

袁有林, 杨必华, 周宏, 等. WRF模式不同集合预报方案对一次大范围暴雨过程的模拟研究[J]. 干旱气象, 2016, 34(6): 1027-1036, [YUAN Youlin, YANG Bihua, ZHOU Hong, et al. Simulation of Different Ensemble Forecast Schemes on a Large Area Heavy Rainfall by WRF Model[J]. Journal of Arid Meteorology, 2016, 34(6): 1027-1036], DOI:10.11755/j.issn.1006-7639(2016)-06-1027

WRF模式不同集合预报方案对一次大范围暴雨过程的模拟研究

袁有林¹, 杨必华¹, 周宏², 康小平¹, 陈广¹, 赵军¹

(1. 中国人民解放军63610部队, 新疆 库尔勒 841001; 2. 中国人民解放军61243部队, 新疆 乌鲁木齐 830000)

摘要:应用WRF V3.6模式, 对陕、晋、冀、鲁4省2013年7月12—13日的一次大范围暴雨过程, 从初值、侧边界和物理过程扰动出发进行了集合预报研究。结果表明: (1) 物理过程扰动对此次降水的影响最大, 初值扰动在积分初期影响较大, 而后逐渐减弱, 而侧边界扰动随着时间积分向模拟区域中心传播并逐步增大; (2) 物理过程扰动、初值扰动的集合预报分别对小雨和大雨及以上量级降水预报最优, 而侧边界扰动的集合预报对中雨和暴雨及以上量级的降水预报最优; (3) 从集合预报的离散度分析得出, 物理过程扰动的集合预报最优, 其次是侧边界扰动, 初值扰动最差; (4) 同时考虑3种不确定性的集合预报, 总体上好于单个因子扰动的集合预报, 使模式的降水预报效果得到显著改善。

关键词:集合预报; 初值; 物理过程; 侧边界; WRF; 暴雨

文章编号:1006-7639(2016)-06-1027-10 DOI:10.11755/j.issn.1006-7639(2016)-06-1027

中图分类号:P458.1⁺21.1

文献标识码:A

引言

研究暴雨的发生发展机制, 提高暴雨的预报准确率, 是数值模式的一项重要研究内容^[1-6]。然而, 模式预报水平在实际预报过程中往往因许多不可避免的误差受到限制, 误差有: ①初值误差: 观测误差、资料同化和分析处理中引入的误差; ②模式误差: 模式中描述的物理过程并不完全符合实际大气中的物理过程, 致使模式在结构、参数设置或者是数值计算上等存在的误差^[7]; ③侧边界误差: 地球上的大气在特殊地形以外不存在水平上的边界, 而区域模式却假定大气是有边界的, 我们通常给出的边界条件并不能完全反映大气的真实状况^[8-9]。Lorenz^[10]指出, 大气具有混沌特征, 也就是说大气运动是非线性的, 因此初值和模式误差引起的小扰动在模式积分过程中可能会使误差快速增长, 从而降低了模式的预报能力。

集合预报是针对数值预报的“不确定性”问题而提出的一种动力随机预报技术, 其成员考虑了初值和模式的不确定性^[11]。国内外学者对数值模式

中的“不确定性”开展了多方面研究, 探讨了构造集合预报的合理方法。Houtekamer等^[12]首次通过模式扰动构造了集合预报, 模式扰动后的集合预报有效改善了降水预报。Hou等^[13]研究指出, 对侧边界扰动可以增加集合预报的发散度, 改善预报效果。Krishnamurti等^[14]从模式和初值不确定性出发, 提出了多模式超级集合预报的思想。Zhang等^[15]从模式的物理参数化方案、分辨率、侧边界和初始场扰动等方面对中尺度暴雨的可预报性进行比较全面的研究, 表明模式分辨率即使提高到3.3 km, 其模拟效果也不是很好, 这是因为模式和初值误差影响了预报结果。徐广阔等^[16]用繁殖循环法对初值进行了扰动, 采用MPGM模式对2003年汛期淮河流域特大暴雨进行了集合预报试验, 表明集合预报结果好于控制试验。张涵斌等^[17]基于GRASPE_Meso区域集合预报系统, 连续进行了1个月的批量试验, 表明多初值多物理多边值为最优方案。陈静等^[18]从初值、模式和侧边界3个方面建立了中尺度暴雨集合预报, 设计了异物理模态的初值扰动法, 该方法扰动对流不稳定区的初值, 从而促进了与对流有关的不

稳定扰动快速增长,对暴雨预报技巧有较大提高。

目前,采用 WRF 模式从不同误差角度出发构建的集合预报对比分析研究较少,在 WRF 模拟过程中,初值、侧边界和物理过程中存在的误差对降水如何产生影响?它们有何差异?怎样设计集合预报能更好地提高降水预报准确率?研究这些问题很有必要。因此,本文采用 WRF 模式,对陕、晋、冀、鲁地区 2013 年 7 月 12—13 日一次大范围的暴雨过程进行集合预报试验,详细比较了初值、侧边界和物理过程扰动构造的集合预报差异,以期为提高数值模式对暴雨等极端天气过程的模拟能力提供参考。

1 降水过程分析

2013 年 7 月 12 日 08:00—13 日 08:00 (北京时,下同),西风槽携带的干冷气流和副热带高压外侧的暖湿气流于陕西、山西、河北、山东上空交汇,且低层有明显的切变线配合,使得上述 4 省出现了大范围东西向带状雨带,陕西中部、山西中南部、河北南部和山东北部等地出现了强降雨过程。根据 24 h 降水量的等级划分标准(小雨 0.1~9.9 mm,中雨 10.0~24.9 mm,大雨 25.0~49.9 mm,暴雨 50.0~99.9 mm,大暴雨 100.0~249.9 mm),352 个站点中发生暴雨的有 43 个,大暴雨的有 4 个,其中山东周村 24 h 降雨最多,达 131 mm(图 1)。此次降水过程雨量大、范围广,是一次典型的暴雨过程。

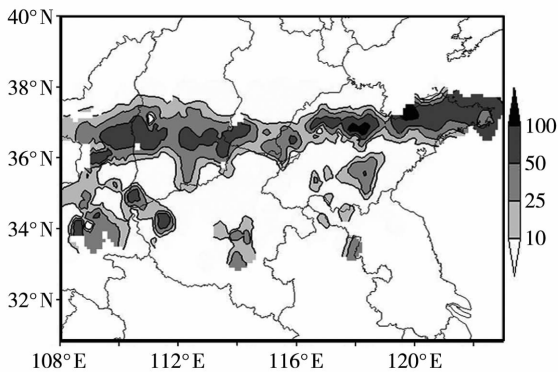


图 1 2013 年 7 月 12 日 08:00—13 日 08:00 陕西、山西、河北及山东累计降水实况(单位:mm)

