

一次梅雨暴雨预报中的误差演变及可预报性分析^{* 1}

罗 雨 张立凤
LUO Yu ZHANG Lifeng

解放军理工大学气象学院, 南京, 211101

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

2009-04-08 收稿, 2010-01-12 改回.

Luo Yu, Zhang Lifeng. 2010. A case study of the error growth evolution in a meiyu front heavy precipitation forecast and an analysis of the predictability. *Acta Meteorologica Sinica*, 68(3):411-420

Abstract The prediction of heavy rainfall along the meiyu front in China in July 2003 is studied. Based on the study results of the sensitivity of precipitation prediction in the AREM to the different initial data analyses and the different initial errors of variables, the evolution of error growth and its mechanism are described and discussed in details in this paper. The results indicate that an initial error with smaller amplitude will grow faster and afterwards the evolution of error growth following the occurrence and development of rainfall is characterized by a transition from local growth to global spreading to the overall domain with the remarkable error growth occurring in the rain belt, suggesting that the rain belt is a sensitive area for error growth. The initial errors in the rain belt contribute significantly to the error of precipitation prediction. The distribution of initial moisture has not only important effect on the propagation of error growth, but also drives meso- and small- scale errors to grow rapidly and subsequently causes the error growth in larger-scale motions. Since the computational results based on the error energy formula show that the energy for error growth is largely provided by latent heat, it is therefore concluded in terms of energy that the precipitation and error growths have the same “energy source”, which imposes intrinsic limitation on the predictability of heavy rainfall.

Key words Heavy precipitation, Predictability, Initial error, Error growth evolution, AREM

摘 要 针对 2003 年 7 月 3—4 日淮河流域梅雨暴雨过程, 利用 AREM 模式, 在分析暴雨预报对不同来源的初始资料 and 不同要素初始误差的敏感性的基础上, 重点研究了降水过程中误差的演变特征和发展机理。分析结果表明, 初始小振幅误差增长最快, 而伴随着降水的发生和发展, 误差演变特征表现为由局地增长发展为全局传播的过程, 且误差最优增长总是出现于雨区, 这意味着雨带是误差增长的敏感区域。雨区内存在的初始误差对降水预报误差具有重要贡献, 初始湿度条件不仅影响误差的传播特征, 还使雨带上中小尺度误差迅速增长并造成更大尺度的误差。基于误差能量公式的计算结果表明, 误差增长的能量来源主要由凝结加热提供, 因此, 从能量角度而言, 误差增长和降水增大是同“源”的, 从而使暴雨可预报性受到固有的限制。

关键词 暴雨, 可预报性, 初始误差, 误差演变, AREM

中图法分类号 P456.7 P435

1 引 言

由于大气系统内在的随机性, 它的可预报时效存在上限, 超过这个时效的预报结果将无意义。动力系统的不稳定性是造成有限可预报性的根本原

因, 这一观点最早由 Maxwell(1876) 提出, Thompson(1957) 从数值天气预报的角度指出可预报性问题是由于大气对初值和模式误差非常敏感。然而, 因为大气运动的多尺度特征, 对可预报性的界定必然依赖于所讨论系统的时空尺度。Lorenz (1969)

* 资助课题: 国家自然科学基金项目“暴雨预报中初始误差的演变和可预报性研究(40975031)”。

作者简介: 罗雨, 主要从事大气动力学和数值模拟。luoyu2489@163.com

指出,较小尺度、特别是中尺度运动,比天气尺度、行星尺度运动的可预报性低,它的误差倍增时间更短,并推断若模式中包含更复杂的物理过程,中尺度运动难以预报的特征更明显。用数值模式开展中尺度可预报性研究的工作始于 Anthes(1985),他发现初始误差在有限区域的中尺度模式中无法增长,得出中尺度可预报性更高的结论,但 Errico 等(1987)指出中尺度误差缓慢增长的原因是模式中边界条件和过强水平耗散等的约束,消除这些影响后初始误差的快速增长能够得到证实。Zhang 等(2002, 2003)针对 2000 年 1 月美国暴风雪的中尺度可预报性进行了研究,并指出:小振幅、小尺度初始误差在湿物理过程作用下快速发展并呈现升尺度增长的特征是制约业务天气预报的主要影响因素。在此基础上, Tan(2004)通过构造理想初始场,分析了初始误差在湿斜压波中的增长特征。与 Zhang 等(2002, 2003)关注的强斜压性的中尺度天气系统不同, Zhang 等(2006)对弱斜压性、强对流不稳定的一次暖季降水个例进行了可预报性分析,指出小尺度误差增长的机制是对流不稳定,斜压不稳定决定了误差的升尺度传播和误差在大尺度范围的增长,而湿对流促使小振幅、小尺度扰动在初始阶段快速增长。

这些研究表明,中尺度天气事件的可预报性已成为可预报性研究的热点问题。暴雨是影响中国的主要灾害性天气,暴雨引起的洪涝灾害常给中国人民生命财产和国民经济建设带来巨大损失。它是各部门广泛关注、气象部门极为重视的问题,而中尺度数值模式是实现暴雨定点、定时、定量预报的最有力工具。目前暴雨数值预报对于中尺度或更大尺度降水预报的总体特征虽有一定的可信度,但对较小尺度降水的精细预报的准确率却很低,模式的不完善固然是原因之一,但初始场的质量和初值不确定性也是不能忽视的问题。因为暴雨是发生在不稳定大气中的天气事件,由于大气的高度非线性特点,这种背景下的预报对初始误差会更加敏感。1998 年 7 月 20—22 日武汉附近出现的特大暴雨,宇如聪等(2001)用 AREM 模式对其进行的数值模拟结果表明,该暴雨过程的数值预报对初值很敏感;贝耐芳等(2002)认为,初始信息是否完全可能是这次暴雨预报成功与否的关键所在。

研究暴雨可预报性问题、分析初始误差对预报结果的影响,要求我们认识初始误差在降水预报过程中的演变规律、初始误差发展的机理、以及解决初始误差影响的方法。本文选择 2003 年 7 月初发生在淮河流域的一次梅雨锋暴雨过程,分析了暴雨预报对初始动力学和热力学要素的敏感性,揭示了初始误差在数值模拟暴雨过程中的演变特征、误差演变与暴雨发展的关系和初始误差增长的机理。

