

刘进军, 傅云飞, 李锐, 等, 2018. 青藏高原云和大气对被动微波遥感积雪雪深的影响[J]. 高原气象, 37(2): 305–316. Liu Jinjun, Fu Yunfei, Li Rui, et al, 2018. The influence of atmosphere to passive microwave retrieval of snow depth over Qinghai-Tibetan Plateau[J]. Plateau Meteorology, 37(2): 305–316. DOI: 10.7522/j.issn.1000-0534.2017.00050.

青藏高原云和大气对被动微波遥感积雪雪深的影响

刘进军, 傅云飞, 李锐, 王雨, 符玉云, 胡继恒

(中国科学技术大学地球和空间科学学院, 安徽 合肥 230026)

摘要: 利用 AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer-EOS) 观测的 2002–2011 年青藏高原上空大气顶上行微波亮温 (TB_{TOA}) , 经过辐射传输计算, 对水汽和非降水云进行订正, 推算出相应的高原地表上行亮温 (TB_{SRF})。并用这两组亮温估算青藏高原地区的雪深 SD_{TOA} 和 SD_{SRF} 。通过个例和近 10 年统计研究发现, 低频 18.7 GHz 亮温几乎不受影响, 而大气顶处 36.5 GHz 亮温明显高于相应的地表亮温。不考虑这一效应, 忽略大气的影响将造成青藏高原雪深反演低估 ($SD_{TOA} < SD_{SRF}$)。这种低估在多个个例中出现, 在多年平均尺度上也很显著, 不可忽略。直接用大气顶微波亮温反演雪深, 将造成绝对误差 2~3 cm。在青藏高原雪深较浅的区域, 相对误差很大, 为 50%~80%。而在高原雪深较深的地区, 相对误差较小为 10%~20%。该误差 ($SD_{TOA} - SD_{SRF}$) 和云水路径呈较强的负相关 ($R = -0.45$), 敏感性为 $-0.047 \text{ cm} \cdot (\text{g} \cdot \text{m}^{-2})^{-1}$, 该误差对冰云的敏感性较低, 和水汽的相关性更弱。通过与 MODIS 雪盖产品比较发现, 用地表反射亮温反演的雪深 SD_{SRF} 与 MODIS 雪盖产品吻合得更好。

关键词: 青藏高原; 微波遥感; 雪深; 大气效应

文章编号: 1000-0534(2018)02-0305-12 中图分类号:P412.27 文献标志码: A

DOI: 10.7522/j.issn.1000-0534.2017.00050

1 引言

积雪是研究天气、气候和水文的重要参数之一。在北半球中高纬度地区的冬季, 积雪是最主要的地表覆盖类型, 有 40%~50% 的区域被积雪所覆盖 (Dietz et al, 2012)。积雪会反射大部分的入射太阳光, 从而对地球气候系统的能量平衡产生重要影响, 是全球气候变化的重要影响因素 (Jain et al, 2008; Zhao et al, 2009), 近年来研究还表明积雪的反照率受到黑炭、沙尘等气溶胶沉降的显著影响 (Wang et al, 2013, 2014, 2015)。青藏高原(下称高原)是世界第三极, 平均海拔大于 4 000 m(接近零度层), 大片地区在春、秋、冬季积雪严重。高原与大气的动力及热力相互作用与下垫面过程联系紧密(冯璐等, 2016), 积雪通过改变下垫面特性势必

会影响高原与大气的物质和能量交换, 因此高原积雪对区域气候有重大影响。Pu et al (2009) 研究发现东亚夏季季风的爆发和高原春季积雪覆盖面积的距平存在联系, 积雪覆盖面积正(负)距平对应着更迟(早)的东亚夏季季风爆发时间; 郑益群等 (2000) 发现积雪增加会明显减弱亚洲夏季风强度, 使华南降水减少, 江淮流域降水增多。周利敏等 (2016) 发现高原冬、春季积雪少(多)将导致南亚高压较强(弱), 东脊点偏东(西)。王顺久 (2017) 总结了高原对水资源系统的影响可概括为两个方面: 一是积雪通过改变高原热力、动力作用影响大气环流, 从而造成降水和蒸发的时空变化; 二是高原积雪通过融雪过程改变河川径流的水量。积雪对局部天气要素也存在影响, 如李丹华等 (2017) 研究了高原的 3 次积雪过程, 发现当地表有积雪覆盖

收稿日期: 2017-03-01; 定稿日期: 2017-07-19

资助项目: 国家自然科学基金项目 (41675022, 41375148, 41661144007, 41375030, 91337213); 公益性行业(气象)科研专项 (GYHY201306077); 中国科学院百人计划项目; 江苏省气候变化协同创新中心项目; 合肥物质研究院培育项目 (2014FXZY007)

作者简介: 刘进军(1991—), 男, 湖南益阳人, 硕士研究生, 主要从事卫星遥感应用研究. E-mail: ljj7129@mail.ustc.edu.cn

通信作者: 傅云飞. E-mail: fyf@ustc.edu.cn; 李锐. E-mail: rli7@ustc.edu.cn

时, 早上温度随高度减小的变化趋势出现时间比无雪覆盖时落后 1 h, 傍晚温度随高度增大的变化趋势提前 1 h 出现。因此, 准确地获得高原地区的积雪信息, 对于区域乃至全球的天气和气候研究都十分重要。

被动微波反演是卫星遥感地表雪深或雪水当量的重要手段, 相比于光谱遥感, 微波遥感具有以下主要优点: (1)穿透云和小雨能力强; (2)可以较深地穿透地表积雪, 获得积雪的深层信息; (3)无需太阳光作为光源(Ulaby et al, 1981)。因此空基微波遥感传感器具有全天候、全天气状态下的对地观测能力, 现在已经广泛地用于定量监测全球积雪参数等地表参数(Shi et al, 2012)。

雪深和雪水当量都是反映地表积雪量的重要物理因子。近 40 年来, 被动微波遥感积雪算法取得了很大的进展。Chang et al (1976, 1987)首次根据辐射传输理论和米散射理论, 提出了微波遥感反演雪深和雪水当量的模型, 得出了半物理半经验公式。之后, 许多研究者对 Chang 的算法做了修正, 得到了不同区域的雪深和雪水当量被动微波反演算法(Goodison, 1989; 车涛等, 2004; Derksen et al, 2005; 蒋玲梅等, 2014)。但是过去的微波遥感反演算法普遍没有考虑云及大气对微波信号的影响, 认为云和大气在微波对地遥感中的影响可以忽略。因此大部分的微波遥感反演雪深和雪水当量算法直接采用大气顶出射亮温进行计算, 而没有做大气订正。

大气对微波信号的影响已经有所研究。Wang et al (2007)指出, 晴空条件下, 影响大气吸收作用的主要物理量是大气有效温度(T_a)和大气吸收因子(G), 而 T_a 和 G 主要依赖于氧气的吸收, 水汽的作用可以忽略。Wang et al (2003)也发现当大气可降水量小于等于 1.5 cm 时, 19 GHz 和 37 GHz 通道亮温差弱相关于大气水汽。Qiu et al (2007)发现在高原晴空条件下, 大气对 23.8 GHz 通道亮温的贡献最大有 0.54 K, 对 89 GHz 通道亮温的贡献最大有 5.56 K。邱玉宝等(2016)通过辐射传输模式模拟发现, 晴空条件下大气对低频微波信号透过率大于 0.98, 而 36.5 GHz 和 89 GHz 通道的大气透过率在晴空下分别为 0.896 和 0.756。典型层云覆盖下大气的透过率在 10.7, 18.7 和 36.5 GHz 通道分别为 0.942, 0.828 和 0.605。由此可见, 在中(如 36.5 GHz)、高频(如 89 GHz)微波通道, 大气对微波传输的影响是比较显著的, 其对微波反演雪深的影响值得探讨。

近年来, 很多研究已经开始就大气对微波遥感反演积雪参数的影响开展研究。如 Wang et al (2007)在美国选取了两个区域, 利用无线电探空数据, 估算了大气和云的吸收作用, 得到了 Aqua 卫星所搭载的高级微波扫描辐射计 AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS) 在地表附近的亮温, 发现使用大气顶出射微波亮温计算得到的雪水当量会比使用地表附近微波亮温计算得到的雪水当量低 25%~50%, 而且有云条件下比晴空条件下的低估要更严重。Tedesco et al (2006)发现进行了大气订正后的 AMSR-E 微波亮温, 用来识别像元是否有积雪比未做订正的微波亮温效果要好, 和中分辨率成像光谱仪 MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) 识别积雪像元的符合比例提高了约 7%。高原的云量和云状存在地区性差异和显著的日变化(王艺等, 2016), 因此, 在微波遥感反演高原积雪雪深的过程中, 将不同的云和大气条件加以考虑是十分必要的。

