

密级: _____

中国科学院研究生院

博士学位论文

多梅年暴雨中尺度涡旋特征及发展移动机理研究

作者姓名: 于 翊

指导教师: 赵思雄 研究员 中国科学院大气物理研究所

孙建华 研究员 中国科学院大气物理研究所

学位类别: 理学博士

学科专业: 气象学

培养单位: 中国科学院大气物理研究所

2012 年 5 月

**Study on Characteristics and Development Mechanisms of
Meso-scale Vortex with Heavy Rainfall in Rich Meiyu Years**

By

YU Fei

A Dissertation Submitted to

Graduate University of Chinese Academy of Sciences

In partial fulfillment of the requirement

For the degree of

Doctor of Meteorology

Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences

May, 2012

关于学位论文使用权声明

任何收存和保管本论文各种版本的单位和个人，未经著作权人授权，不得将本论文转借他人并复印、抄录、拍照或以任何方式传播。否则，引起有碍著作权人著作权益之问题，将可能承担法律责任。

关于学位论文使用授权的说明

本人完全了解中国科学院有关保存、使用学位论文的规定，即：中国科学院有权保留学位论文的副本，允许该论文被查阅；中国科学院可以公布该论文的全部或部分内容，可以采用影印、缩印或其他复制手段保存该论文。

(涉密的学位论文在解密后应遵守此规定)

签 名：于翡 导师签名：赵思雄 日期：2012年5月8日
孙建华

关于学位论文原创性声明

本人郑重声明：所呈交的学位论文是本人在导师指导下，独立进行研究工作所取得的成果。尽我所知，除文中已经注明引用的内容外，本学位论文的研究成果不包含任何他人享有著作权的内容。对本论文所涉及的研究工作做出贡献的其他个人和集体，均已在文中以明确方式标明。

签 名：于翡 导师签名：赵思雄 日期：2012年5月8日
孙建华

摘要

梅雨锋上的中尺度涡旋（扰动）是引发暴雨的关键系统。2009年后，尽管江淮流域梅雨期的环流特征及暴雨的时空分布出现了较大的变化，但中尺度涡旋仍然频发，向东移动引发暴雨，甚至是持续性暴雨，一部份涡旋还可进入东海、黄海，继续发展为气旋，引起强风和强降水等灾害，对江淮流域，东海黄海等经济发达地区和国防要地，造成重大影响。本论文针对2001-2011年梅雨锋上引发的暴雨中尺度涡旋，探讨其发展和移动机理。主要涉及：使用对比方法讨论多梅年和少梅年环流背景异同、涡旋活动特征及两者之间的关系，使用动态合成方法分析多梅年梅雨期中尺度涡旋的（合成）结构特征，探讨两类典型涡旋个例的结构、涡度收支、能量收支及转换特征，通过数值模拟实验探讨动力（高空槽）和热力（凝结潜热）因子在东移入海型涡旋发展和移动过程中的作用。上述研究，不仅有利于提高对梅雨期暴雨的监测和预报能力，而且在一定程度上丰富了对中尺度气象学，尤其是涡旋天气动力学的认识。由于该问题具有相当的难度，因而，本文的研究结果仅是作了部分探索。

主要结论如下：

（1）2009年后，无论多梅年还是少梅均出现了与以往不同的环流型，其主要差别在于以往典型梅雨期在贝加尔湖的槽区变成了脊区，其东西两侧为槽区。因此，冷空气可分别沿超极地路径和沿偏西北路径南下，这也许是涡旋易发的原因之一。多梅年与少梅年环流特征的主要不同点为：一方面是多梅年梅雨锋的结构较清楚，少梅年梅雨锋的特征不太清晰，另一方面多梅年的环流形势较稳定，梅雨锋维持的时间要长于少梅年，水汽输送的强度也要强于少梅年，环流背景条件的差异可能是多梅年与少梅年中尺度涡旋活动特征不同的原因。在不“典型”的环流状况下，只要有利于冷暖空气在江淮流域交绥，则梅雨暴雨及常引发之的中尺度涡旋均仍可能发生，只不过它所表现的时间和空间分布的特征会有不同，这为认识梅雨锋暴雨的多样性提供了一些新的思考。

（2）2000年-2011年间，江淮流域梅雨期移动性中尺度涡旋按照源地大体可分为青藏高原东侧和长江中下游两类，它们生成后多沿偏东或东北路径移动。总的来说，不论多梅年还是少梅年，不论梅雨主雨带在淮河流域还是长江流域，引发暴雨的中尺度涡旋均有发生的可能。但在多梅年移动性涡旋发生较多，其中多为东移入海型；而少梅年中尺度涡旋发生较少，其中东移入海型也较不入海型略多。上述情况表明，入海中尺度

涡旋占总数的 50%以上，其作用和影响绝对不可忽视，尤其在当前关乎我国海洋国土的安全。

(3) 对两类典型的涡旋作了对比研究。多梅年移动至梅雨锋上的西南涡 (SWV) 和在梅雨锋上移动并出海的大别涡 (DBV) 均属于对流层低层的副热带 α 中尺度的涡旋，它们可以维持一天以上。前者垂直伸展范围较后者高；且前者是由上而下发展的，而后者是由下而上发展的；前者仅在其成熟期出现了地面闭合低压中心，而后者在其生命史中均有地面闭合低压中心与之相伴，出海后发展更快。由于过去对于 DBV 的关注度不够，本研究对此有所补益。

(4) 对两类中尺度涡旋的涡度收支特征进行了诊断。辐合作用和倾斜项主导了 SWV 的初生，而辐合作用和涡度的垂直输送影响了 DBV 的形成，且为 DBV 发展的主导因子，而对于 SWV 而言，涡度垂直输送的重要性仅为第二位；涡旋成熟期，辐合作用和涡度垂直输送分别主导了 SWV 的维持，而对于 DBV，辐合作用是涡旋维持的最主要因子，此外，对于两种涡旋，倾斜项和水平涡度输送作用是涡度的主要耗散方式；涡旋消亡期，垂直涡度向水平涡度的转换 (倾斜项) 是 DBV 消亡的主要机制，而对于 SWV，涡度垂直输送和倾斜项分别主导了它的消亡。

(5) 对两类中尺度涡旋的能量收支和转换特征进行了诊断。结果表明，在涡旋初生前，SWV 中关键区内动能增长的速度远快于 DBV。旋转风的动能制造主导了 SWV 关键区内动能的增长，而旋转风的动能制造和输送则是 DBV 中关键区内动能增长的主导机制。涡旋发展期，旋转风动能制造是 SWV 动能增长的主导因子，而旋转风动能输送则是 DBV 动能增长的主导因子。涡旋成熟期，旋转风动能制造主导了 SWV 和 DBV 动能的维持，而动能的垂直输送是两个涡旋动能耗散的主要机制。涡旋消亡期，SWV 动能主要由垂直动能输送耗散而 DBV 的动能则由旋转风动能输送耗散。旋转风的动能制造与输送减缓了 SWV 的消亡过程，而对于 DBV 而言，旋转风的动能制造是减缓 DBV 消亡的最主要因子。

SWV 和 DBV 涡旋生命史中正压、斜压能量转换的强度大致相当。涡旋成熟之前，SWV 中的正压、斜压能量转换的强度均强于 DBV，这是由于 SWV 中的热力条件 (降水，冷、暖空气交绥) 和动力条件 (辐合及上升运动的强度) 更有利于有效位能的增长与释放。进入成熟期后，由于 DBV 东移出海，环境的改变使得热力和动力条件有利于

正压、斜压能量的转换，因而 DBV 所对应的正压、斜压能量的转换均大大增强达到了与 SWV 能量转换相当的程度。涡旋消亡期，SWV 和 DBV 所对应的正压、斜压能量的转换过程均大大减弱，这不利于涡旋的继续维持。揭示出：与温带气旋和热带气旋不同，它们均为正压 - 斜压能量型，本文的结果确认并支持了目前处于讨论中的：“长江流域的中尺度涡旋（如 SWV 和 DBV 等）应属于一类副热带涡旋系统”这样的观点。当然，今后还需作更多研究，以补充和检验上述结果。

（6）东移入海型涡旋发展演变的主要物理影响因子的模拟试验。数值模拟结果的涡度收支诊断进一步证实了涡旋发展时，其主要涡度来源为水平辐合作用，涡旋入海后涡度增大与水平辐合作用增强关系密切。涡旋在梅雨锋上的移动过程中，除了西风带短波槽的引导作用外，水汽凝结潜热释放的作用十分重要，直接关系到其降水的多少、发生发展的强弱、生命史的长短以及移动路径等。数值实验也揭示出，梅雨锋中尺度涡旋的活动对水汽供应多寡极为敏感，凝结潜热释放对涡旋能否维持和移动也有影响。当涡旋在江淮流域发生、发展并移动到梅雨锋东段的涡度大值区时，就可能继续发展东移。因而，动力、热力作用均很重要，涡旋的发展和移动是二者共同作用的结果。

（7）在上述研究的基础上，提出了梅雨锋中尺度涡旋发展移动的物理模型。

关键词：梅雨锋 中尺度涡旋 环流特征 动力诊断 数值模拟

Abstract

YU Fei (Meteorology)

Directed by Professor Zhao Sixiong and Sun Jianhua

Mesoscale vortices (or disturbances) are the main heavy-rainfall-producing systems in Meiyu front (MYF). After 2009 A.D., although some characteristics of synoptic circulations during Meiyu periods are different from those characteristics before 2009 A.D, but mesoscale vortices are frequently occurred. These Meiyu front vortices (MYFVs) move eastward and produce heavy rainfall, even persistent heavy rainfall. Some of vortices move offshore to East Sea, Yellow Sea, and continue to develop into large-scale cyclones, which bring damaging surface wind and heavy rainfall. In this thesis, we study activity features and eastward-moving mechanisms of the heavy-rainfall-producing mesoscale vortices occurred in Meiyu front from 2001 to 2011 A.D.. The main studied points are followings. Firstly, the comparing methods are used to discussing the similarities and differences between rich and poor Meiyu years, the activities of vortices and their relationship. The composite analysis is employed to further reveal the structure characteristics of MYFVs. In addition, two types of MYFVs, including southwest vortex (SWV) and Dabie mountains vortex (DBV), are further studies by using structure analysis, vorticity budget, energy budget and their conversion features. Through the numerical simulation, the impacts of dynamic factors (high troposphere trough) and thermodynamic factor (latent heat releasing) on development and moving of moving offshore vortices are revealed. The above-mentioned studies not only could improve the monitoring and prediction of heavy rainfall in MYF, but also supplement the mesoscale meteorology, especially, the synoptic dynamics of vortices.

