

基于 WRF 模式的对流尺度边界层方案参数 随机扰动方法研究*

王璐璐¹ 闵锦忠¹ 刘 畅²
WANG Lulu¹ MIN Jinzhong¹ LIU Chang²

1. 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心/气象灾害教育部重点实验室, 南京, 210044

2. 广东省气候中心, 广州, 510640

1. Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters/Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China

2. Guangdong Climate Center, Guangzhou 510640, China

2019-09-25 收稿, 2020-03-11 改回.

王璐璐, 闵锦忠, 刘畅. 2020. 基于 WRF 模式的对流尺度边界层方案参数随机扰动方法研究. 气象学报, 78(4): 636-647

Wang Lulu, Min Jinzhong, Liu Chang. 2020. A study on stochastic perturbed planetary boundary layer scheme parameters at convective scale based on WRF model. *Acta Meteorologica Sinica*, 78(4):636-647

Abstract The accuracy of the planetary boundary layer (PBL) parameterization scheme directly affects the forecast of near-surface meteorological variables and the simulation of thermodynamic and kinematic structures in the lower-troposphere, both of which are very important for the forecast of strong convective weathers such as thunderstorms. However, the inherent uncertainties in the PBL schemes obviously limit the model capability for deterministic forecast. In order to improve the forecast skill of the PBL scheme in convection-permitting numerical model, the stochastic parameter perturbation (SPP) method is applied to the Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino (MYNN) PBL parameterization scheme that is incorporated in the Weather Research and Forecasting (WRF) model. Three important uncertain parameters are perturbed and the influence on the forecast of a thunderstorm process in Beijing is explored. Considering the characteristics of the convection-permitting ensemble prediction system, the decorrelation time scale, the decorrelation spatial length scale and the standard deviation in the grid point of the SPP method are adjusted to explore the optimal patterns to perturb parameters in the MYNN scheme. Results show that the method of stochastic perturbation of parameters in the MYNN PBL scheme (SPPM) effectively improves the spread of near-surface variables and low-level variables below 700 hPa. The position and intensity prediction of the short-term heavy precipitation is also improved. The test of the three parameters shows that the ensemble spread can be significantly improved when the decorrelation time scale is set to 12 h. The skill is also slightly improved when the standard deviation of the grid point is increased to 0.20. The decorrelation spatial length scale is recommended to maintain at a default value of 700 km. The skill is reduced when it is too small (150 km). In conclusion, the SPPM method can effectively address the uncertainty of the PBL parameterization scheme and improve the forecasting skill of the convection-permitting ensemble prediction system.

Key words Convection-permitting ensemble forecast, Stochastic parameter perturbation, Planetary boundary layer parameterization scheme, Thunderstorms

* 资助课题: 国家重点研发计划项目(2017YFC1502103)、国家自然科学基金重点资助项目(41430427)。

作者简介: 王璐璐, 主要从事对流尺度集合预报研究。E-mail: wlulu0312@163.com

通信作者: 闵锦忠, 主要从事集合预报和资料同化研究。E-mail: minjz@nuist.edu.cn

摘 要 边界层参数化方案的准确性会影响模式对近地面变量和大气低层热力结构的模拟,对雷暴等强对流天气的预报非常重要,但边界层方案内在的不确定性使得单一预报具有局限性。为了提高对流尺度数值模式中边界层方案的预报效果,基于 WRF(The Weather Research and Forecasting Model)模式,应用随机参数扰动(SPP)方法对 Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino(MYNN)边界层方案中重要的 3 个不确定参数进行扰动,探究了该方法对北京地区一次雷暴过程模拟的影响。同时考虑了对流尺度集合预报系统的特点,调整随机参数扰动方法的 3 个参量(去相关时间尺度、空间尺度和格点标准差)探究了对流尺度中对 MYNN 方案参数进行扰动的最优设置。结果显示:随机扰动 MYNN 边界层方案参数(SPPM)方法可以有效提高近地面变量和 700 hPa 以下低层变量的离散度,同时提高了短时强降水位置和强度的预报技巧。3 个参量的试验说明,去相关时间尺度增大到 12 h 集合离散度有明显提高;格点标准差增大到 0.20,预报技巧也略有提高;去相关空间尺度维持在默认值 700 km 较好,尺度过小(150 km)预报技巧明显降低。上述结果表明,在对流尺度中 SPPM 方法可以有效表达边界层参数化方案的不确定性,提高集合预报系统的预报技巧。

关键词 对流尺度集合预报,随机参数扰动,边界层参数化方案,雷暴

中图法分类号 P457

1 引言

随着计算资源和科学水平的进步,对流尺度数值天气预报模式(水平分辨率 1—4 km)被逐渐发展和应用(Kong, et al, 2007;刘畅等, 2018),这类模式可以部分解析对流运动,对中小尺度天气过程有较高的预报技巧(Clark, et al, 2011)。但在这种高分辨率的数值模式中,湍流运动仍是一种次网格尺度过程(Huang, et al, 2017),其对格点物理量的作用通过边界层参数化方案来表现。边界层方案描述的是行星边界层及自由大气中次网格热量、水汽、动量等物理量的垂直湍流输送(Stull, 1988),直接影响近地面变量(Chaouch, et al, 2017)和大气低层热力结构的模拟(Cohen, et al, 2015; Gibbs, et al, 2011),进而影响大气不稳定性、风切变等的预报,而这对雷暴的发生、发展很重要(Hariprasad, et al, 2014)。

研究(Cohen, et al, 2015)表明,模式中的边界层方案对于次网格湍流过程的表征仍然不准确,而不准确的来源之一是方案中参数的不确定(Leutbecher, et al, 2017)。集合预报可以用来表征预报的不确定性,提供可能性预报。针对方案中不确定的参数进行扰动,可以从根源上表征物理参数化方案的不确定性,有效提高集合预报的离散度和预报评分(Berner, et al, 2017)。对参数的扰动主要有两种方式:一种是参数扰动值在整个积分期间固定(Hacker, et al, 2011),另一种是参数扰动值在时间和空间上随机变化(Jankov, et al, 2017),后者也被称为随机参数扰动(SPP)方法,在足够快速的变化或足够长的积分时,所有集合成员具有相同的气候

态,相比于固定参数值具有显著的优势。Jankov 等(2017)在 13 km 分辨率下使用随机参数扰动方法对 GF(Grell-Freitas)积云参数化方案和 MYNN(Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino)边界层参数化方案中的关键参数进行了随机扰动,结果证明该方法在没有引入成员系统偏差的同时,有效降低了预报误差,并提高了集合离散度。目前随机参数扰动方法在对流尺度集合预报中的应用研究还较少,对边界层参数化方案中的参数进行随机扰动在对流尺度中是否也能有效提高预报技巧,以及在中尺度模式中的参数配置是否适用于对流尺度都值得探究。

Jankov 等(2017)应用 MYNN 边界层参数化方案进行随机参数扰动,该方案是一种基于大涡模拟数据得到的二阶湍流动能闭合方案,可以较好地模拟边界层的结构和发展(Nakanishi, et al, 2006),对深对流的模拟也较好(Coniglio, et al, 2013),是科研和业务中较常用的边界层方案之一。文中利用 MYNN 方案,对其中关键的不确定参数进行 SPP 扰动,探究了该方法在对流尺度集合预报中对北京地区一次雷暴过程的预报效果。同时,考虑对流尺度集合预报的特点,对 SPP 方法的参数配置进行了敏感性试验,探究了对 MYNN 方案参数较优的扰动形态。

