



北京大学

博士研究生学位论文

题目：逐片同化目标观测方法及其在
一次西南涡暴雨过程中的应用

姓名：黄 龄

学 号：1101110171

院 系：物理学院大气科学系

专 业：气象学

研究方向：中小尺度气象学与数值天气预报

导师姓名：孟智勇 副教授

二〇一六年五月

版权声明

任何收存和保管本论文各种版本的单位和个人，未经本论文作者同意，不得将本论文转借他人，亦不得随意复制、抄录、拍照或以任何方式传播。否则，引起有碍作者著作权之问题，将可能承担法律责任。

摘要

目标观测是指在数值预报前通过同化某些关键区域的观测资料,使得预报效果提高的方法。目前的目标观测研究领域有两个明显的不足,首先是多数目标观测基于线性误差增长假设不能准确描述大气运动的非线性特征;其次是对目标观测的检验大多对比同化与不同化目标观测的预报,而这只代表资料同化相对于非资料同化的作用,并不是目标观测区相对于非目标观测区对预报的贡献。本文的研究目标是建立一种完全非线性的目标观测方法,通过合理的方式检验中尺度天气目标观测对不同预报变量的影响。

本文建立的完全非线性目标观测方法称为逐片同化目标观测方法。该方法利用完全非线性模式,采用分片同化不同位置的观测资料,得到不同观测单元的影响因子分布,从而得到使得预报误差减小最多的目标观测区。该方法完全没有线性假设,可灵活考察预报量的目标观测区。本文以我国西南部常见的中尺度涡旋系统——西南涡为例,从集合预报和确定性预报两个角度,考察基于不同非线性强度的预报量(降水和全能量)的目标观测区的特征,并与一种基于线性假定的目标观测方法——集合变换卡尔曼滤波进行对比分析。

本文的研究发现,基于单一模式确定目标观测区不够合理。目标观测区对初始场很敏感:来自同一集合的、具有相似初始场的集合成员得到的目标观测区之间差别很大。降水的目标观测区的发散度比全能量的大。本文由整个集合的平均影响因子分布得到基于集合的目标观测区,并对该目标观测区进行了同化实验的检验,结果表明:对于全能量而言,在合理范围内,同化目标观测区的资料与同化非目标观测区的资料对预报误差减小的效果类似,其预报误差均小于未同化的控制实验。这预示着全能量的目标观测区在一定的范围内对位置不敏感;对于降水而言,同化目标观测区的资料比同化非目标观测区的资料对预报技巧的增加更加明显,而同化非目标观测区的资料后的预报技巧与不做同化的控制实验类似。这预示着降水的目标观测区对位置很敏感,需要同化准确的目标观测才能有效地改善预报。

本文进一步讨论了逐片同化目标观测方法对初始误差及模式误差的敏感性。

通过改变背景误差协方差引入初始误差,通过改变积云对流参数化引入模式误差。对于非线性强度不同的两种预报量,其敏感程度亦大有不同:对于全能量而言,基于集合的目标观测区对模式误差不敏感,目标观测区的位置与原始实验相似度为80%;但其对初始误差敏感,目标观测区的位置改变相对较大。而对降水而言,基于集合定义的目标观测区对模式误差非常敏感,改变积云对流参数化后敏感区的位置从西南涡的西南部变为西南涡的北部;而基于降水的目标观测区对初始误差不敏感,目标观测区仍处于西南涡的西南部。

逐片同化目标观测方法对初始误差及模式误差的敏感性很大程度源自逐片同化目标观测方法的完全非线性特征。为验证这一点,本文将目前业务预报上常用的基于线性假定的方法——集合变换卡尔曼滤波与逐片同化方法进行了对比,研究发现,集合变换卡尔曼滤波法对模式误差和初始误差均不敏感,更改积云对流参数化方案及背景误差协方差不会对西南涡的目标观测区产生影响。这与逐片同化目标观测方法的敏感性特征差异较大,这些差异很可能源于集合变换卡尔曼滤波的误差增长为线性的特征。

关键词: 资料同化, 目标观测, 集合预报, 中尺度涡旋系统

Piece-by-Piece data assimilation method and its implement on a severe rainfall associated with Southwest vortex

Ling Huang

Directed by Zhiyong Meng

ABSTRACT

Targeted observation aims to locate an area of a certain weather system in which adding extra observation may produce more benefit to the forecast accuracy than in other area. There are two main issues in current targeted observation studies. Firstly, the linear-error-growth assumption in current targeted observation strategies cannot fully depict the nonlinear feature of atmospheric motion. Secondly, the validation of targeted area mostly based on comparing the control experiment and the forecast of assimilating targeted observations. In this scenario the good forecast is only attributed to data assimilation, instead of targeted observation. The objective of this work is to develop a fully nonlinear targeted observation strategy, and examine the impact of targeted observation on mesoscale system identified by forecast metrics of different nonlinearity in a reasonable way.

Piece-by-piece data assimilation (PBPDA) was a fully nonlinear-error-growth assumption targeted observation strategy. It uses a fully nonlinear forecast model to assimilate observations from different location piece by piece, to identify an area that reduces forecast error most. This method is free of linear error growth assumption, and is capable of utilizing different forecast metrics to define targeted area. In this study, we examined quality of target area for forecast metrics with different nonlinearities for a mesoscale convective vortex (MCV)-associated heavy rainfall event from both a deterministic and probabilistic perspectives.

Targeted areas identified in single model run is unreliable. From deterministic perspective, apparently different target areas were found for different members, even

for those with very small differences for both forecast metrics, with a larger variability observed for rainfall than total energy. Probabilistic target areas were created by averaging data-impact index values over the ensemble. Significant differences existed in their quality in the verifying data assimilation experiments. For total energy, assimilating data in an inaccurate target area decreased the forecast error at a similar magnitude as that in the target area. The error reduction obtained by assimilating data in either the target area or inaccurate target area were both larger than that obtained in the no-data-assimilation experiment, indicating the effect of target area was insensitive to the location, which maybe the reason why the field campaign were successful. For rainfall, however, much larger error reduction was obtained when assimilating data in target area than that in inaccurate target area. The magnitude of error reduction by assimilating data in inaccurate target area was almost comparable to that obtained in the no-data-assimilation experiment, indicating the effect of target area was sensitive to the location, and only the targeted observation could effectively improve the forecast skill.

We further examined the sensitivity of targeted areas from piece-by-piece data assimilation to the model error and initial error. We introduced initial error by utilizing a different background error covariance and introduced model error by utilizing a different cumulus parameterization scheme. The sensitivity was found to be highly relevant to forecast metric we are focusing on. For total energy, the targeted areas in probabilistic perspective is not sensitive to the model error, but sensitive to the initial error. For rainfall, the targeted area was highly sensitive to the model error introduced by the cumulus parameterization. A different cumulus parameter could change the location of targeted area from the south of the initial vortex center to the north. However, the target area for precipitation is not sensitive to the initial error. All the discussion above may be resulted from the nonlinear feature of PBPDA.

The sensitivity of PBPDA to model/initial error is related to the nonlinear feature of this method. The sensitivity of a linear targeted observation method, namely ensemble transform Kalman filter (ETKF), to initial and model errors was then examined to prove it. ETKF is neither sensitive to the initial error nor the model error,

which is quite the different from the feature of PBPDA. It is likely due to the linear-error-growth feature of ETKF.

KEY WORDS: data assimilation, targeted observation, ensemble forecast, mesoscale system

目录

摘要	I
ABSTRACT	III
目录	VI
第一章 绪论	1
1.1 引言	1
1.2 目标观测的研究进展	2
1.2.1 目标观测方法的原理及其局限性	2
1.2.2 目标观测的研究对象	6
1.2.3 目标观测区的检验方式	9
1.3 本文的研究目标和内容	10
1.4 创新点	11
1.5 章节安排	11
第二章 模式与资料	13
2.1 预报模式介绍	13
2.1.1 WRF 模式概况	13
2.1.2 WRF 模式动力学框架	14
2.1.3 WRF 模式物理参数化简介	15
2.2 资料同化系统介绍	16
2.2.1 WRF 资料同化系统简介	16
2.2.2 WRF 三维变分资料同化系统原理	16
2.3 观测资料简介	18
2.4 本章小结	19
第三章 西南涡个例特征分析	20
3.1 引言	20
3.2 西南涡观测及数值模拟	20
3.2.1 西南涡及其天气特征分析	20
3.2.2 控制实验	24
3.2.3 集合预报	26
3.3 本章小结	29
第四章 逐片同化目标观测方法的建立和应用	30
4.1 引言	30
4.2 逐片同化目标观测方法 (PBPDA)	30
4.2.1 逐片同化目标观测方法的建立	30

4.2.2 模拟观测资料.....	32
4.2.3 影响因子的定义.....	33
4.3 目标观测区有效性.....	35
4.3.1 实验设计.....	35
4.3.2 强非线性预报量的目标观测区特征.....	37
4.3.3 弱非线性预报量的目标观测区特征.....	44
4.3.4 模式非线性过程的影响.....	48
4.4 目标观测区对初始/模式误差的敏感性.....	49
4.4.1 实验设计.....	50
4.4.2 全能量的目标观测区对初始/模式误差的敏感性.....	52
4.4.3 降水的目标观测区对初始/模式误差的敏感性.....	55
4.4.4 目标观测区的分析及验证.....	56
4.5 本章小结.....	59
第五章 PBPDA 与集合变换卡尔曼滤波目标观测方法的比较.....	61
5.1 引言.....	61
5.2 集合变换卡尔曼滤波 (ETKF) 的原理.....	61
5.3 集合变换卡尔曼滤波控制实验.....	63
5.3.1 实验设计.....	63
5.3.2 集合变换卡尔曼滤波控制实验.....	65
5.3.3 集合变换卡尔曼滤波控制实验参数设置的合理性.....	67
5.4 PBPDA 与集合变换卡尔曼滤波的比较.....	70
5.4.1 集合变换卡尔曼滤波的目标观测区特征.....	70
5.4.2 集合变换卡尔曼滤波对初始误差/模式误差的敏感性.....	71
5.5 本章小结.....	73
第六章 结论及展望.....	74
参考文献.....	77
致谢.....	86
北京大学学位论文原创性声明和使用授权说明.....	88

第一章 绪论

1.1 引言

目标观测，也叫适应性观测，是 20 世纪 90 年代发展起来的观测策略方法 (Snyder, 1996)，旨在寻找一个高影响区域，通过同化该区域的观测资料，改善所关注区域的大气分析场，从而减小高影响天气系统预报的不确定性 (Langland, 2005)，而这个高影响区域就是目标观测区。目标观测的思想可追溯到 20 世纪 50 年代，早期的气象学家发现能否准确描述 500 百帕的形势场直接影响预报的台风位置的准确度，因此业务预报一个重要的需求就是增加机载探空以弥补常规探空的不足，从而得到可靠的分析场 (Riehl, 1956)。Snyder (1996) 将这个思想升华，总结出“目标观测”的概念。

目标观测的概念自被提出以来，各国气象部门针对不同的研究目的已在一系列的外场试验中加以实施。如锋面和大西洋风暴追踪试验 (Fronts and Atlantic Storm-Track Experiment, 简称 FAXTEX; Snyder, 1996)、北太平洋试验 (North Pacific Experiment, 简称 NORPEX; Langland et al., 1999)、冬季风暴观测试验 (Winter Storm Reconnaissance Program; 简称 WSRP; Toth et al., 2002)、热带气旋观测计划 (Dropwindsonde Observations for Typhoon Surveillance near the Taiwan Region; 简称 DOTSTAR; Wu et al., 2005)、全球观测系统与可预报性试验 (The Observing System Research and Predictability Experiment; 简称 THORPEX; Stringer and Truscott, 2004) 以及 THORPEX 亚太地区试验 (T-PARC, Aberson, 2011) 等等。

这些试验的检验结果表明目标观测在一定程度上提高了高影响天气的预报，例如 Bergot (2001) 利用三维变分和四维变分方法评估了 20 个 FASTEX 例子中目标观测区所有探空资料的作用。在同化了探空资料之后，平均 24 小时的预报误差下降了 10%，某些例子的预报误差甚至减小高达 51%；Szunyogh et al. (2000, 2002) 和 Toth et al. (2002) 的研究表明，WSRP 的下投式探空对地表温度、对流

层的风场以及降水改善了大约 70%的预报；DOTSTAR 的 2003~2009 年的外场试验统计结果表明，约有 60%的热带气旋个例 1~5 天路径预报误差减小了 10~20%，且通过了 90%的显著性检验（Chou et al., 2011）。

但是，随着背景场的改善，目标观测对高影响天气系统的预报技巧的改进效果越来越不明显。Chou et al. (2011) 将 T-PARC 和 DOTSTAR 的机载探空观测同化用于台风预报，发现使用 NCEP 系统台风的预报有明显改善而使用 ECMWF 系统后观测对预报的作用不明显。Xie et al. (2013) 考察 2009 年台风莫拉克的目标观测区，并通过同化观测考察目标观测区对降水预报的影响。研究结果表明同化目标区的观测后对降水的预报方差没有预期的改善；Hamill et al. (2013) 检验 2011 年 WSRP 外场试验的探空对 120 小时短时预报的影响，发现这个影响是中性的，效果远低于十年前的探空的作用……出现这些中性效果，甚至是负效果的重要原因可能是背景场质量的逐步改善。通过将卫星、常规探空、地面观测等同化进业务预报系统中后，各国的业务预报场及分析场质量逐年提高，数值模式已经能较好地模拟天气尺度系统。现阶段目标观测对天气尺度系统预报的可提升空间已经十分有限。

目标观测的提出是为了通过同化关键区域的观测改善初始场，从而提高预报准确度。而近期的部分工作表明目标观测对预报技巧的提高已经十分有限，科学家们开始思考目标观测的现状和前景。本文将从现阶段目标观测的局限性出发，通过建立更加合理的目标观测方法考察不同预报变量的目标观测的有效性问题。

1.2 目标观测的研究进展

1.2.1 目标观测方法的原理及其局限性

要通过目标观测最大程度地减小预报误差，关键在于如何正确的识别目标观测区。目标观测方法大致可分为两类，一是基于伴随模式的方法，有繁殖模方法（breeding; Lorenz and Emanuel, 1998）、准反演线性方法（quasi-inverse linear method; Pu et al., 1997）、线性奇异向量方法（linear singular vector; 简称 LSV; Palmer et al., 1998）、伴随敏感梯度方法（adjoint sensitivity gradient; Langland and

Rohaly, 1996), 条件非线性扰动 (Conditional nonlinear optimal perturbation; 简称 CNOP; Mu et al. 2003) 及驶流敏感向量法 (Adjoint-derived sensitivity steering vector; 简称 ADSSV; Wu et al., 2007a); 二是基于集合的分析、预报不确定性的方法, 如集合变换方法 (ensemble transform; 简称 ET; Bishop and Toth, 1999)、集合卡尔曼滤波方法 (ensemble kalman filter; 简称 EnKF; Hamill and Snyder, 2002)、集合变换卡尔曼滤波方法 (简称 ETKF; Bishop et al., 2001)、集合敏感性分析 (ensemble sensitivity analysis, 简称 ESA; Hakim and Torn, 2008) 等。目标观测方法均基于预报量定义一个目标函数, 初始误差对目标函数的影响最大的区域一般被确定为目标观测区。

1.2.1.1 线性误差增长假设

现阶段目标观测方法存在的局限性, 可归结为三个方面。一是目标观测方法大多基于线性近似假设。这一局限性存在于大部分的目标观测方法当中。常用的基于集合的目标观测方法有集合变换卡尔曼滤波、集合敏感性等。集合变换卡尔曼滤波方法是由 Bishop 于 2001 年提出, 在 WSRP 的外场试验中初步得到应用 (Majumdar et al., 2002)。集合变换卡尔曼滤波理论建立在集合卡尔曼滤波的基础上, 引入变换矩阵, 通过线性变换, 将同化观测后的分析误差协方差传播到预报时刻, 得到预报误差协方差, 并把验证区内预报误差协方差的减小用目标函数表征的信号方差定量表示。信号方差量值大则说明该区域内的资料对验证区内预报误差协方差的改善具有较大的贡献, 亦即为敏感区。集合敏感性方法同样基于集合卡尔曼滤波, 考察同化后的预报误差协方差的改变量。与集合变换卡尔曼滤波相同, 集合敏感性分析通过伴随模式建立联系, 将分析误差协方差通过线性模式传播到预报时刻, 获得预报误差协方差, 其与集合变换卡尔曼滤波的联系在 Ansell and Hakim (2007) 里有推导阐述。这两种基于集合的目标观测方法均使用了线性近似, 故其定义的目标观测区与非线性模式得到目标观测区在理论上有一定的差异。

与基于集合的目标观测方法不同, 基于伴随的目标观测方法, 如线性奇异向量法, 则是通过切线性模式的伴随模式实施的。线性奇异向量法通过寻找线性快

速增长的误差模态，消除初始误差在该快速增长模态上的投影，进而提高预报技巧。快速增长的误差模态的最大值区称为敏感区（Palmer et al. 1998）。该方法假设初始误差充分小，因而在所考察的时间段内，误差的发展可以用非线性模式的切线性模式近似代替，故不能研究有限振幅误差的发展，也不能揭示非线性对初始误差增长的影响。

为得到更准确的目标观测区，前人曾将基于伴随模式的目标观测方法与基于集合的目标观测方法结合起来，试图创建新一类目标观测方法。Leutbecher (2003) 将集合变换卡尔曼滤波和奇异向量法融合在一起，使得集合变换卡尔曼滤波对观测资料作用于预报误差协方差的减小的定量估计与奇异向量法寻找的扰动增长最快的子空间融合一体，定义了一种新型的目标观测方法，然而该融合仍未能排除线性近似的局限。

无论是基于集合的目标观测方法、基于伴随的目标观测方法还是两者的结合，它们都不可避免的有一定的线性假定，其线性特征不能完全描述大气非线性运动特征，很有可能导致用不同初始误差模态的初始场定义的目标观测区与真实的目标观测区差异较大。这是现阶段目标观测方法一个重大的局限性。

基于线性误差增长假设的目标观测方法的局限性也体现在不同目标观测方法对误差的响应能力的差异导致对相同的背景场，不同的方法得到的敏感区的不同。Ansell and Hakim (2007) 针对北美西海岸的冬季气旋，用伴随和集合敏感性两种方法定义目标观测区，发现用这两种方法找到的观测区在位置、尺度上都有明显的差异；NORPEX 中奇异向量法与集合变换卡尔曼滤波在小尺度的目标观测区的特征上差异很大（Majumdar et al., 2002a）；Majumdar et al. (2006) 对集合变换卡尔曼滤波和全能量奇异向量法所定义的目标观测区进行对比，发现对于台风局地环境的目标观测区，两者相似性远小于大尺度的目标观测区。Wu et al. (2009) 也有类似的现象。以上研究说明对于非线性比较强的过程，不同目标观测方法的线性近似对误差的发展有不同的响应能力，从而导致目标观测区的差异。

为了克服线性奇异向量不能处理非线性过程的局限性，Mu and Duan (2003) 将条件非线性最优扰动引入目标观测的研究中。条件非线性最优扰动在线性奇异向量法的基础上，引入非线性模式模拟误差的发展，是线性奇异向量法在非线性的

领域的一个拓展，可以表征非线性空间中增长最快的初始误差，并通过消除这种增长最快的初始误差，提高预报技巧。然而，现在求解条件非线性扰动的误差模式时，大多借助于切线性模式的伴随模式。由于伴随模式的编写十分复杂，对许多物理过程都难以描述，因而该方法在预报量的选取以及所考察的物理过程方面具有一定的局限性。Wang et al. (2010) 利用集合的方法，致力于研发不需要伴随的求解条件非线性最优扰动的方法。然而，该研究目前仍只用于理想模式，未曾用于实际模拟当中。

1.2.1.2 方差标准

目标观测方法的第二个局限性，是用于定义目标观测区的标准是方差的变化，而不是误差的变化。这部分缺陷主要存在于基于集合的目标观测方法之中。以集合变换卡尔曼滤波为例，其信号方差来源于同化前和同化后的预报误差协方差的差异，而预报误差协方差，则是通过集合扰动得到的。Bishop et al. (1999) 指出，集合变换卡尔曼滤波方法受到以下限制：首先是分析误差协方差矩阵需要足够精确，以提供恰当的背景误差协方差；集合扰动的样本需要足够丰富，才能使得预报误差协方差足够精确。故集合变换卡尔曼滤波依赖于集合对大气背景误差协方差的描述是否准确。而更重要的是，集合变换卡尔曼滤波给出的是预报误差协方差的估计，方差不是误差，协方差的估计也不是精确的给出，因而不能保证同化其目标观测区的资料后能减小预报误差。

1.2.1.3 确定性预报

目标观测方法的第三个局限性，是定义目标观测区的途径是确定性预报。这部分缺陷主要存在于基于伴随的目标观测方法中。现阶段用以计算目标观测区的初始场大多是各大模式预报中心的分析场或预报场，由于模式的差异，这些预报场或分析场之间会存在一定的差异。而真实大气状况是未知的，每一个分析场或者预报场都有相同可能代表真实的大气状况。即使目标观测方法及模式都完美，若只是基于其中一个分析场或者预报场来定义目标观测区，我们也无法判断其定义的目标观测区与真实的目标观测区存在多大的差别。Majumdar et al. (2006) 对

比了使用欧洲中期天气预报中心 (European centre for medium-range weather forecasts; 简称 ECMWF) 及美国海军全球预报系统 (navy operational global atmospheric prediction system; 简称 NOGPAS) 的预报场计算的 78 个台风例子的全能量奇异向量分布, 发现用不同的预报场得到的奇异向量分布形态可能相似 (均位于台风中心周围), 但是高值区位置是不一样的, 在一些例子中用不同预报场定义的高值区相距 400 公里以上。这说明两种预报场得到的最敏感的位置, 也就是目标观测区, 存在明显差别。Wu et al. (2009) 也发现了类似的特征。Ansell and Mass (2008) 利用伴随敏感性方法寻找一个合理的集合中所有集合成员的目标观测区, 发现初始场相差不大的集合成员所对应的目标观测区的特征依然差距甚远。以上分析说明目标观测区不能通过某一种确定性方法获得, 而只能从“统计”意义上考虑。

现阶段目标观测方法存在基于不同形式的线性近似、以方差的减小量作为定义目标观测区的标准、从确定性预报的角度定义目标观测区的局限性, 这些局限性在很大程度上会导致定义的目标观测区的不准确, 从而导致目标观测的失效。如何建立一种完全非线性目标观测方法, 以预报量的误差减小作为定义目标观测区的标准, 并考虑在定义目标观测区的过程中运用统计方法, 是本文要研究的一个重要科学问题。

1.2.2 目标观测的研究对象

现阶段目标观测方法线性近似的局限性, 决定了研究者在选取天气系统以及构成目标函数的预报量时会受到一定的限制。

1.2.2.1 天气系统

目标观测自提出以来, 已在一系列的外场试验中得到实施。这些外场试验有一个共同特点, 即研究的天气系统属于较大尺度的高影响天气系统。FASTEX 研究带来降水和锋面的气旋; NORPEX 研究美国、加拿大和墨西哥的北太平洋冬季风暴的短期预报; WSRP 研究东北太平洋天气尺度系统的 24 至 96 小时的预报; DOTSTAR 直接针对台风进行目标观测; THORPEX 考察欧洲上游地区的高

影响天气系统；T-PARC 在 THORPEX 的基础上，将考察地区移到亚太地区，研

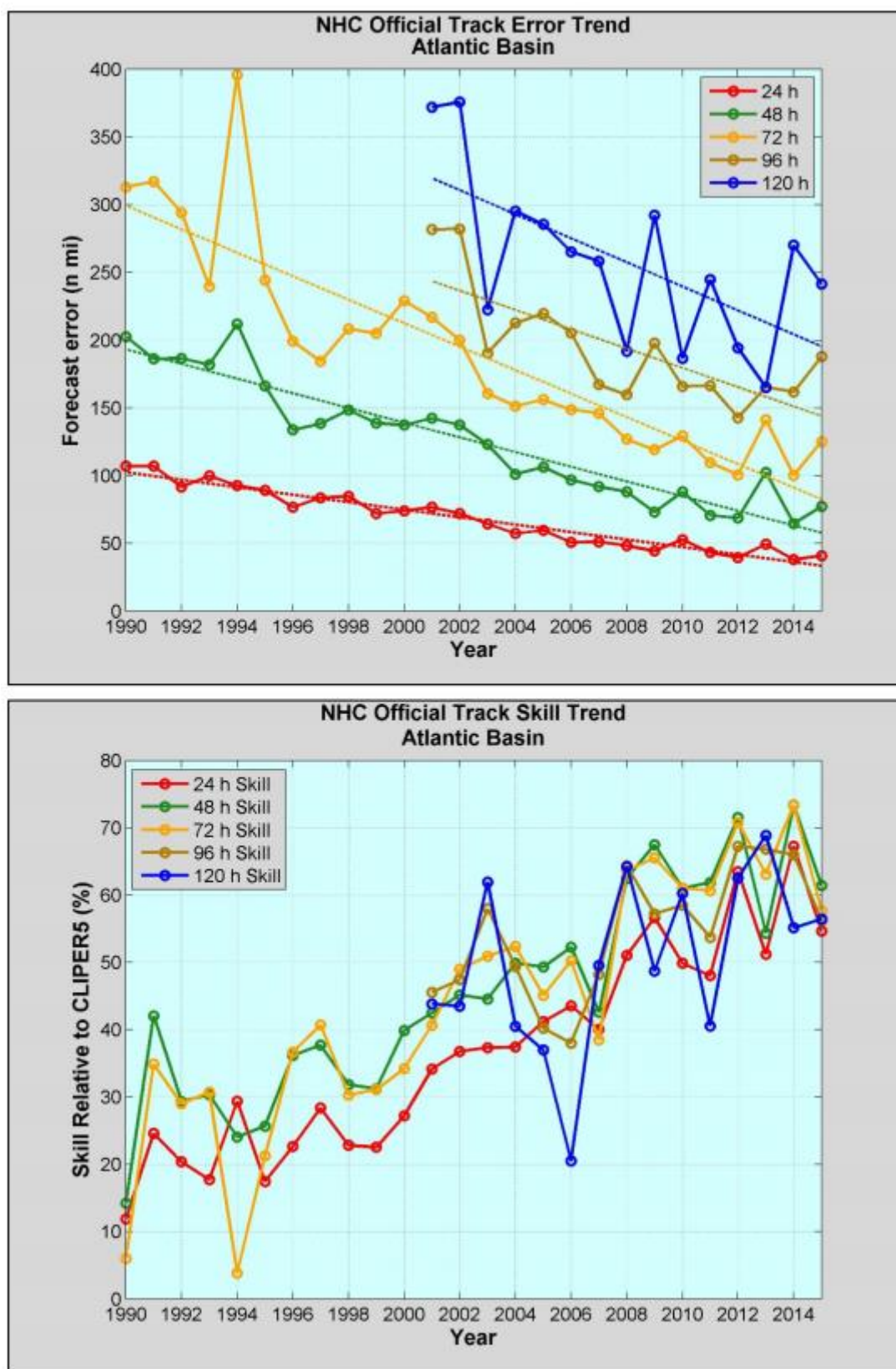


图 1.1 台风预报路径误差及预报技巧。(美国国家飓风中心年度验证报告, 2016)

究的高影响天气则为台风。这些外场试验中的线性目标观测方法定义的目标观测区对预报有不同程度的改善,可能是源于大尺度天气系统的目标观测区的准确度不太受线性误差增长特征影响(Langland 2005)。而随着计算资源和观测系统的改善,天气尺度的预报(如台风的路径预报)准确率逐年提高(图 1.1),专门针对天气尺度的高影响天气的目标观测的必要性正逐渐减小。

中尺度对流系统(mesoscale convective systems, 简称 MCS),是我国夏季频发气象灾害的原因之一,常常引发雷暴、大风、强降水等天气灾害。其发生突然、移动迅速、破坏力强,给国民经济造成了严重的损失(王婷等, 2008; 赵玉春等, 2008; 何立富等, 2007; 冯桂力等, 2010; 卢敬华, 1986)。相比于天气尺度系统,中尺度天气尤其是对流性天气的预报能力十分有限。影响中尺度对流系统预报的因素主要包括模式初始条件的不确定性和模式的不确定性(陈贵川等, 2006; Wang et al., 2003; 卢萍等, 2012)。造成这些不确定性的原因,一是目前的常规观测网不足以描述中尺度系统的信息,导致初始场存在很大的不确定性;二是支配大气运动的物理规律和次网格的参数化过程的描述不够准确、以及复杂的地形条件;三是由于资料同化方法的局限导致的模式初始场与实际大气状况相比的偏差,这些误差迅速增长从而使得预报具有较大的误差(马旭林等, 2015); Dabberdt et al. (2005) 也强调了中尺度观测网对高分辨率中尺度天气系统预报的作用。由于中尺度对流系统具有强非线性和不稳定性特征,它们对初始误差具有高度敏感性,因而针对中尺度对流系统的目标观测有可能会有显著效果。然而,由于目标观测方法上的线性近似局限,以强非线性为主要特征的中尺度天气系统的目标观测现阶段还没有在业务中实施。本文的研究对象即是中尺度对流系统的目标观测问题。

1.2.2.2 预报量

总体而言,现阶段目标观测方法中定义的目标函数大多基于非线性强度弱的预报量,例如风场、温度场、气压场以及由风场和温度场组成的全能量……目标观测对这些预报量能有一定的正作用,很大程度上是源于弱非线性预报量的误差增长在初始误差较小时呈现近似线性增长特征,所以目标观测方法能比较准确

地找到影响这些预报量的关键区域。但是对于一些强非线性预报量,则不一定能通过现阶段的目标观测方法得到准确的目标观测区。Xie et al. (2013) 通过观测系统模拟实验 (observing system simulation experiment; 简称 OSSE), 考察了以集合敏感性方法定义的目标观测区的探空资料对台风莫拉克降水预报的影响。研究结果表明同化了目标观测后增大了集合预报的降水预报方差。Xie 等人将其原因归结为观测误差和背景场误差的非线性增长,使得集合敏感性方法正确识别目标观测区受到限制。不准确的目标观测加上观测和背景场的误差在基于流依赖的集合卡尔曼滤波资料同化中的作用,导致这些误差在分析场更新中快速传播,对全场的分析造成影响,从而降低观测的有效性。同样的结论也在 Hill et al. (2013) 中被指出。由于强风暴与其前期对流的强非线性动力过程的主导,对流触发的目标观测尤为困难。故利用现阶段目标观测方法定义关于强非线性预报量的目标观测区尤为困难。而在对风场、温度场的准确预报已不能满足日益发展的气象预报需求的情况下,对降水这种强非线性预报量的预报能力,已成为气象预报关键问题。基于这一需求,本文将使用所建立的非线性目标观测方法,考察降水这种强非线性预报变量的目标观测区及其特征。

1.2.3 目标观测区的检验方式

确定了目标观测区后,要确认目标观测的作用,需要对目标观测区进行评价检验。在目标观测发展初期,外场试验中目标观测在一定程度上似乎有效的“提高”了天气系统的预报技巧:在西北太平洋进行的 DOTSTAR 外场试验中 2003~2009 年的统计结果表明,约有 60% 的热带气旋个例 1~5 天的路径预报误差减小了 10%~20%,且通过了 90% 的显著性检验 (Chou et al., 2011); Bergot (2001) 利用三维变分和四维变分方法评估了 20 个 FASTEX 例子中目标观测区所有探空资料的作用,发现在同化了探空资料之后,平均 24 小时的预报误差下降了 10%,某些例子的预报误差甚至减小高达 51%; Szunyogh et al. (2000, 2002) 和 Toth et al. (2002) 的研究表明,WSRP 的下投式探空对地表温度、对流层的风场以及降水提高了大约 70% 的预报; Langland et al. (1999b) 发现 NORPEX 的探空观测对美国西北部的 2 天短期预报误差提高了 10%……这些例子的预报误差的

