



月表温度剖面对于“嫦娥一号”卫星微波探测仪探测亮温影响的模拟研究

李芸^{①②*}, 王振占^①, 姜景山^①

① 国家 863 计划微波遥感技术实验室, 中国科学院空间科学与应用研究中心, 北京 100190;

② 中国科学院研究生院, 北京 100049

* E-mail: liyun@nmrs.ac.cn

收稿日期: 2009-04-20; 接受日期: 2009-07-21

“嫦娥一号”工程微波探测仪项目资助

摘要 月球表层的温度剖面是月球表面微波遥感的一个重要参数. 利用从 Apollo, Luna 等登月试验带回的样品得到的有关月表物质物理特性的知识, 通过求解热传导方程, 分析了月面表层温度的时间和空间的变化规律, 模拟产生了全月的 600 cm 温度分布结果. 结果表明: 月球表层温度剖面的变化绝大部分集中在表层 20 cm 的范围, 除了在两极地区, 温度的昼夜变化波及到约 1 m 深度, 大于这个深度温度基本上稳定不变. 温度的波动很大程度上导致了“嫦娥一号”微波探测仪(CELMS)的不同通道亮温的变化. 本文的研究结果证明了温度剖面对于 CELMS 亮温的影响, 从另外一个角度证明了 CELMS 测量数据的正确性, 为遥感数据的解译和科学目标的反演提供了依据.

关键词

“嫦娥一号”微波探测仪(CELMS)

月表温度

月球表层温度剖面

热传导方程

亮温模拟

“嫦娥一号”卫星微波探测仪(CE-1 Lunar Microwave Sounder, CELMS)是世界上首次在月球轨道进行探测的微波辐射计, 用于获取月表的亮温, 进而反演出月壤的厚度信息. 月壤的微波辐射亮温包含了月表一下各层亮温贡献的总和. 频率不同探测的深度不同, 从而反映的月壤厚度不同. 厚度信息的体现主要在于: 不同厚度内月壤的物理特性, 如温度、介电常数、密度、热导率、比热等参数不同, 反应到微波辐射传输模型中, 就是不同层的发射率、透过率和物理温度不同, 导致这些层内的辐射亮温和到达表面亮温的比例不同. 因此通过分析微波探测仪接收到的亮温, 就可以反演辐射来源于哪些深度, 进而反演这些深度内月壤层的物理特性.

由于这些物理参数对于微波辐射计接收的亮温

影响是不同的, 同时这些参数也是 CELMS 的探测目标, 因此对这些参数的影响机制进行分析是必要的, 也是必需的.

本文主要分析不同深度月壤层的温度变化对于微波亮温的影响. 由于月表没有大气, 太阳构成了月表层温度变化的能量来源. 随着太阳的升降, 月表温度发生剧烈的变化. 由于月壤内几乎没有空气, 月壤内部的温度传输主要取决于热传导. 这样表面的剧烈温度变化必然通过热传导作用与下面一定深度内的月壤发生热交换, 因此造成表面温度分布的不均匀, 同时造成表层温度分布的波动. 本文就是利用热传导方程来模拟这些表面和剖面温度变化情况, 进而分析这个温度变化对于微波辐射的影响, 为月壤厚度信息反演提供依据和先验信息.

1 月表温度及其剖面的获取方法概述

月球表面温度是研究月壤的重要参数之一. 月表温度的已知程度及其准确度直接关系到对于遥感目标的实现, 尤其是月壤厚度的反演. 因为月表的微波辐射不但是表面发射率的函数, 也是表面温度的函数. 月表温度也是研究月球热进化过程的必要边界条件. 月壤颗粒的尺寸、体密度(或者孔隙度)、热导率以及岩石的丰度(含量)在月表温度特性中起到至关重要的作用. 到目前为止, 除了利用 Apollo 登月点带回的样品进行分析以外, 没有直接获取的参数.

目前获取月球表面温度的方法大致有两种^[1]: (1) 直接的月球表面温度测量; (2) 间接的方法, 包括利用遥感测量的手段, 包括绕月飞行器的遥感测量以及地基的遥感测量; 利用登月器带回来的月壤样品的热物理性质推算的月表温度; 利用通过样品得到的热物理参数的模型, 通过求解热辐射或热传导方程得到最终的月球表面温度物理模型, 等等.

Apollo计划的 15 和 17 号是到目前为止仅有的两次在登月点成功地对月球表面温度进行测量的直接试验, 测量结果表明, Apollo 15 登月点的最高温度为 374 K, 最低温度为 92 K, Apollo 17 登月点的最高和最低温度均比 Apollo 15 登月点高出大约 10 K^[2]. 但是 Wicczorek 和 Huang^[3]通过对 Apollo 15 和 Apollo 17 登月点的表面和次表面的温度数据进行重新分析, 认为月球表面温度与 18.6 a 的月球轨道周期密切相关, 而这个信号在以前的研究中都被忽略, 因此所获得的有关热流数据的可靠性就不得而知了.

通过绕月飞行器的遥感测量数据可以建立表面物质的密度、比热、热导率、热发射率等参数之间的关系, 以及这些参数对热辐射亮温的贡献, Horai 和 Fujii^[4]通过分析温度和孔隙间的气压对于热导率和弥散系数的影响, 建立了热导率、体密度和温度之间的经验关系, 发现这个关系式与月壤样品的数据一致. Racca^[5]通过分析现存的有关月表探测器的温度信息, 建立了两个表面温度的数学模式, 这个模型与试验结果吻合的很好.

到目前为止, 地基遥感观测, 主要是基于红外和微波波段的观测, 通过解译获得的亮温数据反演得到月球表面实际温度. Price 等^[6]利用 MSX 卫星获得了 4.3 μm 波段月表月食过程的热图像, 空间分辨率 45

km, 发现很多热温度点, 这些温度点与火山坑对应, 另外在阴影和半阴影区的温度比高原地区温度高. MSX 观测到的月食过程月表温度的不均匀冷却的现象揭示了各种月表特征的热物理特性的差异.

地基遥感观测主要集中在月球正面的赤道地区, 空间分辨率较差^[7]. Mitchell 等^[8]利用 Hat Creek 射电天文台的 BIMA 的 0.3 cm 毫米波干涉仪以及波长范围 1.3~20.5 cm 的 VLA 超大阵列观测的数据, 来分析水星表面的热辐射, 发现水星表面的土壤比月表阴暗区的月壤透过率高至少 2~3 倍, 而比月表高地的透过率至少高出 40%, 它认为原因可能是水星表面 Fe, Ti 的丰度与月表有较大差异所致.

为了更好地了解月壤参数之间的相互作用, Urquhart 和 Jacksky^[9]建立了一个白天的表层温度的热模型, 其中考虑了温度与比热和热导率的相关性. 他们认为这些参数之间的相关性对于反演月壤信息非常关键, 原因是月表温度昼夜之间的差异非常巨大. 研究发现, 虽然不能完全独立地研究粒子尺寸、密度和热导率等参数, 但是这些参数之间的关系, 以及这些参数对于月表温度的影响还是能够非常确切地描述: 随着月壤的体密度增大, 月球夜晚月壤的表面温度越高; 而粒子的尺寸增大导致月球夜晚月壤表面温度降低. 单独通过红外遥感不能得出唯一的表面参数特性, 尤其是不能遥感粒子的尺寸. 另外岩石丰度对于确定表面的热惯导来讲不是一个大的影响因素.

利用通过样品得到的热物理参数的模型, 通过求解热辐射或热传导方程得到最终的月球表面温度物理模型是目前广泛使用的方法^[10-14]. 这种方法主要根据求解热辐射和热传导方程, 利用目前已知的关于月壤物理化学特性的研究结果, 来模拟月表层温度的分布和变化规律. 本文就是利用这种方法, 结合从样品分析数据得到的月壤介电特性、热导率和比热等的最新研究结果, 来模拟月表层的温度随着经纬度、时间以及日月距离的变化.

