



火星表面土壤热导率的地面模拟测量方法

方继超^{1,2}, 李雄耀^{1,3*}, 于雯^{1,3}, 魏广飞^{1,3}, 韩煜⁴

1. 中国科学院地球化学研究所月球与行星科学研究中心, 贵阳 550081;

2. 中国科学院大学, 北京 100049;

3. 中国科学院比较行星学卓越创新中心, 合肥 230026;

4. 西安电子科技大学电子工程学院, 西安 710126

* 联系人, E-mail: lixiongyao@vip.skleg.cn

2021-03-15 收稿, 2021-06-25 修回, 2021-06-28 接受, 2021-06-29 网络版发表

国家自然科学基金(41931077)、中国科学院B类战略性先导科技专项(XDB41020300)、中国科学院青年创新促进会优秀会员项目(Y201867)和北京市科学技术委员会项目(Z181100002918003)资助

摘要 火星水冰及其他挥发分的埋藏和演化规律与火星表面土壤的热物理性质息息相关. 热导率作为重要的热物理性质, 一直是人们研究火星表面水/冰循环的焦点. 本研究搭建瞬态热线法实验装置, 建立了类火星环境下模拟火星土壤的热导率测量方法, 实现了类似火星不同气压环境和不同含冰量模拟火星土壤热导率的测量功能. 与其他测试方法以及前人经验模型的对比, 本研究提出的测量方法易于实现, 具有较高的可行性和可重复性, 测量精度可达3%, 测量可重复性大于95%. 可以为未来进行火星表面热物理性质就位探测提供实验技术参考, 也可为解译火星水的埋藏和循环过程提供地面验证方法, 更好实现我国“天问一号”火星探测任务的科学目标.

关键词 火星, 模拟火星壤, 热导率, 测量方法

我国“天问一号”探测器已于2021年2月10日进入环火轨道, 正在进行在轨探测任务, “祝融号”火星车也于5月15日成功登陆火星. 作为中国首次自主火星探测任务, “天问一号”一共确立了5个科学目标, 其中包括火星表面土壤特征与水冰分布^[1].

火星水的探测和研究贯穿了人类的整个火星探测历史^[2]. 从“水手”9号起, 人们就注意到火星上密布的网状构造, 并认为其是火星早期存在流水地质作用的证据^[3,4]. “海盗”号开启了人类实施火星就位探测的新纪元, “海盗”2号传回的照片清晰地展现出火星表面的冰霜^[5]. 20世纪90年代以后的“火星全球勘测者”号、“火星奥德赛”和“火星快车”号轨道器都通过高分辨率影像提供了火星表面流水作用的进一步证据^[6-8]. 2003年发射的“勇气”和“机遇”号火星车传回的影像都显示出

火星表面广泛存在的沉积岩^[9]. 2008年发射的“凤凰”号着陆在火星北极地区, 对极区从大气到土壤进行了系统的观测, 不仅观察到表面的成霜作用, 并且掘出了地下埋藏水冰的痕迹^[10]. 2011年发射的“好奇”号进一步发现了火星表面可以短时形成液态卤水的新证据^[11]. 一系列探测结果已经证实了火星水冰的存在. 而火星水的分布和变化与表层土壤的热传递密切相关. 火星环境的温压条件(以“海盗”号着陆区为例, 气压范围: 690~1000 Pa, 表面温度变化范围: -89~31°C^[12])在水的三相点附近变化, 表层土壤的热状态非常复杂. 一方面, 土壤温度受控于其热导率; 另一方面, 热导率又受到水冰相变和气压的影响^[13-15].

迄今为止, 人们对火星土壤热导率的认识还非常有限. 只有“凤凰”号成功地开展过针对火星土壤的就

引用格式: 方继超, 李雄耀, 于雯, 等. 火星表面土壤热导率的地面模拟测量方法. 科学通报, 2021, 66: 4449-4457

Fang J C, Li X Y, Yu W, et al. Laboratory measurement of simulated Martian soil thermal conductivity (in Chinese). Chin Sci Bull, 2021, 66: 4449-4457, doi: 10.1360/TB-2021-0266

位热物理性质测量^[16,17], 2018年发射的“洞察”号探测器原计划开展热流实验, 测定火星内部热流^[18,19], 但探针迟迟无法打入浅层, 在不久前被NASA正式放弃。目前人类也没有实现火星样品的采样返回, 因此主要工作都集中在实验室模拟和遥感数据反演两种手段。人们先后研究了模拟火星环境下, 不同温压以及不同粒径土壤的热导率变化规律, 但是对含有水冰条件下土壤的热导率响应鲜有报道^[20~26]。也有研究一直尝试利用遥感观测得到的火星表面温度数据反演火星表面热物理性质和浅层冰的埋藏规律, 但是这一手段也依赖于计算采用的土壤热物理性质模型^[27~29]。

