

大气红外探测器(AIRS)温、湿度反演产品的 有效性检验及在数值模式中的应用研究^{*1}

高文华^{1,2} 赵凤生² 盖长松³

1 山西省运城市气象局,运城,044000

2 国家卫星气象中心,北京,100081

3 重庆市气象局,重庆,401147

摘 要

利用中国 540 个地面气象观测站点资料,对 1 和 7 月大气红外探测器(AIRS)的反演中国区域地面气温精度做了详细评估,分析了产生误差的原因。同时把 AIRS 的反演温、湿度廓线产品与 T213 数值预报产品进行比较,分析了它们之间的差异。为进一步考察 AIRS 温、湿度产品的有效性,我们把经过订正的 AIRS 地面气温以及温、湿度廓线产品分析同化到中尺度模式 MM5 中,用于华北降雪天气过程的对比模拟试验,分析 AIRS 反演产品对降水量、水汽场、垂直速度场、散度场以及云物理过程等的影响。

关键词: AIRS, 卫星资料, 数值模拟, 降雪。

1 引 言

Aqua 卫星是美国宇航局发射的第 2 颗“EOS”系列卫星,星上装载有大气红外探测器(AIRS)。Aqua 卫星每天过境中国两次,大约在北京时间 1:30 和 13:30。AIRS 在 3.7—15.4 μm 有 2378 个光谱通道,拥有极高的光谱分辨率,它的垂直分辨率为 1 km,星下点分辨率为 13.5 km,结合先进的微波探测器(AMSU)、湿度探测器(HSB),可以穿透云层对大气做精确的温、湿度廓线反演^[1]。近几年来,AIRS 已逐渐成为大气垂直探测的主流和方向。但是它的温、湿度反演产品在中国区域的精确度究竟如何?我们在使用中应注意些什么?对于这些问题的回答不仅具有科学意义,而且有非常重要的使用价值,但是到目前为止有关这些问题的研究尚未见报道。

用卫星反演的大气温度、湿度场资料改进模式的初始场方面,以前已有过研究。在静止卫星应用方面:朱民等^[2]通过对卫星图像进行降水概率和降

水强度的分析,揭示大气中高湿区的分布范围,并对卫星测量值与各标准等压面的相对湿度进行逐步回归分析;齐艳军等^[3]以湿绝热过程的变态方程为积分方程,将卫星 TBB 资料反演的云内湿度场代替大尺度背景场中的水汽场做初值。以上方法对降水预报的准确度都有不同程度的提高,但是这些方法都有一定程度的经验性,随着卫星反演技术的不断发展和反演产品精度的不断提高,这些经验方法将逐渐被取代。在极轨卫星应用方面:Smith^[4]指出用 TOVS 资料反演湿度场廓线的方法已难以提高反演精度,在多数情况下很难进一步改进预报。时下 AIRS 是大气温、湿度廓线反演的发展方向,但是目前还没有 AIRS 产品应用于中国区域数值模式预报的研究成果发表。

文中首先对 AIRS(V3.0)反演地面气温的精度进行了评估,基于误差分析,对 AIRS 反演的地面气温进行了系统订正,并将经过订正的 AIRS 地面气温以及温、湿度廓线产品分析同化到 MM5 中尺度

* 初稿时间:2005 年 6 月 13 日;修改稿时间:2006 年 2 月 9 日。

资助课题:国家自然科学基金项目(40271079)。

作者简介:高文华,男,1971 年生,中国科学院安徽光学精密机械研究所在读博士,主要从事卫星遥感和数值模拟方面的研究。

E-mail:ycxdwl@163.com

数值模式中,用于2004年12月到2005年2月间北京降雪天气过程的数值模拟试验。文中仅对2005年2月14日降雪量最大的一次过程进行分析,讨论其对模拟降雪的影响。

2 资料处理及分析

2.1 资料处理

AIRS-L2级产品以EOS-HDF格式存放,每6 min生成一个数据文件,每天需处理经过中国区域的2轨6个文件。AIRS-L2标准产品文件包含有地面气温及28层的温、湿度廓线等,地面气温存放在 30×45 大小的数据集中,温、湿度廓线存放在 $30 \times 45 \times 28$ 大小的数据集中^[5]。

2.1.1 地面气温

选取中国540个基本、基准地面气象站作为采样空间,分布在 $15^\circ-55^\circ\text{N}$, $75^\circ-130^\circ\text{E}$ 。采样时间分别为2004年7月和2005年1月,读取每天14时地面报文中的观测气温作为实际地面气温,因缺少3 d资料,实际统计天数为59 d。AIRS空间分辨率较低,对其进行Newton二次插值^[6]处理,然后取距观测站点最近点上的值作为观测站点处的反演地面气温值。由于空间上的不完全一致性会产生一定的误差,因此限制最大距离为20 km,即反演数据位置与观测站点位置的距离超过20 km时不做处理,这样空间上的不一致性造成的误差可以忽略。

因为覆盖所选540个观测站点需卫星2轨扫描才能完成,即AIRS资料的时间段介于12:30—15:30,根据温度日变化规律,应该与14时有不大于 -0.5 K 的系统误差^[7]。另外在中高纬度的扫描重叠区,同一观测点在相邻两轨资料有时会有10度的差异,但两轨资料相差时间只有100 min,说明算法在扫描带边缘存在问题,因此我们在处理数据时将卫星天顶角控制在 50° 以内,与国外研究人员分析反演产品误差时卫星天顶角限定一致^[8]。

设 T 表示实际地面气温, T_{re} 表示卫星反演的气温, T_{bias} 表示平均误差, T_{rmse} 表示均方根误差, T_{sd} 表示误差标准差,有

$$T_{\text{bias } j} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (T_{\text{re } ij} - T_{ij})$$

$$T_{\text{rmse } j} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (T_{\text{re } ij} - T_{ij})^2}$$

$$T_{\text{sd } j} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n ((T_{\text{re } ij} - T_{ij}) - T_{\text{bias } j})^2}$$

