衡志炜, 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[J]. 大气科学, 35 (3): 506-518. Heng Zhiwei, Yu Rucong, Fu Yunfei, et al. 2011. Evaluation and analysis of simulation capability of hydrometeor variables in numerical models based on TMI products [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (3): 506-518.

基于 TMI 产品资料对数值模式水凝物 模拟能力的检验分析

衡志炜1 宇如聪2 傅云飞1 王雨1 徐幼平3 程锐3

1 中国科学技术大学地球与空间科学学院,合肥 230026
 2 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室,北京 100081
 3 北京应用气象研究所,北京 100029

摘 要 本文利用热带测雨卫星(Tropical Rainfall Measuring Mission, TRMM)搭载微波成像仪(TRMM Microwave Imager, TMI)的探测及反演结果,结合微波辐射传输模式,就2004年17号台风暹芭(Chaba)过程,对AREM(Advanced Regional Eta-coordinate Model)模式和WRF(Weather Research and Forecasting)模式的水凝物模拟能力进行了检验。分析表明,两个模式模拟的台风路径与实际台风路径基本一致,模拟的降水与TMI反演降水也基本相同。在此基础上,以AREM和WRF模式模拟的大气结构和水凝物结构作为微波辐射传输模式的输入参数,计算了相应大气层顶的微波亮温,通过对比该模拟亮温和TMI实测亮温的异同,尝试了对AREM和WRF模式水凝物结构的间接检验;最后,利用TMI水凝物反演产品直接检验了AREM、WRF模拟的水凝物结构。研究结果表明,AREM模拟的云水含量稍偏高,降冰含量稍偏低;WRF模拟的液相粒子分布范围较小,对冰粒子的模拟能力要好于AREM模式;两个模式对水汽的模拟都比较好。

关键词 AREM 模式, WRF 模式, TRMM 搭载微波成像仪 (TMI), 微波亮温, 数值模式评估 文章编号 1006 - 9895 (2011) 03 - 0506 - 13 **中图分类号** P412 **文献标识码** A

Evaluation and Analysis of Simulation Capability of Hydrometeor Variables in Numerical Models Based on TMI Products

HENG Zhiwei¹, YU Rucong², FU Yunfei¹, WANG Yu¹, XU Youping³, and CHENG Rui³

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

2 State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

3 Beijing Institute of Applied Meteorology, Beijing 100029

Abstract Based on the measured and retrieved products of the TMI (TRMM Microwave Imager) on board TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) and combined with the microwave radiative transfer model, the simulation

资助项目 国家公益性行业支撑项目 GYHY200906002、GYHY200906003,国家重点基础研究发展计划项目 2010CB428601,国家科技基础性工作专项 2007FY110700,中国科学院科技创新项目 KZCX2-YW-Q11-04、KJCX2-YW-N25,国家自然科学基金资助项目 40730950,灾害天气国家重点实验室基金

作者简介 衡志炜, 男, 硕士研究生, 从事卫星探测和数值模拟的研究。E-mail: hzwjy@mail. ustc. edu. cn

通讯作者 傅云飞, E-mail: fyf@ustc. edu. cn

收稿日期 2010-06-24, 2010-10-20 收修定稿

capability of hydrometeor variables of typhoon Chaba (0417) in the AREM (Advanced Regional Eta-coordinate Model) and the WRF (Weather Research and Forecasting) model is verified. First, the simulated track and rain of typhoon are studied and they are consistent with the best track and retrieved rain from the TMI, respectively. Then the simulated hydrometeor variables with the AREM and the WRF model are used as the input data of the micro-wave radiative transfer model to calculate microwave TBs (brightness temperatures). By comparing the simulated and measured TBs, the hydrometeor structures from the AREM and the WRF model are verified indirectly. Moreover, the hydrometeor structures are verified with the retrieved data from the TMI directly. The results show that, the content of cloud liquid water is overestimated by the AREM while the content of precipitation ice is underestimated. The WRF model underestimates the area of liquid hydrometeors, but the WRF model has better performance than AREM in the forecasting of frozen hydrometeors. Both the models perform well in the simulation of water vapor. **Key words** Advanced Regional Eta-coordinate Model (AREM), Weather Research and Forecasting (WRF),

TRMM Microwave Imager (TMI), brightness temperature, model evaluation

1 引言

随着探测手段的改进、探测资料的增多以及同 化技术的不断进步,数值预报模式已经成为当今天 气预报不可缺少的有效工具。然而,模式对云水凝 物(包括云水、云冰、雨水、降冰、霰等)含量及分 布能否正确模拟,仍旧是影响模式预报能力的重要 因素之一,因为云水凝物变化直接与大气热力过程 相联系,进而反馈大气动力过程,而且模式对云水 凝物的表现能力还直接影响模式降水预报能力。但 是,由于云的形成和演变过程极其复杂,数值模式 对云物理过程只能进行粗略描述,这是限制数值模 式预报精度的因素之一(Arakawa, 2004)。因此, 对数值模式的水凝物含量预报能力进行检验,对改 进云参数化方案和发展数值模式有着重要意义。

