

华南中尺度暴雨数值预报的不确定性与 集合预报试验

陈 静

(中国气象科学研究院,北京,100081;成都高原气象研究所,成都,610071)

薛纪善

颜 宏

(中国气象科学研究院,北京,100081) (世界气象组织,日内瓦,瑞士)

摘 要

利用非静力 MM5 模式,分析了不同积云对流参数化方案对华南暖区暴雨数值预报的不确定性影响,进行了中尺度暴雨模式扰动集合预报试验。不同对流参数化方案的对流凝结加热引起不同的局地温度扰动,通过大气内部的热力动力过程,导致垂直速度的差异,进而影响网格尺度和次网格尺度降水时间、地点和强度。后续降水再通过凝结潜热释放形成新的扰动源。不同积云对流参数化方案还可引起扰动源能量传播方式不同,最终使模拟大气的动力和热力结构有差异。针对物理过程的不确定性,使用两种模式扰动方法构造集合预报扰动模式,第一种方法是随机组合不同积云对流参数化方案和边界层方案,第二种方法是扰动 Grell 积云对流参数化方案中主要参数振幅。集合预报结果表明,第一种方法的集合预报效果优于第二种方法,仅扰动参数振幅值似乎还不足以反映华南暴雨预报的不确定性。单一的确定性预报在暴雨落区和强度方面的可信度不稳定,集合产品能给华南暴雨过程提供更有用价值的指导预报,具有较高的应用价值。

关键词:华南暴雨,对流参数化方案,不确定性,集合预报。

1 引 言

暴雨是中国华南地区的严重自然灾害之一,近几十年来,通过中国科学家艰苦的试验工作和理论探索,无论是在分析预测还是在基础理论研究方面都取得了重大进展^[1~3]。目前中尺度数值模式已成为华南暴雨预报业务和研究工作的一个主要工具之一,对提高华南暴雨预报准确率起到了极大的推动作用。

但是,数值模式对中尺度暴雨预报的准确率还有待进一步提高。影响暴雨数值预报准确率的因素主要包括模式初值误差、模式误差、模式中非绝热物理过程的描述误差 3 个方面。与湍流、对流输送、凝结和辐射相伴随的非绝热物理过程对中尺度暴雨的发生和发展具有重要意义,模式普遍采用参数化方案描述这些非绝热物理过程。由于积云对流是模式

中最重要的物理过程之一,直接影响模式积云对流发展和演变,因而近几十年来积云对流参数化方案获得迅速发展。目前数值模式中常用的积云对流参数化方案有 Grell 方案^[4,5]、Anthe - Kuo 方案^[6]、Betts-Miller 方案^[7]、Arakawa - Schubert 方案^[4]、Kain-Fritsch 方案^[8]等。这些方案的基本特点是:在一定的闭合假设条件下,通过一组临界参数值定义对流触发函数(Convective Trigger Function)^[9],只有当模式大气满足这一组参数后,模式对流运动才能被激发,也才能计算对流降水、对大尺度的反馈。不同方案的对流触发函数不相同,即使同一方案,对流触发函数临界值也可以不一样。也有许多中国学者对各类积云对流参数化方案进行了大量的试验和研究,这些研究大都侧重于参数化方案对降水的影响。结果表明,尽管有个例显示对中国北方强降水影响不明显^[10],但总的来说,不同参数化方案可以

• 初稿时间:2003 年元月 3 日;修改稿时间:2003 年 3 月 25 日。
资助课题:国家自然科学基金资助项目(40175028)。

影响强降水发生时间、地点和强度,使得暴雨数值预报具有不确定性。目前还没有哪种方案在暴雨预报中有绝对优势^[11,12]。陈静等^[13]曾研究了非绝热物理过程对中国暴雨动力场和热力场的影响^[13],发现对流参数化方案对可以反映中尺度运动特征的垂直速度、水汽通量散度影响最大,边界层方案对低层热力场影响最大。但是,对积云对流参数化方案差异影响暴雨预报不确定性的具体物理过程这一问题的认识并不是很清楚,有必要进行深入细致的分析,进一步认识不同参数化方案引起数值预报不确定性的内在原因。

集合预报是近年来国际上最新发展的新一代动力随机预报技术。集合预报的基本思想是:由于初始场误差、模式误差,且大气具有高度非线性的混沌特性,使得数值预报结果具有不确定性,因而数值预报不应只是确定性的预报,应转变成具有动力学意义的概率预报。自 20 世纪 90 年代后期以来,针对模式物理过程引起的预报不确定性,一些学者采用不同参数化方案的组合,研究了强降水的模式扰动集合预报方法。比如 Stensrud^[14]以及王晨稀等^[15]用不同的对流参数化方案和边界层方案构造了多模式版本。这些研究表明,集合预报比单一预报效果好。但是,如何从非绝热物理过程引起的预报不确定性因素入手获得更加有效的扰动模式?扰动模式中的什么因子才能反映模式误差对暴雨预报的影响?本文通过一次典型的华南暴雨个例模拟试验,比较了两种模式扰动集合预报方法的效果,希望能对以上问题进行更深入的研究,为中尺度暴雨集合预报的研究提供理论依据。

2 “98.6.8”华南强降水过程简介

1998 年华南暴雨试验期 6 月 8 日夜间至 9 日白天,广东、广西和福建省出现了一次强降水过程,图 1 是 1998 年 6 月 8 日 20:00~9 日 20:00(北京时间,以下相同)广东和福建省的 24 h 实况降水量。从图可见,降水分布呈东北-西南走向,覆盖了中国华南大部地区,有 3 个强降水中心,最大降水中心位于香港附近,中心雨量大于 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梧州地区,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~9 日 20 时香港逐时降水量(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 04~09 时,5 h

的总雨量达 163.4 mm。第二次强降水发生在 9 日 11~14 时,3 h 总雨量达 113.2 mm。第三次强降水发生在 9 日 16~18 时,2 h 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。最近孙健等^[16]和孙建华^[17]等从数值模拟、诊断分析等方面对这次暴雨过程做了深入研究,认为珠江三角洲的暴雨是暖区暴雨,对这类华南中尺度暴雨的可预报性,仍需要进一步研究。

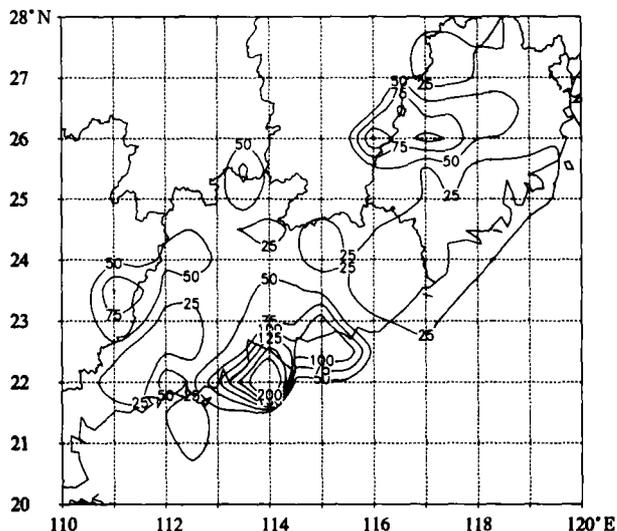


图 1 1998 年 6 月 8 日 20 时~9 日 20 时(北京时间,以下相同)广东和福建省的 24 h 实况降水量
(单位:mm)

3 试验模式与 4 种对流参数化方案简介

3.1 试验模式

文中使用美国 PSU/NCAR 的中尺度非静力 MM5 模式 V3.4 版^[4]。采用二维嵌套,模式粗网格区域是东亚区域,细网格区域覆盖华南地区(如图 2 所示),两个区域中心点的经纬度都是 22.5°N, 114°E,网格距分别为 54 km 和 18 km,格点数分别是 101×101,103×103,垂直方向分辨率 24 层(σ 坐标)。数值计算采用时间分裂方案,侧边界条件的处理方式是:外部区域与中国国家气象中心业务模式 T106L19 单向嵌套,内部区域采用双向嵌套方案。客观分析采用修正的 Cressman 香蕉型权重系数逐步订正分析方法,利用东亚地区常规地面资料和探空资料,对背景场(T106 全球格点场)进行再分析,获得模式初值。

本文控制预报模式的物理过程与中国国家气象

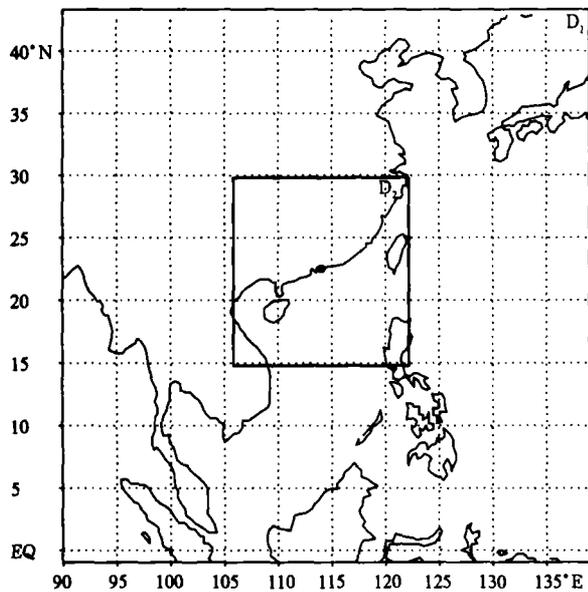


图2 模式的模拟区域
(D₁: 外部区域, D₂: 内部区域)