2 随机扰动 MYNN 边界层方案参数方法

2.1 MYNN 边界层参数化方案及其参数的不确定性

MYNN 方案是基于 Mellor 等(1974)提出的 Mellor-Yamada(M-Y)二阶湍流动能闭合模型发展而来,该模型使用了较少的由实验和观测获得的闭

合常数,对湍流运动有较真实的表征(Huang, et al, 2017)。但该原始 M-Y 模型对于混合层高度和湍流混合强度有所低估,Nakanish(2001)在其中增加了浮力作用的计算,重新估计了闭合常数值,同时依据大涡模拟的数据提出针对湍流尺度(L)新的计算方法,形成了 MYNN Level-3 边界层方案。湍流混合长度(L)的确定是湍流闭合模型中关键也较困难的问题之一(Nakanish, 2001)。目前 L 在方案中由近地面长度尺度(L_s)、依赖边界层湍流结构的长度尺度(L_T)和受浮力效应限制的长度尺度(L_B)计算得到,依赖于 3 种尺度中最短的那一项。但由于 L 随大气稳定度而变化,所确定出的长度仍然有不确定性。Nakanishi 等(2004)在 MYNN Level-3 方案中增加了水汽凝结过程的计算,引入了次网格云这一参量来代表边界层内的浅积云,使该方案更适用于包含水汽的真实大气模拟。次网格云这一参数反映了边界层内水汽含量,在强对流天气的模拟中也非常重要,但其不确定性也很大。另一个在湍流中较重要且不确定性较大的参数是粗糙长度,它直接影响着地表热量通量和水汽通量,进而影响边界层的发展。

由于 MYNN Level-3 方案耗费的计算资源较高,Nakanishi 等(2004)减少了其中一些高阶量如扰动位温($\overline{\theta'^2}$)的计算,形成了 MYNN Level-2.5 参数化方案,相比 MYNN Level-3 方案没有表达反梯度输送过程,但也能较好地反映出混合层高度。文中使用这种计算量较小的 MYNN Level-2.5 方案作为扰动方案。

2.2 随机扰动 MYNN 边界层方案参数方法及参数设置

针对 MYNN 方案不确定的参数(湍流混合长度、次网格云和粗糙长度),使用了随机参数扰动方法对其进行随机扰动(文中称作 SPPM)。其中湍流混合长度、次网格云为 MYNN 方案中计算出的诊断量,在 SPPM 中直接进行扰动。热量和湿度粗糙长度通过扰动 Zilitikevich 系数(C_{zil})来实现(热量和湿度粗糙长度由 C_{zil} 计算得到,二者呈正相关)。

SPPM 方案中,对湍流混合长度和次网格云加入的扰动形态相同,在边界层发展期间,随着湍流混合变强,较小的浅层积云变得越来越大,次网格云与湍流混合长度呈微弱正相关。但在充分发展的边界层中,混合长度最大时,云量会很小,二者又

存在负相关。这种反馈通过对 C_{zil} 加入一个与湍流混合长度和次网格云相反的扰动形态来实现,因为较小的 C_{zil} 会增加表面热通量,使得边界层湍流变强,更强的湍流混合使边界层顶部的夹带增强,导致边界层更干燥,从而减少次网格云量。驱动这种反馈可以有效增加集合离散度。

随机参数扰动方法针对参数化方案中不确定的参数 $X_{initial}$ 加入时、空相关的随机扰动,可以用下式表示

$$X_p = [1 + r(x, y, t)] X_{initial} \quad (1)$$

式中, X_p 为扰动后参数值, $r(x, y, t)$ 表示时、空相关的随机扰动场。

$$r(x, y, t) = \sum_{k=-K/2}^{K/2} \sum_{l=-L/2}^{L/2} r_{k,l}(t) e^{2\pi i(\frac{kx}{X} + \frac{ly}{Y})} \quad (2)$$

式中, k 和 l 分别代表经向($K+1$)和纬向($L+1$)波数分量。 $e^{2\pi i(\frac{kx}{X} + \frac{ly}{Y})}$ 为 $0 < x < X$ 和 $0 < y < Y$ 的模拟区域内由正交基函数构成的傅里叶模, i 为虚数单位, X 和 Y 分别为模式模拟区域经向和纬向的格点数。谱系数 $r_{k,l}(t)$ 满足下面的一阶自回归过程

$$r_{k,l}(t + \Delta t) = (1 - \alpha) r_{k,l}(t) + g_{k,l} \epsilon_{k,l}(t) \quad (3)$$

式中, α 由设定的去相关时间尺度 τ 决定,二者关系为 $\tau = \Delta t / \alpha$, $\epsilon_{k,l}(t)$ 是复杂白噪音过程, $g_{k,l}$ 是依赖波数的噪音振幅,计算参考 Weaver 等(2001),具体如下

$$g_{k,l} = F_0 e^{-4\pi \kappa \rho_{k,l}^2} \quad (4)$$

$$F_0 = \left\{ \frac{\eta_{k,l}^2 [1 - (1 - \alpha)^2]}{2 \sum_k \sum_l e^{-8\pi \kappa \rho_{k,l}^2}} \right\}^{\frac{1}{2}} \quad (5)$$

式中, $\rho_{k,l} = \sqrt{k^2/X^2 + l^2/Y^2}$ 表示有效经向波数, F_0 代表一个标准化常数, κ 为预设的去相关空间尺度, $\eta_{k,l}^2$ 表示波谱方差。

扰动形态由设定的 3 个参数确定,格点标准偏差(η)、去相关空间尺度(κ)和去相关时间尺度(τ)。Jankov 等(2017)在中尺度模式(分辨率 13 km)研究中将三者分别设定为 0.15、700 km 和 6 h。文中使用该组值作为默认值,检验了其在对流尺度中是否也有效。同时,结合对流尺度集合预报的特点,对参数值的设定进行了如下考虑:在强对流天气中,湍流运动的尺度跨度广(从米至千米量级),

气流运动更剧烈,因此增大扰动格点标准偏差至 0.20 和 0.25 进行探究。同时在对流尺度中,考虑空间尺度更小的湍流运动是否对强对流天气产生更重要的影响,因此将去相关空间尺度减小为 350 和 150 km 进行试验。从时间尺度上,考虑了参数值间与时间长度相关性对估计参数不确定性的影响,因此除 6 h 外,分别设定了 3 和 12 h。如前所述,所扰动的这些参数其本身具有不确定性,而其不确定性的形态是未知的,将 Jankov 等(2017)研究中的时、空相关扰动引入到对流尺度的边界层参数化方案中,并将决定扰动形态的 3 个参数依据对流尺度的特点做了适当调整,去探究较优的扰动形态,这种方法是合理可行的且期望其可以提高模式预报技巧。

3 试验设计

3.1 个例简介

试验选取 2014 年 6 月 16 日 16—20 时(世界时,下同)发生在北京地区的一次由强雷暴系统引起的短时强降水过程,小时最大雨量达 69.8 mm。该次过程的天气尺度强迫较弱,高空 500 hPa 上,中国东北地区均处于低涡或低槽区,北京地区此时位于槽底部,受冷平流影响,同时在 850—700 hPa 北京处于切变线南侧偏南气流中。地面场上,东部沿海高压稳定维持,近地面以东南风为主,且到傍晚风速明显增大。6 月 16 日晚北京北部有强雷暴组织发展,随着雷暴向东北方向移动,边界层形成了偏北向冷出流,与北京低层自南向北伸展的暖湿气流交汇形成强辐合,触发了此次短时强降水的发生。郭金兰等(2018)研究发现,边界层内气流和温、湿状况的模拟对这类天气的预报至关重要。因此,选择该个例测试不同的边界层方案参数随机扰动方法的有效性。

