

校正热带测雨卫星轨道抬升对微波 成像仪亮温的影响^{*1}

王 雨 陶 玮 张 颖 傅云飞

WANG Yu TAO Wei ZHANG Ying FU Yunfei

中国科学技术大学地球和空间科学学院,合肥,230026

School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei 230026, China

2012-03-02 收稿,2012-11-24 改回.

王雨,陶玮,张颖,傅云飞. 2013. 校正热带测雨卫星轨道抬升对微波成像仪亮温的影响. 气象学报, 71(2): 344-356

Wang Yu, Tao Wei, Zhang Ying, Fu Yunfei. 2013. A correction of TMI brightness temperatures due to TRMM boost. *Acta Meteorologica Sinica*, 71(2): 344-356

Abstract The satellite orbit of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) was boosted from 350 km to 402 km in August 2001. This caused that the incidence angle of the TRMM Microwave Imager (TMI) was changed, in turn the observed brightness temperature (T_B). As a result, the atmospheric parameters retrieved from TMI T_B have shown a spurious jump from the pre- to the post-boost periods. In order to insure measurements consistency between these two periods so as to establish a dependable dataset for climate research, in this study changes in T_B between the pre- and post-boost periods over the ocean are investigated, and their mechanism is analyzed. Based on the MWRT model, the research shows how the various environmental parameters affected the change of brightness temperature related to the boost. Afterwards, the post-boost data are adjusted to match the pre-boost data through linear transformation, and the performance of the correction method is evaluated in several ways. The results show that post-boost T_B is linearly related to pre-boost T_B , where T_B on vertical polarized channels for the lower frequencies increased by 0.8–1.6 K, while T_B on the other channels showed little change. Through the adjustment, pre- and post-boost T_B become consistent, and monthly mean T_B bias is reduced significantly. Additionally the spurious T_B jump in the low frequency polarized channel is removed. This would be helpful to establish reliable and continuous datasets for climate study in the future.

Key words TRMM, TMI, Boost, Brightness temperature correction

摘 要 热带测雨卫星(Tropical Rainfall Measuring Mission, TRMM)在2001年8月轨道高度从350 km升高至402 km,搭载于其上的微波成像仪(TRMM Microwave Imager, TMI)的入射角随之发生变化,进而使得相应探测结果(亮温)发生改变,从而导致由此反演的大气参数出现虚假的突变。为保证轨道抬升前后TMI亮温资料的连致性,以便更好地用于气候研究,本研究首先分析了洋面轨道抬升前后亮温的差异及变化原因,然后结合微波辐射传输模式,分析了不同环境参数对亮温变化的影响,在此基础上用线性变换的方式对轨道抬升后的亮温进行了修正,并从不同角度检验修正效果。结果表明,轨道抬升前后亮温呈线性关系,低频垂直极化通道亮温轨道抬升后升高了0.8—1.6 K,其他通道亮温变化不大。经过修正,轨道抬升前后的亮温趋于一致,月平均亮温偏差明显减小,低频垂直极化通道亮温在轨道抬升期间的突变被消除,亮温变得连续平稳,可用于气候研究。

* 资助课题:国家重点基础研究发展计划项目(2010CB428601)、国家公益性行业支撑项目(CYHY201306077 和 GYHY200906002)、中国科学院战略性先导科技专项-应对气候变化的碳收支认证及相关问题(XDA05100303)、中国科学院科技创新项目(KZCX2-EW-QN507)和国家自然科学基金项目(41230419 和 41075041)。

第一作者:王雨,主要从事云和降水的卫星遥感研究。E-mail: wangyu09@ustc.edu.cn

通讯作者:傅云飞,主要从事卫星遥感与气候变化研究。E-mail: fufy@ustc.edu.cn

关键词 热带测雨卫星, 微波成像仪, 轨道抬升, 亮温修正
中图法分类号 P405 P407.7 P412.27

1 引 言

搭载在热带测雨卫星(Tropical Rainfall Measuring Mission, TRMM)上的微波成像仪(TRMM Microwave Imager, TMI)从1997年至今已工作了13 a。在这期间,为延长卫星使用寿命,TRMM的轨道高度于2001年8月从350 km抬升至402 km。这次轨道抬升也使该卫星搭载的TMI及可见/红外辐射计(VIRS)、测雨雷达(PR)等仪器的探测参数发生了一系列的变化,如探测刈幅变宽、像素尺寸增大等(Demoss, et al, 2007),进而引起各个仪器探测信号的变化。例如:对TMI而言,轨道抬升造成微波信号的入射角从52.8°变为53.4°,增大了0.6°(图1),这将导致辐射的传播路径长度、冰晶散射率、地表发射率、充塞效应等发生变化(Shin, et al, 2008),从而影响基于其探测结果所反演的海表温度、水汽、降水和大气水凝物结构等大气环境参数(傅云飞等,2007,2008;元慧慧等,2010;衡志炜等,2011;王小兰等,2011;王雨等,2011a)。

气候变化研究离不开长期稳定的卫星探测资料,但卫星参数的调整会造成相应探测资料产生虚假的突变。因此,有必要比较TRMM轨道抬升前后的探测结果差异并进行相应的修正,使之能提供持续稳定的资料用于气候研究。例如,Chiu等(2010)及Cho等(2008)将TMI、VIRS、PR资料与GPCP(Global Precipitation Climatology Project)和NCEP降水量资料做对比,发现VIRS和TMI亮温对轨道调整的敏感度比PR高,由TMI亮温反演的降水在轨道抬升后发生跃升,其幅度高于PR降水产品的变化(Demoss, et al, 2007; Short, et al, 2010);因此,Shin等(2008)、Chiu等(2010)及Short等(2010)先后用修正的19 GHz垂直极化与21 GHz垂直极化通道的组合亮温-降水率关系的方法对TRMM 3A11标准产品进行修订;美国遥感实验室(http://www.remss.com/tmi/tmi_description.html)也考虑了轨道抬升后TMI亮温的变化,修订了基于TMI反演的海表温度、海表风速、水汽、云水和降水率的大气参数产品。

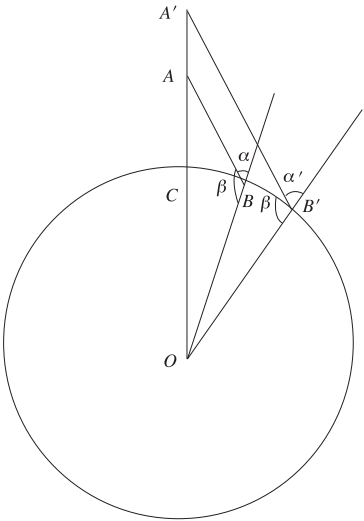


图1 TRMM轨道抬升引起的
TMI入射角变化示意图

(O为地心;C为星下点;轨道抬升后
TMI扫描角不变($\angle CA'B' = \angle CAB = 49.2^\circ$);
轨道抬升前后卫星高度分别为 $AC = 350\text{ km}$
和 $A'C = 402\text{ km}$;TMI像素位置
分别为B和B';微波信号的入射角分别
为 $\alpha = 52.8^\circ$ 和 $\alpha' = 53.4^\circ$)

Fig. 1 Change of TMI incident angle caused
by the TRMM orbit boost

(Point O is the Geocentric, Point C is
the sub-satellite point; the scan angle of TMI
remains the same after orbit boost as that for the
pre-boost period ($\angle CA'B' = \angle CAB = 49.2^\circ$),
the altitude of TRMM are $AC = 350\text{ km}$
and $A'C = 402\text{ km}$, the location of TMI
footprint are B and B', and the incident angle
are $\alpha = 52.8^\circ$ and $\alpha' = 53.4^\circ$
for the pre- and post-boost periods, separately)

