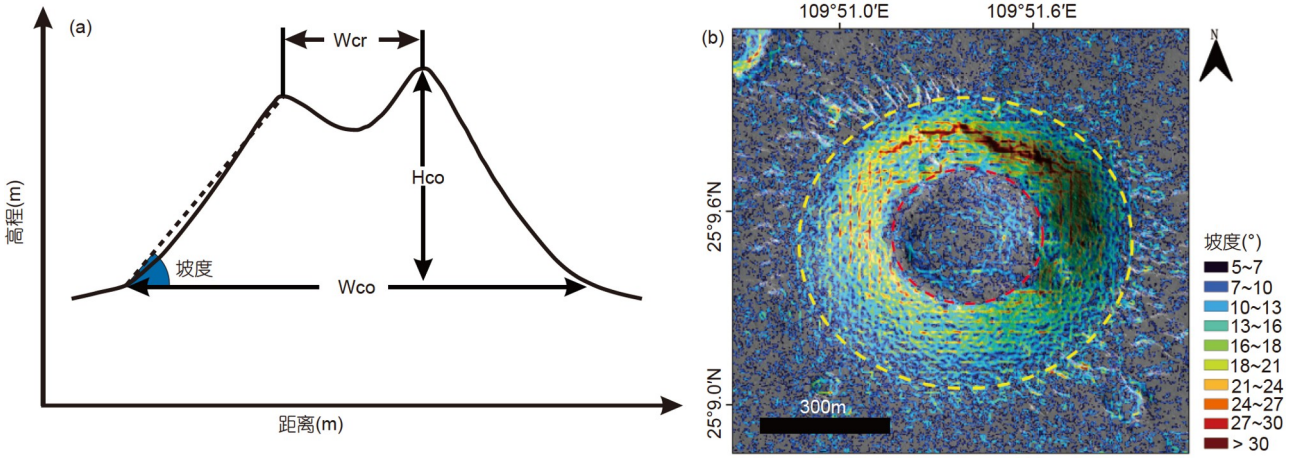

图 2 凹锥形貌参数测量方法

(a) 测量的形貌参数. Wco、Wcr和Hco分别为底部直径, 顶部凹坑直径和高度. 注意: 这里的高度是平均值. (b) 凹锥顶、底矢量圆. 底图为坡度图覆盖在HiRIC影像上(HiRIC ID: HX1_GRAS_HIRIC_DIM_0.7_0004_251515N1095850E _A). 黄色圆代表凹锥底部边缘, 红色圆代表凹锥顶部凹坑边缘

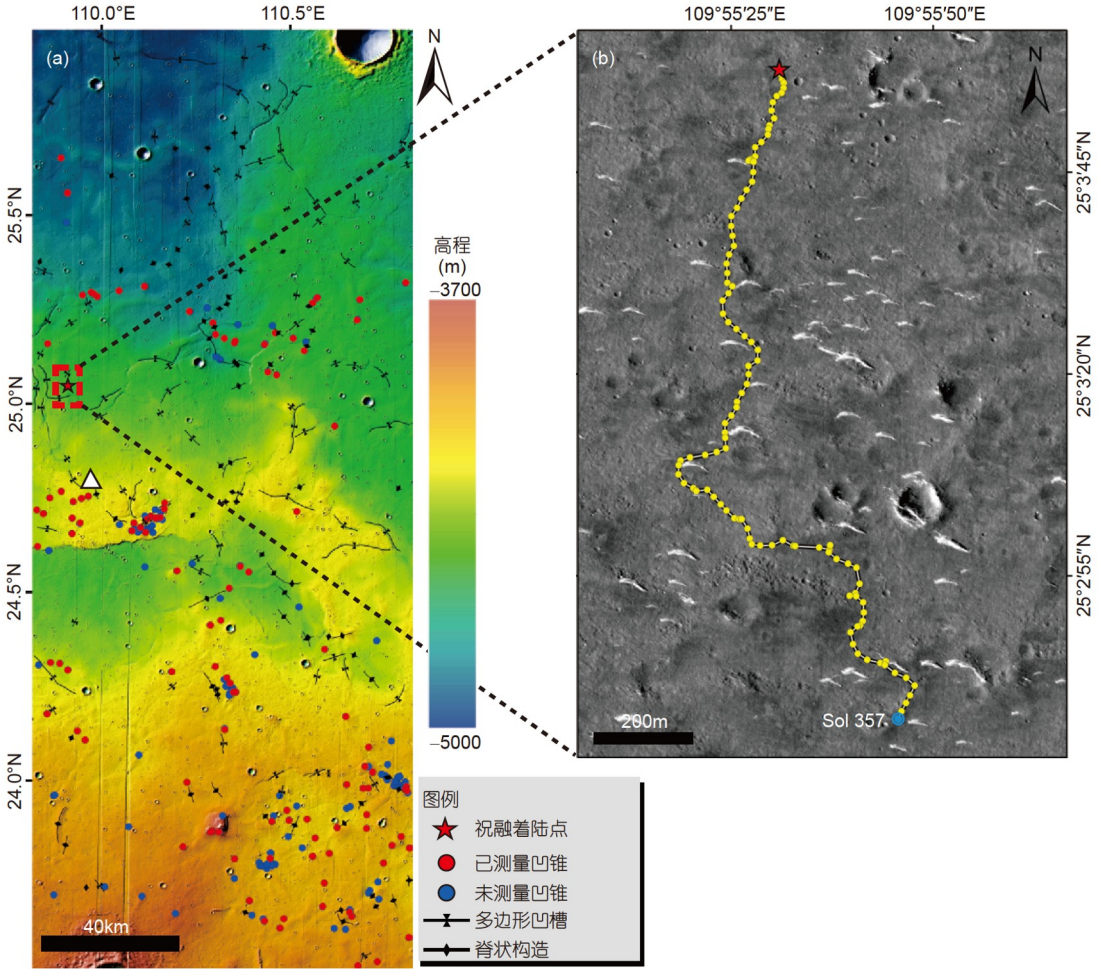

图 3　祝融着陆区内的凹锥分布图

(a) 祝融着陆区内识别的凹锥、多边形凹槽和脊状构造分布. 白色三角符号代表距离当前祝融位置最近的凹锥. 红色虚线框代表图(b)的范围. 红色星代表祝融火星车着陆点. 底图为HiRIC DEMs彩色图覆盖在HiRIC灰度影像上. 图中的蓝色点代表椭圆形的凹锥和发生了强烈侵蚀的凹锥. (b) 截止357火星日祝融号火星车的行进路线, 总长度1921m. 黄色点代表祝融号火星车的导航点. 底图为HiRIC灰度图

前祝融号火星车的前进方向上最近的凹锥(图3a中的白色三角符号)距离当前祝融~14.5km(图3b). 在排除了椭圆形锥和发生了强烈侵蚀的凹锥后, 共有69个凹锥被用于形貌参数统计.

4.1　形貌特征

我们利用HiRIC影像, 结合国际上的HiRISE影像, 对祝融着陆区的凹锥开展了形貌分析. 数据显示, 研究区内的凹锥具有多种形态特征(图4), 表现出不同的保存程度, 有些凹锥保存较完好, 可见明显的顶部凹坑边缘(图4a); 但有些凹锥保存程度较低, 锥的形态被撞击破坏(图4b); 有些凹锥只保留了一半锥形, 在其底部可见明显的较大撞击坑(图4c); 我们也发现一些锥形完好, 呈椭圆形的凹锥(图4d). 在分布特征上, 分为双锥和呈簇状分布的锥群(图4e、4f). 有一个凹锥和脊状构造连接在一起(图4g), 并且在脊的底部发现了流状物质(图4h), 脊状构造~200m宽, ~10m高. 在所有的凹锥中, 我们只发现一个底部发育类似流状物质的锥(图4i), 其顶部凹坑内有较多石块(图4j), 这个特殊的凹锥也是距离当前的祝融号火星车最近的锥. 研究区内大部分凹锥的南翼存在反照率变换, 上部反照率低, 而下部反照率较高(图4k、4l).