2 模式简介和试验方案设计

研究模式选用中国自行研制的 AREM 暴雨预报模式,它是基于中国科学院大气物理研究所大气科学和地球物理流体力学数值模拟国家重点实验室(LASG)的 REM,由 LASG、北京应用气象研究所和中国气象局武汉暴雨研究所等单位联合发展的新一代 η 坐标暴雨数值预报模式(宇如聪等, 2004a, 2004b)。AREM v2.3.1 的水平分辨率为 37 km, η 坐标垂直分层 32 层,积分区域为(15°—50°N, 90°—130°E)。积分中物理过程选用 BIAMC 冷云微物理过程、Betts-Miller 对流调整式方案、BIAM 多层结通量-廓线的地表通量参数化方案、Benjamin 地表辐射参数化方法。

研究个例选用 2003 年 7 月 3 日 00 时至 4 日 00 时(世界时,下同)发生在淮河流域的梅雨暴雨过程,积分时间为 24 h,边界条件由 NCEP 再分析资料提供,每 6 小时更新一次。

为了揭示模式初值误差对梅雨暴雨可预报性的影响,设计了 9 个试验(表 1)。

需要说明的是,Exp_STN 和 Exp_NCP 两个试验初始场中各物理量间的差异远小于物理量本身的量级,是小扰动;试验 Exp_T 和 Exp_UV 相当于分别在温度和湿度初始场或风场上叠加了这种小扰动,它不会破坏初值中各物理量间的关系。

3 试验结果分析

3.1 初始资料对预报的影响及对照试验的确定

分析用不同初始资料预报的 24 h 累积降水发现(图 1),试验 Exp_NCP 预报的降水强度(图 1c)明显弱于实况;而试验 Exp_STN 预报的雨带(图 1b)整体分布、降水中心位置及强度都与实况相近,

表 1 试验方案
Table 1 The configuration of sensitivity experiments

序号	试验名称	试验描述	试验目的
1	Exp_STN	模式初值用常规报文资料,由 AREM 的客观分析系统得到初始分析场	不同来源资料形成的初始分析场对暴雨预报的影响,确定对照试验
2	Exp_NCP	模式初值用 $1^\circ \times 1^\circ$ 的 NCEP 再分析资料,由 AREM 客观分析系统得到初始分析场	不同来源资料形成的初始分析场对暴雨预报的影响,确定对照试验
3	Exp_T	同 Exp_STN,但模式初始分析场中的温度和湿度场用 NCEP 资料代替	降水预报对初始热力学要素的敏感性
4	Exp_UV	同 Exp_STN,但模式初始分析场中的风场用 NCEP 资料代替	降水预报对初始动力学要素的敏感性
5	Exp_T1、Exp_T05、 Exp_T01、Exp_T001	同 Exp_STN,但在温度初始分析场中叠加随机扰动,扰动定义为: $P = T_s \cdot Rand$, T_s 为扰动振幅,各试验中分别取为 1、0.5、0.1、0.01 K; $Rand$ 是在 $[-1,1]$ 内均匀分布的随机数	初始误差的大小对暴雨预报的影响
6	Exp_T01LP	同 Exp_T01,但温度初始分析场的扰动叠加在雨区即在 $(31^\circ-35^\circ\text{N}, 113^\circ-123^\circ\text{E})$ 范围内	雨区内初始温度误差对降水预报误差的贡献和初始湿度条件对误差增长的影响
7	Exp50_T01LP	同 Exp_T01LP,但雨区 $(31^\circ-35^\circ\text{N}, 113^\circ-123^\circ\text{E})$ 内的初始相对湿度减小 50%	雨区内初始湿度条件对降水预报误差的贡献和初始湿度条件对误差增长的影响
8	Expdry_T01LP	同 Exp_T01LP,但模式积分中不考虑湿物理过程	湿物理过程及凝结加热作用对误差增长的影响
9	Expdryaf6h_T01LP	同 Exp_T01LP,但模式积分 6 h 后不考虑湿物理过程	湿物理过程及凝结加热作用对误差增长的影响