但是,目前的研究多集中于轨道抬升对TMI反演产品的影响,而非TMI观测信号(即亮温)本身的变化。考虑到不同研究机构所建立的大气参数反演算法各不相同(Deeter, 2007; Lin, et al, 1998; Masunaga, et al, 2002; Wang, et al, 2009; Wentz, 1997; 闵爱荣等,2008;王雨等,2006,2010, 2011b),故针对轨道抬升的反演算法修正也千差万

别,从而使得各自的修正方法不具备可移植性。但是,考虑到 TRMM 只探测热带及副热带区域,在这一地带内,对于非降水大气而言,在观测角度变化不大的前提条件下,TMI 各个通道微波亮温与大气状态之间的非适定性表现得并不强烈。因此,为简化基于微波亮温观测结果的各种反演参数长时间序列气候分析,可以直接对 TMI 亮温进行修正,使其与轨道抬升前的亮温一致,这将使得已有的各种反演算法不受 TRMM 轨道抬升的影响,从而有效地避免对反演算法本身进行改动或重新校验等一系列工作。本着这一思路,本文比较了洋面非降水条件下(包括晴空和非降水云情况,下同)TRMM 轨道抬升前后 TMI 各通道亮温的变化,并对轨道抬升后的亮温进行了修正,使之与抬升前一致,从而有利于维持各种基于 TMI 观测结果反演算法的稳定性和延续性。

2 资 料

本研究使用的是 1998 年 1 月 1 日—2006 年 12 月 31 日的 TRMM TMI 标准资料 1B11(第 6 版),由美国宇航局(NASA)戈达德飞行中心(GSFC)提供。TRMM 卫星是一颗非太阳同步卫星,轨道倾角约 35° ,它于 1997 年 11 月 27 日升空,环绕地球一周约需 91.6 min,每天在 $38^\circ\text{S} - 38^\circ\text{N}$ 约有 16 条轨道。TMI 是搭载于其上的一部被动微波成像仪,频率是 10.65、19.35、21.3、37.0 和 85.5 GHz(以下简称 10、19、21、37 和 85 GHz)。除 21 GHz 频率仅为垂直极化外,其他频率都是垂直极化(V)和水平极化(H)的双极化通道,各通道简称为 10V、10H、19V、19H、21V、37V、37H、85V、85H。TMI 对地面做圆锥扫描,对应地面的入射角轨道抬升前为 52.8° ,抬升后为 53.4° ,每条扫描线上 10—37 GHz 有 104 个像素,85 GHz 有 208 个像素,扫描宽度为 758.5 km,视场为一个椭圆(不同通道,其视场椭圆的大小不等)。

考虑到洋面和陆面辐射背景的巨大差异,以及降水造成的强散射信号和冻结层的影响(Wentz, et al, 1998; 闵爱荣等, 2008; 王小兰等, 2009),为便于统计分析,本文修正对象暂仅限于洋面非降水条件下的 TMI 亮温。为此,除仅选择洋面下垫面条件下

的 TMI 亮温数据外,还参照 Goodberlet 等(1990)的方法,将 37 GHz 极化差小于 37 K 的像素判定为“降水”并剔除。

3 亮温变化原因分析

根据辐射传输理论(Wang, et al, 2009),微波成像仪接收到的亮温(T_B)可表示为

$$T_B = \epsilon_A T_A + \epsilon_S T_S (1 - \epsilon_A) + \epsilon_A T_A (1 - \epsilon_S) (1 - \epsilon_A) \quad (1)$$

右边的 3 项依次代表大气向上的辐射,穿过大气层的海面自身的辐射,大气向下经海面反射再穿过大气层的向上辐射。 T_A 和 T_S 分别为大气温度和海表温度,二者近似相等。 ϵ_A 和 ϵ_S 分别为大气和海表的发射率, ϵ_A 随水汽等大气成分的增加而增大。

TRMM 轨道抬升导致 TMI 入射角增大,继而通过两大途径影响亮温。一是改变海表发射率 ϵ_S ,二是改变微波信号在大气中的传播途径,进而改变 ϵ_A ,即可认为 TRMM 引起的 TMI 亮温变化是由 ϵ_S 和 ϵ_A 的变化造成的。对式(1)进行微分,可得到亮温的变化 dT_B 。

$$\begin{aligned} dT_B &= \frac{\partial T_B}{\partial \epsilon_S} d\epsilon_S + \frac{\partial T_B}{\partial \epsilon_A} d\epsilon_A \\ &= T_S (1 - \epsilon_A)^2 d\epsilon_S + 2T_S (1 - \epsilon_S) (1 - \epsilon_A) d\epsilon_A \end{aligned} \quad (2)$$

采用 Liu(1998)设计的平面平行微波辐射传输模式(MWRT)来模拟入射角变化对 ϵ_S 的影响(图 2)。输入海表温度、风速等大气、海洋参数和微波入射角,通过 MWRT 模式,可以输出各频率通道的亮温,在这个过程中能够得到海表发射率等中间参数。以 288 K 的海表温度,以及 10 m/s 的海表风速为例,模拟 TMI 各微波通道的海表发射率随入射角的变化。对于垂直极化通道, ϵ_S 在 80° 左右达到顶峰,然后迅速下降,而水平极化通道则始终保持单调递减。在 TMI 入射角的变化范围($50^\circ - 55^\circ$)内, ϵ_S 与入射角的变化近似于线性关系。入射角增大,垂直极化通道海表发射率增加, $d\epsilon_S > 0$, 亮温增加;水平极化通道海表发射率减少, $d\epsilon_S < 0$, 亮温减小。值得注意的是 85 GHz 高频通道的海表发射率虽然有变化,但由于它对地表信息不敏感,所以亮温变化不大。

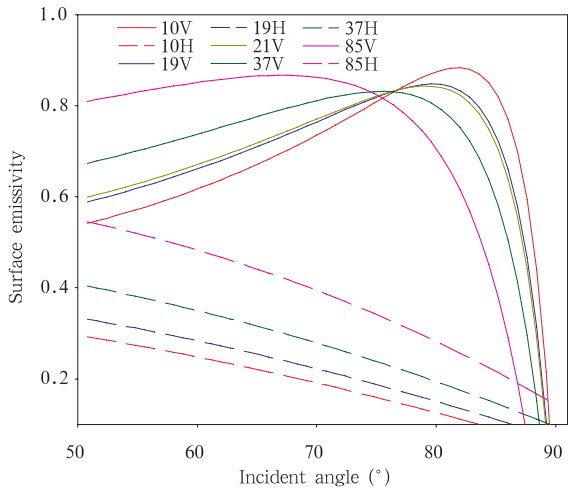


图 2 MWRT 模拟 TMI 入射角变化引起的海表发射率变化
Fig. 2 Simulated sea surface emission rate response to the incident angle change of TMI as derived from the MWRT model

对于大气发射率 ϵ_A , TMI 入射角的增大导致微波信号在大气中的传播路径延长,致使水汽等大气成分的总量增加,使得大气发射率增大,即 $d\epsilon_A > 0$ 。故无论是水平极化通道还是垂直极化通道,亮温均增加。