目前可用于认识云水凝物含量的手段主要有: 使用机载粒子测量仪(Particle Measuring System) 探测云粒子分布(张佃国等,2007)、使用微波辐射 计遥感探测(姚展予等,2003;金德镇等,2004)和 雷达探测反演(于华英等,2007)。其中,飞机探测 成本高,而雷达探测范围有限。而星载微波辐射计 (或成像仪)探测范围广且相关微波通道对水凝物 具有遥感能力,故使用星载微波辐射计探测的亮温 以及水凝物的反演产品(王雨等,2006;Wang et al,2009;姚展予和彭亮,2009),在不同时空尺度 上来检验模式的水凝物模拟能力更具有可行性。马 占山等(2009)使用 TMI(TRMM Microwave Imager)反演的云水、雨水、云冰和降冰4种云参数 产品对人工增雨云系模式预报系统的水凝物含量预 报结果进行了对比分析,结果表明模式预报的水凝 物分布与卫星观测结果一致,预报的水凝物含量和 卫星观测反演结果接近,这是直接使用反演的水凝 物产品进行的检验。

但是,由于云物理过程的复杂多变和微波反演 过程的复杂性,反演的水凝物具有一定的误差(王 雨等, 2006; Wang et al., 2009; 姚展予和彭亮, 2009),所以用反演的水凝物含量来直接检验模式 输出的水凝物含量(简称直接检验)具有一定的局 限性。相比之下,由于微波辐射传输模式具有很高 的计算精度,将数值模式输出结果作为它的输入参 量,模拟计算不同频率的微波辐射亮温,通过对比 分析该模拟亮温与卫星探测亮温的异同,不失为一 种检验数值模式水凝物模拟能力的有效方法。通过 这种方法来间接检验数值模式冰水结构的模拟能力 (简称间接检验) 应该比直接检验更好。Chevallier and Bauer (2003) 使用平面平行微波辐射传输模式 对欧洲中期天气预报中心 (ECMWF) 的一个全球 谱模式 (T_L511L60) 的模拟结果进行了亮温计算, 对比分析了模拟亮温和 SSM/I 探测亮温的概率密 度分布 (Probability density functions, PDFs) 差 异,发现模拟亮温和探测亮温的 PDF 分布相似; Amerault and Zou (2006) 对 MM5 模拟的水凝物 含量进行了间接检验,结果表明 MM5 高估了降水 范围。

本文利用 WRF (Weather Research and Forecasting) 模式 (Skamarock et al., 2005) 和 AREM 模式 (Advanced Regional Eta-coordinate Model) (宇如聪, 1994; 宇如聪和徐幼平, 2004) 对 2004 年 8 月的暹芭台风过程 (Chaba, 编号 0417) 进行 了模拟,并结合热带测雨卫星 (Tropical Rainfall Measuring Mission, TRMM)的微波成像仪 (TRMM Microwave Imager, TMI)探测结果,试 图对这两个模式的水凝物模拟能力进行检验,以认 识WRF和 AREM 的水凝物模拟能力及其不足之 处,为进一步改善数值模式水凝物模拟能力提供依 据。AREM和 WRF 在国内已经受到广泛使用,相 关研究(孙健和赵平, 2003;何光碧等, 2006;叶成 志等, 2007;赵磊刚等, 2007;公颖, 2007;公颖 等, 2008;陶健红等, 2008)表明这两个模式都对 暴雨有较好的模拟效果,这为我们进一步分析 AR-EM和 WRF 的水凝物模拟能力提供了基础。

本文首先分析了这两个模式对台风 Chaba 的 路径和降水的模拟情况;然后将模拟的水凝物廓线 代入微波辐射传输模式计算微波亮温,并分析它与 TMI 探测亮温的异同,即间接检验模式模拟水凝 物的能力;最后还使用 TMI 反演的水凝物产品直 接对模式输出的水凝物结果进行了验证。

2 资料、模式和方法

本文使用了 TMI 探测亮温资料 (1B11) 和水 凝物反演资料(2A12)。1B11 为 TMI 五个频率九 个通道探测信号经标定后给出的微波亮温,这五个 频率分别为 10.65、19.35、21.3、37.0、85.5 GHz,除21.3 GHz频率只有垂直极化通道外,其 它四个频率均有水平和垂直两个极化通道(Kummerow et al., 2000)。高频 85.5 GHz 通道的水平 分辨率约为5 km, 低频通道分辨率约为40 km。这 些微波信号对水凝物粒子比较敏感,具体表现为: 对于洋面背景而言,低频通道亮温的变化取决于气 柱中液相粒子 (云水、雨水等) 的发射信号, 液相 粒子越多亮温越高;对于高频微波通道,微波亮温 的变化取决于冰相粒子 (云冰、雹、霰等)的散射 作用,冰相粒子越多亮温越低 (Smith and Mugnai, 1988; Fu and Liu, 2001; 傅云飞等, 2007)。而 2A12 是由 GPROF (Goddard Profiling Algorithm) 廓线反演算法(Kummerow et al., 2001) 计算给 出,包含地面瞬时降水率、4种水凝物(云水、云 冰、降雨、降冰) 垂直结构和洋面潜热垂直结构等 信息的反演数据集,垂直方向分为14层(距离地 面高度从 0.5 km 到 18.0 km), 水平分辨率为 5 km。此外, 1B11 和 2A12 均是轨道资料, 根据 TRMM 卫星的高度(402 km)、轨道倾角(35°)及 TMI 扫描方式(等角 53°圆锥扫描),TMI 扫描的 宽度约 878 km,每天 TMI 在南北 40°之间大约有 16条轨道。

本文使用的 AREM 模式 (宇如聪, 1994; 宇如 聪和徐幼平, 2004)为2.3版本。我们设定 AREM 模式的模拟区域为(0°~50°N, 90°E~150°E),水 平网格距37km,垂直方向采用η坐标。模式的物 理过程包括改进的 Betts 对流调整、显式云微物理 过程、非局地大气边界层方案等。模式输出的水凝 物包括水汽、云水、云冰、降雨和降雪。

