

两种样本生成方法对 DRP-4DVar 同化方法性能影响的比较及分析^{* 1}

赵娟^{1,2} 王斌¹

ZHAO Juan^{1,2} WANG Bin¹

1. 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室(LASG), 北京, 100029

2. 中国科学院研究生院, 北京, 100049

1. *State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics (LASG), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*

2. *Graduate School of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*

2010-01-04 收稿, 2010-04-08 改回.

Zhao Juan, Wang Bin. 2011: A comparison of sensitivity of DRP-4DVar performance to perturbation samples obtained between the two different methods. *Acta Meteorologica Sinica*, 69(1):41-51

Abstract The dimension-reduced projection-four dimensional variational data assimilation (DRP-4DVar) approach utilizes the ensemble of historical forecasts to estimate the background error covariance (BEC) and directly obtains the analysis on the ensemble space. As a result, the quality of ensemble members plays an important role in the performance of the DRP-4DVar approach. In this study, the BEC of the Weather Research and Forecast Model (WRF) 3-dimensional variational data assimilation (3DVar) system is employed to produce initial perturbation samples for the DRP-4DVar approach. The historical-forecast-based initial perturbation samples are flow-dependent and able to describe the error-growing pattern in the atmospheric model and the balanced relationship between different model variables. However, the ensemble spread is not big enough because of the short time interval between adjacent historical samples and the limited numbers of ensemble. The perturbation method of control variables based on the structure characteristics of 3DVar BEC is able to produce initial perturbation samples that have reasonable background error correlations. Moreover, the estimated background error covariance also has good consistence and dynamic and physical balance between variables if the initial perturbation samples experience a development through 6 or 12 h model forward integration. From the aspect of computational expense, the historical forecast results can be directly obtained without any additional computational cost from operational numerical weather forecast centers, while the integration of samples from the 3DVar-based control variable method is time-consuming but this difficulty can be alleviated through parallel computing. With the analysis of the DRP-4DVar based on the new sample as the initial condition (IC), the 9 to 12 h forecasts are better, although the IC is a little worse than that from the DRP-4DVar using the historical-forecast-based sample. Moreover, the simulated precipitation is improved significantly when the new sample is used. As a result, the performance of DRP-4DVar approach can be improved further, especially in terms of the accuracy of numerical forecasts and the ability to simulate severe precipitation, when using the perturbation method of control variables of the 3DVar system to generate the initial perturbation sample.

Key words Perturbation sample, Historical forecast, 3DVar

摘 要 降维投影四维变分同化方法(DRP-4DVar)利用历史预报的集合来统计背景误差协方差,并将分析变量投影到样本空间下求解代价函数,因而集合样本的质量对 DRP-4DVar 同化方法的性能有着重要影响。文中尝试使用三维变分(3DVar)控制变量的扰动方法来产生集合样本,并与原来的历史预报扰动方法做比较。历史预报扰动样本具有随流型演变的特性,能够较好地描述大气模式的误差发展和模式变量之间的平衡约束关系。但是,由于历史样本之间的时间间隔较短,且样本数量

* 资助课题:国家科技部 973 项目(2004CB418304)和气象行业专项(GYHY(QX) 200906011)

作者简介:赵娟,主要从事资料同化研究。E-mail:zhaojuan@cma.gov.cn

有限,使得样本之间的离散度不够大,因而很难较全面地包含实际大气可能出现的状态。3DVar 控制变量的扰动方法是基于 3DVar 系统中背景误差协方差的结构特征来生成初始扰动样本,因而能够构建比较合理的背景误差相关结构;且将扰动样本向前预报 6 或 12 h 后能够使统计的背景误差协方差满足较好的协调性与动力和物理的平衡性。在计算代价方面,历史预报结果在业务预报中心能够直接获取,不需要额外的机时来生成样本,所以非常节省时间;而积分 3DVar 控制变量的扰动方法得到的初始样本比较费时,但是易于实现其并行计算。通过数值试验发现,用历史预报扰动方法生成样本时,模式变量的分析误差稍小于用三维变分控制变量的扰动方法的情况。但是,经过模式向前积分 9 h 至 12 h 后,利用三维变分控制变量的扰动方法生成样本能得到更优的预报结果,且对降水的模拟有明显的改善。因而,当用三维变分控制变量的扰动方法产生样本时,能够进一步改进 DRP-4DVar 同化方法的性能,尤其是提高数值预报的精度以及对强降水的模拟能力。

关键词 扰动样本, 历史预报扰动方法, 控制变量的扰动方法

中图分类号 P435

1 引言

基于降维投影技术的四维变分同化方法(DRP-4DVar)是由 Wang 等(2010)提出的,该方法将集合的思想引入传统的四维变分方法,通过投影技术实现在样本空间中直接求解代价函数的极小值,而且不需要切线性和伴随模式,大大节省了计算量。它利用历史预报得到的集合样本来统计背景误差协方差,保证了背景误差协方差的流依赖特性,但由于样本的数量总是远小于复杂大气模式的自由度,带来样本误差,导致对背景误差协方差的低估以及出现虚假的噪音等问题。尽管目前有很多技术,例如膨胀因子的引入(Anderson, 2007)和局地化技术的应用(Hamill, et al, 2001; Ott, et al, 2004),来减小样本误差对同化结果的影响,但样本的生成方法仍然很重要。一般地,集合扰动场要求与实际大气中可能的误差分布一致,并尽可能真实地反映出模式变量的空间相关以及不同变量之间的相关。现有的 DRP-4DVar 同化方法中,是利用历史预报来生成扰动样本,保证了误差协方差的流依赖特性,而且历史预报结果在业务预报中心易于获取,方便省时,但是由于取样的时间间隔较短,样本的离散度不够大,不能完全代表实际大气中的误差分布。三维变分(3DVar)控制变量的扰动方法是基于 3DVar 系统中背景误差协方差的结构特征来生成初始扰动样本,从而能够构建比较合理的背景误差相关结构。所以本文尝试用三维变分(3DVar)控制变量的扰动方法来生成集合扰动场,并利用 WRF 模式来做观测系统模拟试验,初步比较分析了这两种样本生成方法的效果,为进一步改进和应用 DRP-4DVar 方法打下基础。

2 降维投影四维变分同化方法简介

降维投影四维变分同化方法实际上是通过吸收

目前资料同化技术的两个主流方法,即四维变分资料同化(4DVar)和集合 Kalman 滤波各自的优点,取长补短,探索出来的一个有效而省时的新的资料同化方法。它利用集合样本来生成一组基向量,将模式空间的分析变量投影到由这组基向量代表的样本空间中,由于样本空间的维数很小(10^1-10^2),能够实现直接求解代价函数的极小值,最终经过投影回到模式空间来得到最优分析场。作为非顺序同化方法,DRP-4DVar 方法能够考虑观测资料在时间上的分布,且通过引入模式约束将背景误差协方差在同化窗内隐式发展,从而得到动力和物理上协调的分析场,既改进了模式的初始条件,也缩短了模式调整(spin up)时间。另外,由于同化过程中使用非线性模式,该方法能直接同化模式积分变量的观测(如降水量等),而且能够同化的观测类型不受高斯型分布的限制。另一方面,DRP-4DVar 方法利用降维投影技术巧妙地避免了切线性和伴随模式,大大减小了计算量,从而为四维变分同化技术应用于日常业务数值天气预报提供了可能性。而且,由于利用集合样本来不断更新背景误差协方差,使得同化窗口之间的误差协方差也是随流型演变的。

