三维变分同化雷达资料暴雨个例试验*'

刘红亚1 薛纪善2 顾建峰1 徐海明3

LIU Hongya¹ XUE Jishan² GU Jianfeng¹ XU Haiming³

- 1. 上海中心气象台,上海,200030
- 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. 南京信息工程大学,南京,210044
- 1. Shanghai Meteorology Center, Shanghai 200030, China
- 2. State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China

3. Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China

2008-11-24 收稿,2009-04-21 改回.

Liu Hongya, Xue Jishan, Gu Jianfeng, Xu Haiming. 2010. GRAPES-3DVAR radar data assimilation and numerical simulation experiments with a torrential rain case. *Acta Meteorologica Sinica*, 68(6):779-789

Abstract The new generation numerical weather prediction system of China, named GRAPES (the Global and Regional Assimilation and Prediction System), and the three-dimensional variational assimilation (3DVAR) system are used to assimilate radar data and to simulate a torrential rain case. The experimental results show that (1) without considering the impact of vertical motion, assimilating of radial velocity can enhance the information of mesoscale weather system in initial field and improve the prediction of early precipitation in some extent; (2) assimilating retrieved vertical velocity and rain water mixing ratio, with the vapor of ascending domain set to be saturation, conduces significant improvement of precipitation; (3) combining radial velocity with reflectivity information to assimilate is able to ameliorate initial field. The simulated 6h precipitation process is similar to the observation with the spin-up phenomenon eliminated almost. The meso- β scale features are notable for the convective cell at ripe stage; its north – south width is about 50 km; the maximum of updraft vertical velocity is beyond 3. 0 m/s around 500 hPa; the maximum of cloud water content is about 0. 5 g/kg at the level of 600 hPa; the maximum rain water content is over 5. 0 g/kg around 400 hPa; and the caused precipitation even exceeds 30 mm/h. The vapor condition of initial field generated by assimilating radar data is crucial for the meso- β scale precipitation to maintain, and poor vapor condition could result in precipitation dying out promptly. At last, the professional quality control of radar data is expected.

Key words 3DVAR, Radial velocity, Reflectivity factor, Microphysical elements, Vertical velocity

摘 要采用中国新一代数值预报模式及其同化系统开展雷达资料的三维变分同化和数值模拟研究。通过一次暴雨个例的 对比试验,结果表明:不考虑垂直运动影响的情况下,仅同化多普勒雷达径向风资料可以增加初始场中的中小尺度系统信息, 并在一定程度上改善预报开始阶段的降水;同化由反射率因子导出的垂直速度、雨水混合比并令上升区饱和,可以较大改善 降水预报结果;联合同化径向速度和反射率因子资料将得到它们的共同影响。模拟的β中尺度对流系统6h的演变过程与观 测十分一致,基本消除了旋转加强现象。发展旺盛阶段的对流单体南北方向范围约50 km,最大上升速度位于500 hPa 附近, 超过3.0 m/s;雨水最大含量在400 hPa 附近,超过5.0 g/kg;云水最大值位于600 hPa,约0.5 g/kg;造成的降水强度可达 30 mm/h,具有明显的β中尺度系统的特征。初始场中水汽是否达到β中尺度降水维持所需条件是至关重要的,如果初始场

^{*} 资助课题:十一五国家科技支撑计划项目(2006BAC02B00),973 国家重点基础研究项目(2004CB418306,2004CB418301),国家自然科 学基金项目(40518001),江苏省六大人才高峰项目和山西省气象局开放课题。