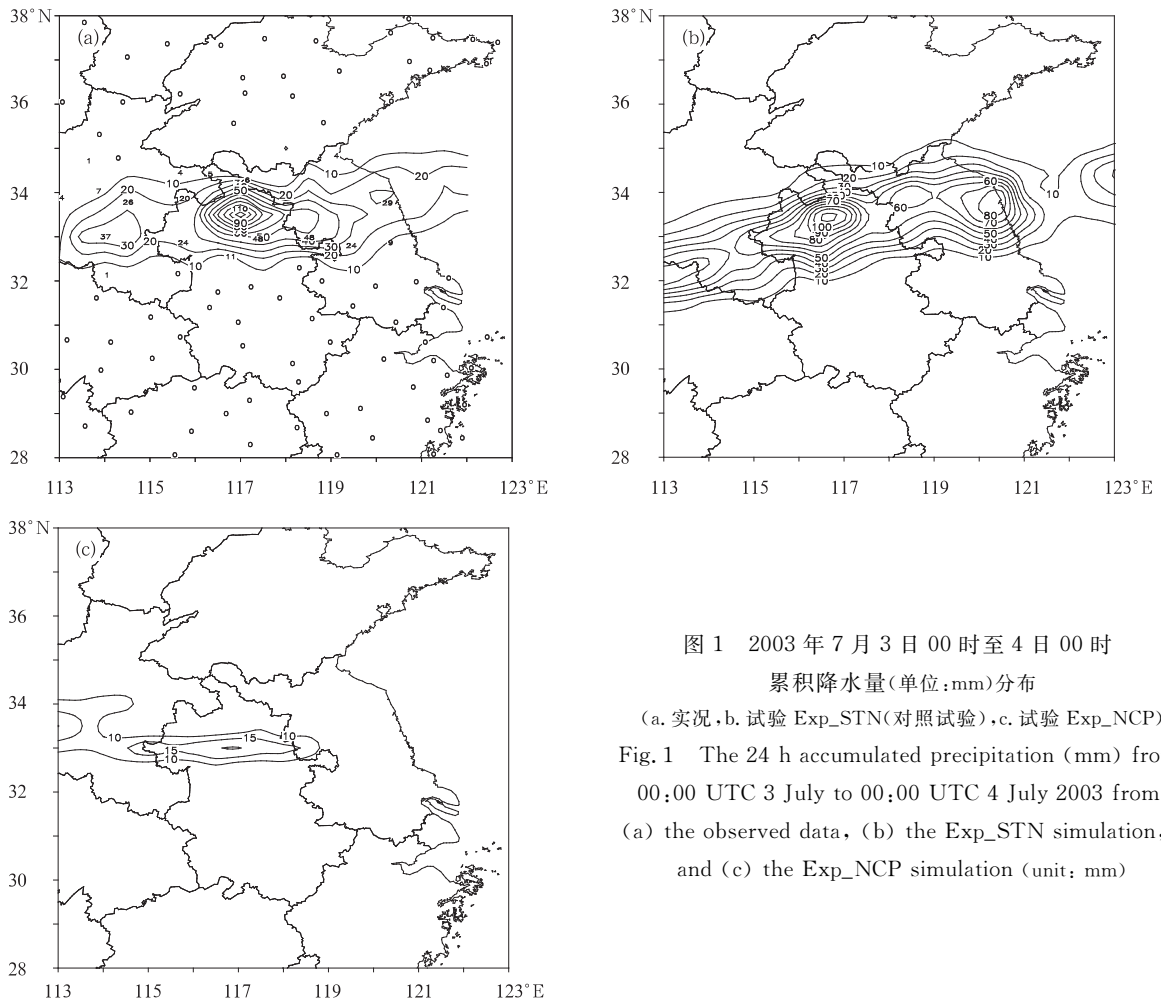


图 1 2003 年 7 月 3 日 00 时至 4 日 00 时
累积降水量(单位:mm)分布
(a. 实况, b. 试验 Exp_STN(对照试验), c. 试验 Exp_NCP)
Fig. 1 The 24 h accumulated precipitation (mm) from
00:00 UTC 3 July to 00:00 UTC 4 July 2003 from
(a) the observed data, (b) the Exp_STN simulation,
and (c) the Exp_NCP simulation (unit: mm)

表现为主要雨带呈纬向分布,雨带上自西向东分布着3个雨团中心,3个雨团的位置分别以57290站(33.00°N,114.02°E)、58122站(33.63°N,116.98°E)和58150站(33.77°N,120.25°E)为代表,这3个测站对应的24h累积降水分别为37.1、110.0、28.6mm。为定量评估2个试验的预报效果,计算了它们的TS评分(表2),结果表明:对于各降水等级的评分,Exp_STN都高于Exp_NCP,所以对这次暴雨过程而言,用常规报文资料作为模式初始场的预报效果要好于用NCEP资料作初始场,反映了暴雨预报对初始场的敏感性。

表2 试验Exp_STN和Exp_NCP的TS评分
Table 2 TS scores for the Exp_STN and the Exp_NCP

降水等级	Exp_STN	Exp_NCP
>5 mm	0.54	0.29
>10 mm	0.42	0.17
>25 mm	0.21	0
>50 mm	0.042	0

逐时降水反映的是暴雨过程的中尺度特征,为揭示Exp_STN和Exp_NCP两个试验对降水中尺度特征的预报效果,对比分析了试验Exp_STN和Exp_NCP的雨团中心(33.5°N,117°E)与58122站(安徽雨区中心)实测的逐时降水演变(图2),从图可见,Exp_NCP的降水强度预报远小于实况,降水变化也未表现出实况中呈峰值突增的中尺度特征;而Exp_STN预报出了降水突增的变化趋势,且峰值强度也与实况相近,但达到峰值的时间晚于实况、

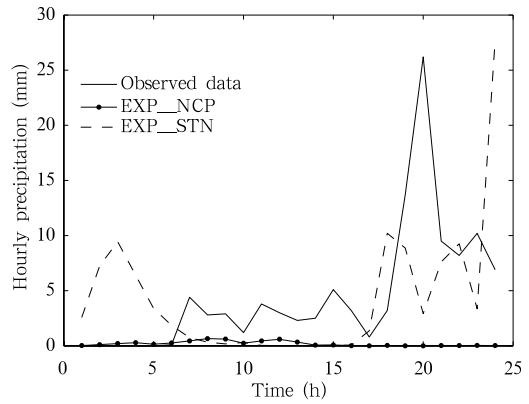


图2 2003年7月3日00时至4日00时安徽雨团中心逐时降水演变

Fig. 2 Hourly precipitation of the rain cell in Anhui from 00:00 UTC 3 July to 00:00 UTC 4 July 2003

降水开始的时间早于实况。这反映了尽管Exp_STN对24h降水预报较好,但对降水中尺度变化特征的精确描述仍有困难。

综合以上对比分析可以认为,无论是对24h降水与逐小时降水预报,还是对降水分布型式和强度的预报,试验Exp_STN的结果都优于Exp_NCP,所以把Exp_STN作为对照试验,并将其他扰动试验与其对比分析。

显然,造成不同试验降水预报差别的根本原因是初始场差异。图3为沿117°E剖面上两个试验初始假相当位温的垂直分布,由图可见,Exp_NCP的初始场在暴雨区的等值线近乎垂直,这反映暴雨区

