



北京大学

博士研究生学位论文

题目： 条件非线性最优扰动（CNOP）寻找的敏感区

对模式动力框架和湿过程的敏感性研究

姓名： 于慧珍

学号： 1101110175

院系： 物理学院大气与海洋科学系

专业： 气象学

研究方向： 中尺度气象

导师姓名： 穆穆 孟智勇

二〇一六年六月

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

条件非线性最优扰动 (CNOP) 是指在一定的约束条件下在预报时刻非线性发展达到最大的初始扰动, 是第一线性奇异向量 (FSV) 的非线性拓展, 已经被成功应用到寻找目标观测的敏感区中。前人关于 CNOP 方法在中尺度气象方面的应用基本都是基于 MM5 模式, 然而随着中尺度模式的发展, WRF 模式逐渐取代 MM5 模式成为业务预报和科学研究的主要模式, 因而建立基于 WRF 模式计算 CNOP 的系统对于目标观测和可预报性的研究具有重要意义。

本文首先建立了基于 WRF 模式计算 CNOP 的预报对初始扰动敏感性分析 (FSIP) 系统, 为 WRF 模式增加了一个方便一般用户使用的敏感性分析模块。由于 WRF 模式与 MM5 模式动力框架不同, 而且 WRF 伴随模式目前只能考虑干过程, 本文着重研究了 CNOP 方法寻找的敏感区对模式动力框架和湿过程的敏感性问题, 并与 FSV 的相应特征作了对比研究。针对 2005 年“麦莎”台风和 2000 年的冬季暴雪个例, 考察了 CNOP 对模式动力框架的敏感性。针对 2012 年北京 7.21 暴雨过程, 分析了 CNOP 寻找的敏感区对湿过程的敏感性, 对比 CNOP 得到的敏感区与基于集合线性相关方法得到的影响降水预报的敏感区, 考察了 CNOP 寻找的敏感区对降水预报的指示意义。

本文的研究结果表明, CNOP 方法寻找的敏感区对于模式动力框架的敏感性小于 FSV 的敏感性。CNOP 基于不同模式动力框架寻找的敏感区水平分布类似, 主要差别在干能量中势能在垂直层的分布。FSV 基于不同模式动力框架寻找的敏感区在水平和垂直分布上的差异要大于 CNOP。

CNOP 寻找的敏感区对模式湿过程的敏感性较大。考虑湿过程的 CNOP 不仅找到了天气尺度的敏感区还找到了与热力过程关系更密切的中尺度敏感区, 而只考虑干过程的 CNOP 只找到了天气尺度的敏感区。对于所研究的个例而言, 湿过程的 FSV 和干过程的 FSV 寻找的敏感区类似, 预示 FSV 不能寻找到与湿过程相关的敏感区, 而干过程的 FSV 寻找的敏感区没有对应有清晰物理意义的天气系统, 预示 FSV 寻找到的干过程相关的敏感区相比 CNOP 的结果其物理意义更加模糊。

考虑湿过程的 CNOP 寻找的敏感区与集合线性相关寻找的对降水起关键作用的敏感区一致, 预示以干能量为度量范数的 CNOP 寻找的敏感区对降水预报也可能具有一定的指示意义。

关键词: CNOP, FSV, 台风, 暴雪, 暴雨, 7.21, TIGGE, 敏感性研究

Sensitivity Analysis of the Sensitive Area identified by CNOP to the Dynamic Core and Moisture Condition of the Model

Huizhen Yu (Meteorology)

Directed by Prof. Mu Mu and Prof. Zhiyong Meng

ABSTRACT

Conditional nonlinear optimal perturbation (CNOP) is the initial perturbation that has the largest nonlinear growth at the forecast time under the certain constraint. CNOP, which is the nonlinear extension of the first singular vector (FSV), has been successfully applied to identify the sensitive area in adaptive observation strategy. Previous study of CNOP on the meso-scale forecast was mostly based on MM5 model, with the development of meso-scale model, WRF gradually replace MM5 to be the main model used in the operational forecasting and research work. So, it is meaningful for the targeted observation and predictability study to build a WRF-based system to calculate CNOP.

In this work, Firstly, the forecast sensitivity to initial perturbation (FSIP) system based on WRF model used to calculate CNOP was built. Adding a user-friendly sensitivity analysis module for WRF model. Considering the different dynamic core between MM5 and WRF, and the moisture missing of WRF, this work focus on the sensitivity study of the sensitive area identified by CNOP to the dynamic core and moisture condition. And the corresponding characteristics of FSV were compared with CNOP. Two cases, the Matsa typhoon (2005) and the winter storm (2000) were studied to analyze the sensitivity of sensitive area identified by CNOP to the model dynamic core. The heavy rainfall happened in Beijing, China on 21 July, 2012 was studied to analyze the sensitive area identified by CNOP to the moisture condition. The sensitive area identified by linear correlation based on ensemble forecasts was compared with CNOP to analyze the potential indication of the sensitive area identified by CNOP to the rainfall forecast.

Results of the this work showed that the sensitive areas identified by CNOP were less sensitive to the model dynamic core than that of FSV. The sensitive areas identified by CNOPs based on different model dynamic cores were very similar on the horizontal distribution, and the main difference was the magnitude of the potential energy on vertical levels. The differences of the sensitive areas identified by the FSVs based on different models were larger than that of CNOP for both horizontal and vertical distributions.

The sensitive areas identified by CNOP were very sensitive to the moisture condition. The

CNOP based on moisture model identified both the sensitive areas associated with the synoptic weather systems but also the sensitive areas associated with the meso-scale weather systems. The CNOP based on dry model only identified the sensitive areas associated with the synoptic systems. For the case studied, these FSVs based on moisture and dry conditions were very similar, which suggest that the FSV could not identified sensitive areas associated with moisture processes. There are no systems with clearly physical meanings associated with the sensitive areas identified by the FSV based on dry condition, which suggest that the physical meanings of the sensitive areas associated with dry processes identified by FSV were vaguer than that of CNOP.

The sensitive areas identified by the CNOP with moisture model were consistent with the sensitive areas associated with the rainfall prediction identified by the linear correlation, which suggest that the sensitive areas identified by the CNOP may have the potential indication of the rainfall forecast.

KEY WORDS: CNOP, FSV, typhoon, winter storm, heavy rainfall, 7.21, TIGGE, sensitivity analysis

目录

第一章 引言	1
1.1 研究意义	1
1.2 CNOP 方法的应用进展	2
1.3 研究目标和内容	4
1.4 创新点	5
1.5 章节安排	5
第二章 MM5 和 WRF 模式介绍	6
2.1 MM5 模式介绍	6
2.1.1 MM5 模式概况	6
2.1.2 MM5 模式动力框架简介	6
2.1.3 MM5 模式参数化简介	6
2.2 WRF 模式介绍	7
2.2.1 WRF 模式概况	7
2.2.2 WRF 模式动力框架	8
2.2.3 WRF 模式参数化简介	8
2.3 本章小结	8
第三章 FSIP 系统的建立及应用	9
3.1 CNOP 方法和 FSV 方法简介	9
3.2 FSIP 系统的建立	11
3.2.1 FSIP 系统的流程	11
3.2.2 FSIP 系统建立的技术问题	12
3.3 FSIP 系统的检验和应用	13
3.3.1 个例介绍	13
3.3.2 CNOP 和 FSV 在不同初始约束值下的对比	14
3.3.3 CNOP 和 FSV 的非线性发展对比	20
3.3.4 不同方法对影响台风预报的动力系统的捕捉	24
3.3 小结	26
第四章 CNOP 寻找的敏感区对模式动力框架的敏感性	28
4.1 个例介绍和实验设置	28
4.2 CNOP 和 FSV 在 MM5 和 WRF 模式中的结果	28

4.2.1 不同模式下 CNOP 的结果.....	28
4.2.2 不同模式对 local CNOP 的识别以及 local CNOP 的特征.....	30
4.2.3 不同模式下 FSV 的结果.....	34
4.3 小结.....	36
第五章 CNOP 寻找的敏感区对湿过程的敏感性.....	37
5.1 个例介绍.....	37
5.2 实验设置.....	40
5.3 CNOP 和 FSV 对湿过程的敏感性.....	41
5.3.1 干湿过程中 CNOP 的差别.....	41
5.3.2 干湿过程中 FSV 的差别.....	43
5.4 集合线性相关寻找的敏感区.....	44
5.4.1 研究方法和 TIGGE 数据介绍.....	44
5.4.2 TIGGE 集合对降水的预报效果检验.....	46
5.4.3 集合线性相关和单个样本的对比.....	49
5.4.4 关键天气系统对降水要素的影响.....	54
5.5 敏感区随时间的变化以及不同方法的对比.....	55
5.5.1 CNOP 寻找的敏感区随时间的变化.....	55
5.5.2 集合线性相关敏感区随时间的变化.....	57
5.5.3 CNOP 寻找的敏感区与线性相关敏感区的对比.....	58
5.6 小结.....	58
第六章 总结.....	60
参考文献.....	62
附录 A FSIP 系统介绍.....	68
致谢.....	71
北京大学学位论文原创性声明和使用授权说明.....	72

第一章 引言

1.1 研究意义

可预报性是目前大气科学领域的前沿热点问题。敏感性分析是一种研究可预报性问题的方法，它可以用于考察初始场的变化对预报结果的影响。敏感性分析的结果可以被用于寻找目标观测的敏感区。目标观测是指寻找特殊的区域（敏感区），通过在这一区域内同化额外的观测数据使得预报参量的预报误差减小最大的方法（Snyder 1996）。自目标观测的概念被提出以来，得到了广泛的关注（Aberson 2003, 2011; Peng and Reynolds 2005, 2006; Wu et al. 2007）。一些外场实验，比如锋面和大西洋风暴追踪实验（FASTEX; Joly et al. 1999; Bergot 1999），北太平洋实验（NORPEX; Langland et al. 1999），北大西洋 THORPEX 区域实验（NA-TReC; Mansfield et al. 2005），冬季风暴检测计划（WSRP; Szunyogh et al. 2000, 2002）以及我国台湾地区开展的热带气旋监视计划（DOTSTAR; Wu et al. 2005），对目标观测的概念进行了测试，实验结果证明同化敏感区内的数据会在一定程度上提高预报效果。

在目标观测的研究应用中，如何确定敏感区是一个关键问题。现有的目标观测方法主要分为两大类，一类是基于伴随模式的目标观测方法（Baker and Daley 2000; Kim et al. 2004）；另一类是基于集合的目标观测方法（Anderson 2001; Hakim and Torn 2008; Ancell and Hakim 2007）。基于伴随模式的目标观测方法是通过求预报误差对观测时刻分析场的梯度场，梯度值大代表预报敏感性大。主要方法包括线性奇异向量方法（Singular Vector: SV, Palmer et al. 1998; Cardinali and Buizza 2003），伴随敏感性引导向量方法（Adjoint-Derived Sensitivity Steering Vector: ADSSV, Wu et al. 2007）等，这类方法侧重于消除最差预报的可能性。另一类基于集合的目标观测方法，如集合 DLM 方法（Deep Level Mean, Aberson 2003），集合变换方法（Ensemble transformation, Bishop and Toth 1999）、集合卡尔曼滤波方法（Ensemble Kalman Filter: EnKF, Hamill and Snyder 2002）、集合变换卡尔曼滤波方法（Ensemble Transform Kalman Filter: ETKF, Bishop et al. 2001）等，这类方法侧重于减小预报误差协方差。

现有的目标观测方法特别是伴随方法的主要局限是误差的线性发展假设，即假设初始误差足够小使得误差的发展可以近似的由线性模式控制，而现实的大气与海洋运动是复杂的非线性过程，基于线性近似的目标观测方法可能会导致找到的敏感区与真正的敏感区的偏离（Reynolds and Rosmond 2003; Huang and Meng 2014）。为了克服线性近似假设的不足，穆穆和段晚锁（2003）提出了条件非线性最优扰动（CNOP）方法，

旨在寻找一定的约束条件下使得目标函数在一定时间段的非线性发展达到最大的初始扰动。

CNOP 已被广泛应用于大气与海洋的可预报性研究和敏感性分析中。比如厄尔尼诺和黑潮的可预报性研究 (Duan et al. 2004; Mu et al. 2004, 2007; 王强 2011; Wang et al. 2013; Mu et al. 2015), 海洋热盐环流的敏感性分析 (Sun et al. 2005), 台风和暴雨的目标观测 (Chen et al. 2011, 2013; Zhou and Mu 2011, 2012; 穆穆等 2007; Wang et al. 2011; 刘段灵等 2013; Qin and Mu 2012) 以及集合预报研究 (Mu and Jiang 2008; Jiang et al. 2009)。研究结果表明 CNOP 类型的初始扰动对研究可预报性问题具有重要的意义, 在 CNOP 寻找的敏感区内同化资料对预报效果具有明显的提高。

考虑非线性过程的 CNOP 方法相对于线性奇异向量方法的优势已被前人研究所证明。预报结果对 CNOP 类型的初始误差的敏感性要大于对第一线性奇异向量 (FSV) 类型初始误差的敏感性, 减小 CNOP 类型的初始误差对于预报效果的提高要高于减小 FSV 类型的初始误差 (Chen et al. 2013; Zhou and Mu 2011, 2012)。在台风目标观测研究中, 在 CNOP 寻找的敏感区内同化资料对台风路径预报的提高要高于同化 FSV 寻找的敏感区内的资料 (Mu et al. 2009; Chen et al. 2011; Qin and Mu 2011; Qin et al. 2013)。Qin 等 (2011) 基于三个台风个例对比分析了 CNOP, FSV 和 ETKF 三种目标观测方法, 结果显示不同方法寻找的敏感区差别较大, CNOP 寻找的敏感区和引导气流以及高对流区有关, ETKF 寻找的敏感区集中在台风中心附近, 而 FSV 寻找的敏感区和引导气流有关。在 CNOP 和 ETKF 寻找的敏感区内同化资料对预报效果的提高要明显高于 FSV。

实际应用中确定 CNOP 结果的合理性至关重要, 而 CNOP 的计算依赖于数值模式和参数设置。前人的研究考察了 CNOP 对一些参数设置, 比如初始扰动约束值、约束范数、模式分辨率、验证区和优化时间的敏感性, 并与线性方法 FSV 的特征进行了对比 (Zhou and Mu 2011, 2012a, b; 周菲凡 2009)。结果显示 CNOP 的结果对不同参数的敏感性不同, 在不同设置下 CNOP 和 FSV 的差别大小也不同, 这为计算 CNOP 的实验设计提供了参考。但是不同模式和物理过程参数化的设置对于 CNOP 的计算结果会有什么样的影响还没有相应的研究。本文将通过不同的个例, 分别对 CNOP 对模式动力框架和湿过程的敏感性进行研究。

1.2 CNOP 方法的应用进展

CNOP 首先被应用到简单的海气耦合模式中研究 ENSO 的可预报性 (穆穆和段晚锁 2003; Mu et al. 2003; Duan et al. 2004), 然后基于准地转模式研究阻塞状态的生成以及集合预报初始扰动的生成 (Mu and Jiang 2008; Jiang et al. 2008)。王强 (2011)

将 CNOP 应用于 1.5-层浅水方程模式中研究黑潮路径变异的可预报性 (Wang et al. 2013)。CNOP 被更多的应用于中尺度模式研究台风和暴雨这种高影响天气的目标观测和可预报性 (Chen et al. 2011, 2013; Zhou and Mu 2011, 2012; 穆穆等 2007; Wang et al. 2011; 刘段灵等 2013; Qin and Mu 2012)。

基于 CNOP 方法研究台风和暴雨的可预报性, 前人采用的模式多为宾夕法尼亚大学和美国国家大气研究中心 (PSU-NCAR) 共同开发的中尺度模式 MM5 (Dudhia 1993) 以及相应的切线性模式和伴随模式系统 (Zou et al. 1997)。结果证实了 CNOP 方法在目标观测中的有效性, 且相对于 FSV 方法具有明显的优势。随着中尺度模式的发展, 第二代中尺度模式 WRF (Weather Research and Forecasting) 模式逐渐取代 MM5 模式成为业务预报和科学研究的主要模式。

WRF 模式的切线性模式和伴随模式系统成功建立且在伴随敏感性和 WRF 四维变分资料同化研究中得到测试 (Xiao et al. 2008; Huang et al. 2009; Zhang et al. 2010; Wang et al. 2011)。基于 WRF 的非线性模式以及相应的切线性模式和伴随模式, Wang 等 (2011) 把 CNOP 应用于 WRF 模式, 并将之应用于两个热带气旋个例的研究中。之后, Zhang 等 (2013) 对 WRF 模式的切线性和伴随模式重新构架并编写为包含非线性模式、切线性模式和伴随模式的 WRFPLUS 系统, 并成功应用于预报与观测的敏感性研究和 WRF 四维资料同化系统中 (Zhang et al. 2015)。基于最新的 WRFPLUS 建立一个用户友好的可用于研究预报对初始扰动敏感性 (比如说利用 CNOP 和/或者 FSV 寻找对预报结果影响较大的物理量或者天气系统) 的分析系统对于一般的用户具有重要意义。

以往的研究中, CNOP 敏感区的计算和敏感区有效性的测试都在同一模式中进行。比如 Wu 等 (2007, 2009) 基于 MM5 模式将 ADSSV 方法用于研究台风的目标观测并考察了敏感区对于台风和中纬度槽的相互作用信号的捕捉。前人基于 MM5 模式对 CNOP 在中尺度目标观测中应用进行了大量的研究, 证明了 CNOP 方法的有效性 (Chen et al. 2011; Zhou and Mu 2011, 2012; 穆穆等 2007), Wang 等 (2011) 基于 WRF 模式考察了 CNOP 在热带气旋个例中的应用。而关于敏感区在不同模式下的应用研究却非常少。Chen 等 (2013) 将基于 MM5 模式计算的 CNOP 和 FSV 寻找的敏感区应用到 WRF 模式里, 结果显示对于两种方法, 在基于 MM5 模式得到的敏感区内同化资料对 WRF 模式的预报效果都有提高。

MM5 和 WRF 两个模式的主要区别包括模式水平网格点分布, 垂直坐标, 物理过程参数化以及计算过程的处理上。那么基于 WRF 和 MM5 这两个模式计算的 CNOP/FSV 到底有什么区别, 不同方法寻找的敏感区对于这两个模式的敏感性还不清楚。本文的关注科学问题之一就是对比 CNOP 在 MM5 和 WRF 两个不同模式下的计算结果, 考察 CNOP 对模式动力框架的敏感性, 从而进一步考察 CNOP 在其中一个模式 (比如说 MM5 模式) 中的结果在另一模式 (比如说 WRF 模式) 中的适用性, 并与 FSV 的相应特征进行比较。

中尺度系统的可预报性与湿过程密切相关。前人研究表明初始误差的快速增长是由水汽过程引起的 (Ehrendorfer et al. 1999; Zhang et al. 2002, 2003; 吴多常 2012), 湿对流区域内的即使很小的初始扰动也会快速的的增长从而影响预报的准确性 (Walser et al. 2004; Zhang et al. 2002, 2003)。CNOP 在暴雨过程中的有效性也得到了证明。穆穆等 (2007) 通过两个降水个例, 考察了预报结果对 CNOP 的敏感性并与 FSV 方法进行对比, 结果显示减小 CNOP 类型的初始误差比减少 FSV 类型的初始误差能更大程度的提高预报技巧。刘段灵等 (2013) 将 CNOP 应用于冬季暴雨个例的目标观测研究中, 结果显示减小 CNOP 寻找的敏感区内的初始误差能有效提高降水预报的技巧。以上的研究均是基于 MM5 模式湿过程的计算结果。由于 WRF 的伴随模块只能使用干过程, 基于干过程计算的结果和基于湿过程的结果有什么区别, 湿过程在 CNOP 寻找敏感区中起到什么样的作用, 则有待研究。本文关注的科学问题之二就是湿过程对 CNOP 寻找的敏感区的影响, 考察 CNOP 对湿过程的敏感性, 并与 FSV 的相应特征进行比较。

此外, 现有的很多目标观测方法并不能直接将降水作为度量范数来计算敏感区, 比如说 SV, CNOP, ETKF 等方法是以能量作为度量范数, ADSSV 是以风场作为度量范数。这些方法在目标观测中的应用很多都是针对动力过程起主导作用的台风研究 (Wu et al. 2007, 2009; Chen et al. 2011; Chen et al. 2011; Wang et al. 2011)。对降水过程的研究很少, 对降水的研究也主要是直接将以干能量为度量范数计算的敏感区用于降水来考察在敏感区内同化资料是否提高降水预报的技巧 (Szunyogh et al. 2000)。尽管减小 CNOP 寻找的敏感区内的初始场误差能有效的提高降水的预报技巧 (刘段灵等 2013), 但是以能量为度量范数计算的敏感区是否是影响降水预报的敏感区并不清楚。本文关注的科学问题之三就是对比 CNOP 寻找的干能量敏感区与影响降水的敏感区, 考察以干能量为度量范数计算的 CNOP 寻找的敏感区对降水的可能指示意义。

1.3 研究目标和内容

鉴于之前对于 CNOP 方法在中尺度方面的应用和 CNOP 寻找的敏感区对模式敏感性方面研究存在的不足之处, 本文的主要研究目标是建立基于 WRF 模式计算 CNOP 的系统, 并考察 CNOP 寻找的敏感区对模式动力框架和湿过程的敏感性。研究内容主要包含三部分:

1. 基于 WRF 模式建立计算 CNOP 的预报对初始扰动敏感性分析 (FSIP) 系统。为 WRF 增加一个用户友好的模块, 通过这一模块用户可以很方便的将 CNOP 方法应用到不同的个例研究中。对 CNOP 方法在目标观测和可预报性研究方面的应用具有重要意义。

2. 基于新建立的 FSIP 系统和已经成熟的 MM5_CNOP 系统, 通过直接对比不同模式下 CNOP 的结果, 考察 CNOP 对模式动力框架的敏感性, 并与 FSV 方法的特征进行对比。
3. 基于 MM5_CNOP 系统, 考察 CNOP 对模式湿过程的敏感性并与 FSV 方法的特征进行对比。通过与集合线性相关方法得到的敏感区进行对比, 考察 CNOP 寻找的敏感区对降水的可能指示意义。

1.4 创新点

1. 前人关于 CNOP 在中尺度气象方面的研究基本都是基于 MM5 模式, 本文建立了基于 WRF 模式计算 CNOP 的 FSIP 系统, 为 WRF 模式增加了一个用户友好的模块。
2. 关于 CNOP 方法的结果对模式参数的敏感性, 前人做了一些研究, 但是 CNOP 对模式自身的敏感性还不清楚。本文基于两代中尺度模式 MM5 和 WRF, 考察了 CNOP 寻找的敏感区对模式动力框架以及湿过程的敏感性并与 FSV 进行了对比。
3. 对比 CNOP 方法寻找的敏感区与线性相关方法得到的影响降水的敏感区, 考察了以干能量为度量范数计算的 CNOP 寻找的敏感区对降水的预报可能具有的指示意义。

1.5 章节安排

本文的第二章将会对本文使用的两代中尺度数值模式 MM5 和 WRF 的概况, 动力框架和参数化方案进行简要的介绍和比较。第三章将会详细介绍了 CNOP 和 FSV 的理论, FSIP 系统的建立以及系统的应用, 考察了 CNOP 对影响台风预报的动力系统的捕捉能力并与 FSV 进行对比。第四章和第五章将会以个例研究结果为基础分别对 CNOP 寻找的敏感区对模式动力框架和湿过程的敏感性进行分析研究, 并与 FSV 的特征进行对比。考察 CNOP 计算的敏感区对降水的可能指示意义。第六章对全文的结论进行总结, 并讨论未来的研究计划。

第二章 MM5 和 WRF 模式介绍

2.1 MM5 模式介绍

2.1.1 MM5 模式概况

第五代宾夕法尼亚州立大学/国家大气研究中心中尺度模式 (MM5) 是由七十年代 Anthes 在宾夕法尼亚州立大学使用, 后被 Anthes 和 Warner (1978) 整理记载的中尺度模式模式。模式包括一些前处理和后处理程序, 共同组成了 MM5 模式系统。在原有模式的基础上, 为了扩大中尺度模式的应用范围, MM5 模式有了很大的改变。其中包括非静力平衡动力框架, 实现了多重网格嵌套, 有多种物理参数化方案可以选择, 实现了四维资料同化以及适应了不同的计算机系统。四维资料同化系统中包含了 MM5 的非线性模式, 切线性模式以及相对应的伴随模式。四维资料同化系统中的非线性模式和 MM5 模式的非线性模式完全相同, 同化系统中的伴随模式不支持网格嵌套, 且可以选择的物理参数化方案要明显少于非线性模式。本文用到的是第二版本的 MM5 模式以及相对应的切线性和伴随模式。

2.1.2 MM5 模式动力框架简介

MM5 模式的模拟区域是由格点定义的矩形区域, 水平网格点为 Arakawa B 网格点, 模式垂直层采用的是 σ 地形跟随坐标, 被定义为 $\sigma = ((p - p_{top})) / ((p_{sfc} - p_{top}))$ 其中 p_{top} 为模式层顶气压值, p_{sfc} 为地表气压。在模式层顶 σ 为 0, 在地表 σ 为 1, 每一个垂直层由 σ 定义的在 0 和 1 之间的数值代表。所有物理的计算是在半 σ 层进行。

模式主要由三大部分组成, 包括前处理, 主模式和后处理。这三大部分又由几个小的模块构成, 前处理中 TERRAIN 和 REGRID 模块, 将地形和等压面上的气象数据插值到中尺度的矩形区域上。LITTLE_R/RAWINS 模块用于同化标准地面站或者探空的观测资料提供更高精度的初始场。INTERPF 模式将垂直方向上气压层数据插值到 MM5 模式的 σ 层。主模式 MM5 用于非线性积分。后处理是将模式结果进行处理, INTERPB 模块将 MM5 模式结果的数据重新插值到气压层上, NESTDOWN 将模式数据插值到更高分辨率的网格上为新的模式积分提供初始场, 还有一些模块 (RIP 和 GRAPH) 用于模式结果的可视化处理。

2.1.3 MM5 模式参数化简介

MM5 模式中, 主要的物理参数化过程包括云微物理参数化, 积云对流参数化, 边界层参数化, 辐射参数化和表层参数化。在非线性模式中, 每个过程参数化对应一些可以选择的参数化方案, 可选的参数化方案较多。而伴随模式可以选择的物理参数化方案

比较少，非线性模式中的参数化方案只有部分在伴随模式中可以选择。考虑到本文的研究是基于非线性模式，切线性模式和相应的伴随模式，为了保持一致，可以选择的参数化方案必须同时存在于非线性模式、切线性模式和伴随模式中，所以我们只考虑存在于伴随模式中的参数化方案。

伴随模式中可以选择的积云对流参数化方案包括 Anthes-Kuo 方案和 Grell 方案。边界层参数化方案只有 Bulk 方案。微物理参数化方案包括 stable precipitation 和 Dudhia 微物理参数化方案。辐射方案包括简单的冷却方案 (simple cooling) 和表层辐射方案 (surface radiation)。除了上面可选的参数化方案，还可以选择关闭相应的物理参数化过程。在本文的研究中，只考虑干过程的计算对应的是关闭微物理参数化方案和积云对流参数化方案，考虑湿过程的计算选择的参数化方案是 Anthes-Kuo 积云对流参数化方案和 stable precipitation 微物理参数化方案。本研究中所有基于 MM5 模式的计算选择的是 Bulk 边界层参数化方案和关闭辐射参数化方案。

2.2 WRF 模式介绍

2.2.1 WRF 模式概况

天气研究与预报 (WRF) 模式是新一代中尺度数值天气预报和同化系统。WRF 模式是由美国国家大气研究中心 (National Center for Atmospheric Research, NCAR), 国家环境预报中心 NCEP 的环境模拟中心 (EMC), 预报系统实验室的预报研究处 (FRD) 和 Oklahoma 大学的风暴分析研究中心 (CAPS) 等多单位联合开发的新一代非静力平衡模式。WRF 模式从 1997 年开始开发, 到 2000 年第一版发布主要目的是解决分辨率为 1-10 km, 时效为 60 h 内的有限区域内的天气预报和模拟问题。WRF 包含两个主模式动力核, 一个是在 MM5 模式基础上发展的 ARW (Advanced Rese WRF), 另一个是在 NCEP 的 η 模式上发展而来的 NMM (Nonhydrostatic Mesoscale Model)。WRF 模式被广泛应用于业务预报, 科学研究和教学中, 现有注册用户高于 3 万人。本文用到的模式为 WRF-ARW3.6.1 版本。

WRF 模式的切线性模式 (Tangent Linear Model, TLM) 和伴随模式 (Adjoint Model, ADM) 在近几年也得到了发展。第一代 WRF 的 TLM 和 ADM 系统 (WAMS) 由 NCAR 在 2007 年开发 (Xiao et al. 2008)。WAMS 被用于伴随敏感性分析和四维资料同化系统 (4DVAR) (Huang et al. 2009)。在此基础上, Zhang et al. (2013) 进一步发展了 WRF 模式的 TLM 和 ADM, 称为 WRFPLUS。WRFPLUS 包括了非线性模式, TLM 和 ADM。与 WRF-ARW 的版本一致, 本文用到的是 WRFPLUS3.6.1 版本。

2.2.2 WRF 模式动力框架

WRF 模式的模拟区域是由格点定义的矩形区域，水平网格点为 Arakawa C 网格点，模式垂直层采用的是 η 基于质量的地形跟随坐标，基于地形障碍方法， η 坐标系对 σ 进行了改进，解决了在陡峭地形区域计算水平气压梯度力、平流项和水平扩散项的问题。定义与 σ 一致，为 $\eta = ((p - p_{top}) / (p_{sfc} - p_{top}))$ 其中 p_{top} 为模式层顶气压值， p_{sfc} 为地表气压。在模式层顶 η 为 0，在地表 η 为 1，每一个垂直层由 η 定义的在 0 和 1 之间的数值代表。所有物理的计算是在半 η 层进行。

模式主要由三部分组成，包括前处理，主模式和后处理。前处理部分是由 WPS (WRF Preprocessing System) 模块进行数据处理，为主模式提供初始场和边界条件。三维变分、四维变分可以通过数据同化提供更高精度的初市场。主模式 WRF 是进行非线性积分的过程。后处理是将模式结果进行处理，比如一些软件(NCL(NCAR command language) 和 GrADs (Grid Analysis and Display system)) 可用于模式结果的可视化处理。

2.2.3 WRF 模式参数化简介

在 WRF 模式里，主要的物理参数化过程包括云微物理参数过程、积云对流参数化、长波辐射、短波辐射、边界层参数化、陆面过程参数化等。在 WRF-ARW 模式中，每个参数化过程有多种参数化方案选项，可以根据不同的研究需要进行选择。但是在现在的 WRFPLUS 版本中，物理参数化方案选项很少。为了保持非线性模式和 TLM、ADM 的一致性，所有的模式都按照 WRFPLUS 里可以选择的参数化方案进行模拟研究。

WRFPLUS 可以选择的物理参数化方案为重力拖曳 (surface drag) 边界层参数化，其他的物理参数化过程没有相对应的参数化方案可以选择。在本文的研究中，基于 WRF 计算 CNOP 的模式设置为重力拖曳的边界层参数化方案，其他参数化过程关闭，也就是对应模式的干过程。

2.3 本章小结

本章主要介绍了本文中用到的 MM5 模式和 WRF 模式的概况，动力框架以及对应伴随模式的参数化方案。MM5 和 WRF 模式主要区别是水平网格，垂直坐标，计算处理以及物理过程的参数化方案的不同。在下面对比不同模式 CNOP 和 FSV 计算的研究中，为了尽量保证除了模式本身结构外其他条件一致，MM5 和 WRF 使用的是干过程，物理参数化方案中除了边界层方案外其他参数化方案全部关闭。由于 WRF 模式只有干过程，在考察 CNOP 和 FSV 对湿过程的敏感性研究中，基于的是 MM5 模式的，通过同时打开和关闭积云对流参数化和微物理参数化来实现湿过程和干过程的计算。