3.2 模式设置

选择最初引入随机参数扰动方法的天气预报模式——WRF v3.9 进行模拟。模式使用两重嵌套,分辨率分别为 15 和 3 km,垂直方向 40 层,积分步长分别为 60 和 12 s。模拟区域如图 1, D01 分辨率 15 km, D02 分辨率 3 km; D02 为强对流发生的北京市及其周边地区。模拟从 2014 年 6 月 15 日 12 时开始积分 36 h。前 12 h 用于模式自我调整,后 24 h 用于检验。

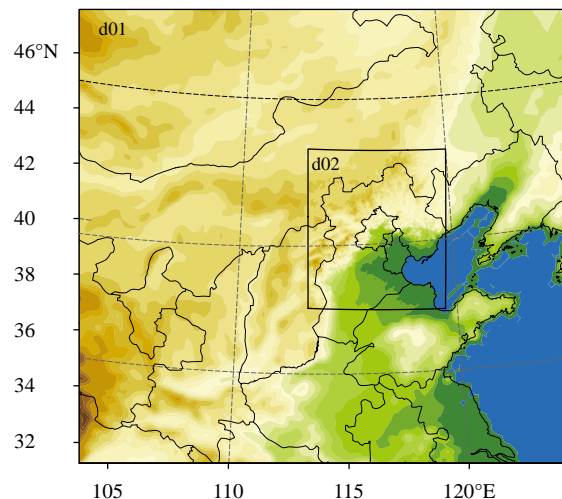


图 1 模式区域设置

Fig. 1 Model domain

3.3 扰动试验设计

3.3.1 对照试验

对照试验(CNTL)使用的初始条件与侧边界条件由美国国家环境预报中心(NCEP)全球集合预报系统(GEFS)的 21 个成员插值得到。GEFS 扰动成员的水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 。对照试验中不加入模式扰动,每个成员使用相同的物理参数化方案,包括 MYNN2.5 边界层参数化方案, RRTMG 长波辐射方案, RRTMG 短波辐射方案, Morrison 微物理方案, Noah 陆面模式。在 15 km 区域使用 GF 积云对流方案。

3.3.2 SPPM 试验

SPPM 试验与对照试验使用相同的初始条件、侧边界条件和模式设置,同时使用了 SPPM 方法对 MYNN 方案中的参数进行随机扰动。本试验中,在模式的 15 和 3 km 区域使用了形态一致的随机扰动,即在内、外区域中均考虑了 MYNN 方案参数的不确定性,且对参数不确定性的估计一致。用中尺度中的默认值设置 SPPM_Meso 试验,以探究该方法在对流尺度中相比于对照试验的预报效果,并调整格点标准偏差、去相关空间尺度和时间尺度设置集合试验(表 1),探究对流尺度中对 MYNN 方案参数较优的扰动形态。图 2 展示了部分 SPPM 试验的扰动场 $r(x, y, t)$ 在某一时刻的扰动形态。

3.4 检验资料

对变量的检验使用欧洲中期天气预报中心(ECMWF)全球第 5 代再分析资料(ERA5)。该资

表 1 SPPM 方案试验设置与扰动形态
Table 1 The SPPM experiments design and the stochastic perturbation patterns

试验名称	扰动格点标准偏差	扰动去相关空间尺度	扰动去相关时间尺度
SPPM_Meso	0.15	700 km	6 h
SPPM_020	0.20	700 km	6 h
SPPM_025	0.25	700 km	6 h
SPPM_T12	0.15	700 km	12 h
SPPM_T3	0.15	700 km	3 h
SPPM_L350	0.15	350 km	6 h
SPPM_L150	0.15	150 km	6 h
SPPM_020_T12	0.20	700 km	12 h
SPPM_025_T12	0.25	700 km	12 h
SPPM_025_L350_T12	0.25	350 km	12 h

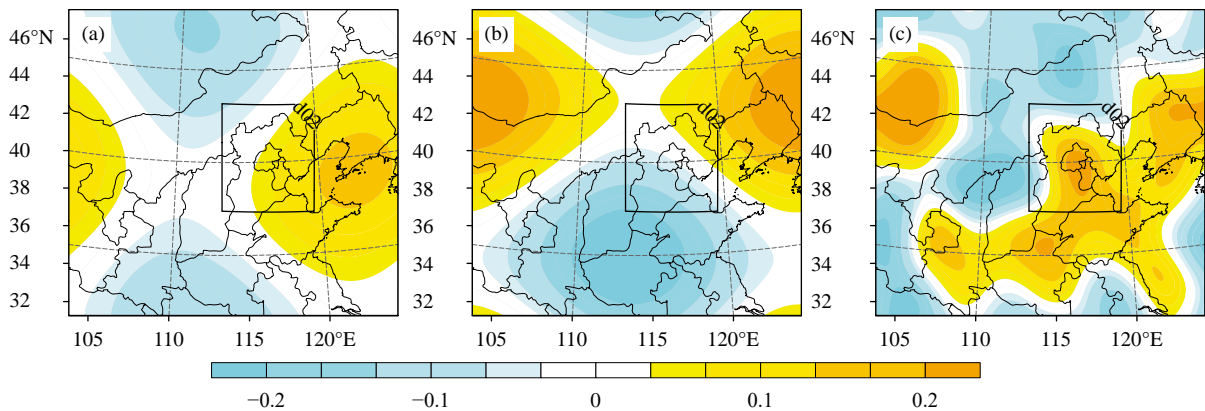


图 2 不同 SPPM 试验对 MYNN 边界层参数化方案参数随机扰动的水平形态
(a. SPPM_Meso, b. SPPM_025, c. SPPM_L150)

Fig. 2 Horizontal stochastic perturbation patterns for parameters in the MYNN PBL parameterization in different SPPM experiments (a. SPPM_Meso, b. SPPM_025, c. SPPM_L150)

料由 ECMWF 业务预报系统(IFS)的 CY41R2 使用四维变分数据同化产生,水平分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$,时间分辨率为 1 h。对降水的检验使用中国自动气象观测站与 CMORPH(Climae Prediction Center’s morphing technique)降水产品融合的逐时降水量网格数据集,分辨率为 $0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$,该资料的数据源为经过质量控制后的中国 30000—40000 个自动气象站观测的小时降水量与美国气候预测中心研发的全球 30 min、8 km 分辨率的 CMORPH 卫星反演降水产品。

检验前使用双线性插值方法将 ERA5 和 CMORPH 分析资料插值到模式格点上,然后与预报值进行对比。文中主要关注 SPPM 方法在对流尺度的扰动效果,因此主要对 D02 区域的预报变量进行检验分析。

4 结果分析

4.1 近地面变量预报技巧分析

边界层参数化方案主要描述大气边界层内次网格的湍流混合过程,对近地面变量的预报有显著影响(Shin, 2011)。首先检验了 2 m 气温(T_2), 2 m 露点温度(T_{d2}), 10 m 经向风(U_{10})和 10 m 纬向风(V_{10})等变量的离散度、均方根误差和离散度与均方根误差的比。离散度为集合成员预报值的标准偏差,描述集合预报系统预报范围的广度(Ebert, 2001),期望它尽可能的大,以包括大气发展演变的多种可能性。均方根误差描述集合预报系统相比观测场或分析场的预报误差,反映预报准确度(Murphy, 1995)。一个完美可信度高的集合预报系统,它的离散度与均方根误差应该有相同的幅度