其中 $i=1,2,\dots,n$ 表示第 i 次观测, $j=1,2,\dots,540$ 表示第 j 个观测站点

所以有 $T_{\text{rmse}}^2 = T_{\text{bias}}^2 + T_{\text{sd}}^2$,即反演误差包含系统性和非系统性误差,平均误差表示反演算法中的系统性误差,误差标准差表示反演算法中的非系统性误差。

2.1.2 温度、湿度廓线

因为每日14时无常规探空资料,我们用AIRS反演的温、湿度廓线与08时全球谱模式T213的6 h预报值(注:并非大气的真实状况)做比较,分析它们的异同。标准AIRS温、湿度廓线反演产品有28层,为了能同T213数值产品做比较,选取它们共有的1000,850,700,500,400,300,250,200,150,100,70,50 hPa共12层做分析。T213产品的空间分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$,使用同处理地面气温一样的方法把AIRS温、湿度廓线资料插值到T213网格点上。

2.2 结果分析

2.2.1 地面气温

图1为2004年7月AIRS反演地面气温的平均误差(a)和均方根误差(b)。从图1a可以看出在 42°N 以南几乎为一致负偏差,即反演值均低于实况值,青藏高原有 -11 K 的平均误差中心,长江中下游以南地区的平均误差为 $4-6\text{ K}$,东北平原、华北平原的平均误差较小不超过 3 K 。从图1b可以看出,除青藏高原以外的广大地区的均方根误差为 $3-6\text{ K}$,且与图1a相比两者大小和分布形式都比较一致,说明夏季AIRS反演地面气温误差主要来自于由平均误差代表的系统性误差,而高原地形和夏季长江中下游及华南地区复杂的下垫面(植被、地面积水等)可能是造成这种系统误差的主要原因。具体分析($22^\circ-42^\circ\text{N}$, $105^\circ-125^\circ\text{E}$)区域内的280个观测站点,平均误差为 -3.3 K ,均方根误差为 4.6 K ,且有269个站为负偏差,这说明在该区域AIRS反演的地面气温系统偏低。

图2为2005年1月AIRS反演地面气温的平均误差(a)和均方根误差(b),从图2a可以看出,平均误差最大的3个中心分别为青藏高原、北疆、东北平原,从图2b可以看出,除以上3个区域外,其余地区均方根误差均为 $2-4\text{ K}$,有较高的使用价值。比较AIRS的平均误差和均方根误差图可以看出,两者

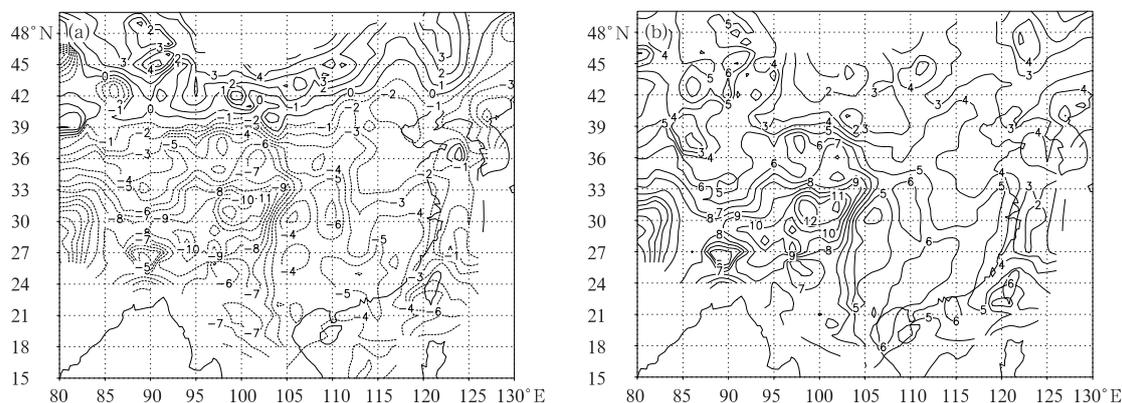


图1 AIRS反演2004年7月地面气温的平均误差(a)和均方根误差(b)

Fig. 1 Average errors (a) and root-mean-square errors (b) of surface air temperature (K) retrieved from AIRS in July 2004

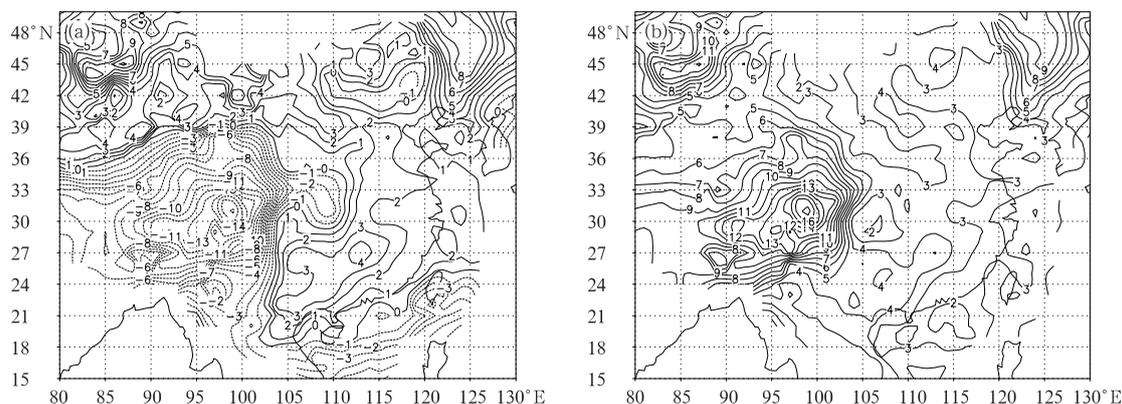


图2 AIRS反演2005年1月地面气温的平均误差(a)和均方根误差(b)

Fig. 2 Average errors (a) and root-mean-square errors (b) of surface air temperature (K) retrieved from AIRS in January 2005

不论大小和分布都比较吻合,说明冬季 AIRS 反演地面气温误差主要为系统性误差。

比较 AIRS 7 月(图 1b)和 1 月(图 2b)均方根误差可以看出,北疆及东北地区在夏季均方根误差为 3—5 K,而在冬季则加大到 8—12 K,均方根误差中心由夏季青藏高原一个中心变为冬季青藏高原、北疆、东北平原 3 个中心,且青藏高原维持负偏差,北疆及东北平原为正偏差。这是由于冬季大面积的积雪覆盖改变了地表发射率造成的,同时说明 AIRS 反演算法中并未详细考虑下垫面的影响。

