

朱本璐, 林万涛, 张云. 2009. 初始扰动对一次华南暴雨预报的影响的研究 [J]. 大气科学, 33 (6): 1333–1347. Zhu Benlu, Lin Wantao, Zhang Yun. 2009. Impacts of initial perturbations on prediction of a heavy rain in South China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (6): 1333–1347.

初始扰动对一次华南暴雨预报的影响的研究

朱本璐¹ 林万涛¹ 张云²

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, 北京 100029

2 解放军理工大学气象学院, 南京 211101

摘 要 本文选取了 2006 年华南前汛期的一次暴雨过程, 采用 AREMv2.3 中尺度数值模式进行数值模拟, 分别在模式初始场的物理量场(温度场、风场、湿度场)上加扰动, 分析不同物理量场上的扰动对降水预报的影响, 以及物理量预报误差和扰动能量的增长情况。同时, 通过本个例讨论误差增长与湿对流的关系, 扰动振幅对误差增长的影响和华南区域的中尺度降水的可预报性问题。数值试验结果表明: 初始时刻不同物理量场加实际振幅的正态分布的随机扰动时, 对降水的影响是不同的。对于 24 小时降水预报, 温度场对降水的影响最大。误差的增长与湿对流不稳定有着密切的关系。小尺度小振幅误差增长很快, 而且是非线性增长。这意味着短期的较小尺度降水的可预报性很小。与大振幅扰动相比, 小振幅扰动造成的误差较小。但是小振幅扰动的迅速发展, 很快就会对降水预报造成较大的影响。因此, 只能有限地提高预报质量, 而且由于扰动非线性增长很快, 在预报时间的提前上, 不会有太大的改善。

关键词 初始扰动 误差增长 扰动能量 湿对流 可预报性

文章编号 1006-9895 (2009) 06-1333-15

中图分类号 P426

文献标识码 A

Impacts of Initial Perturbations on Prediction of a Heavy Rain in South China

ZHU Benlu¹, LIN Wantao¹, and ZHANG Yun²

1 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 Institute of Meteorology, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101

Abstract A rainstorm process in South China during the pre-rainy season of 2006 has been selected in this article. AREMv2.3 mesoscale numerical model is used to simulate the process through adding perturbations to the initial fields of physical variables (temperature, humidity, and wind). The authors analyze the impacts of perturbations of different physical variable fields on the precipitation forecast, the error growth of physical variables, and the perturbation energy growth. And the authors also discuss the relationship between the error growth and moist convection, and the impact of perturbations of different amplitudes on the error growth, and the predictability of the mesoscale precipitation in South China. The numerical simulation results show that: the impacts on precipitation are different when adding the perturbations of the actual amplitude normal distribution at initial time to different physical variable fields. For 24-hour precipitation forecast, the temperature perturbation has the greatest impact on precipitation. Error growth and moist convective instability are closely related. The small-scale and small-amplitude initial errors increase rapidly, furthermore in the form of nonlinear growth. This means that there is less predictability in short-

收稿日期 2008-09-01, 2009-02-12 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展计划项目 2004CB418304

作者简介 朱本璐, 女, 1983 年出生, 硕士, 研究方向: 中尺度气象的数值模拟和预报。E-mail: zhubenlu@mail.iap.ac.cn

term smaller-scale precipitation forecast. Compared with the larger-amplitude perturbations, smaller-amplitude perturbations can cause smaller error. But smaller-amplitude perturbations develop rapidly and will soon make a great impact on the precipitation forecast. Therefore, it can only improve the prediction quality limitedly, and because the perturbations are in quick nonlinear growth, there will not be much improvement that can be done to bring forward the prediction time.

Key words initial perturbation, error growth, perturbation energy, moist convection, predictability

1 引言

数值预报的效果受到两方面的限制,一方面是 Lorenz (1969) 提出的预报对象本身存在一定可预报性的限制,另一方面是受到数值模式和初始资料的限制。

Lorenz (1969) 首先研究了数值模式的可预报性,他猜测,限制对流尺度的初始误差场,将首先表现出迅速增长的现象,而这种增长很快变得缓慢,大约在一天之后,出现两天的加倍时间,扩展到整个范围的初始误差场,将根本不出现迅速的加倍。Zhang et al. (2002, 2003, 2006) 利用数值模拟的方法研究了美国东海岸的暴雪、得克萨斯州的极端暖季降水事件,证实了中尺度降水预报的局限性。Bei et al. (2007) 研究了中国梅雨锋上的中尺度强降水,数值模拟的结果得到:大尺度大振幅初始扰动比小尺度小振幅初始扰动导致更大的预报误差。改变大尺度大振幅初始扰动能较好地改善预报结果,但小尺度小振幅的扰动增长很快,对 24 小时预报同样有重要影响。李志锦等 (1996) 还对实际预报可预报性的时空依赖性进行了分析。

数值模式的效果还受到数值模式和初始资料的限制。近年来,数值模式已经有了飞跃式的发展,因而人们开始越来越关注初始条件对预报结果的影响。陈明行等 (1989) 通过数值试验方法得出:初始误差的大小直接影响以后的误差增长,初始误差的尺度越小,误差增长的速度越快。随着分辨率的提高,不可避免地带入了更小尺度的误差,这些误差本身增长较快,并通过非线性作用,促使整个系统的误差增长。对于高分辨率模式需要更精确的初始场,特别是通过物理或数学的方法,消除小尺度的误差。

目前,国内对于暴雨的研究很多集中于中小尺度的结构特征上(贝耐芳等, 2002a; 孙建华等, 2004; 李鲲鹏等, 2005; 孙晶等, 2007; 王婷等,

2008),关于初始扰动对暴雨预报影响的研究较少。张进等 (2008) 讨论了初始扰动的结构、形态分布及其与环境场的不同配置对具有深对流的飑线生命史存在的重要影响。贝耐芳等 (2002b) 模拟了长江流域的“98.7”暴雨,发现模式初值质量的好坏对模拟结果的影响是至关重要的,采用包含特性层资料的初值,对模拟结果有较大改善。徐长阔等 (2007) 通过 2003 年汛期淮河流域降水集合预报试验证实了加初始扰动的预报结果优于不加扰动的对照试验结果。而对于可预报性的研究大多还是理论上的,通过数值模拟的方法研究可预报性,特别是中尺度暴雨的可预报性的还相对较少。而且暴雨具有地域性的特点,不同地区的暴雨发生发展机制也不完全一样。对于经常导致洪涝灾害的华南暴雨,它的可预报性如何是值得研究的问题。

因而,本文利用 AREM 模式,采用数值模拟的方法,选取了华南的一次暴雨过程,研究初始场中不同物理量加扰动对暴雨预报的影响。前人的研究一般是所有变量均加扰动,而本文是分别加不同物理量场的扰动,比较它们各自的影响。不同物理量场的扰动对于降水预报的影响大小是不同的。根据这方面的研究可以在今后的观测中,加强某个变量的目标观测,或者在不同物理量场加扰动产生集合预报成员的初值场时,根据不同物理量的影响大小不同采取不同的权重,从而得到更好的预报结果。同时,本文还通过小振幅初始扰动的扰动能量发展情况初步讨论华南区域的中尺度降水的可预报性问题。

2 天气背景

2006 年 5 月 29 日至 6 月 8 日,江南、华南、西南地区东部等地出现持续强降雨,降雨量一般有 40~90 mm。其中,湖南东部、江西大部、浙江沿海和南部、福建大部、广东大部、广西北部 and 贵州的部分地区降雨量有 100~200 mm,浙江南部、福建

大部、江西东部的局部地区、广东中部和沿海、广西北部的局部地区的降雨量达 220~400 mm。福建政和、屏南的降雨量较大，均超过 540 mm。浙江、福建、江西、广东、广西、贵州等地遭受不同程度的暴雨洪涝等灾害。6 月 3 日以来，福建省普降大到暴雨，局部特大暴雨，以福建建瓯 445 mm 为最大。6 月 3~7 日，强降雨连续 5 天持续在闽江上游建溪和富屯河流域，暴雨中心为南平和宁德地区，累积降雨量 300~450 mm。6 月 5 日 00 时~6 日 00 时（国际协调时，下同）24 小时雨量，南平和宁德两市有 12 个县、市 24 小时雨量超过 100 mm，以政和县 206.5 mm 为最大。6 月 7 日 00 时到 8 日 00 时，福建省共有 20 个县（市）的降雨量超过 50 mm，而位于闽西南的长汀、清流两县同期降雨量分别达到 123 mm、131 mm。

2.1 降水实况图

6 月 6 日到 8 日的降水，从实况图上（图 1）可以很明显地看出雨带是逐步南压的。6 日东西向的雨带在（25°N~30°N，105°E~125°E）范围内，雨带西侧与一条西北-东南向雨带相连。可以看到东

西向雨带大部分地区降水量在 25 mm 以上，几个 β 中尺度的降水中心在雨带上分布：贵州南部有两个降水中心，一个降水量在 50 mm 以上，一个在 100 mm 以上；福建北部两个降水中心降水量均在 100 mm 以上；南侧广东省内还有两个降水中心，降水量稍小一些，一个 25 mm 以上，一个 50 mm 以上。7 日，降水带南移。110°E~125°E 范围内雨带仍为东西走向，105°E~110°E 范围内已经变为东北-西南走向。西侧的西北-东南向雨带与北部的降水区断开，降水量也大大减少。广西北部、贵州南部、湖南省内各有一个降水量在 50 mm 以上的降水中心。福建省内只剩下西北的一个 100 mm 以上的降水中心，福建全省区域内出现降水。到 8 日，整个雨带转为东北-西南走向，广东、广西境内雨量大大增加。福建省降水中心主要位于中西部，降水量在 50 mm 以上。6~7 日降水最大值中心主要在福建省，因而本文重点关注福建省 6~8 日的降水过程，并对此过程进行了数值模拟试验。