中心业务试运行 MM5 版本中的相同,即在外部区域,可分辨尺度降水采用 Dudhia 简单冰相方案^[18];积云对流采用 Anthes-Kuo 方案^[6],边界层采用 MRF 高分辨率方案^[19];辐射采用 Dudhia 云辐射方案^[4]。而在内部区域,除积云对流参数化方案采用 Grell 方案^[4,5]外,其余物理过程参数化方案与外部区域的相同。外部区域积分步长为 120 s。在第 4 和 5 部分的数值试验中,只替换内部区域的物理过程和相应的参数化方案,外部区域与控制预报相同。模式积分从 1998 年 6 月 8 日 20 时开始,至 10 日 20 时结束。

3.2 参数化方案

积云对流参数化的实质是用大尺度变量计算出积云的对流性降水、加热和增湿的总效果,参数化方案包括对流触发条件、闭合假设、降水效率、对环境场的反馈等方面。文中数值试验采用了 4 种积云对流参数化方案:Grell, Anthes-Kuo, Betts-Miller, Kain-Fritsch。这些对流参数化方案基本原理和对流触发过程详见文献^[13]。

4 积云对流参数化方案对华南暴雨数值预报的不确定性影响特征

高分辨率的数值模式已表现出对华南暴雨具有一定的模拟和预报能力。数值模式已可能对一次降水过程的发生、演变作出较可信的预报。但暴雨的地区、量级、时间的预报可用性很低。我们以前的研

究表明,暴雨对非绝热物理过程特别是积云对流参数化方案很敏感。在此,我们将更深入地讨论模式中积云对流参数化方案的差异是如何造成华南暴雨数值预报的不确定性。

4.1 对降水预报的不确定性影响

利用上一节介绍的控制模式,对内部区域分别采用上述 4 种对流参数化方案分别积分 48 h,获得四个模拟结果。图 3 是这 4 种对流参数化方案 24 h 累积降水预报和当累积降水大于 25 mm 时的次网格降水比例。由图中的累积降水分布可见,4 个参数化方案预报的小雨以上量级的雨带形态比较相似,都呈东北-西南向,表明参数化方案的差异对总雨带的影响不大。但是,可以看到,不同方案预报的强降水中心位置和强度有明显差异。如 Grell 方案和 Betts-Miller 方案的强降水中心位置不同,Grell 方案预报了两个大于 150 mm 的强降水中心,一个位于 22.5°N, 116°E,另一个位于 24°N, 114.2°E,而 Betts-Miller 方案在沿海地区没有预报强降水中心,且在两广交界处的 24.8°N, 113°E 预报了一个大于 200 mm 的强降水中心,再如 Grell 和 Kuo 方案的降水强度有差异,Grell 方案的中心等值线为 150 mm,且有两个强降水中心,而 Kuo 方案的 50 mm 降水范围比较大,但最大降水中心值明显偏小,位于 24~25°N, 119°E 附近,中心等值线只有 100 mm。从图 3 还可看到,不同方案的次网格降水所占比例差异比较大,Kuo 方案以次网格降水为主,次网格降水比例大于 90%,而其他 3 个方案则以 23~24°N 为分界线,以南地区以次网格降水为主,Betts-Miller 方案次网格降水占 90%,以北地区以网格尺度降水为主,次网格降水比例普遍小于 30%。通过仔细分析位温垂直分布特征(图略)发现,在 24°N 附近,近地层有一条弱的冷锋,冷锋以北对流层中低层的 $\partial\theta_{se}/\partial z \approx 0$ 或 > 0 ,是近似中性或稳定层结,冷锋以南, $\partial\theta_{se}/\partial z < 0$ 是位势不稳定层结,降水以对流性降水为主,而锋面附近的网格尺度降水与次网格尺度降水比例相当,因此,这一条弱冷锋是形成降水分布差异的可能原因。值得一提的是,Grell 方案和 Kain-Fritsch 方案的次网格降水比例还与最强降水中心有关,在最强降水中心附近,以网格尺度降水为主,如位于海南岛附近的强降水中心,次网格尺度降水比例很低。

4.2 影响降水不确定性的物理过程

图 4 是 4 个方案积分 1 h 的经向环流、温度、对

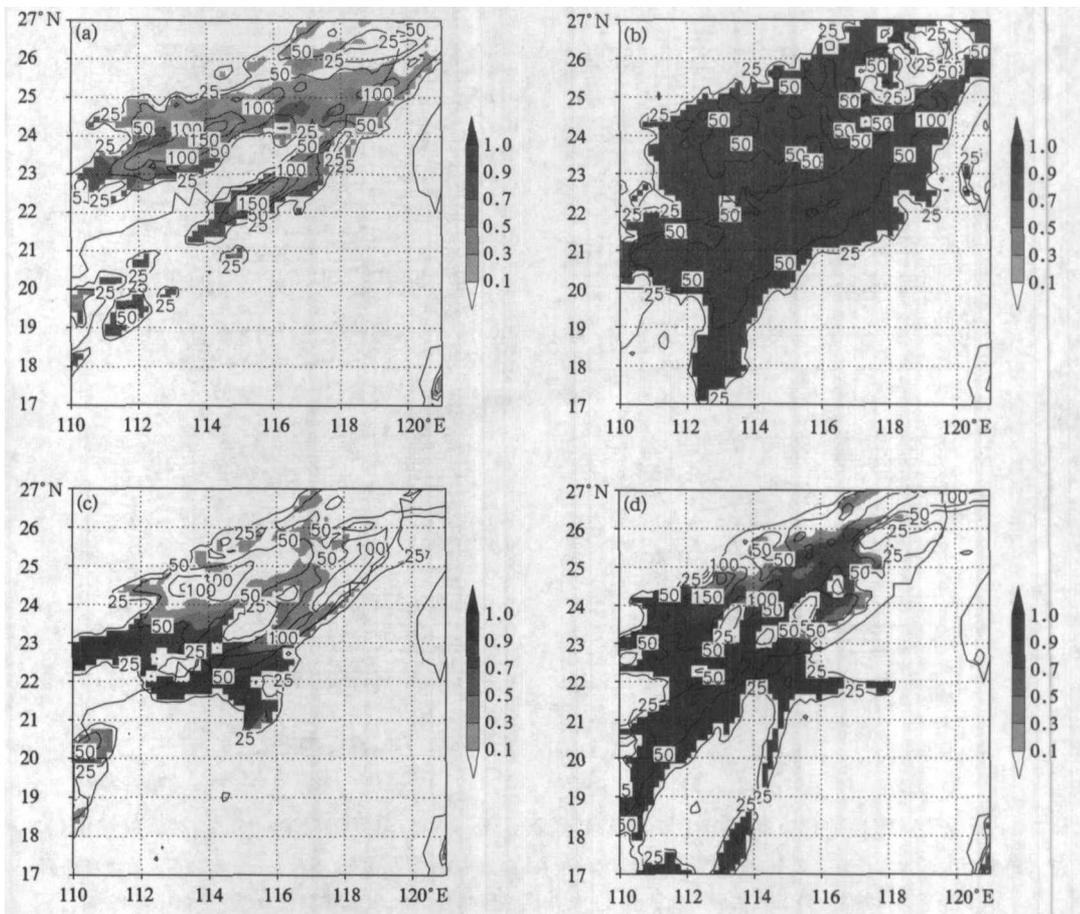


图3 4种积云对流参数化方案的24 h 累积降水预报(实线:mm)和当累积降水量大于25 mm时的次网格降水比例(阴影区)

(a. Grell方案, b. Anthes-Kuo方案, c. Kain-Fritsch方案, d. Betts-Miller方案)

流凝结潜热加热、次网格降水、网格尺度降水沿 114°E 的垂直剖面(本次暴雨过程中心),大体可以代表对流激发时的情况。需要说明的是,文中给出的凝结潜热(单位: K/min)不是一个累积值,而是截至积分时间的一个瞬时值。对比图3和图4,可以看到在初始积分时间,4个方案降水以对流性降水为主,但不同方案的对流地点、对流凝结潜热加热区域和垂直层次是有差别的。如Betts-Miller方案的对流发生在 19°N ~ 24°N 区域,Kuo方案的对流发生在 21°N 和 24°N ~ 27°N 的区域,而Grell和Kain-Fritsch方案的对流发生在 25°N ~ 26°N 附近,对流凝结潜热加热则与对流降水区域对应。即使对流降水发生在同一区域,如Grell方案和Kain-Fritsch方案,最大加热层次也有差别,Grell方案的最大加热层次在 $\sigma = 0.6$ 上,而Kain-Fritsch方案在 $\sigma = 0.5$ 上。因此,参数化方案的差异导致凝结潜热释放的空间分布存在差异,相当于在模式中产生了不同的温度小扰动,随着积分时间向前推进,这些小扰动对大气