作者简介:刘红亚,从事资料同化研究。E-mail:red_asia@163.com。

中水汽条件较差,即使含有云水、雨水、垂直速度的信息,这些信息也会很快消亡,难以维持下去;此外,雷达资料的质量控制 也是十分重要的。

关键词 三维变分,径向风,反射率因子,云微物理量,垂直速度 中图法分类号 P456.7

1 引 言

雷达观测及其反演资料在云分析和高分辨率数 值模式的初始化中几乎是不可缺少的。变分方法应 用于雷达资料同化始于 20 世纪 90 年代, Wolfsberg (1987)尝试了雷达径向速度的四维变分(4DVAR) 同化研究,比较有影响的是 Sun 等(1991, 1997, 1998)的工作,他们开发了一个暖云模式,以此为基 础,NCAR 建立了多普勒雷达四维变分分析系统 (VDRAS),用于研究和预报生命史较短的对流天气 系统,许小永等(2004)采用 VDARS 系统进行了同 化实验。近年来, Lindskog 等(2004)开发了 HIRLAM 模式的雷达风资料 3DVAR 同化系统,可 直接同化径向风观测和反演的 VAD(Velocity-Azimuth Display)风资料,但没有考虑垂直运动的影 响。Xiao 等(2005, 2007)开发了多普勒雷达径向速 度的 3DVAR 同化方案,并采用总水混合比(水汽混 合比、云水混合比和雨水混合比之和)作为控制变量 实现了雷达反射率因子的 3DVAR 同化,在对台风 降水和路径的预报试验中取得了正的影响,但在使 用增量分析时,采用暖雨过程对总水混合比的增量 进行分离的方法尚值得推敲。顾建峰(2005)参与 WRF模式的雷达资料 3DVAR 同化系统开发工作 并进行个例试验,杨毅等(2007)采用 WRF-3DVAR 对比了直接同化径向风和同化反演的风资料的效 果,认为同化反演风资料的效果略好,但闵锦忠等 (2007)采用同一模式做了类似的工作,认为直接同 化好于反演同化。盛春岩等(2006)将雷达资料用于 中尺度模式 ARPS 及其资料分析系统 ADAS, 万齐 林等(2005)对雷达 TREC 风进行了三维变分同化, 李永平等(2004)应用三维变分技术通过雷达反射率 因子获取了雨水混合比信息,李华宏等(2007)采用 GRAPES-3DVAR 同化反演的 VAD 风资料, Liu 等 (2008a, 2008b)采用"反演+张弛逼近"的方法来初始 化云分辨模式,改善了6h以内的降水预报。王叶红 等(2006)比较了采用不同技术同化雷达反演资料对 降水预报结果的影响。张林等(2006)在 MM5-4DVAR 的基础上开发出雷达径向风资料的同化模 块,李柏等(2007)采用 MM5-4DVAR 技术同化了包 括雷达反演资料在内的多种观测资料,使模拟结果得 到改进。杨毅等(2008)采用三维变分和物理初始化 方法相结合的技术同化雷达资料明显改善了短时降 水预报。Snyder 等(2004)和许小永等(2006)进行了 集合卡尔曼滤波(EnKF)技术同化模拟的雷达资料的 试验, Caya 等(2005)比较了 4DVAR 和 EnKF 技术同 化雷达资料对对流尺度系统的影响,认为两种方法各 有所长。但目前针对 β 中尺度天气系统资料同化的 研究仍然比较少。Browning(1989)曾提出过调整中 尺度数值预报初值的可能途径有:引入更真实的垂直 速度分布;改进水汽分析,引入更真实的潜热影响;调 整由背景场预报的天气系统的位置;应用特征模式引 入中尺度结构;通过云的分布引入对辐射平衡的影响 等。

因此,本文基于中国新一代数值预报模式 GRAPES 及其3DVAR 同化系统,通过雷达反射率 因子构造云中垂直速度的分布廓线,并采用 3DVAR 联合同化雷达径向风、反射率因子以及垂 直速度的方法为数值模式提供包含β中尺度系统信 息的初始场,对一次淮河暴雨过程进行雷达资料三 维变分同化和数值模拟试验,考察了同化雷达资料 对暴雨预报带来的影响。

2 数值预报模式和同化系统介绍

数值预报模式(GRAPES)是中国自主研制的新一代全球/区域一体化的同化与数值预报系统,模式 动力框架采用全可压的完全方程组,半隐式-半拉格 朗日差分方案,经-纬度格点,静力/非静力平衡可 选,模式变量的水平放置采用 Arakawa-C 格式,垂 直放置采用 Charney-Phillips 方法,垂直方向上采 用"高度地形追随坐标"(陈德辉等,2006;薛纪善等, 2008)。变分同化系统是 GRAPES 的关键技术之 一,GRAPES-3DVAR(p面)垂直方向为标准等压 面,采用增量分析法(张华等,2004;庄世宇等,2005; 陈德辉等,2006),取流函数(Ψ)、非平衡的势函数 (X_u)、非平衡的位势(Φ_u)、比湿(q_v)或相对湿度(f) 作为控制变量(参考文献中称为分析变量)。采用地 转关系或平衡方程作为质量场和风场之间平衡部分 的约束关系;区域版本用递归滤波、全球版本用谱滤 波来表示背景误差协方差的水平相关;垂直相关用 气候平均的垂直误差的 EOF 特征模的投影来表示。 为了方便向四维变分扩展,又开发了垂直方向为地 形追随坐标的 GRAPES-3DVAR(模式面),用非平 衡的无量纲气压(埃克斯纳函数) Π_u 取代 Φ_u 作为控 制变量。

2.1 多普勒雷达径向风资料的三维变分同化

多普勒雷达径向速度的观测算子

$$V_r = u \frac{x - x_i}{r_i} + v \frac{y - y_i}{r_i} + (w - v_T) \frac{z - z_i}{r_i}$$
(1)

式中,(u,v,w)为大气三维风场,(x,y,z)是雷达位置, (x_i,y_i,z_i) 是雷达的观测目标位置, r_i 是观测点距离雷达位置的距离, v_T (m/s)是下落末速度。

2.2 雷达反射率因子的三维变分同化

MM5-3DVAR 雷达资料同化系统中采用总水 混合比作为控制变量,并通过暖雨方案对水成物进 行分离(Xiao, et al, 2007)。但采用增量分析时,暖 雨方案的切线性方程中要用到各水成物的增量,而 此时这些物理量尚未分离出来。因此,GRAPES-3DVAR 中同化雷达资料时将雨水混合比(q_r)和云 水混合比(q_c)增加为控制变量。根据 Sun 等(1997) 的文章,雷达反射率因子(Z)的观测算子为

$$Z = 43.1 + 17.5 \lg(\rho q_r) \tag{2}$$

Z 的单位为 dBz,雨水混合比 q_r 的单位为 g/kg,空 气密度 ρ 的单位为 kg/m³。因为这一算子比较简 单,Sun 等(1997,1998)试验表明同化雨水混合比比 直接同化反射率因子效果更好,因此,本文通过反射 率因子计算出雨水混合比再进行同化。