改善，看似有效，实质却未能反映目标观测区的作用。

所谓目标观测区，是指相对于其他区域而言，同化目标观测区的观测后对预报误差减小最多。而上述用以检验目标观测的方式，只对比了同化前的预报与同化后的预报，其本质是资料同化的作用。基于目标观测区的特点，对比同化观测区的预报及非观测区的预报才是检验目标观测的正确方法。Yamaguchi et al. (2009) 利用 DOTSTAR 的资料对 2004 年台风“康森”进行了一系列敏感性实验，对比同化不同地区（目标观测区，全区及非目标观测区）的观测后的预报结果，发现同化目标观测区的资料对“康森”向东北方移动的路径的模拟有所改善；Torn (2014) 发现对于所研究的四个台风个例而言，同化 3~5 个目标观测比同化相同数量的随机观测对预报的影响大；Kang and Xu (2012) 对比目标观测区与随机观测区对预报的影响，发现目标观测对预报的作用显著大于随机观测。然而这些结论是使用基于线性近似假定的目标观测方法针对非线性较弱的预报变量得到的，对非线性目标观测方法和对具有不同非线性强度的预报变量而言是否成立还是一个未解之谜，这也将是本文重点关注的科学问题。

1.3 本文的研究目标和内容

相比于大量基于线性目标观测方法、直接考察大尺度天气系统的、基于单一预报量定义的目标观测对预报影响的研究工作，对于用完全非线性目标观测方法、考察中小尺度天气系统、基于不同预报量定义的目标观测区的特征还没有发表的研究。如何找到真实的目标观测区、不同预报量定义的目标观测区的特征与其自身特征有何种联系、非线性的目标观测方法与线性的目标观测方法有哪些差异？这些都是关系目标观测未来发展的亟待解决的问题。本文将围绕这些问题，开展以下研究：

1. 建立一种完全非线性的目标观测方法——逐片同化目标观测方法。该方法利用完全非线性模式，采用分片同化的方法，通过同化不同位置的观测资料，找到使得预报误差减小最多的区域，并将该区域定义为目标观测区。
2. 考察非线性强度高的中尺度对流系统及基于不同非线性强度预报量定义的目标观测区的特征。这里考察的例子是西南涡；两种非线性强度不同的量为强

非线性预报量——24 小时累计降水，与弱非线性预报量——全能量。本文从确定性预报和集合预报两个角度定义目标观测区，并分别考察其目标观测区对模式预报的影响，以及对初始误差/模式误差的敏感性。

3. 基于前人验证目标观测区的局限性，使用合理的方法对目标观测区进行检验。本文通过引入随机观测，对比了同化目标观测、同化随机观测以及不同化观测的预报，明确得到目标观测对预报的影响。
4. 讨论完全非线性方法（逐片同化目标观测方法）与线性方法（集合变换卡尔曼滤波方法）定义的目标观测区对初始误差和模式误差的响应揭示了线性与完全非线性目标观测方法的特征的差异。

1.4 创新点

1. 建立了一种新的完全非线性目标观测方法。
2. 研究了中尺度对流系统及其引发的暴雨的目标观测问题。
3. 讨论了不同非线性度的预报量的目标观测区特征。
4. 揭示了完全非线性目标观测方法与线性目标观测方法对模式误差/初始误差的不同响应特征。

1.5 章节安排

本文将针对 2008 年 6 月 11 日生成的西南涡及其引发的降水个例探讨以下三个问题：（1）不同非线性程度的预报量定义的目标观测区对预报的影响；（2）不同非线性程度的预报量定义的目标观测区对于初始误差和模式误差的敏感性；（3）非线性方法定义的目标观测区与线性目标观测方法定义的目标观测区的特征差异。具体章节组织如下：

第一章 绪论

简要回顾目标观测的研究背景及研究现状，并指出目前存在的问题和本文的内容和研究目标。

第二章 模式与资料

简要介绍本文使用的数值模式、同化系统和气象资料，其中较为详细地介绍模式的动力学框架、本文涉及的物理参数化方案以及同化系统一些参数设置。

第三章 西南涡个例特征分析及数值模拟

通过对观测资料的分析，介绍本次西南涡过程的天气背景、演变和路径（降水）特征。利用数值模式对其进行确定性预报和集合预报，简要考察西南涡的模拟效果。

第四章 逐片资料同化目标观测方法的有效性和误差敏感性

从确定性预报和集合预报两个方向，考察逐片同化目标观测方法的有效性；通过改变积云参数化方案引入模式误差及改变背景误差协方差方案引入初始误差，考察逐片同化目标观测方法基于不同非线性预报量定义的目标观测区对这两类误差的敏感性。

第五章 PBPDA 与集合变换卡尔曼滤波的比较

从目标观测区的特征及目标观测区对误差的敏感性对比逐片同化目标观测方法与集合卡尔曼滤波，揭示线性目标观测方法与非线性目标观测方法目标观测区的异同。

第六章 结论与讨论

对全文的结论进行总结并讨论存在的问题，对进一步的研究进行展望。

第二章 模式与资料

随着计算机技术的快速发展, 高分辨率的中尺度模式作为中尺度气象的一种预报和研究工具, 其重要性越来越显著。目前国内外存在的中尺度模式有美国 Oklahoma 大学的区域预报系统 APRS (the advanced regional prediction system)、中国气象局新一代全球区域同化预报多尺度统一模式 GRAPES (global/regional assimilation and prediction system)、NCEP 和宾州大学联合研制的 MM5 [the Fifth-Generation Pennsylvania State University (PSU)-National Center for Atmospheric Research (NCAR) Mesoscale Model] 中尺度模式以及美国非静力高分辨率中尺度模式 WRF (The Weather Research and Forecasting model)。其中 WRF 作为 MM5 的后一代, 集成了迄今为止在中尺度方面的最新研究成果, 多项研究均表明 WRF 对中小尺度系统的模拟较为成功 (Liu et al., 2012; Wilmot et al., 2014)。因此, 本文使用 WRF 模式作为研究工具, 并以 NCEP 的最终分析场 (Final Operational Global Analysis; FNL) 作为初始场和边界条件进行中尺度系统的模拟。本章将对 WRF 模式和 FNL 资料做简单介绍。

2.1 预报模式介绍

2.1.1 WRF 模式概况

本文所用模式为 Weather Research and Forecasting (WRF), 该模式由美国国家大气研究中心 (NCAR)、国家海洋与大气管理局 [国家环境预报中心 (NCEP) 和预报系统实验室 (Forecast Systems Laboratory; 简称 FSL)]、空军气象局 (air force weather agency; 简称 AFWA)、美国海军研究实验室 (United States Naval Research Laboratory, 简称 NRL)、俄克拉荷马大学以及联邦航空管理局 (federal aviation administration; 简称 FAA) 等共同研发。WRF 模式是一个灵活的、先进的、高效的、集科研与业务于一身的大气模拟系统, 旨在解决空间尺度为几米至几十千米、时间尺度为 7 天以内的区域天气预报及模拟研究。WRF 自 2000 年开发以来, 已迅速发展为美国天气预报计划的主要中尺度模式之一, 并被改造为适

应于不同天气系统的版本（如 Hurricane WRF），用户数量截止至 2008 年已有 6000 多名。目前 WRF 已被应用于业务预报当中，在北美地区取得了较好的预报效果（Clifford, 2011）。WRF 分为 ARW（Advanced Research WRF）和 NMM（Nonhydrostatic Mesoscale Model）两个内核核心，在本文中应用的是 ARW 的 3.2 版本（Skamarock et al., 2008）。

2.1.2 WRF 模式动力学框架

WRF 模式是完全可压缩的非静力模式，应用守恒的连续和离散化方程，在时间积分上使用 Runge-Kutta 高阶积分方案，在水平及垂直积分上采用高阶平流方案。WRF 模式采用完全可压缩欧拉静力方程，预报变量采用标量守恒通量形式的方程。其垂直坐标是基于质量的地形伴随坐标，水平方向为荒川 C (Arakawa-C) 网格，并使用了高分辨率的地形和下垫面分类资料。WRF 具有对全球天气现象进行模拟的能力，可采用周期性边界和旋转经纬网络。物理过程采用参数化方案，包括水平和垂直涡度扩散、积云对流参数化、云微物理参数化、行星边界层参数化、长短波辐射参数化等。模式的水平分辨率、垂直方向层次、积分区域、嵌套比、反馈过程及各种物理过程的处理均可根据用户的需求调整。

WRF-ARW 模式主要包括三个模块（图 2.1）：模式前处理，主模式以及模式后处理。模式的前处理为主模式提供初始场和边界条件，包括标准 WPS (WRF Preprocessing System) 部分和变分资料同化（三维变分和四维变分）部分，其中 WPS 部分实现地图投影、模式分辨率和模式区域的选择、地形和地表等静态数据的处理以及气象资料背景场的水平插值等模式前处理过程；变分同化部分利用实际观测数据及相应的误差统计数据改善初始场和边界条件；主模式是整个模式的核心，不但实现模式的初始化过程，并且对模式积分区域内的大气过程进行积分运算；后处理部分对模式结果进行分析处理，主要包括将模式层的物理量转化到标准气压层、诊断分析物理场和图形数据转换等。

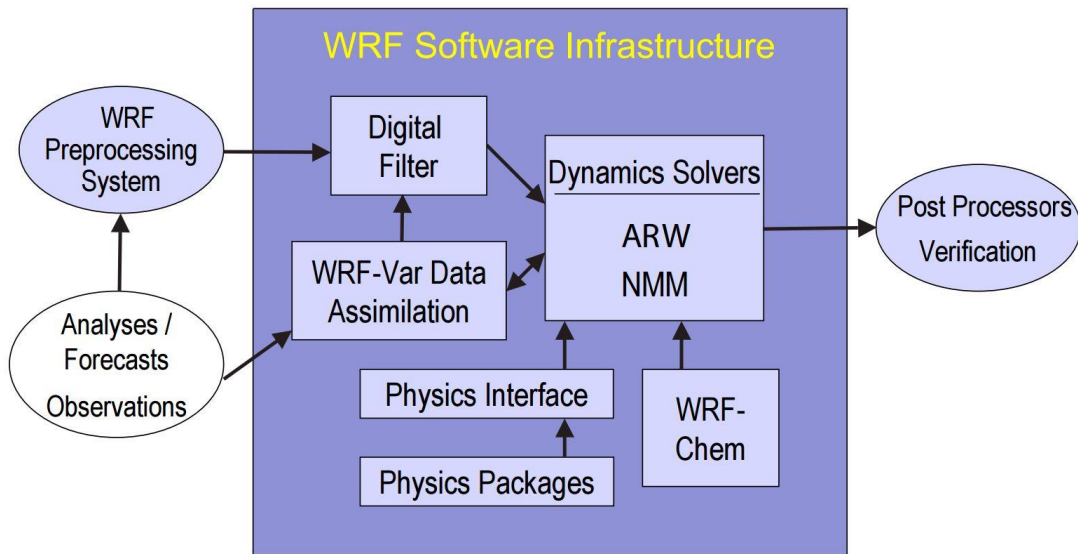


图 2.1 WRF 模式系统的组成部分 (Skamarock et al., 2008)

2.1.3 WRF 模式物理参数化简介

WRF 模式采用参数化的主要物理过程包括：积云对流过程、云微物理过程、行星边界层过程、长短波辐射、陆面过程等。考虑到本论文将探究积云对流参数化方案对目标观测区的影响，本节将对几种相关的物理参数化选项作简单介绍。

积云对流参数化用于处理次网格尺度的积云对流或浅对流过程，主要处理不能被网格解析的上升及下沉运动所带来的垂直通量。理论上，积云对流参数化只对粗网格（大于 10 km 格距）的模拟有效 (Kain et al., 2008; Weisman et al., 2008; Schwartz et al. 2009)，当模式分辨率较高、可以分辨对流时，在模式的设置里就不需要积云参数化了。下面介绍本文对比的两种积云对流参数化：

- 1) Kain-Fritsch 方案 (KF; Kain, 2004)。该方案建立在旧 KF 方案 (Kain and Fritsch, 1990, 1993) 的基础上，利用一个伴有水汽上升下沉的简单云模式，考虑了云中上升气流卷入和下沉气流卷出及相对粗略的微物理过程的影响。与旧方案相比，新的 KF 方案有以下调整：在边缘不稳定、相对较干燥的环境里引入最小卷入率以限制大范围的对流，将没有达到降水云底的上升运动定义为浅对流，以及将夹卷率定义为低层辐合的函数等。
- 2) Grell-Devenyi 集合方案 (GD; Grell and Devenyi, 2002)。该方案在每个格

点内引进多种参数化方案，并将集合平均反馈给模式。这些参数化方案均为质量通量方案，但其气流上升下沉的参数及降水效率有区别。这些静态的差异与动力差异结合，用以定义云的质量通量。动力过程的结束，由对流有效位能、低层垂直速度以及水汽辐合控制。

2.2 资料同化系统介绍

2.2.1 WRF 资料同化系统简介

资料同化根据一定的优化标准和方法，将不同空间、不同时间、采用不同观测手段获得的观测数据与数值模型有机结合，纳入统一的分析预报系统，建立模型与数据相互匹配的优化关系，使分析结果的误差达到统计最小（官元红等，2007）。资料同化方法大致分为两种：一种是滤波法，通过获得一个（或一组）最大可能状态实现优化；另一种是变分法，通过将模式和观测值之间的差异（称为目标函数）最小化来使初始条件或模式参数最优化。WRF 模式自带的同化系统 WRFDA 是变分同化系统，包括三维变分（3DVar）和四维变分（4DVar），由美国国家大气研究中心（NCAR）的中小尺度气象研究实验室（Mesoscale and Microscale Meteorology Laboratory; 简称 MMM）支持维护，并作为开源系统应用到业务及科研当中。三维变分与四维变分相比，耗费机时少，运算效率高，已成为世界各国气象预报业务中心和研究机构普遍使用的一种方法（如 NCEP，中国气象局等业务预报中心）。本研究所使用的资料同化方法为三维变分。

2.2.2 WRF 三维变分资料同化系统原理

三维变分系统将初始场、观测和观测误差信息结合，通过减小目标函数来提高分析场的质量。三维变分的目标函数定义为（Ide et al., 1997）：

$$J(\mathbf{x}) = J^b + J^o = \frac{1}{2}(\mathbf{x} - \mathbf{x}^b)^T \mathbf{B}_0^{-1}(\mathbf{x} - \mathbf{x}^b) + \frac{1}{2}(\mathbf{y} - \mathbf{y}^o)^T \mathbf{R}^{-1}(\mathbf{y} - \mathbf{y}^o) \quad (\text{式 2.1})$$

其中， \mathbf{x} 表示大气状态变量， \mathbf{x}^b 表示大气状态的先验知识（称作背景场）， \mathbf{y} 为背景场到观测空间的投影， \mathbf{y}^o 是已知的观测资料， \mathbf{B}_0 为背景场 \mathbf{x}^b 的误差协方差

矩阵， \mathbf{R} 为观测资料 \mathbf{y}^o 的误差协方差矩阵。

三维变分产生分析场 \mathbf{x}^a 时目标函数式 (2.1) 达到最小值，即

$$J(\mathbf{x}^a) = \min_x J(\mathbf{x}) \quad (\text{式 2.2})$$

求分析场 \mathbf{x}^a 的解通需要目标函数的梯度：

$$\nabla J(\mathbf{x}) = \mathbf{B}_0^{-1}(\mathbf{x} - \mathbf{x}^b) + \mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1}(\mathbf{y} - \mathbf{y}^o) \quad (\text{式 2.3})$$

式中 $\mathbf{H} = \frac{\partial \mathbf{y}}{\partial \mathbf{x}}$ 是观测算子 (计算背景场到观测空间的投影 \mathbf{y} 的算子) 的切线性算子， \mathbf{H}^T 是观测算子的伴随算子。目标函数式 (2.1) 的极小值 (即分析场) 可以通过逐步迭代极小化方法得到。

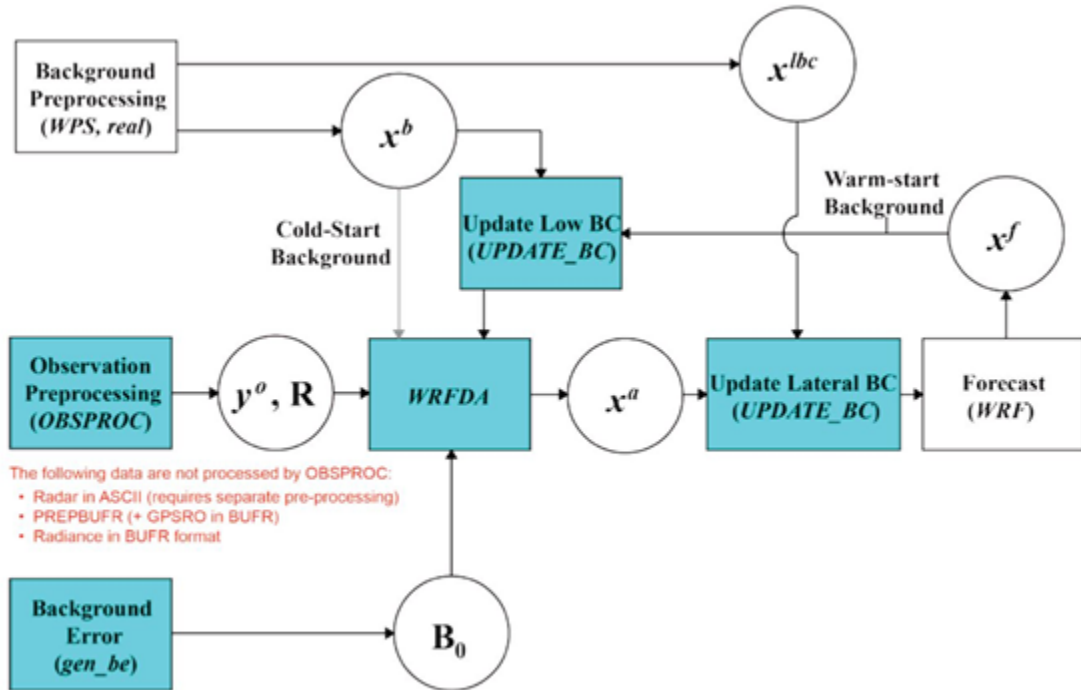


图 2.2 WRF-3DVar 流程。

WRF-3DVar 系统运行流程如图 2.2 所示。首先由 WRF 模式及其前处理 WPS 系统生成背景场信息 \mathbf{x}^b 和边界条件 \mathbf{x}^{lbc} ，再连同由观测数据前处理系统 (OBSPROC) 得到的观测及观测误差、同化系统自带或通过其他方法得到的背景误差协方差 (\mathbf{B}_0)，一起进入 WRFDA 同化系统，生成分析场 (\mathbf{x}^a)，并使用分析场 (\mathbf{x}^a) 更新边界条件 \mathbf{x}^{lbc} 。更新后的分析场和边界条件进入 WRF 模式，完成预报流程，得到预报场 (\mathbf{x}^f)。

WRFDA 从版本 3.1 起, 系统支持不同的背景误差协方差选项。系统默认的背景误差协方差 (CV3) 由 NCEP 基于 NMC 方法 (Parrish and Derber, 1992) 产生, 通过一年内 357 个例子的 GFS 的 24 和 48 小时全球预报的差异估计得到, 其目标函数的变量包括流函数、非平衡速度势、非平衡温度、非平衡地面气压及假相当位温, 并通过这些变量与模式预报量 (u 、 v 、 t 、 q 等) 之间的关系对其进行更新。CV5 和 CV6 是 WRFDA 支持的另外两种背景误差协方差选项。CV5 的变量与 CV3 相同, 而 CV6 的水汽变量则使用假相当位温的非平衡部分。与 CV3 产生方法相比, CV5 和 CV6 使用个例发生的那个月的区域模式的 12 小时和 24 小时预报的差异估计气候态的背景误差协方差, 具有区域及时间上的依赖特性。前人研究中并未明确指出 CV3 与 CV5 (CV6) 的优劣, 其效果与所研究的例子有很大关系。关于三维变分方法的详细介绍可参考 Barker et al. (2004)。

2.3 观测资料简介

本文数值模拟所用的初始和边界条件以及天气实况分析均来自 NCEP 的全球最终分析资料 (final analysis; 简称 FNL)。FNL 资料是一个覆盖全球范围的格点资料, 资料的空间分辨率为 $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$, 时间间隔为 6 小时, 被广泛应用于资料分析与数值模拟当中。FNL 资料由全球资料同化系统 (Global Data Assimilation System; 简称 GDAS) 生成, 该系统同化了 GTS (Global Telecommunications System) 的所有资料及全球其他来源的常规与非常规的观测。FNL 所用的模式与 GFS (Global Forecast System) 完全相同, 但是进行资料同化的时间比 GFS 落后大于一小时以同化更多的观测资料。FNL 资料覆盖地面、从 1000hPa 至 10hPa 的 26 层气压层、地面边界层和一些 σ 层以及对流层顶的某些层次, 包含的变量有地面气压、海表面气压、温度、海表面温度、土壤相关的变量、冰盖、相对湿度、经向风、纬向风和臭氧等, 为模式提供预报所需的变量。

本文中用于判断降水预报技巧的实况观测是来自中国气象局的自动气象站逐小时雨量数据, 其站点分布如图 2.3 所示。另外, 来自中国气象局大气探测中心的全国及区域雷达组合反射率拼图也用于考察中尺度对流系统的发展及模式的模拟能力。

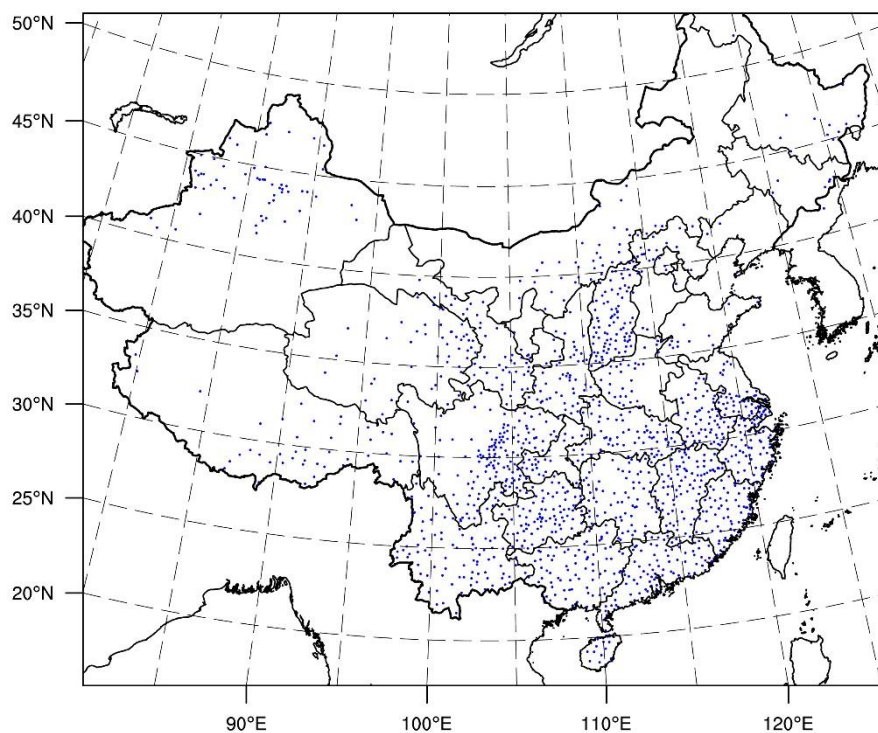


图 2.3 雨量资料来源分布图。

2.4 本章小结

本章简要介绍了本文所使用的中尺度天气预报模式 WRF、同化系统 WRF-3DVar, 以及 NCEP 的 FNL 全球再分析资料和站点降水资料、雷达组合反射率拼图等。其中较为详尽的介绍了 WRF 模式和 WRF-3DVar 同化系统。

第三章 西南涡个案特征分析

3.1 引言

本文将以前2008年6月12日广西西南涡暴雨过程为例研究中尺度系统的目标观测问题。本章将基于NCEP的FNL全球最终分析资料、中国气象局自动站观测等对该个例进行特征分析，并利用确定性预报及集合预报考察WRF模式对这次天气过程的预报能力。

3.2 西南涡观测及数值模拟

3.2.1 西南涡及其天气特征分析

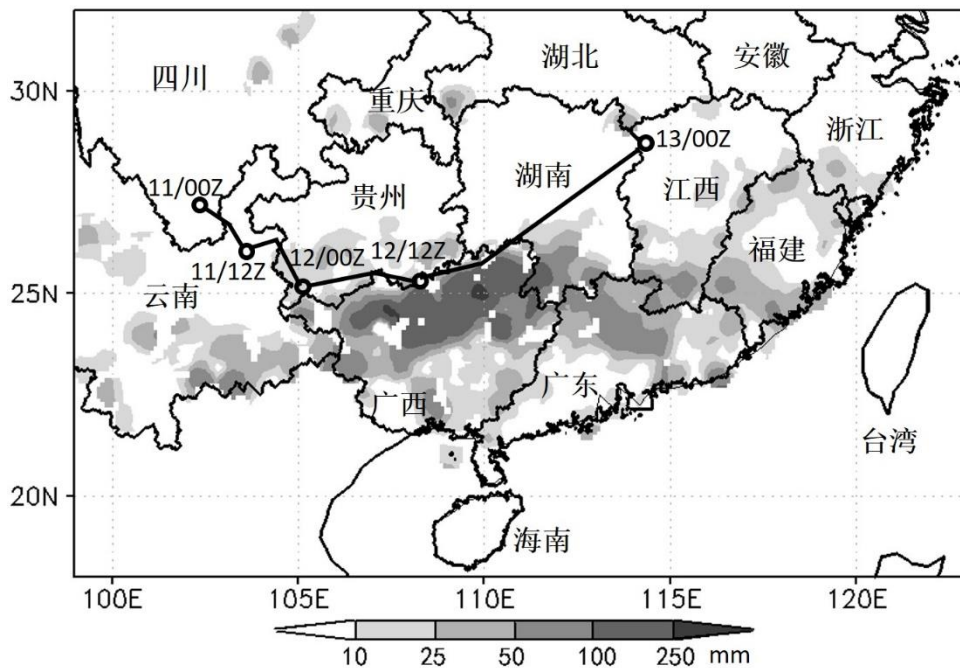


图 3.1 实测累计降水量（2008 年 6 月 12 日 00 时至 13 日 00 时）。实线代表西南涡路径。

本文研究的是 2008 年 6 月 12 日在广西北部发生的一起强降水事件（图 3.1）。该事件与在中国西南部生成的中尺度涡旋——常称为西南涡（Tao and Ding, 1981）有直接关系。西南涡指的是在青藏高原特殊地形与大气环流相互作用

用下，形成于我国西南地区 700（或 850）hPa 上的具有气旋性环流的一种中尺度闭合低压系统。它的定义是 700（或 850）hPa 上出现闭合流线和闭合高度线，其水平尺度大约 300 至 500 公里（卢敬华，1986）。西南涡在生成初期是一个浅薄的中尺度系统（陶诗言，1980），移出源地的概率不是很大（段炼，2006），但在有利的环流形势配合下，少数西南涡能够东移并且引发下游地区大范围的暴雨、雷暴等天气（陶诗言，1980；陈忠明 等，2003；付慎明 等，2010）。西南涡东移后发展到成熟时期强度大、影响范围广，是造成中国下半年暴雨的主要灾害性天气系统之一。另外，我国西南部地形复杂，天气系统多变，是全国预报误差最大的地区之一。因此，做好西南涡预报、提高我国西南地区的预报技巧尤为重要。

引发广西暴雨的西南涡于 2008 年 6 月 11 日 00 时（世界时；下同）在四川南部生成（图 3.1）。该西南涡生成后先向东南方向移动，11 月 18 时开始转向东北，至 13 日 00 时该涡旋消失。在其生命史内，西南涡涡旋中心一直处于 500 hPa

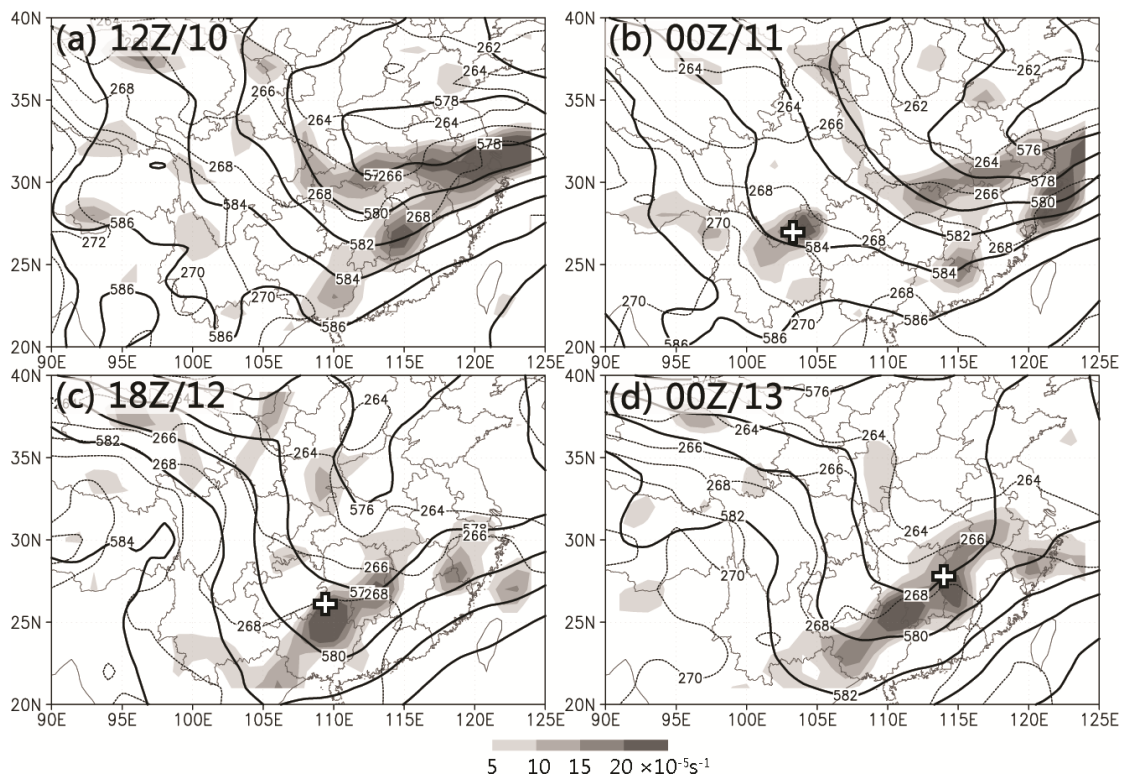


图 3.2 500 hPa 位势高度场（实线，10 gpm）和温度场（点线，2K），700 hPa 相对涡度（阴影， $10^{-5} s^{-1}$ ）在（a）10 日 12 时，（b）11 日 00 时，（c）12 日 18 时，（d）13 日 00 时的形势。白色十字代表该时刻西南涡涡旋中心。

槽前（图 3.2）。在大形势下 500 hPa 温度场落后于高度场，有利于上升运动的发展。在 10 日 18 时，随着青藏高原上方 500 hPa 短波槽的东移（图 3.2a, b），位于四川省上方 700 hPa 处出现闭合位势高度中心（图 3.3b），700 hPa 流场上也在该中心出现辐合，但未出现气旋式环流。11 日 00 时气旋式环流与闭合高度中心同时出现（图 3.3c），视为西南涡的形成。该西南涡随后在 12 日 18 时发展、增强、成熟于广西北部（图 3.3d, e），并在 13 日 00 时于江西省消散（图 3.3f）。