另外,比较反演地面气温的均方根误差图与中国区域地形高程图不难发现,温度误差与地形高度分布有着密切的关系:海拔愈高愈容易出现较大的温度误差,而地势低且相对平坦的地区温度误差较小且分布均匀。例如青藏高原始终保持着最大误差中心,海拔较高的华南地区比相对平坦的华北平原误差要大 1—2 K。

通过以上分析可知,在中国区域 AIRS 反演地面气温的误差比 AIRS 小组宣称的 1 K 误差要大许多,我们在使用时要加以注意。另外反演误差主要表现为系统性误差,因此采用统计方法做一个订正就可以使结果有较大的改进,经过误差订正后的反演结果可以使用。例如夏季在(22°—42°N, 105°—125°E)区域,反演地面气温的平均误差为-3.3 K,对 AIRS 的反演值加上 3.3 K 的订正后准确度大为提高。

2.2.2 温度、湿度廓线

因为每天 14:00 无实况探空资料,无法对 AIRS 反演的中国区域温、湿度廓线产品做出精确检验。本文把 1,7 两个月份 AIRS 温、湿度廓线与全球谱模式 T213 的数值模拟结果进行了比较,分析它们之间的异同。初步分析表明:两者温度差异一般不超过 2 K;相对湿度差异一般不超过 25%,最大可达 35%。

图 3 为 2005 年 2 月 14 日 14:00 500 hPa 等温线

(3a)和 700 hPa 等相对湿度线(3b),实线表示 T213 数值产品 14 日 08 时的 6 h 预报值,点线表示 AIRS 反演值。由图 3a 可见两者较为一致,差异不超过 2 K。由图 3b 可见两者的差异较明显,一般不超过

25%,AIRS 反演产品中有许多闭合小圈,它反映了一些碎云的影响,此处湿度相对较大,T213 模式未能表现出这一细节。(注:处理了两轨资料,中间没有绘制反演曲线的区域为两轨之间的扫描盲区)。

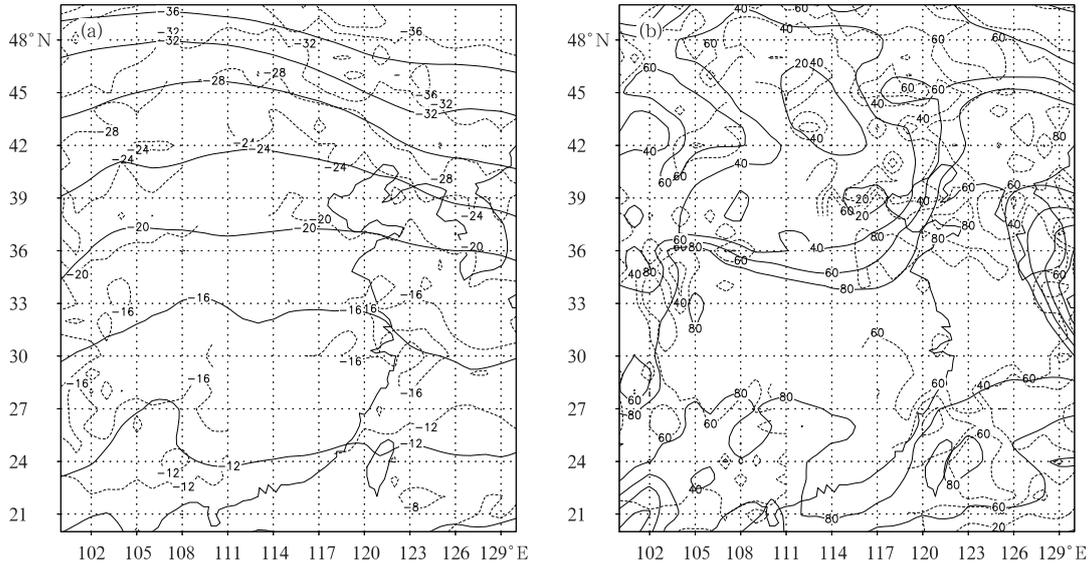


图 3 500 hPa 等温线(a)和 700 hPa 相对湿度(b)(2005 年 2 月 14 日 14:00;实线:T213,点线:AIRS)
 Fig.3 500 hPa temperatures (a; °C) and 700 hPa relative humidity (b; %) at 14:00 UTC on 14 February 2005
 (Solid lines; T213 numerical forecasting products; and dashed lines; AIRS retrieval products)

图 4 为 2005 年 2 月 14 日 14 时单点(33°N, 118°E)位置上的温度廓线(a)和湿度廓线(b),实线表示 T213 数值产品 14 日 08 时的 6 h 预报值,点线表示 AIRS 反演值。由图 4a 可知两者较好的吻合,