The main results are followings:

(1) **After 2009 A.D., the synoptic circulations for both rich and poor Meiyu years are different from those features before 2000 A.D. The main difference is that the Baikal low-trough in previous typical Meiyu periods is replaced by a ridge, with two troughs locating to the west and east of ridge.** Therefore, cold air can invade to Yangtze and Huaihe River Valley (YHRV) from two troughs. The frequently southward invading of cold air is one of triggering mechanisms for MYFVs. There are two major differences of synoptic circulations between rich and poor Meiyu years. **The first is that the front of rich Meiyu years are more clear than that in poor Meiyu years. The second is that the synoptic**

circulations of rich Meiyu periods (longer Meiyu period) are more stable, have more abundant moisture transportation comparing with poor Meiyu years. These differences induce to different activities of MYFVs between rich and poor Meiyu years. With the influencing of “non-typical” circulations, **the MYFVs are triggered as the cold and warm air interact over YHRV. These results show the diversity of heavy-rainfall-producing systems in Meiyu front.**

(2) During 2000-2011 A.D., the triggering regions of moving mesoscale vortices in Meiyu periods over YHRV are to the east of the Tibetan plateau, the middle and lower reaches of YHRV. These vortices **move eastward/or northeastward** after their triggering. Generally, **the heavy-rainfall-producing vortices occur in both rich and poor Meiyu years over Yangtze River valley (YRV) /or Huaihe River valley (HRV).** However, the vortices occur more frequent in rich Meiyu year than this in poor Meiyu years, furthermore, **more vortices move eastward offshore. According to the statistics, more than 50% vortices move eastward offshore, so the impacts of these vortices could not be neglected.**

(3) **A comparisons have been made to investigate the two typical kinds of vortices.** The eastward-moving southwest vortex (SWV) and the eastward-moving Dabie Mountains vortex (DBV) which sometimes moves offshore both belong to **a type of subtropical meso- α vortex at lower troposphere,** and they both can **last for more than one day. The vertical stretching of the SWV is higher than that of the DBV, and the SWV develops from top down whereas the DBV develops in an opposite way.** There is a closed surface low center corresponding to the DBV during its entire lifetime and after moving offshore the low center develops significantly, whereas for the SWV, the closed surface low center only maintains at its maturity. **Since the focus on the DBV is not enough, this research will enhance our understanding of this kind of vortex.**

(4) **The developing mechanisms of the two kinds of mesoscale vortices have been investigated:** the convergence and tilting dominated the formation of the SWV whereas the convergence and the vertical transport of vorticity dominated the formation and development of the DBV. The vertical transportation of the vorticity is the secondary importance factor for the development of SWV. **During the mature stage, the convergence and vertical transportation dominated the maintenance of the SWV, whereas for DBV, the**

convergence was the dominant factor. Moreover, for both of the vortices, the tilting and horizontal advections were main mechanisms accounting for the attenuation of the positive vorticity. During the decaying stage, the conversion from vertical vorticity to horizontal vorticity (tilting) dominated the dissipation of the DBV, whereas for the SWV, the vertical transportation and tilting dominated the dissipation.

(5) The energy budget of the two kinds of vortices have been analyzed. Before formation, the kinetic energy (KE) within the key areas of the SWV enhanced more quickly than that associated with the DBV. The KE generation by the rotational wind dominated the enhancement of the KE associated with the SWV, whereas for the DBV, the KE generation and transportation by the rotational wind were dominant. **During the developing stage, the KE of the SWV intensified mainly through the generation by rotational wind, while the energy associated with the DBV enhanced mainly by the rotational wind transportation.** During the maturity, the KE generation by the rotational wind dominated the maintenance of the KE associated with both the vortices, while the vertical transport of KE was the main factor resulting in the attenuation of the KE of both the vortices. During the decaying stage, the KE of SWV dissipated mainly through the vertical transport of KE, while the KE dissipated mainly through the advection of rotational wind for the DBV. The KE generation and transport by the rotational wind slowed down the decaying process of the SWV, whereas the KE generation by the rotational wind was the mainly factor resisting the dissipation of the DBV.

During the lifetime of each of the vortices, the intensity of the baroclinic and barotropic energy conversion differed from each other slightly. **Before the maturity, the baroclinic and barotropic energy conversion were both more stronger in the SWV case than those in DBV case,** this is because the dynamical (convergence and ascents) and thermodynamical (precipitation and the intersecting of the cold and warm air) conditions were more favorable for the enhancement and release of the available potential energy in the SWV case. During the maturity, **the DBV moved offshore and the synoptic environment conditions favored the baroclinic and barotropic energy conversion. Therefore the baroclinic and barotropic energy conversion enhanced significantly, which were close to those associated with the SWV.** During the decaying stage, the baroclinic and barotropic energy conversion both weakened significantly which were not favorable for the sustainment of the vortices. From the mentioned-above, it can be concluded that the SWV and DBV

should belong to a kind of subtropical vortices, and this conclusion supports the opinion that “the mesoscale vortex around the YRV is a kind of subtropical system”, which are different from both the extratropical and tropical cyclones. However, more studies should be made in future to confirm this opinion better.

(6) The numerical simulations of major physical factors impacting on the development of eastward-moving-offshore vortex. The vorticity budget of numerical simulation results further confirmed that horizontal convergence is the most important vorticity sources for the development of vortex, especially, for the eastward-moving-offshore vortex. Except the steering of westerly trough, **latent heat releasing impacts the development and moving process of MYFVs, and their intensity, lifetime, tracking, precipitation amount.** The numerical simulations reveal that the intensity and moving of MYFVs are sensitive to the latent heat releasing. The MYFVs could developed deepen while they move to the east part of MYF with strong baroclinic and large positive vorticity.

(7) Based on the above-mentioned studies, a physical model related to the development and movement of mesoscale vortices in MYF is proposed.

Key words: Meiyu front, mesoscale vortex, synoptic circulation, dynamic diagnosis, numerical simulation

目 录

第一章 绪论	1
1.1 引言	1
1.2 相关研究进展回顾	2
1.2.1 梅雨和梅雨锋的研究	2
1.2.2 梅雨期中尺度系统的研究	4
1.2.3 西南涡及 MCV 的研究	5
1.2.4 入海气旋的相关研究	6
1.2.5 中尺度数值模式和模拟的研究进展	7
1.3 问题的提出	9
1.4 研究目标及内容	10
1.5 本研究的创新点	11
第二章 梅雨期环流背景及中尺度涡旋活动特征分析	13
2.1 多梅年与少梅年环流特征对比	13
2.1.1 合成分析	13
2.1.2 有代表性的多梅年与少梅年的环流特征分析	16
2.2 有无涡旋发生发展的环流形势对比	26
2.3 小结	29
第三章 梅雨期涡旋活动特征的统计与合成分析	31
3.1 梅雨期涡旋统计	31
3.1.1 统计标准	31
3.2.1 统计结果	31
3.2 多梅年东移入海型中尺度涡旋的合成特征	36
3.2.1 环流形势场的合成分析	37
3.2.2 涡旋各阶段的三维合成分析	42
3.3 小结	52
第四章 多梅年两类中尺度涡旋的对比分析	53
4.1 两类低涡的过程概述	53

4.1.1 涡旋演变过程	53
4.1.2 背景环流特征	57
4.2 西南低涡和大别山涡各代表时段的特征	60
4.2.1 不同时段西南低涡 SWV 的特征	60
4.2.2 不同时段大别山涡 DBV 的特征	66
4.3 两例涡旋的垂直结构特征	67
4.4 涡度收支诊断	69
4.5 涡动动能收支诊断	73
4.5.1 涡动动能的制造	73
4.5.2 能量转换诊断	76
4.6 小结	78
第五章 东移入海型中尺度涡旋的数值模拟分析	81
5.1 实例模拟及验证	81
5.1.1 资料说明及模式设置	81
5.1.2 数值模拟结果的验证及涡旋发展概述	82
5.1.3 数值模拟结果的再诊断	85
5.2 不同水汽方案影响的实验	90
5.2.1 实验设置	90
5.2.2 实验结果分析	91
5.3 小结	102
第六章 结论与讨论	103
6.1 主要结论	103
6.2 讨论	109
参考文献	111
附录 中尺度数值模式 WRF-ARW v3.2.1 简介	117
作者简介	121
攻读学位期间发表的学术论文与研究成果	121
致谢	123

第一章 绪论

1.1 引言

每年的6月中旬至7月上旬,是我国江淮流域的梅雨季节,这期间常发生由暴雨引发的洪水灾害,诸如1954、1991、1998、2003、2007、2010年均发生过持续性强降水引起的严重洪涝。由于江淮流域城市密集,人口众多,一旦出现灾害常造成重大的人员伤亡和财产损失。解放以来,尤其是1954年的长江特大洪水后,梅雨一直是我国气象科学的一个重点关注的问题。近二十年来,“七五”、“八五”、“九五”、“十五”、“十一五”国家科技攻关、南海季风科学试验、海峡两岸暴雨科学试验和国家重点基础学科研究等多个国家重大科研项目,对此开展了专门研究。同时,梅雨也是我国和日本、韩国、美国及港澳台地区科研合作的重要内容之一。

对于梅雨和梅雨锋,国内外学者已有大量的研究(陶诗言, 1980; Ninomiya, et al., 1988; 丁一汇, 1993; 赵思雄等, 2004)。多数情况下,梅雨锋表现为一条位于长江流域的呈东西向分布的准静止锋,1954年长江流域大洪水、1998年长江全流域大洪水、1999年长江中下游大洪水等都与梅雨锋上的暴雨密切相关。然而2000年到2008年,特别是在2003和2007年梅雨锋及主雨带移至淮河流域,长江流域基本上处于少梅或空梅的状态(张庆云, 2004; 矫梅燕, 2004, 2008; 赵思雄等, 2007)。之后2010年,梅雨锋及梅雨期主要雨带又回到了长江流域和江南一带,并多次发生强降水引发洪涝灾害。因此,急需对近些年梅雨期,尤其是多梅年的环流形势及降水特征进行深入研究。

在梅雨锋的带状雨区中,暴雨并非到处、随时会发生,暴雨主要集中于几个中心。引发2010年6月中至7月梅雨期间长江流域及江南等地严重洪涝的连续强降水即是由频发的中尺度涡旋直接引起的,有的涡旋甚至可移动进入东海、黄海,并继续发展为气旋,引起强风和暴雨等海面灾害。梅雨期暴雨研究和预报的关键问题,就在于何时何地中尺度扰动(或低压)会得以发生发展。这一具有长期挑战性的问题也是国内外学者关注的热点。对梅雨锋上中尺度涡旋发生、发展以及涡旋东移入

海前后发展主导因子差异等问题的研究，不仅有利于提高对梅雨期持续性和突发性暴雨的监测和预报水平，而且有利于丰富对中尺度涡旋机理的认识。

对梅雨的研究虽取得了很大进展，但鉴于梅雨的复杂性，仍有一些关键问题需要继续突破。

1.2 相关研究进展回顾

1.2.1 梅雨和梅雨锋的研究

夏季我国主要有三条东西向的雨带先后出现，即华南、江淮和华北雨带，它们随时间由南向北推进，梅雨是指从6月中旬至7月上旬我国东部地区主要雨带北移过程中在长江中下游停滞时引发强降水的天气气候现象，随着对梅雨研究的扩大和深入，此地域性的概念扩大至包括淮河流域及长江以南部分地区。我国台湾地区的气象工作者将春季5-6月的降水也称作“梅雨”，实际上相当于我国大陆上的华南前汛期暴雨。我国江淮流域的梅雨，与日本的“Baiu”和朝鲜半岛的“ChangMa”，其主要的降水系统多与从我国长江流域经朝鲜半岛及日本一直延伸到西太平洋的准静止锋，也就是梅雨锋（Meiyu-Baiu Front, MBF）有关，其在卫星云图上表现为从我国长江流域一直向东延伸到日本列岛，然后向东北方向与北太平洋上的极地锋面云系相连的云带（Nagata 和 Ogura, 1991）。因此，它有别于天气尺度系统中的短波系统，而且也不仅仅局限于江淮流域的天气系统。