3 集合样本的两种生成方法

3.1 利用历史预报生成扰动样本

首先,以再分析资料为初值,准备两组 78 h 模式预报结果,这两组预报的起报时间分别是提前同化窗始端时刻的 24 h 和 48 h,每小时输出一次积分结果。对于 6 h 的同化窗口,78 h 预报相当于包含了 73 个同化窗,将每个窗口始端的样本场减去背景场得到初始扰动样本(Wang, et al, 2009)

$$\mathbf{x}'_j(t_0) = \mathbf{x}_j(t_0) - \mathbf{x}_b(t_0) \quad 1 \leq j \leq 73 \quad (1)$$

其中, $\mathbf{x}_j(t_0)$ 是由历史预报得到的同化窗始端的集合成员, $\mathbf{x}_b(t_0)$ 为背景场。再利用观测算子,将每个

窗口内对应观测时刻的历史预报结果转换为各个观测时刻的模拟观测扰动样本

$$\begin{aligned} \mathbf{y}'_j(t_i) &= \mathbf{y}_j(t_i) - \mathbf{y}_b(t_i) = \\ &= \mathbf{H}_i[\mathbf{x}_{j+i}(t_i)] - \mathbf{H}_i\mathbf{M}_{t_0 \rightarrow t_i}[\mathbf{x}_b(t_0)] \\ 0 &\leq i \leq 6, \quad 1 \leq j \leq 73 \end{aligned} \quad (2)$$

其中 $\mathbf{x}_{j+i}(t_i)$ 是对应每个同化窗内观测时刻 t_i ($t_0 \leq t_i \leq t_6$) 的历史预报集合成员, $\mathbf{y}_j(t_i)$ 是对应观测时刻 t_i 的第 j 个模拟观测样本, $\mathbf{H}_i$ 和 $\mathbf{M}_{t_0 \rightarrow t_i}$ 分别是观测算子和非线性的模式算子。当观测在同化窗末端 (t_6) 的情况下 (图 1), 从一组 78 h 历史预报结果中

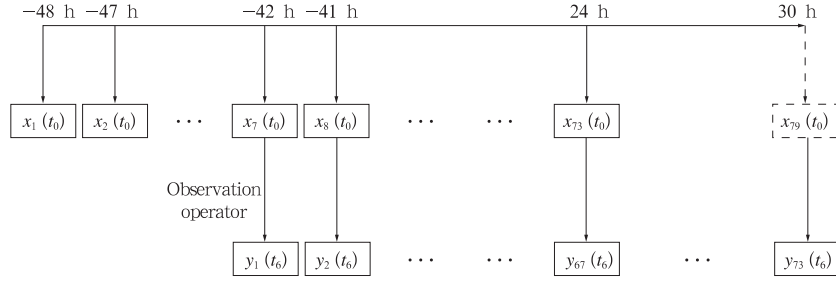


图 1 利用历史预报取样的基本流程

Fig. 1 Flowchart of sampling from historical forecasts

3.2 三维变分(3DVar)控制变量的扰动方法

三维变分(3DVar)系统通过递归滤波和 EOF 分解等途径来估计背景误差的空间相关 (Skamarock, et al, 2005; 张华等, 2004; 马旭林等, 2009), 并统计出不同变量之间的背景误差相关, 从而使观测信息在模式空间中合理地传播, 且分析场满足一定的平衡约束。在分析变量上直接加随机扰动, 难以保证扰动样本场中变量之间的平衡关系和合理的空间相关特征。那么, 利用 3DVar 系统中背景误差协方差矩阵 ($\mathbf{B}$ 矩阵) 的结构特征, 来扰动控制变量, 再经过 3DVar 系统的预处理过程变换为分析变量扰动场, 则能够得到误差相关特征比较合理的扰动样本。本文使用 WRF 模式的 3DVar 系统来生成初始扰动样本, 该同化系统将增量形式的分析变量转换为控制变量来求解目标函数的极小值 (Skamarock, et al, 2005)

$$\begin{cases} \mathbf{x}' = \mathbf{U}\mathbf{v} = \mathbf{U}_p\mathbf{U}_v\mathbf{U}_h\mathbf{v} \\ \mathbf{B} = \mathbf{U}\mathbf{U}^T \end{cases} \quad (3)$$

其中 $\mathbf{x}'$ 是增量形式的分析变量, 即分析增量, 包括纬向风 (u')、经向风 (v')、温度 (T')、比湿 (q') 和地面气压 (p_s')。 $\mathbf{v}$ 是经过转换得到的控制变量, 包括流函数 (ψ')、非平衡的势函数 (χ_u')、非平衡的温度 (T_u')、相对湿度 (r') 和非平衡的地面气压 (p_{su}') 5 个变量。控制变量转换 $\mathbf{U}$ 是用来构造 $\mathbf{B}$ 矩阵的, 它

选取样本的流程。

由于使用的是提前 1 至 2 d 的短期预报, 产生的扰动样本具有随流型演变的特性, 能够较好地描述大气模式的误差发展和模式变量之间的平衡约束关系。从计算代价方面看, 历史预报结果在业务预报中心能够直接获取, 不需要额外的机时来生成样本, 所以节省时间。但是由于历史样本之间的时间间隔较短, 且样本数量有限, 使样本之间的离散度不够大, 从而很难较全面地包含实际大气可能出现的状态。

包含的 $\mathbf{U}_h$ 、 $\mathbf{U}_v$ 和 $\mathbf{U}_p$ 分别对应 3DVar 系统中对控制变量所作的水平变换、垂直变换和变量转换。

由于这些控制变量都是归一化的变量, 其误差均方差为 1, 故对所有控制变量都加上均值为 0、方差为 1 的高斯型随机扰动。然后通过 3DVar 系统中构造 $\mathbf{B}$ 矩阵时所运用的水平变换 $\mathbf{U}_h$ 、垂直变换 $\mathbf{U}_v$ (EOF 分解) 和变量转换 $\mathbf{U}_p$, 得到分析变量扰动场 (庄照荣, 2007; 路秀娟, 2009):

$$\begin{cases} \mathbf{x}'_j = \mathbf{U}\mathbf{v}'_j = \mathbf{U}_p\mathbf{U}_v\mathbf{U}_h\mathbf{v}'_j \\ \mathbf{B} = \mathbf{U}\mathbf{U}^T = \mathbf{U}_p\mathbf{U}_v\mathbf{U}_h\mathbf{U}_h^T\mathbf{U}_v^T\mathbf{U}_p^T \end{cases} \quad (4)$$