在对流层中层差异最小,850 hPa 以下由于受下垫面影响差异约为 2 K,对流层顶也有较大的差异。由图 4b 可知相对湿度差异为 10%—25%。

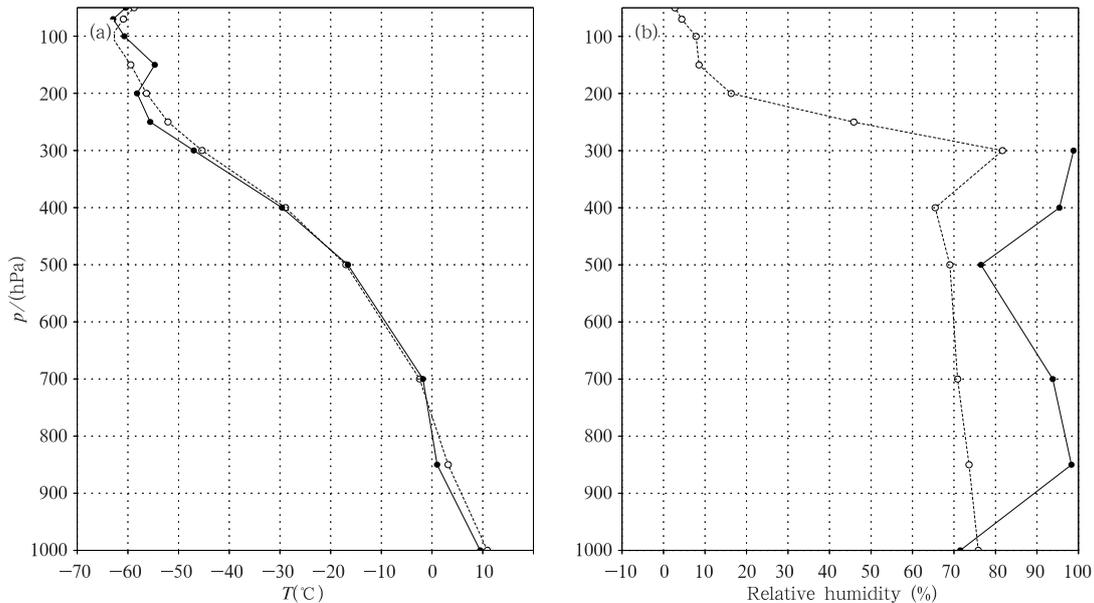


图 4 单点(33°N,118°E)温度廓线(a)和湿度廓线(b)(实线:T213,点线:AIRS)
 Fig.4 Temperature (a; °C) and relative humidity (b; %) profiles at single position (33°E, 118°N) at 14:00 UTC on 14 February 2005(Solid lines; T213 numerical forecasting products; and dashed lines; AIRS retrieval products)

由于 T213 是数值预报产品,并非当时大气的真实状况,严格意义上说,我们很难通过对比 AIRS 和 T213 产品检验 AIRS 温、湿度廓线的反演精度。为了说明 AIRS 温、湿度廓线产品的有效性,本文把通过订正的 AIRS 地面气温以及 AIRS 温、湿度廓线资料分析同化到 MM5 中尺度模式中,用于 2005 年 2 月 14 日华北的一次降雪对比模拟试验,分析 AIRS 反演产品对降雪量、水汽场、垂直速度场、散度场以及云物理过程等模拟结果的影响。试验表明加入 AIRS 反演产品后模拟的降雪量结果与实况更接近,说明 AIRS 反演结果更为合理地反映了当时大气的状况。

3 数值模拟实验

3.1 卫星资料的处理

模拟试验使用的是 2005 年 2 月 14 日 06 时(世界时,下同)AIRS 反演的地面气温以及温、湿度廓线资料。根据前面分析结果:冬季 AIRS 反演的地面气温误差较小,但在东北地区误差较大,因此模式实际读取卫星资料范围为 20° — 45° N, 105° — 120° E, 避开了东北地区。由于大气中水汽主要集中在对流层,因此实际读取了 100 hPa 以下各层的数据。

在模式实际读取卫星资料范围内共有 260 个观测站点,计算得到在此区域冬季 AIRS 反演地面气温的平均误差为 1.58 K,其中 215 个站点为正偏差,即反演值大于观测值,均方根误差为 3.25 K。因此经验修正公式为:

$$T = -1.58 + T_{re} \quad (T_{re} \text{ 表示卫星反演的地面气温})$$

从图 3a 可以看出,在模式实际读取卫星资料范围内,AIRS 反演的温度场与 T213 的客观分析场较为一致。从图 3b 中可以看出,AIRS 反演的相对湿度场与 T213 的客观分析场有一定的区别:北京上空相对湿度同为 20%,北京以南 AIRS 反演的相对湿度为 60%—80%,但在 T213 客观分析场中相对湿度为 80%以上。这一区别说明了下面进行的控制试验和敏感性试验会有所不同。

3.2 试验方案

3.2.1 试验方案设计

本文设计了两种试验方案,(1)以每天 4 个时次的 T213 全球分析场作为第一猜测场,通过 Cressman 客观分析方案进行再分析,仅用常规地面、探空资料加入数值模式,由最后的客观分析场产生初估值,进行 36 h 模拟,称为控制试验 CE;(2)在 CE 的基础上引入 06 时卫星反演的地面气温和

温、湿度廓线资料,即把大气的信息加入初始场进行 36 h 模拟,称为敏感试验 SE。试验积分起始时间为 2005 年 2 月 14 日 00 时,结束时间为 15 日 12 时,积分时间步长 90 s,每 6 h 输出一次模拟结果。因为降雪主要出现在 14 日 12 时到 15 日 12 时,所以分析了模式积分 12 h 到 36 h 的结果。

3.2.2 模式参数设计

模式使用两层嵌套网格结构,粗网格格距 45 km,水平格点数 80×80 ,中心点坐标为 $(39.9^{\circ}$ N, 116.3° E),细网格格距 15 km,水平格点数 61×61 。垂直方向为 σ 坐标,共 23 层。模式中的地形高度数据为 USGS $10'$ 精度的地形数据,下垫面使用 25 类的植被、地表数据。第一猜测场为 T213 客观分析场资料,常规资料使用 14 日 00 时的地面观测资料和探空资料,在 14 日 06 时以分析同化方式向 MM5 模式中加入卫星反演的地面气温和温、湿度廓线资料,修正模式初始场。因为模拟的是冬季降雪过程,因此湿物理过程中显式水汽方案采用 Reisner 霰方案,该方案考虑了冰相过程,允许过冷水的存在,包括水汽、云水、雨水、云冰、雪、霰的预报方程。积云对流参数化采用 Kain-Fritsch 方案。行星边界层过程采用 MRF PBL 方案(类似高分辨率的 Blackadar 方案)。大气辐射方案采用云辐射方案。侧边界条件采用时变流入流出方案。本文重点分析和讨论北京地区及模式细网格区域的模拟情况。