本文使用的 WRF 模式 (Skamarock et al., 2005)为3.1版本。文中 WRF 模式的水平格点数为 121×121 个,模拟区域中心点为 (20°N, 130°E),格 点距为 37 km,微物理过程采用 Lin 方案 (Lin et al., 1983; Rutledge and Hobbs, 1984),积云参数 化使用 Kain-Fritsch 方案 (Kain, 2004),并使用了 RRTM 长波辐射方案 (Mlawer et al., 1997)和 Dudhia 短波辐射方案 (Dudhia, 1989),可输出包 括水汽、云水、云冰、降雨、降雪和降霰在内的 6 种水凝物模拟值。

AREM 和 WRF 使用的初始场为 NCEP FNL (http://dss.ucar.edu/datasets/ds083.2/[2010-09-25]) 1°×1°分析资料 [2004 年 8 月 21 日~30 日每天 12 时 (协调世界时,下同)],本文分别用这两个模式 对 Chaba 台风强盛期进行逐日连续 36 小时模拟,模拟结果逐小时输出。考虑到模式的"旋转加强" (spin-up) 问题,只保留积分时间在 13~36 小时的 模拟结果。

为了计算大气顶上行微波辐射亮温,本文使用 了 Liu (1998)设计的平面平行微波辐射传输模式 MWRT (Microwave Radiative Transfer Model)。 Liu (1998)研究表明在微波频率为 19 GHz 和 85 GHz,观测角为 53°时,该模式计算速度快、误差 小。此外,MWRT模式中还考虑了不同地表类型、 发射率、地表温度,以及云冰、云水、雨、雪、雹、 霰等多种水凝物,可以很好地用于不同下垫面条件 下各种类型云和降水的模拟研究。在本研究中,辐 射传输模式输入参数均来自于 AREM模式和 WRF 模式的模拟结果,这些参数包括海表温度、海表面 风场、大气温度、气压、湿度廓线、水凝物垂直分 布等。考虑到 MWRT模式对亮温的计算精确,可 认为模拟亮温与实测亮温的差异主要取决于 AR- EM 和 WRF 模式提供的上述参数。

在 Chaba 台风从生成到消亡的整个过程中, TMI 对其有若干次探测。本文仅选取该台风强盛 期的 7 次 TMI 探测数据,轨道号为: 38608、 38613、38628、38639、38643、38658、38670,相应 的探测亮温(来源于 1B11 数据)和水凝物反演量 (来源于 2A12 产品)分别被用于间接和直接检验时 间上与之最为接近(时间差小于 30 分钟)的模式 模拟结果。由于所用的数据分辨率不同,WRF 和 AREM 模式格点也不同,为方便分析,我们将 WRF 模拟结果水平插值到 AREM 格点,对于 1B11 和 2A12 数据则是将 AREM 格点范围内的卫 星资料求算术平均进行格点化。并且在统一了格点 和分辨率后对所有数据进行了匹配。

3 结果

3.1 台风路径和降水模拟

台风路径的预报是台风预报的重要内容,准确 的路径预报是准确预报台风降水和云水凝物结构的 基础。据中国气象局热带气旋年鉴数据(http:// data.typhoon.gov.cn/history/[2010-09-25]),发 生在2004年17号的Chaba台风是当年热带气旋中 强度最强的一个,它于8月18日06时在布朗岛以 西约300 km处形成并向西北偏西方向移动,19日 晚加强为热带风暴,21日12时增强为台风,23日 上午中心附近最大风力达到60 m/s,中心最低气压 920 hPa。30日在日本鹿儿岛附近登陆,向东北方 向移动,横越九州及本州的西南部。31日在日本 海减弱为强热带风暴。

为了分析 AREM 和 WRF 模式对台风路径的 模拟能力,我们做出了 Chaba 发展为强台风后的最 佳路径 (Best track) 以及两个模式的模拟路径 (图 1)。其中最佳路径资料取自 CMA-STI 热带气旋最 佳路径数据集,模拟的台风路径分别由 AREM 和 WRF 模拟的海平面气压场确定。可以注意到 AR-EM 模式对 8 月 26 日~27 日的路径模拟比最佳路 径偏西,而 WRF 模式对 8 月 24 日前的模拟比最佳 路径偏北,8 月 28 日以后的模拟路径比最佳路径偏 南。这种偏差可能是由模拟的大尺度环流中心位置 的偏差造成的。从总体看,两个数值预报模式所模 拟的路径都与最佳路径基本一致。

除了台风路径,台风降水的模拟也是台风预报

的重要部分,而且降水的模拟与云水凝物的模拟有 直接关系。为了揭示 TMI 反演降水和模拟降水的 异同,我们选取了轨道号 38628 的 TMI 反演降水 率和对应时刻 (2004 年 8 月 25 日 08 时)的模拟降 水率 (图 2)。图 2 中的实心圆指示台风中心位置, 其中图 2a 台风中心位置取自最佳路径数据。由图 2 可知,AREM 和 WRF 模式模拟的降水区域都比 TMI 反演结果偏大;模拟的降水中心位于台风中心 的西南方向 (20°N, 135.5°E),与 TMI 反演结果较 为一致;模拟的降水率都比 TMI 反演结果较 为一致;模拟的降水率都比 TMI 反演结果大约 5 mm/h。考虑到 TMI 对台风中心附近的强降水的 反演较精确,故这种差异可能是因为模式本身对降 水的处理不够好,在下文将做进一步的分析。