2.3 由雷达反射率因子构造云中的垂直速度并同化

如果仅在模式初始场中加入雨水,而相应的动 力和热力场不作相应改变的话,则有可能被模式排 斥甚至产生负影响,一般需要采取运行模式一段时 间(胡志晋等,1987)或张弛逼近(Liu, et al, 2008a, 781

2008b)等技术来强迫模式其他物理量作出相应调整,然后再进行数值预报。其实,雷达反射率因子中含有垂直运动的信息,通过物理初始化中常用的构造云中垂直速度的垂直分布廓线的方法,便可以由雷达反射率因子得到云中垂直速度的分布廓线,然后再采用理查森方程作为观测算子来对反演出的垂直速度进行同化,使背景场中的水平风场和热力场也发生相应改变,得到一个三维动力、热力、水成物之间相互协调的初始场。但云中的垂直速度与季节、地域和云的类型都有很大关系,根据观测的云中垂直速度的分布廓线(Biggerstaff, et al, 1991; Yuter, et al, 1995; Kishore Kumar, et al, 2005)并借鉴他人构造垂直速度的方法(Milan, et al, 2003; 洪延超等, 2005),本文通过下式来计算云中的垂直速度

 $w = (\alpha (Z - Z_0) + \beta) e^{-(\gamma (H - H_0))^2}$ (3)

w 为垂直速度,单位:m/s; α ,γ 为系数; β , Z_0 , H_0 为 参数;Z 为反射率子因子,单位:dBz;H 为海拔高 度,单位:m,e≈2.71828。本文取 α =0.1,γ=0.4, β =0.3 m/s, Z_0 =35 dBz, H_0 =6 km,对强度低于35 dBz 的回波(层云)不进行垂直速度的计算。在反射 率因子为55 dBz 时,不同高度上由式(3)构造的垂 直速度随高度的分布廓线与观测统计结果(Yuter, et al, 1995)基本吻合(图1)。当反射率因子为其他 值时,得到的垂直速度垂直分布廓线与之形状一致, 只是量值有所不同。因此在构造垂直速度时,既兼



Acta Meteorologica Sinica 气象学报 2010,68(6)

顾了回波的强度,又考虑了其所在高度,并可以根据 当地的天气特点对一些参数进行调节。

Byrom 等(2002)和 Xiao 等(2005)采用理查森 方程由模式空间的水平风场和气压场来诊断垂直速 度,因此,在观测空间得到了云中的垂直速度以后, 本文采用理查森方程作为观测算子来同化反演的垂 直速度

$$\gamma p \; \frac{\partial w}{\partial z} = \gamma p \left(\frac{Q}{Tc_p} - \nabla \cdot V_h \right) - V_h \cdot \nabla p + g \int_{z}^{\infty} \nabla \cdot (\rho V_h) dz \tag{4}$$

其中p为气压,T为温度,Q为单位质量的非绝热加 热率(绝热时忽略此项), c_p 为定压比热容, ρ 是空气 密度,g为重力加速度, V_h 是水平风(u,v),w是垂 直速度,z是高度, γ 为比热比($\gamma = c_p/c_v = 1.4$)。理 查森方程由连续方程、热力方程和静力平衡方程联 合导出,建立了水平运动、垂直运动、质量场以及非 绝热加热之间的相互约束关系。

由于模式面 GRAPES-3DVAR 系统采用埃克 斯纳函数(II)作为分析变量

$$\Pi = \left(\frac{p}{p_0}\right)^{R/c_p} \tag{5}$$

R为气体常数, $p_0 = 1000$ hPa。因此需对理查森方 程进行变量变换,不考虑非绝热项的情况下,得到

$$\gamma \Pi^{k} \frac{\partial w}{\partial z} = -\left(u \frac{\partial \Pi^{k}}{\partial x} + v \frac{\partial \Pi^{k}}{\partial y}\right) - \gamma \Pi^{k} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right) - \int_{z}^{\infty} \left(\frac{\partial u}{\partial x} \left(\frac{\partial \Pi^{k}}{\partial z}u\right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial \Pi^{k}}{\partial z}v\right)\right) \mathrm{d}z \tag{6}$$

式中 $k = c_p/R \approx 3.5$ 。

1

由于模式面 GRAPES-3DVAR 系统垂直方向 上采用了"高度地形追随坐标",还需进行坐标变换, 然后对变换后的方程的切线性及其伴随方程进行正 确性检验,实现对垂直速度的 3DVAR 同化。

