

一种新型的中尺度暴雨集合预报 初值扰动方法研究

陈 静¹ 薛纪善² 颜 宏³

1 中国气象局成都高原气象研究所, 成都 610071

2 中国气象科学研究院, 北京 100081

3 世界气象组织, 日内瓦, 瑞士

摘 要 提出一种针对对流不稳定构造具有中尺度运动特征的集合预报扰动初值的新方法——异物理模态法, 介绍了异物理模态法产生初值扰动区域和扰动振幅的数学处理方案, 即由不同对流参数化方案预报离差获得集合预报初值扰动区域、扰动结构和扰动振幅的数学处理过程。利用美国 PSU/NCAR 的 MM5 中尺度模式, 对一次典型暴雨进行异物理模态法初值扰动集合预报试验, 详细分析了扰动初值的结构和集合预报结果。结果表明, 该方法产生的初值扰动场具有合理的中尺度环流结构, 可以反映对流敏感区域的对流不稳定的预报不确定性, 集合预报结果可以明显改善控制预报。

关键词 中尺度暴雨 集合预报 初值扰动方法

文章编号 1006-9895(2005)05-0717-10

中图分类号 P456

文献标识码 A

A New Initial Perturbation Method of Ensemble Mesoscale Heavy Rain Prediction

CHEN Jing¹, XUE Ji-Shan², and YAN Hong³

1 *Chengdu Institute of Plateau Meteorology, China Meteorological Administration, Chengdu 610071*

2 *Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*

3 *World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland*

Abstract With the focus on the convective instability in the atmosphere, a new initial perturbation method of ensemble mesoscale heavy rain prediction, namely Different Physical Mode Method (DPMM), is designed. The approach of DPMM is attempted to generate initial perturbation structure and amplitude and reflects the uncertainty of convection instability by the prediction difference of the different Cumulus Convective Parameterization (CCP) schemes which primarily are associated with the regions.

The methodology and mathematic scheme of DPMM to generate initial perturbation structure and amplitude of mesoscale ensemble prediction initial conditions are as follows: Firstly, the prediction differences of moisture flux divergence at 500 hPa at 12-h prediction are employed to generate the normalization initial perturbation mode; secondly, the observation errors of the actual atmosphere are employed to determine the maximum perturbation amplitude of zonal wind u , meridional wind v and temperature T ; thirdly, the perturbation of specific humidity q is calcu-

收稿日期 2004-05-10, 2004-11-22 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40475045, 科技部社会公益研究专项项目 2004DIB3J119, 四川省气象局重大项目“数值集合预报技术与业务应用开发, 国家十五重点科技攻关项目”中国气象数值预报系统技术创新研究, 科技部重点项目“奥运气象保障技术研究”共同资助

作者简介 陈静, 女, 1966 年出生, 博士, 研究员, 主要研究方向: 中尺度集合预报理论与方法。E-mail: chenjing@cma.gov.cn

lated with temperature T and relative humidity r ; finally, by adding the perturbation value and deducting it from the control initial condition to generate the initial perturbation conditions.

In the context of non-hydrostatic MM5 version, an ensemble simulation experiment is made on a heavy rain case occurring in Guangdong and Fujian Provinces on 8 June 1998 by using DPMM initial perturbation methods. The results show that the DPMM normalized initial perturbation mode is not evenly distributed with reasonable mesoscale circulation structure. The horizontal structure and scale are similar to those of the atmosphere gravity wave mode. The area of maximum perturbation amplitude appears in the warm and humid air belt associated with the southwest low-level jet on the west side of the western Pacific subtropical high, where the heavy rain mainly occurs according to the previous studies.

Different initial perturbations can trigger different convective activities with apparent differences of location and strength of precipitation among ensemble members. The ensemble outputs of 24-h accumulated precipitation, including the ensemble mean, probability exceeding 50 mm and spread, show that ensemble predictions can obviously improve the controlling prediction by DPMM initial perturbation methods. Both the structures of normalized initial perturbations and ensemble outputs show that DPMM can find the convection-sensitive area and reflect the prediction uncertainty in the sensitive regions of convection instability.

In the design of DPMM initial perturbation scheme two problems are worthy to be further studied and discussed. The first problem is that the structure of normalization perturbation mode is related to the selected physical element. What are the effects of different physical elements on it and ensemble prediction? The second problem is that initial error features have a great impact on the perturbation amplitude of ensemble prediction and they also determine the amplitude of initial error. Observation error is employed in this study to determine the maximum perturbation amplitude, but it is still different from initial errors. How to construct a more accurate initial error distribution? What are the influences of initial error distribution on heavy rain ensemble prediction? More efforts should be made to study these problems.

Key words mesoscale heavy rain, ensemble prediction, initial condition perturbation method

1 引言

暴雨是影响我国的主要重大灾害性天气,发展数值预报是提高暴雨天气预报准确率的重要途径之一^[1]。成功的数值预报离不开精确的模式初值和较好的数值模式。但是,由于形成初值的同化技术、数值模式(包括模式动力和物理参数化处理)的不完善,目前模式初值、数值模式本身都存在误差(如较大的初值误差常出现在对流不稳定区域),而降水事件,特别是强降水事件对模式初值和模式物理都极为敏感,单一“确定性”的强降水在短期预报时效的误差(即不确定性)都已很大,可用性较低,更别说中期预报时效了。目前,中尺度暴雨短期预报的可预报性、模式误差及初值误差特征、解决这一问题的实践方法等等都是需要进一步深入研究的科学问题。