我国早期对梅雨锋的研究主要是针对初夏(6月中旬至7月上旬)江淮流域出现的连续多日的强降水及与之相关联的准静止锋，即梅雨锋的西段。竺可桢（1934）首先指出了梅雨是季风雨，它与东南季风联系紧密。继而涂长望（1938）从极锋学说出发，提出梅雨是变性的极地大陆气团与变性的赤道气团，或变性的太平洋气团交汇而引起。陶诗言（1958）和叶笃正等（1958）东亚夏季风，即西南季风，深入中国大陆东南部，并在30°N附近与北方冷空气交汇，东亚进入梅雨期。梅雨锋的性质属于极地变性气团和热带气团之间具有高相当位温梯度和对流层低层明显风切变的交界面。还有研究指出，梅雨锋的天气结构和典型的中纬度锋不同，它具有弱的温度梯度，强的水汽对比和高的等位温梯度（Tao 和 Chen, 1987）。

国外学者，特别是日本学者，对他们称为“Baiu Front”的梅雨锋东段也做了相应研究。Ninomiya (1984) 概括了梅雨锋与极锋在性质上的明显差异：极锋区有明显的水平位温梯度，而梅雨锋的水平位温梯度较小，水平相当位温梯度则很大；极锋区的热力层结是湿对流稳定，而梅雨锋区则是湿对流中性或弱不稳定层结；极锋的位置有较大的日变动，而梅雨锋的位置呈准静止状态；极锋的云带上有逗点状和涡旋状云系，而梅雨锋则是一条带状云系。Nagata 和 Ogura (1991) 研究指出，梅雨锋是位于大气低层的一条湿度梯度高值带，此湿度梯度高值带随高度向北倾斜，温度梯度一般不明显。

在梅雨锋的概念扩展之后，国内外学者又对梅雨锋东西两段进行了对比研究，进一步丰富了对梅雨锋的认识。有研究认为，梅雨锋的西段与其东段相比具有不同的特征，梅雨锋西段(中国大陆上)由于中国大陆南湿北干的下垫面状况而引起的加热不同，使得南北温差小，正压性更明显，低层具有强的水平风切变，多为对流云；而东段(西北太平洋上空)受东亚大槽的影响，水平温度梯度明显，斜压性偏强，具有气旋锋面特点，多为层状云。中国大陆上的梅雨锋，是季风气团与中纬度气团的交汇区；西北太平洋上的梅雨锋，是热带气团与极地大陆冷气团之间的交汇区 (Ding, 1991; Akiyama, 1982; Kato K, 1989)。胡伯威 (1997) 也指出，东亚梅雨锋西端，越往西伸入内地，温度梯度的对比越不明显。Ninomiya 和 Akiyama (1992) 进一步将梅雨锋细为三段并指出 $100^{\circ} - 120^{\circ}\text{E}$ 的低层南北温差很弱，而 $130^{\circ} - 160^{\circ}\text{E}$ 的很强， $120^{\circ} - 135^{\circ}\text{E}$ 为过渡区。

除对梅雨锋特征的研究外，也有多位学者对梅雨锋的发生发展机理进行了分析讨论。Kato 和 Kodama (1992) 研究发现梅雨锋维持静止状态的原因：春末夏初，东亚大陆气团变性使得南支锋区北侧的斜压性消失，随之引起移动性反气旋消失，锋面呈现准静止。Ninomiya (1984) 和 Kato 等 (1992) 指出梅雨锋锋生的主要贡献是副热带区域的变形场，锋生作用将强迫出垂直环流。

通过上述研究，在对梅雨和梅雨锋的降水和云系特征、大尺度环流、热力动力结构和发生发展机理等方面的研究已取得一批成果，并总结出一些概念模型，然而，对于近些年，特别是 2010 年以后的梅雨期持续性暴雨的预测和分析方面仍面临诸多新的挑战，因而需要进行更深入的分析。

1.2.2 梅雨期中尺度系统的研究

梅雨雨带的一个显著特征就是其时空分布的不均匀性，在其上有多个暴雨中心，从降水量分布图和卫星 Tbb 低值中心的水平尺度可揭示出中尺度对流系统 (MCS) 的存在。研究发现，这些降水中心和卫星 Tbb 低值中心多对应于 MCS (Kato, 1998; Kato 和 Goda, 2001; 魏志宪等, 2006; Watanabe, 2007; Shinoda 等, 2009; Yamasaki, 2009; Shibagaki 等, 2010)，观测资料分析与数值模拟结果表明，其移动和发展与低空急流关系紧密 (Shibagaki 等, 2010; Shinoda 等, 2009; Yamasaki, 2009; 魏志宪等, 2006)，其对流单体沿梅雨锋走向移动 (Lin 等, 1992; Uyeda 等, 2005)。其中，常导致极端强降水的在系统后侧生成新单体的 BB 型 (back-building type) 的 MCS (Bluestein 和 Jain, 1985; Schumacher 和 Johnson, 2005) 也存在于梅雨锋中，维持其发展的因素主要为与梅雨锋相伴天气尺度的辐合，蒸发冷却的作用较小 (Kato, 1998; Kato 和 Goda, 2001; Watanabe, 2007)。我国学者对梅雨锋西段的研究表明，江淮流域梅雨锋上也存在由 β 中尺度和 γ 中尺度对流单体组成的 α 中尺度对流系统，但子系统的移动方向与主体并不一致 (孙建华, 2004; 姚秀萍, 2005)。梅雨锋上向东移动并发展的多个 β 中尺度对流系统是造成暴雨的最直接影响系统 (孙建华等, 2004; 张小玲, 2004; 王欢和倪允琪, 2006; 方宗义和覃丹宇, 2006; 覃丹宇等, 2006)。

而梅雨锋上的中尺度涡旋 (也被称为中尺度扰动、中尺度低压、中间尺度低压、次天气尺度气旋等)，则是联系梅雨锋与 MCS 的中间系统 (Ninomiya, et al., 1992; 赵思雄, 2004)。以往对梅雨锋西段观测实验及分析研究已表明，江淮流域梅雨季节频繁发生的暴雨过程多与梅雨锋上自西向东相继通过的低层气旋性涡旋 (扰动) 有关，它们中的一类为与短波槽相联系的东移西南涡，另一类为串行于梅雨锋上的小型气旋性弱扰动 (胡伯威和彭广, 1996; 高坤等, 2001; 高守亭, 2003; Geng, 2008; 杨引明等, 2010)。其中后一类尺度较小，突发性较强，多形成于大别山山脉及山脉两侧的高湿的环境条件中，槽前的正涡度平流输送是低涡形成的必要条件之一，常触发 MCS 发展而产生暴雨，形成后会沿东北方向移动入海 (杨引明等, 2010)。因此，揭示这类中尺度涡旋的发生、发展以及维持机制是研究梅雨期持续性和突发性暴雨的关键性问题。目前已有的一些研究结果表明，此类系统可在梅雨锋云系的涡度大值区中发生较大的发展 (Ninomiya and Akiyama 1971; Ninomiya et al. 1981)，

当它们处于发展阶段时，能量的转换过程非常明显，风场的动力作用不容忽视，而在维持和发展阶段，水汽的潜热释放较为明显（赵思雄 1982, 1988; 周晓平, 1984; Chang, et al., 1998; Tochimoto, 2012），有无高空急流与低空急流的耦合对此类系统的发展有重要作用（董佩明和赵思雄, 2004; 张立生, 2008; Tochimoto, 2012）。

可见，梅雨锋上中尺度涡旋发生发展和移动机制不仅是提高梅雨锋上暴雨预报水平的关键问题，也是中尺度动力学理论发展必须解决的一个难题，需继续对此进行更详细研究。

1.2.3 西南涡及 MCV 的研究

尽管梅雨锋上的中尺度涡旋有其自身的特点，但其研究仍可借鉴与之有某些相似的中尺度涡旋的成果，如西南涡及 MCV 的研究。

西南涡是在青藏高原及我国西南地区特殊地形和一定环流形势下，产生于我国西南地区对流层中、低层的一种浅薄涡旋。陈忠明等(2000)的研究表明，西南低涡的发生具有明显的年、季、月和日变化，其中夏季出现最多，春秋季节次之，冬季出现最少；低涡在夜间生成的几率比白天高一倍多，半数以上的西南低涡生命史低于 36 小时，但个别低涡在夏季可维持 6~7 天；长生命史低涡主要出现在春夏季节，大多数低涡在源地减弱消亡，移动类西南低涡仅占低涡总数的五分之一，且主要取偏东路径，沿长江流域东移入海。卢敬华和李国平(1986)从流场、温湿场、温压场三个方面总结了西南低涡的结构。吴国雄等(1999)利用 θ 坐标绝热模式，对 1981 年 7 月 11~15 日的西南低涡过程进行了模拟研究，提出了西南低涡形成的 SVD（倾斜涡度发展）机制。陈忠明等（2000）利用 1983~1992 年 10 年的逐日资料，对西南低涡的活动进行了统计分析，揭示了西南低涡活动的主要气候特征。王赛西（1992）对西南低涡角动量进行了计算，其研究发现，角动量输送变化是造成低涡逐月出现频率不同的不可忽视的动力因素，角动量平流正值区与低涡出现源地有很好的对应关系。高守亭（1987）指出西南低涡的形成是与盆地、河谷以及其上下气流分层有关的一种定常态。解明恩等(1992)利用大气边界层模式，对西南低涡的边界层流场进行了模拟，结果发现：700 hPa 西南低涡在边界层内表现出较为复杂的流场结构，在整个气旋环流中有局部的反气旋环流出现，上升运动与下沉运动交替分布于其中。邹波等（2000）利用边界层资料进行了研究，其结果表明，边界

层内西南低涡，低涡环流演变表现出非连续性特征。李跃清(1993)等利用有限元方法诊断 1982~1986 年西南低涡暴雨天气得到：与青藏高原地形相关的边界层风场的动力作用是西南低涡暴雨产生的一个重要原因。朱禾等(2002)分析得到，西南低涡的发展与地形、高低层环流配置密切相关。赵思雄等（2007）对 2004 年 9 月川渝大暴雨的分析表明，西南低涡是暴雨的直接引发系统，暴雨可能是水汽来源于低纬度热带地区。