另外, 曾将地基观测的云资料、MODIS 观测的云资料、相关大气再分析资料与 SSM/I、AMSR-E 亮温资料相结合, 利用微波辐射传输模式校正了大气对微波信号的影响, 得到了全天候天气条件下(降水除外)北美中纬度林区、亚马逊雨林地区的地表出射微波亮温, 据此反演得到了地表微波比辐射率, 并利用该数据对植被蒸腾、植被生长季的界定、热带雨林的植被含水量、地表微波比辐射率与降水、土壤湿度等的动态相互作用进行了研究(Min et al, 2006a, 2006b, 2010; Li et al, 2009, 2013)。但是还没有将该方法应用于地表雪深反演的研究。

高原的积雪状况是影响我国区域天气和气候的重要敏感因素, 利用先前发展的大气订正方法, 将多源卫星数据和再分析资料匹配在一起, 校正了大气影响, 得到 2002—2011 年 AMSR-E 观测的高原地表出射微波亮温数据, 并利用该数据集研究大气的吸收和散射效应对高原雪深反演的影响, 定量讨论了长时间尺度上, 忽略大气影响所引入的高原雪深估计的误差。

2 数据和方法

2.1 地表微波亮温数据

为了通过比较大气顶出射微波亮温和地表出射微波亮温反演的雪深, 来探究云和大气对高原雪深反演的影响, 首先需要获得地表出射微波亮温数

据。为此, 利用 MODIS 观测数据、美国国家环境预报中心 NCEP(National Centers for Environmental Prediction)再分析资料, 并通过微波辐射传输模式 MWRT(Liu, 1998)校正大气顶出射微波亮温, 得到地表出射微波亮温的算法(Lin et al, 2000; Min et al, 2006a, 2006b, 2010; Li et al, 2009)。这种订正方法, 考虑了细致的水汽吸收、云水吸收等效应, 得到了晴空和非降水云条件下的地表微波亮温。具体过程是: 使用 AMSR-E 观测得到的各通道大气顶微波亮温(二级轨道产品 L2A 亮温数据, 空间分辨率约为 25 km)作为初始输入, 然后再利用 MODIS 提供的云场观测数据 MYD06_L2(包括云面积、云相态、云顶温度和云水路径等参数), 再结合 NCEP FNL 再分析资料的水汽信息, 大气成分和地表温度数据, 通过微波辐射传输模式的校正, 获得了高原地区 2002—2011 年逐日轨道级地表微波亮温数据。这些数据分辨率都不相同, 如 MYD06_L2 分辨率约为 5 km, NCEP 再分析资料分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$, 这里把它们都匹配到 AMSR-E 的分辨率上。这种大气校正方法, 除了所使用的微波辐射传输模式不同之外, 与 Min et al (2010) 描述的方法完全相同, 故此处不再赘述。

2.2 雪深数据

本文重点讨论大气订正对雪深反演的影响。车涛等(2004)根据高原上 67 个气象站的实测雪深数据, 对 Chang et al(1987)的算法进行了修正, 提出在高原地区利用星载微波辐射计 SSM/I 19 GHz 和 37 GHz 水平极化通道亮温反演雪深的公式为:

$$SD = 0.868 \times [TB(19.35, H) - TB(37.0, H)] - 2.130, \quad (1)$$

该算法的反演结果与气象站实测雪深相比, 吻合程度较高, 相关系数达到 0.843(车涛等, 2004)。将该雪深公式移植到 AMSR-E 数据上, AMSR-E 和 SSM/I 的通道略有差异, 因此将 SSM/I 的 19.35 GHz 替换为 18.7 GHz, 37 GHz 替换为 36.5 GHz。需要指出的是, 由于频率的差异和仪器观测平台的差异, 这种替换会引入额外的误差。因此理论上需要将 AMSR-E 通道的亮温订正到 SSM/I 通道的亮温, 但这种订正对大气顶亮温和地表亮温都是同样适用的, 而且根据 Dai et al (2009)的订正方法, 订正公式与云和大气的具体参数无关, 所以沿用原来的公式不会对研究结果造成很大影响。

记 AMSR-E 在大气顶观测到的微波上行亮温为 $TB(\text{频率}, \text{极化})_{\text{TOA}}$; 由 2.1 节所述方法反演的

相应地表上行亮温为 $TB(\text{频率}, \text{极化})_{\text{SRF}}$, 则得到的两种雪深的估计值, 分别表示为:

$$SD_{\text{TOA}} = 0.868 \times [TB(18.7, H)_{\text{TOA}} - TB(36.5, H)_{\text{TOA}}] - 2.130, \quad (2)$$

$$SD_{\text{SRF}} = 0.868 \times [TB(18.7, H)_{\text{SRF}} - TB(36.5, H)_{\text{SRF}}] - 2.130, \quad (3)$$

式中: 下标 TOA 和 SRF 分别表示大气顶出射和地表出射。根据 Chang et al (1987)的建议, 低于 2.5 cm 的积雪无法被微波探测到, 或者探测到的结果不可靠, 因此, 对于计算得到的雪深小于 2.5 cm 的像元, 将其设为 0 值。

Grody et al (1996)指出, 微波信号对冷的沙漠, 冻土等有与积雪类似的响应。对于湿雪, 由于融化和重新凝结的过程, 会造成反演的误差偏大(Tait, 1998)。因此, 在反演雪深时, 应剔除掉冷沙漠、冻土和湿雪的影响, 只对干雪进行反演, 根据文献(Neale et al, 1990; 车涛等, 2004; Che et al, 2008)将满足以下标准的像元判断为干雪:

$$TB(23.8, V) - TB(18.7, V) \leq 4, \quad (4)$$

$$[TB(18.7, V) - TB(18.7, H)] + [TB(36.5, V) - TB(36.5, H)] > 8, \quad (5)$$

$$225 < TB(36.5, V) < 257, \quad (6)$$

$$TB(18.7, V) \leq 266. \quad (7)$$

研究区域选定为高原, 区域的划定采用张镱锂等(2002)的方法。

利用逐轨的卫星观测大气顶亮温数据和校正得到的地表亮温数据(约 25 km 分辨率), 在满足干雪判别标准的像元上分别计算 SD_{TOA} 和 SD_{SRF} , 该数据首先用于个例研究。然后将该轨道级雪深数据进行统计、格点化为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 月平均数据用于后续统计研究。

3 结果分析

3.1 个例分析

2006 年 12 月 12 日 06:34(世界时, 下同), AMSR-E 和 MODIS 在高原的一次观测如图 1 所示。在该个例中, 有含水量较低、但覆盖面较广的云体存在。其中, 液态水云[图 1(a), 红框]的云水路径 LWP(Liquid Water Path)大多不超过 $70 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$, 少数像元可以达到 $100 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上。有相当多冰云[图 1(b), 蓝框]的云冰路径 IWP(Ice Water Path)超过了 $170 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ 。同时, 大气柱水汽含量 CWV[Column Water Vapor, 图 1(c)]呈现东南区域高、西北区域低的分布特点。

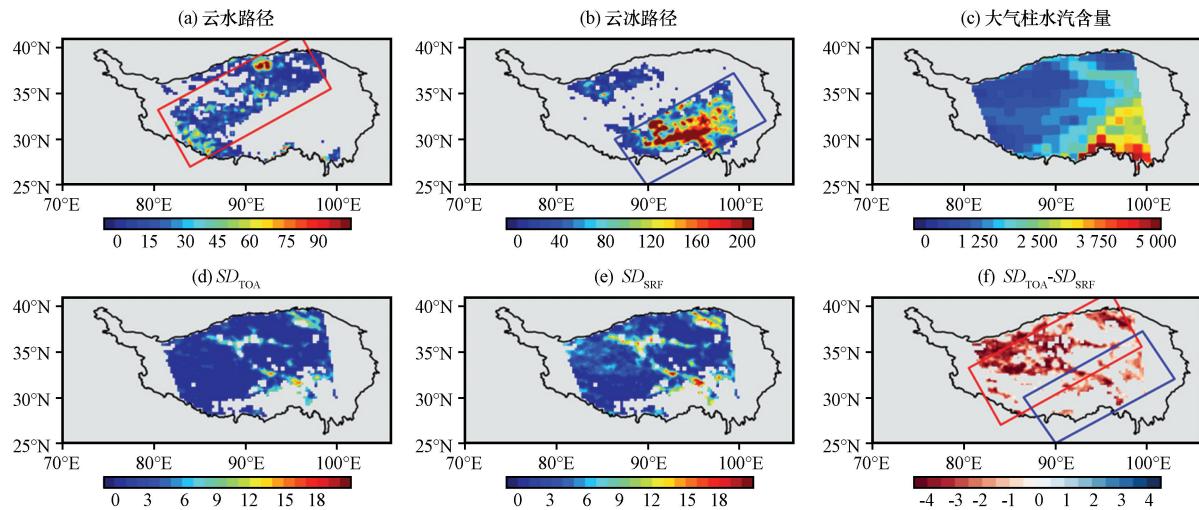


图 1 2006 年 12 月 12 日云水路径(a, 单位: $\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$)、云冰路径(b, 单位: $\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$)、大气柱水汽含量(c, 单位: $\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$)、雪深 SD_{TOA} (d, 单位: cm) 和 SD_{SRF} (e, 单位: cm) 以及二者的差别 $SD_{\text{TOA}} - SD_{\text{SRF}}$ (f, 单位: cm)

