

赖安伟, 闵锦忠, 任永建, 等. 径向风和反射率直接同化对一次梅雨锋暴雨模拟的影响[J]. 暴雨灾害, 2011, 30(3): 218-226

径向风和反射率直接同化对一次梅雨锋暴雨模拟的影响

赖安伟^{1,2}, 闵锦忠², 任永建³, 徐明¹

(1. 中国气象局武汉暴雨研究所, 武汉 430074; 2. 南京信息工程大学气象灾害省部共建教育部重点实验室, 南京 210044; 3. 武汉区域气候中心, 武汉 430074)

摘要: 利用中尺度数值模式 WRF 及其三维变分同化系统, 采用 NCEP 再分析资料和合肥新一代天气雷达资料, 针对 2003 年 7 月 4—5 日发生在江淮流域的一次梅雨锋暴雨过程, 分析了直接同化雷达径向风和反射率对降雨模拟的影响。结果表明: 1) 直接同化雷达径向风能够改进低层辐合带的位置, 增加低层气旋性扰动, 增强低空急流核; 改进垂直速度有利于对流的发生和发展。2) 直接同化反射率能改进模拟回波位置, 小雨量级 T_s 评分改进明显, 约提高了 0.15。3) 不同的同化频率对同化结果都有正的贡献, 每 10 分钟同化一次的结果略优于每半小时同化一次的结果; 双线性插值和四点平均两种稀疏化方法对同化结果的影响差异不明显。4) 同化雷达径向风或反射率, 可明显提高小雨量级的 T_s 评分, 改善整个雨带的位置, 提高强降水中心预报的落区与量级。

关键词: 变分同化; 多普勒雷达; 径向风; 反射率

中图分类号: P412 文献标识码: A 文章编号: 1004-9045(2011)03-0218-09

Impact of Direct Assimilation of Radial Velocity and Reflectivity on Simulation of a Meiyu Front Heavy Rain Case

LAI Anwei^{1,2}, MIN Jinzhong², REN Yongjian³, XU Ming¹

(1. Wuhan Institute of Heavy Rain, CMA, Wuhan 430074; 2. Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044; 3. Wuhan Regional Climate Center, Wuhan 430074)

Abstract: The impact of direct assimilation of radar radial velocity and reflectivity was analyzed on the simulation of the heavy rainfall case in the Meiyu front occurred at Yangtze river during 4—5 July 2003 by the mesoscale numerical model WRF and 3DVAR system using NCEP reanalysis data and New-Generation Weather Radar data in Hefei. The results are as following: (1) the direct assimilation radial velocity can improve the position of low level convergence zone, increase low level cyclonic disturbance and enhance low level jet stream core. The improvement of vertical velocity was favorable to trigger and develop the convection. (2) The threat scorer of light rain with assimilated reflectivity was improved by 0.15 and the location of simulated reflectivity was closer to observation than the control experiment. (3) Both of the two different assimilated frequencies had the positive impact on the simulation of precipitation, but the impact of every 10 min was better than that of the every 30 min. The different impacts on forecast by the two thinning methods were not obvious. (4) The threat score of light rain was improved after the radar data had assimilated. At the same time, the location of rain belt was closer to that observed, and the forecast of the location and amplitude of severe precipitation center was improved.

Key words: variational data assimilation; Doppler radar; radial velocity; radar reflectivity

0 引言

随着数值模式物理过程进一步完善和高性能计算机计算能力大幅度提高, 数值模式达到了更精细的

分辨率和更少的近似表达^[1], 模式误差得到有效抑制, 但数值模式存在对初值极其敏感的问题^[2]。因此, 模式初值场精度就成为现代数值天气预报成功与否的关键, 特别是对中小尺度系统的预报尤显重要。当前, 中

收稿日期: 2011-06-28; 定稿日期: 2011-09-02

资助项目: 公益性行业科研专项(GYHY201006009), 公益性行业科研专项(GYHY200906010), 教育部科技创新工程重大项目培育资金(708051)

第一作者: 赖安伟, 男, 1982年生, 工程师, 主要从事数值模拟与资料同化工作。E-mail: laianwei@hotmail.com

小尺度数值模式初值场主要依赖常规观测资料和大尺度模式提供的背景场。随着分辨率提高,高分辨率中尺度数值预报模式在初始时刻更难获取准确的中小尺度天气系统信息。多普勒天气雷达是观测风暴尺度气流四维涡动结构的有效探测工具之一,其探测资料具有较高的时间分辨率(5~6 min)和空间分辨率(250~1 000 m),可有效探测到中小尺度系统结构^[3],弥补了常规观测网和大尺度数值模式背景场中缺少中小尺度系统信息的不足。因此,如何有效利用多普勒雷达资料改进数值模式初始场以提高数值天气预报水平是值得探讨的重要问题。

目前,多普勒雷达资料以反演同化和直接同化两种方式应用于数值天气预报,采用的同化方法主要是变分同化方法和集合 Kalman 滤波方法,国内外就此展开了大量研究工作。Lindskog 等^[4]指出,HIRLAM 模式三维变分系统雷达风场资料同化模块除了可同化雷达 VAD 产品外,还可将径向风资料直接同化;个例试验表明,无论哪种形式的同化,对预报结果均有积极作用。Xiao 等^[5]对一次暴雨过程的研究表明,雷达径向风资料对雨带范围和强度预报有积极作用,对其他物理量预报也有所改善。Tong 等^[6]采用一个完全可压的非静力模式(包含复杂的冰相物理过程),进行了集合卡尔曼滤波同化雷达资料的理想试验,结果表明,由集合成员统计的具有流依赖特点的背景场误差协方差对同化结果有重要影响,同化后的超级单体风暴至少可较好地维持 2 h。Alpert 等^[7]在 NECP ETA 模式的同化系统(EDAS)中同化 WSR-88D 雷达径向风,对预报有正的贡献。Xiao 等^[8]利用 WRF 及其同化系统(WRF-3DVAR)研究了同化多部多普勒雷达资料对定量降水预报的影响,结果表明,该同化系统能成功同化多部雷达径向风和反射率资料,为爬线提供精确初始场,大大提高了定量降水预报效果。杨毅等^[9]以 WRF3D-Var 为平台,比较两种不同的同化多普勒雷达径向风资料的方法,一种是适用 WRF 3D-Var 系统对现有径向风资料直接同化方法,另一种是首先用两步变分法由多普勒资料反演出水平风,再同化反演风场;同化反演的水平风场的效果略优于直接同化雷达径向风的效果。闵锦忠等^[10]针对梅雨锋暴雨对比分析多普勒雷达径向风反演同化和直接同化表明,无论直接同化还是反演同化均能对风场增加有益的中小尺度信息,但直接同化对暴雨的模拟较反演同化要好。刘青松等^[11]利用 WRF 模式及同化系统研究奥运期间北京地区一次强对流天气过程时进行多普勒雷达径向风和反射率变分同化,其影响持续 12 h 左右。盛春岩等^[12]利用 ARPS 模式及其同化系统对山东一次爬线过程进行数值对比