总的来说, 在缺乏火星土壤样品和就位探测数据的情况下, 开展火星土壤热导率的地面模拟测量是认识其变化规律的重要途径, 但地面测量通常采用的热导率测量方法并不能同时满足气压、温度和含水(冰)率的要求。地面热导率测量方法按照测量原理可分为稳态法与瞬态法两大类。稳态法包括平板法、保护热板法、热流计法、圆管法等。稳态法要求样品严格绝热并达到热稳态, 因此往往需要样品量较大, 实验周期长。稳态法也不适合含水样品的测试, 因为持续的热流可能会使水在样品中扩散迁移^[30]。瞬态法包括热线法、热探针法、瞬态平面热源法、激光闪射法等。这些方法除了热线法以外, 都需要定制的探头或仪器。比如, 瞬态平面热源法探头柔软, 难以在地外实验中应用, 而激光闪射法主要应用于高导热材料, 对于极低热导率的地外样品也不适用。针对这些问题, 本研究基于瞬态热线法搭建了火星土壤热导率的地面模拟测量装置, 并建立了相应的测量方法。

1 测量装置及原理

1.1 实验装置

模拟实验装置主要包括低温低压环境模块、加热模块、测温模块和控制与采集模块4个部分。低温低压环境模块由真空干燥机改装而成^[31], 实现优于1 Pa的真空度以及气压实时测量; 配置-70°C的冷阱, 可实现50°C到室温的样品温度调节; 加热模块由加热丝(线)与加热电源组成。加热丝采用0.2 mm直径铜镍合金, 20°C下阻值为14.968 Ω m⁻¹, 在-55~105°C下的电阻温度系数为±40 ppm K⁻¹(parts per million, ppm)。实验采用的加热电源可以提供的电压精度为0.01 V, 电流控制精度优于0.001 A; 测温模块由温度传感器与模数转换器

(ADC)组成。温度传感器采用超细T型热电偶, 热电偶冷端经由低通滤波电路后与高精度24位ADC相连, 温度分辨率可达0.03°C; 控制与采集模块由微控制器(MCU)和计算机构成。由计算机发出指令, MCU负责模块的工作和数据采集, 并将数据通过串口发回电脑。实验示意图及实物图见图1。

1.2 测量原理

测量装置基于瞬态热线法^[30,32]搭建, 根据样品热导率 k 与内部热流密度 Q 、温度梯度 ∇T 的关系来确定:

$$k = \frac{Q}{\nabla T}. \quad (1)$$

热导率为 k 的材料, 如果其中间存在功率为 q' (单位为W/m)的线热源, 经过一段时间后, 径向上热源附近的温度响应为

$$\Delta T = -\frac{q'}{4\pi k} Ei\left(-\frac{r^2}{4kt}\right), \quad (2)$$

式中, κ 为材料的热扩散系数, r 为测温点到热线的距离, ΔT 为经历 t 时刻后该点的升温。Ei项为指数积分函数:

$$Ei(x) = \int_{-\infty}^x \left(\frac{e^x}{t}\right) dt. \quad (3)$$

在热源附近时, 由于 r 足够小, 式(2)可以简化为

$$\Delta T \approx \frac{q'}{4\pi k} \ln t. \quad (4)$$

因此, 若取两个时刻 t_1 和 t_2 , 获得两时刻间的温度差, 热导率 k 就可以根据下式求出:

$$k = \frac{q'}{4\pi \Delta T} \ln \frac{t_2}{t_1}. \quad (5)$$

式(5)可以写作:

$$k = \frac{q'}{4\pi} \left(\frac{\ln t_2 - \ln t_1}{T_2 - T_1}\right). \quad (6)$$

因此, 取开始加热的时刻为零点, 以温度变化对加热时间的自然对数作图, 图的斜率即为 $(T_2 - T_1) / (\ln t_2 - \ln t_1)$, 对于给定功率, 斜率越大, 求得热导率越小, 反之热导率越大。

2 测量过程及影响因素控制

目前人们有多种制备冻结含冰模拟壤的方法, 主要有干燥模拟样品加水后冷冻以及干燥样品与破碎后的水冰颗粒机械混合的方式。水冰颗粒与样品机械混

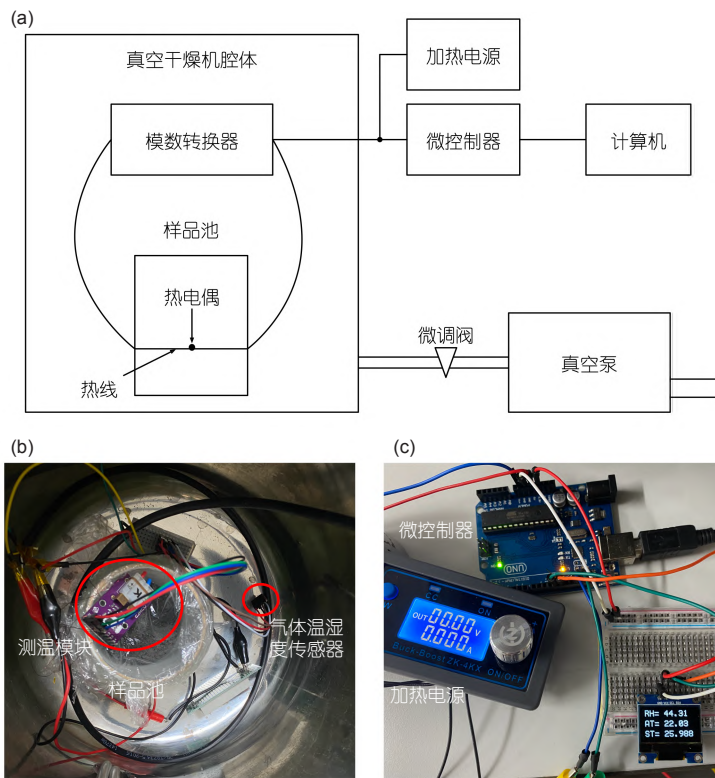


图 1 (网络版彩色)实验装置. (a) 示意图; (b, c) 实物照片
 Figure 1 (Color online) Experimental apparatus. (a) Schematic view; (b, c) photos of equipments