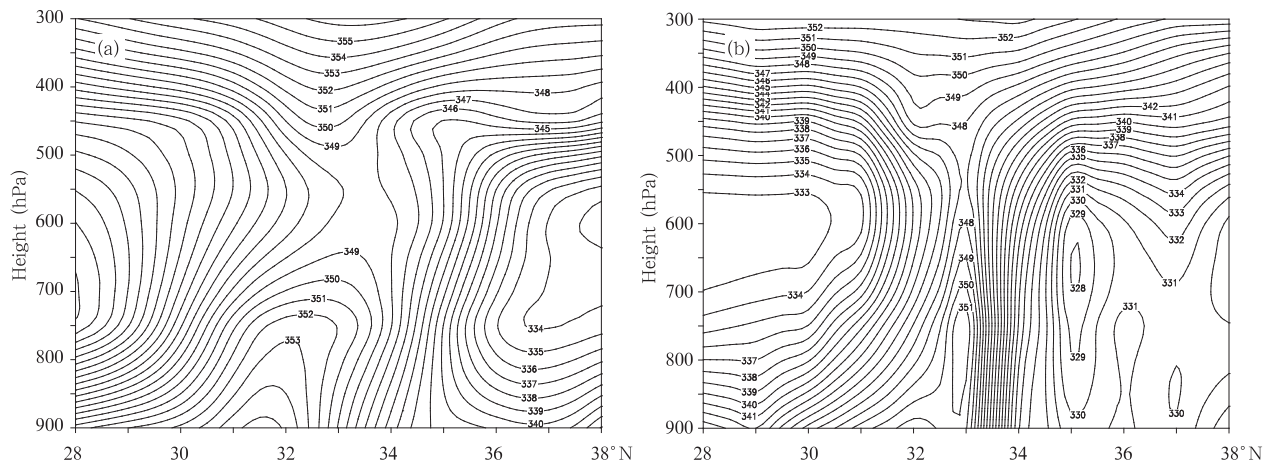


图3 沿117°E剖面的假相当位温垂直分布(a. Exp_STN的分析场, b. Exp_NCP的分析场)

Fig. 3 Latitude-height sections of θ_{se} along 117°E from (a) the analysis of Exp_STN and (b) the analysis of Exp_NCP

为对流中性和小范围的弱对流不稳定;而 Exp_STN 初始场中低层不仅具有高 θ_{se} 对应的暖湿中心,并且 550 hPa 附近有明显的干冷空气侵入,这样,在暴雨区的对流层中低层存在上干冷、下暖湿的对流不稳定层结。初始场稳定度的差异决定了对流能否更快发展及产生对流降水的强度,从而影响着暴雨的预报结果。此外,与 Exp_NCP 的初始场相比,Exp_STN 的初始场在雨区低层辐合和高空辐散的强度更大,上升运动更强,更有利于激发不稳定能量的释放,使对流降水迅速发展。

3.2 初始物理量扰动及其大小对预报的影响

以上分析确定 Exp_STN 为对照试验,故在以下分析中将其预报结果近似代替实况,通过比较扰动试验与对照试验的差异,揭示模式初始场中不同的物理量及初始误差大小对预报结果的影响。这里定义初始误差为对照试验初始场上叠加的扰动,预报误差为扰动试验与对照试验预报结果的偏差,而不是传统意义上的真实值和预报值之差。已有研究(卞建春等,2003)表明这种思想用于讨论可预报性问题是可行的。

首先对比试验 Exp_T 和 Exp_UV 的结果,将它们的预报降水与对照试验降水的均方根误差作为降水预报误差,分析发现 Exp_T 对应的降水预报误差在 24 h 中都大于 Exp_UV,故认为这次暴雨过程的预报对初始热力学要素更为敏感。另外,若单独对初始相对湿度或温度进行扰动,二者对应的降水误差大小相当,且后者造成的降水预报误差略大,所以初始温度场对预报结果影响最大,可将它作为敏感性试验的扰动对象。为此设计了在温度三维格点上叠加不同大小初始扰动的 4 个试验:Exp_T1、Exp_T05、Exp_T01 和 Exp_T001,即表 1 中的第 5 组试验。

图 4 给出了 4 个扰动试验与对照试验的降水预报均方根误差,它反映了不同大小初始扰动造成的降水预报误差的演变。结果表明,对于较小振幅的初始误差,其增长率更快,表现为 0.01 K 与 1 K 初始温度误差造成的降水预报误差逐渐接近,这说明在降水数值预报中,初始微小误差也不能忽视,它造成的降水预报误差是十分可观的。实际上,对于 24 h 累积降水,0.01 K 的初始误差并未造成雨带分布的显著偏移,但局部区域的降水强度预报误差最大值可达 25 mm,范围为 β 中尺度,这便意味着在局地

范围内对降水中心预报的失败。为进一步定量分析初始误差大小对预报的影响,按照文献(Zhang, 2003)定义误差能量为:

$$\Delta E = \sum_i \sum_j \sum_k (u'_{ijk}{}^2 + v'_{ijk}{}^2 + \frac{c_p}{T_r} T'_{ijk}{}^2)$$

其中 i, j, k 为 x, y, z 方向的格点数, $u'_{ijk}, v'_{ijk}, T'_{ijk}$ 分别为扰动试验和对照试验的纬向风、经向风和温度的差值, $c_p = 1004 \text{ J}/(\text{kg} \cdot \text{K}), T_r = 270 \text{ K}$ 。图 5 给出了按上式计算的不同试验 500 hPa 误差能量随时间的演变,图中显示,积分前 5 h,误差的增长率随初始误差振幅的减小而增大,16 h 后,各试验误差能量的差异迅速减小。特别值得注意的是 Exp_T1 和 Exp_T001,尽管二者初始 ΔE 量级之比约为 10^4 ,但积分 24 h 后却十分接近,这说明小振幅的初始误差增长率更大,它在积分时段内增长速度更快,具有更大的误差增长幅度,在一定的时间后,其影响不小于较大初始误差造成的预报误差。

误差增长率随着初始误差振幅的减小而迅速增加的事实表明了误差增长具有非线性特征,这与 Lorenz(1969)的结论一致。由于对于微小误差(如 0.01 K 初始温度扰动),模式的耗散作用相对较弱,当它弱于非线性影响造成的误差增长时,初始误差增长率就显著提高,这便是在 Exp_T001 中误差增长率从一开始就显著高于其他试验的原因。因此,在实际数值预报中,初始场精度对预报结果的影响是显著的,即初始非常微小的误差随预报时间延长也可造成十分可观的预报误差,要减小初始误差,必须提高观测精度和发展资料同化技术。

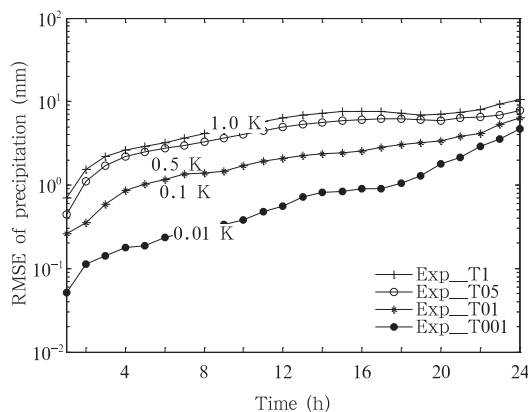


图 4 不同试验降水均方根误差随时间演变
Fig. 4 Temporal changes in the RMSE of precipitation from the control simulation and different experiments