Fig. 1 The liquid water path (a, unit: $\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$), ice water path (b, unit: $\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$), column water vapor (c, unit: $\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$), snow depth SD_{TOA} (d, unit: cm), SD_{SRF} (e, unit: cm) and their difference $SD_{\text{TOA}} - SD_{\text{SRF}}$ (f, unit: cm) on 12 December 2006

由大气顶亮温和地表亮温所计算的高原雪深[图 1(d), (e)]在空间分布上基本一致,但是由大气顶亮温反演得到的雪深 SD_{TOA} [图 1(d)]明显小于由地表亮温反演的雪深 SD_{SRF} [图 1(e)]。二者差值 [$SD_{\text{TOA}} - SD_{\text{SRF}}$, 图 1(f)]在轨道上全部为负值,特别是在该轨道的西北部[图 1(f)中红框],水云占主导的地区,两种雪深值反演差别较大,其中 SD_{SRF} 的值为 5~8 cm 时, SD_{TOA} 仅为 0~2 cm, 二者差别可达 4 cm。在该轨道的东南部冰云占主导的地区[图 1(f)中蓝框],这种低估相对较小。值得指出的是,由于该区域的部分像元未能判定为干雪,相应的雪深未能反演。

为探究不同类型云水和大气水汽对微波遥感反演雪深的影响,将样本分成 3 类(纯水云覆盖, 纯冰云覆盖和晴空, 为尽量减小云反演误差带来的影响,舍弃了混合云覆盖的区域),研究不同天气条件下 TB_{TOA} 、 TB_{SRF} 、以及相应反演所得雪深 SD_{TOA} 和 SD_{SRF} 的概率密度分布 PDF(图 2)。从图 2 中可以看出,无论是纯水云覆盖、纯冰云覆盖还是晴空条件下,低频微波 18.7 GHz 的大气顶上行亮温和地表上行亮温的 PDF 较为接近,说明在低频波段,相对于地表上行亮温而言,大气中的水汽以及非降水液态云、冰态云的吸收、发射和散射效应基本可以忽略。中频微波 36.5 GHz 在大气中同时受到沿途云粒子热辐射增强和散射削弱的双重影响,从结果来看,该个例中大气顶上行亮温 PDF 分布明显

较地表亮温偏暖,这意味着大气的热辐射效应超过了大气消光效应。由公式(1)、(2)可知,以上结果必然导致 SD_{TOA} 明显小于 SD_{SRF} , 三种天气条件下 SD_{TOA} 的 PDF 峰值出现在 3.5 cm 附近,而 SD_{SRF} 的 PDF 峰值出现在 6 cm 附近。

为进一步定量探究云参数、大气参数和雪深反演误差 $SD_{\text{TOA}} - SD_{\text{SRF}}$ 的关系,对 $SD_{\text{TOA}} - SD_{\text{SRF}}$ 和 LWP、IWP 以及 CWV 的关系进行分析,结果(表 1)显示, $SD_{\text{TOA}} - SD_{\text{SRF}}$ 和 LWP、IWP 呈现显著(通过 95% 置信度的 t 检验)负相关, $SD_{\text{TOA}} - SD_{\text{SRF}}$ 和 LWP 线性拟合的相关系数较高, 可达 0.53, 与 IWP 的相关系数较小, 为 0.20。 $SD_{\text{TOA}} - SD_{\text{SRF}}$ 与 LWP 线性拟合斜率为 -0.04, 与 IWP 的线性拟合斜率小了一个数量级, 仅为 -0.003, 可见, $SD_{\text{TOA}} - SD_{\text{SRF}}$ 对液态云水较为敏感, 而对冰云的敏感性较低。 $SD_{\text{TOA}} - SD_{\text{SRF}}$ 的统计相关性为微弱正相关, $SD_{\text{TOA}} - SD_{\text{SRF}}$ 与 CWV 的线性拟合斜率非常小(0.0005), 更为重要的是, 该相关性在另外的个例研究中又体现为负相关。综合这些结果可知,微波反演雪深受水汽的影响较弱,且结果呈现不确定性。

为避免单个个例的偶然性,选取了第二个个例,探测时间为 2009 年 1 月 7 日 06:56, 主要探测区域为高原中西部(图 3)。结果与前一个例基本一致,即利用大气顶亮温反演得到的雪深小于地表亮温反演得到的雪深。 SD_{TOA} 和 SD_{SRF} 相差较大的区域

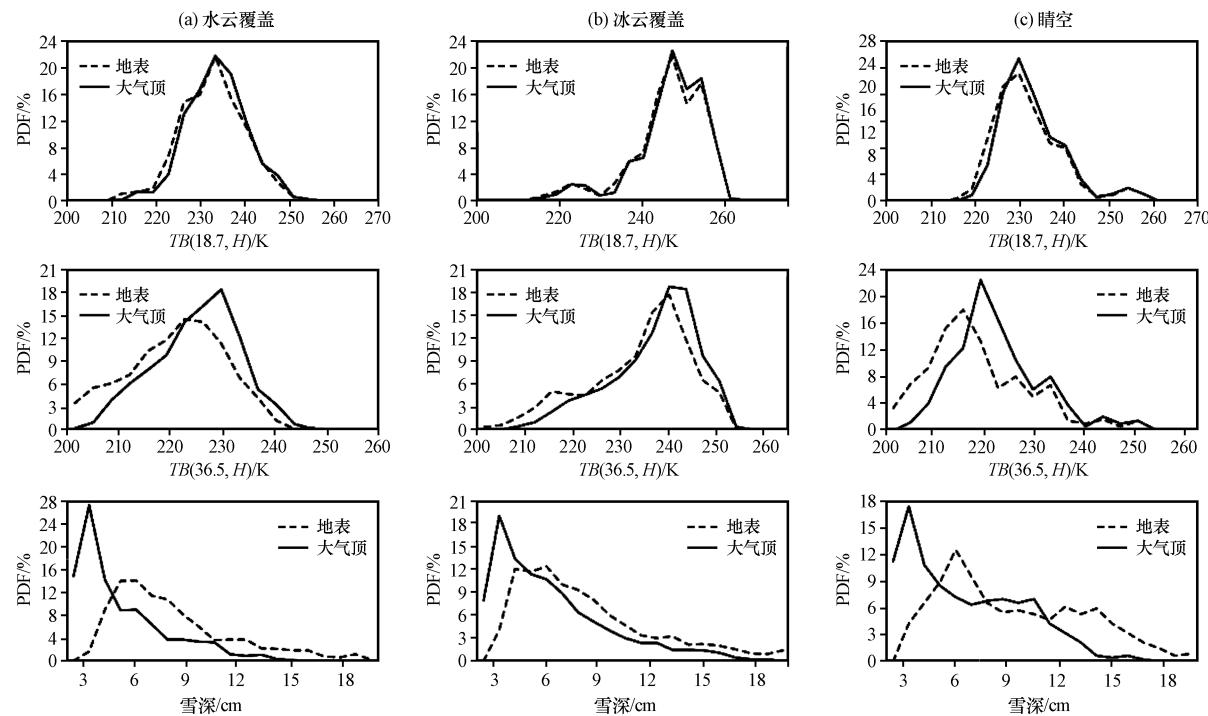


图2 2006年12月12日不同天气条件下(a~c)所观测的18.7 GHz亮温(第一行)、36.5 GHz亮温(第二行)以及雪深(第三行)概率密度分布(PDFs)

Fig. 2 The probability density functions (PDFs) of observed brightness temperatures at 18.7 GHz (the first line), 36.5 GHz (the second line) and the retrieved snow depth (the third line) in different conditions (a~c) on 12 December 2006