中尺度对流涡旋（Mesoscale Convective Vortex, MCV），它是一类常发生于部分中尺度对流复合体 MCC(Mesoscale Convective Complex)和中尺度对流系统 MCS（Mesoscale Convective System）的层状云区域的较为稳定的中尺度气旋式环流，常可持续发展到 MCC 或 MCS 的消散阶段。MCV 多产生于大尺度相对涡度远小于科氏力的地方，弱的垂直切变有利于涡旋的维持（Bartels, 1990）。MCV 有些时候能使相关的 MCS 反复发生（Bosart 和 Sanders 1981；Fritsch 等 1994;Trier, 2000），并能促进水汽辐合产生极端降水（Raymond 和 Jiang, 1990；Trier 和 Davis, 2000；Schumacher 和 Johnson, 2008, 2009）。James 和 Johnson（2010）对美国俄克拉荷马州的 MCV 进行历史统计和合成分析发现，初生阶段和成熟阶段的 MCV 有类似的环流特征，即上层急流及与之相应的辐散、中层辐合及降水系统中的上升气流、南向或西南向的低空急流；MCV 的发生和成熟多发生在凌晨，可能与日变化有关；二次对流与 MCV 的生命史长短有密切关系。Chen Min 等（2003）在我国的华南及台湾地区发现有 MCV 的发生，并分析了 98 年华南一个长生命史 MCV 的涡度收支过程。廖捷和谈哲敏（2005）在分析 2003 年一次暴雨 MCV 过程时指出该过程中由中尺度对流系统的潜热释放触发的。

尽管中尺度涡旋的研究已取得较大进展，但这些研究多限于对中尺度涡旋本身发生发展机制的讨论，而对中尺度涡旋长时间维持、移动以及特别是中尺度涡旋入海前后发展的主导因子的研究较少，需要在现有研究的基础上作更进一步的探讨。

1.2.4 入海气旋的相关研究

梅雨锋上的中尺度涡旋在东移过程中有部分可以入海继续发展，并可在我国东部海域、朝鲜半岛以及日本列岛造成强风和暴雨等灾害天气，这类涡旋往往生命史较长，这为揭示中尺度涡旋的移动机制提供了很好的机会。目前对该类涡旋研究较

少,但有一些入海气旋的研究经验可以借鉴。我国大陆常有气旋会东移入海,其出海后常会爆发性发展,造成暴雨、大风等海洋灾害天气。这些气旋主要来自黄河、江淮、东海,其中以5到6月的江淮气旋为最多。Winston和Pyke(1965)的研究表明,海洋温带气旋往往发生在感热和潜热通量强的地区。袁耀初等(2002)对黄、东海入海气旋进行了观测分析研究表明,在气旋中心区海域存在负的潜热通量和感热通量,暖涡区出现的高的、正的感热与潜热通量,这种洋面热力结构产生的海气相互作用可能是气旋入海后发展的影响因子。马雷鸣等(2002)对两例东海入海气旋的发展进行了研究,证明气旋所在区域风垂直切变的增大及大气斜压性增强有利于气旋的初期发展,发现高空西风急流强度随气旋的入海有所增大;在整个生命期中,无论它是否经历爆发性发展,气旋位置有从高空急流入口区的南侧向出口区的北侧移动的趋势。项素清和龚葵(2010)对一例东海气旋的爆发性发展进行了数值模拟研究,结果表明,海上倒槽与高空较深厚的低槽相遇后,大尺度高空槽通过槽前正涡度输送和槽前冷暖平流对斜压不稳定的加强作用为气旋发展和维持提供有利的环境。同时,高空急流也通过其出口区的辐散和暖平流为气旋发展和维持提供有利的环境。中低层的强涡度平流的抬升作用产生降水,并通过水汽凝结引起潜热释放,进一步造成地面气旋系统的发展,此时气旋和降水形成正反馈机制。潜热释放被高空槽前斜压不稳定和急流出口区右侧辐散共同引起的上升运动激发后,对气旋的发展起着重要作用。

1.2.5 中尺度数值模式和模拟的研究进展

对热带气旋、温带气旋、西南涡的结构和暴雨过程已经有较成功的数值模拟。由于梅雨锋上的中尺度涡旋常包含了多种中尺度系统,而目前的观测的探空资料的时空分辨率都比较低,达不到深入分析中尺度涡旋的标准,因而利用数值模式进行模拟和再诊断研究是十分必要的;另一方面,在数值模式能较好地反映真实大气的情况下,利用数值模式,可以进行数值试验,从而证实或证伪一些假设,解决一些实际资料分析中难以解决的问题。中尺度模式不仅为天气预报的精细化提供了可能,也为中尺度研究提供了新的思路。

随着计算机技术的发展,运行高分辨率、考虑较复杂物理过程的中尺度数值模式已成为可能(周晓平,王东海,1996;许焕斌,1997),但过去的研究中多数是

采用理想场为初始场。Fritsch and Chappell (1981)、Stensrud and Fritsch (1994) 指出, 解决如何使模式初始场包含更多的中尺度的信息这一问题, 对成功预报对流活动通常起决定性的作用。 β 中尺度系统的发生发展时间和空间尺度较小, 常规的大尺度观测网的资料可能不具备完善的中尺度系统的信息, 但只要模式可以容纳和描述所激发的中尺度特征运动, 是有可能模拟出中尺度系统结构场的 (Anthes, 1982; Zhang, 1986, 1987a, 1987b; 许焕斌, 1994)。

近几年常见的一些中尺度模式包括美国 PSU/NCAR 的 MM5 (the Fifth-Generation NCAR / Penn State Mesoscale Model) 模式, 美国 NCAR, NOAA 以及 Oklahoma 大学的 CAPS (the Center for Analysis and Prediction of Storms) 等正在合作研制的新一代中尺度天气研究和预报数值模式 WRF (Weather Research Forecast), 美国 Oklahoma 大学的 CAPS 开发的中尺度模式 ARPS (Advanced Regional Prediction System), 以及中国气象局研究开发的 GRAPES (Global/Regional Assimilation and Prediction System) 模式。

由于中尺度系统的空间和时间尺度较小, 从观测资料捕获到的信息很有限, 这样数值模式模拟研究就有可能成为了解中尺度系统结构、演变及其动力、热力机制的一个有用的途径。

孙建华和赵思雄 (2002) 采用 MM5 模式, 对“94.6”华南前汛期暴雨期间的中尺度对流系统做了较细致的模拟研究。Peng 等 (2002) 用 MM5 模式模拟了湖北武汉一次中尺度对流系统的时间和空间尺度上的热力结构, 并用位涡反演的方法分析了 β 中尺度对流系统触发的机制。

很多学者研究证实了初始场对预报效果好坏的重要性 (贝耐芳和赵思雄, 2002)。为了给中尺度模拟研究提供更为精细的初始场, 如何将一些特殊观测资料同化入模式的初始场也是现今关注比较多的一个问题。孟智勇 (2002) 研究了卫星亮温资料四维同化方案对于模拟的改进。鄢俊一 (2006) 等利用 ARPS 模式的 ADAS (ARPS Data Analysis System), 把地面资料和卫星云图资料加入到数值模式中。通过加入卫星资料并综合云分析改善了水汽初始条件, 进而得到更准确地反映中尺度特征的初始场, 改进了模拟效果。Kato (2003) 等研究了一次暴雨模拟失败的原因, 指出初始场的水汽的垂直廓线分布对于模拟效果影响很大。Qi (2006) 等研究证实了卫星辐射资料同化能有效改善初始场, 进而改善中国夏季暴雨的预报。齐艳

军等（2003）研究指出卫星资料反演湿度场改变模式初值对降水预报有一定改进。此外，王春明（2004）等通过个例研究指出水平分辨率提高明显，可改进大到暴雨的定量预报，但是到 18 km 之后，再提高水平分辨率，对暴雨预报成功率的改进幅度不大。

参数化方案的选择对于中尺度模拟也至关重要。孙建华等（2000）利用 MM5 模式模拟了 1994 年 6 月中旬华南暴雨过程，指出:MM5 模式对这次华南的强降水过程具有较好的模拟能力，静力方案对大范围雨区的模拟比非静力方案要好一些，但对大暴雨区的模拟非静力方案似乎更具优越性。对流参数化方案的试验表明，Kuo 方案能较好地模拟大范围的雨区，Grell 方案对强暴雨中心的模拟似乎比其他方案好。周广强（2006）分析了一个简单的雪晶辐射参数化方案及雪晶辐射对中尺度降水的影响。

由以上综述可以预见，对梅雨锋上中尺度涡旋的模拟，可能涉及到参数化方案及地形等复杂的问题，对于试验方案应给予更仔细的考虑。

1.3 问题的提出

针对梅雨和梅雨锋的降水特征、大尺度环流形势、热力和动力结构等方面的研究已有大量的工作，并取得了较大的进展，并有一些研究对梅雨锋上暴雨的形成机理和概念模型进行了总结。然而，进入 21 世纪以来，典型的梅雨较少出现，梅雨锋上暴雨出现了一些新的特征。此外，近年来有很多新的观测资料可以用于开展更深入的中尺度研究。因此，除了开展梅雨锋上造成暴雨的多尺度系统相互作用的研究，还可对直接造成梅雨期暴雨的中尺度系统进行更细致地研究，特别是对能引起梅雨锋上持续性暴雨的中尺度涡旋进行研究。尽管中尺度涡旋的研究已取得一些成果，但这些研究多限于对中尺度涡旋本身发生发展机制的讨论，而对中尺度涡旋与大尺度环流，特别是梅雨锋系统相互作用而长时间维持机制的研究较少，需要在现有研究的基础上更进一步阐述这一问题。因此本论文的研究重点为以下问题：

(1) 2010 年为多梅，梅雨期引发持续性暴雨的中尺度涡旋频发，而 2009 年虽为少梅，但也有两例局地突发性强降水的中尺度涡旋活动在梅雨期发生，以往的多梅年与少梅年中尺度涡旋活动特征是否均有此种差异？多梅年与少梅年环流形势、云带及雨区分布等方面具体有何异同，可导致此两种不同情况的发生？

(2) 在多梅年，中尺度涡旋易维持较长的生命期，其中不乏东移入海者。在梅雨锋维持的过程中，哪类中尺度涡旋是易于东移发展的？中尺度涡旋东移入海后，其发展的关键因子与入海前有何异同？

(3) 中尺度涡旋与梅雨锋之间如何产生相互作用？中尺度涡旋对梅雨锋的维持有何作用？使梅雨锋暴雨持续的关键影响因子是什么？

1.4 研究目标及内容

本研究在广泛收集各种资料的基础上，拟应用动力学诊断分析为主、与数值模拟相结合的方法，对近年来江淮流域多梅年和少梅年梅雨期暴雨的降水特征、大尺度环流形势、梅雨锋热力和动力结构，梅雨锋上中尺度涡旋发生、发展以及东移入海机制等相关问题进行研究，旨在对梅雨期暴雨和中尺度涡旋的认识有所深入，从而为提高梅雨期暴雨的监测及预报水平提供科学依据，并进一步丰富对梅雨锋中尺度涡旋机理的认识。本论文主要包括以下几个部分。

第一章：绪论。主要对梅雨锋暴雨和中尺度涡旋的研究进行回顾，提出本文研究的主要科学问题、研究目标和主要内容。

第二章：梅雨期环流背景及中尺度涡旋活动特征分析。对 2001-2011 年间的多梅年和少梅年的环流背景特征进行合成对比分析及典型年份对比分析，并统计分析其中尺度涡旋活动状况的差异及与大尺度动力热力因子的关系。