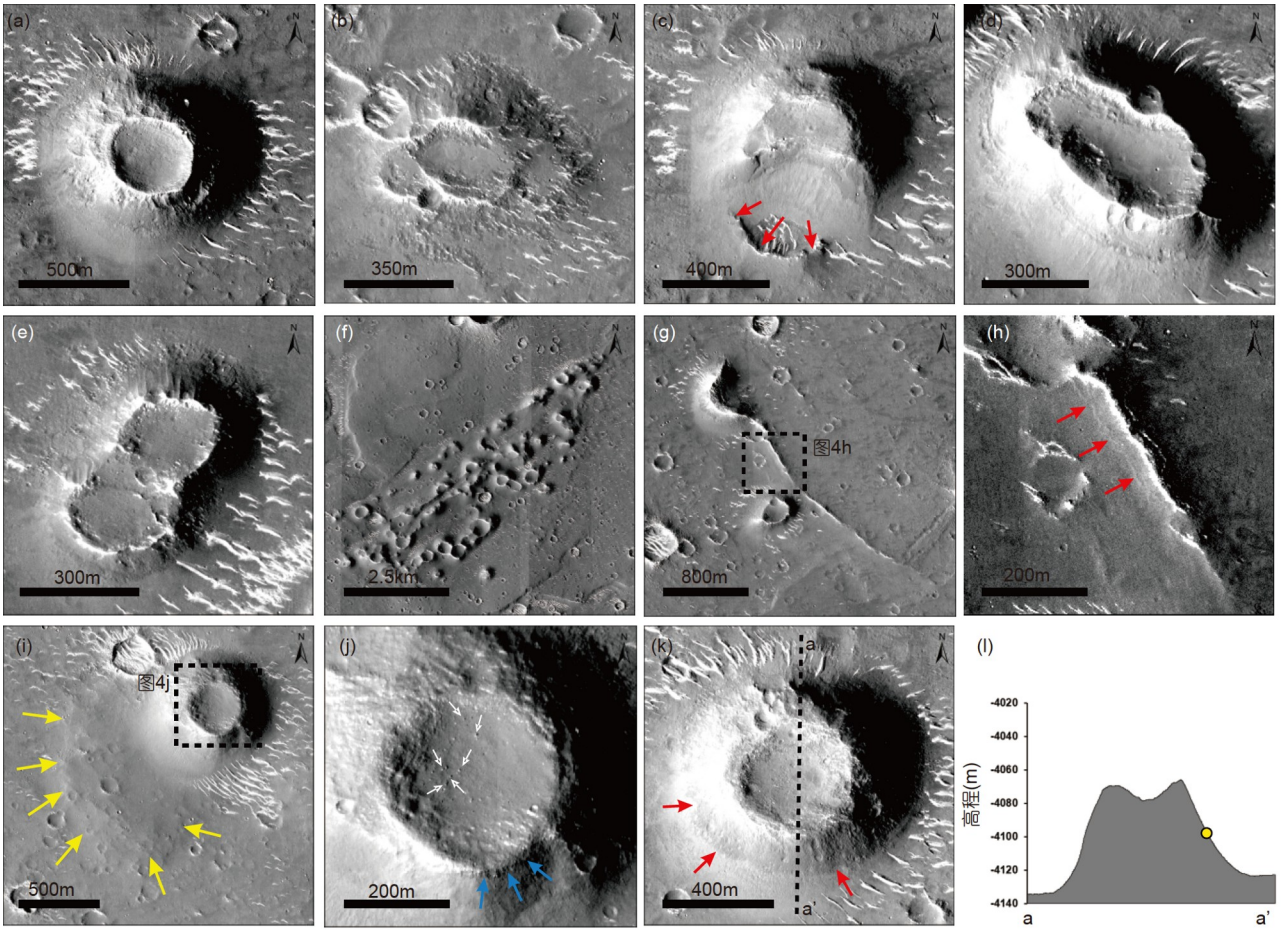

图 4　祝融着陆区凹锥的详细形貌特征

(a) 保存相对完好的凹锥, 中心坐标: 110.045°E, 25.299°N; (b) 发生了侵蚀的凹锥, 中心坐标: 109.845°E, 24.707°N; (c) 撞击坑严重破坏的凹锥, 红色箭头指示撞击坑边缘, 影像的中心坐标: 109.949°E, 25.287°N; (d) 椭圆形凹锥, 中心坐标: 109.988°E, 25.284°N; (e) 双锥, 中心坐标: 110.432°E, 25.157°N; (f) 簇状分布的凹锥, 中心坐标: 110.124°E, 24.691°N; (g) 与脊状构造连接在一起的凹锥, 黑色框指示图4h的位置, 影像中心坐标: 110.5°E, 25.194°N; (h) 脊状构造底部的流状物质; (i) 发育底部流状物质的凹锥, 中心坐标: 109.972°E, 24.796°N, 黑色框指示图4j的位置; (j) 凹锥顶部凹坑内的石块(白色箭头指示)和坚硬的边缘物质(蓝色箭头指示), 类似火山渣锥顶部的熔结碎屑物质; (k) 翼部反照率变化的凹锥, 红色箭头指示反照率的过渡边界, 影像中心坐标: 109.856°E, 25.158°N; (l) 图4k中凹锥的底形剖面, 黄色点指示反照率过渡边界. 所有的影像都由HiRIC获取. 影像ID: (a), (c), (d), (k) HX1_GRAS_HIRIC_DIM_0.7_0004_251515N1095850E_A; (e), (g), (h) HX1_GRAS_HIRIC_-DIM_0.7_0005_251515N1101905E_A; (b), (f), (i), (j): HX1_GRAS_HIRIC_DIM_0.7_0007 _244453N 1095850E_A

4.2　几何测量分析

我们利用HiRIC DEMs对69个凹锥进行了形貌测量分析, 获得了几何参数结果如下: Wco为317~1363m, 平均758m; Wcr为93.4~514m, 平均258.35m; Hco为13~80.46m, 平均36m; 坡度4°~12°, 平均8°. 其他比值参数, Wcr/Wco、Hco/Wco和Hco/Wcr, 平均值分别为0.342(0.22~0.48)、0.046(0.025~0.077)和0.145(0.056~0.317). 在图5a中, 祝融着陆区内的凹锥主要分布在图的中部, 而火山渣锥、无根锥、泥火山和凝灰岩锥则位于其周围. 研究区内的凹锥在坡度上与地球泥火山相近(图5b), 其Wcr/Wco则与地球及火星上的火山渣锥和凝灰岩锥相近(图5c).