2 热传导方程求解月表温度剖面的方法

2.1 热传导方程

月球表面温度物理模型的理论基础是半有限固体的热传导理论, 月球表面物质同时受到来自外部

的太阳辐射和月球内部热流两个热源的作用, 据 Stefan-Boltzmann 定律, 月球表面物质在受到热源作用的同时按温度的四次方向外界辐射热量. 根据能量守恒, 月球表面物质所吸收的热量等于它向外界辐射的能量, 得到温度和太阳辐照度以及内部热流之间的关系, 从而可以对月球表面温度进行求解. 热传导方程^[15]可写为

$$\rho(x, T)C(x, T)\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left[K(x, T)\frac{\partial T}{\partial x}\right] + Q(x, t), \quad (1)$$

或者写成差分形式:

$$\begin{aligned} \rho(x, T)C(x, T)\frac{\partial T}{\partial t} \\ = \frac{\left[K(x, T)\frac{\partial T}{\partial x}\right]_{x+\frac{\Delta x}{2}} - \left[K(x, T)\frac{\partial T}{\partial x}\right]_{x-\frac{\Delta x}{2}}}{\Delta x} + Q(x, t), \quad (2) \end{aligned}$$

其中, $\rho(x, T)$ 表示密度; $C(x, T)$ 表示比热; $K(x, T)$ 表示热导率; $Q(x, t)$ 表示部分透明介质由于吸收太阳的辐射而产生的源项, 这里不考虑这个辐射, 因此 $Q(x, t)=0$. $\rho(x, T)$, $C(x, T)$ 和 $K(x, T)$ 都是表层深度 x 和温度 T 的函数. 边界条件如下:

(i) 在表面:

$$K_s \frac{\partial T}{\partial x} \Big|_s = \frac{I_\theta}{4\pi r^2} (1 - A_b) \sin^+ \phi - \varepsilon \sigma_B T_s^4 + J_0, \quad (3)$$

其中, $K_s (\partial T / \partial x)$ 表示传入次表面的能量; $\partial T / \partial x$ 表示表面的温度梯度, K_s 为表面的热导率; $\varepsilon \sigma_B T_s^4$ 表示表面辐射的(红外)能量, ε 为红外表面发射率(一般设定为 0.90~1.0 之间), σ_B 为 Stefan-Boltzmann 常数 $5.6703 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$, T_s 为表面温度; $I_\theta / 4\pi r^2$ 表示到月表上的总辐照度, I_θ 为太阳辐照度 $3.827 \times 10^{26} \text{ W}$, r 为月亮-太阳之间的距离 $1.496 \times 10^{11} \text{ m}$; A_b 为热辐射反照度 0.12; ϕ 为太阳高度角, $\sin^+ \phi$ 表示当太阳在水平线以下, $\sin^+ \phi = 0$, 否则 $\sin^+ \phi = \sin \phi$; J_0 表示月球内部发射的热通亮, 这里可以忽略.

(ii) 在热平衡深度 Z_0 :

$$\frac{\partial T}{\partial x} \Big|_d = \frac{-J_0}{K_d} \ll 1, \quad (4)$$

其中, K_d 为在 Z_0 时的温度梯度. 根据 Mitchell 等^[8], 由于 J_0 只有大约 $20 \text{ erg} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ($1 \text{ erg} = 10^{-7} \text{ J}$), 所以 J_0 可以忽略, 它对于亮度变化没有影响. 另外模拟

Mitchell 等^[8]结果表明当 $x > 1.35 \text{ m}$ 时, $\Delta T < 0.1 \text{ K}$, 所以可以选择大于这个深度的任意深度作为下边界, 此时 $(\partial T / \partial x) \Big|_{Z_0} = 0$.

如果假设太阳光是一个点源, 其光线在月表面某点的散射是均匀的; 表面的热辐射反照度是一个常数; 月表不存在大气, 光不发生漫射, 那么, 就可以根据偏微分方程的数值求解方法获得热传导方程的数值解. 利用前向差分法可以计算任意时刻、任意位置的月表温度剖面, 包括表面的温度. 在计算中, 把表面到 6 m 深度分为 45 层, 图 1 给出分层与深度的对应关系. 其中第 44 层和 45 层在计算时令它们的温度相等.

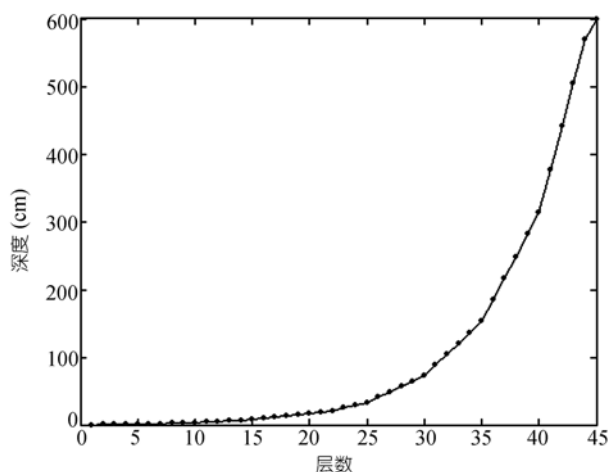


图 1 分层与深度的对应关系

这种模型(以下简称多层模型)主要考虑表层温度的剧烈波动, 以及月壤密度、热导率、比热等参数随着深度的变化, 与 Vasavada 等^[10]的两层模型相比, 更加真实地模拟月表参数随着深度的分布特征.

2.2 月表物理参数的模型

研究表明, 月壤密度与温度的关系很弱, 因此 $\rho(x, T) = \rho(x)$, 月壤体积密度(g/cm^3)与月壤深度(cm)的关系^[16]表示为

$$\rho = 1.92 \frac{z + 12.2}{z + 18}. \quad (5)$$

过去一些人认为月表的比热是一个常数, 但是 Horai 等^[4]研究发现 C 随温度变化而变化. Jones 等^[17]给出实验关系:

$$C(T) = c_1 T^3 + c_2 T^2 + c_3 T + c_4. \quad (6)$$

其中, $c_1=1.13112\times10^{-8}$, $c_2=-1.21176\times10^{-5}$, $c_3=5.72364\times10^{-3}$, $c_4=-0.189972$ [11]. Urquhart等[9]通过对于前人的数据在 70~400 K范围拟合, 得到关系式的系数, 其中 $c_1=1.24\times10^{-9}$, $c_2=-1.96\times10^{-6}$, $c_3=1.19\times10^{-3}$. 单位 $\text{cal}\cdot\text{g}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$. 经过比较可以看出二者的差异不明显.

在处理月表热导率的时候为了简单一般认为它是常数, 范围为 $1\times10^{-3}\sim30\times10^{-3}\text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$. 而实际上热导率不但是温度的函数, 也随着深度的变化而变化. Linsky[18]给出一个关系式:

$$K(x,T)=K(x)+\bar{\varepsilon}_M\sigma T^3(x)S(x), \quad (7)$$

其中, $\bar{\varepsilon}_M$ 为红外发射率, $S(x)$ 为辐射表面的有效平均间距, 表示介质间不连续的间隔. 在Mitchell等[8]中,

$$K=K_C\left[1+\chi\left(\frac{T}{T_{350}}\right)^3\right], \quad (8)$$

K_C 表示光导率, χ 是比值, 在Vasavada等[10]中, 使用两层模式: 在顶层 2 cm, $K_C=9.22\times10^{-4}\text{ Wm}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$, $\chi=1.48$; 底层: $K_C=9.3\times10^{-4}\text{ Wm}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$, $\chi=0.073$. Urquhart等[9]引用Watson的测试数据, 认为热导率受温度的调制, 尤其对于表面温度剧烈变化的月球表面. 但是Urquhart等[9]认为由于月岩的热导率随温度变化的比例小得多, 所以可以认为是常数. 给出月壤的热导率的形式为

$$K=a+bT^3, \quad (9)$$

其中系数 a, b 从Urquhart等[9]中得到. 为了进行模拟计算, 根据Horai等[4]的数据和Urquhart等[9]的Apollo 11, 12, 15 登月点的数据, 通过拟合得到Watson方程(9)的系数变化规律方程(10)和(11), 拟合结果如图 2.