3.3 实验结果分析

3.3.1 降雪量

图 5 为 14 日 12 时到 15 日 12 时的 24 h 降雪实

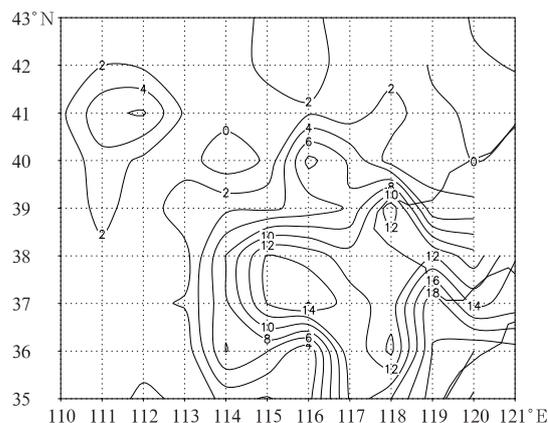


图 5 2005 年 2 月 14 日 12 时—15 日 12 时 24 h 降雪实况(单位:mm)

Fig. 5 Observed snowfall (mm) from 12:00UTC 14 February to 12:00UTC 15 February 2005

况。在模式细网格区域内共有两个大的降雪中心，即(35.4°N, 119.5°E)附近，降雪量为22 mm；(37.3°N, 115.4°E)附近，降雪量为18 mm。北京地区为一相对大的降雪中心，降雪量为10 mm，图中未能绘出。从6 h的降雪实况图(图略)可知，15日00时到06时北京地区的降雪强度最大，因此我们后面多以15日06时经过北京地区的垂直剖面图做分析。

图6是控制试验CE和敏感试验SE模拟的14日12时到15日12时24 h降雪量。与实况(图5)相比，两者都模拟出大范围的降雪，闭合降雪中心比实况增加，出现了一些虚假降雪中心。就北京地区降雪而言，SE和CE都较好地模拟出来，但模拟的降雪量

都偏大；对于降雪中心(37.3°N, 115.4°E)两者模拟的降雪量与实况一致，但位置都偏西北约150 km；对于降雪中心(35.4°N, 119.5°E) SE模拟的位置和降雪量都比较准确，CE模拟的降雪量偏大；在模式细网格区域南部，SE比CE模拟的降雪量要小，与实况接近。从10 mm暴雪线分布区域来看，SE与CE模拟的比实况都偏大，但SE模拟的与实况更接近，CE在模拟区域西南边误差较大。

控制试验和敏感试验中模拟的降雪都为非对流性降雪，对流性降雪的贡献为零。这说明此次降雪过程为可分辨尺度的显式降雪，没有强的对流发展，这从后面的物理量诊断分析中可以看出。

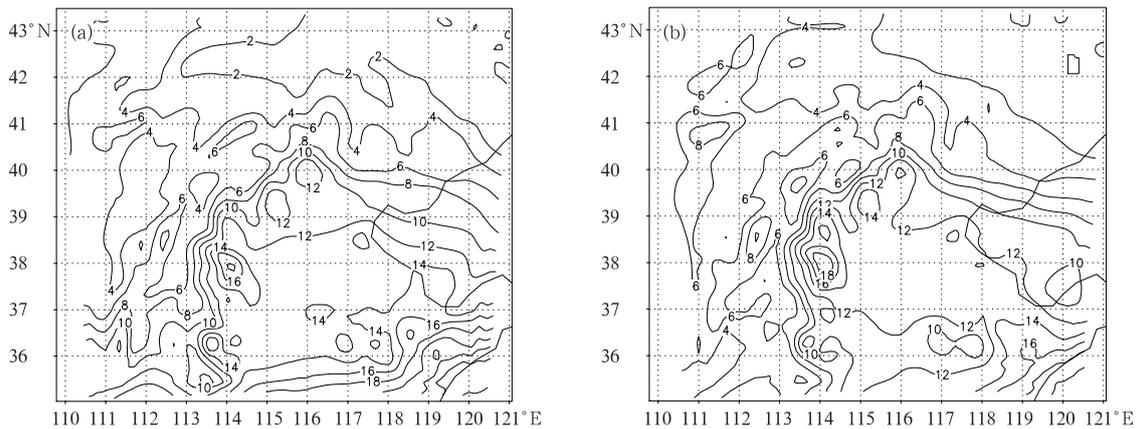


图6 模拟的2月14日12时—15日12时24 h降雪量(a. CE, b. SE;单位:mm)

Fig. 6 Same as Fig. 5 but for simulated snowfall (a. controlled experiment, b. sensitive experiment)

3.3.2 水汽条件

将卫星反演的各等压面层的湿度场引入模式后，改变了模式的水汽场信息，图7为试验输出的15日06时700 hPa相对湿度。从图中可以看出，控制试验模拟的该区域东南边为95%的高湿区，西

北边有一小于90%的闭合相对干区；敏感试验模拟的东南边95%高湿区已不存在，西边低于90%的湿区范围稍有扩大，说明区域南边湿度降低，这是造成模式细网格区域南边SE试验比CE试验降雪量小的主要原因，SE结果与实况更接近。

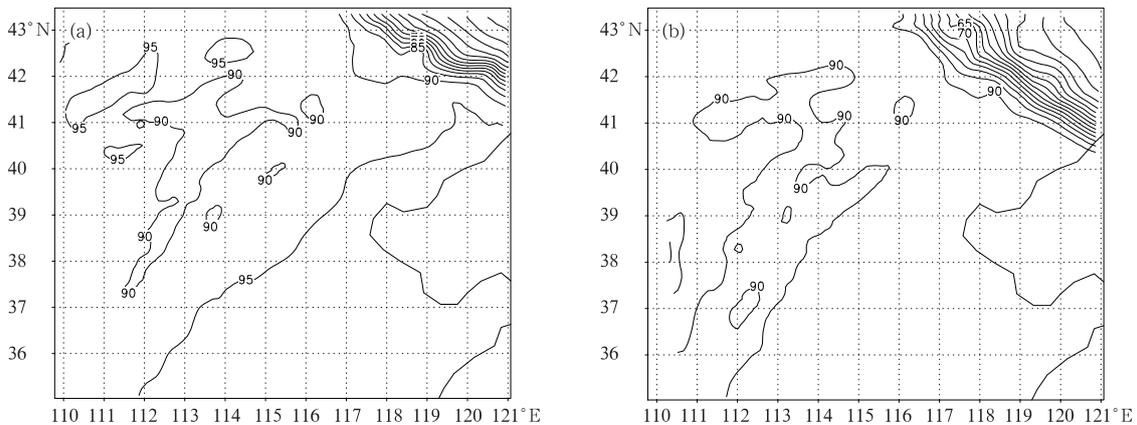


图7 模拟的2月15日06:00UTC 700 hPa相对湿度(a. CE, b. SE)

