

摘 要

目前对于短期集合预报方面的研究认识还比较缺乏,其中对如何构造适合于短期预报的初始扰动还不够清楚,因此需要针对风暴尺度的特点研究误差的发展演变特征,比较不同初始扰动方法的效能。本文利用 WRF 模式,针对一个典型的风暴系统,对初始场采用了随机扰动和异物理模态扰动方法进行了集合预报实验,为此构造了 2 个集合系统,分别从误差分布和演变以及集合评分等方面对系统进行了分析。结论有:

(1) 无论是在哪个位置引入初始扰动,最大误差总在湿对流区域出现,并且随着风暴而发展。垂直方向上的分布是水汽含量误差集中在低层,风场的误差集中在中层,温度场的误差集中在高层。(2) 在湿对流区误差的发展是一个非线性的增长过程。减小初始扰动的振幅只能有限的提高预报时效,误差最终仍会发展起来。(3) 选择对流发展的不同时期加入扰动很重要,在 20 分钟时加入扰动所产生的误差范围最大。在对流区扰动加入的越晚,误差增长速度越快。(4) 在对流区域加入的扰动在短时间内就被环境场所控制,无论怎样的扰动都会趋于一致,而对背景场作扰动后发现仅在 100min 内误差是非线性增长,而 100min 后误差发展主要由对流外部的误差所控制,误差线性增长。(5) 不同微物理过程参数化方案对不同物理量的影响是不相同的,标准化后发现对 U, T 的影响最大。采用异物理模态法构造的初始成员在对流区的分布不均匀,能够反映出在对流区的不稳定性。(6) 对 2 种扰动方法构造的集合系统比较发现采用异物理模态扰动法构造的集合系统较随机扰动方法更为发散,集合平均 4 小时地面累积降水量显示,异物理模态相比于随机扰动系统有较大的改进。(7) 从集合检验结果来看,2 种扰动方法在总体上均要好于控制预报,并且在积分前期异物理模态扰动法能改进随机扰动的干偏差,但是随着积分时间的延长,异物理模态法又表现出过湿的现象。对于降水大于 12.7mm 的大雨,异物理模态集合平均的预报技巧要高于随机扰动集合平均。

关键词: 集合预报 初始扰动 误差增长

Abstract

The current research upon storm-scale weather systems still has lots of uncertainties and difficulties especially on how to perturbate the initial conditions appropriately. So we need to know the error growth, the difference between the method. Based on the above considerations, we simulated a super cell storm by using WRF model. Generate 2 ensemble systems by using random perturbation and different physical mode method. The main results are:

(1) The initial errors concentrate in the moist convective region wherever the initial perturbation add. The errors of the Qvapor field mainly concentrated in the low-troposphere, the errors of the u-wind field mainly concentrated in the mid-troposphere, the errors of the temperature field mainly concentrated in the upper-troposphere. (2) The error growth is a nolinear progress, reduce the initial perturbation amplitude can improve the forecast skill in a short time which limite the forecast skill greatly. (3) The error grows differently with perturbations added in different time, the error region grow more rapidly. (4) The initial perturbation introduced in the region of convection will be controlled by ambient field in a short time. But if the error added on ambient field will grow nonlinarity in 100 mins. After 100mins error growth is mainly controlled by the error outside the convective region. (5) Different physical parameterization influence variables differently, especially U and T after normalized. The structure of the members in the convective region can reflect the instability. (6) Compared with the 2 ensemble system can found the members of different physical mode method are more spread. The 4 h accumulated precipitation of ensemble mean is better than random perturbation ensemble mean. (7) The results of bias score and ETS revealed that the different physical mode method ensemble mean can improve the “dry bias”, but after a period it will be “wet bias”. the different physical mode method ensemble mean is better than random perturbation ensemble mean on 12.7mm precipitation forecast.

Key words: ensemble forecast, initial perturbation, error growth

学位论文独创性声明

本人郑重声明：

- 1、坚持以“求实、创新”的科学精神从事研究工作。
- 2、本论文是我个人在导师指导下进行的研究工作和取得的研究成果。
- 3、本论文中除引文外，所有实验、数据和有关材料均是真实的。
- 4、本论文中除引文和致谢的内容外，不包含其他人或其它机构已经发表或撰写过的研究成果。
- 5、其他同志对本研究所做的贡献均已在论文中作了声明并表示了谢意。

作者签名： 曹 晴
日 期： 09. 6. 10

学位论文使用授权声明

本人完全了解南京信息工程大学有关保留、使用学位论文的规定，学校有权保留学位论文并向国家主管部门或其指定机构送交论文的电子版和纸质版；有权将学位论文用于非赢利目的的少量复制并允许论文进入学校图书馆被查阅；有权将学位论文的内容编入有关数据库进行检索；有权将学位论文的标题和摘要汇编出版。保密的学位论文在解密后适用本规定。

作者签名： 曹 晴
日 期： 09. 6. 10

第一章 引言

1.1 集合预报概念

Lorenz 在 1963 年提出大气混沌理论^{[1][2]}，由于大气的高度非线性也就是由初始条件和模式误差引起的小扰动振幅可能在计算过程中引起误差的迅速增长。为了提高模式的预报性，一方面采用资料同化的方法提高初始数据的精度，一方面完善模式本身框架及物理过程的设计，另外一方面即采用集合预报的方法。由于这种不确定性使得传统的“决定论”式预报已经不能满足现代预报的要求，集合预报的目的是尽可能预报真实大气的可能状态，首先建立包含未知真实大气初始状态(leith1974 年)的成员，这些预报成员都由不同的诊断得到，在此集合中的每一个初始场都有同样的可能性代表实际大气的真实状态。从这一初值的集合出发，我们就可相应得到一个预报值的集合，那么预报结果的平均就是大气真实状态的最优估计。同样数值模式中有许多物理过程也有不确定性和随机性，所以模拟这些物理过程中的随机性，同样也可以得到“一群”预报值以构成另一类具有全新意义的预报集合^[3]。所以，过去仅仅作为“初值问题”处理的“蒙特卡罗法”式的集合预报方法在近年来得到了很大扩展：集合预报系统中不但考虑初值的不确定性，而且把数值模式中物理过程的不确定性也同时考虑进去了。显然，这使得集合预报方法更趋完善了。

然而集合预报系统并不是随便地把许多预报放在一起。所以，不管是考虑初值不确定性或考虑物理过程不确定性或二者同时考虑，一个集合预报系统建立后，必须鉴定它是否合理。一般来说，一个理想的集合预报系统应该具备以下 3 个条件(前提是模式没有太大的系统性误差，即要有一个相当好的模式)：(1) 从平均统计意义上看，集合预报中的每个成员的准确率应大致相同。换言之，某个或某些预报成员不应该总是比其它一些成员准确。否则，集合预报方法就失去意义了。这可称为“成员等同性”，它可用所谓的 Talagrand 分布^[4]来度量。

(2) 从统计平均的意义上看，一个具有 N 个成员的预报集合应该有 $(N - 1) / (N + 1) \times 100\%$ 的可能性包含大气的实际情况。因此，当成员足够多时，大气的真实状态在大多数情

况下应该被包含在预报的集合中了。要做到这一点, 预报集合中成员间的“离散度“(可定义为预报成员对集合平均值的标准差) 必须适宜: 既要有正确的方向(模式没有系统性的误差) 也不能太大(否则就可能是虚假的, 见下面第(3)点说明) 或太小(导致漏报太多), 这可称为“离散度合宜性”。它也可用 Talagrand 分布来度量。另一个度量离散度是否适宜以确保大多数情况下预报集合能包含大气真值的方法就是比较离散度和集合平均预报的预报误差大小。一个好的集合预报系统, 其成员间的离散度同均值预报误差大小大体上相当。但一般说来, 现有的一些集合预报系统, 它们的离散度均偏小。

(3) 集合预报中成员间的离散度应该反映真实大气的可预报性或预报的可信度。离散度愈小, 可预报性愈高, 预报可信度愈大; 反之, 可预报性愈低, 预报可信度愈小。所以, 在一个理想的集合预报系统中, 离散度同成员预报的平均准确率之间应该有一种反比例关系, 这可称为“离散度-准确率关系”。它可用相关系数来度量, 这一关系不太容易实现。在现有的集合预报系统中有些好些、有些差些、甚至有些系统中关系不明显。

那么, 当一个集合预报系统建立后, 我们可以期待得到什么样的信息呢? 首先, 我们可以知道真实大气中最有可能出现的一个预报值——集合平均预报。因为集合平均已把那些不可预报的随机成分过滤掉了, 所以它是一个比较稳定的预报解(当然, 过滤也有负面影响)。其次, 用户不但能知道预报值, 而且因为已经知道了成员间的离散度, 所以也把大气的可预报性或预报的可信度给定量化出来了。最后, 预报集合中所有成员的总信息给你勾画出一幅所有可能出现的未来大气状态图以供你更好更全面地进行决策。其中, 后两种信息是“单一”的决定论预报所不能提供的。这也就是为何集合预报需要发展推广, 以至于最终可能取代目前“单一”决定论式的预报的主要原因。

1.2 集合预报国内外研究进展

从集合预报的概念可以看出集合预报主要包括三大技术问题, 分别是初始扰动的生成, 数值模式的运用和效果检验评价^[5]。那么其中初始扰动的方法为集合预报的一个重要的研究方向^[6], 初始扰动场的生成一般遵循这样的原则: 扰动场要与实际分析资料可能的去查分布较为一致, 以保证每个初始场都有同样的可能性代表大气的实际状态; 每个初始扰动

场在运行中要尽可能的发散。目前国际上常用的生成扰动的方法主要有 5 种。

1、随机动力预报

历史上首次承认大气模式预报不确定性的预报方法是 Epstein(1969)提出的, 他引入了随机动力预报的概念并推出一个 D 维动力模式 $X=G(X(t))$, 模式解的密度 $\varphi(X; t)$ 所满足的连续方程是:

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} + \nabla_D \bullet (X_\varphi) = 0$$

这个方程表明在预报解的集合中, 集合解都不能被创建或消灭。如果初始扰动能够覆盖分析的不确定性, 那么从无穷多个扰动开始, 所进行的积分的集合给出‘真的概率分布’(包括其所有的矩), 然而即使是一个简单的低阶模式对上式进行积分也是十分耗时的。于是 Epstein 引入一个近似, 只预报概率分布的一阶矩和二阶矩(期望均值和协方差), 而不是计算所有的概率分布。Epstein 假设模式方程具有下面的形式:

$$x_i = \sum_{j,k} a_{ijk} x_j x_k - \sum_j b_{ij} x_j + c_i$$

真正的概率分布是根据 500 个成员的 Monte Carlo 集合计算出来的, 比较表明预报对至少几个模拟的天数来说是不错的。需要注意的是在他的例子中, 集合成员数远远大于模式本身的自由度, 这对于用具有数万个自由度的现行模式来说是不可能的。Epstein 在他的文章中还提出了在“分析循环”中使用随机动力预报和误差协方差进行。

遗憾的是, 尽管随机动力预报方法可以当做是“无限”Monte-Carlo 集合的捷径, 但是对于 N 个自由度的模式来说, 这需要 $N(N+1)/2 + N$ 个预报方程, 等价于进行 $(N+3)/2$ 个模式预报。尽管对于 3 个变量的模式是可行的, 而对于有数百万个自由度的现代模式是行不通的。

2、Monte Carlo 预报

Leith^[7] 在 1974 年提出了用有限的 m 个成员制作集合预报来代替常规的单个(确定性)预报。他同时建议用动力预报的线性回归来进行对预报检验的“最优估计”, 其中要用到从预报误差协方差得出的最优权重。由于较长时间的预报与气候平均态相比丧失了预报技巧, 单个预报最终会更加偏离检验场, 预报检验的最优估计和调和是等价的(限制预报向气候场靠近)。Leith(1974)用一个解析的湍流模式来验证了其假设, 得出的结论是 Monte-Carlo 预报方法代表了一个由 Epstein^[8](1969)提出的随机动力预报的实用而可计算的近似。他指出可以用小到 8 个样本, 会得到适当精确度的最佳预报估计(即集合平均), 但对预报误差的估计可能需要更多的集合成员。从而 Monte-Carlo 预报成为集合预报的可行方法, 只需要定义初始扰动和 m 个预报。

3、滞后平均预报

1983 年, Hoffman 和 Kalnay^[9]提出了用滞后平均预报 (LAF) 代表 Monte-Carlo 预报, 其做法是在初始时间 $t=0$ 以及前面的时间 $t=-\tau, -2\tau, -3\tau, \dots, -(N-1)\tau$ 进行初始化预报, 然后组合形成一个集合。在业务实施中, τ 通常取为 6, 12, 或 24 小时, 这样前面的预报已经可用, 其扰动也就从预报误差中自动生成。由于集合中包括不同‘时段’的预报, Hoffman 和 Kalnay (1983) 就按他们的期望误差对他们加权, 权重是通过对观测误差协方差增长参数化进行估计的。他们在一个模拟系统中比较了滞后平均预报和 Monte-Carlo 预报方法, 把一个原始方程模式作为“自然”, 用一个准地转方程模式来做“预报”。这样他们考虑了模式误差, 但不象先前的“等同孪生子”试验假设了完美模式。他们“观测”所需要的变量并每隔 6 小时引入随机“观测误差”并进行了大量集合预报试验, 每隔 50 天积分算一组。他们比较了单个预报 (通常的动力模式), Monte-Carlo 预报以及滞后平均预报, 调和的一般动力预报和持续性气候预报 (最有技巧性的基线预报)。同时通过比较, 他们发现滞后平均预报的集合平均预报仅比 Monte-Carlo 方法稍微好些, 但滞后平均预报的预报技巧却有明显的优势, 具体表现为其预报值与观测在时间上的相关超过 50%, 水平是 0.79, 而 Monte-Carlo 方法仅有 0.68。

4、繁殖法

NCEP 在 1991 年所做的集合试验表明: 基于滞后平均预报、尺度化滞后平均预报和在相同初始时间检验的不同预报之间的预报差的初始集合扰动, 要比有相同数量统计分布的 Monte-Carlo 扰动增长要快得多。Toth 和 Kalnay^{[10][11]}设计了一个特殊的业务循环来繁殖“快速增长日误差”。给定一个大小 (用任意模度量, 比如位势高度场的均方根或动能) 已知的随机初始扰动 (“随机种子场”) 来启动繁殖循环, 应注意的是随机种子只引入一次。用相同的非线性模式对参考场和扰动初始条件积分。从初始时刻开始, 在固定时间间隔 (比如每隔 6 小时或者 24 小时), 从扰动预报中减去参考预报结果, 然后对差别进行尺度化压缩 (scaled down), 使其和初始扰动有同样的振幅 (用同样的任意模定义), 然后把它加在相应的新的分析场或模式场上。结果发现引入初始随机扰动后, 经过 3~4 天的过渡期, 繁殖循环产生的扰动 (指繁殖向量) 获得巨大的增长率要比 Monte-Carlo 预报, 甚至比尺度化滞后平均预报和预报差的增长率都高。

Toth 和 Kalnay (1993, 1997) 还发现 (经过 3~4 天的过渡期后) 扰动繁殖向量的形状和结构既不依赖于用来重新尺度化的模, 也不依赖于尺度化期限的长度。繁殖向量在如下意义上真正依赖的是初始随机种子。这种意义是区域繁殖向量扰动应有相同形状而符号不同, 且在许多区域有两个或更多的“相互竞争的繁殖向量”出现在来自不同的随机种

子的循环中。这种繁殖方法是对构建 Lyapunov 向量方法的非线性推广(实施两个非线性积分,从它们的差中获得近似线性扰动)。由于繁殖向量和时空局地化的 Lyapunov 向量有关,所以,难怪它们都对尺度化时段或模缺乏依赖。Toth 和 Kalnay (1993) 讨论过误差繁殖与分析循环的类似性。在分析循环中,误差随时间通过用作背景场的预报演变,而它们仅通过使用带噪声的资料得到部分订正。因此,Toth 和 Kalnay 论证分析误差应是繁殖向量的强力表现。

5、奇异向量法

奇异向量法(Singular Vectors)^{[12][13]} 的主要思想来源于 Lorenz (1965)关于可预报性的研究工作,其基本原理是利用非线性动力学理论中的有限时间不稳定理论,结合数值天气预报同化技术即切线性和伴随模式,通过计算切线性模式的奇异值和奇异向量,利用最大奇异值对应的奇异向量就是增长最快的扰动原理,获得一系列的扰动初值。在进行具体的数学计算时,我们假定求取切线性模式的奇异值和奇异向量就是求线性和伴随模式乘积的特征值和特征向量,但是一般求矩阵特征值和特征向量的方法只适用低阶的方阵,因此通常把切线性模式及其伴随模式当作矩阵,求它们的特征值和特征向量。Lorenz 从数学上描述了这一问题的求解过程:假设在给定的一个较短的积分时间段内,快速增长的扰动是线性的, $A(t_0, t_1)$ 是 $t_0 - t_1$ 时间段内扰动的线性传播子。 A^* 是它的伴随算子, A^*A 的积是 A 在 $t_0 - t_1$ 的最优奇异模态,最大的扰动就是 A^*A 的最大特征向量。在动力系统中,最大特征向量的增长较其它模态快得多。

该方法的优点是理论和原理清楚,中高纬扰动结构与物理意义明确;能较好地处理资料同化中很多不定量的假设,也能确定最快的扰动发展方向;易于捕获分析误差,也易于增加集合成员个数,而且离散度较好。该方法的缺点是计算量较大,需要耗费大量的计算资源;忽略了误差短期不增长的部分;扰动结构受同化分析中的切线性模式处理过程影响,热带地区的扰动效果较差;扰动结构与模式大气层结构不一致。考虑到增长模繁殖法在短期集合预报方面优于奇异向量法,ECMWF (1992) 提出了“演化的奇异向量方法”,即在奇异向量法中引入了增长模繁殖法的思想。研究表明这一方法优于传统的奇异向量方法^[14]。

近年来,我国学者也对集合预报初始场扰动方法进行了深入研究,穆穆等(2001)^[15]针对计算奇异向量时已将非线性问题简化为线性问题,提出了非线性奇异向量的概念,并从理论方法和数值试验上研究了奇异值与基流的非线性稳定性和不稳定性的关系,将奇异向量法的理论研究提高到了一个新的水平。龚建东等(1999)^[16]提出了最优初始场形成的四维变分同化方法,该方法主要是针对 Monte Carlo 方法和滞后平均法在形成初始场时的不足,

利用四维变化同化技术,同时吸纳 Monte Carlo 方法具有明确统计意义和滞后平均法包含多时刻信息的优点,来形成一组既与动力模式相协调,又具有明确统计意义的初始场。结果表明,该方法的集合预报效果明显好于滞后平均法。陈静等(2005)^[17]提出并设计了一种由不同对流参数化方案预报离差获得中尺度暴雨集合预报扰动初始场的一种新方法—异物理模态法。该方法主要是针对对流不稳定构造具有中尺度运动特征的集合预报初始场扰动区域、扰动结构和扰动振幅。研究表明,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对流不稳定的预报不确定性,该方法可以明显的改善控制预报结果。

加拿大气象中心,日本气象厅和南非的集合预报系统相继成立,我国受计算条件的制约,集合预报的研究及应用起步稍晚^[18],1999 年利用欧洲中心的方法和技术建立了集合预报系统。目前对于全球范围中期集合预报及区域尺度短期集合预报的研究已经很充分,并且已经得到广泛应用^{[19] [20] [21]}。

1.3 风暴尺度集合预报的研究进展和目前存在的问题

1.3.1 风暴尺度集合预报的研究进展

对于风暴尺度系统,由于其水平尺度较小、生命期短、气象要素梯度大以及往往伴随很强的垂直运动,使其具有许多不同于天气尺度系统的动力学特征,因而目前风暴尺度系统的“单一”确定性预报存在较大困难。由前面的论述可知,目前中期集合预报的理论和方法已经发展较为成熟,短期集合预报的研究也正在进行并取得了很大进展。基于集合预报技术在中期天气预报中取得了不错的效果,近年来集合预报方法已开始被引入各种尺度的数值预报实验中,小到风暴尺度,云尺度的系统,大到季节气候的预报,但是相对较少。暴雨及强对流天气是重要的天气灾害,可预报时间很短,时间和空间也高度变化,对其的预报一直就很困难,Walser^{[22] [23]}2004 年发现对流尺度预报性很强的依赖于天气系统的类型和时空尺度,在湿对流区域即使初始扰动很小也会很快速的增长并污染短期预报。张福清^{[24] [25]}对暖季降水的模拟发现即使高的分辨率也提高不了模拟结果,不可探测到的随机噪声会在 36 小时内影响到短期决定性预报,这种快速增长的扰动是由于湿对流造成的,同时 Hohenegger^{[26] [27] [28]}也发现了同样的结论,所以集合预报就体现出其的优越性成为自然的选择。

1.3.2 风暴尺度集合预报目前存在的问题

然而，由于风暴尺度系统的动力机制与天气尺度不同^[29]，因此，如何针对风暴尺度系统的特征产生有效的初始扰动场，从而较好的反映其预报不确定性是风暴尺度集合预报技术的关键。风暴尺度集合预报方面的研究才刚刚起步，还没有适合风暴尺度集合预报的初始扰动方法；在风暴尺度预报过程中，对误差的快速增长及传播方面的认识还比较缺乏（Kong^{[30][31]}2006, 2007）。所以在做真正的风暴尺度集合预报之前首先要清楚在风暴尺度大气中误差增长特征。现有的风暴尺度集合预报研究^{[32][33][34][35][36]}取得了一些有益的结果，但还有些问题仍然不是很清楚，如：1）误差结构和误差增长率如何发展演变？2）不同初始扰动下误差在系统中是如何发展演变的？3）风暴尺度集合成员的效果评分？