Fig. 1 The observed accumulative precipitation in Shaanxi, Shanxi, Hebei and Shandong Provinces from 08:00 BST 12 to 08:00 BST 13 July 2013 (Unit:mm)

2 资料与方法

2.1 资料

所用资料有:欧洲中期数值预报中心(ECM-WF)提供的逐 6 h ERA-interim 再分析资料,水平

分辨率分别为 $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ 、 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 、 $1.5^\circ \times 1.5^\circ$ 和 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$,垂直分为 37 层;美国国家环境预报中心(NCEP)提供的逐 6 h FNL 再分析资料(水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$,垂直分为 26 层)、逐 6 h CFSv2 全球耦合再分析资料(水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$,垂直分为 37 层)以及逐 6 h GFS 全球预报数据(水平分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$,垂直分为 26 层);美国国家环境预报中心和美国大气研究中心(NCEP/NCAR)共同制作的逐 6 h 全球大气再分析资料(以下简称 NCEP-1),水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$,垂直分为 17 层;美国国家环境预报中心和美国能源部(NCEP/DOE)联合制作的逐 6 h 再分析资料,校正了 NCEP-1 中存在的一些误差问题,水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$,垂直分为 17 层;美国国家环境预报中心和海洋模式研究中心(NCEP/MMAB)制作的逐 24 h 海表温度(SST)数据,水平分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$;国际地圈—生物圈计划在 2000 年获得的 MODIS 遥感土地覆盖分类数据,水平分辨率为 $2' \times 30''$; (108°E — 123°E , 33°N — 38°N)区域内 352 个气象站的 24 h 降水量。以上资料的起止时间都是 2013 年 7 月 12 日 08:00—13 日 08:00。

2.2 方法

(1) 标准差

标准差可以反映数据与其平均值之间的分散程度,标准差越大表明数据与其平均值的差异越大,反之数据越接近其平均值。其公式为:

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^n (x_i - \mu)^2} \quad (1)$$

式中: σ 为标准差, μ 为平均值, N 是集合成员个数, x_i 是第 i 个成员的降水量。

(2) 降水格点逐时平均离散度

离散度反映了在不同预报时效内,各扰动预报与集合平均预报之间的平均距离,其公式为:

$$\text{Spread}(t) = \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{1}{N} [f_i(t) - f_0(t)]^2} \quad (2)$$

式中,“—”是对模拟区域内的格点值求平均, t 是预报时效, N 是集合成员个数, $f_i(t)$ 为第 i 个成员在预报时效 t 内的预报值, $f_0(t)$ 为集合平均场。

(3) 误差能量

为了定量分析扰动试验与控制试验的差异,参考文献^[19],定义误差能量(domain-integrated difference total energy, DTE)为:

$$\begin{cases} \text{DTE} = \frac{1}{2} \sum (U_{ijk}^2 + V_{ijk}^2 + \kappa T_{ijk}^2) \\ \kappa = c_p / T_r \end{cases} \quad (3)$$

其中, i, j, k 为 x, y, z 方向上的格点数, 扰动试验和控制试验的纬向风、经向风和温度的差值分别用 U'_{ijk} 、 V'_{ijk} 、 T'_{ijk} 表示, DTE 为误差能量, T_r 为常数, 取 270 K , C_p 为干空气比定压热容, $C_p = 1004 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ 。通常情况下, DTE 越大表示扰动对预报的影响越大。

(4) TS 评分

$$\text{TS} = H_A / (H_A + H_B + H_C) \quad (4)$$

式中, H_A 为预报正确的格点数, H_B 为空报的格点数, H_C 为漏报的格点数。TS 值的范围为 $0 \sim 1$, TS 值越大表示预报效果越好。

(5) Talagrand 分布

假设构建的集合预报成员为 N , 需要检验的区域有效格点数为 M , 把第 j 个格点上 N 个成员的预报值按从小到大的顺序排列, 这样就有 $N+1$ 个区间, 将观测值落在每个区间的次数记为 S_i ($i=1, 2, 3, 4, \dots, N+1$), 则观测值落在第 i 个区间的概率分布 (P_i) 及概率均方差 (Q) 按下式计算^[20]:

$$\begin{cases} P_i = S_i / M \\ Q = \left[\frac{1}{N+1} \sum_{i=1}^{N+1} (\bar{P} - P_i)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \end{cases} \quad (5)$$

式中, \bar{P} 是理想集合预报系统成员的概率分布, 用每个区间的概率分布 P_i 可绘制 Talagrand 直方图。如果 Talagrand 分布图呈“U”型, 说明集合系统的离散度偏小; 倒“U”型分布说明集合系统的离散度偏大; “L”型或逆“L”型分布则说明集合预报存在着系统性偏差。概率均方差 (Q) 也是衡量集合预报优劣的一个指标, Q 值的大小与集合预报的离散度呈负相关, Q 值越大离散度越小, Q 值越小离散度越大, Q 值为 0 的集合预报是最理想的。

(6) 均方根误差 (RMSE) 和空间相关系数 (CORR)

$$\begin{cases} \text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (M_i - O_i)^2} \\ \text{CORR} = \frac{\sum_{i=1}^N (M_i - \bar{M})(O_i - \bar{O})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (M_i - \bar{M})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2}} \end{cases} \quad (6)$$

式中, N 表示台站总数, M_i 为第 i 站降水的集合平均, O_i 为第 i 站的实况降水, \bar{M} 为所有站点集合预报降水的平均值, \bar{O} 为所有站点的实况降水平均值。