Fig. 7 Simulated 700 hPa relative humidity (%) at 06:00 UTC on 15 February 2005 (a. controlled experiment, b. sensitive experiment)

3.3.3 垂直速度、散度场特征

图 8 为 SE 试验输出的 15 日 06 时沿 116.3°E 的垂直速度场(a)、散度场(b)垂直剖面图。为了分析整个大范围的情况,输出了模式粗网格区域的模拟值,因为垂直速度在模式的完整 σ 面上,因此垂直坐标系为 σ 坐标。从图 8a 可以看出,42°N 以南为上升气流,中心在 39.2°N 处,高度约为 300 hPa,最

大速度为 0.08 m/s,对应此时地面的北京降雪中心;42°N 以北为下沉气流,最大速度为 -0.06 m/s。上升、下沉气流速度都较小,系统为弱的对流降雪系统。从图 8b 可以看出,辐合、辐散较为凌乱,且数值很小,一般为 $-3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1} - 3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,这同垂直速度场是一致的,说明系统对流较弱,属稳定性降雪。

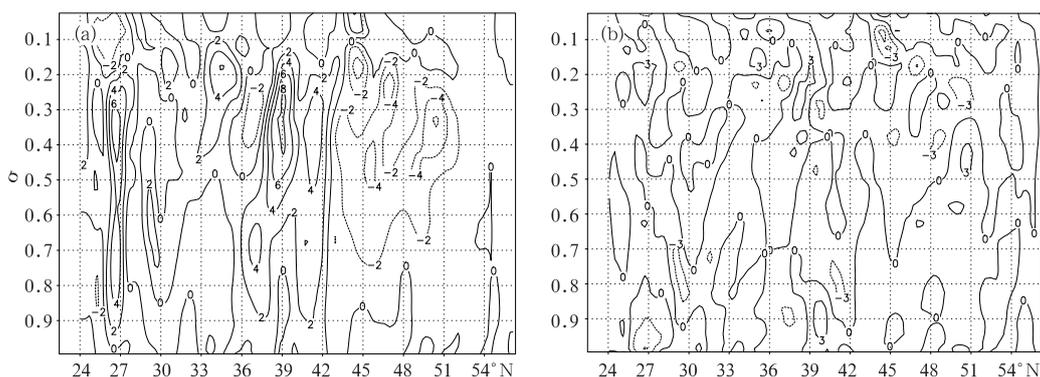


图 8 模拟的 2 月 15 日 06:00UTC 沿 116.3°E 垂直速度剖面(a)和散度剖面(b)

Fig. 8 Latitude-height cross sections of simulated vertical velocity (a; cm/s) and divergence (b; 10^{-5} s^{-1}) along 116.3°E at 06:00UTC on 15 February 2005 in the sensitive experiment

3.3.4 云物理过程分析

为了考察和分析云中的垂直结构特点,做了沿 116.3°E 的云场垂直剖面图,图中横虚线为等温线。本次降雪过程中整个气层温度较低,在 0 °C 以下,几乎没有液态粒子存在,整个过程为冰晶和雪组成的冷云所控制,过冷水含量非常小可以忽略不计。冰晶混合比最大值为 0.01—0.025 g/kg,位置在 300 hPa 左右,在整个模拟过程中稳定少动,水相态主要表现为

雪水的变化,因此下面从雪水的混合比及中心位置的发展变化情况进行分析。

模式积分到 18 小时,即 14 日 18 时,北京地区还未开始降雪,雪区分布在北京以南的广大地区(图 9)。SE 试验中雪水含量中心值在 400—500 hPa,大小为 0.03 g/kg,在 38.2°N 以南有两个 0.04 g/kg 的中心,并且已经接地,说明此时正在降雪,降雪强度很弱,与实况一致。而 CE 试验没有模拟出这一过程。

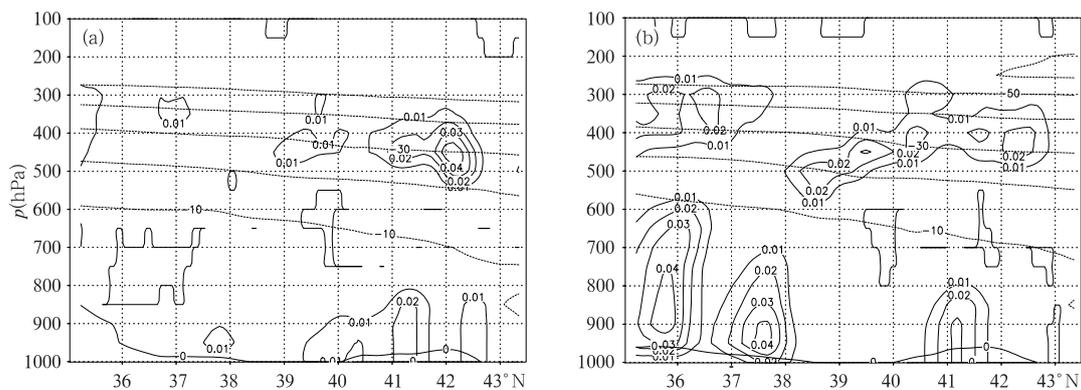


图 9 模拟的 2 月 14 日 18:00UTC 沿 116.3°E 雪水含量剖面

(a. CE, b. SE; 单位:g/kg)

Fig. 9 Latitude-height cross section of the simulated snow water ratio along 116.3°E at 18:00UTC on 14 February 2005(unit: g/kg) (a. controlled experiment, b. sensitive experiment)

模式积分到 24 小时, 即 15 日 00 时, 此时系统处于发展时期(图 10)。大气各层中雪水含量明显增大, 500 hPa 等压面层雪水数值在 0.03 g/kg 左右,