为了分析反演降水率和模拟降水率的整体分布 情况,我们将七次 TMI 反演结果中的降水样本点 (地表降水率大于 0.5 mm/h)和对应时刻模拟的降 水样本点的降水率分别做概率密度(PDF)分析 (图 3)。其中 TMI 样本数为 861 个,而两个模式模 拟的降水样本数都比 TMI 反演的略多,分别为 1079 (AREM)和 1388 (WRF)。由图 3 知,模拟 降水率和 TMI 反演降水率的 PDF 总体分布规律较 为一致,即分布概率随降水率增加而逐渐减小。另 一方面,TMI 反演的地表降水率在 6 mm/h 处有一 个峰值,这源于 TMI 反演误差,即在这一降水率 附近缺乏较好的反演数据库(Kummerow et al., 2001)。降水率大于 10 mm/h 时,模拟的和 TMI 反演的降水率分布相同。

由上述分析可知, AREM 和 WRF 模式对台风的路径和降水率的模拟都较为理想, 同时, 模拟降水率与 TMI 反演结果也存在一定的误差。除了台风路径和降水率外, 水凝物的模拟结果会是怎样的?为了回答这个问题, 接下来本文将进一步对模式的各种水凝物模拟结果进行分析和检验。

3.2 微波亮温分析

星载微波辐射计所探测到的微波亮温包含了气 柱中的云、降水粒子与微波信号相互作用的信息。 因此,通过对微波亮温进行分析,可以了解云中水 凝物的含量信息,这也是使用微波信号进行云水凝 物反演的基础。基于这个原理,我们利用 MWRT 辐射传输模式,对 2004 年 8 月 25 日 08 时的 AR-EM 和 WRF 模拟结果分别计算了模拟的微波亮 温,并给出了对应时刻的 TMI 探测亮温 (图 4)。



图 1 2004 年 8 月 22 日 12 时~29 日 06 时台风"暹芭"的最佳路径和模式模拟路径

Fig. 1 Best track and simulated tracks of typhoon Chaba from 1200 UTC 22 Aug to 0600 UTC 29 Aug 2004



图 2 TMI 反演降水率 (轨道号 38628) 和模式模拟降水率 (2004 年 8 月 25 日 08 时)。实心圆指示台风中心位置 Fig. 2 Retrieved (TMI orbit number 28628) and simulated (0800 UTC 25 Aug 2004) rain rate. The filled circles indicate the center of typhoon

根据微波辐射特性,对 10 GHz 通道(图 4ac)而言,洋面是冷背景,发射辐射较小,非降水区 的微波亮温较低(亮温低于 190 K 的区域)。从图 4a-c可知,非降水区的模拟亮温比探测亮温偏低 5K 左右,亮温偏低的原因可能是由于模式模拟的 海表温度与实际存在偏差,或者是模式模拟的海表 风场不准确,相关内容还需要进一步研究。在强降 水区,液相水凝物粒子(云水、雨水)含量较高,粒 子对微波信号的吸收再发射作用使得亮温升高,其 中TMI 探测亮温最高可以达到 230 K (图 4a),而 模拟亮温可以达到 255 K (图 4b、c)。考虑到由海 表参数带来的亮温误差在 5 K 左右,可以认为模拟 亮温偏高是因为 AREM 和 WRF 模式模拟的液相 粒子比实际偏多。此外,AREM 模拟亮温高于 190 K的区域面积较大,表明 AREM 模拟的液相粒 子水平分布范围较大,这与前文提到的 AREM 降 水样本数偏多相符合。WRF 模拟亮温高于 190 K 的区域面积较小,表明 WRF 模拟亮温高于 190 K 的区域面积较小,表明 WRF 模拟的液相粒子水平 分布范围较小,这似乎与前文 WRF 降水样本数偏 多相矛盾。但是通过对比图 2c 和图 4c 可以发现, WRF 模拟的地表降水率(图 2c)沿着 140°E 存在 一个降水率约 2 mm/h 的降水带,由于这个降水带



图 3 TMI 反演降水率及模拟降水率的概率分布。降水率间隔为 1 mm/h Fig. 3 Frequency distribution of retrieved and simulated rain rate with the interval of 1 mm/h

的液相水凝物粒子含量较少,模拟亮温(图4c)并 不能表现出它的存在,这可以解释 WRF 模拟的降 水样本点偏多而液相粒子分布范围偏小的现象。

与10 GHz 通道类似, 19 GHz 通道(图 4d - f) 对液相水凝物粒子也表现为吸收再发射作用。同 时,该通道接近水汽吸收带 (22.235 GHz),容易 达到饱和,对强降水也会表现出一定的散射作用, 使得微波亮温降低。所以与探测亮温 (图 4d) 相 比,AREM 和 WRF 模拟亮温 (图 4e、f)并没有明 显偏高。21 GHz 通道 (图 4g - i) 位于水汽吸收带 附近,对气柱中的水汽含量信息比较敏感。降水区 的探测亮温和模拟亮温在数值上比较接近,这说明 AREM 和 WRF 模式对降水云水汽含量的模拟符 合实际探测结果,但 WRF 模拟的水汽分布范围较 小。37 GHz 通道 (图 4j - 1) 能够同时表现出液相 粒子的发射和散射效应,模拟亮温和探测亮温一致 性较好。