第三章 FSIP 系统的建立及应用

本章将首先介绍 CNOP 方法和 FSV 方法的理论，然后详细介绍基于 WRFPLUS 系统和 SPG2 方法计算 CNOP 和 FSV 的 FSIP 系统的建立，并通过发生在不同区域不同季节的两个个例的计算结果检验 FSIP 系统的合理性。在此基础上，针对一个台风个例，通过对比不同优化时间不同方法寻找的敏感区考察不同方法对影响台风预报的动力系统的捕捉。

3.1 CNOP 方法和 FSV 方法简介

CNOP 是指在一定的约束条件下，在预报时刻非线性发展达到最大的初始扰动。假设非线性模式可以表示为：

$$\begin{cases} \frac{\partial \mathbf{x}}{\partial t} + F(\mathbf{x}) = 0 \\ \mathbf{x}|_{t=0} = \mathbf{x}_0 \end{cases} \quad (\text{公式 3.1})$$

其中 \mathbf{x} 代表了模式物理量， \mathbf{x}_0 代表了 \mathbf{x} 的初始值。 F 代表了非线性偏微分算子。公式 3.1 的解可以表达为 $\mathbf{x}(t) = M(\mathbf{x}_0)$ ， M 代表了非线性算子， $\mathbf{x}(t)$ 代表了 \mathbf{x} 在 t 时刻的值。

目标函数 $J(\delta \mathbf{x}_0)$ 被定义为在验证时刻验证区域内所有模式点上的扰动发展对于一个特定的度量范数的叠加。这个目标函数被用来衡量由于叠加了初始扰动而导致的扰动发展的大小。定义使得目标函数达到最大的初始扰动 $\delta \mathbf{x}_0^*$ 为 CNOP，即 $\delta \mathbf{x}_0^*$ 满足下面的条件

$$J(\delta \mathbf{x}_0^*) = \max_{\delta \mathbf{x}_0^T \mathbf{C}_1 \delta \mathbf{x}_0 \leq \beta} J(\delta \mathbf{x}_0) \quad (\text{公式 3.2})$$

其中

$$J(\delta \mathbf{x}_0) = \{\mathbf{PS}[M(\mathbf{x}_0 + \delta \mathbf{x}_0) - M(\mathbf{x}_0)]\}^T \mathbf{C}_2 \{\mathbf{PS}[M(\mathbf{x}_0 + \delta \mathbf{x}_0) - M(\mathbf{x}_0)]\} \quad (\text{公式 3.3})$$

$\delta \mathbf{x}_0^T \mathbf{C}_1 \delta \mathbf{x}_0 \leq \beta$ 是初始扰动需要满足的约束条件。 β 是初始扰动约束值， β 越大，初始误差越大。一般 β 的大小确定是为了使初始扰动的大小与分析误差相当。 P 为投影算子，在验证区域内（验证区域外）为 1（0）。 S 是把模式量空间投影到计算度量范数空间的线性算子。 C_1 是用于约束初始扰动的度量范数， C_2 是用于定义目标函数 $J(\delta \mathbf{x}_0)$ 的度量范数。为了简单，本文定义 $\mathbf{C}_1 = \mathbf{C}_2 = \mathbf{C}$ 。在本文的计算中， C 被定义为总干能量（total dry energy, TDE）。总干能量的扰动被定义为 TDE'。

$$TDE' = \frac{1}{2} [\mathbf{u}'^2 + \mathbf{v}'^2 + \frac{C_p}{T_r} \mathbf{T}'^2 + R_a T_r (\frac{P'_s}{P_r})^2] \quad (\text{公式 3.4})$$

其中 C_p 代表在恒定气压值下的比热容 ($1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), R_a 代表干空气的气体常数 ($287.04 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), T_r (270 K) 和 P_r (1000 hPa) 分别代表参数气温和气压。 u , v , T , P_s 分别代表纬向风, 经向风, 温度和表层气压场。 u' , v' , T' 和 P_s' 分别代表 u , v , T , P_s 的扰动。目标函数 $J(\delta x_0)$ 的计算为

$$J(\delta x_0) = \frac{1}{D} \int_D \int_0^1 \frac{1}{2} \left(\mathbf{u}'^2 + \mathbf{v}'^2 + \frac{C_p}{T_r} \mathbf{T}'^2 \right) d\eta dD + \frac{1}{D} \int_D \frac{1}{2} R_a T_r \left(\frac{P_s'}{P_r} \right)^2 dD \quad (\text{公式 3.5})$$

其中 D 代表水平验证区域, η 代表垂直层。 $\delta \mathbf{x}_0^T \mathbf{C}_1 \delta \mathbf{x}_0 \leq \beta$ 公式左侧的计算也是按照公式 (3.5) 计算, 但是 D 代表整个水平积分区域。为了定量的考察 TDE' 的水平 and 垂直分布, 本文计算了 TDE' 的水平积分和垂直积分。分别命名为 $hTDE'$ and $vTDE'$,

$$vTDE' = \int_0^1 \frac{1}{2} \left(\mathbf{u}'^2 + \mathbf{v}'^2 + \frac{C_p}{T_r} \mathbf{T}'^2 \right) d\eta + \frac{1}{2} R_a T_r \left(\frac{P_s'}{P_r} \right)^2 \quad (\text{公式 3.6})$$

$$hTDE' = \int_D (TDE') dD \quad (\text{公式 3.7})$$

本文还考察了干能量中势能和动能在水平区域的积分, 分别定义为 hPE' 和 hKE'

$$hPE' = \int_D \frac{1}{2} \left(\frac{C_p}{T_r} \mathbf{T}'^2 + R_a T_r \left(\frac{P_s'}{P_r} \right)^2 \right) dD \quad (\text{公式 3.8})$$

$$hKE' = \int_D \frac{1}{2} (\mathbf{u}'^2 + \mathbf{v}'^2) dD \quad (\text{公式 3.9})$$

其中在表层的能量计算中只有 P_s 。

总积分区域中 $vTDE'$ 值最大的前 1% 格点代表的区域被定义为敏感区或目标观测区。这个区域内的分析误差会导致验证区域内在验证时刻的大的预报误差, 所以在此敏感区域内同化额外的观测资料会最大程度的减小验证区域内的预报误差。

本文采用迭代算法来寻找目标函数的最大值。在一些研究中, 除了使得目标函数最大的 CNOP 外, 还存在一些初始扰动得到的目标函数小于 CNOP 的, 且这些初始扰动分布和 CNOP 不同。这些扰动被称为局地 CNOP (local CNOP, Mu and Zhang 2006)。类似于 CNOP, local CNOP 在一些研究中具有明确的物理意义, 比如说在 ENSO 可预报性研究中, CNOP 是 El Nino 事件发生的前兆, 而 local CNOP 是 La Nina 事件发生的前兆 (Mu et al. 2003; Duan et al. 2004)。

FSV 可以看作是线性近似下的 CNOP。如果初始扰动 $\delta \mathbf{x}_0$ 足够小, 积分时间不太长, 非线性过程可以近似的用线性过程代替。这种情况下, 目标函数定义为

$$J(\delta \mathbf{x}_0^*) = [\mathbf{PSL}(\delta \mathbf{x}_0)]^T \mathbf{C}_2 [\mathbf{PSL}(\delta \mathbf{x}_0)] \quad (\text{公式 3.10})$$

其中 L 为非线性模式的切线性计算算子。FSV 的计算过程除了前向积分模式为线性模式外和 CNOP 的计算完全一致。

3.2 FSIP 系统的建立

3.2.1 FSIP 系统的流程

基于 CNOP 和 FSV 的理论，本文建立了基于 WRF 模式计算 CNOP 和 FSV 的 FSIP 系统。FSIP 系统主要包括前处理，WRF-CNOP/FSV 优化系统和后处理三个部分。FSIP 系统的流程如图 3.1。阴影方框中是 WRF 模式部分，非线性模式 (NL model) 和伴随模式 (AD model) 用来计算 CNOP，切线性模式 (TL model) 和伴随模式 (AD model) 用于计算 FSV。FSIP 是一个容易被用户应用的系统，系统中包含一个 bash 文件 (CNOP_FSV.sh，对 CNOP.sh 和 FSIP 系统结构的简介在附录 A 中展示)，里面有所有需要修改的参数。对于一个新的个例，用户只需要修改 CNOP_FSV.sh 的参数，然后就通过运行系统计算出 CNOP 进行自己的个例研究。为了和线性方法 FSV 进行对比，建立了相应的计算 FSV 的系统 (图 3.1b)。

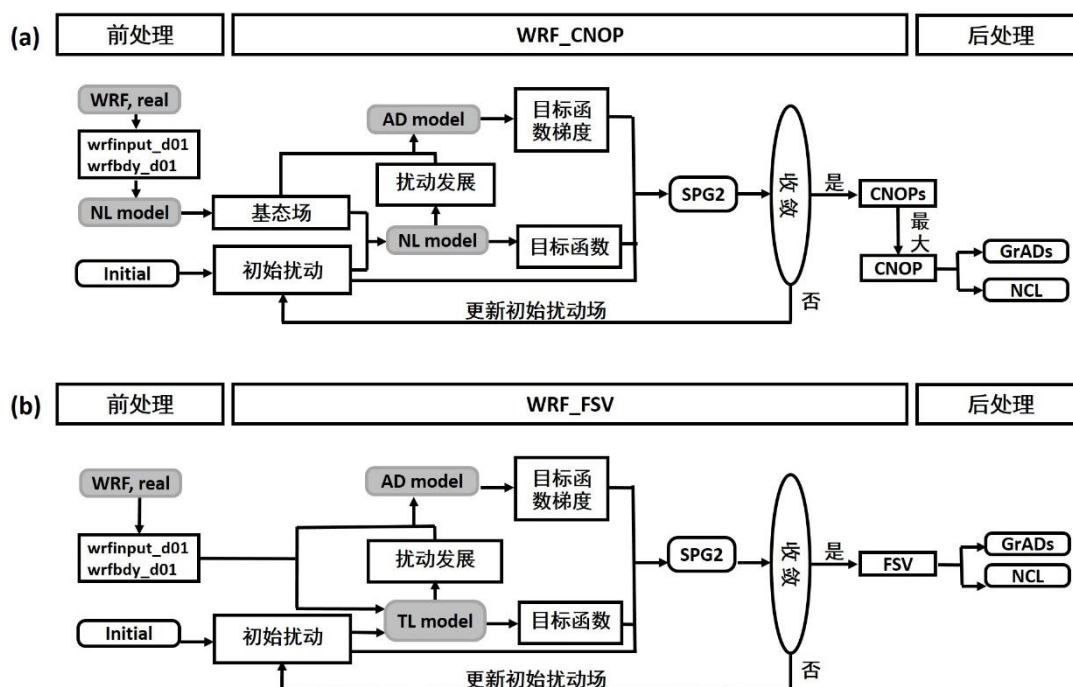


图 3.1 FSIP 系统的流程图，(a) CNOP 和 (b) FSV。方框代表输入和输出，圆方框代表子程序，椭圆代表了判断条件。阴影部分代表 WRF 模式的子程序 (WPS, real, NL model (非线性模式), TL model (切线性模式), AD model (伴随模式))。

计算 CNOP (FSV) 的一个关键步骤就是迭代算法来找到在一定约束条件下的公式 3.2, 3.3. 和 3.5 (公式 3.2, 3.5 和 3.10) 的解。本文建立的 FSIP 系统选择的是光谱投影梯度 (Spectral Projected Gradient 2, SPG2; Birgin et al. 2001) 算法。SPG2 可以计算在一定约束条件下，目标函数的最小值。因为 CNOP/FSV 是使得目标函数最大的初始扰动，假定目标函数被定义为 $J_1(\delta x_0) = -J(\delta x_0)$ 。对于给定的初始扰动第一猜值

场, SPG2 基于目标函数场 (非线性/切线性模式计算) 和目标函数的梯度场 (伴随模式计算) 来寻找使得目标函数减小最快的改进的初始扰动, 这一过程不断迭代, 直到目标函数 $J_1(\delta x_0)$ 收敛到最小值。

FSIP 系统运行的步骤如下:

(1) 参数设置。所有需要设置的参数包括模式区域, 模式物理参数化方案, 优化时间区间, 初始扰动约束值 β 和验证区域。由于 WRFPLUS 不支持双层模式嵌套, 本文中采用单层模式区域。在本文研究中优化时间 (观测时间和验证时间之间的时间段) 和预报时间 (初始时刻和预报时刻之间的时间段) 相同。验证区域也就是计算目标函数的区域, 一般为研究或预报中关心的区域, 根据研究目的设置。

(2) 生成初始条件和边界条件。初始场和边界条件由 WRF 前处理系统 WPS 生成。初始扰动是为 SPG2 提供的第一猜值场, 初始扰动第一猜值场有不同方法生成。本文中用到的初始扰动猜值场 P1 代表的是预报时刻的预报场和初始场的差值场, P2 代表随机产生的扰动场, P3 代表 P1 和 P2 的平均场, $P1_N$, $P2_N$, 和 $P3_N$ 分别代表负的 P1, P2, 和 P3。

(3) 计算 CNOP/FSV。在这个过程中, SPG2 方法用于计算 CNOP/FSV。对于 CNOP, WRF 的非线性模式用于计算目标函数, 伴随模式用于计算目标函数的梯度。对于 FSV, WRF 的切线性模式用于计算目标函数, 伴随模式用于计算目标函数的梯度。

(4) 后处理。CNOP/FSV 结果的处理过程。包括转换数据格式, 利用 GrADs 或者 NCL 进行数据可视化处理。

3.2.2 FSIP 系统建立的技术问题

系统建立之前, 需要对 WRFPLUS 系统的切线性模式, 伴随模式和梯度计算进行检验, 来证实切线性模式能够近似的模拟非线性过程, 以确保使用此切线性模式的伴随模式计算的梯度是可信的。在 WRFPLUS 系统中包含了这一部分功能, 在本文的参数化设置下测试了多个个例都通过了检验, 证明通过 WRFPLUS 系统计算 CNOP/FSV 是可信的。

FSIP 系统的建立的主要技术问题是各部分之间接口的编写。接口包括初始扰动和非线性模式/切线性模式的接口, 非线性模式/切线性模式发展接口, 非线性模式/切线性模式和伴随模式的接口, 模式结果和 SPG2 的接口。

各部分接口的代码涉及到数据格式以及数据模态的转换。比如说初始扰动的量是处在模式空间的状态量, 而在将初始扰动叠加到非线性模式/切线性模式计算扰动发展时需要将模式空间的状态量投影到度量范数计算的空间上。初始扰动及其发展在模式计算中以三维数组的形式存在, 在计算目标函数时需要转换为一维的数组并考察验证区域和度量范数的影响。

模式和 SPG2 方法的接口编写是系统建立的重点也是难点。包括将初始扰动, 目标函数和目标函数的梯度提供给 SPG2, SPG2 通过计算寻找到使得目标函数增大最快的初始扰动变化的方向, 然后把新的初始扰动重新代入模式计算, 依次循环。在达到收敛, 迭代次数或者寻找初始扰动次数达到一定量值后迭代停止。难点在于将 SPG2 方法原始代码修改为可以应用于计算 CNOP 和 FSV 的代码。

将各部分整合到一个 bash 文件也是 FSIP 系统建立的一个技术问题, 这一步是为了方便用户的应用。在编写这一 bash 文件时需要考虑一些变量和文件的输入输出, 各文件之间的关联, 需要特别注意的是各结果之间的调用。

3.3 FSIP 系统的检验和应用

本节将基于一个发生在西北太平洋的麦莎台风 (2005) 个例和一个发生在美国的冬季暴雪 (2000) 个例, 检验 FSIP 系统对于不同地区不同季节个例的适用性和计算得到的 CNOP 的合理性。并针对麦莎个例, 将 FSIP 系统应用于寻找不同优化时间的敏感区, 考察 CNOP 对于影响台风预报的天气系统的捕捉能力, 并与线性方法 FSV 进行对比。

3.3.1 个例介绍

2005 年 0509 号台风麦莎 (Matsa), 是太平洋的一个热带气旋, 2005 年 8 月 1 日在菲律宾东方的海面上形成。台风行径台湾东北之后, 在中国浙江省登陆, 并继续北上至江苏和山东。该台风登陆时强度大, 破坏力大, 影响地域范围广, 影响时间长, 是 2005 年度受灾面积最大, 经济损失最为严重的一个台风。该台风影响台湾、福建、浙江、上海、安徽、江苏、山东和辽宁等省 (市), 造成直接经济损失达 177.1 亿元, 导致 20 人死亡 5 人受伤。本文选取的研究时段为 2005 年 8 月 5 日 00 时至 8 月 6 日 00 时, 即台风登陆前的 24 个小时。这个实验定义为控制实验 (CNTL), 我们将基于 CNTL 实验检验 FSIP 系统的合理性。除了控制实验, 本文还设置了两组敏感性实验 (EXP1, EXP2), 敏感性实验的研究时段分别为 2005 年 8 月 4 日 12 时至 8 月 5 日 12 时, 2005 年 8 月 4 日 00 时至 8 月 5 日 00 时。控制实验和敏感性实验结果将在 FSIP 系统的应用中展示, 考察在不同时刻 CNOP 对影响台风预报的天气系统的捕捉。

2000 年 1 月 24 日至 25 日温带气旋影响美国东部, 在卡罗来纳州北部到印度洋中部区域造成了暴雪, 在北卡罗来纳, 罗利-杜函区域的降雪量达到 51.5 厘米, 破了当地总降雪量的历史记录。本文选取的研究时段为 2000 年 1 月 24 日 00 时至 1 月 25 日 00 时, 即降雪最集中的 24 小时。

对于麦莎个例和冬季暴雪个例, 模式水平分辨率为 60 km, 水平格点数分别为 55*55

和 91×61 ，中心经纬度分别为 $(28.5^\circ\text{N}, 123.5^\circ\text{E})$ 和 $(31^\circ\text{N}, 94^\circ\text{W})$ ，垂直层为均匀的 21 层，模式层顶气压值为 50 hPa。验证区域格点数为 8×8 和 10×10 ，范围分别覆盖验证时刻的台风中心位置和暴雪集中区域，对于麦莎个例，三组实验设置除了优化时间和验证区域外其他设置完全一致（图 3.2）。

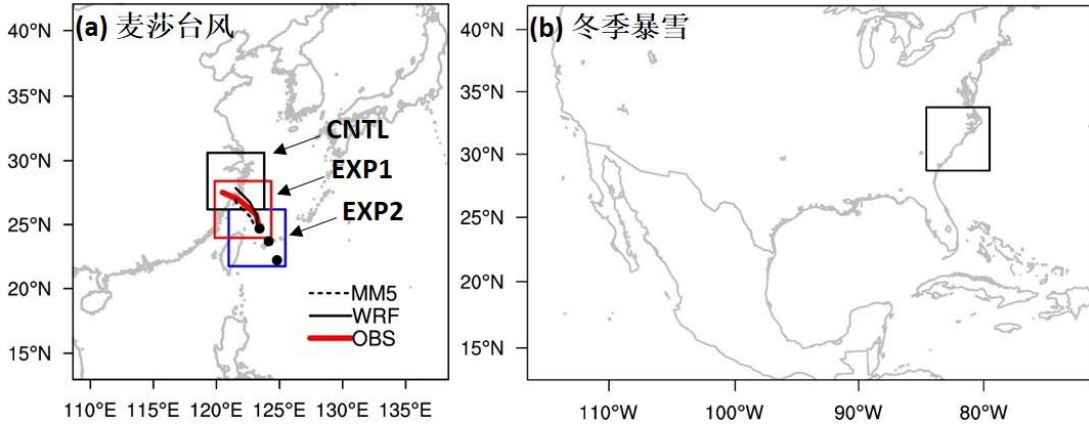


图 3.2 (a) 麦莎台风个例和 (b) 冬季暴雪个例的模式积分区域，图中的矩形区域为验证区域。麦莎台风个例中三个矩形区域分别对应三组实验的验证区域，黑色点代表三组实验初始时刻台风中心的位置，图中还展示了控制实验 (CNTL) 中 WRF 模式 (黑色实线) 和 MM5 模式 (黑色虚线) 模拟台风路径和观测路径 (红色线)。

3.3.2 CNOP 和 FSV 在不同初始约束值下的对比

本节通过比较在不同初始约束值 β 下 CNOP 和 FSV 的分布和扰动发展对比来检验 FSIP 系统的正确性以及计算出的 CNOP 的合理性。根据定义，初始约束条件表示的是对 CNOP 和 FSV 的单位质量上的能量的一个限制，约束值的变化会导致各个分量量值上的变化，当 β 值很小时，初始扰动值很小，初始扰动的非线性发展可以近似由线性方程控制，这时 CNOP 和 FSV 近似相同。随着 β 值的增大，初始扰动变大，非线性过程不能被近似为线性过程，CNOP 和 FSV 差别明显。这个结论在本文建立的 FSIP 系统中也得到了证实。

针对麦莎台风的 CNTL 实验（为了简便以及和下文的控制实验区分，本章节称麦莎个例）和冬季暴雪个例，分别设置了一组控制实验和一组敏感性实验来对比不同初始约束值 β 下的 CNOP 与 FSV 的分布。对于控制实验，麦莎台风和冬季暴雪个例 β 分别为 0.057 和 0.07，敏感性实验 β 分别减小为 0.00057 和 0.0007。表 3.1 和表 3.2 分别给出了麦莎个例和冬季暴雪个例在不同约束值下扰动风场和扰动温度场的最大值。

对比不同初始约束值下计算得到的 CNOP 和 FSV 初始扰动量值的大小，发现初始扰动场的最大值随初始约束值的增大而增大，不同初始扰动场的差别随初始约束值的增大而变大。对于麦莎个例（表 3.1），在控制实验也就是约束值比较大时，CNOP, Local

CNOP 和 FSV 的分量场的最大值差别比较大, CNOP 和 Local CNOP 的风场最大值约为 2 m/s, 温度场最大值约为 1.5 K。FSV 的风场最大值约为 3 m/s, 温度场最大值约为 2 k。对于敏感性实验即约束值比较小时, CNOP 和 FSV 扰动场最大值差别较小, 风场最大值约为 0.3 m/s, 温度场最大值约为 0.2 K。对比冬季暴雪个例的结果 (表 3.2), 也能得到类似的结果。

表 3.1 对于麦莎台风个例, 不同约束值 (β , 单位 J/kg) 下, CNOP, Local CNOP 和 FSV 的扰动矢量风场 (U; V, 单位 m s^{-1}) 和扰动温度场 (T, 单位 K) 的最大值。

	初始扰动类型	U; Vmax (m s^{-1})	Tmax (K)
控制实验 $\beta = 0.057$	CNOP	2.75	1.49
	local CNOP	2.12	1.12
	FSV	3.18	2.21
敏感性实验 $\beta = 0.00057$	CNOP	0.33	0.17
	FSV	0.32	0.22

表 3.2 同表 3.1, 是冬季暴雪个例的结果。

	初始扰动类型	U; Vmax (m s^{-1})	Tmax (K)
控制实验 $\beta = 0.07$	CNOP	2.74	4.89
	Local CNOP	2.80	3.01
	FSV	2.05	4.74
敏感性实验 $\beta = 0.0007$	CNOP	0.20	0.35
	FSV	0.20	0.47

对麦莎个例的控制实验的结果分析表明, 在初始约束值比较大时, 虽然 CNOP 和 FSV 寻找出的敏感区在结构和敏感区位置上比较类似, 但是还是有一些小的差别 (图 3.3a, b)。它们都寻找到了两个敏感区域, 分别位于台风中心的西北侧和东侧, 但是敏感区在不同区域的具体位置和大小特别是位于台风中心东侧的敏感区的差别明显。总干能量在垂直层分布集中在上层, 位能小于动能, 主要差别在不同层次能量值的大小 (图 3.3g, h)。CNOP 和 FSV 在 $\eta=0.25$ (约 200hPa) 层的水平分布显示扰动风场的大值区与扰动温度场的大值区基本重叠 (图 3.3d, e), 这个特征也适用于其他层 (图略)。在计算 CNOP 的过程中, 出现了 local CNOP。Local CNOP 也寻找到了位于台风中心西北侧的敏感区域, 但是没有寻找到 CNOP 和 FSV 找到的位于台风中心东侧的敏感区域 (图 3.3c)。Local CNOP 在垂直层上的分布类似于 CNOP 和 FSV, 但是在高层的能量值要小于 CNOP 和 FSV (图 3.3i)。Local CNOP 在 $\eta=0.25$ 层上扰动风场和温度场的分布于 CNOP 和 FSV

类似（图 3.3f）。

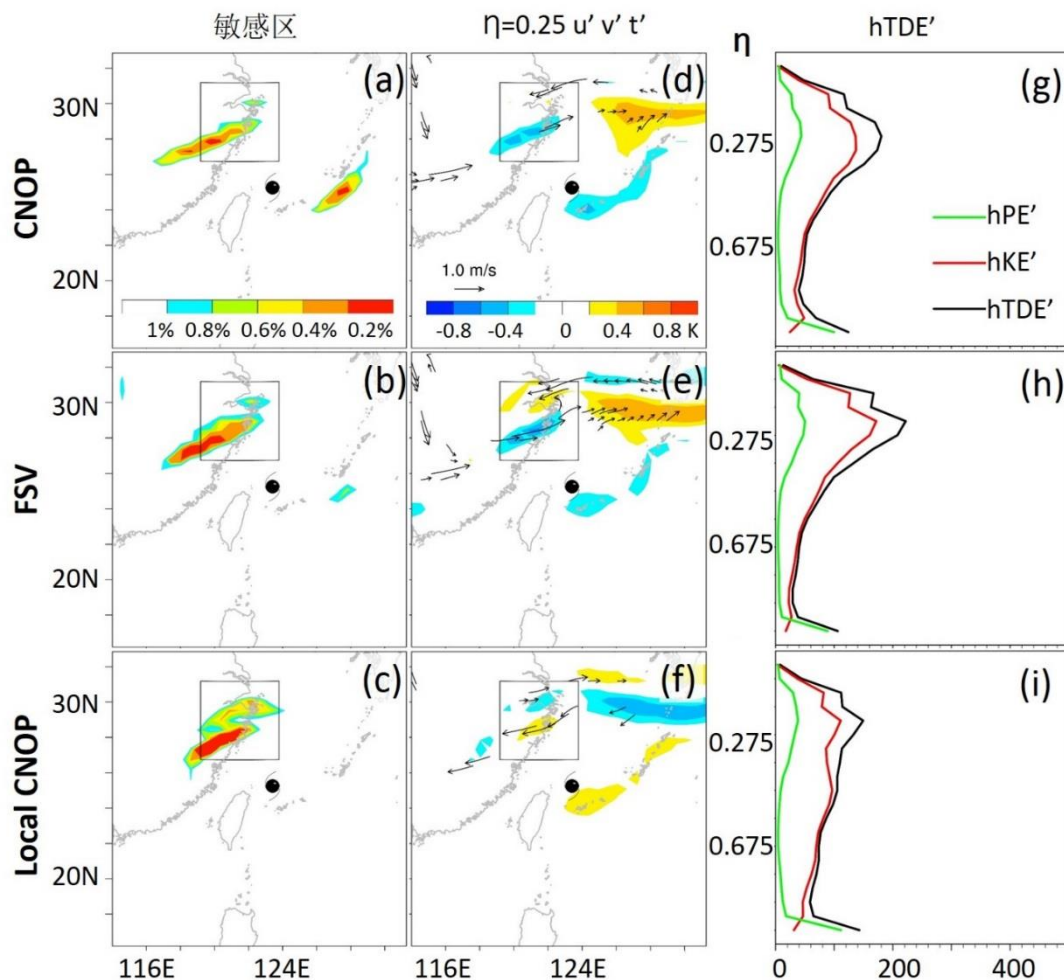


图 3.3 对于麦莎个例控制实验 $\beta = 0.057 \text{ J/kg}$, CNOP（第一行）, FSV（第二行）和 local CNOP（第三行）得到的敏感区（第一列，阴影），扰动风场（矢量， m s^{-1} ）和扰动温度场（阴影，K）在 $\eta=0.25$ （约 200hPa）层的水平分布（第二列），以及扰动能量 hTDE', hKE', and hPE' 在垂直方向的分布（第三列）。图中矩形区域代表验证区域。

对麦莎个例的敏感性实验的结果分析表明，在初始约束值比较小时（ $\beta = 0.00057 \text{ J/kg}$ ），CNOP 和 FSV 的分布几乎完全一致（图 3.4），且没有出现 local CNOP。扰动分布的主要特征与控制实验类似，敏感区位于台风中心的西北侧和东侧（图 3.4a），扰动能量主要分布在高层（图 3.4e）。扰动风速场的大值区与扰动温度场的大值区重合（图 3.4c）。

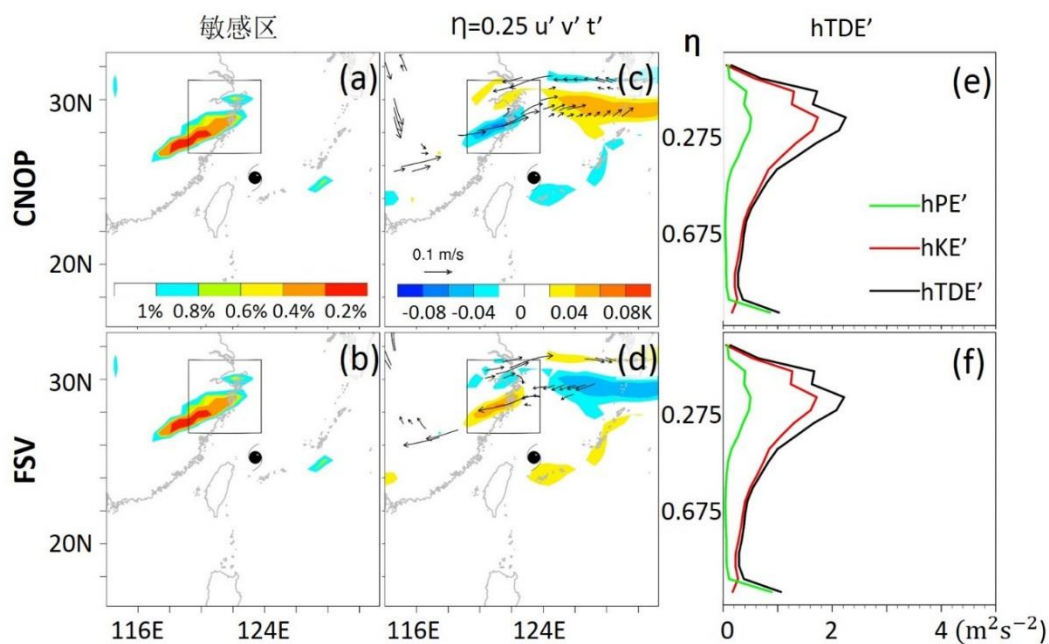


图 3.4 对于麦莎个例敏感性实验 $\beta = 0.00057 \text{ J/kg}$, CNOP (第一行), FSV (第二列) 得到的敏感区 (第一列, 阴影, $\text{m}^2 \text{ s}^{-2}$), 扰动风场 (矢量, m s^{-1}) 和扰动温度场 (阴影, K) 在 $\eta=0.25$ (约 200hPa) 层的水平分布, 和 $hTDE'$, hKE' , and hPE' 在垂直层分布 (第三列)。图中矩形区域代表验证区域。

对于冬季暴雪个例, 结论与麦莎个例类似。对于控制实验, 也就是在初始约束值比较大时, 结果出现了 local CNOP (图 3.5)。对比 CNOP 和 FSV, 结果显示虽然 CNOP 和 FSV 在敏感区位置和结构上类似, 但是有一些小的差异 (图 3.5a, d, g 对比 b, e, h)。对于敏感性实验, 也就是初始约束比较小时, 没有出现 local CNOP (图 3.6)。CNOP 和 FSV 的结构非常类似, 两者之间差异相对于控制实验明显变小。

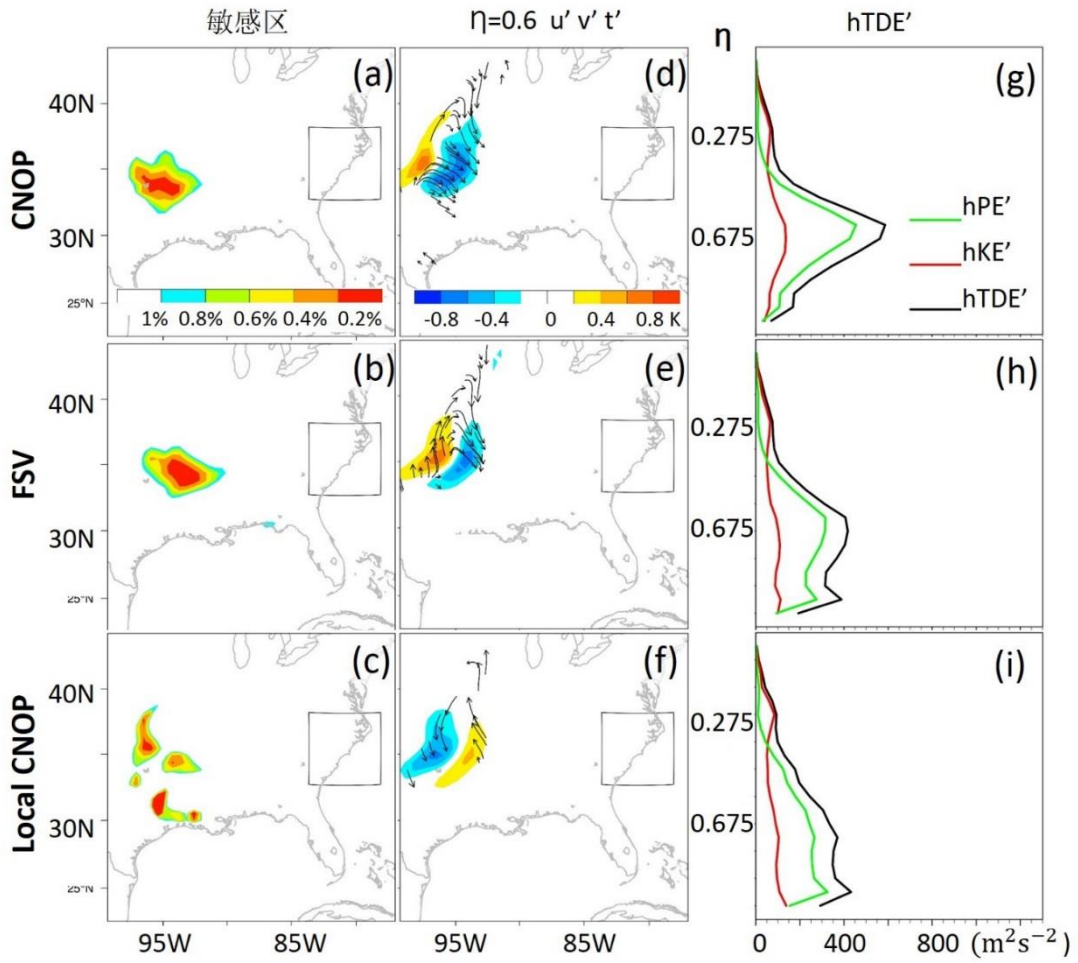


图 3.5 同图 3.3，但是是冬季暴雪个例控制实验的结果， $\beta=0.07 \text{ J/kg}$.