2.2 形势场的实况图

2006 年 6 月 5 日 12 时，500 hPa 高度场在

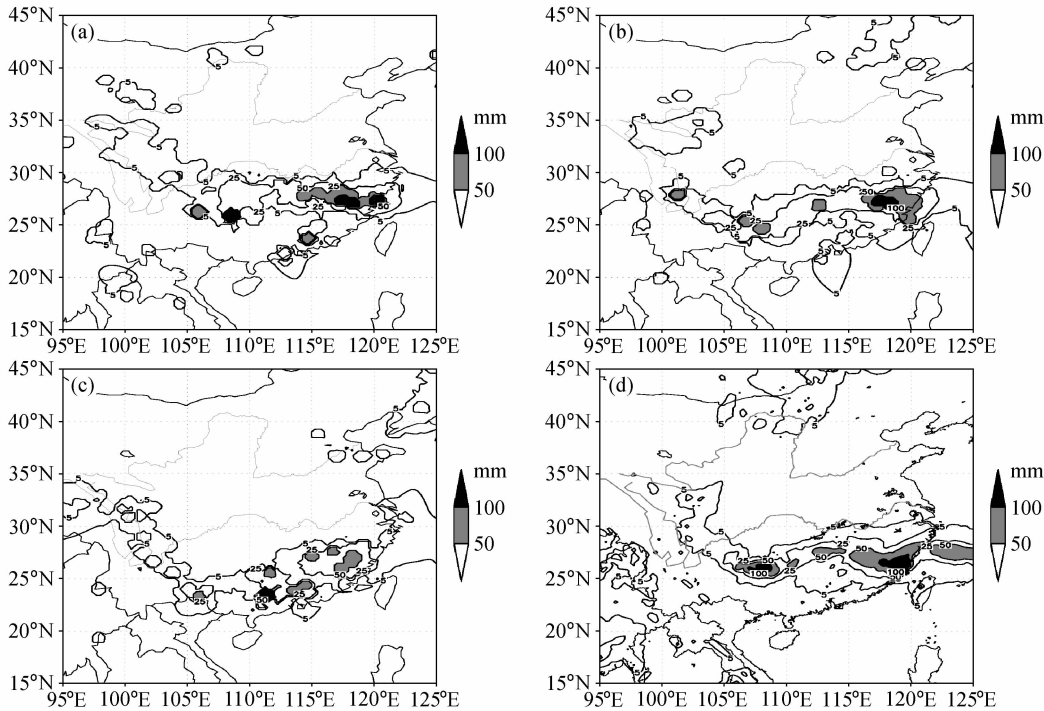


图 1 2006 年 6 月实况 (a~c) 和 AREM 模拟 (d) 的 24 小时累积降水图 (单位: mm): (a) 5 日 00 时~6 日 00 时; (b) 6 日 00 时~7 日 00 时; (c) 7 日 00 时~8 日 00 时; (d) 5 日 00 时~6 日 00 时

Fig. 1 The 24-h accumulated precipitation (mm) for Jun 2006 from (a~c) observation and (d) AREM simulation: (a) 0000 UTC 5 Jun to 0000 UTC 6 Jun; (b) 0000 UTC 6 Jun to 0000 UTC 7 Jun; (c) 0000 UTC 7 Jun to 0000 UTC 8 Jun; (d) 0000 UTC 5 Jun to 0000 UTC 6 Jun

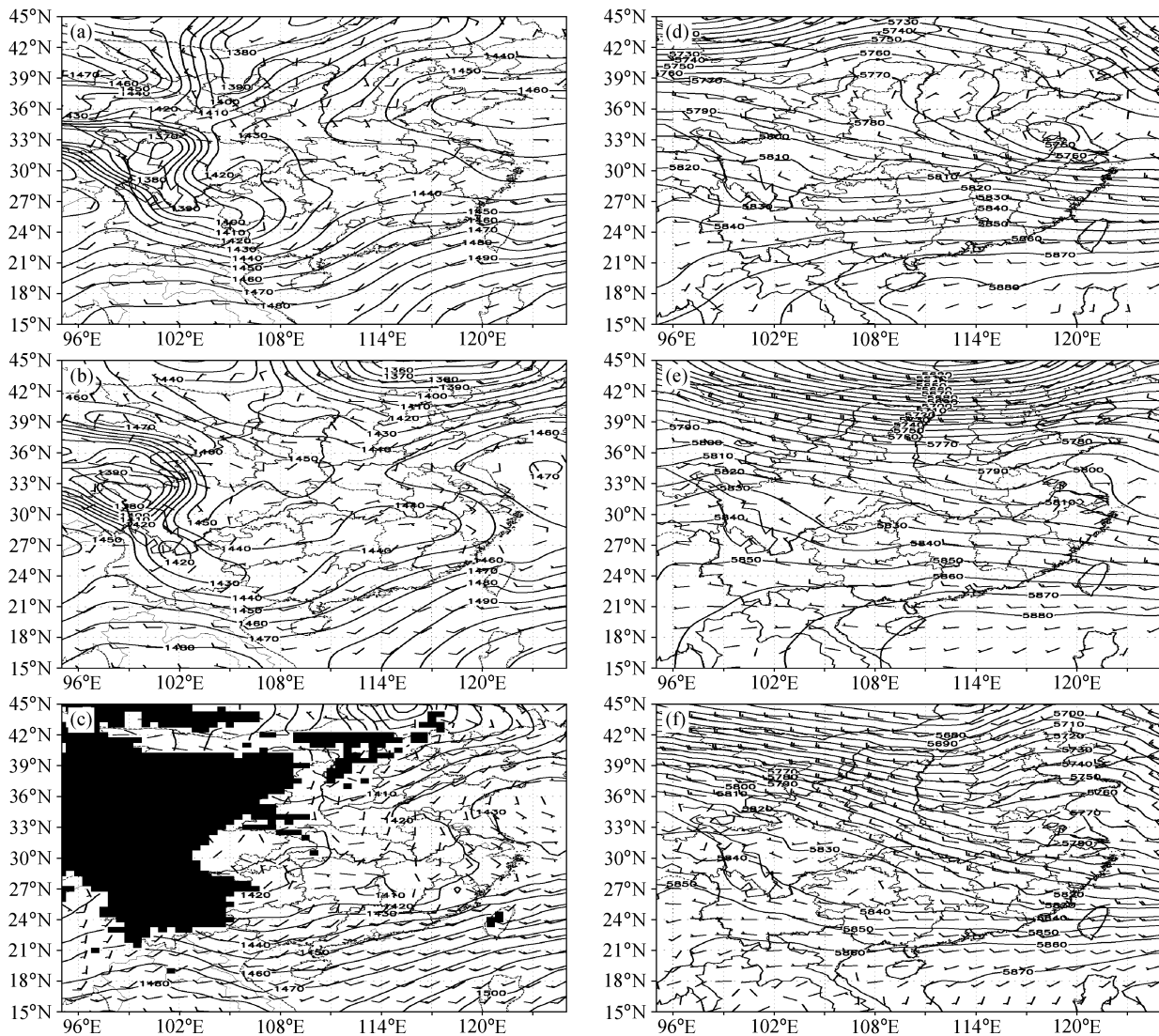


图2 2006年6月(a~c) 850 hPa和(d~f) 500 hPa水平风场(单位: m/s)和位势高度场(单位: gpm): (a、d) 5日12时实况; (b、e) 6日12时实况; (c、f) 6日12时AREM模拟

Fig. 2 Horizontal winds (m/s) and geopotential heights (gpm) at (a, b, c) 850 hPa and (d, e, f) 500 hPa; Observations at (a, d) 1200 UTC 5 Jun and (b, e) 1200 UTC 6 Jun; (c, f) AREM simulation at 1200 UTC 6 Jun

36°N 以北地区有高压脊存在, 脊线呈东北-西南走向, 位于 105°E 左右, 脊前冷空气向南方输送, 风速较大。24 小时后, 高压脊向东南方向移动, 脊线位于 120°E 左右, 且减弱。(图 2d、e)。850 hPa, 28°N 有明显的东西向切变线。黄海东海区域有海上高压存在。24 小时后, 海上高压向东南移动, 切变线依旧存在维持, 东段位置变化较小, 西段南压转为东北-西南走向。切变线南侧有明显的西南向气流。(图 2a、b)。可以看出, 本次暴雨过程中, 有西南低空急流输送的暖湿空气, 海上高压西侧的东南暖湿气流与北方高空脊前下来的冷空气在华南交

汇, 大形势比较稳定, 使切变线得以维持。又有高低空急流造成的不稳定, 低空急流带上大风核的传播, 激发切变线上的中尺度对流系统发展。中尺度对流系统形成的中尺度雨团, 对应着降水中心。总的来说, 此次降水过程是大尺度和中尺度系统共同作用的结果。