与低频通道对液相水凝物粒子敏感不同,高频 通道(85 GHz)主要是对云层上部的冰相水凝物粒 子(云冰、降冰)比较敏感,冰相粒子对来自云层 下部的微波辐射有强烈的散射作用,会使得微波亮 温降低。非降水区 85 GHz 通道的探测亮温(图 4m)在280 K左右,比其它通道非降水区亮温高, 这是由于该频率洋面发射辐射更大;对于降水区, 由于对流旺盛的冷云往往对应着强烈的散射过程, 所以该区域的微波亮温也较低,由图 4m 可知,探 测亮温最低可以达到 210 K。而由 AREM 模拟得 到的亮温普遍偏高,最低只能达到 250 K(图 4n), 表明 AREM 模式模拟的冰相粒子偏少。另一方面, 由 WRF 模式模拟的微波亮温在数值上与 TMI 探 测亮温比较接近(图 40),在冰相粒子模拟方面, 该模式比 AREM 更加准确。

511

为了更好地揭示轨道号 38628 的探测亮温和对 应时刻模拟亮温的异同,图 5 给出了过台风中心 (位置如图 4a-c中 AB线所示)的五个垂直极化通 道探测亮温和模拟亮温的分布。由 TMI 探测亮温 沿 AB线的分布可知,10 GHz 和19 GHz 的亮温对 台风螺旋云带和云墙等强降水区域有较好的响应, 降水区和非降水区的亮温变化可以达到 50 K;亮 温在台风眼区稍有降低。21 GHz 通道在强降水区



图 4 五个频率垂直极化通道的 TMI 探测亮温(轨道号 38628) 和模拟亮温(2004 年 8 月 25 日 08 时)。实心圆点指示台风中心位置 Fig. 4 Measured (orbit number 38628) and simulated (0800UTC 25 Aug 2004) brightness temperature of vertical polarization at five frequencies. The filled circles indicate the center of typhoon

和非降水区的亮温变化则比较平缓。37 GHz 通道 亮温同样表现为在强降水区升高。85 GHz 通道对 冰粒子敏感,与台风强对流区有很好的对应,其亮 温最低可以达到 220 K,眼区亮温为 240 K。对于 模拟亮温,由于模式对台风水凝物结构以及位置的 模拟与实际情况有差异,模拟亮温与探测亮温的分 布也存在着差异。其中,由于 WRF 模拟的台风眼 较大,136°E~138°E 之间降水较弱,对应的低频通 道微波亮温偏低,85 GHz 亮温偏高。而 AREM 模 拟亮温沿 AB 线的分布与探测亮温比较接近;同 时,由于 AREM 对冰粒子的模拟偏少,85 GHz 通 道的模拟亮温比探测亮温偏高。

为了分析模拟亮温和探测亮温的总体分布情况,本文计算得到了 TMI 七次探测的微波亮温 (垂直极化通道)以及对应时刻模拟亮温的 PDF 分 布(样本个数 3496),如图 6 所示。10 GHz 通道

No. 3 HENG Zhiwei et al. Evaluation and Analysis of Simulation Capability of Hydrometeor Variables in ...



图 5 沿图 4a-c中 AB线的 5 个频率 (垂直极化通道)的模拟 亮温和探测亮温分布

Fig. 5 Measured and simulated brightness temperature at five frequencies (vertical polarization) along line AB in Fig. 4 (a - c)



图 6 模拟亮温和探测亮温(垂直极化通道)的概率分布。亮温间隔 5K

Fig. 6 $\,$ Frequency distribution of measured and simulated brightness temperature (vertical polarization) with the interval of 5 K

(图 6a)的 TMI 探测亮温的峰值在 180 K,对应于 非降水样本点,其概率密度达到40%;而模拟亮温 的峰值为175 K,比探测亮温偏低,其中WRF模 拟亮温概率密度达到90%,占所有样本点中的绝大 部分, 表明 WRF 的非降水样本点偏多; AREM 达 到 60%。而强降水样本点对应的模拟和探测微波 亮温 (230~250 K) 概率密度相对较低, 从图 6a 中 不易表现出来。19 GHz 通道(图 6b)的 TMI 探测 亮温峰值在 225 K,峰值附近(取峰值±5 K 范围) 的概率密度可以达到 60%; AREM 的峰值在 215 K,峰值附近的概率密度为 55%,比探测亮温整体 偏低 10 K; WRF 的 PDF 分布在 220 K 出现峰值, 峰值附近的概率密度达到 90%。21 GHz 通道(图 6c) TMI 探测亮温与 AREM 模拟亮温都表现为双 峰结构,能体现出降水样本点和非降水样本点,其 中 TMI 的双峰分别出现在 255 K 和 270 K; AR-EM 的双峰分别出现在 245 K 和 270 K; 而 WRF 模拟亮温大多对应非降水样本点对应,表现为单峰 结构,峰值亮温在 250 K,峰值附近概率密度达到 78%, 表明 WRF 模拟的水汽分布范围较小。与 21 GHz通道类似, 37 GHz 通道(图 6d) AREM 模 拟亮温与 TMI 探测亮温都是双峰结构, 而且一致 性较好; 而 WRF 模拟亮温只表现出单峰。85 GHz 通道 (图 6e) 模拟亮温和 TMI 探测亮温 PDF 分布 一致性较好,峰值附近的概率密度都在 50% 左右。 此外, 探测亮温和 WRF 模拟亮温最低可以达到 230 K,但 AREM 模拟亮温最低只能到 245 K,表 明 AREM 模拟的云中冰相粒子的含量偏少。