5　讨论

5.1　祝融着陆区凹锥成因

地球和火星上存在多种与祝融着陆区内的凹锥相

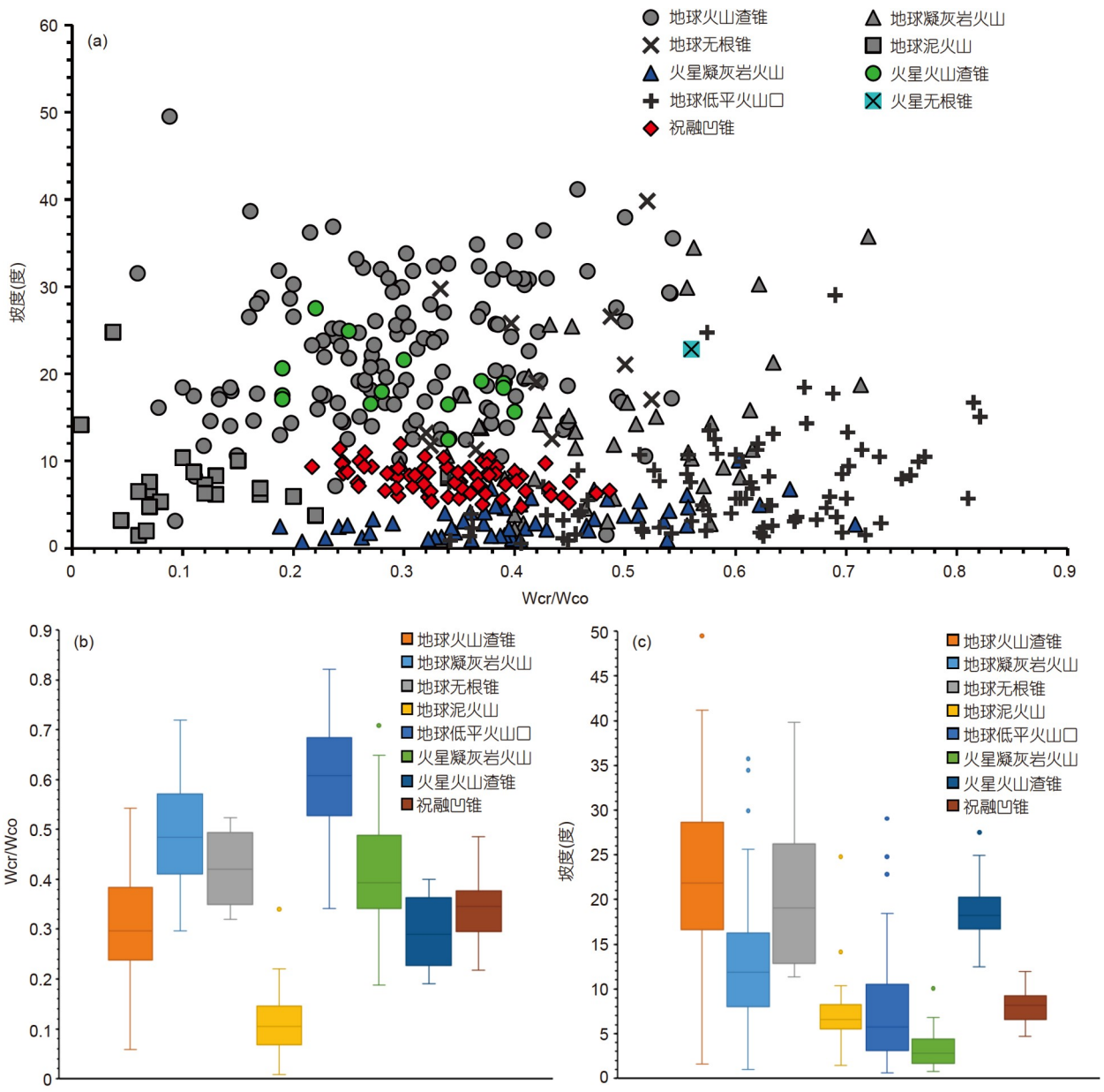

图 5　火星和地球上凹锥几何参数投图

(a) 祝融着陆区凹锥与火星和地球上相似锥状地貌的Wcr/Wco-slope散点投图. 祝融着陆区内凹锥的几何参数见网络版附表S1(http://earthcn.scichina.com), 其他锥状地貌的数据源如下: 地球火山渣锥(Pike, 1978; Hasenaka和Carmichael, 1985; Carn, 2000; Rodríguez等, 2010), 地球泥火山(Ivanov等, 1996; Delisle等, 2002; Kholodov, 2002; Brož和Hauber, 2013), 地球凝灰岩锥(Brož和Hauber, 2013), 地球低平火山口(Pike, 1978), 地球无根锥(Pike, 1978); 火星凝灰岩锥(Brož和Hauber, 2013), 火星无根锥(Noguchi和Kurita, 2015), 火星火山渣锥(Brož和Hauber, 2012). (b) 凹锥Wcr/Wco箱型图. (c) 凹锥坡度箱型图

似的锥状地貌, 如冰核丘、碎石锥、无根锥、火山渣锥、凝灰岩锥和泥火山. 基于形成机制分析, 这些锥状地貌可以被分为四种类型: (1) 与冰相关的锥(冰核丘、碎石锥), (2) 无根锥, (3) 单成火山(火山渣锥、凝灰岩锥), (4) 沉积成因锥状地貌(泥火山) (Burr等, 2009a; de Silva和Lindsay, 2015). 通过对比分析祝融着陆区内的凹锥和其他锥状地貌在形貌特征上差异, 本节讨论了其可能的成因.

5.1.1 冰相关的锥状地貌

(1) 冰核丘. 冰核丘是一种具有含冰内核的山丘, 在地表环境比较寒冷的条件下, 具有内压的地下水携带黏土等碎屑沉积物在沿着次表层裂缝向上运移的过程中发生冻结, 随着地下水的不断补充和冰冻, 冻土层逐渐膨胀隆起而形成突起地形, 即为冰核丘(Burr等, 2009a; Dundas和McEwen, 2010). 成熟期冰核丘的顶部在冰核膨胀作用下会产生辐射状裂缝, 使内部的冰核发生融化或升华(Burr等, 2009a), 导致顶部坍塌而形成顶部发育凹坑的锥状地貌. 由于为地层隆起构造, 冰核丘的物质组成及表面纹理特征与周围地形相近(Dundas和McEwen, 2010), 但研究区内的凹锥相比周围地形有较高的反照率(图4), 并且其翼部也存在反照率的变化(图4k). 此外, 有些锥形地貌被撞击坑破坏(图4c), 若区域内的凹锥为冰核丘成因, 则撞击作用释放的热量将加速冰雪物质的融化, 导致锥形地貌发生整体塌陷. 观察结果显示着陆区内经历撞击作用的锥形地貌, 其残余部分仍具有明显的正地形、保存相对完整(图4c), 与冰核丘可能发生的整体塌陷不符. 因此, 本研究不倾向于研究区内的锥形地貌为冰核丘或冰川残余物退化所形成的地貌.

(2) 碎石锥. 碎石锥是指碎屑沉积物不均匀的覆盖在发生消融的冰川上, 沉积物较厚的地方冰的升华、融化速率相对较低, 随着周围冰川完全消融而形成的锥形地貌, 但其形态很少呈比较规则的锥状(Swithinbank, 1950). 伊西斯平原内的单个凹锥与祝融着陆区的凹锥具有相似的形貌特征, 被解释为碎石锥或肋状冰碛物(Guidat等, 2015), 但是其分布在整个伊西斯平原内部, 具有线性和环状分布的特征, 而乌托邦平原区域的凹锥集中分布在乌托邦盆地的南缘(Ye等, 2021), 相互之间缺乏规律性的分布特征, 表明两个区域内的凹锥的形成存在不同的控制过程. 因此, 祝融着陆区内的凹锥与伊西斯盆地内的凹锥和碎石锥成因不一致.

5.1.2 无根锥

无根锥, 又被称为伪撞击坑, 是当熔岩流经过湿润基底时二者相互作用而发生蒸汽岩浆喷发, 喷出的碎屑物质在排气口附近堆积而成的锥状地貌(Greeley和Fagents, 2001; Fagents等, 2002). 无根锥的形成有两个必要条件: 熔岩流和表层或浅次表层水/冰. 虽然广泛的壁垒撞击坑表明研究区内存在次表层水/冰(Mouginis-Mark, 1987; Ye等, 2021; Niu等, 2022), 但是缺乏熔岩流相关的证据. 最近利用祝融号探地雷达数据分析其着陆区地下结构的研究, 也没有发现熔岩流的证据, 而是发现在风化层以下存在总厚度为80m的两层上细下粗的沉积层(Li等, 2022). 此外, 火星亚马逊平原和埃律西昂平原等可能的无根锥分布区内可见明显的熔岩流覆盖(Fagents等, 2002; Noguchi和Kurita, 2015). 埃律西昂平原内的无根锥存在独特的底部壕沟和同心结构(Noguchi和Kurita, 2015), 但研究区内的凹锥缺乏类似的结构特征. 因此, 我们排除了祝融着陆区内凹锥的无根锥成因.