同化雷达观测(或反演)资料的目标泛函可写为

$$J(\mathbf{x}) = \frac{1}{2} \begin{bmatrix} \mathbf{x} - \mathbf{x}^{\mathrm{b}} \end{bmatrix}^{\mathrm{T}} \mathbf{B}^{-1} \begin{bmatrix} \mathbf{x} - \mathbf{x}^{\mathrm{b}} \end{bmatrix} + \frac{1}{2} \begin{bmatrix} \mathbf{y}^{\mathrm{o}} - H(\mathbf{x}) \end{bmatrix}^{\mathrm{T}} \mathbf{O}^{-1} \begin{bmatrix} \mathbf{y}^{\mathrm{o}} - H(\mathbf{x}) \end{bmatrix} + \frac{1}{2} \begin{bmatrix} V_{\mathrm{r}} - H_{1}(\mathbf{x}) \end{bmatrix}^{\mathrm{T}} \mathbf{O}_{1}^{-1} \begin{bmatrix} V_{\mathrm{r}} - H_{1}(\mathbf{x}) \end{bmatrix} + \frac{1}{2} \begin{bmatrix} q_{\mathrm{r}} - H_{2}(\mathbf{x}) \end{bmatrix}^{\mathrm{T}} \mathbf{O}_{2}^{-1} \begin{bmatrix} q_{\mathrm{r}} - H_{2}(\mathbf{x}) \end{bmatrix} + \frac{1}{2} \begin{bmatrix} q_{\mathrm{r}} - H_{2}(\mathbf{x}) \end{bmatrix}^{\mathrm{T}} \mathbf{O}_{2}^{-1} \begin{bmatrix} q_{\mathrm{r}} - H_{2}(\mathbf{x}) \end{bmatrix} + \frac{1}{2} \begin{bmatrix} q_{\mathrm{r}} - H_{2}(\mathbf{x}) \end{bmatrix}^{\mathrm{T}} \mathbf{O}_{2}^{-1} \begin{bmatrix} q_{\mathrm{r}} - H_{2}(\mathbf{x}) \end{bmatrix} + \frac{1}{2} \begin{bmatrix} q_{\mathrm{r}} - H_{2}(\mathbf{x}) \end{bmatrix}^{\mathrm{T}} \mathbf{O}_{2}^{-1} \begin{bmatrix} q_{\mathrm{r}} - H_{2}(\mathbf{x}) \end{bmatrix}^{\mathrm{T}} \mathbf{O}_{2}^{-1} \begin{bmatrix} q_{\mathrm{r}} - H_{2}(\mathbf{x}) \end{bmatrix}^{\mathrm{T}} \mathbf{O}_{2}^{-1} \begin{bmatrix} q_{\mathrm{r}} - H_{2}(\mathbf{x}) \end{bmatrix}^{\mathrm{T}} \mathbf{O}_{2}^{\mathrm{T}} \mathbf{O}_{2}^{$$

$$\frac{1}{2} \left[\boldsymbol{w} - \boldsymbol{H}_{3}(\boldsymbol{x}) \right]^{\mathrm{T}} \boldsymbol{O}_{3}^{-1} \left[\boldsymbol{w} - \boldsymbol{H}_{3}(\boldsymbol{x}) \right] \quad (7)$$

式中 x 表示分析变量, x^{b} 为背景场, y^{o} 表示除雷达 资料以外的其他观测量,H、 H_{1} 、 H_{2} 和 H_{3} 为各种 观测资料的观测算子, H_{1} 即为式(1),因为已将反 射率因子反演成了雨水混合比,因此 H_{2} 仅表示空 间插值, H_{3} 即为式(6),B 是背景误差矩阵,O、 O_{1} 、 O_{2} 和 O_{3} 为各种观测资料的观测误差协方差矩阵。

2.4 水汽的调整和云水混合比的计算

水汽对降水来讲是至关重要的,但雷达资料无 法得到相关信息,普遍采用的方法是将雷达回波强 度达到一定阈值的区域设为一定值或饱和。云滴因 为粒子较小而无法被测雨雷达探测到,因而无法由 雷达观测资料获取有关信息,在定常且仅考虑液态 水的情况下,抬升凝结首先形成云,因此,可由垂直 速度和雨水混合比诊断出云水混合比(Liu, et al, 2008a)。

3 资料和模式设置

2007年7月8日00-06时(世界时,下同),淮 河流域出现强降雨过程,淮河中上游有5个站6h 累积降雨量超过100 mm,最大降水发生在安徽省 长丰县达146 mm。本文利用8日00时南京、徐州、 盐城、南通、合肥、阜阳、郑州、驻马店、南阳和三门峡 共10个新一代多普勒雷达经稀疏化后的7535个点 上的径向风和反射率因子资料,采用 GRAPES 三维 变分同化系统和中尺度模式对 6 h 降水进行了模拟 试验。模式格点为 401 × 301 × 32,水平格距为 0.03°×0.03°,模式区域中心点位于(32.5°N, 117°E),模式层顶位于35km,垂直方向采用不等距 分层。显式微物理方案选 NCEP-3CLASS 简单冰 方案;不用积云参数化方案;积分时间步长取20 s, 预报时效6h。其他参数设置如下:长波辐射为 RRTM 方案,短波辐射方案为 Dudhia 方案,边界层 方案为 MRF 方案, 地表方案为 Thermal Diffusion 方案,采用中国国家气象中心业务数值预报系 统(T213)的分析场和预报场分别为数值模拟提 供初始场和侧边界,模式区域和所用雷达资料见 图 2。