运动的影响也有差异。

图5是4个方案积分5 h的经向环流、温度、对流凝结潜热加热、次网格降水、网格尺度降水沿 114°E 的垂直剖面。首先可以注意到,降水已经变化很大了,包括降水地点,网格尺度和次网格降水组成等。Grell方案和Kain-Fritsch方案以网格尺度降水为主,Grell方案的降水区域位于 23°N ~ 26°N ,Kain-Fritsch方案的降水区域位于 22°N ~ 26°N 。而Betts-Miller方案和Kuo方案仍以对流性降水为主。其次,与积分1 h的结果比较,不同参数化方案的对流降水区域较初始积分时刻有了一些差异,同一方案的对流降水区域较初始积分时刻也有了一些差异。如Grell方案积分1 h时,对流降水主要出现在 25°N ~ 26°N ,而积分5 h时,出现在 24°N 。再如Betts-Miller方案,积分5 h时,在 26°N 附近出现了明显的对流降水区。其他就不一一列举了。综合图4和图5,可以看到,随着积分时间的向前推进,由不同对流降水产生的凝结潜热释放形成了不同的温度扰动,

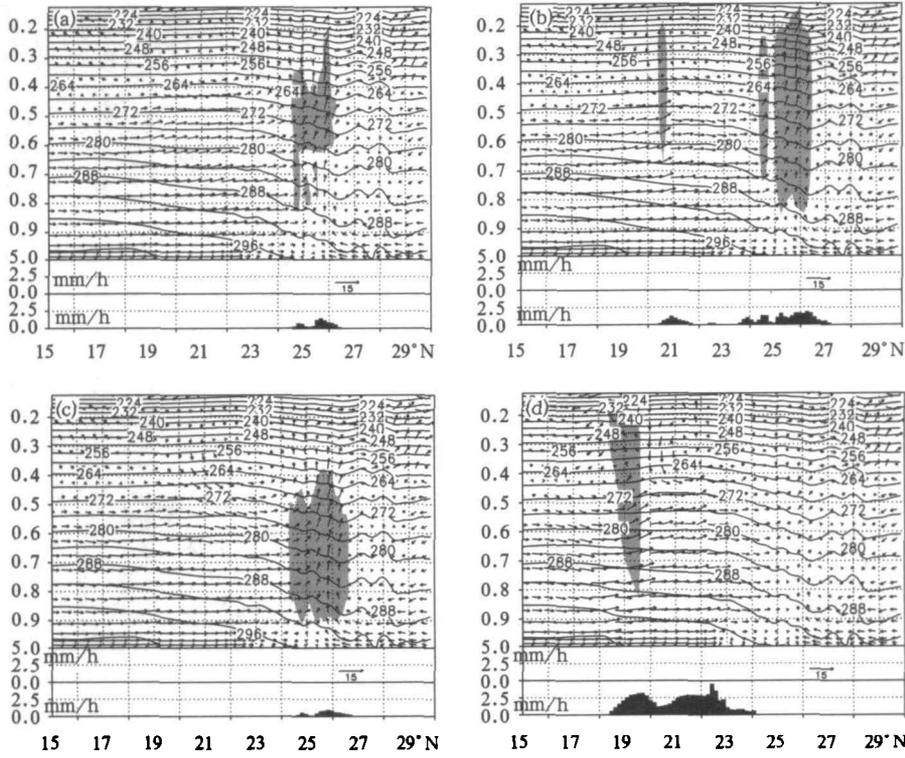


图4 4个积云对流参数化方案积分1h的经向环流($v, \omega \times 50$)、温度(实线,单位:K)、对流凝结潜热加热(图中阴影区为大于0.1 K/min)、次网格降水(单位:mm)、网格尺度降水(单位:mm)沿114°E的垂直剖面(纵坐标为 σ 坐标,最下方柱形图表示前1h的次网格降水量(mm/h),中间柱形图为前1h的网格尺度降水量(mm/h), a. Grell方案, b. Anthes-Kuo方案, c. Kain-Fritsch方案, d. Betts-Miller方案)

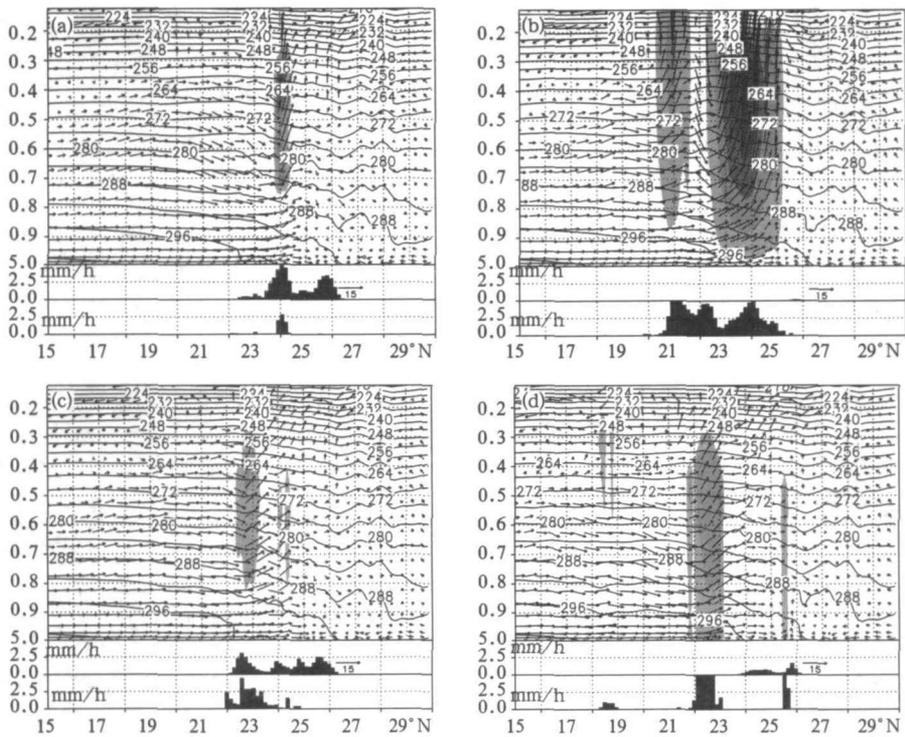


图5 同图4,积分时间为5h

再加上对流活动对大尺度的反馈差异,因而模式后续积分所用“初值”如温度和湿度就有差异,造成网格尺度和次网格尺度的降水地点和强度也出现了差异,并通过潜热释放进一步使得扰动源的空间分布出现差异。

参数化方案产生的扰动源能量是如何向周围大气传播的呢?图6给出了Kuo方案和Betts-Miller方案在对流加热较明显的 $\sigma=0.4$ 层上的每小时变温和垂直加速度沿 114°E 的时间演变。从图6可以清楚的看到,积分1~3h,两者的变温和垂直加速度并没太大的差别,从积分5h左右开始,Kuo方案和Betts-Miller方案在 $22\sim 24^{\circ}\text{N}$ 附近都出现了一个较大的扰动中心,变温和垂直加速度都出现了极大值。值得关注的是,这两个扰动中心向周围大气的传播特征有很大差别。Kuo方案变温和垂直加速度随积分时间向南传播,且正变温与向上的垂直加速度相对应。与Kuo方案不同的是,Betts-Miller方案的扰

动中心没有明显向南传播,而是随积分时间向北传播,垂直加速度也有很强的正加速度区向北传播。同时,还可以注意到,两个方案能量的传播方向相反,且都以单向传播为主。造成这种现象的可能原因是温度扰动和垂直速度的传播与重力波的传播有关,对这次过程的大气层结分析后可知(图略),沿 114°E ,以 $24\sim 25^{\circ}\text{N}$ 附近为分界线,南北两侧的位温层结 θ 的结构很不一样, 24°N 以南地区中低层是不稳定层结,以北地区中低层是近似中性或稳定的层结, 24°N 南北两侧的Brunt-Vaisala频率符号相反,因而重力波的传播就完全不同了。另一个可能的原因是不同对流参数化方案的对流触发机制不一样,Kuo方案是大尺度水汽辐合触发型,Betts-Miller是湿对流调整型,这表明,Kuo方案在对流发生前就要求有垂直上升运动,而Betts-Miller则向中性大气调整。以上两个原因的共同作用形成了这样的模拟结果。