5.1.3 单成火山

(1) 干燥环境单成火山: 火山渣锥. 火山渣锥是指形成于干燥环境中, 主要由火山碎屑和熔岩流在近圆形的排气口附近堆积形成的小型锥形火山地貌(Wood, 1980; de Silva和Lindsay, 2015). 这种锥形地貌在地球上分布非常广泛, 其中位于美国亚利桑那州圣弗朗西斯科火山原的火山锥(SP Crater)作为典型的火山渣锥, 被用于对比研究火星塔尔西斯区域的锥形地貌(Brož和Hauber, 2012), 二者除了相似的锥形和顶部近圆形的凹坑外, 更显著的特征是其附近都发育明显的熔岩流, 但是祝融着陆区内的凹锥缺乏底部熔岩流. 经过对研究区内的凹锥进行仔细地观察, 仅在一个锥形地貌周围发现了流状物质(图4i), 其顶部凹坑内存在石块, 且凹坑边缘相比翼部突出, 表明与翼部物质存在岩性差异(图4j), 这种突出的顶部凹坑边缘类似地球上火山渣锥的"熔结领"构造(Németh, 2010). 由于缺乏光谱数据的覆盖, 无法确定研究区内凹锥底部的流状物质是否为熔岩流. 在地球上, 松散火山碎屑堆积物的休止角为33°, 保存较完好的火山渣锥的坡度通常约为30°(de Silva和Lindsay, 2015), 而研究区内凹锥的最大坡度为~12°, 平均坡度为8°, 远小于火山渣锥(图5c). 然而, 火星和地球的表面大气压力和重力存在较大差异, 使得火星上的火山渣锥碎屑物质的堆积通常无法达到休止角(Brož等, 2014, 2015), 即火星表面火山渣锥的坡度小于30°. 尽管如此, 可能的火星火山渣锥的平均坡度为20°, 仍大于祝融着陆区内的凹锥(图5c), 表明二者可能具有不同的物质组成. 因此, 我们不倾向于祝融

着陆区凹锥的火山渣锥成因.

(2) 湿润环境单成火山: 凝灰岩锥. 凝灰岩锥指岩浆在向上运移的过程中与地下水相互作用后发生于浅次表层的猛烈喷发, 产生的岩浆和基底的混合碎屑物质在排气口附近堆积而形成锥状地貌(Farrand等, 2005; Brož和Hauber, 2013; de Silva和Lindsay, 2015). 由于喷发时对基底的挖掘作用, 低平火山口顶部凹坑的坑底通常比周围地形低(Brož和Hauber, 2013), 在对研究区内凹锥的地形剖面进行分析后, 没有发现顶部凹坑坑底具有向下挖掘的现象. 在地球上, 蒸汽岩浆喷发形成的环状地貌的Wcr/Wco平均值为0.49(Pike, 1978), 坡度为2°~10°(de Silva和Lindsay, 2015), 形成的锥状地貌坡度可达20°~30°(de Silva和Lindsay, 2015). 祝融着陆区内的凹锥的Wcr/Wco平均值为0.34, 坡度4°~12°, 低于凝灰岩火山(图5c). Brož和Hauber(2013)报道了火星乌托邦平原南部奈芬泰斯-阿曼塞斯区域内的锥状地貌为凝灰岩锥, 但其规模较大, 底部直径为3~15km, 远大于祝融着陆区内的凹锥(底部直径约300~1300m). 因此, 我们认为研究区内的凹锥与蒸汽岩浆喷发火山成因不一致.

5.1.4　沉积成因锥状地貌

泥火山是一种锥状沉积地貌, 通常由快速沉积环境中被掩埋的低密度物质喷发、堆积而成(Kopf, 2002; Mazzini等, 2007; Salvatore和Christensen, 2014). 祝融火星车搭载的表面成分探测仪发现了含水硫酸盐或二氧化硅(Liu Y等, 2022; Liu C等, 2022), 被解释为次表层毛细管边缘带中的岩水结晶物(Liu Y等, 2022)和火山碎屑壤在封闭或短暂水环境中的蚀变矿物(Liu C等, 2022). 在祝融火星车的巡视路线上, 存在含水矿物的石块分布广泛(Liu Y等, 2022), 指示曾经存在大范围的地下含水层, 祝融搭载的探地雷达也发现地下沉积层, 表面乌托邦平原曾被多期次的洪水沉积物填充(Li等, 2022). 此外, 在祝融着陆区北部距离130km的乌托邦平原中部, 发育大量泥流(Ivanov等, 2014; Cuřín等, 2023). Cuřín等(2023)认为乌托邦平原底部存在大规模的泥浆房. 这些证据表明, 区域内存在支持泥火山形成的充分沉积物源. 因此, 我们认为研究区内的凹锥更符合泥火山喷发的形成过程.

在地球上, 根据泥火山的喷发强度可分为三种主要类型: (1) 爆烈式喷发(Lokbatan), 短暂而猛烈的泥火山喷发; (2) 宁静式喷发(Chikishlyar), 喷发活动温和且持续时间较长; (3) 过渡类型(Schugin), 喷发强度和活动时间介于以上两种之间(Dimitrov, 2002). 在获取的锥状地貌几何参数中, Wcr/Wco可以指示喷发活动的剧烈程度, 比值越大表明喷发越强烈(Wood, 1980; Fagents等, 2002; Noguchi和Kurita, 2015). 地球上阿塞拜疆地区的泥火山的Wcr/Wco平均值为0.13(Brož和Hauber, 2013), 远低于祝融着陆区内凹锥(图5c), 表明着陆区内的喷发活动相对强烈. Komatsu等(2016) 在克律塞平原发现了坡度很低的泥饼地貌和发育堤坝结构的泥流, 表明泥浆具有较高的孔隙度或较低的内聚力(Kopf, 2002; Burr等, 2009b), 即黏度低. 我们在祝融着陆区内没有发现类似地貌, 且其隆起形态比泥饼地貌明显, 表明泥浆黏度相对较大. 低黏度的泥浆在火星表面条件下呈现与地球上玄武质熔岩流相似的特征(Brož等, 2020), 则高黏度的泥浆可能表现出类似爆烈式岩浆火山喷发的特征, 而形成爆烈式泥火山. 在爆烈式泥火山的周围通常分布大量几米级的石块(Burr等, 2009b), 但可能被后期的风沙掩埋. 在爆烈式喷发过程中, 大量泥角砾被溅射到空中, 在其回落到地面的过程中, 其中的液态水冻结或升华, 进而难以形成泥流(Brož等, 2019), 与区域内观测结果一致. 基于上述证据, 我们认为祝融着陆区内的凹锥符合爆烈式泥火山成因.

5.2　祝融着陆区凹锥可能的形成过程

泥火山是地下沉积演化在表面的反映(Dimitrov, 2002; Kopf, 2002), 基于祝融着陆区内的凹锥的爆烈式泥火山成因, 本文描绘了其主要的形成过程及区域内可能的区域地质演化. 爆烈式泥火山的形成需要充足的达到超压状态的次表层欠压实沉积物和一定的触发事件(Dimitrov, 2002), 由此, 本文提出了爆烈式泥火山形成的四个主要阶段(图6). 第一阶段, 欠压实沉积物的形成(图6a). 火星北部平原被北方荒原组覆盖(Tanaka等, 2014), 这一地质单元为几百米厚的细粒物质, 可能为西方纪海洋的残余沉积物(Kreslavsky和Head, 2002; Carr和Head, 2003), 形成于环塔尔西斯区域的灾难性洪水事件(Carr和Head, 2003). 多期次大洪水沿着外流渠道将大量碎屑物质从南部高地搬运到北部低地(Fairén等, 2003), 迅速的洪水沉积形成大量欠压实沉积物, 为泥火山的形成提供物源. 第二阶段, 超压沉积