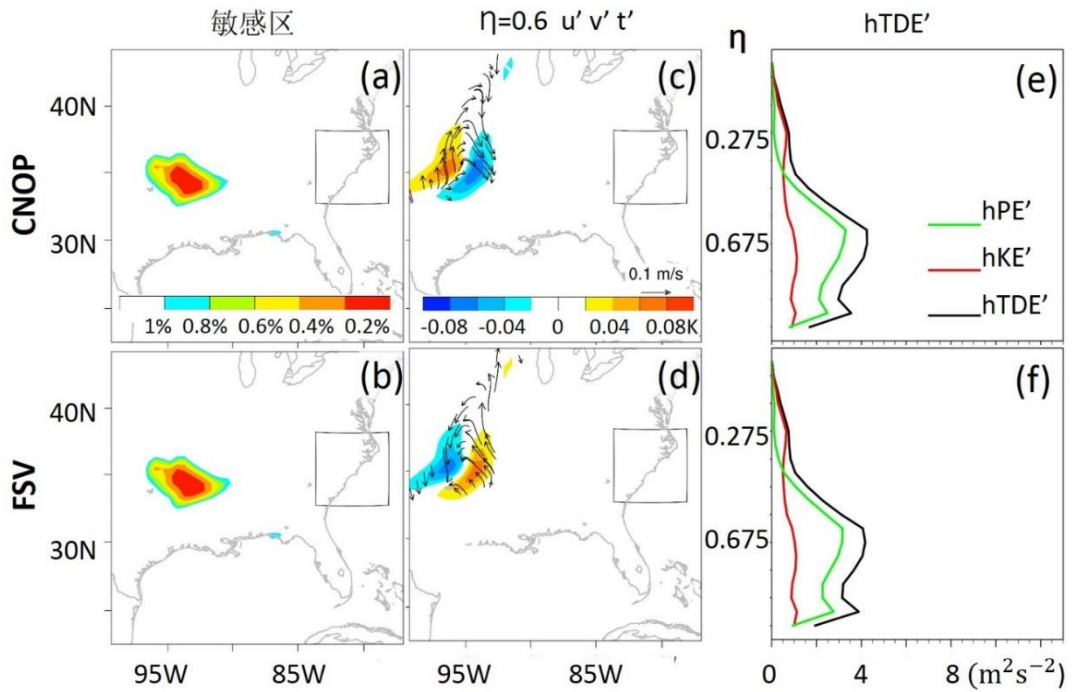


图 3.6 同图 3.4，但是是冬季暴雪个例敏感性实验的结果， $\beta=0.0007 \text{ J/kg}$.

为了定量考察计算得到的不同敏感区的相似性，本文分别计算了在同一初始约束值下 CNOP 和 FSV 的敏感区的相似系数（表 3.3）和 CNOP（FSV）在不同初始约束值下得到敏感区的相似系数（表 3.4）。计算相似系数的公式为

$$S_{xy} = \frac{\langle x, y \rangle}{\sqrt{\langle x, x \rangle} \sqrt{\langle y, y \rangle}}$$

其中， x, y 分别为两个不同的向量。需要说明的是因为本研究中主要考虑的是敏感区位置的相似性，所以相似系数计算的是两个不同扰动得到的敏感区的相似度。比如说计算 CNOP 和 FSV 得到敏感区的相似系数，首先计算 CNOP 和 FSV 对应的敏感区，敏感区内的格点值定义为 1，其余格点上定义为 0。那么向量 x, y 分别代表 CNOP 和 FSV 敏感区的分布， S_{xy} 则代表了 CNOP 和 FSV 得到敏感区的相似系数。

CNOP 和 FSV 寻找的敏感区对比分析表明，当初始约束值比较大时，两种方法寻找敏感区差异较明显，麦莎和冬季暴雪个例的相似系数分别为 0.62 和 0.64（表 3.3）。当初始约束值比较小时，两种方法寻找的敏感区非常类似。麦莎和冬季暴雪个例的相似系数分别为 1 和 0.92（表 3.3）。

CNOP 在不同初始约束值下寻找的敏感区差别较大，而 FSV 在不同约束值下寻找的敏感区完全一致（表 3.4）。对于两个个例，CNOP 在不同约束值下的敏感区的相似系数分别为 0.62 和 0.68，而 FSV 的相似系数均为 1（表 3.4）。这一结论与理论相符合，CNOP 是由非线性模式控制，随着初始约束条件的不同，非线性强度不同，初始约束值的大小会影响最终初始扰动的分布，从而使得 CNOP 寻找的敏感区也不同。而 FSV 由切线性模式计算，初始约束值的大小只会影响初始扰动值的大小不会改变最终扰动的分布，所以 FSV 得到的敏感区不随初始约束值变化而变化。

表 3.3 麦莎和冬季暴雪个例，CNOP 和 FSV 寻找的敏感区的相似系数。

CNOP vs. FSV	麦莎	冬季暴雪
控制实验	0.62	0.64
敏感性实验	1.0	0.92

表 3.4 麦莎和冬季暴雪个例，不同初始约束值下 CNOP（FSV）寻找的敏感区的相似系数。

控制实验 vs. 敏感性实验	麦莎	冬季暴雪
CNOP	0.62	0.68
FSV	1.0	1.0

3.3.3 CNOP 和 FSV 的非线性发展对比

CNOP/FSV 可看作是某种初始误差, 初始误差经过非线性发展/线性发展会导致在验证时刻验证区域的预报误差达到最大。由于在实际预报中, 采用的是非线性模式, 本章节考查了三种最优初始扰动 (CNOP, local CNOP 和 FSV) 对非线性预报的影响, 计算方法为两个不同初始场的 WRF 模式的模拟结果相减, 一个不包含初始扰动, 一个包含初始扰动。考虑到在实际应用中, 初始扰动的大小与分析误差相当, 这里只考察控制实验得到的初始扰动的非线性发展。

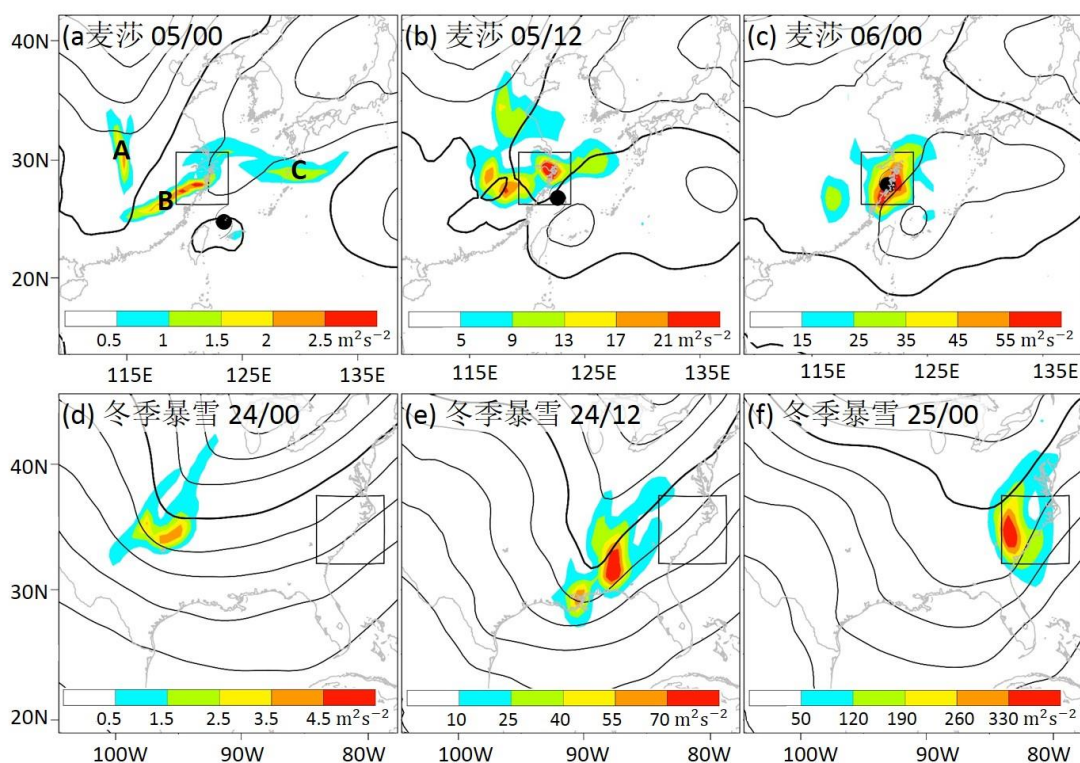


图 3.7 麦莎个例, CNOP 在 200 hPa 层 24 小时内 TDE' (a-c, 阴影, 单位 $m^2 s^{-2}$) 的非线性发展。冬季个例, CNOP 在 500 hPa 层 24 小时内 TDE' (d-f, 阴影, 单位 $m^2 s^{-2}$) 的发展。黑色等值线代表对应层次的位势高度场 (单位 m)。分别为积分 (a, d) 0 h, (b, e) 12 h, (c, f) 24 h 的扰动发展。图中矩形区域为验证区域。

对于初始时刻扰动能量集中的层次的扰动能量发展分析表明, 三种扰动的非线性发展随着动力系统移动并在验证时刻发展到验证区域。对于麦莎个例, 能量集中在垂直方向约 200hPa 的位置 (图 3.3g)。初始时刻的扰动能量在 200 hPa 层的水平分布有三个大值区 A, B, C, 其中 A 位于中纬度槽的底部, B 位于中纬度槽和台风中心之间, C 位于副热带高压和台风中心之间 (图 3.7a), 随着时间的发展, 扰动能量随着系统移动, 在验证时刻发展到验证区域内 (图 3.7a-c)。说明了中纬度槽和副热带高压对验证区域内预报 (主要是台风系统的预报) 的可能影响。对于冬季暴雪个例, 初始时刻扰动能量

在垂直方向集中在约 500hPa 的位置 (图 3.5g), 扰动能量在 500 hPa 层的水平分布集中在中纬度槽底部, 随着时间的发展, 扰动能量随着中纬度槽移动, 最终发展到验证区域内 (图 3.7d-f)。说明了中纬度槽对验证区域内预报的可能影响。Local CNOP 和 FSV 有类似的结论 (图略)。

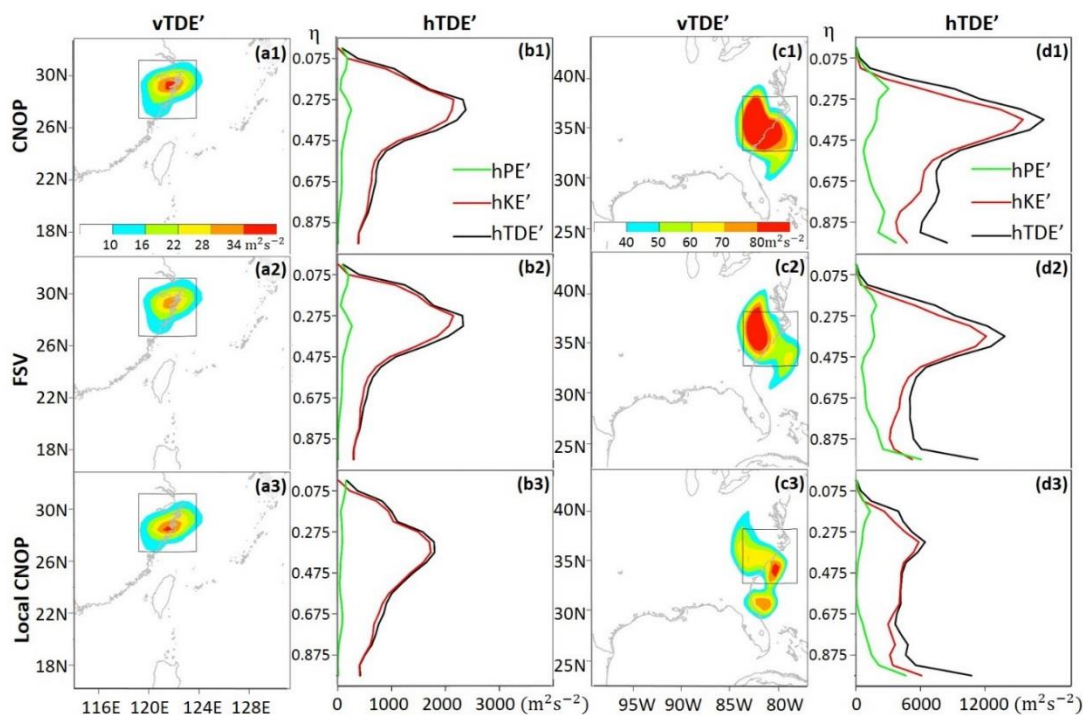


图 3.8 对于麦莎个例, CNOP (第一行), FSV (第二行) 和 local CNOP (第三行) 非线性积分 24 小时后的 $vTDE'$ (第一列, 阴影, 单位 $m^2 s^{-2}$) 的水平分布, 以及相对应的扰动能量 $hTDE'$, hKE' 和 hPE' 在垂直层的分布 (第二列)。图中的矩形区域为验证区域。第三列和第四列是冬季暴雪个例的结果, 分别与第一列和第二列一致。

对不同优化算法计算的初始扰动在验证时刻的发展的分析表明三种扰动的非线性发展特征类似, 但是 CNOP 的非线性发展要大于 local CNOP 和 FSV。图 3.8a, b 给出了麦莎个例在验证时刻的 CNOP, FSV 和 local CNOP 的非线性发展结果。由图可知, CNOP, FSV 和 Local CNOP 导致的最大的预报误差在验证时刻都分布在验证区域内, 且从极大值看 CNOP 大于 local CNOP, 而 FSV 最小 (图 3.8a1-a3), 说明了 CNOP 类型的初始扰动对验证区域的影响要大于 local CNOP 和 FSV。验证区域内垂直能量的分布显示三种初始扰动导致的预报误差都主要分布在高层, 且预报误差中动能远大于势能 (图 3.8b1-b3)。对于冬季暴雪个例, 结论与麦莎个例类似 (图 3.8c, d; 图 3.9c, d)。CNOP 导致的预报误差的大小明显大于 local CNOP 和 FSV (图 3.8c)。虽然三种初始扰动的能量发展在不同层次都有极值, 但是相同的是都在高层有个极值, 且预报误差中动能远大于势能 (图 3.8d)。

对只考虑敏感区内的标准化后的初始扰动的非线性发展的分析证明了三种扰动导

找敏感区的有效性，CNOP 的非线性发展要大于 local CNOP 和 FSV。为了更合理的对比三种不同类型的扰动，并考察其寻找敏感区的合理性，把三种初始扰动根据三个扰动中最大的 $vTDE'$ （下面称 \max_vTDE' ）进行标准化，也就是一个初始扰动要乘以一个系数使得这个扰动最大的 $vTDE'$ 与 \max_vTDE' 一致，且只考虑敏感区内的扰动，即敏感区外的扰动设为 0。图 3.9 展示了标准化后的只考虑敏感区内的初始扰动的发展，扰动在验证时刻发展到验证区域内，说明了所寻找敏感区的有效性。且对比不同类型的扰动发展，结论与整个扰动的发展一致，CNOP 要大于 local CNOP，FSV 最小（图 3.9a1-a3）。扰动发展的垂直能量分布与整个扰动的能量发展分布类似，能量集中在高层，扰动动能远大于扰动势能（图 3.9b1-b3 对比图 3.8b1-b3），也进一步说明了扰动寻找敏感区的有效性。对于冬季暴雪个例，能得到类似的结论（图 3.9c, d）。与麦莎个例不同的是，冬季个例 FSV 对验证区域的影响要大于 local CNOP，而麦莎个例 FSV 对验证区域的影响要小于 local CNOP。

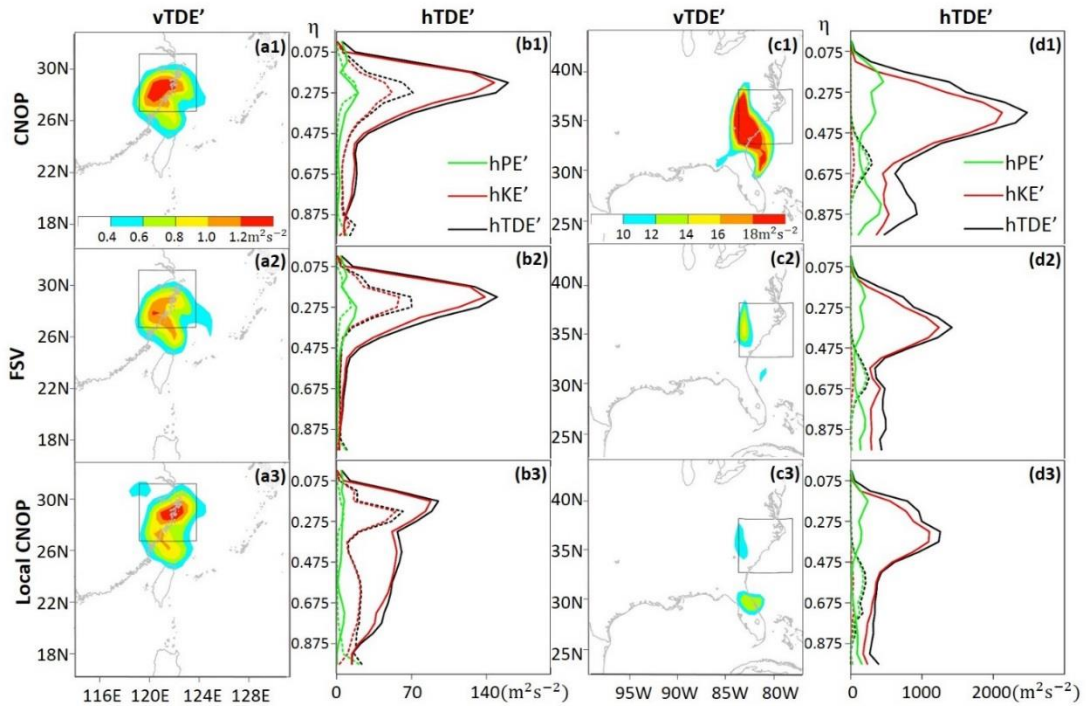


图 3.9 24 小时非线性发展的标准化后的 CNOP (a1), local CNOP (a2) 和 FSV (a3) 对应的 $vTDE'$ 的水平分布 (阴影, $m^2 s^{-2}$), 相应敏感区内的水平积分能量 $hTDE'$, hKE' 和 hPE' ($m^2 s^{-2}$) 在观测时刻 (点线) 的垂直方向的分布, 以及 24 小时非线性发展在验证区域内的水平积分能量在垂直方向的分布 (实线) (b1-b3)。(a) 中矩形方框代表验证区域。图 (c) 和 (d) 为冬季暴雪个例的结果, 分别与 (a) 和 (b) 一致。

对比三种扰动引起的验证区域内的扰动干能量在整个优化时间内随时间的变化更清晰的展示三种类型的扰动对验证区域的影响, 结果显示 CNOP 在验证时刻验证区域内的总干能量大于 local CNOP 和 FSV (图 3.10)。对于麦莎个例, 在积分前 12 小时, 三

种扰动导致的总干能量相对大小与验证时刻不同。CNOP 导致的总干能量在整个优化时间内都是最大。Local CNOP 和 FSV 的发展在初始阶段比较接近，在最后 6 小时 local CNOP 的误差增长迅速，在验证时刻总干能量大于 FSV (图 3.10a)。对于冬季暴雪个例，在积分前 15 个小时，CNOP, local CNOP 和 FSV 的误差增长很接近。在最后 6 小时误差增长迅速，CNOP 导致的总干能量要大于 local CNOP 和 FSV (图 3.10b)。除了考察三种初始扰动总的扰动增长在验证区域内的变化，还考察了敏感区内标准化后的初始扰动在验证区域内的增长。结果显示如果我们只考虑敏感区内的扰动发展，并将三种类型扰动的干能量进行标准化，CNOP 的扰动发展最大，local CNOP 和 FSV 在不同个例中对比不同，对于麦莎个例 local CNOP 的发展大于 FSV (图 3.10c)，而对于冬季暴雪个例 local CNOP 的发展小于 FSV (图 3.10d)。

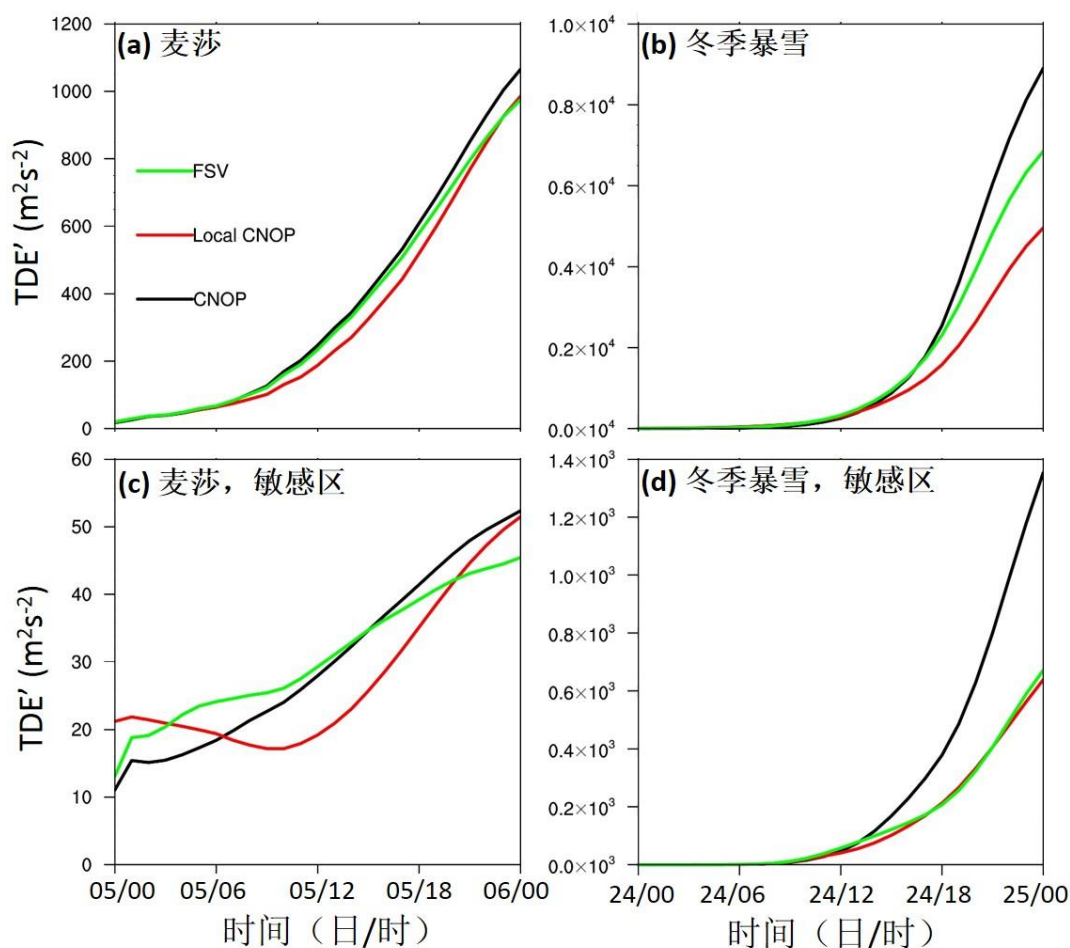


图 3.10 由 CNOP, FSV 和 local CNOP 导致的验证区域内的预报误差的干能量 (TDE') 在优化时间内的变化。(a) 麦莎个例, (b) 冬季暴雪个例。(c, d) 与 (a, b) 相同, 但是只考虑敏感区内标准化后的初始扰动。

3.3.4 不同方法对影响台风预报的动力系统的捕捉

前人研究表明基于伴随方法得到敏感区对于影响台风预报的动力系统具有较好的捕捉能力 (Wang et al. 2009), 前文的结果也证明了对于麦莎个例 CNOP 和 FSV 都能够捕捉到影响台风预报的西风槽和副热带高压系统。为了进一步考察和对比 CNOP 和 FSV 在不同的时刻对影响台风预报的动力系统的捕捉能力, 本文设计了两组敏感性实验 EXP1 和 EXP2 (详见章节 3.3.1), 考察在台风距离其他动力系统距离不同时的敏感区特征。需要指出的是两组敏感性实验结果都存在 local CNOP, 下面我们来对比 CNOP, local CNOP 和 FSV 的结果, 具体结果如下。

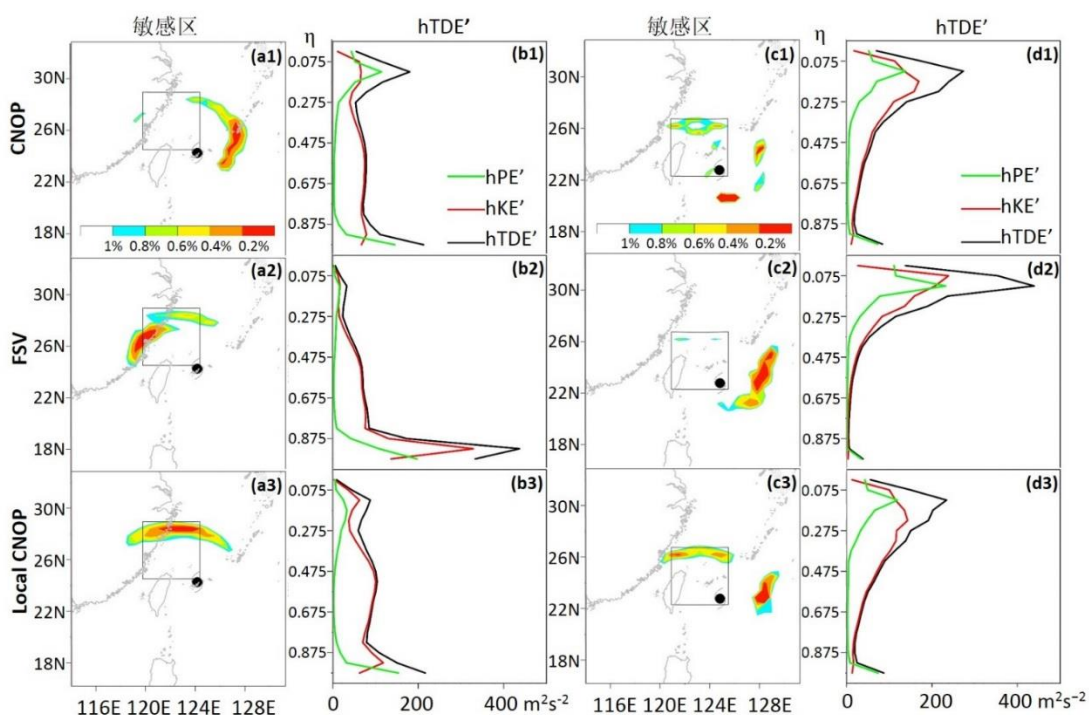


图 3.11 麦莎个例 EXP1, 初始时刻为 8 月 4 日 12 时。CNOP (第一行), FSV (第二行) 和 local CNOP (第三行) 得到的敏感区 (第一列, 阴影, m^2s^{-2}), 以及相对应的 $hTDE'$, hKE' 和 hPE' 在垂直层的分布 (第二列)。台风标志代表了初始时刻台风中心位置, 图中矩形区域代表验证区域。第三列和第四列分别于第一列和第二列一致, 但是是对应麦莎个例 EXP2, 初始时刻为 8 月 4 日 00 时的结果。

对于 EXP1, 优化时间相对于控制实验提前 12 小时, 台风的位置距离副热带高压和西风槽的距离不是很近也不是很远, 结果显示三种扰动得到的敏感区差别明显。CNOP 寻找的敏感区位于台风中心的东侧, FSV 寻找的敏感区位于位于台风中心的西北侧, 而 local CNOP 寻找的敏感区位于台风中心的西北偏北侧 (图 3.11a1-a3)。CNOP 和 local CNOP 在垂直层的分布主要集中在高层和低层 (图 3.11b1, b3), 而 FSV 的能量主要集中在低层 (图 3.11 b2)。

对于 EXP2, 优化时间相对于控制实验提前了 24 小时, 台风的位置距离副热带高压

和西风的距离很远，结果显示 CNOP 寻找的敏感区主要位于台风中心的南侧，东侧和北侧（图 3.11c1），FSV 寻找的敏感区主要位于台风中心的东侧（图 3.11c2），而 local CNOP 寻找的敏感区主要位于台风中心东侧和北侧（图 3.11c3）。三个扰动在垂直层的分布都主要集中在高层（图 3.11d1-d3）。