试验表明,雷达资料同化对爬线地面中尺度系统模拟有明显改进,尤其在前 2~3 h。

以上研究工作为雷达资料在数值模式中的应用做了有益探索。然而,我国雷达资料的应用水平与发达国家相比还存在一定的差距,如何在业务数值模式中更好地使用多普勒雷达资料有待进一步研究,Xiao 等^[8]和刘青松等^[11]的研究表明,同化雷达反射率对水物质有较大改善。如何充分利用雷达资料的高时间分辨率信息,对同化频率的选择需要进行研究。基于文献[10]的研究思路,本文以 2003 年 7 月 4—5 日江淮流域梅雨锋暴雨为例,利用 WRF 及三维变分同化系统直接同化雷达径向风和反射率因子资料,针对同化窗口内同化间隔和稀疏化方法进行了对比试验,以期考察同化多普勒雷达资料对中小尺度天气系统预报的影响。

1 WRF 模式三维变分同化系统

根据 Lorenc^[13]的理论,三维变分基本算法是通过求解一个目标函数(代价函数)的极小值,获得分析时刻大气的真实状态的最优估计,其目标函数的表达式如下

$$J(x) = \frac{1}{2} [(x-x_b)^T B^{-1} (x-x_b) + (H(x)-y_o)^T (E+F)^{-1} (H(x)-y_o)] \quad (1)$$

其中: x 是分析向量, x_b 是背景场, y_o 是观测场, H 为观测算子, B 为背景场误差协方差矩阵, E 、 F 分别是观测误差协方差(仪器误差)和代表性误差协方差(观测算子误差),有时也将 $E+F$ 写为 O , x_b 是 N 维模式空间向量, y_o 是 M 维观测空间向量, B 为 $N \times N$ 矩阵, E 、 F 为 $M \times M$ 矩阵。

式(1)中 $J(x)$ 对 x 的梯度为

$$\nabla J = B^{-1}(x-x_b) + H^T O^{-1}(H(x)-y_o) \quad (2)$$

其中 $H^T = \partial H / \partial x$ 是观测算子的切线性算子。该同化系统^[14]采用增量算法^[15]求解目标泛函,极小化可采用共轭梯度法和准牛顿迭代法,背景场误差协方差矩阵是重要的先验信息。本系统计算背景场误差协方差矩阵有两种方法,分别为 NMC 方法^[16]和静态的背景场误差协方差矩阵和集合成员统计的 flow-dependent 误差协方差矩阵线性组合。背景场误差协方差矩阵可用计算模块(GEN_BE)获取。

观测算子是模式空间向观测空间的投影函数。WRF 三维变分同化系统中雷达径向风观测算子为^[10, 17]

$$V_r = u \frac{x-x_i}{r_i} + v \frac{y-y_i}{r_i} + (w-v_i) \frac{z-z_i}{r_i} \quad (3)$$

式中, (u, v, w) 为大气三维风场; (x, y, z) 为雷达位置, (x_i, y_i, z_i) 是观测目标位置; r_i 是观测点到雷达位置的

距离; v_i 为粒子下落末速度, 其计算采用式(4):

$$v_i = 5.40\alpha q_i^{0.125} \quad (4)$$

其中, q_i 是雨水混合比($\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$), α 为修正因子, 定义为

$$\alpha = \left(\frac{P_0}{\bar{P}} \right)^{0.4} \quad (5)$$

式(5)中, P_0 是地面气压, \bar{P} 是基本气压。WRF 三维变分系统中在进行雷达资料同化时加入垂直速度增量分析, 应用理查逊方程作为平衡方程计算垂直速度, 该方程融合了质量守恒方程、绝热的热力学方程和静力平衡关系, 其关系可表示为

$$\gamma p \frac{\partial w}{\partial z} = -\gamma p \nabla \cdot V_h - V_h \cdot \nabla p + g \int_z^\infty \nabla \cdot (\rho V_h) dz \quad (6)$$

式(6)中, w 为垂直速度, V_h 为水平风矢量, γ 为空气定压比热和定容比热的比值, p 是气压, ρ 为空气密度, z 为高度, g 是重力加速度。

WRF 三维变分同化系统中雷达回波的同化是通过雷达回波与雨水混合比的经验关系并以暖云降水过程作为约束得以实现, 其观测算子为

$$Z = 43.1 + 17.5 \log(\rho q_i) \quad (7)$$

其中, Z 为基本反射率因子。由于引入雨水混合比分析变量, 但雨水混合比并不是孤立存在的, 它与云微物理过程紧密联系, 考虑到云微物理过程复杂的非线性过程, 该系统中只引入暖云降水过程, 包括水汽凝结成云水、雨水碰并云水、云水向雨水自动转换和雨水蒸发。

2 暴雨天气过程概述

2003 年梅雨期 6 月下旬至 7 月上旬, 淮河流域出现持续强暴雨^[8]。7 月 4—5 日江淮流域维持一支西南—东北向强降水带, 随北方弱冷空气南下, 强降水带由淮南北压至长江下游, 在安徽中东部和江苏南部形成大范围强降水。4 日 20 时—5 日 20 时 (北京时, 下同), 安徽中东部和江苏中南部发生罕见特大暴雨过程, 日雨量大于 50、100、200 mm 分别有 40、23、9 个测站。其中 7 月 4 日 18 时—5 日 12 时累计降水量, 滁州、全椒、来安站分别为 379.3、209、155 mm。图 1 给出滁州站 7 月 4 日 18 时—5 日 12 时逐时降水量变化。