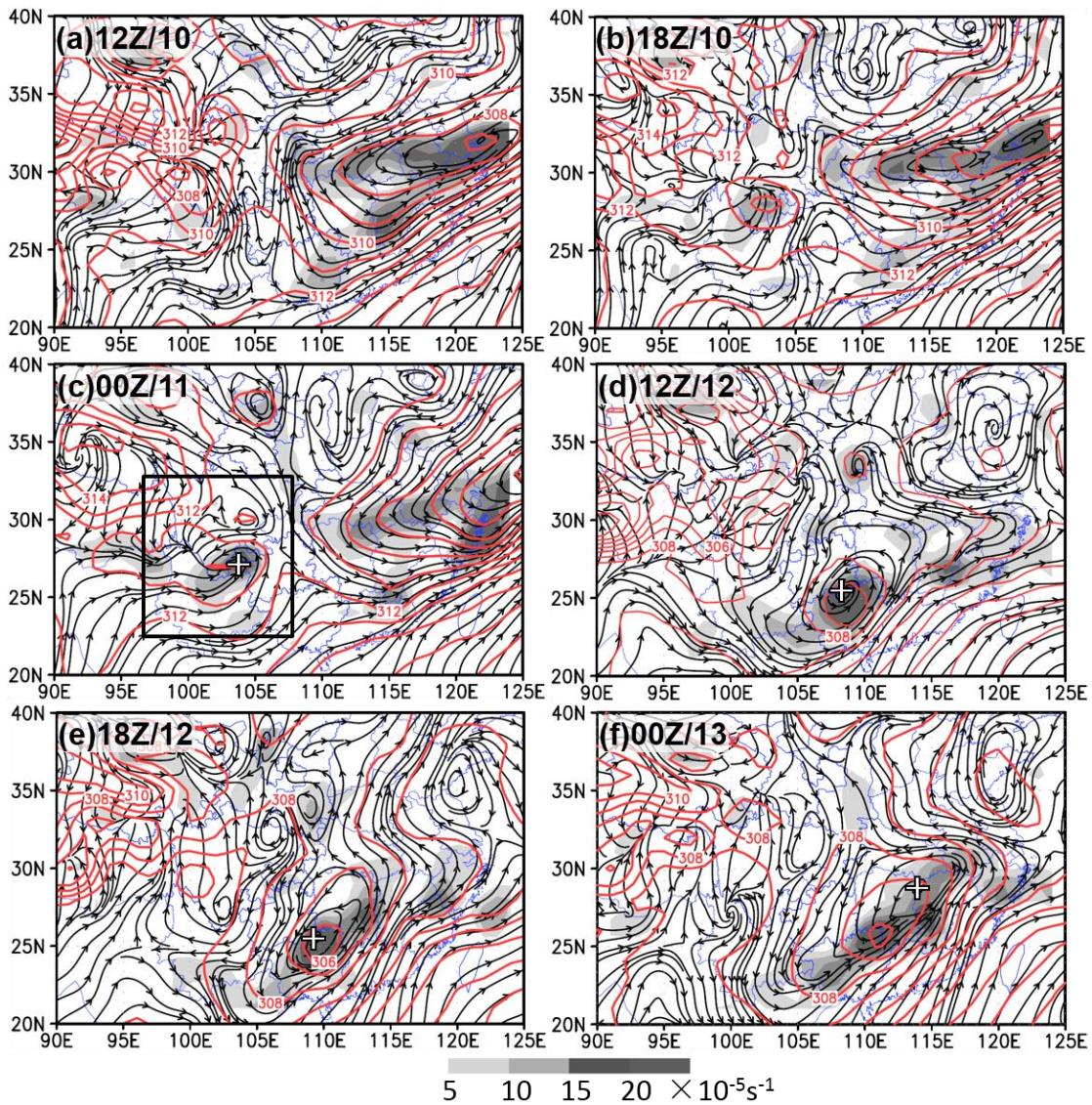


图 3.3 700hPa 位势高度场（红实线，10 gpm），流场（黑色实线）及相对涡度（阴影， 10^{-5} s^{-1} ）在（a）10 日 12 时，（b）10 日 18 时，（c）11 日 00 时，（d）12 日 12 时，（e）12 日 18 时，（f）13 日 00 时的特征。白色十字代表该时刻西南涡涡旋中心。

此次由西南涡引起的降水事件与 500 hPa 高度场、700 hPa 涡度场、西南涡涡

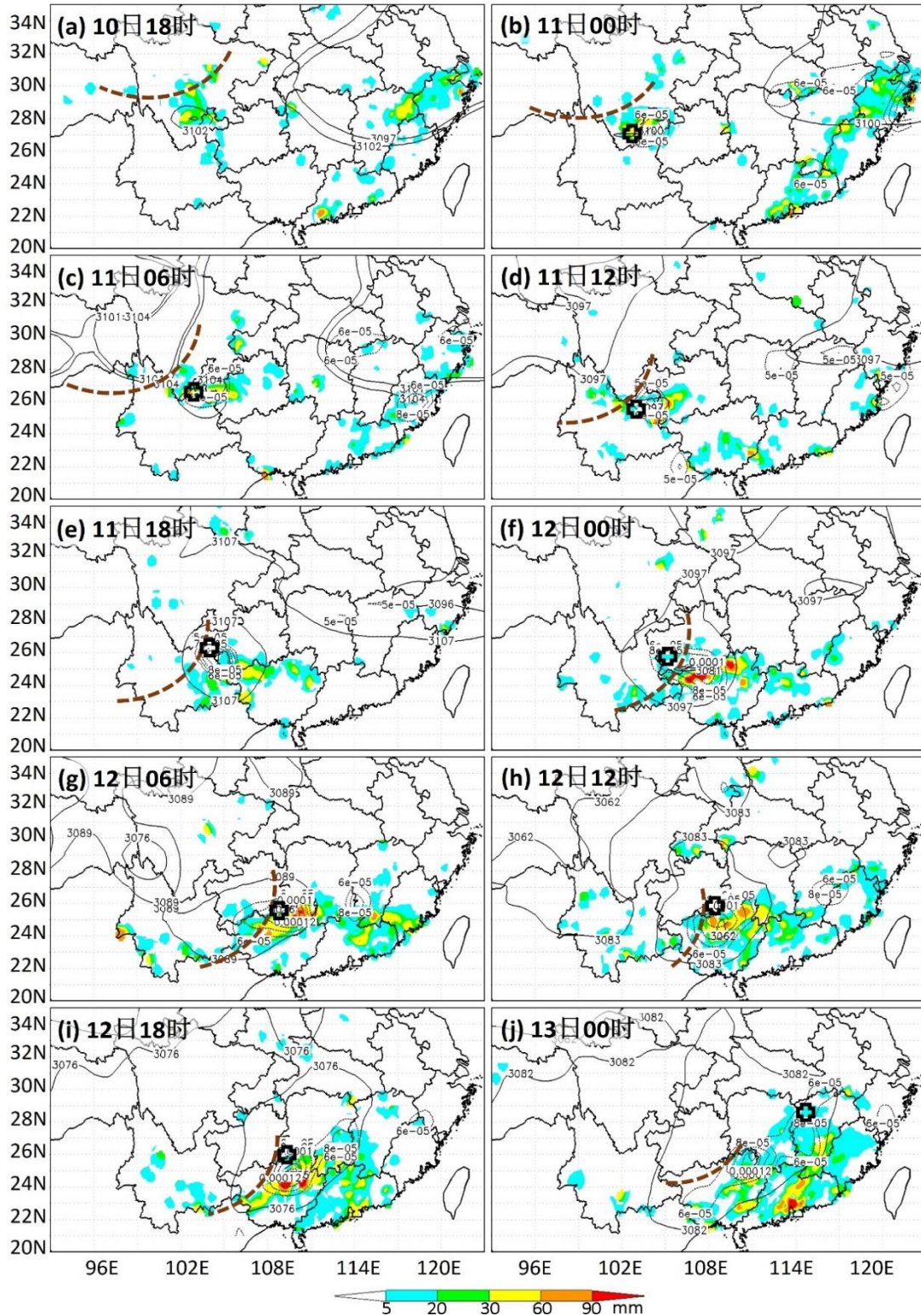


图 3.4 地面累计 6 小时降水（阴影，mm）、500 hPa 槽（褐色虚线）、700 hPa 闭合位势高度线（黑色实线）、700 hPa 涡度等值线（黑色虚线）以及西南涡涡旋中心（黑色十字）的位置关系。

旋中心位置有很好的对应关系。如图 3.4 所示，10 日 18 时流场上还没出现闭合

涡旋，槽前已经出现了明显的降水（图 3.4a）。11 日 00 时至 11 日 12 时西南涡表现为斜压结构，强度减弱，此期间降水落区在西南涡涡旋中心附近（图 3.4c, d）；11 日 18 时后，西南涡在向东北移动过程中向纵深发展，由斜压结构逐渐变成正压，强度迅速增强，于 12 日 18 时达到最强，降水主要集中在西南涡涡旋中心东南方（图 3.4i；付慎明 等，2010）。

历时两天的西南涡过程给广西带来严重的危害，造成的大暴雨影响较大，基本覆盖了整个广西地区；北部受灾尤为严重，24 小时累计降水量高达 250 mm（图 3.1），造成广西桂林、柳州、梧州、贺州等 35 个县、158 万人受灾（付慎明 等，2010）。

3.2.2 控制实验

本文采用 WRF 模式 V3.2 版本对本次西南涡过程进行模拟。模式区域中心设置在北纬 33°、东经 108.5°，使用两重双向嵌套模式网格，第一重区域格距 40.5 公里，覆盖了我国绝大部分地区；第二重区域格距 13.5 公里，覆盖了中西部及东部、南部地区（图 3.5）。积分时间开始于 6 月 11 日 00 时，结束于至 13 日 00 时，共积分 48 小时。控制实验的初始场和边界条件由每 6 小时的 NCEP

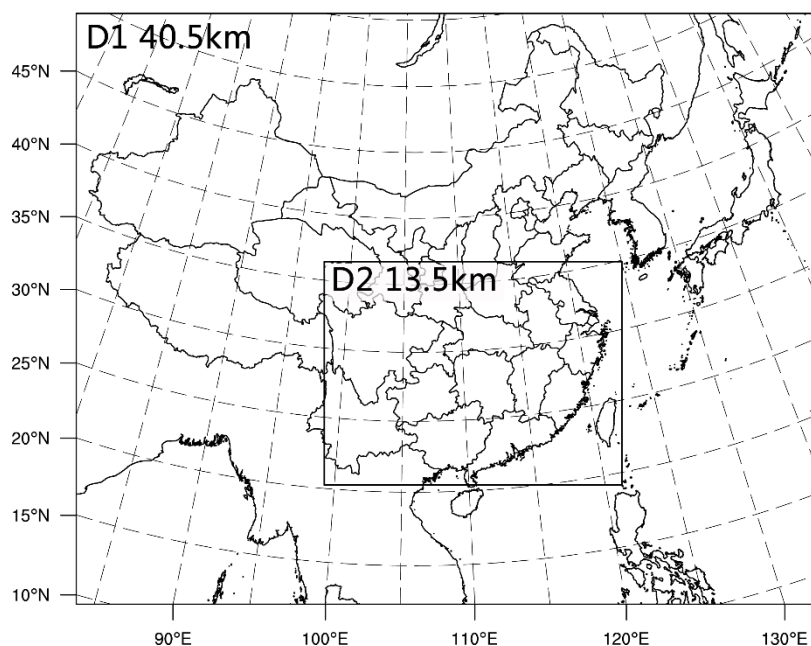


图 3.5 WRF 两层模拟区域及其格距。

的 FNL 资料提供。模式 WRF 的其他设置见表 3.1。物理参数化方案的选择是基于不同方案的批量组合实验，通过对 12 日 00 时至 13 日 00 时的累计降水及西南涡发展过程中流场、涡度场、雷达组合反射率的模拟结果与实况对比得到的最佳组合。

控制实验较好地模拟出了这次过程(图 3.6)。成熟时期西南涡位于广西北部，控制实验的环流中心(图 3.6b1)与实况(图 3.6a1)较为接近，其误差在 100 公里以内；控制实验的涡度中心位置很接近实况，但强度稍偏强；对于 24 小时累计降水，实况中广西北部出现双中心(图 3.6a2)，最大值大于 250 mm，模拟结果也显示双中心(图 3.6b2)，只是位置与实况相比有些许的差异。实况的雷达组合反射率图中桂林南部的强对流区域(图 3.6a3)，在模拟结果中也有较好的体现(图 3.6b3)。该结果显示 WRF 对本次西南涡及其引发的暴雨模拟是较为成功的。

表 3.1 WRF 实验参数设计

模拟区域	第一层区域	第二层区域
X、Y 方向格距	40.5km	13.5km
X、Y 方向格点数	150×120	181×136
地形分辨率	10m	30s
时间步长	120s	40s
初始积分时间 (UTC)	2008 年 6 月 11 日 00 时	2008 年 6 月 11 日 00 时
积分结束时间 (UTC)	2008 年 6 月 13 日 00 时	2008 年 6 月 13 日 00 时
微物理过程方案	WRF Double-Moment 6-class scheme	WRF Double-Moment 6-class scheme
长波辐射方案	RRTMG scheme	RRTMG scheme
行星边界层方案	Yonsei University scheme	Yonsei University scheme
积云参数化方案	Grell-Devenyi ensemble scheme	Grell-Devenyi ensemble scheme

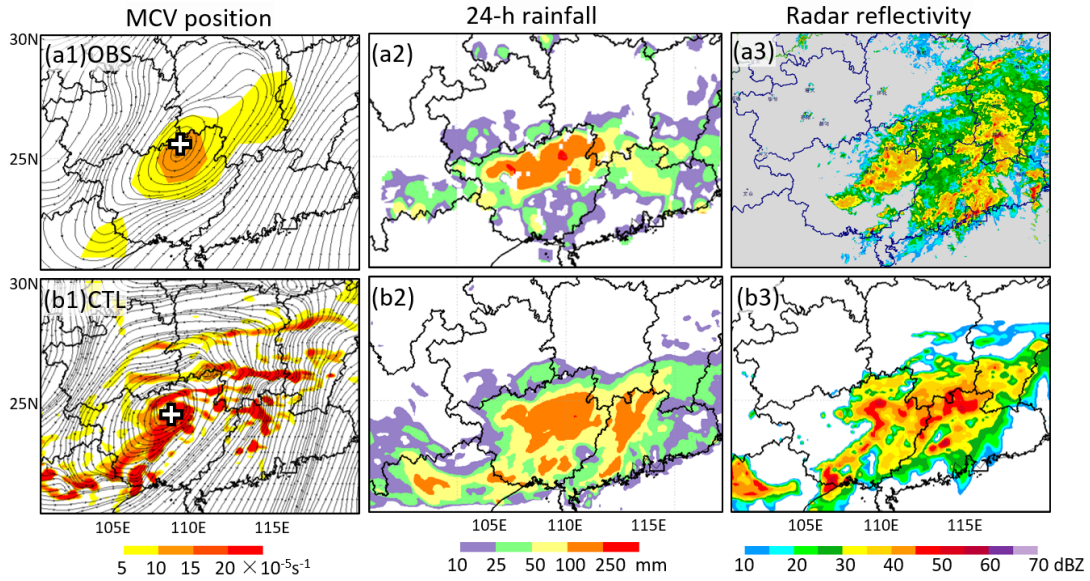


图 3.6 6 月 12 日 18 时实况与控制实验的对比。(a1) 为 NCEP 再分析资料的涡度场与流场 ($700 \text{ hPa}, \text{s}^{-1}$), (a2) 位站点 24 小时累计降水 (6 月 12 日至 13 日, mm), (a3) 为雷达组合反射率 (dbz); (b) 组分别是控制实验的涡度场和流场、24 小时累计降水和雷达组合反射率。

3.2.3 集合预报

本文对该过程也作了集合模拟 (图 3.7, 3.8)。首先对控制实验的初始场, 也即 2008 年 6 月 11 日 00 时的 FNL 分析场, 叠加随机扰动, 得到一个包含 40 个集合成员的初始场集合。其中叠加的扰动是利用 WRF-3DVar 的模块 (Skamarock et al., 2008) 随机产生均值为 0、标准方差自定的、遵从高斯分布的控制变量 (水平风场、位势温度、气压扰动、水汽混合比) 增量作物理转换得到的扰动模式变量。物理转换过程所需的扰动的背景误差协方差是三维变分默认的静态协方差 “CV3”。扰动的标准差调节为与 FNL 的预报误差相当, 也即标准差为温度场 1 K 、水平风场 2 m s^{-1} 、气压扰动 151 Pa 、水汽混合比 0.77 g kg^{-1} 。模式边界采用同样的扰动方法, 集合预报的区域设置 (图 3.5) 和采用的物理参数化方案均与控制实验一致 (表 3.1)。

控制集合的预报能够大致反映出西南涡发生、发展过程的特征, 说明集合的合理性。集合预报的质量基于每个集合成员相对于观测的 TS 评分 (threat score)

及预报时刻西南涡涡旋中心位置加以评价。从累计降水分布来看，以第二重区域内 24 小时累计降水大于 50 mm 为阈值，6 个成员（15%）的 TS 评分大于 0.3, 12 个成员（30%）的 TS 评分介于 0.2 与 0.3 之间，剩下的 22 个成员（55%）模拟的累计降水与实况相差较远。该集合模拟西南涡的能力亦能从 24 小时累计降水分布直观看出（图 3.7）。实况中西南涡 24 小时累计降水主要集中在广西北部（图 3.6a2），而控制集合当中 5 号、9 号、11 号、13 号、14 号、29 号、34 号、37 号及 39 号成员的累计降水也集中在广西北部，而且最大降水量级与观测一致。这说明该集合在很大程度上能够体现实况的降水特征。

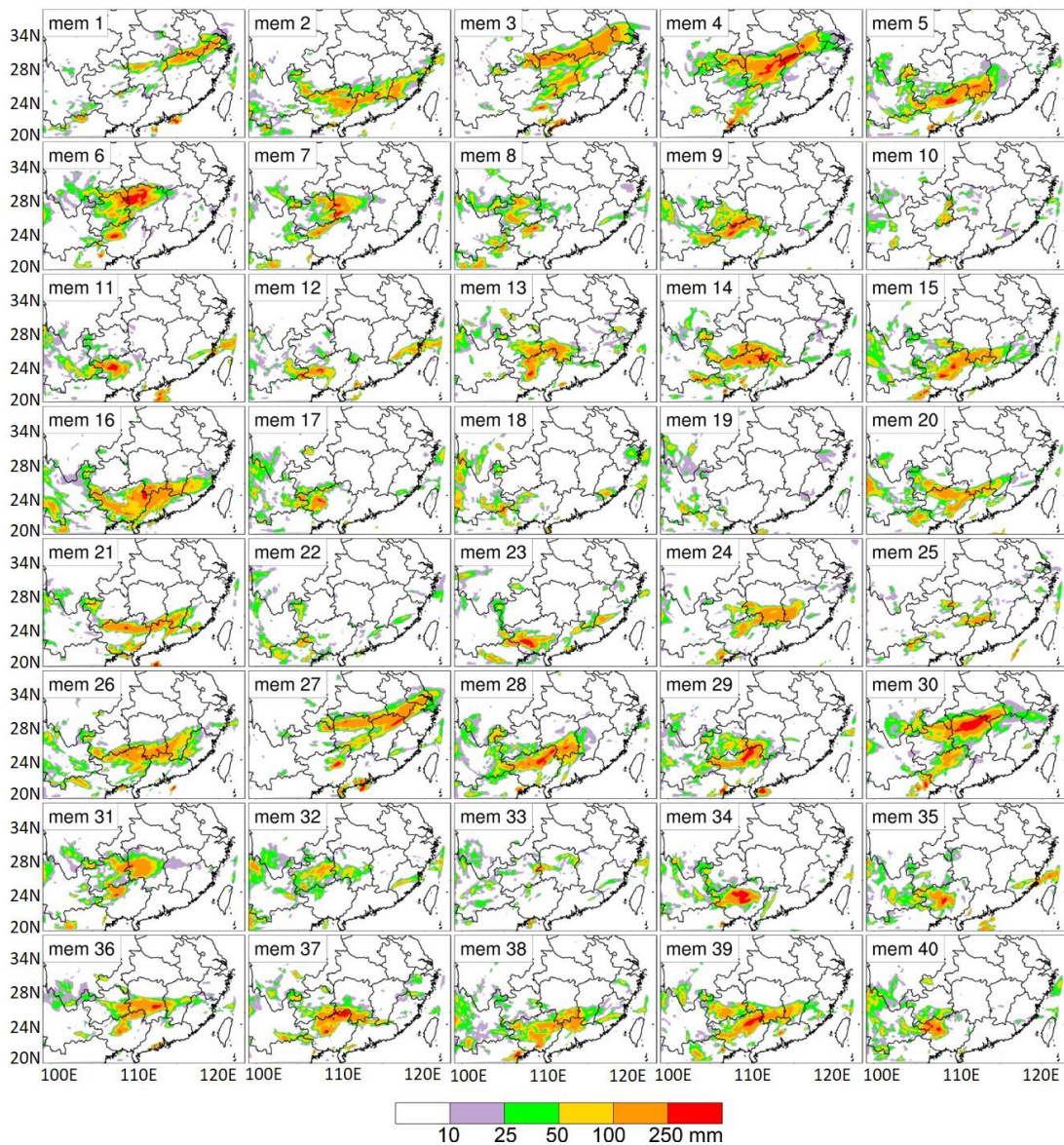


图 3.7 40 个集合成员的 24 小时（12 日 00 时至 13 日 00 时）累计降水（阴影，mm）。

从涡旋位置来看，图 3.8 展示西南涡发展成熟时刻（12 日 18 时）700 hPa 流场，红色十字表示该时刻涡旋中心的位置。12 日 18 时分析场中，西南涡涡旋中心处于广西北部（图 3.6a1）；而在集合预报中，涡旋中心位于广西北部且与观测相距 300 公里以内的集合成员有 2 号、5 号、14 号、15 号、20 号、26 号、34 号、36 号、37 号、38 号、39 号共 11 个集合成员，占总集合成员数的 27.5%。其他成员预报的西南涡涡旋中心分布大致落在第二重区域西南-东北方向的对角线上，这与西南涡观测中西南涡在 11 日 18 时后往东北方向移动路径一致。

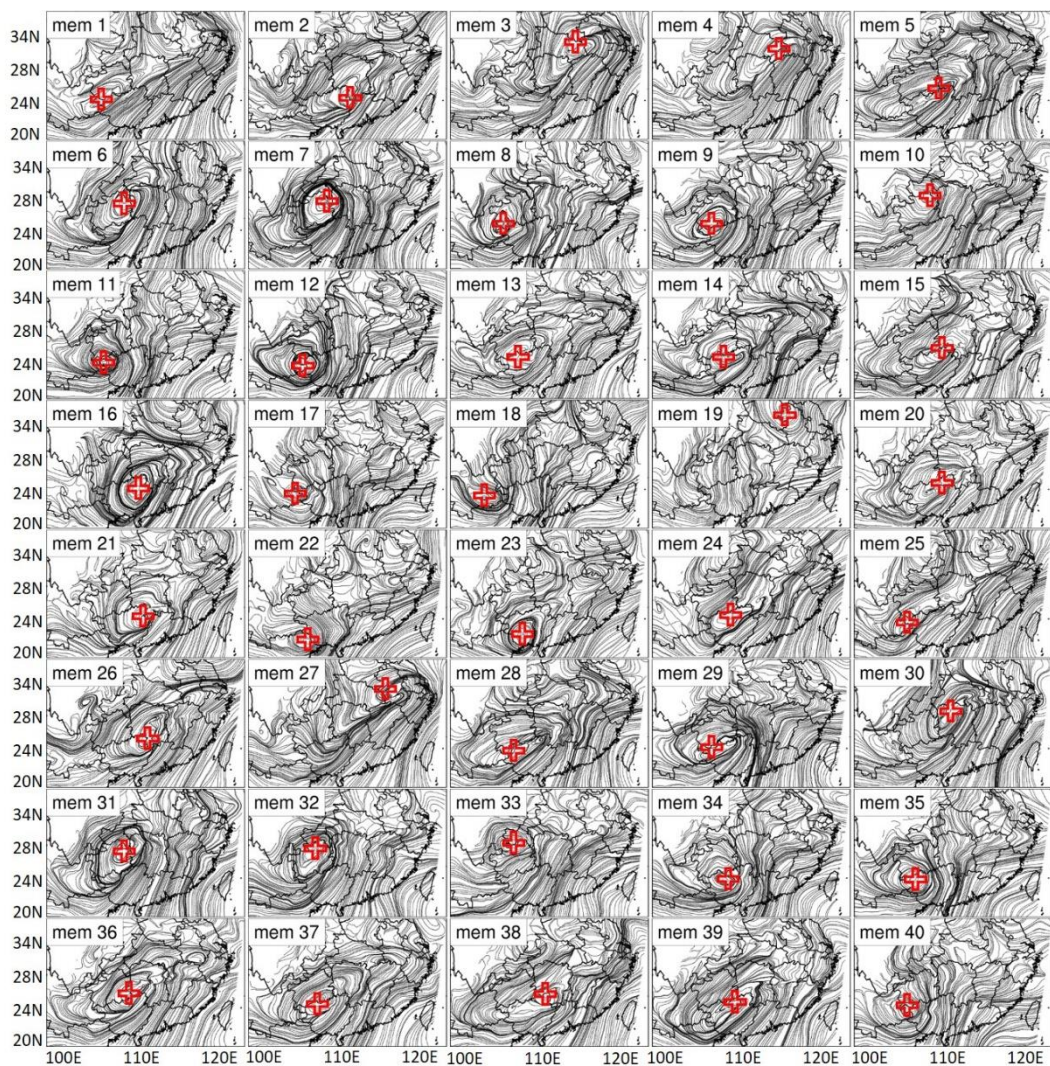


图 3.8 40 个集合成员的预报时刻（6 月 12 日 18 时）流场。红色十字代表此时的西南涡涡旋中心。

3.3 本章小结

本章基于 NCEP 的 FNL 全球最终分析资料和常规地面观测资料对这次西南涡过程的特征进行分析，并使用 WRF 模式进行确定性预报和集合预报。天气分析的结果显示，该西南涡一直处于 500 hPa 槽线的控制下，降水落区与西南涡位置有很好的 consistency。

从确定性预报和集合预报的分析可看出，WRF 模式能较好的模拟出这个天气过程的特征：

1. 在确定性预报中，控制实验在预报的流场、累计降水及组合反射率分布这三方面均能较好的模拟这次事件：预报的西南涡位置与实况差距小于 100 公里；预报的降水能正确的反映实况累计降水双中心的特征；预报时刻组合反射率的分布特征类似。这说明 WRF 对该过程有较好的模拟能力。

2. 在集合预报中，22.5% 的集合成员也在降水位置和降水强度上对实况的降水极值有很好的体现；27.5% 的集合成员的涡旋位置距离观测 300 公里以内。这说明该集合基本合理。

第四章 逐片同化目标观测方法的建立和应用

4.1 引言

逐片同化目标观测方法基于观测系统模拟实验的理论建立,根据资料同化后预报场相对于控制实验预报的提高程度来确定目标观测区。本章讨论逐片同化完全非线性目标观测(PBPDA)方法的建立,以西南涡及其暴雨预报为例,考察逐片同化目标观测方法定义的目标观测区的有效性以及该方法定义的目标区对预报量的非线性强度和模式误差(背景误差协方差)以及初始误差(积云对流参数化)的敏感性。

4.2 逐片同化目标观测方法 (PBPDA)

4.2.1 逐片同化目标观测方法的建立

逐片同化目标观测方法(Piece-By-Piece Data Assimilation; 简称 PBPDA)基于观测系统模拟实验(observing system simulation experiment; 简称 OSSE)的原理建立。OSSE 试验最先用以评价目标观测方法对预报的影响:首先用数值模式模拟某一天气事件,产生表征该事件的“真值”;然后在同一预报时段内,通过不同于真值模拟的模式设定得到另一个预报;由“真值”的初始场产生“人造观测资料”,同化进另一个预报当中;通过将这前后两次的预报与“真值”进行比较,得到预报误差,通过对比这两个误差,评价所使用的目标观测对预报的影响。而本文所建立的目标观测方法,则是直接使用用于评价目标观测方法的 OSSE 同化试验,利用完全非线性模式,采用分片同化的方法,通过同化不同位置的观测资料,直接寻找使得预报误差减小最多的观测区域,并把该区域定义为目标观测区。

逐片同化目标观测方法的流程如图 4.1 所示:

- 1) 初始集合的形成。利用 WRF 的三维变分系统对模式初始时刻的 NCEP 的 FNL 分析场进行随机扰动,并通过调整三维变分的参数生成一个发散度

与 NCEP 的预报误差相当的集合。这样的集合成员每一个都有相同的概率成为真实的大气实况；

- 2) 集合预报。对初始集合进行集合预报, 通过与实际观测(降水、雷达回波, 大尺度环流信息等)的对比选出一个预报结果最接近实况的集合成员作为“真值”;
- 3) 生成模拟观测资料。对“真值”进行高斯分布的随机扰动, 产生该方法所需要的模拟观测资料;
- 4) 选择考察区域。因现阶段目标观测的对象大多为台风, 西南涡与一个中等尺度的台风相仿, 故考察区域的大小以台风目标观测区的大小为参考 (Wu et al., 2007b; Peng and Reynolds, 2006; Mu et al., 2009; Qin and Mu, 2011; Yamaguchi et al., 2009; Qin et al., 2013; Kim et al., 2011)。本文以所研究的天气系统的初始时刻位置为中心, 在约 1000 km×1000 km 的考察区域范围内, 根据模式分辨率将人造观测分为数量均等的同化单元。考虑到计算资源的有限和同化单元的大小, 本文将每 9 个相邻的同化格点组成一个同化单元, 这样同化单元能保持在合适的大小范围内。以同化单元为单位, 将考察区域内的模拟观测资料提取出来;
- 5) 通过资料同化的效果定义目标观测区。对于某一个集合成员, 每次均在初始时刻将一个同化单元的资料用 WRF 三维变分系统同化进该成员中。基于某些预报量, 通过将同化前及同化后该成员的预报结果与真值的预报进行对比, 可以根据预报量定义的影响因子得到同化该同化单元的观测对该集合成员预报的影响。利用整个考察区域的同化单元重复相同的实验, 可以得到不同位置的观测资料对该成员预报影响的分布情况。影响因子高的区域可以定义为目标观测区。对其他集合成员重复同样的实验, 则能够得到不同位置的观测资料对整个集合的预报影响的分布。集合的目标观测区则定义为每个格点上所有集合成员的影响因子的集合平均的大值区。

逐片同化目标观测方法本质是在计算资源能承受的前提下进行观测资料、大气可能状况的穷举, 直接寻找使得预报误差减小最多的观测区域的位置。该方法

执行的过程中没有任何线性假设，考察的目标是预报量的误差减小量，是一个全面的、准确的、非线性目标观测方法。

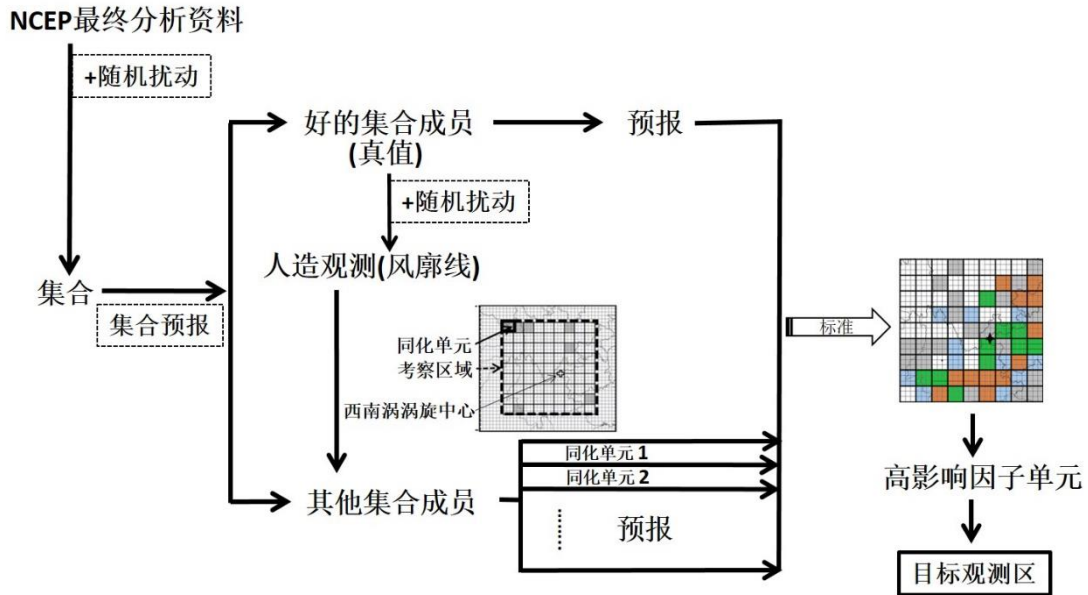


图 4.1 逐片同化目标观测方法流程图。

4.2.2 模拟观测资料

本文用于同化的观测资料为风廓线资料。风廓线仪（wind profiler radar；简称 WPR）诞生于 20 世纪 80 年代，是探测晴空大气中风随高度变化的一种雷达设备，分为边界层风廓线仪、对流层风廓线仪以及平流层风廓线仪三种，分别对应不同的探测高度上限。风廓线仪所探测的是大气中的不规则折射，仪器的接收功率与折射率结构常数（表征大气折射率随机不均匀性的剧烈程度）成正比。当风廓线仪向大气层发射无线电波时，由于湍流脉动，大气折射指数产生相应的涨落会使波束的电磁信号被散射，其后向散射将产生一定功率的回波信号，风廓线仪就是通过处理这些回波信号来获取风场的信息。