合的方式要求在低温环境下进行以防冰融化，而机械混合的过程由于温度和压力的变化，难免会出现冰的局部融化。此外，由于普通的碎冰机难以制备均匀精细的水冰颗粒，会造成水冰在样品中的分布不均，带来误差。因此，本研究通过干燥的模拟样品加入超纯水，置于实验装置冷冻来获得含冰的样品。虽然这一过程与现实火星温压条件下水的凝华过程仍有差距，但是仍然为地面模拟实验提供了快速有效的样品制备手段^[33,34]。实验前将样品置于120°C中干燥12 h，取出样品后称量，并加入一定量的超纯水，随后装入密封袋内摇匀混合，制成相应质量分数的含水样品。样品被装入直径约7 cm的样品池中，样品填充高度为2 cm，热线从样品池两边中心穿过。热电偶布置在热线中央，即距离样品池左右各3.5 cm，距离样品上下表面各1 cm。测量过程中，设备的冷阱温度可使测量腔体内气体中的水汽被冷阱捕获，保持气体较低的相对湿度，开始控压后相对湿度传感器测定的腔内气体相对湿度仅为1%~2%，避免了水汽对样品的含水量产生显著影响。在整个实验过程中，样品的温升均控制在10°C以内，并且热线附

近样品保持在-40°C，保证了样品内冰的状态与含量基本维持不变。并且，此时由于温度变化导致的热线自身阻值变化很小，其带来的计算误差可以忽略不计。含冰2%的样品在实验结束后被迅速取出并烘干，通过测量样品烘干前后的质量变化可以得到实验结束时样品的含水量。测量结果显示实验结束后样品平均含水量为2.21%，含水量没有显著地增加或减少，因此未对实验结果造成显著影响。

在实验的加热前期，样品会有一段温度迅速上升的过程，随后温升变慢，直到温度基本不变，表示热线与样品接近热平衡状态。停止加热后温度迅速下降，很快恢复到加热之前的状态。实验的加热时间与加热功率与样品的热导率有关。一般来说，在样品热导率较大时，加热电流为0.35 A，对应的加热功率为2.39 W/m，加热时长可以达到100~150 s；而在样品热导率很小时，尤其是高真空的状态下，加热电流可以低至0.1 A，对应的功率则为0.15 W/m，实验时长也缩短到30~50 s。取刚开始加热的瞬间作为坐标原点，对加热时间作自然对数，即可得到如图2(c)中的曲线。曲线在经历前期的快速温

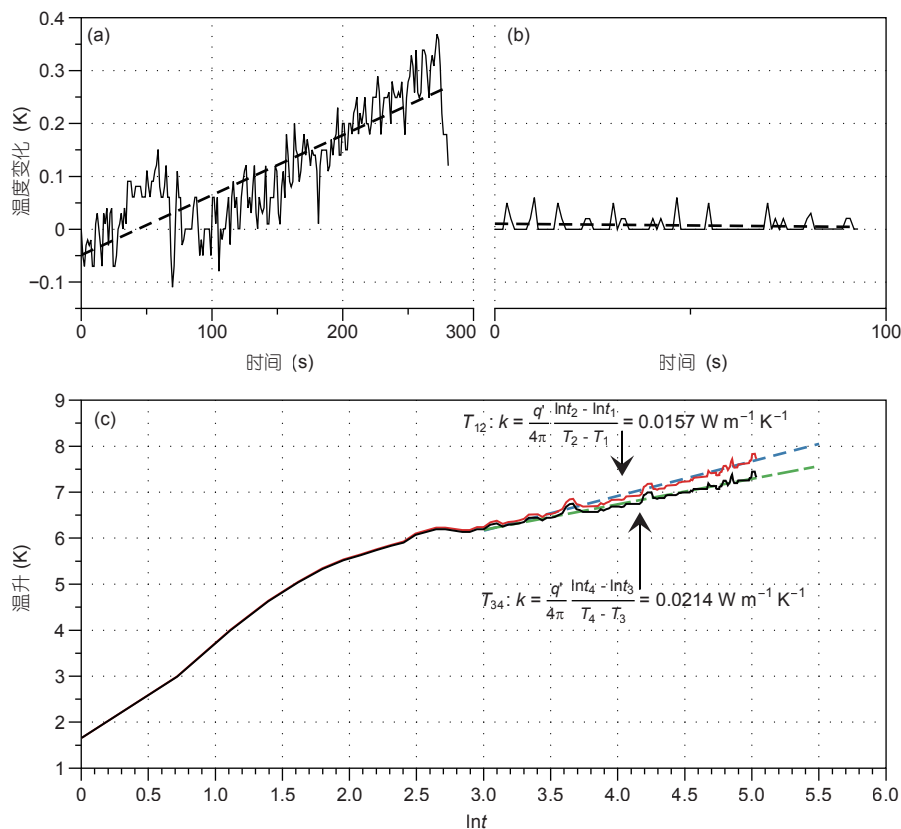


图2 (网络版彩色)实验中样品的温度变化。(a) 温度漂移; (b) 温度波动稳定; (c) 两种情况下的加热温升曲线
Figure 2 (Color online) Sample temperatures during experiment. (a) Temperature drift; (b) stable temperature fluctuation; (c) difference in temperature curves between two situations