集合预报在国际上被公认为最具发展前途的、解决“单一”确定性数值预报的“不确定性”问题的新一代随机动力预报理论和方法^[2, 3],经过科学家 20

多年的不懈努力,集合预报技术的研究取得了长足进步^[4~11]。集合预报理论成功地应用于中期数值预报和短期气候预测中,并由此发展出许多适合于大尺度运动的集合预报初值扰动方法,即在初值误差分布范围内找出所有可能的初值集合,获得所有可能的解的数学处理方法。自 20 世纪 70 年代以来,国内外学者对初值扰动方法进行了大量的研究^[5~7, 12~14],初值扰动方法从最初仅考虑误差分布的 Monte Carlo 随机扰动法、时间滞后法(LAF)发展到既考虑误差分布特征,又考虑扰动初值动力结构的奇异向量法(SVs)、增长模繁殖法(BGM)和集合卡尔曼滤波法(KMF)。其中 SVs 和 BGM 方法最具代表性,尽管两者所用的数学处理方法不同,但目的都很明确,即试图捕捉到能够被放大的初值误差结构。数值预报误差理论已证实,在大尺度运动中,斜压不稳定区的误差在随后的预报中会被放大,而稳定区域的误差则会衰减,因而 SVs 和 BGM 方法产生的误差结构通常都与斜压不稳定波所在的区域密切相关,在模式中反映出大尺度斜压

不稳定波动的预报不确定性^[15, 16]。

近年来, 发达国家开展了以提高灾害性天气(如台风、强降水)预报准确率为目的的中尺度短期集合预报研究^[17~21], 已将 BGM、SVs 等方法应用于中尺度集合预报试验中^[22, 23]。另外, 也有专门针对中尺度预报特点发展初值扰动方法, 如 Xu Mei 等^[22]研究了利用四维同化的伴随方程产生中尺度对流降水集合预报扰动初值的可行性, 他们用伴随模式敏感因子产生扰动初值和集合预报, 集合预报效果非常令人鼓舞。然而, 由于中尺度数值预报误差结构和误差增长理论不完善, 中尺度短期集合预报的理论和初值扰动方法还有待进一步探索。目前, 国内外关于中尺度强降水短期集合预报初值扰动方法的研究, 侧重于如何针对中尺度降水的预报误差特征, 构造更好的集合预报扰动方法, 反映强降水发生时间、地点、强度的预报不确定性。按照初值扰动方法的原则, 一个好的中尺度初值扰动方法应该促使与对流不稳定相关的扰动向不同的相空间发展, 对于风暴尺度、云尺度的集合预报, 可能应包含更多的对流尺度初值的不确定信息, 如温度、水汽通量、垂直速度等。

本文作者曾深入研究了非绝热物理过程对暴雨预报的不确定性影响^[25~27], 结果表明在短期预报中不同参数化方案的预报离差主要出现在对流敏感区, 离差强度和增长速度与次网格降水有明显的相关, 次网格降水离差较大的地区, 物理量的预报离差也较大, 次网格降水增长快, 预报离差增长也较快。这表明可以用不同对流参数化方案物理量预报离差来寻找对流敏感区。如果利用出现在对流活动敏感区域的物理量预报离差结构和强度构造集合预报扰动初值, 这些扰动初值能反映中小尺度的不确定信息, 使对流不稳定扰动快速增长吗?

本文主要研究通过从不同对流参数化方案的物理量预报离差中提取集合预报扰动变量、扰动结构、扰动幅度的暴雨集合预报初值扰动方法, 模拟典型暴雨集合预报。这种方法与以往的初值扰动方法如 BGM 或 SVs 不同之处在于, 它不是去扰动斜压区的初值, 而是去扰动对流不稳定区的初值, 促使与对流运动有关的不稳定扰动快速增长。

2 中尺度暴雨初值扰动方法

美国 BGM 方法是通过确定初值分析离差来产

生扰动初值, 其中有两个关键问题: (1) 归一化初值扰动模态空间分布和结构的数学计算方法; (2) 初值扰动振幅的空间分布。

本文参照 BGM 方法的数学处理过程, 想通过不同积云对流参数化方案的预报离差, 寻找对流敏感区域, 构造扰动初值, 反映对流不稳定引起的中尺度运动的预报不确定性。下面详细介绍该方法的数学处理过程。

2.1 归一化初值扰动模态计算方法

若模式分别采用两个不同的积云对流参数化方案(设为 i 方案和 j 方案), 向前积分到 t 时刻, 某一物理量 X 在两个方案中的预报值分别为 $X_{i,t}(x, y, z)$ 和 $X_{j,t}(x, y, z)$, 则两个方案的预报离差 $D_t(x, y, z)$ 为

$$D_t(x, y, z) = X_{i,t}(x, y, z) - X_{j,t}(x, y, z). \quad (1)$$

由于不同物理量的量级不同, 为了产生归一化扰动模态, 需要对物理量离差 $D_t(x, y, z)$ 进行限幅处理。设 δ_a 是该物理量的最大限制幅度, $G_t(x, y, z)$ 是经过限幅处理后的函数, 则 $G_t(x, y, z)$ 可写为

$$G_t(x, y, z) = \begin{cases} \delta_a, & D_t \geq \delta_a, \\ -\delta_a, & D_t \leq -\delta_a, \\ D_t(x, y, z), & -\delta_a < D_t < \delta_a. \end{cases} \quad (2)$$

对 $G_t(x, y, z)$ 进行标准化处理, 获得归一化扰动模态 $G_{t, \text{nor}}(x, y, z)$,

$$G_{t, \text{nor}}(x, y, z) = G_t(x, y, z) / \delta_a. \quad (3)$$

中尺度暴雨的发生发展与对流不稳定密切相关, 我们在研究非绝热物理过程参数化方案对暴雨短期数值预报的影响时发现^[25], 不同的积云对流参数化方案对具有中尺度特征的物理量(如水汽通量散度、垂直速度等)的影响比大尺度物理量(如 500 hPa 高度场)影响更大。特别是水汽通量散度最大离差出现在对流敏感区。不同方案的预报离差在积分 12~24 小时接近饱和。我们借助水汽通量散度的预报离差发现模式的对流敏感区域, 选择积分 12 h 的 500 hPa 水汽通量散度预报离差构造初值扰动的归一化初值扰动模态。设 A_t 为高度 $l_{500} = 500$ hPa 层上经过限幅处理后的水汽通量散度离差, 且最大限制幅度设为 $\delta_a = 50 \times 10^{-8} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$, (3)式化为

$$G_{t, \text{nor}}(x, y, l_{500}) = A_t(x, y, l_{500}) / (50 \times 10^{-8}), \quad (4)$$