综上所述,对于低频垂直极化通道,轨道抬升后海表发射率和大气发射率都增加,亮温必然增加;而对于低频水平极化通道,轨道抬升后海表发射率减小,大气发射率增加,二者在一定程度上抵消,亮温变化不大。对于高频通道,由于它对地表信息不敏感,亮温不会出现大的改变。

在此基础上,估计了由于轨道抬升导致的亮温变化量级。根据图 2,当微波信号入射角从 52.8° 变为 53.4° ,洋面发射率($d\epsilon_S$)在低频垂直极化通道增加了 $0.005\text{--}0.006$,低频水平极化通道减小了 $0.003\text{--}0.005$,大气发射率($d\epsilon_A$)的增长为 $0.001\text{--}0.005$ 。考虑海表大气的实际情况,根据式(2),轨道抬升导致低频垂直极化通道亮温升高了 $0.6\text{--}1.5\text{ K}$,低频水平极化通道亮温的变化为 $-0.7\text{--}0.6\text{ K}$ 。

实际的非降水条件下全球平均 TMI 亮温的距平序列与上述理论分析一致(图 3),亮温的变化主要集中在低频垂直极化通道,它们在轨道抬升前亮

温全部呈现负距平,在轨道抬升后跃变为正距平,说明轨道抬升确实引起了亮温的上升突变。而对于低频水平极化和高频通道,亮温在 2001 年轨道抬升期间没有明显的跳变。此外,还注意到在 1998—2001 年的厄尔尼诺-拉尼娜年,大气环境剧烈变化,进而造成亮温在该时期的较大变化。

4 校正方法

为了研究 TRMM 轨道抬升前后 TMI 入射角变化对其探测结果造成的影响,仍利用 MWRT 来全面模拟入射角变化对观测亮温的影响。由于 MWRT 模式能够细致考虑在洋面非降水条件下微波信号对温度、发射率、云水、水汽等多种环境参数的响应,因此,分别模拟轨道抬升前后(取入射角各为 52.8° 和 53.4°)TMI 各微波通道亮温随以上环境参数的变化情况,通过分析其差异,从而对轨道抬升后 TMI 亮温进行修正。

首先,设定一组典型输入参数:海表温度为 293 K ,海表风速为 4 m/s ,大气柱水汽量为 33 kg/m^2 ,大气柱云水量为 0.2 kg/m^2 ,以及云高为 2 km 。然后改变某一环境参数取值(例如取海表温度 $283\text{--}305\text{ K}$,每间隔 1 K 变化),保持其他输入参数不变,分别模拟轨道抬升前、后入射角对应的亮温。升轨前、后各通道亮温的差异随海表风速、温度和水汽变化的情况如图 4 所示。轨道抬升造成的亮温差在低频水平极化通道对海表风速和温度不敏感,19H 和 37H 始终在 0.3 K 左右,但这两个通道深受水汽影响,随水汽的增加亮温差分别从 -0.5 K 和 -0.2 K 增加到了 0.5 K ,10H 受环境参数的影响很小,亮温差一直在 $-0.7\text{--}0.5\text{ K}$ 。在低频垂直极化通道,轨道抬升前、后的亮温差对海表温度均不敏感,保持在 $1\text{--}1.4\text{ K}$;21V 是对水汽最敏感的,随着水汽的增加亮温差减小了 0.5 K ;其他低频垂直极化通道会在风速增大时亮温差略微减小了 0.2 K 。

在此基础上,同时改变多种大气环境参数(表 1),考查轨道抬升前后亮温的统计特征。TMI 各通道模拟亮温及相应的统计结果如图 5 所示。与前文分析的轨道抬升亮温变化主要是由地表发射率改变引起一致,垂直极化通道受轨道抬升的影响较水平

极化通道明显,且低频通道变化更大。除85 GHz外,TMI入射角变化引起TMI垂直极化亮温平均偏差均在0.87 K以上;最大可达1.35 K(10V通道);均方差亦在0.9 K以上,最大达1.36 K(10V通道),这种差异的量级与前面的理论分析一致。此外,图5另一个特征是轨道抬升前、后亮温的变化呈明显的线性关系。因此,仅通过线性变换便可对轨道抬升后的TMI亮温进行订正

$$T_{B_{CO}} = aT_{B_0} + b \tag{3}$$

其中, $T_{B_{CO}}$ 为修正亮温, T_{B_0} 为轨道抬升后的TMI亮温,系数 a 、 b 可通过对轨道抬升前、后的模拟亮温用最小二乘法拟合计算得到。具体计算结果如图5所示。需注意,因为在模拟过程中已考虑了海表及非降水云的变化,故由此获得的订正方法及相应系数对晴空及非降水云均适用。