升后进入一段线性区域, 通过拟合该区域斜率并代入式(6)求解出样品热导率。

由于实验结果取决于温度变化的趋势, 因此实验开始前样品达到热稳态十分重要。随着实验的进行, 冻干机腔体温度也会随着仪器制冷功率和散热效率的变化而缓慢变化。我们利用热电偶对样品持续进行温度监测, 典型的温度波动曲线如图2(a), (b)所示。其中图2(a)显示出样品一直在升温, 存在强烈的温度漂移(简称“温漂”)。如果此时加热测量温升, 会得到图2(c)中曲线T₁₂, 根据该曲线拟合出来的斜率为0.75434, 该次加热电流为0.1 A, 由此得到热导率为0.0157 W m⁻¹ K⁻¹。若假设温漂系数在加热前后不变, 那么扣除温漂的影响后, 实际温升曲线会如图2(c)中的T₃₄, 斜率仅为0.55468, 热导率为0.0214 W m⁻¹ K⁻¹, 由扣除温漂之前的斜率计算出的热导率比实际小~27%。由此可知, 如果环境温度向变高的方向漂移, 那么测得温升曲线会高于实际情况, 求得斜率更大, 计算出的热导率更小。反之若环境温度向低温漂移, 那么测量出的热导率会

比实际热导率更大。如图2(c)所示, 最终温度相差0.44 K的温度漂给计算出的热导率带来26%的偏差, 因此实验必须在没有温度波动的情况下进行。实验每一次加热测温前5 min内, 样品的平均温度波动<0.05 K/min, 则测得温度如图2(b)。尽管电气系统带来的噪声使温度曲线出现了数个尖峰, 并造成样品的平均温度上升了约0.01 K, 这一结果不会影响样品本身的温度变化趋势。

3 测量结果与评价

为了更好地验证本方法在测量火星土壤热导率时的有效性, 实验采用与火星土壤性质接近的JMSS-1模拟火星壤^[35]样品进行测试。两组样品含水率分别为0%和2%。实验过程中样品温度保持在~40°C, 气压为100、300、600与900 Pa附近。每组含水率和压力条件均多次测量取平均值。所有测试结果如图3所示。各组实验中, 每次测量的曲线接近重合, 所搭建的实验装置表现稳定, 实验的可重复性高, 因此测得热导率标准差