与变化率(Berner, et al, 2011)。

图 3 是 SPPM 试验上述 3 个评分与对照试验的差值。对于 T_2 和 T_{d2} , 各试验在 12—00 时均显著提高了离散度和离散度与均方根误差的比, 这种提高

可能来自 3 种因素, 即强对流天气、夜间环境(20—08 时, 北京时)或积分时间的影响, 具体哪种占主导需要更多试验来确定。SPPM 方案各参数的敏感性试验对比中, 可以看到去相关时间尺度为 12 h 的所

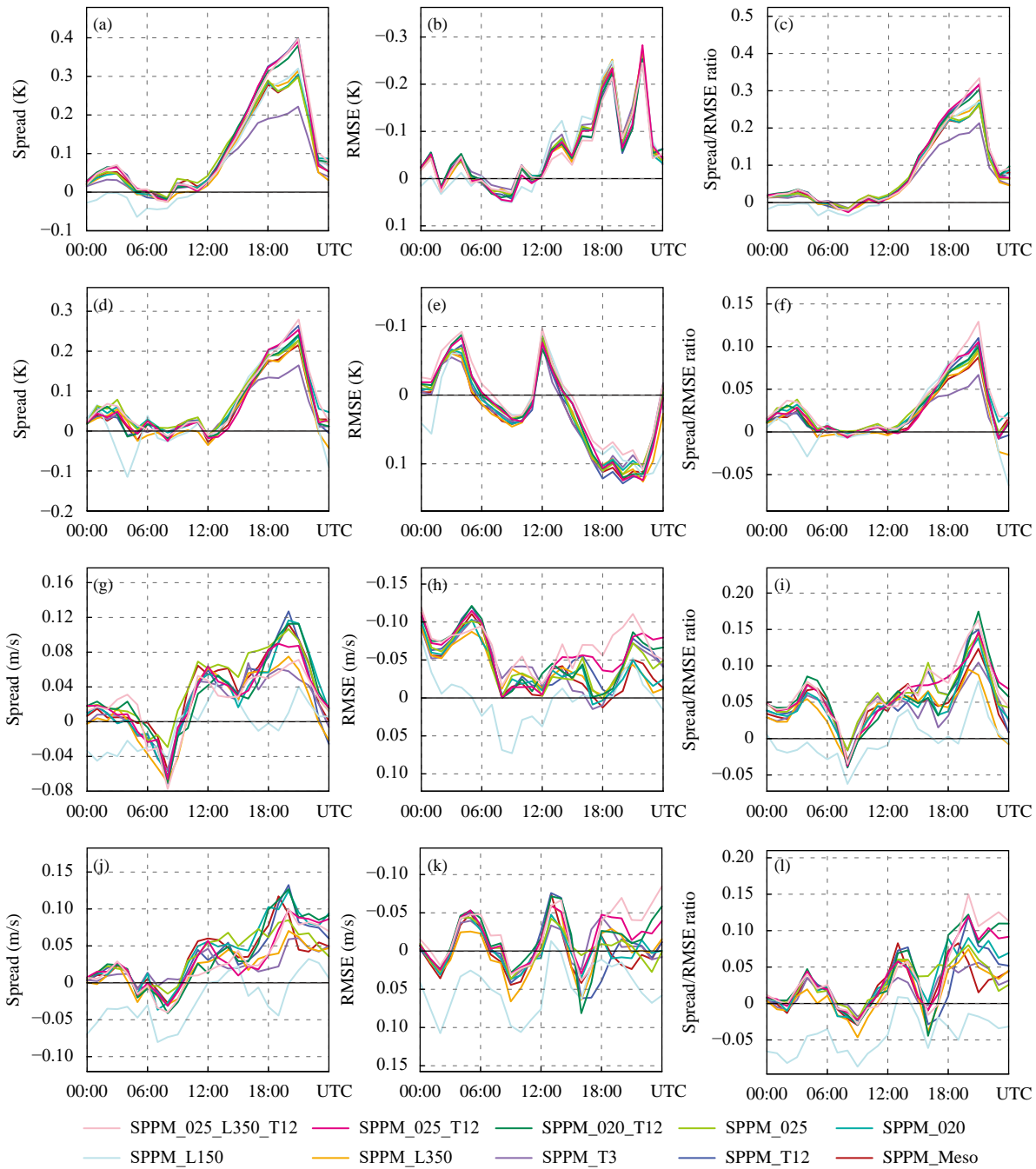


图 3 SPPM 试验对 2 m 气温 (a, b, c)、2 m 露点温度 (d, e, f)、10 m U 风场 (g, h, i) 和 V 风场 (j, k, l) 的离散度、均方根误差和离散度/均方根误差比例与对照试验的差值随时间的变化

Fig. 3 Differences in spread (a,d,g,j), root mean square error (b,e,h,k) and spread/RMSE ratio (c,f,i,l) between SPPM experiments and the control experiment for 2 m temperature (a, b, c), 2 m dew point temperature (d, e, f), U_{10} wind (g, h, i) and V_{10} wind (j, k, l)

有试验对预报技巧提高都较大,说明参数随机扰动中去相关时间尺度这一参量较为敏感,且参数值间更长的相关时间对参数的误差估计更准确。SPPM_025_L350_T12的离散度和离散度与均方根误差的比相比其余试验略大,且SPPM_L350相比于SPPM_Meso在夜间的预报技巧也更高,说明在对边界层参数的随机扰动中,将去相关空间尺度调整为350 km时对预报技巧也有一定提高,但更小的尺度(150 km)预报技巧有明显下降。格点标准差分别为0.15、0.2和0.25的3组试验预报技巧差异较小,说明参数值间的时、空相关要比参数值的大小对试验结果的影响更大。对 U_{10} 与 V_{10} 的预报,SPPM_L150的技巧有明显下降,其余各试验均有提高,提高同样在12 h后最明显,去相关时间尺度为12 h的集合试验预报技巧仍然较高。

离群值可以用来衡量一个集合预报系统的可信度,定义为分析值在集合成员预报区间外的概率,该值越小说明可信度越高,预报技巧越高。其理想值为 $1/(R+1)$,其中 R 代表集合成员数(Wang, et al, 2014)。图4是各组试验对近地面变量预报的离群值随时间的变化,图中与横坐标平行的黑色横线表示试验中离群值的理想值($1/22$)。可以看到 T_2 和 T_{d2} ,SPPM扰动试验的离群值从12时之后相比对照试验均有明显下降,与离散度表现出的结果一致,说明该方法使集合预报系统更合理,可信度更高,除了SPPM_T3试验的离群值略高,其他各组试验间的离群值差异较小。对 U_{10} ,SPPM_L150的离群值相比对照试验在00—12时略有增大,12时