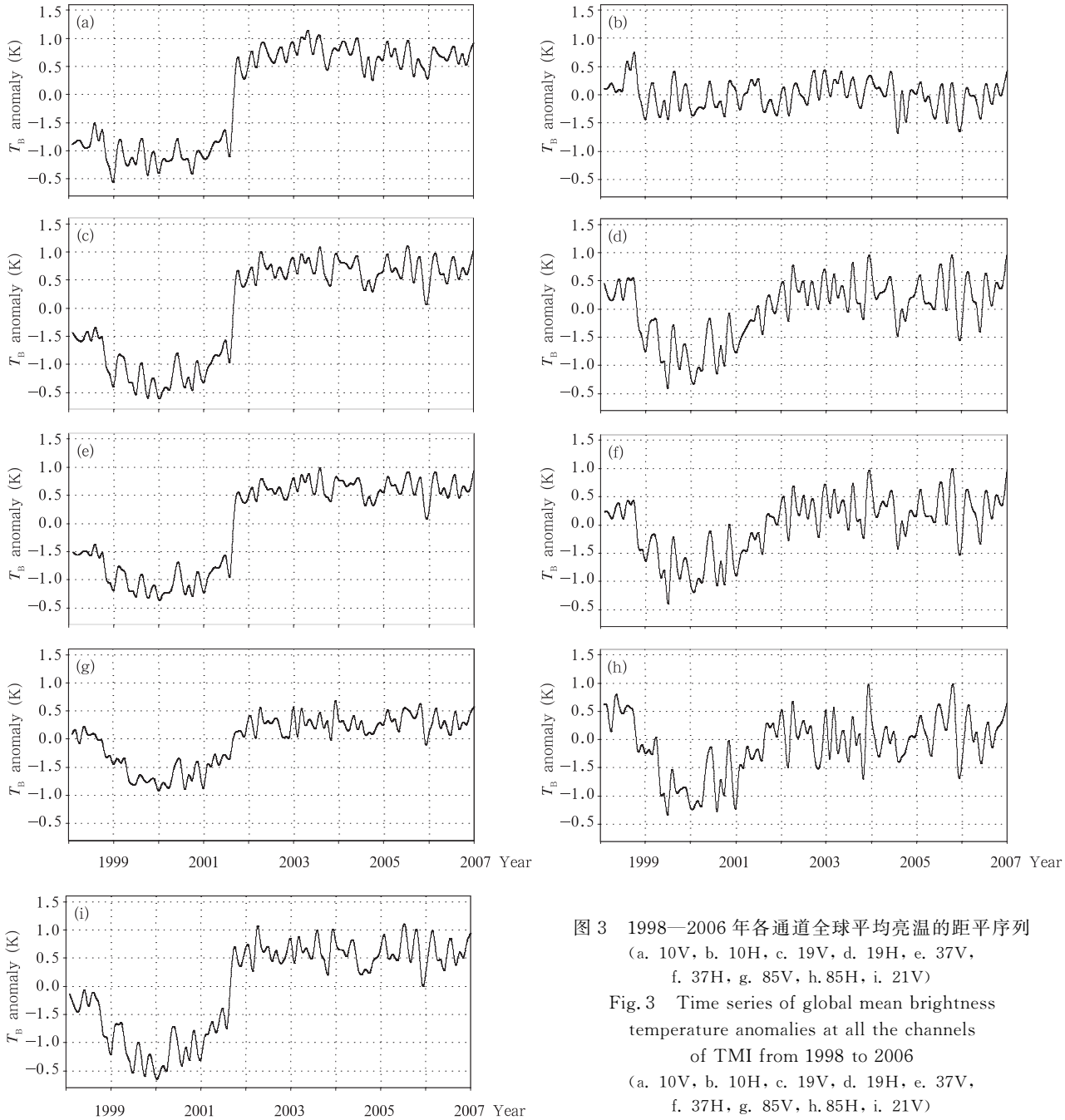


图3 1998—2006年各通道全球平均亮温的距平序列
(a. 10V, b. 10H, c. 19V, d. 19H, e. 37V, f. 37H, g. 85V, h. 85H, i. 21V)
Fig. 3 Time series of global mean brightness temperature anomalies at all the channels of TMI from 1998 to 2006
(a. 10V, b. 10H, c. 19V, d. 19H, e. 37V, f. 37H, g. 85V, h. 85H, i. 21V)

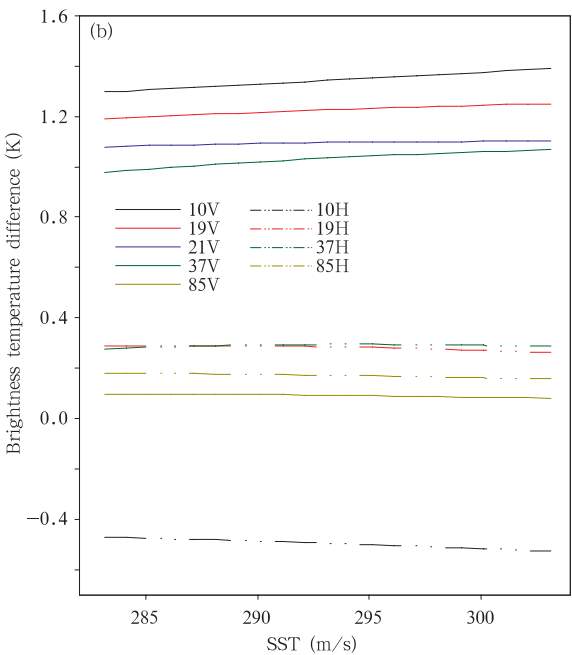
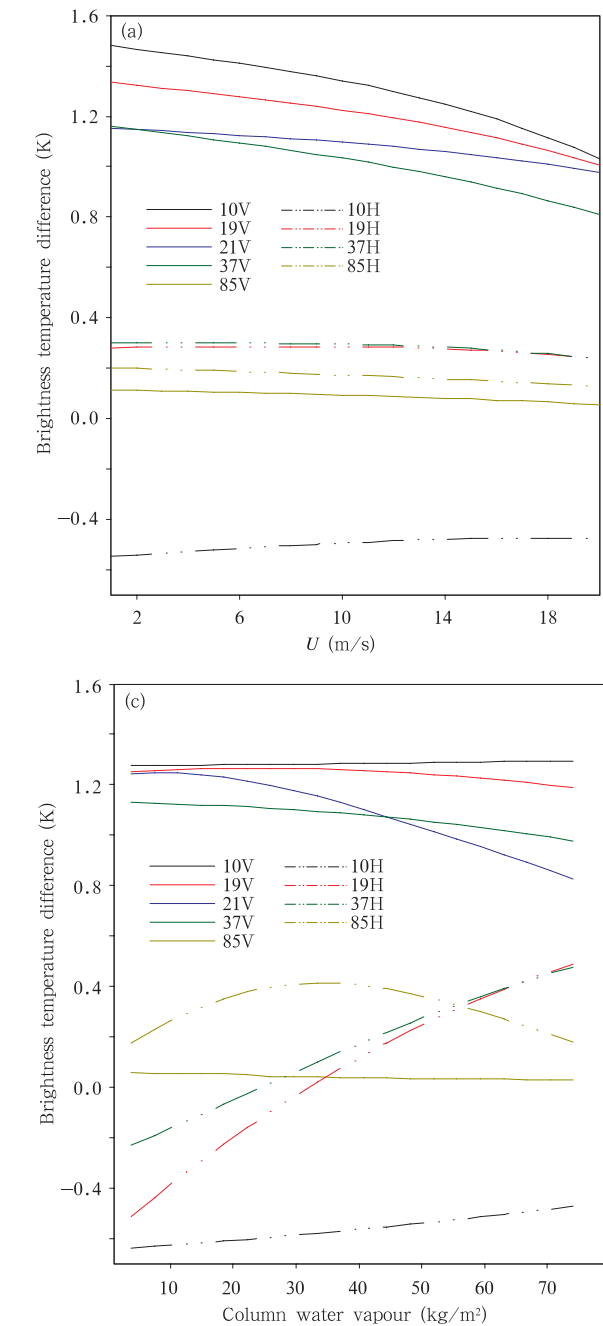


图 4 MWRT 模拟的轨道抬升前后
亮温差随海表风速(a),
海表温度(b),水汽(c)的变化

Fig. 4 Simulated brightness temperature differences between the pre-boost and post-boost periods in response to the change of sea surface wind velocity (a), sea surface temperature (b) and column water vapour, as derived from the MWRT model

表 1 输入 MWRT 模式的热带洋面大气及海表参数

Table 1 The atmospheric and sea surface parameters over the tropical ocean as input of the MWRT model

参数	变化范围	间隔
海表温度 (K)	283—303	1
海表风速 (m/s)	0—20	1
云水总量 (kg/m ²)	0—0.5	0.02
云高 (km)	1—3	0.2
水汽总量 (kg/m ²)	10—70	3
大气温、湿度结构	洋面背景,热带大气温、湿度廓线	

5 校正结果

基于式(3),对轨道抬升后(2001 年 9 月—2006 年 12 月)的 TMI 亮温数据进行了逐轨订正。为了比较修正前、后 TMI 实测亮温的差异,首先对 2002 年 4 月 2 日(轨道号为 24973)的一个个例进行了分析(图 6)。在修正以前,10V、19V、21V、37V 亮温偏高 1.3 K 左右,而 10H 亮温略微偏低了 0.5 K,其他通道亮温变化不大,特别是 85V 通道,由于亮温

变化小且恒定(见其拟合系数),所以未画出等值线。

随后,对2002年4月所有轨道的各通道订正前、后亮温差($T_{B_0} - T_{B_{CO}}$)进行了统计。相应的概率密度分布(图7)表明,通过订正,低频(非85 GHz)

垂直极化通道亮温变化最为明显,亮温普遍升高1.3 K;对10H的影响次之,使其亮温降低了0.5—0.7 K;而对其他水平通道及高频通道的影响不大(亮温差在0 K左右)。