$$a=1.0957\rho^2-1.1117\rho+0.6797, \quad (10)$$

$$b=-0.0067\rho^2+0.1465\rho+0.0433. \quad (11)$$

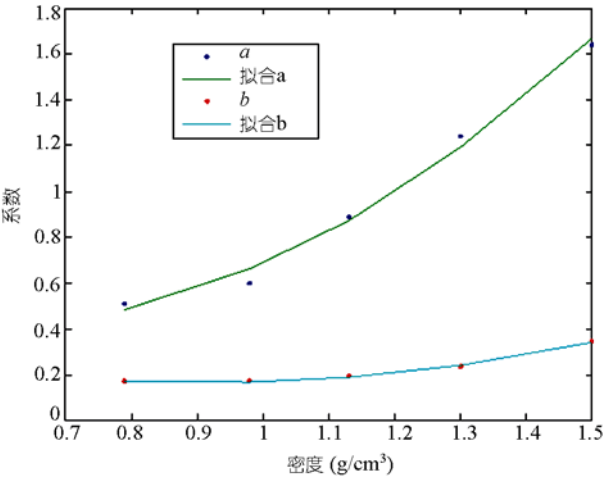


图 2 Watson 方程系数随着月壤密度的变化

3 模型模拟结果及分析

3.1 表面温度全月分布

图 3 给出模拟的在位置 $(0^\circ, 0^\circ)$ 正午时刻全月表

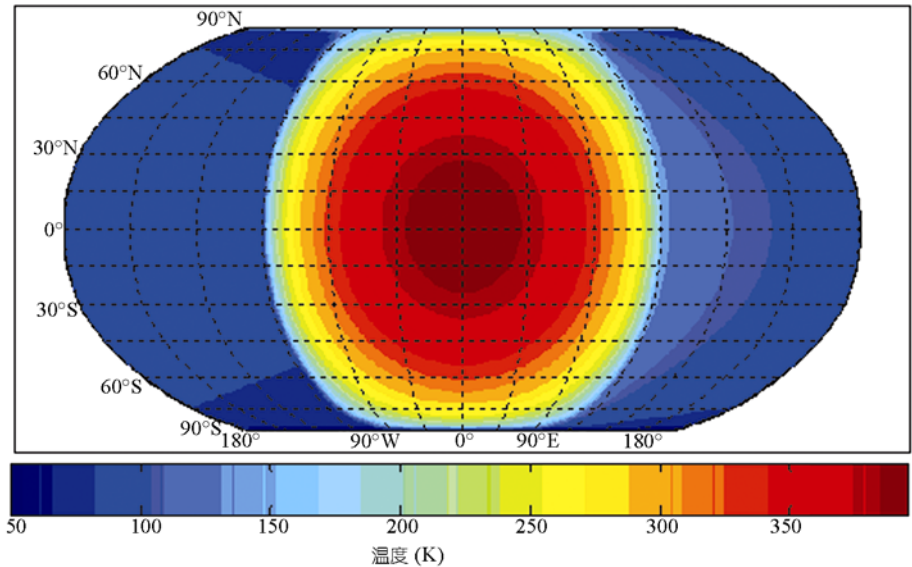


图 3 月球赤道正对地球中心点正午时刻全月的温度分布模拟结果

面温度的分布图, 可见在正对地球一侧是白天, 表面温度的分布从中心向两极逐渐减小. 同时, 随着经度的增大温度也在减小. 背对太阳一侧是夜晚, 温度也呈逐渐过渡的趋势. 从太阳落下地平线开始, 整个黑夜温度都在缓慢下降, 直到黎明后太阳升起, 温度迅速上升. 因此从温度分布上看左右不是对称的. 另外南北极温度明显不同, 因为这里模拟的结果表明: 北极是白天, 南极是黑夜. 黑夜的最低温度可达到 50 K. 可见昼夜温差非常大.

图 4 给出南北纬 40° 相同时刻表面温度的差异比较. 可见由于存在太阳高度角的差异, 表面温度也存在一定的差别, 尤其在白天太阳升起和落下的时刻, 由于时间上的差异, 导致差异达到 15 K 以上.

图 5 给出南北极相同时刻表面温度的比较. 可见南北极的昼夜是相反的. 白天最高温度差异 2.4 K, 北极略高. 晚上基本没有差异.

3.2 底面温度全月分布规律

为了分析月球月壤层温度的分布, 根据月表热流的分布特点, 本文模拟了全月 6 m 处的温度分布,

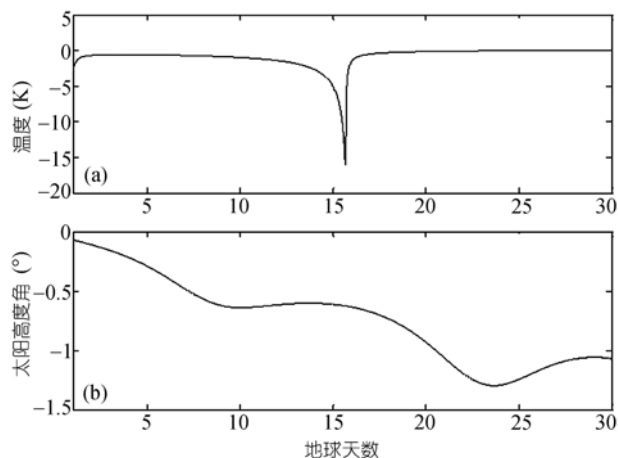


图 4 南北纬 40° 相同时刻表面温度的差异比较

(a) 南北纬 40° 相同时刻表面温度差; (b) 南北纬 40° 相同时刻太阳高度角差

如图 6 所示, 可见在这个深度, 温度基本不受昼夜变化的影响, 只是随着纬度的增大而减小. 在赤道, 底面温度在 239 K 左右, 而极地约为 95 K 左右.

3.3 特定点表面温度昼夜变化

为了分析特定点表面温度的昼夜变化, 分别模

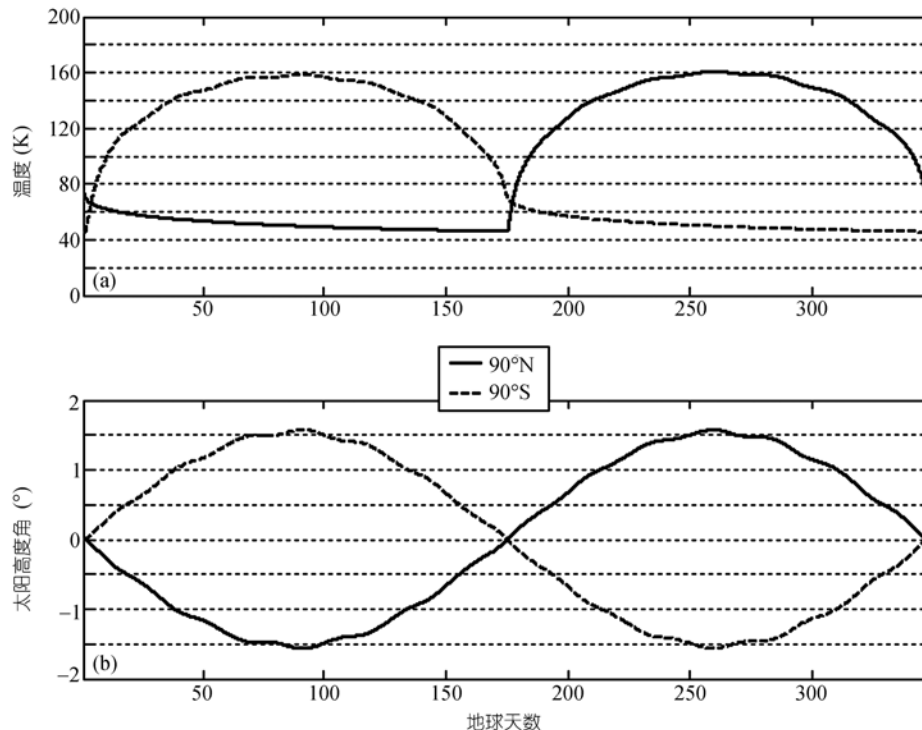


图 5 南北极相同时刻表面温度的比较

(a) 南北极表面温度比较; (b) 南北极太阳高度角比较

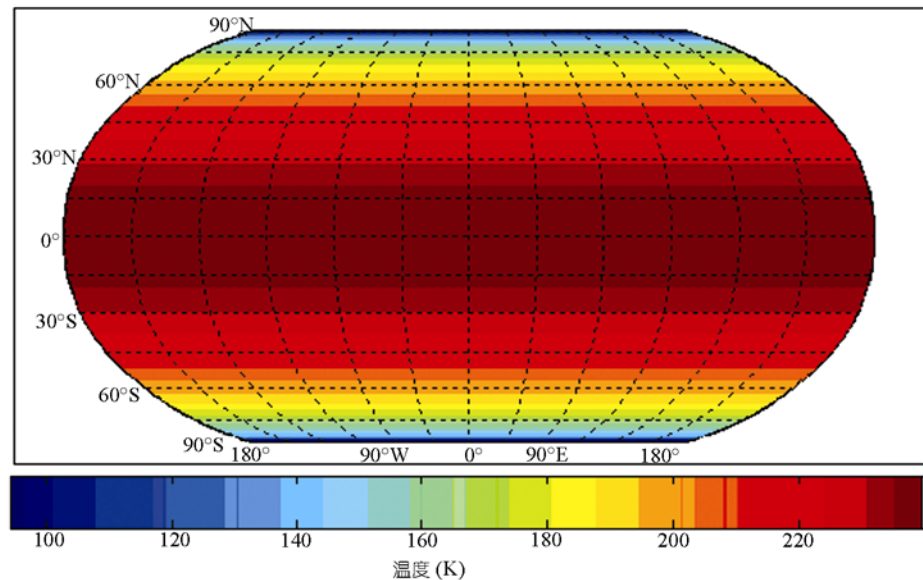


图 6 全月 6 m 深度的温度分布

拟了赤道、北纬 40°和 80°, 北极的昼夜温度以及 Apollo 15 和 17 登月点的温度. 图 7 给出赤道地区、北纬 40°, 80°地区的表面温度的变化. 可见二者的变化趋势是一致的, 只是最高的温度和最低的温度不同, 在赤道、北纬 40°和 80°最高温度分别可达 396.3, 372.7 和 264.5 K, 最低温度分别为 87.8, 84.8 和 70.3 K. 图 7(b)给出对应的太阳高度角. 太阳高度角的负角是根据太阳和月亮的轨道计算的, 其实这时的高度角相对月表来说为 0. 太阳高度角的最大值和最小值与月表温度的最大值和最小值不是对应的, 一般来说, 温度的最大值出现在太阳高度角最大值之后, 而最

低温度出现在太阳升起前.