之后,各试验的离群值都低于对照试验且更接近理想值, V_{10} 与 U_{10} 类似。总体来看,各试验间离群值相差不大。

4.2 高空变量预报技巧分析

边界层方案的准确性也影响着模式对大气低层热动力结构的模拟,为此研究了SPPM方法对变量场垂直分布的影响。图5是部分SPPM试验不同高度层(975—200 hPa)的温度和 U 风场在D02区域内平均的离散度和均方根误差与对照试验的差值随时间的变化, V 风场的结果与 U 风场类似。从温度的离散(图5a—e)可以看到,SPPM方法在700 hPa以下明显增加了离散度,且与地表变量的结果类似,这种离散度的提高在12时以后最为显著。从不同SPPM试验对比看,去相关时间尺度为12 h和扰动格点标准差增大为0.20时离散度更大。扰动格点标准差为0.25的离散度与0.20近似(图略)。而SPPM_T3和SPPM_L150的离散度相比对照试验明显减小,说明去相关时间尺度和空间尺度的减小会降低集合离散度。从温度的均方根误差(图5f—j)对比看,12时以前平均误差增大,而后减小。SPPM_020_T12、SPPM_T12对误差的降低较明显,而SPPM_L150误差明显增大。从 U 风场的离散度(图5k—o)对比也可看到,SPPM_020_T12离散度最大,且SPPM方法对 U 风场的影响在500 hPa以下均较明显。风场的均方根误差(图5p—t)结果显示,除SPPM_L150外其他试验误差均有降低,并没有像温度在12时以前阶段性的升高。结合图5离散度和均方根误差结果来看,预报技巧

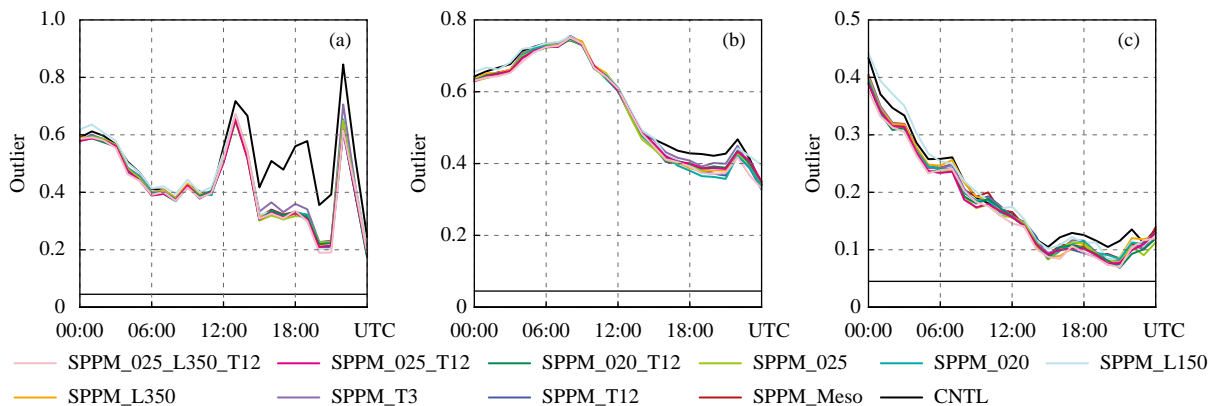


图4 2 m气温(a)、2 m露点温度(b)和10 m U 风场(c)离群值随时间的变化

Fig. 4 Outliers of the SPPM experiments and the control experiment for (a) 2 m temperature, (b) 2 m dew point temperature and (c) U_{10} wind

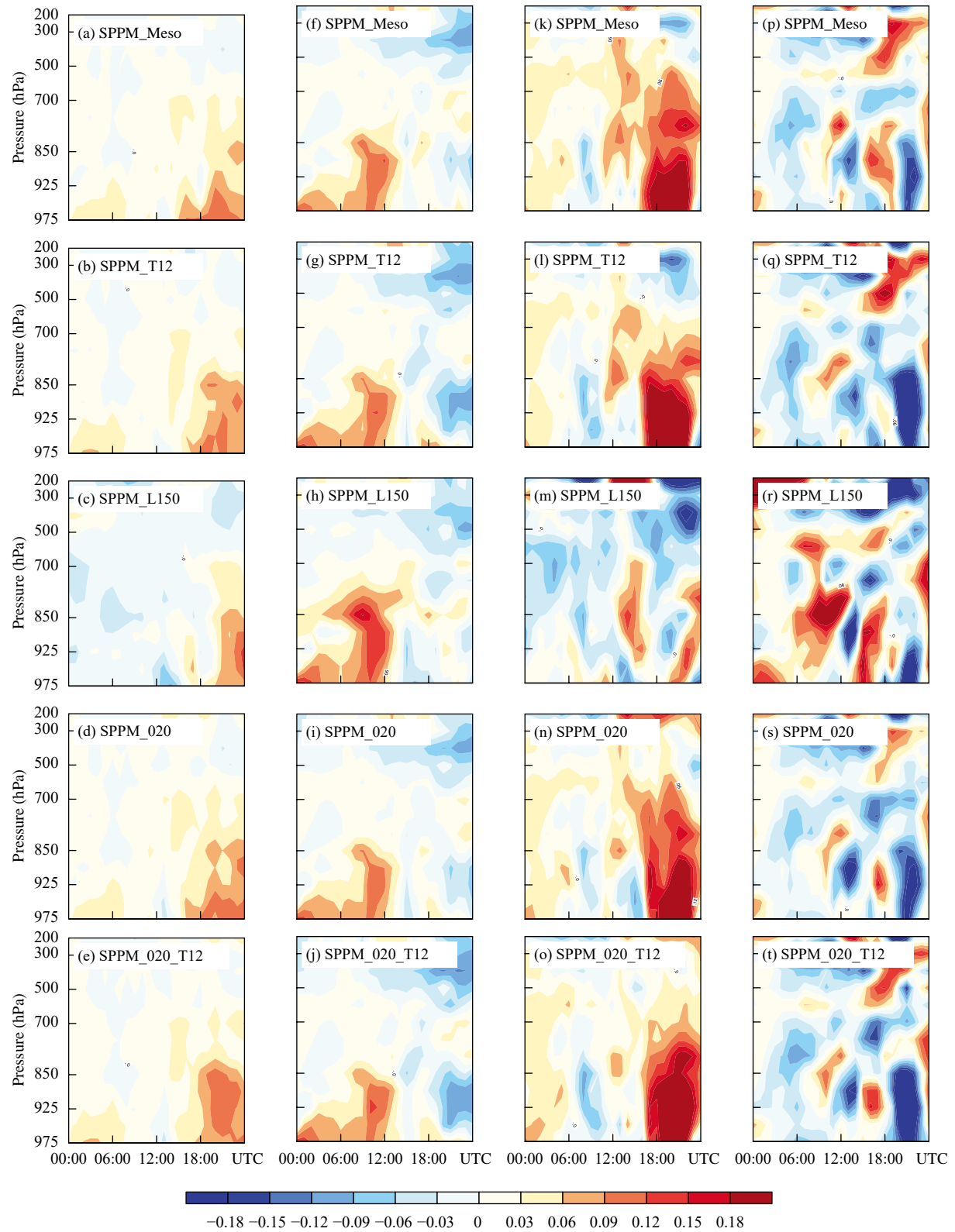


图 5 不同高度 SPPM 试验气温场的离散度 (a—e) 和均方根误差 (f—j)(单位: K) 及 U 风场的离散度 (k—o) 和均方根误差 (p—t) (单位: m/s) 与对照试验的差值随时间变化

Fig. 5 Spread (a—e, k—o) and RMSE (f—j, unit: K; p—t, unit: m/s) between SPPM experiments and the control experiment for (a—j) temperature and (k—t) U wind on pressure levels