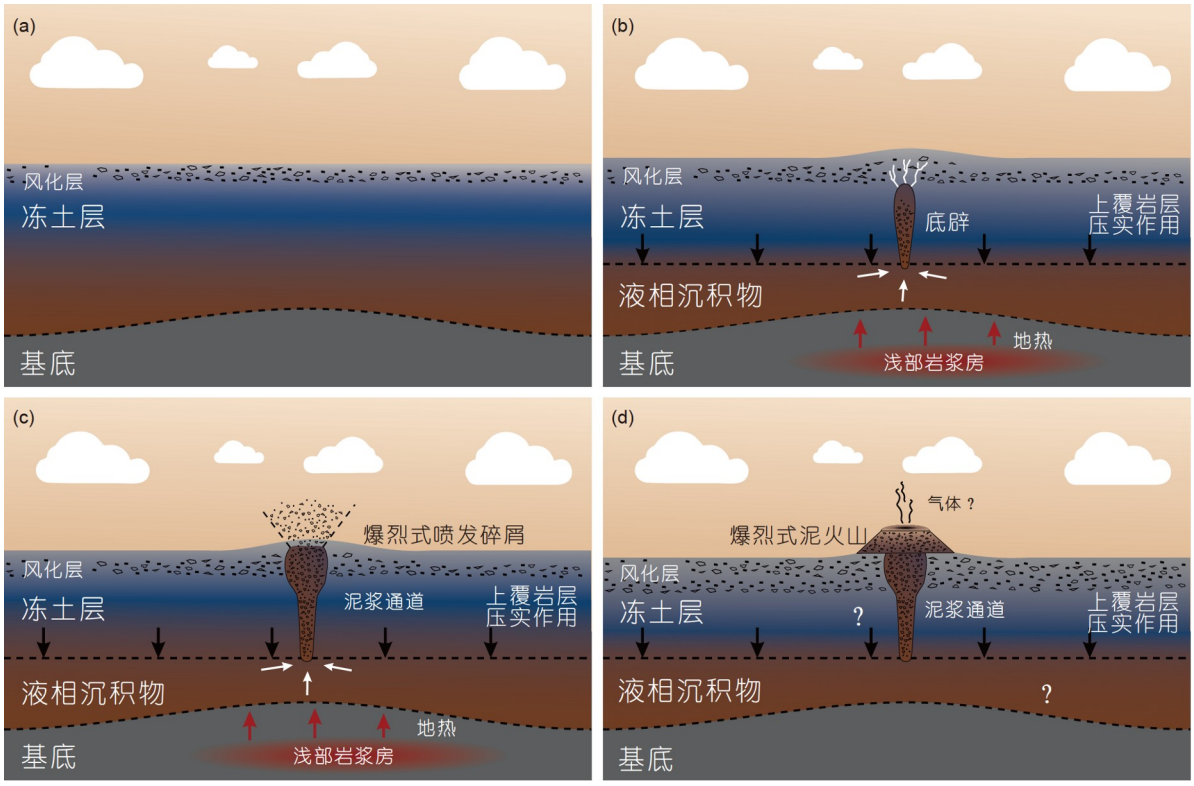

图 6　爆烈式泥火山形成阶段示意图

(a) 西方纪灾难性洪水沿着外流渠道将大量碎屑物质搬运到北部平原, 快速沉积形成欠压实沉积物. (b) 在上覆岩层压实和底部异常高热流共同作用下, 流体沉积物达到超压状态, 向上运移形成底辟. 白色箭头指示流体物质的运移方向. 虚直线指示冻土和流体沉积物的边界. (c) 由泥角砾、冰和围岩碎块组成的流体物质沿着泥浆通道猛烈地喷发到地表. (d) 喷发的碎屑物质在冰和黏土胶结作用下固结形成凹锥. 图中的内容不是按比例的

物向上运移形成底辟(图6b). 在火星当前的表面环境条件下, 经历~10000年的时间, 所有的洪水沉积物会完全冻结而形成永久冻土层(Kreslavsky和Head, 2002). 在上覆岩层压实作用下底部可融化而形成少量流体物质, 但体积量可能不足以支持形成超压沉积物并喷发. 虽然撞击作用可以导致冻土层融化, 使液化的沉积物喷出, 但是在研究区内没有发现撞击坑和凹锥之间在分布上存在相关性. 因此, 需要异常高的热流促进冻土层融化而形成超压沉积物, 这些流体物质向上运移, 侵入上覆岩层中形成底辟构造. 我们发现祝融着陆区内发育类似乌托邦平原东部岩墙(Pedersen等, 2010)的脊状构造与凹锥相连(图4g、4h), 支持凹锥形成过程中存在岩浆活动参与, 并为冻土层融化提供热源. 第三阶段, 发生爆烈式喷发(图6c). 由泥角砾、冰和围岩碎块组成的流体物质在其内部压力超过静岩压力时, 在冻土中释放的大量挥发性物质(如甲烷)或水蒸气的加压作用下, 发生爆烈式喷发. 第四阶段, 凹锥的形成(图6d). 喷发的碎屑物质在冰和黏土胶结作用下固结, 在排气口附近堆积形成锥状地貌, 即凹锥. 虽然祝融搭载的探地雷达没有发现液态水或地下水冰(Li等, 2022), 但仍不确定在更深处是否存在冻土层和液化沉积物.

5.3　祝融火星车原位探测的关键目标

在本研究中, 利用轨道器获取的凹锥形貌数据分析了其可能的成因, 针对研究区内凹锥的确切成因, 除利用遥感数据进行光谱分析外, 原位探测能提供更有力的证据. 目前, 祝融火星车正在往南行驶, 截至357火星日已经在火星表面累计行驶了1921m, 距离南部最近的锥形地貌约14.5km(图3b). 祝融号火星车搭载了6类科学载荷, 其中用于获取表面形貌、物质成分和地下结构的载荷分别是: 导航地形相机(Naviga-

tion and Terrain Camera, NaTeCam)、火星表面成分探测仪(Mars Surface Composition Detector, MarSCoDe)和探地雷达(Mars Rover Penetrating Radar, RoPeR)(Zou等, 2021). 其中, MarSCoDe由激光诱导击穿光谱仪(Laser-Induced Breakdown Spectroscopy, LIBS)和被动光谱仪两套设备组成, LIBS可以获取的波长范围为240~850nm, 各通道的光谱分辨率分别为: 0.1nm(240~340nm)、0.2nm(340~540nm)、0.3nm(540~850nm), 被动光谱仪可以获取的波长范围为850~2400nm, 光谱分辨率为3~12nm(Zou等, 2021; Xu等, 2021), 可以获得火星表面物质的元素、矿物组成信息. NaTeCam可以获得火星表面巡视区的高分辨率彩色影像和地形信息(Liang等, 2021). RoPeR可以探测火星次表层的地质结构(Zhou等, 2020; Zou等, 2021).

火星表面成分探测仪获取的元素和矿物组成可用于区分锥形地貌为岩浆地貌还是沉积成因地貌. 其中, 岩浆成因的锥状地貌包括: 火山渣锥、凝灰岩锥、低平火山口和无根锥, 与岩浆作用相关, 主要由玄武岩火山碎屑物质组成(Wood, 1979; Valentine和Gregg, 2008). 沉积成因的锥状地貌主要是泥火山, 通常由低密度的沉积物形成, 如欠压实的蒸发岩和黏土岩, 相应的矿物有石膏、岩盐、高岭石、蒙脱石和蛭石族矿物(Kopf, 2002). 次表层探测雷达可以获取巡视区表层和次表层的土壤、冰层厚度和地质结构, 帮助估测土壤层和冰层的厚度(Tan等, 2021; Zou等, 2021). RoPeR由低频(15~95MHz)和高频(450~2150MHz)两个通道组成, 可探测的深度分别为10~100m和3~10m(Zhou等, 2020), 探测点之间的水平间距为50cm(Li等, 2022). 基于RoPeR的基本参数和最近关于祝融着陆区地下结构的研究, 我们列出了不同成因锥状地貌在雷达数据上的依据:

(1) 冰核丘. 识别冰核丘的直接证据是其冰质的核部(Dundas和McEwen, 2010), 低频探地雷达(<80MHz)可以探测到冰核丘内部的含冰结构(Yoshikawa等, 2006), RoPeR可以获取这一频段的雷达数据. 在地球上, 冰核丘的冰质核部的介电常数通常为3~4, 但是高密度气泡的加入会降低这一值(Yoshikawa等, 2006). 尽管如此, 冰质内核与周围黏土、沙、冰混合而成的冻土和基岩存在明显的边界, 可在雷达剖面上区分, 如果冰核丘的冰质内核融化升华而消失, 则难以用探地雷达识别.