$G_{t, \text{nor}}(x, y, l_{500})$ 是归一化的初值扰动模态。

为了突出扰动场的物理意义, 假设各个垂直层

次上的归一化初值扰动模态与 $G_{t, \text{nor}}(x, y, l_{500})$ 相同, 则对某一特定的 σ 层, $G_{t, \text{nor}}(x, y, z)$ 可表示为

$$G_{t, \text{nor}}(x, y, z) = G_{t, \text{nor}}(x, y, l_{500}) \quad (5)$$

2.2 最大扰动振幅计算方法

如何确定模式变量的最大扰动振幅是初值扰动方案中的一项重要内容。初值误差即分析误差, 包括观测误差和背景误差两部分。初值误差最大扰动振幅一般都由大气运动的参考值误差确定。若以观测值作为大气运动的参考值, 则初值误差与观测误差有关。在我国东部地区, 资料较密集, 分析场质量在很大程度上取决于观测资料的质量, 因此, 本文设计的初值扰动方案的最大扰动振幅由观测误差来确定。假设纬向风 u 、经向风 v 、温度 T 、比湿 q 的观测误差为 $C_u(z)$ 、 $C_v(z)$ 、 $C_T(z)$ 、 $C_q(z)$, 且是垂直坐标的函数。则将 $C_u(z)$ 、 $C_v(z)$ 、 $C_T(z)$ 、 $C_q(z)$ 确定为模式变量的最大扰动振幅。参考欧洲中期天气预报中心(ECMWF)的实际大气观测误差(表略)和 Hoecker^[27] 分析的美国中部观测误差, 认为风速的最大误差能达到 $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。设 $C_u(z)$ 、 $C_v(z)$ 、 $C_T(z)$ 是模式垂直坐标 z 的分段函数:

$$C_u(z) = \begin{cases} 6.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}, & z > Z_0 (\text{高层}), \\ 3.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}, & z \leq Z_0 (\text{低层}), \end{cases} \quad (6)$$

$$C_v(z) = \begin{cases} 6.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}, & z > Z_0 (\text{高层}), \\ 3.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}, & z \leq Z_0 (\text{低层}), \end{cases} \quad (7)$$

$$C_T(z) = \begin{cases} 1.5 \text{ K}, & z > Z_0 (\text{高层}), \\ 1.0 \text{ K}, & z \leq Z_0 (\text{低层}). \end{cases} \quad (8)$$

由于比湿 q 的误差不仅与大气中水汽含量有关, 还与温度的垂直分布特征有关, 两者的关系又是非线性的。人们对相对湿度 r 的误差分布了解略多一些。本文的比湿 q 扰动方案是通过温度 T 计算相对湿度 r 的扰动量, 然后再计算比湿的扰动量。

根据 ECMWF 的分析, 相对湿度的误差 δ_r 与温度存在一定的相关, 两者的回归方程如下:

$$\delta_r(z) = \begin{cases} 0.54 - 0.0015T(z), & 240 \text{ K} < T < 320 \text{ K}, \\ 0.06, & T \geq 320 \text{ K}, \\ 0.18, & T \leq 240 \text{ K}, \end{cases} \quad (9)$$

其中, T 为温度。假设比湿的误差率等于相对湿度误差值, 则比湿的误差 δ_q 与相对湿度的误差关系式如下:

$$\delta_q = \delta_r q_s, \quad (10)$$

其中, q_s 是饱和比湿, 定义 $q_s = 0.622e/(p - 0.378e)$, e 是水汽压, p 是气压。为了简化计算过程, 以比湿

q 代替饱和比湿 q_s , 则(10)式化为

$$\delta_q = \delta_r q. \quad (11)$$

在高温高湿环境中, 湿物理过程对温度和湿度很敏感, 温度或比湿的微小变化都可以影响格点气柱内的可降水量多寡。为尽量减少格点气柱内降水量的虚假增加或减少, 对比湿的最大扰动振幅进行限幅处理, 当相对湿度大于某一个阈值时, 比湿的最大扰动振幅为常数, 在此方案中, 我们将相对湿度 r 的阈值设定为 90%, 则比湿的最大扰动振幅可表示为

$$C_q = \begin{cases} 0.001 q & r > 90\%, \\ \delta_q & r \leq 90\%. \end{cases} \quad (12)$$

可以看到, C_q 与 C_u 、 C_v 、 C_T 的最大差别是: C_q 不是分段函数, 当格点上的相对湿度 r 小于 90% 时, 扰动振幅随温度和相对湿度而变化, 大于 90% 时, 最大扰动振幅是相对湿度的一个线性函数。

2.3 计算模式变量 u 、 v 、 T 、 q 的初值扰动量

初值扰动量的计算方法是用归一化初值扰动模态乘以最大扰动振幅。设模式变量 u 、 v 、 T 、 q 的初值扰动量分别是 ϵ_u 、 ϵ_v 、 ϵ_T 、 ϵ_q , 则

$$\begin{cases} \epsilon_u = C_u(z)G_{t, \text{nor}}(x, y, z), \\ \epsilon_v = C_v(z)G_{t, \text{nor}}(x, y, z), \\ \epsilon_T = C_T(z)G_{t, \text{nor}}(x, y, z), \\ \epsilon_q = C_q(z)G_{t, \text{nor}}(x, y, z). \end{cases} \quad (13)$$

2.4 计算扰动初值

将未经扰动的控制预报初值 u_{con} 、 v_{con} 、 T_{con} 、 q_{con} 加上或减去(13)式计算的扰动量, 得到 u 、 v 、 T 、 q 的扰动初值 u_p 、 v_p 、 T_p 、 q_p :

$$\begin{cases} u_p = u_{\text{con}} \pm \epsilon_u, \\ v_p = v_{\text{con}} \pm \epsilon_v, \\ T_p = T_{\text{con}} \pm \epsilon_T, \\ q_p = q_{\text{con}} \pm \epsilon_q. \end{cases} \quad (14)$$