4 雷达资料的预处理和 3DVAR 同化结果

新一代S波段多普勒测雨雷达体扫资料垂直方 向上共9个仰角,分别为 0.5°、1.5°、2.4°、3.4°、4.3°、 6.0°、9.9°、14.6°、19.5°,每个仰角层上约每隔1°有一 条径向数据,每层共约360个径向数据。反射率因子 的径向分辨率为(库长)1 km,多普勒速度的径向分辨 率为 250 m,最大不模糊距离约 146 km,最大不模糊 速度约26 m/s,因此,需要对雷达的原始体扫资料进 行稀疏化处理和一定的质量控制。本文在雷达天线 海拔高度以上1 km 至 10 km,径向 20 km 至最大不 模糊距离之间,根据仰角从低到高每条径向分别每 32、32、32、32、32、32、32、24、16、12个库长取一个径向速 度资料,并判断其绝对值是否大于2m/s,同时判断 此点是否存在回波强度大于 25 dBz 的反射率因子, 只有同时满足以上条件的资料点才被选取。为了防 止出现速度模糊,在 3DVAR 中对径向速度信息向 量的绝对值大于15 m/s的资料进行退模糊后再重 新计算信息向量,若仍然大于15 m/s,则将该资料 丢弃。这样就在一定程度上剔除了地物回波等存在 严重问题的资料,稀疏化后雷达资料的水平分辨率 约8km,能较好地分辨出 β中尺度(水平尺度 20-200 km)的天气系统(图 2b)。由于背景场中不含有 中尺度对流系统的垂直运动和水成物信息,本文将 雨水混合比的背景误差设为2g/kg,云水混合比的 背景误差设为1g/kg,其他物理量的背景误差的设

置未作改动。考虑到观测资料的代表性,将径向风、 反演的雨水混合比和垂直速度的观测误差分别设置 为5 m/s、0.01 g/kg 和 0.1 m/s。因为观测信息要 通过控制变量的背景误差协方差结构扩散出去,考 虑到中尺度天气系统的水平尺度,本文将控制变量 的水平影响半径设为 50 km。

由 2007 年 7 月 8 日 00 时等压面上各物理量的 背景场和同化雷达资料(径向风、雨水混合比和垂直 速度)后的增量场(图3)可见,背景场中几乎不包含 β中尺度天气系统的信息,各物理量在淮河流域均 比较平滑,没有云水、雨水和垂直速度的信息。同化 雷达资料以后,各物理量场均显示雷达回波区出现 了明显的β中尺度的对流系统,雷达回波区一线为 辐合上升区,并存在多个β中尺度的强对流中心(图 3b)。位势高度的增量较小,仅为几位势米(图 3c), 这可能和中尺度系统不满足准地转关系有关,一些 诊断关系采用了静力平衡近似可能也有一定影响。 温度的增量较大,最大增量接近1K(图3d),诊断方 法和垂直插值方法可能也会对结果有一定的影响。 调整到饱和状态的水汽增量约在1.0-5.0 g/kg,说 明雷达回波区背景场的水汽远未达到饱和,多数地 方的相对湿度在80%以下(图3e)。因为背景场中没 有云水和雨水,同化后雨水混合比增量达1.0g/kg (图 5b₀),云水混合比由诊断得到,增量最大值设为 1.0 g/kg(图 3f),可能还存在一定误差。垂直 速度分析增量最大值超过1.0m/s,能体现β中尺





国化雷达资料后的增量场(阴影)
(a. 同化前 850 hPa 流场, b. 同化后 850 hPa 流场,
c. 500 hPa 位势高度(gpm), d. 500 hPa 温度场(K),
e. 850 hPa 水汽混合比(g/kg), f. 600 hPa 云水混合比(g/kg), g. 500 hPa 垂直速度(m/s))
Fig. 3 Variables of back ground (contour) and
incremental ground (shaded): stream on 850 hPa before (a) and after (b) assimilating radar data; geopotential
height (c, gpm), temperature(d, K), and vertical velocity (g, m/s) on 500 hPa; water vapor mixing ratio on 850 hPa
(e, g/kg) and cloud water mixing ratio on 600 hPa (f, g/kg)

度天气系统的特征(图 3g),雷达回波区基本被调整 为上升区,南北两侧无回波区为对应的下沉气流,以 保持大气质量的连续,上升区与下沉区的过度区域 很窄。因此,本文将 500 hPa 附近垂直速度的增量 大于 0.3 m/s 的区域的水汽设为饱和,以避免存在 一定强度上升运动(地形强迫等原因导致,但上升速 度并不大)的无回波区的水汽也被调整。各物理量 增量的水平分布特征与雷达观测的中尺度水平特征 基本匹配。

5 数值模拟实验

除了上文提到的联合同化由反射率因子导出的 雨水混合比和垂直速度以及多普勒雷达径向速度的 情形外(即下文中的 Expt 4),本文还设计了多个试 验以考察不同情形对预报结果带来的影响(表 1)。