本文将围绕以上存在的问题,在前人的研究基础上,利用 WRF 模式模拟一次典型的超级单体风暴过程作为“真实”风暴,通过不同的方式对风场加入初始误差与“真实”风暴对比,从而对初始误差在风暴系统中的分布结构,发展演变方式进行分析。

1.4 本文章节安排

本文将通过六章完成基于风场扰动的集合预报误差分析。

第一章 引言

简单介绍了集合预报的基本概念和国内外进展,指出目前存在的问题和本文研究的主要内容及其意义。

第二章 WRF 模式介绍

介绍本文中所用的美国新一代中尺度数值预报模式-WRF 模式动力框架、网格差分方案、物理过程选择、边界条件处理以及 WRF 模式的运行流程。较为详细的介绍了 WRF 模式中的微物理过程方案,包括 Kessler 方案、Lin 方案、Ncloud3 方案等。

第三章 “真实” 风暴发展过程的模拟及实验设计

使用 WRF 模式分别模拟了 1977 年 5 月 20 日发生在美国俄克拉荷马州德城附近一个典型的超级单体风暴,简要分析了该风暴的发展过程,并将该风暴作为“真实”风暴。

第四章 采用随机扰动构造不同类型初始误差在风暴中的结构和演变特征

选择在真实风暴风场分别加入①不同振幅②不同位置的初始误差③风暴发展的不同阶段加入误差来分析误差的具体结构和发展演变情况。最后在控制预报的基础上构造 8 个集合成员, 采用各种评估方法对集合系统评估。

第五章 异物理模态扰动法

采用异物理模态扰动法来构造集合系统, 并与随机扰动法构造的集合系统相对比。

第六章 全文总结

对全文进行了总结和讨论, 并对将来要进一步研究的工作进行展望。

参考文献:

- [1] Lorenz E N. Deterministic Nonperiodic Flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1963 ,20 (3) :130-141.
- [2] Lorenz E N. A Study of the Predictability of a 282 variable Atmospheric Models. *Tellus* ,1965 ,17 (3) :321—333.
- [3] Molteni F , Palmer T N , Buizza R , Petroliagis T. The ECMWF ensemble prediction system methodology and verification. *Quart . J . Roy . Met . Soc. ,* 1996, 122:73~121.
- [4] Houtekamer P L , Derome J . Methods for ensemble prediction. *Mon. Wea Rev . ,* 1995 , 123 : 2181~2196.
- [5] 关吉平, 黄泓, 2003, 集合预报中初始扰动生成方法的探讨, 解放军理工大学学报, 4 (2), 87-90
- [6] 杜钧, 2002, 集合预报的现状与前景, 应用气象学报, 13 (1), 16-25
- [7] Leith C S. Theoretical Skill of Monte Carlo Forecasts. *Mon. Wea. Rev. ,* 1974 , 102 (6) :409 —418.
- [8] Epstein E S. Stochastic Dynamic Prediction. *Tellus* ,1969, 21(6): 739 —759.
- [9] Hoffman R N and E Kalnay. 1983. Lagged average forecasting, an alternative to Monte Carlo forecasting. *Tellus*. 35A, 100-118.
- [10] Toth Z , Kalnay E. Ensemble forecasting at NMC , the generation of perturbations. *Bull. Amer. Meteor. Soc.,* 1993 , 74 :2317~2330.

- [11] Toth Z , Kalnay E. Ensemble forecasting at NCEP and the breeding method. Mon. Wea. Rev. ,1997 , 125 :3297~3319
- [12] Hamill T M, Snyder M. A comparison of probabilistic forecasts from Bred, singular-vector, and perturbed observation ensembles[J]. Mon Wea Rev, 2000, 128(6):1835-1851.
- [13] 杨学胜, 陈德辉, 冷亨波等. 时间滞后于奇异向量初值生成方法的比较试验 [J]. 应用气象学报, 2002, 13 (1) :62-66.
- [14] Barkmeijer J, Buizza R, Palmer T N. 3D-Var Hussein singulars vectors and their potential use in the ECMWF Ensemble Prediction System[J]. Q J R Meteorol Soc,1999,125(558):2333-2351.
- [15] 穆穆, 郭欢, 王佳峰等. 非线性稳定性与奇异值的关系 [J]. 自然科学进展, 2001, 11 (4) :418-422
- [16] 龚建东, 李维京, 丑纪范. 集合预报最优初值形成的四维变分同化方法 [J]. 科学通报, 1999, 44 (10) :1113-1116
- [17] Palmer, T., F. Moiteni, R. Mureau, R. Buizza, P. Chapelet, and J. Tribbia, 1993: Ensemble prediction. Proc. ECMWF. Seminar, Vol. 1, Reading, U.K., ECMWF, 21-66.
- [18] 陈静, 薛纪善, 颜宏. 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, 2005, 29 (5) :718-726
- [19] 李泽椿, 陈德辉. 国家气象中心集合预报数值业务系统的发展及应用 [J]. 应用气象学报, 2002, 13 (1) :1-15.
- [20] 皇甫雪官. 国家气象中心集合数值预报检验评价 [J]. 应用气象学报, 2002, 13 (1) :29-36.
- [21] 毛恒青, 陈谊, 陈德辉. 基于神威中期集合数值预报系统的产品开发 [J]. 应用气象学报, 2002, 13 (2) :47-55.
- [22] Walser, A., D. Luthi and C. Shear, 2004: Predictability of precipitation in a cloud-resolving model. Mon. Wea. Rev., 132, 560-577.

- [23] Walser, A., and C. Schar, 2004: Convective-resolving precipitation forecasting and its predictability in Alpine river catchments. *J. Hydrol.*, 288, 57-73.
- [24] Zhang, F., C. Snyder, and R. Rotunno, 2002: Mesoscale predictability of the 'surprise' snowstorm of 24-25 January 2000. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 1617-1632.
- [25] Zhang, F., C. Snyder, and R. Rotunno, 2003: Effects of moist convection on mesoscale predictability. *J. Atmos. Sci.*, 60, 1173-1185.
- [26] Hohenegger, C., D. Luthi, and C. Schar, 2006: Predictability mysteries in cloud-resolving models. *Mon. Wea. Rev.*, 134, 2095-2107.
- [27] Hohenegger, C., and C. Schar, 2007: Predictability and error growth dynamics in a cloud-resolving models. *J. Atmos. Sci.*, in press.
- [28] Hohenegger, C., and C. Schar, 2007: Cloud-resolving ensemble simulations of the August 2005 Alpine flood. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, in press
- [29] 杨国祥. 中小尺度天气学. 气象出版社, 1983:1-2
- [30] Kong, F. Y., K. K. Droegemeier, and N. L. Hickmon, 2006: Multiresolution ensemble forecasts of an observed tornadic thunderstorm system. Part I : Comparison of coarse- and fine-grid experiments. *Mon. Wea. Rev.*, 134, 807-833.
- [31] Kong, F. Y., K. K. Droegemeier, and N. L. Hickmon, 2007: Multiresolution ensemble forecasts of an observed tornadic thunderstorm system. Part II : Storm-Scale Experiments. *Mon. Wea. Rev.*, 135, 759-782.
- [32] Sindic-Rancic G, Toth Z, Lalnay E. Storm scale ensemble experiments with the ARPS model preliminary results. 12th Conference on Numerical Weather Prediction , Phoenix , Arizona , Amer. Meteor. Soc. 1998. 279-280.
- [33] Kong, F., K. Droegemeier, V. Venugopal, and E. Foufoula-Georgiou. Application of scale-recursive

estimation to ensemble forecasts: A comparison of coarse and fine resolution simulations of a deep convective storm. Preprints, 20th Conf. on Wea. Analysis and Forecasting/16th Conference on Num. Wea. Prediction, American Meteor. Soc., 2004

[34] Stensrud, J. W. Bao, T. T. Warner. Using initial condition and model physics perturbations in short-range ensemble simulations of mesoscale convective systems. *Mon. Wea. Rev.*, 2000, 128:2077-2107

[35] 周振波, 2006, 基于理想个例的风暴尺度集合预报对比实验, 南京信息工程大学硕士学位论文

[36] 戚友存, 2008, 初始误差在风暴尺度系统中增长特性研究, 南京信息工程大学硕士学位论文

第二章 WRF 模式介绍

2.1 WRF 模式介绍

WRF^[1]模式是正在不断发展的新一代中尺度非静力预报模式和资料同化系统(3Dvar、四维同化),具有研究和业务预报功能的广泛的应用范围。^[2~7]

WRF 模式是由美国国家大气研究中心(NCAR)、国家大气海洋局的预报系统实验室、国家大气环境研究中心(FSL,NCEP 加 OAA)和俄克拉荷马大学的暴雨分析预报中心等多单位联合发展起来的新一代非静力平衡、高分辨率、科研和业务预报统一的中尺度预报和资料同化模式。该模式采用全新的程序设计,WRF 模式重点考虑从云尺度到天气尺度等重要天气的预报,水平分辨率重点考虑 1~10km。因此,模式包含高分变率非静力应用的优先级设计、大量的物理选择、与模式本身相协调的先进的资料同化系统。WRF 模式的最终目标将取代目前正广泛应用的 PSU 加 CA 侧随 MS 模式,目前已初步应用于业务预报试验,在北美地区取得了较好的预报效果。该模式目前为显式分离的欧拉模式,它分为地形追随质量坐标和高度坐标,其中气压和温度是由热动力方程诊断出来的。模式主要有三部分组成:模式的前处理、主模式和模式产品后处理。其处理部分为主模式提供初始场和边界条件,包括标准初始化(Standard Initialization)部分和三维变分资料同化(四维同化),其中标准初始化(SI)部分包括资料预处理、地形等静态数据的处理;主模式对模式积分区域内的大气过程进行积分运算;后处理部分对模式输出结果进行分析处理,主要包括将模式面物理量转化到标准等压面、诊断分析物理场和图形数据转换等。模式的控制方程是完全弹性大气非静力平衡原始方程组,垂直方向为 sigma 坐标,水平方向采用 Awkrawa—C 网格(图 2.1),运用了高分辨率的地形和下垫面分类资料,采用时间分裂积分方案。物理过程包含大气水平和垂直涡动扩散,积云对流参数化方案和从简单到详细的各种云微物理方案,太阳短波辐射和大气长波辐射方案等。模式的水平分辨率、垂直方向层次、积分区域及各种物理过程可根据用户需求调整。

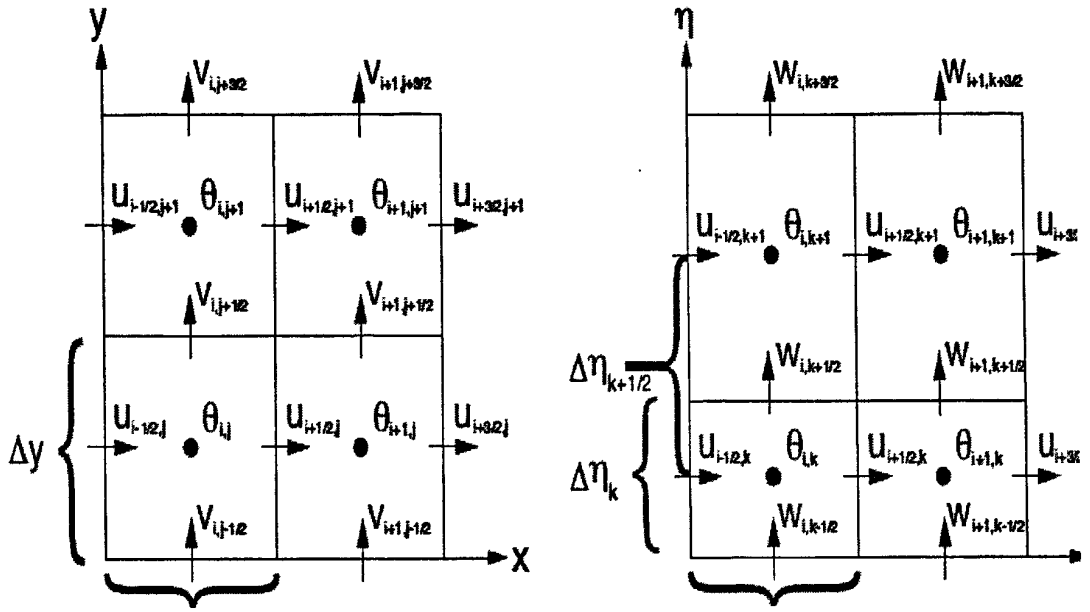


图 2.1 WRF 模式水平和垂直格点示意图

2.2 WRF 模式动力框架

WRF^[21~27] 模式提供了两种可供用户灵活选择的坐标方案，即高度地形追随坐标和（质量）气压地形追随坐标系统。由于本文采用的是（质量）气压地形追随坐标系统，故下面简单介绍其主要控制方程组。

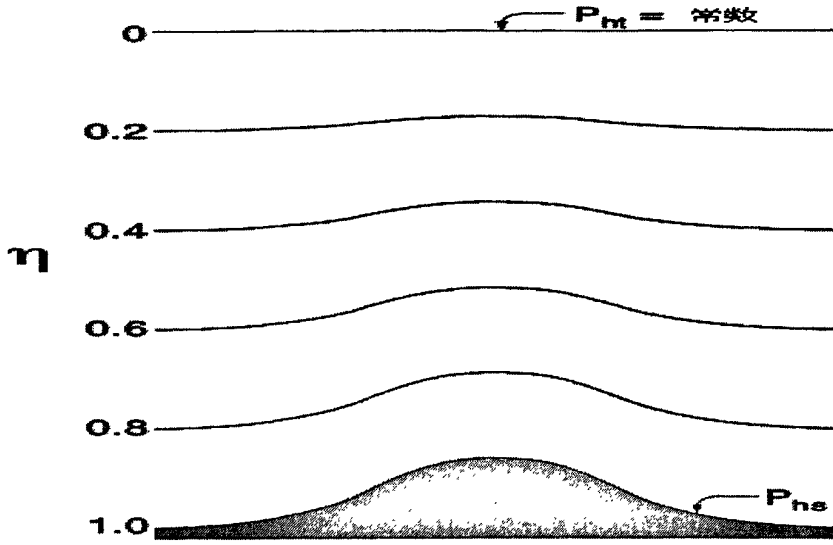


图 2.2 WRF 模式垂直坐标示意图

采用 Laprise 推导方法，方程取地形追随静力气压垂直坐标(图 2.2)，形式为

$$\eta = (p_h - p_{ht}) / \mu \quad (2.1)$$

其中 $\mu = p_{hs} - p_{ht}$ ， p_h 为气压的静力平衡分量， p_{hs} 和 p_{ht} 分别为地形表面和边界顶部的气压。能量形式的变量可表示为

$$\frac{\partial U}{\partial t} + (\nabla \cdot \bar{v} U)_\eta + \mu \alpha \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial p}{\partial \eta} \frac{\partial \phi}{\partial x} = F_U \quad (2.3)$$

$$\bar{V} = \mu \bar{v} = (U, V, W), \Omega = \mu \eta, \Theta = \mu \theta \quad (2.2)$$

利用这些变量，可以写出如下的 Laprise 预报方程组

$$\frac{\partial V}{\partial t} + (\nabla \cdot \bar{v} V)_\eta + \mu \alpha \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\partial p}{\partial \eta} \frac{\partial \phi}{\partial y} = F_V \quad (2.4)$$

$$\frac{\partial W}{\partial t} + (\nabla \cdot \bar{v} W)_\eta + \left(\frac{\partial p}{\partial \eta} - \mu \right) = F_W \quad (2.5)$$

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} + (\nabla \cdot \bar{v} \Theta)_{\eta} = F_{\Theta} \quad (2.6)$$

$$\frac{\partial \mu}{\partial t} + (\nabla \cdot \bar{V})_{\eta} = 0 \quad (2.7)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + (\bar{v} \cdot \nabla \phi)_{\eta} = g w \quad (2.8)$$

方程组要满足静力平衡的诊断关系

$$\frac{\partial \phi}{\partial \eta} = -\mu \alpha \quad (2.9)$$

和气体状态方程

$$p = \left(\frac{R \Theta}{p_0 \mu \alpha} \right)^{\gamma} \quad (2.10)$$

对上述方程组，定义扰动量为相对静力平衡参考态的偏差，即 $p = \bar{p}(z) + p'$, $\phi = \bar{\phi}(z) + \phi'$, $\alpha = \bar{\alpha}(z) + \alpha'$ 以及 $\mu = \bar{\mu}(z) + \mu'$ 。用这些扰动变量，动量方程 (2.2) ~ (2.4) 可写为

$$\frac{\partial U}{\partial t} + (\nabla \cdot \bar{v} U)_{\eta} + \mu \alpha \frac{\partial p'}{\partial x} + \left(\eta \mu \frac{\partial \bar{\mu}}{\partial x} \right) \alpha' + \mu \frac{\partial \phi'}{\partial x} + \frac{\partial \phi}{\partial x} \left(\frac{\partial p'}{\partial \eta} - \mu' \right) = F_U \quad (2.11)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + (\nabla \cdot \bar{v} V)_{\eta} + \mu \alpha \frac{\partial p'}{\partial y} + \left(\eta \mu \frac{\partial \bar{\mu}}{\partial y} \right) \alpha' + \mu \frac{\partial \phi'}{\partial y} + \frac{\partial \phi}{\partial y} \left(\frac{\partial p'}{\partial \eta} - \mu' \right) = F_V \quad (2.12)$$

$$\frac{\partial W}{\partial t} + \nabla \cdot (\bar{v} W)_{\eta} + g \left(\frac{\partial p'}{\partial \eta} - \mu' \right) = F_W \quad (2.13)$$

同样，气压诊断关系可为

$$\frac{\partial p'}{\partial \eta} = -\mu' \alpha' - \alpha \mu'$$

WRF 模式在实现时间分裂积分方案时,是将“快波”项放在方程组的左边,用小步长积分,而在等式右边则是“慢波项”,采用相对较大的积分步长,它们在小步长积分过程中认为是常量。定义小步长中的扰动量分别为(上标 t 表示大的时间步长第 t 时间层)

$$V'' = V - V', \quad \Omega'' = \Omega - \Omega', \quad \Theta'' = \Theta - \Theta'$$

$$\phi'' = \phi' - \phi'', \quad p'' = p' - p'', \quad \alpha'' = \alpha' - \alpha'', \quad \mu'' = \mu' - \mu''$$

则由方程组 (2.11) ~ (2.13) 可得地形追随静力气压坐标下的时间分裂的积分方程

$$\frac{\partial U''}{\partial T} + \mu' \alpha' \frac{\partial p''^T}{\partial x} + \left(\eta \mu' \frac{\partial \bar{\mu}}{\partial x} \right) \alpha''^T + \mu' \frac{\partial \phi''^T}{\partial x} + \frac{\partial \phi'}{\partial x} \left(\frac{\partial p''}{\partial \eta} - \mu'' \right)^T = R'_U \quad (2.14)$$

$$\frac{\partial V''}{\partial T} + \mu' \alpha' \frac{\partial p''^T}{\partial y} + \left(\eta \mu' \frac{\partial \bar{\mu}}{\partial y} \right) \alpha''^T + \mu' \frac{\partial \phi''^T}{\partial y} + \frac{\partial \phi'}{\partial y} \left(\frac{\partial p''}{\partial \eta} - \mu'' \right)^T = R'_V \quad (2.15)$$

$$\frac{\partial \mu''}{\partial T} + \left(\nabla \cdot \bar{V}''^{T+\Delta T} \right)_{\eta} = R'_\mu \quad (2.16)$$

$$\frac{\partial \Theta''}{\partial T} + \left(\nabla \cdot \bar{V}''^{T+\Delta T} \theta' \right)_{\eta} = R'_\Theta \quad (2.17)$$

$$\frac{\partial W''}{\partial T} - g \left(\frac{\partial p''}{\partial \eta} - \mu'' \right)^T = R'_\phi \quad (2.18)$$

$$\frac{\partial \phi''}{\partial T} + \frac{1}{\mu'} \left(\bar{V}''^{T+\Delta T} \cdot \nabla \phi' \right)_{\eta} - g \bar{W}''^T = R'_\phi \quad (2.19)$$