风廓线仪与无线电探空相比，有着诸多的优点。表 4.1 总结了风廓线仪与无线电探空的异同，从时间分辨率、工作实效、运行模式以及数据代表性可以看到，风廓线仪有着无线电探空无法比拟的优越性：风廓线仪一天 24 小时均能获取数

据，而且是在无人值守的状态下工作；所测的资料均为站址正上方的数据，不存在气球的飘移误差；精度和时空分辨率高，连续性和实时性好。

表 4.1 风廓线仪与无线电探空的差别

项目 \ 仪器	风廓线仪	无线电探空
放置位置	地面	空中
测量的物理量	风向、风速、温度（与RASS结合）	气压、温度、相对湿度、风向、风速
物理量精度	风速1m/s,风向10°	气压100hPa, 温度0.5℃, 相对湿度5%
时间分辨率	高（几分钟）	低
敏感性	对瞬时风速敏感	对平均风速敏感
测风方式	直接遥感	轨迹法
工作时效	一天24小时	1-2小时
运行模式	无人值守	人为控制
数据代表性	好	差（所测的风不一定是测站上空的情况）
放置位置	风廓线仪	无线电探空

风廓线仪作为多普勒雷达的一种，也有不可避免的缺陷：首先，受到所发射无线电波的波长限制，雨天的数据可信度不高；其次，由于地物影响，距地面 500 米以下的数据精度都不高；最后，由于存在模糊速度，需要做退模糊处理。

为了尽可能地模拟实际的风廓线观测特征，本文资料的选取方案如下：

首先，由于云南、四川地形较高，资料高度在地表以下的数据均不被同化；其次，要使风向的误差达到 10° 的精度，风速必须大于 5.97m/s（陈少应 等，2000），故风速小于 5.97m/s 的数据都不进入同化系统；

最后，根据地物回波对雷达接收信号的影响，在离地表 500 米以下的数据均不被同化（张宏升，个人来源，2011）。

4.2.3 影响因子的定义

影响因子基于同化后对不同化的预报效果的改善程度确定。首先从集合预报

的结果中选出真值（第 14 号集合成员，图 3.7、3.8），并从真值中提取观测资料，在其他集合成员进行预报前先进行资料同化。对比同化前的预报与同化后的预报，即可定义与所关注的科学问题相关的影响因子，得到同化一个同化单元的观测对该集合成员的影响。其影响因子分别针对非线性强度强的预报量（24 小时累计降水）及非线性强度弱的预报量（全能量），并定义为：

$$R = \frac{TS_{DA} - TS_{NoDA}}{TS_{NoDA}} \quad (\text{式 4.1})$$

及

$$F = \frac{DTE_{NoDA} - DTE_{DA}}{DTE_{NoDA}} \quad (\text{式 4.2})$$

其中，TS 评分基于模式第二层区域 24 小时累计降水计算所得。TS_{DA} 代表进行资料同化之后的预报相对于真值的 TS 评分，TS_{NoDA} 表示未进行资料同化的集合成员预报相对于真值的 TS 评分。DTE（difference total energy）为目标时刻（6 月 13 日 00 时）的误差总能量，反映水平风场与温度场的误差（Zhang et al., 2003）。DTE 的定义为：

$$DTE = \frac{1}{2} \sum (U'_{ijk}{}^2 + V'_{ijk}{}^2 + \kappa T'_{ijk}{}^2) \quad (\text{式 4.3})$$

其中， U' 、 V' 和 T' 分别是纬向风、经向风及温度相对于真值的扰动。 $\kappa = \frac{C_p}{T_r}$ ， C_p 为气体定压摩尔比热（ $1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ）， T_r 为参考温度（270 K）。 i, j, k 分别是 x, y, z 坐标。DTE_{NoDA} 表示未进行资料同化的集合成员的预报相对于真值的全能量误差，DTE_{DA} 表示进行资料同化后的预报相对于真值的误差。DTE 越大，误差越大。考虑到验证区域应包含预报时刻所有集合成员的西南涡涡旋中心的位置（图 3.8），本文使用模式第二重区域（D2；图 3.5）计算 DTE 和 TS 评分。R 指数和 F 指数均表示进行资料同化后的误差减小量，指数值越大，表明同化该同化单元的观测后对预报的影响越大。

4.3 目标观测区有效性

4.3.1 实验设计

4.3.1.1 目标观测区定义方法

目标观测区的位置由高影响因子的分布特征决定。本文把大于 0 的影响因子分为四个级别（图 4.2），对于某一个集合成员，其最高等级的观测单元满足以下两个条件则定义其为目标观测区：一是从最高等级的观测单元数量上考虑。若最高等级的观测单元个数（ N_u ；图 4.2）小于等于观测单元总数的 30%，则满足第一个条件。第一个条件保证了目标观测区与其他区域能够被显著的区分；二是从最高等级的观测单元分布的发散情况考虑，要求最高等级的相连的观测单元区域的个数（ N_p ；图 4.2）与连接各个最高等级相连观测单元的边长数之和（ N_s ；图 4.2）不超过 10。第二个条件描述了目标观测区的集中程度，越大的 N_p+N_s 表示最高等级观测单元的位置越分散，与目标观测区的初衷不符。以第 27 号集合成员的影响因子 R 的分布为例，如图 4.2 所示，第 27 号集合成员的最高等级是 4 级（图 4.2 橙色部分），4 级的观测单元数为 15，最高等级观测区域的个数为 3，

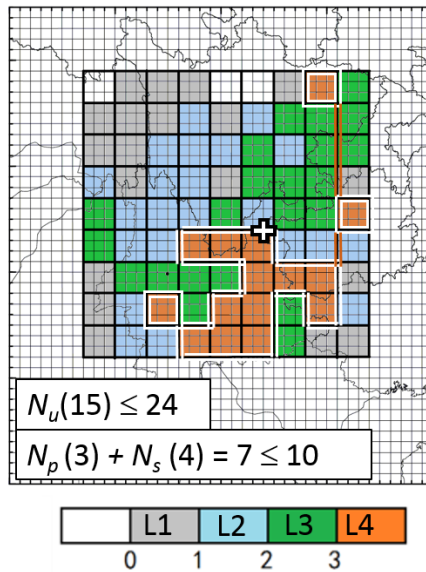


图 4.2 利用第 27 号集合成员表示目标观测区的定义方法。相连观测单元区域由白线环绕，连接观测单元区域的边由橘黄色线表示。白底黑边的十字表示真值的初始时刻西南涡涡旋中心位置。

连接它们的边长数为 15，满足上述两个条件，则第 27 号集合成员的目标观测区为图 4.2 中橙色区域所示。

4.3.1.2 实验样本选取

为考察初始场相似的集合成员的目标观测区特征，首先必须保证集合成员的相似性。基于除真值外的 39 个集合成员的 DTE 的演变特征（图 4.3），本文将初始时刻 DTE 最大的 16 号集合成员和初始时刻 DTE 较小的 13、17、36、37、40 号共 6 个集合成员剔除，重新生成一组有 33 个成员的集合（图 4.3 灰色实线）。这 33 个集合成员在 DTE 的演变上特征比较类似，初始场误差分布较均匀。本文将讨论剩下的 33 个集合成员的目标观测区的特征。

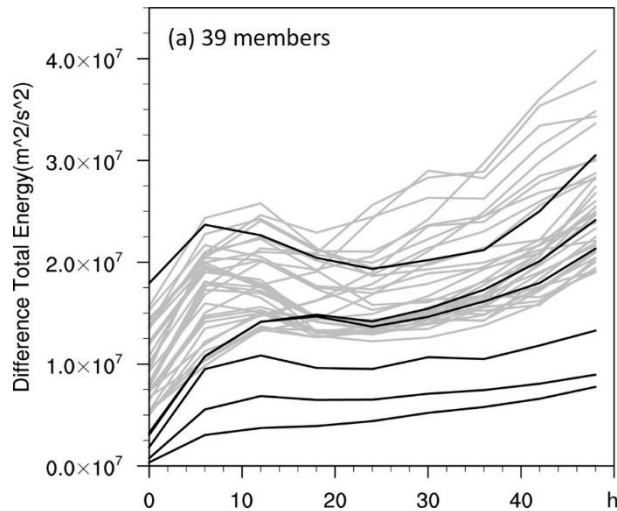


图 4.3 39 个集合成员随预报时间的 DTE 演变图。黑色实线表示被剔除的 6 个集合成员。

4.3.1.3 目标观测区的有效性定义

目标观测区的有效性定义为以下两方面：首先，相对于控制实验，目标观测显著地提高预报技巧（或降低预报误差）；其次，相对于随机观测，目标观测显著地提高预报技巧（或降低预报误差）。这样即能保证目标观测对预报有正作用，也能保证目标观测区对预报的正作用优于其他区域。本节从集合预报和确定性预报两个角度，分别针对强非线性预报量（降水）与弱非线性预报量（全能量）定义目标观测区，并考察其有效性。

4.3.2 强非线性预报量的目标观测区特征

4.3.2.1 基于确定性预报的目标观测区特征

初始状态差异不大的集合成员基于 24 小时累计降水的误差定义的目标观测区有明显差别。图 4.4 显示的是 33 个集合成员的 R 指数分布。根据 4.3.1 节的定义，45%的集合成员存在目标观测区（黑色数字；图 4.4）。不同集合成员由 24 小时累计降水定义的目标观测区在位置、结构、大小上区别较大：集合成员的最高等级的影响因子从第一级（如第 20 号成员）变化到第四级（如 4 号成员）；目标观测区最小可达一个同化单元（如第 21 号成员），最大可达 22 个同化单元（第 33 号成员）；目标观测区的分布位置极其分散，有位于西南涡初始时刻涡旋中心的南部（第 27 号成员），西北部（第 4 号成员），四周（第 34 号成员），北部（第 2 号成员），西南部（第 11 号成员）。

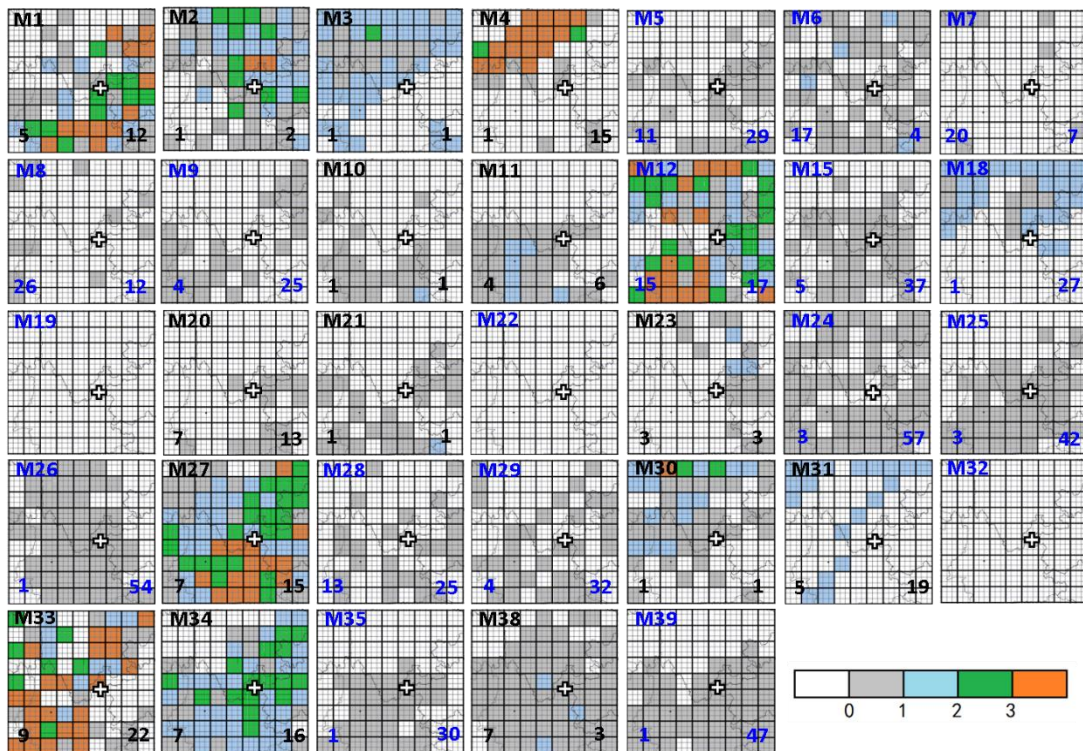


图 4.4 33 个集合成员的降水指数 (R) 分布。左下角的数字显示的是 N_p+N_s 的值，右下角显示 N_u 。存在目标观测区的集合成员用黑色数字表示，蓝色数字表示的是不存在目标观测区的集合成员。黑边白底十字代表初始时刻涡旋中心。

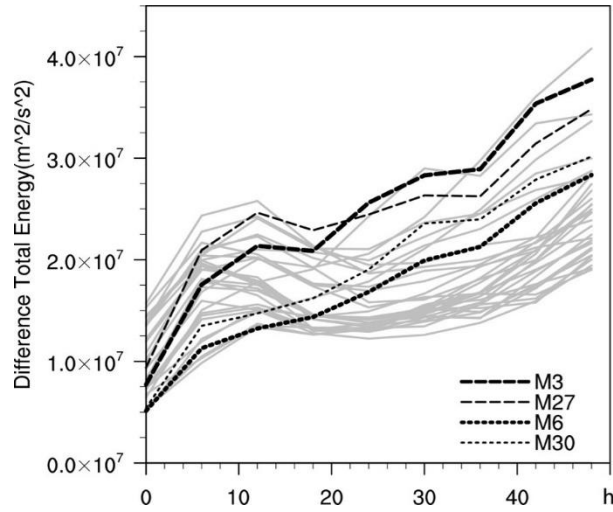


图 4.5 经别选后的 33 个集合成员随预报时间的 DTE 演变图。四个高亮集合成员（3 号，6 号，27 号，30 号）是经挑选用以考察具有相同误差演变特征的集合成员的目标观测区的特征。

针对初始时刻、预报时刻都非常相近的集合成员的目标观测区差别相当大的情况，第 3 号成员、第 27 号成员被挑选出来，进一步研究初始时刻和预报时刻都非常相似的集合成员的目标观测区差异（图 4.5）。第 3 号成员和第 27 号成员在 24 小时累计降水、成熟时刻的雷达组合反射率、流场和涡度场（图 4.6b, c）、初始时刻的温度误差、垂直涡度、700 hPa 水平风场以及垂直平均的 DTE 水平分布都非常相近（图 4.7 a, b）。然而，这两个集合成员基于 24 小时累计降水定义的目标观测区在位置、强度上却有巨大差别：第 3 号成员的影响因子最高只到三级，而第 27 号成员则达到四级（图 4.4；4.7a1, b1）；第 3 号成员的影响因子高值区落在西南涡涡旋中心的西北部（图 4.7a1），而第 27 号成员的影响因子高值区位于西南涡涡旋中心的南部（图 4.7b1）。

第 6 号成员与第 30 号成员在 DTE 演变特征上比前两个集合成员更加接近（图 4.5），初始时刻的温度误差、垂直涡度、风场和预报时刻的降水、涡度、流场等都有相似的特征（图 4.6d,e；图 4.7c,d）。然而，如此相似的两个集合成员，其目标观测区差别却相当大（图 4.7c1-c3,d1-d3）：第 30 号成员的目标观测区位置与 3 号相似，位于西南涡初始涡旋中心的北部（图 4.7c1），而第 6 号成员的目标观测区则分散的落于西南涡涡旋中心周围（图 4.7b1）。

以上结果显示，初始时刻的微小误差很有可能会影响目标观测区的位置、大

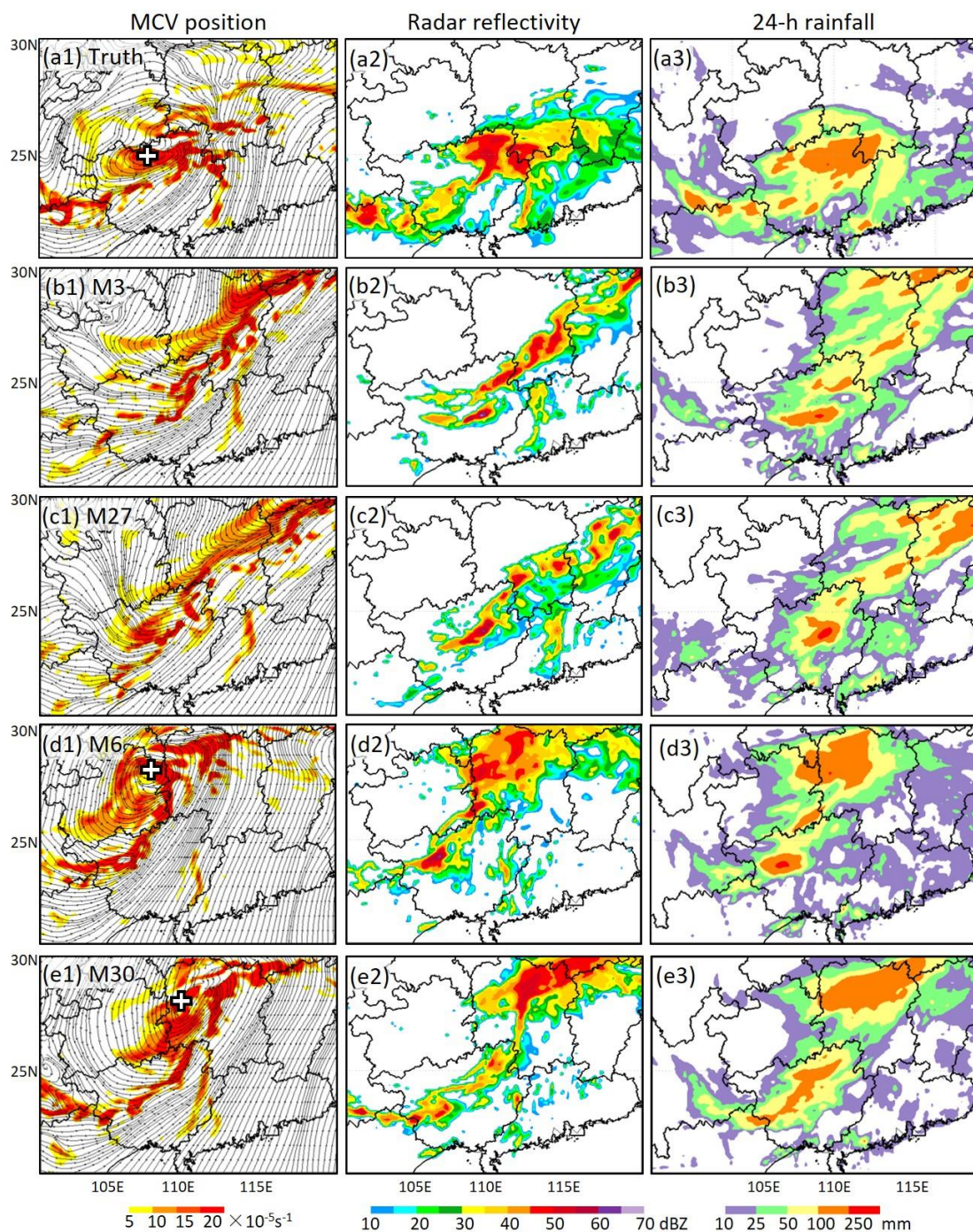


图 4.6 (a) 真值, (b) 第 3 号成员, (c) 第 27 号成员, (d) 第 6 号成员, (e) 第 30 号成员的 (1) 700 hPa 流线和相对涡度场 (阴影, 10^{-5}s^{-1}), (2) 6 月 12 日 18 时雷达组合反射率 (dBZ), (3) 24 小时累计降水 (mm)。

小以及结构。对于降水这类误差增长非线性很强的预报量, 不同的集合成员所定义的目标观测区差异巨大, 表明在这一个例中, 以确定性预报, 也就是其中一个

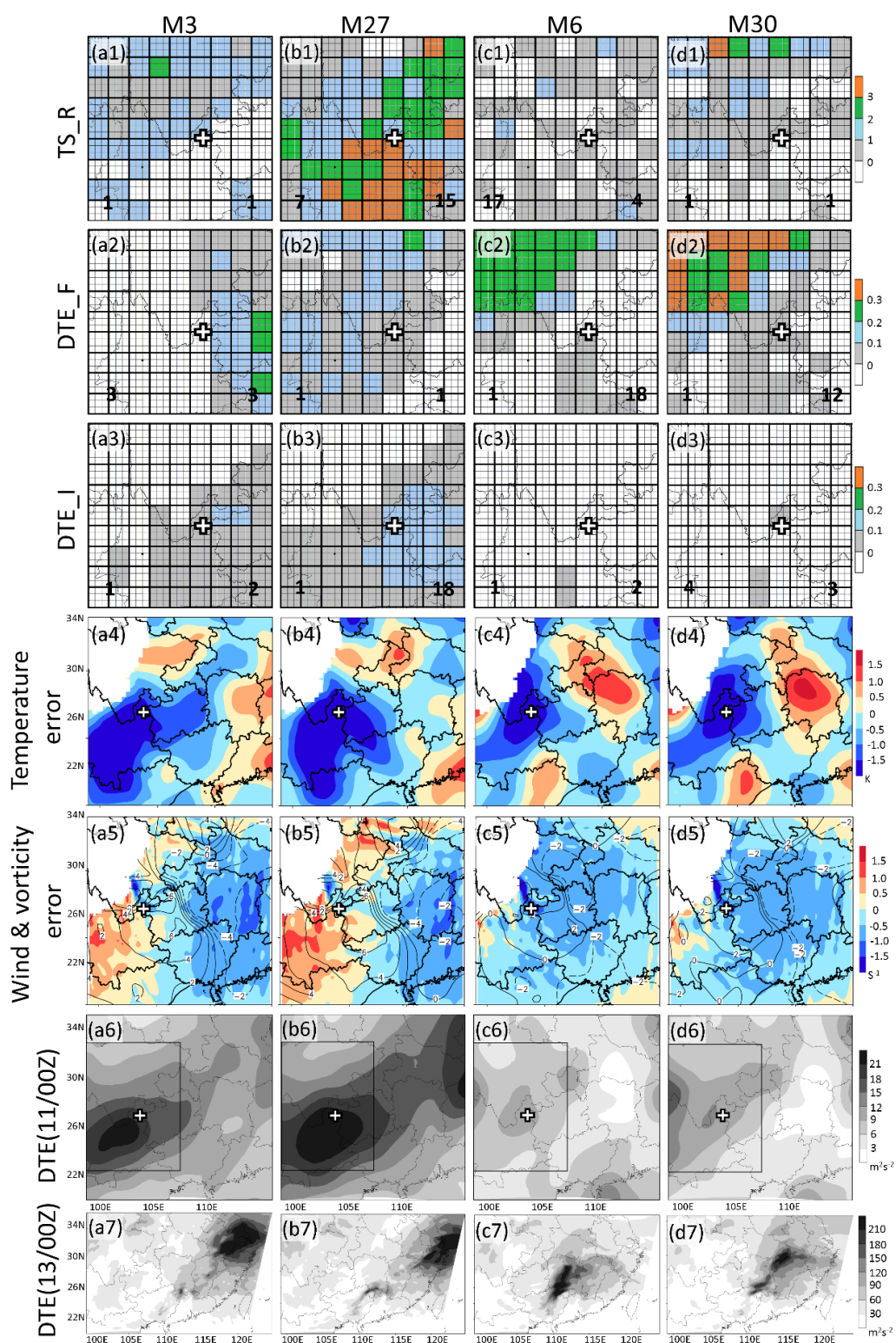


图 4.7 (a) 第三号成员, (b) 第 27 号成员, (c) 第 6 号成员和 (d) 第 30 号成员的 (1) R 指数, (2) F 指数, (3) I 指数, (4) 初始时刻温度相对于真值的误差 (阴影, K), (5) 700 hPa 垂直涡度 (阴影, $10^{-5}s^{-1}$) 和水平风场 (等值线, ms^{-1}), (6) 初始时刻 (11 日 00 时) 相对于真值的 DTE, (7) 预报时刻 (13 日 00 时) 相对于真值的 DTE。(6) 中的黑框表示 OSSE 实验中观测来源区域。

集合成员定义目标观测区会存在很大的误差。

在确定性预报背景下目标观测区的有效性可以通过同化初始时刻在目标观测区的观测与同化初始时刻其他地区的观测对比进行检验。以第 27 号成员为例，我们将第 27 号成员最高等级的同化单元的 15 个观测单元同化进该成员当中，考察经过同化后的 27 号成员降水评分上是否有提高（图 4.8）。然后，同化相同数量（15 个）但位置不同的 5 组随机观测资料，考察同化观测区资料与同化非观测区的资料对预报的影响。如图 4.8 所示，同化基于降水得到的目标观测区的资料后，第 27 号成员的 TS 评分由同化前的 0.02 上升至 0.11，同化的作用明显。而同化相同数量的非目标观测区的观测后，其 TS 评分的中位数为 0.08，小于同化目标观测区的预报，大于不进行资料同化的预报。因此，经过资料同化后所有的预报都相对于控制实验有了一定的提高，而同化目标观测区的资料比同化非观测区的资料对降水预报提高得更显著，说明第 27 号集合成员的目标观测区是有效的。

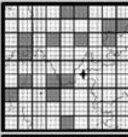
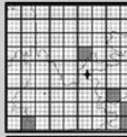
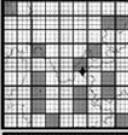
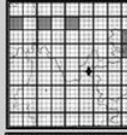
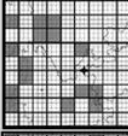
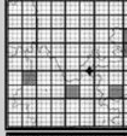
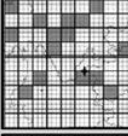
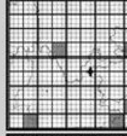
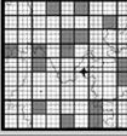
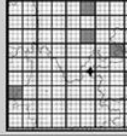
	M27		Ensemble Mean		
	TS	Random distribution	DTE (m ² /s ²)	TS	Random distribution
NoDA	0.02	1 	36.93	0.10	1 
Target area for rainfall	0.11				
Target area for total energy		2 	33.29		2 
Random1	0.08	3 	33.99	0.11	3 
Random2	0.07	4 	34.05	0.08	4 
Random3	0.06			33.83	
Random4	0.09	5 	33.25	0.07	5 
Random5	0.08			33.03	
Random median	0.08		33.83	0.09	

图 4.8 第 27 号成员同化目标区观测与随机观测 TS 评分与 DTE 及集合平均的 TS 评分与 DTE。

4.3.2.2 基于集合预报的目标观测区特征

在确定性预报的背景下，不同集合成员的目标观测区有显著差异。而每个初始条件相近的集合成员都有可能是实际的大气状况，所以不能通过某一个或某几个集合成员来定义目标观测区。为了更准确地定义目标观测区，我们从概率的角度出发、使用集合预报的方法定义以降水为目标的目标观测区。对于这 33 个集合成员的 R 指数分布，我们将相应位置上的、值为正的 R 指数相加并取集合平均，得到在集合平均意义上的目标观测区（图 4.9）。从结果中可以看到，高影响因子的位置很分散，但主要集中在西南涡涡旋中心的西南方，表明增加西南方向的观测有较大可能能够提高降水的预报。

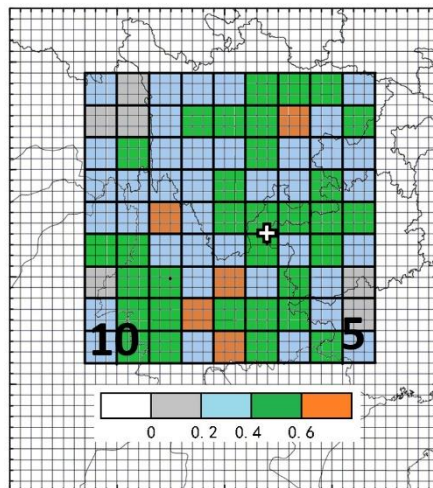


图 4.9 33 个集合成员的平均降水指数 (R)。左下角的数字代表 N_p+N_s ，右下角的数字代表 N_u 。

基于集合得到的降水预报的敏感区与西南方的水汽输送有很好的对应关系。图 4.10 展示的是 11 日 00 时至 12 日 12 时的水汽输送。由于云南地势较高，在这里我们只考虑地面以上 700 hPa 的水汽输送。源自印度洋的水汽经过云南西南方，源源不断的输送到广西北部。特别是 12 日 00 时之后，广西北部的水汽主要来自云南，因此改善云南西南部地区的初始场很有可能会对水汽输送情况产生影响，从而影响预报的降水。

基于集合预报所得关于降水的目标观测区是有效的，其检验方法与 4.3.2 节类似。先将影响因子最大那 5 个的同化单元（图 4.9；橙色区域）的观测分别同

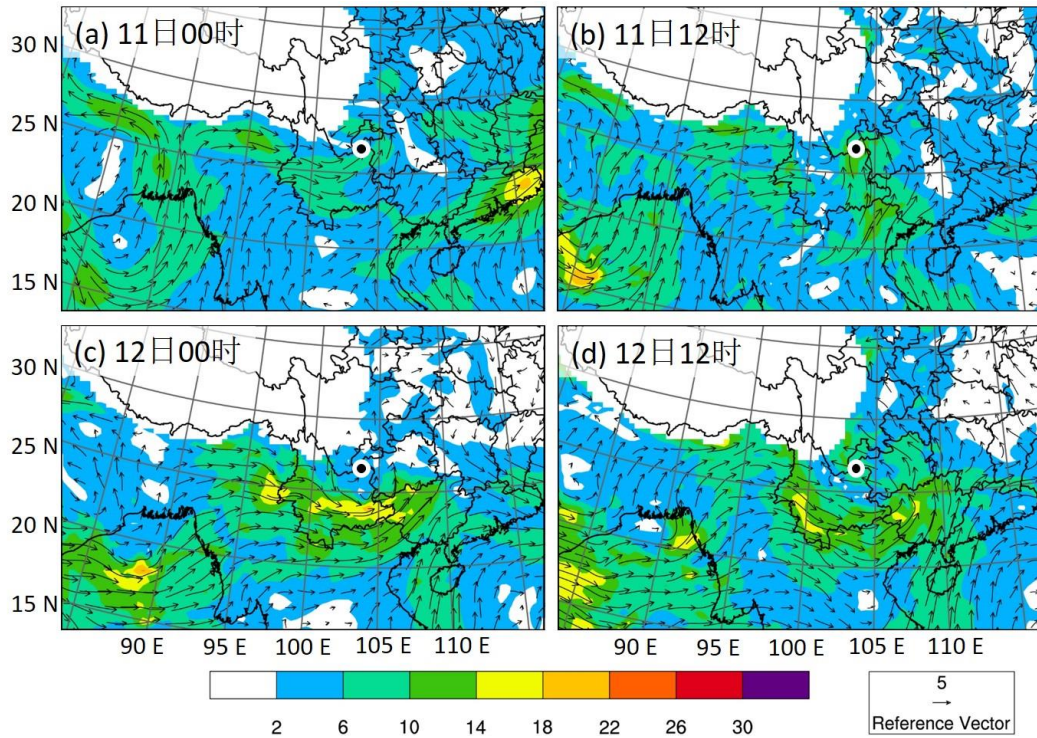


图 4.10 700 hPa 水汽输送。箭头为风速及风向。黑心白边圆形为 11 日 00 时西南涡涡旋中心。

化进 33 个集合成员当中，使用集合平均的 TS 评分评价目标观测区的观测资料对整个集合预报的影响。再将 5 组具有 5 个随机同化单元（图 4.8）的观测资料分别同化进 33 个集合成员当中，使用他们的 TS 评分的中位数对比目标观测资料的效果。结果显示，同化目标观测资料后，集合平均的 TS 评分（0.12）比不进行资料同化的集合平均 TS 评分（0.1）和同化随机观测资料（0.08）都要高（图 4.8），说明同化目标观测区能够改善降水预报。同化随机观测资料后的平均 TS 评分与没有经过资料同化的集合平均 TS 评分无显著差异，说明在集合的背景下，降水的目标观测区必须非常准确，才能在统计意义上有显著的正作用。以上结论均经过 95% 的学生 T 检验。