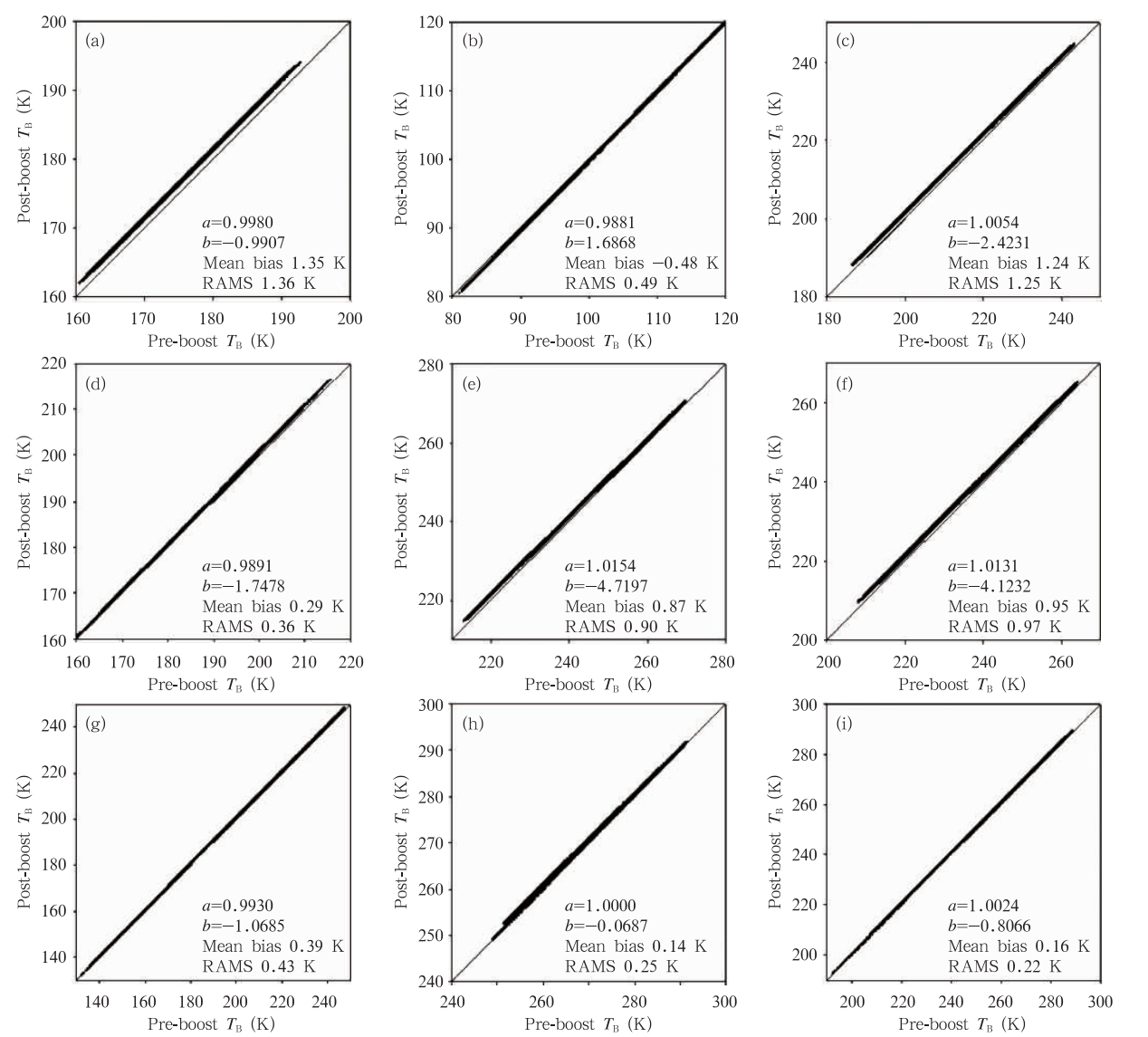


图5 MWRT模拟TMI入射角变化的亮温比较

(a. 10V, b. 10H, c. 19V, d. 19H, e. 21V, f. 37V, g. 37H, h. 85V, i. 85H;
实线为对角线;轨道抬升前亮温对应 52.8° 入射角,轨道抬升后亮温对应 53.4° 入射角;
 a 为式(3)中的一次项系数, b 为常数项)

Fig. 5 Simulated brightness temperatures in response to the TMI incident angle change derived from the MWRT model

(a. 10V, b. 10H, c. 19V, d. 19H, e. 21V, f. 37V, g. 37H, h. 85V, i. 85H;
solid line is the diagonal, the corresponding incident angle to brightness temperatures for the pre-boost period is 52.8° , and to the post-boost period is 53.4° .
According to equation (3), a is the slope, and b is the constant term)

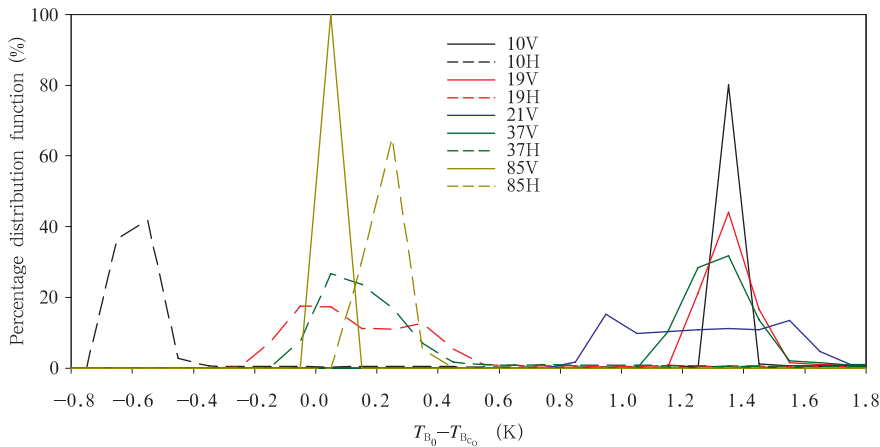


图 7 2002 年 4 月 TMI 各通道探测结果修正前后之差的概率密度分布
Fig. 7 Percentage distribution function of the difference
between the original and corrected brightness temperatures
at all the TMI channels in April 2002

此外,为了剔除季节因素,以便更好地验证修正效果,将 2002 年 4 月订正前、后的亮温处理成 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 的月平均全球格点数据,并对轨道抬升前一年同月份(2001 年 4 月)的亮温($T_{B_{PRE}}$)作相同处理,进而逐格点地比较校正算法对轨道抬升前、后亮温差异的影响,相应的概率密度分布如图 8 所示(以 0.5 K 为间隔)。可以看出,经过修正后,在保证概率密度分布形式不变的前提下,前后两年的低频垂直极化通道亮温差异明显减小,峰值从 2 K 转移到 0 K。特别是 10V 的修正效果最明显,差异在 0.5 K 以内的格点从修正前的不到 5% 增加到 60%。而 10H 通道偏差的峰值也从 -0.5 K 回到 0 K 附近。此外,由于高频 85V 通道受轨道抬升的影响不大(图 5),所以即使经过修正,轨道抬升前、后两年的亮温差异也没有发生大的变化。上述结果表明,本文所建立的修正方案有效地起到了把轨道抬升后的亮温(特别是低频垂直通道)校正到与轨道抬升前同一水平的作用。

进一步地,为了研究 TMI 亮温数据的气候态修正效果,给出了多年(2002—2006 年)订正前、后平均亮温差的空间分布(图 9)。与前文分析类似,订正效果最为明显的是低频垂直通道,亮温的变化基本上都在 1 K 以上。此外,由式(2)可知,订正后的亮温与原亮温呈线性关系,故图 8 中亮温差的分布基本上与相应的亮温分布(等值线)一致。例如,对