最高的是 SPPM_020_T12 试验。

从图 5 可以看出, 温度和 U 风场对于同样的扰动, 离散度都有所增大, 且在 12 时之后(当地时间夜间)最明显, 而均方根误差的变化却不一致, 气温的误差在 12 时之前变大而 U 风场的误差在一天内都减小, 为了探究这一差异的原因, 以 SPPM_Meso 试验为例, 选取日间 06 时和夜间 21 时(图 5 中差异明显的两个时刻)研究 D02 区域内气温和 U 风场在 925 hPa 高度上离散度和均方根误差的分布(与对照试验的差)(图 6, 左上部分因为地形高度的原因没有值)。06 时, SPPM 方法对于气温和风场的离散度在整个区域内都有较一致的提高。由图 6b 可见, 误差在北京及其西边的区域也有明显减小, 在区域南边增加明显, 所以温度在 D02 区域的平均误差增加。同一时刻(图 6d), U 风场的误差增减与温度场也较匹配, 在区域北边误差减小而南边略有增大, 但因为误差增大的区域面积很小所以从平均值来看误差减小。夜间(图 6e、g)离散度的增加更大, 误差(图 6f、h)的降低在整个区域内也更均匀,

从 D02 场分布来看同样的扰动对于变量的影响是一致的。其余时刻其余高度层也有类似的结论, 证明 SPPM 方法的作用是积极的。

从对高空变量场的检验分析来看, SPPM 方法可以有效提高 700 hPa 以下低层变量的离散度, 其中 SPPM_020_T12 试验结果的离散度最大, 误差较小, 预报技巧更高。

4.3 降水预报技巧分析

本次过程主要关注 2014 年 6 月 16 日 15—21 时的累计降水, 是由北京北部的强雷暴向东北方向移动过程中边界层内偏北向冷出流与北京低层偏南向的暖湿气流辐合, 在北京地区触发的对流。

与气温等变量不同, 降水预报呈正偏态分布, 因此对降水预报场进行简单集合平均会将预报的最大降雨量平滑掉。使用 Ebert(2001)提出的概率匹配方法进行降水预报。图 7a—d 显示了 CMORPH 分析场和概率匹配法得到的各试验 6 h 累计降水分布。可以看到, 对照试验的降水预报最大值中心相比分析场明显偏离, 且对北京南部的降水有漏报,

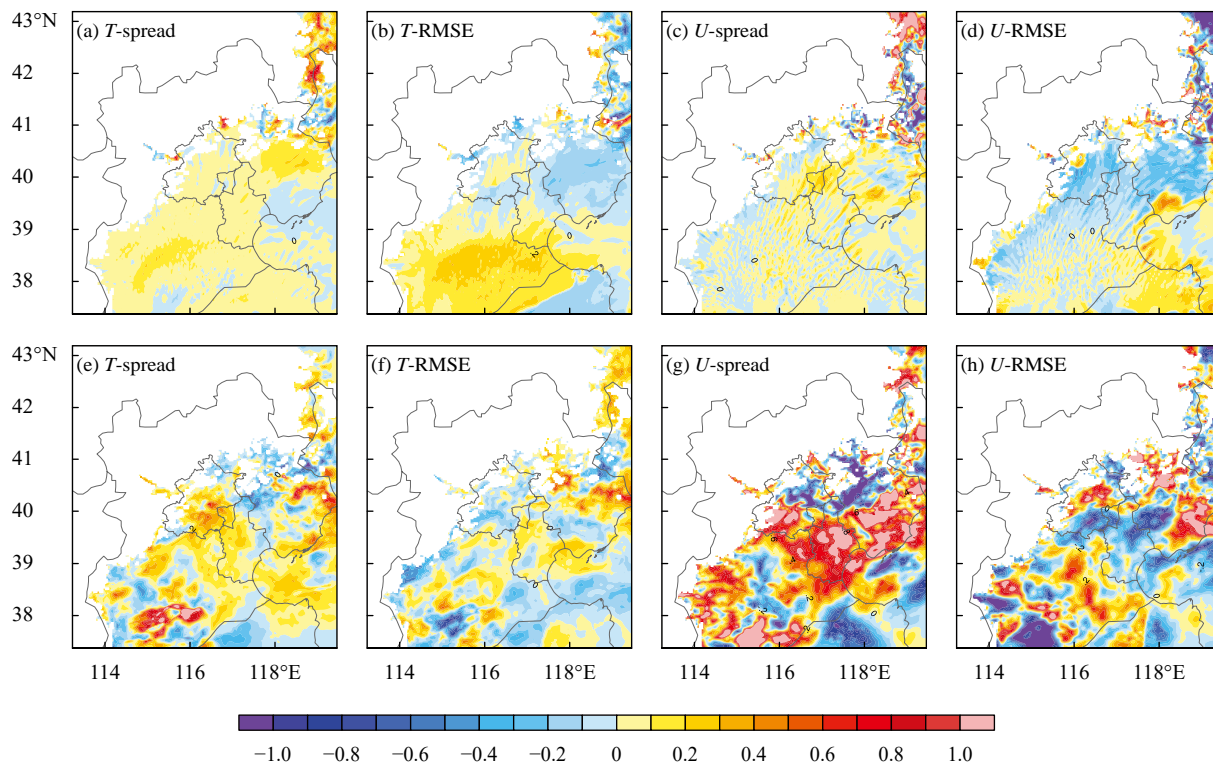


图 6 SPPM_Meso 试验气温(单位: K)和 U 风场(单位: m/s)的离散度(a、c、e、g)和均方根误差(b、d、f、h) 06(a—d)和 21 时(e—h)在 925 hPa 的分布(与对照试验的差)

Fig. 6 Spread (a, c, e, g) and RMSE (b, d, f, h) between the SPPM_Meso and the control experiment for temperature (unit: K) and U wind (unit: m/s) on 925 hPa at (a—d) 06:00 UTC and (e—h) 21:00 UTC