综上所述，由于降水是一个强非线性的预报量，虽然基于集合的目标观测区有效，但对观测区的准确度要求特别高。在业务预报当中，准确地获得关于降水的目标观测区非常困难；因此，关于强非线性预报量的目标观测实验可能很容易无效。

4.3.3 弱非线性预报量的目标观测区特征

4.3.3.1 基于确定性预报的目标观测区特征

在确定性预报的背景下，各集合样本之间基于全能量的目标观测区的分布比基于降水的目标观测区分布差异较小，但仍具有明显差异。图 4.11 显示的是以目标时刻（13 日 00 时）误差全能量为目标定义的 33 个集合成员的目标观测区分布。大约 64% 的集合成员满足目标观测区的定义要求，高于基于降水定义的目标观测区比例（45%）。然而，不同集合成员之间的目标观测区差别仍然很大，例如第 4 号成员和第 19 号成员目标观测区的位置分布在西南涡涡旋中心的西北与东南向，第 29 号和第 30 号成员虽然高影响区域的分布类似，但是等级相差 2。具有相似的初始场、预报场及 DTE 演变的两组不同的集合成员（3 号成员和 27 号成员，6 号成员和 30 号成员）的全能量指数（F）比降水指数（R）的相似性更高。第 6 号成员的 F 指数定义的目标观测区(图 4.7c2)与 30 号成员(图 4.7d2)

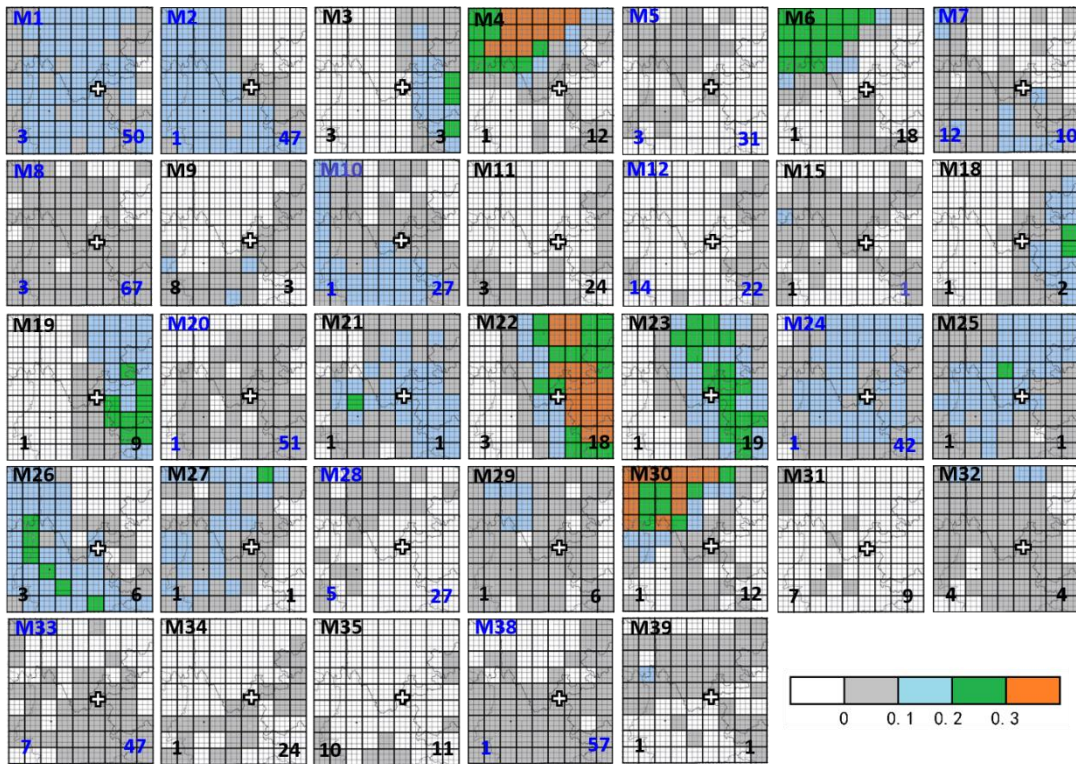


图 4.11 33 个集合成员的全能量指数（F）分布。左下角的数字显示的是 N_p+N_s 的值，右下角显示 N_u 。存在目标观测区的集合成员用黑色数字表示，蓝色数字表示的是不存在目标观测区的集合成员。黑边白底十字代表初始时刻涡旋中心。

很接近，均位于西南涡涡旋中心的西北方向，尽管影响因子的大小有显著差异。第 3 号成员（图 4.7a2）与第 27 号成员（图 4.7b2）的 F 指数目标观测区依旧存在差别，然而这一差异比两个成员 R 指数的差异小很多。值得一提的是，第 3 号成员与 27 号成员基于误差全能量定义的目标观测区与基于降水定义的目标观测区位置截然相反，表明能够显著提高降水预报的观测资料不一定能够提高全能量的预报。

在确定性预报的背景下，基于 F 指数和 R 指数定义的目标观测区的特征表明，对于整个集合而言，虽然 F 指数定义目标观测区的在集合成员间的差异比 R 指数定义的小，但是在这种情况下，F 指数定义的目标观测区仍然有很大的不确定性。初始场的不确定性会导致目标观测区的变化，从而影响预报的效果。集合成员目标观测区之间的差异也在 Ancell 和 Mass（2008）中有所体现，他们的结论也在本文中被验证。

4.3.3.2 基于集合预报的目标观测区特征

基于集合平均的得到的 F 指数的高值区与基于集合预报的 R 指数分布位置和特征截然不同（图 4.12）：F 指数定义的目标观测区分布集中，而 R 指数的目标观测区（图 4.9）比较分散；F 指数定义的目标观测区分布在初始时刻西南涡涡旋中心的北部（图 4.12），而 R 指数定义的目标观测区分布在初始时刻西南涡

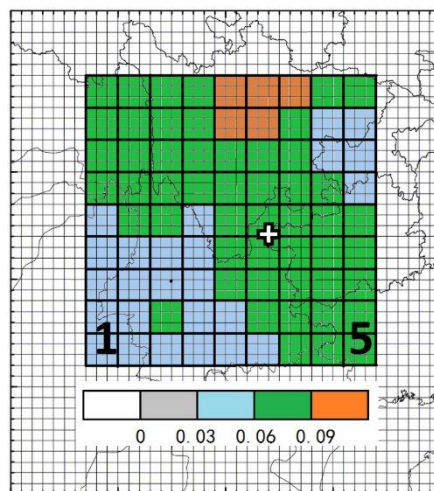


图 4.12 33 个集合成员的平均全能量指数 (F)。左下角的数字代表 N_p+N_s ，右下角的数字代表 N_u

涡旋中心的西南部（图 4.9）。R 指数和 F 指数分布的巨大差异表明，使得误差全能量减小的观测，不一定能保证使得降水的预报误差减小，反之亦然。

基于集合预报所得的全能量的目标观测区对预报的作用与随机观测差异不显著。同化目标观测区资料后，集合的误差比不同化的误差小，但是同化目标观测区的观测与同化随机观测的效果相比没有太大差别（图 4.8）。这个现象表明，对于非线性较弱的预报量，如全能量，同化合理范围内的观测能使得预报误差减小的程度与同化目标观测资料的影响相当，目标观测区对位置不敏感。这也许是之前的研究工作中对目标观测试验检验常出现的问题。在外场试验当中，目标观测资料使得大尺度预报量（温度、风场等）预报误差减小 10%左右（Langland, 2005），这可能是由于进行了资料同化所致，而不是同化了真正的目标观测资料的影响。

4.3.3.3 目标观测区的距离有效性

全能量的目标观测在一定范围内与其他随机观测对预报的影响相当，这个“一定范围”是有条件的。本节探讨观测的作用对观测距离的敏感性。以集合背景下的全能量指数的高值区为中心，分别在距离该中心往东、往西、往南、往北

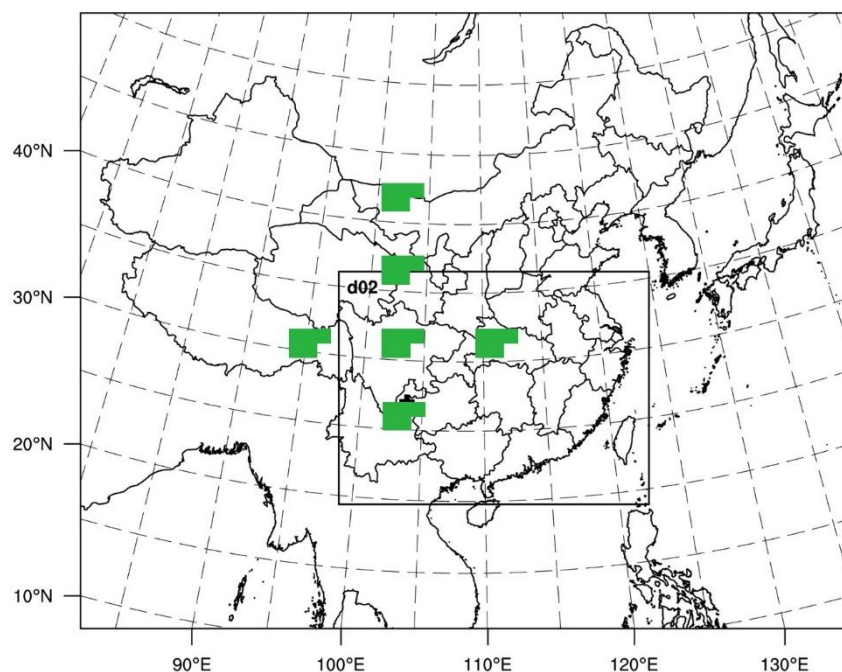


图 4.13 目标观测区的有效距离。绿色楔子形状代表观测位置。

约 500 公里处设置观测位置（图 4.13），分别标记为东-500，西-500，南-500 及北-500。考虑到上游效应，再增加一组往北 1000 公里的观测，记为北-1000。分别将各个位置的观测同化进整个集合当中，通过考察集合平均的全能量预报误差评价观测对预报的作用。

距离初始西南涡涡旋中心位置不同的观测对集合预报的影响有所差异。图 4.14 展示的是各组实验的集合平均误差全能量与控制集合的对比。同化目标观测后集合平均的误差全能量降低得最多；紧接着是将观测位置往南移动 500 公里的实验，该位置仍处于考察范围内，故其对预报的效果与目标观测差异不大；将观测位置移出考察区域，往北或往西 500 公里，平均误差全能量与同化目标观测后的预报相比有所升高，但仍然比未同化任何观测的控制实验的平均误差全能量低；将观测位置往北移动 1000 公里后，同化观测所得的平均误差全能量已与控制实验没有显著差别；而将观测往东移 500 公里后，其平均误差全能量比控制实验的大，说明同化东-500 的观测后集合预报变差了，这有可能是下游的观测对西南涡的预报影响不大的原因。以上结果说明，“全能量定义的目标观测区对位置不敏感”这个结论是有条件的，只在一个合理的范围内成立。当观测距离在该合理范围外，观测对预报的作用可能与系统的特征、观测离关键区域的距离有关系。

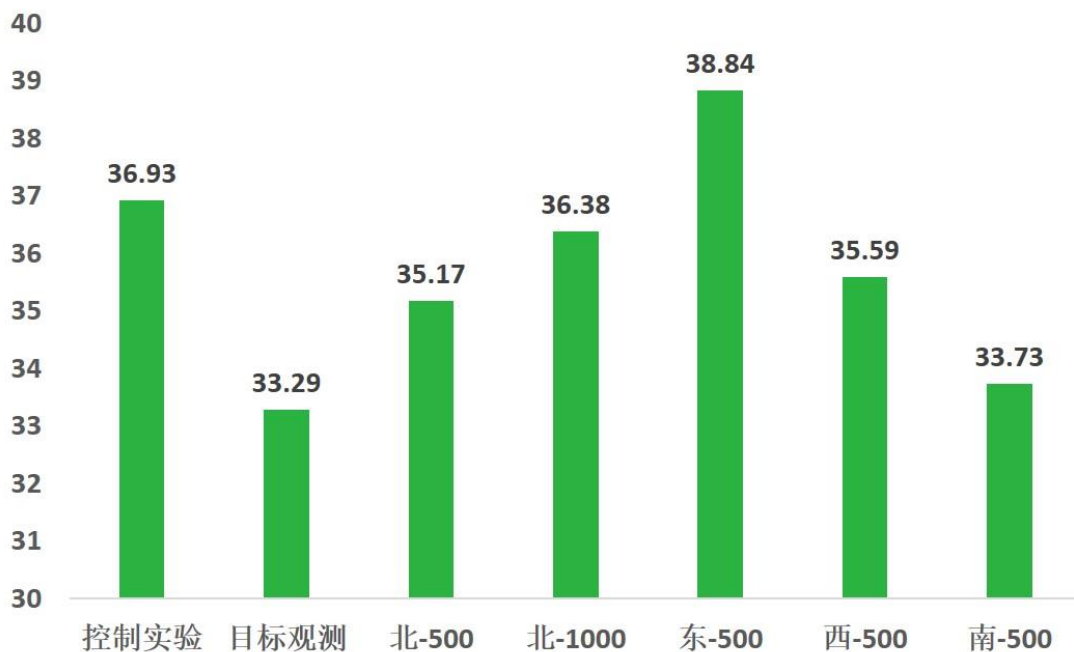


图 4.14 同化观测后的集合平均误差全能量。敏感性实验的观测分别对应图 4.13 的各个观测位置。

4.3.4 模式非线性过程的影响

有两个重要的过程会影响目标观测区的确定：一是初始时刻的同化过程，二是模式积分过程。而初始场相近的集合成员有不同的目标观测区，这主要是哪一个过程导致的？为了回答这个问题，我们考察了基于初始时刻全能量定义的 I 指数分布。I 指数定义与 F 指数类似，为

$$I = \frac{DTE_{NoDA} - DTE_{DA}}{DTE_{NoDA}} \quad (式 4.4)$$

其中 DTE 是初始时刻（6 月 11 日 00 时）相对于真值的误差全能量。I 指数表示同化观测后初始时刻误差全能量的减小量，关注的是同化过程的影响。I 指数的分布如图 4.15 所示。符合目标观测区定义的集合成员占总体成员的 76%，比 F 指数的略多（64%）。基于 I 指数定义的目标观测区大部分都落在西南涡涡旋中心的东南方向，每个成员的目标观测区差别不大。对于具有相似的初始场、预报场及 DTE 演变的两组不同的集合成员（3 号成员和 27 号成员，6 号成员和 30 号成

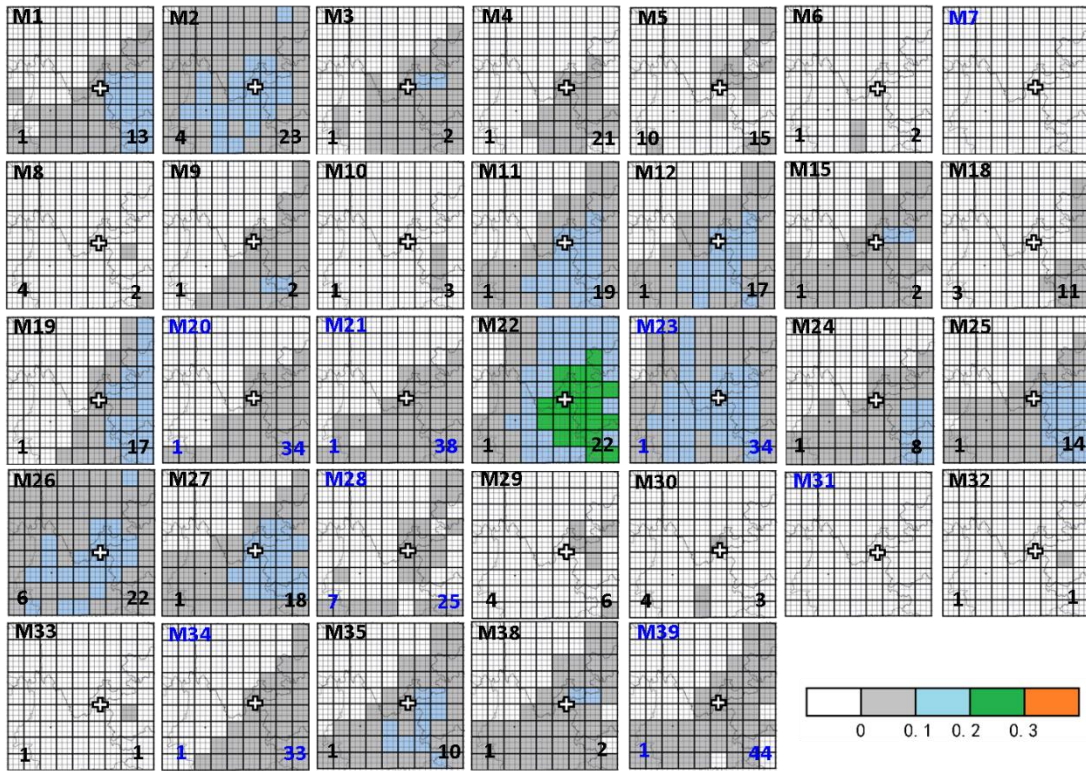


图 4.15 33 个集合成员的初始时刻全能量指数 (I) 分布。左下角的数字显示的是 N_p+N_s 的值，右下角显示 N_u 。存在目标观测区的集合成员用黑色数字表示，蓝色数字表示的是不存在目标观测区的集合成员。黑边白底十字代表初始时刻涡旋中心。

员), 他们基于 I 指数的目标观测区的特征相比 F 指数和 R 指数定义的结果更相似 (图 4.7a3-d3): 第 3 号成员和第 27 号成员的目标观测区均位于西南涡涡旋中心的东南方向, 而第 6 号成员和第 30 号成员的目标区基本一致, 均位于西南涡涡旋中心南边。I 指数的分布特征与 F 指数的分布特征对比可知, 非线性模式积分会放大或引入误差, 使得观测对预报的作用发生实质改变, 因为改变目标观测区的位置。

另外, 从集合预报角度上看, 基于 I 指数定义的目标观测区与基于 F 指数和 R 指数定义的目标观测区在位置上基本没有相同的特征 (图 4.9, 4.12, 4.16)。该差异表明, 非线性误差增长对于不同非线性预报量在目标观测区的定义上起着非常重要的作用。能让初始时刻全能量误差减小的观测不一定能够使得减小预报时刻的全能量或降水的误差。对于非线性较弱的物理量, 由于其目标观测区的位置发散度较小, 所以其分布较集中; 而对于非线性较强的物理量, 由于其目标观测区位置发散度大, 集合意义下的目标观测区位置也较为分散。对于弱非线性预报量而言, 非线性误差增长只改变了目标观测区的位置 (F 指数与 I 指数比较), 而对于非线性较强的预报量而言, 非线性误差增长改变了目标观测区的位置和发散情况 (R 指数与 I 指数比较)。

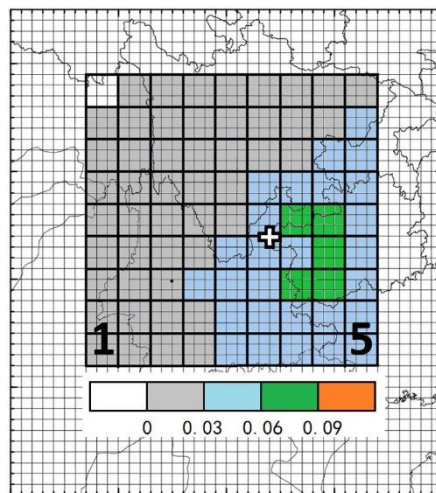


图 4.16 33 个集合成员的平均 I 指数。左下角的数字代表 N_p+N_s , 右下角的数字代表 N_u 。

4.4 目标观测区对初始/模式误差的敏感性

影响逐片同化目标观测方法所得结果的因素包括初始集合的不确定性和资

料同化、积分模拟过程中引入的误差。本节通过改变同化过程使用的背景误差协方差引入初始误差,通过改变积分过程使用的积云对流参数化方案引入模式误差,研究初始误差及模式误差对逐片同化目标观测方法基于不同非线性强度预报量所定义的目标观测区的影响,讨论完全非线性目标观测方法对误差的敏感性。

4.4.1 实验设计

4.4.1.1 敏感性实验设计

本节考察逐片同化目标观测方法定义的目标观测区模式误差及初始误差的敏感性,其实验设计如表 4.2 所示。本节通过选取另一种预报过程中使用的积云对流参数化引入模式误差,通过采取另一种进行资料同化时使用的背景误差协方差引入初始误差,将敏感性实验结果与控制实验进行比较。控制实验 PBPDA_ORI 在资料同化过程中使用“cv3”背景误差协方差,在进行预报时采用 Grell-Devenyi 集合作为积云对流参数化方案。PBPDA_BEC 是改变背景误差协方差的敏感性实验,与 PBPDA_ORI 相比,PBPDA_BEC 在同化时采用基于区域的“cv5”作为背景误差协方差,预报时仍然采用 Grell-Devenyi 集合作为积云对流参数化方案。PBPDA_BEC 与 PBPDA_ORI 的对比反映的是背景误差协方差的差异导致同化后初始场的差异,从而对目标观测区的特征产生影响。PBPDA_CS 是改变预报过程中积云对流参数化过程的敏感性实验,在资料同化过程中使用“cv3”背景误差协方差,在进行预报时采用 Kain-Fritsch 作为积云对流参数化方案。PBPDA_CS 与 PBPDA_ORI 的对比能反映参数化过程引入的误差对 PBPDA 定义的目标观测区的影响。

表 4.2 逐片同化目标观测方法敏感性实验设计

实验名称	背景误差协方差选项	积云对流参数化方案
PBPDA_ORI	cv3	Grell-Devenyi ensemble
PBPDA_BEC	cv5	Grell-Devenyi ensemble
PBPDA_CS	cv3	Kain-Fritsch

4.4.1.2 相似性因子的定义

在敏感性实验当中，不同实验组的目标观测区的相似性因子仿照 TS 评分作如下定义。对于两组实验的影响因子分布，以其中一组实验作参考（参考实验），另一组敏感性实验相对于参考实验的相似性因子定义如下：

$$\text{sim} = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N \frac{\text{hit}(n)}{\text{hit}(n) + \text{false}(n) + \text{miss}(n)} \quad (\text{式 4.5})$$

其中，N 是同化单元的个数，n 代表同化单元的位置。在某一个位置上，“hit”表示对于某一阈值，如果参考实验和敏感性实验的影响因子均大于该阈值，则“hit”为 1，否则为 0；“false”表示对于某一阈值，如果参考实验的影响因子小于该阈值，而敏感性实验的影响因子大于该阈值，此时“false”值为 1，否则为 0；“miss”表示对于某一阈值，参考实验的影响因子大于该阈值，而敏感性实验的影响因子小于该阈值，此时“miss”值为 1，否则为 0。hit/(hit+false+miss)则表示该位置的敏感性实验相对于参考实验的相似性评分。整个影响因子分布的相似性，则用所有位置的相似性评分的集合平均得到。本节的参考实验是 PBPDA_ORI。

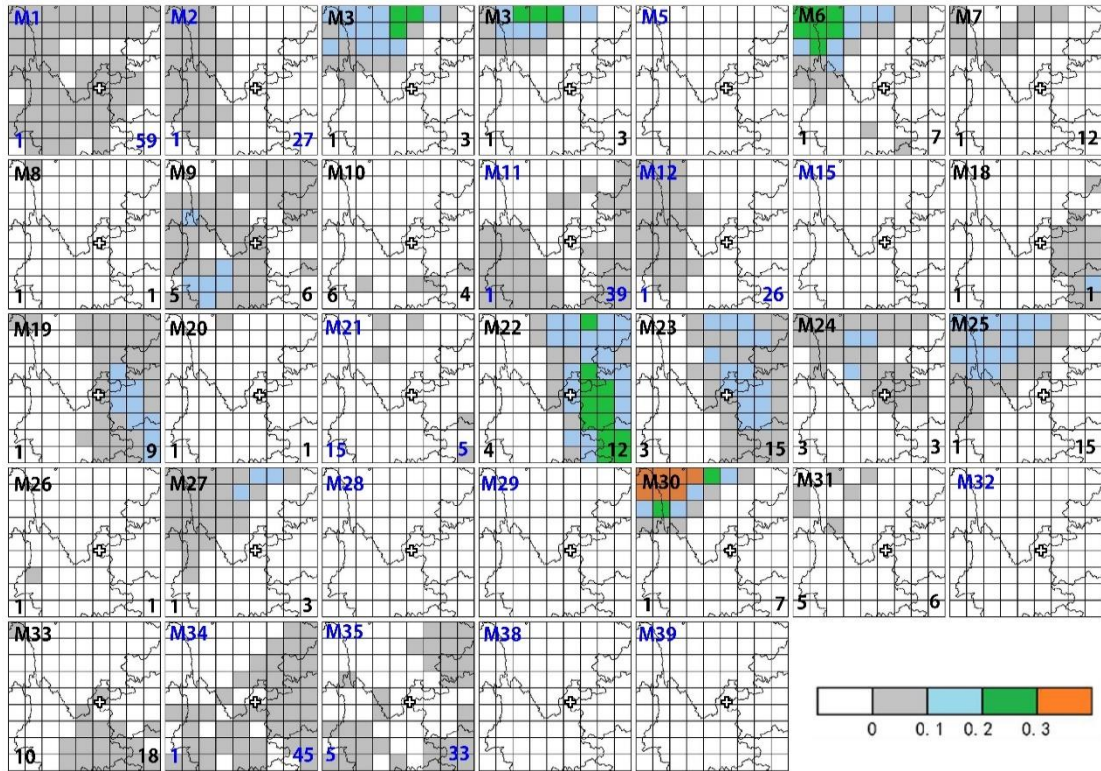


图 4.17 PBPDA_BEC 实验 33 个集成员的全能量指数 (F) 分布。左下角的数字显示的是 $N_p + N_s$ 的值，右下角显示 N_u 。存在目标观测区的集成员用黑色数字表示，蓝色数字表示的是不存在目标观测区的集成员。黑边白底十字代表初始时刻涡旋中心。

4.4.2 全能量的目标观测区对初始/模式误差的敏感性

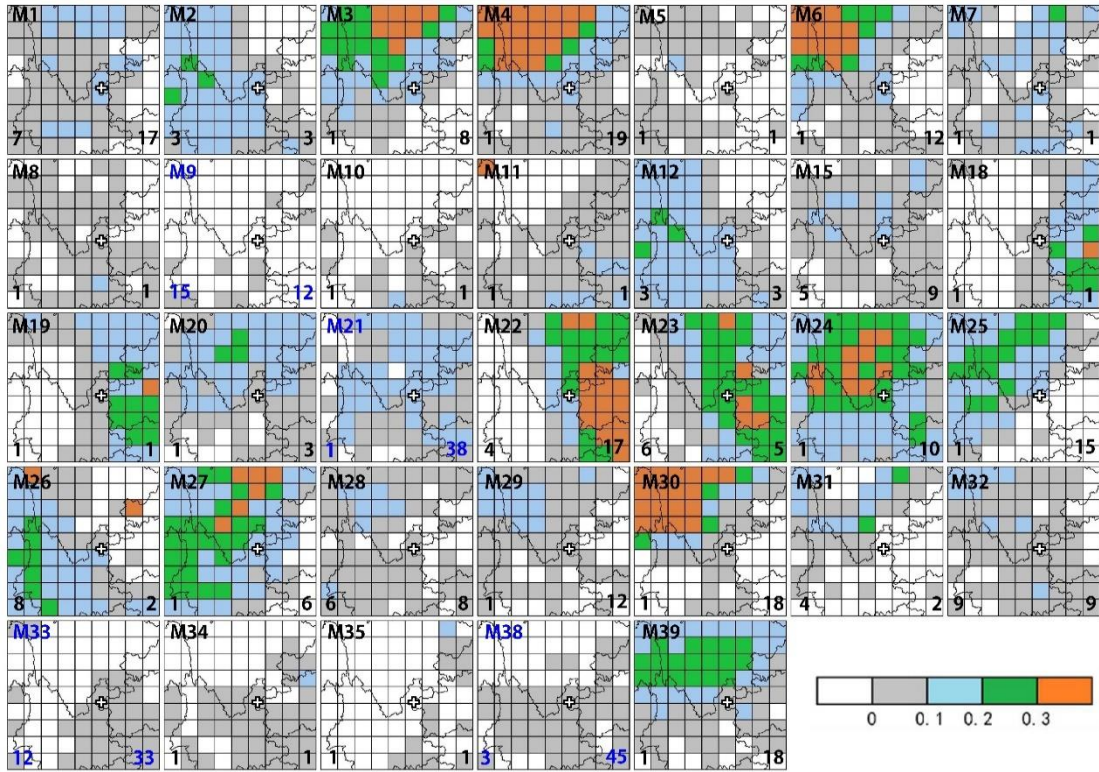


图 4.18 PBPDA_CS 实验 33 个集合成员的全能量指数 (F) 分布。左下角的数字显示的是 N_p+N_s 的值，右下角显示 Nu。存在目标观测区的集合成员用黑色数字表示，蓝色数字表示的是不存在目标观测区的集合成员。黑边白底十字代表初始时刻涡旋中心。

本文研究发现，从确定性预报角度，改变背景误差协方差后基于预报的全能量的目标观测区变化程度比改变积云对流参数化的大。PBPDA_BEC 与 PBPDA_CS 实验从确定性预报角度、基于误差全能量的预报提高所定义的目标观测区分布如图 4.17 与图 4.18 所示。两个实验从整个集合来说，在同一集合内不同集合成员的目标观测区特征差别很大，这与 PBPDA_ORI 的实验结果一致。对于目标观测区的比例而言，PBPDA_BEC 实验中有目标观测区的成员占全体成员的 57%，而且大部分的观测对集合成员的预报都呈现负作用（第 5 号、15 号、28 号、29 号、32 号、38 号、39 号集合成员；图 4.17），表明观测资料在背景误差协方差为“cv5”的设置下对西南涡验证区内全能量的预报提高不显著；而 PBPDA_CS 中的目标观测区成员占全体成员的 88%，比 PBPDA_ORI（64%）及 PBPDA_BEC（57%）高。PBPDA_BEC、PBPDA_CS 与 PBPDA_ORI 的相似性如