第三章：多梅年中尺度涡旋的合成分析。对 2001-2011 年间的多梅年的中尺度涡旋进行合成，揭示其共有的结构特征。

第四章：多梅年两类中尺度涡旋典型个例的对比分析。比较梅雨锋上东移不出海型和东移出海型两类中尺度涡旋在发生、发展以及移动过程中的热力和涡度收支、能量收支和转换特征等方面的差异并研究其发展机制。

第五章：东移入海型中尺度涡旋的数值模拟研究。进行高分辨率模拟并对模拟结果进行再诊断，然后通过数值模拟实验讨论水汽在该涡旋发展和移动过程中的作用。

第六章：结论与讨论。

1.5 本研究的创新点

(1) **模型**: 公元 2009 年后, 梅雨期环流转为“非典型”类, 贝加尔湖多为脊区, 然而在此背景下, 中尺度涡旋仍频发, 入海。与“典型”年作了对比, 弄清其原因, 从而进一步揭示梅雨暴雨过程的多样性, 不是一类模型可完全涵盖, 并在本文“总结”部分, 给出了“一类梅雨锋中尺度涡旋发展移动的物理模型”。

(2) **结构**: 作了更细化的研究, 特别是对入海涡旋。通过即对多梅年和少梅年环流特征的对比, 揭示不同年份梅雨丰欠的原因, 尤其是联系到相关梅雨锋及中尺度涡旋活动特征差异, 并探讨了长江流域的两类中尺度涡旋(西南涡-SWV, 大别山涡-DBV)的结构, 揭示了它们的异(典型个例)同(动态合成), 对预报的改进有帮助。在近 10 年间, 入海涡旋佔半数以上。过去对 SWV 有一些研究, 但对 DBV 的关注度不太够, 本研究对此有所补益, 这对我国东部江淮流域经济发达地区及东海黄海等国防要地, 至关重要。

(3) **能量**: 采用定量的动力学诊断的手段, 重点分析梅雨期东移发展的中尺度涡旋, 揭示出: 与温带气旋和热带气旋不同, 长江流域的中尺度涡旋(如 SWV 和 DBV 等)均为正压 - 斜压能量混合型。过去, 这方面定量计算的工作并不太多, 本文已有一些结果。表明: 它们属于一类副热带涡旋系统, 对更进一步弄清其物理图象提供了帮助。

(4) **水汽**: 采用中尺度数值模式模拟了西风带高空槽的移动, 尤其是用模式输出产品对水汽凝结潜热释放的贡献作了再诊断。表明: 对出海中尺度涡旋的发展和演变而言, 因素较为复杂, 动力和热力作用均很重要, 除了由低层辐合引起的涡度制造外, 水汽的影响不可低估, 可能是它们二者共同或相互作用的结果。

第二章 梅雨期环流背景及中尺度涡旋活动特征分析

江淮流域梅雨，不但存在着明显的年代际变化，也存在着很清楚的年际变化，即有多梅年和少梅年之分。对于上世纪的情况已有不少研究，而对于本世纪涉及尚不太多。近十多年来，江淮流域梅雨的环流特征有很大的变化，在中高纬环流形势不够“典型”，即贝加尔湖地区不是高空槽，而是由高压脊所代替的情况下也出现了多梅年，且低层频发中尺度涡旋并引发暴雨。本章主要利用美国国家环境预报中心（NCEP）的再分析资料（FNL, Final Operational Global Analysis data, 水平分辨率 $1^\circ \times 1^\circ$ ，一天四次）揭示所谓“不典型”的梅雨环流特征，弄清在这类环境下中尺度涡旋的发生、发展以及维持机制是研究梅雨期持续性和突发性暴雨的关键性问题，首先对比分析多梅年与少梅年的大尺度环流特征的异同，然后对比有涡旋日和无涡旋日的异同，以更好理解环流背景特征和涡旋的活动规律。

2.1 多梅年与少梅年环流特征对比

2.1.1 合成分析

下面对 2001-2011 年间的多梅年（2003、2007、2010 和 2011 年）与少梅年（2001、2002、2004、2005、2006、2008 和 2009 年）的平均环流特征（具体的梅雨期根据国家气候中心的划定，见表 2.1），这 11 年中少梅年明显多于多梅年。

表 2.1 2001-2011 年梅雨期划定情况

年 份	类型	梅雨期（月、日）
2001	少梅	6. 10-6. 25
2002	少梅	6. 16-7. 2 7. 16-7. 26
2003	多梅	6. 21-6. 29 7. 05-7. 11
2004	少梅	6. 14-6. 25
2005	少梅	7. 05-7. 14
2006	少梅	7. 05-7. 11
2007	多梅	6. 19-7. 14
2008	少梅	6. 07-6. 23
2009	少梅	6. 27-7. 10
2010	多梅	6. 17-6. 30 7. 3-7. 17
2011	多梅	6. 9-6. 25

图 2.1 和 2.2 分别为 2001-2011 年时段中多梅年和少梅年的平均环流场。多梅年的 850 hPa 上可看出有大量水汽被输送至江淮流域（图 2.1a），而流场上（图 2.1c）能更清楚地看出在 35°-40°N 之间，西太副高的东北侧有明显的辐合带，并且在日本东北高压和西太副高之间存在气旋式环流，在这种背景下，有利于中尺度涡旋的发生和东移入海。但由于是多年平均结果，我国江淮地区的中尺度涡旋未能清楚显现出来，但在 500 hPa 上（图 2.1b）中低纬的西太副高西伸至 120°E 以西，我国中高纬度为较平直西风气流，中高纬的槽脊也基本呈经向型，贝湖槽明显存在。高层 200 hPa（图 2.1d），我国中纬度（35° - 40°N）为较一致的高空急流，由于是多个特征不同时段平均，高空急流上的最大风速中心不易确认。这需要对各过程逐个做进一步分析。但是，850 hPa 的辐合线和低空急流很清楚，这个条件已经十分有利于上升气流和涡旋的发展。

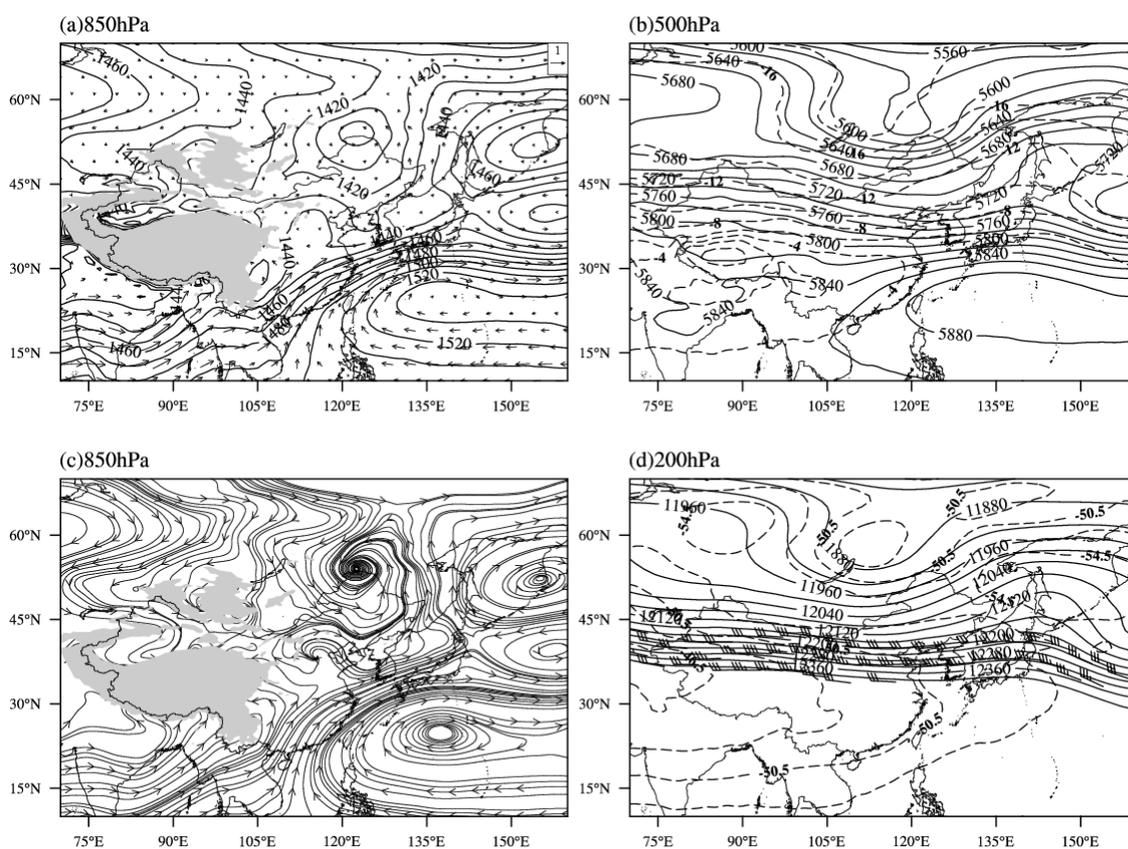


图 2.1 (a) 多梅年平均的 850 hPa 位势高度 (实线, 单位: gpm), 水汽通量 (箭头, 单位: $10^{-3} \cdot \text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$); 流场 (c); (b) 500 hPa 位势高度 (实线, 单位: gpm) 和温度 (虚线, 单位: $^{\circ}\text{C}$); (d) 200 hPa 高度场 (实线, 单位: gpm), 温度场 (虚线, 单位: $^{\circ}\text{C}$) 和大于 30m/s 的风场。

少梅年的平均环流型为低层（850 hPa，图 2.2a），中低纬的西太副高较多梅年位置偏东，我国东部的低空急流较弱，江淮流域输送的水汽较弱，高纬度贝湖受弱脊控制（但贝湖为脊并非一定为少梅年，还要综合考虑其他条件），日本东北部为一低压，从流场上(图 2.2c)可以看出，从我国江淮流域平原，朝鲜半岛至日本海上空没有类似多梅年的辐合带出现。500 hPa 上，虽然我国中纬度东部地区位于中心在华北地区的低槽的槽底至槽前的位置，但 5880 gpm 线位于 120°E 以东。高层 200 hPa(图 2.2d)，相对于多梅年，少梅年的高空急流位置偏东，我国江淮流域位于高空急流入口区的右侧。结合高低空环流形势可以看出，少梅年的对流层中低层西太副高位置偏东，江淮流域虽然位于高空急流入口区的右侧，但无低空系统的配合，仍不太利于中尺度涡旋的发生。