表1 两个例中 $SD_{TOA} - SD_{SRF}$ 和云水路径、云冰路径、大气柱水汽含量的统计关系

Table 1 The relationship between $SD_{TOA} - SD_{SRF}$ and LWP, IWP, CWV of the two selected cases

	参数	样本数/个	斜率	相关系数	T检验($P < 0.05$)
个例一	LWP/(g · m ⁻²)	1 060	-0.0359	-0.53	通过
	IWP/(g · m ⁻²)	1 311	-0.0029	-0.20	通过
	CWV/(g · m ⁻²)	473	+0.0005	+0.24	通过
个例二	LWP/(g · m ⁻²)	1 226	-0.0421	-0.60	通过
	IWP/(g · m ⁻²)	278	-0.0039	-0.28	通过
	CWV/(g · m ⁻²)	1 071	-0.0001	-0.04	未通过

有较多的水云或冰云覆盖(图3中黑框)。在高原西部, 地表亮温反演得到的雪深(SD_{SRF})可达5~10 cm, 而大气顶亮温反演的雪深(SD_{TOA})仅1~5 cm, 二者差值可达4 cm以上。个例二中亮温及雪深的PDF分析结果(图4)也与个例一基本类似, 不再赘述。个例二中 $SD_{TOA} - SD_{SRF}$ 和 LWP、IWP 以及 CWV 的关系统计见表1, 该结果也基本与前一个例相一致。

此外, 还进行了其他多个个例分析, 其基本结论都与上述结果近似, 因此不一一介绍。基于这些个例研究成果, 从个例一得出的结论并非出于偶

然, 而是在其他个例中可以重复的真实现象。

3.2 月平均时间序列

选取高原四个积雪较多的代表性区域(图5, 区域A: 73.5°E~80°E, 32°N~40°N; 区域B: 82.5°E~87.5°E, 32°N~37°N; 区域C: 92°E~97°E, 28°N~33°N; 区域D: 97.5°E~102.5°E, 30°N~35°N, 区域范围可以参见图6所示), 这四个区域分别为喀喇昆仑山, 可可西里西侧, 雅鲁藏布下游至三江, 藏东。四个区域2002年7月至2011年9月的月平均 SD_{TOA} , SD_{SRF} 和 $SD_{TOA} - SD_{SRF}$ 的时间序列如图5所示。

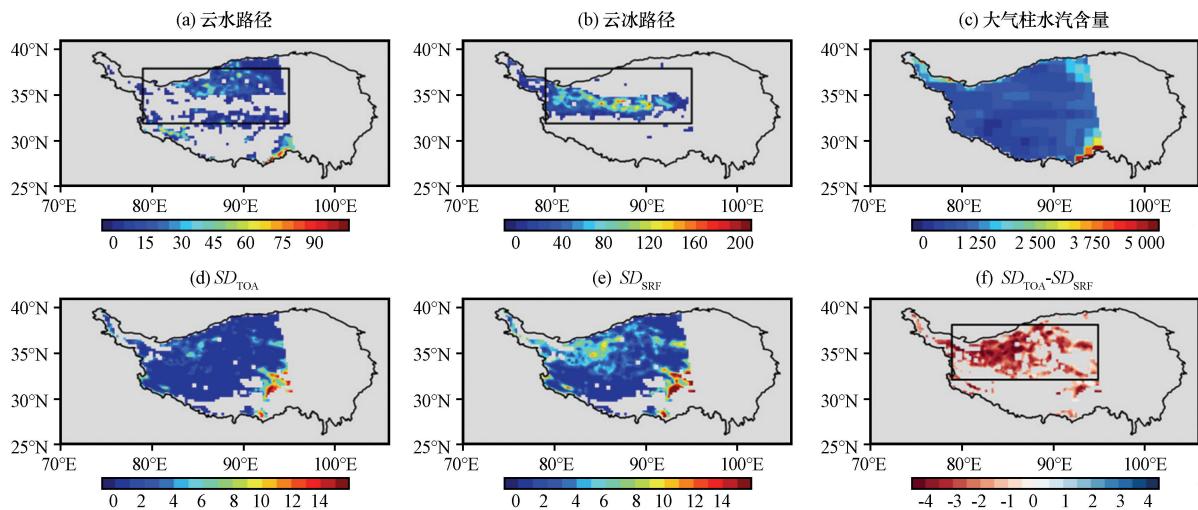


图 3 2009 年 1 月 7 日云水路径(a, 单位: $\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$)、云冰路径(b, 单位: $\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$)、大气柱水汽含量(c, 单位: $\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$)、雪深 SD_{TOA} (d, 单位: cm) 和 SD_{SRF} (e, 单位: cm) 以及二者的差别 $SD_{\text{TOA}} - SD_{\text{SRF}}$ (f, 单位: cm)

Fig. 3 The liquid water path (a, unit: $\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$), ice water path (b, unit: $\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$), column water vapor (c, unit: $\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$), snow depth SD_{TOA} (d, unit: cm), SD_{SRF} (e, unit: cm) and their difference $SD_{\text{TOA}} - SD_{\text{SRF}}$ (f, unit: cm) on 7 January 2009

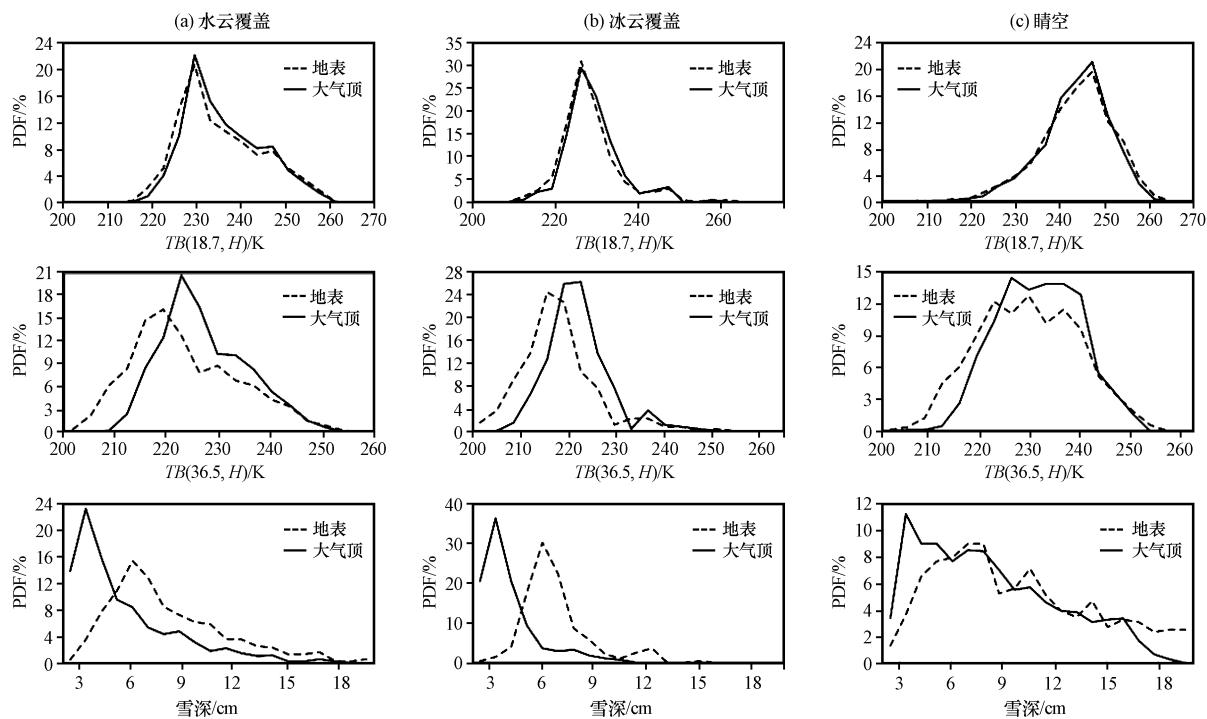


图 4 2009 年 1 月 7 日不同天气条件下(a~c)所观测的 18.7 GHz 亮温(第一行)、36.5 GHz 亮温(第二行)以及雪深(第三行)概率密度分布(PDFs)

Fig. 4 The probability density functions (PDFs) of observed brightness temperatures at 18.7 GHz (the first line), 36.5 GHz (the second line) and the retrieved snow depth (the third line) in different conditions (a~c) on 7 January 2009

从图 5 中可以看出, 在月平均尺度上, 无论使用哪种亮温反演的雪深, 所展示的季节循环基本是一致的, 即: 每年 10—11 月雪深值达到最大, 夏季 6—8 月趋近于 0 cm。A, B 区域年际波动较小; C, D 区域的年际波动较大。但是, 大气效应造成的雪