表	试验方案设计
Table 1	Design of experiments

试验方案	同化变量	回波区水汽是否饱和
Expt 1	参照试验	
Expt 2	$V_{ m r}$	否
Expt 3	w,q_{r}	是
Expt 4	V_{r} , w , q_{r}	是
Expt 5	$V_{ m r}$, w , $q_{ m r}$	否

5.1 参照试验

Expt1为参照试验,以T213分析场为初始场, 不同化雷达资料,直接进行数值预报。因为背景场相 对湿度多在80%以下,远未达到饱和,并且淮河流域 多为平原,地形平坦,取自低分辨率数值模式的背景 场中也不包含云水、雨水、垂直速度信息,因此模式旋 转加强问题严重,在与实测雨带相对应的区域内,参 照试验6h内基本没有预报出降水,降水在第6小时 才刚开始出现(图略)。





5.2 仅同化径向风资料的影响

Expt 2 仅同化多普勒雷达径向风资料,并忽略 垂直运动项的影响。从预报结果来看(图 4b),开始 1小时内出现了少量降水,但由于缺乏充足的水汽 等有利于降水维持的其他条件,降水并没有继续维 持下去。 5.3 同化雨水和垂直速度的情形

Expt 3 同化了由雷达反射率因子导出的雨水 混合比和垂直速度,并将 1—15 层对应于第 8 层上 垂直速度增量大于 0.3 m/s 的区域设为饱和。模拟 发现预报开始即有降水发生并一直持续整个预报时 段,整个雨带的走向与实况(图 4a)比较一致,降水 强度也达到暴雨量级,但 6 h 最大累积降水量比实 况小许多,最大降水中心位置也存在偏差(图 4c), 这与环境场中的水汽、水平气流以及对流单体的生 消移动都是有关系的,特别是能不断产生新的对流 单体的环流背景,将在后文对此进行分析。

5.4 同时同化雨水、垂直速度和径向速度

Expt 4 是联合同化雨水、垂直速度和径向速度的情况,从预报结果来看除了一些细节性的东西外, 雨带走向和降水强度与 Expt 3 差别不大,最大降水 量略有减小(图 4d)。

5.5 同时同化雨水、垂直速度和径向速度,但不调 整背景场中的水汽

Expt 5 与 Expt 4 的唯一差别是同化雷达资料 后不对背景场水汽进行调整。结果表明,分析场中 由于同化雷达资料产生的云水、雨水和中小尺度的 对流结构在预报开始阶段便产生了降水,但由于环 境场中缺乏足够的水汽,降水同样无法维持下去(图 4e)。

由 Expt 1—4 可见,当忽略垂直运动项的影响时,仅同化多普勒雷达径向风资料对中小尺度的降水预报能起到一定的触发作用,但若没有环境场中水汽等其他要素的配合,降水很难维持下去;同化由反射率因子导出的雨水和垂直速度,并将上升区的水汽设为饱和可以使对流降水得以维持和发展,产生较强降水,大大消除了旋转加强现象。由 Expt 4—5 比较可见,环境场中的水汽对对流结构和降水能否发展下去是至关重要的,若对流区背景场中水汽远未达到饱和,则应对其进行调整,以利于对流的维持和发展。

6 降雨演变过程和中尺度对流结构

由以上分析可见,同时同化雨水、垂直速度和径向速度后(Expt 4),较好地模拟了6h内的降水过程,但在降水强度和位置上与实际情况还存在一定的偏差,为了揭示其原因,下面对降雨过程和对流结构的演变过程进行分析。

6.1 对流结构的时间演变

图 5 给出了预报时段内雷达观测的 4 km 高度 上的组合反射率因子以及模拟的 600 hPa 上的雨水 混合比,时间间隔为 1 h。

由图5可见,同化雷达资料可以分辨出水平尺 度为几十千米的对流结构,并且初始场中的对流信 息随着模式的运行基本得到了保持,模拟的中尺度 对流结构的走向和演变与雷达观测实况基本一致但 范围略小,整个雨带由几个强度不等的对流单体组 成,强降水雨团随时间逐渐向下游移动,经历了发展 到消亡的过程。结合前面的同化结果来看,由于初 始场中降水区上游阜阳以西尚未出现较强回波,因 此上游的水汽场由于缺少观测资料而没有得到调 整,上游水汽供应不足,并且由于雷达周围 20 km 范围内没有观测资料,从而对同化结果有一定影响, 而实际上在初始时刻阜阳附近恰是强对流中心,而 且,后来不断有新的对流单体在此处生成,使118°E 以西的6h累积雨量比模拟结果大得多。随着预报 时间的增加,初始的对流单体在环境风场的驱使下 不断向下游移动,并伴随着加强、减弱或消亡。较强 的对流单体基本持续了整个预报时段,但预报开始 3h后强度已开始减弱,较弱的对流单体的生命史 约2 h。就降水强度来讲,实况 1 h 累积降水最大超 过 30 mm/h,而模拟结果也基本上能达到同样的强 度,预报前4小时的强降水中心均达到20 mm/h,特 别是第3个小时最强降水超过30mm/h。由于边 界的影响,模拟开始阶段西边界附近的云体偏强。 总体而言,由于测雨雷达只对正在降水的区域才有 观测资料,因此同化雷达资料对已有的对流单体的 演变预报是比较好的,对新生对流单体的预报还需 要进一步研究。老的对流单体发展东移后,新的对 流单体不断在原来中尺度对流产生区域的附近产 生,造成了持续不断的强降水,表面上看来好像是原 来的对流结构长时间维持、稳定少动,但通过高时空 分辨率的雷达回波和数值模拟结果来看实际上在不 断上演着新老交替。但至于为何在阜阳上游不停地 有新的对流单体产生,这应当与天气背景有关,如在 这一地区存在强的切变线低涡、饱和水汽区等,同化 一个时刻的雷达观测资料还不足以在初始场中形成 这种系统,而同化前的背景场中可能也没有较好的 描述这种系统。