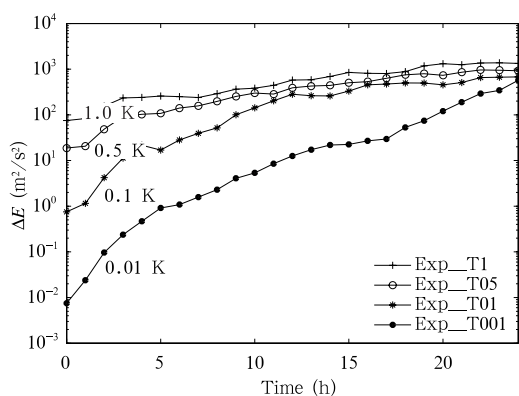


图5 不同试验 500 hPa 误差
能量随时间演变

Fig. 5 As in Fig. 4 but for ΔE

3.3 初始误差的增长和传播特征

初始误差对预报结果的影响与初始误差随预报时间的演变特征密切联系,而误差演变特征包含大小的增长和分布的传播。从试验Exp_T01在不同

时刻的 500 hPa 温度场预报误差分布(图 6)可见,初始时刻随机分布的误差在局地优先增长,然后范围扩大。结合对照试验的降水演变过程后发现,预报误差演变可分为 3 个阶段:第 1 阶段为 0—6 小时,随着雨团从安徽北部东移并稳定在江苏北部,温度误差在呈现出局地增长的同时,其中心也跟随雨带东移,并在江苏北部区域显著增长,而其他区域的误差增长不明显甚至衰减。第 2 阶段为 9—15 小时,该时段内江苏北部的雨区范围逐渐减小,相应地误差增长也减缓;与此同时,河南西南部出现尺度约为 200 km 的 β 中尺度雨团,其雨强和尺度不断增大,演变成为水平尺度接近 400 km 的东北—西南向雨带,伴随新生雨团的发展,该区域的误差也出现局地发展并升尺度增长的现象,误差的极值中心和降水大值中心都呈现出准静止的特性。第 3 阶段为 15—24 小时,此时段,位于河南西南部的雨带在维持中心最大降水强度的同时,快速地移至安徽

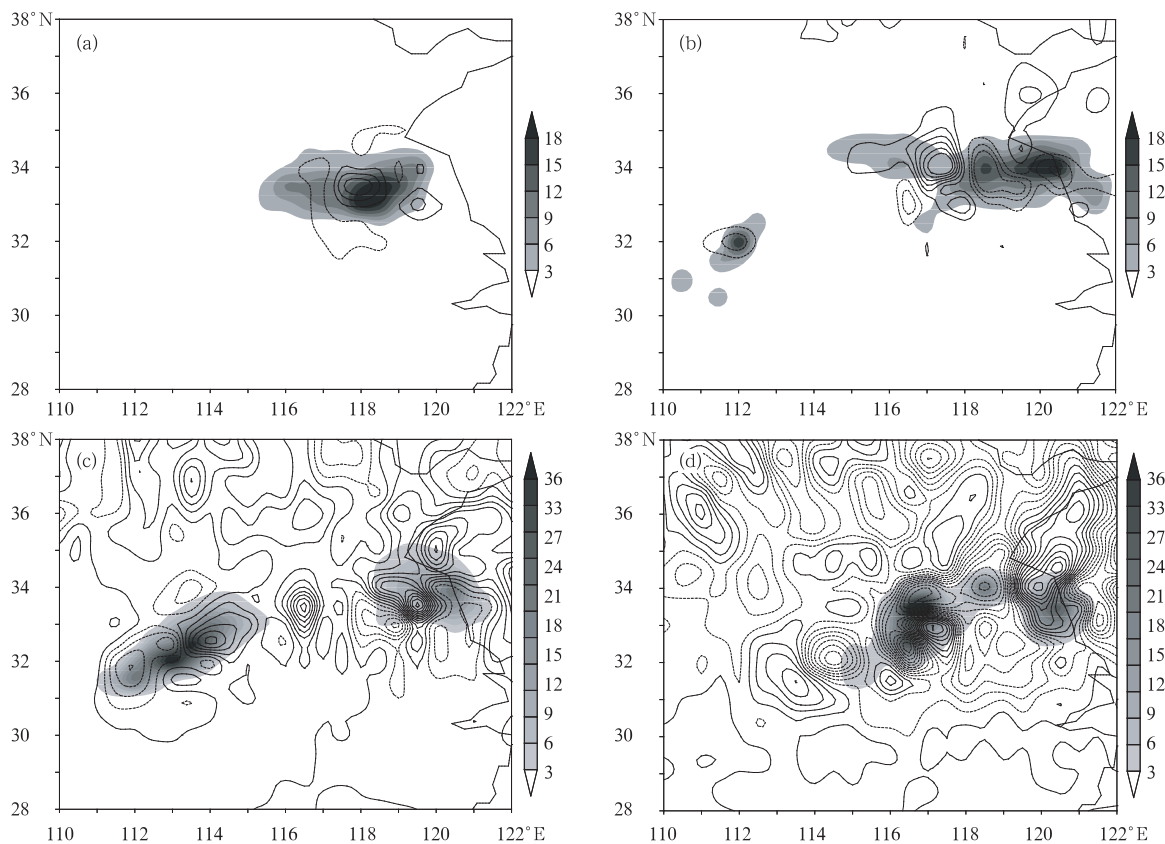


图6 500 hPa 误差的分布演变(等值线为温度误差,实线为正,虚线为负,等值间隔 0.1 K;
填色图为对照试验的逐 3 h 累积降水,单位 mm; a. 积分 6 h, b. 积分 9 h, c. 积分 15 h, d. 积分 24 h)

Fig. 6 500 hPa temperature errors (contour, K) after the integrations of (a) 6 hour, (b) 9 hour, (c) 15 hour and (d) 24 hour with the 3 h accumulative precipitation (mm) from the control simulation shaded (Contour interval is 0.1 K; dashed contours indicate negative values)