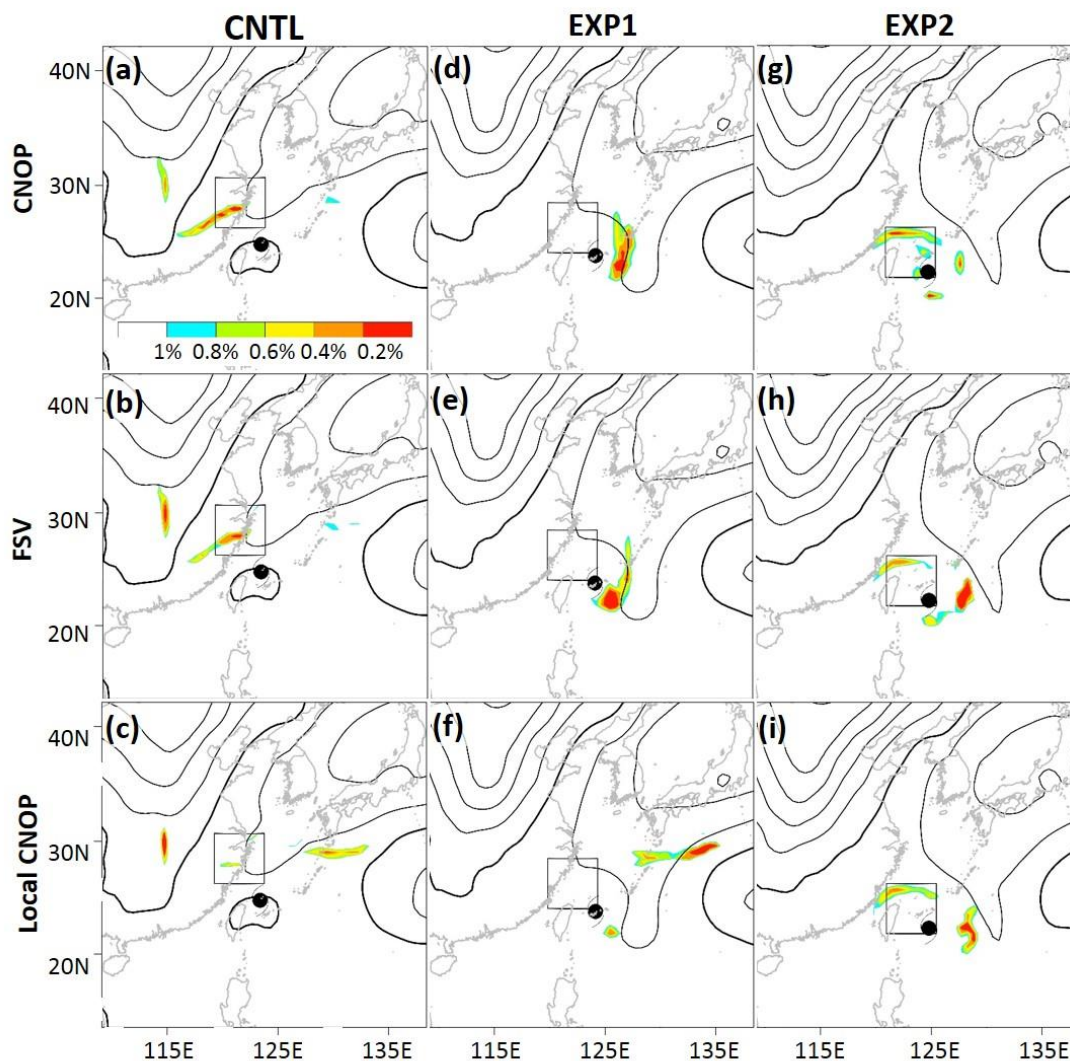


图 3.12 对于麦莎个例的 CNTL（第一列），EXP1（第二列）和 EXP2（第三列）实验，200 hPa 上的位势高度场（等值线，m）和 CNOP（第一行），FSV（第二行）和 local CNOP（第三行）对应的 TDE' （阴影）。图中矩形区域代表相应的验证区域，台风标志代表了相应实验初始时刻的台风中心位置。

对比麦莎个例的 CNTL 实验和敏感性实验 EXP1, EXP2, 结果显示所有的初始扰动的能量除了 EXP1 中的 FSV 都在集中在高层约 200hPa 层有一个极值（图 3.3 和图 3.11）。这表明影响预报的高敏感区分布在约 200hPa 的高度。因此，本文选择 200hPa 高层的敏感区来考察敏感区的物理意义。

图 3.12 展示了三组实验的不同类型的初始扰动在 200hPa 的分布。在 CNTL 试验中，所有三个初始扰动寻找的敏感区都与副热带高压和中纬度槽有关（图 3.12a-c）。在 EXP1 实验中，local CNOP 得到的敏感区除了分布在台风中心附近的敏感区中心还有一个中心与副热带高压有关（图 3.12f），而 CNOP 和 FSV 得到的敏感区都集中在台风中心附近（图 3.12d, e）。在 EXP2 中，三种扰动找到的敏感区都集中在台风中心附近（图 3.12g-i），这表明在台风距离中纬度槽和副热带高压较远时，台风的路径主要受台风自身的结构影响。

对比麦莎个例的三组试验，敏感区随优化时间的变化显示了在不同时刻影响台风预报的不同天气系统。台风与中纬度西风槽和副热带高压系统距离很近或很远时，三种扰动得到的敏感区类似。当台风与其他天气系统距离不太近也不太远时，三种扰动得到的敏感区差别很明显。结果显示 local CNOP 对于影响台风预报的动力系统的捕捉要比 CNOP 和 FSV 早。

3.3 小结

本章首先介绍了 CNOP 方法和 FSV 方法的理论，CNOP 方法是 FSV 方法的非线性拓展，两者的不同之处是 CNOP 的计算是基于非线性模式而 FSV 的计算是基于切线性模式。

基于 CNOP 的理论建立了基于 WRFPLUS 系统和 SPG2 算法计算 CNOP 和 FSV 的系统 FSIP。FSIP 是一个用户友好的 WRF 模块，可以通过改变一个 bash 文件里的参数把 FSIP 系统应用到不同的个例研究中，方便人们将 CNOP 和 FSV 方法的应用到目标观测和敏感性分析中。

FSIP 系统建立后，通过对比不同初始约束值下的 CNOP 和 FSV 分布以及扰动的非线性发展证明了 FSIP 系统的合理性。在初始约束值较小时，非线性过程可以近似由线性模式控制，CNOP 和 FSV 结果几乎完全一致。随着初始约束值的增大，CNOP 和 FSV 差异变的明显，在计算 CNOP 的过程中出现了 local CNOP。不同约束值下，CNOP 的差异明显，而 FSV 除了量值不同，分布完全一致，这与 CNOP 和 FSV 分别受非线性过程和线性过程控制的理论相符。对比 CNOP，local CNOP 和 FSV 的非线性发展，结果显示三种扰动最终都发展到验证区域且 CNOP 的非线性发展要大于 local CNOP 和 FSV。说明三种扰动对验证区域都有明显的影响，但是 CNOP 对验证区域的影响要大于 local CNOP 和 FSV。

基于 FSIP 系统考察了 CNOP 和 FSV 寻找的敏感区对影响台风预报的动力系统的捕捉能力。对比在不同优化时间 CNOP，local CNOP 和 FSV 寻找的敏感区，结果显示在台风距离副热带高压和中纬度西风槽较远时，三种扰动寻找的敏感区类似，都显示台风

预报主要受台风自身影响。在台风距离其他系统较近时，三种扰动寻找的敏感区类似，都显示台风的预报受副热带高压和西风槽影响。当台风距离其他系统不太近也不远时，三种扰动寻找的敏感区差异明显，local CNOP 寻找的敏感区显示台风的预报受副热带高压的影响，而 CNOP 和 FSV 寻找的敏感区显示台风的预报受台风自身的影响，说明 local CNOP 比 CNOP 和 FSV 更早的捕捉到影响台风预报的其他动力系统。

第四章 CNOP 寻找的敏感区对模式动力框架的敏感性

4.1 个例介绍和实验设置

本章选择的个例是麦莎台风 CNTL 实验（下面直接称麦莎个例）和冬季暴雪个例，详细的介绍见 3.4.1 节。模式模拟区域和验证区域的设置同 3.4.1 节。对于 FSIP 和 MM5_CNOP/FSV 系统，除了 MM5 和 WRF 模式本身动力框架外，受模式选项的限制两个模式里的边界层参数化方案不能达成相同的设置，MM5 模式里使用的是 Bulk PBL 方案，WRF 模式里使用的是边界拖曳的方案，其他实验设置完全一致。

4.2 CNOP 和 FSV 在 MM5 和 WRF 模式中的结果

4.2.1 不同模式下 CNOP 的结果

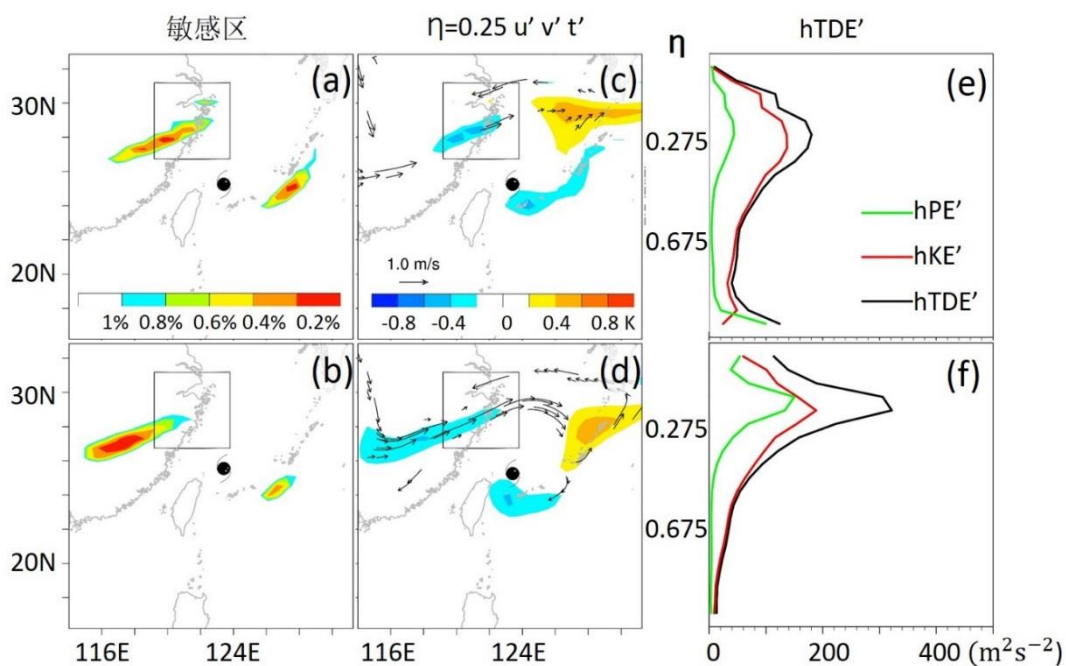


图 4.1 麦莎个例，基于 WRF 模式（第一行）和 MM5 模式（第二行）计算的 CNOP 寻找的敏感区（第一列，阴影， $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ ），扰动风场（矢量， m s^{-1} ）和扰动温度场（阴影，K）在 $\eta=0.25$ （约 200hPa）层的水平分布，和 $hTDE'$ ， hKE' ，and hPE' 在垂直层分布（第三列）。图中矩形区域代表验证区域。

麦莎个例的结果显示基于 WRF 和基于 MM5 模式计算的 CNOP 的整体分布非常类似（图 4.1）。从水平分布的敏感区来看，两者都寻找到了两个大值区，分别位于台风中心的西北侧和东侧，在敏感区的具体位置和大小上有一些小的差别（图 4.1a, b）。基于

WRF 寻找的位于台风西北侧的敏感区的位置要比基于 MM5 的结果偏东北侧。位于台风中心东侧的敏感区，基于 WRF 的结果的敏感区要大于基于 MM5 的结果（图 4. 1a, b）。从垂直能量看，扰动能量都集中在高层，在约 200hPa 的位置有一个极值。差别主要在扰动干能量中势能在高层的大小上，这也能从在 $\eta=0.25$ （约 200hPa）层扰动的水平分布看出，扰动温度在基于 MM5 模式结果要明显大于基于 WRF 模式的结果（图 4. 1c-f）。另外基于 WRF 的结果在最底层势能有一个大值而基于 MM5 模式的结果没有（图 4. 1e, f）。

对于冬季暴雪个例，结论与麦莎个例类似，基于 WRF 和 MM5 模式的 CNOP 整体的特征是一致的且不同模式结果的差异要小于麦莎个例。基于 WRF 模式计算 CNOP 寻找的敏感区位于验证区域的上游，敏感区中心位于约（95° W, 33° N）的位置，在垂直方向上能量集中在中层（图 3. 5a, d, g）。基于 MM5 模式的 CNOP 分布类似（图 4. 2a, d, g）。对比麦莎个例和冬季暴雪个例的结果发现，对于冬季暴雪个例，水平积分能量在垂直层的分布在不同模式下的结果类似，不存在明显的差异，CNOP 基于不同模式的结果差异要小于麦莎个例。

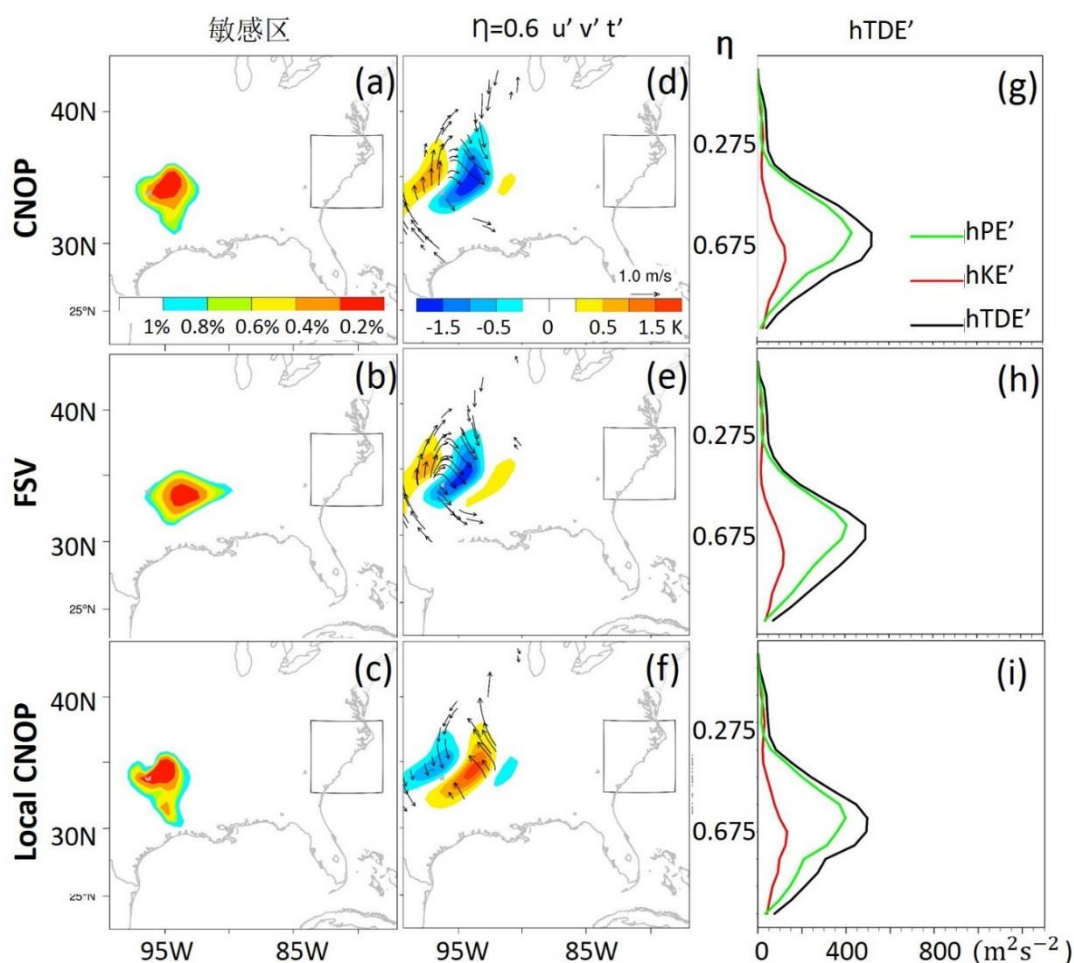


图 4. 2 同图 3. 5，但是基于 MM5 系统的结果。

4.2.2 不同模式对 local CNOP 的识别以及 local CNOP 的特征

对基于不同模式系统结果的分析表明，对于不同初始扰动第一猜值场最终都收敛到两个不同的极值。在计算 CNOP 时，给出 6 个不同的初始扰动第一猜值场（生成方法详情见章节 3.2）。对于 FSIP 系统来说，目标函数随迭代次数迅速增加，并且在迭代 15 步后逐渐稳定达到最大。对于 6 个不同的初始扰动第一猜值场，随着迭代次数最终收敛到两个不同明显不同的目标函数范围，分别为 $42417 - 42420$ 和 $39394 - 39398$ （图 4.3a）。对于 MM5 系统，有类似的结论（图 4.3b，图 4.5）。基于 WRF 模式的系统最大的目标函数值稍大于基于 MM5 系统（图 4.3）。

每个目标函数范围内的最终初始扰动分布类似，但是不同范围内的初始扰动分布不管是敏感区的位置（图 4.4a1-a3 对比图 4.4a4-a6），扰动的符号（图 4.4b）和扰动垂直能量分布（图 4.4c）都有明显区别。说明最终的结果不依赖于初始扰动第一猜值场。CNOP 是目标函数收敛到大值范围的最大值对应的初始扰动（图 4.4a1-c1），而 local CNOP 是目标函数收敛到第二个范围的最大值对应的初始扰动（图 4.4a4-c4）。

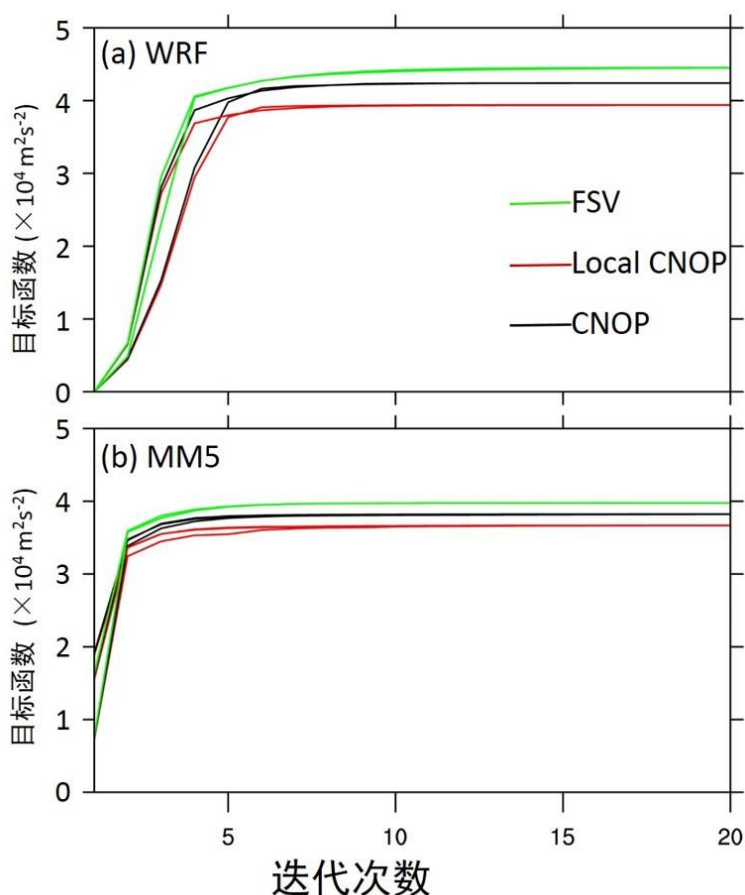


图 4.3 对于麦莎个例基于 WRF 系统 (a) 和 MM5 系统 (b) 计算 CNOP (黑色), local CNOP (红色) 和 FSV (绿色) 的目标函数随迭代次数的变化。

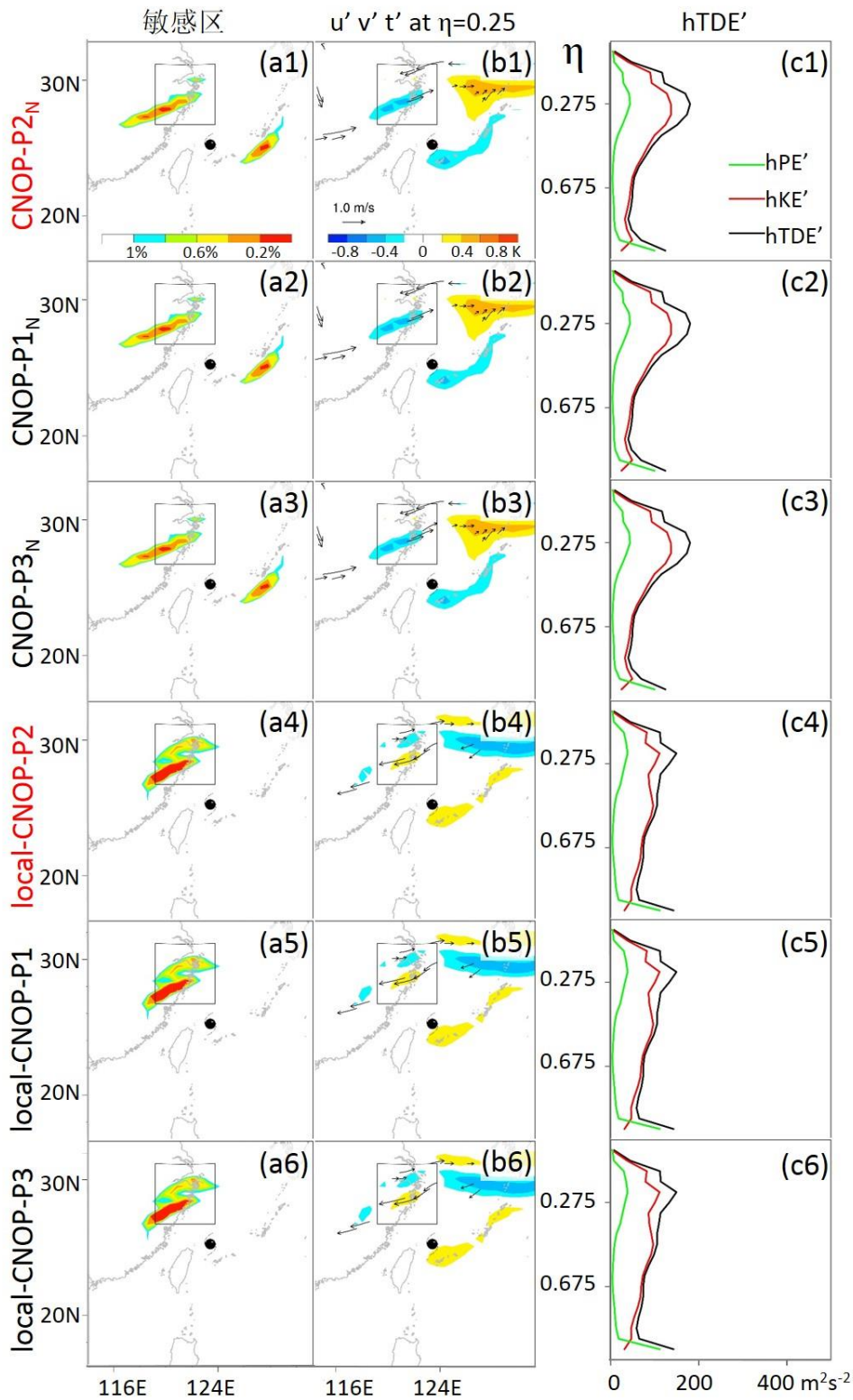


图 4.4 麦莎个例，基于 WRF 系统计算的 CNOP 组（上面三行）和 local CNOP 组（下面三行）。(a) 敏感区（阴影），(b) 扰动风场（矢量， m s^{-1} ）和温度场（阴影，K）在 $\eta=0.25$ 层（约 200 hPa）的水平分布，(c) 水平积分能量 $hTDE'$ ， hKE' ，和 hPE' 在垂直方向的分布。(a) 中的矩形区域代表验证区域，台风标志代表初始时刻的台风中心位置。P1, P2, P3, P1_N, P2_N, P3_N 代表不同的初始扰动猜值。红色标记为最终 CNOP 和 local CNOP 的结果。

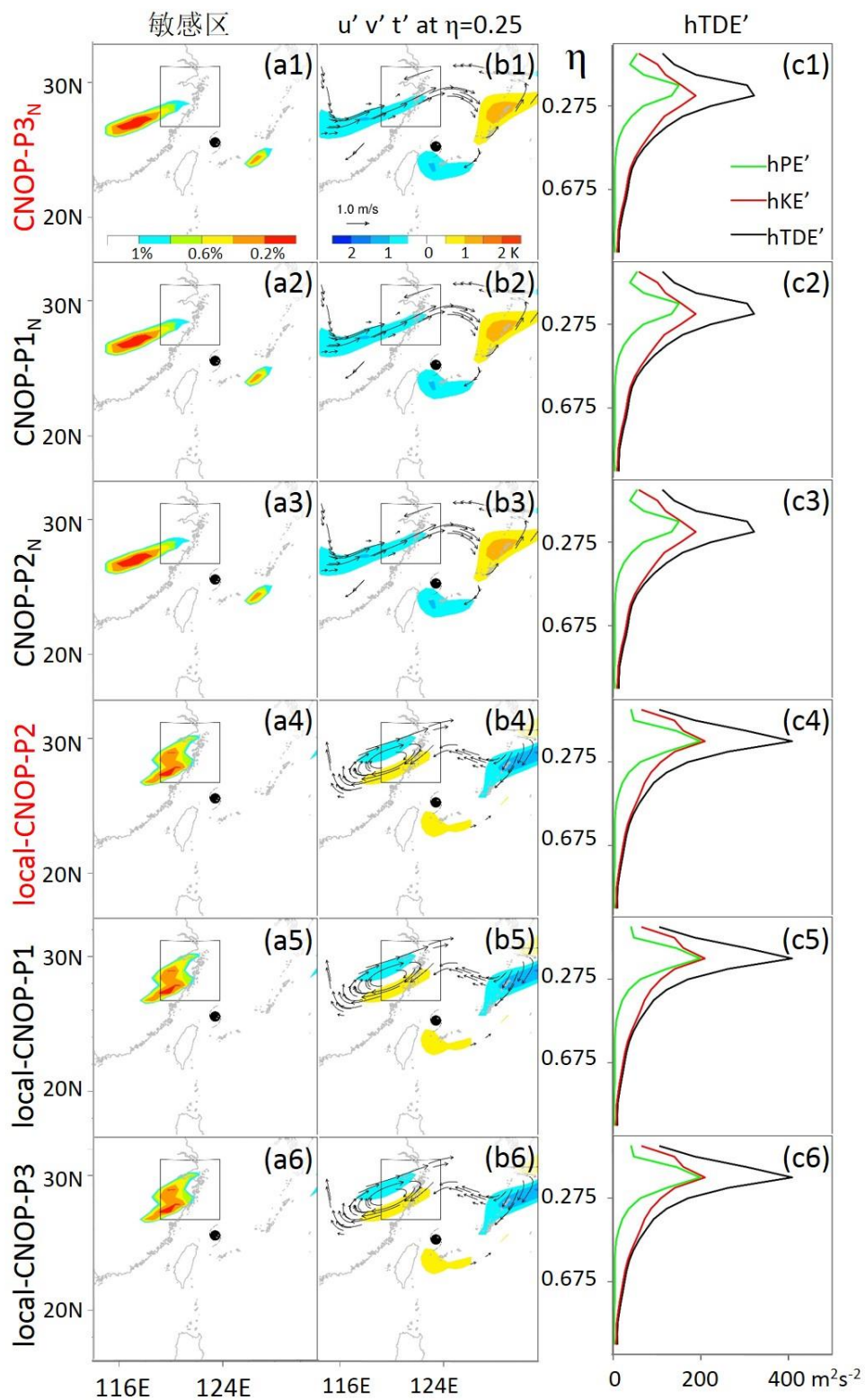


图 4.5 同图 4.4，但是是基于 MM5 系统的计算结果。

对比在迭代过程中 CNOP 和 local CNOP 的分布随迭代次数的变化, 结果显示基于 WRF 模式和 MM5 模式的结果类似, 在迭代次数小于 5 步时, CNOP 和 local CNOP 差别很小, 在迭代 5 步之后 CNOP 和 local CNOP 的差别变的明显, 并且随着迭代次数区别逐渐变大, CNOP 和 local CNOP 寻找出的敏感区的形态在迭代次数 20 步之后稳定 (图 4.6a, b; 图 4.6c, d)。除了对敏感区的识别, 扰动能量在垂直方向的分布也有一样的结论 (图略)。对比不同模式的结果, 说明基于 WRF 模式和基于 MM5 模式计算 CNOP 的系统对 local CNOP 的识别没有本质的区别。

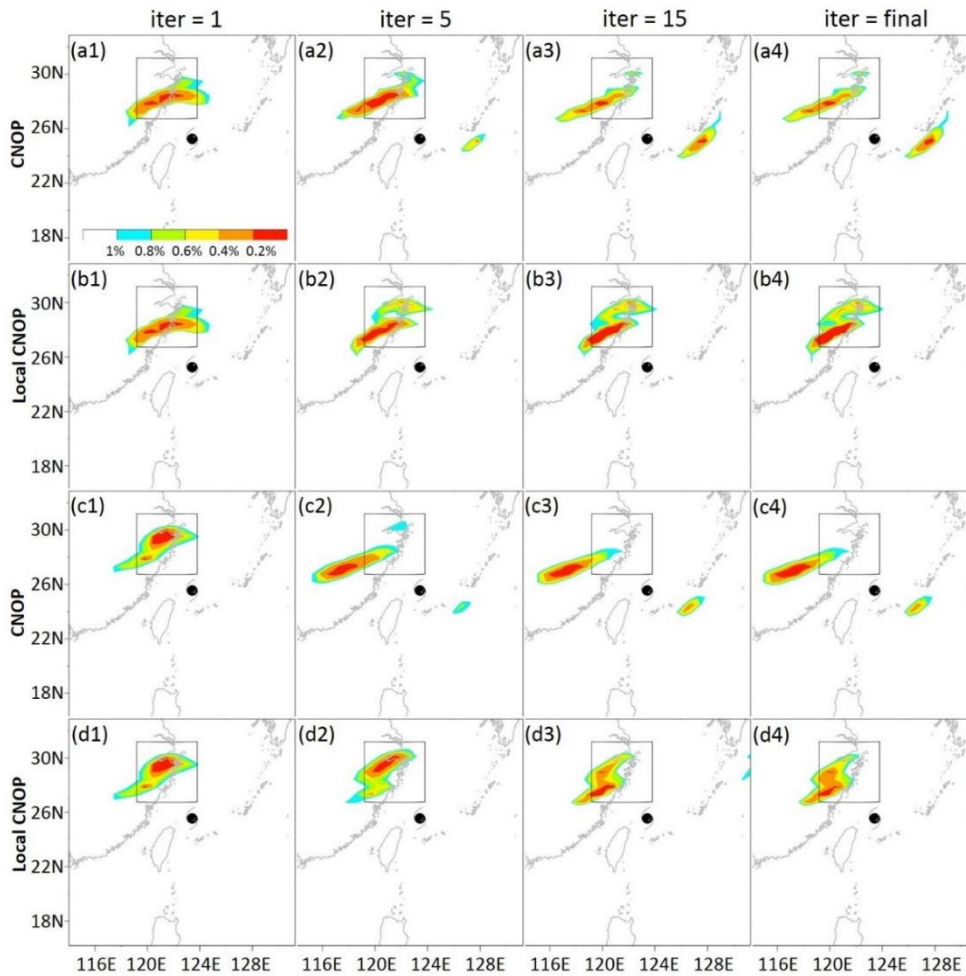


图 4.6 对于麦莎个例, 基于 WRF 系统 (a, b) 和 MM5 系统 (c, d) 得到的 CNOP (a, c) 和 local CNOP (b, d) 寻找的敏感区 (阴影) 随迭代次数的变化。图中矩形区域代表验证区域的位置, 台风标志代表初始时刻台风中心的位置。