其中, $\mathbf{v}'_j$ 是在控制变量 $\mathbf{v}$ 上加入的第 j 个高斯型随机扰动。水平变换是利用递归滤波来表征背景场误差的水平相关关系, 垂直变换是利用 EOF 分解技术来表示背景场误差的垂直相关关系, 变量转换则是将同化过程中所使用的控制变量转换为增量形式的分析变量。因而, 利用这种方法得到的分析变量扰动既具有与相应分析变量的量级相符的方差, 且不同分析变量扰动之间有适当的平衡关系, 而同一变量的扰动之间存在一定的空间相关特征。

分析利用控制变量扰动的方法得到的扰动样本场的误差特征, 从 36 个集合成员统计得到的误差水平相关系数的分布情况 (图 2) 可以看出, 考察点 M (位于第 15 层, $\eta=0.463403, 32.7^\circ\text{N}, 112.7^\circ\text{E}$) 与其他格点的误差水平相关系数的分布接近于高斯分布, 在

考察点附近的相关具有同心圆结构,考察点自身的相关为1,与其他点的相关随着距离的增加逐步地减小。风场误差水平相关尺度比较合理,纬向风(U 风)场在东西方向的水平相关尺度比在南北方向的相关尺度大,而经向风(V 风)场在南北向的水平相关尺度较大。湿度场的相关尺度较小,与变量的物理属性相

符。从集合成员统计得到的误差垂直相关系数分布也比较合理(图略)。但是,这样得到的误差相关结构近似高斯型分布,要使统计的背景误差协方差满足动力和物理的平衡关系,需将扰动样本的6或12 h预报结果作为同化的初始扰动样本。在计算代价方面,积分初始样本比较费时,但是易于实现计算机并行。

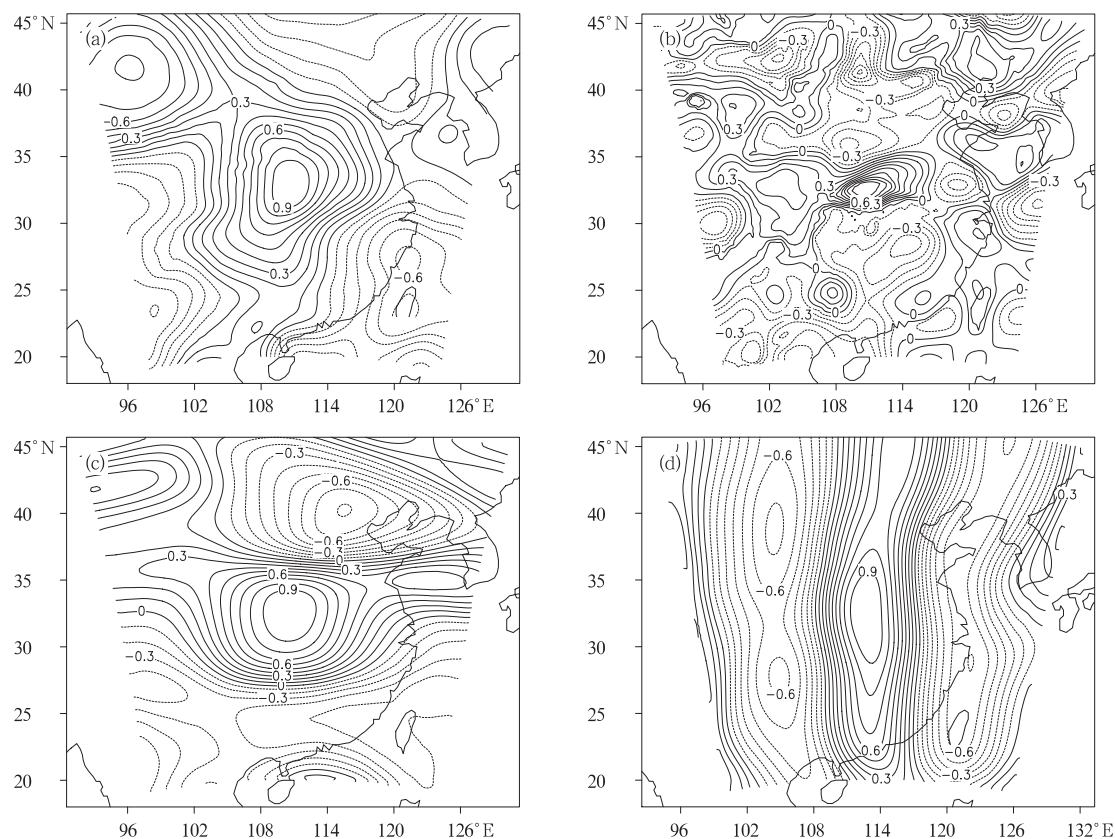


图2 考察点 M 与其他格点的误差水平相关系数的分布(a. 气压, b. 相对湿度, c. U 风场, d. V 风场)

Fig. 2 Distribution of the horizontal correlation coefficients between the error of the inspection point M and the errors of the other grid points (a. pressure, b. relative humidity, c. U wind and d. V wind)

4 数值试验

4.1 试验设计

本文采用中尺度天气预报模式 WRF-ARW (Skamarock, et al, 2005), 进行初步的观测系统模拟试验, 对上述两种样本生成方案作对比分析。模式的基本技术参数设置如表 1 所示。模式水平分辨率为 30 km, 模拟区域的水平格点数为 100×100 , 覆盖中国大部分区域。垂直方向共有 30 层, 模式层顶为 50 hPa。选用的次网格物理过程包括: WSM 6-class graupel 微物理方案 (Hong, et al, 2006), Kain-Fritsch (new Eta) 积云对流参数化方案 (Kain, et al, 1990, 1993; Kain, 2004), Mellor-Yamada-Janjic TKE 边界层方案 (Janjic, 1990,

1996, 2002; Mellor, et al, 1982), Unified Noah land-surface model 陆面方案 (Chen, et al, 2001) 和 RRTM (rapid radiative transfer model) 辐射方案 (Mlawer, et al, 1997)。初值和边界条件由 $1.5^\circ \times 1.5^\circ$ 的 ERA-Interim 再分析资料提供。

利用分辨率较高的 $1^\circ \times 1^\circ$ 的 NCEP 最终全球对流层分析资料, 从 2000 年 6 月 23 日 06 时 (世界时) 起向前积分至 6 月 26 日 00 时, 得到“真实场” (Truth), 并验证了 Truth 中模拟的 24 h 降水 (2000 年 6 月 25 日 00 时至 26 日 00 时) 的雨带形状和强度与实际观测比较接近。将 Truth 的基本模式变量场 (u, v, t, q) 投影到观测空间得到同化窗口内的观测, 观测场的位置信息来源于实际的探空和地面观测点。

表 1 WRF 模式基本参数设置

Table 1 Configuration of the basic parameters in the WRF model

参数	选项
区域中心	(33°N,113°E)
网格点数	100×100×30
水平分辨率	30 km
模式顶气压	50 hPa
微物理方案	WSM 6-class graupel scheme
积云参数化	Kain-Fritsch (new Eta) scheme
边界层方案	Mellor-Yamada-Janjic TKE scheme
陆面方案	Unified Noah land-surface model
辐射方案	RRTM
积分时间步长	180 s