于 21V 通道对水汽敏感,故在水汽含量较高的低纬度地区亮温较高,相应的亮温差则偏低(由该通道订正项 a 大于 1 所致)。此外,由于高频通道订正前后变化不大,故在全球任意区域的亮温差都较小(0.3 K 以内)。

上述研究表明,通过订正能够有效地降低(除 10H 外)各通道(特别是低频垂直通道)亮温值。为进一步说明这种订正的合理性和正确性,以及相应修正亮温在气候研究中的可行性,对 1998 年 1 月—2006 年 12 月的全球平均亮温进行了统计分析和比较。首先,对修正前、后的全球亮温距平序列进行滑动 t 检验。样本总量为 108,依次以 1998 年 11 月—2006 年 3 月的每个月为基准点,取基准点前后长度分别为 n_1 、 n_2 的子序列($n_1 = n_2 = 6$),进行连续的滑动计算,得到 t 统计量序列

$$t = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\sqrt{\frac{n_1 s_1^2 + n_2 s_2^2}{n_1 + n_2 - 2} \left[\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2} \right]}} \tag{4}$$

式中, $\bar{x}_1$ 、 $\bar{x}_2$ 分别为前后两段子序列的平均值, s_1 、 s_2 分别为前后两段子序列标准差。结果表明,修正前(图 10a) 10V、19V、21V、37V 和 85H 的亮温在轨道抬升期间(2001 年 8 月)发生了突变,其 t 统计量超过 0.01 显著性水平,这表明轨道抬升确实会对 TMI 亮温造成显著影响。而经过修正,上述通道亮温的 t 统计量不再发生显著变化(图 10b),突变被

消除,亮温距平序列变得平稳。

此外,全球平均亮温的统计结果(表 2)显示,经过修正,轨道抬升前、后亮温的平均偏差明显减小,特别是受轨道抬升影响较大的低频垂直极化通道尤为显著,其偏差均减小了 1.3 K 左右,而 10H 亮温也从负偏差变成了正偏差。在此作用下,亮温修正

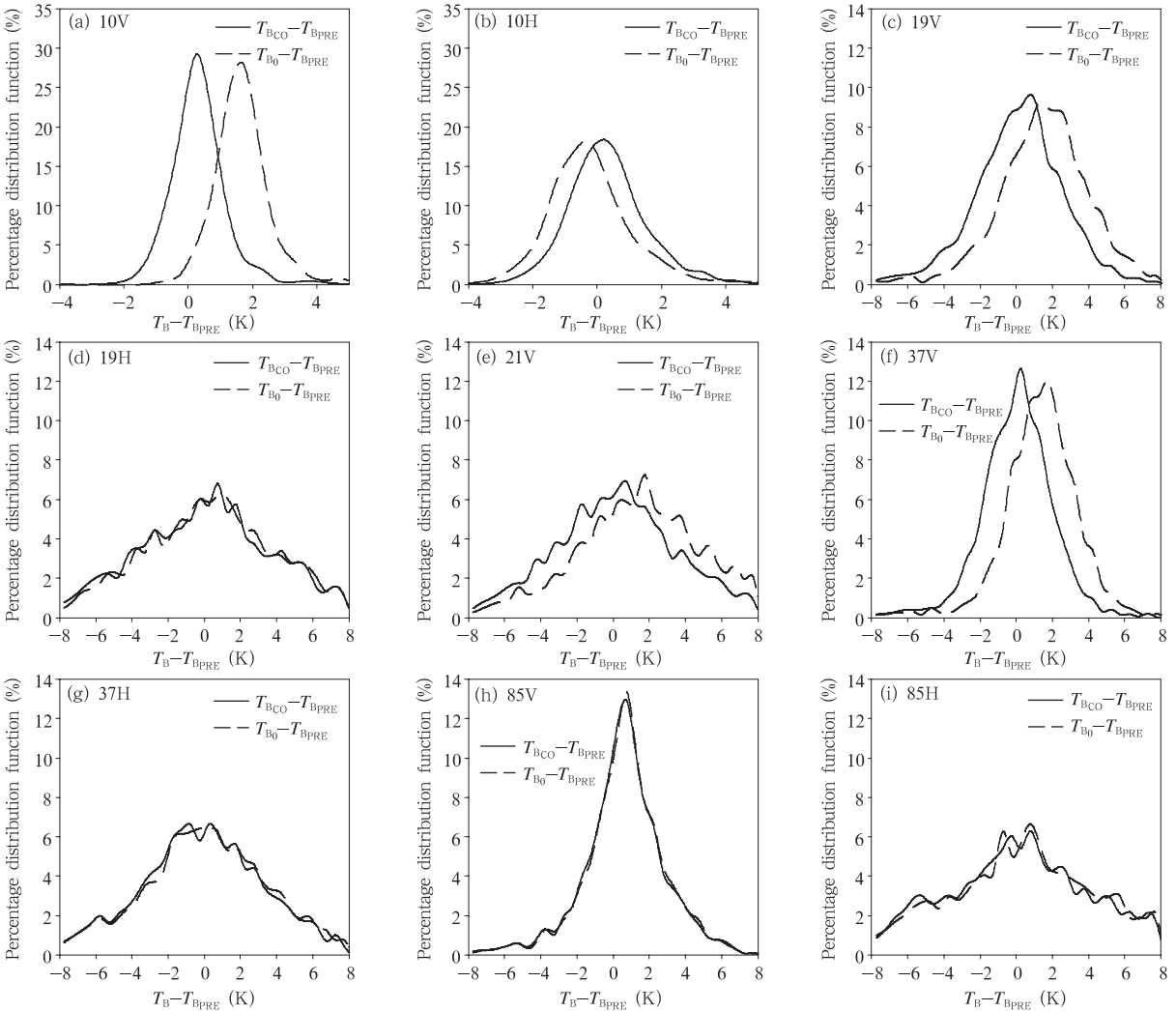


图 8 轨道抬升前后亮温差的概率密度分布
(a. 10V, b. 10H, c. 19V, d. 19H, e. 21V, f. 37V, g. 37H, h. 85V, i. 85H;轨道抬升前亮温以 2001 年 4 月为代表,轨道抬升后亮温以 2002 年 4 月为代表,实线:修正亮温与轨道抬升前亮温差 $T_{\text{BCO}} - T_{\text{BPRE}}$,虚线:原始亮温与轨道抬升前亮温差异 $T_{\text{B0}} - T_{\text{BPRE}}$)

Fig. 8 Percentage distribution function of the brightness temperature difference between the pre- and post-boost periods
(a. 10V, b. 10H, c. 19V, d. 19H, e. 21V, f. 37V, g. 37H, h. 85V, i. 85H; the pre-boost brightness temperatures are represented by those in April 2001, and for the post-boost ones by those in April 2004; solid line is for the difference between the corrected T_{B} and the pre-boost $T_{\text{B}}(T_{\text{BCO}} - T_{\text{BPRE}})$ and dashed line for the difference between the original T_{B} and the post-boost $T_{\text{B}}(T_{\text{B0}} - T_{\text{BPRE}})$)