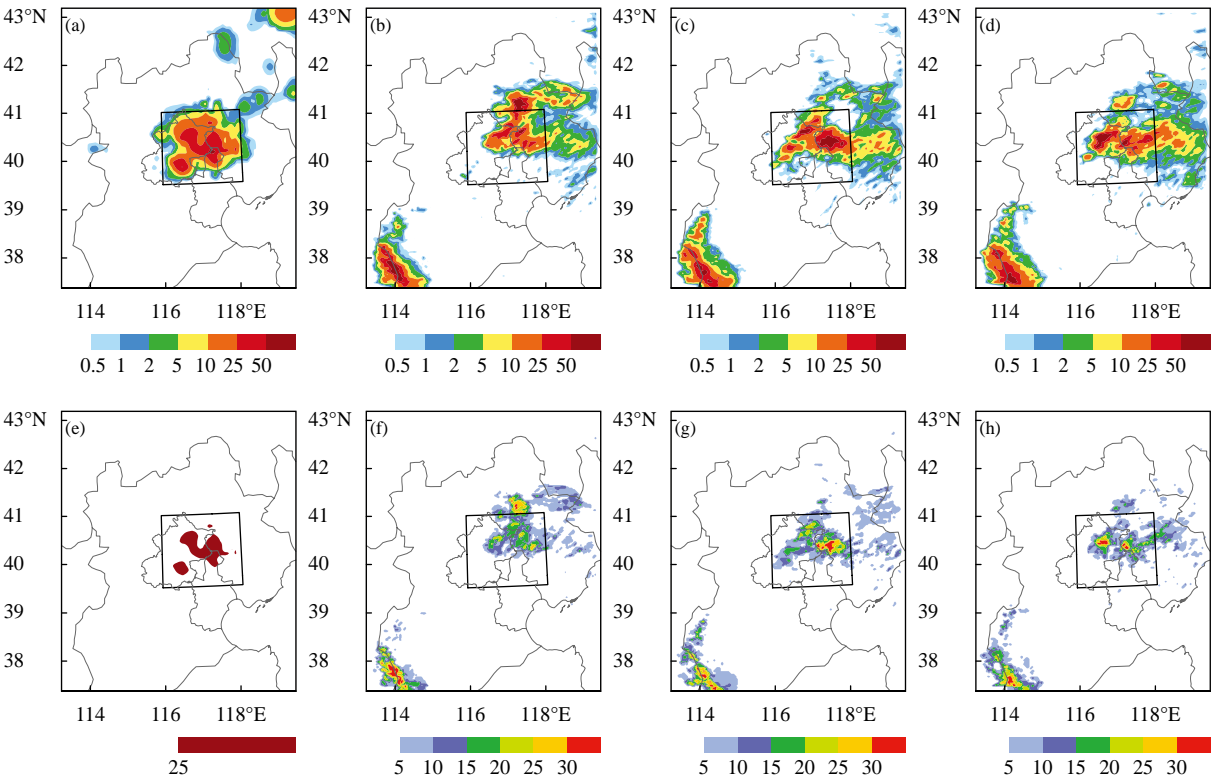


图 7 2014 年 6 月 16 日 15—21 时累计降水 (a. CMORPH 分析场, b. 对照试验, c. SPPM_Meso, d. SPPM_020_T12)(单位: mm) 和 CMORPH 分析场大于 25 mm 的区域 (e)(单位: mm) 及试验阈值为 25 mm 的降水概率预报 (f. CNTL, g. SPPM_Meso, h. SPPM_020)(单位: %)

Fig. 7 Accumulated precipitation from 15:00 UTC to 21:00 UTC 16 June 2014 (a. the CMORPH analysis, b. CNTL, c. SPPM_Meso, d. SPPM_020_T12; unit: mm), (e) areas with precipitation exceeding 25 mm in CMORPH analysis (unit: mm) and the probability forecast exceeding 25 mm in CNTL (f), SPPM_Meso(g) and SPPM_020_T12 (h) (unit: %)

而通过 SPPM 方法扰动后, 降水分布的大值中心都更接近实况(图略)。SPPM_Meso 相比对照试验较好地预报出了北京、天津、河北交界处的降水, 但对于北京西部的降水也有一定漏报和低估。SPPM 各组试验间的降水分布大致相同, 只在强降水的位置上有差异。SPPM_L350、SPPM_025、SPPM_020_T12 相比 SPPM_Meso 对北京西部的降水预报有一定提高。图 7e、h 对比了各试验的概率预报技巧, 选取的阈值为 25 mm, 可以看到对照试验对分析场上强降水区域(红色填色)的预报概率在 20% 左右, 而在强降水以北的位置预报概率大于 30%, 再次说明对照试验对强降水的预报位置有明显的偏差。所有 SPPM 试验对阈值为 25 mm 的降水预报概率大值比对照试验有所南移, 与分析场更接近(图略), 说明 SPPM 方法对本次短时强降水预报有积极作用。SPPM_Meso 的概率分布与分析场非常相似, 对北京、天津、河北交界处的强降水预报可信

度很高, 但对北京西部区域的降水有所低估。而 SPPM_020_T12 增加了北京西部区域强降水预报的可信度, 相比 SPPM_Meso 更优。

对各试验的 6 h 累计降水进行 FSS(the Fractions Skill Score)评分(Roberts, et al, 2008)和 AUC (the Area Under the Relative Operating Characteristic Curve)评分(Ebert, 2001)检验, 二者变化范围均在 0 到 1, 值越大技巧越高。其中 FSS 评分设定的邻域范围为 50 km, 检验阈值分别选 10、25 和 50 mm。如图 8 所示, 检验阈值为 10 mm 时, 所有试验相比对照试验都略有提高, 其中 SPPM_Meso 最高。检验阈值为 25 mm 时, SPPM_020_T12、SPPM_Meso 和 SPPM_L350 都较高, 而 SPPM_025_T12 的技巧降低。阈值为 50 mm 时, SPPM_020_T12 的 AUC 评分最高, SPPM_T12 的 FSS 评分较高。从降水的预报技巧对比来看, 各参数间的变化与降水技巧没有明显的线性关系, 可能是参数值的大小

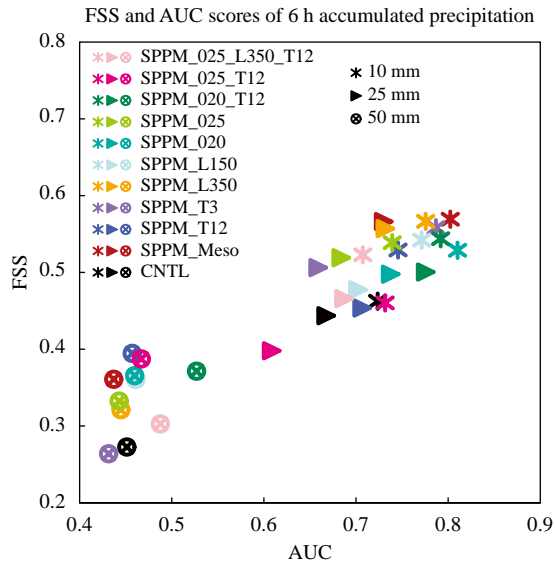


图 8 2014 年 6 月 16 日 15—21 时累计降水的 FSS 和 AUC 评分

Fig. 8 FSS and AUC scores of accumulated precipitation from 15:00 UTC to 21:00 UTC on 16 June 2014

对低层物理量的预报有直接影响,而物理量的垂直结构影响不稳定能量的强弱,进而影响对流的触发与对流强弱。就本次个例来说,预报技巧最高的是 SPPM_020_T12 试验,说明参数间在时间上更长的相关性对预报技巧有积极作用。

5 结论与讨论

基于 WRF v3.9 模式探究了对流尺度集合预报中使用随机参数扰动方法扰动 MYNN 边界层方案参数对北京地区一次雷暴过程预报的影响。同时,在研究中构造多组数值模拟试验调整随机参数扰动方法中的 3 个参数(去相关时间尺度、去相关空间尺度和格点标准差),探究了对流尺度集合预报中针对 MYNN 边界层方案参数扰动的较优设置。通过对地面气象要素、物理量垂直分布以及降水分布进行对比分析,得到的主要结论如下:

(1)在对流尺度集合预报中,随机扰动 MYNN 边界层方案参数(SPPM)方法显著提高了近地面变量和 700 hPa 以下低层变量的离散度,且误差没有明显增大,离群值相比对照试验也有所降低,说明该方法提高了集合预报系统的可信度和预报技巧。

(2)在对降水技巧的评估中,对照试验对于降水预报大值中心有明显偏离,而所有 SPPM 试验对降水的预报都更接近分析场,技巧最高的是 SPPM_

020_T12 试验。扰动形态的变化与降水预报技巧没有明显的线性关系,可能是由于针对边界层方案的扰动对低层物理量的预报有更直接的影响,而物理量的垂直结构影响不稳定能量的强弱,最后间接的影响对流的触发与强弱。