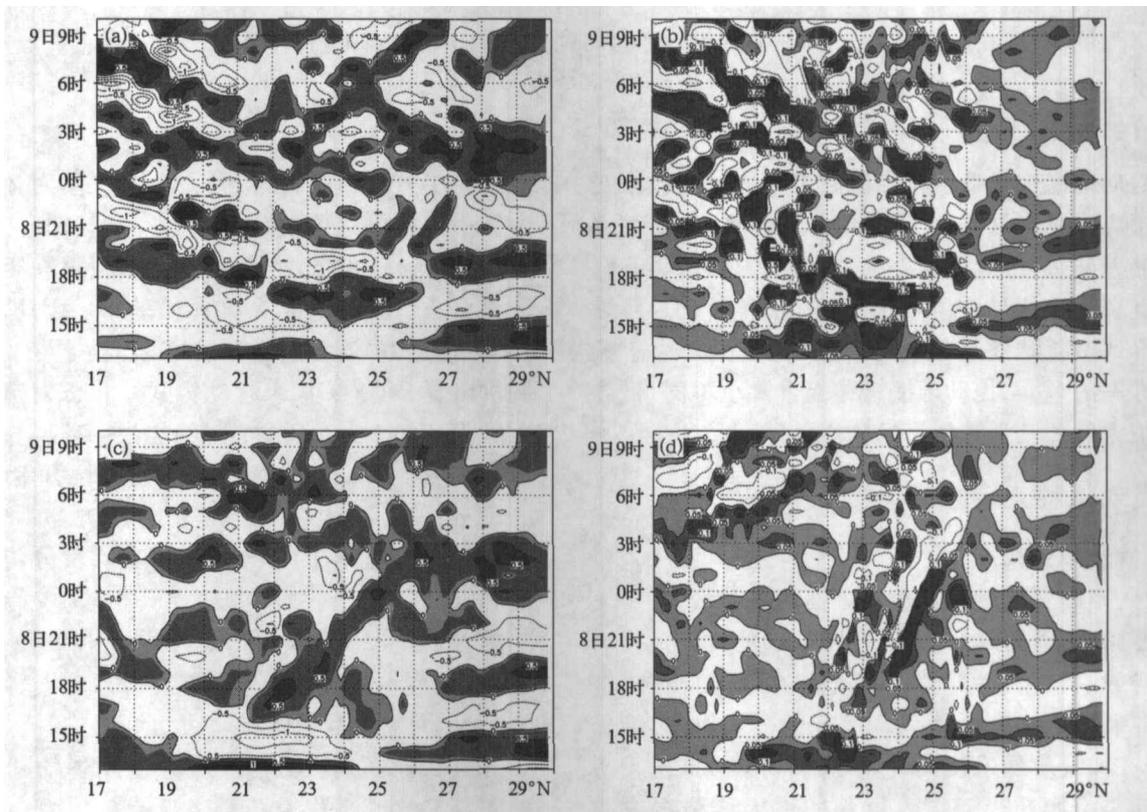


图6 Kuo和Betts-Miller方案在 $\sigma=0.4$ 层上的变温(单位: K/h)和垂直加速度(单位: m/s^2)沿 114°E 的每小时演变

(a. Kuo方案的变温, b. Kuo方案的垂直加速度, c. Betts-Miller方案的变温, d. Betts-Miller方案的垂直加速度。阴影区表示大于0)

图7是Kuo和Betts-Miller方案积分11h的温度和大于 0.1 m/s 的垂直速度沿 114°E 的垂直剖

面。由图可见,两个方案积分11h的温度扰动结构出现了明显差异。Kuo温度扰动范围较Betts-

Miller 方案大,且在 17°N 附近,Kuo 方案是冷温槽,而 Betts-Miller 方案却是向上伸展的暖脊。还可以看到,两个方案垂直上升运动的区域和层次也有明

显的差别,Kuo 方案中垂直上升区域较广,而 Betts-Miller 方案的垂直上升区位于 23~25°N。

综上所述,对流参数化方案的对流凝结潜热加

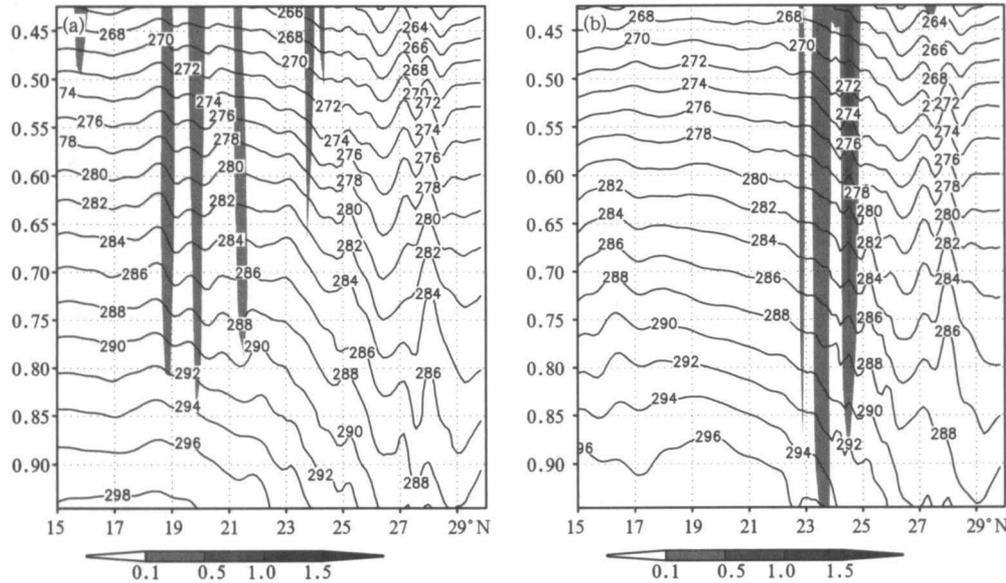


图7 积分 11 h 的温度(实线,K)和大于 0.1 m/s 的垂直速度(阴影区)
沿 114°E 的垂直剖面(σ :0.4~0.95)
(a. Kuo 方案, b. Betts-Miller 方案)

热引起局地温度扰动。扰动源附近空气密度的改变引起相应区域大气膨胀和局地辐合辐散,导致垂直速度的差异,通过大气内部的热力动力过程,影响网格尺度和次网格尺度降水时间、地点和强度。后续降水再通过凝结潜热释放形成新的扰动源,由于参数化方案的差异,扰动源能量传播方式也不同,最终使模拟大气的动力和热力结构有差异。

5 模式扰动集合预报试验

5.1 扰动模式构造

5.1.1 不同物理过程参数化方案的组合法

暴雨集合预报模式扰动方法成功的关键是扰动那些对暴雨预报很敏感的因子^[13]。Stensrud^[14]将不同的非绝热物理过程组合成多个模式版本,结果表明,在大尺度强迫较弱时,模式扰动集合预报较初值扰动集合预报更有效。欧洲中期天气预报中心(ECMWF)的方法是对非绝热物理过程的加热项加入随机噪声,使得物理过程在模式中的影响是随机的。文中前一部分的研究表明,不同对流参数化方案可以引起积分区域内垂直速度的差异,影响暴雨预报强度和位置。基于这些认识,本文试验了两种模式扰动方法,一是将不同的积云对流参数化方案

和边界层方案加以组合,另一个是扰动对流参数化方案中的主要参数振幅。

DuJun^[19]指出,集合平均可使预报获得改进,8个集合成员就可获得其 90% 的效果。因此,我们选择 4 个积云对流参数化方案和两个边界层方案进行随机组合,构造了 7 个扰动模式。积云对流参数化方案是:Anthes-Kuo 方案、Grell 方案、Kain-Fritsch 方案和 Betts-Miller 方案。两个边界层方案是 Hong 和 Pan^[20]发展的 MRF 高分辨率方案和张大林等^[21]发展的 HRIR 高分辨率方案。可分辨尺度降水和辐射方案与原控制预报模式相同。7 个扰动模式的参数设置见表 1,第 1 个成员是控制预报参数,假设每个方案的预报技巧是相同的。

5.1.2 对流参数振幅扰动法

第 2 种模式扰动构造是通过调整 Grell 方案中的主要参数值来获得 7 个集合成员。表 2 是 Grell 方案对流触发函数的 7 个主要参数和 7 个扰动成员的参数扰动值。第 1 个成员是控制预报的参数设置,其他成员则对控制预报的参数值进行了合理的扰动,扰动量都介于方案所允许的最大值和最小值之间,如最不稳定层的振幅范围为 50~250 hPa,将这些参数进行随机组合,并假设每个成员的预报技

表 1 第 1 种模式扰动方案设置

集合成员	积云对流参数化方案	边界层参数化方案	显式降水方案	辐射方案
1	Grell	MRF	Dudhia 简单冰相	Dudhia 云辐射方案
2	Anthes-Kuo	MRF	同上	同上
3	Kain-Fritsch	MRF	同上	同上
4	Betts-Miller	MRF	同上	同上
5	Grell	HRIR	同上	同上
6	Anthes-Kuo	HRIR	同上	同上
7	Kain-Fritsch	HRIR	同上	同上