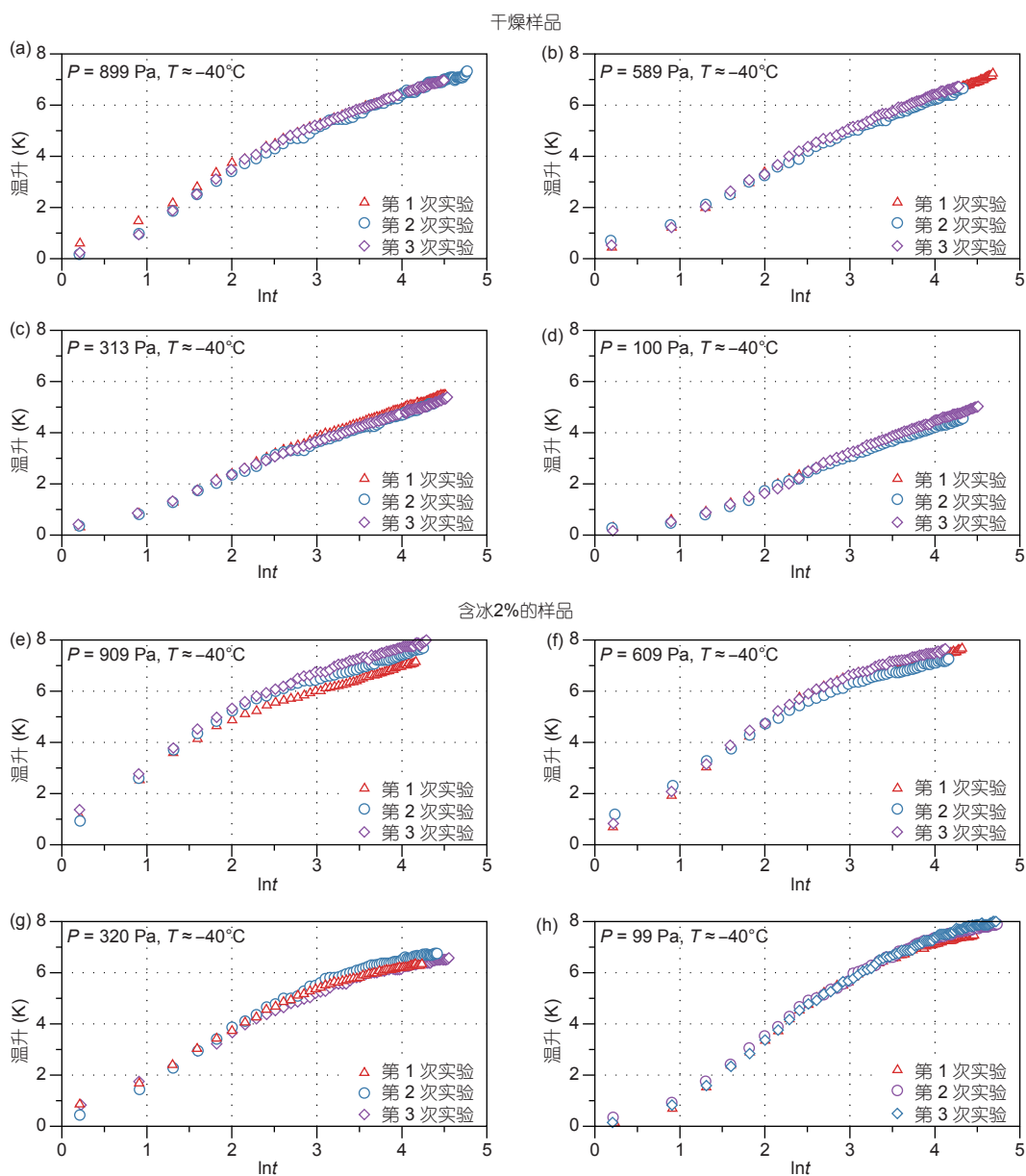


图3 (网络版彩色)干燥模拟火星壤(a~d)与含冰2%的模拟火星壤(e~h)在不同气压下的温升曲线

Figure 3 (Color online) Temperature rise curves under different pressures of dry Martian simulant (a~d) and Martian simulant with 2% ice content (e~h)

也很小。

3.1 稳定性分析

根据实验测量数据分析发现，测量结果具有很好的稳定性(图4)。干燥样品在40°C环境温度以及104、313、591和899 Pa四个气压条件下，测得数据分别为 0.0082 ± 0.0001 、 0.0157 ± 0.0002 、 0.0232 ± 0.0003 和 $0.0312 \pm 0.0005 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ 。在相应的测试环境下，测量

的误差分别为1.22%、1.27%、1.29%和1.60%，平均误差为~1.34%。同样，对于含有2%水冰模拟火星壤，在99、320、609和909 Pa的条件下测得热导率数值为 0.0210 ± 0.0010 、 0.0462 ± 0.0028 、 0.0652 ± 0.0017 和 $0.0724 \pm 0.0047 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ，对应的测量误差分别为4.76%、6.06%、2.61%和6.49%，平均误差为~4.98%。由此可见，测量结果具有较好的稳定性，平均可重复性>95%。在本研究中，含冰样品的测量误差高于干燥条

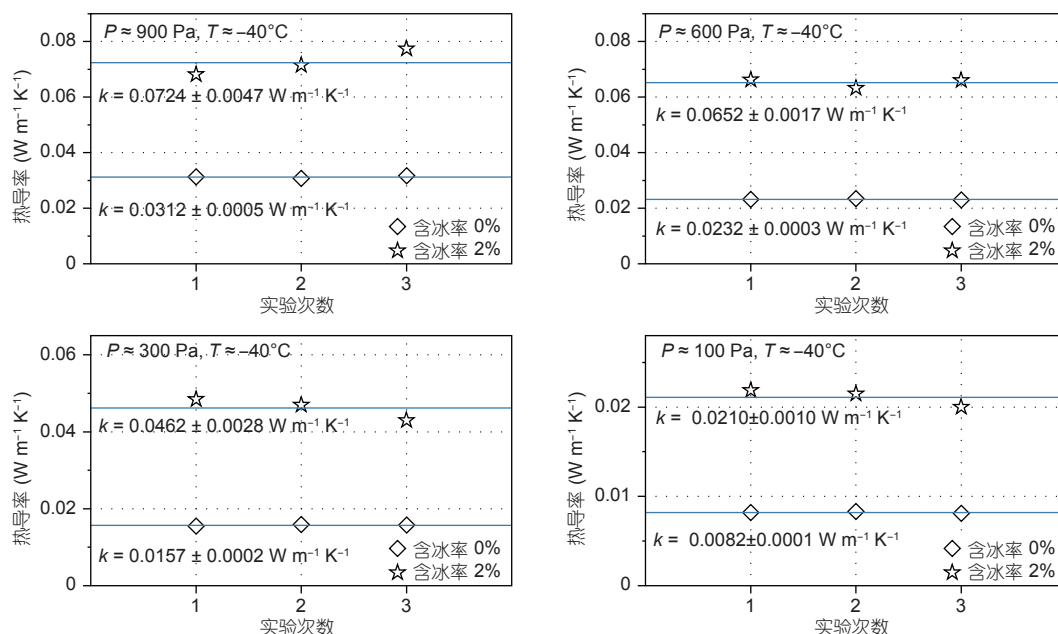


图4 (网络版彩色)测试数据稳定性对比
Figure 4 (Color online) Measurement stability under different conditions

件下实验的测量误差,这是由于水冰的导电特性为精密热电偶的测量引入了噪声.此外,尽管实验加热功率被控制在很小的范围内,热线附近的水冰仍可能出现局部的相变,由此带来的潜热变化造成测量数据出现波动.