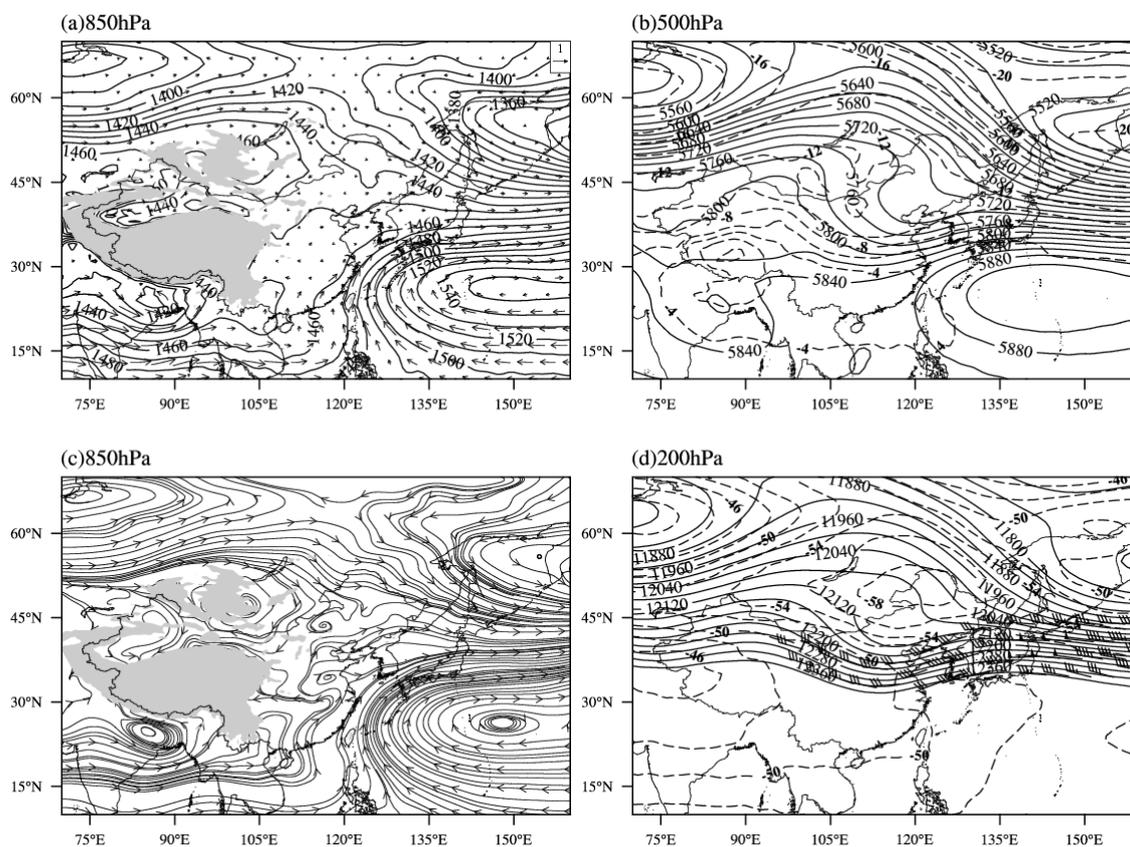


图 2.2， 同图 2.1， 但为少梅年平均环流场。

通过以上分析发现，多梅年和少梅年高低层系统的差别主要表现在，西太副高是否西伸至我国东部大陆，低层是否有水汽通量输送到江淮流域至其东部海域，及

该地区是否有明显的辐合带。但平均环流有时会平滑掉一些特殊年或个别年的特点，为进一步探讨以上结论，下面对具有代表性的年份做出详细分析。

2.1.2 有代表性的多梅年与少梅年的环流特征分析

考虑到继梅雨主要雨带移到了淮河流域近十年后，2010年，梅雨主雨带又回到了长江和江南一带，而之前一年（2009年）虽然梅雨日数较少，但长江中下游流域梅雨期也发生了局地突发性强降水，下文将这两年分别作为长江流域多梅年和少梅年的代表性年份，具体对比其大尺度动力热力因子的异同。

2010年梅雨呈现有间歇性、过程性、短时降水强度大等特点，阶段性十分明显，以长江中下游为例，第一阶段梅雨期降水主要集中于6月19-22日，而第二阶段主要集中于7月8日至14日。相比较而言，后一阶段的暴雨到大暴雨天气过程持续时间最长、降水强度更大、降水范围更广。这些暴雨过程中都有多次发生的中尺度切变线和中低压引起的连续强降水，对湘赣浙闽等地造成严重影响。下面对该年造成梅雨期间暴雨涡旋的环流特征及降水特征进行详细分析。

从2010年6月19-22日的平均环流图（图2.3a）上可以看出，200 hPa上高空急流主体偏东南，大值区位于日本上空。500 hPa是两槽一脊型，贝加尔湖为一高压脊，5840 gpm等位势高度线可以看出100°E附近存在高原槽，而5880 gpm等高线反映的副高脊线基本在25°N附近，最西到达100°E，表明副高已西伸，但较为偏南。从850 hPa等压面图上的风场可以看出，从华南到湘赣一带有较强的西南气流区存在（最大风速为 $16 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，图2.3a方框所示区域）。

再来看2010年7月8-14日的平均环流形势（图2.3b），其850 hPa风场与6月类似，华南到湘赣一带有较强的西南气流区存在（最大风速为 $12 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ）。而200 hPa上急流位置较梅雨前期有所北抬，基本维持在40°N，大值区大体在内蒙古上空。500 hPa上仍是两槽一脊型，贝加尔湖仍为一高压脊，与6月梅雨期间相比较为平缓，其西侧巴尔喀什湖槽区发展较为明显，5840 gpm等高线可以看出110°E附近存在浅槽，而5880 gpm等高线反映的副高脊线基本维持在30°N附近，最西到达105°E，相比6月梅雨前期要偏北些。考虑到6月降水过程较短，而7月降水过程较长，200 hPa急流和500 hPa副高位置的北抬稳定，是利于降水系统的维持发展的影响因子。

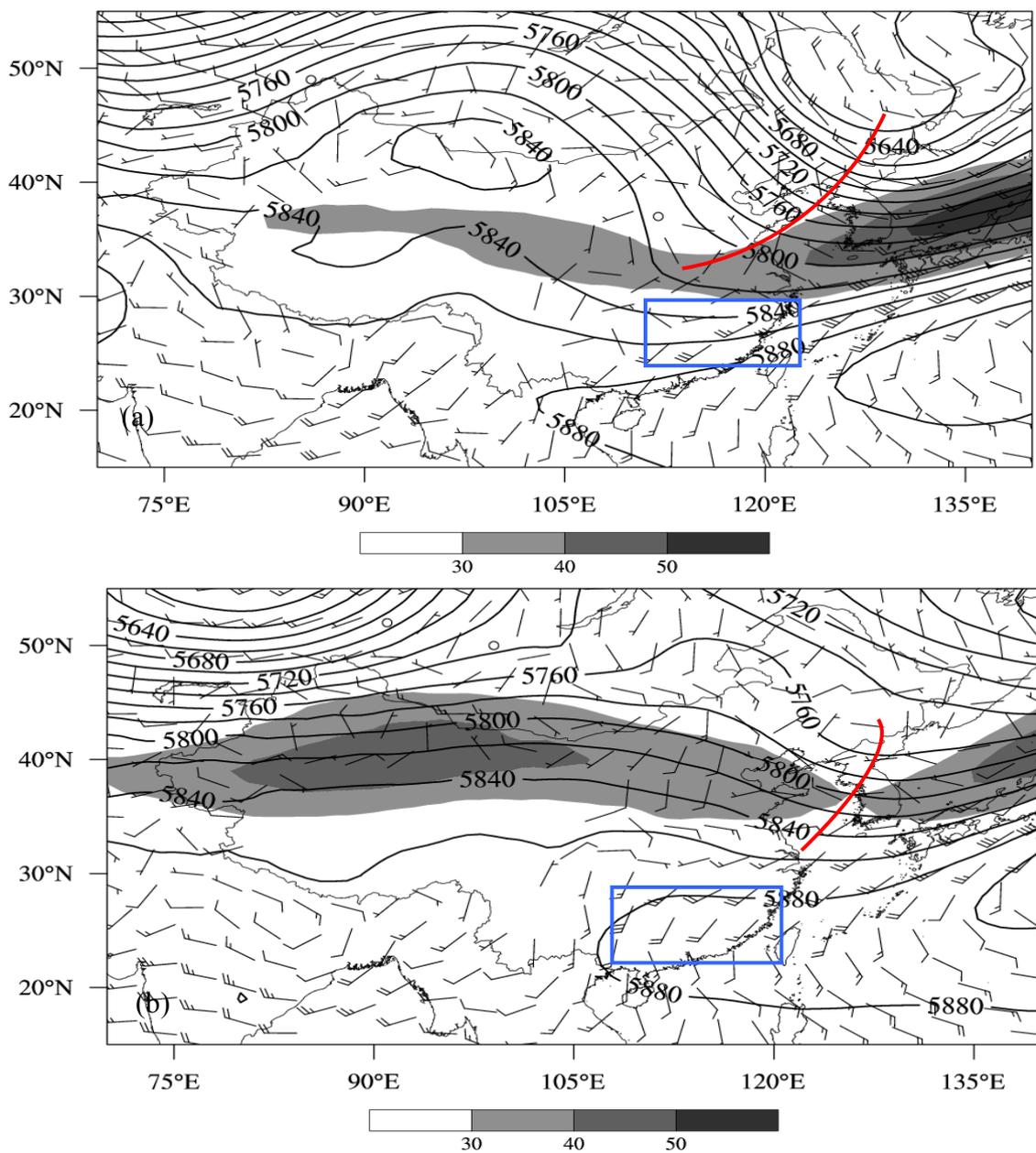


图 2.3 平均天气形势综合图，阴影为 200 hPa 高空急流（单位： $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ），实线为 500 hPa 等高线（单位：gpm），风羽为 850 hPa 风（长横杠表示风向，一条短横杠代表 $4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，半条短横杠代表 $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ）。（a）2010 年 6 月 19—22 日；（b）2010 年 7 月 8—14 日