其中, 上标 T 表示小的时间步长第 T 时间层, 上述方程组的右端为

$$R'_U = F'_U - \left(\nabla \cdot \bar{v}'^T U' \right)_{\eta} - \mu' \alpha' \frac{\partial p''}{\partial x} - \left(\eta \mu' \frac{\partial \bar{\mu}}{\partial x} \right) \alpha'' - \mu \frac{\partial \phi''}{\partial x} - \frac{\partial \phi''}{\partial x} \left(\frac{\partial p''}{\partial \eta} - \mu'' \right) \quad (2.20)$$

$$R'_V = F'_V - \left(\nabla \cdot \bar{v}'^T V' \right)_{\eta} - \mu' \alpha' \frac{\partial p''}{\partial y} - \left(\eta \mu' \frac{\partial \bar{\mu}}{\partial y} \right) \alpha'' - \mu \frac{\partial \phi''}{\partial y} - \frac{\partial \phi''}{\partial y} \left(\frac{\partial p''}{\partial \eta} - \mu'' \right) \quad (2.21)$$

$$R'_\mu = F'_\Theta - (\nabla \cdot \bar{V}')_\eta \quad (2.22)$$

$$R'_\Theta = F'_\Theta - (\nabla \cdot \bar{v}' \Theta')_\eta \quad (2.23)$$

$$R'_w = F'_w - (\nabla \cdot \bar{v}' W')_\eta - g \left(\frac{\partial p''}{\partial \eta} - \mu'' \right) \quad (2.24)$$

$$R'_\phi = -(\bar{v}' \cdot \nabla \phi')_\eta + g w' \quad (2.25)$$

2.3 模式物理过程及参数化

在 WRF 模式中，主要的物理过程及参数化过程包含云微物理过程、积云参数化、长波辐射、短波辐射、边界层参数化、陆面过程参数化以及次网格扩散等。下面对这几种参数化过程做一简要介绍。

2.3.1 云微物理过程

(1) Kessler 方案(1969)来自 COMMAS 模式，忽略了液体水与冰相之间的相变过程，是一个简单的暖云方案。该方案中与水相物质有关的预报量有：水汽混和比、云水和雨水。云水的产生来自于水汽的凝结，方案包含了水汽的凝结、云水向雨水的自动转换、雨水与云水的碰并、雨水的蒸发和雨滴的下落速度参数化等微物理过程。

(2) Lin 方案来自 Purdue 云模式，对云微物理过程描述非常精细，是 WRF 模式中相对比较成熟的方案，非常适用于理论研究。该方案考虑了六种水物质：水汽混和比、云水、雨水、云冰、雪以及霰。所有参数化的项都是在 Lin et al 以及 Rutledge 和 Hobbs 的参数化方案的基础上得到的，个别地方稍有修改，饱和修正方案采用 Tao 的方法。

(3) Ncloud3 方案中与水相物质有关的预报量有三类：云水/云冰、雨水/雪和水汽混和比，液态水与固态水根据温度进行区分：0℃以上为云水和雨水；0℃以下为冰和雪。方案中的微物理过程主要包括水汽的凝结与云水的蒸发、云水向雨水的自动转换、雨水与

云水的碰并、雨水的蒸发、冰向雪的自动转换、冰的生成、雪与冰的碰并、冰和雪的升华凝华、冰雪的融化和云雨的冻结、冰、雪、雨的下落速度参数化等。该方案尽管也考虑了液态水与固态水之间的相变过程，但较为简单也称为简单冰方案。

(4) Ncloud5 方案中与水相有关的预报量有：水汽混和比、云水、云冰、雨水和雪。与 Ncloud3 方案相比，Ncloud5 方案考虑了更为复杂的相变过程。除了液态水与固态水间的交叉碰并外，简单冰方案和复杂冰方案的区别在于：简单冰方案的冻结和融化只在冻结层的相邻层发生，由于相变潜热的作用在冻结层附近可能会出现温度反馈的不连续；复杂冰方案中雪的冻结和融化允许在一定厚度的模式大气中发生，温度反馈的分布也更加连续、合理。

(5) Ferrier 方案是 Zhao-Carr (1997) 方案的改进方案。Ferrier 方案中水物质的预报变量分为两类，一类是水汽混和比，另一类不是简单的云水或云冰，而是把云水、雨水、冰、雪、霰等的混合物总量作为一个预报变量，该方案中所用的微物理过程比 Zhao-Carr 方案更为复杂，其中包括：1) 大气饱和凝结产生云水的过程；2) 自动转换过程；3) 碰并过程；4) 冰的升华、凝华；5) 雪融及融雪的再蒸发；6) 雨水的蒸发等。与 Zhao-Carr 方案相同，这一方案的微物理过程也是用于降水量的诊断计算，并未在预报方程中考虑雨雪等物质的拖曳作用。

2.3.2 积云对流方案

(1) 新 Kain-Fritsch 方案(Kain and Fritsch, 1990, 1993), 此方案是 Kain-Fritsch 方案的修正方案。此方案也用一个包含湿上升和下沉气流的简单云模式，包含卷出和卷入作用和相对简单的微物理过程。

(2) Betts-Miller-Janjic 方案，从 Betts-Miller 对流调整方案发展而来，包含浅对流过程。

(3) Grell-Devenyi 集合方案，该方案在每个格点上运行多个积云对流参数化方案和变量，对结果作一个平均反馈给模式。

2.3.3 其他物理方案

陆面模式（LSM）根据近地表层方案（Surface Layer Scheme）提供的大气信息，辐射方案提供的辐射强迫，微物理过程和积云对流参数化方案提供的降水强迫，以及地面状态量和地面性质来计算陆面和海冰面的热量和水汽通量。WRF 提供的陆面模式有 5 层扰动方案，Noah 陆面模式，以及 RUC 模式的陆面模式。

大气辐射过程有：快速辐射传输模式（RRTM）长波方案；ETA GFDL 长波辐射方案；ETA GFDL 短波辐射方案；MM5 短波辐射方案；Goddard 短波辐射。

边界层参数化过程用于表示整个大气柱内（不仅仅是边界层）由于涡动输送引起的垂直方向次网格尺度通量。主要有：MRF 方案，YSU 方案，MYJ 方案。

2.4 WRF 模式的运行流程

如图 2.3 所示，WRF 模式系统包括标准初始化模块（WRF SI）、处理常规和非常规观测资料的资料同化模块（3DVAR）、理想试验模块、预报模式以及模式产品后处理模块（OutPut in NetCDF）。其中标准初始化模块包括对标准格点资料。

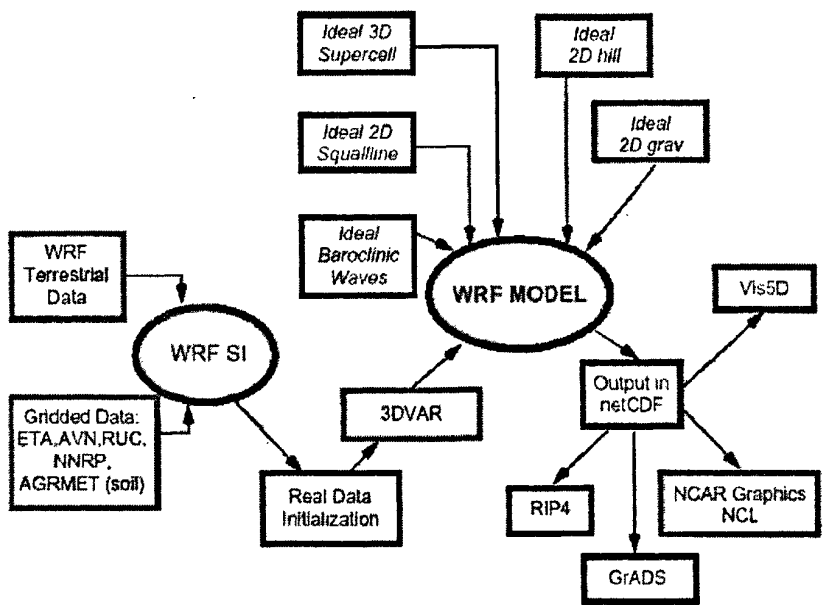


图 2.3 WRF 模式系统主要模块及其运行流程

的预处理和地形资料的处理；观测资料同化模块包括对各种常规和非常规资料的预处理及三维（四维）变分同化；理想试验模块主要功能是对理想试验（包括三维超级单体风暴、二维斜压波、二维重力波等理想个例）进行初始化，为模式积分提供初边值条件；预报模式对积分区域内的大气过程进行积分运算；后处理部分对模式积分结果进行分析，将各种物理量转化到等压面和等高面上，并转化成各种绘图软件所需要的格式。

由于本文主要是进行理想风暴的相关试验研究，在后面的章节中，我们将使用到理想试验中的三维超级单体风暴模块（em_quarter_ss），该模块主要完成单点探空资料的插值以及对扰动热泡强度、范围和中心位置的设定，并生成模式积分所需要的初边值条件。

2.5 本章小结

一个好的数值预报模式是建立集合预报系统的前提，本章首先简要介绍了美国新一代中尺度非静力数值模式 WRF 的动力框架结构、网格差分方案、物理过程方案、边界条件处理。较为详细的介绍了 WRF 模式中的微物理过程方案，包括 Kessler 方案、Lin 方案、Ncloud3 方案等。最后还介绍了 WRF 模式的运行流程。

参考文献：

- [1] 杜钧. 集合预报的现状和前景. 应用气象学报, 2002, 13(1): 16~28.
- [2] 章国材. 美国 WRF 模式的进展和应用前景. 气象, 2004, 30(8): 27~31
- [3] Skamarock W. C., Klemp J. B., Dudhia J., Gill D.O., A Description of the Advanced Research WRF Version 2. Available on WRF website: <http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/>, 2005, 1-21, 51-63, 65-74.
- [4] 马旭林. 一次江淮暴雨过程的中尺度系统发生发展的数值试验及机制分析. 南京气象学院硕士学位论文, 2004, 19-28
- [5] 邓莲堂, 王建捷. 新一代中尺度天气预报模式—WRF 模式简介. 奥运气象保障技术研究, 2004, 68~75
- [6] 黄彬, 热带风暴 KOPPU 变性过程的数值模拟研究. 南京信息工程大学硕士学位论文, 2005, 14-21
- [7] 闫之辉, 邓莲堂. 微物理过程优选及其个例预报试验. 奥运气象保障技术研究, 2004, 84~89

第三章 真实风暴的模拟及研究方法

本文所选取的个例是 1977 年 5 月 20 日发生在美国 Del city 附近的一次典型的超级单体风暴, 首先利用 WRF-ARW 模式对这次过程进行模拟, 作为是“真实风暴”, 在此基础上对风场进行不同方式的扰动来研究误差的发展, 传播的机制. 以下对模式的基本参数和“真实风暴”的基本情况做简单阐述.

3.1 真实风暴的模拟

3.1.1 模式参数介绍

模拟过程选用 Runge-Kutta 3rd 时间积分方案, 微物理过程采用在 WRF 模式中相对比较成熟的 LIN 方案模式积分区域为 160km*160km*20km, 水平分辨率为 2km, 垂直分辨率为 0.5km, 时间步长 12s, 模式积分 4h, 每 5 分钟输出一次结果. 模式初始场由 Del City 的一次超级单体风暴的单点探空资料^[1]和热泡扰动(中心位于 $x=11\text{km}$, $y=56\text{km}$, $z=1.5\text{km}$, 热泡半径水平方向 10km, 垂直方向为 1.5km, 振幅为 5K, 模式边条件采用开边界. 由于分辨率较高所以关闭了积云对流参数化方案。

3.1.2 真实风暴的演变特征

图 3.1 是模拟所用风暴探空曲线的温度对数压力图, 可以看到探空曲线的温度层结曲线在干绝热线和湿绝热线之间, 为条件性不稳定的. 在 800hpa-700hpa 之间的温度和露点温度非常接近, 说明低层水汽条件很好, 同时沙氏指数 swi 达到 -4.0, 较容易产生强对流性天气. 图 3.2 为真实风暴在各个时次的雷达反射率的分布, 在 1 小时风暴开始分裂为 2 个单体, 其中从雷达反射率的数值上可以看出风暴正处于旺盛发展的阶段其中左边的单体迅速向西北方向移动, 右边的单体缓慢的向正北方向移动, 基本上 WRF 模式的理想模块对这次风暴过程有比较好的模拟能力。

图 3.1 1977 年 5 月 20 日 15 时 (CST) _Del City 的一次超级单体风暴的探空曲线

图 3.2 3km 高度水平场分别在 1h, 2h, 3h, 4h 的雷达反射率

(a) 1 h (b) 2 h (c) 3 h (d) 4 h

3.2 扰动成员的生成

根据观测经验,探空气球的观测误差主要出现在 500hpa 以上,所以在 500hpa 以上的探空资料加入了振幅为 2m/s 的随机扰动来表征观测中的误差,作为控制预报。

预报的误差主要是由初始条件的不确定性和模式物理参数化过程的不完美造成的,在本文假设模式是完美的,在区域的哪个位置加入扰动? 由于误差的发展在大气不同层次是不同的,所以将 20km 的模式层分为 0~5km, 5~10km, 10~15km, 15~20km 分别对这四个高度的 U 风场加 1m/s 的随机扰动,考察哪一层对初始扰动比较敏感。图 3.3 结果发现对 0~5km 加入扰动后误差的发展比较大,而其余三个层次的误差变化都较为一致。也就是初始扰动造成的误差发展在 0-5km 最为敏感,与风暴结构一般只对最低 5km 的风垂直切变最为敏感相吻合。那么重点考虑在 0-5km 加入初始扰动来构造扰动成员。

3.3 在探空资料的不同高度加入 1m/s 随机扰动后 RMSE 随时间的变化

为了研究不同位置,不同时间加入初始扰动后误差在风暴发展演变中的结构和特征,设计了 4 组实验构成扰动成员(表 1),对真实预报的风场加入满足高斯分布的随机扰动,与真实风暴作对比。为了比较不同位置扰动对误差发展的影响,第一组的 4 个成员选择在初始热泡的内部加入振幅不同的扰动。第 2 组的 3 个成员为在热泡的外部加入振幅不同的初始扰动,第 3 组实验的初始扰动在风暴发展的不同时刻加入,考察不同时刻加入扰动后误差的发展特点。第 4 组实验的 3 个成员为对背景场加入不同振幅的扰动,也即对初始探空资料加入随机扰动来表征实际观测中的仪器误差,来考察在不同背景场下误差是如何发展演变的。

表 1 4 组扰动成员名称, 扰动位置, 扰动振幅

扰动组	扰动成员序号	扰动位置 (水平和垂直方向上的格点位置)	扰动振幅
(1)	1	(54, 58) (26, 30) (1, 4)	0.02m/s
	2	(54, 58) (26, 30) (1, 4)	0.2m/s
	3, 4	(54, 58) (26, 30) (1, 4)	2m/s, -2m/s
(2)	5	(56, 66) (10, 20) (1, 4)	0.02m/s
	6	(56, 66) (10, 20) (1, 4)	0.2m/s
	7	(56, 66) (10, 20) (1, 4)	2m/s
(3)	8, 9	(54, 58) (26, 30) (1, 4) 20min	2m/s, -2m/s
	10, 11	(54, 58) (26, 30) (1, 4) 60min	2m/s, -2m/s
(4)	12	背景场加入扰动	0.02m/s
	13	背景场加入扰动	0.2m/s
	14	背景场加入扰动	2m/s

3.3 研究方法

3.3.1 离散度

一个理想的集合预报, 检验应该表现出成员所有可能的状态, 为了满足这一条件, 集合预报系统的一个所期待的特征就是: 无论是由初始场或是由预报过程中 (如改变模式的物理过程) 引入的扰动都应该与可观测到的预报误差有相当的增长率。一种简便的衡量扰动振幅的方法就是集合成员与平均之间的“标准离差”或称为“离散度”^[1]。在一定程度上, 离散度可以代表模式的预报技巧, 一般说来, 离散度小, 可预报性大, 集合平均预报要比控制预报可信度高, 但是离散度大, 预报技巧不一定低, 预报可信度也不一定低。

整个区域的离散度可以表示为:

$$Spd_r(k, t) = \left[\frac{1}{M * N} \sum_{j=1}^n \sum_{i=1}^m (\phi_r(i, j, k, t) - \bar{\phi}(i, j, k, t))^2 \right]^{\frac{1}{2}}$$

格点上的离散度可以表示为:

$$Sp = \left[\frac{1}{R} \sum_{r=1}^R (\phi_r(i, j, k, t) - \bar{\phi}(i, j, k, t))^2 \right]^{\frac{1}{2}}$$

其中: $\bar{\phi}(i, j, k, t) = \frac{1}{R} \sum_{r=1}^R \phi_r(i, j, k, t)$, R 为集合成员总数, $\bar{\phi}(i, j, k, t)$ 为集合平均。

3.3.2 均方根误差

预报误差由观测场和预报场差值的均方根 (RMSE) 定义^[2]。RMSE 大, 预报误差大; RMSE 小, 则预报误差小。

$$RMSE_k = \left[\frac{1}{M * N} \sum_{j=1}^N \sum_{i=1}^M (\phi_a(i, j, k, t) - \bar{\phi}(i, j, k, t))^2 \right]^{\frac{1}{2}}$$

ϕ_a 观测资料, $\bar{\phi}(i, j, k, t) = \frac{1}{R} \sum_{r=1}^R \phi_r(i, j, k, t)$, R 为集合成员总数, $\bar{\phi}(i, j, k, t)$ 为集合平均。

3.3.3 平均总能量

理想集合预报中的各个成员代表了大气的可能真实状态, 为了进一步了解扰动成员对整个预报场的影响程度, 通过计算不同试验要素场能量差值, 即平均总能量 (DTE)^[3], 衡量扰动成员对预报场影响的敏感程度。一般情况, DTE 大, 扰动对预报的影响大; DTE 小, 扰动对预报的影响小。

$$DTE_t = \frac{1}{2 * M * N * L} \sum_{k=1}^L \sum_{j=1}^N \sum_{i=1}^M (U_{ijk}^{'2} + V_{ijk}^{'2} + \kappa T_{ijk}^{'2})$$

$U_{ijk}^{'}$, $V_{ijk}^{'}$ 和 $T_{ijk}^{'}$ 表示敏感性试验与控制试验之间的差异, $\kappa = C_p / T_r$, $T_r = 287$,

其中 M, N, L, 代表经向, 纬向, 垂直方向格点数, t 表示时间。

3.3.4 相对技巧评分 (RSS)

主要用于定量评价集合预报与控制预报的相对技巧, RSS^[4]的定义为:

$$RSS = \frac{E_{control} - E_{mean}}{E_{control} + E_{mean}} \times 100\%$$

式中 $E_{control}$ 和 E_{mean} 分别表示控制预报的误差和集合平均的误差，如果 RSS 值为正，则表明集合平均的预报效果好于控制预报，减少了控制预报的误差；如果 RSS 为负，则表明集合平均预报效果比控制预报差，起不到改善控制预报的作用。

3.3.5 偏差评分(BS)

偏差评分^[6] (Bias score) 简单的表示为一定区域内预报符合降水档的格点数与观测符合降水档格点数的比值。偏差评分针对区域降水量和降水范围的预报技巧，对降水落区的位置正确与否没有指导意义。

$$BIAS = \frac{F}{O}$$

当预报无偏差时 BIAS 评分为 1；BIAS 评分大于 1 时，预报存在湿偏差；BIAS 评分小于 1 时，预报存在干偏差。F 预报满足标准的格点数，O 为观测满足标准的格点数

3.3.6 ETS 评分

ETS 评分^[6] (Equitable threat score) 表示一定区域内预报降水量相对随机预报的预报技巧。 $ETS \leq 0$ 预报无技巧， $ETS > 0$ 相对随机预报具有预报技巧， $ETS=1$ 为理想预报。

$$ETS = \frac{CFA - CHA}{F + O - CFA - CHA}$$

CFA 表示预报正确的格点， $CHA = (F/V) * O$ ，V 为预报场的格点数

3.4 本章小结

采用 1977 年 5 月 20 日发生在美国 Del city 附近的一次典型的超级单体风暴, 首先利用 WRF-ARW 模式对这次过程进行模拟, 作为“真实风暴”，在此基础上加入各种初始扰动。

为了确定在模式的哪个层次加入扰动，对不同高度分别加入随机扰动，发现误差的发展对 5km 以下加入的扰动最为敏感。因此在下一章的构造初始随机扰动成员时，重点考虑

在 5km 以下加入扰动。

参考文献：

- [1] Jeffrey S. Whitaker and Andrew F. Loughe , The relationship between ensemble spread and ensemble mean skill. Amer. Meteor. Soc ,1998,126:3292-3302
- [2] .Davia J.Stensrud ,Jianwen Bao et al.Using Initial Condition and Model Physics Perturbations in Short-Range Ensemble Simulations of Mesoscale Convective Systems American Meteorological Society ,2000,128:2077-2107
- [3] .Fuqing Zhang ,Chris Snyder & Richard Rotunno 2002 ,1617-1631
Mesoscale Predictability of the “Surprise ” snowstorm of 24-25 January 2000 American Meteorological Society .
- [4] K.K.W.Cheung.Ensemble forecasting of tropical cyclone motion:comprison between regional bred modes and random perturbations.Meteorology and Atomospheric Physics,2001,78,23~34
- [5] Wilks, D. S., Statistical methods in the atmosphere sciences, An introduction. Academic Press, 467 pp.