(7) 改进率

参考王洋等^[21]的研究结果, 利用空间相关系数定义了集合预报相对于控制预报的改进率 (R), 其公式如下:

$$R = (\text{CORR}_c - \text{CORR}_e) / \text{CORR}_c \times 100\% \quad (7)$$

式中, R 为改进率, CORR_e 、 CORR_c 分别为集合和控制预报的空间相关系数。

也可以利用均方根误差定义集合预报相对于控制预报的改进率, 其公式如下:

$$R = (\text{RMSE}_c - \text{RMSE}_e) / \text{RMSE}_c \times 100\% \quad (8)$$

式中, R 为改进率, RMSE_e 、 RMSE_c 分别为集合和控制预报的均方根误差。

3 控制试验设计

采用 WRF V3.6, 选用的物理方案主要包括 WSM3-class simple ice^[22] 微物理方案 (以下简称 WSM3), RRTM^[23] 长波辐射方案, Dudhia^[24] 短波辐射方案, YSU^[25] 边界层方案, Betts-Miller-Janjic^[26] (以下简称 BMJ) 积云对流参数化方案, Unified Noah land-surface model^[27] 陆面过程方案, Revised MM5 Monin-Obukhov 近地层方案。模拟区域设置如图 2 所示, 采用双向 2 层嵌套方案, D01 (100°E — 130°E , 21°N — 47°N), D02 (108°E — 123°E , 30°N — 40°N), 中心位置为 (115.5°E , 35°N), 水平网格距分别为 30 km 和 10 km , 格点数分别为 110×100 和 166×106 , 垂直分为 31 层, 模式层顶为 50 hPa 。采用 $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ ERA-interim 资料、 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ SST 资料作为模式初始场, 每 6 h 更新一次。为反映实际下垫面状况, 采用 MODIS 下垫面资料, 2 层嵌套分别采用分辨率为 $2'$ 和 $30''$ 地形数据。积分时间从 2013 年 7 月 12 日 08:00—13 日 08:00, 共积分 24 h , 2 层网格的积分步长分别为 180 s 和 60 s , 1 h 输出一次模拟结果 (记为 CTL 试验)。如不作特别说明, 以下均是对 D02 内的模拟结果进行分析。

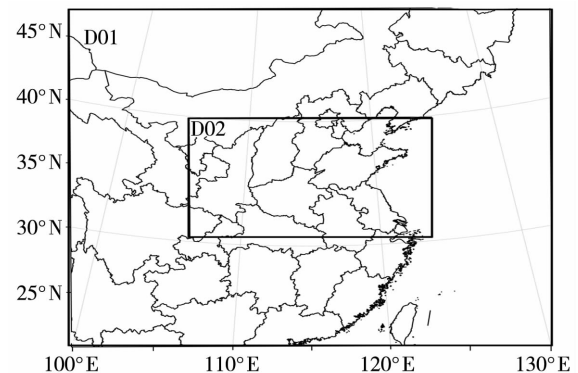


图 2 模式嵌套区域

Fig. 2 The setting of model domain

4 集合预报构建方法

4.1 初值扰动法

采用的初值扰动方法是考虑误差随机分布的蒙

特卡罗预报法^[28] (Monte Carlo Forecasting, MCF), 扰动场的生成方法如下式:

$$P = C \times \text{Rand} \quad (9)$$

其中, P 是随机扰动场, C 是最大扰动振幅, Rand 是 $(-1, 1)$ 之间均匀分布的随机数。Houtekamer 等^[12] 研究表明, 当集合成员有 8 个时, 集合平均值明显优于控制预报, 若再增加成员个数, 也只有微小的改善效果。为了节省计算资源, 本文采用 8 个成员构造

$$\begin{cases} C_{uv}(Z) = \begin{cases} 6.0 \\ 3.0 \end{cases} \\ C_T(Z) = \begin{cases} 1.5 \\ 1.0 \end{cases} \\ C_q = \begin{cases} 0.001 \\ \delta_{r,q} \end{cases} \\ \delta_r(Z) = \begin{cases} 0.54 - 0.0015 T(Z) \\ 0.06 \\ 0.18 \end{cases} \end{cases}$$

式中, $Z_0 = 0.65$, 是模式第 14 层, 约为 500 hPa 高度, δ_r 为相对湿度的误差。用 MCF 方法分别对模式初始温度场、湿度场和风场同时加减 4 种不同的随机扰动, 构建了 8 个初值扰动成员 (以下简称 IV (Initial Value) 试验)。

4.2 侧边界扰动法

控制试验采用特定边界条件, 侧边界的格点数为 5。利用 ERA - interim ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 、 $1.5^\circ \times 1.5^\circ$ 和 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$)、FNL、CFSv2、GFS、NCEP - 1 和 NCEP/DOE 不同的再分析资料提供的侧边界条件代替 $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ 的 ERA - interim 资料生成的控制试验侧边界条件, 构造了 8 个侧边界扰动成员 (以下简称 MB (Multi Boundaries) 试验)。

4.3 物理过程扰动法

从模式的不确定性出发, 用多种物理参数化方案的随机组合构造物理过程随机扰动。微物理方案为 WSM3 和 Lin, 积云对流参数化方案为 BMJ 和 Grell - Devenyi ensemble (简称 GD), 边界层方案为 YSU 和 Mellor - Yamada - Janjic TKE (简称 MYJ), 通过以上方案组合构造了 8 个集合成员 (以下简称 MP (Multi Physics) 试验)。

4.4 对初值、侧边界和物理过程同时扰动

微物理方案为 WSM3 和 Lin, 积云对流参数化方案为 BMJ 和 GD; 初值、侧边界扰动方法同试验 IV、MB。对初值、物理过程和侧边界均进行扰动构造的集合预报简称 IV_MP_MB, 具体组合方案见表 1。

集合预报。最大扰动振幅 C 的计算主要参考陈静等^[18] 的方法。

控制试验 CTL 是用 ERA - interim 资料驱动的, 所以最大扰动振幅 C 是参考 ECMWF 的实际大气观测误差给出的。假设风速 (uv , 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)、温度 (T , 单位: K) 和比湿 (q , 单位: $\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$) 的观测误差为 $C_{uv}(Z)$ 、 $C_T(Z)$ 、 $C_q(Z)$, 其中 Z 为高度, 它们都是垂直坐标的函数, 于是就定义 $C_{uv}(Z)$ 、 $C_T(Z)$ 、 $C_q(Z)$ 为模式变量的最大扰动振幅, 具体数值如下式:

$$\begin{cases} Z > Z_0 (\text{高层}) \\ Z \leq Z_0 (\text{低层}) \\ Z > Z_0 (\text{高层}) \\ Z \leq Z_0 (\text{低层}) \\ r > 90\% \\ r \leq 90\% \\ 240 \text{ K} < T < 320 \text{ K} \\ T \geq 320 \text{ K} \\ T \leq 240 \text{ K} \end{cases} \quad (10)$$