巧相同。

除扰动 Grell 方案中的主要对流触发参数外,同时还扰动了对流调整引起的温度和湿度趋势值。扰动方法是先在格点气柱内产生均值为 0 的正态分布随机数,温度分布是 $-0.5 \sim 0.5$,湿度分布是 $-0.1 \sim 0.1$,将随机数与温度和湿度变化值相乘,得到相

应的扰动幅度,最后将 Grell 方案计算的温度和湿度变化值与扰动值相加,作为最终的对流参数化方案引起的温度和湿度变化值。对所有的成员都作这样的扰动。随机数生成的初始值由格点上的 U 风速确定,这样就保证了所产生的随机数属于不同序列,使温度、湿度变化值具有随机扰动特征。

表 2 第 2 种模式扰动的 Grell 方案参数扰动设置

集合成员	P_{BCmax} (hPa)	P_{CDmin} (hPa)	$E_{DTmin} \sim E_{DTmax}$	$E_{DTSmin} \sim E_{DTSmax}$	H_s	P_{DK}	$Q_{min} \sim Q_{max}$
1	50	150	0.2~0.8	0.3~0.9	0.4	75	-250~500
2	25	75	0.1~0.9	0.2~0.9	0.3	50	-250~450
3	50	225	0.1~0.9	0.2~0.9	0.5	100	-250~550
4	50	150	0.1~0.9	0.1~0.9	0.3	50	-250~450
5	65	200	0.3~0.7	0.2~0.8	0.4	50	-250~500
6	40	100	0.2~0.8	0.5~0.5	0.5	75	-250~550
7	75	75	0.3~0.7	0.5~0.5	0.3	100	-250~450

注: P_{BCmax} : 抬升凝结高度与自由对流高度之间所允许的最大稳定层结厚度; P_{CDmin} : 模式对流云最小厚度; $E_{DTmin} \sim E_{DTmax}$: 最小(最大)降水效率,两个值相等表示降水效率完全由流入云内的质量通量计算; $E_{DTSmin} \sim E_{DTSmax}$: 最小(最大)云内气流卷出效率,两个值相等表示卷出效率完全由云功函数计算; H_s : 对流入云底最高高度所在的 σ 坐标值; P_{DK} : 云内下沉气流的厚度; $Q_{min} \sim Q_{max}$: 最小(最大)对流冷却(加热)率(单位: K/d)。

5.2 集合预报结果

在中高纬度,形势场和模式变量可以很好地反映 Rossby 波的发展与演变,一般可用 500 hPa 高度场来计算中期集合预报的可信度指标。对于暴雨这一类中尺度天气系统,由于模式变量只能起到控制作用,很难直接反映中尺度环流结构和特征,而且中尺度天气的发生发展与大气中的重力波和惯性波有很大的关系,这些波动特征一般都用诊断变量,如散度、涡度等来描述,因而目前还没有被人们普遍接受的反映暴雨预报不确定性的物理量。我们认为,在现有的观测技术手段上,地面降水可直接反映中尺度运动的演变结果,因此,以下我们将用降水预报来检验集合预报结果。

5.2.1 集合预报检验方法

用上述两种扰动模式模拟这次强降水过程,每个模式的积分初值完全相同,初始积分时间是 1998

年 6 月 8 日 20 时,共积分 48 h。然后统计了两种模式扰动方法集成员的平月降水量、大于 50 mm 的降水概率、水预报离散度(以降水均方差表示)、预报技巧评分 TS 和 BS。TS 和 BS 评分计算方法是:首先将降水预报场用双线性插值方法,将降水量差插值到华南暴雨试验期进行了加密观测的 129 个站上,计算每 6 h 预报的 1.0, 10.0 和 25.0 mm 降水的 TS 和 BS 值。TS 和 BS 的定义如下:

$$T_s = \frac{N_a}{N_a + N_b + N_c} \quad (1)$$

$$B_s = \frac{N_a + N_b}{N_a + N_c} \quad (2)$$

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。

5.2.2 集合预报结果

图 8 是第一种模式扰动方法的集成员 24 h

累积降水预报图,图 8a 是控制预报 24 h 累积降水预报。由图可见,控制试验预报出了降水西南-东北向的带状特征,有两个累积降水超过 150 mm 的强降水中心,最强降水中心位于 24°N,114°E 和 22°N,116°E 附近,与图 1 相比,控制模式没能预报出香港

附近的强降水,预报强降水中心与实况位置有较大差异。还可以看到,7 个模式都预报了降水西南-东北向的带状特征,但每个成员的降水中心和强度预报有差异。

图 9 是第 1 种模式扰动方法的 7 个集合成员

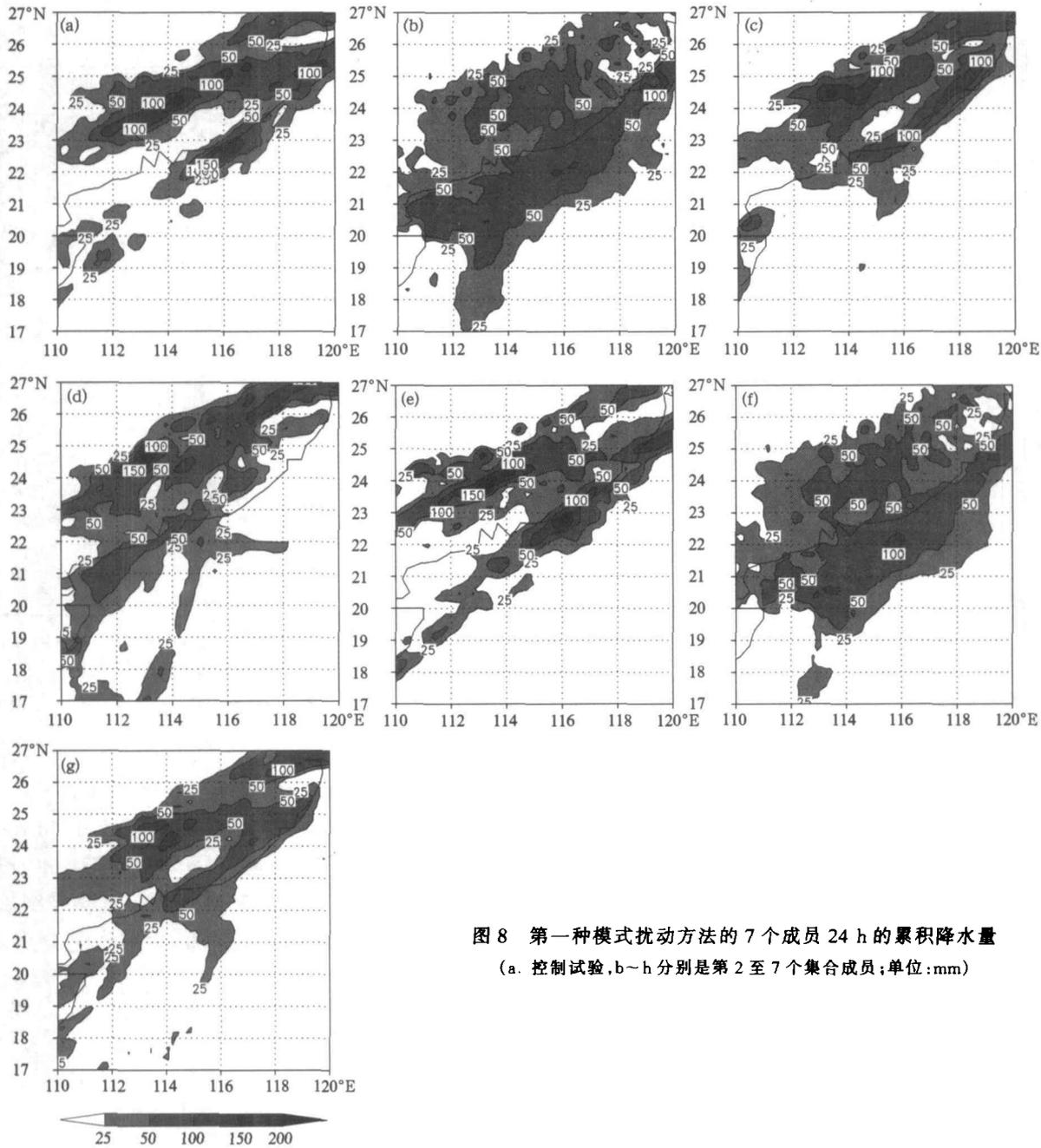


图 8 第一种模式扰动方法的 7 个成员 24 h 的累积降水量 (a. 控制试验, b~h 分别是第 2 至 7 个集合成员; 单位: mm)