参照试验(Ctrl)是以 2000 年 6 月 24 日 12 时的 ERA-Interim 资料作为初始场,向前积分 36 h 的预报结果。6 h 同化窗设定为 2000 年 6 月 24 日 18 时至 25 日 00 时。为了比较历史预报扰动方法和三维变分控制变量的扰动方法这两种样本生成方案对 DRP-4DVar 同化系统性能的影响,我们分别采用这两种样本生成方法,以及使用相同的背景场和观测,进行了两组观测系统模拟试验。同化试验 1(ASS_1)利用历史预报结果生成扰动样本,分别将 22 日

18 时和 23 日 18 时的 ERA-Interim 再分析资料向前积分 78 h,每小时输出 1 次,得到 146 个初始扰动样本。同化试验 2(ASS_2)采用三维变分控制变量的扰动方法,以 24 日 06 时的 ERA-Interim 资料作为初始场,利用 WRF 模式的三维变分系统生成 36 个集合样本。为了使得统计出的误差协方差满足协调性和平衡性,将样本向前积分 12 h 至同化窗始端,来生成初始扰动样本。

4.2 试验结果和分析

经过分析之后,两组同化试验中观测的代价函数均显著减小,初步证明了同化系统的正效果。其中,ASS_1 试验的观测代价函数减小了 50.7%,而 ASS_2 试验的观测代价函数减小了 48.7%。将背景场与分析场分别减去分析时刻(2000 年 6 月 24 日 18 时)的“真实场”,得到背景场与分析场在各垂直层上的误差分布。首先由 Truth 模拟的 500 hPa 风场和 850 hPa 相对湿度场的水平分布(图 3a),可以看到,来自南海上空的西南风和东南风在中国东南部大陆上形成较强的西南暖湿气流,并在江淮流域与北边的风场形成辐合(32°—35°N),为江淮流域

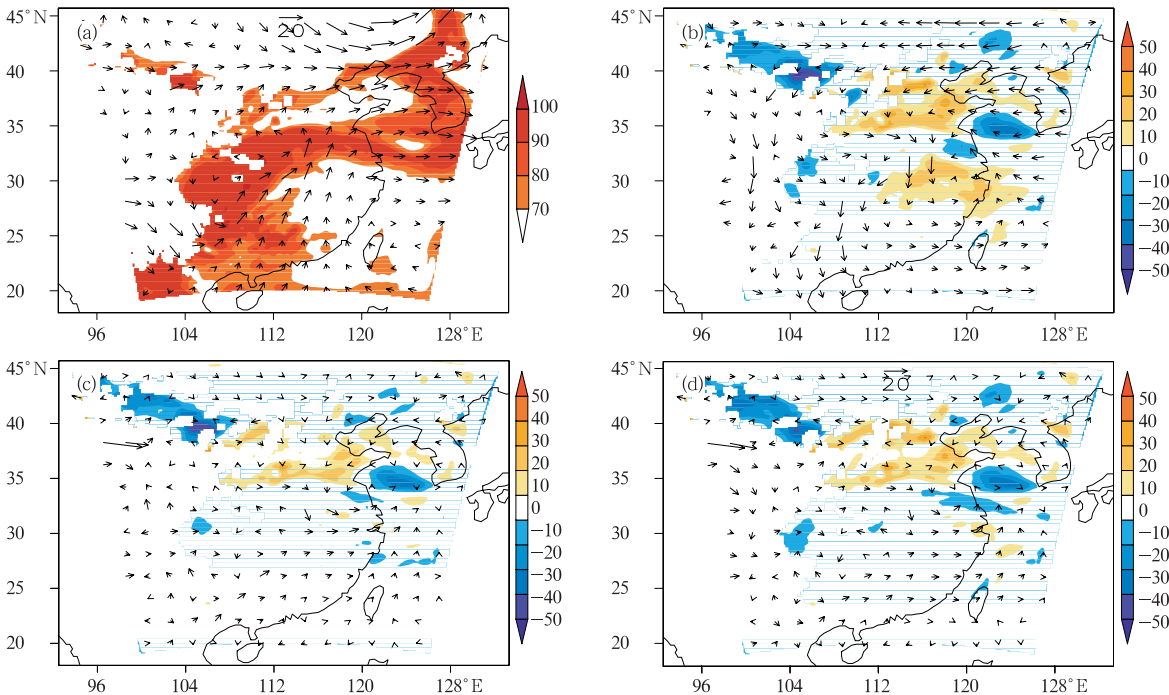


图 3 2000 年 6 月 24 日 18 时(a)Truth 中 500 hPa 风场(箭头)和 850 hPa 的相对湿度场(阴影)的水平分布; (b)Ctrl 试验、(c)ASS_1 分析场、(d)ASS_2 分析场中 500 hPa 风场的预报误差(箭头)和 850 hPa 的相对湿度的预报误差(阴影)(风场单位:m/s,相对湿度单位:%)

Fig. 3 Horizontal distribution of 500 hPa wind vector (arrow) and 850 hPa relative humidity (shaded) in the Truth at 18:00 UTC 24 June 2000 (a); the forecasting errors of 500 hPa wind (arrow) and 500 hPa relative humidity (shaded) for the ctrl (b); the ASS_1 (c) and ASS_2 analysis field (d) employed (unit of wind vector: m/s, unit of relative humidity: %)

强降水提供了充足的水汽。背景场误差的水平分布情况(图 3b)表明,与 Truth 相比,Ctrl 试验模拟的西南风较弱,使水汽辐合出现的纬度偏低(30°N 附近),区域($35^{\circ}\text{—}37^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\text{—}120^{\circ}\text{E}$)内的水汽也偏多,而山东半岛东南沿海海面上的水汽则偏少。经过分析之后(图 3c,3d),西南风加强,整个模拟区域

内的风场误差都被显著减小; 30°N 附近的偏多的水汽被显著减少,水汽误差大值区域($35^{\circ}\text{—}37^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\text{—}120^{\circ}\text{E}$)内以及东部沿海海面上的湿度场也有一定的改进。比较两组分析场发现,ASS_1 和 ASS_2 试验对风场的改进程度基本相同,只是 ASS_1 试验对湿度场的改进稍好,与 ASS_1 比 ASS_2