综上所述, 扰动初值的处理方法是加上或减去扰动量, 这样可能会使积分的初始能量与未扰动大气略有差异, 从误差的角度看, 这是允许的。由于本节的初值扰动方案是从不同物理参数化方案预报离差中产生的, 所以称之为异物理模态法。

3 应用试验模式、资料和检验方案简介

1998 年华南暴雨试验期间, 6 月 8 日夜间至 9 日白天, 广东省、广西省和福建省出现了一次强降水过程, 共有三个强降水中心, 最大降水中心位于

香港附近,雨量大于 400 mm,为历史罕见。另外两个强降水中心分别位于福建和广西,降水空间尺度显示这次降水过程具有很强的中尺度特征。分析 1998 年 6 月 8 日 20 时~6 月 9 日 20 时(北京时,下同)香港逐时降水量(图略),发现暴雨过程由 3 次强降水组成。第一次强降水发生在 9 日凌晨 4~9 时,5 个小时的总雨量达 163.4 mm。第二次强降水发生 9 日 11~14 时,3 小时总雨量达 113.2 mm。第三次强降水发生在 9 日 16~18 时,2 小时总雨量达 101.0 mm,且每次强降水都维持 2~5 h,降水的时间尺度也具有明显的中尺度特征。

试验模式采用 PSU/NCAR 的 MM5 中尺度模式,模式中心经纬度是(22.5°N, 114°E),投影坐标是兰勃脱投影,水平网格距 18 km,格点数为 145×154,垂直坐标采用 σ 坐标,定义 $\sigma = (p - p_t) / (p_s - p_t)$, p_t 是模式层顶的气压, p_s 是地面气压,从低层至高层, σ 取值为 1.00, 0.99, 0.98, 0.96, 0.93, 0.89, 0.85, 0.80, ..., 0.05, 0.00, 共 24 层。在公式(6)~(8)中, Z_0 取为 0.65(第 11 层 σ 值)。模拟区域覆盖华南地区(图略)。

控制预报模式的物理过程与国家气象中心业务化 MM5 模式相同,包括可分辨尺度降水采用 Dudhia 简单冰相方案,积云对流参数化方案采用 Grell 方案,边界层采用 MRF 高分辨率方案,辐射采用 Dudhia 长短波辐射与晴空、云、降水和地面相互作用的云辐射方案。客观分析采用修正的 cressman 香蕉型权重系数逐步订正方法,利用东亚地区常规地面资料和探空资料,对背景场(国家气象中心全球模

式 T106 L19 分析场)进行再分析,获得模式初值。模式初始积分时间是 1998 年 6 月 8 日 20 时。

分别用四个积云对流参数化积分(Anthes-Kuo 方案、Grell 方案、Kain-Fritsch 方案和 Betts-Miller 方案)替代 Grell 方案积分,模式其他物理过程和积分初值与控制预报完全相同,共获得四个模拟结果。根据前面介绍的方法,利用这四个模拟结果与控制预报 500 hPa 水汽通量散度离差,构造初值扰动结构和扰动幅度,并对扰动初值进行初始化处理,重新计算非静力模式的扰动气压 p_F 和垂直速度 w ,最终获得非静力模式的扰动初值。因为两个方案的预报离差将获得一个归一化初值扰动模态,与控制预报初值相加和相减可以产生两个扰动初值 P_1 和 P_2 ,所以 4 个积云对流参数化方案可得到 6 个归一化初值扰动模态和 12 个扰动初值,以 $P_1, P_2, P_3, \dots, P_{12}$ 代表 12 个扰动初值,再加上控制预报,共产生了 13 个集合成员(表略)。

4 异物理模态法扰动初值的结构

分析 6 个归一化初值扰动模态的水平结构(图略),可见 6 个归一化初值扰动模态的地理分布很不均匀,东部沿海、热带地区及青藏高原东部的部分地区的扰动量较大,其他地区的扰动量很小。在主要的扰动区内,最大扰动振幅呈正负相间的波列分布,水平结构和水平尺度类似于大气重力波模态。扰动量较大的地区,正是南风急流和比湿大值区,且处于西太平洋副热带高压西侧的暖湿空气输送带中。天气学经验表明,暴雨主要发生在与低空急流相伴的水汽输送带上。这表明由本文计算方案获得的归一化初值扰动量确实出现在对流敏感区域。

图 2 给出了第 1 个和第 2 个扰动成员以及控制预报的经向环流和假相当位温沿 114°E 的垂直剖面。18°N~28°N 正位于副高西侧高温高湿的西南急流区,图 2a 显示,这一地区的大气具有较高的假相当位温,由图 2b 可见,扰动场的垂直速度明显大于控制预报的垂直速度,前者出现了更强烈的中尺度环流运动。由于这一地区积云对流发展旺盛,而常规观测资料很难探测到中尺度的活动,所以此类中尺度运动在实际大气中可能是真实存在的,图 2b 和 c 的中尺度扰动是合理的。由于本文是用控制预报加上或减去扰动量获得扰动初值,所以图 2b 和 c 显示,在垂直运动较强烈的一些地区,如

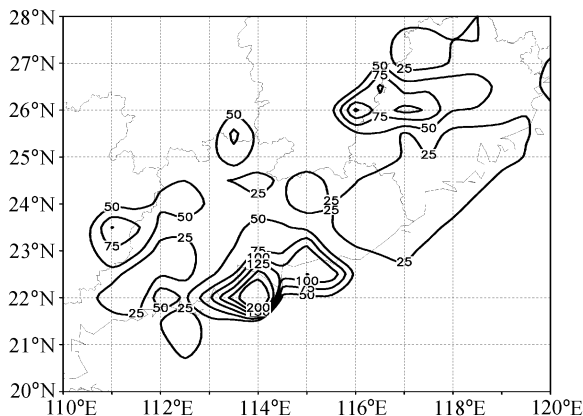


图 1 1998 年 6 月 8 日 20 时~9 日 20 时广东和福建省的 24 h 实况降水量图(单位: mm)