3 模式描述和试验设计

本次数值试验采用 AREM 模式。

(1) AREM 模式是中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学国家重点实验室针对中

表 1 不同初始扰动敏感性试验设计
Table 1 Design of sensitive experiments for different initial perturbations

试验名称	试验目的	简单描述
试验一	不同物理量场的扰动敏感性试验	温度场加正态分布 (0, 1) 扰动；风场加正态分布 (0, 4) 扰动；湿度场加正态分布 (0, 5) 扰动
试验二	扰动振幅大小的敏感性试验	振幅分别取试验一扰动振幅的 1/10、1/100
试验三	理想的小尺度小振幅扰动敏感性试验	314 km 以下小尺度加温度场正态分布 (0, 0.01) 扰动

国暴雨数值预报建立的一个能考虑陡峭地形的有限区域 η 坐标的数值预报模式。本次降水预报对比分析采用的模式分辨率为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ ，有 81×81 格点，模式预报范围为 ($10^{\circ}\text{N} \sim 50^{\circ}\text{N}$, $90^{\circ}\text{E} \sim 130^{\circ}\text{E}$)，垂直分层 32 层，模式层顶达 10 hPa；初始条件：利用 NCEP $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 资料，网格尺度降水过程 CLD_BIAM；行星边界层物理过程采用非局地边界层方案 PBL_CCM3；地表通量参数化采用 FLX_BIAM 方案；地表辐射参数化采用 RAD_REMO 方案；采用 Betts 对流调整。无时变边界，采用模式固定地形资料。积分 72 小时。

(2) 模拟时间：2006 年 6 月 5 日 12 时到 2006 年 6 月 8 日 12 时。

(3) 由于计算机资源的限制，本文采用的分辨率比较粗。另一方面，很多研究也证实存在这样一个现象：分辨率增加到一定程度后，模拟效果不一定更好。这可能与模式的分辨率和参数化过程等是否匹配较好有关。10 km 以下的分辨率很容易出现“虚假对流”现象。AREM 模式采用 E 网格，所以这里的分辨率相当于 37 km。从降水模拟与实况的比较来看，模拟结果还是可以用于本文研究的。

(4) 表 1 是本文中涉及的不同初始扰动敏感性试验的设计方案。试验一是比较实际振幅的初始扰动对降水的影响及误差的增长情况。通过 Zhang et al. (2003, 2006) 的工作得知，扰动的发展与湿对流可能有比较密切的联系，试验一中将进行相关讨论。由于目前的观测水平和分析资料的水平还有很大的空间去进步，如果未来资料误差减小到很小，甚至只有小尺度小振幅误差时，扰动对误差的影响如何，是否会如 Lorenz (1969) 曾经猜测的那样，扰动会很快增长到对降水造成很大影响的程度？试验二和试验三通过与试验一对比来研究降水对这种较小误差的敏感性，同时初步讨论下中小尺度的可预报性问题。

4 模拟与实况的对比

从图 2 可以看出，模式模拟的形势场基本正确。500 hPa 的高压脊、AREM 模拟的位置、脊线走向都与实况一致。850 hPa 的切变线，模拟的位置大约在 26°N 左右，比实况略微偏南。海上高压模拟得比较好。西南气流比实况稍大一些。与实况相比，模拟的雨带 (图 1d) (注：因为实况图是采用站点资料，时间是从 00 时开始的 24 小时累积降水量，所以此处为了通过对比来说明模式结果的可信度，也是采用 5 日 00 时的初始资料模拟了 24 小时的结果。而后面的试验均是从 5 日 12 时开始模拟的) 东西向走向比较一致，但降水范围较大，位于 $23^{\circ}\text{N} \sim 30^{\circ}\text{N}$ 范围内，南部的降水偏多。这可能与模拟的西南气流较强有关。降水量在 25 mm 以上的区域位置偏东，使得贵州、湖南降水偏少，贵州南部的两个小降水中心没有模拟出。福建北部的两个 100 mm 降水中心模拟比较准确，只是位置略微偏南，范围稍大。广东北部的降水偏多，而且实况中的两个中尺度降水中心也没有模拟出。

从形势场和降水场的模拟可以看到，模式通常对形势场的模拟比较准确，但是对降水场的模拟却偏差较大。对于东西雨带位置模拟比较准确，但是降雨量、中尺度的降水中心模拟效果较差。这也是现在大多数模式普遍存在的带有共性的问题。而且近些年的研究也表明，虽然现在数值模式有了很大的发展，准确率与以前相比大大提高，但是中尺度降水的预报仍是一个非常困难的问题。即使模式的分辨率、参数化方案等改善很多，这种较小尺度的降水预报进步却较小。是模式本身和初始条件还有待改进，还是这种较小尺度的降水本身可预报性就较小，这是一个需要深入思考和研究的问题。

5 实际振幅初始扰动敏感性试验

初始条件的不确定性来自于很多方面，而初始

资料的精度和准确性占了很大的比重。通常认为业务分析中心的资料是比较准确的,一般数值模式模拟也都是采用 NCEP、T213 等分析资料。但是不同分析中心的资料之间也存在着一些差异,有的甚至是比较大的差异。站点资料和分析中心的资料同样也存在着差异。这些差异是现在模式预报中实际存在的误差。

首先,需要确定实际的数值预报中各个物理量的误差振幅是多少。本文采取站点资料和 NCEP 再分析资料在初始时刻的各层均方差为参考,来选取误差振幅。这两种资料的差值可以看作与实际资料产生的初值误差在量级大小方面相当。陈静等(2005)在介绍异物理模态法产生初值扰动区域和扰动振幅的数学处理过程时,是根据 ECMWF 的实际大气观测误差和 Hoecker 分析的美国中部观测误差采取的最大扰动振幅。董佩明等(2006)在分析区域初始分析误差对梅雨锋中尺度低压数值预报的影响时,参考的是 NCEP 和 T106 再分析资料的差。他们得到的扰动振幅的大小与我们得到的结果非常相近:温度场:1 K,风场:4 m/s,相对湿度场:5%。

试验一是在温度场、风场、湿度场分别加正态分布(0, 1)、(0, 4)、(0, 5)的扰动,目的在于看

采用接近实际的初始误差、不同物理量误差对降水预报的影响。对照试验(CNTL)是不加任何扰动的模拟,这里假定模式的模拟结果是准确的,它与加扰动后的试验进行对比。

5.1 扰动对降水的影响

从图3中模式模拟的24小时累积降水(华南区域)可以看出,与对照试验(图3a)相比,扰动试验模拟的降水带的位置基本一致,降水中心的分布和降水量的大小有不同的差异。温度场加扰动后(图3b),福建和江西省25 mm以上降水范围扩大,广东北部地区的降水量偏大,而福建省100 mm以上的暴雨中心范围较小。风场加扰动后(图3c),广东北部、湖南的部分区域降水减少。福建省降水中心的范围稍小。湿度场加扰动后(图3d),广东北部地区的降水量偏大。福建省降水中心的范围稍大。相比较而言,温度场扰动造成的24小时累积降水差异最大。

下面,采取 ETS (Equitable Threat Score) 评分指标来衡量模式加扰动后降水预报的差异的具体情况。ETS 的计算公式如下:

$$ETS = \frac{Z_{\eta}H_{\eta} - F_{\eta}M_{\eta}}{(F_{\eta} + M_{\eta})N + (Z_{\eta}H_{\eta} - F_{\eta}M_{\eta})},$$

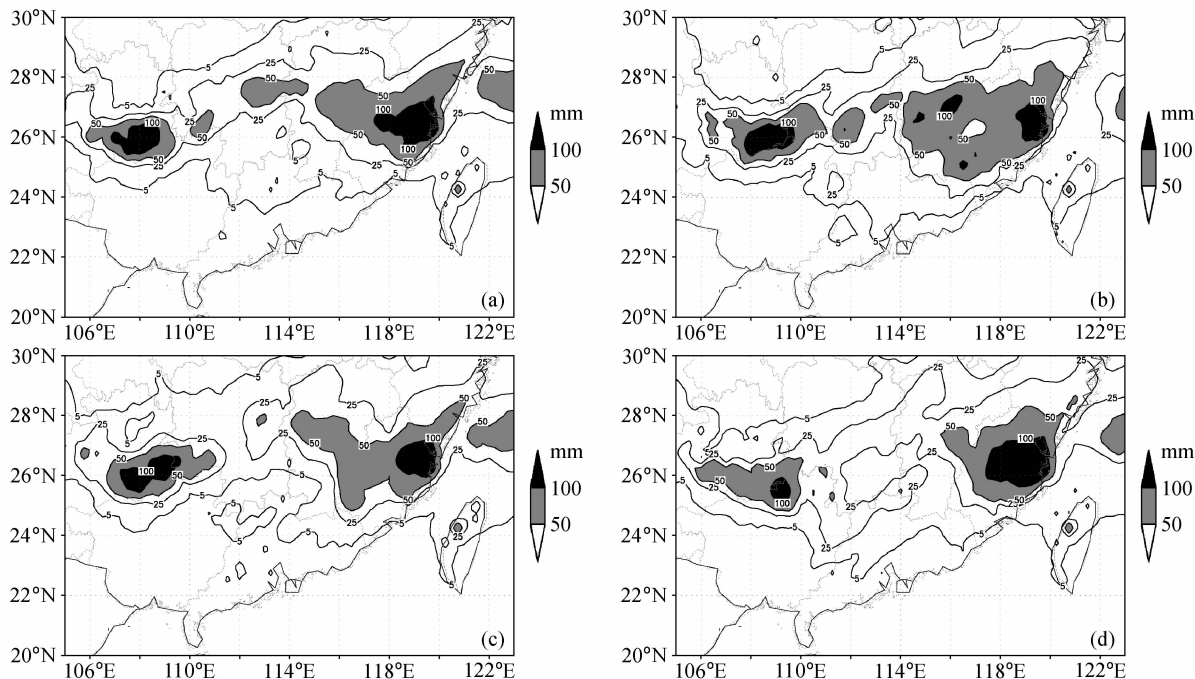


图3 模拟的2006年6月5日12时~6日12时24小时累积降水图(单位:mm):(a)对照试验;(b)温度场加扰动;(c)风场加扰动;(d)湿度场加扰动

Fig. 3 The simulated 24-h accumulated precipitation (mm) from 1200 UTC 5 Jun to 1200 UTC 6 Jun 2006: (a) Control expt (CNTL); (b) temperature perturbation expt; (c) wind perturbation expt; (d) humidity perturbation expt