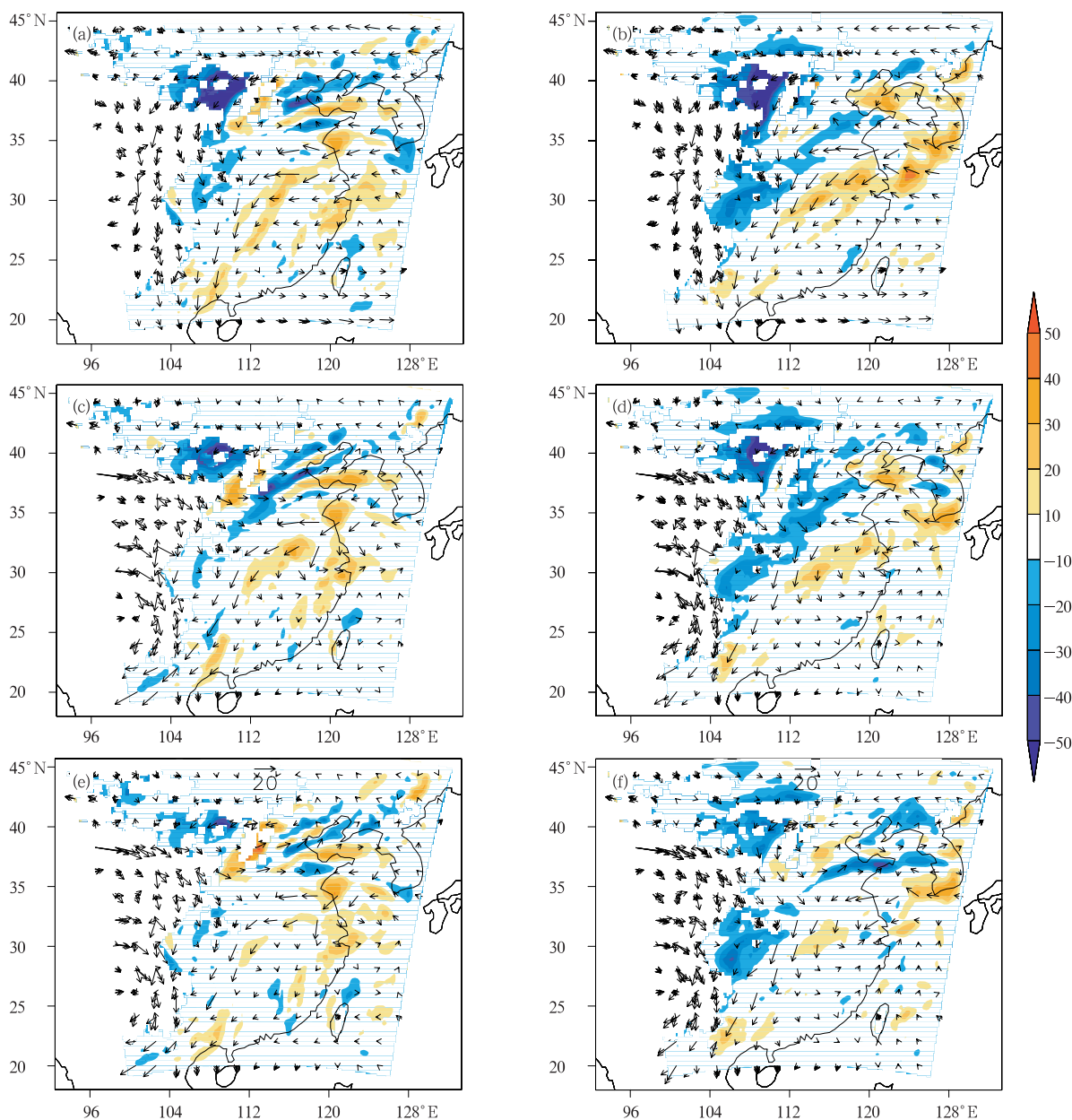


图 4 参照试验(Ctrl)和两组同化试验 ASS_1、ASS_2 中 500 hPa 风场的预报误差(箭头)和 850 hPa 的相对湿度的预报误差(阴影)的水平分布((a)Ctrl、(b)ASS_1 和(c)ASS_2 试验在 2000 年 6 月 25 日 12 时的预报误差; (d)Ctrl、(e)ASS_1 和(f)ASS_2 试验在 2000 年 6 月 26 日 00 时的预报误差;风场单位: m/s, 相对湿度单位: %)

Fig. 4 Horizontal distribution of the forecast errors of 500 hPa wind (arrow) and 850 hPa relative humidity (shaded) from the Ctrl, ASS_1 and ASS_2 experiments. (a), (b) and (c) are for the Ctrl, the ASS_1 and the ASS_2 forecast errors at 12:00 UTC 25 June 2000, respectively, and (d), (e) and (f) are for the Ctrl, the ASS_1 and the ASS_2 forecast errors at 00:00 UTC 26 June 2000, respectively (unit of wind: m/s, unit of relative humidity: %)

的观测代价函数的下降幅度稍大的状况对应。

同化观测资料不仅是为了改进模式的初始场,更重要的提高模式的预报水平,所以还需要对比两组同化试验的预报效果。将 Ctrl 试验与同化试验 ASS_1、ASS_2 的预报场分别减去对应时刻的“真实场”(Truth),能够得到它们在各垂直层上的预报误差分布。图 4 给出了 2000 年 6 月 25 日 12 时和 26 日 00 时的 Ctrl、ASS_1 和 ASS_2 试验中,500 hPa 风场和 850 hPa 相对湿度场的预报误差。由图中的误差分布看到,相比于 Ctrl 试验,同化试验的西南

气流均增强,且对一些误差较大的区域内的湿度场有明显的改进。仔细比较两组同化试验的误差分布情况(图 4b、4c、4e、4f)发现,尽管在初始时刻 ASS_1 分析场略好于 ASS_2 分析场,但是在预报时刻 6 月 25 日 12 时和 26 日 00 时,ASS_2 试验的水汽场预报误差显著小于 ASS_1 试验,尤其是在降雨带附近的误差大值区域内。