太阳在低纬度地区的变化周期相当于地球的 29.5 天. 而在高纬度, 尤其在 85°以外, 周期逐渐加长, 在北极, 一个月球天近似等于地球的一年. 如图 8 所示, 横坐标是地球月. 由于极地绕太阳周期的增大, 导致表面温度出现随太阳距离变化的波动. 在下一节将讨论这个问题. 北极的最高温度约 160 K 左右, 而最低温度根据目前模拟结果可能小于 50 K. 模拟的误差取决于对于极地月壤结构、物理性质等的已知程度.

Apollo 15 和 17 号登月点是到目前为止仅有的两次在登陆点成功地对月球表面温度进行测量的直接试验, 测量结果如图 9, Apollo 15 登月点的最高温度

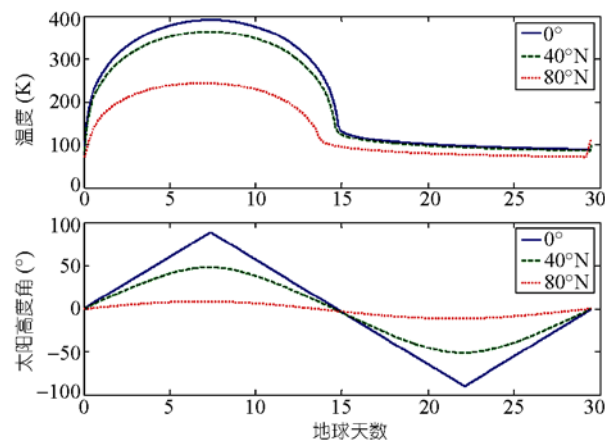


图 7 表面温度随着太阳高度角的变化

(a) 一个月球昼夜内表面温度变化; (b) 一个月球昼夜内太阳高度角变化

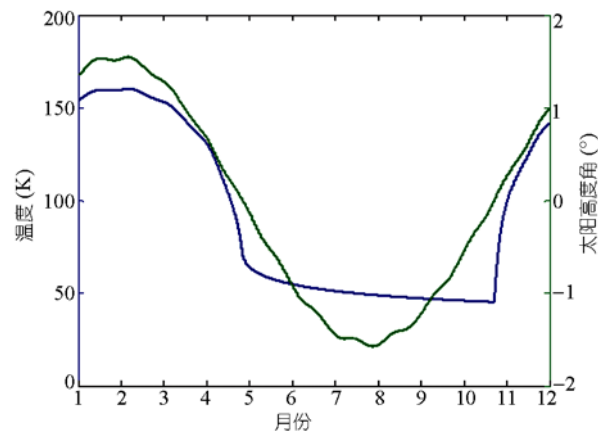
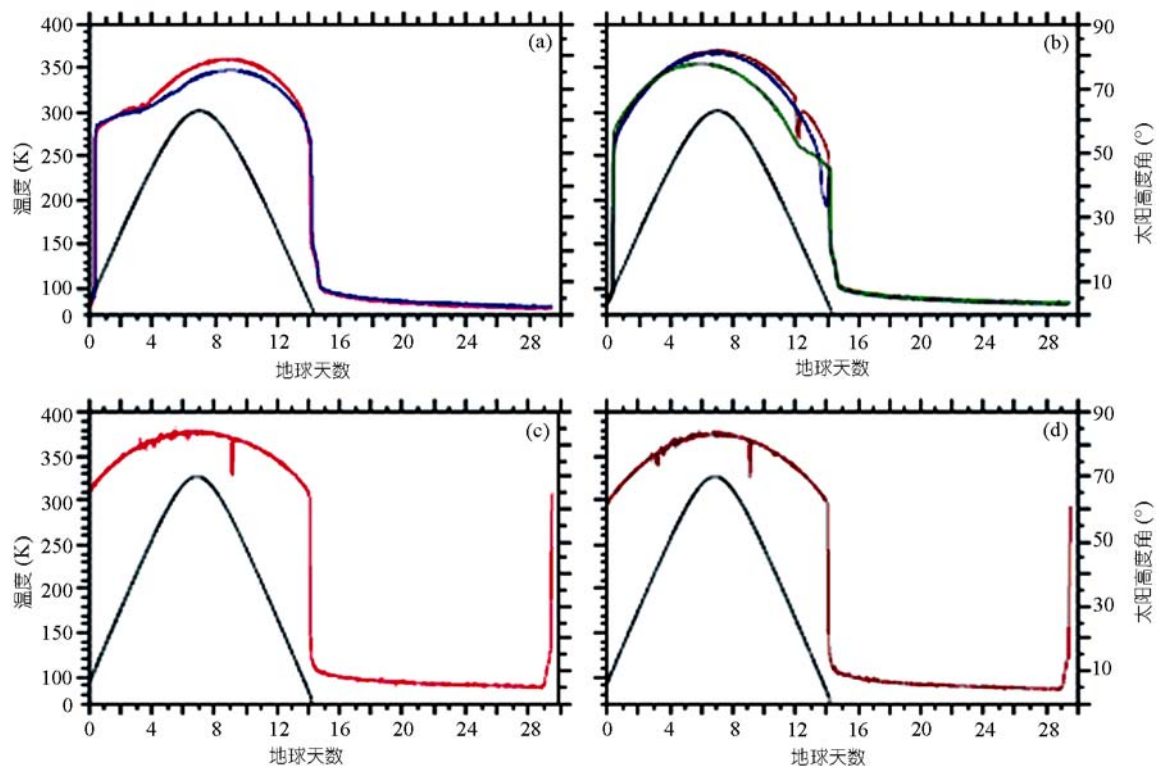


图 8 北极表面温度随着太阳高度角的变化

图 9 给出的 Apollo 15 和 Apollo 17 的表面温度变化^[3]

(a), (b) 为 Apollo 15; (c), (d) 为 Apollo 17

为 374 K, 最低温度为 92 K, Apollo 17 登月点的最高和最低温度均比 Apollo 15 登月点高出大约 10 K^[2]. 为了说明模拟的准确性, 本文分别模拟了 Apollo 登月点的昼夜温度变化. 因为在这两个登月点当年的美国宇航员分别安置了测温仪器, 观测表层热流的变化, 获得了一些结果. 图 10 显示在 Apollo 15 登月点最高温度 370 K 左右, 最低温度在 80 K 以上, Apollo 17 登月点最高温度在 380 K 以上, 最低在 90 K 以上, 可见与实测结果非常一致.

Wieczorek 和 Huang^[3]通过对 Apollo 15 和 Apollo 17 的表面和次表面的温度数据进行重新分析, 认为月球表面温度与 18.6 年的月球轨道周期密切相关, 而这个信号在以前的研究中都被忽略, 因此所获得的有关热流数据的可靠性就不得而知了. 图 11 给出模拟的 Apollo 15 登月点在 20 年内表面温度在太阳高度角最大、最小情况下的波动, 可见这个波动可能由于月球与太阳的距离不同引起表面温度的不同, 这一点在高纬度地区比在低纬度地区更加明显.

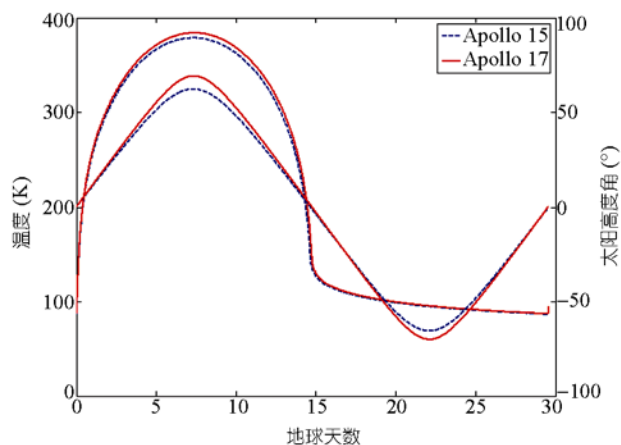


图 10 Apollo 15, 17 登月点的表面温度随着太阳高度角的变化

3.4 剖面温度的昼夜变化

根据目前的研究成果, 月壤表面是一层由非常细的尘埃颗粒组成, 就是月尘层. 这层月尘起到的作用相当于一个保温毯, 使里面的温度和外面的温度交换缓慢, 由于没有空气, 热交换只能通过这一层的

传导到里面月壤, 而月壤的温度也通过这一层向外辐射. 月尘层的厚度约为 2 cm. 因此月表的温度变化的剧烈区域就表现在浅层的剧烈变化, 温度梯度非常大.