24 h 累积降水量平均、大于 50 mm 降水的概率和集合预报离散度(即集合预报均方差)图。比较图 8a 和图 9, 可以看到在集合预报平均图上, 香港附近出现了一片平均雨量大于 50 mm 的雨区。在大于 50

mm 降水概率图上, 香港附近出现了最大概率中心, 最大中心值大于 0.7。集合预报结果说明, 香港附近暴雨机率很大, 这些信息与控制预报有较大差异。如果在预报中参考集合预报结果, 对预报会有正面

的影响效果。均方差的大小表示了集合成员的离散度,是预报可信度的一个指标。离散度越大,表示预报可信度越低。对比图 8a 和图 9,可以看到控制预报的最大降水中心与集合平均最大降水中心、大于 50 mm 的降水概率的最大中心是一致的,均位于 24°N,114.5°E 附近。但是,该地区累积降水预报的离散度也最大,中心值大于 50 mm(图 9c 中最深阴影地区),说明这一地区降水预报的不确定性也很大,预报可信度较低,实况是该地区确实不是最大降水中心。而香港附近的累积降水预报的离散度较小,表明预报的可信度较大。这些结果说明了集合预报产品的均方差可以给暴雨预报提供更多的预报

不确定的信息。

第 2 种模式扰动方法(即扰动 Grell 方案中主要对流触发参数振幅)的 7 个成员 24h 累积降水量预报(图略)表明,7 个成员的主要雨带位置、强降水中心位置与控制试验非常相似,降水呈东北西南向的带状特征,都有 2 个强降水中心,各成员的中心降水强度略有差异。图 10 是第 2 种模式扰动方法的 8 个成员 24 h 累积降水集合预报平均、大于 50 mm 降水的概率和集合预报离散度(即集合预报均方差)图。由图 10 可见,集合平均、大于 50 mm 降水概率的水平分布与控制预报极其相似,集合成员的降水离散度也很小。这些说明第 2 种方法构造的集合预

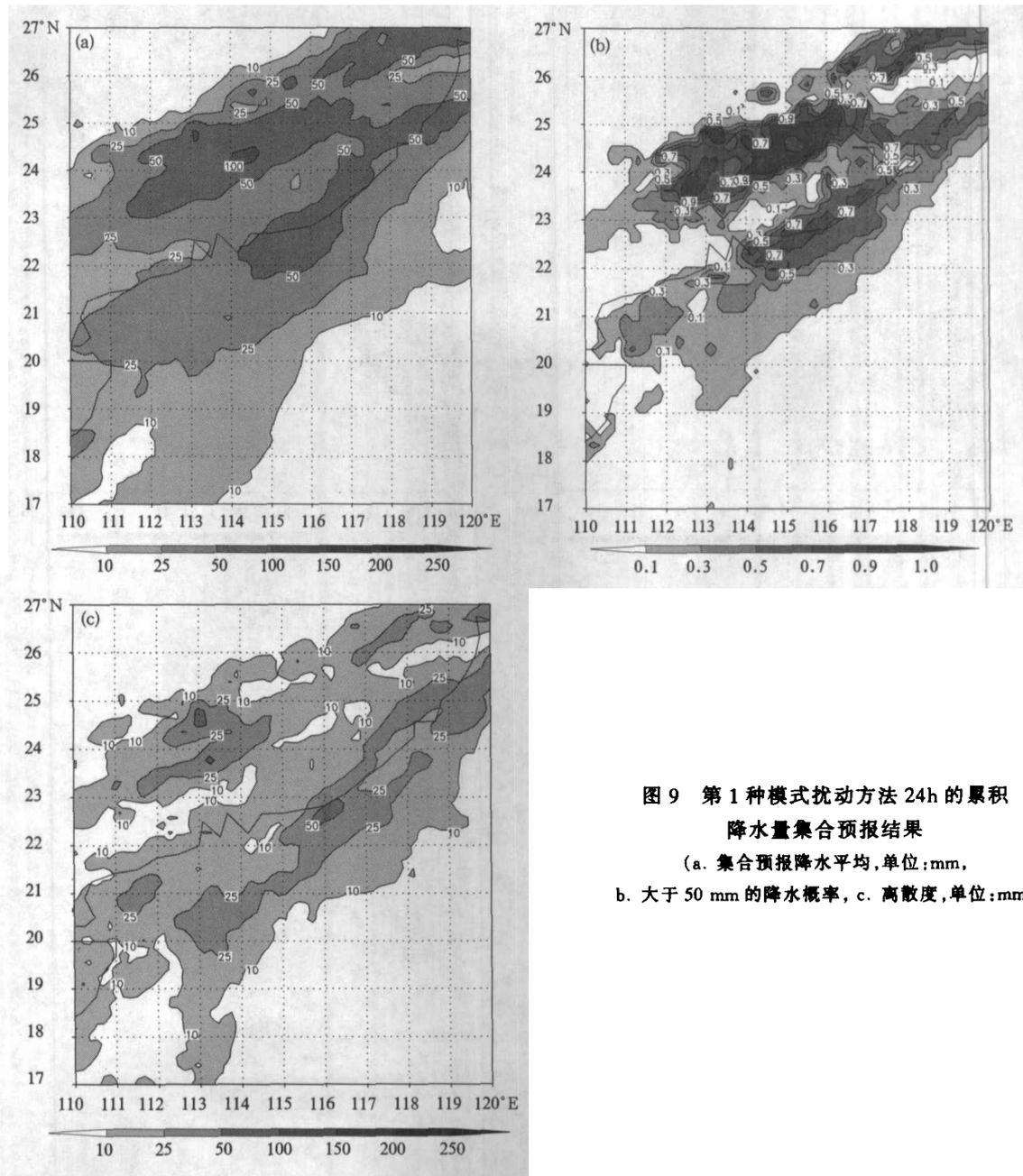


图 9 第 1 种模式扰动方法 24h 的累积降水量集合预报结果

(a. 集合预报降水平均,单位:mm, b. 大于 50 mm 的降水概率, c. 离散度,单位:mm)

报似乎不能很好反应暴雨预报中的不确定性。

由上可知,不同参数化方案组合的集合预报可以提供更多的降水预报不确定性的信息。为进一步了解模式扰动集合预报对大尺度形势场的影响,我们还分析了两种模式扰动的 500 hPa 高度场 5880 m 等高线和 850 hPa 上 14 m/s 的等风速线的 48 h 预报面条图(图略)。结果表明 7 个成员副热带高压预报的位置十分接近。850 hPa 等风速线除了局部地区有些差异外,急流的位置和区域也比较接近。第二种模式扰动集合成员的 500 hPa 大尺度形势场和 850 hPa 的 14 m/s 的等风速线几乎重合在一起,

成员间的离差较第一种方法小。这表明这两种模式扰动方法的集合预报不会对大尺度环流形势产生很大的影响。

TS 和 BS 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。TS 评分是衡量某一量级的预报准确率的标准,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。BS 评分是衡量某一量级的预报偏差的标准,BS 大于 1 表示空报率高于漏报率,BS 小于 1 表示漏报率高于空报率。图 11 和 12 给出了第一种集合预报方法的每个集合成