深反演误差在月平均尺度上较为显著。A, B, C, D 四个区域都显示 $SD_{\text{TOA}} < SD_{\text{SRF}}$, 这和前面个例结果一致。该误差的绝对值在各区基本一致: 最大为 2~3 cm, 但是, 这种误差的相对严重程度在各个区域是不同的。

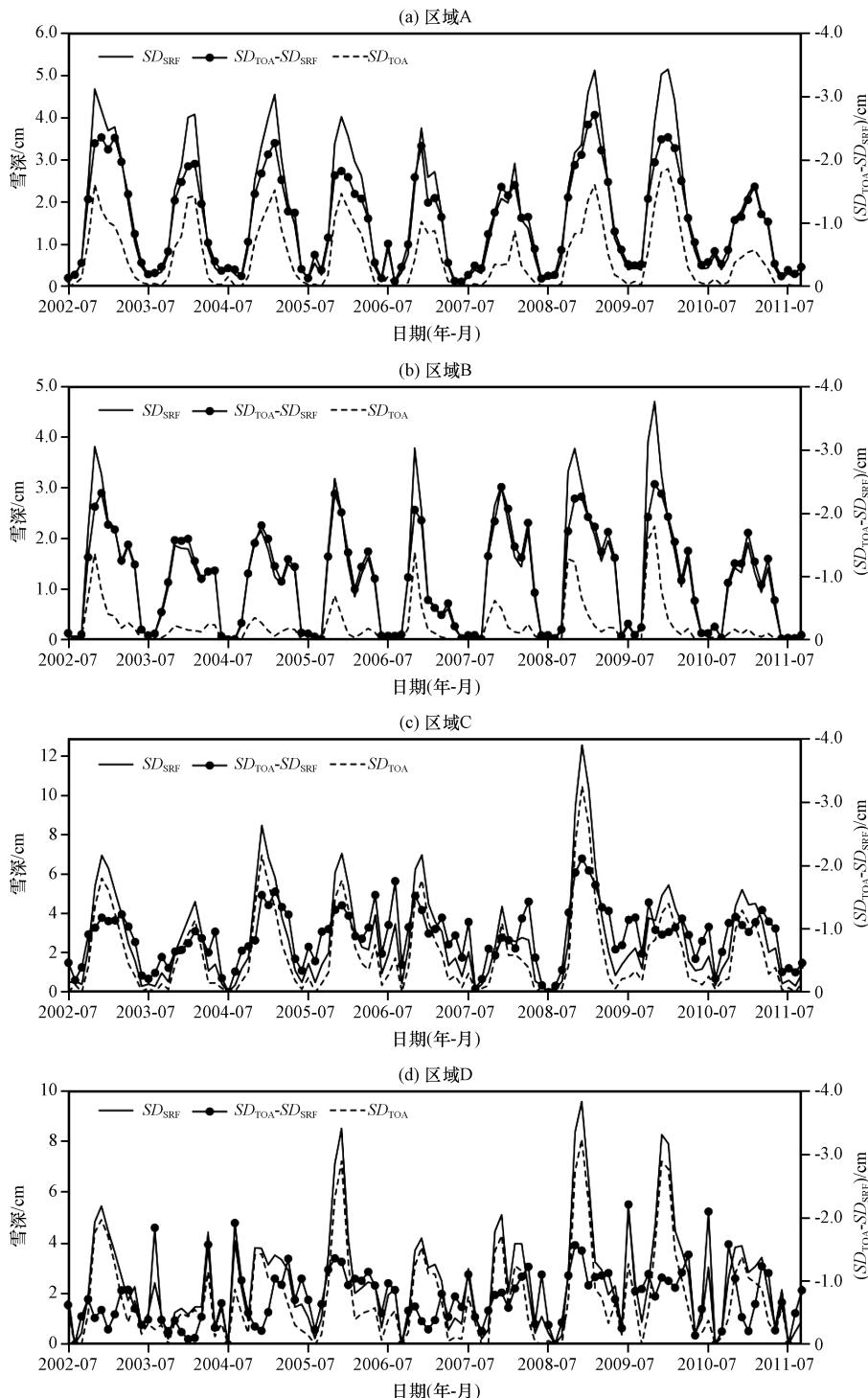


图 5 高原 A, B, C, D 四个代表性区域(a~d)雪深 SD_{TOA} 、 SD_{SRF} 和二者之差 $SD_{TOA}-SD_{SRF}$ 的月平均时间序列

Fig. 5 The time series of month mean snow depth SD_{TOA} , SD_{SRF} and their difference $SD_{TOA}-SD_{SRF}$ in the selected study areas (a~d) of A, B, C, D

A 区域的 SD_{SRF} 冬季最高值范围为 2.5~5 cm (例如 2008 年和 2009 年冬季 SD_{SRF} 最高约为 5 cm, 2010 年最高约为 2.5 cm), 而相应 SD_{TOA} 月平均峰值仅为 SD_{SRF} 的 1/2 左右 (如 2008 和 2009 年冬季 SD_{TOA} 最高约为 2.5 cm, 2010 年最高约为 1 cm),

如果以 SD_{SRF} 作为准确值, 那么当采用大气顶出射亮温反演雪深时, A 区域的反演误差约为 50%, 个别年份 (如 2010 年) 甚至可以超过 50%。

B 区域雪深值较 A 区小, 尤其是在 2003, 2004 和 2010 年等年份, 用大气顶亮温估计的雪深 (SD_{TOA})

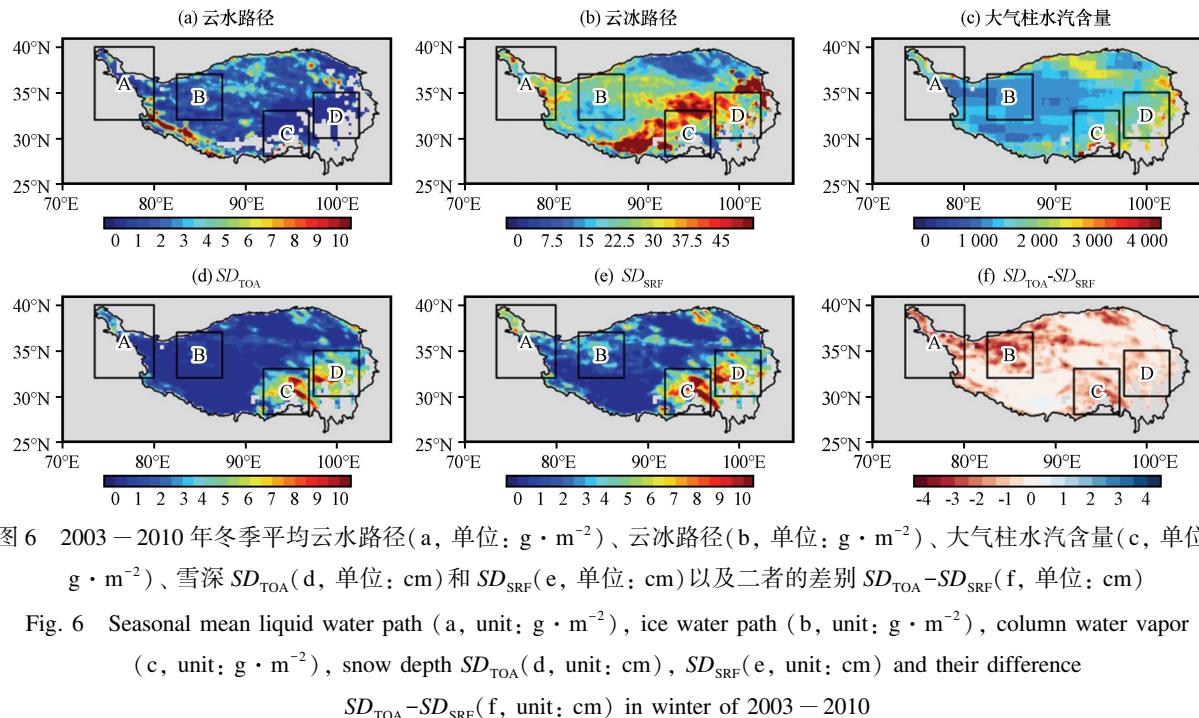


图 6 2003—2010 年冬季平均云水路径(a, 单位: $\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$)、云冰路径(b, 单位: $\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$)、大气柱水汽含量(c, 单位: $\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$)、雪深 SD_{TOA} (d, 单位: cm) 和 SD_{SRF} (e, 单位: cm) 以及二者的差值 $SD_{\text{TOA}} - SD_{\text{SRF}}$ (f, 单位: cm)