Fig. 1 24-h precipitation from 2000 Beijing Time (BT) 8 Jun 1998 to 2000 BT 9 Jun 1998 in Guangdong and Fujian Provinces

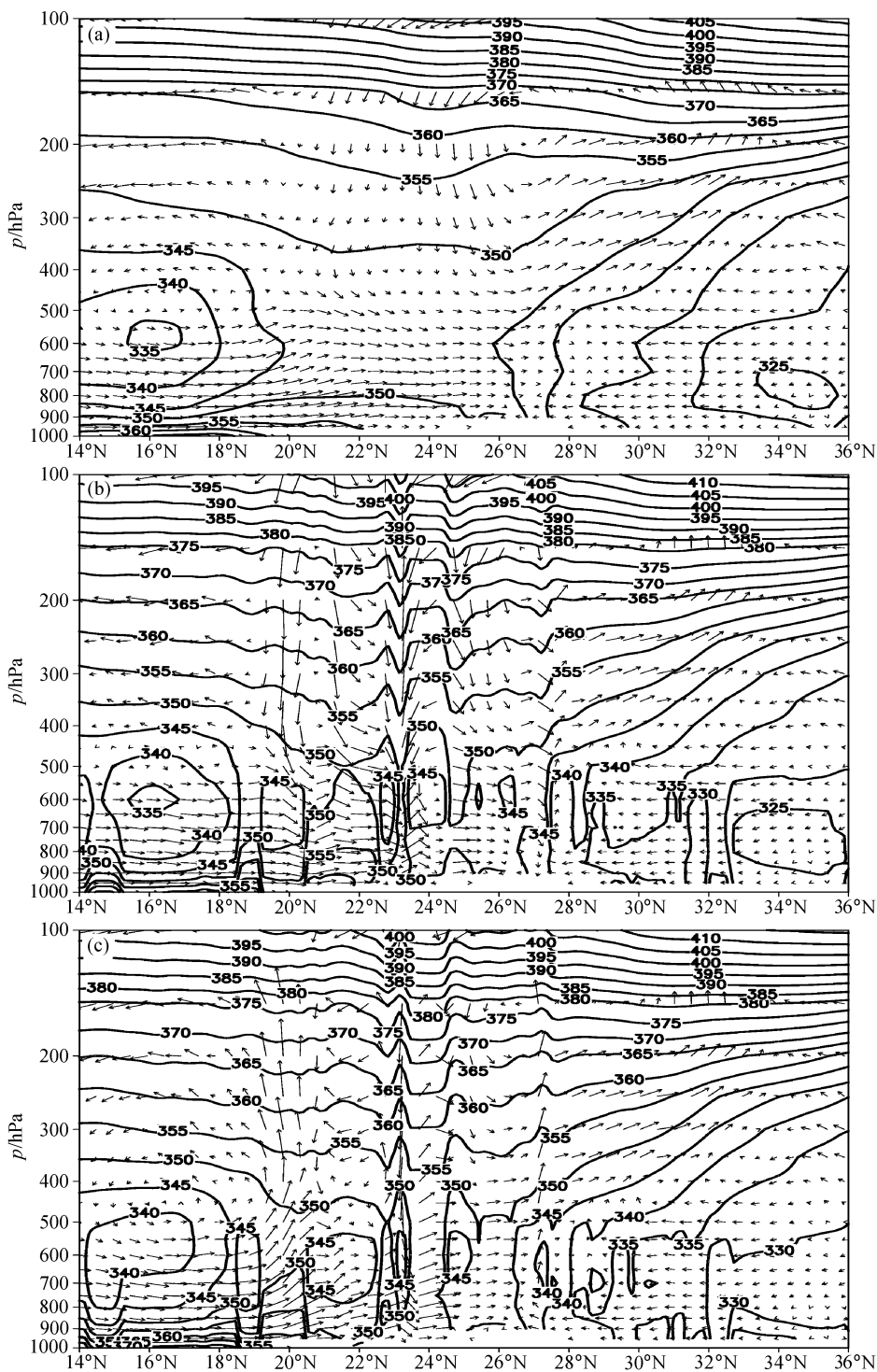


图2 初始时刻经向环流($v, w \times 50$)和假相当位温沿 $114^{\circ}E$ 的垂直剖面(单位: K): (a) 控制预报; (b) 第一个扰动成员; (c) 第二个扰动成员
Fig. 2 Cross section of meridional circulation ($v, w \times 50$) and pseudo-equivalent potential temperature of initial conditions along $114^{\circ}E$ (units: K): (a) control prediction; (b) the first ensemble member; (c) the second ensemble member

$20^{\circ}N$, 两个扰动场的垂直运动方向相反, 这也从一个侧面说明了本文设计方案可以反映中尺度运动的不确定性。图2还显示, 位温的结构也有一

些变化, 特别是在 $20^{\circ}N \sim 26^{\circ}N$, 控制预报位温分布比较均匀, 而扰动场位温分布更不均匀, 且具有中小尺度结构特征。以上说明, 在对流敏感区

域,本文的扰动方案获得了具有中尺度运动特征的扰动场。

其次,再看 18°N 以南和 28°N 以北区域的扰动场特征。在 18°N 以南,尽管低层假相当位温也很高,但从图 2a 可看出,该区域对应的是下沉气流区,且相对湿度比较小(图略),表明该区域不是对流敏感区。 28°N 以北的位温垂直结构显示该地区大气层结稳定,也不是对流敏感区。所以在 18°N 以南和 28°N 以北,归一化初值扰动量都很小。天气学经验表明,中国的强降水常发生在整层大气都很潮湿的区域,在西太平洋副高中心区域,尽管低层大气具有较强的位势不稳定层结,但是由于强大的下沉气流抑制了对流发生,即使扰动该地区的初值也很难激发出对流,所以由上述初值扰动方法在该地区产生的较小扰动量也是合理的。

其他扰动成员的归一化初值扰动模态的垂直环流特征与第 1、2 个扰动成员相似,所不同的是扰动的中尺度波动振幅和位相不同。综上可见,由本文所设计的初始扰动量主要出现在对流敏感区,且具有中尺度运动的结构特征。