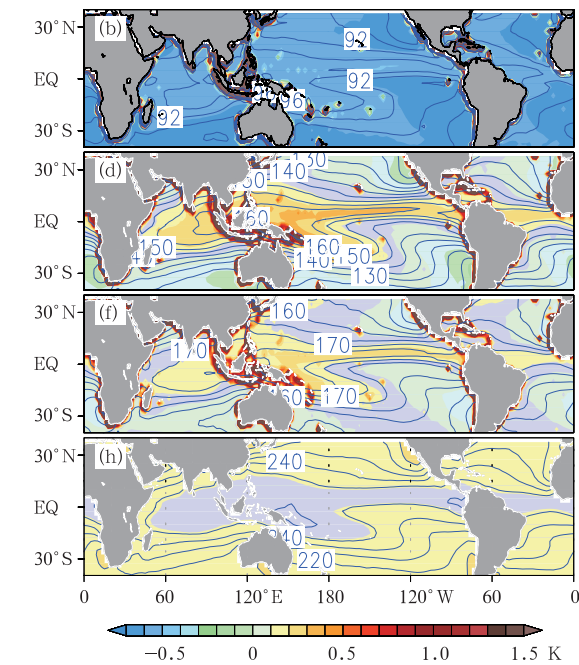
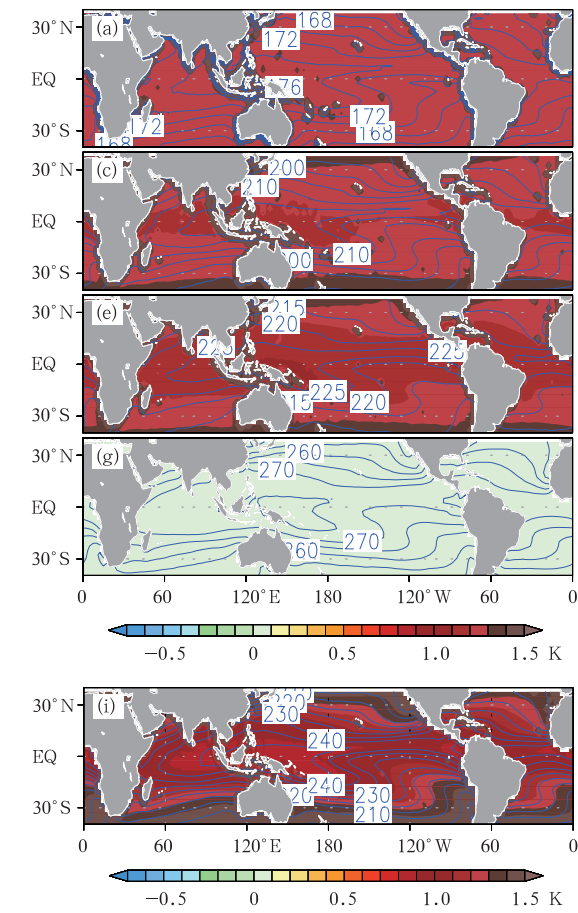


图9 2002—2006年TMI各通道探测结果(a. 10V, b. 10H, c. 19V, d. 19H, e. 37V, f. 37H, g. 85V, h. 85H, i. 21V; 等值线:修正后的5 a平均亮温分布; 填色:修正前后亮温差平均值分布)
Fig.9 Observational results at all the TMI channels from 2002 to 2006 (a. 10V, b. 10H, c. 19V, d. 19H, e. 37V, f. 37H, g. 85V, h. 85H, i. 21V; the contour plot is for the distribution of 5 year mean corrected brightness temperatures; the shaded plot is for the distribution of mean brightness temperature difference between the original one and the corrected one)

表2 轨道抬升前后亮温相关统计量

Table 2 The statistical results about pre- and post-boost brightness temperatures

轨道	平均偏差 (K)		标准差 (K)				
	$T_{BPOST_0} - T_{BPRE}$	$T_{BPOST_CO} - T_{BPRE}$	T_{BCO}	T_{BPRE}	T_{BPOST_0}	T_{BPOST_CO}	T_{B0}
10V	1.69	0.36	0.34	0.30	0.30	0.91	0.36
10H	-0.32	0.28	0.54	0.40	0.39	0.41	0.48
19V	1.67	0.35	0.63	0.47	0.47	0.98	0.57
19H	0.65	0.60	0.96	0.74	0.73	0.89	0.88
21V	1.48	0.20	0.85	0.65	0.66	1.03	0.75
37V	1.53	0.22	0.49	0.38	0.38	0.86	0.44
37H	0.60	0.57	0.82	0.61	0.60	0.79	0.75
85V	0.75	0.69	0.57	0.47	0.47	0.63	0.61
85H	0.66	0.43	1.14	0.98	0.98	1.09	1.06

* 注: T_{BPRE} : 轨道抬升前,1998年1月—2001年7月亮温; T_{BPOST_0} : 轨道抬升后2001年9月—2006年12月未经修正的原始亮温; T_{BPOST_CO} : 轨道抬升后2001年9月—2006年12月修正亮温; T_{B0} : 总体原始亮温, 由 T_{BPRE} 和 T_{BPOST_0} 组成; T_{BCO} : 总体修正亮温, 由 T_{BPRE} 和 T_{BPOST_CO} 组成。

对9 a 总体平均值的改变超过了0.5 K。此外,轨道抬升前(1998年1月—2001年7月)亮温(T_{BPRE})与轨道抬升后(2001年9月—2006年12月)原始亮温(T_{BPOST_0})的标准差相当,但远小于总体原始亮温(T_{B0}),这说明轨道抬升确实对亮温造成了影响。经过修正,总体修正亮温(T_{BCO})的标准差较修正前有

显著降低,且与 T_{BPRE} 和轨道抬升后修正亮温(T_{BPOST_CO})的差异在0.1 K以内,这同样表明突变被很好地消除。由此证明,本文所述修正方法能够很好地克服轨道抬升对亮温造成的影响,使得轨道抬升后的亮温保持与轨道抬升前亮温的连续性和稳定性。

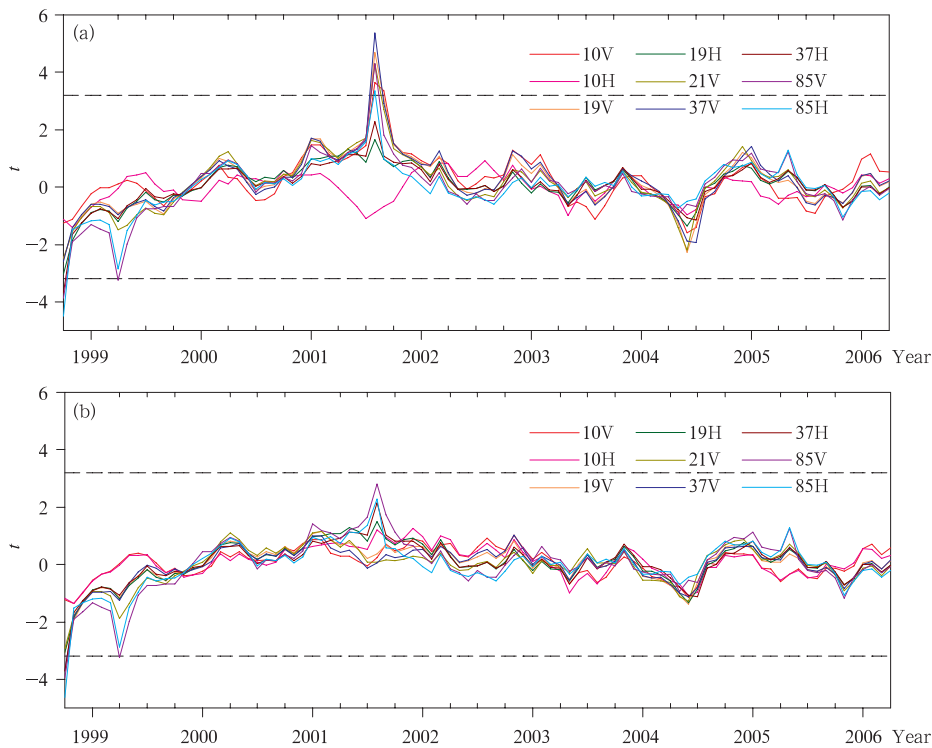


图 10 亮温距平的滑动 t 统计量曲线
(虚线为 $\alpha = 0.01, t_{0.01} = \pm 3.169$ 显著性水平临界值;a. 修正前,b. 修正后)