其中, η 表示选取的雨量临界值, 晴雨预报取 0.1 mm, 小雨以上取 2 mm, 中雨以上取 10 mm, 大雨以上取 25 mm, 暴雨以上取 50 mm。 H_η 表示预测雨量和实测雨量均大于雨量临界值的格点个数; M_η 表示预测雨量小于而实测雨量大于雨量临界值的格点个数; F_η 表示预测雨量大于而实测雨量小于雨量临界值的格点个数; Z_η 表示预测雨量和实测雨量均小于雨量临界值的格点个数; $N = H_\eta + M_\eta + F_\eta + Z_\eta$ 表示以上四类格点个数之和。

ETS 评分是综合降水量和落区的评分。AR-EM 模式的评分结果 (表 2): 暴雨、大雨以上预报得分: 温度场加扰动得分最低, 其次是湿度场、风场。中雨、小雨、晴雨预报得分: 温度场加扰动得分最低, 其次是风场, 湿度场。华南区域的评分情况与整个模拟区域的一致。总的说来, 降水对于温度场加扰动最敏感。其次是风场, 湿度场。大雨以上的预报, 湿度场加扰动的影响大于风场加扰动的情况。

Tao et al. (1981) 详细研究了中国大暴雨的分布特征, 并总结出中国持续大暴雨发生的三个基本条件: (1) 大形势稳定: 提供维持中尺度上升运动的背景; (2) 水汽的输送和辐合: 持久性的暴雨要求天气尺度系统有源源不断的水汽输送, 以补充暴雨发生所造成气柱内的水汽损耗。(3) 对流不稳定能量的释放和再生, 要求在暴雨区有位势不稳定层结不断重建的机制, 就暴雨过程来说, 低空暖湿空气的流入是很重要的。在天气尺度低空急流的左前方, 一方面引起暴雨区水汽的输送和辐合, 同时也促进对流不断再生。从上面的试验结果看到, AREM 模式模拟的 24 小时降水对于温度场加扰动最敏感。根据上述中国持续性大暴雨的基本条件来初步讨论其中的原因。温度场扰动会改变大气中特

别是锋面附近的温度梯度, 改变不稳定条件, 进一步影响到对流不稳定能量的释放, 但是, 从对大尺度天气形势的模拟结果看, 这部分的影响较小。实际上, 在初始时刻温度场加扰动后, 经过一系列的调整, 风场, 特别是湿度场很快就会随之产生一定的初始扰动。这点可以从图 4 的初始时刻的值看出 (相关系数的计算公式及意义将在后文说明)。相关系数越小, 表明偏离对照试验的程度越大, 如图 4d 中温度扰动引起的初始湿度相关系数已达到 0.995。温度场扰动会改变大气的饱和度, 即容纳水汽的能力; 风场扰动会改变辐散辐合, 影响到中尺度的垂直对流; 湿度场扰动会改变水汽含量, 这些产生的综合结果就是影响到较小尺度系统的发生发展, 然后对降水产生影响。暴雨的发生发展是水汽输送和辐合、对流不稳定能量释放和再生的综合作用, 也就是说需要温湿风场都满足一定的条件。从图 4 中可以看到, 风场或者湿度场加扰动后, 与温度场加扰动相比, 24 小时内对其他物理量场的影响较小。而温度场加扰动后, 能很快地引起其他物理量场 (风场和湿度场) 的扰动发展, 因而最终的结果就是 24 小时降水对于温度场的扰动更加敏感。

5.2 扰动对物理量误差增长的影响

图 5 是 AREM 模式模拟的 500 hPa 温度场、风场、降水场差异图 (0、24 小时), 试验结果表明: 24 小时后, 降水差异大的区域主要集中在降水大值区。温度场加扰动后初始时刻温度最大差异值为 1.2 K, 扰动结构的尺度为 $2^\circ \sim 3^\circ$, 有的甚至更大。在整个华南区域上都分布着这种扰动。24 小时之后, 可以明显看到, 小尺度扰动结构的迅速发展。以福建省为例, 初始时刻只有两个扰动结构, 一个最大差值是 -0.3 K, 尺度在两个经纬度左右, 另一个最大差值 0.6 K, 尺度为 1° 。24 小时后, 福建省内分布了 5~6 个尺度为 1° 的扰动结构, 有的尺度甚至更小, 最大差异值也增加到 2.1 K。这些扰动结构主要集中在降水差异大的地区 ($24^\circ\text{N} \sim 28^\circ\text{N}$), 而无降水差异的地区, 原来存在的扰动差异大大减小甚至消失。风场、湿度场加扰动后, 也存在类似的情形。这说明在对流发展旺盛的区域, 扰动误差的增长很快, 而此区域外, 可能由于耗散等作用, 误差减小甚至消失。说明误差的增长与湿对流不稳定有着密切的关系。这与 Zhang et al.

表 2 AREM 模式加扰动后的整个模拟区域 ETS 评分
Table 2 ETS of the whole simulation area after adding perturbations to the AREM model

	温度场加扰动	风场加扰动	湿度场加扰动
≥ 50 mm	0.4276505	0.5977408	0.5302953
≥ 25 mm	0.5133501	0.6679037	0.6330572
≥ 10 mm	0.6426585	0.742736	0.7550114
≥ 2 mm	0.7722286	0.784838	0.8374252
≥ 0.1 mm	0.7854605	0.8044088	0.876242

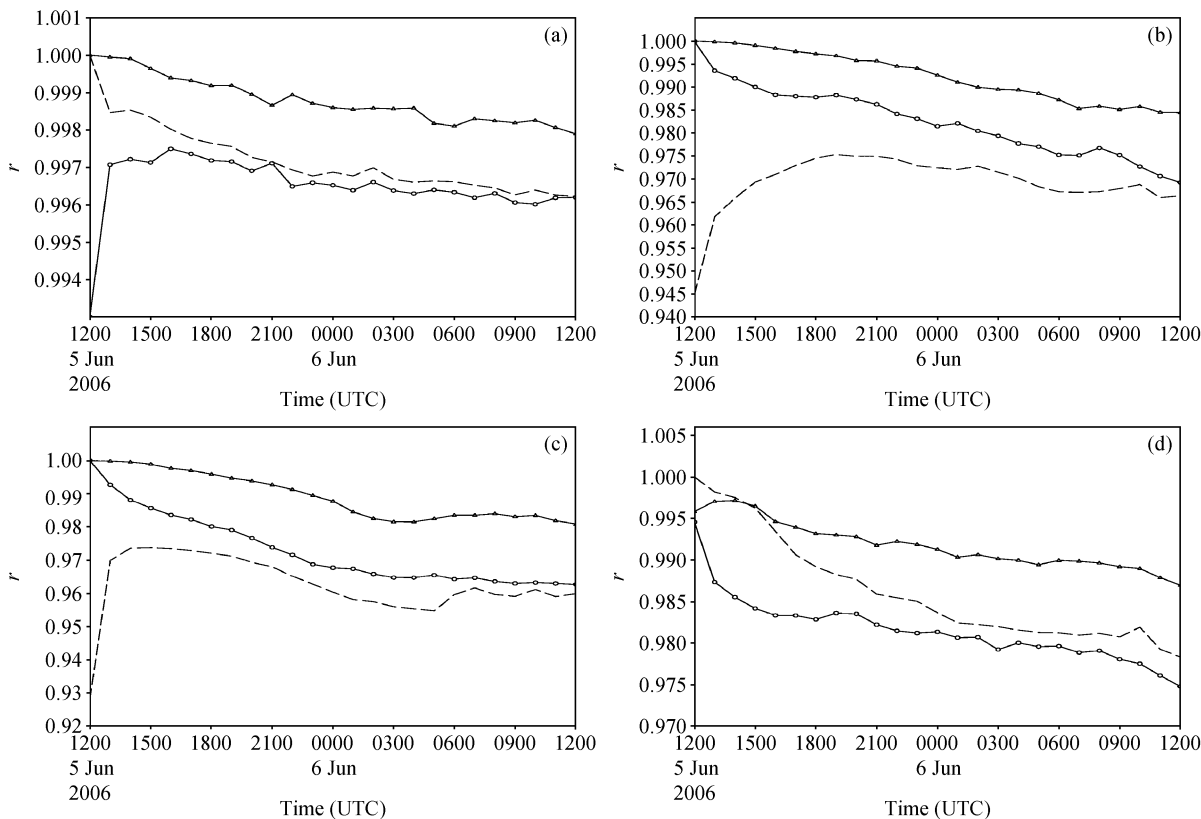


图 4 AREM 模拟的加扰动后 500 hPa (a) 温度、(b) 风场 U 、(c) 风场 V 、(d) 湿度的相关系数变化。空心圆：温度场加扰动；虚线：风场加扰动；三角：湿度场加扰动