(3)在 SPPM 方案参数的敏感性试验中,去相关时间尺度最为敏感,选择 12 h 离散度和离散度/均方根误差比例的提高最明显,说明参数间在时间上更长的相关对参数不确定性的估计更好,格点标准差增大为 0.20 时预报技巧也略有提高。去相关空间尺度维持在默认值 700 km 较好,减半为 350 km 时对近地面变量的预报技巧略有提高,但对高层变量及降水的技巧提高均不明显,而去相关空间尺度过小(150 km)预报技巧有明显的降低。虽然在强对流天气中对流系统的尺度通常较小,但是这种偏小尺度的扰动在预报中反而降低了预报技巧,可能是扰动的尺度较大时,扰动对环境气流的影响更明显,从而更能影响强对流的发生(Ollinaho, et al, 2017)。

本研究为基于对流尺度集合预报的随机参数扰动方法在 MYNN 边界层参数化方案中的应用提供了参考依据。由于不同方案中参数的意义不同,其误差形态也不同,随机参数扰动方法对其余的边界层方案、积云参数化方案、陆面模式等参数的较优扰动形态值得进一步研究。同时根据一些研究,针对参数的扰动带来的离散度提高有限,因为物理参数化方案的不确定性不完全来自于方案中的参数。因此,将随机参数扰动法与现有的针对物理参数化方案倾向项进行扰动的 SPPT 方案结合起来提高集合预报技巧也值得探究。最后,基于一次雷暴过程个例研究得到上述结论,还有待进行更多强对流个例试验加以验证。

参考文献

- 郭金兰, 雷蕾, 尹晓惠等. 2018. 弱天气尺度强迫下北京三次局地强对流过程对比分析//第 35 届中国气象学会年会 S1 灾害天气监测、分析与预报. 合肥: 中国气象学会. Guo J L, Lei L, Yin X H, et al. 2018. Comparative analysis of the three strong convection processes in Beijing under weak large-scale forcing//The 35th Annual Meeting of the Chinese Meteorological Society. Hefei: Chinese Meteorological Society (in Chinese)
- 刘畅, 闵锦忠, 冯宇轩等. 2018. 不同模式扰动方案在风暴尺度集合预报中的对比试验研究. 气象学报, 76(4): 605-619. Liu C, Min J Z, Feng Y

- X, et al. 2018. Comparison of different model perturbation schemes on storm-scale ensemble forecast. *Acta Meteor Sinica*, 76(4): 605-619 (in Chinese)
- Berner J, Ha S Y, Hacker J P, et al. 2011. Model uncertainty in a mesoscale ensemble prediction system: Stochastic versus multiphysics representations. *Mon Wea Rev*, 139(6): 1972-1995
- Berner J, Achatz U, BattéL, et al. 2017. Stochastic parameterization: Toward a new view of weather and climate models. *Bull Amer Meteor Soc*, 98(3): 565-588
- Chaouch N, Temimi M, Weston M, et al. 2017. Sensitivity of the meteorological model WRF-ARW to planetary boundary layer schemes during fog conditions in a coastal arid region. *Atmos Res*, 187: 106-127
- Clark A J, Kain J S, Stensrud D J, et al. 2011. Probabilistic precipitation forecast skill as a function of ensemble size and spatial scale in a convection-allowing ensemble. *Mon Wea Rev*, 139(5): 1410-1418
- Cohen A E, Cavallo S M, Coniglio M C, et al. 2015. A review of planetary boundary layer parameterization schemes and their sensitivity in simulating southeastern U. S. cold season severe weather environments. *Wea Forecasting*, 30(3): 591-612
- Coniglio M C, Correia J Jr, Marsh P T, et al. 2013. Verification of convection-allowing WRF model forecasts of the planetary boundary layer using sounding observations. *Wea Forecasting*, 28(3): 842-862
- Ebert E E. 2001. Ability of a poor man's ensemble to predict the probability and distribution of precipitation. *Mon Wea Rev*, 129(10): 2461-2480
- Gibbs J A, Fedorovich E, van Eijk A M J. 2011. Evaluating Weather Research and Forecasting (WRF) model predictions of turbulent flow parameters in a dry convective boundary layer. *J Appl Meteorol Climatol*, 50(12): 2429-2444
- Hacker J P, Snyder C, Ha S Y, et al. 2011. Linear and non-linear response to parameter variations in a mesoscale model. *Tellus A*, 63(3): 429-444
- Hariprasad K B R R, Srinivas C V, Singh A B, et al. 2014. Numerical simulation and intercomparison of boundary layer structure with different PBL schemes in WRF using experimental observations at a tropical site. *Atmos Res*, 145-146: 27-44
- Huang Y, Peng X D. 2017. Improvement of the Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino planetary boundary-layer scheme based on observational data in China. *Bound Layer Meteor*, 162(1): 171-188
- Jankov I, Berner J, Beck J, et al. 2017. A performance comparison between multiphysics and stochastic approaches within a north American RAP ensemble. *Mon Wea Rev*, 145(4): 1161-1179
- Kong F Y, Droegeimeier K K, Hickmon N L. 2007. Multiresolution ensemble forecasts of an observed tornadic thunderstorm system. Part II: Storm-scale experiments. *Mon Wea Rev*, 135(3): 759-782
- Leutbecher M, Lock S J, Ollinaho P, et al. 2017. Stochastic representations of model uncertainties at ECMWF: State of the art and future vision. *Quart J Roy Meteor Soc*, 143(707): 2315-2339
- Mellor G L, Yamada T. 1974. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *J Atmos Sci*, 31(7): 1791-1806
- Murphy A H. 1995. The coefficients of correlation and determination as measures of performance in forecast verification. *Wea Forecasting*, 10(4): 681-688
- Nakanish M. 2001. Improvement of the Mellor-Yamada turbulence closure model based on large-eddy simulation data. *Bound Layer Meteor*, 99(3): 349-378
- Nakanishi M, Niino H. 2004. An improved Mellor-Yamada level-3 model with condensation physics: Its design and verification. *Bound Layer Meteor*, 112(1): 1-31
- Nakanishi M, Niino H. 2006. An improved Mellor-Yamada Level-3 model: Its numerical stability and application to a regional prediction of advection fog. *Bound Layer Meteor*, 119(2): 397-407
- Ollinaho P, Lock S J, Leutbecher M, et al. 2017. Towards process-level representation of model uncertainties: Stochastically perturbed parameterizations in the ECMWF ensemble. *Quart J Roy Meteor Soc*, 143(702): 408-422
- Roberts N M, Lean H W. 2008. Scale-selective verification of rainfall accumulations from high-resolution forecasts of convective events. *Mon Wea Rev*, 136(1): 78-97
- Shin H H, Hong S Y. 2011. Intercomparison of Planetary Boundary-Layer Parameterizations in the WRF Model for a Single Day from CASES-99. *Boundary-Layer Meteorology*, 139(2): 261-281
- Stull R B. 1988. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Dordrecht: Springer
- Wang Y, Bellus M, Geleyn J F, et al. 2014. A new method for generating initial condition perturbations in a regional ensemble prediction system: Blending. *Mon Wea Rev*, 142(5): 2043-2059
- Weaver A, Courtier P. 2001. Correlation modelling on the sphere using a generalized diffusion equation. *Quart J Roy Meteor Soc*, 127(575): 1815-1846