为了考察两种样本生成方案对 DRP-4DVar 同化性能的整体影响,图 5 比较了 Ctrl、ASS_1 和 ASS_2 三组试验的分析和预报结果中,基本模式变

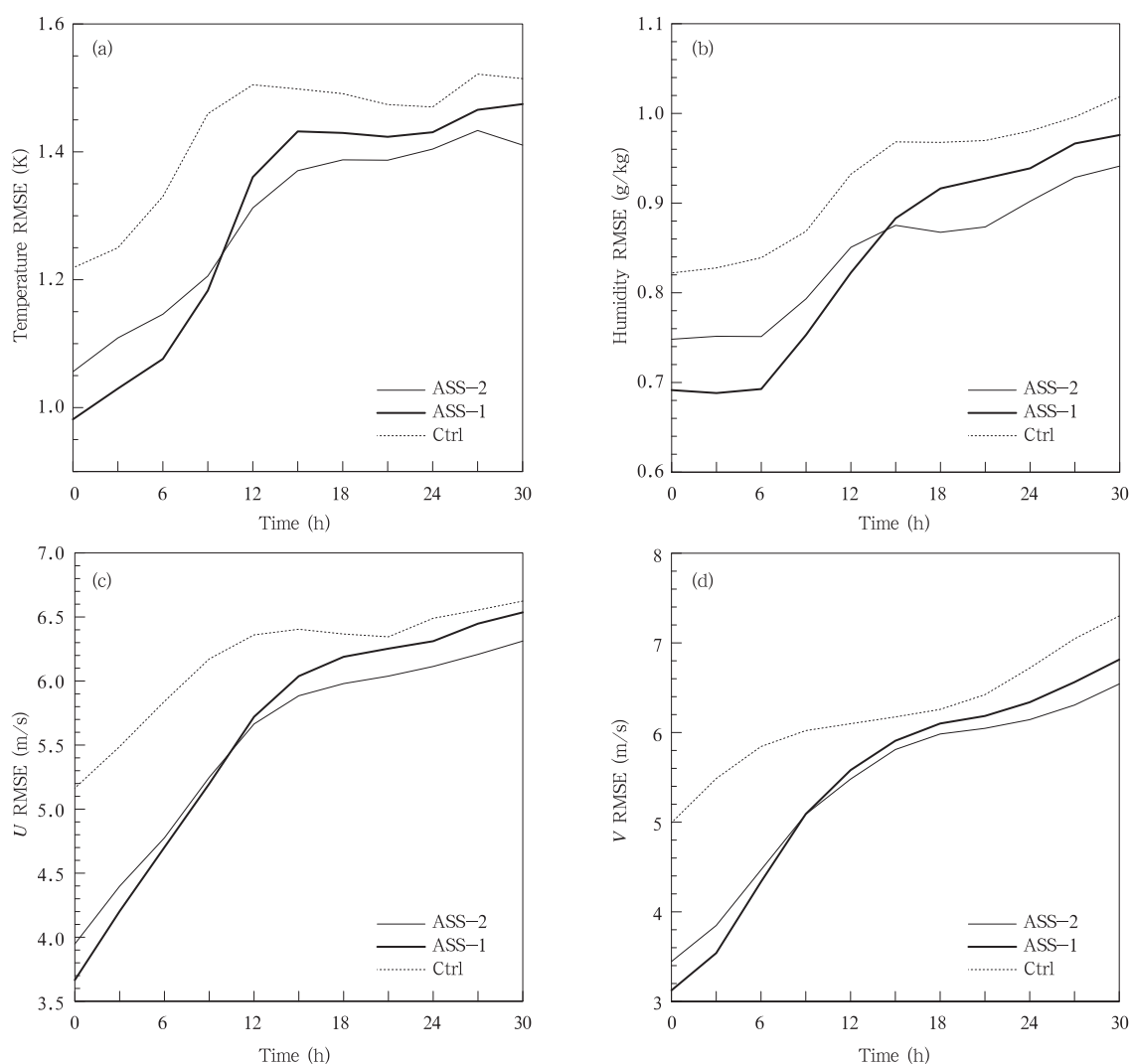


图 5 Ctrl 试验、ASS_1 试验和 ASS_2 试验的分析场和预报场中(a)温度(K)、(b)水汽混合比(g/kg)、(c)U(m/s)、(d)V(m/s)的均方根误差随时间的演变

Fig. 5 Root mean square errors (RMSEs) with respect to time for (a) temperature (K), (b) water vapor mixing ratio (g/kg), (c) U (m/s), and (d) V (m/s) from the control, ASS_1 and ASS_2 experiments

量(温度、水汽混合比、 U 和 V)在模拟区域内的均方根误差随时间的演变。分析 3 条误差发展曲线,可以看出,随着预报时间增长,同化试验与 Ctrl 试验的预报水平差距逐渐减小,但是同化试验一直表现出显著的正效果。对于温度场和风场,在分析时刻(图 5 中 0 点),ASS_1 试验的分析误差明显小于 ASS_2 试验的分析误差,但是 ASS_1 的预报误差随时间迅速增大,到预报 9 h 后 ASS_1 不再表现出优势,而是 ASS_2 的预报优于 ASS_1 的预报。对于湿度场,预报 12 h 前后有类似的趋势。进一步统计降水预报在模拟区域内的均方根误差,从统计的每 3 h 累计降水的均方根误差(图 6)看到,用历史预报扰动方法时(ASS_1 试验),同化后 24 h 预报内的每 3 h 累积降水误差均小于 Ctrl 试验的误差。与历史预报扰动方法相比,当用三维变分控制变量的扰动方法产生集合样本时(ASS_2 试验),在大部分模拟时段内,降水量的预报误差不仅进一步显著减小,而且对降水的改进一直持续到 27 h 预报。

综合以上分别使用历史预报扰动方法和三维变分控制变量的扰动方法来产生集合样本的同化结果,可以发现,虽然历史预报扰动方法生成样本能得到稍好的分析场,但是利用三维变分控制变量的扰动方法生成样本时,能够产生更好的基本变量场预报和降水模拟结果。

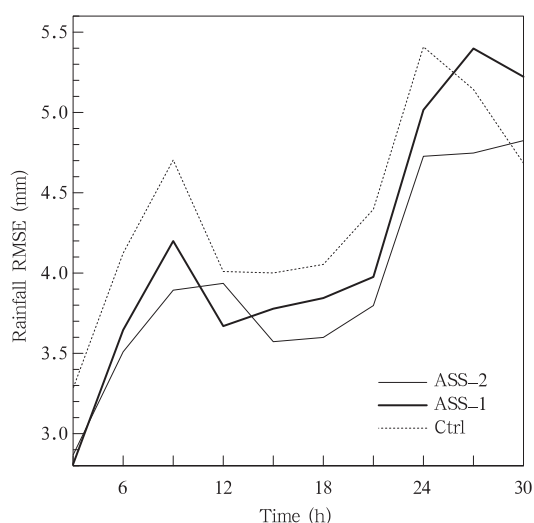


图 6 同图 5, 但为降水的均方根误差的时间演变

Fig. 6 The same as Fig. 5 but for precipitation

为了更细致地比较两组同化试验的模拟情况,图 7 给出了 12 h 和 24 h 预报,即分别在 2000 年 6 月 25 日 06 时和 6 月 25 日 18 时的预报中,各变量的均方根误差的垂直廓线。温度场(图 7a)的预报误差在对流层低层和高层分别出现极大值,而中层的误差相差不大。相应地,分析后的预报误差减小最显著的地方就是在分析前误差值最大的垂直层附近。在大部分垂直层上,两组同化试验的预报误差均小于未作同化的 Ctrl 试验;ASS_2 试验中各模式变量的 12 h 和 24 h 预报误差在大部分垂直层上都显著小于 ASS_1 的预报误差,尤其是在出现误差极大值的垂直层附近。由于水汽主要集中在低层,湿度场的预报误差最大值出现在对流层中低层,高层误差非常小(图 7b)。两组同化试验几乎对每层的湿度场均有改进,ASS_2 的 24 h 预报显著好于 ASS_1,而 12 h 预报中却出现了相反的情况,与前面湿度场的均方根误差的时间演变情况对应。对于风场(U 、 V),同化试验的 12 h 和 24 h 预报基本好于未作同化的 Ctrl 试验,且在对流层中层同化试验的正效果非常显著,同时 ASS_2 相对于 ASS_1 的优势也较明显(图 7c、7d)。这些均与前面分析各变量的均方根误差随时间变化的结果吻合。