表 1 IV_MP_MB 试验方案

Tab. 1 The schemes of IV_MP_MB test

集合成员	微物理方案	积云方案	生成侧边界条件的资料
1	WSM3	BMJ	NCEP FNL
2	WSM3	BMJ	NCEP CFSv2
3	WSM3	GD	ERA - interim $0.25^\circ \times 0.25^\circ$
4	WSM3	GD	ERA - interim $1.5^\circ \times 1.5^\circ$
5	Lin	BMJ	ERA - interim $2.5^\circ \times 2.5^\circ$
6	Lin	BMJ	NCEP GFS
7	Lin	GD	NCEP - 1
8	Lin	GD	NCEP/DOE

5 结果分析

5.1 控制试验预报

图 3 是 2013 年 7 月 12 日 08:00—13 日 08:00 模拟的 D02 区 24 h 累计降水量。可见, WRF 模拟的暴雨区的位置和范围与实况基本一致, 但大暴雨的模拟存在差异, WRF 模拟出 4 个大暴雨中心, 分别位于陕西、山西和山东, 而实况只有山东的 2 个大暴雨中心, 总体来看, 模拟的降雨和实况相似, 雨带呈东西向分布, WRF 模式对此次暴雨的主要特征模拟出来了, 但降水的范围和雨量大小还存在着一些差异。

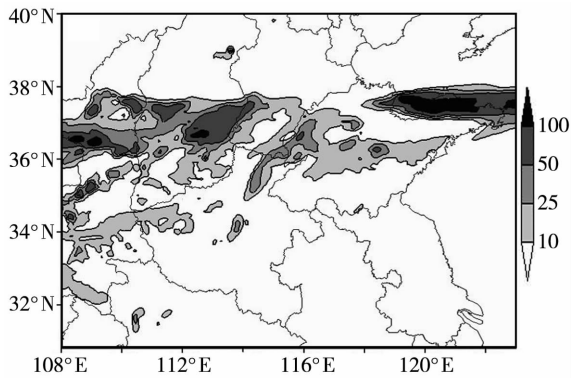


图 3 2013 年 7 月 12 日 08:00—13 日 08:00 模拟的 D02 区域 24 h 累计降水量分布(单位:mm)
Fig. 3 The spatial distribution of simulated accumulative precipitation in D02 domain from 08:00 BST 12 to 08:00 BST 13 July 2013 (Unit:mm)

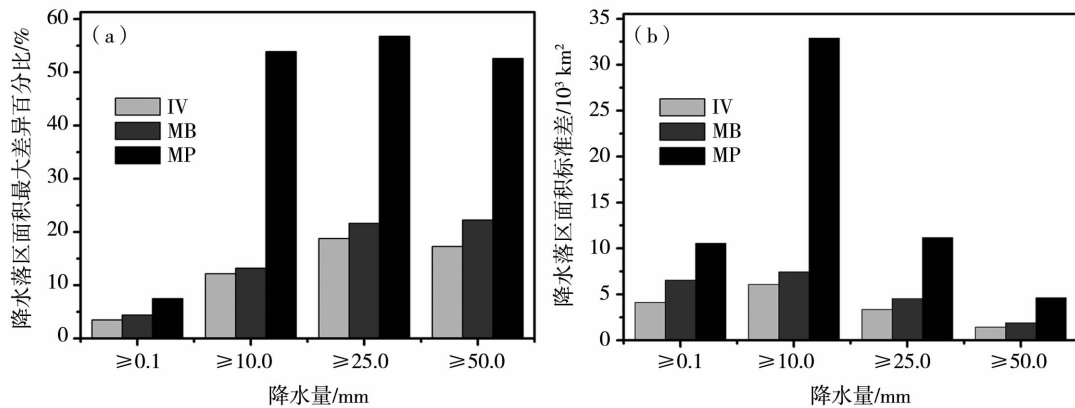


图 4 2013 年 7 月 12 日 08:00—13 日 08:00 不同集合试验与控制试验在 D02 区域内不同量级降水落区面积最大差异百分比(a)和标准差(b)

Fig. 4 The maximum difference percentage between control test and disturbance tests (a) and the standard deviation (b) of precipitation areas with different magnitude rainfall in D02 area from 08:00 BST 12 to 08:00 BST 13 July 2013

均是 IV 试验最小,MP 试验最大,表明 IV 试验对降水面积预报扰动最小,MP 试验扰动最大,尤其是中雨及以上量级的降水面积。

上述分析仅代表了降水面积的极值情况,为反映集合预报成员的离散程度,计算了各扰动试验预报的降水面积标准差(图 4b),发现集合预报中各成员预报的不同量级降水面积差异较大。总体来看,IV 扰动试验预报的降水面积波动最小,稳定性最好,而 MP 试验预报的降水面积波动最大,稳定性较差,尤其是对中雨的预报最不稳定。

图 5 是 2013 年 7 月 12 日 08:00—13 日 08:00 期间 IV、MB、MP 扰动试验各成员在 D02 区域内累计降水量平均。可知,与控制试验 CTL 模拟的 D02 区域平均降水量 13.22 mm 相比,试验 IV、MB、MP

5.2 集合试验预报

5.2.1 3 种不同扰动方案对降水模拟结果的影响

分别计算扰动试验 IV、MB、MP 各成员在 D02 区域内的 24 h 降水面积,并对比控制试验预报结果,得到最大差异百分比和标准差(图 4)。由图 4a 可以看出,小雨及以上量级降水落区面积的最大差异百分比最小,IV、MB、MP 试验的最大差异百分比分别为 3.47%、4.41%、7.48%;随着降水量的增加,降水面积最大差异逐渐增大,其中 IV、MB 试验模拟的降水面积与控制试验之间的差异增加平缓,均 <20%,而 MP 试验差异急剧增加,中雨、大雨、暴雨及以上降水面积最大差异分别增至 53.86%、56.74%、52.57%。可见,降水量级越大,扰动试验的预报结果与控制试验之间的差异也越大,其中对大雨的扰动最大。此外,各量级降水面积最大差异