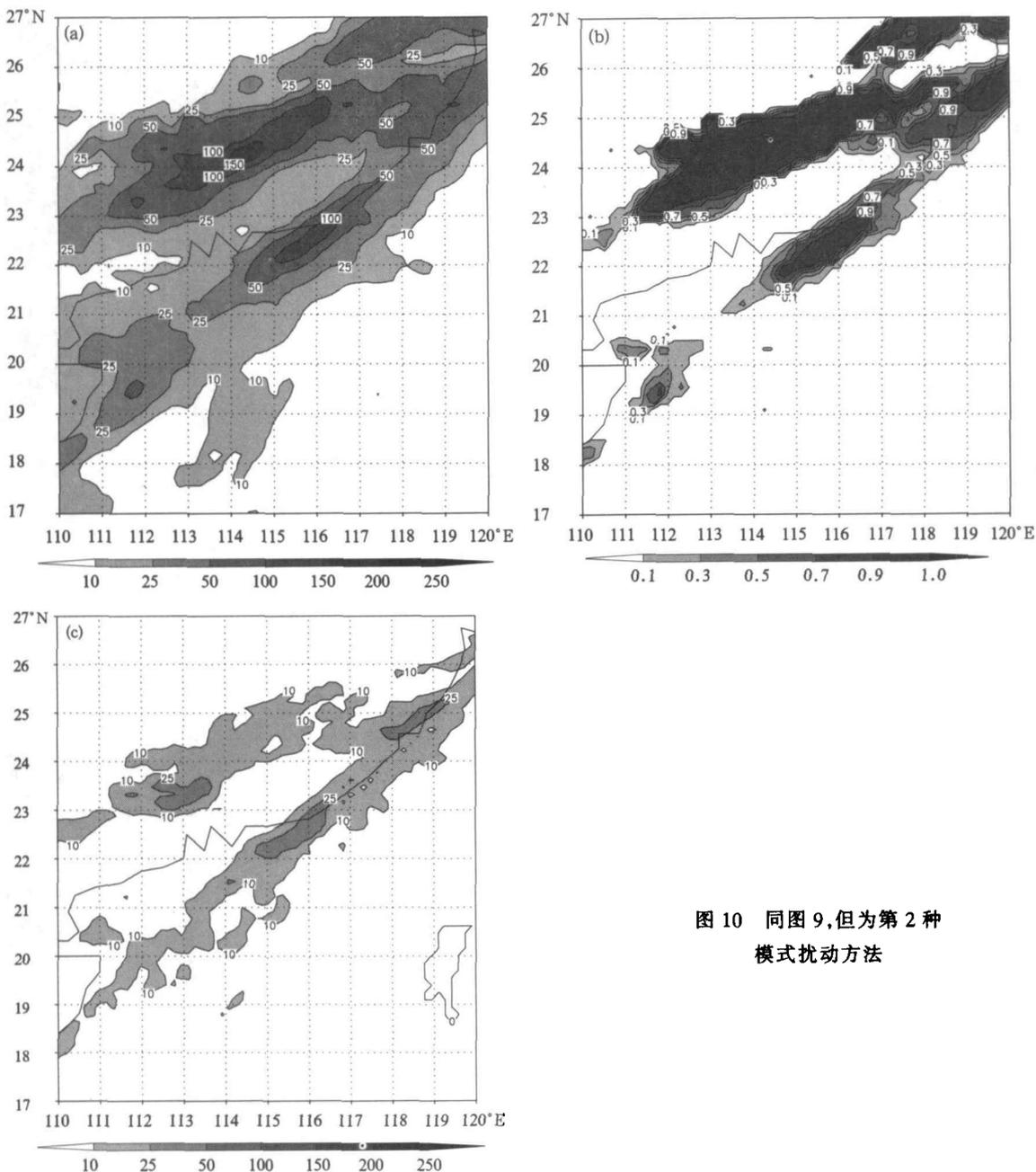


图 10 同图 9,但为第 2 种模式扰动方法

员和集合平均的降水量大于 1.0, 10.0 和 25.0 mm 的 TS 评分和 BS 评分。由图可见,对于以上 3 个量级的降水,集合平均的 TS 评分高于大部分的集合成员,但不是最好的。对于 1.0 和 10.0 mm 的降

水,集合平均的 BS 评分高于大部分的集合成员,但对于大于 25.0 mm 的降水,集合平均的 BS 值在大部分时段内低于大部分集合成员,但也不是最低的。对于大于 25 mm 的降水,TS 评分和 BS 评分都显示

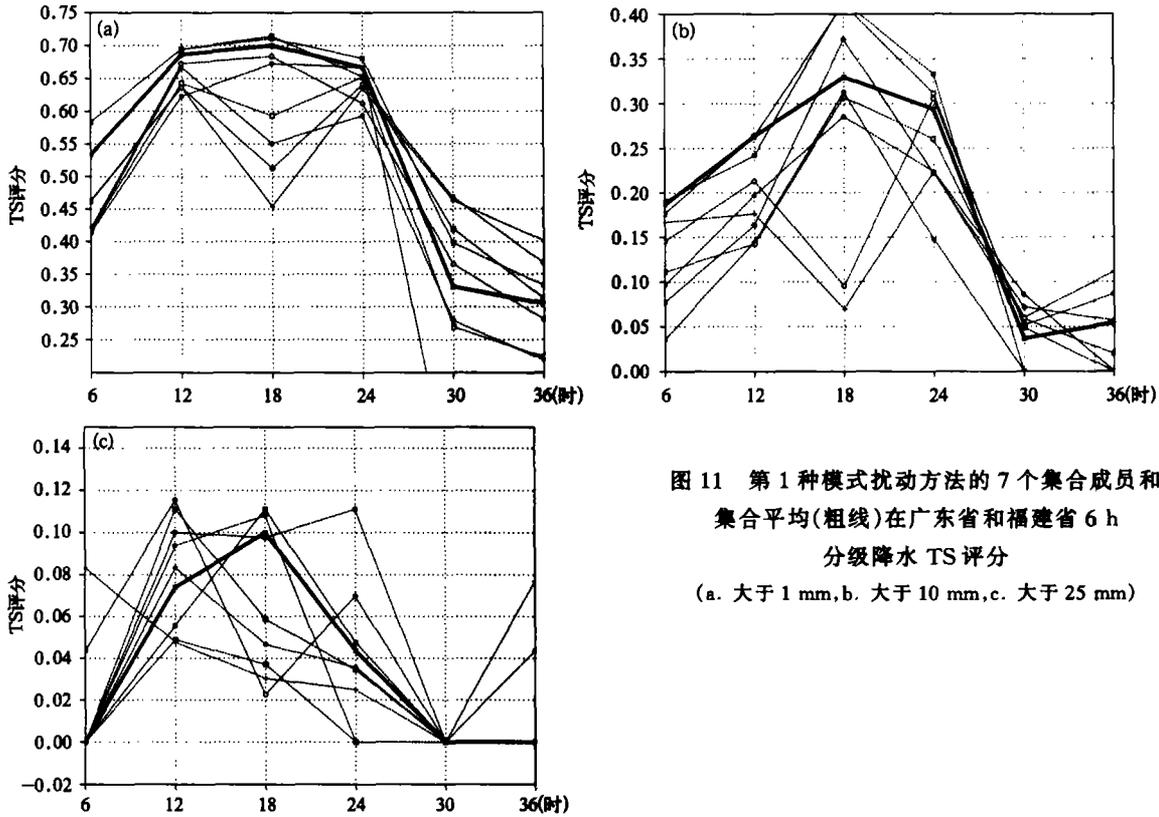


图 11 第 1 种模式扰动方法的 7 个集合成员和集合平均(粗线)在广东省和福建省 6 h 分级降水 TS 评分 (a. 大于 1 mm, b. 大于 10 mm, c. 大于 25 mm)

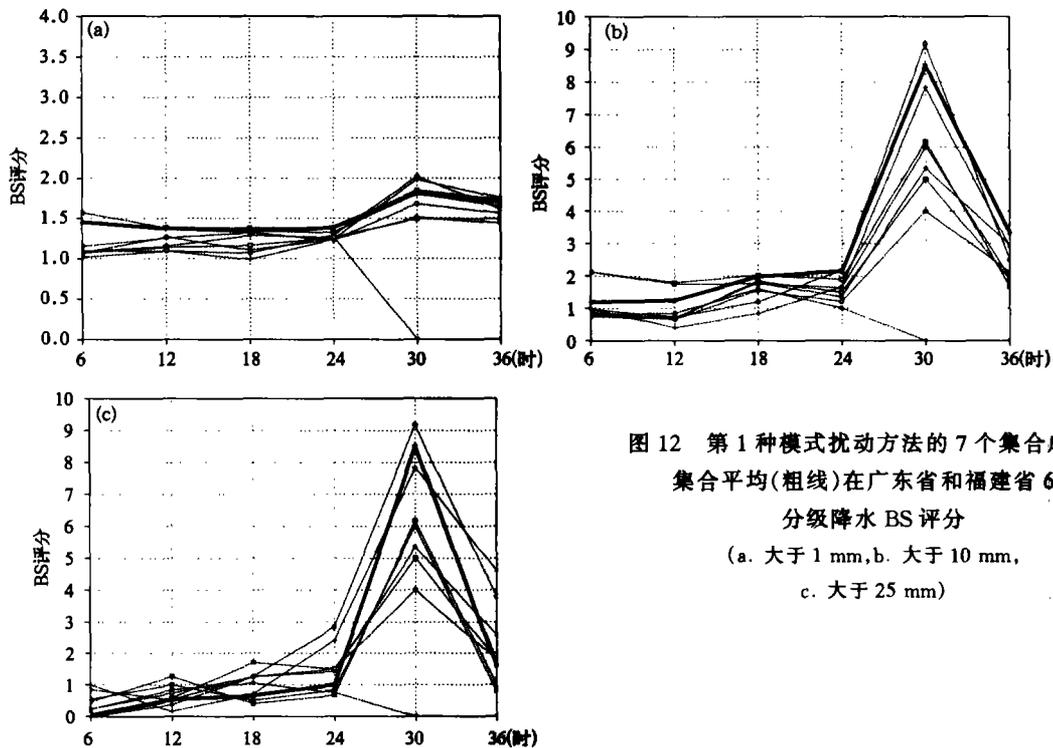


图 12 第 1 种模式扰动方法的 7 个集合成员和集合平均(粗线)在广东省和福建省 6 h 分级降水 BS 评分 (a. 大于 1 mm, b. 大于 10 mm, c. 大于 25 mm)