第四章 误差在超级单体风暴中的结构及演变特征

4.1 初始扰动在风暴尺度系统中误差分析

4.1.1 不同振幅扰动的误差分析

方案(1)的4个成员均是在热泡内部也就是初始对流不稳定的区域引入的小扰动具
体位置见表1,振幅分别为0.002m/s, 0.02m/s, 0.2m/s, 2m/s。图4.1显示的扰动振幅为2m/s
的成员与真实风暴在3km高度处各个时次的水平风场误差和对应的雷达反射率。在图(b)
中u风场误差极值已经达到3m/s与dbZ的极值中心相吻合,同样以后的各个时次误差总
是集中在雷达反射率的大值区域,这一点揭示了误差的发展总是集中在湿对流区域。这个
结论和张福清(2006)^{[1][2]}结果一致。

图 4.1 3km 高度上成员 3 与真实预报的 u 风场误差和成员对应时次的雷达反射率

(a) 1 h (b) 2 h (c) 3 h (d) 4 h

图 4.2 为风场误差在垂直方向上的分布(x=100km), 4.2(b)~4.2(d)中看到误差的极
值区基本集中在对流层的中层。另外可以清楚的看到在中至对流层误差总是呈现正负相间
的波动特征, Cathy(2006)^[3]认为这样类似波的信号暗示了重力波的存在, 假设了重力波是
误差传播的主要机制, 同样可以看到误差与湿对流的紧密关系。

图 4.2 x=100km 剖面上成员 3 与真实预报的 u 风场误差和成员对应时次

的雷达反射率(a) 1 h (b) 2 h (c) 3 h (d) 4 h

为了进一步证明湿对流与误差之间的关系, 我们将实验 1 中各个成员的湿过程关闭来考察
误差的总能量误差(DTE)的变化, 定义如下

$$DTE = \frac{1}{2} \sum (U_{ijk}'^2 + V_{ijk}'^2 + kT_{ijk}'^2), k = C_p / R \quad (1)$$

图 4.3 给出了没有关闭湿过程和关闭湿过程后的总能量误差随时间的变化, 可以看到没有关闭湿过程前初始振幅越大误差也越大, 另外初始振幅越小误差增长的速度越快, 很快不同振幅初始扰动造成的总能量误差就达到一致. 而当关闭湿过程后成员的总能量误差的增长速度大大减小, 并且没有了初始误差振幅越小误差增长速度越快的特征, 误差增长相比在湿对流过程中要缓慢得多或基本没有增长, 这就更进一步的证明了误差与湿对流之间的对应关系.

图 4.3 实验 1 中未关闭湿过程和未关闭湿过程后成员 DTE 随时间的变化

为了定量化的描述误差在时间和空间上的变化, 我们定义 U 风场的均方根误差 (RMSE) 如下:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n_i n_j n_k} \sum_{i=1}^{n_i} \sum_{j=1}^{n_j} \sum_{k=1}^{n_k} (u_m - u_{true})^2} \quad (2)$$

u_m 为任意成员, n_i , n_j , n_k 分别代表 x, y, z 方向上的格点数。从图 4.4 (a) 中可以看到在前 15 分钟, 整体的误差均有所下降可看作是一个调整的过程, 从 15 分钟以后不同振幅的误差开始迅速增长, 可以看到初始振幅越小误差增长的越快, 体现出了误差发展的强非线性, 即使是很微小的初始误差也会在短期内污染预报结果, 而大振幅的初始扰动可以使误差迅速增长。到了第 4 小时不同初始扰动造成的误差大小都趋于一致。Walser(2004)^[4]指出这种迅速增长的误差将影响到大气的可预报性。在我们的这个风暴尺度系统中, 可以看到将初始误差振幅 2m/s 减少 10 倍到 0.2m/s, 到了 140 分钟 2 者的误差就达到一致了, 而初始误差减小 100 倍到 0.02m/s 时, 240 分钟后误差也达到一致。即使将初始误差降低 100 倍也只能提高几十分钟的可预报时间, 所以大大限制了风暴尺度的可预报性。

图 4.4 (b) 是 U 风场误差随高度的分布, 无论初始振幅多大, 误差的大值总是集中在 6km~10km 左右, 也就是对流层的中高层。图 4.4(c) 水汽含量误差总是集中在 0~1km 左右。图 4.4(d) 温度场的误差总是集中在对流层高层。这种现象可能的解释是由于对

流造成的凝结释放潜热的释放使得温度的误差主要集中在对流层上部，而上层空气温度改变后气压将产生变化，与下层空气存在气压梯度后风必然增大。所以各个物理量误差的垂直分布都是相互联系的。

图 4. 4(a)不同振幅扰动 RMSE 随时间变化
(b) U 风场 (c) 水汽含量(d) 温度场误差随高度的变化

在图 4. 4(a)中不同初始振幅扰动的快速辐合指出了风暴系统中误差发展的强非线性，为了进一步说明线性度，构造了成员 3 和 4 也就是初始振幅为 $\pm 2\text{m/s}$ 的成员对，图 4. 5 是 3km 高度处成员 3 和 4 分别与真实风暴比较的风场误差。可以看到图 4. 5(a)和(b)在 2h, 2m/s 的成员和 -2m/s 的成员呈反相关的分布，误差正值对应另一个成员的误差负值。从第 3 小时开始这种反相关性逐渐减弱（图略），在第 4 小时已经消失 4. 5(c)和(d)。这表明了在 3km 这一层误差的发展体现了很强的非线性。

图 4. 5 (a) (c) 3km 高度初始扰动为 2m/s 的成员与真实风暴的风场误差 (m/s)
(b) (d) 3km 高度初始扰动为 -2m/s 的成员与真实风暴的风场误差 (m/s)

为了更直观的研究系统的线性度，图 4. 6 作出这 2 个成员在模式层底风场相关性的时间序列，可以看到成员对一开始表现出了很好的反相关，随着时间这种反相关性就不断减小，在 120 分钟以后逐渐变为正相关，一直到 210 分钟后相关系数维持在 0.5 左右饱和。这样的现象不仅仅是在我们这个理想个例，Cathy(2006)^[5]也有类似的结论，并且与统计分析推导结果吻合。2 者这种在短时下反相关性的迅速减小说明了风暴系统的强非线性，造成这种现象的原因与我们所用的随机扰动方法没有关系，采用其他的扰动方法也能得出同样的结论。

图 4. 6 成员对 3 和 4 在模式层底 U 风场相关性的时间序列

4. 1. 2 不同位置扰动的误差分析

实验 2 中 3 个成员的扰动位置都选取在远离热泡，3 个成员只是在扰动振幅上有所区别。同样和实验 1 一样对风场加入随机扰动，图 4. 7 显示了成员 7 在 3km 处与真实风暴的

误差随时间的变化以及对应的雷达反射率. 可以看到在 5min 时图 (a) 中初始误差在初始扰动位置向西北方向发展, 到了第 20min 图 (b) 初始误差消失, 一直到第 1 小时后误差在对流区域开始出现误差, 之后误差的发展与在初始不稳定区域加入扰动相类似. 也就是说即使将初始误差加在不稳定区的外部, 一开始在对流区外部有误差, 但是很快就会消失最后误差总是仅在于湿对流区域中发展.

图 4.7 5min, 20min, 1h, 3h, 4h, 3km 高度上成员 7 与真实预报的 u 风场误差
和成员对应时次的雷达反射率

为了更清楚的比较在对流区域扰动和在对流外扰动的区别, 图 4.8 比较了不同振幅的成员在不同区域扰动的 RMSE 随时间的变化. 首先无论初始扰动位置在哪里最后误差总是趋于一致. 第二, 虽然在对流外扰动例如成员 5 开始扰动范围大于在对流内部扰动的成员 1, 但是很快成员 1 的 RMSE 就超过成员 5, 这一点表明误差发展开始可能是受初始扰动的影响, 但是一定时间后误差的发展就是受大的环境场所控制了. 第三, 体现出了一个强非线性, 在初始不稳定区初始扰动的非线性度最强. 另外各个物理量误差随高度的变化也是与实验 1 结果一致. (图略)

图 4.8 不同振幅成员在不同区域扰动的 RMSE 随时间的变化

4.1.3 风暴发展的不同时刻加入扰动

前面的 2 组成员均是在风暴发展的初始时刻加入误差, 由于在真实风暴的模拟 20min 和 60min 时都出现了最大垂直速度的峰值, 也就是对流最旺盛的时期, 所以我们选取 20min 和 60min 时刻加入随机扰动, 分析在风暴不同的发展时刻加入扰动的误差演变结构. 图 4.9 分别显示了成员 3, 8, 10 在 3km 处与真实风暴的误差随时间的变化以及对应的雷达反射率. 可以看到在第 65min 也就是图 (a) (d) (e) 中, 成员 8 首先在对流区域出现了 1m/s 的误差, 也就是说 20min 时刻加入扰动的误差的发展比较早. 发展到第 115min 在第 60min 加入扰动的成员 9 也开始了误差的发展. 而到风暴发展的最终也就是 240min 可以明显看到

误差范围最大，极值最强的是在 20min 加入扰动的成员 8，范围最小的是在 60min 加入扰动的成员 9，在初始时刻加入扰动的成员 3 误差分布介于 2 者之间。也就表明误差的范围和大小和风暴发展的不同阶段有很大关系. 另外与前面的实验结果一致误差的极值总是集中在对流区域.

图 4.9 65min, 115min, 240min(a)~(c) 3km 高度的成员 3 与真实风暴的风场误差和成员对应时次的雷达反射率. (d)~(f) 成员 8 与真实风暴的比较 (g)~(h) 成员 10 与真实风暴的比较

图 4. 10 为不同时刻加入扰动的 RMSE 随时间的变化, 可以看到在经历模式调整约 20min 后, 各个成员的均方根误差都开始了迅速的增长。基本上在 20min 加入扰动的成员的误差增长很快就超过在 0min 加入扰动的成员, 而在 60min 后扰动的成员的误差增长在 190min 前与其他 2 个成员类似, 之后就迅速增长, 240min 后 3 个成员的误差也都趋与一致。由于误差的发展总是和风暴的发展是密切相关的, 这样的误差演变过程可能是因为 20min 正是对流开始加强的时刻, 所以在此时加入扰动能促进误差比较早的发展。图 3. 3. 2 (b) 为分别在 3 个时刻加入扰动振幅为 $\pm 2\text{m/s}$ 的成员误差的相关系数随时间的变化, 与 RMSE 的结果相一致, 60min 后加扰动的成员对误差反相关性最强, 并且 3 组成员的相关系数基本还在 0.5 左右。其原因在 Cathy (2006) 中也用统计方法有所证明。

图 4.10 不同时刻加入扰动成员的 RMSE, 相关系数随时间的变化
(a) RMSE (b) 相关系数

4. 1. 4 误差在不同背景场中的结构和发展

前面的 3 种扰动方法所产生的误差最后总是会达到一致, 也就是说明了误差在开始发展的时期依赖于初始振幅的大小, 但是后期的发展可能是受环境场的影响, 所以对初始的探空资料也就是对初始背景场加入随机扰动。可以了解误差在不同的背景场下是如何发展演变的。实验 4 设计了 3 组成员, 对背景场加入不同振幅的初始扰动, 即分别对初始探空

资料加入振幅为 0.02m/s, 0.2m/s, 2m/s 的随机扰动来研究误差在不同的环境场下是如何发展演变的。图 4.11(a)(b) 为初始背景场扰动振幅为 2m/s 的成员在 2h 和 4h 的风场误差和对应时间的雷达反射率, 图 4.11(c)(d) 为 0.2m/s 的成员在 2h 和 4h 的风场误差和对应时间的雷达反射率, 4.11(e)(f) 为 0.02m/s 的成员在 2h 和 4h 的风场误差和对应时间的雷达反射率。图 4.11(a)(b) 与 3.1.1 相比, 背景场扰动后的误差明显加大, 误差已不仅仅只是集中在对流区域了, 误差的分布范围加大, 但是极值中心还是在对流区域。对流区外部的误差分布范围很大, 但是值都偏小在 2m/s 左右, 并且可以发现在对流区域外发展的误差没有前面所提到的正负相间的波的传播的特征, 分布的都是正值的误差。所以在对流外不是通过重力波来传播误差的, 与对流区域内的误差传播机制是不同的。背景场扰动为 0.2m/s 图(c)(d) 和 0.02m/s 图(e)(f) 也表现出了相同的特征, 随着背景场扰动振幅的加大, 风暴外部的误差也不断增大, 大致与初始扰动振幅的大小是一个正相关的关系。

图 4.11 (a)-(b) 2h, 4h, 3km 高度上背景场扰动为 2m/s 的成员 14 与真实风暴的 u 风场误差及对应时次的雷达反射率。(c)-(d) 2h, 4h, 3km 高度上背景场扰动为 0.2m/s 的成员 13 与真实风暴的 u 风场误差及对应时次的雷达反射率(e)-(f) 2h, 4h, 3km 高度上背景场扰动为 0.02m/s 的成员 12 与真实风暴的 u 风场误差及对应时次的雷达反射率

为了比较在对流内部扰动与对背景场扰动之间的区别, 图 4.12 是扰动振幅为 0.02m/s, 0.2m/s, 2m/s 的成员和背景场扰动为 0.02m/s, 0.2m/s, 2m/s 的成员的 RMSE 随时间的变化。可以看到在背景场加入误差后前 100min 三个成员误差逐渐聚拢, 也有初始扰动振幅越小误差增长速度越快的特征, 但是 100min 以后就保持一定的差异发展。由于在图 4.11 中我们看到在对流外部误差的发展从开始到结束与初始振幅是一个正相关的关系, 所以不难的出这样的结论: 在 100min 前的一个非线性增长必然是由于对流内部误差的非线性发展造成的, 而 100min 以后的误差发展就与初始加入的背景场误差振幅大小有关。并且从背景场扰动误差整体的发展趋势来看, 误差的增长比较平缓, 可能是由于初始误差本

身较大, 误差基本已处于饱和。

图 4. 12 扰动振幅为 0. 02m/s, 0. 2m/s, 2m/s 的成员和背景场扰动为 0. 02m/s, 0. 2m/s, 2m/s 的成员的 RMSE 随时间的变化

4. 2 随机扰动方法集合预报结果分析

4. 2. 1 集合成员设计

根据前面误差分析的结果，选择在对流内部和对流外部不同初始振幅的成员作为集合成员，均在控制预报的基础上加入扰动, 共 8 个集合成员。(表 2)

表 2 集合成员名称，扰动位置，扰动振幅

集合成员	扰动位置（水平和垂直方向上的格点位置）	扰动振幅
	(54, 58) (26, 30) (1, 4)	±0. 2m/s
	(54, 58) (26, 30) (1, 4)	±-2m/s
	(56, 66) (10, 20) (1, 4)	±0. 2m/s
	(56, 66) (10, 20) (1, 4)	±-2m/s

4. 2. 2 集合成员发散程度分析

为了对随机扰动法所构造的集合系统做评估，图 4. 13 分别给出了 8 个成员的 U, V, T 及地面累积降水量在 700hpa 高度处随时间变化演变图。(a) 集合成员 U 分量在积分 100 分钟后, 成员间开始表现出发散现象, 但是从整体看来发散程度不够理想, 误差不够大. 并且这种发散维持到了 200 分钟就减小了, 这也表明了误差到后期基本就饱和。(b) 为集合成员 V 分量随时间变化演变图, 到 140 分钟开始有轻微的发散, 但是整体的发散程度很小。图 4. 14(c) 集合成员 T 分量在积分 80 分钟时开始发散，整体发散程度大于 U 和 V。4. 14(d) 为地面累积降水量集合成员随时间变化演变图, 基本成员之间没有发散仅是在后期成员间有些差异, 原因一方面是随机扰动方法造成的集合成员发散度不够, 另一方面也可能是因

为实验中仅仅对风场作了初始扰动,使得成员间地面累积降水的发散程度不大。

图 4.13 集合系统 700hpa 成员发散度随时间变化

(a) U

(b) V

(c) T

(d) 累积降水量

4.2.3 4 小时地面累积降水量分析

图 4.14(a)是真实风暴 4 小时累积降水量,可以看到有 2 个降水极值中心,图 4.14(b)是控制预报的 4 小时累积降水量,与真实风暴相比降水的位置基本一致,但是夸大了(100, 80)附近的降水大小,另外控制预报对于西北位置的降水极值中心预报偏大并且在其附近出现了一个虚假降水中心。图 4.14(c)是集合平均的 4 小时累积降水量,相比控制预报降水范围没有明显改善,但是对于降水极值的大小稍有改善。4.14(d)是集合系统 4 小时降水离散度场,离散度反映了预报的不确定性,离散度越大预报的不准确性越大对比控制预报离散度的范围和极值与控制预报的结果相吻合,那么指示了这些区域的不确定性越大。对比真实降水,可以看到在离散度大值区域,控制预报比真实预报的降水偏大。集合离散度能较好的反映降水强度和落区的不确定性,可以看到集合平均在预报效果方面较控制预报改善效果不大。

图 4.14 (a)真实风暴 4 小时地面累积降水场 (b)控制预报 4 小时地面累积降水场

(c)集合平均 4 小时地面累积降水场 (d) 4 小时地面累积降水离散度场

4.3 本章小结

通过在真实风暴 U 风场上加入 4 组不同的随机扰动方法,分别从扰动振幅,扰动位置,扰动时间,不同背景场中加扰动的角度,对比分析误差的发展演变和结构特征。主要结论有:

(1) 无论是在哪个位置引入扰动,误差的发展只是在湿对流区域出现,并且随着风暴发展而发展。误差在垂直方向上的分布是水汽含量的误差集中在低层,风场的误差集中在中层,温度场的误差集中在高层。

(2) 在风暴发展不同时刻在区域内部加入大小相同符号相反的成员对后, 误差由开始的反相关迅速变为正相关, 并且相关系数总是恒定在 0.5 左右。

(3) 在区域内加入小扰动的误差的发展是一个非线性的增长, 初始扰动越小, 误差增长速度越快。并且减小初始扰动的振幅只能有限的提高预报时效, 这一点大大限制了可预报性。

(4) 选择对流发展的不同时期加入扰动很重要, 在本文中选择在 20 分钟时加入扰动所产生的误差范围最大是因为 20 分钟的时刻正是最大垂直速度第一次出现高峰的时刻, 而在 60 分钟加入扰动所产生的误差范围最小是因为此时对流的强度不断减弱。而在误差的大小方面, 从 rmse 随时间的变化也可以看出扰动加入的越晚, 误差增长速度越快。

(5) 在对流区域加入的扰动在短时间内就被环境场所控制, 无论怎样的扰动都会趋于一致, 而对背景场作扰动后发现仅在 100min 内误差是非线性增长, 也就是主要为对流内部的误差增长, 而 100min 后误差发展主要由对流外部的误差所控制, 是一个线性的发展也就是背景场扰动初始振幅越大误差也就越大。

参考文献

- [1] Zhang, F, Odins AM, Nielsen-Gammon JW. 2006. Mesoscale predictability of an extreme warm-season precipitation event. *Weather Forecasting* 21:149-166.
- [2] Zhang, F, C. Snyder, and R. Rotunno, 2003: Effects of Moist Convection on Mesoscale predictability. *J. Atmos. Sci.*, 60, 1173-1185.
- [3] Zhang, F, Odins AM, Nielsen-Gammon JW. 2006. Mesoscale predictability of an extreme warm-season precipitation event. *Weather Forecasting* 21:149-166.
- [4] Hohenegger, C. Schär, 2007: Predictability and error growth dynamics in cloud-resolving models. *J. Atmos. Sci.*, 64, 4467-4478.
- [5] Walser, A., and C. Schär, 2004: Convection-resolving precipitation forecasting and its predictability in Alpine river catchments. *J. Hydrol.*, 288, 57-73.