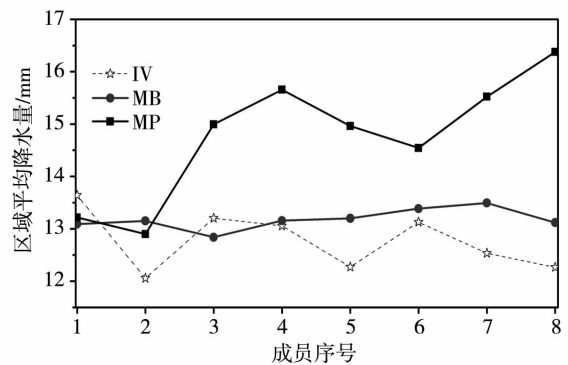


图 5 2013 年 7 月 12 日 08:00—13 日 08:00 不同试验各成员 D02 区域平均降水量

Fig. 5 The average accumulated precipitation simulated by the different disturbance tests in D02 area from 08:00 BST 12 to 08:00 BST 13 July 2013

成员最大差异分别为 1.58 mm、0.65 mm、3.48 mm，最大差异百分比分别为 11.97%、4.95%、26.3%，表明 MP 试验对本次降水过程的扰动最大，IV 试验的影响最小。

图 6 是 2013 年 7 月 12 日 08:00—13 日 08:00 期间不同扰动试验预报的降水格点平均离散度和误差能量的逐时变化。由图 6a 可看出，在积分初始时刻，IV 试验的离散度最大，其次是 MP 试验，最小的是 MB 试验。随后，IV 试验的离散度短暂上升后开始持续减小，3 h 后离散度已小于 MP 试验，14 h 后（12 日 22:00）开始迅速持续增大，于 22 h 后（13 日 06:00）达到最大极值 0.89 mm，而后略有减小；MP

试验的离散度持续增长，至 9 h 后的 12 日 17:00 开始逐渐减小，14 h 后（12 日 22:00）的变化趋势与 IV 试验相同，最大值为 13 日 05:00 的 1.04 mm；MB 试验在 1~2 h 降水离散度为 0，而后缓慢增长，至 12 日 20:00 以后开始快速增长，17 h 后的 13 日 01:00 离散度大于 IV 试验，最大值达 1.0 mm。总体而言，物理过程扰动对降水的影响最大，初值扰动在积分初期影响较大，而侧边界扰动随着时间积分向模拟区域中心传播逐步增大，在积分一定时间后，其对降水的影响与物理过程扰动的影响相当。可见，不同的误差来源可对降水产生不同影响，综合考虑这 3 个因子，可能对降水预报的改善起到积极作用。

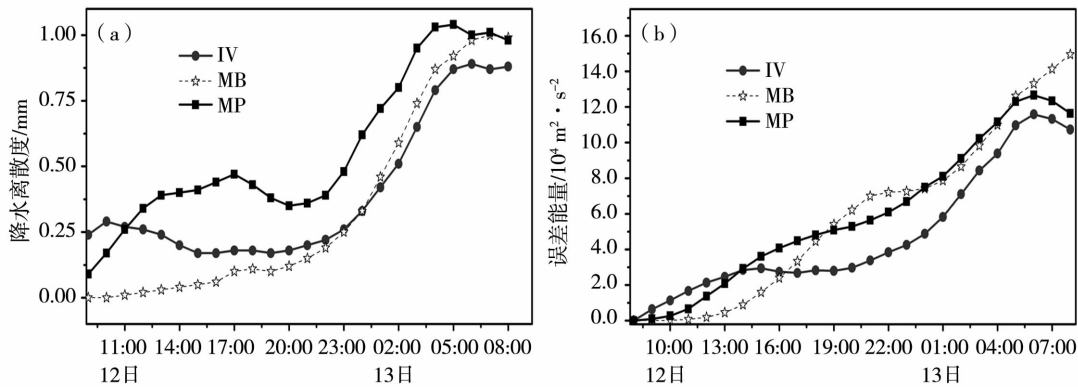


图 6 2013 年 7 月 12 日 08:00—13 日 08:00 不同扰动试验在 D02 区域的格点平均降水离散度(a)及误差能量(集合平均相对于控制试验)(b)的逐时演变

Fig. 6 The hourly variation of the dispersion and total energy difference (the ensemble forecast compared to the control test) of precipitation forecasted by the different disturbance tests in D02 area from 08:00 BST 12 to 08:00 BST 13 July 2013

由图 6b 看出，初始时刻只有试验 IV 的 DTE 不为 0，其它 2 个试验均为 0，这是因为在初始时刻 IV 试验的初始场叠加了扰动，而 MB 和 MP 试验则使用了与控制试验相同的初始场。在积分 6 h（12 日 14:00）后，MP 试验的 DTE 超过了 IV 试验，积分 22 h 后（13 日 06:00）IV 和 MP 试验的 DTE 逐渐减小。MB 试验的 DTE 在初期增长较缓慢，积分 6 h 后快速增长，积分 12 h 后（12 日 19:00）DTE 与 MP 试验相当，而后持续增长，只是在 12 日 22:00—13 日 00:00 时段增加缓慢，22 h 后（13 日 06:00）超过了其他 2 个试验，DTE 值为 3 个试验中最大。可见，积分 24 h 后 DTE 从大到小依次为 MB、MP 和 IV，说明侧边界扰动从边界向中心传播过程中而迅速增大，积分一定时间后甚至大于物理过程扰动的影响，而初值扰动只是在积分初期起着主导作用。

5.2.2 集合平均对降水模拟结果的影响

假设集合预报中每个成员有相同权重，那么集

合预报平均就是集合成员的算术平均。一般情况下，对所有成员求算术平均往往会平滑掉单个成员随机的预报误差，给出预报结果的最大可能性。图 7 是 4 个集合预报方案 24 h 累计降水量的集合平均。与 CTL 试验相比，IV 试验在陕西、山西 25.0 mm 以上降水范围增大，而河南 25.0 mm 以上降水范围减小（图 7a）；MB 试验在陕西、山西 25.0 mm 和山东 100.0 mm 以上降水范围增大（图 7b）；MP 试验的 10.0 mm 以上降水范围增大，而山东 100.0 mm 以上降水范围减小（图 7c）；IV_MP_MB 试验的 10.0 mm 以上降水范围增大，模拟的暴雨中心位于山西和山东半岛。总体来看，IV_MP_MB 试验的降水分布和雨量大小与实况更接近，模拟效果得到改善。