3.2 准确性分析

对比本研究提出的热导率测量方法实验结果与HotDisk公司的TPS 2500S热常数分析仪的测量结果,发现两者之间误差很小.利用本研究实验装置和Hot-Disk公司的TPS 2500S热常数分析仪对同一样品在1个大气压、 $25^{\circ}C$ 的室内环境条件下进行测量.TPS 2500S的测量结果为 $0.2375 \pm 0.0026 W m^{-1} K^{-1}$,本研究方法测试结果为 $0.2333 \pm 0.0029 W m^{-1} K^{-1}$.若以TPS 2500S所测得数据为基准,测量偏差 $< 0.0043 W m^{-1} K^{-1}$,测量误差 $< 1.77\%$.实际测量误差小于理论计算误差值5%~10%的区间^[23].

将实验结果与Presley模型结果对比发现(图5),干燥样品在不同气压下的热导率变化趋势与模型结果具有很好的一致性^[20,21,24].干燥的样品热导率受气压影响显著,从100~900 Pa热导率增长了3倍以上,但是样品整体保持着极低的热导率,这一结果与Presley模型结果非常吻合.在 $-40^{\circ}C$, 104、313、591和899 Pa的气压条

件下,两者的偏差分别为 -0.0002 、 -0.0005 、 -0.0005 和 $0.0007 W m^{-1} K^{-1}$,最大偏差为899 Pa下的 $\sim 3.14\%$,进一步验证了本研究测试手段的准确性.

3.3 实验结果讨论

图6展示了不同环境气压以及土壤含冰量下,JMSS-1模拟火星壤的热导率变化规律.对于不同含冰量而言,模拟壤的总体热导率与气压呈现正相关性,热导率数值随气压的增大而逐渐增大.干燥样品与含冰样品的热导率在气压从 $\sim 100 Pa$ 增加至 $\sim 900 Pa$ 时,热导率各自增加了 ~ 3 倍.此外,在所有气压条件下,含冰样品的热导率均高于干燥样品的热导率,这一现象也与理论和实验研究相符.在含冰2%时,模拟壤的热导率约为同等气压环境下干燥样品的2~3倍.这一性质对于进一步理解火星表面土壤的热物理性质,探究火星表面不同状态下的温度变化规律具有重要意义.

4 结论与展望

火星表面土壤热导率一直是研究火星表面物理化学性质的重要研究方向.针对当下尚没有火星返回样品,火星表面就位热物理性质探测数据缺乏的现状,本研究搭建了模拟火星环境下热导率实验测量装置,提出了模拟火星温压环境下,不同含冰量模拟火星土壤

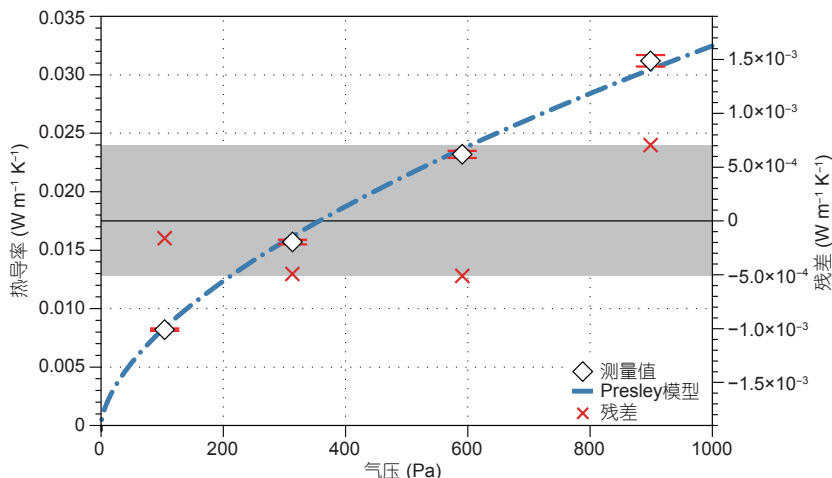


图 5 (网络版彩色)干燥的模拟火星壤在不同气压下热导率与Presley^[24]模型对比
 Figure 5 (Color online) Comparison of dry Martian simulant thermal conductivities under different pressures with Presley^[24] model

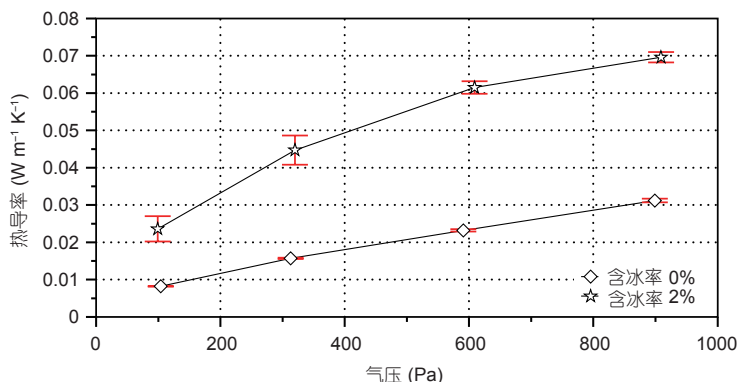


图 6 (网络版彩色)不同气压与含冰量下样品的热导率对比
 Figure 6 (Color online) Comparison of thermal conductivities under different pressures and ice contents