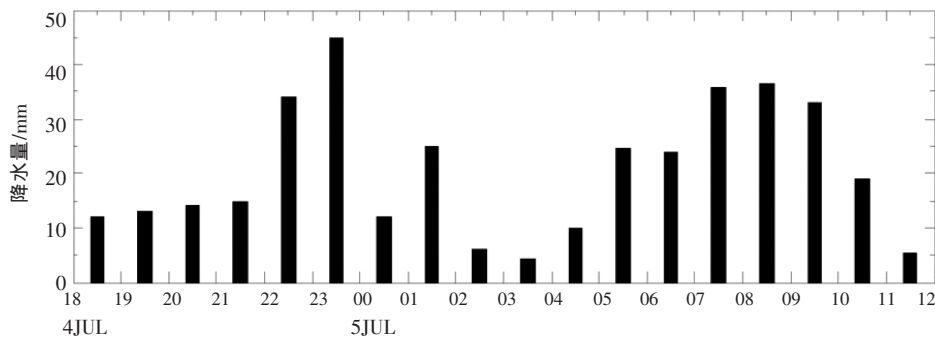


图 1 2003 年 7 月 4 日 18 时—5 日 12 时滁州站逐时降水量变化(单位: mm)

从图 1 中可见, 此次暴雨持续时间长、强度大, 主要集中在两个时段: 第一时段在 4 日 18 时—5 日 02 时, 小时雨量均大于 10 mm, 最强降水出现在 5 日 00 时, 雨强 $45 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$; 第二时段在 5 日 5—11 时, 小时雨量大于 20 mm, 均超过短时暴雨强度 ($10 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$), 且 07—08 时、08—09 时 1 h 降水量分别为 36.0、36.7 mm, 达到短时大暴雨强度 ($30 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$)。

图 2 为 4 日 21 时—5 日 11 时合肥新一代天气雷达 1.5° 仰角基本反射率因子图。从中可见, 4 日 21 时 (图 2a), 雷达站周围有 3 个分散回波带, 其强度大于 20 dBz, 一个位于合肥以西, 回波宽度 50 km, 距合肥 170 km; 另一个位于距雷达中心约 50 km 西偏北位置, 回波宽度 100 km; 第三个位于距雷达中心 150 km 东北方向, 有 2 块主要回波区, 其间镶嵌大于 45 dbz 的强回波。随系统不断发展, 雷达回波随之向东北方向移动、合并和加强, 滁州附近有大面

积强回波带, 大于 45 dBz 的回波区正好位于滁州, 随后缓慢向东南方向移动, 持续 3 h 左右, 对应第一时段强降水过程。到 5 日 01 时, 分散的回波带已发展成西南—东北向强回波带 (图 2b), 强度大于 40 dBz 的回波区域有 3 个, 其中最强的回波位于滁州以南, 并含有强对流单体 ($\geq 50 \text{ dBz}$)。到 5 日 02 时, 位于合肥正北方向的强回波区缓慢移到合肥以东, 同时回波分裂为 2 个对流单体且不断加强; 滁州强回波区逐渐减弱, 分裂为 2 个回波区, 其一移动到南京上空。到 5 日 03 时, 滁州、全椒、巢湖一线有一狭长且非常强的对流回波单体, 随梅雨锋不断南压, 对流单体随之南移且进一步发展加强。到 5 日 08 时 (图略), 在南京、滁州以北有新的对流生成, 雷雨回波强度大于 40 dBz, 并开始减弱。5 日 09 时 (图 2d), 回波不断沿东南方向移动并略有加强, 随后分裂减弱, 与降水减弱相一致。

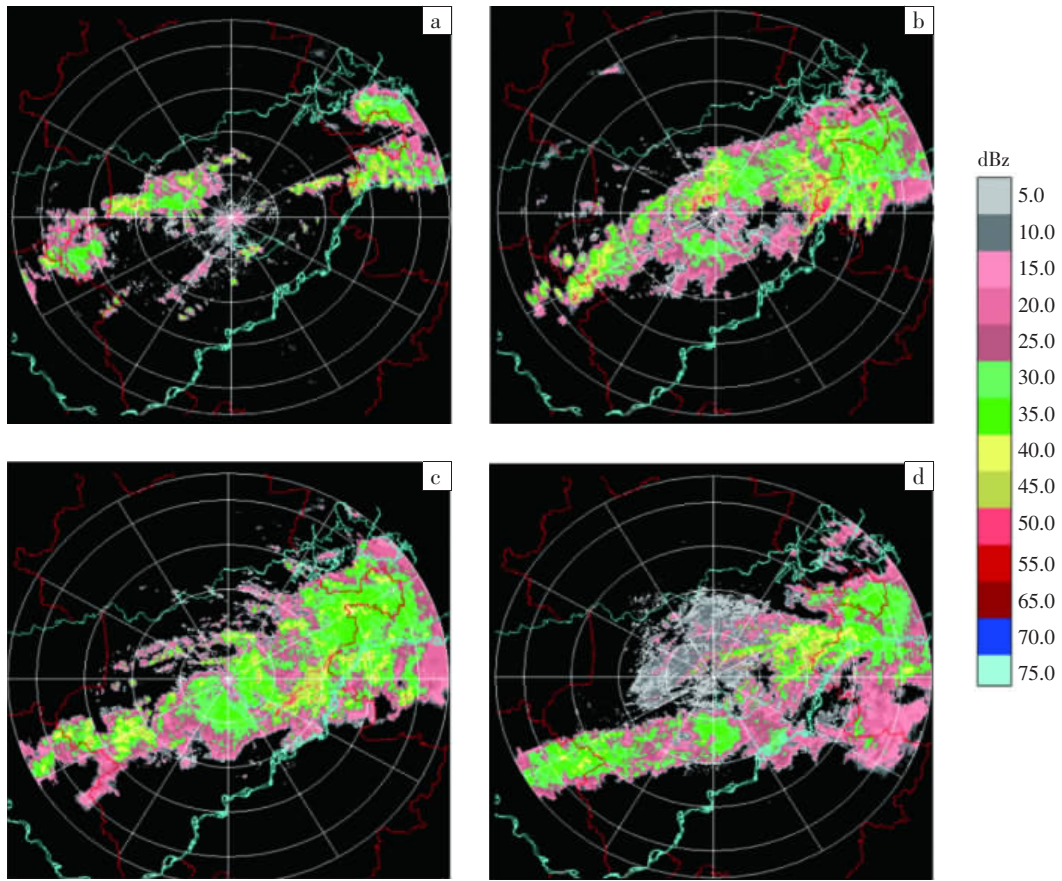


图 2 2003 年 7 月 4 日 21 时(a)与 5 日 01 时(b)、03 时(c)、09 时(d)合肥
新一代天气雷达基本反射率因子图(仰角 1.5°)
红线为省界,淡蓝色粗、细线分别为长江与淮河,圆心为合肥(117.26°E,31.87°N)