北部并与此前位于江苏北部呈现减弱趋势的雨区合并成为一条东西走向的雨带,造成江苏北部的降水再次增强。同时,之前在河南西南部局地增长的误差极值中心也跟随降水中心迅速沿西南—东北的路径移至安徽北部,江苏北部的误差伴随降水的增强也再次得到发展。

纵观以上 3 个阶段发现,在 0—15 小时,虽然误差范围迅速扩大,但误差显著增长多集中在淮河流域的雨带上,雨区外的误差增长程度相对较弱,所以前两个阶段可归纳为误差以局地增长为主;15 小时以后,误差增长的区域开始逐步扩大至更广的范围,是误差快速传播全局增长阶段。结合图 6 逐 3 h 降水演变,发现误差演变与降水区域和强度的变化密切联系,15 小时后是降水迅速发展阶段,所以可以认为降水突然增强对误差迅速增长及传播具有重要影响,关于这一观点还将在后文中作进一步阐述。另外,进一步分析全风速误差的分布演变,发现其特征与温度场类似,也经历了从局地增长向全区域传播的发展过程。由于全风速误差代表了误差动能的大小,因此,这 3 个阶段也可以看作是误差能量的演变过程。

另外,Exp_T1、Exp_T05、Exp_T001 的误差增长和传播过程都存在上述的 3 个阶段,误差都由局地增长逐渐向全区域传播。由此可以认为,对于暴雨预报而言,对于初始场中不可避免存在的微小误差,它不仅像前文中阐述的那样增长十分迅速,而且其分布具有如上的演变特征,所以微小初始误差的

局地增长和传播导致了整个预报结果被“污染”,这便是造成暴雨的预报水平较低、降水的可预报性受到限制的重要原因之一。

3.4 误差演变与降水过程的关系

以上分析结果表明,初始误差首先在雨区得到最优增长,然后向雨区外传播,而误差极值中心和极值大小始终与降水中心的落区和雨强变化紧密联系,所以可以认为雨区是误差增长的敏感区,雨区的初始误差可能对降水预报误差的贡献更大、更直接。为验证这个结论,设计了试验 Exp_T01LP 和 Exp50_T01LP,后者旨在通过减小初始湿度场强度以削弱水汽条件、延迟对流降水产生,即改变了降水强度和降水时段。

对比 Exp_T01LP 和 Exp50_T01LP 的结果发现,两个试验的误差经向传播和降水随时间的变化密切联系。图 7 为 113°—123°E 平均的全风速误差(扰动试验与对照试验的偏差风大小)和对照试验的降水随时间演变。从图 7a 可见,即使是在雨区叠加初始扰动,误差的演变仍然出现伴随降水首先局地(雨带范围)显著增长,然后向全局传播的过程,且经向传播具有南北不对称的特征,北传的程度强,雨带北侧的误差振幅大,这与试验 Exp_T01 类似。而试验 Exp50_T01LP 的结果表明(图 7b),随着降水发生时间的推迟和强度的减弱,误差增长的时段也相应推迟、增长幅度和经向传播范围都随之减弱。这说明降水发生发展对误差增长特征具有重要影响,误差的增长幅度总是伴随降水强度增强

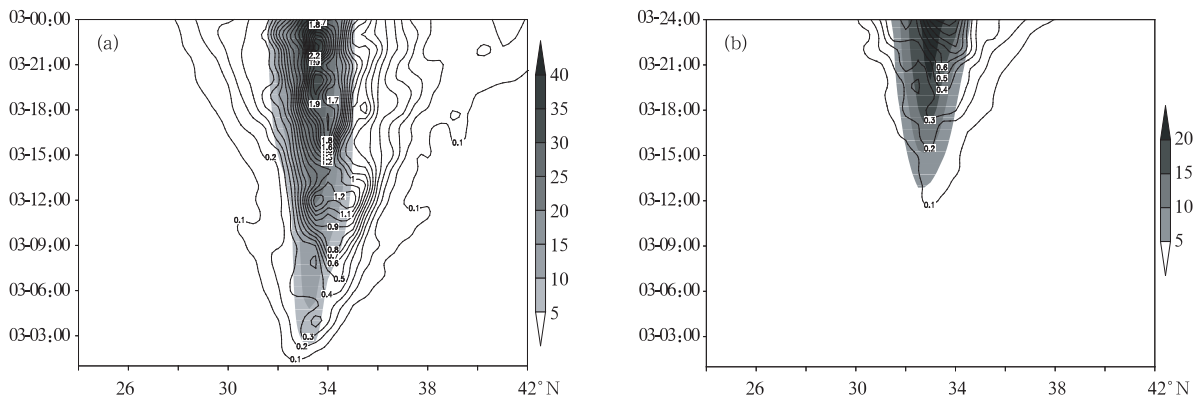


图 7 2003 年 7 月 3 日 113°—123°E 平均的全风速误差(等值线,间隔 0.1 m/s;)和降水(阴影,单位:mm)时间演变 (a. Exp_T01LP, b. Exp50_T01LP)

Fig. 7 Temporal changes in the wind error averaged over 113°—123°E (contour, interval is 0.1 m/s) from the (a) Exp_T01LP and (b) Exp50_T01LP simulations with the accumulated precipitation (mm) shaded on 4 July 2003

与减弱而相应地变化,可见在降水数值预报中,初始误差的增长与降水过程的演变有着密不可分的关系。众所周知,数值预报的目的是准确预报降水的演变过程,但正确描述降水发展过程的模式必然会带来误差的增长,降水的可预报性不可避免受到影响,所以仅靠改进预报模式来提高降水预报精度是受到限制的,这也给提高降水预报水平带来极大的挑战。

为进一步描述在局地增长到全局扩散这一过程中的误差尺度变化特征,对以上两个试验中误差能量 ΔE 的功率谱进行分析(图 8a),发现 0—12 小时,试验 Exp_T01LP 的误差能量增长的峰值位于 300 km 附近,对应着 3.3 节中误差演变初期的局地增长阶段;15 小时后 300 km 及更小尺度的误差增长减缓,较大尺度的误差却增长显著,误差能量的峰值域也随之向相应尺度范围移动;21 小时误差能量的峰值位于 500—600 km,24 小时在大于 1000 km 范围也出现了误差显著增长,整个过程表现出误差