对不同模式计算的 local CNOP 的分析结果表明不同模式下 local CNOP 的分布存在一些差异但是整体特征是一致的, 且 local CNOP 的差异要大于 CNOP。对于麦莎个例, 基于两个模式计算的 local CNOP 寻找的敏感区都位于台风中心位置的西北侧, 差别在敏感区的具体位置上, 基于 WRF 的结果要比基于 MM5 的结果位置偏东北 (图 4.4a4 对比图 4.5a4)。在垂直方向上, 扰动能量都集中在高层, 主要差别在势能在高层和最

底层的大小（图 4.4c4 对比图 4.5c4）。基于 MM5 的 local CNOP 在高层的势能要明显大于基于 WRF 的结果，这也可以从水平层 $\eta=0.25$ （约 200 hPa）的扰动分布看出（图 4.4b4 对比图 4.5b4）。基于 WRF 的 local CNOP 在最底层有一个势能大值区，而 MM5 没有（图 4.4c4 对比图 4.5c4）。对于冬季暴雪个例，结论与麦莎个例类似，但是 local CNOP 在冬季暴雪中的差异要明显大于麦莎个例的结果。在水平敏感区的分布上，基于 WRF 的结果是分散的几个敏感中心，而基于 MM5 的结果是一个敏感区大值中心（图 3.5c，图 4.2c）。在垂直方向上，基于 WRF 的结果扰动能量集中在中下层，而基于 MM5 的结果扰动能量集中在中层（图 3.5i，图 4.2i）。对比 CNOP 和 local CNOP 发现，local CNOP 在不同模式下结果的差异要大于 CNOP。

4.2.3 不同模式下 FSV 的结果

不同于 CNOP 的计算，对于不同的初始扰动第一猜值场，FSV 收敛到一个极值（图 4.3a）。不同初始扰动第一猜值场对应的最终扰动的分布在敏感区的位置和垂直能量分布上没有区别，但是初始扰动的符号与扰动第一猜值场的符号有关（图 4.7）。符号相反的扰动第一猜值场得到的最终扰动场的符号也会完全相反（图 4.7a1-c1 对比图 4.7a2-c2）。这是因为 FSV 的计算是由切线性模式控制，计算结果和理论相符。基于 MM5 模式的结果，有类似的结论（图 4.3b，图 4.7）。

对于麦莎个例，基于不同模式的 FSV 的分布存在一些差异但是整体特征一致，且 FSV 的差异要大于 CNOP。基于 WRF 模式的 FSV 寻找敏感区有两个大值区，分别位于台风中心的西北侧和东侧（图 4.7a1），而基于 MM5 模式的 FSV 只寻找到位于台风中心西北侧的敏感区（图 4.7a4）。在垂直分布上，扰动能量都集中在高层约 200hPa 的位置（图 4.7c1, c4）。不同模式下结果的区别主要是高层和最底层势能的大小。在高层基于 MM5 模式的 FSV 的势能要明显大于基于 WRF 的结果（图 4.7c1, c4）这也可以从 $\eta=0.25$ （约 200 hPa）水平层的扰动分布看出（图 4.7b1, b4）。在最底层，基于 WRF 的势能有一个大值区而 MM5 没有（图 4.7c1, c4）。对比 CNOP 和 FSV，发现 FSV 在不同模式下的结果的对比在垂直层分布上与 CNOP 类似，在水平分布上的差异明显大于 CNOP。

对于冬季暴雪个例，结论与麦莎个例类似。不同模式的 FSV 结果存在一些差异但是整体特征类似，且 FSV 的差异要大于 CNOP。在水平敏感区的分布上，寻找的敏感区都位于验证区域的上游，约（ 93° W, 33° N）的位置（图 3.5b，图 4.2b）。在垂直方向上，基于 WRF 的结果扰动能量集中在中下层，而基于 MM5 的结果集中在中层（图 3.5h，图 4.2h）。对比 CNOP 和 FSV，发现 FSV 在不同模式下的结果在水平分布上的对比与 CNOP 类似，在垂直分布上的差异明显大于 FSV。

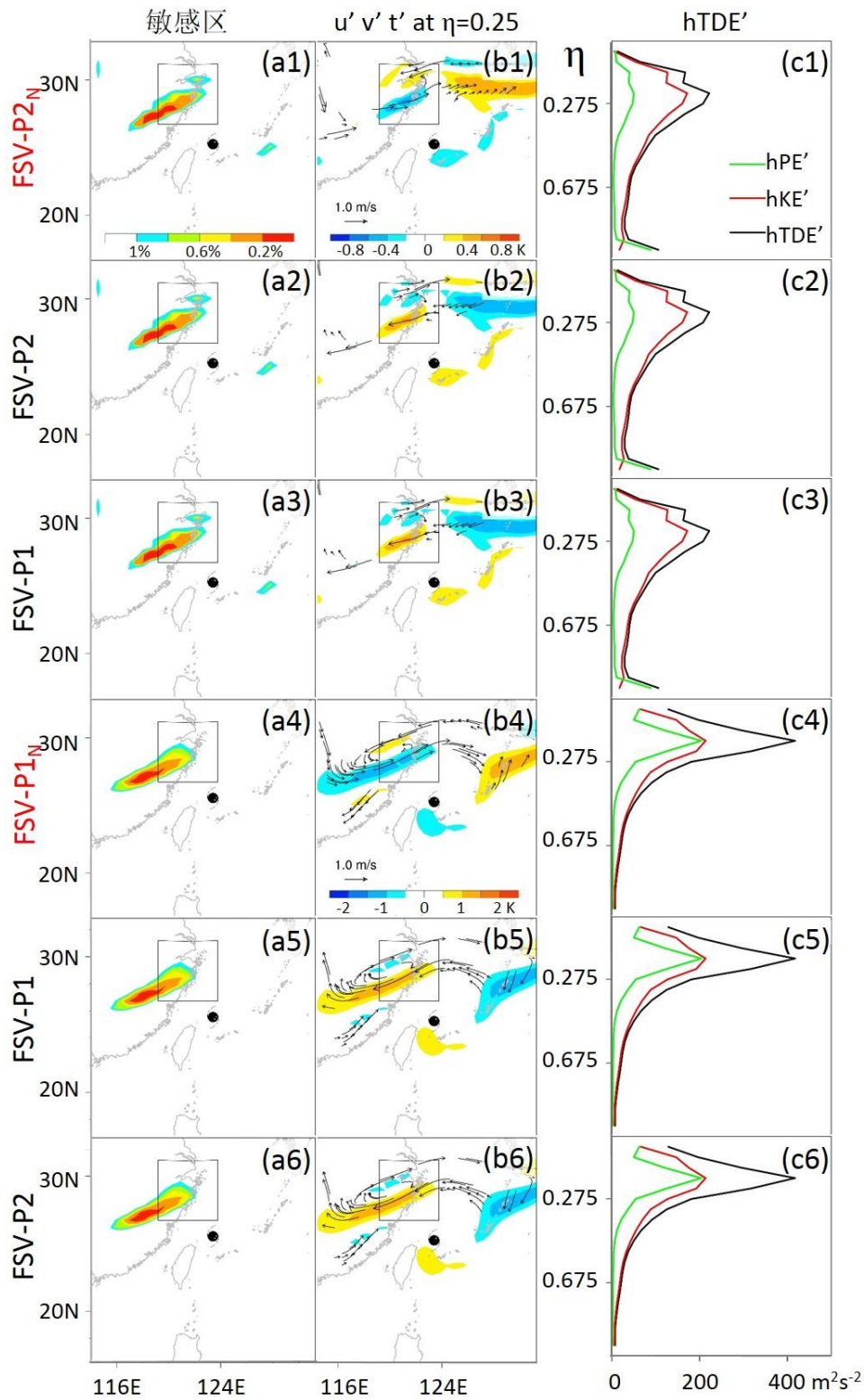


图 4.7 麦莎个例，基于 WRF 系统（上面三行）和 MM5 系统（下面三行）计算的 FSV。(a) 敏感区（阴影），(b) 扰动风场和温度场在 $\eta=0.25$ 层（约 200 hPa）的水平分布，(c) $hTDE'$ ， hKE' ，和 hPE' 的垂直分布。(a) 中的矩形区域代表验证区域，台风标志代表初始时刻的台风中心位置。P1, P2, P1_N, P2_N代表不同的初始扰动猜值。红色标记为 FSV 的结果。

4.3 小结

本章基于发生在不同地区不同季节的两个个例对比了基于 WRF 和 MM5 两个模式计算的 CNOP, local CNOP 和 FSV 结果, 考察了 CNOP 对模式动力框架的敏感性并与 local CNOP 和 FSV 的特征进行了对比。

首先考察了 CNOP 对模式动力框架的敏感性。两个个例的结果都显示基于不同模式的 CNOP 的分布虽然存在一些差异但是整体特征是一致的。对于麦莎个例, 寻找的敏感区的位置都位于台风初始位置的西北侧和东侧, 垂直能量都集中在高层, 差异主要是水平积分能量在垂直层的分布。对于冬季暴雪个例, 不同模式下 CNOP 的相似性要高于麦莎个例, 不同模式的结果不管是敏感区的水平分布还是能量的垂直分布都非常类似。结果说明了 CNOP 对模式动力框架的敏感性非常小。

本文还考察了 WRF 和 MM5 两个模式对于 local CNOP 的识别, 结果显示对于不同的初始扰动第一猜值场, 目标函数都收敛到两个值, 分别对应 CNOP 和 local CNOP, 最终扰动的符号不依赖于初始扰动第一猜值场, 两个模式对 local CNOP 的识别没有本质区别。在迭代过程中, CNOP 和 local CNOP 的分布随迭代次数的变化类似。在迭代开始时 CNOP 和 local CNOP 的差别较小, 随着迭代次数的增加, CNOP 和 local CNOP 差别变大。

两个模式 local CNOP 的结果虽然存在一些差异但是整体特征类似。local CNOP 在不同模式下的差别要大于 CNOP。对于麦莎个例, 两个模式的 local CNOP 寻找的敏感区都位于初始台风中心的西北侧, 水平积分能量都集中在高层, 主要差异是各层的能量大小。对于冬季暴雪个例, 不同模式下 local CNOP 的差别要比麦莎个例明显。基于 WRF 模式的 local CNOP 寻找的敏感区是分散的几个大值中心, 水平积分能量集中在中低层, 而基于 MM5 模式的结果是一个大值中心, 能量集中在中层。

FSV 对模式动力框架的敏感性要大于 CNOP。FSV 方法对于不同的初始扰动第一猜值场, 目标函数都收敛到一个极值, 最终扰动的符号依赖于初始扰动第一猜值场。对麦莎个例, 基于 WRF 模式的 FSV 寻找的敏感区位于初始台风中心的西北侧和东侧, 而基于 MM5 模式的 FSV 只寻找到了位于台风中心西北侧的敏感区, 水平积分能量在垂直层分布的对比与 CNOP 的特征类似。对于冬季暴雪个例, 基于 WRF 模式的 FSV 的水平积分能量集中在中低层, 而基于 MM5 模式的结果集中在中层, 敏感区的对比与 CNOP 特征类似。

第五章 CNOP 寻找的敏感区对湿过程的敏感性

5.1 个例介绍

2012年7月21日（世界时，下同），北京地区经历了一次大范围的大暴雨，局地特大暴雨的过程。超过90%的北京市区24小时累计降水量超多100毫米，其中最大降水量为460毫米，发生在房山区河北镇（图5.1a）。北京市区24小时平均降水达到190毫米，是1951年以来北京有气象记录的最大值（徐珺等2012）。这次暴雨事件，造成了北京地区严重的城市内涝，城市交通的瘫痪，农田被淹，直接经济损失达116.4亿元（孙继松等2012）。这次暴雨引起的泥石流，城市内涝和龙卷（Meng and Yao 2014）等灾害导致79人死亡。

业务中心对这降水过程的预报效果比较差。几乎所有的业务数值预报模式都低估了24小时降水量，并且降水开始时间和峰值时间有6至12小时的推迟（徐珺等2012；Zhang et al., 2012）。北京快速循环数值预报模式（BJRUC；范水勇等2008）的结果最大24小时降水量为404毫米，但是预报的最大降水的位置相对于观测偏西南（图5.1b）。数值模式预报结果的偏差导致北京市气象局24小时预报严重低估了降水量，并且降水开始时间比观测降水晚了几个小时。

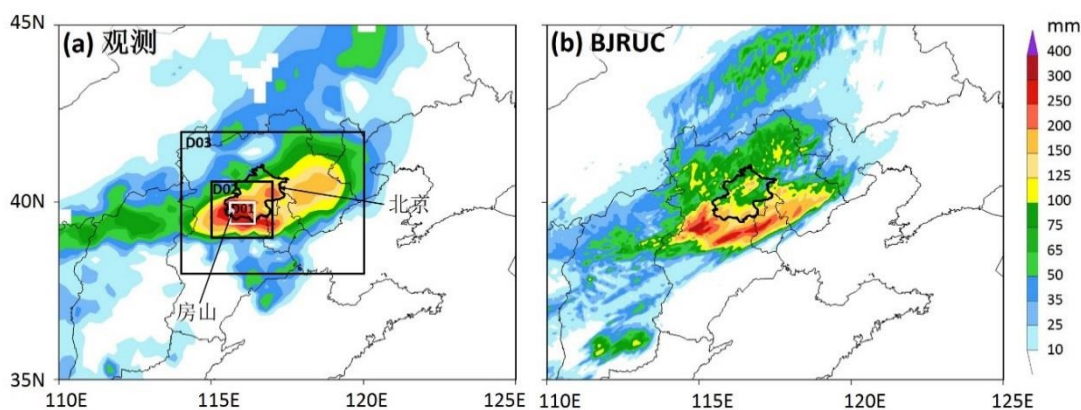


图 5.1 24 小时（2012 年 7 月 21 日 00 时至 7 月 22 日 00 时）降水分布（阴影，毫米），（a）观测降水和（b）北京快速循环预报模式（BJRUC）预报的降水。图 a 中的方框代表的是三个逐渐增大的区域，用于考察不同尺度降水情况。

这次暴雨事件，可以大致分为两个阶段。第一阶段为暖区降水，降水发生在 2012 年 7 月 21 日 02 时至 7 月 21 日 06 时，降水特点为降水中心分散，呈不规则分布（图 5.2a）。第二个阶段为锋面降水，降水发生在 2012 年 7 月 21 日 06 时至 7 月 21 日 18 时，降水特点为西南-东北走向的高度组织化的对流雨带（图 5.2b-c）。这两个阶段可

以清晰的从单站逐小时降水演变看出（图 5. 2e）。霞云岭位于北京西南，经历了降水的两个阶段，且最大小时降水量分别出现在 7 月 21 日 04 时和 7 月 21 日 09 时。房山站位于霞云岭东侧，也经历了两个阶段，最大小时降水出现的时刻要晚于霞云岭站，分别出现为 7 月 21 日 06 时和 7 月 21 日 12 时。固安站，位于房山站以东，只经历了第二个降水阶段，最大小时降水出现在 7 月 21 日 16 时。

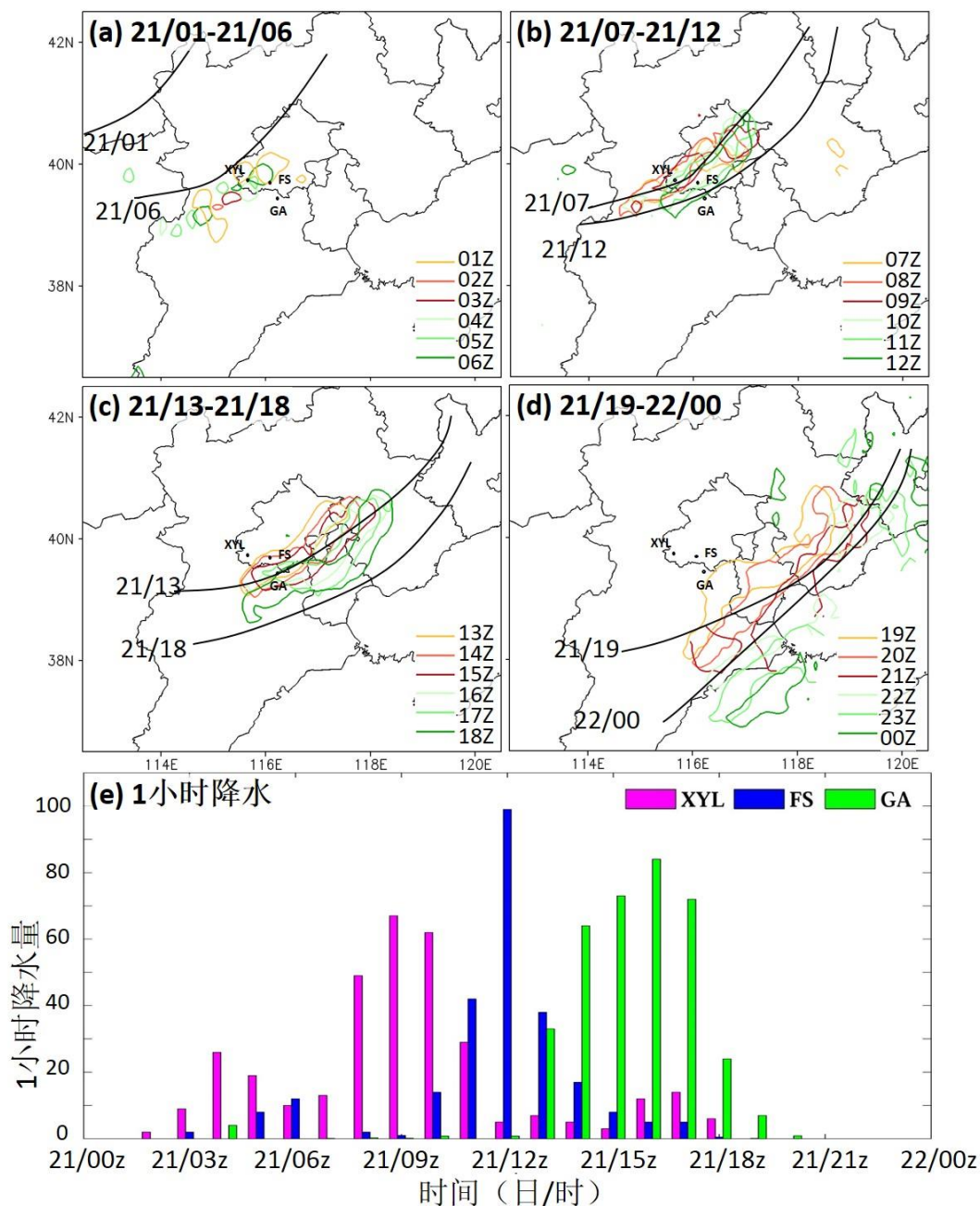


图 5. 2 20 毫米逐小时降水发展 (a) 7 月 21 日 01 时至 7 月 21 日 06 时, (b) 7 月 21 日 07 时至 12 时, (c) 7 月 21 日 13 时至 18 时, (d) 7 月 21 日 19 时至 7 月 22 日 00 时。图 (a) - (d) 中黑色粗线代表的是对应小图中初始和结束时刻的地面冷锋的位置。(e) 霞云岭 (XYL), 房山 (FS) 和固安 (GA) 三个站点的逐小时降水量变化。三个站点的位置标注在图 (a) - (d) 中。

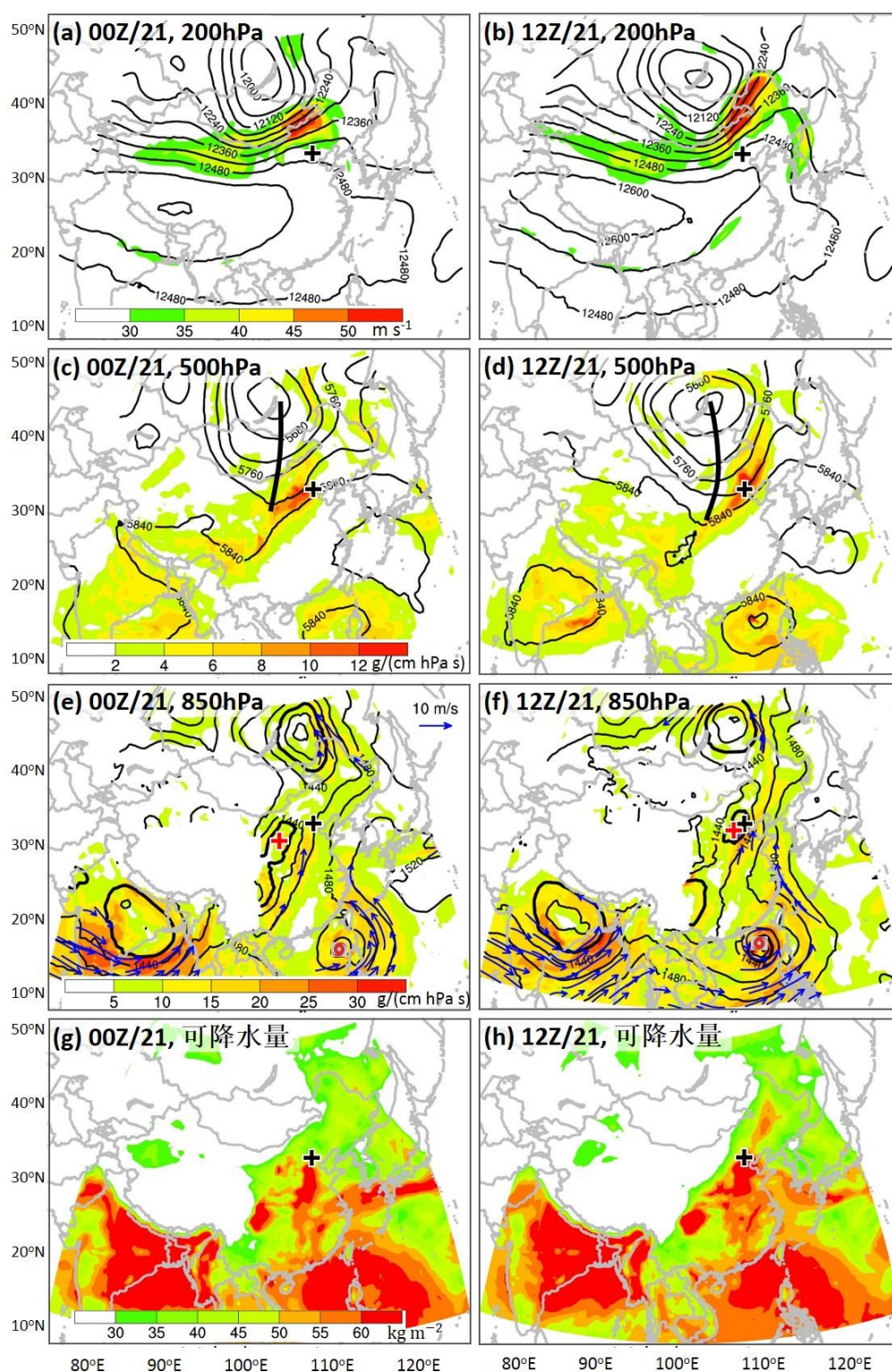


图 5.3 ECMWF 在 2012 年 7 月 21 日 00 时 (左图) 和 7 月 21 日 12 时 (右图) 的分析场。(a, b) 为 200 hPa 风场 (阴影, m s^{-1}) 和位势高度场 (等值线, m), (c, d) 为 500 hPa 位势高度场 (等值线, 间隔为 40 m) 和水平水汽通量 (阴影, $\text{g cm}^{-1} \text{hPa}^{-1} \text{s}^{-1}$), 黑色粗线代表了槽线的位置, (e, f) 为 850 hPa 位势高度场 (等值线, 间隔为 20 m), 水平水汽通量 (阴影, $\text{g cm}^{-1} \text{hPa}^{-1} \text{s}^{-1}$) 和风速大于 10 m s^{-1} 的风场 (向量, m s^{-1}), 和 (g, h) 为可降水量 (阴影, kg m^{-2})。黑色十字架代表北京的位置。

分析引发此次暴雨过程的天气系统，发现几乎所有影响华北暴雨的关键天气系统都在其中，包括高空急流，冷涡，中层槽，副热带高压，低空急流，中尺度对流系统，台风，冷锋（谌芸等 2012；余小鼎 2012）。从 2012 年 7 月 21 日 00 时到 7 月 21 日 12 时，200 hPa 高空急流加强（图 5.3a-b）。北京位于急流轴入口区右侧，为高空辐散提供了有利的条件。在 500 hPa，西倾槽由一个准静止的冷涡向南伸展并逐渐靠近北京（图 5.3c-d）。在 850 hPa，一个中尺度低涡系统生成，并从西南方向逐渐向北京移动。在低涡系统东南侧出现了低空急流（图 5.3e-f）。台风“韦森特”（2012）以及位于孟加拉湾的低涡分别从中国南海以及孟加拉湾源源不断的输送水汽，为暴雨的维持提供充足的水汽条件。大量的水汽被输送至北方并在北京区域辐合，在 7 月 21 日 00 时和 12 时在 D03 区域（图 5.1a 中）平均可降水量达到 45 kg m^{-2} 和 57 kg m^{-2} （图 5.3g-h）。在地面，冷锋从西向东缓慢经过北京，造成降水在北京地区的集中。

很多研究（孙军等 2012；孙明生等 2013；孙永刚等 2014；谌芸等 2012；余小鼎 2012；徐珺等 2012；Zhang et al., 2012）表明此次暴雨发生在多系统共同作用下，高空急流提供了有利的高空辐散条件，中层冷涡和槽、低空中尺度低涡给低层辐合提供了有利的环境。台风、副热带高压以及低涡为北京地区提供了充足的水汽条件。本文基于这个个例考察 CNOP 对模式湿过程的敏感性并与 FSV 的特征进行对比。并通过与集合线性相关方法得到的敏感区对比考察 CNOP 寻找的敏感区对降水预报的指示意义。

5.2 实验设置

本章的实验基于 MM5_CNOP 系统。积分区域为单层区域，水平分辨率为 60 km，水平格点数为 91×101 ，中心经纬度为（36 N，102 E）（图 5.4），垂直层位均匀的 21 层，模式层顶气压为 50 hPa。初始场和边界条件由 NCEP FNL 分析资料提供。

为了考察敏感区随时间的变化，设计了三组试验，分别为控制实验 CNTL，敏感性实验 EXP1 和 EXP2。三个试验验证时刻相同，为 2012 年 7 月 22 日 00 时，初始时刻分别为 2012 年 7 月 21 日 00 时，20 日 12 时，20 日 00 时即对应优化时间分别为 24 小时，36 小时和 48 小时（表 5.1）。验证区域覆盖了暴雨区域（图 5.4 内矩形区域）。初始约束值 $\beta = 0.073 \text{ J/kg}$ 。

采用控制实验的时间设置，本文设计两组实验分别代表湿过程和干过程，考察 CNOP 和 FSV 对湿过程的敏感性。湿过程和干过程除了有关降水的设置（微物理参数化和积云对流参数化，具体见章节 2.1.3）其他设置完全一致。

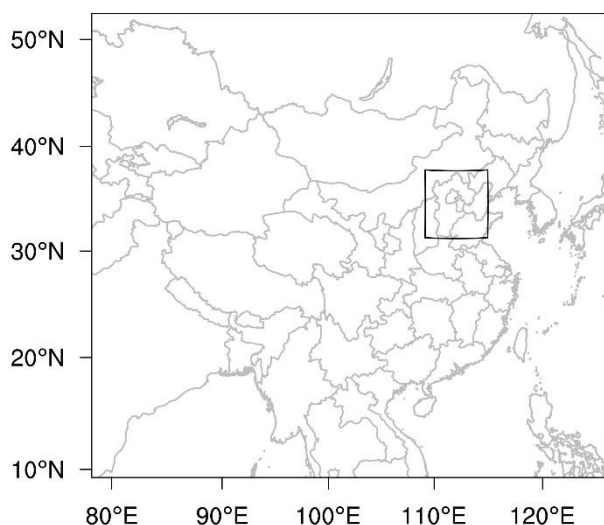


图 5.4 7.21 暴雨个例，计算 CNOP 的模式模拟区域和验证区域（内部矩形）。

表 5.17.21 个例的试验设计，三组实验对应的初始时间和验证时间。

实验	初始时刻	验证时刻
控制实验	7 月 21 日 00 时	7 月 22 日 00 时
EXP1	7 月 20 日 12 时	7 月 22 日 00 时
EXP2	7 月 20 日 00 时	7 月 22 日 00 时

5.3 CNOP 和 FSV 对湿过程的敏感性

5.3.1 干湿过程中 CNOP 的差别

考虑湿过程的 CNOP 寻找到的敏感区有三个大值区域，分别定义为 A, B, C，其中 A 位于验证区域的西北侧，B 位于距离验证区域较远的西南侧，C 位于距离验证区域很近的西南侧（图 5.5a）。这些大值区域内的扰动在垂直方向的分布显示，A 区域的初始扰动干能量在垂直方向的分布集中在中层，极值位于 500 hPa 的高度层（图 5.5c），B 区域的初始扰动干能量在垂直方向的分布集中在高层，极值位于 300 hPa 的高度层（图 5.5e），C 区域的初始扰动干能量在垂直方向的分布集中在低层，极值位于 700 hPa 的高度层（图 5.5g）。

只考虑干过程的 CNOP 寻找的敏感区有两个大值区域，位置与湿过程的 A 和 B 的位置类似，分别定义为 A 和 B（图 5.5b）。A 区域和 B 区域的扰动在垂直方向的分布也与湿过程的 A 和 B 类似，扰动分布集中在中层和高层，极值分别位于 500 hPa 和 300 hPa 高度层（图 5.5d, f）。

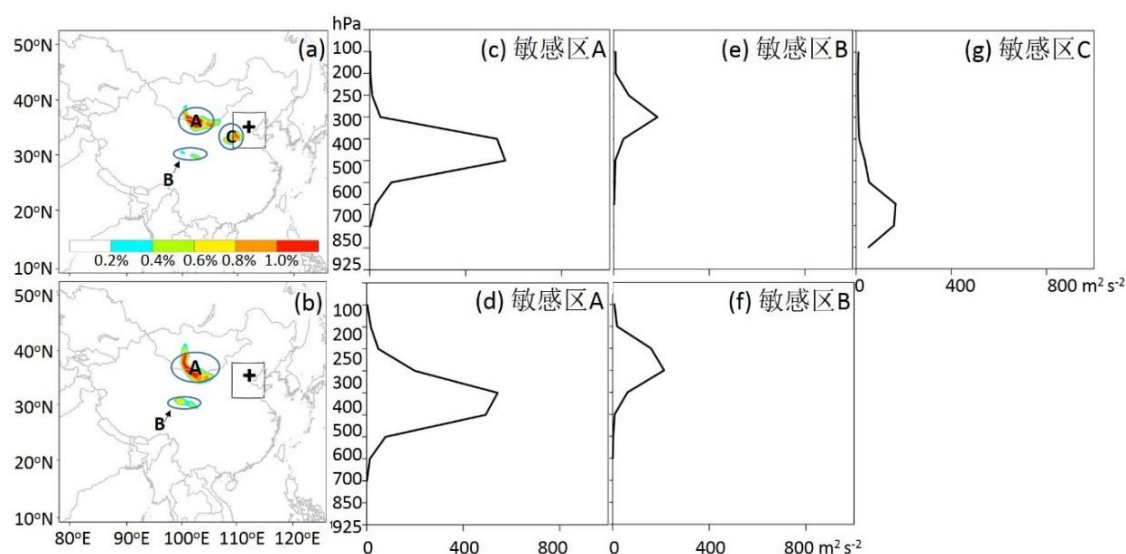


图 5.5 基于 MM5 系统的湿过程（第一行）和干过程（第二行）计算的 CNOP 寻找的敏感区 (a, b)。还展示了湿过程中高敏感区中心 (c) A, (e) B, 和 (g) C 对应的初始扰动干能量在垂直方向上的分布。以及干过程中高敏感区中心 (d) A 和 (f) B 对应的初始扰动干能量在垂直方向上的分布。