(2) 无根锥. 如果研究区内的凹锥为无根锥, 则次表层存在被掩埋的熔岩流/熔岩平原, 且无根锥发育在熔岩流顶部(Fagents等, 2002), 在雷达剖面上没有岩浆通道结构.

(3) 溢流式喷发泥火山. 如果研究区内的凹锥为溢流式喷发的泥火山, 在雷达图像上可观测到复杂的次表层地质结构, 包括大量的裂隙、断层, 或由于区域挤压应力和挤压构造活动产生的褶皱等(Dimitrov, 2002). 此外, 密度倒置会形成典型的底辟构造(Kopf, 2002; Mazzini和Etiope, 2017), 多期次的泥火山喷发会在次表层形成“圣诞树结构”(Praeg等, 2009; Mascle等, 2014; Mazzini和Etiope, 2017). 在地球上, “圣诞树结构”通常形成于海底, 由泥火山喷射物和海底沉积物交互叠覆所形成, 横向上可达1km宽, 纵向上为几百毫秒深(Mascle等, 2014; Mazzini和Etiope, 2017).

(4) 爆烈式泥火山. 如果研究区内的锥形地貌为爆烈式喷发的泥火山, 则雷达图像上可见岩墙、岩床等岩浆侵入地貌, 其周围则是细粒沉积物, 其中可能含有水冰. 在祝融着陆区, 与岩墙相似的脊状构造(图4g、4h)的平均宽度为150m, 可被RoPeR探测到.

6　结论

祝融着陆区内的凹锥的形貌特征, 指示了其爆烈式泥火山成因. 地下冻结的欠压实沉积物在上覆岩层压实作用和浅部岩浆房导致的异常高地热的共同作用下达到超压状态, 并沿着裂缝通道喷出地表, 堆积形成锥状地貌. 这一成因机制支持火星北部平原的古海洋假说, 同时揭示了次表层存在拥有液态水和适宜温度的地下宜居环境. 我们根据祝融号的有效科学载荷, 提出了验证区域内凹锥成因的具体科学目标. 在将来的火星原位探测和采样返回任务中, 针对泥火山及其暗示的地下宜居环境开展详细研究, 有助于深入了解火星的沉积历史, 验证古海洋假说.

致谢　本研究所用天问一号数据由中国月球与深空探测工程地面应用系统处理制作, 由中国国家航天局提供(http://moon.bao.ac.cn). 感谢Ernst HAUBER教授和一位匿名审稿人对本论文的评审并提出宝贵建议, 感谢中国地质大学(武汉)海洋学院孙启良教授关于泥火山的讨论.

参考文献

Brož P, Hauber E. 2012. A unique volcanic field in Tharsis, Mars: Pyroclastic cones as evidence for explosive eruptions. Icarus, 218: 88–99

Brož P, Čadek O, Hauber E, Rossi A P. 2015. Scoria cones on Mars: Detailed investigation of morphometry based on high-resolution digital elevation models. J Geophys Res-Planets, 120: 1512–1527

Brož P, Čadek O, Hauber E, Rossi A P. 2014. Shape of scoria cones on Mars: Insights from numerical modeling of ballistic pathways. Earth Planet Sci Lett, 406: 14–23

Brož P, Hauber E, Burgt I, Špillar V, Michael G. 2019. Subsurface sediment mobilization in the Southern Chryse Planitia on Mars. J Geophys Res-Planets, 124: 703–720

Brož P, Hauber E, Wray J J, Michael G. 2017. Amazonian volcanism inside Valles Marineris on Mars. Earth Planet Sci Lett, 473: 122–130

Brož P, Hauber E. 2013. Hydrovolcanic tuff rings and cones as indicators for phreatomagmatic explosive eruptions on Mars. J Geophys Res-Planets, 118: 1656–1675

Brož P, Krýza O, Wilson L, Conway S J, Hauber E, Mazzini A, Raack J, Balme M R, Sylvest M E, Patel M R. 2020. Experimental evidence for lava-like mud flows under Martian surface conditions. Nat Geosci, 13: 403–407

Burr D M, Bruno B C, Lanagan P D, Glaze L S, Jaeger W L, Soare R J, Wan Bun Tseung J M, Skinner Jr J A, Baloga S M. 2009b. Mesoscale raised rim depressions (MRRDs) on Earth: A review of the characteristics, processes, and spatial distributions of analogs for Mars. Planet Space Sci, 57: 579–596

Burr D M, Tanaka K L, Yoshikawa K. 2009a. Pingos on Earth and Mars. Planet Space Sci, 57: 541–555

Carn S A. 2000. The Lamongan volcanic field, East Java, Indonesia: Physical volcanology, historic activity and hazards. J Volcanol Geotherm Res, 95: 81–108

Carr M H, Head J W. 2003. Oceans on Mars: An assessment of the observational evidence and possible fate. J Geophys Res, 108: 5042

Clifford S, Parker T J. 2001. The evolution of the Martian hydrosphere: Implications for the fate of a primordial ocean and the current state of the northern plains. Icarus, 154: 40–79

Cuřín V, Brož P, Hauber E, Markonis Y. 2023. Mud flows in southwestern Utopia Planitia, Mars. Icarus, 389: 115266

Dapremont A M, Wray J J. 2021. Igneous or mud volcanism on Mars? The case study of hephaestus fossae. J Geophys Res-Planets, 126: e2020JE006390

Depablo M, Komatsu G. 2009. Possible pingo fields in the Utopia basin, Mars: Geological and climatical implications. Icarus, 199: 49–74

de Pablo M Á, Komatsu G. 2009. Possible pingo fields in the Utopia basin, Mars: Geological and climatical implications. Icarus, 199: 49–74

de Silva S, Lindsay J M. 2015. Primary volcanic landforms. In: The Encyclopedia of Volcanoes. Amsterdam: Elsevier. 273–297

Delisle G, von Rad U, Andruleit H, von Daniels C, Tabrez A, Inam A. 2002. Active mud volcanoes on- and offshore eastern Makran, Pakistan. Int J Earth Sci, 91: 93–110

Dimitrov L I. 2002. Mud volcanoes—The most important pathway for degassing deeply buried sediments. Earth-Sci Rev, 59: 49–76

Dundas C M, McEwen A S. 2010. An assessment of evidence for pingos on Mars using HiRISE. Icarus, 205: 244–258

Fagents S A, Lanagan P, Greeley R. 2002. Rootless cones on Mars: A consequence of lava-ground ice interaction. Geol Soc Lond Spec Publ, 202: 295–317

Fairén A G, Dohm J M, Baker V R, de Pablo M A, Ruiz J, Ferris J C, Anderson R C. 2003. Episodic flood inundations of the northern plains of Mars. Icarus, 165: 53–67

Farrand W H, Gaddis L R, Keszthelyi L. 2005. Pitted cones and domes on Mars: Observations in acidalia planitia and cydonia mensae using MOC, THEMIS, and TES data. J Geophys Res, 110: E05005

Frey H, Jarosewich M. 1982. Subkilometer Martian volcanoes: Properties and possible terrestrial analogs. J Geophys Res, 87: 9867–9879

Greeley R, Fagents S A. 2001. Icelandic pseudocraters as analogs to some volcanic cones on Mars. J Geophys Res, 106: 20527–20546