(a₀ - a₆. 4 km 高度雷达反射率因子, dBz; b₀ - b₆. Expt 4 模拟的 600 hPa 雨水混合比, g/kg)
Fig. 5 Hourly convection structure (a₀ - a₆. reflectivity factor (dBz) at 4 km and b₀ - b₆. simulated rain water mixing ratio (g/kg) at 600 Pa from Expt 4)

6.2 预报 2.5 h 时的对流结构

为了考察强对流单体中各微物理量之间的配置

关系,图 6 给出了对流发展最旺盛时刻,即预报 2.5 h,沿 118°E 的垂直剖面。



ratio (shaded, g/kg) and vertical velocity (contour, m/s) and (b) cloud water mixture

ratio (shaded, g/kg) and vapor mixture ratio (contour, g/kg)

由图 6 可以看出,对流发展最旺盛时单体南北 方向的尺度约 50 km,中心最大上升速度超过 3.0 m/s,位于 500 hPa 附近。雨水含量的垂直分布与 上升速度基本一致,在上升区的中上部含量最大,在 400 hPa 附近最大值超过 5.0 g/kg。云水主要分布 在 500 hPa 以下,对流结构的顶部也有一定的高云 分布,但最大值位于上升区的中下部,约 600 hPa 附 近达到 0.5 g/kg。水汽含量在对流区明显增大,但 由于环境场中水汽含量较低,因此在过度区可以看 出比较明显的折角。此种强度的结构可造成超过 30 mm/h 的降水强度,β 中尺度的特征十分明显。

7 结 论

本文通过一个暴雨个例考察了 GRAPES-3DVAR 同化多普勒雷达径向速度以及由反射率因 子导出的垂直速度、雨水混合比对预报结果的影响, 通过试验可以发现:

(1) 仅同化多普勒雷达径向风资料可以增加初始场中中小尺度的信息,在一定程度上改善预报开始阶段的降水,但如果初始场中其他物理量(特别是水汽)达不到维持对流发展的条件,则需同时加以改善,否则对流难以维持。

(2)初始场中水汽是否达到降水条件是至关重要的,由试验可以看出,即使初始场中包含对流结构

信息,在较干的环境场中这些信息也难以维持下去。

(3)联合同化多普勒雷达径向速度和由反射率 因子导出的垂直速度、雨水混合比并令上升区饱和 的情况下,可以大大改善6h内的降水预报,基本消 除旋转加强现象,对β中尺度系统的生消过程和三 维结构的模拟结果与实况相比也比较一致。

(4)单独同化由反射率因子导出的垂直速度、雨水混合比并令上升区饱和对降水预报也有较大改善。

参考文献

- 陈德辉, 沈学顺. 2006. 新一代数值预报系统 GRAPES 研究进展. 应用气象学报, 17(6): 773-777
- 顾建峰,颜宏,薛纪善等.2006.多普勒天气雷达资料三维变分直 接同化方法研究[D].北京:中国气象科学研究院,228pp
- 洪延超,周非非. 2005. "催化-供给"云降水形成机理的数值模拟研究. 大气科学, 29(6): 885-896
- 胡志晋,严采繁. 1987. 层状云微物理过程的数值模拟(二):中纬度 气旋云系的微物理过程. 应用气象学报,2(2):133-142
- 李柏,周玉淑,张沛源.2007.新一代天气雷达资料在2003年江淮 流域暴雨模拟中的初步应用:模拟降水和风场的对比.大气科 学,31(5):826-838
- 李华宏,薛纪善,王曼等.2007.多普勒雷达风廓线的反演及变分 同化试验.应用气象学报,18(1):50-57
- 李永平,朱国富,薛纪善. 2004. 应用雷达回波强度资料反演大气 云微物理量. 气象学报,62(6):814-820
- 刘红亚,徐海明,胡志晋等. 2007. 雷达反射率因子在中尺度云分辨 模式初始化中的应用 I: 云微物理量和垂直速度的反演. 气象学