3 同化试验设计

本文采用 3 层(D01、D02、D03)单向嵌套(图略),区域中心 31.6°N、117.4°E。D01、D02、D03 区域水平格点数分别为 151×131、290×169、202×172; 水平分辨率分别为 45、15、5 km; 时间积分步长分别为 180、60、20 s; 垂直层分 28 层,模式顶层气压 50 hPa。模式主要的物理过程包括 Purdue Lin 微物理方案、Kain-Fritsch 积云参数化方案(小于 10 km 关闭)、RRTM 长波辐射方案、Dudhia 短波辐射方案、Monin-Obukhov 近地面层方案、五层土壤热扩散方案、MRF 边界层方案等。NCEP 再分析资料作为背景场和边界条件,D01 区域由再分析资料每 3 h 提供一次边界条件,D02 区域由 D01 区域每 2 h 提供一次边界条件,D03 区域由 D02 区域每 2 h 提供一次边界条件。此次暴雨过程分两个阶段,第二阶段持续时间长、强度大,由于中小尺度系统生命史较短和雷达资料空间分辨率高,初始时刻同化的雷达资料在模式中持续时间约 2~6 h^[9]。因此,本文针对第二阶段在 D03 区域同化雷达资料,首先让 D03 区域模式从 2003 年 7 月 4 日 20 时开始积分 6 h,

5 日 02 时预报场作为背景场,在 5 日 02—03 时 1 h 同化窗口内同化雷达径向风和反射率资料,从 5 日 03 时开始预报至 5 日 20 时,共 17 h。

雷达资料在同化之前进行了质量控制,主要包括去除地物杂波和孤立点、剔除模糊速度、数据填补与平滑处理。由于雷达资料空间分辨率高,在进行同化时需要将质量控制后的观测资料插值到模式网格,因此本文采用双线性插值和模式格点临近的 4 点观测值平均(简称 4 点平均)两种稀疏化方法将同一个扫描锥面雷达资料插值到对应模式格点,而在不同的扫描锥面不做插值处理。

雷达资料同化试验方案设计见表 1,其中,cntr 为控制试验,brv23、brf23、brvrf23、arvrf23、brvrf27 为同化试验。同化试验主要考察同化雷达径向风(brv23)、同化反射率因子(brf23)、同时同化径向风和反射率因子(brvrf23)、同化时间间隔(brvrf27)和稀疏化时插值方式等对同化结果的影响。根据资料同化中二维特征长度随模式分辨率提高会按照二次根的规律递减,对控制变量的特征长度系数进行适当调整,调整系数为 0.5,其特征长度的定义及调整方法详见文献[19]。本文雷

表 1 雷达资料同化试验方案

试验名称	是否同化 径向风	是否同化 反射率	同化 间隔/min	插值 方式
cntr	否	否	/	/
brv23	是	否	30	双线性插值
brf23	否	是	30	双线性插值
brvrf23	是	是	30	双线性插值
arvrf23	是	是	30	4点平均
brvrf27	是	是	10	双线性插值

达径向风的观测误差设为 $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 反射率的观测误差为 5 dBz 。由于观测误差存在不确定性, 本文在雷达资料的观测误差上加上了标准正态分布随机数。

4 结果分析

4.1 同化试验结果分析

图 3 给出 7 月 5 日 03 时同化结束时控制试验 850 hPa 风场和不同的同化试验 850 hPa 风场增量分布。从图中可见, 控制试验模拟的 850 hPa 风场(图 3a), 北部为西风至西北风, 风速较小, 南部基本为均匀的西南风, 在安徽中部至江苏中部存在一支低空急流, 其急流中心位于鄂皖交界处, 风速最大值大于 $20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$; 在 32°N 附近为西南—东北向辐合带。正的垂直速度主要位于 32°N 附近辐合带和大别山东部, 强度较弱。

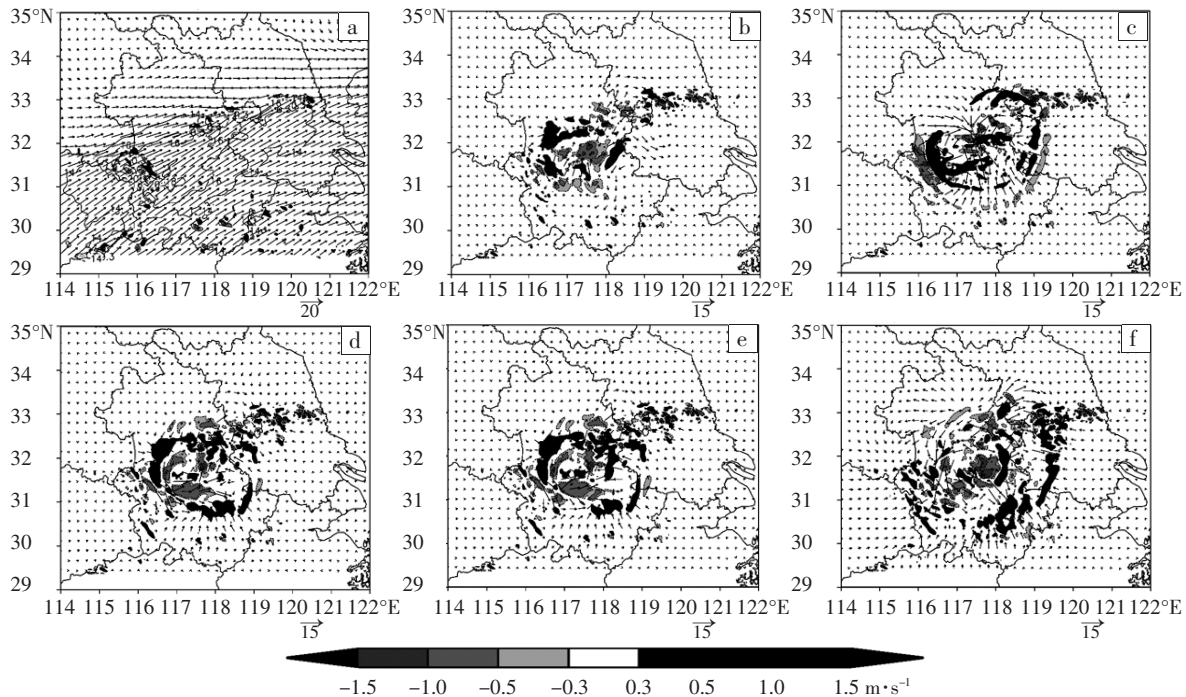


图 3 2003 年 7 月 5 日 03 时同化结束时 850 hPa 控制试验风场(阴影为垂直速度, 等值线为 $\geq 14 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 全风速)与各同化试验风场增量(箭头为水平风增量, 阴影为垂直速度增量, 虚线为负值, 实线为正值)