Fig. 4 The variations of correlation coefficients of (a) temperature, (b) wind U , (c) wind V , and (d) humidity at 500 hPa after adding perturbations to AREM model. Open circle line: temperature perturbation; dashed line: wind perturbation; triangle line: humidity perturbation

(2006) 的结果是一致的。

但是有一点需要注意的是：风场扰动差异始终在整个华南区域存在，在降水差异大值区内差值更大一些，而不像温度场差异那样只存在于降水差异大值区。这是因为模式加扰动后，初始调整使得全区域出现了风场差异，且随时间增长，这种增长可能与大尺度的斜压不稳定机制有关，而降水区的小尺度的风场差异增长是与湿对流有关的，后者增长更快。陈忠明（2007）在研究暴雨激发和维持的正、斜压强迫机制的理论时指出，斜压热动力耦合作用在暴雨维持发展过程中对低层气流辐合的维持和增长起主要激发作用。Zhang et al.（2007）在研究湿斜压波的中尺度可预报性时，指出误差的大尺度（平衡）部分在模拟 12 小时后随着背景斜压不稳定机制增长。本文的风场误差增长是否也是如此，需要今后做更多这方面的研究，而且也需要更多的个例证实这种差异现象的普遍性。

从图 5 的结果看到风场、温度场误差增长比较

显著。二者的变化必将对应着动能、内能的变化。下面用 DTE（domain-integrated difference total energy）（Zhang et al., 2003）的变化来表征这种扰动能量的变化，其定义如下：

$$DTE = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^N (U_i^2 + V_i^2 + \kappa T_i^2),$$

其中， U 、 V 为两个试验不同风速分量的差值（单位：m/s）， T 为两个试验不同温度的差值（单位：K）， $\kappa = c_p / T_r$ ， $T_r = 287$ K。DTE（单位：m²/s²）反映扰动能量的增长情况。

图 6a 给出了 DTE 随时间演变：开始阶段，DTE 增长很快，随后减慢。风场加扰动后的初始 DTE 就相对较大，量级为 10⁵，湿度场加扰动后的初始 DTE 最小，量级为 10³。分别加扰动后，DTE 均呈增长趋势。湿度场的增长很快。72 小时后，三者的 DTE 差别已较小。风场扰动造成的 DTE 最大，其次是温度场、湿度场。从 DTE 能谱图（图 6）中可以看到：初始时刻的 DTE 峰值在 200 km

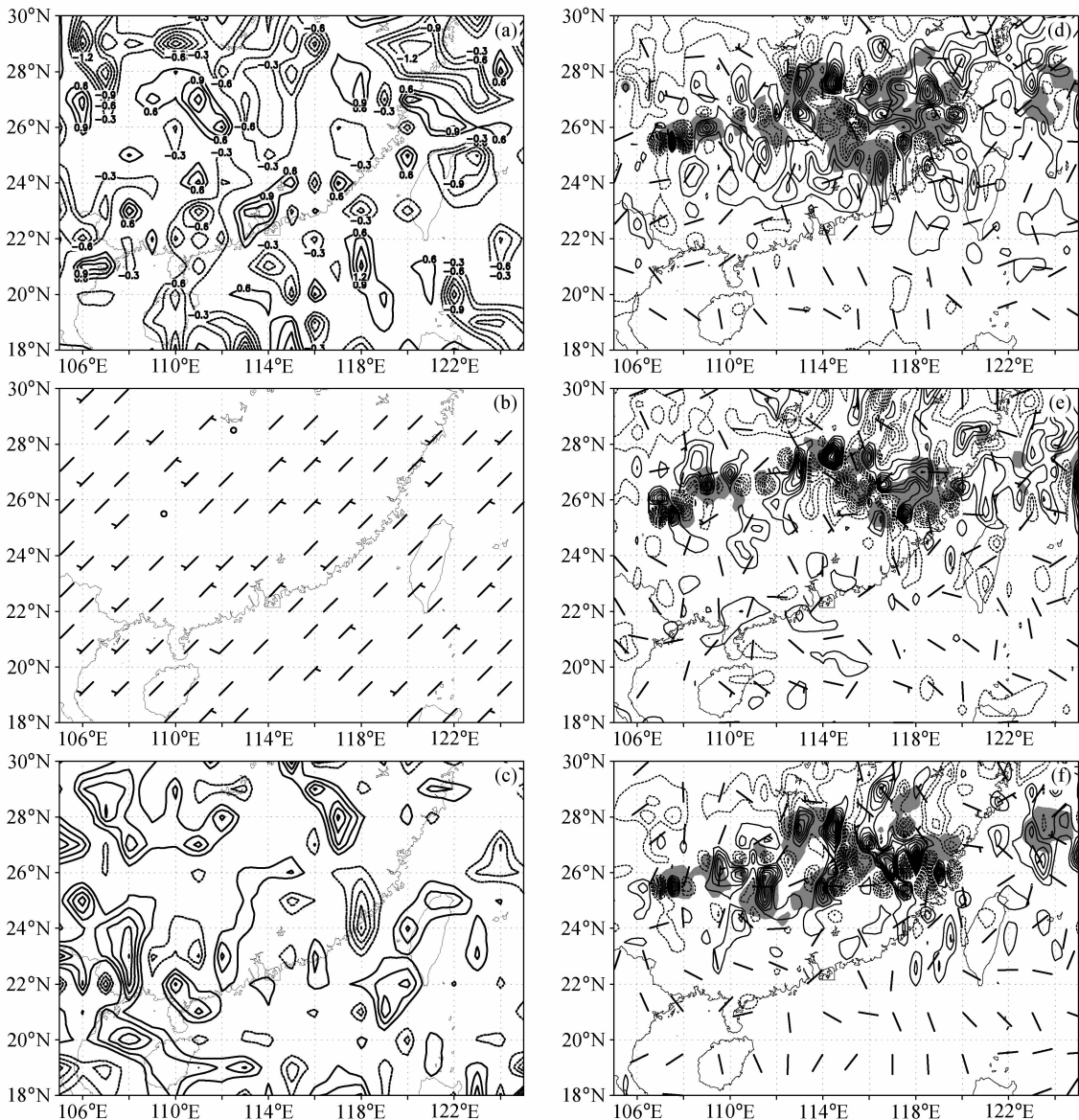


图 5 (a~c) AREM 模式加扰动后 500 hPa 初始 (a) 温度场 (单位: K)、(b) 风场、(c) 湿度场差异图; (d~f) AREM 模式加图 (a~c) 中扰动 24 小时后 500 hPa 温度场、风场、降水场差异图, 阴影: 3 小时累积降水差异 (>5 mm), 等值线: 温度场差异 (绝对值>0.3 K)
Fig. 5 (a~c) The 500-hPa (a) temperature, (b) wind, and (c) humidity differences at initial time after adding perturbation to AREM model. (d~f) The 500-hPa temperature, wind, and precipitation differences after 24 hours of adding perturbation to AREM model: (d) Temperature perturbation in (a); (e) wind perturbation in (b); (f) humidity perturbation in (c). In (d~f), shaded area: 3-h accumulated precipitation difference (>5 mm); contour line: temperature difference (absolute value >0.3 K)

左右,说明这种加扰动的方式使得初始误差主要集中在 β 中尺度。各个尺度均随着时间在增长,小尺度部分在开始几小时增长尤其迅速,之后各尺度的增长越来越慢。波峰向大尺度方向移动,说明扰动误差向大尺度方向传播。

董佩明等(2006)分析了区域初始分析误差对梅雨锋中尺度低压数值模拟误差的影响。误差分析

表明,温度场、湿度场和风场在中尺度低压位置附近都出现了系统性的偏差大值区,但是风场的预报误差最为明显。另外,董佩明等(2006)还指出,以往的研究表明:风场,尤其是对流层中低层的风场,在梅雨锋中尺度低压及其暴雨的发生发展中有着重要作用。那么,本个例在不同的高度层上,物理量的误差是怎样增长的?