Fig. 6 Seasonal mean liquid water path (a, unit: $\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$), ice water path (b, unit: $\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$), column water vapor (c, unit: $\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$), snow depth SD_{TOA} (d, unit: cm), SD_{SRF} (e, unit: cm) and their difference $SD_{\text{TOA}} - SD_{\text{SRF}}$ (f, unit: cm) in winter of 2003—2010

甚至接近于零，但是实际上，由大气订正后地表亮温所计算的雪深仍有接近 2 cm。由此可见，对于积雪浅薄的区域，用大气顶亮温估算雪深可能带来“有-无”之别，应特别引起注意。

C, D 区域是雪深值较大的区域(注意竖坐标的差异)， SD_{SRF} 冬季峰值约为 10 cm，因此，月平均 SD_{TOA} 和 SD_{SRF} 的相对差别较小(实线和虚线很接近)仅为 20%。

由此可以看出， SD_{TOA} 虽然在整个高原都是偏小，但是在高原的不同区域，相对误差程度不一样，总的来说，积雪深度较小的高原中部地区(如本文所选 A、B 区域)相对误差大(约 50%)，积雪深度较大的区域(如本文所选 C、D 区域)影响程度较小(约 20%)。

3.3 多年冬季平均

从高原地区多年冬季(DJF)平均云、水汽以及雪深的分布(图 6)可以看出，高原积雪主要集中在西部和东部区域(即图中 A, B, C, D 区域)。即使是在多年平均的气候尺度上，直接利用大气顶亮温所反演的雪深仍然明显小于利用地表亮温反演所得，说明大气的影响确实会造成反演的雪深系统性偏小，该误差在气候尺度上不容忽视。

表 2 列出了四个区域的平均 SD_{TOA} , SD_{SRF} 以及二者之差。从表 2 中可以看出，A, B 区域的雪深值较小，使用大气顶亮温反演雪深所造成的低估严重，多年平均的相对误差分别达到 53.76% 和

82.81%。特别是 B 区域，采用大气顶出射亮温反演雪深，对平均雪深的低估达到了 80% 以上，原因是大量有雪的区域被判定为无雪。在 C, D 区域，雪深值较大，使用大气顶亮温反演雪深的相对误差较小，但也有 14%~20%。

表 2 高原四个区域多年冬季平均的 SD_{TOA} , SD_{SRF} 和 $SD_{\text{TOA}} - SD_{\text{SRF}}$

Table 2 Multiple yearwinter average SD_{TOA} , SD_{SRF} and $SD_{\text{TOA}} - SD_{\text{SRF}}$ in the four regions over Qinghai-Tibetan Plateau

区域	SD_{TOA} /cm	SD_{SRF} /cm	$SD_{\text{TOA}} - SD_{\text{SRF}}$ /cm	$SD_{\text{TOA}} - SD_{\text{SRF}}$ /%
A	1.55	3.34	-1.79	-53.76
B	0.34	1.96	-1.62	-82.81
C	4.75	6.00	-1.25	-20.92
D	4.95	5.77	-0.82	-14.14

图 7 是所有样本多年平均体现的 $SD_{\text{TOA}} - SD_{\text{SRF}}$ 和 LWP, IWP 的关系，对于高原， $SD_{\text{TOA}} - SD_{\text{SRF}}$ 和 LWP 有着明显的负相关，相关系数有 -0.456，斜率为 -0.0472，即 100 $\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$ 的液态云水，可使得平均 SD_{TOA} 比平均 SD_{SRF} 偏小 4.72 cm。当然，从图 7 可以看出，在高原冬季，绝大部分水云的 LWP 小于 50 $\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$ ，因此导致的误差小于 2.4 cm。从多年平均统计还可以看出， $SD_{\text{TOA}} - SD_{\text{SRF}}$ 和 IWP 存在较弱的负

相关。在图 6 中, A, B, C, D 这 4 个区域的平均云水路径分别为 $2.63, 1.64, 3.08$ 和 $0.39 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$, 大小顺序为 C>A>B>D, 而反演误差的排序为 A>B>C>D, 因此, 总体而言, 云水路径越大, 反演误差越大,

和图 7 的结论一致。但是, 由于云水路径只是影响反演结果的因素之一(相关系数为 -0.456), 所以 C 区域云水路径最大, 但反演误差不是最大, 影响反演误差的因素还有待更多的研究。

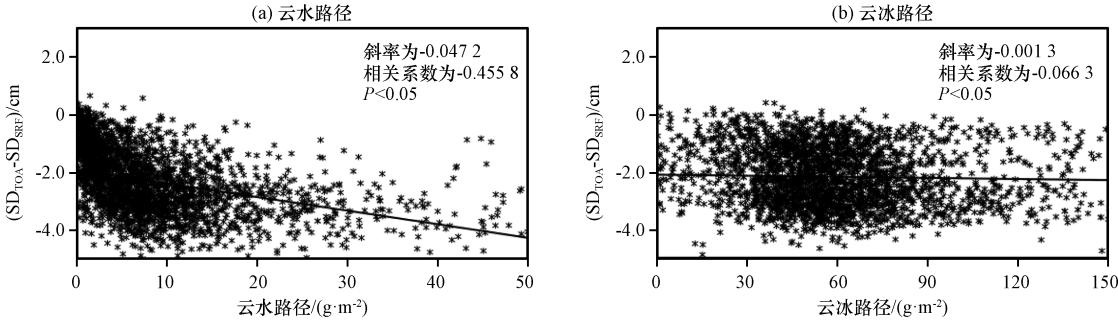


图 7 2003—2010 年冬季大气顶出射微波亮温所反演的雪深和地表出射微波亮温所反演雪深之差 $SD_{TOA} - SD_{SRF}$ 和云水路径(a)、云冰路径(b)的散点分布

Fig. 7 Scatter plot of seasonal mean difference of snow depth between retrievals using microwave brightness temperature at TOA (SD_{TOA}) and those using microwave brightness temperature at land surface ($SD_{TOA} - SD_{SRF}$) against liquid water path (a) and ice water path (b) in winter of 2003—2010

一般来说, 格点的雪覆盖面积越大, 对应的雪深越深。例如 Armstrong et al (2001) 和 Savoie et al (2009) 曾将微波反演的雪深结果和 MODIS 计算的雪覆盖面积结果进行了比较, 以判别两种信号反演积雪参数的差别。对 2003—2010 年冬季的 MODIS 雪盖产品 (MYD10CM) 所反映的平均积雪范围 SE

(Snow Extent) 与微波反演的雪深进行相关性分析 (图 8) 可以看出, SD_{SRF} 与 SE 的相关系数为 0.53, SD_{TOA} 与 SE 的相关系数为 0.39。这说明, 采用地表出射亮温所反演的雪深和 MODIS 光谱遥感方法的结果有更好的一致性, 采用地表出射微波亮温来遥感反演雪深更合理。

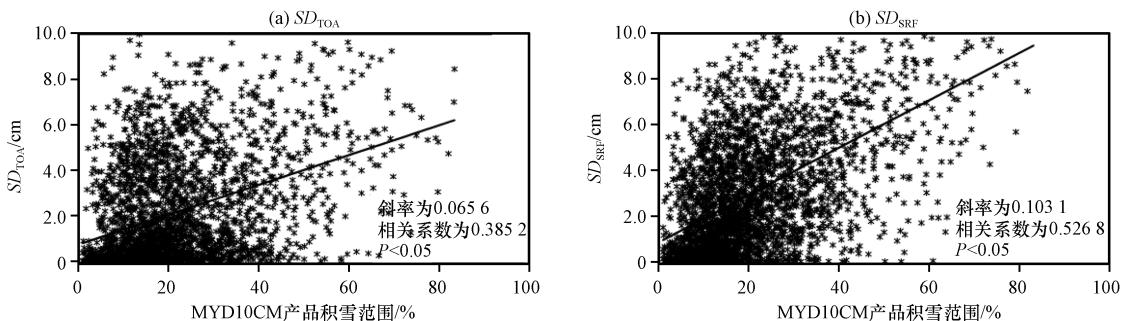


图 8 2003—2010 年冬季平均雪深 SD_{TOA} (a) 和 SD_{SRF} (b) 与 MODIS 积雪范围 (SE) 的散点分布

Fig. 8 Scatter plots of seasonal mean snow depth SD_{TOA} (a) and SD_{SRF} (b) against snow extent (SE) derived from MODIS in winter from 2003 to 2010

从图 8 中还可以看出, 当 SE 不为 0 时, 有大量 SD_{TOA} 很接近 0, 这说明用大气顶出射亮温估算雪深会造成很多区域雪深的低估(例如前面已经讨论的 B 区域), 这是平均 SD_{TOA} 和平均 SE 相关系数较低的主要原因。利用地表出射亮温估算雪深时, 这样的低估样本大大减少了。