Fig. 10 Time series of the moving t statistics

(The dashed lines are for the judge threshold at the significant level $\alpha = 0.01, t_{0.01} = \pm 3.169$;
a. the original brightness temperature, and b. the corrected brightness temperature)

6 结 论

在气候研究中,仪器调整造成的探测结果变化会导致反演的大气参数发生虚假的突变,应当予以纠正。2001 年 8 月,TRMM 的轨道抬升导致 TMI 扫描入射角从 52.8° 变为 53.4° ,进而造成其亮温发生系统性的改变。因此,为克服这种变化,保持 TMI 亮温资料的连续性和稳定性,研究了在洋面非降水条件下 TRMM 轨道抬升导致的 TMI 亮温变化并对其进行修正,取得了下列结果:

(1)MWRT 模式的模拟结果表明,低频垂直极化通道(10V、19V、21V 和 37V)亮温对入射角的变化更敏感,亮温普遍升高 0.8 K 以上(10V 差异最大,达 1.35 K),而 10H 轨道抬升后亮温降低了 0.5—0.7 K,其他通道亮温变化不大。此外,TRMM 轨道抬升前、后 TMI 亮温呈线性关系,故轨道抬升后的亮温可通过线性变换进行修正。

(2)通过对实际 TMI 亮温资料的修正,轨道抬升前、后的月平均亮温差明显减小,其概率密度函数

的对称轴靠近 0 K,说明修正算法起到了统一亮温的作用。此外,对多年修正结果的统计分析显示,TMI 低频垂直极化通道亮温发生在轨道抬升期间的突变在修正后被消除;同时在保持标准差不变的前提下,轨道抬升前后的平均偏差被有效降低。上述结果表明,修正后的亮温连续平稳,与轨道抬升前亮温保持了较好的连续性。

本文主要对洋面非降水条件下的亮温进行轨道抬升修正,而考虑海陆辐射背景存在巨大差异,以及降水会产生强散射信号等,相应的亮温修正方案或有所不同,需做进一步的研究。

致谢:感谢美国国家航空航天局(NASA)和日本国家空间发展署(JAXA)地球观测研究中心(EORC)提供 TRMM TMI 标准资料。

参考文献

傅云飞,刘栋,王雨等. 2007. 热带测雨卫星综合探测结果之“云娜”台风降水云与非降水云特征. 气象学报, 65(3): 315-328
傅云飞,张爱民,刘勇等. 2008. 基于星载测雨雷达探测的亚洲对流和层云降水季尺度特征分析. 气象学报, 66(5): 730-746

- 衡志伟, 宇如聪, 傅云飞等. 2011. 基于 TMI 产品资料对数值模式水凝物模拟能力的检验分析. 大气科学, 35(3): 506-518
- 闵爱荣, 蒋然, 卢乃锰等. 2008. TRMM 卫星微波成像仪资料的陆面降水反演. 热带气象学报, 24(3): 265-272
- 王小兰, 程明虎, 周凤仙等. 2009. 对流性降水云微波辐射特性. 应用气象学报, 20(3): 321-328
- 王小兰, 程明虎, 马启明等. 2011. 使用物理方法反演中国陆地雨强和水凝物垂直结构. 气象学报, 69(3): 447-463
- 王雨, 傅云飞, 刘国胜. 2006. 热带测雨卫星 TMI 探测结果对非降水云液态水路径的反演方案研究. 气象学报, 64(4): 443-452
- 王雨, 傅云飞. 2010. 微波成像仪通道对降水云参数响应的数值模拟研究. 气象学报, 68(3): 315-324
- 王雨, 刘鹏, 李天奕等. 2011a. TMI 反演海温与 Hadley 中心海温资料的气候尺度比较分析. 中国科学(D 辑: 地球科学), 41(8): 1200-1210
- 王雨, 傅云飞, 刘奇等. 2011b. 一种基于 TMI 观测结果的海表温度反演算法. 气象学报, 69(1): 149-160
- 元慧慧, 王彦磊, 李杰等. 2010. TMI 微波亮温反演热带气旋 KU-JIRA(T0302)降水结构. 气象与环境科学, 33(1): 7-11
- Chiu L S, Chokngamwong R, Wilheit T T. 2010. Modified monthly oceanic rain-rate algorithm to account for TRMM boost. Geosci Remote Sens, 48(8): 3081-3086
- Cho H K, Chun H Y. 2008. Impacts on the TRMM data due to orbit boost in the spectral domain. Geophys Res Lett, 35(1): L01403
- Deeter M N. 2007. A new satellite retrieval method for precipitable water vapor over land and ocean. Geophys Res Lett, 34(2): L02815
- Demoss J D, Bowman K P. 2007. Changes in TRMM rainfall due to the orbit boost estimated from buoy rain gauge data. J Atmos Ocean Technol, 24(9): 1598-1607
- Goodberlet M A, Swift C T, Wilkerson J C. 1990. Ocean surface wind-speed measurements of the Special Sensor Microwave Imager (Ssm/I). IEEE Trans Geosci Remote Sens, 28(5): 823-828
- Lin B, Wielicki B, Minnis P, et al. 1998. Estimation of water cloud properties from satellite microwave, infrared and visible measurements in oceanic environments: 1. Microwave brightness temperature simulations. J Geophys Res, 103(D4): 3873-3886
- Liu G S. 1998. A fast and accurate model for microwave radiance calculations. J Meteor Soc Japan, 76(2): 335-343
- Masunaga H, Nakajima T Y, Nakajima T, et al. 2002. Physical properties of maritime low clouds as retrieved by combined use of Tropical Rainfall Measurement Mission Microwave Imager and Visible/Infrared Scanner: Algorithm. J Geophys Res, 107(D10): 4083
- Shin D B, Chiu L S. 2008. Effects of TRMM boost on oceanic rainfall estimates based on Microwave Emission brightness Temperature Histograms (METH). J Atmos Ocean Technol, 25(10): 1888-1893
- Short D A, Nakamura K. 2010. Effect of TRMM orbit boost on radar reflectivity distributions. J Atmos Ocean Technol, 27(7): 1247-1254
- Wang Y, Fu Y F, Liu G S, et al. 2009. A new water vapor algorithm for TRMM Microwave Imager (TMI) measurements based on a log linear relationship. J Geophys Res, 114(D21): D21304
- Wentz F J. 1997. A well-calibrated ocean algorithm for special sensor microwave/imager. J Geophys Res-Ocea, 102(C4): 8703-8718
- Wentz F J, Spencer R W. 1998. SSM/I rain retrievals within a unified all-weather ocean algorithm. J Atmos Sci, 55(9): 1613-1627