图 12 给出赤道、北纬 80°和北极的剖面温度的分布, 分别对应与太阳高度角最大和最小的情况, 但不是温度最高和最低值. 可以看出, 除了极区, 剖面温度的波动范围基本上在 20 cm 以内的表层, 而极区由于日照周期的延长(约为低纬度地区的 12 倍), 导致温度波动的深度可以达到 1 m, 如图 12 所示. 在任何一个地区, 底层的温度基本上是不变的, 也就是说,

当深度大于 1 m, 温度就是一个恒定值.

南北纬相同时刻的剖面温度由于太阳高度角的差异也出现不同, 如图 13 所示. 图 13 中比较了南北纬 40°在最高温度点和最低温度点时刻剖面温度的差异, 可见南北纬的温度差异主要在表层 70~80 cm 以内, 从此深度以下基本没有明显区别.

3.5 温度与日月距离

根据方程(3), 如果太阳的辐照度 I_0 近似认为常数, 那么日月距离的作用体现在月表上的总辐照度

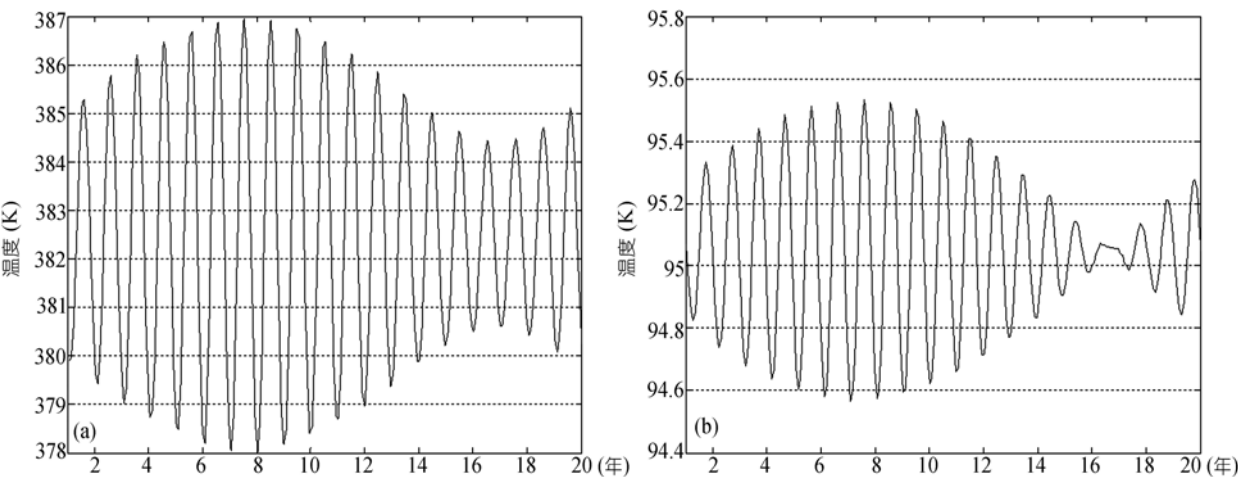


图 11 20 年内 Apollo 15 点表面最高、最低温度的变化
(a) Apollo 15 登月点最高表面温度变化; (b) Apollo 15 登月点最低表面温度变化

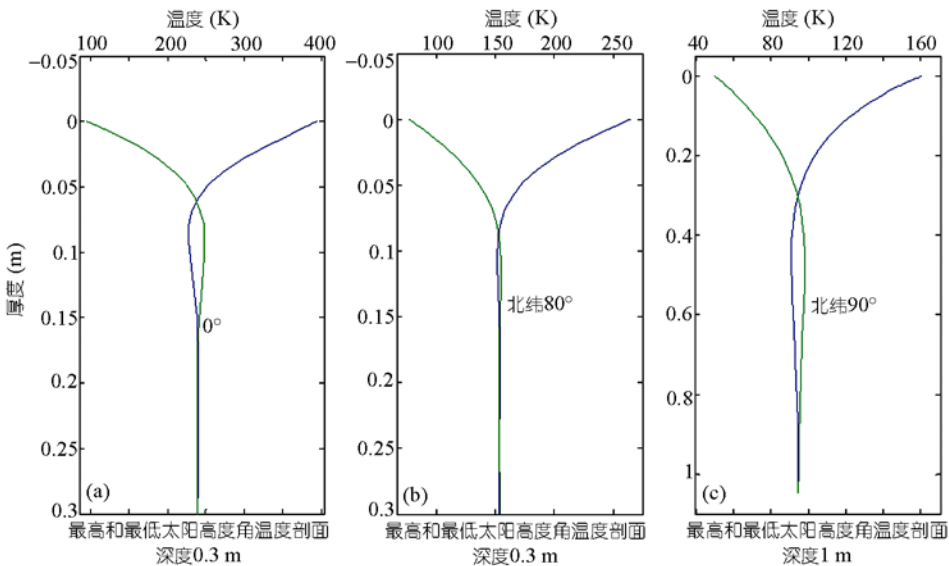


图 12 赤道地区(a)、北纬 80°(b)和北极地区(c)剖面温度的变化

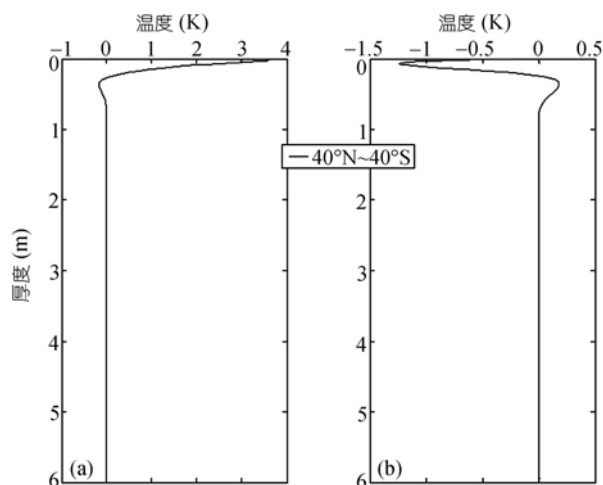


图 13 相同时刻南北纬相同纬度的温度剖面差异比较

(a) 最高表面温度时南北纬 40° 的温度剖面差异; (b) 最低表面温度时南北纬 40° 的温度剖面差异

$I_0/4\pi r^2$ 随着距离的变化而变化, 另外随着距离的变化, 太阳高度角也在发生变化. 这样热传导方程的月表边界条件发生周期性改变. 因此, 体现在温度剖面, 尤其是表面温度随着这个波动的变化在长期时间范围内, 呈现周期性. 图 14 和 15 分别给出赤道、北纬

80° 一年内太阳高度角变化引起的表面温度的变化. 赤道地区, 由于太阳高度角一年之内变化很小, 所以表面温度变化不大, 而北纬 40° 高度角引起的表面温度的变化就已经明显, 最高温度的不同月份之间的差异可达到 7~8 K. 而北纬 80° 的差异达到 25 K 以上.

日月距离导致了表面温度的变化, 同样也导致了剖面温度的变化. 这里就不再赘述.

4 温度变化导致的亮温变化

月表温度的周期变化以及表层温度的波动, 在 CELMS 的亮温上表现了亮温随着时间的特殊变化规律以及在特定时刻亮温随着厚度的变化而变化. 图 16~19 给出月表不同地区在一个月球昼夜内的亮温变化情况的比较. 这些亮温的比较是基于给定月壤厚度的假设前提下的. 计算过程中, 对于给定厚度以下认为是月岩的半无限空间, 考虑月岩的辐射和对于上面月壤下行辐射的反射^[19]. 为了比较, 这里只给出了赤道和北纬 80° 在月壤厚度为 1 和 6 m 两种情况下的亮温变化.