第五章 异物理模态扰动法

通过以上的实验可以得出误差发展的特性是无论怎么加初始扰动,最后总是会趋于一致被背景场所平滑而反映不了在中尺度系统中误差的真正发展特性,并且误差总是集中在对流活动旺盛区域,所以适合风暴尺度集合预报的扰动方法应该将初始误差在对流不稳定区域加大,但是我们前面所用的随机扰动并不能很好的代表真实大气中的误差发展特性,而陈静(2003)^[1]的研究表明在短期集合预报中不同对流参数化方案的预报偏差主要出现在对流敏感区,那么可以考虑用不同对流参数化方案的物理量预报偏差来寻找对流敏感区构造集合预报扰动初值,这样可以达到在不稳定区域加大扰动的目的.那么不同微物理过程参数化方案的的预报离差是怎样的呢?是否也是集中在对流敏感区域,也可以用物理量预报离差来寻找敏感区域呢?在本章的实验中采用异物理模态扰动法构造初始误差,即提取不同微物理过程参数化方案的预报离差来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。

5.1 采用不同微物理过程参数化方案的敏感性分析

采用 2 种较成熟的微物理方案,图 5.1 为 Lin 方案与 WSM5class 方案分别在 1h, 2h 时在 3km 高度处 u 风场误差(等值线,间隔为 1m/s)和对应时次真实风暴的雷达反射率. 可以看到采用不同的微物理过程参数化方案的预报误差在 1 小时集中在对流区域, 2 小时在对流的外部也有较小的误差分布大约在 1~3m/s 左右,但是误差的极值还是基本分布在对流区域最大可以达到 11m/s。可见在风暴尺度集合预报中微物理过程对预报不确定性也有很大的影响,误差始终集中在对流区域,所以采用不同微物理过程参数化方案的预报偏差来确定对流敏感区域,构造初值扰动场是可行的。

图 5.1 Lin 方案与 WSM5class 方案的 u 风场误差和对应时次的雷达反射率

(a) 1h

(b) 2h

5.1.1. 不同微物理过程参数化方案对各个物理量的影响分析

为了定量的评估不同微物理过程参数化方案对风暴的影响，设计了 4 个敏感性实验方案，分别采用 Kessler, WSM3class, WSM5class, WSM6class 4 个微物理过程参数化方案。

实验名称	微物理过程参数化方案
1	Kessler
2	WSM3class
3	WSM5class
4	WSM6class

选取累积降水量，纬向风，经向风，垂直速度，温度，水气混合比 6 个物理量，分别计算它们在 4 个实验中的离差和标准化离差，为了量化比较不同量纲的物理量的离差大小，对其做了标准化处理。

图 5.2 分别给出了积分 4 小时的降水预报离差和 6 个物理量分别在 200hpa, 500hpa, 850hpa 预报标准化离差值。5.2(a)为 U 的标准化离差，可以看到实验 2 和实验 3 方案对 U 的影响较大，在 850hpa 和 500hpa 偏差都大于 1，最大在实验 2 的 850hpa 达到了 1.88。而实验 1 和实验 4 的影响较小各个层次都小于 1。U 的离差在 4 个实验中主要出现在 500hpa, 850hpa 也就是对流层中低层，在 200hpa 的离差最小。图 5.2(b)为 V 的标准化离差，实验 2 和实验 3 方案对 V 的影响最大，3 个层次偏差都大于 1，最大在实验 3 的 500hpa 达到了 1.73。实验 1 和实验 4 的影响较小各个层次都小于 1。V 离差在 4 个实验中还是主要出现在对流层中层。图 5.2(c)为 W 的标准化离差，实验 2 和实验方案 3 对 W 的影响略大于实验 1 和实验 4 方案，最大值出现在实验 3 的 200hpa 离差达到 1.23，W 离差在 4 个实验中主要出现在 200hpa，对流层高层。图 5.2(d)为 T 的标准化离差，实验 4 的方案对 T 的影响最小，各个层次都在 1 以下。T 的离差主要在对流层高层。图 5.2(e)为 QVAPOR 的标准化离差值，实验 4 的方案对 QVAPOR 的影响最小，各个层次离差均在 1 以下，最大值在实验 3 的 850hpa 达到了 1.41。QVAPOR 离差主要出现在 850hpa，对流层的低层。综上，采用 4 种不同的微物理过程参数化方案对不同的物理量影响是各不相同的，尤其对 U, T 的

影响最大, 对 V 的影响次之, 对 W, QVAPOR 的影响最小。图 5.2(f) 为累积降水量离差, 不同的微物理过程对降水预报的影响是不一样的, 实验 3 的离差最大达到 21.41mm, 实验 4 的离差最小仅有 9.14mm。

图 5.2 6 个物理量分别在 200hpa, 500hpa, 850hpa 预报标准化离差值和 4 小时的降水
预报离差 (a) U (b) V (c) W (d) T (e) QVAPOR (f) 地面
累积降水量

图 5.3 为 4 个微物理方案模拟的动力场 850hpa(U)和热力场 200hpa (T) 的预报偏差随时间演变. 可以看到 4 个方案的的预报离差量级和演变特征很相似, 都是在 20 分钟前是一个迅速的增长过程, 20 分钟以后增长速度减慢。所以本实验在构造初始扰动成员时, 将积分 20 分钟的偏差加入初始场。几个方案的偏差相比 WSM6class 方案的离差明显偏小。

图 5.3 不同微物理方案模拟的动力场 850hpa(U)和热力场 200hpa (T) 的预报偏差随时间演变

综上,上述采用不同微物理过程参数化方案对物理量的影响是各不相同的,对 U 和 T 的影响最大,为了反映这些要素在数值预报中的不确定性就在以下的实验中扰动这些不确定因子。

5.2 异物理模态扰动法预报误差分析

5.2.1 实验设计

模式采用 2 个比较成熟的云微物理过程参数化方案, Lin 方案和 WSM5class 方案, 各自积分 20min。物理量 U 在两个方案中的预报值分别为 $U_1(x, y, z)$, $T_1(x, y, z)$ 和 $U_2(x, y, z)$, $T_2(x, y, z)$ 则预报误差为 $\text{delt}U(x, y, z)$, $\text{delt}T(x, y, z)$ 。由于前面的随机扰动实验得出结论在风暴发展前 20 分钟时误差发展比较迅速, 所以选择在控制预报积分 20min 时

时在全场上加上和减去预报误差共得到 6 个扰动初值场, 共 6 个集合成员。

扰动成员	扰动方法
1	$\text{delt}U, 0.5\text{delt}T$
2	$-\text{delt}U, -0.5\text{delt}T$
3	$0.5\text{delt}U, 0.25\text{delt}T$
4	$-0.5\text{delt}U, -0.25\text{delt}T$
5	$0.1\text{delt}U, 0.05\text{delt}T$
6	$-0.1\text{delt}U, -0.05\text{delt}T$

5.2.2 扰动后成员误差结构

为了比较随机扰动法与异物理模态法之间的差异, 图 5.4 给出了沿 $x=100\text{km}$ 采用 2 种扰动方法成员的假相当位温与相对湿度垂直剖面图。图 5.4(a) 为随机扰动成员 100km 处假相当位温和相对湿度的垂直剖面图。可以看到近地面处具有较高的假相当位温 344K , 位温随高度递减层结不稳定, 并且从相对湿度看来具备充分的水气条件, 属于对流不稳定区。图 5.4(b) 为异物理模态扰动成员的假相当位温和相对湿度垂直剖面图, 与前者相比在 $x=60\text{--}70\text{km}$ 这个层结不稳定区域内, 随机扰动成员位温分布比较均匀, 而异物理模态扰动后的成员位温分布不均匀, 所以说明在对流敏感区域, 异物理模态法比随机扰动方法构造初始扰动更加合理。

图 5.4 沿 $x=100\text{km}$ 成员的假相当位温与相对湿度垂直剖面图
(a) 随机扰动法 (b) 异物理模态扰动法

图 5.5(a) 为采用随机扰动法的成员在 3km 高度处风场误差和对应时次雷达反射率图。图 5.5(b) 为采用异物理模态法扰动后的成员 5 在 3km 高度处风场误差和对应时次的雷达反射率图。可以看到后者在对流区域的误差较前者有所加大, 中心的极值达到了 9。同样的误差的极值也是集中在了对流区域的中心, 由此可以看出采用异物理模态法扰动后的成员是

合理的,符合了在对流区加大初始扰动的目的。为了进一步研究误差的结构和分布,图 5.5(c)给出了 2 者的风场差值的平面图,可以看到 2 者风场间的误差在对流区域明显加大,极值中心也正是风暴中心的位置。并且可以看到误差的水平结构有正负相间的现象具有大气重力波的性质,那么表明了通过此种方法所作的初始扰动能够寻找出大气对流活动的敏感区域。

图 5.5 2 小时 3km 高度处风场误差(m/s)和对应时刻真实风暴的雷达反射率(dbz)
(a) 随机扰动成员 1 (b) 异物理模态扰动成员 5 (c) 2 者的风场差值

5.2.3 扰动成员对相关性分析

选取扰动振幅为 $\pm \text{delt}U$, $\pm \text{delt}T$ 的 2 个成员,图 5.6 给出了在模式层底 2 者的相关性序列,可以看到采用异物理模态法扰动的成员对在 20 分钟的时刻相关系数为-1 表现了反相关的特征,而后反相关性迅速减小,到第 160 分钟的时候成员对开始表现出正相关的特性,到 180 分钟时相关系数维持在 0.4 左右。而采用随机扰动的振幅为 $\pm 2\text{m/s}$ 的成员对的相关系数开始也为-1,并且迅速增长,40 分钟后相关系数缓慢增长。异物理模态法的成员对的相关系数增长速度快于异物理模态扰动法,最后维持在 0.3 左右。这在一个方面说明了通过异物理模态法构造的扰动成员的非线性度强于随机扰动,那么也说明了异物理模态方法更加合理更加符合真实大气中误差的发展特征。

图 5.6 扰动成员对在模式层底风场相关性的时间序列

5.3 集合预报结果分析

5.3.1 集合成员发散程度分析

为了对随机扰动法所构造的集合系统做评估,图 5.7 分别给出了 8 个成员的 U, V, T 及地面累积降水量在 700hpa 高度处随时间变化演变图。(a)集合成员 U 分量随时间变化演变

变图, 在 20 分钟时成员间开始表现出发散现象, 到了 220 分钟又有所减小之后又开始增大, 一直到模拟结束保持着一定的发散程度. 与前面所用的随机扰动方法相比发散程度略有增大. (b) 为 V 分量集合成员随时间变化演变图, 到 120 分钟开始成员间的发散程度不断增大, 与随机扰动方法相比发散程度更大. (c) 集合成员 T 分量 20 分钟时开始发散也大于随机扰动集合系统的发散程度. (d) 为地面累积降水量集合成员随时间变化演变图, 可以看到与随机扰动集合成员一样整体发散程度比较小. 分析原因可能由于仅对 U, T 分量作了扰动而造成地面累积降水量的发散程度不大.

图 5.7 集合系统 700hpa 成员发散度随时间变化

(a) U

(b) V

(c) T

(d) 累积降水量

5.3.2 4 小时地面累积降水量分析

图 5.8(a)是真实风暴 4 小时累积降水量, 可以看到有 2 个降水极值中心, 图 5.8(b)是随机扰动集合平均预报的 4 小时累积降水量, 与真实风暴相比降水的位置基本一致, 但是夸大了 (100, 80) 附近的降水大小, 另外控制预报对于西北位置的降水极值中心预报偏弱并且在其附近出现了一个虚假降水中心. 图 5.8(c)是异物理模态集合平均 4 小时累积降水量, 相比于随机扰动系统有较大的改进, 首先加大了西北位置降水的极值, 并且减弱了附近虚假降水中心的值. 另外对于 (100, 80) 附近的降水中心也稍有减弱. 图 5.8(d)是集合系统 4 小时降水离散度场, 离散度反映了预报的不确定性, 离散度越大预报的不准确性越大, 与前面随机扰动集合系统的离散度分布相比, 在范围上差别不大, 但是在预报不确定区域异物理模态扰动的值要大于随机扰动集合系统, 能较好的反映降水强度和落区的不确定性.

图 5.8 4 小时地面累积降水场和累积降水离散度场

(a) 真实风暴

(b) 随机扰动集合系统

(c) 异物理模态系统

(d) 降水离散度场

5.3.3 集合技巧评分

A. 相对技巧评分 (RSS)

相对技巧评分主要反映集合平均对控制预报的改善效果，RSS 为正则表明集合平均的效果好于控制预报，减少了控制预报的误差；如果 RSS 为负，则表明集合平均预报效果比控制预报差，起不到改善控制预报的作用。图 5.9 给出了 2 种扰动方法 U, V, T 集合平均相对技巧评分随时间的演变情况，从整体上来看无论哪种方法各个物理量的评分均为正值，效果兜好于控制预报。(a) 为 U 的相对技巧评分可以看到 160 分钟前异物理模态集合平均的 RSS 值小于随机扰动集合平均，但是其增长速度很快在 170 分钟后超过随机扰动集合平均。(b) V 的相对技巧评分，并且异物理模态扰动法在 160 分钟前评分也小于随机扰动方法，但随后迅速增大直到 200 分钟以后小于随机扰动集合平均。(c) T 的相对技巧评分，异物理模态扰动法在 160 分钟后大于随机扰动法，并且整体上看大于 U 和 V 的相对技巧评分，从 RSS 评分看出 2 种扰动方法均好于控制预报，并且随机扰动法在短期内可以体现初始场的不确定性但是随着积分时间延长这种不确定性很快就会消失，而异物理模态法的优越性要在积分一段时间后才能体现出来。

图 5.9 随机扰动法和异物理模态法集合平均相对技巧评分

(a) U

(b) V

(c) T

B. BS 评分

采用 BS 评分来检验随机扰动集合系统和异物理模态扰动集合系统的预报技巧，偏差评分为模式满足评分标准的点与观测满足评分标准点的比值，预报无偏差时，评分为 1，评分大于 1 时预报存在湿偏差，评分小于 1 时预报存在干偏差。BS 评分只是针对降水量和降水范围，对于降水位置没有指导意义。对随机扰动集合系统和异物理模态扰动系统分别计算 BS，评分标准为 0.254mm, 2.54mm, 12.7mm。评分结果见下表。对于降水大于 0.254mm 的预报评分，2 个系统集合平均结果都显示为湿偏差，异物理模态集合系统对随机扰动系统没有改进效果并且湿偏差的程度大于随机扰动系统。降水大于 2.54mm 的预报评分，异物理模态集合平均在 0.5h 改进了随机扰动系统的干偏差，但是对于其的湿偏差未有改进。

降水大于 12.7mm 的预报评分，集合平均在 1h, 1.5h 改进了随机扰动系统的干偏差，但是对于其的湿偏差还是未有改进。BS 评分结果表明异物理模态扰动法构造的集合系统能改善随机扰动法中偏干的结果，但是对于偏湿的预报没有任何改进。

0.5h	1h	1.5h	2h	2.5h	3h	3.5h	4h	
>0.254mm								
1.185	1.906	1.567	1.374	1.257	1.279	1.198	1.105	随机扰动方法
1.222	2.529	1.940	1.602	1.417	1.412	1.243	1.140	异物理模态扰动
>2.54mm								
0.818	1.071	1.008	1.020	1.037	1.035	1.076	1.074	随机扰动方法
1.000	1.102	1.040	1.037	1.064	1.059	1.118	1.150	异物理模态扰动
>12.7mm								
0.750	0.875	0.920	1.048	1.043	1.022	1.061	1.045	随机扰动方法
0.750	0.968	1.000	1.081	1.080	1.050	1.081	1.051	异物理模态扰动

C. ETS 评分

ETS 评分表示一定区域内预报降水量相对随机预报的预报技巧。ETS≤0 预报无技巧,ETS >0 相对随机预报具有预报技巧,ETS=1 为理想预报。评分标准为 0.254mm, 2.54mm, 12.7mm。评分结果见下表，降水大于 0.254mm 的预报，随机扰动法和异物理模态扰动法都有较高的预报技巧（ETS>0），而异物理模态集合系统没有比随机扰动集合系统有优势。降水大于 2.54mm 的预报二个系统也表现出了高的预报技巧，异物理模态集合系统在 1h 和 4h 比随机扰动法提高了预报技巧。降水大于 12.7mm 的预报异物理模态扰动集合系统在 1h, 1.5h, 3.5h, 4h 评分均比随机扰动法有较大的提高。ETS 评分结果表明 2 种扰动方法构造的集合成员都具有较高的预报技巧，在降水大于 12.7mm 的大雨，2 种扰动方法的预报技巧都有所降低，但是异物理模态集合平均在预报大雨方面预报技巧要高于随机扰动集合平均，可以提高预报技巧增加预报准确性。

0.5h	1h	1.5h	2h	2.5h	3h	3.5h	4h	
>0.254mm								
0.734	0.418	0.468	0.479	0.485	0.460	0.495	0.575	随机扰动方法
0.665	0.317	0.378	0.408	0.430	0.423	0.474	0.556	异物理模态扰动
>2.54mm								
0.817	0.716	0.630	0.563	0.501	0.432	0.366	0.401	随机扰动方法
0.833	0.698	0.620	0.555	0.490	0.425	0.358	0.413	异物理模态扰动
>12.7mm								
1.000	0.739	0.515	0.389	0.334	0.291	0.261	0.266	随机扰动方法
0.874	0.762	0.521	0.384	0.334	0.288	0.270	0.281	异物理模态扰动

5.4 本章小结

在第四章对风暴系统误差发展演变结构分析发现初始扰动不够‘发散’不能表征实际大气中误差发展的特性，于是采用异物理模态扰动方法来构造初始扰动成员即将微物理方案的预报偏差叠加到初始场，结果表明：

(1) 在短期集合预报中不同微物理过程参数化方案的预报偏差主要出现在对流敏感区，考虑用不同物理参数化方案的物理量预报偏差来寻找对流敏感区构造集合预报扰动初值是可行的，可以达到在不稳定区域加大扰动的目的。

(2) 不同微物理过程参数化方案对不同物理量的影响是不相同的，经过标准化后发现尤其对 U, T 的影响最大，对 V 的影响次之，对 W, QVAPOR 的影响最小。因此在构造初始扰动时主要扰动 U 和 T。

(3) 比较 2 种扰动方法的成员发现随机扰动成员位温分布比较均匀，而异物理模态扰动后的成员位温分布不均匀，所以说明在对流敏感区域，异物理模态法比随机扰动方法构造初始扰动更加合理。

(4) 异物理模态法集合系统变量 V, T 的发散程度大于 U，总体上看均比随机扰动集合系统

要更发散。

(5) 从 4 小时地面累积降水量来看，是异物理模态集合平均相比于随机扰动系统有较大的改进，首先加大了西北位置降水的极值，并且减弱了附近虚假降水中心的值。另外对于 (100, 80) 附近的降水中心也稍有减弱。

(6) 从集合检验结果来看，2 种扰动方法在总体上均要好于控制预报，并且在积分前期异物理模态扰动法能改进随机扰动的干偏差，随着积分时间的延长，异物理模态法又表现出过湿的现象。对于降水大于 12.7mm 的大雨，异物理模态集合平均的预报技巧要高于随机扰动集合平均。

参考文献

- [1]. 陈静、薛纪善等 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

第六章 全文总结

6.1 研究目的

目前对于风暴尺度的集合预报如何来构造初始误差方面的理论还不够完善，主要问题是：误差在风暴系统中是如何发展变化的？如何选用合适的扰动方法？是否能提高预报效果？

6.2 结果与讨论

本文利用 WRF 模式，针对一个典型的风暴系统，对初始场采用了随机扰动方法和异物理模态扰动方法，为此构造了 2 个集合系统，分别从误差增长、演变和分布以及集合预报和评分等方面进行了数值试验。得到如下的结论：

(1) 无论是在哪个位置引入扰动，误差的发展主要在湿对流区域出现，并且随着风暴的发展而发展。误差在垂直方向上的分布是水汽含量的误差集中在低层，风场的误差集中在中层，温度场的误差集中在高层。

(2) 在风暴发展不同时刻在区域内部加入大小相同符号相反的成员对后，误差由开始的反相关迅速变为正相关，并且相关系数总是恒定在 0.5 左右。

(3) 在区域内加入小扰动的误差的发展是一个非线性的增长，初始扰动越小，误差增长速度越快。减小初始扰动的振幅只能有限的提高预报时效，这一点大大限制了可预报性。

(4) 选择对流发展的不同时期加入扰动很重要，在本文中选择在 20 分钟时加入扰动所产生的误差范围最大，主要是因为 20 分钟的时刻正是最大垂直速度第一次出现高峰的时刻，而在 60 分钟加入扰动所产生的误差范围最小是因为此时对流的强度不断减弱。而在误差的大小方面，从 rmse 随时间的变化也可以看出扰动加入的越晚，误差增长速度越快。

(5) 在对流区域加入的扰动在短时间内就被环境场所控制，无论怎样的扰动都会趋于一致，而对背景场作扰动后发现仅在 100min 内误差是非线性增长，也就是主要为对流内部的误差增长，而 100min 后误差发展主要由对流外部的误差所控制，是一个线性的发展也就是背景场扰动初始振幅越大误差也就越大。

(6) 不同微物理过程参数化方案对不同物理量的影响是不相同的, 经过标准化后发现尤其对 U, T 的影响最大, 对 V 的影响次之, 对 $W, QVAPOR$ 的影响最小。采用异物理模态法构造的初始成员在对流区的分布不均匀, 能够反映出在对流区的不稳定性, 可以寻找出大气对流运动的敏感区域。

(7) 对 2 种扰动方法构造的集合系统比较发现采用异物理模态扰动法构造的集合系统较随机扰动方法更为发散。4 小时地面累积降水量来看, 异物理模态集合平均相比于随机扰动系统有较大的改进, 首先加大了西北位置降水的极值, 并且减弱了附近虚假降水中心的值。

(8) 从集合检验结果来看, 2 种扰动方法在总体上均要好于控制预报, 并且在积分前期异物理模态扰动法能改进随机扰动的干偏差, 但是随着积分时间的延长, 异物理模态法又表现出过湿的现象。对于降水大于 12.7mm 的大雨, 异物理模态集合平均的预报技巧要高于随机扰动集合平均。

6.3 问题与展望

(1) 本文第一部分首先对初始误差在风暴尺度系统中是如何发展演变作了详细的分析, 分别从初始扰动的位置, 振幅大小, 不同发展时刻加入扰动等方面。第二部分对初始扰动方法(随机扰动法, 异物理模态扰动法)作了比较。

(2) 在本文中为了方便计算对于异物理模态法构造初始扰动时采用了扰动影响最大的 2 个物理量 U 和 T , 但是在今后的工作中应对其他物理量也做扰动最大范围的包含预报可能性。

(3) 从集合检验的结果发现 2 种扰动方法在总体上均要好于控制预报, 异物理模态扰动法能改进随机扰动的干偏差, 但是随着积分时间的延长, 异物理模态法又表现出过湿的现象。并且异物理模态扰动法仅能提高降水大于 12.7mm 的大雨预报技巧。所以在以后的工作中还要尝试采用新的扰动方法。

致 谢

本文是在我的导师闵锦忠教授和孔凡铀教授的悉心指导和严格要求下完成的，从研究方向的确定，到阶段工作的逐步完成，直至本文的定稿，都包含了导师辛勤的汗水和心血。闵老师严谨求实的治学态度、对科学孜孜以求的钻研精神及其敏锐的洞察力，使学生受益匪浅，这将成为我一生中最为宝贵的财富。衷心感谢闵老师三年来对我的悉心培育，闵老师的严格要求使我顺利完成了论文的撰写；本文也得到了孔凡铀教授的热心指导，与孔老师的多次的广泛深入讨论使我受益匪浅。