增长的升尺度特征。结合 3.3 节的分析结果,进一步表明 15 小时后误差分布特征的演变与降水突增的影响密不可分:前 15 小时误差处于局地增长阶段,小尺度误差增长逐渐达到饱和;而在误差增长由雨区向外传播的阶段,伴随误差分布范围的增大,其尺度不断增长,出现了较大尺度误差全局发展的阶段。

对 Exp50_T01LP 的 ΔE 功率谱分析(图 8b)发现,积分前 2 小时,误差能量不仅没有增长,反而衰减,其中以尺度为 200—300 km 的误差衰减最为显著,此后直至 9 小时,误差能量相对于初始 0 h 才呈现增长的情形,在这一试验中,初始湿度的减弱造成预报降水减少、降水时间推迟,所以误差开始增长的时间推迟,增长程度减弱,误差增长对尺度选择性也相应减弱。这进一步说明误差的演变与降水过程有着密切的关系:雨带区域初始湿度条件的改变造成湿对流活动、降水过程相应改变,从而影响了初始误差的增长幅度、传播特性及误差增长过程中的尺度变化特征。

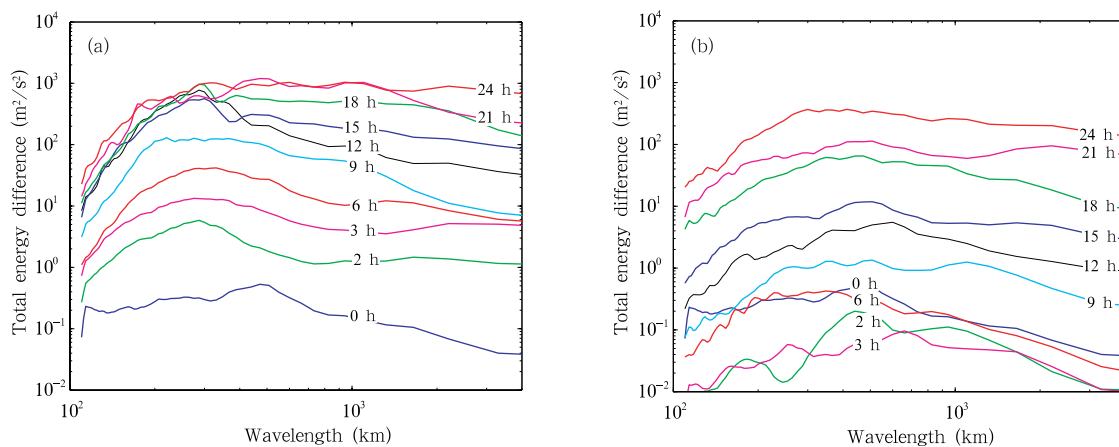


图 8 误差能量 ΔE 的功率谱分析

(a. 试验 Exp_T01LP, b. 试验 Exp50_T01LP)

Fig. 8 Power spectra of ΔE (m^2/s^2) between the control simulation and (a) the Exp_T01LP/(b) the Exp50_T01LP simulations

3.5 初始误差增长机理

以上对比分析表明,初始误差的增长与降水过程有着密切联系,那么在暴雨数值预报中,不仅初始场,而且模式中的物理过程都是影响降水预报的关键因子,初始误差的演变和发展是否与物理过程有关?对这个问题的研究有利于深入理解初始误差增长的机理及其对降水可预报性的影响。为此,设计了试验 Expdry_T01LP 和 Expdryaf6_h_T01LP。

在 Expdry_T01LP 中,由于不考虑湿物理过程,忽略了凝结加热作用,雨区内误差的增长和传播程度不仅都弱于试验 Exp_T01LP,而且误差经向传播的南北不对称特征变得不显著(图略);雨带上的误差能量(图 9)在积分初始 5 小时内迅速衰减,然后开始缓慢增长并呈现饱和趋势。而在 Expdryaf6h_T01LP 中,积分初始 6 小时误差局地增长显著,但不考虑凝结加热作用后,误差分布则迅速衰

减、消散(图略),误差能量的大小(图 9)相应表现为前 6 小时快速增长后衰减并呈现饱和的趋势。

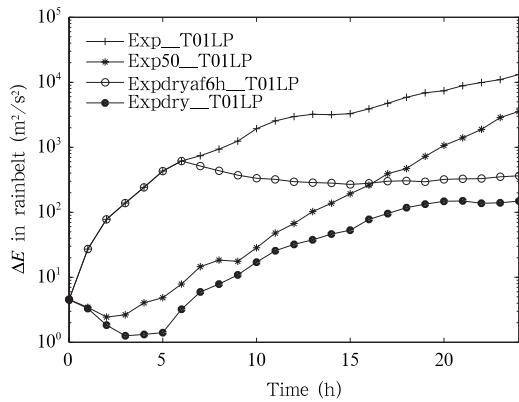


图 9 不同试验中雨区上误差能量随时间演变
Fig. 9 Temporal changes in ΔE in the rainbelt for the various experiments

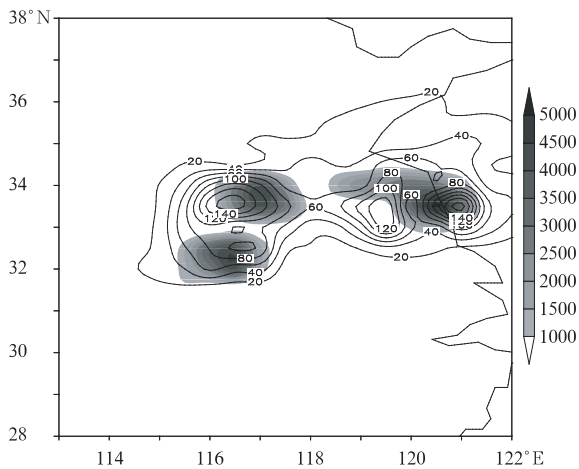


图 10 积分 24 h 误差能量(等值线, m^2/s^2)和
凝结加热(阴影, 单位: J)的水平分布

Fig. 10 Spatial distribution of ΔE (contour, m^2/s^2) from the Exp_T01LP simulation and of the latent heat (shaded, J) from the control simulation at 24 h