Guidat T, Pochat S, Bourgeois O, Souček O. 2015. Landform assemblage in Isidis Planitia, Mars: Evidence for a 3 Ga old polythermal ice sheet. Earth Planet Sci Lett, 411: 253–267

Hasenaka T, Carmichael I S E. 1985. The cinder cones of Michoacán—Guanajuato, central Mexico: Their age, volume and distribution, and magma discharge rate. J Volcanol Geotherm Res, 25: 105–124

Hemmi R, Miyamoto H. 2017. Distribution, morphology, and morphometry of circular mounds in the elongated basin of northern Terra Sirenum, Mars. Prog Earth Planet Sci, 4: 1–5

Hodges C A, Moore H J. 1994. Atlas of volcanic landforms on Mars. US Government Printing Office

Huang H, Liu J, Wang X, Chen Y, Zhang Q, Liu D, Yan W, Ren X. 2022. The analysis of cones within the Tianwen-1 landing area. Remote Sens, 14: 2590

Ivanov M A, Head J W. 2001. Chryse Planitia, Mars: Topographic configuration, outflow channel continuity and sequence, and tests for hypothesized ancient bodies of water using Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) data. J Geophys Res, 106: 3275–3295

Ivanov M A, Hiesinger H, Erkeling G, Reiss D. 2014. Mud volcanism and morphology of impact craters in Utopia Planitia on Mars: Evidence for the ancient ocean. Icarus, 228: 121–140

Ivanov M K, Limonov A F, van Weering T C E. 1996. Comparative characteristics of the Black Sea and Mediterranean Ridge mud volcanoes. Mar Geol, 132: 253–271

Kargel J S, Baker V R, Begét J E, Lockwood J F, Péwé T L, Shaw J S,

Strom R G. 1995. Evidence of ancient continental glaciation in the Martian northern plains. J Geophys Res, 100: 5351–5368

Keszthelyi L P, Jaeger W L, Dundas C M, Martínez-Alonso S, McEwen A S, Milazzo M P. 2010. Hydrovolcanic features on Mars: Preliminary observations from the first Mars year of HiRISE imaging. Icarus, 205: 211–229

Kholodov V N. 2002. Mud volcanoes, their distribution regularities and genesis: Communication 1. Mud volcanic provinces and morphology of mud volcanoes. Lithol Miner Resour, 37: 197–209

Komatsu G, Okubo C H, Wray J J, Ojha L, Cardinale M, Murana A, Orosei R, Chan M A, Ormö J, Gallagher R. 2016. Small edifice features in Chryse Planitia, Mars: Assessment of a mud volcano hypothesis. Icarus, 268: 56–75

Kopf A J. 2002. Significance of mud volcanism. Rev Geophys, 40: 2-1–2-52

Kreslavsky M A, Head J W. 2002. Fate of outflow channel effluents in the northern lowlands of Mars: The Vastitas Borealis Formation as a sublimation residue from frozen ponded bodies of water. J Geophys Res, 107: 4-1–4-25

Lanz J K, Saric M B. 2009. Cone fields in SW Elysium Planitia: Hydrothermal venting on Mars? J Geophys Res, 114: E02008

Lanz J K, Wagner R, Wolf U, Kröchert J, Neukum G. 2010. Rift zone volcanism and associated cinder cone field in Utopia Planitia, Mars. J Geophys Res, 115: E12019

Li C, Zheng Y, Wang X, Zhang J, Wang Y, Chen L, Zhang L, Zhao P, Liu Y, Lv W, Liu Y, Zhao X, Hao J, Sun W, Liu X, Jia B, Li J, Lan H, Fa W, Pan Y, Wu F. 2022. Layered subsurface in Utopia Basin of Mars revealed by Zhurong rover radar. Nature, 610: 308–312

Liang X, Chen W, Cao Z, Wu F, Lyu W, Song Y, Li D, Yu C, Zhang L, Wang L. 2021. The navigation and terrain cameras on the Tianwen-1 Mars rover. Space Sci Rev, 217: 1–20

Liu C, Ling Z, Wu Z, Zhang J, Chen J, Fu X, Qiao L, Liu P, Li B, Zhang L, Xin Y, Shi E, Cao H, Tian S, Wan S, Bai H, Liu J. 2022. Aqueous alteration of the Vastitas Borealis Formation at the Tianwen-1 landing site. Commun Earth Environ, 3: 280

Liu J, Li C, Zhang R, Rao W, Cui X, Geng Y, Jia Y, Huang H, Ren X, Yan W, Zeng X, Wen W, Wang X, Gao X, Fu Q, Zhu Y, Dong J, Li H, Wang X, Zuo W, Su Y, Kong D, Zhang H. 2022. Geomorphic contexts and science focus of the Zhurong landing site on Mars. Nat Astron, 6: 65–71

Liu Y, Wu X, Zhao Y Y S, Pan L, Wang C, Liu J, Zhao Z, Zhou X, Zhang C, Wu Y, Wan W, Zou Y. 2022. Zhurong reveals recent aqueous activities in Utopia Planitia, Mars. Sci Adv, 8: eabn8555

Malin M C, Bell Iii J F, Cantor B A, Caplinger M A, Calvin W M, Clancy R T, Edgett K S, Edwards L, Haberle R M, James P B, Lee S W, Ravine M A, Thomas P C, Wolff M J. 2007. Context camera investigation on board the Mars reconnaissance orbiter. J Geophys Res, 112: E05S04

Mascle J, Mary F, Praeg D, Brosolo L, Camera L, Ceramicola S, Dupré S. 2014. Distribution and geological control of mud volcanoes and other fluid/free gas seepage features in the Mediterranean Sea and nearby Gulf of Cadiz. Geo-Mar Lett, 34: 89–110

Mazzini A, Etiope G. 2017. Mud volcanism: An updated review. Earth-Sci Rev, 168: 81–112

Mazzini A, Svensen H, Akhmanov G G, Aloisi G, Planke S, Malthe-Sørenssen A, Istadi B. 2007. Triggering and dynamic evolution of the LUSI mud volcano, Indonesia. Earth Planet Sci Lett, 261: 375–388

McEwen A S, Eliason E M, Bergstrom J W, Bridges N T, Hansen C J, Delamere W A, Grant J A, Gulick V C, Herkenhoff K E, Keszthelyi L, Kirk R L, Mellon M T, Squyres S W, Thomas N, Weitz C M. 2007. Mars reconnaissance orbiter's high resolution imaging science experiment (HiRISE). J Geophys Res, 112: E05S02

Meng Q, Wang D, Wang X, Li W, Yang X, Yan D, Li Y, Cao Z, Ji Q, Sun T, Yan W, Wang K, Li X, Huang J, Wang Z, Zhao W, Wang Y, He Y, Hao X, Liu W, Zhang B, Zhou P, Li Y, Zhao H, Lu L, Guan H, Zhou D, Wu F, Zhang F, Zhu S, Dong J. 2021. High resolution imaging camera (HiRIC) on China's first Mars exploration Tianwen-1 Mission. Space Sci Rev, 217: 1–29

Mouginis-Mark P J. 1987. Water or ice in the Martian regolith?: Clues from rampart craters seen at very high resolution. Icarus, 71: 268–286

Mouginot J, Pommerol A, Beck P, Kofman W, Clifford S M. 2012. Dielectric map of the Martian northern hemisphere and the nature of plain filling materials. Geophys Res Lett, 39, doi: 10.1029/2011GL050286

Németh K. 2010. Monogenetic volcanic fields: Origin, sedimentary record, and relationship with polygenetic volcanism. GSA Spec Pap, 470: 43–65

Niu S, Zhang F, Di K, Gou S, Yue Z. 2022. Layered Ejecta Craters in the Candidate Landing Areas of China's First Mars Mission (Tianwen-1): Implications for Subsurface Volatile Concentrations. J Geophys Res-Planets, 127: e2021JE007089