图 8 给出的是从 2000 年 6 月 25 日 00 时至 26 日 00 时的 24 h 累计降水的空间分布情况。相比于“真实”的观测降水(图 8a),Ctrl 试验未模拟出 Truth 中的西南—东北型的雨带,强降水中心位置偏南,且降水强度明显偏弱。观察同化试验的降水水平分布情况(图 8c、8d),ASS_1 试验模拟的雨带形状相对于 Ctrl 试验有明显改进,只是雨带的位置整体而言仍然稍偏南,且预报的降水强度变化不大。而在 ASS_2 试验中,尽管强降水中心的强度仍然偏弱,但是雨带的西南—东北走向,尤其是暴雨量级(≥ 50 mm)的降水范围,与 Truth 的基本相似,且明显改善了 Ctrl 试验中雨带位置偏南的问题,这主要是由于 ASS_2 试验显著增强了西南暖湿气流,从而改进了湿度场的分布特征,为强降水的发生发展提供了有利条件(图 3、图 4)。整体而言,利用三维变分控制变量的扰动方法比历史预报扰动方法,能够得到更加合理与准确的降水预报。

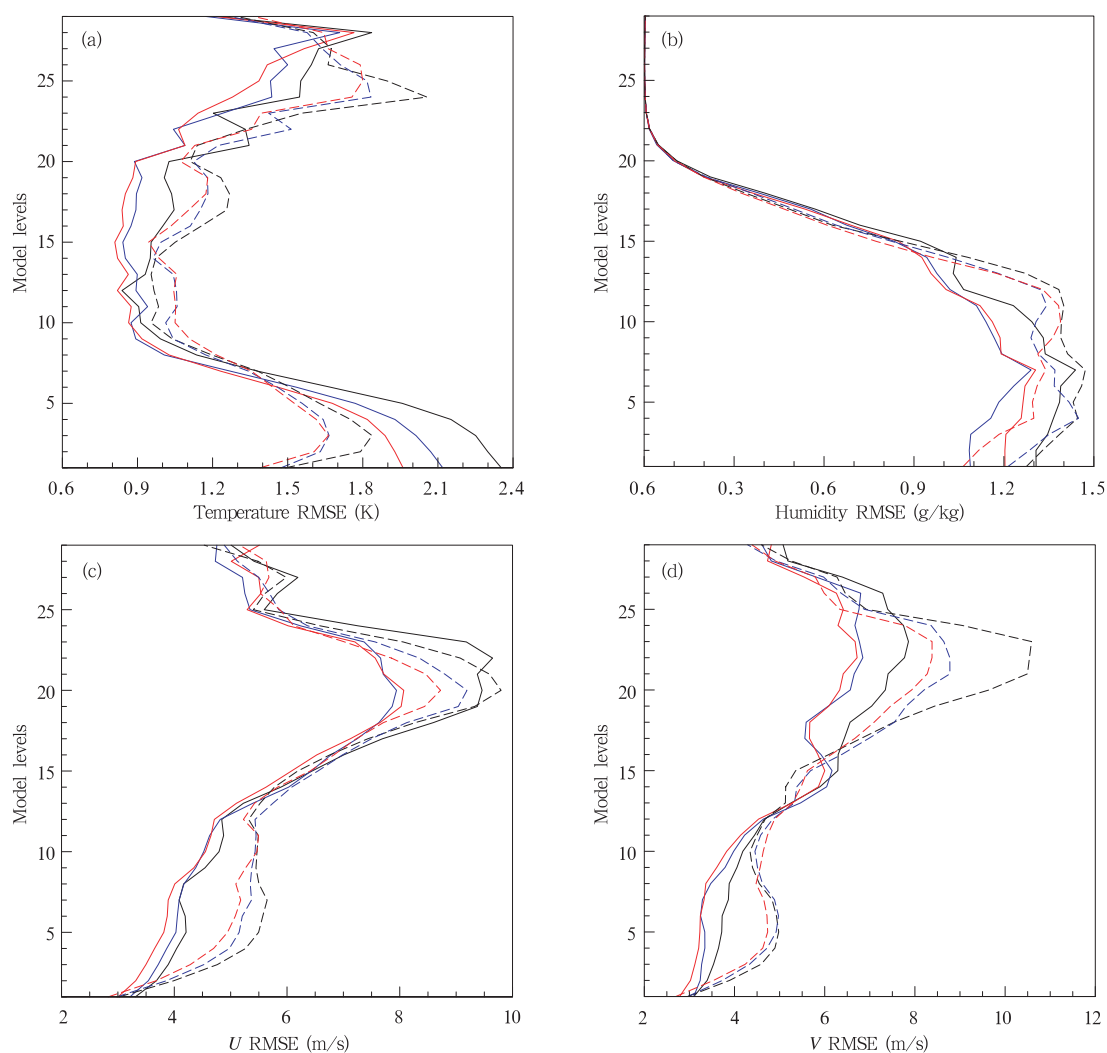


图7 Ctrl试验(黑线),ASS_1试验(蓝线)和ASS_2试验(红线)在2000年6月25日06时(实线)和6月25日18时(虚线)的预报场中(a)温度、(b)水汽混合比、(c)U、(d)V的均方根误差的垂直廓线

Fig. 7 Vertical profiles of the RMSEs for (a) temperature (K), (b) water vapor mixing ratio (g/kg), (c) U (m/s), and (d) V (m/s). The results from the Ctrl, the ASS_1 and the ASS_2 are denoted by black-line, blue-line and red-line, respectively. The solid and dashed lines represent the forecasts at 06:00 UTC 25 and 18:00 UTC 25 June 2000, respectively

5 结论与讨论

本文将三维变分控制变量的扰动方法引入DRP-4DVar同化系统,用于生成对同化性能有重要影响的扰动样本。通过观测系统模拟试验,对新引入的样本生成方法与该同化方法中原本的利用历史预报来生成扰动样本的方法作了初步的对比分析。

试验结果表明,不论是用历史预报扰动方法还

是三维变分控制变量的扰动方法来产生集合样本,DRP-4DVar同化方法都能够得到较好的分析场和预报场。另外,同化结果不仅改进了对模式基本变量场的预报,而且显著提高了对降水的模拟水平。对比两组同化结果发现,虽然历史预报扰动方法在分析时对初始场的改进幅度较大,但是随着预报时间增长,其预报误差增长较快,使在12 h到30 h的预报中,利用三维变分控制变量的扰动方法来产生