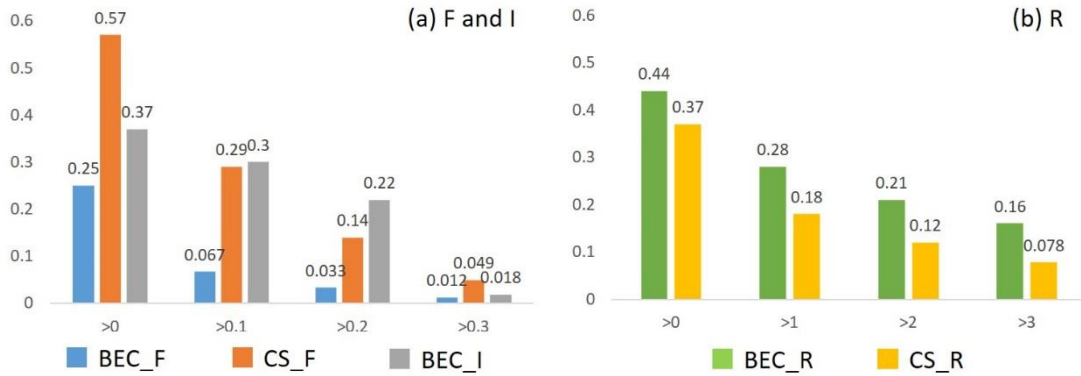


图 4.19 逐片同化目标观测方法参考实验与敏感性实验的相似性。(a) 为 F 指数和 I 指数的在 0, 0.1, 0.2, 0.3 这四个阈值下的相似性，其中蓝色柱代表 PBPDA_BEC 实验的 F 指数，橘红色代表 PBPDA_CS 实验的 F 指数，灰色柱代表 PBPDA_BEC 实验的 I 指数。(b) 为 R 指数在 0, 1, 2, 3 这四个阈值下的相似性，其中绿色柱代表 PBPDA_BEC 实验，黄色柱代表 PBPDA_CS 实验。

图 4.19 所示。总地而言，对于全能量，PBPDA_CS 与 PBPDA_ORI 在各个阈值上的相似度比 PBPDA_BEC 高。该结果与积云对流参数化和背景误差协方差对

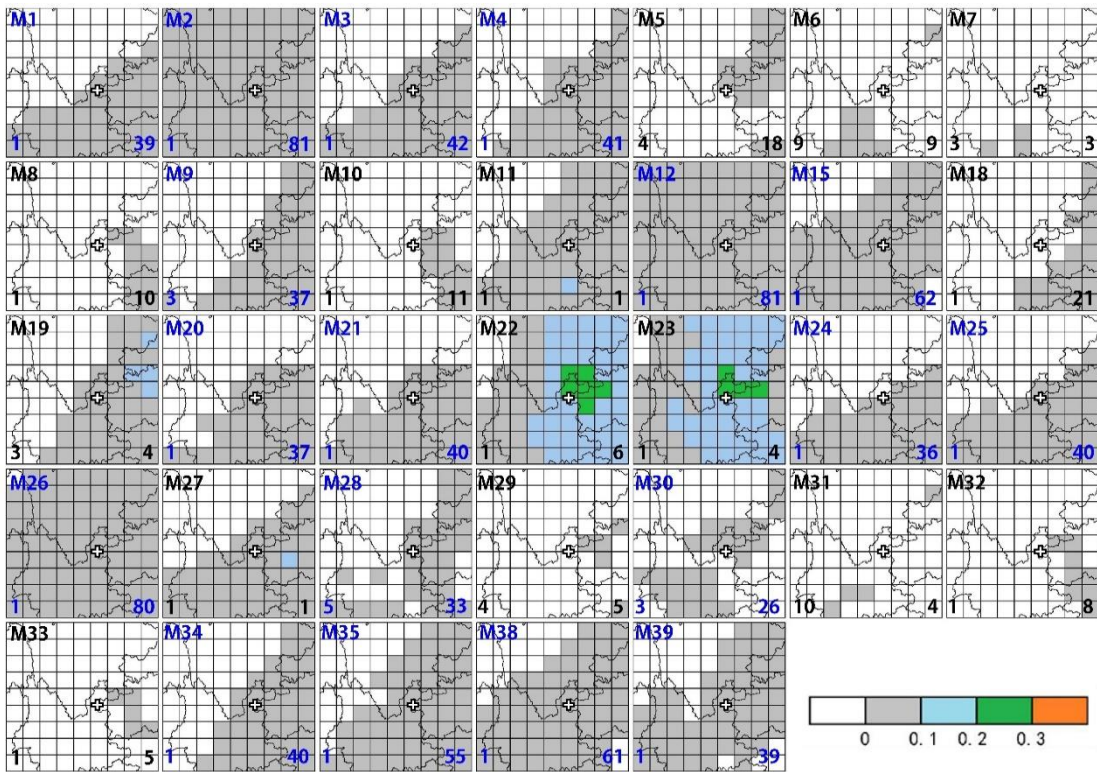


图 4.20 PBPDA_BEC 实验 33 个集成员的初始全能量指数 (I) 分布。左下角的数字显示的是 N_p+N_s 的值，右下角显示 Nu。存在目标观测区的集成员用黑色数字表示，蓝色数字表示的是不存在目标观测区的集成员。黑白底白十字代表初始时刻涡旋中心。

模式预报的影响一致：次网格的对流过程只影响该网格的降水特征，在短时间内对大尺度的温度、风场影响不大；而依赖于区域的背景误差协方差可能对大尺度的环流信息产生很大影响。

PBPDA_BEC 实验中基于初始误差全能量定义的 I 指数的分布与 PBPDA_ORI 较相近（图 4.20）。从集合整体而言，PBPDA_ORI 与 PBPDA_BEC 的 I 指数的高影响区几乎全部位于初始西南涡涡旋中心的东南方向。而 PBPDA_BEC 与 PBPDA_ORI 的 F 指数分布特征存在较大差异而这两者的 I 指数差异不大，间接说明模式的非线性积分过程对预报的全能量定义的目标观测区特征分布影响大于初始化过程。

从集合预报角度上看，改变背景误差协方差后基于预报的全能量的目标观测区变化程度比改变积云对流参数化的大。PBPDA_BEC 与 PBPDA_CS 基于集合平均得到的高影响因子分布如图 4.21a 所示。无论是参考实验（PBPDA_ORI）还是敏感性实验（PBPDA_BEC 和 PBPDA_CS），其最大的五个影响因子的位置均位于初始西南涡涡旋的北部。改变了积云对流参数化后影响因子的分布变化不大，

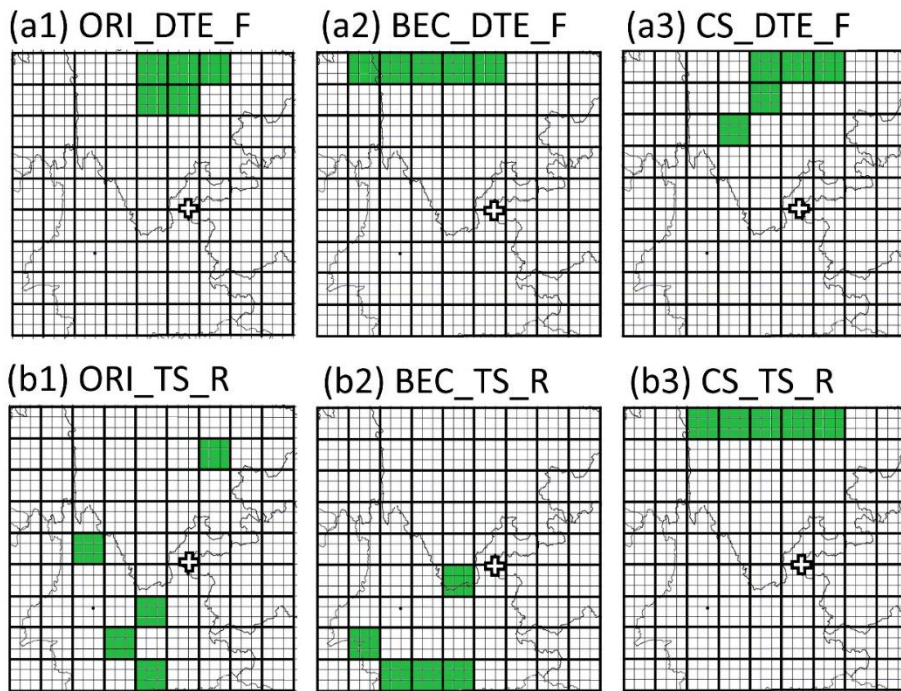


图 4.21 基于集合的最大五个高影响因子同化单元分布。(a) 为全能量定义的影响因子分布，(b) 为降水定义的影响因子分布。(1) 为实验 PBPDA_ORI, (2) 为实验 PBPDA_BEC, (3) 为实验 PBPDA_CS。黑边白底十字代表初始时刻涡旋中心。

相似率 80%，而改变背景误差协方差后其影响因子的分布变化大，与参考实验相似率仅有 40%。不同敏感性实验与参考实验在集合预报角度的相似度与确定性预报角度得到的结论是一致的。

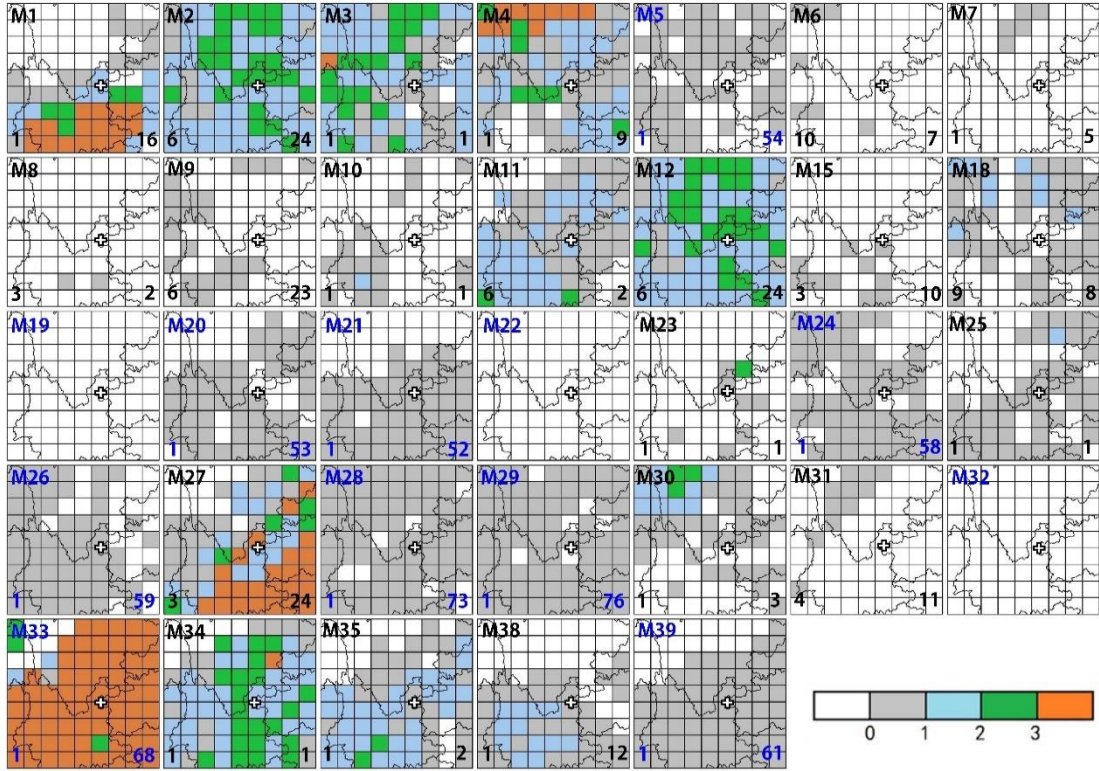


图 4.22 PBPDA_BEC 实验 33 个集合成员的降水指数 (R) 分布。左下角的数字显示的是 N_p+N_s 的值，右下角显示 N_u 。存在目标观测区的集合成员用黑色数字表示，蓝色数字表示的是不存在目标观测区的集合成员。黑边白底十字代表初始时刻涡旋中心。

4.4.3 降水的目标观测区对初始/模式误差的敏感性

从确定性预报角度，改变积云对流参数化后基于预报的降水目标观测区变化程度比改变背景误差协方差的大。PBPDA_BEC 与 PBPDA_CS 实验中从确定性预报角度、基于 24 小时累计降水定义的目标观测区分布如图 4.22 与图 4.23 所示。总地来说，PBPDA_BEC 与 PBPDA_ORI 的相似程度高于 PBPDA_CS 与 PBPDA_ORI 的相似度 (图 4.19b)，表明对降水而言，积分过程中使用的积云对流参数化对模拟的影响高于初始时刻同化过程的背景误差协方差的影响。

从集合预报的影响因子分布 (图 4.21b) 来看，PBPDA_ORI 和 PBPDA_BEC 的高影响区均位于西南涡涡旋中心西南部，而 PBPDA_CS 位于北部，与另外两

组实验相距甚远。这本质上是积云对流参数化方案影响了集合成员的降水预报，从而影响了预报的 TS 评分，进而影响降水的影响因子的大小，最后引起目标观测区的巨大变化。降水对于积云对流参数化的选择非常敏感，这与前人工作的结论是一致的 (Yu et al., 2011)。

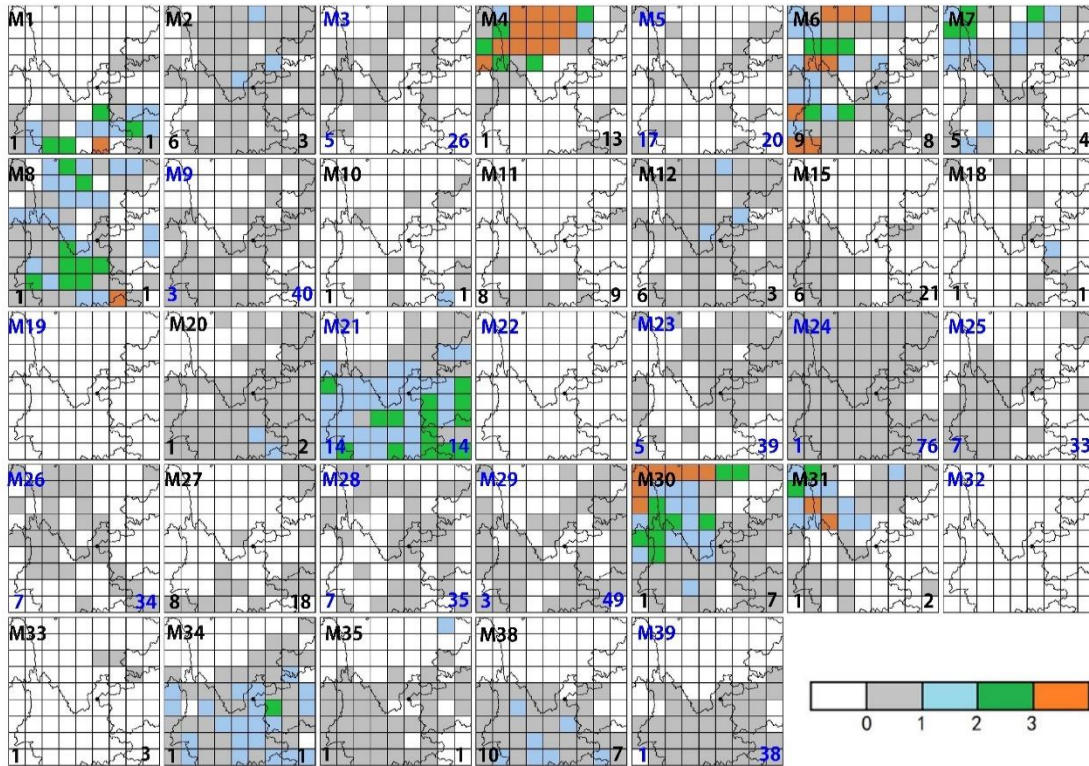


图 4.23 PBPDA_CS 实验 33 个集合成员的降水指数 (R) 分布。左下角的数字显示的是 N_p+N_s 的值，右下角显示 N_u 。存在目标观测区的集合成员用黑色数字表示，蓝色数字表示的是不存在目标观测区的集合成员。黑边白底十字代表初始时刻涡旋中心。

4.4.4 目标观测区的分析及验证

本节主要讨论高影响因子位置的观测资料对不同模式设定下对预报的影响。研究表明，在不同模式设置下所确定的目标观测区都是有效的。图 4.21 中的最大 5 个高影响因子观测资料被分别同化进 33 个集合成员中，通过集合平均的预报误差减小量及预报技巧考察目标观测区对预报的影响，并通过对比随机 5 个同化单元的观测对预报的影响而得到目标观测区的有效性。如图 4.24 所示，在各种实验设定下，同化高影响区的观测后平均预报误差的减小量均比同化随机观测

的减小量大。

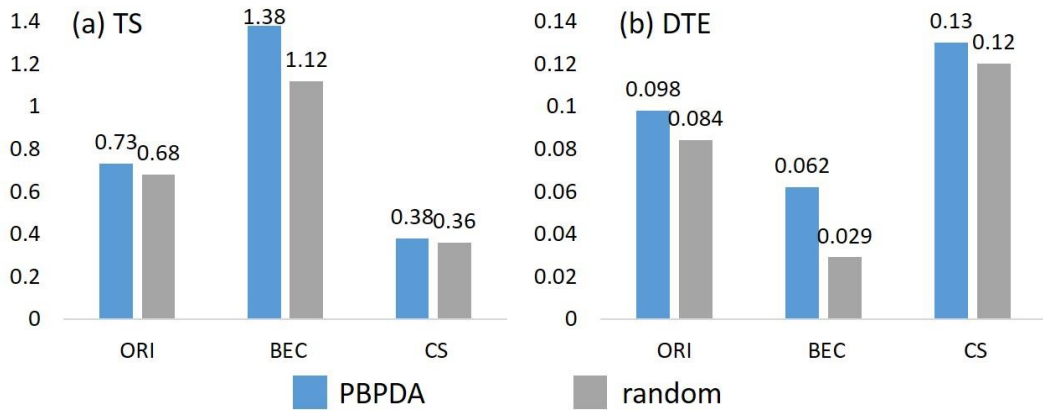


图 4.24 33 个集合成员的平均误差减小量。(a) PBPDA_* (蓝色) 的高影响因子位置的观测及随机观测 (灰色) 的 TS 评分的误差减小量。(b) PBPDA_* (蓝色) 的高影响因子位置的观测及随机观测 (灰色) 的 DTE 的误差减小量。

不同实验设置对预报误差减小量的提高程度有很大不同。对于降水而言，PBPDA_BEC 预报误差减小量略高于 PBPDA_ORI，说明观测在背景误差协方差为“cv5”的同化作用下对降水误差的减小大于“cv3”。而 PBPDA_CS 的预报误差减小量比 PBPDA_ORI 小，说明当积分过程中使用 Kain-Fritsch 积云对流参数化方案时，数值模式与同化方法、观测资料的匹配程度小于 Grell-Devenyi 集合方案，从而导致同化后的预报误差减小量变小。而对于全能量而言，PBPDA_BEC 的预报误差减小量低于 PBPDA_ORI，也低于 PBPDA_CS，表明在这个西南涡个例当中，对于大尺度环流信息，利用“cv5”进行资料同化后对全能量的误差提高的作用没有“cv3”大。

背景误差协方差改变对降水和全能量误差减小量的影响可由同化增量解释。图 4.25 是利用误差协方差“cv3”和“cv5”经过单点实验同化后的风场、温度场及水汽场的增量。水平风场及温度场是计算全能量的变量，它们用“cv3”同化后的增量明显大于“cv5”实验的增量，表明使用“cv3”背景误差协方差矩阵同化观测对初始场的影响大于使用“cv5”背景误差协方差的同化实验，因而 PBPDA_ORI 中全能量的误差减小量大于 PBPDA_BEC。而“cv3”的水汽增量远小于“cv5”，因此在降水的预报误差减小量上 PBPDA_BEC 比 PBPDA_ORI 对预报的改善效果更佳显著。

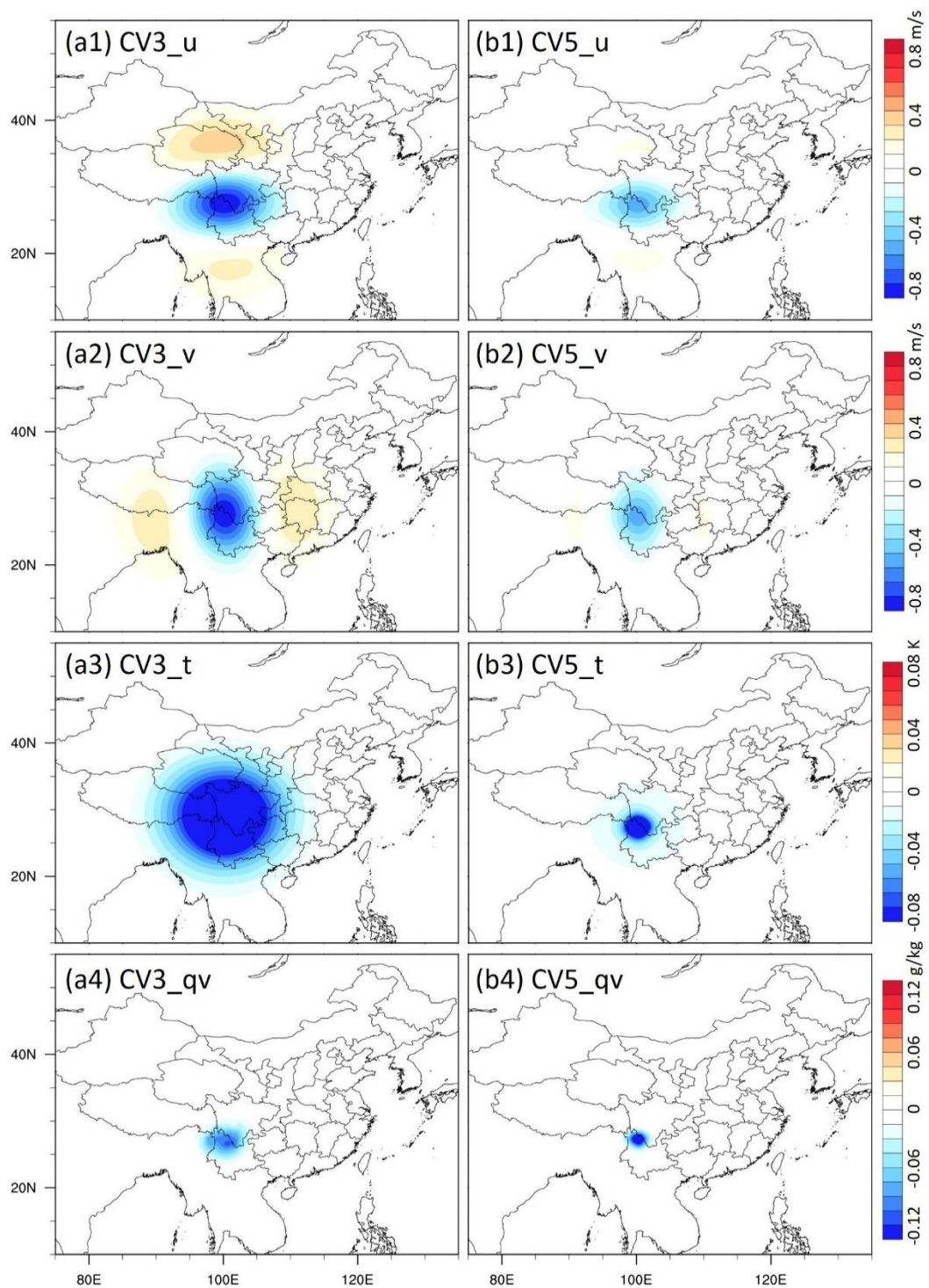


图 4.25 单点观测增量。(a) 为“cv3”实验，(b) 为“cv5”实验。(1) 为水平风场 u 分量，(2) 为水平风场 v 分量，(3) 为温度场，(4) 为水汽场。

4.5 本章小结

本章基于逐片同化目标观测 (PBPDA) 方法, 讨论非线性强度不同的预报量 (强非线性的累计降水和弱非线性的全能量) 从确定性预报和集合预报的角度所确定的目标观测区的有效性, 并讨论目标观测区对初始误差及模式误差的敏感性。

逐片同化目标观测方法通过考察同化模拟观测资料对预报的作用, 直接寻找对预报量误差减小最大的区域。该方法基于观测系统模拟实验 (OSSE), 使用三维变分的资料同化方法, 考察初始时刻观测资料对预报时刻预报量的误差减小量, 并将最大程度减小误差的观测所处的位置定义为目标观测区。逐片同化资料同化方法不仅避免了误差增长的线性假定这一现阶段目标观测方法最大的缺陷, 而且与资料同化方法契合。

本章分别对基于强非线性预报量 (24 小时累计降水) 及弱非线性预报量 (全能量) 确定的目标观测区的有效性在确定性预报及集合预报背景下进行了讨论。在确定性预报的框架下, 用来自合理集合的、具有相同可能性代表真实大气状况的不同集合成员得到的目标观测区的大小和分布截然不同, 说明通过确定性方法得到的目标观测区不可靠。基于集合的目标观测区通过计算所有集合成员的影响因子的平均而得, 降水和全能量的目标观测区分布特征差别很大: 降水的目标观测区位于西南涡涡旋中心西南部, 与西南气流相关; 全能量的目标观测区位于西南涡涡旋中心北部。降水和全能量的目标观测区的有效性通过同化验证实验进行对比。对于全能量而言, 在合理的范围内, 同化非目标观测区的资料后预报误差的减小量与同化目标观测区的效果差别不大。这说明预报误差减小来自资料同化的作用而非源于准确的目标观测区的观测对分析场的影响, 这也许是以往外场试验中同化目标观测区资料后预报误差减小的原因; 而对于降水而言, 同化目标观测区与非目标观测区的预报技巧相差很大, 说明降水的目标观测区对位置非常敏感。只有同化了目标观测区的资料才能有效的提高降水的预报。该结果预示着, 设计一个专门的外场试验来精细化确定目标观测区, 对全能量预报可能是没有必要的, 而对于降水预报而言很可能是无效的。

本章还讨论了逐片资料同化目标观测方法对于初始误差和模式误差的敏感

性：通过引入初始误差（改变同化过程中的背景误差协方差）及模式误差（改变积分过程中的积云对流参数化），考察强非线性预报量和弱非线性预报量的目标观测区的特征。实验表明，目标观测区的稳定性与预报量的非线性程度有关：对于全能量而言，对模式误差较敏感，对初始误差不太敏感；对于降水而言，其目标观测区则因积云参数化的变化而有着很大的变化，对初始误差不敏感。以上结果表明，基于逐片同化目标观测方法得到的目标观测区对预报量及误差有一定的敏感度，这很大程度上是由于该方法考虑了误差增长的非线性过程。

第五章 PBPDA 与集合变换卡尔曼滤波目标观测方法的比较

5.1 引言

集合变换卡尔曼滤波 (ETKF) 是现阶段外场目标观测试验中被广泛使用的目标观测方法。它是一种基于线性假定的目标观测方法, 利用集合变换和无量纲化的思想, 求解与观测相关的协方差矩阵, 可以快速估算出不同类别、不同位置的额外观测造成的预报误差协方差的减小量, 从而寻找使得预报误差协方差减小得最多的地区, 也就是所谓的目标观测区。本章基于 WRF 模式产生的集合, 考察具有线性假定的集合变换卡尔曼滤波对于此次西南涡个例所定义的目标观测区对初始/模式误差的敏感性, 并与逐片同化非线性目标观测方法的结果做对比研究。

5.2 集合变换卡尔曼滤波 (ETKF) 的原理

应用集合变换卡尔曼滤波理论寻找目标敏感区的方法是由 Bishop et al. (2001) 及 Majumdar et al. (2002b) 提出, 结合集合技术的顺序同化理论 (serial assimilation theory), 利用集合计算当前观测时间 (t_a ; 图 5.1) 加入额外观测后造成验证时间 (t_v) 验证区域的预报误差协方差的减少值。在得到预报误差协方差时, 集合变换卡尔曼滤波通过线性模式, 忽略模式误差, 将分析误差协方差传播到预报时刻, 得到预报误差协方差, 故该方法是基于线性近似的目标观测方法。



图 5.1 集合变换卡尔曼滤波时间流程图。 t_i 为集合预报初始时刻, t_a 为观测时刻, t_v 为验证时刻。

ETKF 的计算思路如下: 首先考虑一组由初始时刻 t_i 预报到 t_a 的集合资料

$\mathbf{X}(t_a)$ ，相对于集合平均的扰动矩阵定义为 $\mathbf{Z}^i(t_a)$ ，其误差协方差矩阵 (error covariance matrix) 表示为 $\mathbf{P}^i(t_a)$ ：

$$\mathbf{P}^i(t_a) = \mathbf{Z}^i(t_a) \mathbf{Z}^i(t_a)^T \quad (\text{式 5.1})$$

接着考虑在 t_a 时刻有例行的观测资料，那么更新的协方差矩阵变为

$$\mathbf{P}^r(t_a) = \mathbf{P}^i(t_a) - \mathbf{P}^i(t_a) \mathbf{H}^r \mathbf{T}^r [\mathbf{H}^r \mathbf{P}^i(t_a) \mathbf{H}^r \mathbf{T}^r + \mathbf{R}^r]^{-1} \mathbf{H}^r \mathbf{P}^i(t_a) \quad (\text{式 5.2})$$

其中，上标 r 表示例行的观测， \mathbf{H}^r 表示观测算符， \mathbf{R}^r 表示观测误差协方差矩阵，其中波浪线表示的那部分非常难求。此时引入 $K \times K$ 的变换矩阵 \mathbf{T}^r ，这个变换矩阵将原来的 $\mathbf{Z}^i(t_a)$ 经过例行的观测之后转换为新的矩阵 $\mathbf{Z}^r(t_a)$ ，则 $\mathbf{P}^r(t_a)$ 可表示为：

$$\mathbf{P}^r(t_a) = \mathbf{Z}^i(t_a) \mathbf{T}^r \mathbf{T}^{rT} \mathbf{Z}^i(t_a)^T \quad (\text{式 5.3})$$

接下来利用实际预报模式长期平均误差方差分布 $\mathbf{P}^i_{\text{OPER}}(t_a)$ 来解出 \mathbf{T}^r ，其公式如下：

$$\mathbf{T}^{rT} \mathbf{Z}^i(t_a)^T [\mathbf{P}^i_{\text{OPER}}(t_a)]^{-1} \mathbf{Z}^i(t_a) \mathbf{T}^r = \mathbf{I} \quad (\text{式 5.4})$$

这个式子的目的是让使用 \mathbf{T}^r 计算出的误差协方差 $\mathbf{P}^r(t_a)$ 能与预报系统经过同化例行观测之后得出的误差协方差一致。此处 $\mathbf{P}^i_{\text{OPER}}(t_a)$ 根据 Majumdar et al. (2002) 构建。

然后，考虑在 t_a 时刻，在例行的观测外加入第 q 个额外观测资料所造成的新的分析误差协方差矩阵 $\mathbf{P}^{r+q}(t_a)$ 如下式：

$$\mathbf{P}^{r+q}(t_a) = \mathbf{P}^r(t_a) - \mathbf{P}^r(t_a) \mathbf{H}^q \mathbf{T}^r [\mathbf{H}^q \mathbf{P}^r(t_a) \mathbf{H}^q \mathbf{T}^r + \mathbf{R}^q]^{-1} \mathbf{H}^q \mathbf{P}^r(t_a) \quad (\text{式 5.5})$$

其中上标 q 表示第 q 个额外观测。上式等号右边第二项代表的是在 t_a 时刻加入第 q 个额外观测之后造成的增量，称为信号协方差矩阵 (signal covariance matrix)，以 $\mathbf{S}^q(t_a)$ 表示。