从总体上看,模拟亮温和探测亮温的 PDF 分 布基本一致。WRF 模拟的液相粒子和水汽的分布 面积较小;两个模式对水汽含量的模拟都比较好; AREM 模拟的冰相粒子偏少。与前文个例分析的 结果相符合。

3.3 水凝物含量分析

前文通过对比分析探测亮温和模拟亮温的异同,对模式模拟水凝物的能力进行了间接检验。除 了微波亮温产品,TMI也可以提供反演的水凝物 产品(2A12),虽然该产品对水凝物的描述存在局 限性(傅云飞等,2007),但是用作模式检验还是具 有参考价值。下面将使用 2A12 产品的水凝物含量 对模式模拟结果进行直接检验。

通过对各层的水凝物含量进行垂直积分,我们

得到了4种水凝物的气柱积分含量(图7),以了解 TMI反演水凝物与模式模拟水凝物的含量和分布 的异同。TMI 反演的降水云积分云水含量(图 7a) 最大可以达到1200 g/m²。AREM 模拟的降水云积 分云水含量(图7b)比TMI反演结果偏大,最大 可达到16000 g/m²,而且水平分布范围广。WRF 模拟的降水云积分云水含量(图 7c)与TMI反演 接近,但水平分布范围较小。TMI 反演的积分雨 水含量 (图 7d) 为 1000~4000 g/m², AREM 模拟 结果 (图 7e) 略小, 大约是 300~1500 g/m²。WRF 模拟结果 (图 7f) 大约是 700~6500 g/m²,比 TMI 反演结果稍大。综合考虑积分云水含量和积分雨水 含量, AREM 和 WRF 模拟结果比 TMI 反演结果 大,AREM 模拟的液相粒子分布范围较大,WRF 模拟的粒子分布范围较小,这与前文间接检验的结 果相符合。反演和模拟的降水云积分云冰含量(图 7g-i) 符合较好, 都在 200~700 g/m²。TMI 反演 的积分降冰含量(图 7j)大约是 2000~4000 g/m²。 AREM 模拟的积分降冰含量(图 7k)比反演值小, 为 $40 \sim 120 \text{ g/m}^2$ 。WRF 模拟的积分降冰含量(包 括雪和霰)为800~3200 g/m²,与 TMI 反演结果 相近。综上可知, AREM 对云水和降冰含量的模 拟能力不足,对雨水和云冰含量的模拟与 TMI 反 演结果接近; WRF 模拟的液相水凝物粒子(云水、 雨水)的水平分布范围较小,对积分雨水和积分云 冰含量的模拟较好。

为了进一步揭示模式模拟水凝物廓线的特征, 我们计算了 TMI 反演和模式模拟结果中的降水格 点(降水率大于 0.5 mm/h)水凝物的平均廓线。 从平均云水含量廓线(图 8a-c)可知,TMI 反演 结果的峰值在 550 hPa 高度, 约为 0.05 g/m³; WRF 模拟结果的峰值高度位于 800 hPa, 最大值约 为 0.04 g/m³; AREM 模拟结果峰值位于 600 hPa 左右,与TMI反演结果的峰值高度接近,但数值偏 大。从图 8d、f 可以看出, WRF 模拟和 TMI 反演 的平均雨水含量廓线变化规律相似,都在600 hPa 高度有明显的拐点,但 WRF 模拟的平均雨水含量 (0.06 g/m³) 比 TMI 反演结果 (0.24 g/m³) 小。 AREM 模拟的平均雨水含量随高度降低逐渐增加 (图 8e)。冰粒子平均含量廓线(图 8g-1)表明云 冰和降冰主要存在于降水云上部,500 hPa 以下的 冰粒子含量随高度的降低迅速降低。TMI 反演的



图 7 TMI 反演(轨道号 38628)以及模式模拟(2004 年 8 月 25 日 08 时)的积分水凝物含量(单位:g/m²):(a-c)云水;(d-f)雨水;(g-i)云冰;(j-l)降冰

Fig. 7 Retrieved (TMI orbit number 28628) and simulated (0800 UTC 25 Aug 2004) column hydrometeor content (g/m^2) : (a-c) Cloud liquid water; (d-f) precipitation water; (g-i) cloud ice water; (j-1) precipitation ice

和 WRF 模拟的平均云冰含量(图 8g 和 8i)都在 350 hPa 存在一个峰值,两者在数值上也相近。 AREM 模拟的云冰平均含量分别在 300 和 500 hPa 高度各有一个峰值。从平均降冰含量(图 8j-1)可 以看出,WRF 模拟结果最大值为 0.12 g/m³,比 TMI 反演结果 (0.3 g/m³) 略小, AREM 模拟结果 比 TMI 反演结果偏小。总体看来, AREM 模拟的 雨水和云冰的垂直结构与 TMI 反演结果存在一定 差异, WRF 模拟的水凝物的垂直结构与 TMI 反演 结果比较接近。

大 气 科 学 Chinese Journal of Atmospheric Sciences 35 卷 Vol. 35



图 8 降水格点平均水凝物垂直廓线 Fig. 8 Mean vertical profiles of hydrometeors content at precipitation grids points