(a) cntr; (b) brv23; (c) brf23; (d) brvrf23; (e) arvrf23; (f) brvrf27

同化试验 brv23 的增量场上(图 3b), 合肥以北 32°N 附近风场辐合增强, 有正的垂直速度增量(w), 其最大值超过 $1.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 有利对流发生。雷达中心周围有气流辐散, 垂直速度相对控制试验减小, 为负的增量; 合肥南部有反气旋性增量, 两个辐散交汇处位于合肥西南附近, 该处有大于 $1.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 正的垂直速度增量。安徽天长地区南面有气旋性增量, 有利于对南京附近强降水中心的模拟; 其北部有反气旋性增量, 使天长西面有负的垂直速度增量, 江苏中部有正的垂直速度增量。brv23 试验 850 hPa 低空急流与控制试验相比, 低空急流的中心向东移动到合肥附近, 急流强度增大, 由原来一个急流中心变为三个大值中心, 马鞍山和南京西南方有急流中心, 在合肥、滁州、南京、马鞍山一

带风场中的中尺度扰动增强, 滁州附近风向由西南风变为西风和西北风, 有利于辐合作用加强(图略)。

只同化反射率试验 brf23 的水平风场增量场上(图 3c), 合肥东边存在一个半径、风速均较小的气旋性增量场, 而在其西边存在一个相同大小的反气旋性增量场。而在更大半径范围内, 存在以合肥为中心的辐合区, 南北方向水平风增量大于东西方向风场增量, 在雷达中心有大于 $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的垂直速度增量, 同时以合肥为中心、半径约 150 km 方圆处存在一近似环形、正的垂直速度增量带, 在正的增量场以外为负的垂直速度增量。但在合肥西北方向垂直速度增量几乎为零, 而南面垂直速度增量量级相对要大, 这可能与雷达回波是西南—东北走向和整个回波带在 02—03 时 1 h

内不断南压有关(图 2b、c)。该试验增量场结构与 brv23 试验的有很大差异,brf23 增量场是较一致的辐合场,垂直速度增量较 brv23 大、范围广,水平风场增量量级也较brv23 大。但 brv23 增量场包括了很多中小尺度扰动信息。至于出现环状速度增量场,其可能原因是加入反射率因子改进了模式大气的湿度场、微物理量(通过同化观测算子实现),使模式中凝结潜热释放加强,加热周围大气,产生上升运动,形成垂直于回波带的辐合带。由于同化系统同化反射率因子时物理过程采用的是一维暖云模式,所以同化反射率试验垂直速度和水平风场增量场太强,使分析场与真实场有差异。对这一原因的解释是否正确,还有待于今后通过更多雷达反射率同化试验来验证。

同时同化径向风和反射率的同化试验 brvrf23 增量场上(图 3d),相较 brv23 试验增量场,两者在合肥以北基本相同,均在合肥西北方向有偏北风增量,垂直速度有正增量,只是 brvrf23 垂直速度增量较大;在安徽天长北面有反气旋性风场增量,brvrf23 试验在天长南面的气旋性风场增量有所减弱。在滁州和南京一带同化试验 brvrf23 的垂直速度增量比 brv23 要大,brv23 在合肥与南京之间为正的垂直速度增量,而 brvrf23 已明显减弱,更靠近滁州方向。在合肥南面,两个同化试验增量场基本相反,brv23 在合肥以南水平风增量主要以偏北风为主,在 31°N 附近垂直速度增量为负。而 brvrf23 水平风增量主要以偏南风为主,风速增大,这与 brf23 试验相一致,说明是加入反射率因子产生的结果。

同化试验 arvrf23 风场增量场上(图 3e),与 brvrf23

非常一致,只是在合肥南边垂直速度增量场比 brvrf23 范围小。说明两种稀疏方法对同化结果影响基本一致,与本文后面的分析也一致。

试验 brvrf27 的 850 hPa 风场增量(图 3f),与上述试验有很大区别,水平风场增量值明显增大,较 brvrf23 增大 2 倍。距雷达中心一个纬度以北处有辐散中心,在 116°E、32.5°N 有气旋性增量,该点附近垂直速度增量变弱,正的垂直速度增量向南偏移。天长以北反气旋性增量场有所加强,其东面有很大的垂直速度增量。与 brvrf23 相比,brvrf27 在合肥南面的垂直速度增量增大,且更偏南偏东。在鄂皖交界处有正的垂直速度增量,使本试验对该处的降水模拟(图 5)较其他试验要好。同化试验 brvrf27 的垂直速度增量存在波动特点,究其原因,可能是同化时间间隔为 10 min 比上一时次分析场中各种物理量之间在模式中的调整时间要短,使该时次分析场中仍保留前面模式调整过程中的波动特点(图略)。

4.2 雷达回波分析

由于合肥雷达站探测距离有限,最大半径为 230 km,所以本节重点讨论安徽中部的回波。图 4 为 2003 年 7 月 5 日 03 时 3.5 km 高度上模拟的雷达回波。从图中可见,控制试验 cntr 的雷达回波为西南—东北向带状回波(图 4a),回波强度主要在 30~60 dBz 之间,滁州以北区域有大于 40 dBz 的回波,江苏中部也有大于 40 dBz 的强回波区。控制试验模拟回波与 5 日 03 时合肥雷达的观测回波(图 2c)相比,控制试验模拟雷达回波带约偏北 1 个纬度,在合肥及其西南方向、滁州附近的模拟回波很弱,南京区域没有模拟出回波。