为了计算第 q 个额外观测如何造成未来目标时刻预报误差协方差的减少，假设 t_a 的分析误差协方差 (式 3.5) 被切线性算符 \mathbf{M} 传播至 t_v 时刻的预报误差协方差为 $\mathbf{P}^{r+q}(t_v)$ ，即

$$\mathbf{M} \mathbf{P}^{r+q}(t_a) \mathbf{M}^T = \mathbf{M} [\mathbf{P}^r(t_a) - \mathbf{P}^r(t_a) \mathbf{H}^q \mathbf{T}^r (\mathbf{H}^q \mathbf{P}^r(t_a) \mathbf{H}^q \mathbf{T}^r + \mathbf{R}^q)^{-1} \mathbf{H}^q \mathbf{P}^r(t_a)] \mathbf{M}^T \quad (\text{式 5.6})$$

将上式展开并利用 $\mathbf{M} \mathbf{Z}^r(t_a) = \mathbf{Z}^r(t_v)$ 和 $\mathbf{M} \mathbf{Z}^{r+q}(t_a) = \mathbf{Z}^{r+q}(t_v)$ 的假设 (在 ETKF 中忽略了模式误差 \mathbf{Q})，可得到

$$\mathbf{P}^{r+q}(t_v) = \mathbf{P}^r(t_v) - \mathbf{S}^q(t_v) \quad (\text{式 5.7})$$

其中,

$$\mathbf{S}^q(t_v) = \mathbf{Z}^r(t_v) \mathbf{Z}^r(t_a)^T \mathbf{H}^q \mathbf{P}^r(t_a) \mathbf{H}^q \mathbf{R}^q \mathbf{H}^q \mathbf{Z}^r(t_a) \mathbf{Z}^r(t_v)^T \quad (\text{式 5.8})$$

式 3.8 表示第 q 个额外观测造成 t_v 时刻的协方差增量。为了增加计算速度以及避免式 3.8 的矩阵求逆工作, 通过引进变换矩阵 \mathbf{V}^q 及特征值分解方法

(Majumdar et al. 2002), 将式 3.8 改写为

$$\mathbf{S}^q(t_v) = \mathbf{Z}^r(t_v) \mathbf{V}^q \mathbf{V}^{qT} \mathbf{Z}^r(t_v)^T \quad (\text{式 5.9})$$

其中,

$$\mathbf{V}^q = \mathbf{C}^q [\mathbf{E}^q (\mathbf{E}^q + \mathbf{I})^{-1}]^{1/2} \quad (\text{式 5.10})$$

在 Bishop et al. (2001) 中证明出 \mathbf{C}^q 和 \mathbf{E}^q 分别是 $\mathbf{Z}^r(t_a)^T \mathbf{H}^q \mathbf{P}^r(t_a) \mathbf{H}^q \mathbf{R}^q \mathbf{H}^q \mathbf{Z}^r(t_a)$ 矩阵的特征向量和特征值组成的矩阵。

最后, 计算 $\mathbf{S}^q(t_v)$ 矩阵对应于验证区的对角线总和, 就得到 t_a 时刻第 q 个观测造成 t_v 时刻验证区内预报误差方差减小量, 称为信号方差(signal variance)。换句话说, 额外观测造成误差方差减小量最多的网格点即为敏感性区域。

实际计算过程是在某网格点周围 3×3 个点放入假想的观测资料, 称为“测试探针 (test probe)”, 并利用上述介绍, 针对搜索范围逐一计算每个网格点所造成验证区域的预报误差方差减小值 $\mathbf{S}^q(t_v)$, 因此 ETKF 信号分布图代表的是某个格点上额外观测造成的预报误差的减小量。测试探针为 850、500、200 hPa 的水平风场 (u 、 v), 温度 (T) 和相对湿度 (q) 的观测, 其观测误差 ($\mathbf{H}^q \mathbf{R}^q$)^{1/2} 参考 Majumdar et al. (2002)。实际计算中可选择同化资料的种类 (单独同化风场、温度场、相对湿度, 或者自由组合搭配), 也可选择验证的目标量 (全能量和动能)。

5.3 集合变换卡尔曼滤波控制实验

5.3.1 实验设计

本章用以计算集合变换卡尔曼滤波的预报场由 WRF 模式的集合预报提供。

实验中使用的集合由 WRF-3DVar 系统进行高斯分布的随机扰动产生，集合的分散度与 NCEP 的分析误差相当：水平风场约为 2 m s^{-1} ，水汽为 0.5 g kg^{-1} ，温度为 1 K 。集合成员由 WRFV3.2 进行模拟积分，其模拟区域只包含图 3.5 的第一层区

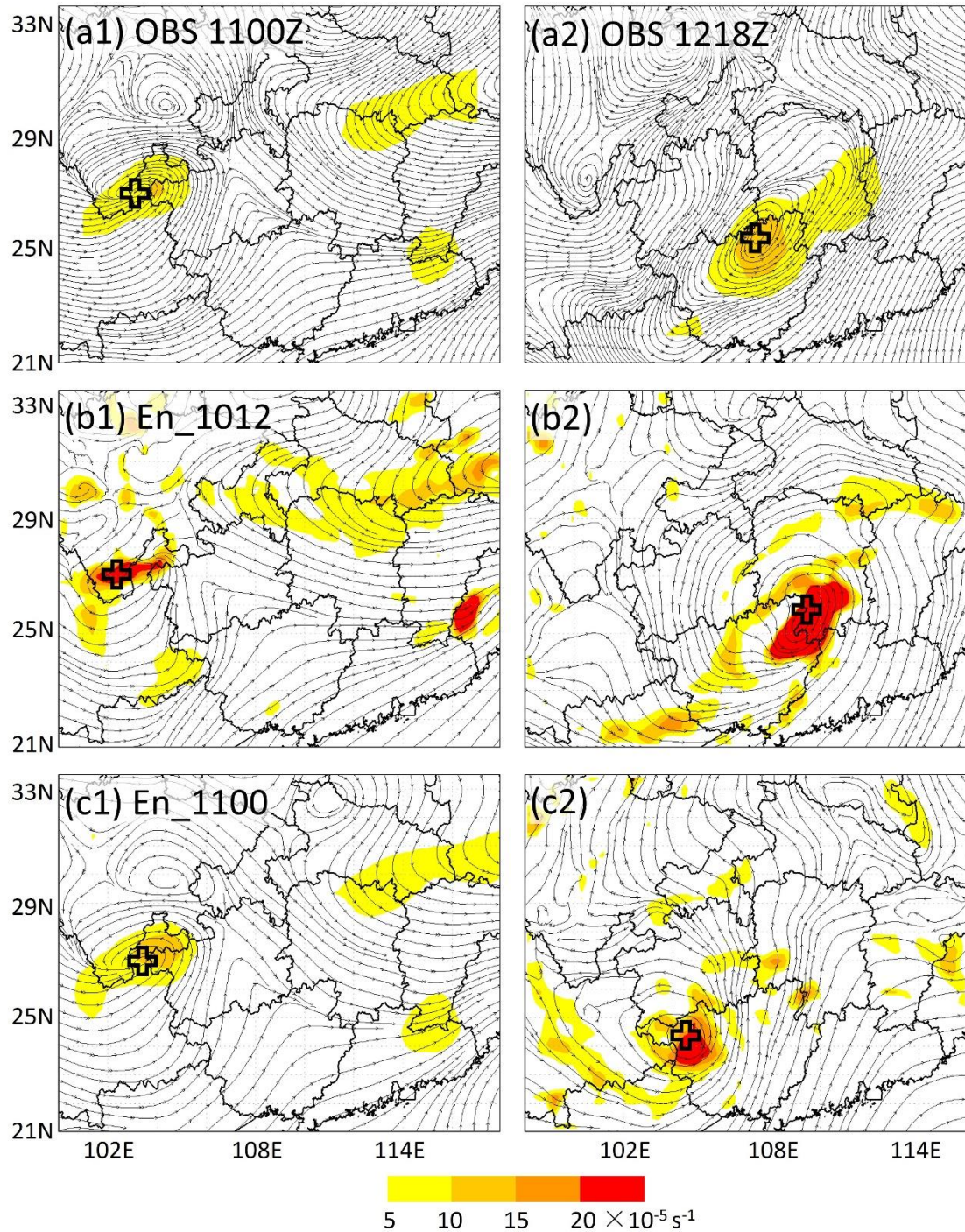


图 5.2 集合平均的流场、涡度场与观测的对比。(a) 观测，(b) 初始化时间为 10 日 12 时的集合和 (c) 初始化时间为 11 日 00 时的集合在 (1) 观测时刻 (11 日 00 时) 和 (2) 西南涡发展最强的时刻 (12 日 18) 时的流场及涡度场。

域 (D1)。本章考察同化观测时刻 (11 日 00 时) 的 200 hPa、500 hPa 和 850 hPa 的温度、风场、湿度对目标时刻 (13 日 00 时) 验证区域的全能量预报误差协方差的影响。

本文首先考察了集合变换卡尔曼滤波所使用的集合能否准确模拟西南涡系统。为保证集合在观测时刻具有流依赖的特征, 集合变换卡尔曼滤波所使用的集合初始时刻为观测时刻的前 12 小时, 也即 10 日 12 时。11 日 00 时的预报场与 13 日 00 时的预报场分别作为观测时刻分析场与目标时刻分析场进入集合变换卡尔曼滤波系统计算 ETKF 信号。图 5.2 是初始时刻为 10 日 12 时及 11 日 00 时的确定性预报的控制实验在不同积分时刻的流场。积分 12 小时后 (11 日 00 时), 在云南北部出现一个闭合涡旋 (图 5.2b1), 其位置与观测 (图 5.2a1) 类似。54 小时预报后 (12 日 18 时), 西南涡移至广西东北部 (图 5.2b2), 其中心与观测中心 (图 5.2a2) 相差约 100 km。该结果表明, 即使初始时刻提前 12 小时, 仍然能够对西南涡系统的发展进行较好模拟。

5.3.2 集合变换卡尔曼滤波控制实验

在本节当中, 集合变换卡尔曼滤波的控制实验的集合与逐片资料同化目标观测方法所用的控制集合的设置相同 (表 4.1), 验证区与逐片同化目标观测方法的

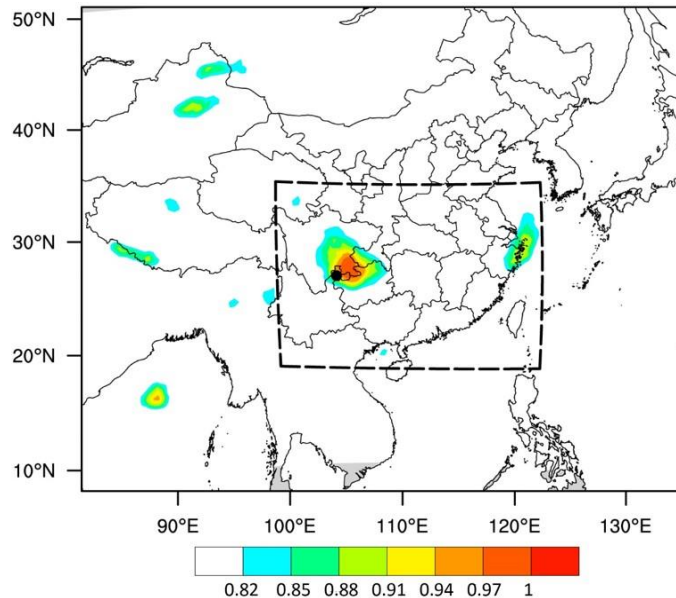


图 5.3 控制实验的集合变换卡尔曼滤波。阴影表示归一化的 ETKF 信号。黑色原点是初始时刻西南涡涡旋中心, 黑色虚线方框为验证区域。

验证区相同。ETKF 信号根据全场最大值做归一化（图 5.3）。

控制实验的 ETKF 高值区主要落在西南涡涡旋中心东北方向，这与前人关于“ETKF 敏感区大多位于系统中心位置附近(Reynolds et al., 2007)”的结论一致。此外还有一些零散的高值区位于验证区域的西北部（新疆）、西南部（印度洋）、东部。高值区位置与 500 hPa 槽线有明显一一对应关系。如图 5.4 所示，1 号槽线对应西南涡涡旋中心东北部的高值区，2 号槽线对应新疆的高值区，3 号槽线对应印度洋上的高值区，4 号槽线对应江淮区域高值区。

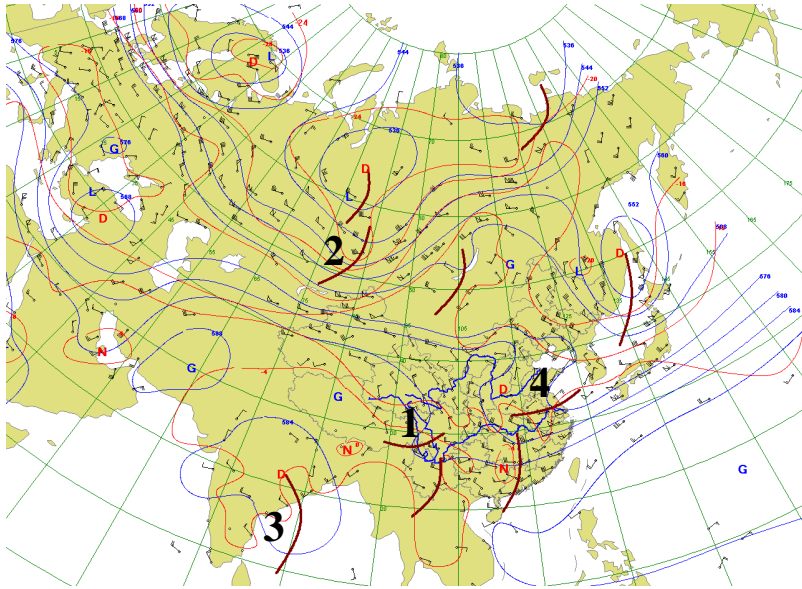


图 5.4 观测时刻（11 日 00 时）500 hPa 天气图。细红线代表温度，细蓝线代表位势高度，粗红线为预报员定义的槽线。

集合变换卡尔曼滤波高值区的位置与初始风场发散度大的地区有很明显的一一对应关系，而发散度大的地区则更多对应槽线系统。槽线系统对集合变换卡尔曼滤波的影响主要体现在与槽线系统相关的区域集合误差较大，该误差体现在集合发散度（图 5.5）上，风场的集合发散度大值区与集合变换卡尔曼滤波大值区有很好的的一一对应关系。集合在西南涡涡旋中心东北部发散度很大，这是由于此时集合成员当中西南涡涡旋中心位置的不确定性。U 和 V 分量的集合发散度在新疆及浙江东部均有一个明显的高值区，对应的是 500 hPa 上的 2 号槽线和 4 号槽线，是槽线位置的不确定性。天气系统在集合中的不确定性影响集合表现该天气系统的能力，使得某些地区集合发散度较大。而集合发散度较大的地区，如

果能通过资料同化手段减小不确定性,那么整个集合的预报效果就可能有很大的提高。这就是集合变换卡尔曼滤波定义的高影响区与集合发散度有较好对应的原因。

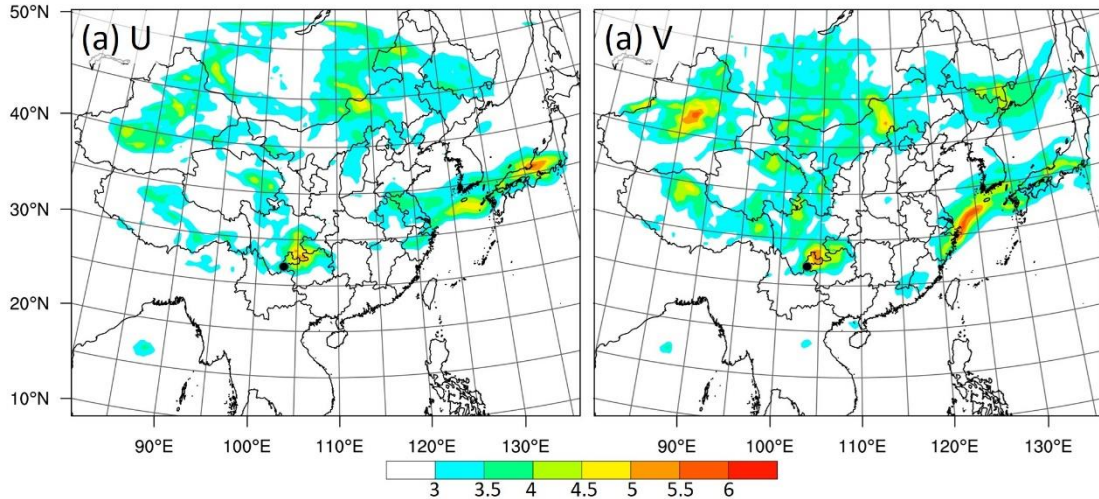


图 5.5 观测时刻 (11 日 00 时) 控制实验的风场分量的集合发散度。黑色原点代表观测时刻西南涡涡旋中心位置。

5.3.3 集合变换卡尔曼滤波控制实验参数设置的合理性

本节通过改变集合变换卡尔曼滤波成员数量和验证区大小,探讨集合变换卡尔曼滤波控制实验参数设置的合理性。

5.3.3.1 集合变换卡尔曼滤波对集合大小的敏感性

影响集合变换卡尔曼滤波的两个重要因素是集合背景误差协方差及预报误差协方差的准确性,而这些协方差的准确性与集合成员数量联系紧密。由于集合成员数有限,用集合扰动代表的误差协方差不一定能准确估计大气状况的不确定性,因而造成集合变换卡尔曼滤波计算过程中的误差 (Poterjoy et al., 2014)。本节讨论基于不同集合大小所得的 ETKF 信号分布特征。集合变换卡尔曼滤波对集合成员数量的敏感性通过对比采用不同集合成员数的集合所定义的目标观测区的特征而得。控制集合的集合成员数为 40,对比实验的集合成员数为 20、60 和 80,其他模式设置与控制实验一致。

在集合成员数较少的集合中,ETKF 信号分布会出现虚假信号。图 5.6 展示

的是根据不同成员数量的集合所计算的 ETKF 信号分布。集合成员数为 20 的 ETKF 分布较广 (图 5.6a), 表明区域内 ETKF 信号大小区别不明显, 导致归一化后高值区覆盖了绝大部分区域。这是由于当集合成员数过少时, 用集合扰动估计误差协方差会出现不真实的相关性, 这也会导致同化不同地区的观测资料对预报误差协方差的影响区别不大。故用只含 20 个成员的集合计算该例子的 ETKF 信号是不合理的。

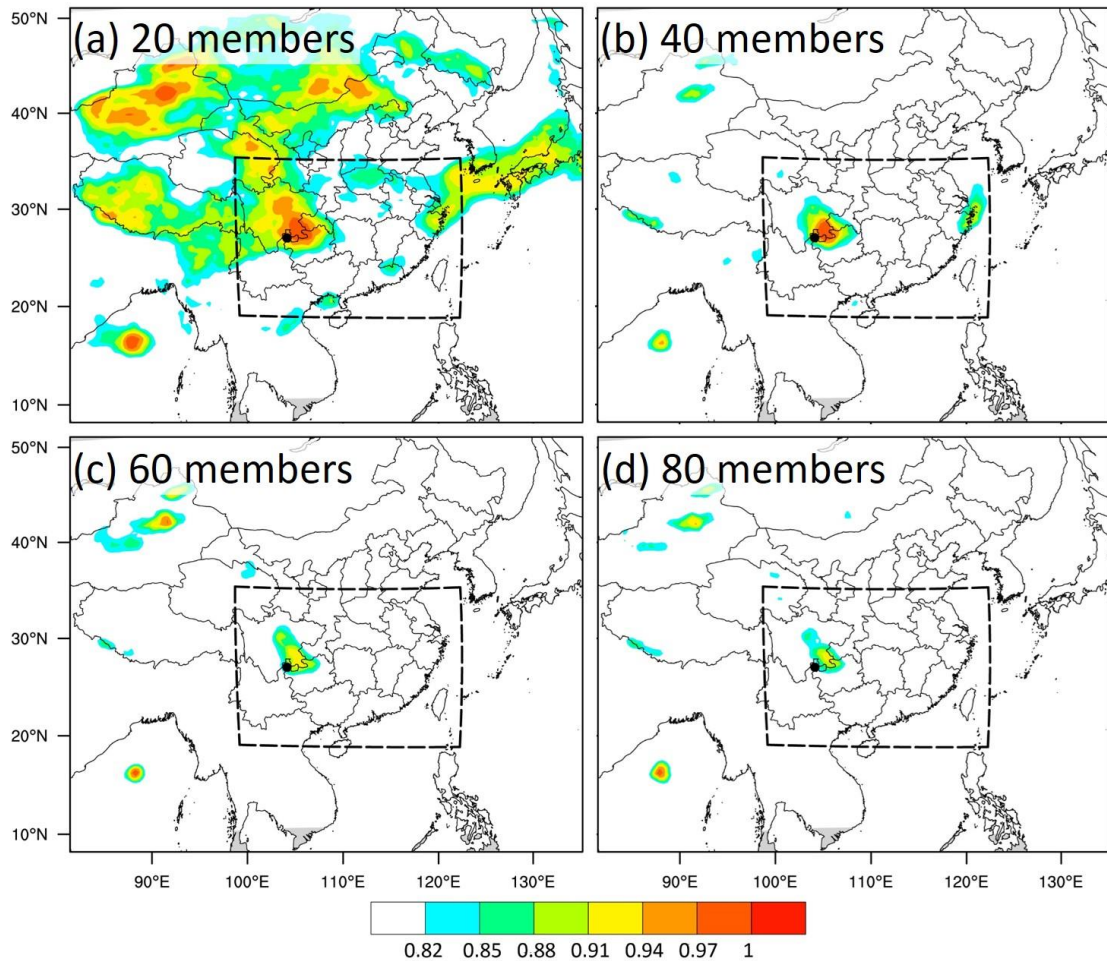


图 5.6 不同集合大小的 ETKF 信号特征分布。(a) 20 个集合成员, (b) 40 个集合成员, (c) 60 个集合成员, (d) 80 个集合成员。

用集合成员数为 40、60 及 80 的集合得到的 ETKF 信号分布大致相同: 西南涡涡旋中心东北方向的高值区位置一致, 分布范围一致; 新疆高值区仍存在分裂的高值中心; 印度洋上的高值区形状及位置均相近。而在集合大小为 40 的控制实验中, 江淮地区出现的高值中心在集合大小为 60、80 的对比实验中均未出现。

位于西南涡中心东北侧的高值区，随着集合成员数的增多，该区域的影响逐渐减弱；而印度洋上的高值区则处于稳定不变的状态。理论上集合成员数量越多，则集合代表真实大气的不确定性的能力就越强，用集合变换卡尔曼滤波定义的目标观测区则越可靠。结合以集合成员数为 40,60,和 80 的集合定义的 ETKF 信号可以看出，新疆北部、印度洋北部及西南涡东北部的高值区是真实可靠的。

总体而言，只要集合成员达到一定的数量（40），集合就能比较准确的代表大气的不确定性，从而得到较为准确的背景误差协方差。而此时背景误差协方差的改善不能再依赖于集合成员数量的增加，所以集合成员数量的增加对集合变换卡尔曼滤波的高影响区域不产生显著的影响。而我们着重关注西南涡附近的高值区，所以集合成员数为 40 的集合可以得到与西南涡相关的 ETKF 信号，本章用 40 个集合成员计算 ETKF 是合理的。

5.3.3.2 集合变换卡尔曼滤波对验证区大小的敏感性

用于集合变换卡尔曼滤波计算的验证区的大小对集合变换卡尔曼滤波结果的影响不明显。按照目标时刻（13 日 00 时）西南涡涡旋中心位置（图 5.2b），设定了大、中、小三个验证区，其范围分别是 $2470.5 \times 1863 \text{ km}^2$ 、 $1255.5 \times 1053 \text{ km}^2$ 和 $850.5 \times 648 \text{ km}^2$ （图 5.7），其中最大验证区域是逐片同化目标观测方法的验证区域。结果显示，ETKF 的信号不受验证区大小的影响：无论验证区大小如何改变，归一化的集合变换卡尔曼滤波在数值和结构上均未有显著改变。这一结果说明，在这个个例当中，集合变换卡尔曼滤波的误差协方差因子特征对验证区的大

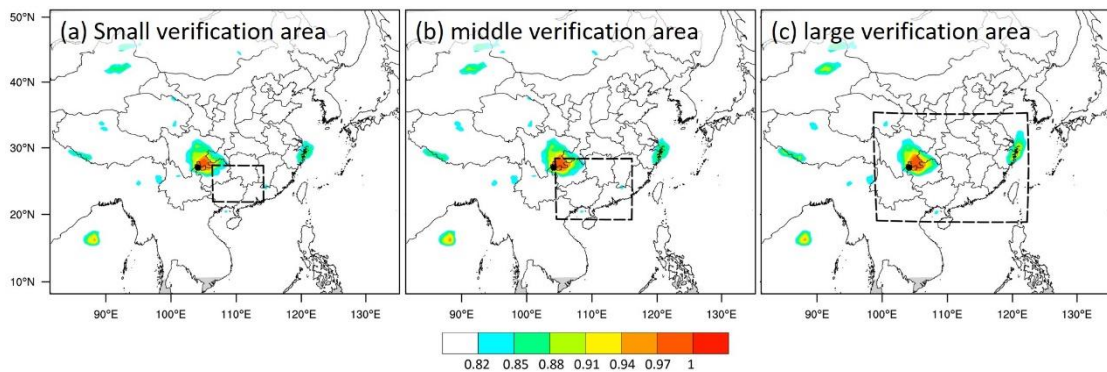


图 5.7 不同验证区的 ETKF 信号分布。黑色虚线方框为验证区域。黑色实心点代表分析时刻西南涡涡旋中心位置。

小不敏感,可以用逐片同化目标观测方法的验证区域作为集合变换卡尔曼滤波的验证区进行 ETKF 的计算。

5.4 PBPDA 与集合变换卡尔曼滤波的比较

5.4.1 集合变换卡尔曼滤波的目标观测区特征

逐片资料同化目标观测法 (PBPDA) 因其独有的优势,如直接考察误差减小量、误差增长非线性假定、与资料同化方法完美契合等,可使用其定义的目标观测区作为真值检验其他目标观测方法的准确性。本节对比逐片资料同化方法,讨论集合变换卡尔曼滤波方法 (ETKF) 定义的目标观测区的有效性。

5.4.1.1 目标观测区的分布

我们首先从目标观测区的位置及分布上对比两种基于集合的目标观测区 (逐片同化目标观测方法与集合变换卡尔曼滤波) 的特征。为了更精确的对比目标观测区的位置及分布,本节将集合变换卡尔曼滤波的高值区 (图 5.3) 投影到逐片资料同化目标观测方法同化单元网格上,其中影响因子最高的 5 个同化单元作为目标观测区参与对比。如图 5.8 所示, PBPDA 的高值区 (橙色部分) 位于西南涡

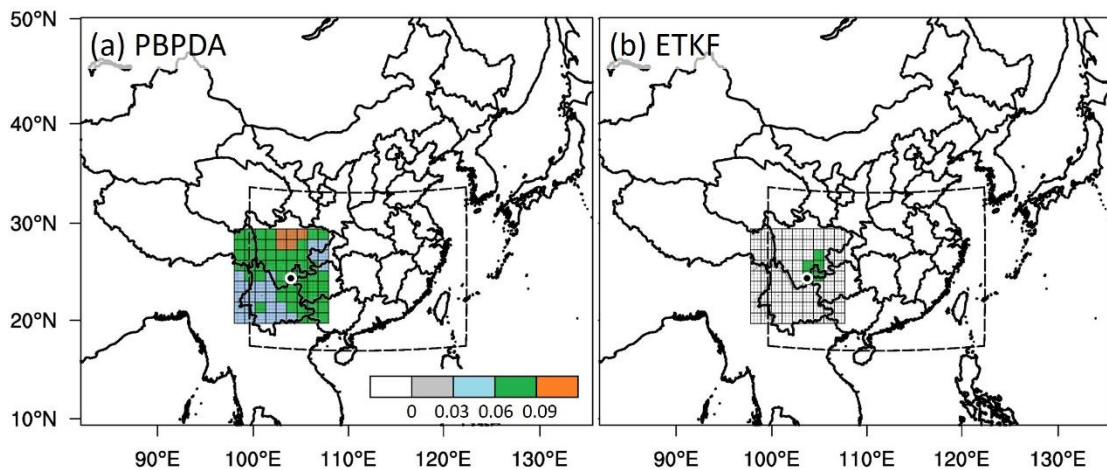


图 5.8 投影到网格上的目标观测区。(a) 为逐片资料同化目标观测方法定义的影响因子分布, (b) 为集合变换卡尔曼滤波高值区投以到网格上的最大 5 个格点分布。黑色虚线方框为验证区域, 白边黑点为观测时刻西南涡涡旋中心。

涡旋中心的北部，而 ETKF 高值区位于类似的方向、比 PBPDA 更加靠近西南涡旋中心。这与 ETKF 计算的高值区总处于高强度影响天气系统中心附近的特征一致 (Reynolds et al, 2007)。集合变换卡尔曼滤波定义的目标观测区处在逐片同化目标观测区“合理”的范围内。

5.4.1.2 目标观测区的验证

两种目标观测方法的目标观测区对集合预报的影响通过 4.3.2 节的方法考察：利用 WRF 三维变分将目标观测同化入集合每个成员当中，通过考察观测对集合预报 DTE 的影响，分析目标观测区的影响。

实验结果显示，同化两种方法确定的目标观测区的观测资料都是有效的。没有经过同化的集合 (NoDA) 相对于真值的平均 DTE 为 36.93，同化了 PBPDA 目标观测区后集合的 DTE 下降到 33.29，同化了 ETKF 定义的目标观测区的资料后预报 DTE 下降为 34.26。经过资料同化后预报误差均比 NoDA 小，而且比同化随机观测后的预报误差小 (该结论经过 95% 的显著性检验)，虽然 PBPDA 的误差减小量比 ETKF 大，但这一差异未通过 95% 显著性检验。因此，在显著性为 95% 的前提下，PBPDA 与 ETKF 的预报误差不具有显著性差异，说明 ETKF 定义的目标观测区与真正的目标观测区相比对预报误差的减小效果没有差别，集合变换卡尔曼滤波定义的目标观测区是可靠的、有效的。

而这个“有效”、“可靠”是建立在研究的预报量是弱非线性预报量——全能量的情况下。由 4.3.3 节的分析可以看出，在一个合理的范围内，同化相同数量的观测对预报的影响是没有显著差别的。利用集合变换卡尔曼滤波得到的 ETKF 信号高值区恰好落在这个小范围内，所以其目标观测对集合预报的影响与逐片同化目标观测方法所得的目标观测对集合的影响差异不大。

5.4.2 集合变换卡尔曼滤波对初始误差/模式误差的敏感性

5.4.2.1 实验设计

实验设置与逐片同化方法敏感性的实验设置基本一致 (表 5.1)：ETKF_ORI 代表控制实验的 ETKF，其产生集合初始场扰动所使用的背景误差协方差为“cv3”，

积分过程使用的积云对流参数化是 Grell-Devenyi; ETKF_BEC 实验产生集合初始场扰动所使用的背景误差协方差为“cv5”，积分过程使用的积云对流参数化是 Grell-Devenyi; ETKF_CS 实验产生集合初始场扰动所使用的背景误差协方差为“cv3”，积分过程使用的积云对流参数化是 Kain-Fritsch。通过对比 ETKF_BEC 与 ETKF_ORI, 可讨论 ETKF 对背景误差协方差分布的差异所导致的不同集合的敏感性；对比 ETKF_CS 与 ETKF_ORI, 则可探讨改变积云对流参数化导致的不同集合表现从而改变 ETKF 的分布特征的问题。

表 5.1 集合变换卡尔曼滤波敏感性实验设计

实验名称	背景误差协方差	积云对流参数化
ETKF_ORI	cv3	Grell-Devenyi ensemble
ETKF_BEC	cv5	Grell-Devenyi ensemble
ETKF_CS	cv3	Kain-Fritsch