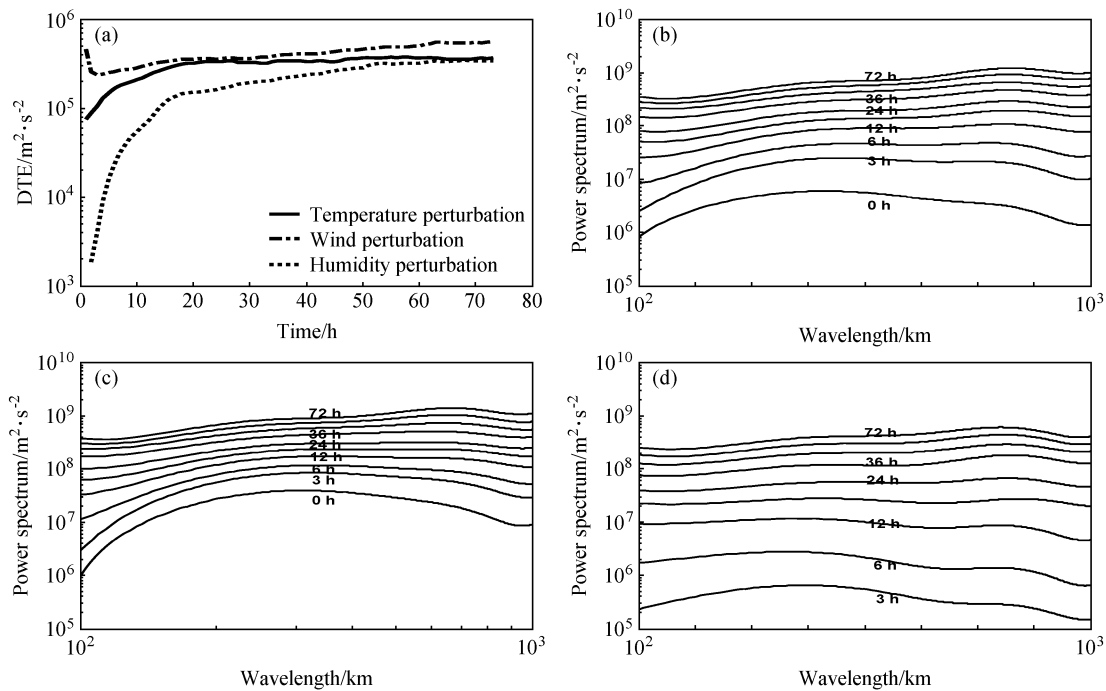


图 6 DTE 随时间的演变 (a) 及其能量谱 (b~d) 图: (b) 温度场扰动; (c) 风场扰动; (d) 湿度场扰动
Fig. 6 The time evolutions of (a) the domain-integrated difference total energy (DTE) between CNTL and perturbation experiments and (b-d) the power spectra of DTE: (b) Temperature perturbation, (c) wind perturbation, (d) humidity perturbation

为了对扰动引起不同物理量的误差增长情况进行量的比较, 这里引入相关系数 r (无量纲量):

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^2 \sum_{i=1}^N (Y_i - \bar{Y})^2}},$$

X_i 和 Y_i 分别为扰动试验和对照试验相应物理量在某一格点上的值, N 为网格点数。

相关系数 r 可以反映扰动试验中某一物理量偏离对照试验的程度, 相关系数越小说明该物理量偏离对照试验的程度越大, 即误差增长越大, 扰动对该物理量的作用也就越大。

从图 7 可以看出: 每一层的变化有其相似性, 温度场误差在低层增长较明显, 湿度场误差在高层较明显, 风场误差在整层都较大。对每一层而言, 风场加扰动, 物理量随时间的误差增长最大, 温度场其次, 湿度场最小。总的来说, 风场扰动的作用对于误差增长最明显, 风场误差增长也是最明显。

开始 24 小时温度场扰动的作用对于误差增长最明显, 后来风场扰动的作用逐渐超过温度场扰动对于误差增长的作用。前面分析对降水的影响温度场扰动最大, 只是针对前 24 小时来说的, 之后不

同扰动对降水的影响大小如何还需要今后做进一步分析。而相对于温度场误差而言, 风场误差的大小对 DTE 的影响更大一些。从图 7 中可以看出, 模式模拟的风场误差增长最明显, 因而表现的 DTE (图 6) 也就最大。

6 小振幅理想化扰动试验

6.1 试验二 小振幅扰动试验

试验一采用的是实际振幅的扰动。试验二减小了振幅, 研究误差增长对不同振幅的敏感性。为了方便, 下文将试验一称作 A1, 扰动振幅是试验一的 1/10、1/100 的试验分别称作 A10 和 A100。

500 hPa 温度场风场降水场初始时刻和模拟 24 小时后的差异 (图略), 与前面试验结论类似。在对流发展旺盛的区域, 误差的增长快。大振幅与小振幅扰动相比, 造成的误差更大。但是可以很明显地看到, 小振幅的扰动, 误差增长得非常迅速。而且 24 小时就可造成 20 mm 多的降水误差。与试验一相比, 降水误差没有太大的改善。说明小振幅扰动的迅速发展, 很快就会对降水预报造成较大的影响。

丁瑞强等 (2007) 利用原始的误差发展方程来

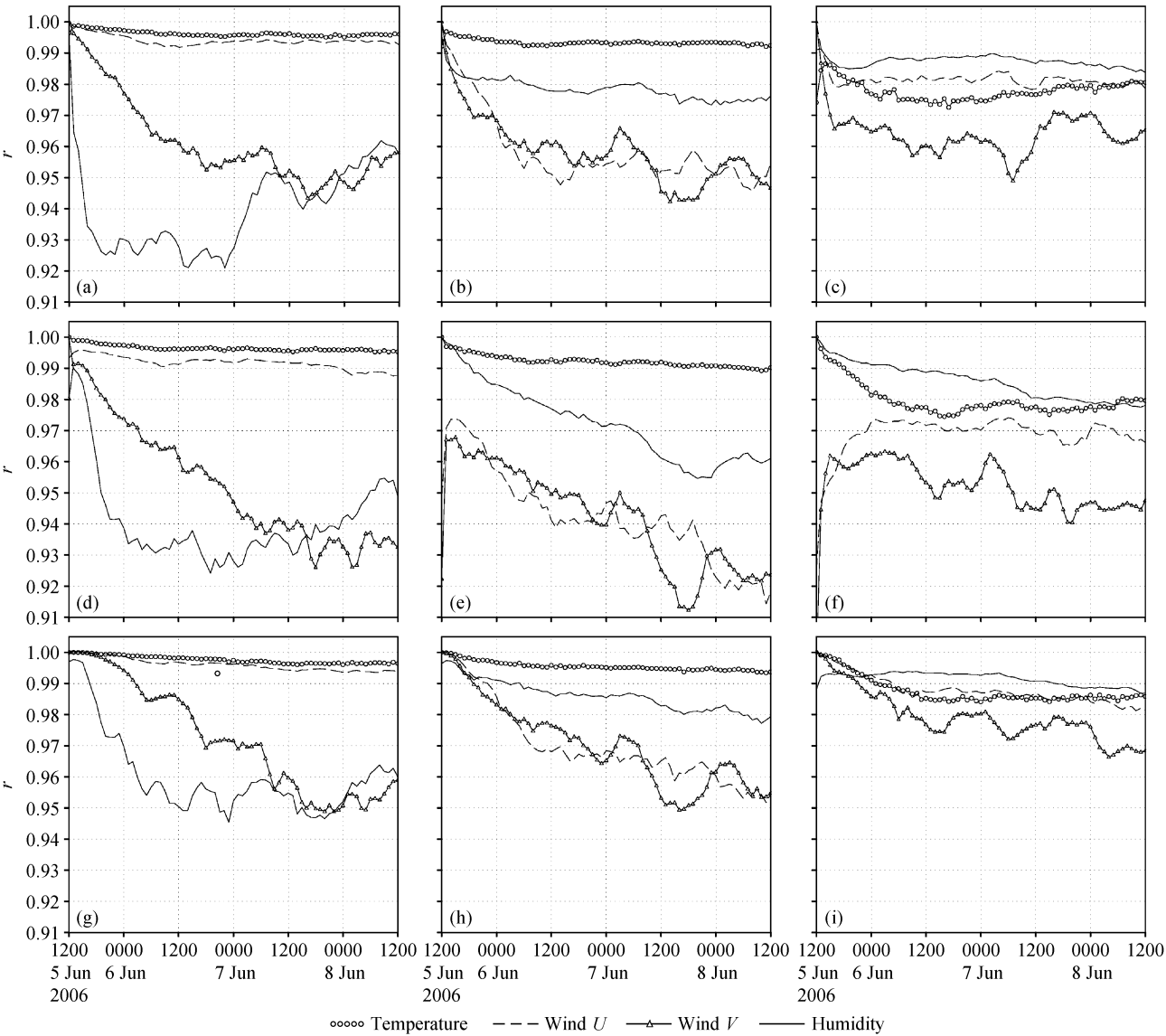


图 7 AREM 模拟的 (a~c) 温度场、(d~f) 风场、(g~i) 湿度场加扰动后各物理量的相关系数变化图：(a、d、g) 300 hPa；(b、e、h) 600 hPa；(c、f、i) 850 hPa

Fig. 7 The variations of correlation coefficients of physical variables after adding (a~c) temperature perturbation, (d~f) wind perturbation, and (g~i) humidity perturbation to AREM model: (a, d, g) 300 hPa; (b, e, h) 600 hPa; (c, f, i) 850 hPa

研究初始误差的发展，理论上阐述了误差的非线性增长。图 8 将不同振幅扰动得到的 DTE 进行了比较。可以很明显地看出：小振幅的扰动 DTE 较小，较大振幅扰动的 DTE 较大。随时间的增加，差异逐渐减小。但是这种差异不成倍数关系，说明 DTE 的增长是非线性的。小振幅的 DTE 增长较快。这里以温度场加扰动的情况为例来进一步说明：DTE 达到 10^5 ，A1 试验需要 3 小时，A10 试验需要 23 小时，A100 试验需要 36 小时。从 A1 到 A10 试验，减小 10 倍振幅，能缩短 20 小时的时间，