5 异物理模态法初值扰动集合预报结果

图 3 是这 13 个成员 24 h 累积降水量的集合预报平均、大于 50 mm 降水量的概率预报和降水量离散度。从集合预报平均图上可以看到,华南沿海、两广交界处和福建省部分地区的降水量集合预报平均值一般都大于 50 mm,且在平均图上出现了大于 100 mm 的强降水,中心位置较控制预报偏北偏东,更接近于实况。大于 50 mm 降水的概率预报图(见图 3b)显示,广东和福建省暴雨概率一般都大于 0.5,在华南沿海、广东北部和福建南部,出现了 50 mm 降水量概率大于 0.7 以上的高中心,且特别引人注目,在本次暴雨中心的香港附近,大于 50 mm 降水量的概率值高达 0.9。而控制预报的 24 小时降水量预报不足 25 mm,没有预报出暴雨。而降水量集合平均图和大于 50 mm 的概率预报图都显示,这一地区发生暴雨的概率极高。由此可见,集合预报可以比单一的确定性预报提供更多的预报信息。尤其值得一提的是,在控制预报图上,福建省沿海地区有一片大于 100 mm 的强降水区域(图略),但集合预报平均、大于 50 mm 降水概率并没有支持控制预报的结

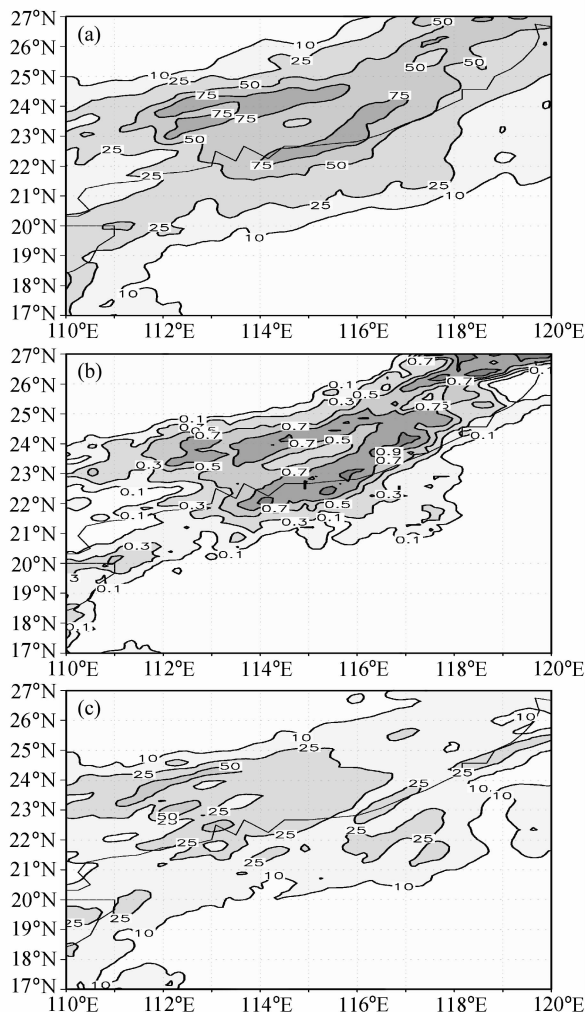


图 3 13 个成员的集合预报结果: (a) 24 h 累积降水量平均图(单位: mm); (b) 大于 50 mm 降水量的概率预报图; (c) 降水量离散度(单位: mm)

Fig. 3 Ensemble 24-h accumulated precipitation prediction of 13 members; (a) mean 24-h accumulated precipitation (units: mm); (b) probability of 24-h precipitation over 50 mm; (c) precipitation spread (root mean square, units: mm)

果,图 3 显示,该地区平均降水量仅有 25 mm 左右,大于 50 mm 降水概率低于 0.5,表明控制预报对这一区域强降水预报的可信度较低。与实况降水图对比可见,该地区并未出现大于 50 mm 的降水。综上所述,由集合预报平均、大于 50 mm 降水概率、降水最离散度所提供的集合预报信息可以给确定性的控制预报提供预报可信度,反映了由于模式初值误差引起的暴雨预报不确定性信息。