样品热导率的瞬态热线测量方法。本方法具有易于实现、测试速度快、准确性和稳定性较高等特点，测量误差<1.89%，测量结果平均标准差<5%。可以应用于我

国的火星探测数据解译中的土壤热导率地面实验测量，为探讨水或挥发分的赋存、逃逸，以及未来可能的火星就位热物理性质的探测提供了实验技术支撑。

参考文献

- 1 Li C L, Liu J J, Geng Y, et al. Scientific objectives and payload configuration of China's first Mars exploration mission (in Chinese). J Deep Space Explor, 2018, 5: 406–413 [李春来, 刘建军, 耿言, 等. 中国首次火星探测任务科学目标与有效载荷配置. 深空探测学报, 2018, 5: 406–413]
- 2 Zhao Y Y, Zhou D S, Li X Y, et al. The evolution of scientific goals for Mars exploration and future prospects (in Chinese). Chin Sci Bull, 2020, 65: 2439–2453 [赵宇鸿, 周迪圣, 李雄耀, 等. 国际火星探测科学目标演变与未来展望. 科学通报, 2020, 65: 2439–2453]
- 3 Masursky H. An overview of geological results from Mariner 9. J Geophys Res Planets, 1973, 78: 4009–4030
- 4 Sagan C, Toon O B, Gierasch P J. Climatic change on Mars. Science, 1973, 181: 1045–1049
- 5 Wall S D. Analysis of condensates formed at the viking 2 lander site: The first winter. Icarus, 1981, 47: 173–183
- 6 Malin M C, Edgett K S. Mars Global Surveyor Mars Orbiter Camera: Interplanetary cruise through primary mission. J Geophys Res Planets, 2001, 106: 23429–23570
- 7 Feldman W C, Boynton W V, Tokar R L, et al. Global distribution of neutrons from Mars: Results from Mars Odyssey. Science, 2002, 297: 75–78
- 8 Orosei R, Lauro S, Pettinelli E, et al. Radar evidence of subglacial liquid water on Mars. Science, 2018, 361: 490–493

- 9 Squyres S W, Grotzinger J P, Arvidson R E, et al. *In situ* evidence for an ancient aqueous environment at Meridiani Planum, Mars. *Science*, 2004, 306: 1709–1714
- 10 Smith P H, Tamppari L K, Arvidson R E, et al. H₂O at the Phoenix Landing Site. *Science*, 2009, 325: 58–61
- 11 Martín-Torres F J, Zorzano M P, Valentín-Serrano P, et al. Transient liquid water and water activity at Gale crater on Mars. *Nat Geosci*, 2015, 8: 357–361
- 12 Haberle R M, Clancy R T, Forget F, et al. *The Atmosphere and Climate of Mars*. Cambridge: Cambridge University Press, 2017
- 13 Mellon M T, Jakosky B M. Geographic variations in the thermal and diffusive stability of ground ice on Mars. *J Geophys Res Planets*, 1993, 98: 3345–3364
- 14 Jakosky B M, Zent A P, Zurek R W. The Mars water cycle: Determining the role of exchange with the regolith. *Icarus*, 1997, 130: 87–95
- 15 Schorghofer N, Aharonson O. Stability and exchange of subsurface ice on Mars. *J Geophys Res Planets*, 2005, 110: E05003
- 16 Zent A P, Hecht M H, Cobos D R, et al. Thermal and electrical conductivity probe (TECP) for Phoenix. *J Geophys Res Planets*, 2009, 114: E00A27
- 17 Zent A P, Hecht M H, Cobos D R, et al. Initial results from the thermal and electrical conductivity probe (TECP) on Phoenix. *J Geophys Res Planets*, 2010, 115: E00E14
- 18 Spohn T, Grott M, Smrekar S E, et al. The heat flow and physical properties package (HP3) for the InSight Mission. *Space Sci Rev*, 2018, 214: 1–33
- 19 Ji J H, Huang X M. Insight probe set out to explore the inner world of Mars (in Chinese). *Chin Sci Bull*, 2018, 63: 2678–2685 [季江徽, 黄秀敏. “洞察号”启程探索火星内部世界. *科学通报*, 2018, 63: 2678–2685]
- 20 Siegler M, Aharonson O, Carey E, et al. Measurements of thermal properties of icy Mars regolith analogs. *J Geophys Res Planets*, 2012, 117: E03001
- 21 Huetter E, Koemle N, Kargl G, et al. Determination of the effective thermal conductivity of granular materials under varying pressure conditions. *J Geophys Res Planets*, 2008, 113: E12004
- 22 Fountain J A, West E A. Thermal conductivity of particulate basalt as a function of density in simulated lunar and Martian environments. *J Geophys Res Planets*, 1970, 75: 4063–4069
- 23 Presley M A, Christensen P R. Thermal conductivity measurements of particulate materials 2. Results. *J Geophys Res Planets*, 1997, 102: 6551–6566
- 24 Presley M A, Christensen P R. The effect of bulk density and particle size sorting on the thermal conductivity of particulate materials under Martian atmospheric pressures. *J Geophys Res Planets*, 1997, 102: 9221–9229
- 25 Presley M A, Christensen P R. Thermal conductivity measurements of particulate materials: 5. Effect of bulk density and particle shape. *J Geophys Res Planets*, 2010, 115: E07004
- 26 Presley M A, Christensen P R. Thermal conductivity measurements of particulate materials: 4. Effect of bulk density for granular particles. *J Geophys Res Planets*, 2010, 115: E07003
- 27 Vu T H, Piqueux S, Choukroun M, et al. Low-temperature specific heat capacity measurements and application to Mars thermal modeling. *Icarus*, 2019, 321: 824–840
- 28 Paige D A. The thermal stability of near-surface ground ice on Mars. *Nature*, 1992, 356: 43–45
- 29 Jakosky B M. On the thermal properties of Martian fines. *Icarus*, 1986, 66: 117–124
- 30 He H, Dyck M F, Horton R, et al. Development and application of the heat pulse method for soil physical measurements. *Rev Geophys*, 2018, 56: 567–620
- 31 Yu W, Li X Y, Wang S J. Laboratory thermal conductivity measurement of pyroxene powder under low temperature and atmospheric pressure conditions: Implication for the studies on lunar and Martian surface thermal environment (in Chinese). *Acta Petrol Sin*, 2016, 32: 99–106 [于雯, 李雄耀, 王世杰. 低温低压条件下辉石粉末的热导率实验分析: 对月球及火星表面热环境研究的指示. *岩石学报*, 2016, 32: 99–106]
- 32 Carslaw H, Jaeger J. *Conduction of Heat in Solids*. Oxford: Clarendon Press, 1959
- 33 Gyalay S, Noe Dobrea E Z, Chu K, et al. Nonlinear spectral mixture modeling to estimate water-ice abundance of martian regolith. *Icarus*, 2019, 329: 79–87
- 34 Wasilewski T G, Barciński T, Marchewka M. Experimental investigations of thermal properties of icy lunar regolith and their influence on phase change interface movement. *Planet Space Sci*, 2021, 200: 105197
- 35 Zeng X J, Li X Y, Wang S J, et al. JMSS-1: A new Martian soil simulant. *Earth Planets Space*, 2015, 67: 1–10