而从 A10 到 A100 试验，减小 10 倍振幅，只能缩短 13 小时的时间，说明随着振幅继续减小，改善的效果越来越小。非线性误差的快速增长限制了预报效果的改善。这也说明虽然目前观测资料质量和同化技术还有很大的空间去进步，但是改进到一定程度后，再提高预报质量将会非常困难。

6.2 试验三 小尺度小振幅扰动试验

试验三作为小尺度小振幅的扰动试验是在 314 km 以下的尺度加温度场正态分布 (0, 0.01) 扰动。在下面的叙述中，与之对应的 A100 试验中

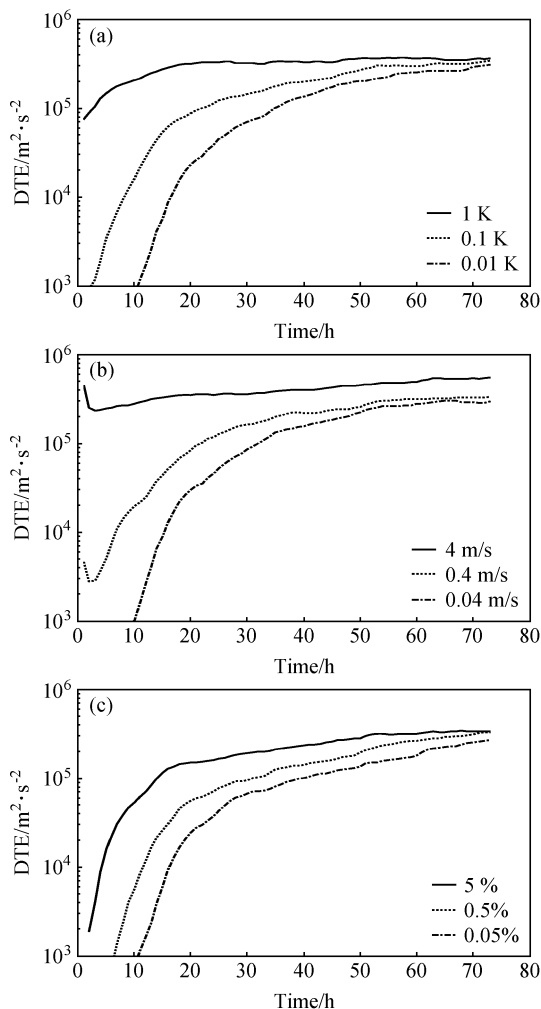


图 8 AREM 模拟的不同振幅扰动的 DTE 时间演变: (a) 温度场加扰动; (b) 风场加扰动; (c) 湿度场加扰动

Fig. 8 The time evolutions of simulated DTE after adding perturbations of various amplitudes to AREM model: (a) Temperature perturbation; (b) wind perturbation; (c) humidity perturbation

表 3 加小尺度小振幅扰动后的华南区域 ETS 评分
Table 3 ETS of South China after adding small-scale and small-amplitude perturbations

	ETS 评分		
	模拟 24 小时	模拟 48 小时	模拟 72 小时
≥50 mm	0. 895448	0. 845846	0. 842985
≥25 mm	0. 897843	0. 886843	0. 835652
≥10 mm	0. 94609	0. 886445	0. 879663
≥2 mm	0. 975163	0. 952504	0. 907814
≥0. 1 mm	0. 982638	0. 94417	0. 884138

各个尺度都加 (0, 0.01) 正态分布温度场扰动的试验,称之为多尺度小振幅试验。而试验一中 (0, 1) 正态分布温度场扰动的试验,称为大振幅试验。

从图 9 的 500 hPa 温度场、风场、降水场差异图可以看出,误差增长仍然集中在对流发展强的区域。小尺度小振幅的误差增长很快,振幅、尺度、范围均在增长。同时,也很明显地看到,小尺度小振幅误差对降水产生的影响比大振幅扰动的影响小得多。但最大降水差异值仍然达到了 16 mm 以上。因而,小尺度小振幅扰动的影响也是不能忽视的。

从模拟的 DTE 时间演变图 (图 9c) 可以看到小尺度小振幅扰动的 DTE 增长较快,72 小时后 DTE 值达到了 10^5 的量级。增长速率和多尺度小振幅的扰动差别不大,但二者都比大振幅试验的 DTE 小得多,而且增长速度快得多。与前面试验的一些特征类似:小尺度小振幅扰动的 DTE 空间分布 (图 9d),波峰也是向大尺度方向移动,各个尺度都在增长,且增长越来越慢。开始阶段,没有扰动的尺度段误差迅速增长,各尺度的误差差异随时间减小。后面的时间里,较大尺度的误差开始变得更大。可以看出小尺度小振幅误差向大尺度的扩展。

从表 3 中也可以看到,小尺度小振幅误差对降水的影响随着时间的增长逐渐加大,而且增长很快。ETS 评分降低最多的是晴雨预报的评分 (≥ 0.1 mm),从 0.98 降到 0.88。所以,尽管初始误差振幅很小,只有 0.01° ,但是模式模拟 72 小时后,已经对降水预报评分产生了较大影响。

以上说明,开始阶段,多尺度小振幅和小尺度小振幅扰动产生的误差相差不大,一段时间后,前者略大一些。小尺度小振幅和多尺度小振幅的结果相近:原因是由于扩散和地转调整作用,小尺度的不平衡的扰动能量很快扩散到各个尺度。但二者与大振幅扰动相比,误差小很多。尽管如此,小尺度小振幅误差对降水预报、较大尺度的预报仍有不可忽略的影响。可以看出:小尺度小振幅误差增长很快,而且是非线性增长。这说明即使将来可以将初始资料做得非常精确,或者通过同化等各种方式使得只存在小振幅小尺度的误差扰动,但是细节的差异由于这种扰动的非线性快速增长以及向较大尺度的扩展,在 2~3 天的时间内,仍然会对降水预报产生很大的影响。这意味着短期的较小尺度降水的可预报性很低,但这是否具有普遍性还需要进一步

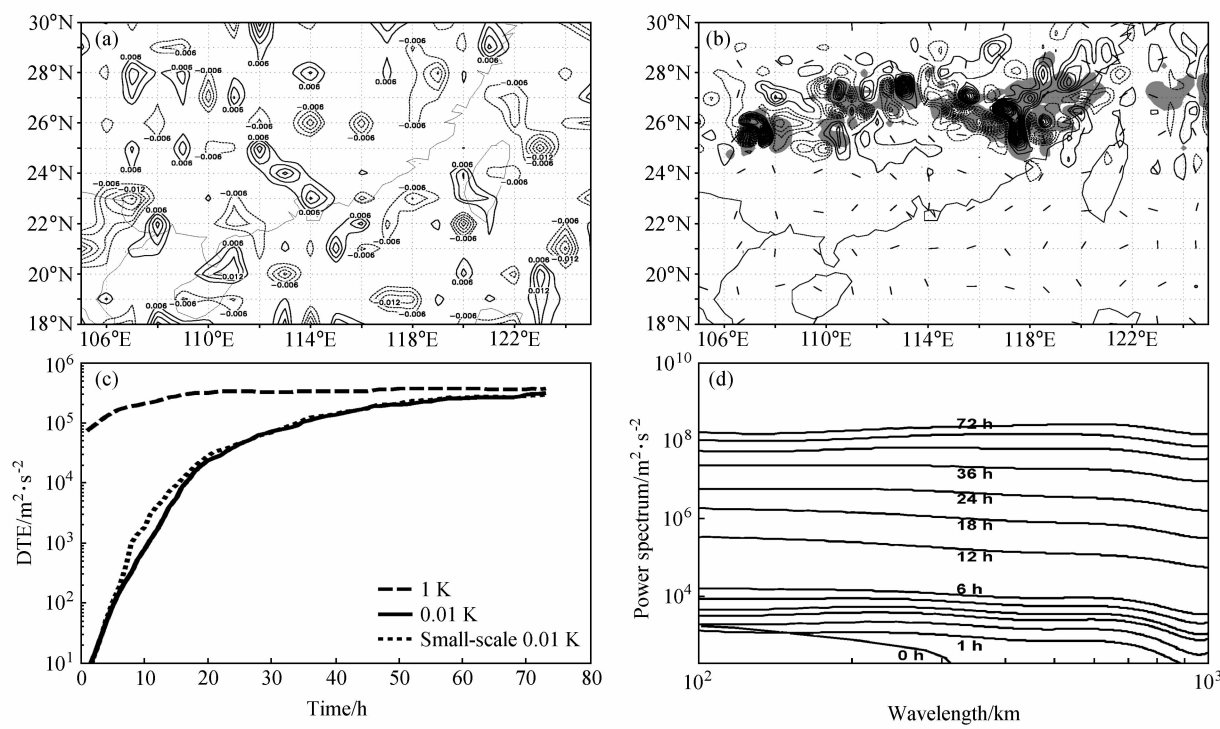


图 9 加小尺度小振幅温度扰动后 500 hPa 温度场、风场、降水场差异图 (a、b) 以及 DTE (c) 和空间能谱 (d) 时间演变图: (a) 初始时刻 (1200 UTC 5 Jun) 温度场差异; (b) 24 小时后, 阴影: 3 小时累积降水差异区域 (>2 mm), 等值线: 温度场差异 (绝对值 >0.005 K)
Fig. 9 (a, b) The 500-hPa temperature, wind, and precipitation differences after adding small-scale and small-amplitude temperature perturbations and the time evolutions of (c) DTE and (d) the power spectra of DTE: (a) Temperature difference at initial time (1200 UTC 5 Jun); (b) after 24 hours. In (b), shaded area: 3-h accumulated precipitation difference (>2 mm); contour line: temperature difference (absolute value >0.005 K)