感谢大气物理学院和研究部老师及研 06 全体同学的关心和大力支持。感谢气象灾害重点实验室提供的上机环境及先进的计算设备，感谢实验室的全体老师和同学的热情帮助和支持！

在论文完成过程中，曾得到了彭华青、戚友存、杜宁珠、高斌斌、赖安伟、吴志彦、等师兄师姐的耐心帮助及 07 级师弟妹进行了有益的讨论，并受到了他们的大力帮助，解决了我在学术上的一些疑问。感谢我的朋友们杨正卿，杨敏，高峰，李洁，娄珊珊，任昆玉等同学在生活中和学习中给予我的帮助和鼓励。感谢 05、06 级师兄师姐们的帮助，使得我们结下了深厚的感情、留下了难以忘怀的欢乐。

最后，我深深的感谢我的父母，亲人们，感谢你们给予我生活上的呵护，精神上的鼓励，你们的期盼是我更加积极生活、学习、工作的动力！

曹 晴

2009 年 5 月于南京

论文附图

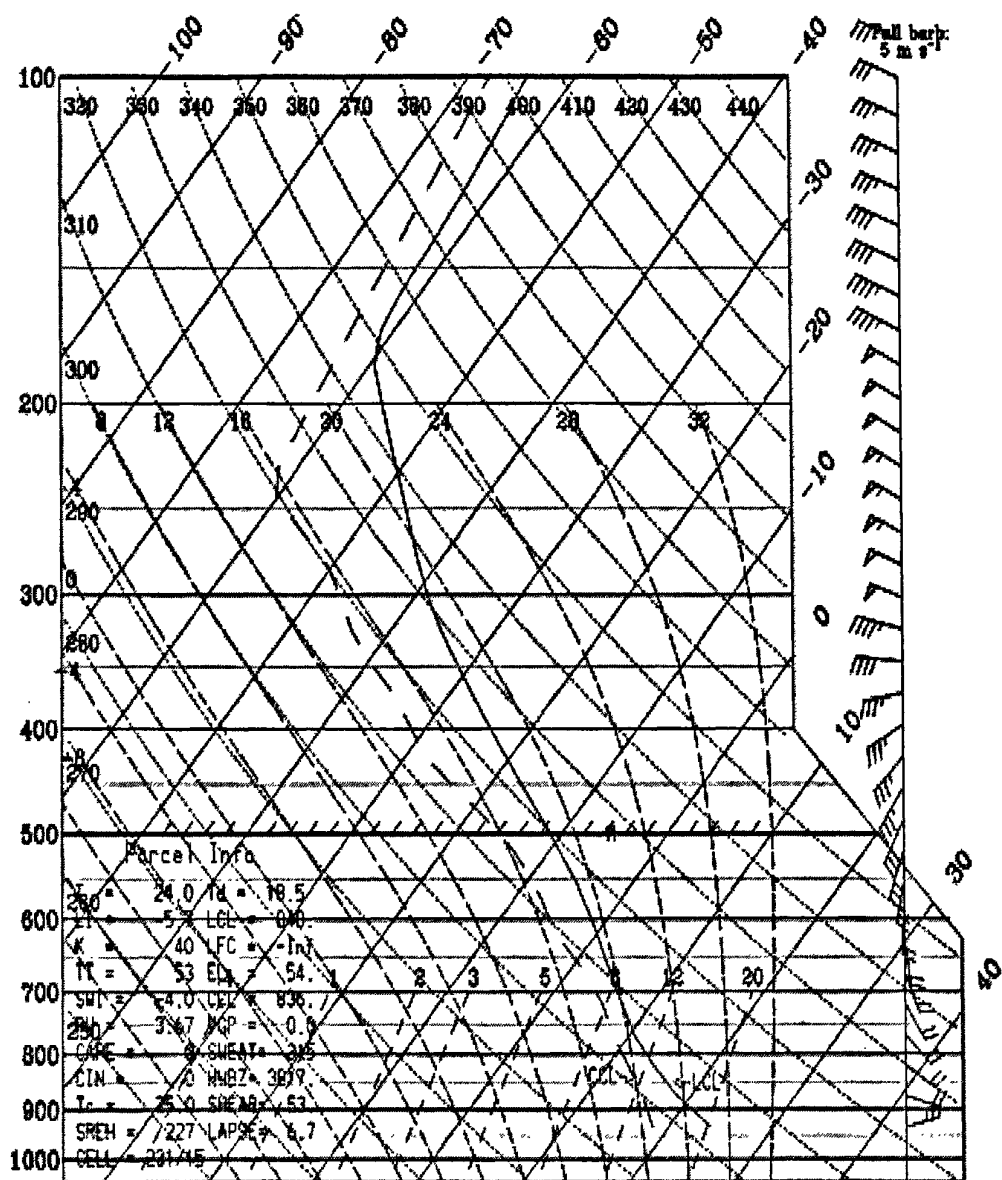


图 3.1 1977 年 5 月 20 日 15 时(CST)_Del City 的一次超级单体风暴的探空曲线

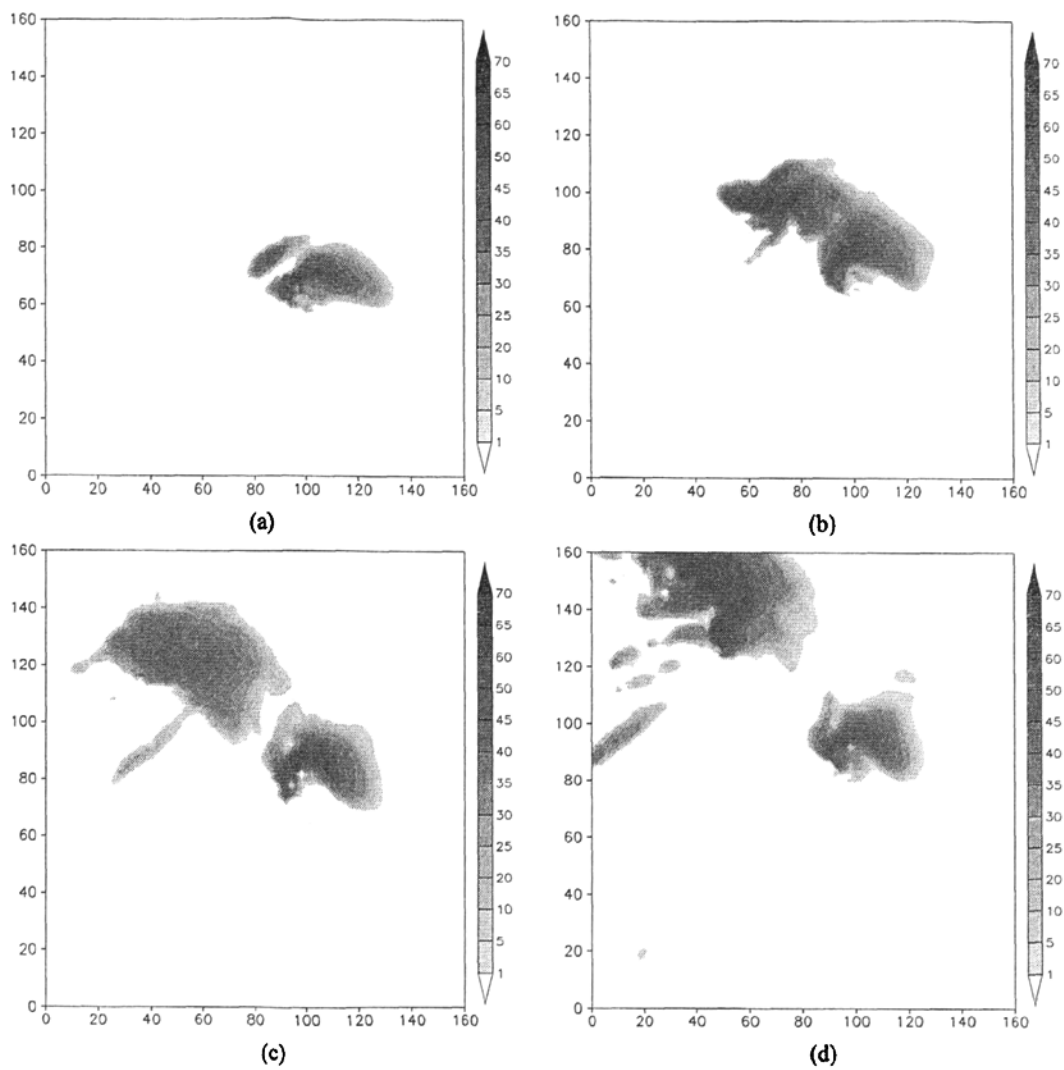


图 3.2 (a)~(d) 3km 高度水平场分别在 1h,2h,3h,4h 的雷达反射率

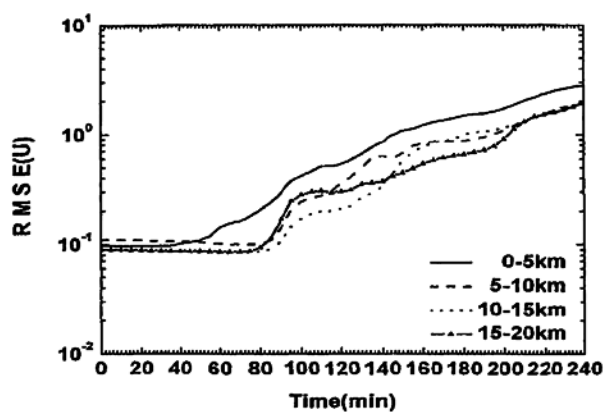


图 3.3 在探空资料的不同高度加入 1m/s 随机扰动后 RMSE 随时间

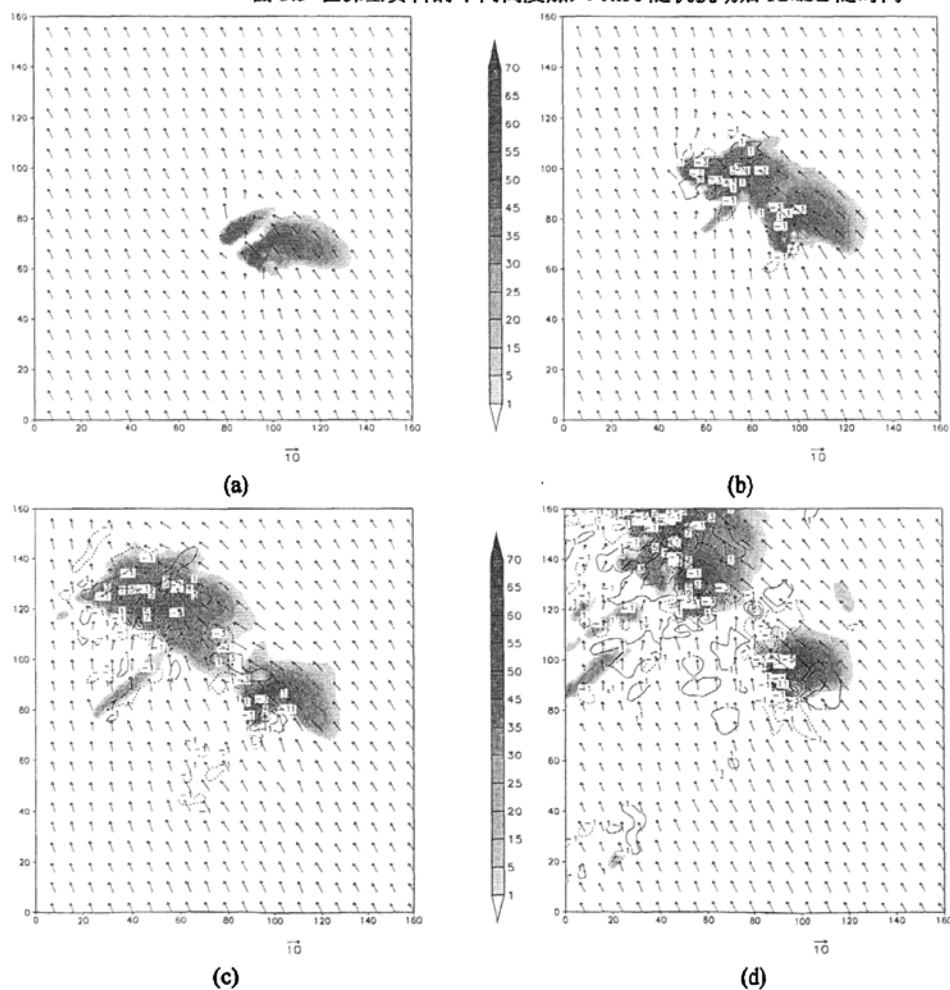


图 4.1 : (a)~(d)1h,2h,3h,4h, 3km 高度上成员 3 与真实预报的 u 风场误差 (等值线, 间隔为 2m/s) 和成员对应时次的雷达反射率 (阴影区, dbz)

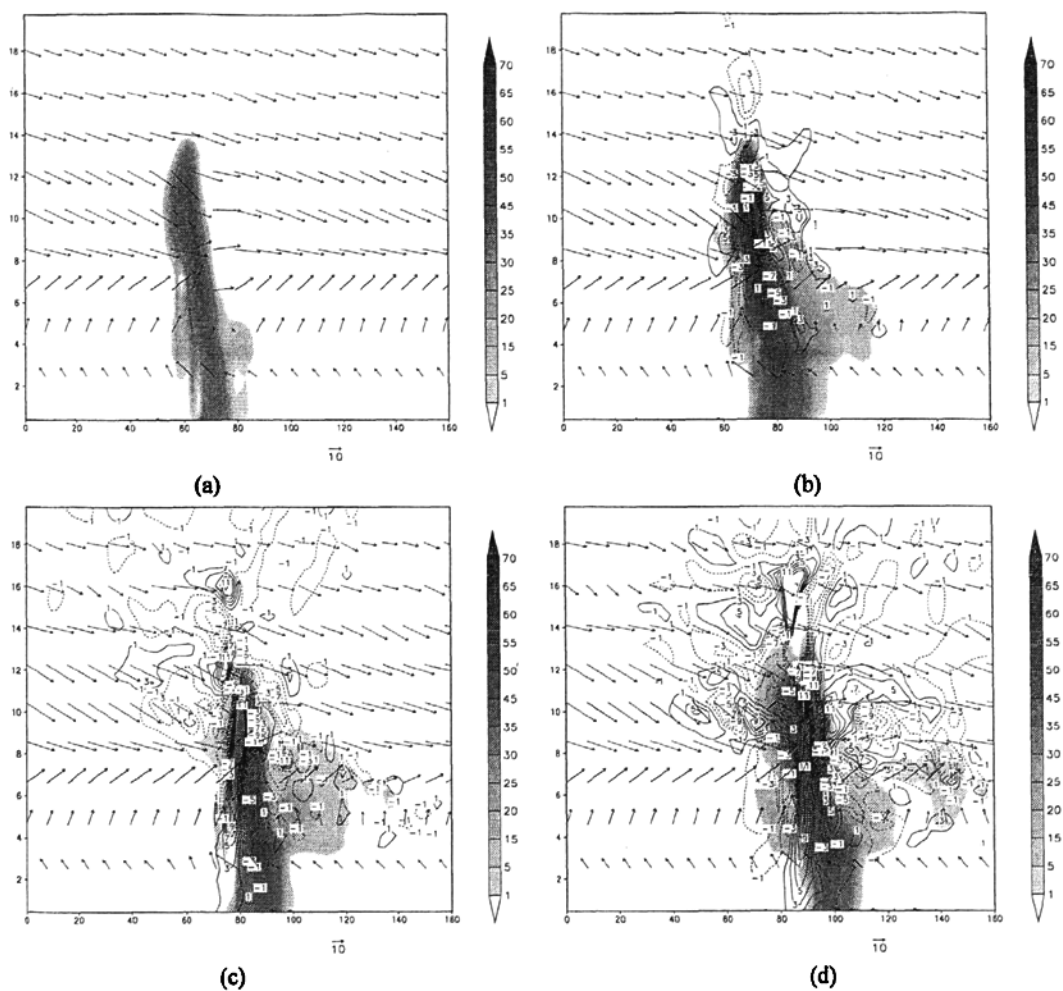


图 4.2: (a)~(d) 1h,2h,3h,4h, $x=100\text{km}$ 剖面上成员 3 与真实预报的 u 风场误差 (等值线, 间隔为 2m/s) 和成员对应时次的雷达反射率 (阴影)

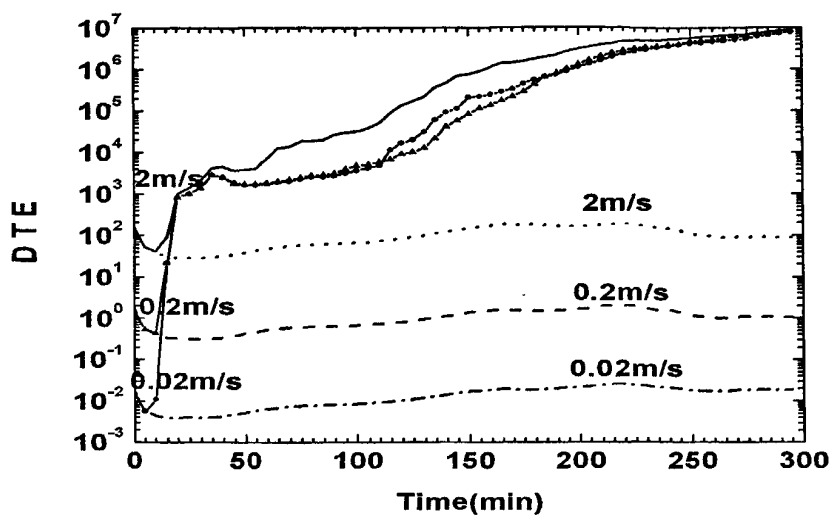
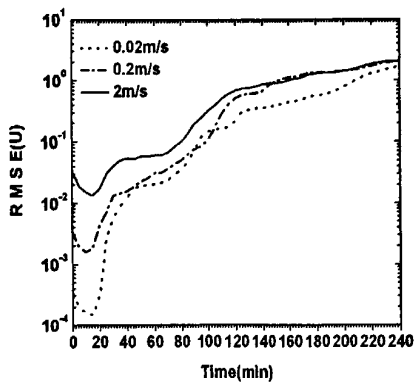
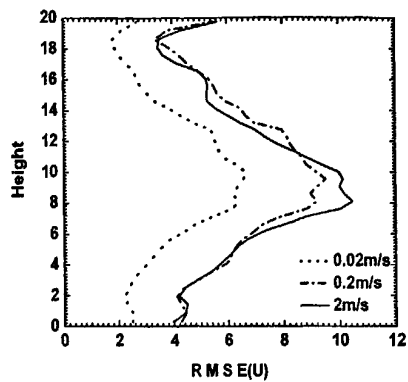


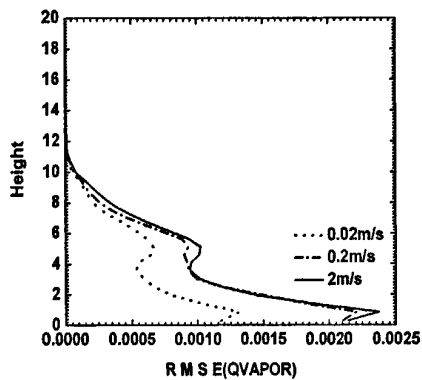
图 4.3 实验 1 中未关闭湿过程成员 DTE 随时间的变化 (实线)
关闭湿过程后成员 DTE 随时间的变化 (虚线)



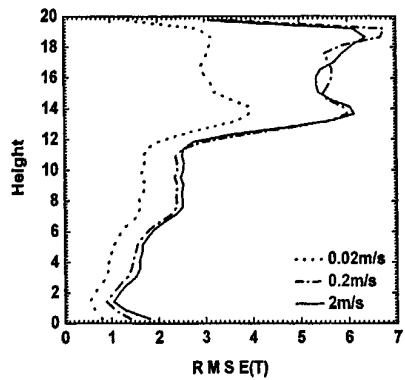
(a)



(b)



(c)



(d)