5.3 TS 评分

为了客观反映各方案的降水预报水平，对降水预报进行 TS 评分，具体方法是将 D02 区域内 352 个气象站的 24 h 降水实况作为参考标准，把预报场

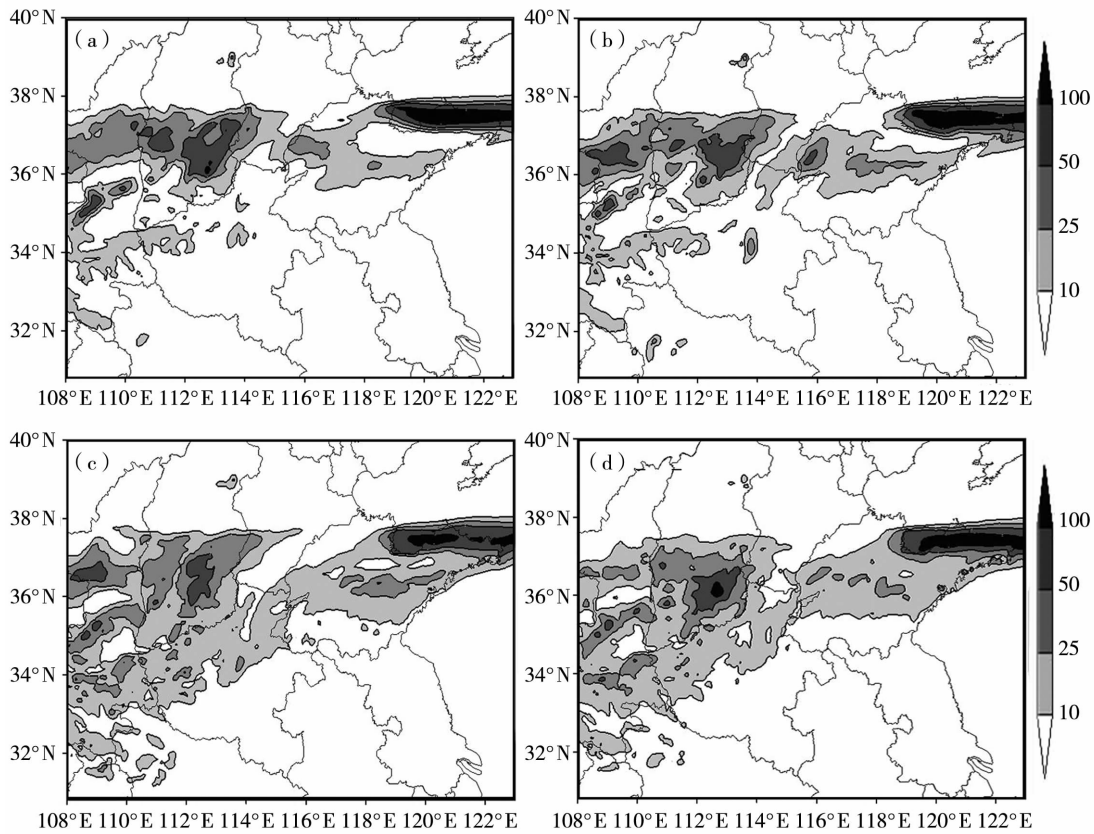


图 7 2013 年 7 月 12 日 08:00—13 日 08:00 不同扰动试验在 D02 区域累计降水量的集合平均(单位:mm)
 (a)IV 试验;(b)MB 试验;(c)MP 试验;(d)IV_MP_MB 试验
 Fig. 7 The ensemble means of accumulated precipitation forecasted by the different disturbance tests in D02 area from 08:00 BST 12 to 08:00 BST 13 July 2013 (Unit:mm)
 (a)IV test,(b)MB test,(c)MP test,(d)IV_MP_MB test

的格点值线性插值到站点上进行评分(图 8)。整体来看,5 个试验的 TS 评分均随着降水量级的增大而减少,其中小雨及以上量级的 TS 评分均在 0.87 以上,而中雨、大雨、大暴雨及以上量级的 TS 评分均在 0.5 以下,可见各试验对小雨预报最优。控制试验 CTL 对小雨及以上量级的 TS 评分最高(0.89),对暴雨及以上量级评分最低(0.19);IV、MB 和 MP 扰动试验相比,中雨及以上量级的 TS 评分 MB 试验整体偏高,MP 试验最低,而小雨及以上量级的 TS 评分 MP 最高,MB 最低,但 3 个扰动试验相差不大。与控制试验 CTL 相比,除 MP 试验的大雨、暴雨及以上 TS 评分低于控制试验 CTL 外,其它单独集合预报方案的 TS 评分都优于控制试验,这可能是由于增加的物理过程参数化方案对大雨及以上量级的降水预报能力不足。试验 IV_MP_MB,除暴雨及以上量级的 TS 评分低于 IV、MB 试验外,其它量级的降水 TS 值都最高。可见,IV_MP_MB 集合预报方案相对最优,尤其是对大雨及以下量级的预报效

果最好。

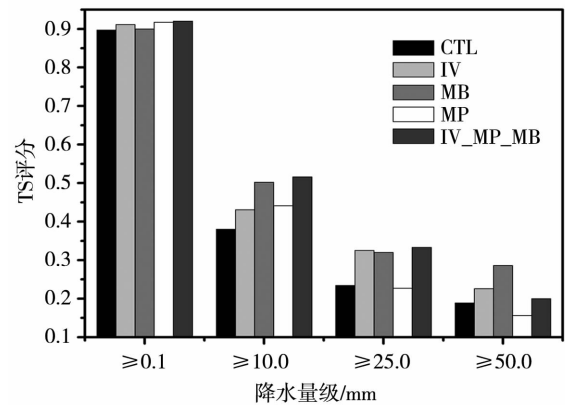


图 8 2013 年 7 月 12 日 08:00—13 日 08:00 控制试验和集合平均试验的不同量级降水 TS 评分
 Fig. 8 The threat scores of different magnitude precipitation simulated by control test and ensemble forecast tests in D02 area from 08:00 BST 12 to 08:00 BST 13 July 2013

5.4 Talagrand 分布

衡量一个集合预报系统好坏的重要指标是离散度。利用 ERA - interim 再分析资料代替观测值来检验集合预报效果,鉴于 ERA - interim 再分析资料与模式的分辨率不同,为了便于比较,采用双线性插值法把两者的分辨率调整一致。图 9 给出 2013 年 7 月 12 日 08:00—13 日 08:00 不同扰动试验方案模拟的 850 hPa 纬向风场的 Talagrand 分布图和概率均方差 Q 值。可看出,4 个集合预报 Talagrand 分布呈典型的两头大中间小的“U”型分布,说明集合系统的离散度偏小(图 9a);MP、MB、IV 试验的概率均方差 Q 值逐渐增大,说明 3 个试验的集合预报系统从好变差,而 IV_MP_MB 试验的集合预报系统 Q 值显著偏小(0.064),说明考虑了初值、物理过程和侧