4 结论与讨论

数值预报模式已经成为现在天气预报的重要工 具之一,但是数值模式对云物理过程的刻画能力不 足,对云水凝物的模拟能力有限,直接影响了降水 的模拟,限制了数值模式的预报性能。对数值模式 的水凝物预报能力进行检验,可以了解模式对不同 水凝物模拟能力的优劣,对改进模式有指导意义。

本文基于 AREM 和 WRF 两个数值预报模式 对 0417 号台风暹芭 (Chaba)的模拟结果,首先对 模拟的台风路径和台风降水进行了分析,然后分别 使用间接和直接方法对两个模式的水凝物含量模拟 能力进行了评估,分析了误差及误差来源,为模式 的改进提供了依据。相关结论如下:

(1) 通过对比分析模拟的台风路径和最佳路径

数据得知, WRF和 AREM 都较准确地描述了台风 Chaba的移动路径;对比分析模拟的降水率和 TMI 反演降水率的异同得知,两个模式对此台风过程的 降水率和雨区模拟都较好。

(2)间接检验结果表明,WRF和AREM模拟 的液相粒子含量较多,但WRF模拟的液相粒子分 布范围较小;二者对水汽含量的模拟都比较好; AREM模拟的冰粒子含量偏小,WRF对冰粒子的 模拟能力稍优于AREM。

(3) 直接检验结果表明, AREM 和 WRF 模拟的雨水和云冰含量与 TMI 反演结果接近; AREM 高估了云水含量而低估了降冰含量。直接检验与间接检验结论基本一致。

从整体上看,WRF模式对水凝物的模拟能力略优于AREM,但两个模式的云中水凝物模拟都

与实际探测(或反演)结果有一定差距。因此,还 需进一步改进模式对水凝物的模拟能力,以改善相 应的模拟结果。

致谢 本文所使用的 TMI 1B11 和 2A12 数据由日本宇宙航空研究 开发机构 (JAXA))地球观测研究中心 (EORC) 制作分发, 台风路 径资料取自中国台风网 CMA-STI 热带气旋最佳路径数据集, NCEP FNL 分析场资料由美国国家大气研究中心 (NCAR) 计算和 信息系统实验室 (CISL) 提供。

参考文献 (References)

- Amerault C, Zou X L. 2006. Comparison of model-produced and observed microwave radiances and estimation of background error covariances for hydrometeor variables within hurricanes [J]. Mon. Wea. Rev., 134 (3): 745 - 758.
- Arakawa A. 2004. The cumulus parameterization problem: Past, present, and future [J]. J. Climate, 17 (13): 2493-2525.
- Chevallier F, Bauer P. 2003. Model rain and clouds over oceans: Comparison with SSM/I observations [J]. Mon. Wea. Rev., 131 (7): 1240 - 1255.
- Dudhia J. 1989. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model [J]. J. Atmos. Sci., 46: 3077 - 3107.
- Fu Y F, Liu G S. 2001. The variability of tropical precipitation profiles and its impact on microwave brightness temperatures as inferred from TRMM data [J]. J. Appl. Meteor., 40: 2130 – 2140.
- 傳云飞, 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 [J]. 气象学 报, 65 (3): 316 - 328. Fu Yunfei, Liu Dong, Wang Yu, et al. 2007. Characteristics of precipitating and nonprecipitating clouds in typhoon RANAN as viewed by TRMM combined measurements [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 65 (3): 316 - 328.
- 公颖. 2007. 2007 年汛期 AREM 模式降水预报效果检验分析 [J]. 暴雨灾害, 26 (04): 372 380. Gong Ying. 2007. Evaluation and analysis of the rainfall prediction of AREM in flood season of 2007 [J]. Torrential Rain and Disasters (in Chinese), 16 (6): 705 716.
- 公颖,李俊,廖移山,等. 2008. AREM 模式对 0604、0605 号台风的预报分析 [J]. 气象科技, 36 (1): 8 - 14. Gong Ying, Li Jun, Liao Yishan, et al. 2008. Prediction and analysis of typhoon Bilis and Geami with AREM [J]. Meteorological Science and Technology (in Chi-

nese), 36 (1): 8-14.

- 何光碧,陈静,肖玉华,等. 2006. AREM 数值模式对 2005
 年汛期四川的降水预报 [J]. 气象, 32 (7): 64 71.
 He Guangbi, Chen Jing, Xiao Yuhua, et al. 2006. Precipitation prediction with AREM numerical model in Sichuan flood season in 2005 [J]. Meteorological (in Chinese), 32 (7): 64 71.
- 金德镇, 雷恒池, 谷淑芳, 等. 2004. 机载微波辐射计测云 中液态含水量 [J]. 气象学报, 62 (6): 868 - 874. Jin Dezhen, Lei Hengchi, Gu Shufang, et al. 2004. Measurement of column cloud liquid water content by airborne upward-looking microwave radiometer [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 62 (6): 868 - 874.
- Kain J S. 2004. The Kain-Fritsch convective parameterization: An update [J]. J. Appl. Meteor., 43: 170-181.
- Kummerow C, Simpson J, Thiele O, et al. 2000. The status of the tropical rainfall measuring mission (TRMM) after two years in orbit [J]. J. Appl. Meteor., 39 (12): 1965 - 1982.
- Kummerow C, Hong Y, Olson W S, et al. 2001. The evolution of the goddard profiling algorithm (GPROF) for rainfall estimation from passive microwave sensors [J].J. Appl. Meteor, 40 (11): 1801 1820.
- Lin Y L, Farley R D, Orville H D. 1983. Bulk parameterization of the snow field in a cloud model [J]. J. Climate Appl. Meteor., 22: 1065 – 1092.
- Liu G. 1998. A fast and accurate model for microwave radiance calculations [J]. Meteorological Society of Japan, 76 (2): 335 - 343.
- 马占山,刘奇俊,秦琰琰,等. 2009. 利用 TRMM 卫星资料 对人工增雨云系模式云微观场预报能力的检验 [J]. 气 象学报,67(2):260-271. Ma Zhanshan, Liu Qijun, Qin Yanyan, et al. 2009. Verification of forecasting efficiency to cloud microphysical characters of mesoscale numerical model for artificial rainfall enhancement by using TRMM satellite data [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese),67(2):260-271.
- Mlawer E J, Taubman S J, Brown P D, et al. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave [J]. J. Geophys. Res., 102 (D14): 16663 - 16682, doi: 10. 1029/97JD00237.
- Rutledge S A, Hobbs P V. 1984. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. XII: A diagnostic modeling study of precipitation development in narrow cloud-