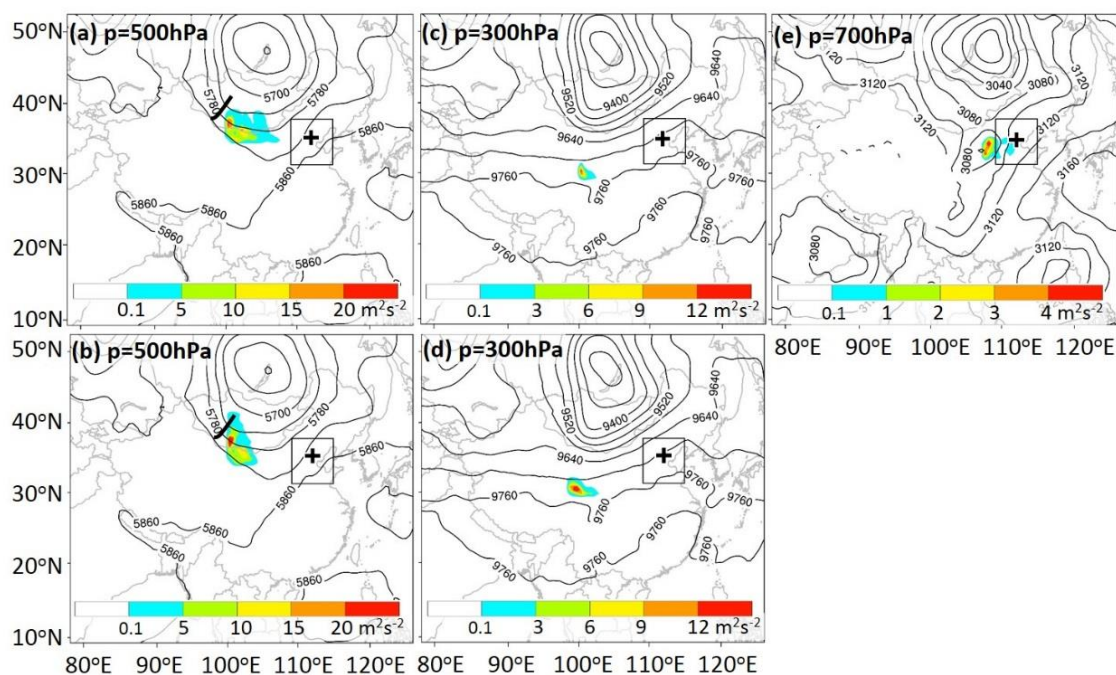


图 5.6 基于 MM5 系统的湿过程（第一行）和干过程（第二行）计算的 CNOP 得到的大的敏感区中心对应的水平积分干能量在垂直方向集中层次的扰动能量分布（阴影， $m^2 s^{-2}$ ）以及相应层次的位势高度场（等值线，m）。(a) 湿过程和 (b) 干过程敏感区 A 在 500 hPa 的分布，(c) 湿过程和 (d) 干过程敏感区 B 在 300 hPa 的分布，(e) 湿过程敏感区 C 在 700 hPa 的分布。

对初始扰动干能量集中层次的扰动和相应的位势高度场的分布分析表明 CNOP 寻找的敏感区中心基本对应具有明显物理意义的天气系统（图 5.6）。对于考虑湿过程得到的 CNOP，A 区域在 500hPa 的敏感区位于冷涡下的小槽前（图 5.6a）。B 区域在 300hPa 的敏感区没有对应具有明显物理意义的天气系统（图 5.6c）。C 区域在 700hPa 的敏感区与低层中尺度对流涡旋的位置重合（图 5.6e）。说明了中层小槽和低层中尺度涡旋对验证区域内预报的具有重要的影响作用。对于只考虑干过程的 CNOP，A 和 B 区域的结论和湿过程一致（图 5.6b, d）。

对比干、湿过程得到的 CNOP，区别在于是否寻找到与中尺度涡旋对应的敏感区。加入湿过程的 CNOP 不仅能找到和天气尺度系统有关的敏感区也能找到和热力过程关系更密切的对应中尺度天气系统的敏感区（图 5.6a, e）。而只考虑干过程的 CNOP，只能捕捉到天气尺度的敏感区（图 5.6b）。

5.3.2 干湿过程中 FSV 的差别

对基于干过程和湿过程的结果分析表明 FSV 没有明显差异，且敏感区没有对应具有清晰物理意义的天气系统。考虑湿过程的 FSV 寻找的敏感区只有一个大值区，位于验证区域的西南侧，与 CNOP 的敏感区 B 中心位置接近（图 5.7a）。初始扰动干能量在垂直方向的分布集中在高层，极值位于 250hPa 层（图 5.7c）。只考虑干过程的 FSV 寻找的敏感区位置和在垂直层的分布和湿过程类似（图 5.7b, d）。敏感区与 250hPa 位势高度场的对比显示敏感区没有对应具有清晰物理意义的天气系统（图 5.7a, b）。

干、湿过程 FSV 得到的敏感区没有明显差别，说明对于这个个例 FSV 不能准确的反映与湿过程相关的敏感区，即不能准确的反映和湿过程有关的误差贡献。干过程的 FSV 不能捕捉到与具有清晰物理意义的天气系统有关的敏感区，预示 FSV 有时甚至不能准确反映和动力过程有关的误差贡献。

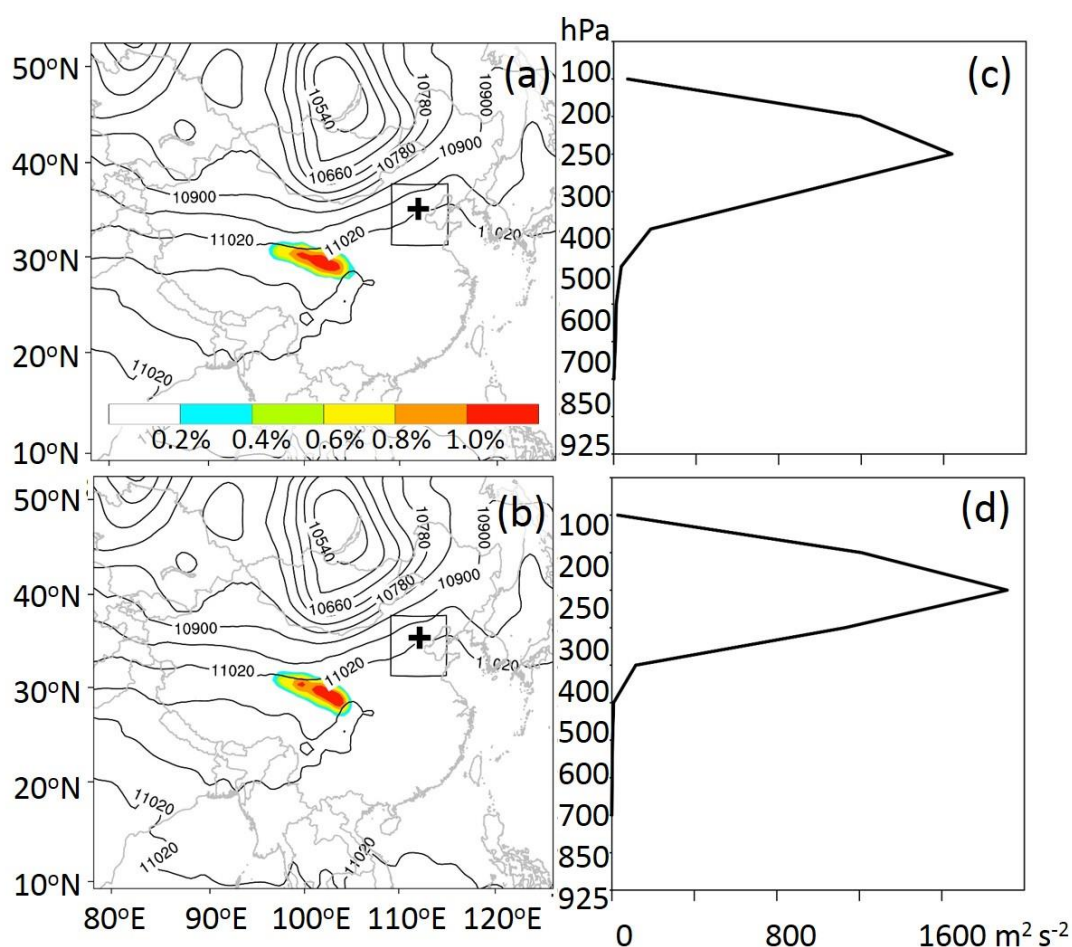


图 5.7 基于 MM5 系统的湿过程（第一行）和干过程（第二行）计算的 FSV 寻找的敏感区（阴影）以及 250 hPa 层的位势高度场（等值线，m）(a, b)。还展示了感区中初始扰动干能量在垂直方向上的分布 (c, d)。

5.4 集合线性相关寻找的敏感区

以上分析的 CNOP 都是以干能量为度量范数的计算结果，结果显示基于湿过程计算的 CNOP 能够捕捉到与具有清晰物理意义的天气尺度和中尺度天气系统相对应的敏感区。那么对于这次极端暴雨事件，这些敏感区对降水预报是否具有指示意义呢？为了回答这个问题，本章节将采用现在广泛应用的寻找影响预报的关键因子的集合线性相关方法，来寻找影响这次降水预报的关键因子或系统并与 CNOP 的结果相对比。

5.4.1 研究方法和 TIGGE 数据介绍

线性相关方法是基于集合预报通过线性相关的方法研究自变量和预报量之间的关系。这个方法是通过集合样本统计来估计预报指标与初始场的关系，可以通过计算感

兴趣的预报量与其他气象场的相关系数来寻找影响预报量的关键因子 (Martin and Xue 2006; Ancell and Hakim 2007; Sippel and Zhang 2008, 2010), 也可以通过对比集合预报中差异巨大的不同样本的特征, 找到影响预报量的关键因子 (Reinecke and Durran 2009; Schumacher 2011; Hanley et al. 2011)。这个方法最初由 Anderson (2001) 提出, 用集合数据去近似模式状态的伴随去寻找敏感区。Ancell 和 Hakim (2007) 比较了集合敏感性和伴随敏感性分析结果, 发现集合敏感性分析能够准确的给出初始条件的变化对预报指标的影响。Hakim 和 Torn (2008) 正式将集合敏感性分析方法应用于研究温带气旋, 通过计算统计算子例如相关系数和协方差来寻找不同天气特征之间的关系。类似的 Torn (2010) 基于这种方法研究在热带气旋变性过程中导致下游脊生成的动力机制, Hawblitzel (2007) 研究了一个中尺度对流涡旋的动力机制和可预报性。基于这种方法, Sippel and Zhang (2008, 2010) 基于短时集合预报研究了墨西哥湾中没有发展的热带扰动和 2007 年的飓风 “Humberto” 的动力机制和可预报性, 研究发现湿条件和对流不稳定性是影响气旋生成和可预报性的最关键的因子。

TIGGE (THORPEX Interactive Grand Global Ensemble; Bougeault et al., 2010), 是世界气象研究组织的观测系统研究和可预报性实验 (The Observing System Research and Predictability Experiment, THORPEX) 的一个重要组成部分。TIGGE 包含十个数据提供中心和三个数据档案中心, 时间开始于 2006 年 10 月。三个数据档案中心为中国气象局 (CMA), 美国国家大气中心 (NCAR) 和欧洲中期天气预报中心 (ECMWF)。十个数据提供中心包括 ECMWF, 日本气象局 (JMA), 英国气象局 (UK Met Office), CMA, 美国国家环境预报中心 (NCEP), 气象卫星中心 (MSC), 法国气象局 (Meteo-France), 澳大利亚气象局 (BOM), 韩国气象厅 (KMA), 巴西气象局 (CPTEC)。各中心数据不完全相同, 比如说数据分辨率, 预报初始时间和预报时间, 集合预报成员数都有所不同。TIGGE 数据被应用于集合预报, 可预报性研究和发展提高极端天气预报的产品 (Buizza et al., 1999; Mullen and Buizza 2001)。比如说基于欧洲中心全球业务预报集合预报数据研究降水的可预报性, 结果显示冬季的降水可预报性要高于夏季降水且和台风系统相关的降水的可预报性要比暖季降水高 (Buizza et al. 1999; Mullen and Buizza 2001; Schumacher and Davis 2010)。欧洲中心的全球业务集合预报数据被用于寻找导致 2010 年 5 月发生在田纳西州和肯塔基的极端降水事件的关键因子 (Lynch and Schumacher 2014) 以及 2007 年 6 月 25 日-30 日影响美国南部平原的一次长生命周期的陆地涡旋造成的暖季暴雨事件的可预报性 (Schumacher 2011)。

本文用到的数据为 TIPPE 数据库里的 CMA, ECMWF 和 NCEP 的集合预报数据。其中 CMA 数据分辨率为 0.56 度*0.56 度, 包括 14 个集合成员。ECMWF 数据的分辨率为谱截

断 T639, 数据包含 50 个集合成员。NCEP 数据的分辨率为 1 度*1 度, 数据包括 20 个集合成员。本文将基于三个中心提供的包含 84 个集合成员的大集合通过计算区域平均降水和各气象要素的线性相关关系并通过对比好差样本的特征来寻找影响 7. 21 暴雨预报的关键因子。集合预报的初始时间为 2012 年 7 月 18 日 00 时, 预报时长为 96 小时。之所以选择 7 月 18 日 00 时作为初试时刻, 是因为虽然这个时刻的预报对 24 小时(2012 年 7 月 21 日 00 时-7 月 22 日 00 时) 降水量有一个整体上的低估, 但是有些集合成员对于降水分布的预报很接近观测, 而且对于天气系统的预报也比较接近观测。集合预报中不仅包含和观测降水分布很接近的好的集合成员, 还有预报效果很差, 几乎没有降水的差的集合成员(详情见 5. 4. 2 章节)。所有 84 个集合成员的预报数据被插值到 0. 5 度*0. 5 度的水平网格上, 用于分析各物理量和降水的关系。为了研究各业务预报中心对此次降水过程中不同尺度降水的预报能力, 集合预报数据被插值到 0. 2 度*0. 2 度的水平网格上。

5.4.2 TIGGE 集合对降水的预报效果检验

图 5. 8 展示了三个中心对于 24 小时(2012 年 7 月 21 日 00 时-7 月 22 日 00 时) 降水分布的总的集合预报情况, 结果显示 ECMWF 的预报集合发散度大, 好差样本的差别显著(比如说 EC37 和 EC38), CMA 中好差样本的差别也比较显著(比如说 CMA01 和 CMA14), NCEP 整个集合的预报情况要好于 ECMWF 和 CMA。

为了定量的考察集合预报对不同尺度降水的预报能力, 选择了三个区域(D01, D02, 和 D03 在图 5. 1 中) 进行区域平均降水量的计算。D01 基本覆盖了 24 小时降水量大于 300 毫米的区域, D02 基本覆盖了 24 小时降水量大于 200 毫米的区域, D03 基本覆盖 24 小时降水量大于 100 毫米的区域(图 5. 1a)。

对 D03 区域(D03, 图 5. 1a) 的 24 小时区域平均降水量和 24 小时累计降水大于 100 毫米的 TS (Threat Score) 评分的分析说明整个集合对降水量有一个低估且预报的不确定性较大。分析整个集合的区域平均降水量和 TS 评分的分布, 结果显示区域平均的降水量和 TS 评分有个正相关关系, 即区域平均降水量越大, TS 评分越大(图 5. 9a)。对于整个集合的预报, 只有约 9% 的集合成员区域平均降水量大于 50 毫米, 远小于观测值 69. 7 毫米(图 5. 9a), 约 9% 的集合成员的 TS 评分大于 0. 2, 约 70% 的集合成员 TS 评分为 0。对于降水量超过一个阈值的 TS 定义为 $TS=H/(F+O-H)$, 其中 H 代表正确预报降水的格点数, F 代表预报降水超过阈值的格点数, O 代表观测降水超过阈值的格点数 (Anthes et al., 1989)。24 小时 100 毫米降水的集合预报概率最大值小于 0. 2, 并且预报概率分布与 100 毫米观测降水分布差别明显, 说明了集合预报降水的不确定性比较大(图 5. 9b)。

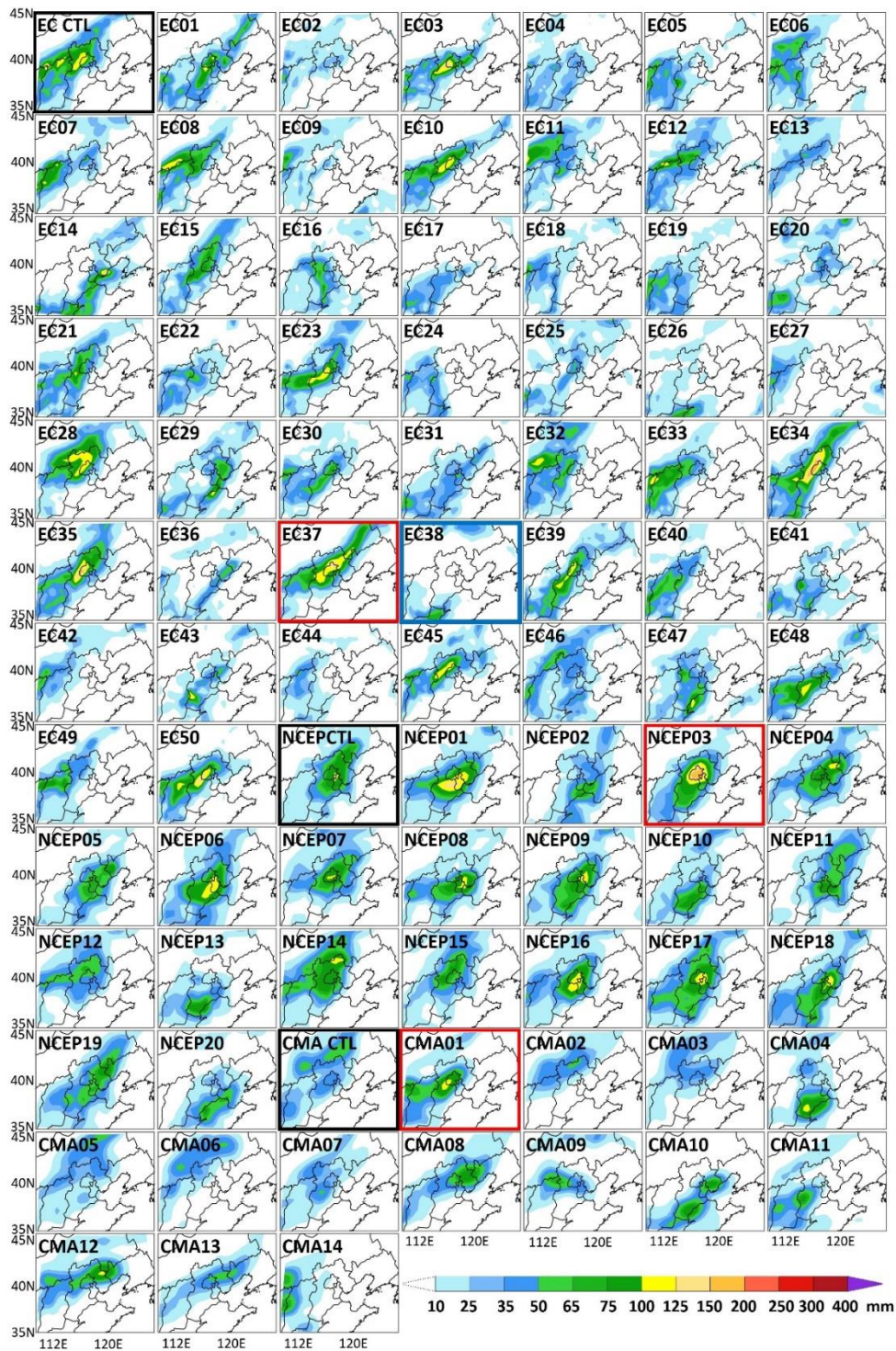


图 5.8 ECMWF, NCEP 和 CMA 控制实验 (CTL) 和集合预报的 24 小时 (2012 年 7 月 21 日 00 时-7 月 22 日 00 时) 降水量的分布。三个好的样本 (EC37, NCEP03 和 CMA01) 被红色方框标出, 差的样本 (EC38) 被蓝色方框标出, 三个中心控制实验结果被黑色方框标出。

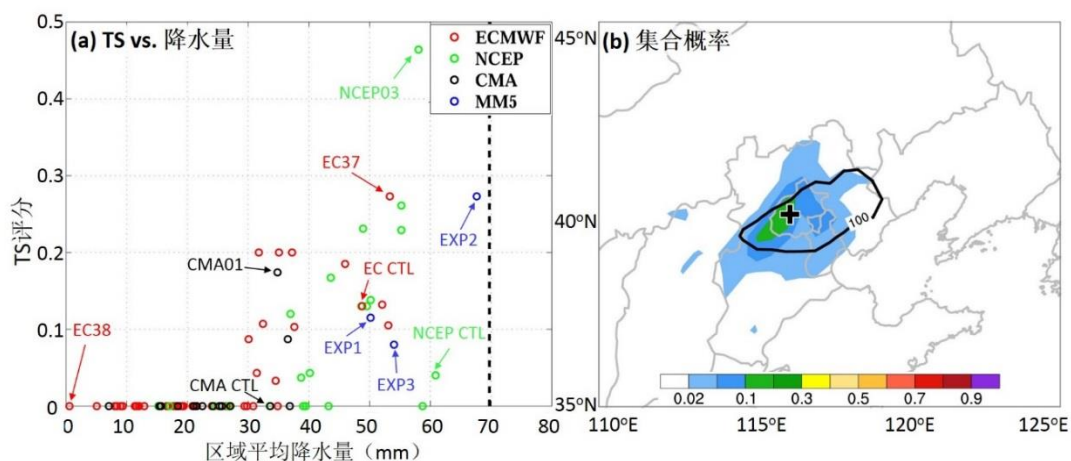


图 5.9 (a) ECMWF, NCEP, CMA 控制实验 (CTL) 和集合预报各成员在 D03 区域平均降水量以及相对应的 TS 评分。TS 评分是 24 小时 100 毫米降水在 D03 (图 5.1a) 中的评分。黑虚线代表了观测的区域平均降水量。(b) 24 小时 100 毫米的观测降水 (等值线) 和集合预报概率 (阴影)。

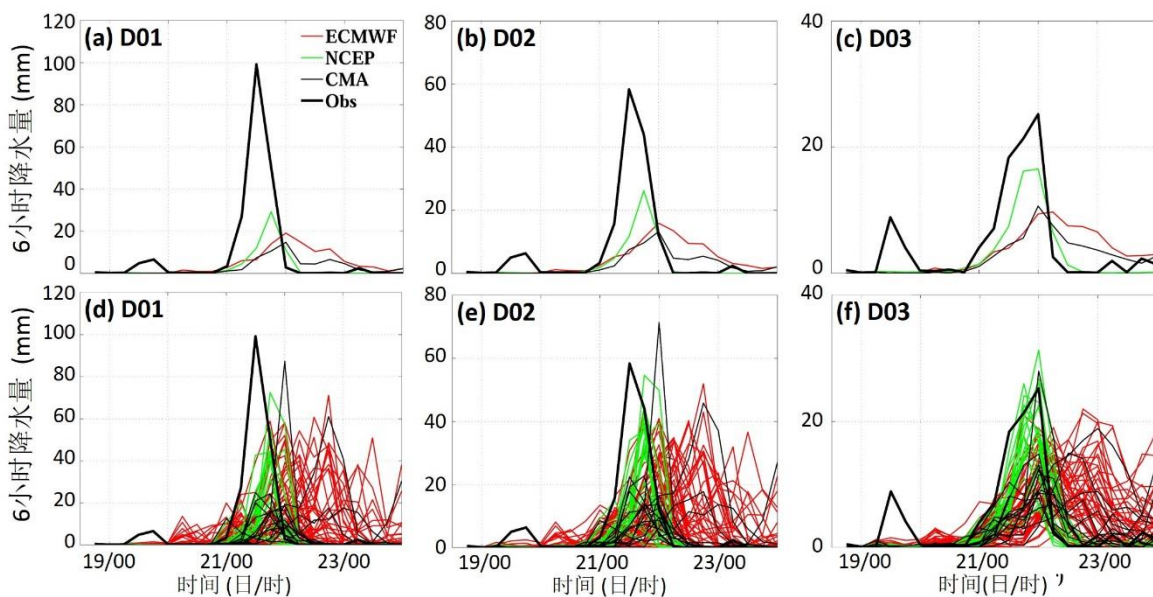


图 5.10 在 (a, d) D01, (c, e) D02 和 (b, f) D03 内的 6 小时区域平均降水量随时间的变化。(a-c) 代表了集合平均预报, (d-f) 代表了单个集合成员的预报。红色代表 ECMWF 预报, 绿色代表 NCEP 预报, 黑色细线代表 CMA 的预报, 黑色粗线代表了观测值。

对三个逐渐增大的区域 (从内到外依次为 D01-D03, 图 5.1a) 的 6 小时区域平均降水的预报随时间的变化说明了集合预报的预报技巧随着区域的增大而逐渐提高, 在一个时间点的降水量指的是这个时刻前 6 小时的累计降水量。对于三个不同的区域, 集合平均预报和几乎所有的集合成员都低估了降水量并且降水峰值的时间有 0 至 12 小

时的推迟（图 5.10）。三个区域中，D01 的降水量预报误差和时间误差是最大的，最大观测 6 小时降水要比集合预报最大降水量大 70-90 毫米（图 5.10a）。随着区域的增大，预报降水量逐渐接近观测，并且降水时间分布也逐渐接近观测（图 5.10a-c）。对于 D02，集合预报误差为 30-50 毫米。对于 D03，集合预报误差减小到 10-15 毫米。时间误差由 D01 和 D02 的约 12 小时，减小到 D03 的小于 6 小时。

考虑到不同区域降水预报的集合发散度以及不同业务预报中心的不同预报特点，下面的敏感性分析是基于三个中心所有集合成员对 D03 区域的降水预报结果。对于 D03，集合发散度比较大，有些样本的预报与观测降水比较接近，有些样本与观测降水差异很大（图 5.10f）。这有利于进一步分析好差样本之间的差别，找出影响降水预报的关键因子。不同业务预报中心的结果对比显示，针对这个个例，在降水极值阶段，NCEP 的预报明显好于 ECMWF 和 CMA。ECMWF 和 CMA 集合预报发散度要大于 NCEP。考虑到不同业务预报中心的预报特点，下面的敏感性分析是对包含三个中心所有的集合成员的集合进行研究。

5.4.3 集合线性相关和单个样本的对比

为了考察预报降水量和不同物理量之间的关系，计算 24 小时（2012 年 7 月 21 日 00 时-7 月 22 日 00 时）区域平均降水量与各物理量之间在不同时刻的线性相关系数。线性相关系数的计算公式如下：

$$\text{cor} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \cdot \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (\text{公式 5.1})$$

其中 x 和 y 代表两个不同的向量，横线上标代表了对应量的平均值， n 代表向量 x 和 y 的维数， cor 代表 x 和 y 的线性相关系数。对于 84 个集合成员的集合预报，双侧显著性检验水平大于 99% 的临界值为 0.28 (Fisher 1925)。即线性相关系数绝对值大于 0.28 的，通过显著性检验。

为了详细展示线性相关关系在单个样本中的体现，还对比了集合预报中预报相差特别的大的好样本和一个差样本的特征。综合 TS 评分和区域平均降水量，高的 TS 评分和降水量对应的 ECMWF 中集合样本 37 (EC37) 被选为好的样本，低的 TS 评分和降水量对应的 ECMWF 中集合样本 38 (EC38) 被选为差样本（图 5.8，图 5.9a）。

24 小时（2012 年 7 月 21 日 00 时-7 月 22 日 00 时）D03 区域平均降水与 2012 年 7 月 21 日 12 时的各物理量的相关系数分布以及好样本和差样本的对比显示降水与 200 hPa 的急流，500hPa 的西风槽，以及 850hPa 的冷涡和中尺度涡旋相关关系显著（图 5.11）。在 200 hPa 主要有两个正相关中心分别位于集合平均急流轴上和急流轴的西南侧，两个负相关中心分别位于急流轴的北侧和南侧（图 5.11a），这表明急流位置越偏

东北，强度越强，北京区域的降水越多。对比好样本（EC37）和差样本（EC38）在 2012 年 7 月 21 日 12 时在 200hPa 的预报场，发现 EC37 预报的高空急流的强度要明显强于 EC38，EC37 预报的高空急流位于北京东北侧，要比 EC38 的急流位置偏东北(图 5.11d, g)。进一步说明了高空急流越强，位置越靠近北京的东北侧，预报的降水越多。

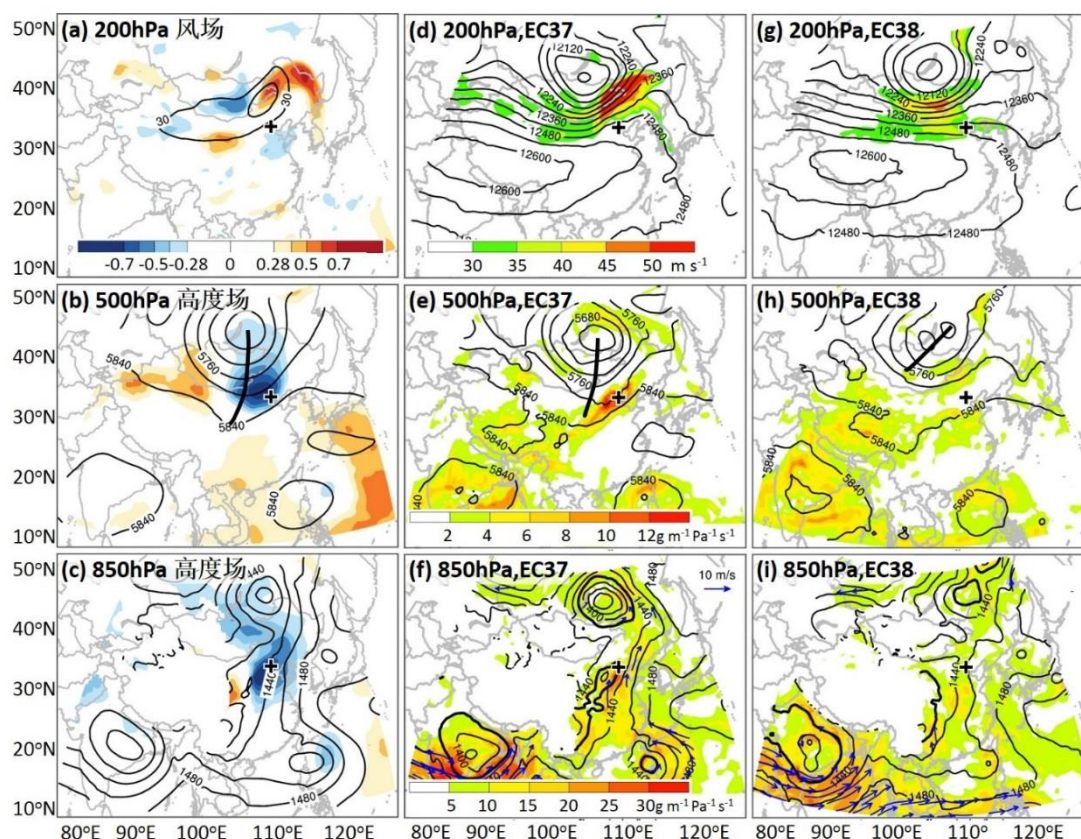


图 5.11 D03 区域平均 24 小时（2012 年 7 月 21 日 00 时-7 月 22 日 00 时）累计降水与 (a) 200 hPa 风速，(b) 500 hPa 位势高度场和 (c) 850 hPa 位势高度场在 2012 年 7 月 21 日 12 时的线性相关系数（阴影）。等值线代表了集合平均的 (a) 200 hPa 风速值大于 30 m s^{-1} 的风场（每隔 10 m s^{-1} ），(b) 500 hPa 位势高度场（每隔 40 gpm ），和 (c) 850 hPa 位势高度场（每隔 20 gpm ）。还展示了在 2012 年 7 月 21 日 12 时集合成员 EC37（好样本，d-f）和 EC38（差样本，g-i）在 200 hPa 风速（阴影， m s^{-1} ）和位势高度场（等值线，每隔 60 gpm ），500 hPa 位势高度场（等值线，每隔 40 gpm ）和水平水汽通量（阴影， $\text{g m}^{-1} \text{ Pa}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ），和 850 hPa 位势高度场（等值线，每隔 20 gpm ），水平水汽通量（阴影， $\text{g m}^{-1} \text{ Pa}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ）和风速大于 10 m s^{-1} 的风场（矢量， m s^{-1} ）的预报场。黑色十字架代表北京的位置。