的试验证实。

7 结论

本文通过对 2006 年 6 月 5 日到 8 日华南区域的强降水模拟和分析, 揭示了一些有意义的结果:

(1) 24 小时降水对于温度场加扰动最敏感, 其次是风场、湿度场。

(2) 在对流发展旺盛的区域, 误差的增长很快, 而此区域外, 可能由于耗散等作用, 误差减小甚至消失。说明误差的增长与对流不稳定有着密切的关系。值得注意的是模式加扰动后, 初始调整使得全区域出现了风场差异, 且随时间增长, 这种增长可能与大尺度的斜压不稳定机制有关, 而降水区的小尺度的风场差异增长是与湿对流有关的, 后者增长更快。但这还需要进一步的研究来证明。

(3) 加扰动模拟 72 小时后, 三者的 DTE 差别已较小。说明对于扰动能量而言, 无论初始是加什么物理量场的扰动, 经过 72 小时后, 这种差异已

经不大了。

(4) 扰动首先在较小尺度迅速发展, 开始阶段这种中小尺度扰动对降水的预报影响最大。但是随着时间的推移, DTE 波峰向大尺度方向移动, 大尺度也越来越多地受到影响。

(5) 大振幅与小振幅扰动相比, 造成的误差更大。但是可以很明显地看到, 小振幅的扰动, 误差增长得非常迅速。

(6) 小尺度小振幅误差增长很快, 由于这种扰动的非线性快速增长以及向较大尺度的扩展, 在 2~3 天的时间内, 仍然会对降水预报产生很大的影响。这意味着短期的较小尺度降水的可预报性很低, 但这是否具有普遍性还需要进一步的试验证实。

(7) 由于观测资料的限制, 数值模式广泛地应用于中尺度降水的预报和科研研究中。AREM 模式由于对地形、水汽等处理得较好, 对于模拟中国的降水, 效果是比较好的 (吴秋霞等, 2007; 李俊等, 2007; 赵玉春等, 2008)。因而, 本文选用 AREM

模式, 以使得结果具有说服力和代表性。

当然, 这只是一个个例的情况, 上述结果还需要更多的个例来补充和修正。另外, 日后还应做较高分辨率的试验, 看是否能得到类似的结果。

参考文献 (References)

- 贝耐芳, 赵思雄. 2002a. 1998 年“二度梅”期间突发强暴雨系统的中尺度分析 [J]. 大气科学, 26 (4): 526–540. Bei N F, Zhao S X. 2002a. Mesoscale analysis of severe local heavy rainfall during the second stage of the 1998 Meiyu season [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 26 (4): 526–540.
- 贝耐芳, 赵思雄. 2002b. 初值及物理过程对“98·7”暴雨预报结果的影响 [J]. 气候与环境研究, 7 (4): 386–396. Bei N F, Zhao S X. 2002b. Effect of initial data and physical processes on the heavy rainfall prediction in July 1998 [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 7 (4): 386–396.
- Bei N F, Zhang F Q. 2007. Impacts of initial condition errors on mesoscale predictability of heavy precipitation along the Mei-Yu front of China [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 133: 83–99.
- 陈静, 薛纪善, 颜宏. 2005. 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, 29 (5): 717–726. Chen J, Xue J S, Yan H. 2005. A new initial perturbation method of ensemble mesoscale heavy rain prediction [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 29 (5): 717–726.
- 陈明行, 纪立人. 1989. 数值天气预报中的误差增长及大气的可预报性 [J]. 气象学报, 47 (2): 147–155. Chen M X, Ji L R. 1989. Error growth in numerical prediction and atmospheric predictability [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 47 (2): 147–155.
- 陈忠明. 2007. 暴雨激发和维持的正、斜压强迫机制的理论研究 [J]. 大气科学, 31 (2): 291–297. Chen Z M. 2007. Effects of barotropic and baroclinic forces on the excitation and maintenance for torrential rain [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31 (2): 291–297.
- 丁瑞强, 李建平. 2007. 误差非线性的增长理论及可预报性研究 [J]. 大气科学, 31 (4): 571–576. Ding R Q, Li J P. 2007. Nonlinear error dynamics and predictability study [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31 (4): 571–576.
- 董佩明, 钟科, 赵思雄. 2006. 区域初始分析误差对梅雨锋中尺度低压数值预报的影响 [J]. 气候与环境研究, 11 (5): 565–581. Dong P M, Zhong K, Zhao S X. 2006. Impact of regional uncertainties of the initial state upon numerical forecast of mesoscale low on Meiyu front [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 11 (5): 565–581.
- 李俊, 沈铁元, 宋星原, 等. 2007. AREM 中尺度暴雨模式降水预报试验 [J]. 武汉大学学报 (工学版), 40 (1): 13–24. Li J, Shen T Y, Song X Y, et al. 2007. Precipitation forecast experiments of a mesoscale numerical model AREM [J]. Engineering Journal of Wuhan University (in Chinese), 40 (1): 13–24.
- 李鲲, 徐幼平, 宇如聪, 等. 2005. 梅雨锋上三类暴雨特征的数值模拟比较研究 [J]. 大气科学, 29 (2): 236–248. Li K, Xu Y P, Yu R C, et al. 2005. Comparative studies of three types of heavy rainstorms associated with the Meiyu front by numerical simulations [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 29 (2): 236–248.
- 李志锦, 纪立人. 1996. 实际预报可预报性的时空依赖性分析 [J]. 大气科学, 20 (3): 290–297. Li Z J, Ji L R. 1996. Analysis of the dependence of predictability on spatial and temporal scales from operational forecasts [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 20 (3): 290–297.
- Lorenz E N. 1969. The predictability of a flow which possesses many scales of motion [J]. Tellus, 21: 289–307.
- 孙建华, 张小玲, 齐琳琳, 等. 2004. 2002 年中国暴雨试验期间一次低涡切变上发生发展的中尺度对流系统研究 [J]. 大气科学, 28 (5): 675–691. Sun J H, Zhang X L, Qi L L, et al. 2004. A study of vortex and its mesoscale convective system during China heavy rainfall experiment and study in 2002 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 28 (5): 675–691.
- 孙晶, 楼小凤, 胡志晋, 等. 2007. 梅雨期暴雨个例模拟及其中小尺度结构特征分析研究 [J]. 大气科学, 31 (1): 1–18. Sun J, Lou X F, Hu Z J, et al. 2007. A numerical simulation on torrential rain during the Meiyu period and analysis of mesoscale and microscale structure of convective systems [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31 (1): 1–18.
- Tao S Y, Ding Y H. 1981. Observational evidence of the influence of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau on the occurrence of heavy rain and convective storms in China [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 62: 23–30.
- 王婷, 吴池胜, 冯瑞权. 2008. 2005 年 6 月广东一次暴雨过程的中尺度对流系统的数值研究 [J]. 大气科学, 32 (1): 184–196. Wang T, Wu C S, Fong S K. 2008. A numerical study of a mesoscale convective system associated with the heavy rain event over Guangdong Province in June 2005 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (1): 184–196.
- 吴秋霞, 史历, 翁永辉, 等. 2007. AREMS/973 模式系统对 2004 年中国汛期降水实时预报检验 [J]. 大气科学, 31 (2): 298–310. Wu Q X, Shi L, Weng Y H, et al. 2007. Verification for AREMS/973 real-time precipitation forecasts over China during the flood season in 2004 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31 (2): 298–310.
- 徐广阔, 赵思雄, 王业桂, 等. 2007. 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, 12 (4): 481–488. Xu G K, Zhao S X, Wang Y G, et al. 2007. Experiment of ensemble forecast of heavy rainfall in the Huaihe River during rainy season of 2003 [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 12 (4): 481–488.
- 张进, 谈哲敏. 2008. 启动对流的初始扰动对热带飑线模拟的影响

- [J]. 大气科学, 32 (2): 309–322. Zhang J, Tan Z M. 2008. Impacts of initial convection-triggering perturbations on numerical simulation of a tropical squall line [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (2): 309–322.
- Zhang F Q, Snyder C, Rotunno R. 2002. Mesoscale predictability of the “surprise” snowstorm of 24–25 January 2000 [J]. Monthly Weather Review, 130: 1617–1632.
- Zhang F Q, Snyder C, Rotunno R. 2003. Effects of moist convection on mesoscale predictability [J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 60: 1173–1185.
- Zhang F Q, Odins A M, Nielsen-Gammon J W. 2006. Mesoscale predictability of an extreme warm-season precipitation event [J]. Weather and Forecasting, 21: 149–166.
- Zhang F Q, Bei N F, Rotunno R, et al. 2007. Mesoscale predictability of moist baroclinic waves: Convection-permitting experiments and multistage error growth dynamics [J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 64: 3579–3594.
- 赵玉春, 李泽椿, 王叶红, 等. 2008. 2006 年 6 月 5~8 日梅雨锋上中尺度对流系统引发福建北部暴雨的诊断分析 [J]. 大气科学, 32 (3): 598–614. Zhao Y C, Li Z C, Wang Y H, et al. 2008. Diagnosing analysis of heavy rain in northern Fujian Province triggered by mesoscale convective systems along the Meiyu front during 5–8 June 2006 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (3): 598–614.