图 4.4: (a)不同振幅扰动随时间变化 (b) U 风场 (c) 水汽含量(d) 温度场误差随高度的变化

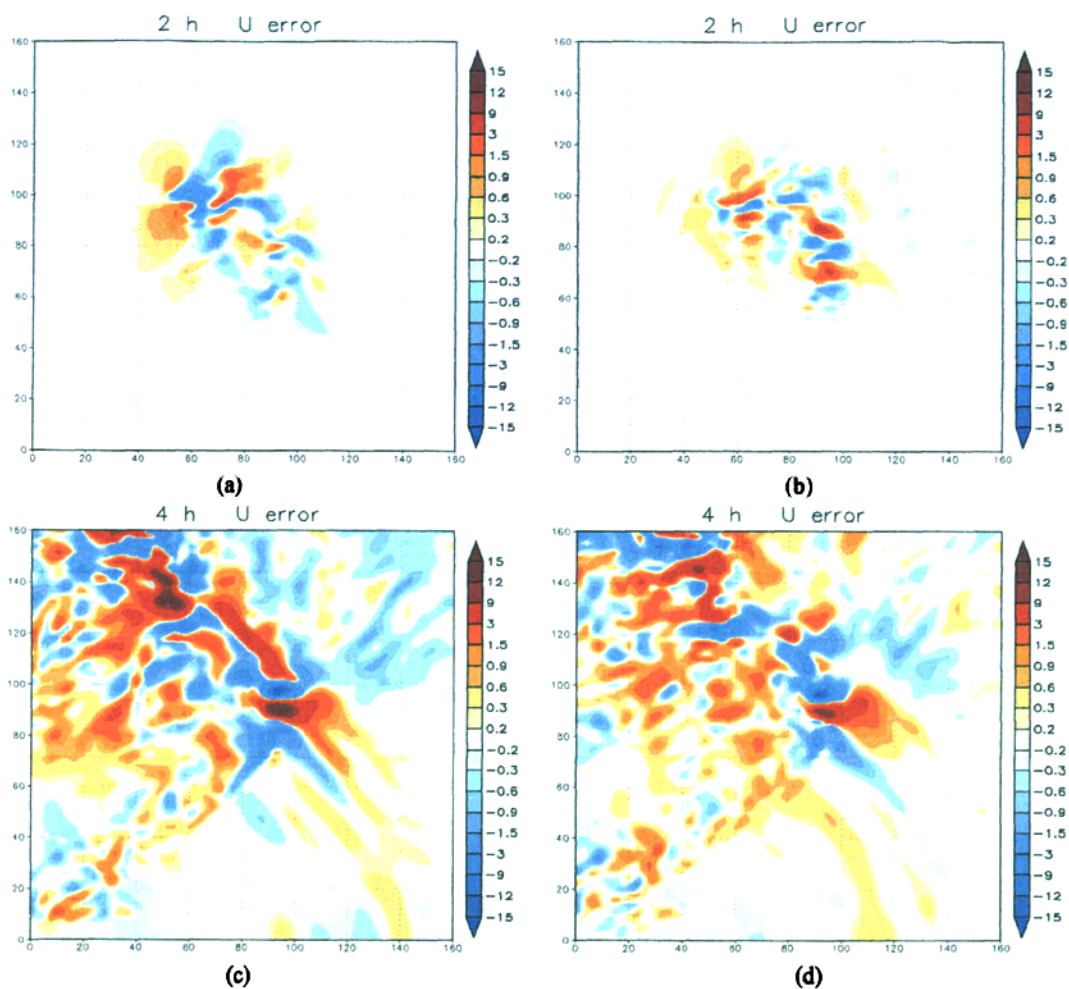


图 4.5 (a)(c) 3km 高度初始扰动为 2m/s 的成员与真实风暴的风场误差(m/s)

(b)(d) 3km 高度初始扰动为-2m/s 的成员与真实风暴的风场误差(m/s)

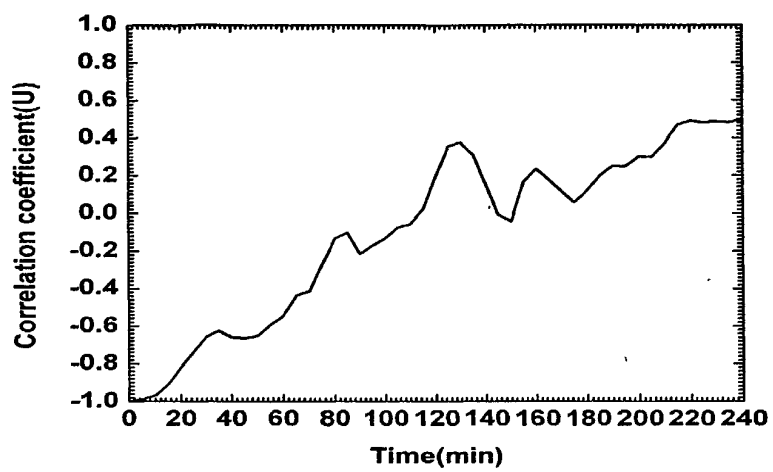


图 4.6 成员对 3 和 4 在模式层底 U 风场相关性的时间序列

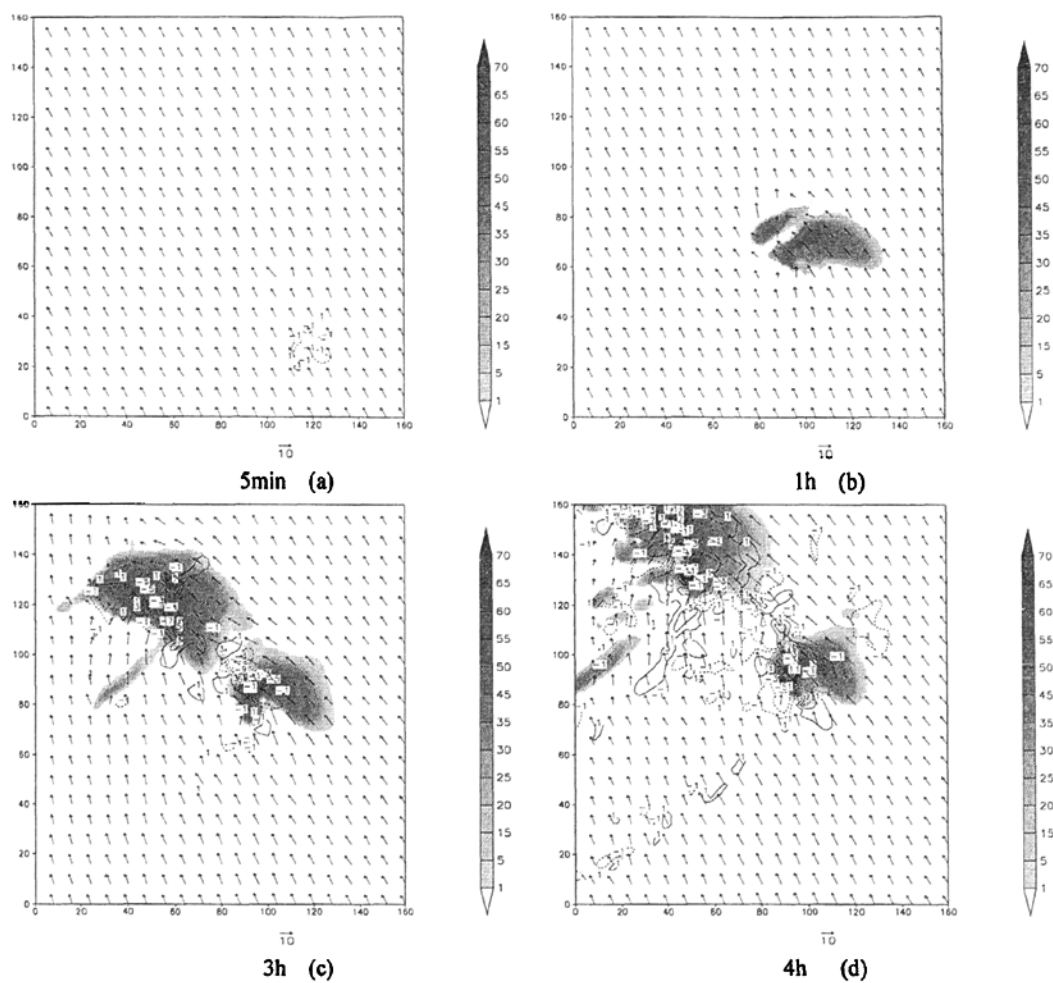


图 4.7 5min, 1h, 3h, 4h, 3km 高度上成员 7 与真实预报的 u 风场误差 (等值线, 间隔为 2m/s)
和成员对应时次的雷达反射率 (阴影区, dbz)

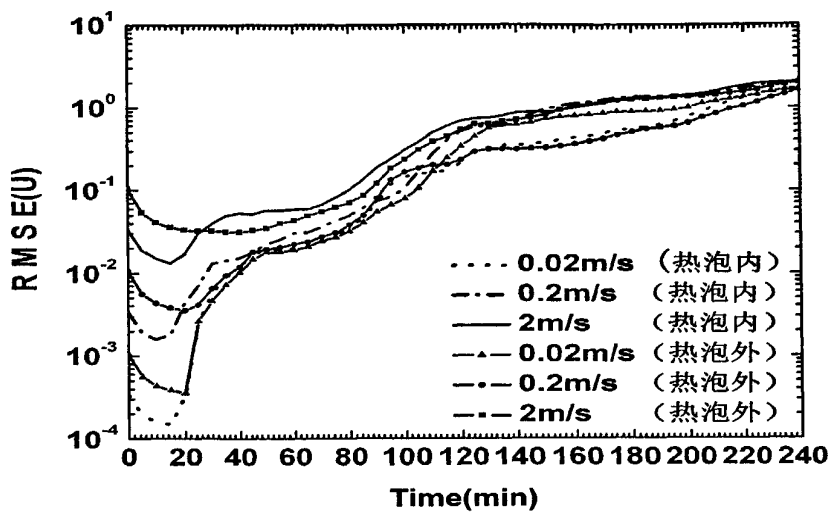


图 4.8 不同振幅成员在不同区域扰动的 RMSE 随时间的变化

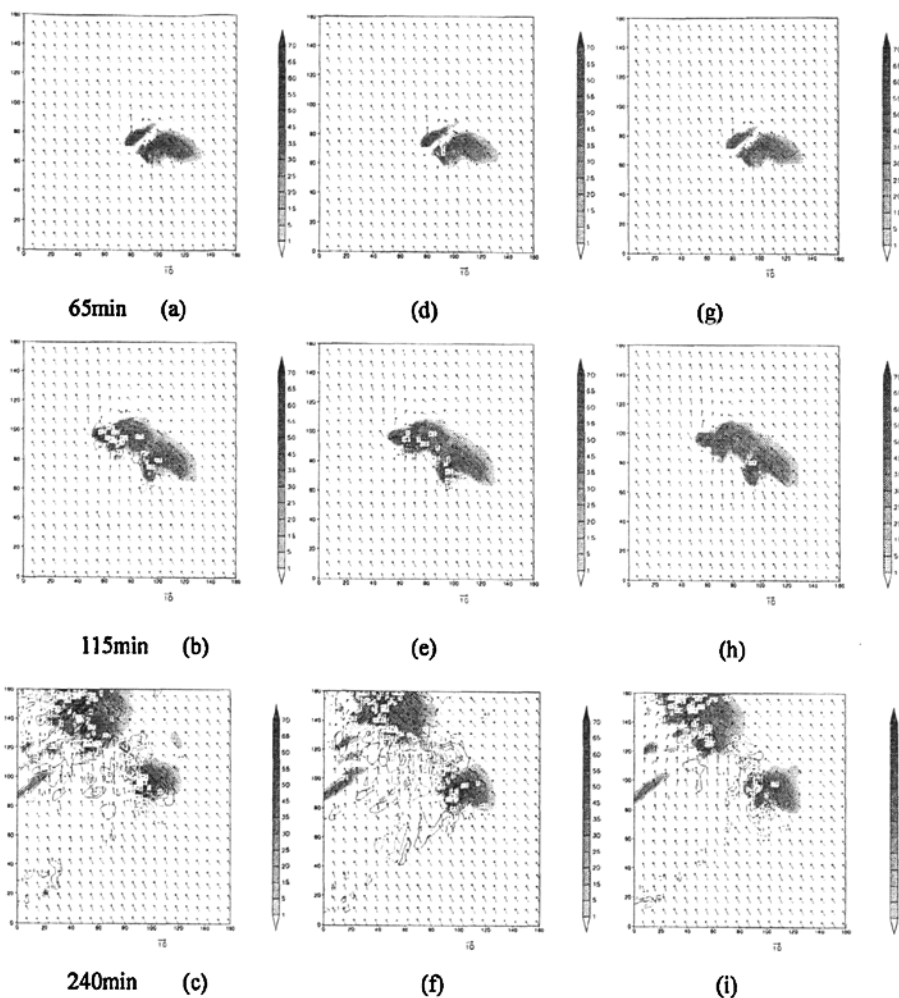


图 4.9 65min,115min,240min(a)~(c) 3km 高度的成员 3 与真实风暴的风场误差(等值线, 间隔为 2m/s) 和成员对应时次的雷达反射率(阴影区, dbz)。(d)~(f)成员 8 与真实风暴的比较 (g)~(h)成员 10 与真实风暴的比较

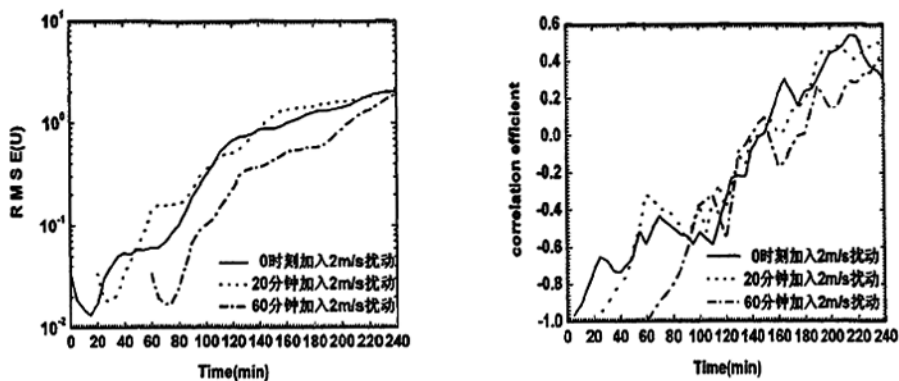


图 4.10 (a) 0min,20min,60min 加入扰动后 RMSE 随时间的变化
(b) 扰动成员对 3 和 4, 8 和 9, 10 和 11 相关系数随时间的变化

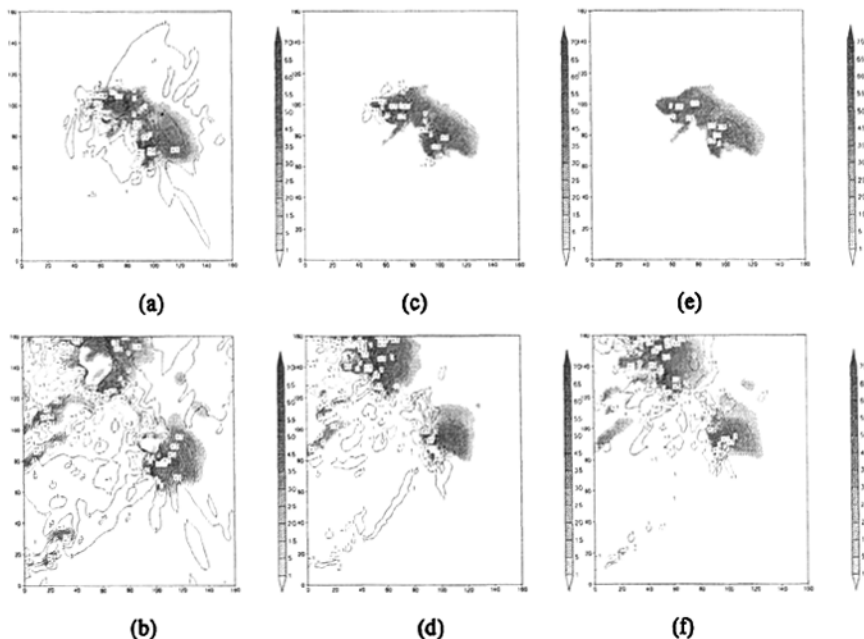


图 4.11 (a)-(b) 2h,4h, 3km 高度上背景场扰动为 2m/s 的成员 14 与真实风暴的 u 风场误差 (等值线, 间隔为 2m/s) 及对应时次的雷达反射率 (阴影区, dbz) (c)-(d) 2h,4h, 3km 高度上背景场扰动为 0.2m/s 的成员 13 与真实风暴的 u 风场误差 (等值线, 间隔为 2m/s) 及对应时次的雷达反射率 (阴影区, dbz) (e)-(f) 2h,4h, 3km 高度上背景场扰动为 0.02m/s 的成员 12 与真实风暴的 u 风场误差 (等值线, 间隔为 2m/s) 及对应时次的雷达反射率 (阴影区, dbz)

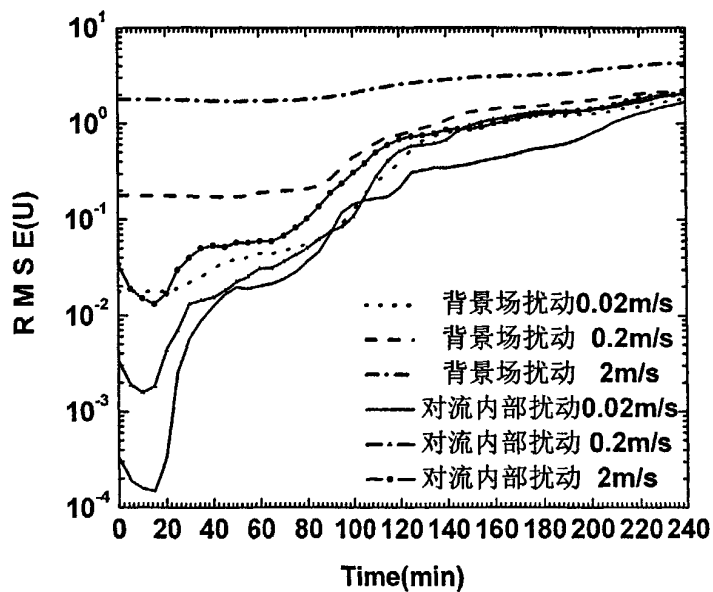
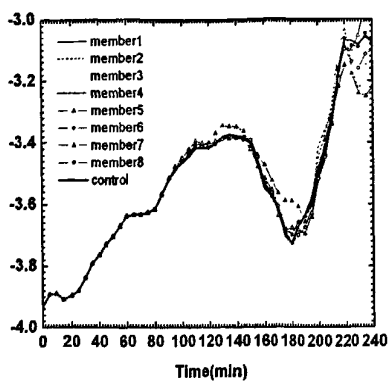
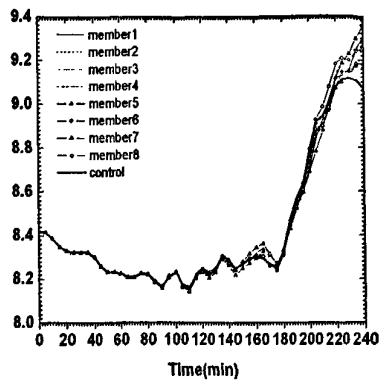


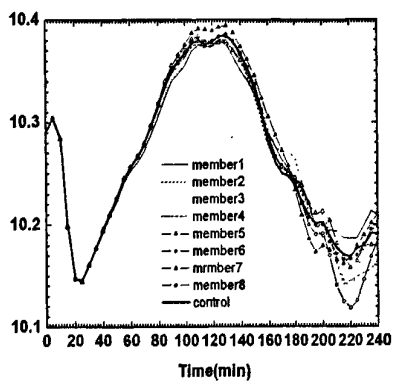
图 4.12 扰动振幅为 $0.02m/s, 0.2m/s, 2m/s$ 的成员和背景场扰动为 $0.02m/s, 0.2m/s, 2m/s$ 的成员的 RMSE 随时间的变化



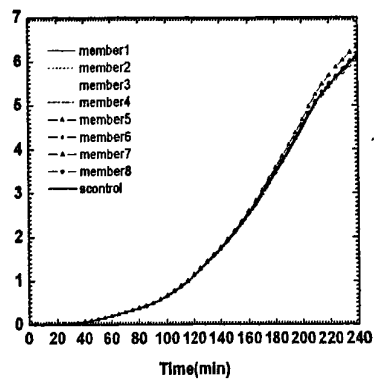
(a) U



(b) V



(c) T



(d) 累积降水量

图 4.13 集合系统 700hpa 处成员发散度随时间变化

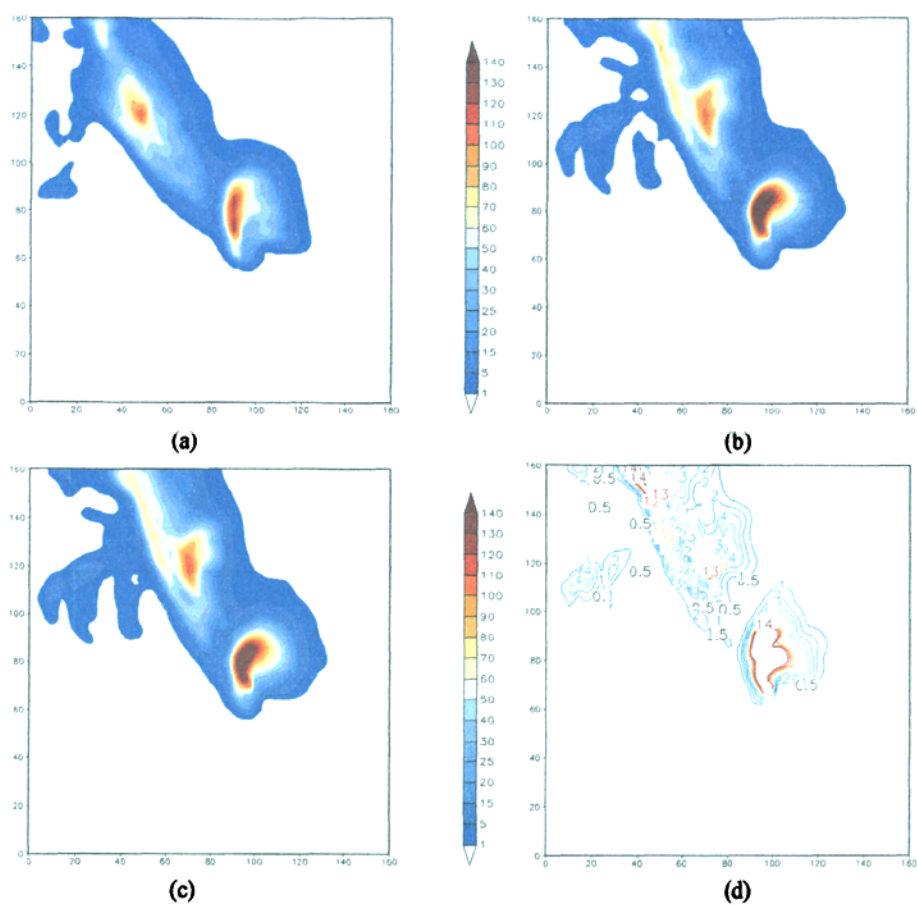


图 4.14 (a)真实风暴 4 小时地面累积降水量 (b)控制预报 4 小时地面累积降水量
(c)集合平均 4 小时地面累积降水量 (d) 4 小时地面累积降水离散度场