边界不确定性的集合预报系统最优。

5.5 改进率

利用均方根误差 (RMSE) 和空间相关系数 (CORR) 来定量计算集合平均试验对降水预报的改进程度(图 10)。可以看出,4 个集合试验对 24 h 累计降水的预报结果均好于控制试验 CTL,相对于控制试验 RMSE 的改进率为 3.22% ~ 12.22%,IV_MP_MB 试验改进最大,而 IV 和 MB 试验改进较弱;而对 CORR 的改进率为 8.11% ~ 37.84%,IV_MP_MB 和 MB 试验改进均较大,而 MP 试验改进最弱。可见,IV_MP_MB 试验对 24 h 累计降水的 RMSE 和 CORR 改进率最大。就单个因子扰动而言,MB 试验对 MSRE 和 CORR 的改进均最大,而 IV 试验和 MP 试验则各有优劣。

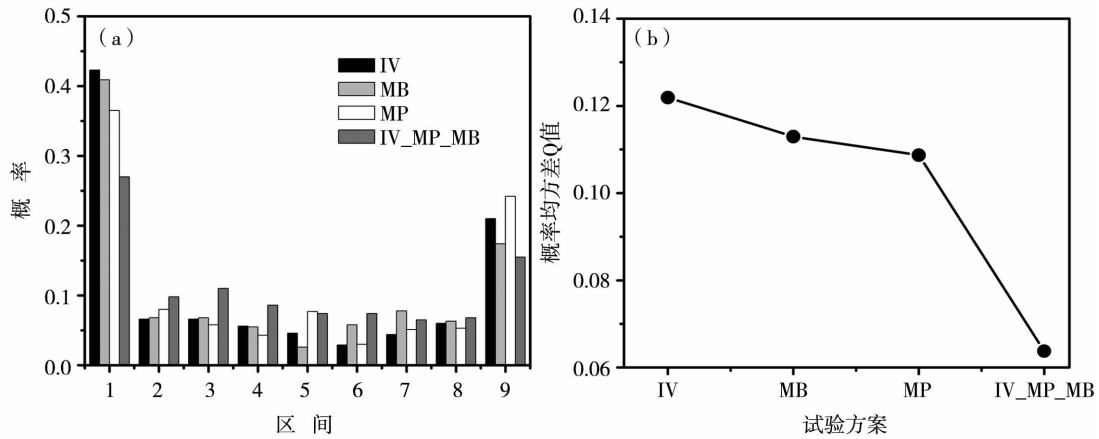


图 9 2013 年 7 月 12 日 08:00—13 日 08:00 不同扰动试验方案模拟的 850 hPa 纬向风场的 Talagrand 分布图(a)和概率均方差 Q 值(b)

Fig.9 Talagrand distribution (a) and Q value (b) of zonal wind on 850 hPa simulated by the different disturbance tests from 08:00 BST 12 to 08:00 BST 13 July 2013

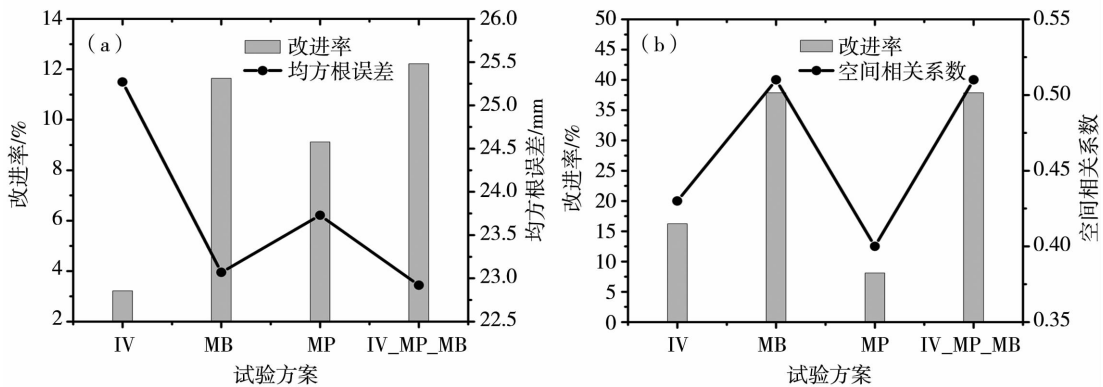


图 10 2013 年 7 月 12 日 08:00—13 日 08:00 不同集合预报试验的累计降水均方根误差(a)、空间相关系数(b)及其相对于控制预报的改进率(a,b)

Fig.10 RMSE (a) and CORR (b) of accumulative precipitation simulated by the different ensemble forecast tests and corresponding improving rate (a, b) compared with the control test from 08:00 BST 12 to 08:00 BST 13 July 2013

由 Talagrand 分布图、概率均方差 Q 值、TS 评分和改进率综合来看,IV_MP_MB 试验构建的集合预报最优,显著改善了此次降水模拟效果,表明考虑初值、物理过程、侧边界不确定性的集合预报,对降水预报有显著改善。

6 结 论

(1)物理过程扰动对整个降水过程的影响最大,初值扰动在积分初期影响较大,而侧边界扰动随着时间积分向模拟区域中心传播逐步增大,在积分一定时间后,其对降水的影响与物理过程扰动的影响相当。

(2)对小雨及以上量级降水预报,物理过程扰动构建的集合预报最优;大雨及以上量级的降水预报,初值扰动的集合预报最优;而中雨和暴雨及以上量级的降水预报,则是基于侧边界扰动的集合预报最优。

(3)4个集合预报 Talagrand 分布呈典型的“U”型分布,说明集合系统的离散度偏小。单个因子构造的集合预报中,物理过程扰动构建的集合预报最优,其次是侧边界扰动,最后是初值扰动。

(4)同时考虑初值、侧边界和物理过程不确定性的集合预报方案 IV_MP_MB,24 h 累计降水均方根误差和空间相关系数的改进率分别为 12.22% 和 37.84%,对降水预报有显著改善,好于单因子构造的集合预报。

由于本文只研究了 1 次暴雨个例,所得的结论必然有其局限性,还需要更多的个例来补充和修正。另外,本文构建的集合预报离散度偏小,可能是集合预报的成员数不够多造成的,要提高集合预报质量和离散度就需要构造更多的成员,这些问题将在下一步工作中进行研究。