500hPa 的中纬度西风槽的位置和强度也会影响降水的预报。在 500 hPa 一个正相关中心和一个负相关中心呈偶极子分布在集合平均槽线的附近（图 5.11b）。负相关中心位于集合平均槽线上且方向呈南北分布向南延伸，正相关中心位于槽线西侧，这表明 500 hPa 槽越深，位置越偏东，北京地区的降水量越大。在东南侧，台风“韦森特”的集合平均位置附近有一个负相关中心，负相关中心周围是有一个负的相关区域。这表明强的台风会增加北京区域降水量。但是台风附近的相关系数明显小于中纬度槽附

近的相关系数，这表明中纬度槽与北京区域降水的关系更显著（图 5.11b）。在 700 hPa 高度层也有类似的特征，除了槽线的位置相对于 500 hPa 更偏东（图略）。对比 EC37 和 EC38 在相应时刻 500 hPa 的预报场，发现 EC37 预报的西风槽要比 EC38 强，且 EC37 预报的西风槽位置比 EC38 更偏西，靠近北京的位置。EC37 西风槽前的西南气流将水汽从孟加拉湾输送到北京区域，为降水提供了有利的水汽条件，而 EC38 的西风槽位置偏西，对水汽的输送相对于 EC37 很少（图 5.11e, h）。好差样本在 500 hPa 预报场的对比进一步证明了西风槽的位置和深度对降水预报的重要性。

850hPa 冷涡和中尺度涡旋的强度和位置会影响北京区域降水的预报。在 850 hPa 冷涡位置是一负相关中心（图 5.11c），这表明冷涡越强，北京区域的降水量约大。在冷涡以南，有个相关系数更大的负相关中心（图 5.11c），对应了单个样本中中尺度低涡的位置（图 5.11f）。这表明低涡的位置越偏东，强度越强，北京区域降水越强。类似于 500 hPa，台风“韦森特”附近有一个负相关中心。对比 EC37 和 EC38 在 850hPa 的预报场，发现 EC37 预报的冷涡强度明显强于 EC38，EC37 预报出了低层中尺度涡旋，而 EC38 没有（图 5.11f, i）。中尺度涡旋伴随的低空急流将大量水汽从北向南输送并在北京区域辐合，为降水提供了充足的水汽（图 5.11f, i）。进一步说明了 850hPa 中尺度涡旋的重要性。

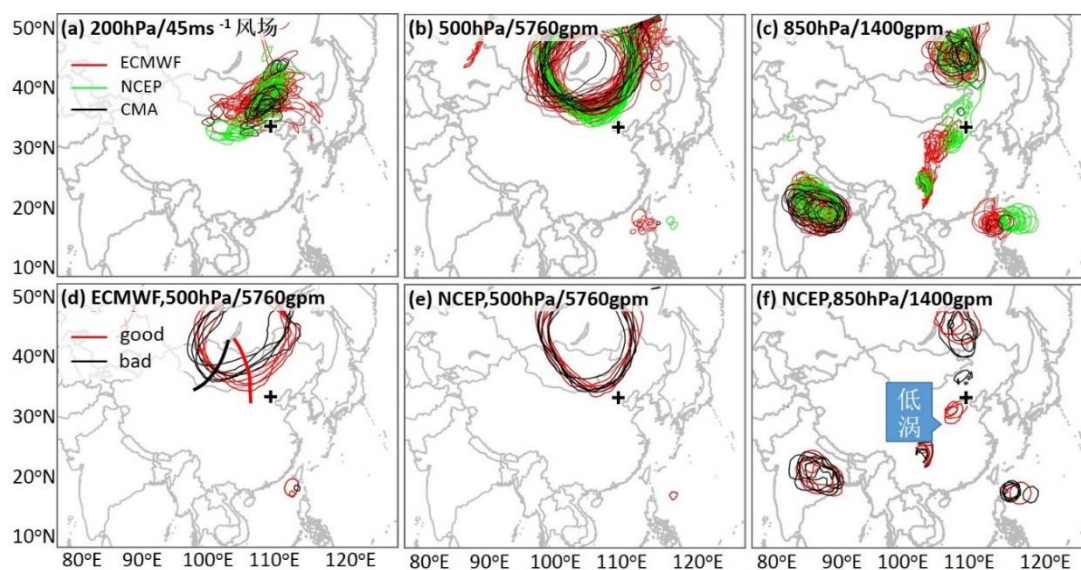


图 5.12 2012 年 7 月 21 日 12 时，ECMWF（红色），NCEP（绿色）和 CMA（黑色）集合成员对 200 hPa 层 45 m s^{-1} 风场 (a)，500 hPa 层的 5760 gpm 位势高度等值线 (b)，和 850 hPa 层的 1400 gpm 位势高度等值线 (c) 的预报场。还展示了 ECMWF (d) 和 NCEP (e) 中心的最好的 5 个样本（红色等值线）和最差的 5 个样本（黑色等值线）对 500 hPa 层的 5760 gpm 位势高度等值线的预报场，和 NCEP (f) 中心 1400 gpm 位势高度等值线预报场。低涡代表低层中尺度对流涡旋系统。

对比不同层次线性相关系数绝对值的大小（200 hPa 的 0.73, 500 hPa 的 0.76 和 850 hPa 的 0.84），发现 850 hPa 的中尺度涡旋是和降水预报关系最密切的天气系统。说明对于低层中尺度涡旋的强度和位置预报的大的预报误差会影响降水预报结果。

对集合预报中单个成员的天气系统特征的分析进一步证明了低层中尺度涡旋对降水预报的重要性。ECMWF, NCEP 和 CMA 三个中心集合预报的 200 hPa 层 45 m s^{-1} 的风速场, 500 hPa 层的 5760 gpm 位势高度等值线和 850 hPa 层的 1400 gpm 位势高度等值线条图显示集合预报的不确定性主要在中层中纬度槽和与之相关的低层中尺度涡旋中心（图 5.12a-c）。NCEP 中心的集合预报具有最小的 5760 gpm 的集合发散度和预报误差（对应中层中纬度槽），和最小的 1400 gpm 的预报误差（对应低层涡旋中心），这和 NCEP 中心的预报降水准确度整体较高相一致（图 5.12b, c）。集合预报对 200 hPa 层的急流, 热带气旋和季风低压的预报集合发散度更小。对比 ECMWF 集合预报中最好的 5 个样本和最差的 5 个样本, 发现 5 个最好的样本中西风槽比 5 个差的样本位置更偏东且槽的深度更深, 说明了 500 hPa 的西风槽对降水预报的重要影响（图 5.12d）。而在 NCEP 集合预报中, 500 hPa 西风槽在好的样本和差的样本的预报区别不明显（图 5.12e）。NCEP 对 200 hPa 的急流预报差别也不明显（图片略）。NCEP 集合预报好样本和差样本的主要差别在对低层中尺度涡旋的预报, 好的样本预报出了位于北京西南侧的中尺度涡旋而差的样本没有（图 5.12f）。

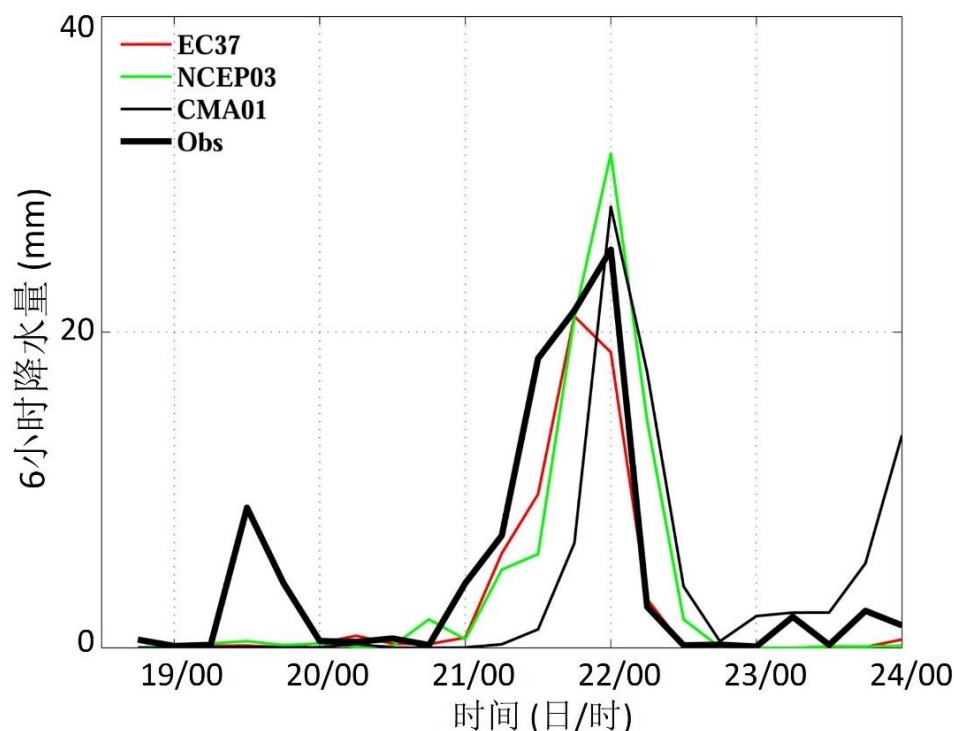


图 5.13 与图 5.10f 一致, 但是只包含三个业务预报中心中最好的样本 EC37, NCEP03 和 CMA01, 以及观测。

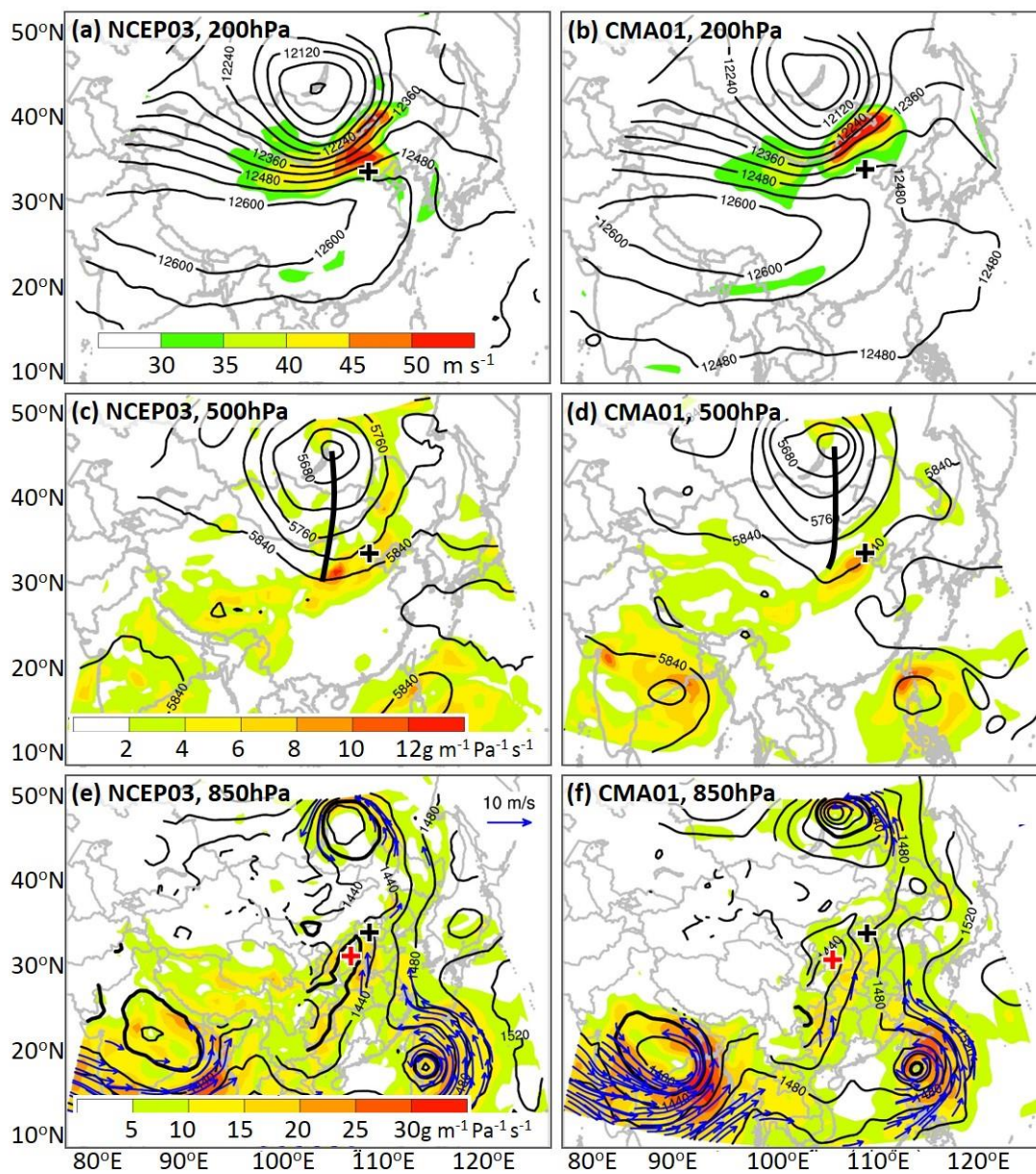


图 5.14 好样本 NCEP03 (左列) 和 CMA01 (右列) 在 2012 年 7 月 21 日 12 时, 即预报 84 小时的预报场。(a, b) 200 hPa 风速大于 30 m s^{-1} 的风速场 (阴影, m s^{-1}) 和位势高度场 (等值线, 每隔 60 gpm), (c, d) 500 hPa 位势高度场 (等值线, 间隔为 40 m) 和水平水汽通量 (阴影, $\text{g m}^{-1} \text{ Pa}^{-1} \text{ s}^{-1}$), 黑色粗实线代表槽线位置, (e, f) 850 hPa 位势高度场 (等值线, 间隔 20 m), 水平水汽通量 (阴影, $\text{g m}^{-1} \text{ Pa}^{-1} \text{ s}^{-1}$) 和风速大于 10 m s^{-1} 的风场 (向量, m s^{-1})。黑色十字架代表北京的位置。

对三个业务预报中心各自预报最好的样本 (NCEP03, EC37 和 CMA01, 表 5.2) 的分析对比显示对高空急流, 中层西风槽, 和低层中尺度涡旋预报的准确性对降水预报的重要性, 对比结果还显示了对中尺度涡旋位置的预报会直接影响降水位置的预报。三

个最好样本的 TS 评分差异很大，以 CMA01，EC37 和 NCEP03 为顺序 TS 的范围在 0.17 到 0.46。NCEP03 的 24 小时 D03 区域平均降水量为 58.05 毫米，比 EC37 高约 5 毫米，比 CMA01 高约 24 毫米(表 5.2)。对比 24 小时降水的水平分布(图 5.8 红色矩形框内)和 6 小时降水随时间的变化趋势，发现 NCEP03 要比 EC37 和 CMA01 更接近观测(图 5.1a, 图 5.13)。它们对 2012 年 7 月 21 日 12 时 200 hPa 的急流场，500 hPa 的中纬度槽，850 hPa 的冷涡和中尺度涡旋的预报与观测类似(图 5.14, 图 5.11d-f, 图 5.3b, d, f)。相对于 EC37，NCEP03 和 CMA01 预报场中的低层中尺度涡旋的位置更偏西南，与 24 小时累计降水位置一致(图 5.8 红色矩形框内)。这一结果进一步证实了低层中尺度涡旋对降水预报的重要性。

表 5.2 ECMWF，NCEP 和 CMA 中好样本的 TS 评分和对应的 D03 区域平均 24 小时降水量。

	TS 评分	降水量 (毫米)
NCEP03	0.46	58.05
EC37	0.27	53.34
CMA01	0.17	34.83

5.4.4 关键天气系统对降水要素的影响

对比好差样本的环流形势，发现好的样本为暴雨的发生提供了暴雨发生的三个关键条件(不稳定性，水汽和上升运动)而差样本没有。对于预报好样本(EC37)，850 hPa 的低压中心与低层最大的辐合中心重叠(图 5.15a)，表明了大尺度的上升运动。中层槽前的西南风和伴随低层中尺度涡旋的低空急流向降水区域提供水汽并在此辐合，这增加了降水区域的不稳定性，从对流有效势能(CAPE)的分布可以看出(图 5.15a)。在差样本(EC38)中，中层槽位置相对观测偏西且深度较浅(图 5.15b)。在北京区域的西南侧没有低层低压，使得水汽供给，天气尺度抬升和不稳定性较弱。

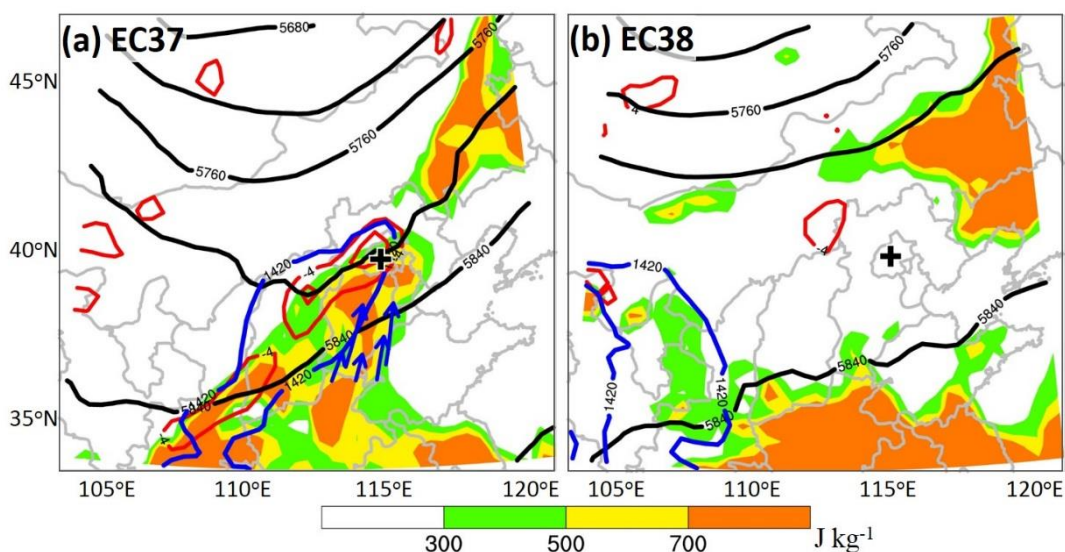


图 5.15 样本 EC37 (a) 和 EC38 (b) 在 2012 年 7 月 21 日 12 时 CAPE (阴影, J kg^{-1}), 500 hPa 位势高度场 (黑色等值线, 间隔 40 gpm), 850 hPa 层的 1420 gpm 位势高度场 (蓝色等值线), 和 850 hPa 散度场 (红色等值线, s^{-1}) 的预报场。对于辐散场, 实线代表辐散, 虚线代表辐合。黑色十字代表北京城区的位置。

5.5 敏感区随时间的变化以及不同方法的对比

5.5.1 CNOP 寻找的敏感区随时间的变化

对 CNOP 得到的敏感区随时间的变化分析表明高敏感中心随着中层的西风槽和低层的中尺度涡旋系统移动。对于三组实验, 只考虑扰动能量最大的两个敏感区中心, 分别定义为 A 和 B (图 5.16, 需要指出的是这里的敏感区中心 A 和 B 与图 5.5 中的敏感区中心有所不同), 敏感区中心的位置随着系统的位置移动 (图 5.17)。在中层的敏感区随着时间能量集中层次从 600 hPa 移动到 500 hPa (图 5.16d-f), 敏感区位置随西风槽系统移动 (图 5.17a-c), 在低层的敏感区能量一直集中 700 hPa 附近 (图 5.16g-i), 敏感区位置随低层中尺度涡旋系统移动 (图 5.17e-f)。结果进一步证实了中层西风槽和低层中尺度涡旋对预报的重要影响。

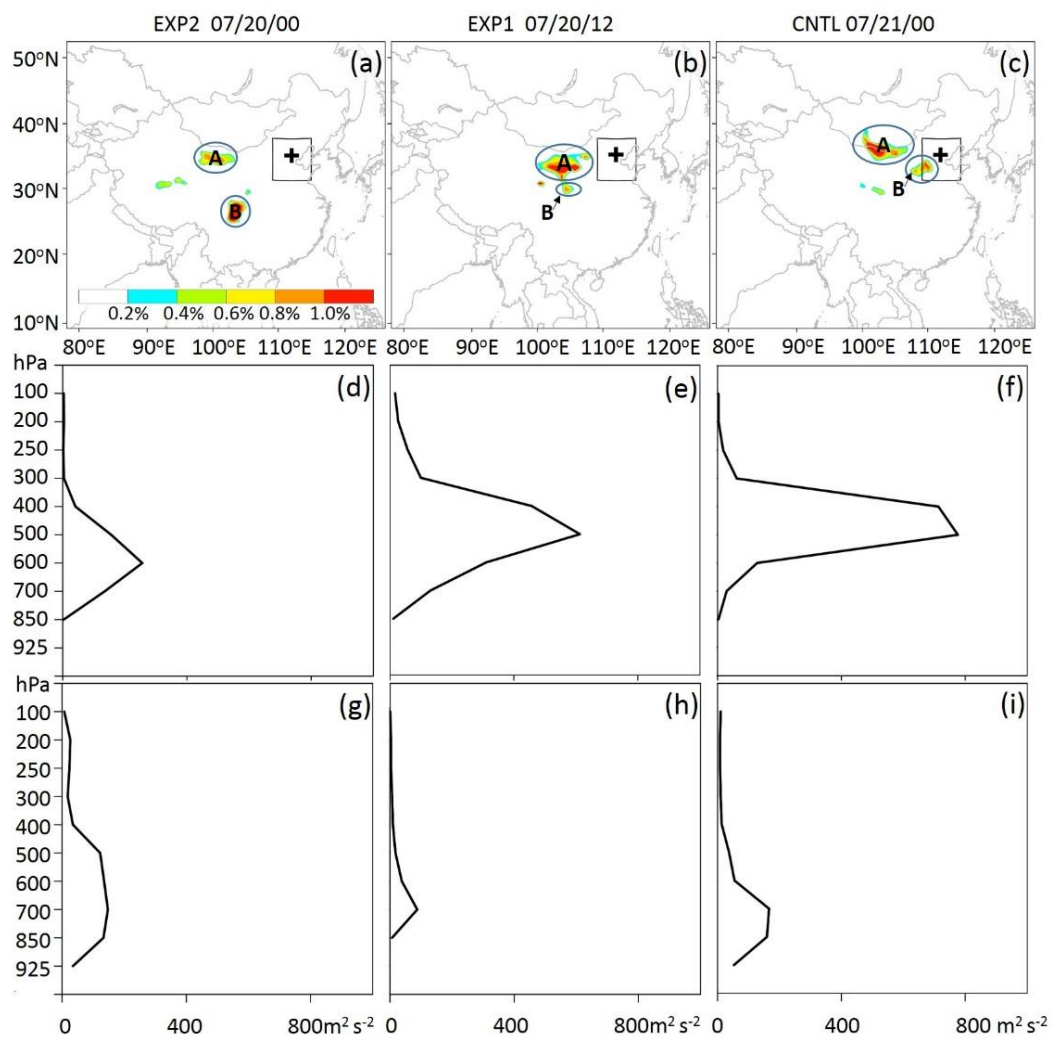


图 5.16 对于 7.21 个例的 CNTL (第三列), EXP1 (第二列), EXP2 (第一列), (a-c) 基于 MM5 系统考虑湿过程计算的 CNOP 寻找的敏感区 (阴影), 以及敏感区大值中心 A (d-f), B (g-i) 中初始扰动的水平积分能量在垂直方向的分布。

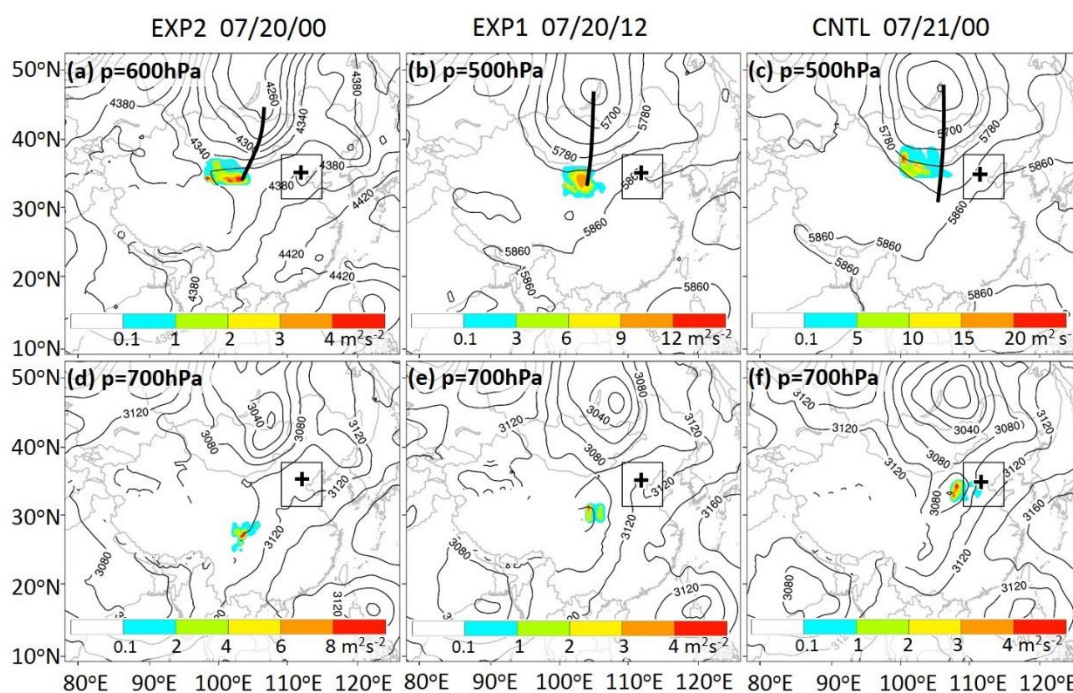


图 5.17 对于 7.21 个例的 CNTL (c, f), EXP1 (b, e), EXP2 (a, d) 实验, 基于 MM5 系统的湿过程计算的 CNOP 得到的大的敏感区中心对应的能量集中层次的扰动能量分布 (阴影, $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) 以及相应层次的位势高度场 (等值线, m)。EXP2 中敏感区 A 在 600hPa (a) 和敏感区 B 在 700hPa (d) 的分布, EXP1 中敏感区 A 在 500hPa (b) 和敏感区 B 在 700hPa (e) 的分布, CNTL 实验中敏感区 A 在 500hPa (c) 和敏感区 B 在 700hPa (f) 的分布。

5.5.2 集合线性相关敏感区随时间的变化

对集合线性相关得到的敏感区随时间的变化分析表明高相关中心随着 200hPa 的高空急流, 500hPa 西风槽和 850hPa 的中尺度涡旋系统移动。24 小时 (2012 年 7 月 21 日 00 时-7 月 22 日 00 时) D03 区域平均降水与各系统在 2012 年 7 月 21 日 12 时前不同时刻的线性相关系数显示高相关系数中心在 200 hPa 随着高层急流的位置移动 (图 5.18a-c)。在 500 hPa, 高相关中心随着冷涡和西风槽的位置移动 (图 5.18d-f)。在 850 hPa, 高相关中心随着中尺度涡旋的位置移动 (图 5.18g-i)。线性相关关系在 7 月 20 日 00 时后更显著, 即开始预报 48 小时, 降水开始前 24 小时。这些结果进一步证实了这些系统对降水预报的关键作用。

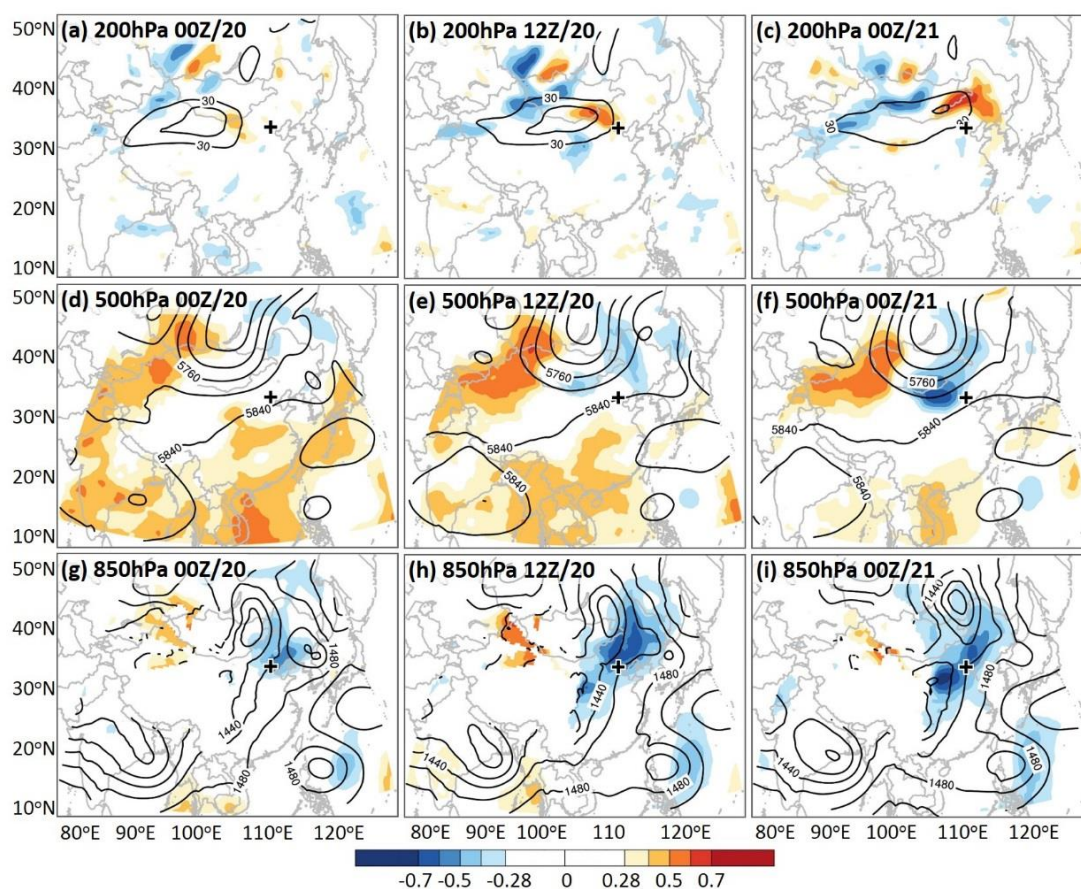


图 5.18 24 小时 (2012 年 7 月 21 日 00 时-7 月 22 日 00 时) D03 区域平均降水与 200hPa 风速 (a-c), 500hPa 位势高度场 (d-f) 和 850hPa 位势高度场 (g-i) 在 2012 年 7 月 20 日 00 时 (第一列), 7 月 20 日 12 时 (第二列) 和 7 月 21 日 00 时 (第三列) 的线性相关系数 (阴影)。等值线表示的相应时刻的集合平均的 200hPa 风速大于 30 m s^{-1} 的风速场 (每隔 10 m s^{-1} , a-c), 500hPa 位势高度场 (每隔 40 gpm , d-f), 和 850hPa 位势高度场 (每隔 20 gpm , g-i)。