大值中心下移到 1000—900 hPa 的近地层, 中心位置基本上在北京的南郊, 数值增大到 0.21 g/kg, 说明此时北京的降雪已经开始, 且降雪强度较大。

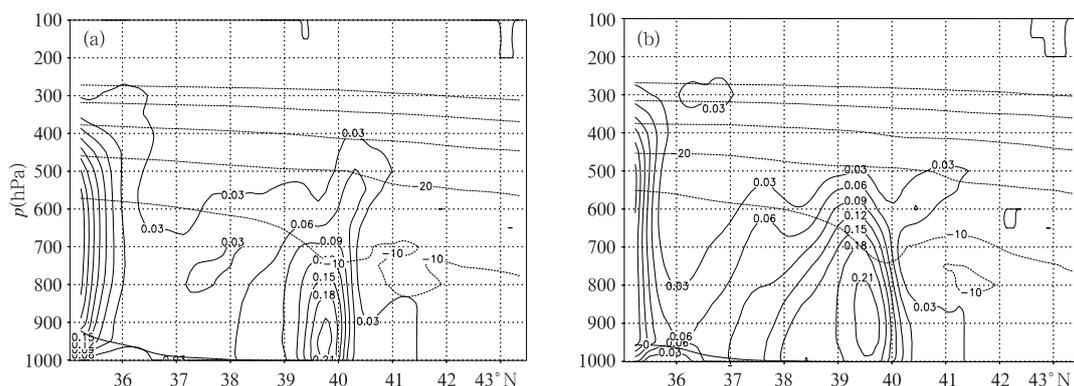


图 10 模拟的 2 月 15 日 00:00UTC 沿 116.3°E 雪水含量剖面

(a. CE, b. SE; 单位:g/kg)

Fig. 10 Same as Fig. 9 but at 00:00UTC on 15 February 2005

CE 和 SE 试验都较好地模拟出了这一变化过程。模式积分到 30 小时, 即 15 日 06 时, 此时系统处于旺盛时期(图 11)。0.03 g/kg 的含水量线向上发展到 300 hPa, CE 试验模拟出的中心在近地层,

含水量数继续增大到 0.30 g/kg, SE 试验模拟出的数值为 0.27 g/kg, 比 CE 小一些, 这主要是由于引入了 AIRS 的湿度场资料造成的, 对应此时、此地点的地面降雪也比 CE 要小, 与实况更接近。

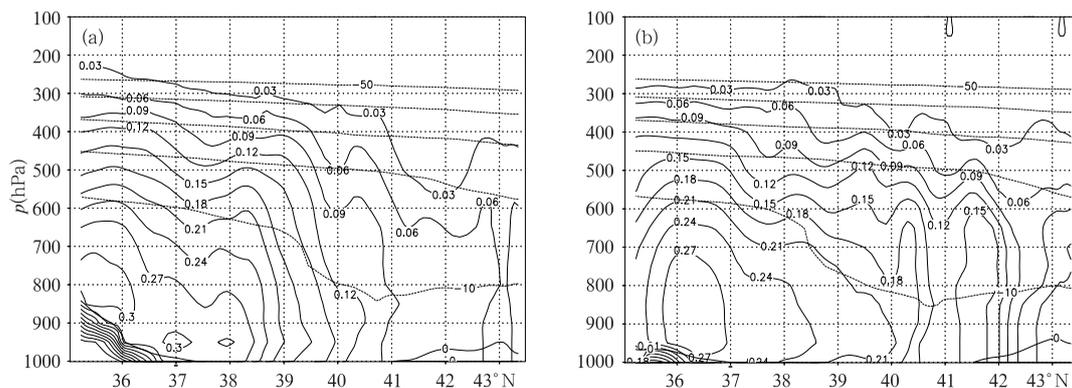


图 11 模拟的 2 月 15 日 06:00UTC 沿 116.3°E 雪水含量剖面

(a. CE, b. SE)

Fig. 11 Same as Fig. 9 but at 06:00UTC on 15 February 2005

模式积分到 36 小时, 即 15 日 12 时(图 12)。模拟的各层雪水含量与前 6 h 相差不大, 但与实况降雪量相比有较大的出入, 此时地面降雪已趋于减弱, 系统处于减退期, 含水量数应有较大的减少。CE 和 SE 试验均未能模拟出这一变化过程。

在整个模拟过程中, 雪区由南向北移动, 北京地

区降雪从 14 日 18 时开始, 持续到 36 h 积分结束, 具有降雪时间长、降雪量大的特点。雪云发展初期云层较薄, 随着系统的发展, 雪云水平尺度逐渐增大, 云层逐渐增厚并最终落地导致大范围的降雪, 具有冷性层状云稳定性降雪特征^[9]。

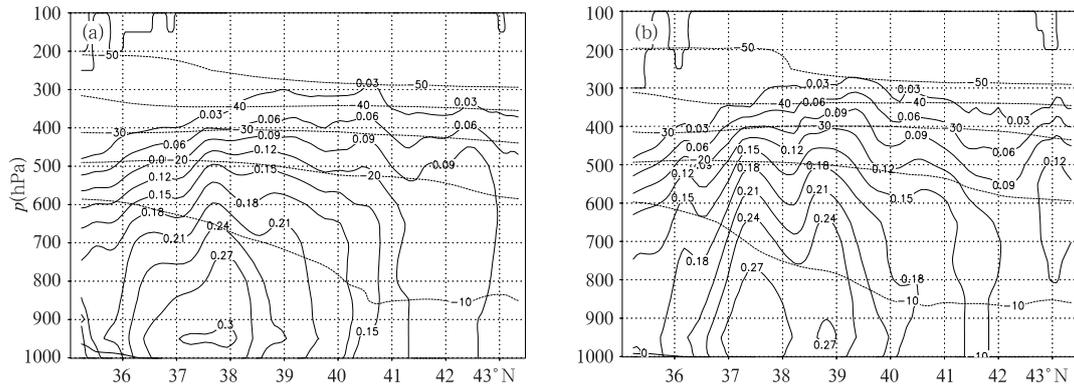


图 12 模拟的 2 月 15 日 12:00UTC 沿 116.3°E 雪水含量剖面(a. CE, b. SE;单位:g/kg)