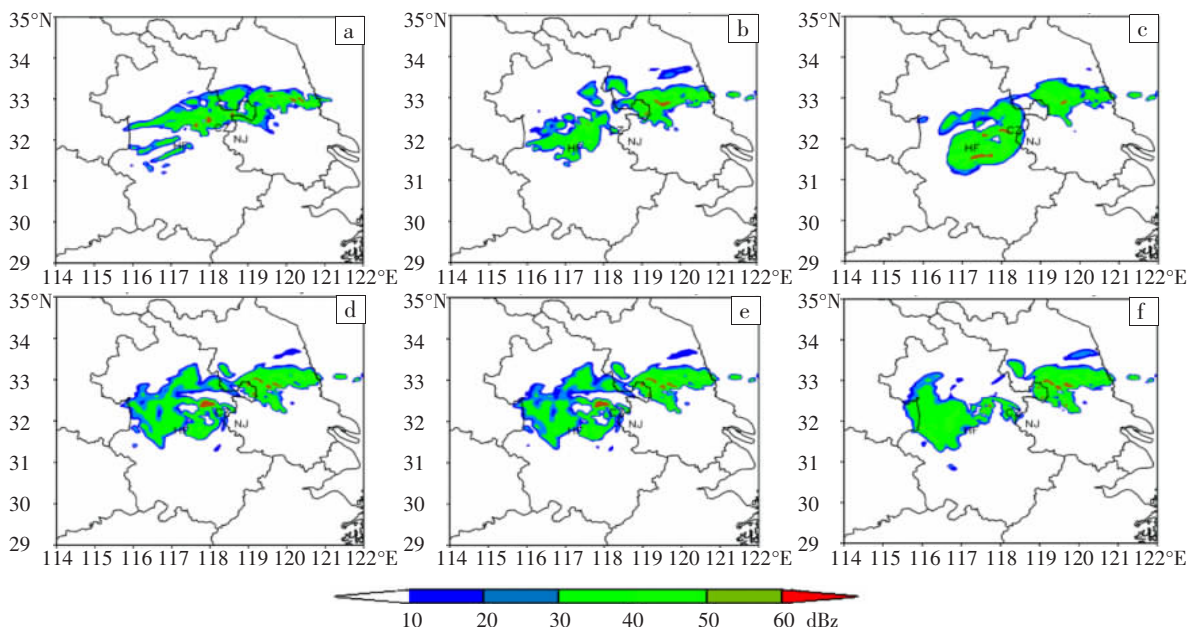


图 4 2003 年 5 日 03 时 3.5 km 高度上不同试验模拟的雷达回波(HF、NJ、CZ 分别为合肥、南京、滁州)
(a) cntr; (b) brv23; (c) brf23; (d) brvrf23; (e) arvrf23; (f) brvrf27

同化试验 brv23 模拟的雷达回波仍为带状(图 4b), 整个回波带与控制试验相比略南移, 与观测更接近, 但回波仍偏北, 在合肥附近的回波模拟较控制试验有较大改进, 但强度较观测值略偏强。在滁州模拟出回波, 但回波强度较弱, 在南京附近同样没有模拟出回波。brv23 试验雷达回波在合肥、滁州、南京都模拟出回波(图 4c), 有两个大于 40 dBz 的强回波区, 其中一个位于滁州以西, 一个位于合肥以南, 与观测相比其强度偏强。

brvrf23 试验与控制试验相比, 在合肥、南京、滁州的三角区域雷达回波比控制试验有很大改善(图 4d), 控制试验在该区域无回波, brvrf23 试验在该区域的模拟回波与观测对应较好, 合肥、南京一线有大于 40 dBz 的对流单体, 与观测一致。滁州附近有大于 50 dBz 的回波, 比观测值大。在合肥西边有回波, 但此处观测无回波。与 brv23 同化试验比较, brvrf23 雷达回波的模拟在该三角区域有较大提高, 而 brv23 在合肥西北方向的模拟较好。同化试验 arvrf23 与 brvrf23 的模拟结果基本相同(图 4e)。

brvrf27 试验的模拟回波分裂为两块(图 4f), 对合肥西南方向的回波模拟与观测一致, 滁州周围有一大于 30 dBz 的回波。但在合肥、南京、滁州三角区域内的回波略偏北。由于同化的雷达资料空间范围有限, 对江苏中部的雷达回波, 所有同化试验相对控制试验的改进均很小, 该处雷达回波略向南移。

综上所述, 同化径向风改善风场信息, 对雷达回波带(辐合带)位置有改进; 同化反射率因子改进模式中的微物理量(q_r), 雷达回波强度增加; 同化径向风和反射

率因子各具优点, 模拟回波与观测较为接近。

4.3 6 h 降水预报场分析

图 5 为江淮地区 2003 年 7 月 5 日 02—08 时 6 h 累积降水量实况分布图。从中可见, 整个降水带为西南—东北向, 降水主要位于鄂东、皖中以及江苏大部, 其中有 2 个强降水中心, 9 个观测站 6 h 累积降水量超过 40 mm。一个强降水中心位于滁州(94 mm)、南京(110 mm)一带, 且逐小时降水均超过短时暴雨强度($10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$); 另一个强降水中心位于安徽大别山东部, 6 h 累积降水量最大值为 73 mm。前一中心的范围较第二个中心的大, 强度强。因此, 本文重点分析各试验在第一个中心的模拟结果。

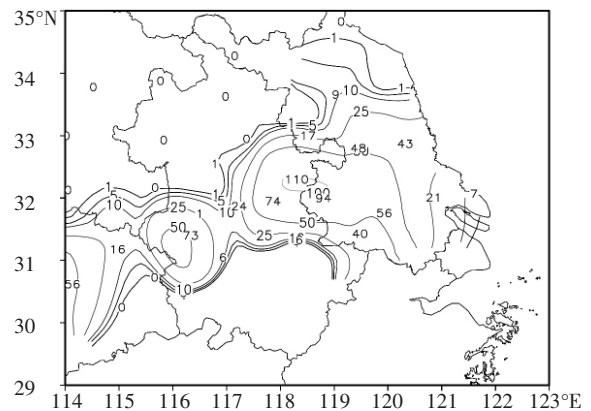


图 5 2003 年 5 日 02—08 时 6 h 累积降水量实况(单位: mm)
1.5、10、25、50、100 mm 等值线为 grads 软件插值,
其它数据为观测站降水

图 6 为控制试验与同化试验 brv23、brf23、brvrf23、arvrf23、brvrf27 模拟的 6 h 累积降雨量分布图。对其分析如下:

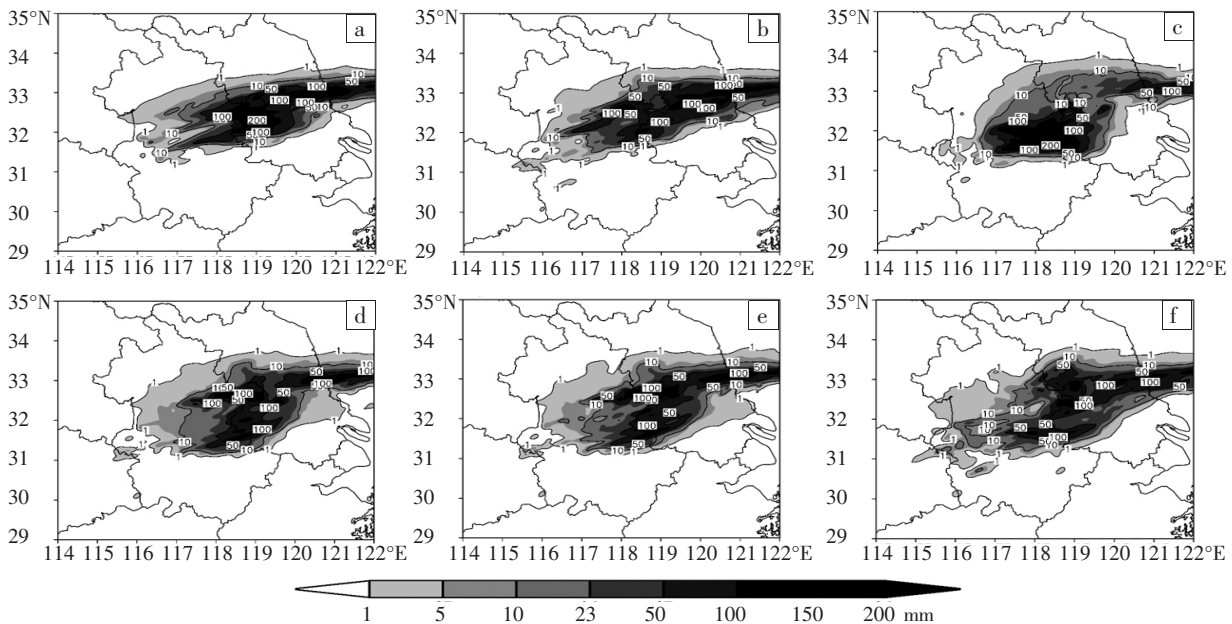


图 6 2003 年 5 日 02—08 时模拟试验 6 h 累积降雨量分布(单位: mm)
(a) cntr; (b) brv23; (c) brf23; (d) brvrf23; (e) arvrf23; (f) brvrf27

从图 6a 中可见,模拟雨带与实况雨带均为西南—东北向,但模拟雨带在鄂东与鄂皖交界地区无降水,且在南北方向上雨带较实况窄,特别是在江苏北部和南部基本无降水,而实况江苏北部为小雨,南部为大雨。模拟雨带的最大降水中心在南京、滁州附近,其降水落区与实况非常接近,但对最大降水量值的模拟明显偏大,模拟最大降水量达 240 mm,比其实况大 2 倍多;对江苏中部降水的模拟也明显偏强,模拟值超过 100 mm,而实况仅 40~50 mm。

从图 6b 可见,brv23 模拟的降水带与控制试验非常一致,在鄂皖交界的大别山地区略有改善,其模拟降水为 1~5 mm,但与实况相比其强度很弱。模拟强降水中心区与控制试验基本一致,但其中心降水量级上有很大的改进,较控制试验有所减小,与观测值更接近,模拟降水量仍比实况略偏大。在江苏中部模拟出 2 个虚假降水大值中心,其量值较控制试验的小,比实况值大。

从图 6c 中可见,brf23 模拟的 6 h 累积降水量中心位于安徽中部,且最大值超过 200 mm,其落区较控制试验南移约 1 个纬度,强度比实况更大;对江苏中部降水,其模拟与实况较为一致。

从图 6d 中可见,滁州北面、南京东北方各有一大于 100 mm 的强降水中心,江苏中部有一 50~100 mm 降水区,靠近海边有一范围较小的 150 mm 降水中心,芜湖、马鞍山附近有大于 100 mm 的降水中心,其模拟降水量均较实况大,这可能是江苏南部模拟降水中心向西偏移对江苏南部的降水模拟较控制试验和 brv23 要好的缘故,雨带南缘向南扩大到 31°N 附近。同化试验 arvrf23 模拟的 6 h 累积降水量(图 6e)结果与 brvrf23 试验基本一致。

从图 6f 中可见,滁州和南京的东北方有一降水量约 100 mm 的中心,模拟的中心较实况略向东北方移动,天长地区模拟降水量为 50~100 mm,比实况强;模拟的江苏中部降水大于 50 mm,其中有 2 个中心降水量超过 100 mm,比实况约大 2 倍;马鞍山南面有一大于 50 mm 的降水中心,与实况较一致;对江苏南部的降水,模拟仍不够理想。

以上主要针对各试验模拟降水在落区和量级上进行了比较分析,为了定量评估同化试验对降水模拟的能力,计算 5 日 02—08 时 6 个试验模拟 6 h 累积降水量的 T_s ,其结果见图 7。

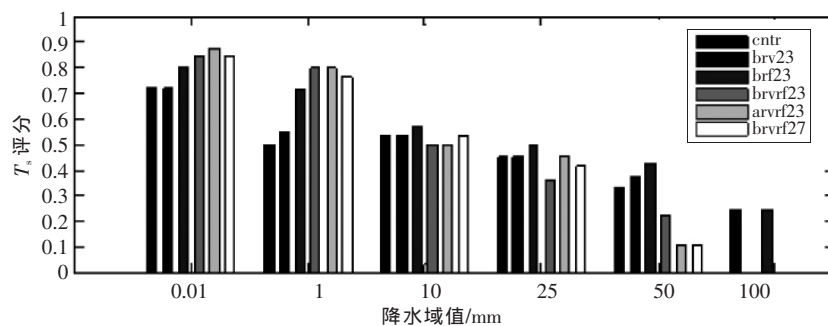


图 7 2003 年 5 日 02—08 时不同试验模拟的 6 h 累积降水量的 T_s 评分

从图 7 中可见,降水量大于 0.01 mm 的 T_s 评分,同化试验 brv23 与控制试验几乎一致,而其它 4 个同化试验的 T_s 评分较控制试验提高 0.06~0.15 不等,其中同化试验 arvrf23 改进最大, T_s 评分为 0.88;降水量大于 1 mm 的 T_s ,所有同化试验相对控制试验均有提高,brv23 提高量最小,约为 0.04,提高最大的试验是 brvrf23 和 arvrf23,比控制试验的 T_s 评分高约 30%;降水量大于 10 mm 的 T_s 评分,只有 brf23 在控制试验的基础上稍有提高;降水量大于 25、50 mm 的 T_s 评分,同化试验均未表现出优越性,但 brv23、brf23 试验对大于 50 mm 的降水, T_s 评分有所提高。对大暴雨以上量级的降水, T_s 评分除试验 brf23 与控制试验相当,其他同化试验评分几乎为零。由于本文是将模拟降水插值到观测空间后计算各试验的 T_s 评分,插值时以观测站为中心,10 km 半径范围内的模拟降水量的最大值代