5.4.2.2 结果分析

本节讨论不同误差——用静态背景误差协方差“cv3”和区域依赖的背景误差协方差“cv5”（ETKF_BEC）引入的初始误差以及用不同积云对流参数化所得集合（ETKF_CS）引入的模式误差对 ETKF 信号分布影响。集合的产生方式及集合的预报效果会影响集合扰动，从而影响集合变换卡尔曼滤波估计误差协方差的特征。

集合变换卡尔曼滤波对误差的敏感性与逐片同化目标观测方法对误差的敏感性有显著差别。总体而言，与西南涡的相关的 ETKF 信号在一定程度上不受模式设置的影响，引入初始误差还是模式误差都不影响敏感区的位置或者是分布。使用区域依赖的背景误差协方差“cv5”生成集合初始场、以其集合预报的预报场计算的 ETKF（图 5.9b）与控制实验（图 5.9a）相比，新疆高值区、印度洋高值区以及西藏高值区的影响变强了，江淮高值区的作用减弱了。在 ETKF_BEC 实验中，西南涡高值区与印度洋高值区影响相当，说明使用区域依赖的背景误差协方差生成的集合加强了印度洋水汽对验证区域全能量的影响。而新疆和西藏的

高值区也明显增强,说明区域依赖的背景误差协方差生成的集合加强了 2 号槽线 (图 5.4) 对验证区的影响。在 ETKF_CS 实验中,印度洋的高值区和江淮高值区相对于新疆高值区与西南涡高值区影响有所下降,故在 ETKF_CS (图 5.9c) 中消失。该结果说明集合变换卡尔曼滤波方法对误差的敏感性弱,这可能是由于非线性误差增长在其线性近似下被削弱了。

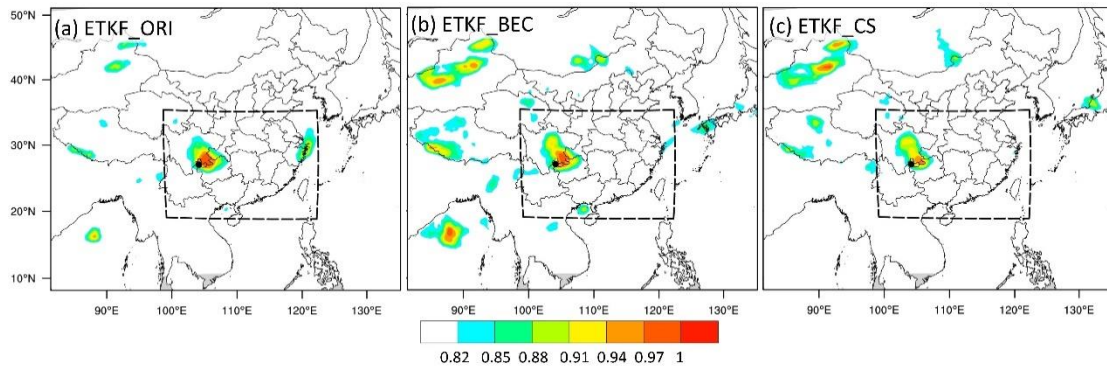


图 5.9 不同模式设置的 ETKF 信号分布。(a) 为控制实验, (b) 为 ETKF_BEC 实验, (c) 为 ETKF_CS 实验。图中黑点代表初始时刻西南涡涡旋中心, 黑色虚线框代表验证区域。

5.5 本章小结

本章讨论了集合变换卡尔曼滤波确定的敏感区初始误差和模式误差的敏感性。首先就集合变换卡尔曼滤波对集合大小、验证区大小的敏感性以及敏感区的有效性讨论与西南涡相关的 ETKF 信号的可靠性。实验证明集合变换卡尔曼滤波在集合成员数达到一定数量 (40) 时已能得到可靠的敏感区, 其敏感区的特征与验证区大小无明显关联。

接着通过引入初始误差 (改变背景误差协方差方案) 及模式误差 (改变积云对流参数化方案), 考察集合变换卡尔曼滤波对误差的敏感性。结果显示, 集合变换卡尔曼滤波对误差的敏感性弱: 无论是改变初始场还是改变模式预报次网格降水的方案, 都不改变西南涡附近的目标观测区的特征。这是由集合变换卡尔曼滤波误差增长为线性特征的假设所导致的。该结果与基于逐片同化完全非线性目标观测方法得到的敏感性分析结果差异显著, 从而展现了非线性目标观测方法与线性目标观测方法的差异。

第六章 结论及展望

本文基于现阶段目标观测方法的局限性,建立了一种新的目标观测方法——逐片同化目标观测方法(PBPDA)。该方法考虑误差增长完全非线性、用误差的减小量来确定目标观测区,可以用于考察非线性强的天气系统的强非线性预报量(降水等)的目标观测区。本文从集合预报和确定性预报两个角度,以一次西南涡及其降水过程为例,考察了逐片同化目标观测方法的有效性以及对误差(初始误差和模式误差)的敏感性,并与线性目标观测方法——集合变换卡尔曼滤波方法进行对比,进一步分析非线性目标观测方法与线性目标观测方法的异同。

逐片同化目标观测方法基于观测系统模拟实验(OSSE)建立,它利用完全非线性模式,采用分片同化的方法,通过同化不同位置的观测资料,将同化模拟观测后对预报改善最多(所定义的影响因子最大)的位置定为目标观测区。

在确定性预报的角度下,不同集合成员所定义的目标观测区之间差异非常大。无论是基于强非线性预报量(24小时累计降水)还是弱非线性预报量(全能量),都因其集合成员之间巨大的差异而不具有可靠性。在一个具有合理误差的集合当中,每个集合成员成为真实大气状况的可能性是一样的,这些集合成员即使在初始场和预报场都十分相似,其由降水影响因子(R)和全能量影响因子(F)的分布定义的目标观测区却在位置、结构和大小上有很大的发散度,即它们的目标观测区存在着很大区别。这表明,在确定性预报框架下,目标观测区的位置有可能会受到初始场的不确定性的影响,而导致目标观测区的位置误差。

可能是由于降水误差增长非线性强的特征,不同集合成员基于降水定义的目标观测区在分布和大小上差异比全能量定义的目标观测区的差异大。对比基于降水定义的目标观测区、基于预报时刻全能量定义的目标观测区与基于初始时刻全能量定义的目标观测区发现,这三者的目标观测区完全不同,预示能够改善初始时刻流场和温度场的观测,不一定能改善预报时刻的降水、流场和温度场。

为了寻找正确的目标观测区,本文从集合角度出发,考察基于集合的逐片同化目标观测方法对西南涡的有效性。基于集合的目标观测区通过对所有集合成员的影响因子计算平均得到。结果表明,降水和全能量的集合目标观测区分布特征

差别很大：降水的目标观测区位于西南涡涡旋中心西南部，与西南气流相关；全能量的目标观测区位于西南涡涡旋中心北部。

降水和全能量的目标观测区的有效性通过同化实验对比同化非目标观测区的资料及不同化观测的预报场的质量获得。对于全能量而言，同化非目标观测区的资料后预报误差的减小量与同化目标观测区的效果差别不大；而对于降水而言，同化目标观测区与非目标观测区的预报技巧相差很大，说明降水的目标观测区对位置很敏感，需要同化准确的目标观测才能使得降水预报得到提高。

本文还考察了非线性目标观测方法（逐片同化目标观测方法）及线性目标观测方法（集合变换卡尔曼滤波）对初始误差和模式误差的敏感性的差异。通过改变同化过程中使用的背景误差协方差引入初始误差，以及改变模拟过程中使用的积云对流参数化引入模式误差逐片同化目标观测法由于自身的误差增长完全非线性假定而对误差很敏感。改变了模式设置后，由降水和全能量定义的目标观测区与参考实验的敏感区有很大差异，其差异大小与预报量的非线性强度有关：参考实验中由全能量定义的目标观测区均处于西南涡涡旋中心北方，但引入初始误差后目标观测区的位置改变较大；由降水定义的目标观测区对改变积云对流参数化方案这个模式误差非常敏感，改变积云对流参数化后目标观测区从西南涡涡旋中心的西南方改变到了北方，而引入初始误差对目标观测区的位置改变不大。这种特征可能是源于逐片同化目标观测方法的完全非线性特征：对于非线性强度不同的预报量，模式误差/初始误差对关键过程的贡献则可通过误差非线性增长的方法传播到模拟当中，从而影响同化后的模拟结果，进而影响影响因子的大小和分布特征。

与逐片资料同化方法相比，集合变换卡尔曼滤波定义的与西南涡相关的目标观测区基本不受模式误差及初始误差的影响。在实验内的所有设定下目标观测区均位于西南涡涡旋附近相似的位置，这很大程度是源于集合变换卡尔曼滤波的线性误差增长假定特征：模式误差和初始误差不能通过线性误差增长方式发展和传播，误差被截断或忽略，从而不能反映在目标观测区的定义当中。

最后需要指出的是，本文所建立的 PBPDA 方法可理论上用于评价目标观测方法，但由于需要预报时刻的观测值，难以用于实际目标观测业务当中。此外，

本文的研究结果是基于单个个例，是否具有普遍意义有待多个个例的验证。西南涡属于非线性强度高的中尺度对流系统，若考察非线性强度稍强或稍弱的天气系统，其目标观测区特征随预报量的非线性强度的变化特征如何也需要进一步的研究。该研究使用的是 WRF 的三维变分系统，逐片同化目标观测方法对资料同化方法的敏感性也有待进一步考察。

参考文献

- Aberson, S. D., 2002: Two years of operational hurricane synoptic surveillance. *Wea. Forecasting*, **17**, 1101–1110
- Aberson, S. D., 2003: Targeted observations to improve operational tropical cyclone track forecast guidance. *Mon. Weather Rev.*, **131**, 1613–1628
- Aberson, S. S., 2011: The impact of dropwindsonde data from the THORPEX pacific area regional campaign and the NOAA hurricane field program on tropical cyclone forecasts in the global forecast system. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 2689–2703
- Ancell, B. C., and C. F. Mass, 2006: Structure, growth rates, and tangent linear accuracy of adjoint sensitivities with respect to horizontal and vertical resolution. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2971–2988
- Ancell, B. C., and G. J. Hakim, 2007: Comparing Adjoint- and Ensemble-Sensitivity Analysis with Applications to Observation Targeting. *Mon. Weather Rev.*, **135**, 4117–4134
- Ancell, B. C., and C. F. Mass, 2008: The variability of adjoint sensitivity with respect to model physics and basic-state trajectory. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 4612–4628.
- Baehr, J., D. McInerney, K. Keller, and J. Marotzke, 2008: Optimization of an Observing System Design for the North Atlantic Meridional Overturning Circulation. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **25**, 625–634.
- Barker, D. M., W. Huang, Y. R. Guo, A. J. Bourgeois, and Q. N. Xiao, 2004: A Three-Dimensional Variational Data Assimilation System for MM5: Implementation and Initial Results, American Meteorological Society, **132**, 897-914.
- Bergot, T., 1999: Adaptive observations during FASTEX: A systematic survey of upstream flights. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **127**, 635–660
- Bergot, T., 2001: Influence of the assimilation scheme on the efficiency of adaptive observations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **125**, 3299–3327
- Bishop, C., and Z. Toth, 1999: Ensemble transformation and adaptive observations. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 1748–1765

- Bishop, C. H., Etherton, B. J. and Majumdar, S. J., 2001: Adaptive sampling with the ensemble transform Kalman filter. I: Theoretical aspects. *Mon. Weather Rev.*, **129**, 420–436
- Buizza, R. and Montani, A., 1999: Targeting observations using singular vectors. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 2965–2985
- Cardinali, C., and R. Buizza, 2003: Forecast Skill of Targeted Observations: A Singular-Vector-Based Diagnostic, *J. Atmos. Sci.*, **60**, 1927-1940
- Chen, S. G., C. C., Wu, J. H. Chen, and K. H. Chou, 2011: Validation and Interpretation of Adjoint-Derived Sensitivity Steering Vector as Targeted Observation Guidance. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 1608–1625.
- Chou, K., C. Wu, P. Lin, S. Aberson, M. Weissmann, F. Harnisch, and T. Nakazawa, 2011: The impact of dropwindsonde observations on typhoon track forecasts in DOTSTAR and T-PARC. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 1728–1743
- Clifford, Kevin Thomas, "WRF-Model Performance for Wind Power Forecasting in the Coast Ranges of Central California" (2011). Master's Theses. Paper 4043
- Dabberdt W. F. et al., 2005: Multifunctional mesoscale observing networks, *Bull Amer Meteorol Soc*, **86**, 961–982
- Doerenbecher, A., and T. Bergot, 2001: Sensitivity to observations applied to FASTEX cases. *Nonlinear Process Geophys.*, **8**, 467–481
- Farrell, B. F., 1990: Small error dynamics and the predictability of atmospheric flows. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2409–2416
- Fourrie, N., Doerenbecher, A., Bergot, T. and Joly, A., 2002: Adjoint sensitivity of the forecast to TOVS observations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **128**, 2759–2777
- Gelaro, R., Langland, R. H., Rohaly, G. D. and Rosmond, T. E., 1999: An assessment of the singular vector approach to targeted observing using the FASTEX dataset. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **125**, 3299–3327
- Grell, G. A., and D. Devenyi, 2002: A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, Article 1693
- Hill, A. J., C. C. Weiss, and B. C. Ancell, 2013: Utilizing ensemble sensitivity for data denial

- experiments of the 4 April 2012 Dallas, Texas dryline-initiated convective outbreak using west Texas mesonet observations and WRF-DART data assimilation. *15th Conference on Mesoscale Processes*, Portland, OR, P11.
- Hakim, G. J. and R. D. Torn, 2008: Ensemble Synoptic Analysis. *Meteorological Monographs*, **33**, 147–162
- Hamill, T., and C. Snyder, 2002: Using improved background-error covariances from an ensemble Kalman filter for adaptive observations. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 1552–1572
- Hamill, T., F. Yang, C. Cardinali, and S. Majumdar, 2013: Impact of targeted winter storm reconnaissance dropwindsonde data on midlatitude numerical weather predictions. *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 2058–2065
- Huang, L. and Z. Meng, 2014: Quality of the Target Area for Metrics with Different Nonlinearities in a Mesoscale Convective System. *Mon. Wea. Rev.*, **142**, 2379–2397
- Ide, K., P. Courtier, M. Ghil, and A. C. Lorenc, 1997: Unified notation for data assimilation: operational, sequential and variational, *J. Meteor. Soc. Japan*, **75**, 181–189
- Kain, J. S., and J. M. Fritsch, 1990: A one-dimensional entraining/ detraining plume model and its application in convective parameterization, *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2784–2802.
- Kain, J. S., and J. M. Fritsch, 1993: Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme, The representation of cumulus convection in numerical models, K. A. Emanuel and D.J. Raymond, Eds., *Amer. Meteor. Soc.*, 246 pp.
- Kain, J. S., 2004: The Kain-Fritsch convective parameterization: An update. *J. Appl. Meteor.*, **43**, 170–181
- Kain, J. S., and Coauthors, 2008: Some practical considerations regarding horizontal resolution in the first generation of operational convection-allowing NWP. *Wea. Forecasting*, **23**, 931–952.
- Kang W., and L. Xu, 2012: Optimal placement of mobile sensors for data assimilation. *Tellus A*, **64**, 1–12
- Kim H. M., S. M. Kim and B. J. Jung, 2011: Real-Time Adaptive Observation Guidance Using Singular Vectors for Typhoon Jangmi (200815) in T-PARC 2008, *Wea. Forecasting*, **26**, 634–649

- Kramer, W., H. A. Dijkstra, S. Pierini, and P. J. van Leeuwen, 2012: Measuring the Impact of Observations on the Predictability of the Kuroshio Extension in a Shallow-Water Model. *J. Phys. Oceanogr.*, **42**, 3–17.
- Lacarra, J.-F., and O. Talagrand, 1988: Short range evolution of small perturbations in a barotropic model. *Tellus*, **40A**, 81–95
- Langland, R., and G. D. Rohaly, 1996: Adjoint-based Targeting of Observations for FASTEX Cyclones. Pp. 369–371 in Proceedings of *Seventh Mesoscale Processes Conference*, 9-13 September 1996, Reading, UK. American Meteorological Society, Boston, USA.
- Langland, R. H., Gelaro, R., Rohaly, G. D. and Shapiro, M. A., 1999a: Targeted observations in FASTEX: Adjoint-based targeting procedures and data impact experiments in IOP-17 and IOP-18. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **125**, 3241–3270
- Langland R. H., Toth Z, Gelaro R, et al., 1999b: The North Pacific experiment (NORPEX-98): Targeted observations for improved North American weather forecasts. *Bull Amer Meteorol Soc*, **80**, 1363–1384
- Langland, R., 2005: Issues in Targeted Observing. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **131**, 3409–3425
- Leutbecher, M., 2003: A reduced rank estimate of forecast error variance changes due to intermittent modifications to the observing network, *J. Atmos. Sci.*, **60**, 729–742
- Liu Z. X., S. H. Liu, F. Hu, J. Li, Y. J. Ma, and H. P. Peng, 2012: A comparison study of the simulation accuracy between WRF and MM5 in simulating local atmospheric circulations over Greater Beijing, *Earth Science*, **55**, 418–427.
- Lorenz, E. N., and K. A. Emanuel, 1998: Optimal sites for supplementary weather observations: Simulation with a small model. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 399–414.
- Majumdar, S. J., C. H. Bishop, R. Buizza, and R. Gelaro, 2002a: A comparison of ensemble-transform Kalman-Filter targeting guidance with ECMWF and NRL total energy singular vector guidance. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **128**, 2527–2549
- Majumdar, S. J., C. H. Bishop, B. J. Etherton, and Z. Toth, 2002b: Adaptive sampling with the ensemble transform Kalman filter. II: Field program implementation. *Mon. Weather Rev.*, **130**, 1356–1369

- Majumdar, S. J., S. Aberson, C. Bishop, R. Buizza, M. Peng, and C. Reynolds, 2006: A comparison of adaptive observing guidance for Atlantic tropical cyclones. *Mon. Weather Rev.*, **134**, 2354–2372
- Montani, A., A. J. Thorpe, R. Buizza, and P. Uden, 1999: Forecast skill of the ECMWF model using targeted observations during FASTER. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **125**, 3219–3240
- Morss, R. E., D. S. Battisti, 2004: Evaluating observing requirements for ENSO prediction: Experiment with an intermediate coupled model. *J. Clim.*, **17**, 3047–3073
- Mu, M., and W. S. Duan, 2003: A new approach to studying ENSO predictability: Conditional nonlinear optimal perturbation. *Chin. Sci. Bull.*, **48**, 747–749
- Mu, M., F. F. Zhou, and H. L. Wang, 2009: A Method for Identifying the Sensitive Areas in Targeted Observations for Tropical Cyclone Prediction: Conditional Nonlinear Optimal Perturbation. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 1623–1639
- Palmer, T. N., Gelaro, R., Barkmeijer, J. and Buizza, R., 1998: Singular vectors, metrics, and adaptive observations. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 633–653
- Parrish, D. F., and J. C. Derber, 1992: The national meteorological center's special statistical-interpolation analysis system, *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1747–1763
- Peng, M., and C. A. Reynolds, 2006: Sensitivity of tropical cyclone forecasts as revealed by singular vectors. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 2508–2528
- Poterjoy, J., F. Zhang, and Y. Weng, 2014: The Effects of Sampling Errors on the EnKF Assimilation of Inner-Core Hurricane Observations, *Mon. Wea. Rev.*, **142**, 1609–1630
- Pu, Z. X., E. Kalnay, J. Sela, and I. Szunyogh, 1997: Sensitivity of forecast errors to initial conditions with a quasi-inverse linear method. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2479–2503
- Pu, Z. X., and E. Kalnay, 1999: Targeting observations with the quasi-inverse linear and adjoint NCEP global models: Performance during FASTER. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **122**, 121–150
- Qin X. H., and M. Mu, 2011: A study on the reduction of forecast error variance by three adaptive observation approaches for tropical cyclone prediction. *Mon. Wea. Rev.* **139**, 2218–2232
- Qin, X. H., W. S. Duan, and M. Mu, 2013: Conditions under which CNOP sensitivity is valid for tropical cyclone adaptive observations, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **139**, 1544–1554

- Rabier, F., P. Gauthier, C. Cardinali, R. Langland, M. Tsyrlunikov, A. Lorenc, P. Steinle, R. Gelaro, and K. Koizumi, 2008: An updated on THORPEX-related research in data assimilation and observing strategies, *Nonlin. Processes Geophys.*, **15**, 81–94
- Reynolds, C. A., M. S. Peng, S. J. Majumdar, S. D. Aberson, C. H. Bishop, and R. Buizza, 2007: Interpretation of adaptive observing guidance for Atlantic tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 4006–4029
- Schwartz, C. S., and Coauthors, 2009: Next-day convection-allowing WRF model guidance: A second look at 2-km versus 4-km grid spacing. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 3351–3372
- Skamarock, W., and Coauthors, 2008: A description of the Advanced Research WRF version 3. NCAR Tech. Note TN-4751STR, 113 pp.
[Available online at http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/arw_v3_bw.pdf.]
- Snyder, C., 1996: Summary of a Workshop on Adaptive observation and FASTEX. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 953–961
- Stringer, S. and B. Truscott, 2004: Atlantic-THORPEX Regional Campaign. Operations plan.
Available at
https://www.wmo.int/pages/prog/arep/wwrp/new/documents/Atlantic_TOST_operations_plan_final.pdf
- Szunyogh, I., Z. Toth, K. A. Emanuel, C. H. Bishop, C. Snyder, R. E. Morss, J. Woolen, and T. Marchok, 1999: Ensemble-based targeting experiments during FASTEX: The effect of dropsonde data from the Lear Jet. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **125**, 3189–3217
- Szunyogh, I., Toth, Z., Morss, R. E., Majumdar, S. J., Etherton, B. J. and Bishop, C. H., 2000: The effect of targeted dropsonde observations during the 1999 Winter Storm Reconnaissance Program. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 3520–3537
- Szunyogh, I., Toth, Z., Zimin, A. V., Majumdar, S. J. and Persson, A., 2002: Propagation of the effect of targeted observations: The 2000 Winter Storm Reconnaissance Program. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 1144–1165
- Tao, S. Y., and Y. H. Ding, 1981: Observational Evidence of the Influence of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau on the Occurrence of Heavy Rain and Severe Convective Storms in China. *Bull.*

- Amer. Meteor. Soc.*, **62**, 23–30
- Toth, Z., Szunyogh, I., Bishop, C., Majumdar, S., Morss, R., Moskaitis, J., Reynolds, D., Weinbrenner, D., Michaud, D., Surgi, N., Ralph, M., Parrish, J., Talbot, J., Pavone, J. and Lord, S., 2002: 'Adaptive observations at NCEP: Past, present, and future'. In Proceedings of the symposium on observations, data assimilation, and probabilistic prediction, 13–17 January 2002, Orlando, Fla. American Meteorological Society, Boston, USA
- Tuleya, R. E., and Y. Kurihara, 1981: A numerical study on the effects of the environmental flow on tropical storm genesis. *Mon. Weather Rev.*, **109**, 2487–2506
- Wang, B., and X. Tan, 2010: Conditional nonlinear optimal perturbations: Adjoint-free calculation method and preliminary test. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 1043–1049
- Wang, H. L., M. Mu, and X. Y. Huang, 2011: Application of conditional nonlinear optimal perturbations to tropical cyclone adaptive observation using the Weather Research Forecast (WRF) model. *Tellus*, **63A**, 939–957
- Wang, Z., and K. Gao, 2003: Sensitivity experiments of an eastward-moving southwest vortex to initial perturbations, *Adv. Atmos. Sci.*, **20**, 638–649
- Weisman, M. L., C. Davis, W. Wang, K. W. Manning, and J. B. Klemp, 2008: Experiences with 0–36-h explicit convective forecasts with the WRF-ARW model. *Wea. Forecasting*, **23**, 407–437
- Wilmot C.-S. M., B. Rappengluck, X. Li, and G. Guchiarra, 2014: MM5 v3.6.1 and WRF v3.5.1 model comparison of standard and surface energy variables in the development of the planetary boundary layer. *Geosci. Model Dev.*, **7**, 2693–2707.
- Wu, C.-C., Lin, P.-H., Aberson, S., Yeh, T.-C., Huang, W.-P., Chou, K.-H., Hong, J.-S., Lu, G.-C., Fong, C.-T., Hsu, K.-C., Lin, I.-I., Lin, P.-L. and Liu, C.-H., 2005: Dropwindsonde observations for typhoon surveillance near the Taiwan Region (DOTSTAR). *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **86**, 787–790
- Wu, C.-C., J.-H. Chen, P.-H. Lin, and K.-H. Chou, 2007a: Targeted Observations of Tropical Cyclone Movement Based on the Adjoint-Derived Sensitivity Steering Vector. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 2611–2626
- Wu, C., K. Chou, P. Lin, S. Aberson, M. Peng, and T. Nakazawa, 2007b: The impact of

- dropwindsonde data on typhoon track forecasts in DOTSTAR. *Wea. Forecasting*, **22**, 1157–1176
- Wu, C.-C. and Coauthors, 2009: Intercomparison of targeted observation guidance of Typhoon Shanshan (2006) with the midlatitude trough from both adjoint-derived sensitivity steering vector and potential vorticity perspectives. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 852–862
- Xie, B., F. Zhang, Q. Zhang, J. Poterjoy and Y. Weng, 2013: Observing strategy and observation targeting for tropical cyclones using ensemble-based sensitivity analysis and data assimilation. *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 1437–1453
- Yamaguchi, M., T. Iriguchi, T. Nakazawa, and C.-C. Wu, 2009: An Observing System Experiment for Typhoon Conson (2004) Using a Singular Vector Method and DOTSTAR Data, *Mon. Wea. Rev.* **137**, 2801–2816
- Yu, E. T., H. J. Wang, Y. Q. Gao, and J. Q. Sun, 2011: Impacts of cumulus convective parameterization schemes on summer monsoon precipitation simulation over China. *Acta Meteor. Sinica*, **25**(5), 581 – 592
- Zhang, F., C. Snyder, and R. Rotunno, 2003: Effects of moist convection on mesoscale predictability. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 1173–1185
- 陈贵川, 沈桐立, 何迪等, 2006: 江南丘陵和云贵高原地形对一次西南涡暴雨影响的数值试验, *高原气象*, **25**(2), 277–284
- 陈忠明, 徐茂良, 闵文彬, 缪强, 2003: 1998年夏季西南低涡活动与长江上游暴雨, *高原气候*, **22**, 162–167
- 陈忠明, 闵文彬, 崔春光, 2004: 西南低涡研究的一些新进展, *高原气象*, **23**, 1–5
- 段炼, 2006: 汛期西南低涡移向频数的年际变化与降水, *气象*, **32**, 23–27。
- 官元红, 周广庆, 陆维松, 2007: 资料同化方法的理论发展及应用综述. *气象与减灾研究*, **30** (4), 1–8.
- 冯桂力, 王俊, 牟容, 刘冬霞, 2010: 一次中尺度雷暴大风过程的闪电特征分析, *气象*, **36**(4), 68–74
- 傅慎明, 赵思雄, 2010: 一类低涡切变型华南前汛期致洪暴雨的分析研究, *大气科学*, **34**, 235–252。

- 何立富, 陈涛, 周庆亮, 李泽椿, 2007: 北京“7.10”暴雨 β -中尺度对流系统分析, 应用气象学报, **18**, 655–665
- 卢敬华, 1986: 西南低涡概论, 北京, 气象出版社, 275 页
- 卢萍, 郑伟鹏, 赵兴炳等, 2012: 川西西南涡加密探空资料分析及数值模拟, 高原山地气象研究, **32**, 1–7
- 马旭林, 于月明, 陈德辉, 2015: 适应性观测研究现状和展望, 气象学报, **73(2)**, 221–235
- 穆穆, 王洪利, 周非凡, 2007: 条件非线性最优扰动方法在适应性观测研究中的初步应用。大气科学, **31**, 1102–1112
- 穆穆, 2013: 目标观测的方法、现状与发展展望。中国科学: 地球科学, **43**, 1717–1725
- 陶诗言, 中国之暴雨, 北京, 科技出版社, 1980 年第一版, 225 页
- 王婷, 吴池胜, 冯瑞权等, 2008: 2005 年 6 月广东一次暴雨过程的中尺度对流系统的数值研究, 大气科学, **32**, 184–196
- 赵玉春, 李泽椿, 王叶红, 肖子牛, 2008: 2006 年 6 月 5~8 日梅雨锋上中尺度对流系统引发福建北部暴雨的诊断分析, 大气科学, **32**, 598–614

致谢

时光荏苒，一晃五年博士生涯就过去了。在我即将离开北大，前往人生的下一站，五年来在学术道路上的摸索也浓缩成这几十页的毕业论文。在给论文结稿之际，回想这几年的生活，真是感慨万千。这几年研究生工作虽然有点磕磕碰碰，但是也在师友们的帮助下顺利完成。博士生生涯是我人生中宝贵的一段回忆，我在这段时间的所学所得将伴随我一生，并会永远感恩在这段时间给予我帮助和照顾的人。

首先，我急切的将我的感恩和赞美献给我的导师，北京大学物理学院大气与海洋科学系的孟智勇老师。孟老师治学严谨，为人一丝不苟，对学生认真负责。依稀记得第一次见到孟老师的场景，那时的我刚结束大二生活，学习大气科学的时间不算太长。那是一个阳光明媚的下午，我和孟老师在办公室聊起对我的家乡造成严重降水灾害的台风碧利斯。那时我才感受到大气科学的美，以及研究大气科学对社会、对人类的重大意义。从那时起我就立志要读孟老师的研究生。从我大四到博士五年级，在这六年时间内孟老师为我的工作投入了大量的精力。从论文的题目选定、研究工作计划、论文的撰写和发表文章的写作指导等，孟老师都教会我很多。在组里的六年间我潜移默化地学习了孟老师的严谨从事科研的态度和思辨精神，这将对我以后的工作生活产生重要的影响。除了高效的工作安排，孟老师还把我们的课余生活安排得丰富多彩：每周的羽毛球让我们在繁忙的课业生活中放松、锻炼身体；每月的英语角让我们在轻松愉快的环境下锻炼英语口语；每学期的春游/秋游让组里成员在风景怡人的大自然中相互了解，增进感情……在孟老师的带领下，我在组里充实又快乐的度过了六年。

其次我想感谢国立台湾大学的吴俊杰老师。在 2014 年 5 月到 8 月这三个月的时间承蒙吴老师的照顾，让我在学术和生活上都收获颇丰。吴老师和组里的小伙伴们在学术上帮我解答疑难，在生活上带我体验宝岛的人文风情。吴老师组里每周的组会的讨论都十分热烈，思维的碰撞帮助打开我的科研思路。

再次我想感谢 PKUSWANS 组的小伙伴们，你们在科研和生活上都给了我很大的帮助和关怀，组里的每一次活动都少不了你们的陪伴，因为你们的努力我们

一起创造了轻松愉快的学术氛围。

最后感谢我的父母，一直以来你们的默默支持是我前进的动力。感谢白兰强，感谢你在最繁忙的那段日子的支持和陪伴。

北京大学学位论文原创性声明和使用授权说明

原创性声明

本人郑重声明：所呈交的学位论文，是本人在导师的指导下，独立进行研究工作所取得的成果。除文中已经注明引用的内容外，本论文不含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的作品或成果。对本文的研究做出重要贡献的个人和集体，均已在文中以明确方式标明。本声明的法律结果由本人承担。

论文作者签名： 日期： 年 月 日

学位论文使用授权说明

(必须装订在提交学校图书馆的印刷本)

本人完全了解北京大学关于收集、保存、使用学位论文的规定，即：

- 按照学校要求提交学位论文的印刷本和电子版本；
- 学校有权保留学位论文的印刷本和电子版，并提供目录检索与阅览服务，在校园网上提供服务；
- 学校可以采用影印、缩印、数字化或其它复制手段保存论文；
- 因某种特殊原因需要延迟发布学位论文电子版，授权学校一年/两年/三年以后，在校园网上全文发布。

(保密论文在解密后遵守此规定)

论文作者签名： 导师签名：

日期： 年 月 日