Fig. 12 Same as Fig. 9 but at 12:00UTC on 15 February

4 结论与讨论

文中利用中国 540 个气象观测站点的地面气温资料,对 AIRS 反演中国区域地面气温的精确度做了详细评估,分析了产生误差的各种原因。基于误差分析,对 AIRS 反演的地面气温进行了订正。并把 AIRS 反演中国区域的温、湿度廓线产品与全球谱模式 T213 的数值模拟结果做了比较,分析了它们之间的异同。最后将经过订正的 AIRS 地面气温及温、湿度廓线产品分析同化到 MM5 中尺度数值模式中,模拟了 2005 年 2 月 14 日华北的一次降雪过程。得到以下结论:

(1) AIRS 地面气温的反演误差主要以系统性误差为主,地形的影响是主要误差来源,可造成超过 10 K 的负偏差。

(2) 下垫面的不同对 AIRS 地面气温反演有较大影响,冬季的地面积雪会造成 5 K 以内的系统性正偏差;冬季 105°E 以东区域准确度较高,均方根误差在 2—4 K;夏季 105°E 以东区域准确度较差,均方根误差在 4—6 K,但经过系统误差订正后可用。

(3) AIRS 温、湿度廓线产品与 T213 数值模拟结果相比有一定的差异:温度差异一般在 2 K 以内,湿度差异一般在 25% 以内。

(4) 模式中加入 AIRS 反演的温度场、湿度场资料后,修正了模式的初始场,使模式模拟与真实大气在动力与数值上更加协调,模拟的降雪量准确度有一定程度的提高。

(5) 在整个模拟过程中,大气温度均在零度以下,无液态的云水、雨水存在;冰晶混合比少变,只表现为雪水混合比的变化;从云物理过程分析此次降

雪过程属冷性层状云稳定性降雪。

参考文献

- [1] Chahine M T, Aumann H, Goldberg M, et al. AIRS Level 2 Algorithm Theoretical Basis Document Version 2.2. 2001, 3-21
- [2] 朱民, 郁凡, 郑维忠等. 卫星反演湿度场及其在暴雨预报中的初步应用分析. 气象学报, 2000, 58(4): 470-478
Zhu Min, Yu Fan, Zheng Weizhong, et al. The study of preliminary application of satellite-derived relative humidity in rainstorm forecast. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 2000, 58(4): 470-478
- [3] 齐艳军, 王汉杰, 程明虎等. 卫星资料反演湿度场改变模式初值对降水预报的影响. 应用气象学报, 2003, 14(6): 663-673
Qi Yanjun, Wang Hanjie, Cheng Minghu. The influence of initial condition adjustment using satellite-derived humidity on precipitation forecasting. J Appl Meteor Sci (in Chinese), 2003, 14(6): 663-673
- [4] Smith W L. Atmospheric soundings from satellites false expectation or the key to improved weather prediction. Quart J Roy Meteor Soc, 1991, 117: 267-297
- [5] AIRS user guide. <http://eosdata.gsfc.nasa.gov/atmodyn/airs/airs-documentation.html>
- [6] 徐萃薇, 孙绳武. 计算方法引论, 第二版. 北京: 高等教育出版社, 2002. 22-27
Xu Cuiwei, Sun Shengwu. Computational Method Introduction, Version 2. Beijing: High Education Press, 2002. 22-27
- [7] 赵鸣, 苗曼倩, 王彦昌. 边界层气象学教程. 北京: 气象出版社, 1991. 258-280
Zhao Ming, Miao Manqian, Wang Yanchang. Boundary Layer Meteorology Course. Beijing: China Meteorological Press, 1991. 258-280
- [8] Paul Menzel W, Suzanne W Seemann, Li Jun, et al. Modis Atmospheric Profile Retrieval Algorithm Theoretical Basis Doc-

ument Version 6. 2002. 22-23

- [9] 孙晶. 暴雨/雪中水凝物相态及其与热力动力学过程的相互作用:[硕士论文]. 北京:中国气象科学研究院,2003. 53-57
Sun Jing. The phase of the hydrometeors in clouds in heavy

rainfall/snowfall and their interaction with the thermodynamic and dynamic processes: [Master Paper]. Beijing: Chinese Academy of Meteorological Sciences, 2003. 53-57

VALIDATION OF AIRS RETRIEVAL TEMPERATURE AND MOISTURE PRODUCTS AND THEIR APPLICATION IN NUMERICAL MODELS

Gao Wenhua^{1,2} Zhao Fengsheng² Gai Changsong³

1 *Yuncheng Meteorological Office of Shanxi Province, Yuncheng 044000*

2 *National Satellite Meteorological Center, Beijing 100081*

3 *Chongqing Meteorological Bureau, Chongqing 401147*

Abstract

To estimate the accuracy of AIRS retrieval products in the region of China, the surface air temperature derived from AIRS are compared with those obtained from 540 meteorological stations in the period of July 2004 and January 2005. The atmospheric temperature and humidity profiles derived from AIRS are also compared with T213 numerical forecasting products. Then the errors in AIRS atmospheric products are analyzed. Furthermore, the surface air temperature and atmospheric temperature and humidity profiles derived from AIRS are assimilated into the MM5 numerical model by analysis nudging, to investigate their effects on snowfall, and water vapor, vertical velocity and divergence fields as well as microphysical processes. The preliminary results are as following:

(1) The errors in the surface air temperature retrieved from AIRS are systematic errors. The influence of terrain altitude can cause a negative deviation of 10 K. Also, the effects of land surface are significant, for the snow cover in winter can bring about a positive deviation of 5 K.

(2) By comparing the atmospheric profiles derived from AIRS with those from T213 numerical products, it is found that the difference in temperature can reach 2 K, and the difference in relative humidity can reach 25%.

(3) The numerical experiment results show that the use of AIRS atmospheric products in the initial assimilation is able to improve the initial moisture field and thus the snowfall prediction to some extent.

Key words: AIRS, Satellite data, Numerical simulation, Snowfall.