4 结论与讨论

通过卫星多传感器联合观测校正得到的地表出

射微波亮温, 通过比较大气顶亮温反演得到的雪深 SD_{TOA} 和地表亮温反演得到的雪深 SD_{SRF} , 研究了在高原由于忽略大气效应所带来的雪深反演的误差。得到以下主要结论:

(1) 对高原上空而言, 低频 18.7 GHz 微波传输受大气影响较小, 大气顶和地表的上行微波亮温比较接近; 但是中频 36.5 GHz 微波在穿越大气时, 水汽、云水的微波发射增强效应超过其吸收、散射等消光效应, 导致在大气顶处观测的亮温暖于雪盖

上方实际出射的亮温。如果不考虑大气效应，直接利用卫星测量的该两个通道的大气顶亮温差反演雪深，将引入负误差。

(2) 该误差在个例和多年(2002—2011年)平均的气候尺度上都显著存在。误差值和云中液态水有很好的负相关，多年样本统计相关系数为-0.46，线性拟合斜率为-0.0472，和冰态云水含量有较弱的负相关，而和大气柱中的水汽的相关性微弱且不确定性较大。高原水云对微波遥感反演雪深影响较大，冰云有较小的影响。

(3) 该误差对高原不同区域雪深反演的相对误差不同，在积雪较浅的区域，相对误差可达50%~80%，在积雪较深的区域，相对误差为14%~20%。

(4) 通过与MODIS雪盖产品的比较，证明用经过大气校正的地表出射亮温反演得到的雪深和MODIS雪盖产品具有更好的相关性。

被动微波遥感积雪参数的算法在发展的过程中，已经有许多研究成果对影响雪深反演精度的因素做了分析，例如雪粒子大小，植被的覆盖和地形等，而对大气和云的因素的影响研究还不是很多，这与人们长期认为云和大气对微波信号的影响可以忽略有关。然而，本文的研究结果显示，尽管高原是大气相对比较稀薄的区域，但无论是在晴空条件下还是在有云覆盖时，都可以对微波遥感反演的雪深产品精度产生显著的影响。因此，为了进一步提高被动微波遥感反演雪深的技术，应该将大气的影响作为一个重要因素加以考虑。

参考文献(References)：

- Armstrong R L, Brodzik M J, 2001. Recent Northern Hemisphere snow extent: A comparison of data derived from visible and microwave satellite sensors [J]. *Geophys Res Lett*, 28(19): 3673–3676. DOI: 10.1029/2000GL012556.
- Chang A T C, Foster J L, Hall D K, 1987. Nimbus-7 SMMR derived global snow cover parameters [J]. *Annals of glaciology*, 9(1): 39–44.
- Chang A T C, Gloersen P, Schmugge T, et al, 1976. Microwave emission from snow and glacier ice [J]. *J Glaciol*, 16(74): 23–39.
- Che T, Xin L, Jin R, et al, 2008. Snow depth derived from passive microwave remote-sensing data in China [J]. *Annals of Glaciology*, 49(1): 145–154. DOI: 10.3189/172756408787814690.
- Dai L, Che T, 2009. Cross-platform calibration of SMMR, SSM/I and AMSR-E passive microwave brightness temperature [C]//Proc. SPIE 7841, Sixth International Symposium on Digital Earth: Data

Processing and Applications, 7841: 784103. DOI: 10.1117/12.873150.

Derkzen C, Walker A, Goodison B, 2005. Evaluation of passive microwave snow water equivalent retrievals across the boreal forest/tundra transition of western Canada [J]. *Remote Sens Environ*, 96(3): 315–327. DOI: 10.1016/j.rse.2005.02.014.

Dietz A J, Kuenzer C, Gessner U, et al, 2012. Remote sensing of snow—a review of available methods [J]. *Int J Remote Sens*, 33(13): 4094–4134. DOI: 10.1080/01431161.2011.640964.

Goodison B E, 1989. Determination of areal snow water equivalent on the Canadian prairies using passive microwave satellite data [C]//Geoscience and Remote Sensing Symposium, 1989. IGARSS'89. 12th Canadian Symposium on Remote Sensing., 1989 International IEEE, 3: 1243–1246. DOI: 10.1109/IGARSS.1989.576061.

Grody N C, Basist A N, 1996. Global identification of snowcover using SSM/I measurements [J]. *IEEE Trans Geosci Remote Sens*, 34(1): 237–249. DOI: 10.1109/36.481908.

Jain S K, Goswami A, Saraf A K, 2008. Accuracy assessment of MODIS, NOAA and IRS data in snow cover mapping under Himalayan conditions [J]. *Int J Remote Sens*, 29(20): 5863–5878. DOI: 10.1080/01431160801908129.

Li R, Min Q, Lin B, 2009. Estimation of evapotranspiration in a mid-latitude forest using the Microwave Emissivity Difference Vegetation Index (EDVI) [J]. *Remote Sens Environ*, 113(9): 2011–2018. DOI: 10.1016/j.rse.2009.05.007.

Li R, Min Q, 2013. Dynamic response of microwave land surface properties to precipitation in Amazon rainforest [J]. *Remote Sens Environ*, 133: 183–192. DOI: 10.1016/j.rse.2013.02.001.

Lin B, Minnis P, 2000. Temporal variations of land surface microwave emissivities over the atmospheric radiation measurement program southern great plains site [J]. *J Appl Meteor*, 39(7): 1103–1116. DOI: 10.1175/1520-0450(2000)039<1103:Tvolsm>2.0.CO;2.

Liu G S, 1998. A fast and accurate model for microwave radiance calculations [J]. *J Meteor Soc Japan*, 76, 335–343.

Min Q, Lin B, Li R, 2010. Remote sensing vegetation hydrological states using passive microwave measurements [J]. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 3(1): 124–131. DOI: 10.1109/JSTARS.2009.2032557.

Min Q, Lin B, 2006a. Determination of spring onset and growing season leaf development using satellite measurements [J]. *Remote Sens Environ*, 104(1): 96–102. DOI: 10.1016/j.rse.2006.05.006.

Min Q, Lin B, 2006b. Remote sensing of evapotranspiration and carbon uptake at Harvard Forest [J]. *Remote Sens Environ*, 100(3): 379–387. DOI: 10.1016/j.rse.2005.10.020.

Neale C M U, Mcfarland M J, Chang K, 1990. Land-surface-type classification using microwave brightness temperatures from the Special Sensor Microwave/Imager [J]. *IEEE Trans Geosci Remote Sens*, 28(5): 829–838. DOI: 10.1109/36.58970.