T_s 和 B_s 评分是业务预报中常用的降水量级预报检验的两个统计量。 T_s 评分是衡量某一量级的预

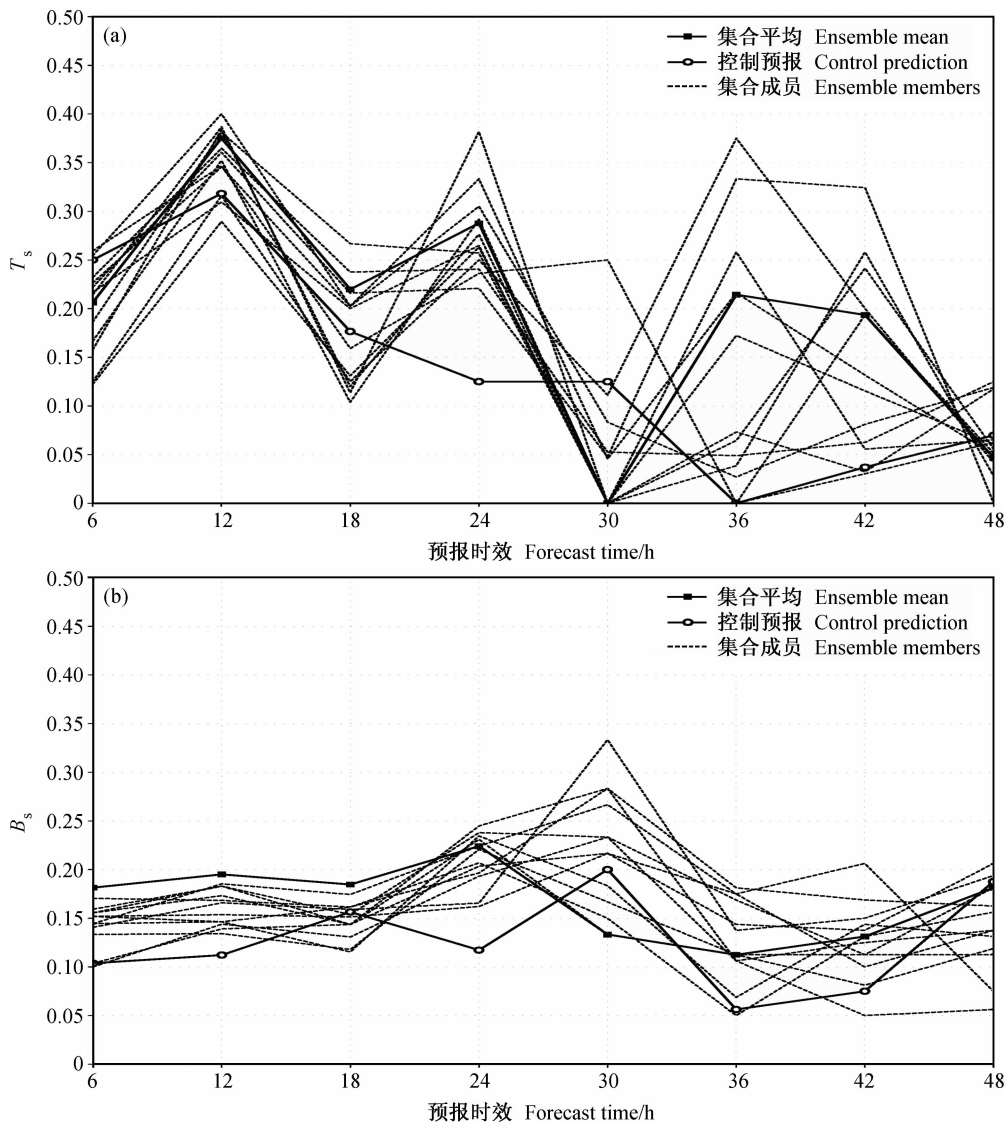


图4 13个集合成员6 h降水量预报大于10 mm的 T_s (a)和 B_s (b)评分

Fig. 4 The threat scores (a) and bias scores (b) of 6-h precipitation prediction over 10 mm of 13 members

报准确率的标准, 取值为0~1, 0表示对这一量级的预报无预报技巧, 1表示这一量级降水预报准确率达100%, 无空报和漏报。 B_s 评分是衡量某一量级的预报偏差的标准: 大于1表示空报率高于漏报率; 小于1表示漏报率高于空报率。 T_s 和 B_s 的定义如下:

$$T_s = \frac{N_a}{N_a + N_b + N_c}, \quad (15)$$

$$B_s = \frac{N_a + N_b}{N_a + N_c}, \quad (16)$$

式中, N_a 是预报正确的站数, N_b 是空报的站数, N_c 是漏报的站数。

T_s 和 B_s 评分计算方法是: 首先, 选取华南暴雨试验期146个加密观测站降水资料, 然后将降水预报值用双线性插值方法插值到观测站点上, 计算每6小时预报的1.0 mm, 10 mm和25 mm降水的 T_s 和 B_s 值。图4是13个集合成员大于10 mm降水的6 h预报 T_s 和 B_s 评分, 由图可见, 积分1~6小时, 集合预报平均的 T_s 评分值不是最好的, 位于中值附近。积分12小时以后, 集合预报平均的 T_s 评分优于大多数集合成员, 也优于控制预报。 B_s 值显示, 集合预报平均的 B_s 值大于绝大多数集合成员, 说明集合平均的降水量偏多。

6 小结与讨论

本文提出了一种由非绝热物理过程预报离差获得中尺度暴雨集合预报扰动初值的新方法——异物理模态法,设计了计算方案,分析和讨论了扰动初值结构特征及合理性,对一个华南暴雨个例的集合预报进行了集合预报模拟试验,以下是本文小结和相关问题讨论:

(1) 设计了异物理模态法的数学计算方案,具体步聚是:用不同对流参数化方案积分 12 h 的 500 hPa 水汽通量散度预报离差构造归一化初值扰动模态,根据大气变量观测误差分布特征,确定最大扰动振幅,计算模式纬向风、经向风、温度的扰动幅度;根据温度和相对湿度计算比湿的扰动振幅,再与控制预报的 u_{con} 、 v_{con} 、 T_{con} 、 q_{con} 分别相加和减,经初始化处理后,最终产生模式的扰动初值 u_p 、 v_p 、 T_p 、 q_p 。

(2) 异物理模态法产生的扰动初值水平分布不均匀,具有中尺度特征,水平结构类似于大气重力波模态。扰动初值主要出现在西太平洋副热带高压西侧与西南急流相伴的暖湿空气输送带中,表明通过异物理模态法可以寻找出大气对流运动的敏感区域。

(3) 异物理模态法的降水集合预报结果表明,不同的扰动初值可以激发出不同的对流活动,集合成员的强降水中心位置和强度预报有明显差异。24 h 累积降水的集合平均、大于 50 mm 降水概率和离散度结果表明,通过扰动初值而扰动了中尺度环流,反映了模式初值误差引起的暴雨预报不确定性信息。

(4) 在设计扰动方案时有两个问题还值得进一步探讨和研究。第一个问题是归一化模态扰动结构与所选择的物理量很有关系,物理量的差异对归一化模态扰动结构的影响是什么?对集合预报的影响是什么等问题还需要进一步研究。第二个问题是误差分布特征对集合预报初值扰动幅度有较大的影响,决定了误差的振幅,本文利用观测误差确定最大扰动振幅,而观测误差与分析误差之间还是有区别的,因此,对如何构造更加准确的误差分布,误差分布对集合预报的影响是什么等一系列问题也需要进行更多的研究。

参考文献 (References)