Noguchi R, Kurita K. 2015. Unique characteristics of cones in Central Elysium Planitia, Mars. Planet Space Sci, 111: 44–54

Oehler D Z, Allen C C. 2010. Evidence for pervasive mud volcanism in Acidalia Planitia, Mars. Icarus, 208: 636–657

Orgel C, Hauber E, Gasselt S, Reiss D, Johnsson A, Ramsdale J D, Smith I, Swirad Z M, Séjourné A, Wilson J T, Balme M R, Conway S J, Costard F, Eke V R, Gallagher C, Kereszturi Á, Łosiak A, Massey R J, Platz T, Skinner J A, Teodoro L F A. 2019. Grid mapping the northern plains of Mars: A new overview of recent water- and ice-related landforms in acidalia planitia. J Geophys Res-Planets, 124: 454–482

Parker T J, Gorsline D S, Saunders R S, Pieri D C, Schneeberger D M. 1993. Coastal geomorphology of the Martian northern plains. J Geophys Res, 98: 11061–11078

Parker T J, Stephen Saunders R, Schneeberger D M. 1989. Transitional

morphology in West Deuteronilus Mensae, Mars: Implications for modification of the lowland/upland boundary. Icarus, 82: 111–145

Pedersen G B M, Head Iii J W, Wilson L. 2010. Formation, erosion and exposure of Early Amazonian dikes, dike swarms and possible subglacial eruptions in the Elysium Rise/Utopia Basin Region, Mars. Earth Planet Sci Lett, 294: 424–439

Pike R J. 1978. Volcanoes on the inner planets-Some preliminary comparisons of gross topography. In: Lunar and Planetary Science Conference Proceedings. 3239–3273

Praeg D, Ceramicola S, Barbieri R, Unnithan V, Wardell N. 2009. Tectonically-driven mud volcanism since the late Pliocene on the Calabrian accretionary prism, central Mediterranean Sea. Mar Pet Geol, 26: 1849–1865

Rodríguez S R, Morales-Barrera W, Layer P, González-Mercado E. 2010. A quaternary monogenetic volcanic field in the Xalapa region, eastern Trans-Mexican volcanic belt: Geology, distribution and morphology of the volcanic vents. J Volcanol Geotherm Res, 197: 149–166

Salvatore M R, Christensen P R. 2014. On the origin of the vastitas borealis formation in chryse and acidalia planitiae, Mars. J Geophys Res-Planets, 119: 2437–2456

Skinner Jr J A, Tanaka K L. 2007. Evidence for and implications of sedimentary diapirism and mud volcanism in the southern Utopia highland-lowland boundary plain, Mars. Icarus, 186: 41–59

Smith D E, Zuber M T, Frey H V, Garvin J B, Head J W, Muhleman D O, Pettengill G H, Phillips R J, Solomon S C, Zwally H J, Banerdt W B, Duxbury T C, Golombek M P, Lemoine F G, Neumann G A, Rowlands D D, Aharonson O, Ford P G, Ivanov A B, Johnson C L, McGovern P J, Abshire J B, Afzal R S, Sun X. 2001. Mars Orbiter Laser Altimeter: Experiment summary after the first year of global mapping of Mars. J Geophys Res, 106: 23689–23722

Swithinbank C. 1950. The origin of dirt cones on glaciers. J Glaciol, 1: 461–465

Tan X, Liu J, Zhang X, Yan W, Chen W, Ren X, Zuo W, Li C. 2021. Design and validation of the scientific data products for China's Tianwen-1 Mission. Space Sci Rev, 217: 69

Tanaka K L, Skinner Jr J A, Dohm J M, Irwin R P, Kolb E J, Fortezzo C M, Platz T, Michael G G, Hare T M. 2014. Geologic map of Mars. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Map 3292, scale 1:20,000,000, pamphlet 43 p, https://dx.doi.org/10.3133/sim3292

Tanaka K L, Skinner Jr J A, Hare T M, Joyal T, Wenker A. 2003. Resurfacing history of the northern plains of Mars based on geologic mapping of Mars Global Surveyor data. J Geophys Res, 108: 8043

Valentine G A, Gregg T K P. 2008. Continental basaltic volcanoes—Processes and problems. J Volcanol Geotherm Res, 177: 857–873

Wood C A. 1979. Monogenetic volcanoes of the terrestrial planets. In: Lunar and Planetary Science Conference Proceedings. 2815–2840

Wood C A. 1980. Morphometric evolution of cinder cones. J Volcanol Geotherm Res, 7: 387–413

Wu B, Dong J, Wang Y, Li Z, Chen Z, Liu W C, Zhu J, Chen L, Li Y, Rao W. 2021. Characterization of the candidate landing region for Tianwen-1—China's First mission to Mars. Earth Space Sci, 8: e2021EA001670

Wu X, Liu Y, Zhang C, Wu Y, Zhang F, Du J, Liu Z, Xing Y, Xu R, He Z, Lin Y, Zou Y. 2021. Geological characteristics of China's Tianwen-1 landing site at Utopia Planitia, Mars. Icarus, 370: 114657

Xiao L, Wang C. 2009. Geologic features of Wudalianchi volcanic field, northeastern China: Implications for Martian volcanology. Planet Space Sci, 57: 685–698

Xu W, Liu X, Yan Z, Li L, Zhang Z, Kuang Y, Jiang H, Yu H, Yang F, Liu C, Wang T, Li C, Jin Y, Shen J, Wang B, Wan W, Chen J, Ni S, Ruan Y, Xu R, Zhang C, Yuan Z, Wan X, Yang Y, Li Z, Shen Y, Liu D, Wang B, Yuan R, Bao T, Shu R. 2021. The MarSCoDe instrument suite on the Mars rover of China's Tianwen-1 Mission. Space Sci Rev, 217: 64

Yan W, Liu J, Ren X, Li C, Fu Q, Wang D, Dong J, Zhang X, Chen W, Tan X, Huang H, Cao Z, Yan D, Ji Q, Wu F. 2021. Detection capability verification and performance test for the high resolution imaging camera of China's Tianwen-1 Mission. Space Sci Rev, 217: 71

Yan W, Ren X, Liu J, Zhang L, Chen W, Wang D, Fu Q, Tan X, Zhang X, Ai H, Wang B, Zhi Q, Huang Z, Song C. 2022. Topographic reconstruction of the "Tianwen-1" landing area on the Mars using high resolution imaging camera images. IEEE Transactions Geosci Remote Sensing, 60: 1–14

Ye B, Qian Y, Xiao L, Michalski J R, Li Y, Wu B, Qiao L. 2021. Geomorphologic exploration targets at the Zhurong landing site in the southern Utopia Planitia of Mars. Earth Planet Sci Lett, 576: 117199

Yoshikawa K, Leuschen C, Ikeda A, Harada K, Gogineni P, Hoekstra P, Hinzman L, Sawada Y, Matsuoka N. 2006. Comparison of geophysical investigations for detection of massive ground ice (pingo ice). J Geophys Res, 111: E06S19

Zhao J, Xiao Z, Huang J, Head J W, Wang J, Shi Y, Wu B, Wang L. 2021. Geological characteristics and targets of high scientific interest in the Zhurong Landing Region on Mars. Geophys Res Lett, 48

Zhou B, Shen S, Lu W, Liu Q, Tang C, Li S, Fang G. 2020. The Mars rover subsurface penetrating radar onboard China's Mars 2020 mission. Earth Planet Phys, 4: 345–354

Zou Y, Zhu Y, Bai Y, Wang L, Jia Y, Shen W, Fan Y, Liu Y, Wang C, Zhang A, Yu G, Dong J, Shu R, He Z, Zhang T, Du A, Fan M, Yang J, Zhou B, Wang Y, Peng Y. 2021. Scientific objectives and payloads of Tianwen-1, China's first Mars exploration mission. Adv Space Res, 67: 812–823

(责任编委: 惠鹤九)