Pu Z, Xu L, 2009. MODIS/Terra observed snow cover over the Tibet

- Plateau: distribution, variation and possible connection with the East Asian Summer Monsoon (EASM) [J]. *Theor Appl Climatol*, 97(3-4): 265–278. DOI: 10. 1007/s00704-008-0074-9.
- Qiu Y, Shi J, Jiang L, et al, 2007. Study of atmospheric effects on AMSR-E microwave brightness temperature over Tibetan Plateau [C]//Geoscience and remote sensing symposium, 2007. IGARSS 2007. IEEE International. 1873–1876. DOI: 10. 1109/IGARSS. 2008. 4779083.
- Savoie M H, Armstrong R L, Brodzik M J, et al, 2009. Atmospheric corrections for improved satellite passive microwave snow cover retrievals over the Tibet Plateau [J]. *Remote Sens Environ*, 113(12): 2661–2669. DOI: 10. 1016/j.rse. 2009. 08. 006.
- Shi J C, Du Y, Du J Y, et al, 2012. Progresses on microwave remote sensing of land surface parameters [J]. *Science China Earth Sciences*, 55(7): 1052–1078. DOI: 10. 1007/s11430-012-4444-x.
- Tait A B, 1998. Estimation of snow water equivalent using passive microwave radiation data [J]. *Remote Sens Environ*, 64(3): 286–291. DOI: 10. 1109/IGARSS. 1996. 516870.
- Tedesco M, Wang J R, 2006. Atmospheric correction of AMSR-E brightness temperatures for dry snow cover mapping [J]. *IEEE Geosci Remote Sens Lett*, 3(3): 320–324. DOI: 10. 1109/LGRS. 2006. 871744.
- Ulaby F T, Moore R K, Fung A K, 1981. *Microwave remote sensing: Active and passive. volume 1-microwave remote sensing fundamentals and radiometry* [M]. Reading M A: Addison-Wesley.
- Wang J R, Manning W, 2003. Near concurrent MIR, SSM/T-2, and SSM/I observations over snow-covered surfaces [J]. *Remote Sens Environ*, 84(3): 457–470. DOI: 10. 1016/S0034-4257(02)00134-7.
- Wang J R, Tedesco M, 2007. Identification of atmospheric influences on the estimation of snow water equivalent from AMSR-E measurements [J]. *Remote Sens Environ*, 111(2): 398–408. DOI: 10. 1016/j.rse. 2006. 10. 024.
- Wang X, Doherty S J, Huang J P, 2013. Black carbon and other light-absorbing impurities in snow across Northern China [J]. *J Geophys Res Atmos*, 118, 1471–1492. DOI: 10. 1029/2012jd018291.
- Wang X, Xu B Q, Ming J, 2014. An Overview of the Studies on Black Carbon and Mineral Dust Deposition in Snow and Ice Cores in East Asia [J]. *J Meteorol Res*, 28, 354–370, DOI: 10. 1007/S13351-014-4005-7.
- Wang X, Pu W, Zhang X Y, et al, 2015. Water-soluble ions and trace elements in surface snow and their potential source regions across northeastern China [J]. *Atmos Environ*, 114, 57–65. DOI: 10. 1016/J. Atmosenv. 2015. 05. 012.
- Zhao H, Fernandes R, 2009. Daily snow cover estimation from advanced very high resolution radiometer polar pathfinder data over Northern Hemisphere land surfaces during 1982–2004 [J]. *J Geophys Res: Atmospheres*, 114(D5). DOI: 10. 1029/2008JD011272.
- 车涛, 李新, 高峰, 2004. 青藏高原积雪深度和雪水当量的被动微波遥感反演 [J]. *冰川冻土*, 26(3): 363–368. Che T, Li X, Gao F, 2004. Estimation of snow water equivalent in the tibetan plateau using passive microwave remote sensing data (SSM/I) [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 3: 19.
- 冯璐, 仲雷, 马耀明, 等, 2016. 基于土壤温湿度观测资料估算藏北高原地区土壤热通量 [J]. *高原气象*, 35(2): 297–308. Feng L, Zhong L, Ma Y M, et al, 2016. Estimation of soil heat flux over the northern Qinghai-Xizang Plateau based on insitu soil temperature and moisture data [J]. *Plateau Meteor*, 35(2): 297–308. DOI: 10. 7522/j. issn. 1000–0534. 2015. 00006.
- 蒋玲梅, 王培, 张立新, 等, 2014. FY3B-MWRI 中国区域雪深反演算法改进 [J]. *中国科学: 地球科学*, 44(3): 531–547. Jiang L M, Wang P, Zhang L X, et al, 2014. Improvement of snow depth retrieval for FY3B-MWRI in China [J]. *Science China: Earth Sciences*, 44(3): 531–547. DOI: 10. 1007/s11430-013-4798-8.
- 李丹华, 文莉娟, 隆霄, 等, 2017. 积雪对玛曲局地微气象特征影响的观测研究 [J]. *高原气象*, 36(2): 330–339. Li D H, Wen L J, Long X, et al, 2017. Observation study on effects of snow cover on local micro meteorological characteristics in Maqu [J]. *Plateau Meteor*, 36(2): 330–339. DOI: 10. 7522/j. issn. 1000–0534. 2016. 00074.
- 邱玉宝, 石利娟, 施建成, 等, 2016. 大气对星载被动微波影响分析研究 [J]. *光谱学与光谱分析*, 36(2): 310–315. Qiu Y B, Shi L J, Shi J C, et al, 2016. Atmospheric influences analysis on the satellite passive microwave remote sensing [J]. *Spectroscopy and Spectral Analysis*, 36(2): 310–315. DOI: 10. 1109/IGARSS. 2015. 7326276.
- 王顺久, 2017. 青藏高原积雪变化及其对中国水资源系统影响研究进展 [J]. *高原气象*, 36(5): 1153–1164. Wang S J, 2017. Progresses in variability of snow cover over the Qinghai-Tibetan Plateau and its impact on water resources in China [J]. *Plateau Meteor*, 36(5): 1153–1164. DOI: 10. 7522/j. issn. 1000–0534. 2016. 00117.
- 王艺, 伯玥, 王澄海, 2016. 青藏高原中东部云量变化与气温的不对称升高 [J]. *高原气象*, 35(4): 908–919. Wang Y, Bo Y, Wang C H, 2016. Relations of cloud amount to asymmetric diurnal temperature change in Central and Eastern Qinghai-Xizang Plateau [J]. *Plateau Meteor*, 35(4): 908–919. DOI: 10. 7522/j. issn. 1000–0534. 2015. 00033.
- 周利敏, 陈海山, 彭丽霞, 等, 2016. 青藏高原冬春雪深年代际变化与南亚高压可能联系 [J]. *高原气象*, 35(1): 13–23. Zhou L M, Chen H S, Peng L X, et al, 2016. Possible connection between interdecadal variations of snow depth in winter and spring over Qinghai-Xizang Plateau and South Asia High in summer [J]. *Plateau Meteor*, 35(1): 13–23. DOI: 10. 7522/j. issn. 1000–0534. 2014. 00152.
- 张镱锂, 李炳元, 郑度, 2002. 论青藏高原范围与面积 [J]. *地理研究*, 21(1): 1–8. Zhang Y L, Li B Y, Zheng D, 2002. A discussion on the boundary and area of the Tibetan Plateau in China [J]. *Geographical Research*, 21(1): 1–8. DOI: 10. 11821/yj2002010001.

郑益群, 钱永甫, 苗曼倩, 等, 2000. 青藏高原积雪对中国夏季风气候的影响[J]. 大气科学, 24(6): 761–774. Zheng Y Q, Qian Y P, Miao M Q, et al, 2000. Effect of the Tibetan Plateau snow

cover on China summer monsoon climate [J]. Chinese J Atmos Sci, 24(6): 761–774. DOI: 10. 3878/j. issn. 1006–9895. 2000. 06. 04.

The Influence of Atmosphere to Passive Microwave Retrieval of Snow Depth over Qinghai-Tibetan Plateau

LIU Jinjun, FU Yunfei, LI Rui, WANG Yu, FU Yuyun, HU Jiheng

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

Abstract: The microwave at low and moderate frequencies (e. g., 18. 7 and 36. 5 GHz) has good transmittance through the atmosphere, therefore in most algorithms for satellite passive microwave (PMW) remote sensing snow parameters, ignoring the effect of atmosphere and the upwelling microwave brightness temperature at the top of atmosphere (TOA) were directly used to retrieve snow parameters on ground. There are few systematic analysis on the errors introduced by ignoring atmosphere effects. In this paper, we investigated the influences of atmosphere to the PMW retrieval of snow depth over Qinghai-Tibetan Plateau (QTP). We used the upwelling brightness temperature on TOA (TB_{TOA}) measured by the Advanced Microwave Scanning Radiometer-EOS (AMSR-E) as the main input data. The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) cloud product (MYD06_L2) and National Centers for Environmental Prediction (NCEP) FNL reanalysis data (including atmosphere water vapor, atmosphere component and land surface temperature) were used as the ancillary data. The effect of water vapor and non-rainy cloud were corrected and the upwelling brightness temperature at the plateau surface (TB_{SRF}) were derived based on microwave radiation transfer model (MWRT) calculation. We then estimated the snow depths of SD_{TOA} and SD_{SRF} over QTP using these two TBs, respectively. By comparing the two TBs and two SDs, the effect of atmosphere and cloud on PMW remote sensing snow depth were investigated. Through case analysis and nearly 10 years of statistics, we found that: the atmosphere effect on TBs at low frequency microwave 18. 7 GHz is weak while TB_{TOA} at 36. 5 GHz are significantly warmer than TB_{SRF} . Without considering such effect, the snow depth over QTP would be underestimated ($SD_{TOA} < SD_{SRF}$). The underestimations are common in multiple cases and significant at multi-year mean scales, therefore should not be neglected. The absolute error ($SD_{TOA} - SD_{SRF}$) is approximately 2~3 cm. In the region with relative shallow snow, the relative error is up to 50%~80%. While in the region with relative deep snow, the relative error is 10%~20%. The error has strong negative correlation with liquid cloud water path ($R = -0.45$) with sensitivity of $-0.047 \text{ cm} \cdot (\text{g} \cdot \text{m}^{-2})^{-1}$. The error is not sensitive to ice cloud and even weaker to column water vapor. Snow extent retrieved from MODIS (MYD10CM product) has better correlation to SD_{SRF} than that to SD_{TOA} . This imply that corrections of the influence of atmosphere can improve the accuracy of satellite PMW retrieval of snow depth over QTP.

Key words: Qinghai-Tibetan Plateau; microwave remote sensing; snow depth; atmosphere effect