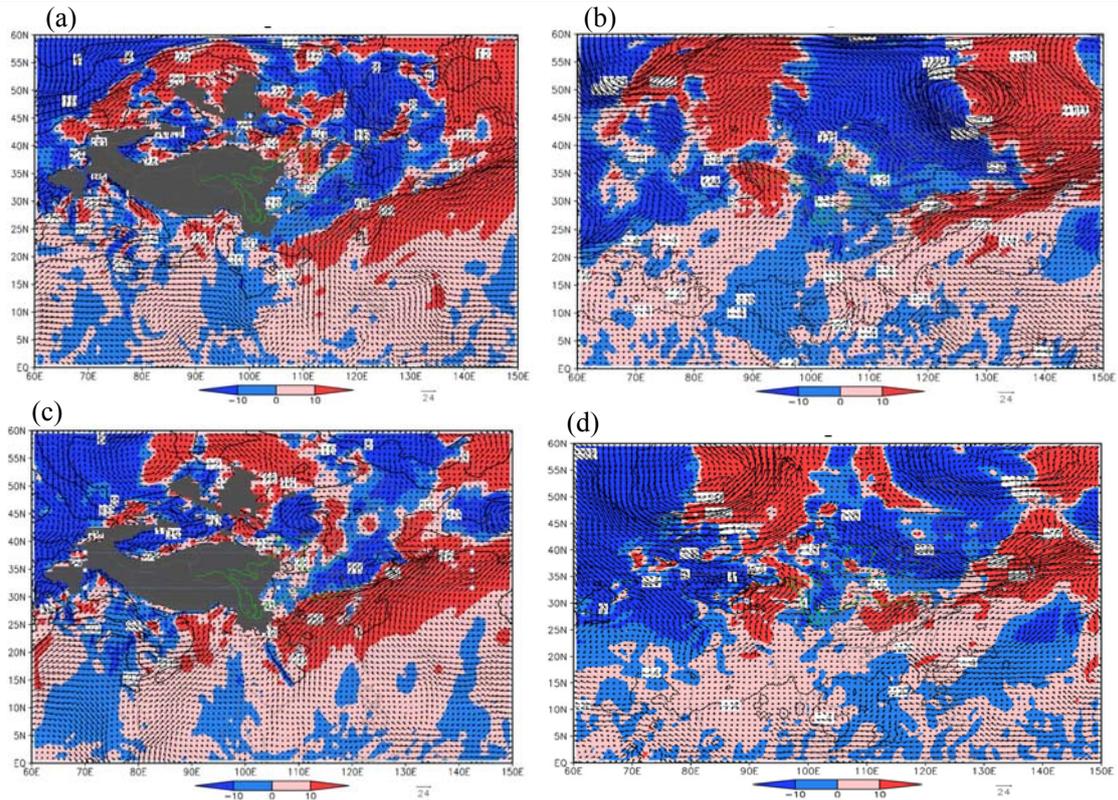


图 2.4 水平温度平流（阴影，单位： 10^{-5} K s^{-1} ），(a) 2010 年 6 月 21 日 00 时（UTC，下同）850 hPa；(b) 2010 年 6 月 21 日 00 时 500 hPa；(c) 2010 年 7 月 11 日 00 时 850 hPa；(d) 2010 年 7 月 11 日 00 时 500 hPa。

由此可见，2010 年梅雨两个阶段的环流形势较为类似，最显著的就是贝加尔湖为脊区，脊的两侧为低槽区，这与过去的典型的梅雨天气形势有所不同。故而需检查 2010 年梅雨期冷暖空气活跃区域是否存在明显的冷暖空气交汇，如有则仍然有利于暴雨的出现，只不过是区域的分布上有一定的差别而已。这里对冷暖平流的分布做一分析（图 2.4），可以看出，这两阶段中尽管出现了非典型的环流分布，但对于冷暖空气向长江流域的输送仍是有利的，而且都比较活跃，其交汇区与梅雨锋的位置大致相当，位于 $25^{\circ} - 30^{\circ}\text{N}$ 一线（图 2.5，图 2.6），在低层（850 hPa）暖平流的势力较强，而在中层（500 hPa）冷平流的影响较明显，这一结果不但有利于在低层形成明显的辐合，而使得中层更趋于不稳定，因而有利于对流和中尺度涡旋的发生发展。

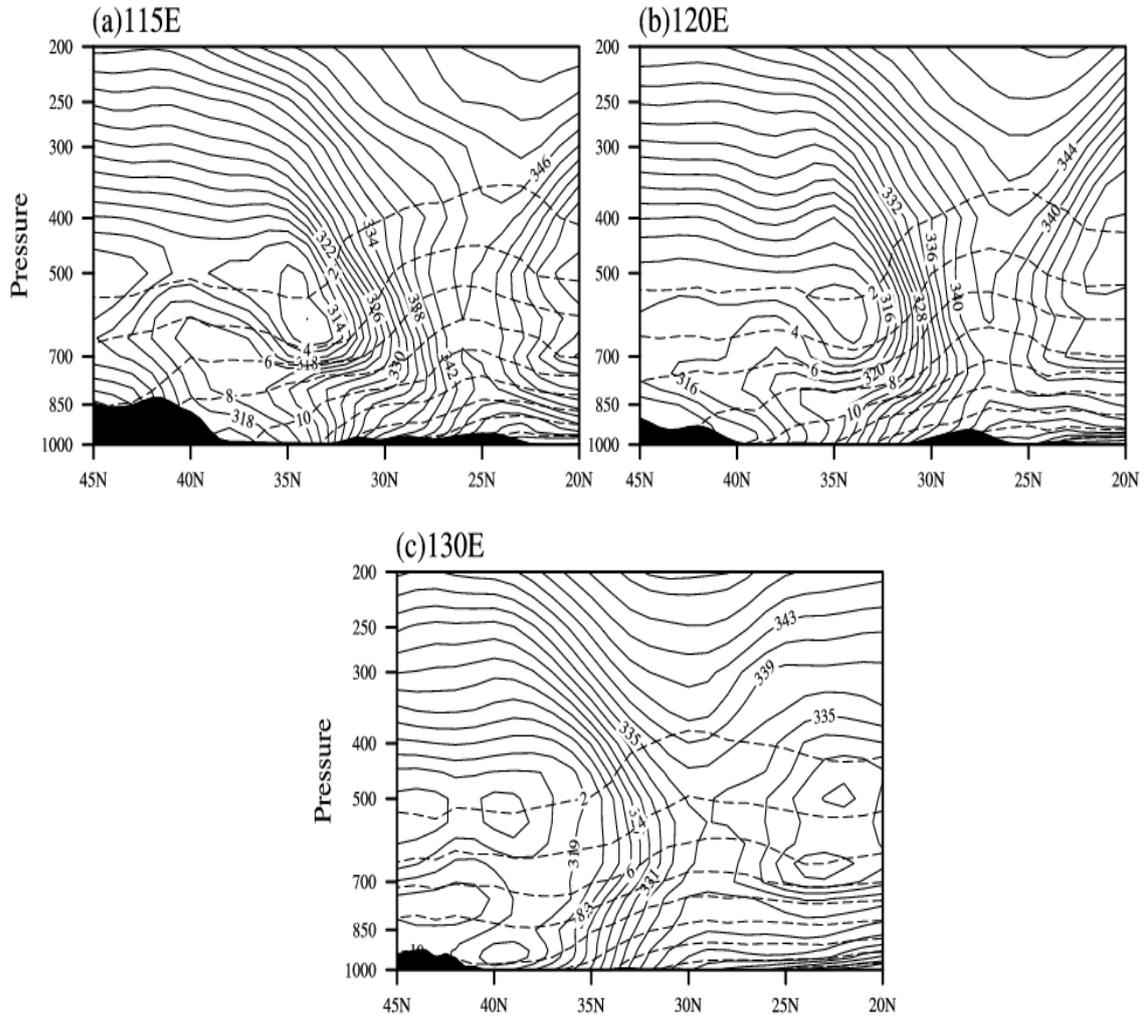


图 2.5 2010 年 6 月 10 日-6 月 30 日的时间平均的经向剖面，假相当位温（实线，单位：K），水汽质量混合比（虚线，单位 $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ）

在多梅年的情况下，存在较为明显的梅雨锋区。沿 115°E、120°E、130°E 分别作了假相当位温和水汽质量混合比的经向垂直剖面图。图 2.5 是 2010 年 6 月 7 日 - 30 日的情况，可以看到，从 115°E-130°E 均有梅雨锋的存在，尤其是图 2.5b，即 120°E 的剖面上，在西太平洋热带高压与大陆高压之间，在 30°N 附近维持着一个高湿且具位势不稳定的区域，这正是梅雨锋之所在。图 2.6 为 2010 年 7 月 3 日 - 17 日沿 115°E、120°E、130°E 分别作了假相当位温和水汽混合比的经向垂直剖面图，有类似的情况，特别是在图 2.6b 上，28° - 33°N 附近中低层为中性和位势不稳定区域，中性可能是对流垂直交换的结果。在对流层中上层有相对的暖心存在，这可能是这一区域凝结潜热释放所致。

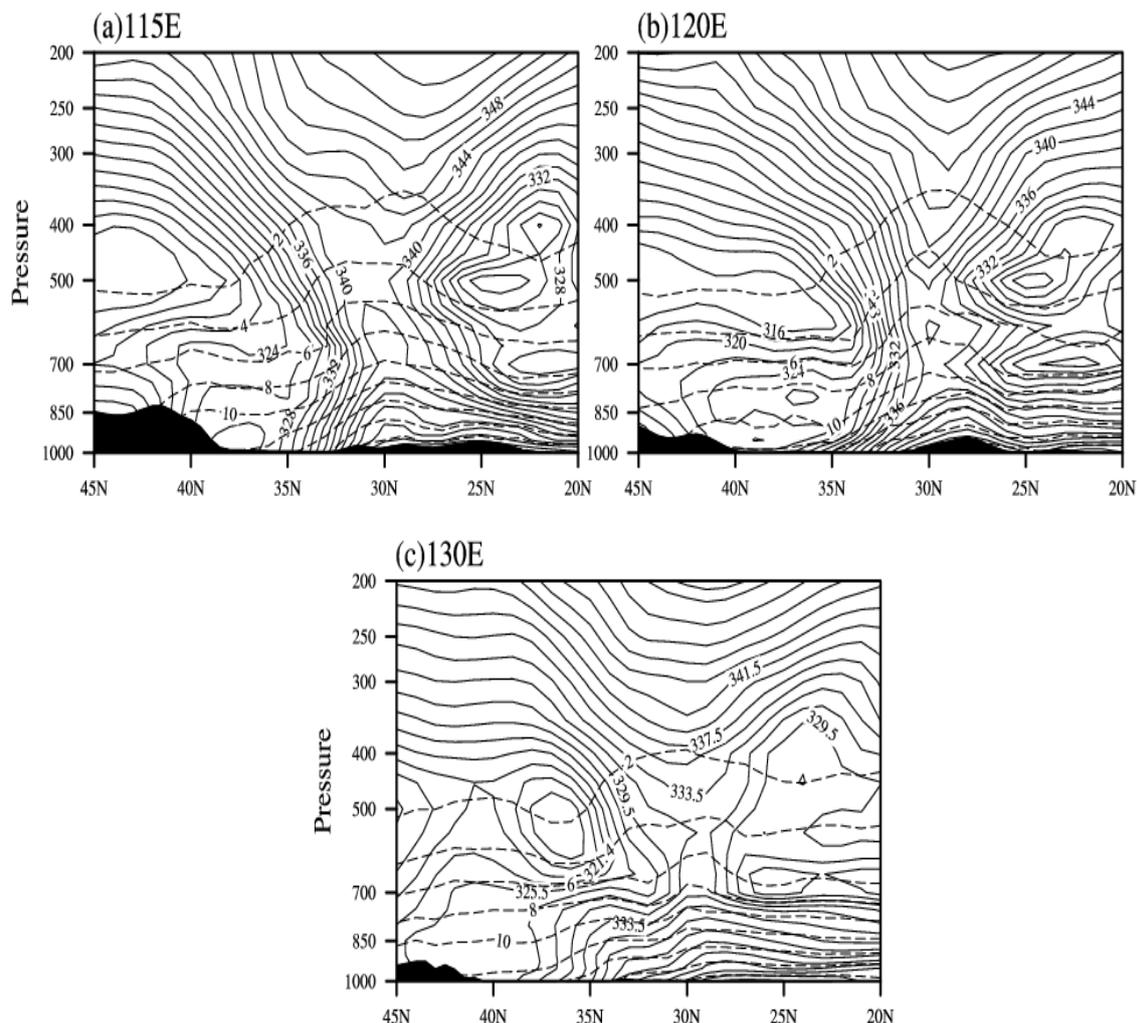


图 2.6 2010 年 7 月 3 日-7 月 17 日时间平均的经向剖面,假相当位温 (实线, 单位: K), 水汽质量混合比 (虚线, 单位: $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$)