综合对比 Exp_T01LP、Exp50_T01LP、Expdryaf06h_T01LP 和 Expdry_T01LP 四个试验的误差能量演变(图 9)发现,丰富的湿度条件(Exp_T01LP 与 Exp50_T01LP 对比)能够促使误差在积分初期快速地增长和误差最终具有更大的振幅;而无论初始水汽条件充沛与否,只要存在凝结加热的作用(Exp_T01LP、Exp50_T01LP 与 Expdry_T01LP、Expdryaf6h_T01LP 对比),在有限时间内误差总能够得到快速发展,并且增长不会呈现饱和的趋势,这样,误差将因为凝结加热的存在而持续增

长,暴雨的可预报性便因此受到了限制。积分 24 h Exp_T01LP 误差能量的分布和对照试验的凝结加热分布(图 10)可见,误差能量的大值区和凝结加热的高值区对应。所以可以认为凝结加热是误差增长的重要能量来源,而凝结加热作用来源于降水过程中水汽相变潜热的释放,因此可进一步理解为:误差的增长和降水的发展是“同源”的。在有利的环流形势中,降水的发生发展也激发了误差的快速增长,从而制约了暴雨的可预报性。实际上,这已经不仅仅是模式大气的可预报性问题,更是大气系统内在的可预报性问题,即在非线性系统中,影响天气过程发展的大气内部固有的热力和动力不稳定性问题。

4 结 论

本文选择 2003 年 7 月初发生在淮河流域的一次梅雨暴雨过程,分析了暴雨数值预报对模式初值的敏感性,讨论了初始误差大小对预报误差的影响;研究了伴随降水发展过程,误差能量、尺度和分布的演变特征;揭示误差增长的机理及其与暴雨发展的关系。主要结论如下:

(1) 对此次暴雨过程,降水预报对热力学要素的初始误差更敏感,且初始误差的振幅越小,误差的增长率越快,体现出误差增长具有非线性的特征。随预报时间的延长,微小初始误差造成的降水预报误差接近于较大初始误差的影响。

(2) 初始误差总是在雨区最优增长,误差极值中心和强降水中心密切相关,特别是降水过程的初始阶段,误差极值中心的移动完全取决于雨团中心位置和强度的变化,然后由局部增长向整个模式区域传播,且南北向的传播不对称。

(3) 初始误差的演变与降水过程密切相关,雨带上的初始误差对于降水预报误差有重要贡献。降水强度和产生时段的改变造成误差演变特征随之变化,但误差的大值区总是伴随降水大值区出现。

(4) 初始误差的最优增长对波长具有选择性,随误差的增长,其水平尺度也增大,表现为升尺度特征。

(5) 湿物理过程是暴雨预报中误差发展的主要机制,相应的凝结加热是误差增长的重要能量来源,误差能量的极值区总是位于最大凝结加热区附近。

以上结论有些是支持了前人研究的结果(Zhang, et al, 2002, 2003, 2006; Tan, et al, 2004;

Bei, et al, 2007)。但是,本文研究的是暴雨过程中初始误差的发展及其对暴雨可预报性影响的问题,更重视误差演变特征与暴雨发展过程的关系,发现了误差大小的增长总是伴随降水强度的增大,误差分布的传播总是伴随降水中心的移动,误差的增长与降水的发展在能量上是“同源”的。由于初始误差不可避免,更小的初始误差其增长率更快,它将伴随降水的产生而不断增长,最终制约暴雨的可预报性,这是造成暴雨精细化预报难度增加、预报水平还比较低的原因之一,而对造成微小误差增长更快的机制也值得深入研究。然而,这一暴雨系统固有的可预报性并不意味着降水预报精度很难有进一步提高的空间,利用高分辨率的观测资料或对非常规资料同化使预报初始场更趋近于真实大气,对于改进有限时段内的预报精度依然十分重要;同时,利用集合预报的方法来减少初始误差造成的预报不确定性并对这一不确定性进行定量评估也是提高暴雨预报水平的有效途径之一。

参考文献

- 贝耐芳,赵思雄. 2002. 初值及物理过程对“98.7”暴雨预报结果的影响. 气候与环境研究, 7(4):386-396
- 卞建春,杨培才. 2003. 关于大气过程可预报性问题的一些讨论. 高原气象, 22(4):315-323
- 宇如聪,徐幼平,夏大庆. 2001. REM对“98.7”对武汉暴雨突发性过程的数值模拟. 中国学术期刊文摘, 7(3):362-365
- 宇如聪,徐幼平. 2004a. AREM及其对2003年汛期降水的模拟. 气象学报, 62(6):715-724
- 宇如聪,薛纪善,徐幼平等. 2004b. AREMS中尺度暴雨数值预报模式系统. 北京:气象出版社,11-42
- Anthes R A, Kuo Y H, Baumhefner D P, et al. 1985. Predictability of mesoscale atmospheric motions. *Advances in Geophysics*, 28B: 159-202
- Bei N, Zhang F. 2007. Impacts of initial condition errors on mesoscale predictability of heavy precipitation along the Mei-Yu front of China. *Quart J Roy Meteor Soc*, 133(622): 83-99
- Errico R, Baumhefner D P. 1987. Predictability experiments using a high-resolution limited area model. *Mon Wea Rev*, 115(2): 488-504
- Lorenz E N. 1969. The predictability of a flow which possesses many scales of motion. *Tellus* 21(3):289-307
- Maxwell J C. 1876. Matter and motion. Pott, Young Co, 136pp
- Tan Z M, Zhang F, Rotunno R, et al. 2004. Mesoscale predictability of moist baroclinic waves: Experiments with parameterized convection. *J Atmos Sci*, 61(14): 1794-1804
- Thompson P D. 1957. Uncertainty of initial states as a factor in the predictability of large scale atmospheric flow patterns. *Tellus*, 9(3): 275-295
- Zhang F, Snyder C, Rotunno R. 2002. Mesoscale predictability of the “surprise” snowstorm of 24-25 January 2000. *Mon Wea Rev*, 130(6): 1617-1632
- Zhang F, Snyder C, Rotunno R. 2003. Effects of moist convection on mesoscale predictability. *J Atmos Sci*, 60(9): 1173-1185
- Zhang F, Odins A M, Nielsen-Gammon J W. 2006. Mesoscale predictability of an extreme warm-season rainfall event. *Wea Foreca*, 21(2): 149-166