从图 16~19 可以看出:

(1) 不同频率的亮温变化规律不同. 从 4 个图

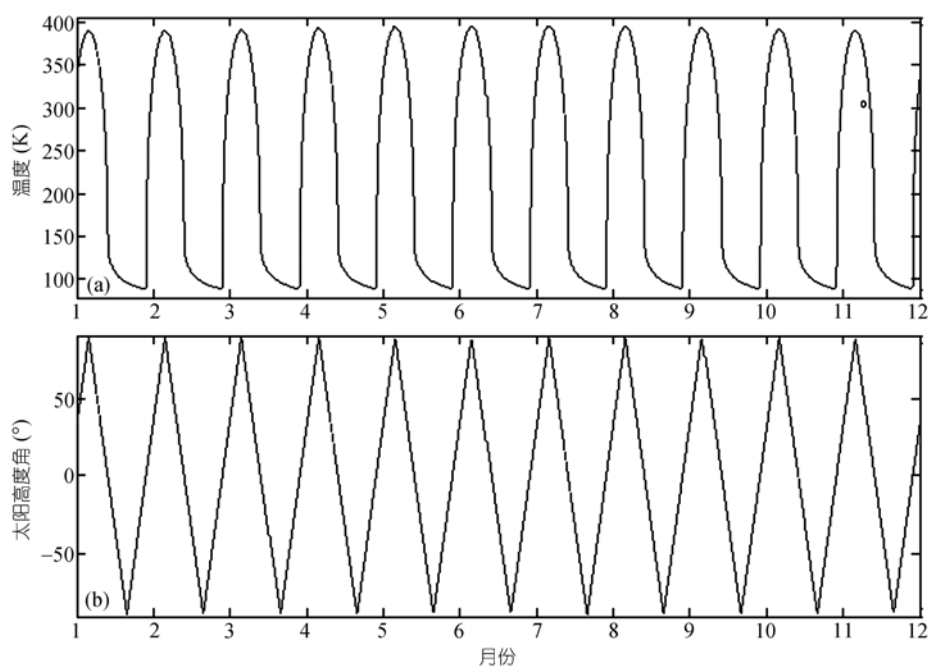


图 14 赤道地区一年内太阳高度角变化引起的表面温度的变化

(a) 一年内表面温度变化; (b) 一年内太阳高度角变化

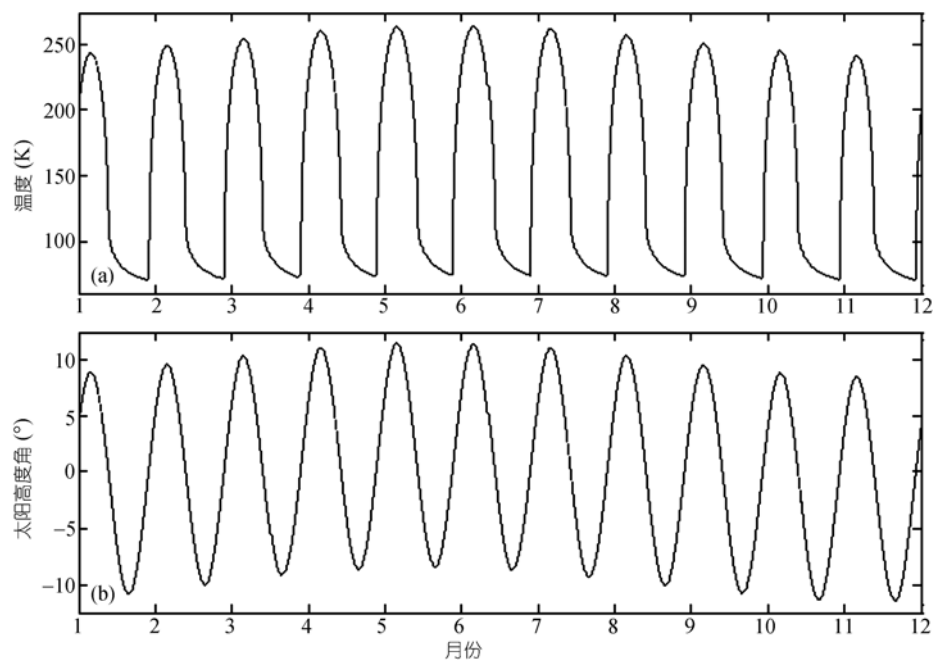


图 15 北纬 80° 一年内太阳高度角变化引起的表面温度的变化
(a) 一年内表面温度变化; (b) 一年内太阳高度角变化

形明显看出频率的相应差异,一天之内频率不同,亮温变化的起伏特点不同,37.0 GHz 起伏最大,3.0 GHz 最小,7.8 和 19.35 GHz 居中。

(2) 不同厚度的亮温变化规律不同。在 1 m 厚度下,赤道地区(如图 16),当太阳上升到地平线以上,4 个频率的亮温都快速上升,由于夜晚的降温,使得温度上升的起点不同,37.0 GHz 亮温最低,因为表面温度的剧烈下降对于 37.0 GHz 的影响最大,37.0 GHz 反应表层 0.5 m 以内的温度和介电特性的变化。

而 3.0 和 19.35 GHz 亮温比较接近,这是体现了温度剖面、穿透深度、底层反射和辐射的一种折衷特性。3.0 GHz 穿透月壤深度可达 5 m 以上,这样,当达到 1 m 的月岩界面,亮温是月岩自身的辐射、月岩的反射以及上伏月壤的辐射三者贡献之和,1 m 内的月壤对 3.0 GHz 的贡献比 19.35 GHz 小很多,因此反射的月壤贡献也很小,主要的亮温来自 1 m 以下月岩的贡献。19.35 GHz 的亮温基本上是表层 1 m 月壤的贡献。这个亮温比 37.0 GHz 的大。上述现象也从图 20 得到证明。在北纬 80°,表面温度和剖面温度更低,这样 3.0 GHz 的亮温就变得比只有表层贡献的 19.35 GHz 的略高。7.8 GHz 的亮温之所以比 3.0 GHz 的高,

也是基于上述原因,就是说,7.8 GHz 的探测深度约为 2.0 m,因此它接收的亮温除了 1.0 m 月壤的贡献,还包括月岩的贡献。月岩的贡献在温度相同的情况下随着频率升高而增大。月壤的贡献也是如此,因此 7.8 GHz 的亮温比 3.0 GHz 在 1 m 月壤的情况下要高。

在 6 m 月壤厚度下的亮温与 1.0 m 的变化规律是不同的(图 19 和 21),原因是每个频率探测的只有月壤的贡献,而没有月岩的贡献,因此这时的亮温的差异反应了温度剖面 and 穿透深度的关系。频率越低,穿透深度越深,越能反应底层的温度;频率越高,越反应的表面的温度。因此在日出前,37.0 GHz 最低,而中午 37.0 GHz 最高。

(3) 不同纬度的亮温变化规律不同。不同纬度的表层温度分布是不同的,因此亮温的变化也是不同的。

(4) 不同时间的亮温变化规律不同。一日之内的不同时间,由于厚度和温度剖面的差异,4 个通道的亮温大小关系呈现交替变化的趋势。所以在分析月表亮温测量结果的时候,不能简单地凭借频率之间的特定情况下的大小关系来判断测量的有效性,而是应该结合测量的具体时间和厚度来分析。