- [1] Epstein E S. Stochastic dynamic prediction. *Tellus*, 1969, **21**: 739~759
- [2] Leith, C S. Theoretical skill of Monte Carlo forecasts. *Mon. Wea. Rev.*, 1974, **102**: 409~418
- [3] 袁重光, 赵彦, 李旭, 等. 气候预测中的集合方法初探. *大气科学*, 2000, **24**(2): 207~214
Yuan Chongguang, Zhao Yan, Li Xu, et al. A note on ensemble methods for climate prediction. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2000, **24**(2): 207~214
- [4] Tracton M S, Kalany E. Operational ensemble prediction at the National Meteorological Center: Practical Aspects. *Weather and Forecasting*, 1993, **8**: 379~398.
- [5] Buizza R, Palmer T N. The singular-vector structure of the atmospheric general circulation. *J. Atmos. Sci.*, 1995, **52**: 1434~1456
- [6] Molteni F, Buizza R, Palmer T N, et al. The ECMWF ensemble prediction system: Methodology and validation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1996, **122**: 73~119
- [7] Houdekamer P L, Lefaire L, Derome J, et al. A system simulation approach to ensemble prediction. *Mon. Wea. Rev.*, 1996, **124**: 1225~1242
- [8] 李泽椿, 陈德辉. 国家气象中心集合数值预报业务系统的发展及应用. *应用气象学报*, 2002, **13**(1): 1~15
Li Zechun, Chen Dehui. The development and application of the operational ensemble prediction system at National Meteorological Center. *Journal of Applied Meteorological Science* (in Chinese), 2002, **13**(1): 1~15
- [9] Zhu Y J, Toth Z, Wobus R, et al. The economic value of ensemble-based weather forecasts. *Bulletin of American Meteorological Society*, 2002, **83**: 73~83
- [10] Toth Z, Talagrand O, Candille G, et al. Probability and ensemble forecasts. *Forecast Verification: A Practitioner's Guide in Atmospheric Science*. Jolliffe I T and Stephenson D B, Eds. Wiley, 2003. 137~163
- [11] Zhu Yuejian. Probabilistic forecasts and evaluations based on a global ensemble prediction system. *Observations, Theory, and Modeling of Atmospheric and Oceanic Variability*, 2004. 277~287
- [12] Toth Z, Kalany Y. Ensemble forecasting at NMC: The generation of perturbations. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1993, **74**: 2317~2330
- [13] Mu Mu, Wang Jiacheng. Nonlinear fastest growing perturbation and the first kind of predictability. *Science in China (Series D)*, 2001, **44**(12): 1128~1139.
- [14] Buizza R, Houdekamer P L, Toth Z, et al. Assessment of the status of global ensemble prediction (To be submitted to *Mon. Wea. Rev.*)

- [15] Buizza R, Barkmeijer J, Palmer T N, et al. Current status and future developments of the ECMWF ensemble prediction system. *Meteor. Appl.*, 2000, **7**: 163~175
- [16] 杨学胜, 陈德辉, 冷亭波, 等. 时间滞后与奇异向量初值生成方法的比较试验. *应用气象学报*, 2002, **13** (1): 62~66
Yang Xuesheng, Chen Dehui, Leng Tingbo, et al. The comparison experiments of SV and LAF initial perturbation techniques used at the NMC ensemble prediction system. *Journal of Applied Meteorological Science* (in Chinese), 2002, **13** (1): 62~66
- [17] Du J, Mullen S L, Sanders F. Short-range ensemble forecasting of quantitative precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, 1997, **125**: 2427~2459
- [18] Sindic R G, Toth Z, Lalnay E. Storm scale ensemble experiments with ARPS model preliminary results. Preprints, 12th Conference on Numerical Weather Prediction, Phoenix, Arizona, Amer. Meteor. Soc. 1998. 279~280
- [19] Du Jun, Tracton M S. Implementation of a real-time short-range ensemble forecasting system at NCEP: an update. Preprints, 9th Conference on Mesoscale Processes, Ft. Lauderdale, Florida, Amer. Meteor. Soc., 2001, 355~356.
- [20] 杜钧. 集合预报的现状和前景. *应用气象学报*, 2002, **13** (1): 16~28
Du Jun. Present situation and prospects of ensemble numerical prediction. *Journal of Applied Meteorological Science* (in Chinese), 2002, **13**(1): 16~28
- [21] 陈静, 陈德辉, 颜宏. 集合数值预报发展与研究进展. *应用气象学报*, 2002, **13**(4): 497~507
Chen Jing, Chen Dehui, Yan hong. A brief review on the development of ensemble prediction system. *Journal of Applied Meteorological Science* (in Chinese), 2002, **13**(4): 497~507
- [22] Xu Mei, Stensrud D J, Bao J W, et al. Applications of the adjoint technique to short-range ensemble forecasting of mesoscale convective systems. *Mon. Wea. Rev.*, 2001, **129**: 1395~1418
- [23] Stensrud D J, Bao J W, Warner T T. Using initial condition and model physics perturbation in short-range ensemble simulations of mesoscale convective systems. *Mon. Wea. Rev.*, 2000, **128**: 2077~2107
- [24] 陈静, 薛纪善, 颜宏. 华南中尺度暴雨数值预报的不确定性与集合预报试验. *气象学报*, 2003, **61**(4): 432~446
Chen Jing, Xue Jishan, Yan hong. The uncertainty of mesoscale numerical prediction of South China heavy rain and the ensemble simulations. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2003, **61**(4): 432~446
- [25] 陈静. 中尺度暴雨短期集合预报研究. 中国气象科学研究院博士学位论文, 2003
Chen Jing. The study of short-range ensemble mesoscale heavy rainfall prediction. Ph.D. dissertation (in Chinese), Chinese Academy of Meteorological Science. 2003
- [26] 陈静, 薛纪善, 颜宏. 物理过程参数化方案对中尺度暴雨数值模拟影响的研究. *气象学报*, 2003, **61**(2): 203~218
Chen Jing, Xue Jishan, Yan Hong. The impact of physics parameterization schemes on mesoscale heavy rainfall simulation. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2003, **61**(2): 203~218
- [27] Hoecker W H. Three southerly low-level jet streams delineated by the Weather Bureau special papal network of 1961. *Mon. Wea. Rev.*, 1963, **91**: 573~582