frontal rainbands [J]. J. Atmos. Sci., 20: 2949-2972.

- Skamarock W C, Klemp J B, Dudhia J, et al. 2005. A description of the advanced research WRF version 2 [R]. NCAR Tech Notes-468+STR.
- Smith E A, Mugnai A. 1988. Radiative transfer to space through a precipitating cloud at multiple microwave frequencies. Part II: Results and analysis [J]. J. Appl. Meteor., 27 (9): 1074-1091.
- 孙健,赵平. 2003. 用 WRF 与 MM5 模拟 1998 年三次暴雨 过程的对比分析 [J]. 气象学报, 61 (6): 692 - 701. Sun Jian, Zhao Ping. 2003. Simulation and analysis of three heavy rainfall processes in 1998 with WRF and MM5 [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 61 (6): 692 - 701.
- 陶健红,张新荣,张铁军,等. 2008. WRF 模式对一次河西 暴雪的数值模拟分析 [J]. 高原气象,27 (1):68-75. Tao Jianhong, Zhang Xinrong, Zhang Tiejun, et al. 2008. Simulation and analysis of heavy snowfall in the Hexi Corridor with WRF model [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 27 (1):68-75.
- 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 [J]. 气象学报, 64 (4):443-452. Wang Yu, Fu Yunfei, Liu Guosheng. 2006. Retrieval of liquid water path in nonprecipitating clouds using TMI measurements [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 64 (4):443-452.
- 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]. J. Geophys. Res., 114, D21304, doi: 10.1029/2008JD011057.
- 姚展予,李万彪,朱元竞,等. 2003. 用 TRMM 卫星微波成 像仪遥感云中液态水 [J]. 应用气象学报,14 (增刊): 19-26. Yao Zhanyu, Li Wanbiao, Zhu Yuanjin, et al. 2003. Remote sensing of cloud liquid water using TRMM microwave imager [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese), 14 (SI): 19-26.
- 姚展予, 彭亮. 2009. 卫星微波被动遥感云中液态水的研究 进展 [J]. 气象学报, 67 (2): 331-341. Yao Zhanyu, Peng Liang. 2009. Advances in satellite passive microwave remote sensing of cloud liquid water [J]. Acta Me-

teorologica Sinica (in Chinese), 67 (2): 331 - 341.

- 叶成志, 潘志祥, 程锐, 等. 2007. 强台风"云娜"登陆过程 的研究——基于 AREM 模式的数值分析 [J]. 气象学 报, 65 (2): 208 - 220. Ye Chengzhi, Pan Zhixiang, Cheng Rui, et al. 2007. The numerical research of the primary mechanism of the offing reinforcement of typhoon rananim based on AREM [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 65 (2): 208 - 220.
- 于华英,牛生杰,梁明珠,等. 2007. 一次强对流风暴含水量的雷达反演和数值模拟结果的对比分析 [J]. 高原气象,26(5):1112-1118. Yu Huaying, Niu Shengjie, Liang Mingzhu, et al. 2007. Comparison analyses on the radar retrieved and simulated water content in a severe convective storm [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 26(5):1112-1118.
- 宇如聪. 1994. 一个η坐标有限区域数值预报模式对 1993 年中国汛期降水的实时预报试验 [J]. 大气科学, 18 (3): 284-292. Yu Rucong. 1994. A test for numerical weather prediction of real-time for China flood season precipitation in 1993 by a regional η coordinate model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 18 (3): 284-292.
- 宇如聪,徐幼平. 2004. AREM 及其对 2003 年汛期降水的 模拟 [J]. 气象学报, 62 (6): 715 - 724. Yu Rucong, Xu Youping. 2004. AREM and its simulations on the daily rainfall in summer in 2003 [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 62 (6): 715 - 724.
- 张佃国,郭学良,付丹红,等. 2007. 2003 年 8~9 月北京及 周边地区云系微物理飞机探测研究 [J]. 大气科学, 31 (4): 596 - 610. Zhang Dianguo, Guo Xueliang, Fu Danhong, et al. 2007. Aircraft observation on cloud microphysics in Beijing and its surrounding regions during August - September 2003 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31 (4): 596 - 610.
- 赵磊刚,周毅,李昀英,等. 2007. 一次台风暴雨过程的数 值模拟和中尺度分析[J]. 热带气象学报,23(5):453-458. Zhao Leigang, Zhou Yi, Li Yunying, et al. 2007. Numerical simulation and mesoscale analysis of a torrential rain caused by typhoon [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 23(5):453-458.