报,65(6):896-905

- 刘红亚,徐海明,薛纪善等.2007. 雷达反射率因子在中尺度云分辨 模式初始化中的应用Ⅱ:数值模拟试验.气象学报,65(6):906-918
- 闭锦忠,彭震云,赖安伟等.2007.反演同化和直接同化多普勒雷达径向风的对比试验.南京气象学院学报,30(6):745-754
- 盛春岩,浦一芬,高守亭.2006.多普勒天气雷达资料对中尺度模 式短时预报的影响.大气科学,30(1):93-107
- 万齐林,薛纪善,庄世宇. 2005. 多普勒雷达风场信息变分同化的 试验研究. 气象学报,63(2):129-145
- 王叶红,赵玉春,崔春光.2006.多普勒雷达估算降水和反演风在 不同初值方案下对降水预报影响的数值研究.气象学报,64 (4):485-499
- 许小永,刘黎平,郑国光. 2006. 集合卡尔曼滤波同化多普勒雷达 资料的数值试验. 大气科学, 30(4): 712-728
- 许小永,郑国光,刘黎平. 2004. 多普勒雷达资料 4DVAR 同化反演 的模拟研究. 气象学报,62(4):410-422
- 薛纪善,陈德辉等.2008.数值预报系统 GRAPES 的科学设计与应用.北京:科学出版社,383pp
- 杨毅,邱崇践,龚建东等. 2007. 同化多普勒雷达风资料的两种方 法比较. 高原气象,26(3):547-555
- 杨毅,邱崇践,龚建东等.2008. 三维变分和物理初始化方法相结 合同化多普勒雷达资料的试验研究. 气象学报,66(4):479-488
- 张华,薛纪善,庄世宇等. 2004. GRAPES 三维变分同化系统的理想试验. 气象学报,62(1):31-41
- 张林, 倪允琪. 2006. 雷达径向风资料的四维变分同化试验. 大气 科学, 30(3): 433-440
- 庄世宇,薛纪善,朱国富等. 2005. GRAPES 全球三维变分同化系统-基本设计方案与理想试验.大气科学,29(6):872-884
- Biggerstaff M I, Houze R A. 1991. Kinematic and precipitation structure of the 10—11 June 1985 squall line. Mon Wea Rev, 119: 3034-3065
- Browning K A. 1989. The mesoscale data base and its use in mesoscale forecasting. Quart J Roy Meteorol Soc, 115 (488): 717-762
- Byrom M, Roulstone I. 2002. Calculating vertical motion using Richardson's equation // ECMWF/GEWEX Workshop on Humidity Analysis, European Centre for Medium Range Weather Forecasts, 8-11 July, UK, 49-57
- Caya A, Sun J, Snyder C. 2005. A comparison between the 4D-Var and the ensemble Kalman filter techniques for radar data assimilation. Mon Wea Rev, 133:3081-3094
- Kishore Kumar K, Jian A R, Narayana Rao D. 2005. VHF/UHF

radar observations of tropical mesoscale convective systems over southern India. Ann Geophys, 23: 1673-1683

- Lindskog M, Salonen K, J rvinen H, et al. 2004. Doppler radar wind data assimilation with HIRLAM 3DVAR. Mon Wea Rev, 132:1081-1092
- Milan M, Ament F, Venema V, et al. 2005. Physical initialization to incorporate radar precipitation data into a numerical weather prediction model (Lokal Model) // 32nd Conference on Radar Meteorology /11th Conference on Mesoscale Processes. 22 - 29 October, Albuquerque, NM, AMS, JP1 J. 15
- Snyder C, Zhang F. 2004. Assimilation of simulated Doppler radar observations with an ensemble Kalman filter. Mon Wea Rev, 131:1663-1677
- Sun J, Crook N A. 1997. Dynamical and microphysical retrieval from doppler radar observations using a cloud model and its adjoint. Part I: Model development and simulated data experiments. J Atmos Sci, 54: 1642-1661
- Sun J, Crook N A. 1998. Dynamical and microphysical retrieval from doppler radar observations using a cloud model and its adjoint. Part []: Retrieval experiments of an observed Florida convective storm. J Atmos Sci, 55: 835-852
- Sun J, Flicker D, Lilly D. 1991. Recovery of three-dimensional wind and temperature fields from simulated single-Doppler radar data. J Atmos Sci, 48: 876-890
- Wolfsberg D G. 1987. Retrieval of three-dimensional wind and temperature fields from single-Doppler radar data [D]. Oklahoma: University of Oklahoma, 91pp
- Xiao Q, Kuo Y H, Sun J, et al. 2007. An approach of radar reflectivity data assimilation andits assessment with the inland QPF of typhoon Rusa (2002) at landfall. J Appl Meteor Clim, 46: 14-22
- Xiao Q, Kuo Y H, Sun J, et al. 2005. Assimilation of Doppler radar observations with a regional 3DVAR system: Impact of Doppler velocities on forecasts of a heavy rainfall case. J Appl Meteor, 44:768-788
- Yuter S, Robert H. 1995. Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of florida cumulonimbus. Part II: Frequency distributions of vertical velocity, reflectivity, and differential reflectivity. Mon Wea Rev, 123: 1941-1963
- Yuter S, Robert H. 2003. Microphysical modes of precipitation growth determined by S-band vertically pointing radar in orographic precipitation during MAP. Quart J Roy Meteorol Soc, 129: 455-476