表该观测站模拟降水量,因此模拟强降水中心区只要有一定偏离, T_s 评分就无法体现出同化的改进作用。

另外,从各试验的预报偏差上可看出(图略),对暴雨以上量级的预报偏差较大,空报现象突出。 T_s 评分用到中尺度模式的降水量评价时,需结合降水空间分布来分析。

分析 6 h 累积降水量空间分布和 T_s 评分表明,无论是只同化雷达径向风或反射率因子,还是径向风和反射率联合同化,均能提高小雨量级的 T_s 评分,改善整个雨带落区,提高强降水中心预报的落区与量级;联合同化径向风和反射率因子,雨带分布范围更广,对降水的模拟效果更好。

5 结论与讨论

本文针对 2003 年 7 月 4—5 日梅雨锋暴雨两个例,

利用 WRF 及其三维变分同化系统, 讨论了直接同化多普勒雷达径向风和反射率因子对降水预报的影响。通过风场增量、模拟雷达回波、6 h 累积降水量的分析, 得到如下结论:

(1) 直接同化雷达径向风, 能改善中尺度模式的中小尺度系统, 改善雷达的回波带(辐合带)位置。在暴雨区低层增加气旋性小扰动、增大垂直速度、加强低空急流, 有利于对流发生发展和提高暴雨模拟能力。直接同化反射率模拟雷达回波有明显改进, 由于该同化系统采用的是暖云模式, 对只同化反射率因子会产生强烈的垂直速度增量, 在雷达中心产生虚假扰动, 使暴雨中心落区与实况偏离较大, 对暴雨中心的模拟效果较差。同时同化径向风和反射率因子具有两者各自的优点, 模拟回波、降水与观测比较接近。

(2) 不同的时间同化间隔(即同化频率)对同化结果均有正的效应, 每 10 min 同化一次的结果略优于每 0.5 h 同化一次的结果; 两种不同的稀疏化方法试验结果表明, 双线性插值和四点平均对同化结果的影响差异不明显, 但双线性插值略合理一些。

(3) 分析 6 h 累积降水量空间分布和 T_s 评分可知, 不管是只同化雷达径向风或反射率, 均能提高小雨量级的 T_s 评分。相对控制试验, 同化试验 T_s 评分提高 0.3, 并改善整个雨带的位置, 提高强降水中心预报的落区与量级。

需要指出的是, 本文同化研究工作仅针对强降水个例进行了单站雷达资料同化试验, 下一步工作需要研究多部多普勒雷达资料同化试验和批量同化试验。由于同化反射率资料时, 引入雨水混合比分析变量, 它与云微物理过程紧密联系, 该系统中只引入暖云降水过程, 可能会导致虚假的上升速度, 产生虚假的降水中心。如何利用回波信息调整云微物理过程是当前研究的难点, 也是下一步继续开展研究的重点。

参考文献:

[1] Eugenia Kalnay 著, 蒲朝霞等译. 大气模式、资料同化和可预报性[M]. 北京: 气象出版社, 2005: 3.
 [2] 丑纪范. 大气科学中的非线性与复杂性[M]. 北京: 气象出版社, 2002: 151.
 [3] 顾建峰. 多普勒雷达资料三维变分直接同化方法研究[D]. 北京: 中国

气象科学研究所, 2006.

- [4] Lindskog M, Jarvinen H, Mivhelson D B. Doppler Radar wind data assimilation with HIRLAM 3DVAR [J]. Mon Wea Rev, 2004, 132: 1081-1091.
 [5] Xiao Qing Nong, Kuo Ying-Hwa, Sun Juanzhen, et al. Assimilation of Doppler Radar Observation with a regional 3DVAR system: Impact of Doppler velocities on forecasts of a heavy rainfall case [J]. J Appl Meteor, 2005, 44: 768-788.
 [6] Tong MingJing, Xue Ming. Ensemble Kalman Filter Assimilation of Doppler Radar Data with a Compressible Nonhydrostatic Model: OSS Experiments [J]. Mon Wea Rev, 2005, 133: 1789-1805.
 [7] Alpert J C, Kumar V K. Radial Wind Super-Obs from the WSR-88D Radars in the NECP Operational Assimilation System [J]. Mon Wea Rev, 2007, 135: 1090-1109.
 [8] Xiao Q, Sun J. Multiple-radar data assimilation and short-range quantitative precipitation forecasting of a squall line observed during IHOP_2002 [J]. Mon Wea Rev, 2007, 135: 3381-3404.
 [9] 杨毅. Doppler 雷达资料同化技术研究[D]. 兰州: 兰州大学, 2007: 48-49.
 [10] 闵锦忠, 彭霞云, 赖安伟, 等. 反演同化和直接同化多普勒雷达径向风的对比试验[J]. 南京气象学院学报, 2007, 30(6): 745-754.
 [11] 刘青松, 董海萍, 郭卫东, 等. 多普勒雷达资料的直接同化对降雨预报的影响[J]. 暴雨灾害, 2010, 29(2): 122-128.
 [12] 盛春岩, 房岩松, 黄磊, 等. 多普勒雷达资料同化对山东“4.28”爬线过程的数值模拟[J]. 安徽农业科学, 2009, 37(26): 12641-12649.
 [13] Lorenc A. Analysis methods for numerical weather prediction [J]. Quart J Roy Meteor Soc, 1986, 112: 1177-1194.
 [14] Barker D M, Huang W, Guo Y R, et al. A Three-Dimensional Variational Data Assimilation System for MM5: Implementation and Initial Results [J]. Mon Wea Rev, 2004, 132: 897-914.
 [15] Courtier P, Thepaut J N, Hollingsworth A. A strategy for operational implementation of 4D-Var using an incremental approach [J]. Quart J Roy Meteor Soc, 1994, 120: 1367-1387.
 [16] Parish D F, Derber J. The National Meteorological Center's spectral statistical-interpolation analysis system [J]. Mon Wea Rev, 1992, 120: 1747-1763.
 [17] Sun J, Crook N A. Dynamical and microphysical retrieval from Doppler radar observation using a cloud model and its adjoint. Part 1: Model development and simulated data experiments [J]. J Atmos Sci, 1997, 54(12): 1642-1661.
 [18] 廖捷, 谈哲敏. 一次梅雨锋特大暴雨过程的数值模拟研究: 不同尺度天气系统的影响作用[J]. 气象学报, 2005, 63(5): 771-789.
 [19] 龚建东. 资料同化中二维特征长度随模式分辨率变化的分析研究[J]. 大气科学, 2007, 31(3): 459-467.