5.5.3 CNOP 寻找的敏感区与线性相关敏感区的对比

对比不同时刻 CNOP 寻找的敏感区与线性相关寻找的关键系统的位置 (敏感区), 发现考虑湿过程的 CNOP 寻找的敏感区与线性相关寻找的敏感区类似, 特别在临近降水时刻 (EXP1 和 CNTL 实验), CNOP 寻找到了和低层中尺度涡旋的位置一致的敏感区 (图 5.17e, f), 与线性相关得到的关键系统位置一致 (图 5.18h, i)。这说明以干能量为范数计算的考虑湿过程的 CNOP 寻找的敏感区对降水预报具有一定的指示意义。

5.6 小结

本章首先介绍了 2012 年 7 月 21 日发生在北京地区的极端暴雨事件 7.21, 对这次

事件发生的背景，气象条件以及事件的影响进行了简单的介绍。这次暴雨是一次范围广、降水量大、影响大的事件，给北京地区带来了很大的经济损失和人员伤亡。这次暴雨事件是在多个系统共同作用下产生的。业务中心对这次降水过程的预报效果比较差，不仅低估了 24 小时降水量，对降水开始时间和峰值时间还有 6-12 小时的滞后。

基于 7.21 暴雨个例，考察了 CNOP 对湿过程的敏感性并与 FSV 的特征进行了对比。研究表明，湿过程的 CNOP 有三个敏感区中心而只考虑干过程的 CNOP 有两个敏感区中心。考虑了湿过程的 CNOP 可以捕捉到天气尺度敏感区和与热力过程密切相关的中尺度敏感区，而只考虑干过程的 CNOP 只能捕捉到天气尺度的敏感区。对比 FSV 在干湿过程下的结果，发现考虑湿过程的 FSV 只找到一个没有对应具有清晰物理意义的天气系统的敏感区，只考虑干过程的 FSV 与湿过程的 FSV 类似。说明对于这个个例 FSV 不能捕捉到与湿过程相关的敏感区。对于这个个例 FSV 也难以捕捉到与动力过程相关的敏感区。

为了考察以干能量为度量范数的 CNOP 得到的敏感区对降水预报的指示意义，本文基于 TIGGE 数据中不同业务预报中心的集合预报数据，通过线性相关方法和对比集合预报中好差样本的区别考察了影响降水预报的关键因子。首先分析了不同业务预报中心对这次降水事件的预报情况，发现集合预报对这次降水整体上有有一个低估，且随着考察区域的减小预报误差增大。通过计算区域平均降水与各气象要素的线性相关系数，发现高空急流，中层西风槽和低层中尺度涡旋是影响这次降水预报的关键因子，其中低层中尺度涡旋是和降水预报关系最密切的系统。高空急流越强，位置越靠近北京的东北侧，中层西风槽越深，位置越偏东，低层中尺度涡旋强度越强，位置越偏东，北京区域的降水量越大。中尺度涡旋的位置直接决定了降水的落区。

CNOP 和线性相关两种方法得到的敏感区随时间的变化进一步证实了以上的结论。CNOP 寻找的敏感区主要包含两个部分，分别与中层西风槽和低层中尺度涡旋相对应。线性相关寻找的敏感区随着高层急流，中层西风槽和低层中尺度涡旋系统移动。

对比 CNOP 方法得到的敏感区与线性相关得到的敏感区，发现以干能量为度量范数计算的考虑湿过程的 CNOP 寻找的敏感区对于降水预报具有一定的指示意义。CNOP 寻找的敏感区在低层与中尺度涡旋有关，位置与线性相关得到影响降水预报的关键因子一致。

第六章 总结

CNOP 是指在一定的约束条件下使得目标函数在预报时刻的非线性发展达到最大的初始扰动,是目前唯一的一个可用于实践的不做任何线性假定的目标观测方法。前人关于 CNOP 在中尺度方面的应用基本都是基于 MM5 模式,随着中尺度模式的发展,WRF 逐渐取代 MM5 成为现在业务预报和科学研究的主要模式。建立基于 WRF 模式计算 CNOP 的系统对于 CNOP 方法的应用以及目标观测和可预报性的研究具有重要意义。鉴于 WRF 伴随模式目前不能使用湿过程,因而考察 CNOP 对于模式动力框架和湿过程的敏感性具有重要意义。

本文首先建立了基于 WRF 模式计算 CNOP 和 FSV 的预报对初始扰动的敏感性分析 (FSIP) 系统。基于最新版本的包含 WRF 的非线性模式以及相对应的切线性模式和伴随模式的 WRFPLUS 系统和 SPG2 优化算法,为 WRF 模式增加了一个用户优化的模块 FSIP。用户只需要修改一个 bash 文件里的参数设置就可以将 CNOP 和/或 FSV 应用到不同的个例研究中,方便了普通用户基于 CNOP 和 FSV 进行目标观测和敏感型分析研究。

基于所建立的 FSIP 系统考察了 CNOP、LocalCNOP 和 FSV 对影响台风预报的天气系统的捕捉能力。发现 local CNOP 比 CNOP 和 FSV 更早的捕捉到影响台风的其它动力系统。研究表明在台风距离副热带高压和中纬度西风槽比较近或者比较远时,CNOP、local CNOP 和 FSV 三种初始扰动寻找的敏感区类似,当台风距离副热带高压和西风槽距离不是很近也不是很远时,三种初始扰动寻找的敏感区差别明显。在台风距离其他系统比较远时,三种初始扰动寻找的敏感区都显示台风的预报主要受台风自身的影响,在台风距离其他系统比较近时,三种初始扰动寻找的敏感区都显示台风的预报受副热带高压和西风槽的影响。在台风距离其他系统不是很近也不是很远时,CNOP 和 FSV 寻找的敏感区显示台风的预报受台风自身的影响,而 local CNOP 寻找的敏感区显示台风的预报受副热带高压的影响。说明了 local CNOP 要比 CNOP 和 FSV 更早的捕捉到影响台风预报的其他动力系统,这一结论也说明了在目标观测中考虑 local CNOP 的必要性和重要性。

CNOP 对模式动力框架的敏感性及其与 FSV 的特征的对比发现,CNOP 对模式动力框架的敏感性要小于 FSV。针对发生在不同地区不同季节的两个个例,对比在计算过程中目标函数和初始扰动随迭代次数的变化,系统对 CNOP 和 local CNOP 的识别,以及最终扰动的分布考察了基于 MM5 和 WRF 两个模式 CNOP 的计算结果,并与 FSV 的特征进行了对比。结果显示基于 MM5 和 WRF 模式的结果对 CNOP 和 local CNOP 的识别没有本质区别。基于这两个模式计算的 CNOP 不管是在计算过程中目标函数的变化还是初始扰动随迭代次数的变化都非常类似。CNOP 的最终分布主要特征一致,有一些小的差别主要

是在干能量中势能在垂直层的分布。基于两个模式计算的 FSV 结果也比较类似，但是在水平分布和垂直分布上的差异要大于 CNOP。CNOP 和 FSV 的对比结果说明 CNOP 对模式动力框架的敏感性要小于 FSV。那么基于 MM5 计算的 CNOP 结果可以应用到 WRF 模式里。

本文以北京 7.21 极端暴雨事件为例，考察了 CNOP 对模式湿过程的敏感性及其与 FSV 特征的差异。研究表明，考虑了湿过程的 CNOP 能捕捉到和天气尺度系统以及和热力过程密切相关的中尺度天气系统相关的敏感区，而只考虑干过程的 CNOP 只能捕捉到和天气尺度系统相关的敏感区。而对于这个个例而言，FSV 既不能捕捉到与湿过程相关的敏感区，也不能捕捉到与干过程相关的具有明确物理意义的敏感区。此分析结果说明了在热力过程起重要作用的个例研究中应用 CNOP 方法时考虑湿过程的必要性，以及 CNOP 相对于 FSV 方法的有效性。

对比 CNOP 寻找的敏感区与集合线性相关寻找的敏感区，发现 CNOP 寻找的敏感区对降水预报具有指示意义。针对 7.21 暴雨个例，基于 TIGGE 集合预报数据，通过计算各物理量与区域平均降水的线性相关关系并对比集合中好差样本的差别研究了影响降水预报的敏感区。结果显示，高空急流，中层西风槽和低层中尺度涡旋是影响这次降水预报的关键因子，其中低层中尺度涡旋对降水的影响最大。对比以干能量为度量范数计算的 CNOP 的计算结果，发现考虑湿过程的 CNOP 和集合线性相关得到的结果类似，都寻找到了与低层中尺度涡旋相对应的敏感区，说明了 CNOP 寻找的敏感区对降水预报具有指示意义。这一结果预示 CNOP 方法得到的敏感区有可能可以应用于降水的目标观测和敏感性分析中。

需要指出的是由于 WRF 模式伴随模式的局限，可选的物理过程参数化方案非常有限，本文基于 WRF 模式结果的分析都是基于干过程的结果。另外，对于 CNOP 对湿过程的敏感性以及与 FSV 的对比分析是基于北京 7.21 暴雨这一个个例进行的，得到的结论是否适用于其他个例还有待于进一步的研究。本文建立的 FSIP 系统，为 WRF 模式在日后完善后应用 CNOP 提供了基础。与此同时，本文研究的 CNOP 和 FSV 对模式动力框架的敏感性经过多个个例测试，结果具有普适性。这一结果预示在目前的研究应用中可以把基于 MM5 考虑湿过程的 CNOP 结果应用到 WRF 模式里，这样既可以弥补 WRF 伴随模式没有湿过程的缺陷又可以将 CNOP 应用到最新一代的中尺度模式 WRF 里。另外，CNOP 寻找的敏感区对降水的指示意义对未来将 CNOP 应用到降水目标观测研究具有一定的参考价值。

参考文献

- Aberson S.D., 2003: Targeted observations to improve operational tropical cyclone track forecast guidance. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 1613-1628.
- Aberson, S. D., 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.
- Anthes, R. A. and T. T. Warner, 1978: Development of hydrodynamic models suitable for air pollution and other mesometeorological studies. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 1045-1078.
- Anthes, R. A., Kuo, Y.-H., Hsie, E.-Y., Low-Nam, S. and Bettge, T. W. 1989: Estimation of skill and uncertainty in regional numerical models. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **115**, 763–806.
- Ancell, B., and G. J. Hakim, 2007: Comparing adjoint- and ensemble-sensitivity analysis with applications to observation targeting. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 4117–4134.
- Anderson, J. L., 2001: An ensemble adjustment Kalman filter for data assimilation. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 2884–2903.
- Baker N.L. and Daley R., 2000: Observation and background adjoint sensitivity in the adaptive observation-targeting problem. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **126**, 1431-1454.
- Bergot T., 1999: Adaptive observations during FASTEX: A systematic survey of upstream flights. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **125**, 3271-3298.
- Birgin, E. G., Martinez, J. E. and Marcos, R. 2001. Algorithm 813: SPG—Software for convex-constrained optimization. *ACM Trans. Math. Softw.*, **27**, 340–349.
- Bishop C.H. and Toth Z., 1999: Ensemble transformation and adaptive observations. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 1748-1765.
- Bishop, C. H., B. J. Etherton, and S. J. Majumdar, 2001: Adaptive sampling with the ensemble transform Kalman filter. Part I: Theoretical aspects. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 420–436.
- Bougeault, P., and Coauthors, 2010: The THORPEX Interactive Grand Global Ensemble. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **91**, 1059–1072.
- Buizza, R., A. Hollingsworth, F. Lalaurette, and A. Ghelli, 1999: Probabilistic predictions of precipitation using the ECMWF Ensemble Prediction System. *Wea. Forecasting*, **14**, 168–189.
- Cardinali C. and Buizza R. 2003: Forecast skill of targeted observations: A singular-vector-based diagnostic. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 1927-1940.
- Chen, B. Y., 2011: Observation system experiments for typhoon Nida (2004) using the CNOP method and DOTSTAR data. *Atmos. Ocean. Sci. Lett.*, **4**, 118–123.
- Chen, B. Y., Mu, M. and Qin, X. H., 2013: The impact of assimilating dropwindsonde data deployed at different sites on typhoon track forecasts. *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 2669–2682.
- Chen, S. G., Wu C. C., Chen J. H., and Chou K. H., 2011: Validation and interpretation of adjoint-derived sensitivity steering vector as targeted observation guidance. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 1608–1625.
- Duan W. S., Mu M. and Wang B., 2004: Conditional nonlinear optimal perturbation as the optimal precursors for El Niño-Southern oscillation events. *J. Geophys. Res.*, **109**, D23105, doi: 10.1029/2004JD004756.
- Dudhia J., 1993: A nonhydrostatic version of the Penn State/NCAR Mesoscale Model: Validation tests and

- simulation of an Atlantic cyclone and cold front. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1493-1513.
- Ehrendorfer, M., R. M. Errico, and K. D. Raeder, 1999: Singular-vector perturbation growth in a primitive equation model with moist physics. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 1627-1648.
- Fisher, R. A. 1925. Statistical Methods for Research Workers. *Edinburgh, UK: Oliver and Boyd*, 378 pp.
- Hakim, G. J., and R. D. Torn, 2008: Ensemble synoptic analysis. Synoptic-Dynamic Meteorology and Weather Analysis and Forecasting: A Tribute to Fred Sanders. *Meteor. Monogr., Amer. Meteor. Soc.*, **33**, 147-161.
- Hamill T.M. and Snyder C., 2002: Using improved background-error covariance from an ensemble kalman filter for adaptive observations. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 1552-1572.
- Hanley, K. E., D. J. Kirshbaum, S. E. Belcher, N. M. Roberts, and G. Leoncini, 2011: Ensemble predictability of an isolated mountain thunderstorm in a high-resolution model. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **137**, 2124-2137.
- Hawblitzel, D. P., F. Zhang, Z. Meng, and C. A. Davis, 2007: Probabilistic evaluation of the dynamics and predictability of the mesoscale convective vortex of 10-13 June 2003. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 1544-1563.
- 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.
- Huang, X.-Y., Xiao, Q. N., Barker, D.M., Zhang, X., Michalakes, J. and co-authors. 2009: Four-dimensional variational data assimilation for WRF: formulation and preliminary results. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 299-314.
- Jiang Z., M. Mu, and D. Wang, 2008: Conditional nonlinear optimal perturbation of a T21L3 quasi-geostrophic model. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **134**, 1027-1038.
- Jiang Z., M. Mu, and D. Wang, 2009: Ensemble prediction experiments using conditional nonlinear optimal perturbation. *Sci. China Ser. D-Earth Sci.*, **52(4)**, 511-518.
- Joly A., and Coauthors, 1997: Definition of the fronts and atlantic storm-track experiments (FASTEX). *Bull. Ameri. Meteor. Soc.*, **78**, 1917-1940.
- Kim H.M., Morgan M.C. and Morss R.E., 2004: Evolution of analysis error and adjoint-based sensitivities: Implications for adaptive observations. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 795-812.
- Kuo, Y-H., and G. T-J.Chen, 1990: The Taiwan area mesoscale experiment (TAMEX): an overview. *Bull. Amer. Meteor. Society.*, **71(4)**, 488-503.
- Langland R.H. and Coauthors, 1999: The North Pacific Experiment(NORPEX-98): Targeted observations for improved North American weather forecasts. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 1363-1384.
- Lynch, S. L. and Russ S. Schumacher, 2014: Ensemble-Based Analysis of the May 2010 Extreme Rainfall in Tennessee and Kentucky. *Mon. Wea. Rev.*, **142**, 222-239.
- Mansfield D, Richardson D, Truscott B., 2005: An overview of the Atlantic THORPEX Regional Campaign, A-TRec. In Proceedings of the THORPEX Science Symposium, 6-10 December 2004, Montreal, Canada. World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.
- Martin Martin, W. J., and M. Xue, 2006: Sensitivity analysis of convection of the 24 May 2002 IHOP case using very large ensembles. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 192-207.
- Meng, Z., and D. Yao, 2014: Damage survey, radar, and environment analyses on the first-ever documented tornado in Beijing during the heavy rainfall event of 21 July 2012. *Weather and Forecasting*, **29**, 702-724.

- Mu, M., and W. S. Duan, 2003: A new approach to studying ENSO predictability: Conditional nonlinear optimal perturbation. *Chinese Sci. Bull.*, **48**, 1045–1047.
- Mu, M, Duan, WS and Wang, B., 2003: Conditional nonlinear optimal perturbation and its applications. *Nonlinear Process Geophys.*, **10**, 493–501.
- Mu, M., W. Duan, D. Chen, and W. Yu, 2015: Target observations for improving initialization of high-impact ocean-atmospheric environmental events forecasting. *Natl. Sci. Rev.*, **2(2)**, 226–236.
- Mu, M. and Z. Zhang, 2006: Conditional nonlinear optimal perturbations of a two-dimensional quasigeostrophic model. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 1587–1604.
- Mu, M, Xu, H and Duan, WS., 2007: A kind of initial errors related to ‘spring predictability barrier’ for El Niño events in Zebiak-Cane model. *Geophys Res Lett.*, **34**, L03079.
- Mu, M, F. Zhou, and H. 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.
- Mu, M., and Z. N. Jiang, 2008: A new approach to the generation of initial perturbations for ensemble prediction: Conditional nonlinear optimal perturbation. *Chinese Science Bull.*, **53**, 2062–2068.
- Mullen, S. L., and R. Buizza, 2001: Quantitative precipitation forecasts over the United States by the ECMWF Ensemble Prediction System. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 638–663.
- Palmer, T. N., Gelaro, R., Barkmeijer, J. and Buizza, R. 1998. Singular vectors, metrics, and adaptive observations. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 633–653.
- Peng, M. S., and C. A. Reynolds, 2005: Double trouble for typhoon forecasters. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L02810, doi:10.1029/2004GL021680.
- Peng, M. S., and C. A. Reynolds, 2006: Sensitivity of tropical cyclone forecasts as revealed by singular vectors. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 2508–2528.
- Qin, X., W. Duan, and M. Mu, 2013: Conditions under which CNOP sensitivity is valid for tropical cyclone adaptive observations. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **139**, 1544–1554, DOI:10.1002/qj.2109
- Qin, X., and M. Mu, 2011: Influence of conditional nonlinear optimal perturbations sensitivity on typhoon track forecasts. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **138**, 185–197. DOI: 10.1002/qj.902.
- Qin, X. and Mu, M., 2014: Can adaptive observations improve tropical cyclone intensity forecasts? *Adv Atm Sci.*, **31**, 252–62.
- Qin, X. and Mu, M., 2012: Influence of conditional nonlinear optimal perturbations sensitivity on typhoon track forecasts. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **138**, 185–97.
- Reinecke, P. A., and D. R. Durran, 2009: Initial-condition sensitivities and the predictability of downslope winds. *J. Atmos. Sei.*, **66**, 3401–3418.
- Reynolds, C. A. and Rosmond, T. E. 2003: Nonlinear growth of singular vector-based perturbations. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **129**, 3059–3078.
- Schumacher, R. S. and Davis, C. A. 2010: Ensemble-based forecast uncertainty analysis of diverse heavy rainfall events. *Weather Forecast.*, **25**, 1103–1122
- Schumacher, R. S. 2011: Ensemble-based analysis of factors leading to the development of a multiday warm-season heavy rain event. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 3016–3035.
- Sippel, J. A., and F. Zhang, 2008: A probabilistic analysis of the dynamics and predictability of tropical cyclogenesis. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 3440–3459.
- , and ——, 2010: Factors affecting the predictability of Hurricane Humberto (2007). *J. Atmos. Sci.*,

- 67, 1759–1778.
- Sun L., Mu M., Sun D.J. and Yin X.Y., 2005: Passive mechanism of decadal variation of thermohaline circulation. *J. Geophys. Res.*, **110**, C07025, doi:10.1029/2005JC002897.
- Snyder, C., 1996: Summary of a workshop on adaptive observation and FASTEX. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 953–961.
- 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.
- Torn, R. D., 2010: Diagnosis of the downstream ridging associated with extratropical transition using short-term ensemble forecasts. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 817–833.
- Walser, A., D. Luthi and C. Shear, 2004a: Predictability of precipitation in a cloud-resolving model. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 560–577.
- Walser, A., and C. Schar, 2004b: Convective-resolving precipitation forecasting and its predictability in Alpine river catchments. *J. Hydrol.*, **288**, 57–73.
- Wang, H., M. Mu, and X.-Y. Huang, 2011: Application of conditional non-linear optimal perturbations to tropical cyclone adaptive observation using the Weather Research Forecasting (WRF) model. *Tellus*, **63A**, 939–957.
- Wang, Q, Mu, M and Dijkstra, HA., 2013: The similarity between optimal precursor and optimally growing initial error in prediction of Kuroshio large meander and its application to targeted observation. *J Geophys Res.*, **118**, 869–84.
- Wu C.C., Chen J.H., Lin P.H. and Chou K.H., 2007: Targeted observations of tropical cyclone movement based on the Adjoint-Derived Sensitivity Steering Vector. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 2611–2626.
- Wu, C-C., and coauthors, 2005: Dropwindsonde Observations for Typhoon Surveillance near the Taiwan Region (DOTSTAR): An Overview. *Bull. Amer. Meteor. Society*. **86**, 787–790.
- Wu, C. C. and Coauthors, 2009: Intercomparison of targeted observation guidance for tropical cyclones in the northwestern Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 2471–2492.
- Wu, C. C., Chen S. G., Chen J. H., Chou K. H., and Lin P. H., 2009: Interaction 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.
- Xiao, Q. N., Kuo, Y.-H., Ma, Z. Z., Huang, W., Huang, X.-Y., and coauthors., 2008: Development of the WRF adjoint modeling system and its application to the investigation of the May 2004 McMurdo Antarctica severe wind event. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 3696–3713.
- Xu, W., and coauthors, 2012: An Orography-Associated Extreme Rainfall Event during TiMREX: Initiation, Storm Evolution, and Maintenance. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 2555–2574.
- Zhang D. L., and Coauthors, 2013: The Beijing extreme rainfall of 21 July 2012: “Right results” but for wrong reasons. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 1426–1431.
- Zhang, M., Zhang F. Q., Huang X.-Y. and Zhang X. 2010. Intercomparison of an ensemble Kalman filter with three- and fourdimensional variational data assimilation methods in a limited-area model over the month of June 2003. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 566–572.

- Zhang F., C. Snyder, R. Rotunno, 2002: Mesoscale predictability of the ‘surprise’ 24 - 25 January 2000 snowstorm. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 1617 - 1632.
- Zhang F., C. Snyder, and R. Rotunno, 2003: Effects of moist convection on mesoscale predictability. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 1173–1185.
- Zhang, X., X.-Y. Huang, and N. Pan, 2013: Development of the Upgraded Tangent Linear and Adjoint of the Weather Research and Forecasting (WRF) Model. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **30**, 1180–1188.
- Zhang, X., H. Wang, X-Y Huang, F. Gao, and N. A. Jacobs, 2015: Using Adjoint-Based Forecast Sensitivity Method to Evaluate TAMDAR Data Impacts on Regional Forecasts, *Advances in Meteorology*, **2015**, 1-13.
- Zou, X. L., Vandenberghe, F., Pondecà, M. and Kuo Y.-H. 1997. Introduction to adjoint techniques and the MM5 adjoint modeling system. NCAR Tech. Note NCAR/TN-4351STR, 110 pp.
- Zhou, FF and Mu, M., 2011: The impact of verification area design on tropical cyclone targeted observations based on the CNOP method. *Adv Atmos Sci.*, **28**, 997–1010.
- Zhou, FF and Mu, M., 2012a: The impact of horizontal resolution on the CNOP and on its identified sensitive areas for tropical cyclone predictions. *Adv Atmos Sci.*, **29**, 36–46.
- Zhou, FF and Mu, M., 2012b: The time and regime dependences of sensitive areas for tropical cyclone prediction using the CNOP method. *Adv Atmos Sci.*, **29**, 705–16.
- 范水勇, 等, 2008: 高分辨率WRF三维变分同化在北京地区降水预报中的应用. *高原气象*, **27**, 1181–1188.
- 刘段灵, 孙照渤, 彭世球, 2013: 条件非线性最优扰动在长江中下游地区冬季暴雨中的应用研究[J]. *热带气象学报*, **29** (5), 782–792.
- 穆穆, 段晚锁, 2003: ENSO可预报性研究的一个新方法: 条件非线性最优扰动. *科学通报*, **48** (7), 747–749.
- 穆穆, 王洪利, 周菲凡, 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[J]. *大气科学*, **31** (6), 1102—1112.
- 吴多常, 2012: 2007年4月23日广东飚线的可预报性研究. 北京大学硕士论文, 55pp.
- 湛芸, 孙军, 徐堵, 等, 2012: 北京721 特大暴雨极端性分析及思考(一)观测分析及思考. *气象*, **38** (10), 1255 - 1266.
- 徐珺, 湛芸, 郑永光, 等, 2012: 北京“7.21”极端暴雨观测分析. *天气预报技术总结专刊*, **4** (5), 9–19.
- 孙军, 湛芸, 杨舒楠, 等, 2012: 北京721特大暴雨极端性分析及思考(二)极端性降水成因初探及思考. *气象*, **38** (10), 1267 - 1277.
- 孙继松, 何娜, 王国荣, 等, 2012: “7.21”北京大暴雨系统的结构演变特征及成因初探. *暴雨灾害*, **31** (30), 218 - 225.
- 孙明生, 杨力强, 尹青, 牛震宇, 高黎明, 2013: “7.21”北京特大暴雨成因分析(2): 垂直运动、风垂直切变与地形影响. *暴雨灾害*, **32** (3), 218–223.
- 孙永刚, 孟雪峰, 仲夏, 等, 2014: 河套气旋发展东移对一次北京特大暴雨的触发作用 [J]. *高原气象*, **33** (6), 1665 - 1673.
- 王强, 2011: 黑潮路径变异的可预报性研究. 中国科学院研究生院博士学位论文, 112pp.
- 俞小鼎, 2012: 2012年7月21日北京特大暴雨成因分析. *气象*, **38**(11), 1313 - 1329.
- 王洪利, 2009: 条件非线性最优扰动在中尺度可预报性和目标观测中的应用研究. 中国科学院研究生院博士学位论文, 199pp.

周非凡, 2009: 条件非线性最优扰动方法在台风目标观测中的应用研究。中国科学院研究生院博士学位论文, 136pp。

附录 A FSIP 系统介绍

在这一部分展示了 FSIP 系统中包含所有参数以及模块前处理流程的 CNOP.sh 文件，以及 FSIP 系统的构成。

1. FSIP 设置参数的 CNOP.sh 文件

```
#!/bin/bash
# This Shell was initialized by Huizhen Yu in 07/2014 to run CNOP and
FSV automatically
#
# 1. Definition
#-----
#.. 1.1 define work directory path

        declare -r work_dir="/vol6/home/pkuswans/usr/yuhz/WRF_CNOP"
        declare -r
rfplus_dir="/vol6/home/pkuswans/usr/yuhz/WRF/WRF3.6.1/WRFPLUSV3"

#.. 1.2 define the way to run
        declare -r run="yhrun -n 12 -p TH_NEW1 ./wrf.exe"

#.. 1.3 define wrf experiment parameter
        max_dom=1
        start_time=(2000 01 24 00 00) # start time in year month day
hour minute
        end_time=(2000 01 24 06 00) # end time in year month day hour
minute
        interval_time=6 # wrf run time (hours)
        interval_input=21600 # wrf boundary file interval time
(second)
        interval_output=360 # wrf output interval (minute)
        wrf_dt=600 # wrf run time step
        wrf_dx=180000 # horizontal resolution
        wrf_dy=180000 # horizontal resolution
```

```
e_we=43           # domain grids on west-east
e_sn=31           # domain grids on south-north
e_vert=21         # vertical levels
p_top=5000        # the top pressure in Pa
# define the physics we choose in the forecast
mp_physics=0
ra_lw_physics=0
ra_sw_physics=0
sf_sfclay_physics=0
sf_surface_physics=1
bl_pbl_physics=98
cu_physics=0

# define the verification area and beta value control the initial
perturbation
nmax=139284      # dimensions calculated by nLon*nLat*nLev in
module_op.f
i_st=29
i_ed=36
j_st=10
j_ed=20
k_st=1
k_ed=20
beta=60

# define the norm we used
t_scale=1
p_scale=1
q_scale=0

#-----
-----

#####
# All definition were done
# Please don't modify the following !!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!
#####
# 2. Prepare to obtain CNOP and FSV
```

```
#-----  
#.. 2.1 produce the parameters  
...  
#.. 2.2 produce the csh files to combine WRF and SPG2  
...  
#.. 2.3 produce WRF namelist for nonlinear model and TL and AD  
models(just the basic namelist, modified it when jobs needs)  
...  
#.. 2.4 linking to the wrfplus code  
...  
#.. 2.5 some pre-post before calculating CNOP and FSV  
...  
#.. 3. Compile and run the module  
...  
#-----  
echo "Successfully preparation"  
echo "go to the folder to compile and run the module to calculate  
CNOP and FSV"  
exit
```

2. FSIP 模块的文件组成

FSIP 模块包含四个文件夹，分别为 `initial`，`cnop`，`fsv` 和 `readout`。其中 `initial` 为前处理过程，用于生成初始基态场和初始扰动第一猜值场。`cnop` 和 `fsv` 分别是计算 CNOP 和 FSV 的主模块。`read` 文件夹为后处理过程，里面包含用于数据读取和格式转换的 FORTRAN 程序文件，把数据处理成可以被 GrADS 读取的数据格式。

FSIP 模块里面包含了一个测试个例，个例为本文研究的冬季暴雪个例。为了节省测试时间，模式设置和正文研究有些区别，水平分辨率为 180 km，水平格点数为 43*31，垂直层为均匀的 21 层，优化时间为 6 小时（2000 年 1 月 24 日 00 时-1 月 24 日 06 时）。默认的 CNOP.sh 中的参数就是针对这个测试个例设置的，用户可以直接测试模块的可行性。

致谢

岁月如梭，来北京大学读研的五年即将结束。回首过去的五年学习生活，五味杂尘，有欢笑也有泪水。一路走来，虽然困难重重，但是在老师、同学和家人的陪伴下，我的这几年科研生活也是顺顺利利，满满的都是成长和收获。研究生的五年会是我人生难以忘怀的一段记忆，感谢这段时间给予我帮助的所有人。

首先我要感谢我的两位指导老师，穆穆老师和孟智勇老师。感谢他们对我学习生活的关心和照顾。感谢穆穆老师，将我带入这个有趣的研究领域，并在生活和学习上给予我指导和关心。感谢孟智勇老师为我提供学习上所需要的设备，并在论文选题、研究计划以及最后的论文的定稿上给予的悉心指导。不仅如此，在生活中，她也给予了我很多的关心，在我遇到困难时给我开导和帮助。在这重要的五年里，有这样两位导师给予我无私的指导和帮助是我的幸运。对于这两位老师，要感谢的事情还有很多，千言万语难以道尽我心中的感激之情，最后汇成一句：谢谢。

其次我想感谢我的师兄王洪利，感谢他在美国的三个月对我科研上的指导和生活上的照顾。以及回国后对我科研和文章上的指导和帮助。感谢 Hans Huang 老师，感谢他为我在美国 NCAR 的三个月期间提供了科研上需要的设施和指导，让我能够顺利的完成在美国的访问学习。

感谢在学术和生活等方面给了我很多帮助的师兄、师姐和同学。感谢黄龄同学在科研和技术上给我的巨大帮助，作为和我的研究方向很接近的同学，她在我们平时的交流中给了我很多的启发和帮助；感谢姚聘同学给我科研和生活上的鼓励和开导，他是一个很健谈很有想法的同学，经常给我上政治课鼓励我；感谢邢莉和韩旭卿同学在生活中对我的关照，督促我早起，一起上下班、吃饭；还要感谢组里的其他同学，大家一起开组会讨论学术，打球、春秋游享受生活，让我在研究生几年的生活可以过的多姿多彩。

感谢我的男朋友，遇到你是我的幸运。谢谢你在我最困难的时候给我默默的支持和陪伴。未来的日子我们将共同经历，一起奋斗。

最后我要感谢我的家人，感谢你们给我了一个幸福的家庭，给我所有的宽容和无条件的付出，一直以来你们的支持是我前进的最大动力。

于慧珍
2016.5.9

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；
- 学校有权保存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