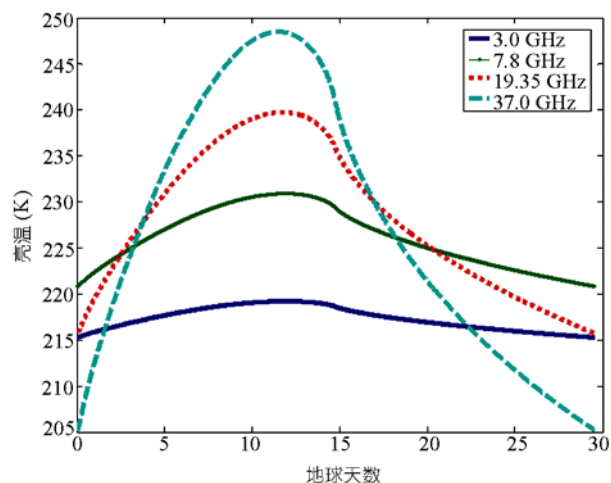


图 16 月球赤道月壤厚度为 1 m 地区的不同频率亮温随着时间的变化

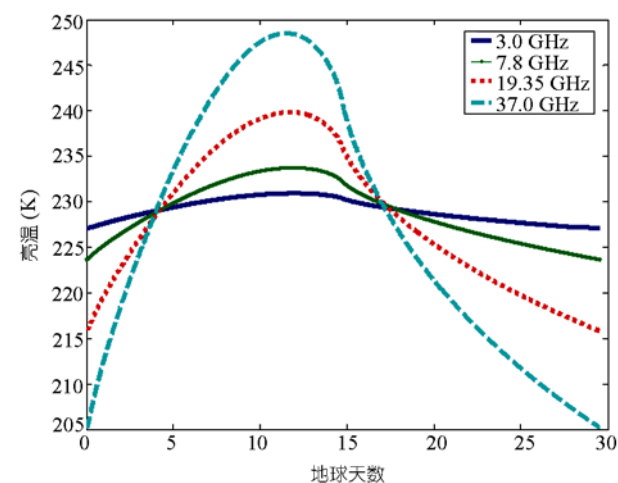


图 17 月球赤道月壤厚度为 6 m 地区的不同频率亮温随着时间的变化

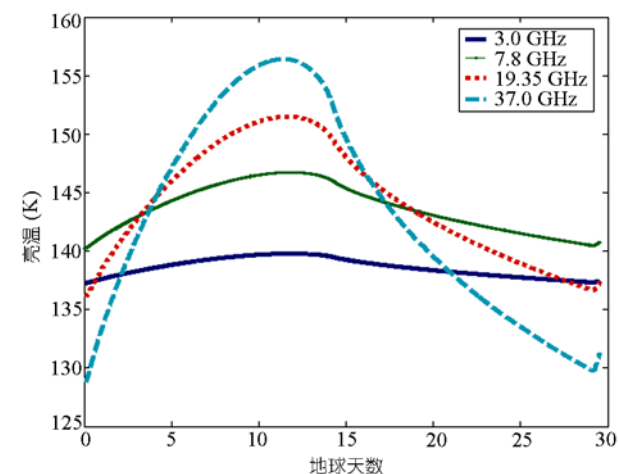


图 18 月球北纬 80°月壤厚度为 1 m 地区的不同频率亮温随着时间的变化

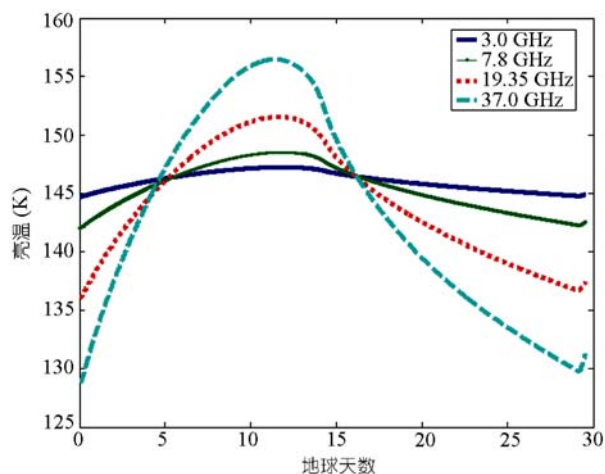


图 19 月球北纬 80°月壤厚度为 6 m 地区的不同频率亮温随着时间的变化

为了更好地分析厚度和测量亮温的关系, 图 20~23 分别给出赤道和北纬 80°在最高表面温度和最低表面温度下亮温随着厚度的变化趋势图, 可以看出:

在最高温度下(如图 20 和 21), 4 个频率亮温都随着厚度的增加而增大, 37.0 GHz 的亮温基本上在 0.5 m 以后不再变化, 19.35 GHz 的亮温在 1.0 m 以后不再有变化, 而 7.8 GHz 的响应厚度约达 2~2.5 m, 3.0 GHz 可达到 5.5~6.0 m. 亮温的大小关系与频率的大小近似成正比关系.

在最低温度下(如图 22 和 23), 亮温随着厚度增大的趋势是一致的, 但是, 由于温度剖面的变化, 在

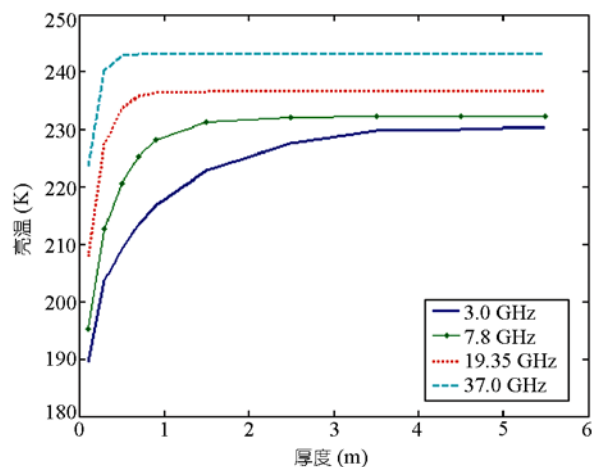


图 20 月球赤道在表面温度最高时刻亮温随厚度的变化

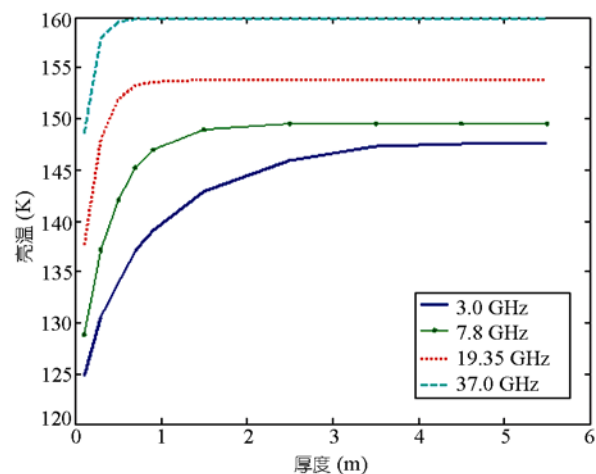


图 21 月球 80°N 在表面温度最高时刻亮温随厚度的变化

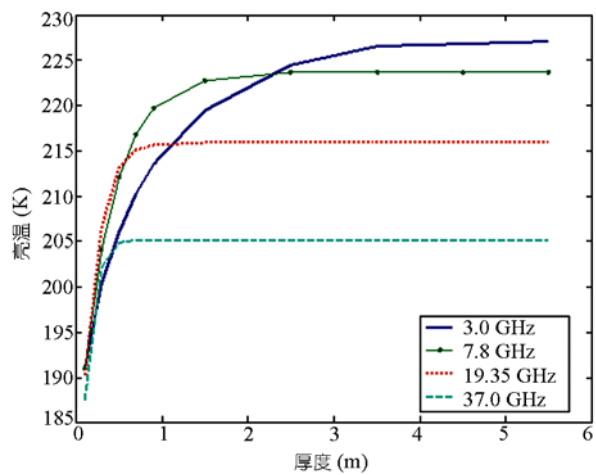


图 22 月球赤道在表面温度最低时刻亮温随厚度的变化

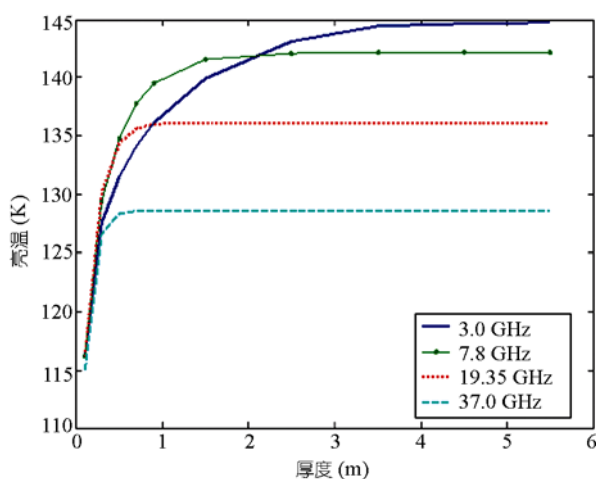


图 23 月球北纬 80°在表面温度最低时刻亮温随厚度的变化

厚度较低的情况下, 亮温之间的变化比较剧烈, 而且相对大小出现交替. 对于基本裸露的月岩地区(月壤厚度不大于 10 cm), 37.0 GHz 的夜晚温度最低, 3.0 GHz 最高, 但是差异不是很大. 但是随着厚度的逐渐增加, 约在 50 cm 左右, 4 个通道亮温出现交替, 频率从高到底, 亮温升高梯度逐渐减慢, 3.0 GHz 上升最慢, 因此它的亮温从 10 cm 的最高到比 7.8 GHz 的低, 然后比 19.35 GHz 的低, 最后比 37.0 GHz 的低, 最终达到最低, 但这时的厚度也只有 50 cm 左右, 然后又逐渐超过 37.0, 19.35, 7.8 GHz, 最后当厚度达到 2 m 以上, 3.0 GHz 的亮温达到 4 个频率中的最高.

5 结论

本文利用热传导多层模型, 根据月球表层已知的物理参数模式, 模拟了月表层温度的分布, 结果表明:

- (1) 全月任一时刻表面温度分布是不均匀的, 不但呈现白天南北纬的相同纬度差异, 其中南北极的差异最大, 而且夜晚随着太阳落下以后时间的差, 温度分布也是不同的.
- (2) 全月的底面温度(一般来讲大于 1 m 以上, 本文模拟的最大深度 6 m)分布只随着纬度的分布而不同, 南北纬的差异很小, 与经度关系不明显.
- (3) 表层温度的剖面分布变化剧烈. 但是这个变化受月球表面昼夜差异的影响, 一般来讲, 在 $\pm 85^\circ$ (最大约到 $\pm 88^\circ$) 以内的纬度表层温度的波动集中在 20 cm 以内, 只有两极地区由于日照周期长而出现波动深度增加到近 1 m 的现象.