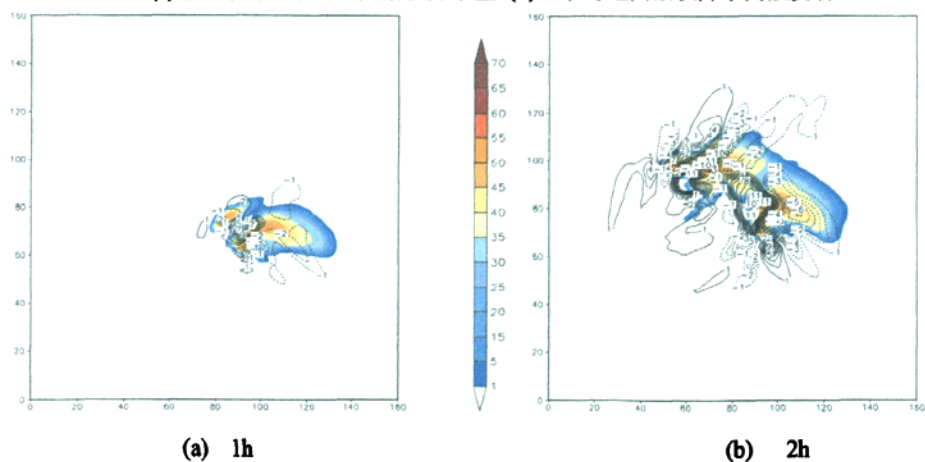
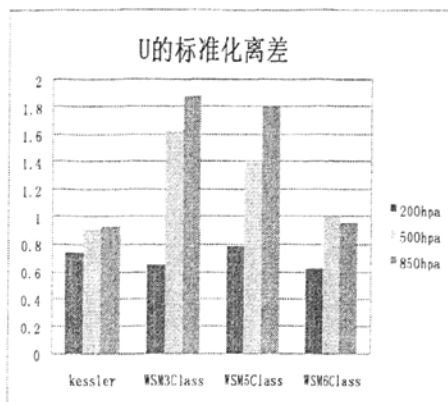
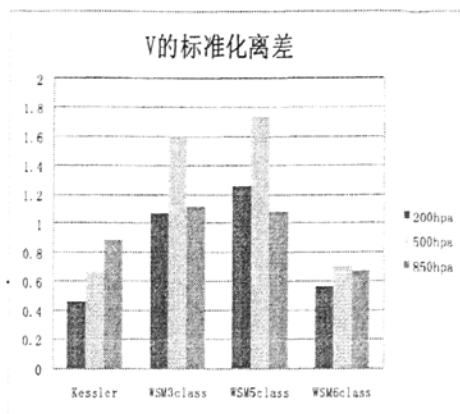


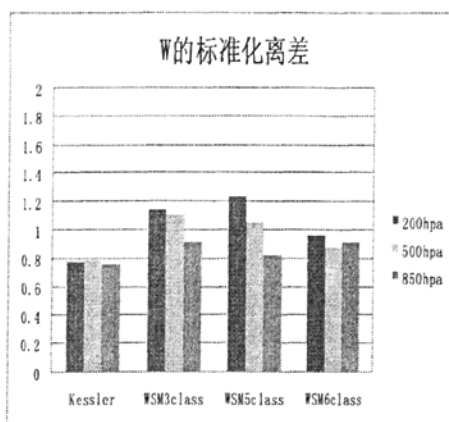
图 5.1 Lin 方案与 WSM5class 方案分别在 1h,2h 时在 3km 高度处 u 风场误差 (等值线, 间隔为 2m/s)
和对应时次的雷达反射率 (阴影区, dbz)



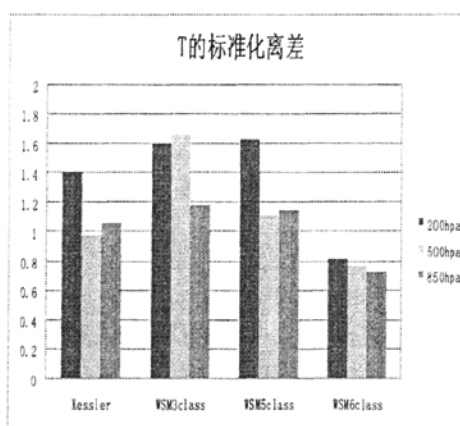
(a)



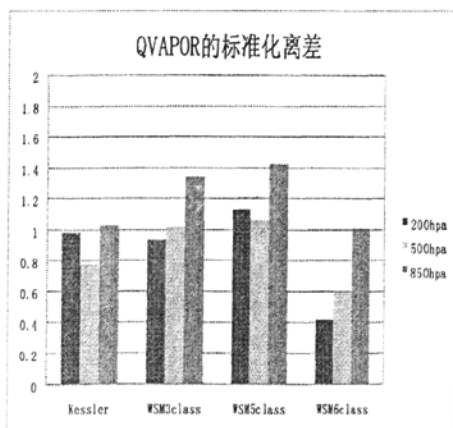
(b)



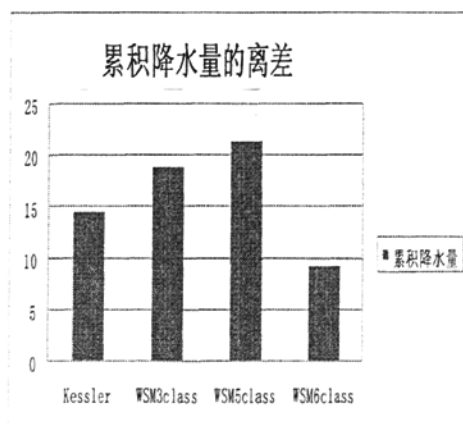
(c)



(d)



(e)



(f)

图 5.2 6 个物理量分别在 200hpa, 500hpa, 850hpa 预报标准化离差值和 4 小时的降水预报离差

(a) U

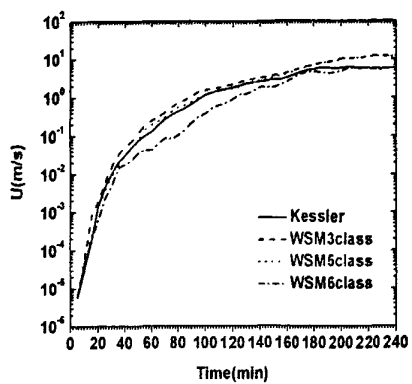
(b) V

(c) W

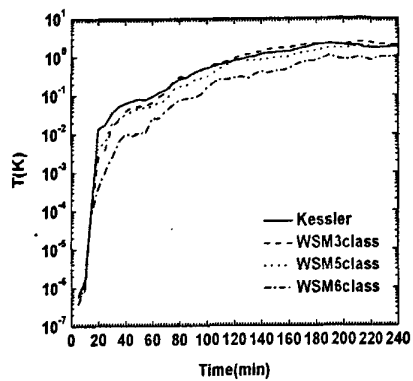
(d) T

(e) QVAPOR

(f)地面累积降水量

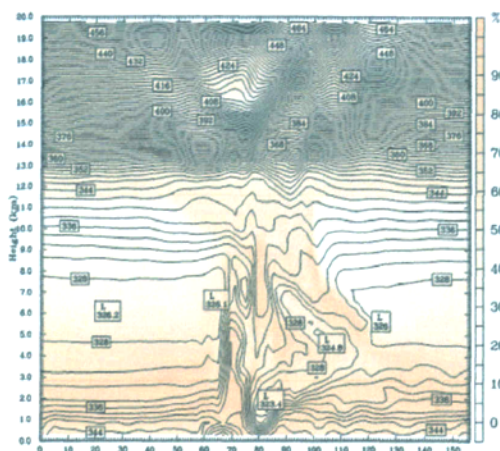


(a) U

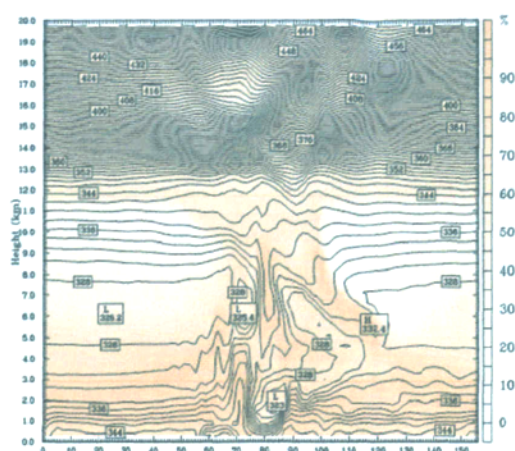


(b) T

图 5.3 不同微物理方案模拟的动力场 850hpa(U)和热力场 200hpa (T) 的预报偏差随时间演变

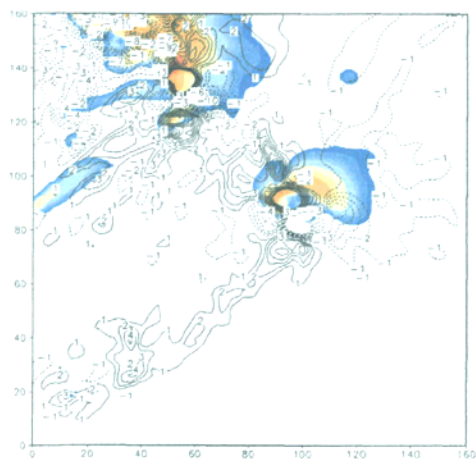


(a) 随机扰动法

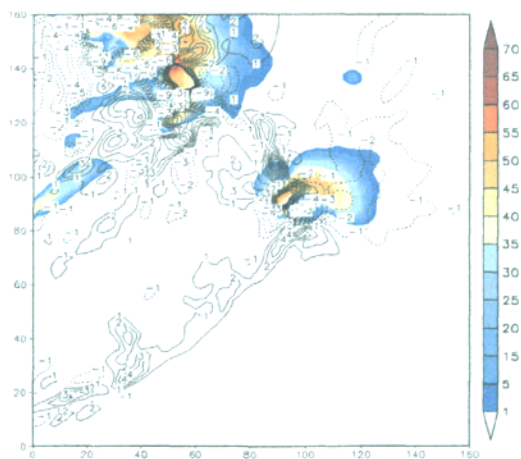


(b) 异物理模态扰动法

图 5.4 沿 $x=100\text{km}$ 成员的假相当位温垂直剖面图相对湿度(shaded),假相当位温(contour)



(a)



(b)

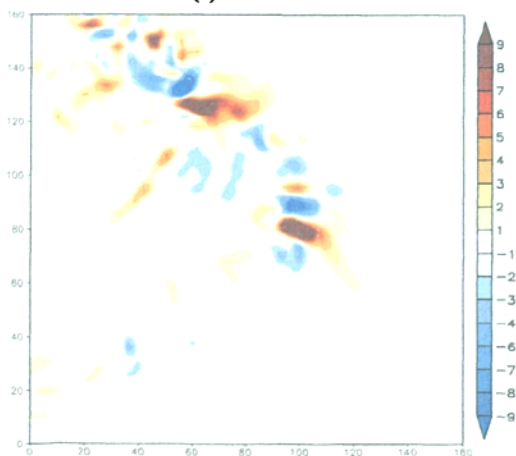


图 5.5 2 小时 3km 高度处风场误差(m/s)和对应时暴的雷达反射率(dbz)

(a) 随机扰动成员 1 (b)异物理模态扰动成员 5

(c) 2 者的风场差值

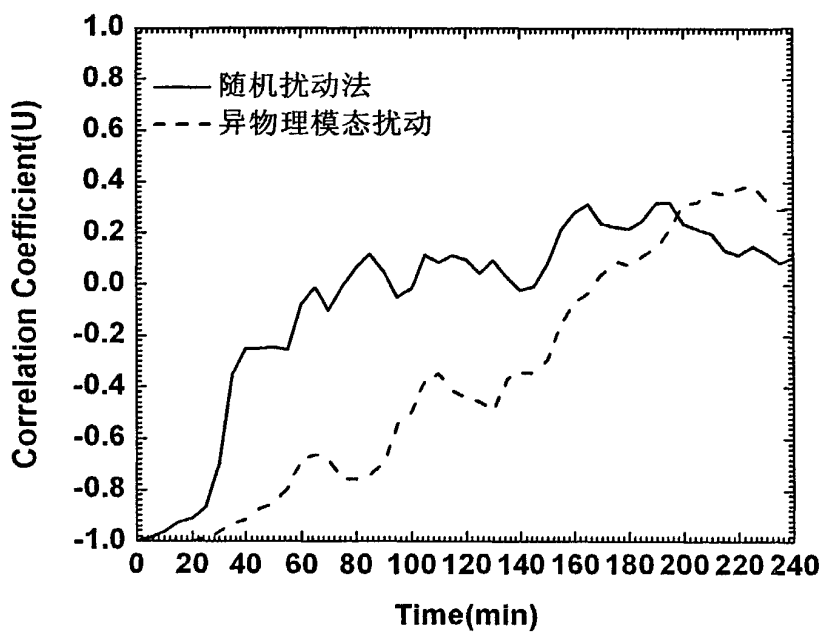
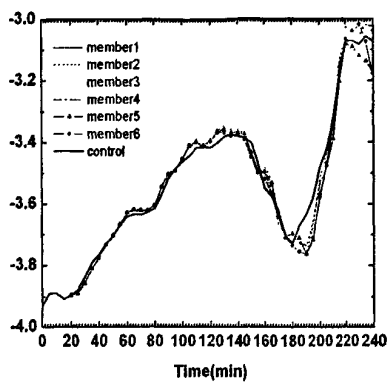
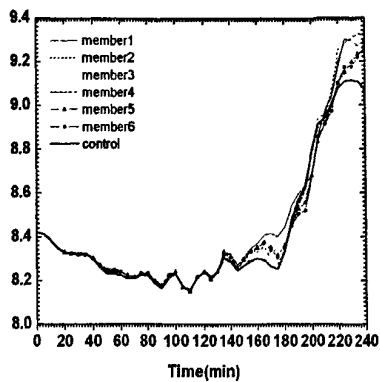


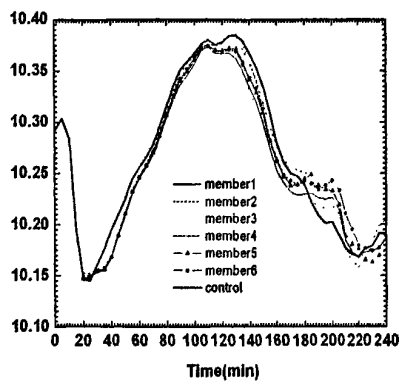
图 5.6 扰动成员对在模式层底风场相关性的时间序列



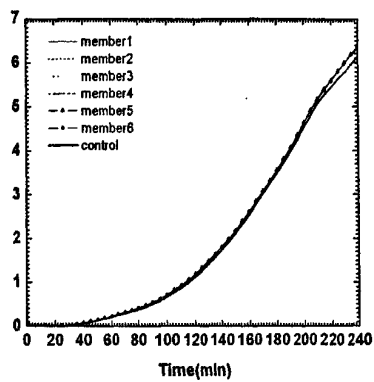
(a)



(b)



(c)



(d)

图 5.7 集合系统 700hpa 处成员发散度随时间变化

(a) U

(b) V

(c) T

(d) 地面累积降水量

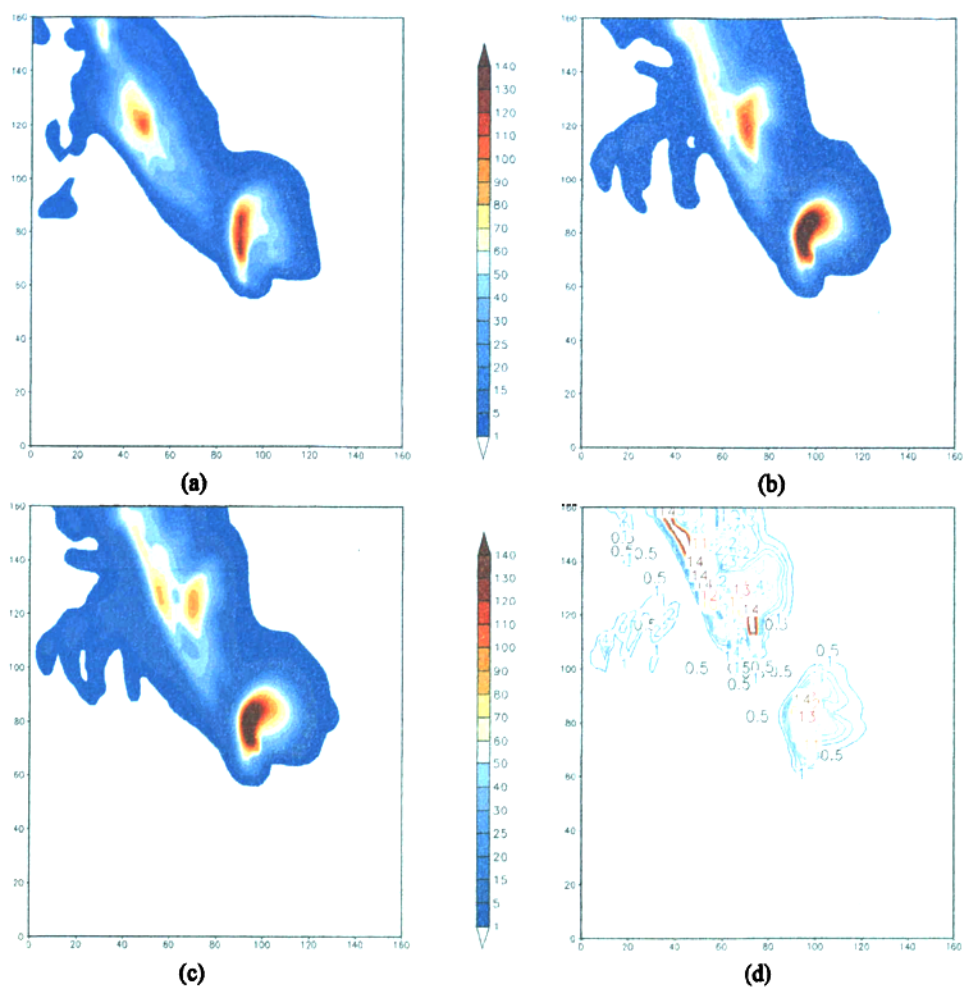
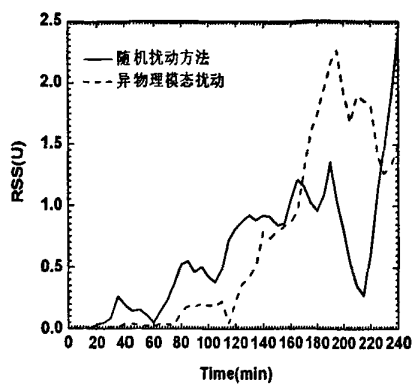
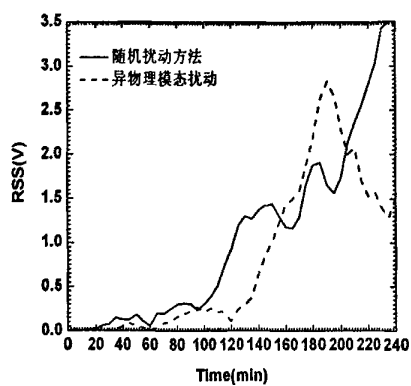


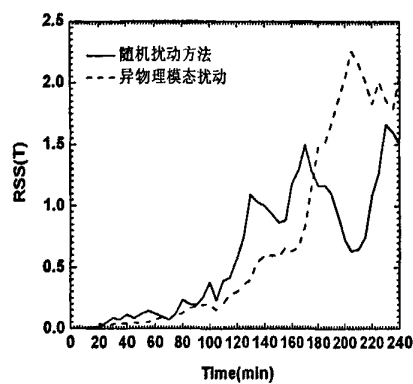
图 5.8 (a)真实风暴 4 小时地面累积降水场 (b)随机扰动集合系统 4 小时累积降水场
(c)异物理模态系统 4 小时累积降水场 (d) 4 小时地面累积降水离散度场



(a)



(b)



(c)

图 5.9 随机扰动法和异物理模态法
集合平均相对技巧评分
(a)U (b)V (c)T