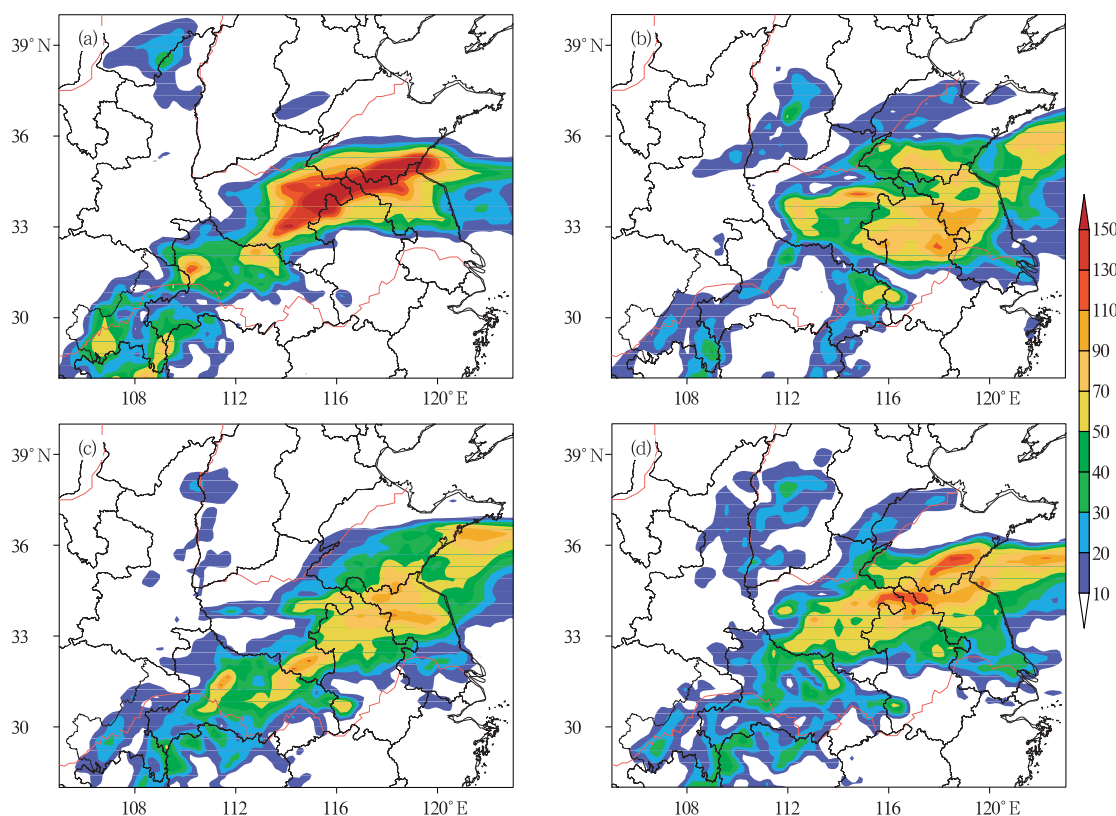


图 8 (a) Truth、(b) Ctrl、(c) ASS_1、(d) ASS_2 试验中 24 h 累计降水的空间分布(单位:mm)

Fig. 8 Distribution of the 24 h accumulated precipitation from (a) the “Truth”,
(b) the Ctrl, (c) the ASS_1, and (d) the ASS_2, respectively (unit: mm)

样本时得到的分析场的预报结果优于前者。

通过资料同化技术来改进强降水的模拟是个研究的难点,因为降水过程是一个动力、热力和物理相互作用的复杂系统,而 4DVar 中的“开关”问题可能导致降水模拟的失败。文中的试验结果显示,当使用三维变分控制变量的扰动方法产生的集合样本时,不仅对模式变量的预报有进一步的改进,而且显著改善了对强降水的模拟,使雨带的位置和形状与“真实场”(Truth)基本相似。所以整体而言,在 DRP-4DVar 同化方法中,利用三维变分控制变量的扰动方法,比使用原先的历史预报扰动方法更有优势。

值得一提的是,利用历史预报扰动方法的试验(ASS_1)中,对初始场的改进更明显,但是后期的预报中,利用三维变分控制变量的扰动方法却具有显著的优势,这可能是因为后者得到的初始场与模式的协调性更好,使模式调整时间被缩短。但是具体的机理和原因需要进一步的深入分析。

本文仅做了理想的观测系统模拟试验,用来生

成“真实场”的模式和同化的模式是相同的,因此试验中是没有模式误差的,预报误差的唯一来源即为初始场的误差。而在实际观测的情况下,模式误差是不可忽略的,仅通过改进初始场,是很难达到理想试验中同化后对预报的改善程度的。而比较历史预报扰动方法和三维变分控制变量的扰动方法对 DRP-4DVar 同化系统的影响,也需要在实际情况下作进一步的试验和研究。

参考文献

- 路秀娟. 2009. 集合卡尔曼滤波资料同化系统的构建和应用研究 [D]. 北京:中国科学院大气物理研究所, 17-18
- 马旭林, 庄照荣, 薛纪善等. 2009. GRAPES 非静力数值预报模式的三维变分资料同化系统的发展. 气象学报, 67(1):50-60
- 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):30-41
- 庄照荣. 2007. 集合卡尔曼滤波资料同化系统的设计及其在集合预报中的应用[D]. 北京:中国气象科学研究院, 31-34
- Anderson J L. 2007. An adaptive covariance inflation error correction algorithm for ensemble filters. Tellus A, 59A: 210-224

- Chen F, Dudhia J. 2001. Coupling an advanced land-surface hydrology model with the Penn State NCAR MM5 modeling system. Part I: Model description and implementation. *Mon Wea Rev*, 129:569-585
- Hamill T M, Whitaker J S, Snyder C. 2001. Distance-dependent filtering of background error covariance estimates in an ensemble Kalman filter. *Mon Wea Rev*, 129: 2776-2790
- Hong S -Y, Lim J -O J. 2006. The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6). *J Korean Meteor Soc*, 42:129-151
- Janjic Z I. 1990. The step-mountain coordinate: Physical package. *Mon Wea Rev*, 118: 1429-1443
- Janjic Z I. 1996. The surface layer in the NCEP Eta model, Eleventh Conference on Numerical Weather Prediction. Norfolk, VA, 19 - 23 August. Amer Meteor Soc, Boston, MA, 354-355
- Janjic Z I. 2002. Nonsingular Implementation of the Mellor-Yamada Level 2. 5 Scheme in the NCEP Meso-model. NCEP Office Note, No. 437, 61 pp
- Kain J S, Fritsch J M. 1990. A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *J Atmos Sci*, 47: 2784-2802
- Kain J S, Fritsch J M. 1993. Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme//Emanuel K A, Raymond D J. The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models. Amer Meteor Soc, 246 pp
- Kain J S. 2004. The Kain-Fritsch convective parameterization: An update. *J Appl Meteor*, 43: 170-181
- Mellor G L, Yamada T. 1982. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev Geophys Space Phys*, 20:851-875
- Mlawer E J, Taubman S J, Brown P D, et al. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J Geophys Res*, 102 (D14):16663-16682
- Ott E, Hunt B R, Szunyogh I, et al. 2004. A local ensemble Kalman filter for atmospheric data assimilation. *Tellus A*, 56A: 415-428
- Skamarock W C, Klemp J B, Dudhia J, et al. 2008. A Description of the Advanced Research WRF version 3. NCAR Tech. Note NCAR/TN-475 + STR, 113
- Wang B, Liu J J, Wang S D, et al. 2010. An economical approach to four-dimensional variational data assimilation. *Adv Atmos Sci*, doi: 10.1007/s00376-009-9122-3