集合平均优于大部分的集合成员。这说明,第一种模式扰动方法集合预报平均的结果总体上要优于集合成员的单个成员。第二种方法的每个集合成员和集合平均的降水量大于 1.0, 10.0 和 25.0 mm 的 TS 评分和 BS 评分类似图 11 和 12 中的控制预报的 TS 和 BS 曲线(图略), 集合平均的 TS 评分值低于第一种模式扰动集合预报平均的 TS 评分值。

分析表明,在不稳定层结内,用 Grell 方案所计算的对流云厚度一般都远远大于它所要求的最小厚度,且抬升凝结高度与自由对流高度之间几乎都是不稳定层结,第二种模式扰动方法各成员的温度扰动区域、传播方向的差别远不如第一种模式扰动的差异明显(图略),由此而产生的局地辐合辐散和垂直运动也很相似,所以成员间的离散度很小,集合预报对暴雨预报的不确定性反映较少。

以上结果说明,仅扰动方案中的对流触发参数似乎还不足以反映暴雨的不确定性。而不同方案组合的集合预报由于对流参数化方案中的对流触发函数定义与对大气的反馈不同,预报结果的离散度更大,第一种模式扰动方法较第二种模式扰动方法更能反映华南暴雨数值预报中存在的确定性。

6 结论与讨论

本文通过一次典型的华南暖区暴雨数值预报试验,分析了不同对流参数化方案对暴雨模拟不确定性影响的物理过程,并试验了两种模式扰动方法,第一种方法是将不同的边界层和积云对流参数化方案进行随机组合,第二种方法是扰动控制预报的 Grell 方案中的主要对流触发参数振幅,得出以下几点初步结论:

(1) 对流参数化方案的对流凝结潜热加热引起局地温度扰动。通过大气内部的热力动力过程,导致垂直速度的差异,影响网格尺度和次网格尺度降水时间、地点和强度。后续降水再通过凝结潜热释放形成新的扰动源,由于参数化方案的差异,扰动源能量传播方式也不同,最终使模拟大气的动力和热力结构有差异。

(2) 降水预报对对流参数化方案很敏感,由不同的对流参数化方案和边界层方案随机组合的模式扰动集合预报可以反应华南暖区暴雨预报中存在的强降水落区、强度预报的不确定性,仅扰动参数化方案中的参数振幅值似乎还不足以反映华南暴雨预报中的不确定性,对比两种扰动方法的结果,表明模式扰动方法还需要更深入的研究和更多的试验。

(3) 不同对流参数化方案和边界层方案组合的模式扰动集合预报的降水平均、大于 50 mm 降水的概率、降水离散率等集合产品能给“98.6.8”华南暴雨过程提供更有价值的指导预报,给暴雨落区和强度预报提供了预报的不确定性信息。集合平均的 TS 评分高于大多数集合成员,但不是最好的。对于大于 25 mm 以上的降水,降水预报的集合平均优于大部分的集合成员。

(4) 在低纬地区,非绝热物理过程参数化方案不会对大尺度环流形势产生很大的影响,而主要是对降水等中尺度特性很强的物理量产生影响。

(5) 单一的确定性预报在暴雨落区和强度方面的可信度并不稳定,模式扰动集合预报可以反映出降水预报的不确定性,具有较高的指导意义和应用价值。

(6) 模式扰动是构造暴雨集合预报的有效方法,调整模式中的关键参数是一种方法,尽管本文的参数调整法没有获得理想的集合预报结果,但是,这并不能完全说明参数调整法就没有价值,造成这种结果的原因可能有两个,一个可能原因是我们构造的方案还不能很好地反映该方案的对流激发过程的物理内涵,第二个可能原因是 Grell 方案中参数物理内涵并不能反映华南暴雨积云对流参数化方案的不确定性,如果替换成另一种参数化方案,或许结果就会有所不同。因而如何根据模式中的参数物理内涵,调整或“开”“关”这些参数,还需要进一步的研究。同时,上述结论是针对一个华南暴雨个例的研究而得到的,是否适合其他的华南暴雨个例,还需要进行更多的研究。

参考文献

- 1 黄土松. 华南前汛期暴雨. 广州:广东科技出版社,1986. 244pp
- 2 周秀骥, 薛纪善, 陶祖钰等. '98 华南暴雨科学试验研究. 北京:气象出版社,2003,220pp
- 3 薛纪善. 1994 年华南夏季特大暴雨研究. 北京:气象出版社,1999. 185pp

- 4 Grell G A, Duchhia J, Stauffer D R. A Description of the Fifth - Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). NCAR Technical Note /NT-398 + 1 A, 1994, 138pp
- 5 Grell G A. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Mon Wea Rev*, 1993, 121: 764~787
- 6 Anthes R A. A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model. *Mon Wea Rev*, 1977, 105: 270~286
- 7 Betts A K. A new convective adjustment scheme. Part I :Observational and theoretical basis. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1986, 112: 677~692
- 8 Kain J S, Fritsch J M. A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization . *J Atmos Sci*, 1990, 47: 2784~2802
- 9 Kain J S, Fritsch J M. The role of the convective "trigger function" in numerical forecasts of mesoscale convective systems. *Meteor Atmos Phys*, 1992, 49: 93~106
- 10 王建捷, 胡欣, 郭肖容. MM5 模式中不同对流参数化方案的比较试验. *应用气象学报*, 2001, 12(1): 41~53
- 11 顾建峰. 不同深对流参数化方案在降水预报中的比较试验. *气象*, 1999, 25(4): 41~53
- 12 Wang Wei, Seaman N L. A comparison study of convective parameterization schemes in a Mesoscale Model. *Mon Wea Rev*, 1997, 125: 252~278
- 13 陈静, 薛纪善, 颜宏. 非绝热物理过程参数化方案对中尺度短期暴雨数值模拟影响的研究. *气象学报*, 2003, 61(2): 203~218
- 14 Stensrud D J, Bao Jian-Wen, Warner Thomas T. Using initial condition and model physics perturbation in short-range ensemble simulations of mesoscale convective systems. *Mon Wea Rev*, 2000, 128: 2077~2107
- 15 王晨稀, 端义宏. 短期集合预报技术在梅雨降水预报中的试验研究. *应用气象学报*, 2003, 14(1): 69~78
- 16 孙健, 赵平, 周秀骥. 一次华南暴雨的中尺度结构及复杂地形的影响. *气象学报*, 2002, 60(3): 333~342
- 17 孙建华, 赵思雄. 一次罕见的华南大暴雨过程的诊断与数值模式研究. *大气科学*, 2000, 24(3): 382~391
- 18 Dudhia J. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J Atmos Sci*, 1989, 46: 3077~3107
- 19 Du J. Short-range ensemble forecasting of quantitative precipitation. *Mon Wea Rev*, 1997, 125: 2427~2459
- 20 Hong Song-You, Pan Hua-Lu. Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model. *Mon Wea Rev*, 1996, 124: 2322~2339
- 21 Zhang Da-ling, Richard A, Anthes A. High-resolution model of the planetary layer-sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 Data. *J Appl Meteor*, 1982, 21: 1594~1609

THE UNCERTAINTY OF MESOSCALE NUMERICAL PREDICTION OF SOUTH CHINA HEAVY RAIN AND THE ENSEMBLE SIMULATIONS

Chen Jing

(*Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081;*
Chengdu Institute of Plateau Meteorology, Chengdu 610071)

Xue Jishan

(*Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*)

Yan Hong

(*World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland*)

Abstract

In the context of non-hydrostatic MM5 version we explore the impact of convective parameterization schemes on the uncertainty in mesoscale numerical prediction of South China heavy rain and mesoscale heavy rainfall short-range ensemble simulation by using two kinds of physics perturbation methods through a heavy rain case occurring in 8 June 1998 in Guangdong and Fujian Provinces. The results show the physical process of impacts of convective schemes on heavy rainfall is that different latent heat of convective condensation produced by different convective schemes can make local temperature perturbation, leading to the differences of local vertical speed by the intrinsic dynamic and thermodynamic processes of atmosphere, and therefore, making difference of the timing, locations and strength of meso scale and subgrid scale precipitation later. New precipitations become the new source of latent heat and temperature perturbation, which finally makes the dynamic and thermodynamic structures different in the simulations. Two kinds of methods were used to construct different model version stochastically, the first one is by using different convective parameterization and planetary boundary layer schemes, the second is by adjusting different parameters of convective trigger function in Grell scheme. The results indicate that the first ensemble simulations can provide more uncertainty information of location and strength of heavy rainfall and than the second. The single determinate predictions of heavy rain are unstable, physics ensemble predictions can reflect the uncertainty of heavy rain, providing more useful guidance and have higher application value.

Physics ensembles suggest that model error should be under consideration in the heavy rainfall ensembles. Although the method of using different parameters in Grell scheme could not produce good results and how to construct the perturbation model or adjust the parameter in one scheme according to the physical meaning of the parameter needs further investigation. A limitation of the current study is the restriction to a single case and more cases will be addressed in the future researches.

Key words: South China heavy rain, Convective parameterization schemes, Uncertainties, Ensemble simulations.