为了分析温度剖面对微波辐射计亮温的影响, 文章还进行了 CELMS 4 个通道亮温的模拟, 结果表明温度的波动是不同时刻亮温变化的主要原因, 随着月壤厚度的不同, 不同时刻 4 个频率亮温之间的大小关系呈现不同的交替变化, 这有助于分析 CELMS 的数据内在规律和特点.

因此, 本文的研究结果证明了温度剖面对于 CELMS 亮温的影响, 从另外一个角度证明了 CELMS 测量数据的正确性, 为遥感数据的解译和科学目标的反演提供了依据.

但是, 模拟结果还存在一些不确定性, 主要原因是月表参数的不确定性引起的, 如密度、比热和热导

率等, 这些参数的模型是根据有限的测量结果得出的. 在全月的代表性有待进一步评估. 为此, 本文比较了用多层模型和两层模型(使用的参数和简化方法不同)得出的表面温度和剖面温度模拟结果之间的差异. 如图 24 和 25 所示. 可见虽然两种模型都可以模拟表层温度的变化趋势, 但是两层模型要比多层的结果偏高. 原因是多层模型尽可能详细地考虑温度在不同层之间的传输差异, 更接近真实情况.

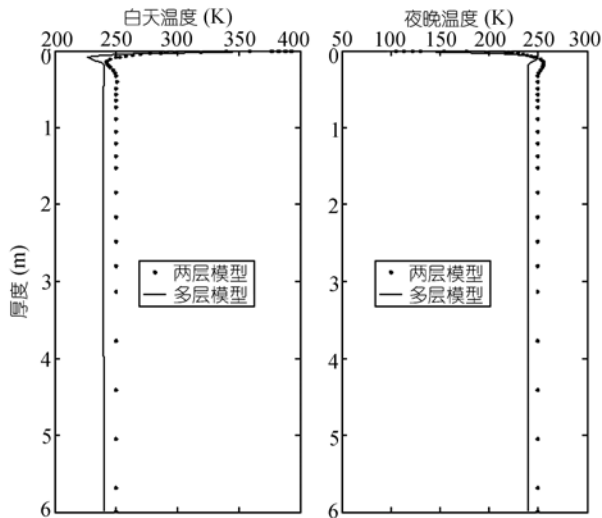


图 24 不同模型模拟的赤道表层温度剖面的差异比较

文中还对日月之间的距离对于表面和剖面温度的影响进行了分析. 利用平均日月距离、两层模型的结果与多层模型并考虑日照变化的比较结果如图 26 所示. 图 26 给出的是北极地区模拟的全日温度变化的比较, 实线表示两层模型没有考虑日月距离的变化, 虚线表示用多层模型考虑日月距离的变化. 图 26 的左半侧表示北极夜晚, 可见差异比较明显, 原因是表层参数的不同和模型的精度不同. 除此以外, 在右半侧的白天, 尤其是正午时刻, 由于太阳和

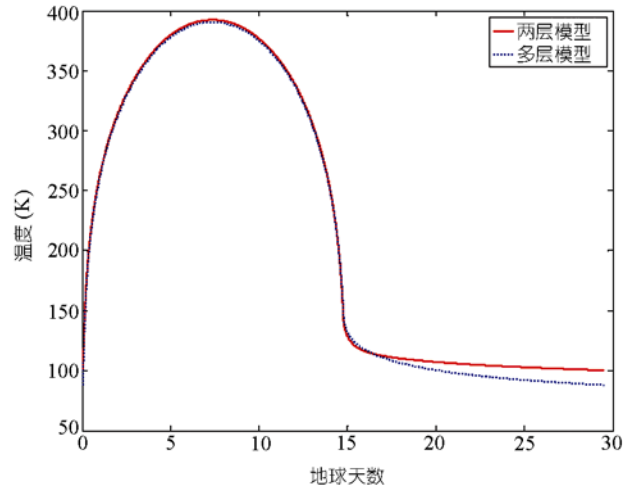


图 25 不同模型模拟的赤道表面温度的差异比较

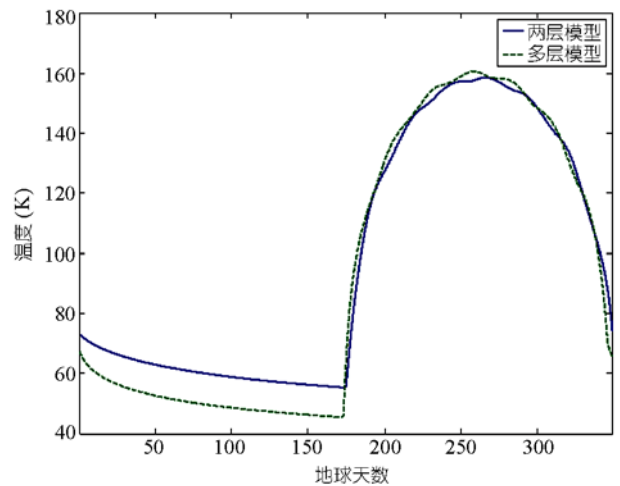


图 26 不同模型是否考虑日月距离变化而导致的北极表面温度的比较

月球之间的距离的变化, 导致表面温度的波动更大(图中虚线的最大值处). 由于目前关于月表层温度的知识稀少, 上述结论有待进一步验证.

致谢 感谢审稿专家提出的宝贵意见.

参考文献

- 1 李雄耀, 王世杰, 程安云. 月球表面温度物理模型研究现状. 地球科学进展, 2007, 22(5): 480—485
- 2 Lucas J W, Conel J E, Hagemeyer W A. Lunar surface thermal characteristics from surveyor 1. J Geophys Res, 1967, 72: 779—789[doi]
- 3 Wiczorek M A, Huang S. A reanalysis of Apollo 15 and 17 surface and subsurface temperature series. Lunar Planet Sci, 2006, XXXVII:

1682

- 4 Horai K, Fujii N. Thermophysical Properties of Lunar Material Returned by Apollo Missions, Conference on Lunar Geophysics. Technical Report, Lunar Science Institute in Houston, Texas, USA, 1971
- 5 Racca G D. Moon surface thermal characteristics for moon orbiting spacecraft thermal analysis. Planet Space Sci, 1995, 43(6): 835—842[[doi](#)]
- 6 Price S D, Mizuno D, Murdock T L. Thermal profiles of the eclipsed Moon. Adv Space Res, 2003, 31(11): 2299—2304[[doi](#)]
- 7 Monstein C. The Moon's Temperature at $\lambda=2.77$ cm. Technical Report, ETH Zürich, Radio Astronomy and Plasma Physics Group. 2003
- 8 Mitchell D L, Pater I D. Microwave imaging of Mercury's thermal emission at wavelengths from 0.3 to 20.5 cm. Icarus, 1994, 110: 2—32[[doi](#)]
- 9 Urquhart M L, Jacksky B M. Lunar thermal emission and remote determination of surface properties. J Geophys Res, 1997, 102(E5): 10959—10969[[doi](#)]
- 10 Vasavada A R, Paige D A, Wood S E. Near-surface temperatures on Mercury and the Moon and the stability of polar ice deposits. Icarus, 1999, 141: 179—193[[doi](#)]
- 11 Lagerros. Thermal physics of asteroids: II. Polarization of the thermal microwave emission from asteroids. Astron. Astrophys, 1996, 315: 625—632
- 12 Hale A S, Hapke B. A time-dependent model of radiative and conductive thermal energy transport in planetary regoliths with applications to the Moon and Mercury. ICARUS 156, 2002. 318—334
- 13 Hapke B. A model of radiative and conductive energy transfer in planetary regoliths. J Geophys Res, 1996, 101(E7): 16817—16831[[doi](#)]
- 14 Arsenic I, Mihailovic D T, Kapor D V, et al. Calculating the surface temperature of the solid underlying surface by modified “Force-Restore” method. Theory. J Appl Meteorol Climatol, 2000, 67: 109—113
- 15 Sumby P. Temperature Mapping of the Lunar Surface. Technical Report, 2006
- 16 Heiken G H, Vaniman D T. Lunar Sourcebook: A User's Guide to the Moon. Cambridge: Cambridge University Press, 1991
- 17 Jones W P, Watkins J R, Calvert T A. Temperatures and thermophysical properties of the lunar outmost layer. Moon, 1975, 13: 475—494[[doi](#)]
- 18 Linsky J L. Models of the lunar surface including temperature dependent thermal properties. Icarus, 1966, 5: 606—634[[doi](#)]
- 19 Wang Z Z, Li Y, Jiang J S, et al. A microwave radiative transfer model applied to lunar soil remote sensing. The International Conference on Electromagnetic Field Problems and Applications (ICEF2008), 2008, April 26—28, Chongqing, TSI Press, 2008. 171—174