参考文献

- [1] 杜钧,陈静. 单一值预报向概率预报转变的基础:谈谈集合预报及其带来的变革[J]. 气象,2010,36(11):1-11.
- [2] 张涵斌,陈静,智协飞,等. GRAPES 区域集合预报系统应用研究[J]. 气象,2014,40(9):1076-1087.
- [3] 张晓露,李照荣,周筠珺,等. 西北地区东部夏季一次典型暴雨的分析和数值模拟[J]. 干旱气象,2015,33(4):616-625.
- [4] 董春卿,苗爱梅,郭媛媛,等. 地形对山西垣曲“0729”特大暴雨影响的数值模拟分析[J]. 干旱气象,2015,33(3):452-457.
- [5] 李俊,杜钧,刘羽. 北京“7.21”特大暴雨不同集合预报方案的对比试验[J]. 气象学报,2015,73(1):50-71.
- [6] 薄燕青,闵锦忠,赵桂香. 黄河中下游地区一次暴雨过程的数值模拟和诊断[J]. 干旱气象,2014,32(1):60-69.
- [7] Arribas A. Results of an initial stochastic physics scheme for the Met Office Unified Model[J]. Forecasting Research Technical Report, 2004,69(452):342-357.
- [8] Errico R, Baumhefner D. Predictability experiments using a high-resolution limited-area model[J]. Monthly Weather Review, 1987,115(2):488-504.
- [9] Warner T T, Peterson R A, Treadon R E. A tutorial on lateral boundary conditions as a basic and potentially serious limitation to regional numerical weather prediction[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 1997,78(11):2599-2617.
- [10] Lorenz E N. The Essence of Chaos[M]. Seattle: University of Washington Press, 1993.
- [11] 杜钧,钱维宏. 天气预报的三次跃进[J]. 气象科技进展, 2014,4(6):13-26.
- [12] Houtekamer P L, Derome J. Methods for ensemble prediction[J]. Monthly Weather Review, 1995,123(7):2181-2196.
- [13] Hou D, Kalnay E, Droegemeier K K. Objective verification of the SAMEX'98 ensemble forecasts[J]. Monthly Weather Review, 2001,129(1):73-91.
- [14] Krishnamurti T N, Kishtawal C M, LaRow T E, et al. Improved weather and seasonal climate forecasts from multimodel superensemble[J]. Science, 1999,285(5433):1548-1550.
- [15] Zhang F, Odins A M, Nielsen-Gammon J W. Mesoscale predictability of an extreme warm-season precipitation event[J]. Weather and Forecasting, 2006,21(2):149-166.
- [16] 徐广阔,赵思雄,王业桂,等. 2003 年汛期淮河流域降水的集合预测试验研究[J]. 气候与环境研究,2008,12(4):481-488.
- [17] 张涵斌,陈静,智协飞,等. 基于 GRAPES_Meso 的集合预报扰动方案设计与比较[J]. 大气科学学报,2014,37(3):276-284.
- [18] 陈静,薛纪善,颜宏. 一种新型的中尺度暴雨集合预报初值扰动方法研究[J]. 大气科学,2005,29(5):717-726.
- [19] Zhang F, Snyder C, Rotunno R. Effects of moist convection on mesoscale predictability[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2003,60(9):1173-1185.
- [20] Talagrand O, Vautard R, Strauss B. Evaluation of probabilistic prediction systems[C]//Proc. ECMWF Workshop on Predictability. 1997, 1:25.
- [21] 王洋,曾新民,葛洪纯,等. 陆面特征量初始扰动的敏感性及集合预报试验[J]. 气象,2014,40(2):146-157.
- [22] Hong S Y, Dudhia J, Chen S H. A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation[J]. Monthly Weather Review, 2004,132(1):103-120.
- [23] Mlawer E J, Taubman S J, Brown P D, et al. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 1997,102(D14):16663-16682.
- [24] Dudhia J. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1989,46(20):3077-3107.
- [25] Hong S Y, Noh Y, Dudhia J. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes[J]. Monthly

- Weather Review, 2006, 134(9): 2318 – 2341.
- [26] Janjic Z I. The step – mountain eta coordinate model; Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes[J]. Monthly Weather Review, 1994, 122(5): 927 – 945.
- [27] Chen F, Dudhia J. Coupling an advanced land surface – hydrology model with the Penn State – NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity[J]. Monthly Weather Review, 2001, 129(4): 569 – 585.
- [28] Zhang Z, Krishnamurti T N. A perturbation method for hurricane ensemble predictions[J]. Monthly Weather Review, 1999, 127(4): 447 – 469.

Simulation of Different Ensemble Forecast Schemes on a Large Area Heavy Rainfall by WRF Model

YUAN Youlin¹, YANG Bihua¹, ZHOU Hong², KANG Xiaoping¹,
CHEN Guang¹, ZHAO Jun¹

(1. Unit of 63610 of the Chinese People's Liberation Army, Korla 841001, China;
2. Unit of 61243 of the Chinese People's Liberation Army, Urumqi 830000, China)

Abstract: In order to examine the effects of uncertainty in ensemble forecast, a typical large range rainstorm process occurred in Shaanxi, Shanxi, Hebei and Shandong Provinces from 12 to 13 July 2013 was simulated by WRF V3.6 meso – scale model from the disturbance of initial value, lateral boundary and physical process. The results are as follows: (1) The effects of uncertainty in WRF model on the simulation of the rainstorm were great. The perturbation of physical process had the greatest influence on the simulation of the rainstorm. The effect of initial value perturbation on the simulation result was obvious in the beginning of simulation, but gradually weakened in the later stage. However, the effect of lateral boundary uncertainty on the simulation result was small in the beginning of integral, subsequently became larger and larger with the transportation of perturbation to the simulation centre. (2) The ensemble forecasts of physical process scheme and initial value in WRF model were optimal to light rain and heavy rain and above, while that of lateral boundary scheme were optimal to moderate rain and rainstorm and above. (3) Comparing the dispersion of three kinds of ensemble forecast, we found that the ensemble forecast of physical process perturbations was the best, while that of initial value uncertainty was the worst. (4) The ensemble forecast considering three kinds of uncertainty was better than that of simple uncertainty, which significantly improved the forecast of the rainfall.

Key words: ensemble forecast; initial value; physical process; lateral boundary; WRF; rainstorm