Summary for “火星表面土壤热导率的地面模拟测量方法”

Laboratory measurement of simulated Martian soil thermal conductivity

Jichao Fang^{1,2}, Xiongyao Li^{1,3*}, Wen Yu^{1,3}, Guangfei Wei^{1,3} & Yu Han⁴

¹ Center for Lunar and Planetary Sciences, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, China;

² University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China;

³ Chinese Academy of Sciences Center for Excellence in Comparative Planetology, Hefei 230026, China;

⁴ School of Electronic Engineering, Xidian University, Xi'an 710126, China

* Corresponding author, E-mail: lixiongyao@vip.skleg.cn

The distribution and evolution of water ice and other volatiles on the surface of Mars are closely related to its surface's thermal physical properties. The thermal conductivity of Martian soils is the most apparent and flexible thermal physical property and has been a consistent focus of Martian water/ice cycle and surface temperature research. The detection of soil properties and water ice is a major scientific objective of Tianwen-1, China's first Mars mission. Because *in-situ* Mars exploration missions are rare, studies on the thermal physical properties of Martian soils remain largely limited to laboratory simulation experiments and the interpretation of remote sensing data. However, the latter approach is highly sensitive to the chosen model, which is based on theoretical predictions and experimental data. Although numerous experimental studies have sought to model the factors that affect the thermal conductivity of soils under Mars-like conditions, few have studied the influence of ice content. In this study, we measured the thermal conductivity of simulated Martian soils with variable water ice contents under Mars-like environmental conditions. The simulated Martian soil JMSS-1 was used as a base sample with physical properties and chemical components similar to those of Martian soils. The samples were pre-dried and carefully mixed with variable mass fractions of ultrapure water. Two groups of samples were used: (1) Dried samples and (2) samples mixed with 2% water. A vacuum freeze-dryer was adapted to apply low temperatures and pressures to resemble Martian surface conditions. Samples were then placed into the freeze-dryer chamber and cooled to as low as 40°C. The two sample groups were measured under ambient air pressure varying from 100 to 900 Pa. Prior to each measurement, the samples were maintained under the same pressure and temperature conditions to ensure thermal equilibrium, thus avoiding any temperature drift effects. The transient hot-wire method was used to measure the thermal conductivity. Constantan wire was chosen as the heating wire owing to its low temperature resistance coefficient. The temperature was monitored using an ultrathin T-type thermocouple placed adjacent to the heating wire in the middle of the sample using the minimum thermocouple size to reduce unwanted heat loss. A high-accuracy current source was used to supply the designated power, and a 24-bit analog-to-digital converter module was used to interpret the thermocouple data. All of the data were sent to a computer via serial communication. Measurements under each condition were repeated multiple times and the mean values were used for data analysis. The accuracy and stability of the experimental data output were confirmed by comparing with values acquired using the transient plane source method. The experiment accuracy was ~2%–3% compared with the results obtained from the same samples tested using a commercial transient plane source thermal analyzer (HotDisk TPS 2500S). The obtained thermal conductivities of the dry soil samples under vacuum conditions agree with the fitted model of previous studies. The repeatability of this measurement approach is higher than 95%. The results show that for each sample group, the thermal conductivity increases with increasing ambient air pressure. The thermal conductivity data below 900 Pa are nearly four times higher than values obtained from the same samples below 100 Pa. The introduction of water ice into the samples also significantly altered the sample thermal properties. The thermal conductivities of samples with 2% water ice are 2–3 times higher than those of the dry soil samples measured under the same pressure conditions. This work provides an important foundation for interpreting China's Tianwen-1 Mars probe to model and predict the distribution of ice on the Martian subsurface. The experimental setup is also useful for future Mars *in-situ* ice detection and resource utilization.

Mars, Martian soil simulant, thermal conductivity, measurement methods

doi: 10.1360/TB-2021-0266