下面再以 2009 年为例看一下少梅年的情况, 2009 年的梅雨也是一个特殊的情况, 就环流形势来讲, 亦不具备典型梅雨的特征, 虽然属于少梅, 但仍发生了突发性的局地的强降水, 其原因何在? 下面对该年的梅雨环流特征进行分析, 并和 2010 年多梅的情况做一比较, 以进一步探讨环流背景对梅雨锋上涡旋发生发展的可能作用。

如前所述, 每年初夏时节 (6 月下旬至 7 月下旬), 在对流层中层 (500 hPa 上) 中高纬地区, 为双阻型, 阻塞高压出现在乌拉尔山和鄂霍次克海, 或单阻型, 即其中之一出现。无论双阻型或单阻型, 这都有利于环流的稳定维持。与此同时, 在贝加尔湖至西伯利亚一带为低槽区, 这利于北方冷空气南下至江淮流域。上述分布是江淮梅雨的典型的环流形势。然而, 2009 年的情况有显著的不同。首先, 自 2000

年以后梅雨期雨带北移至淮河流域，长江流域多为少梅或空梅。2009年入汛以来西太平洋副热带高压较常年偏弱，西伸脊点较常年偏东，导致入梅偏迟，而后副热带高压再次北跳，出梅又偏早，整个梅雨期较短。该年长江流域平均降水量较常年同期明显偏少。干旱少雨与短期的暴雨交替，是2009年的一大特点，可以注意到，6月12—27日湖北出现持续性高温天气，27日武汉达 37.5°C ，其间 $\geq 35^{\circ}\text{C}$ 日数达8天，之后7月6—20日再现高温。但是两段高温之间，出现了短时的暴雨，仍造成了严重的灾害和影响。

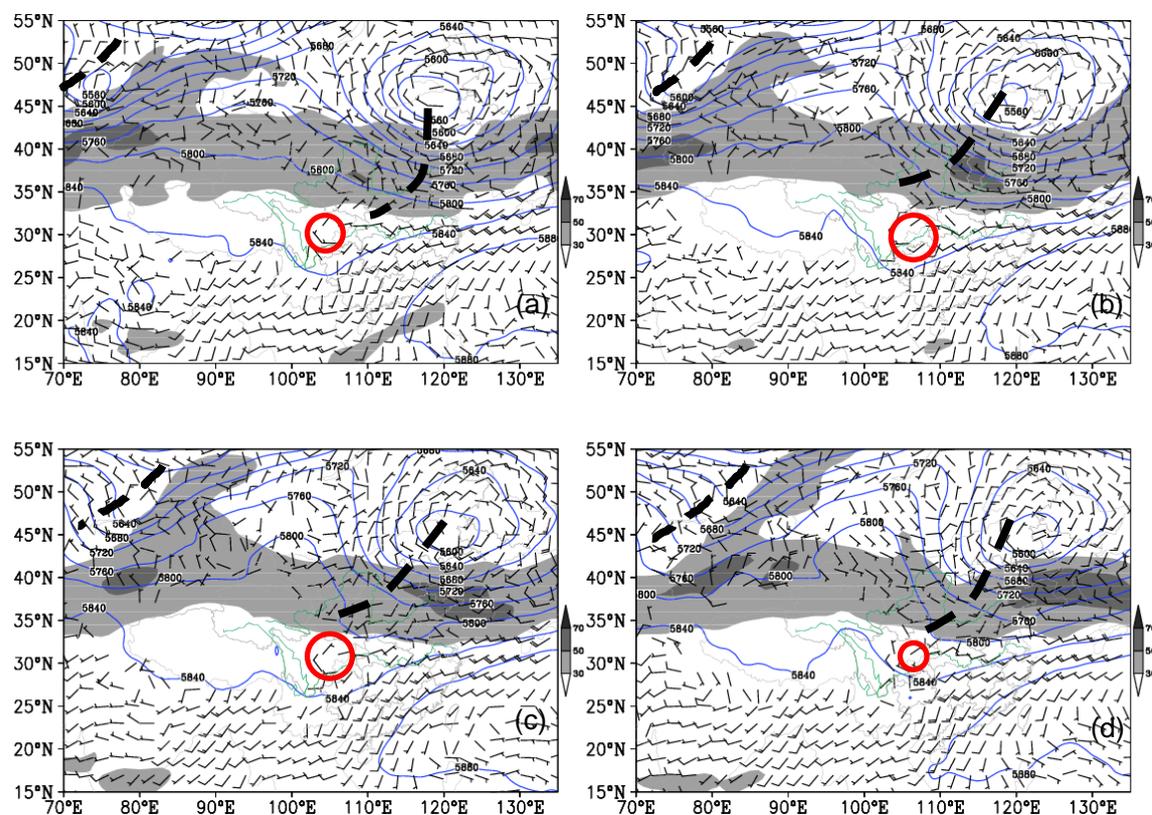


图 2.7 天气形势综合图，200 hPa 高空急流（阴影，单位： $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ），500 hPa 等高线（实线，单位： gpm ），850 hPa 水平风场（风羽，长横杠表示风向，一条短横杠代表 $4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，半条短横杠代表 $2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ）。(a) 2009 年 6 月 29 日 00 时（UTC，下同）；(b) 2009 年 6 月 29 日 06 时；(c) 2009 年 6 月 29 日 12 时；(d) 2009 年 6 月 29 日 18 时。

从图 2.7 可见，2009 年欧亚地区中高纬度未出现典型的梅雨天气形势。200 hPa 上高空急流已明显北推，主体维持在 40°N 左右，基本呈东西向平直分布。与 2010 年类似，500 hPa 上贝加尔湖为一高压脊，其东西两侧为低压槽（且含有闭合低压），一个槽位于蒙古国东部，另一个位于巴尔喀什湖附近。在这两者之间，在 6 月 29 日 00 时（UTC，下同），5680 gpm 等高线向北到达贝加尔湖南侧，而到 6 月 30 日

00 时时, 5760 gpm 线已向北伸至贝加尔湖, 表明了该高压脊处于增强的阶段。由于该高压脊的存在, 使冷空气难以沿偏北和偏西北路径到达长江流域, 因而不利于通常所说的江淮流域梅雨的发生, 但仍有梅雨锋的短期维持 (图 2.7)。不过, 应注意到该年东北低涡活动频率。尤其值得注意的是在 850 hPa 风场上在高原槽前出现了气旋性的闭合环流, 正好位于川东和重庆一带。可以清楚地看到在该涡旋的东南方, 华南到湘赣一带有较强的西南气流区存在 (最大风速为 $16 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$)。而到 29 日 1200UTC, 西南风的大值区 (大于 $15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) 前沿已达江西, 武汉在其左前方。30 日 00 时, 西南风大值区已进入湖北境内。尽管此时闭合涡旋已不明显, 但低空急流增强的趋势仍清楚可见。这支低空急流的增强, 与副热带高压的西伸有很明显的关系。6 月 29 日 00 时 (UTC), 500 hPa 上 5880 gpm 线还在福建沿海, 而 30 日 00 时 (UTC), 已伸入大陆, 到达闽粤两省。副热带高压西伸正好与高原槽的东移相遇, 低空急流的加强可能因上述两系统相对位置的变化, 由动力因素的强迫所致。

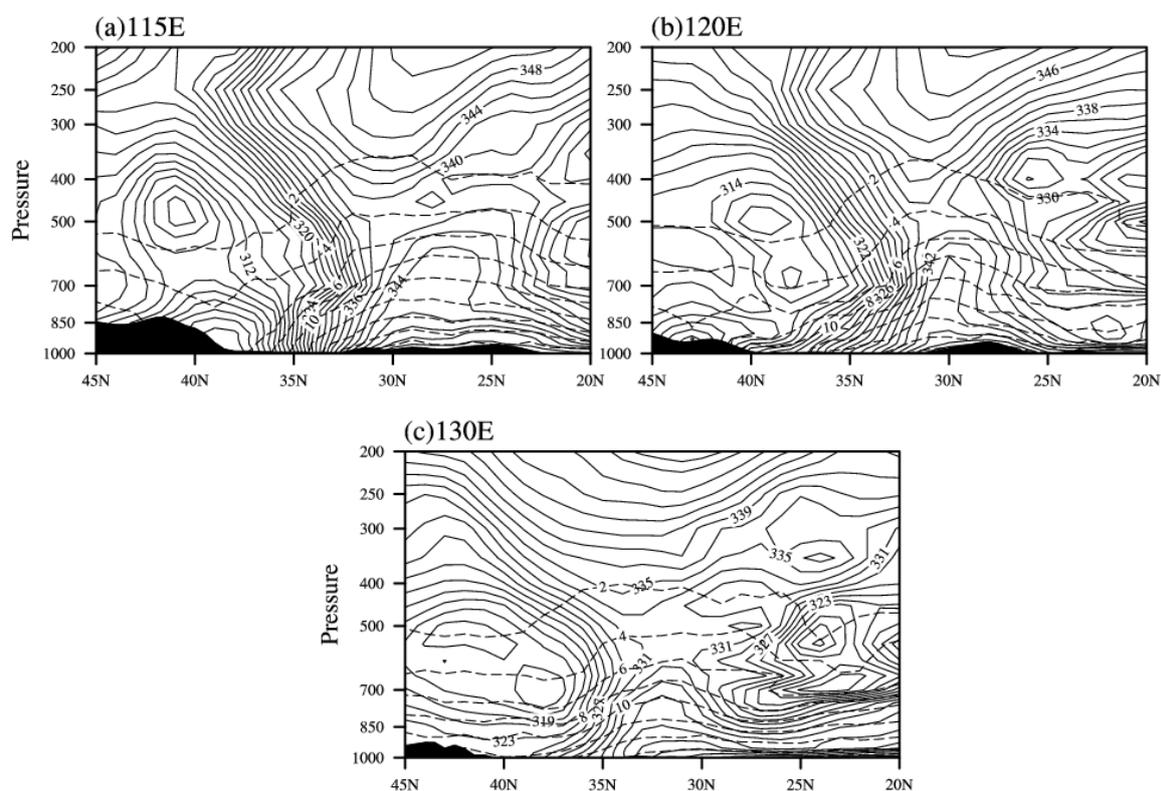


图 2.8 2009 年 6 月 27 日-7 月 10 日的时间平均的经向剖面, 假相当位温 (实线, 单位: K), 水汽质量混合比 (虚线, 单位: $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$)。

通过对比这两年的环流特征可以发现，2009 年的环流亦属不典型之列，贝加尔湖不是槽区，而是脊区，但稳定维持时间要短（图 2.9），且由图 2.8a 上沿 115°E 的假相当位温和水汽质量混合比的经向垂直剖面，可以看到，在 2009 年梅雨锋的结构并不典型，平均而言，副高位置较为偏南。副热带高压短暂西伸（平均图剖面上无法揭示）正好与高原槽的东移相遇是涡旋发生发展的共同点。

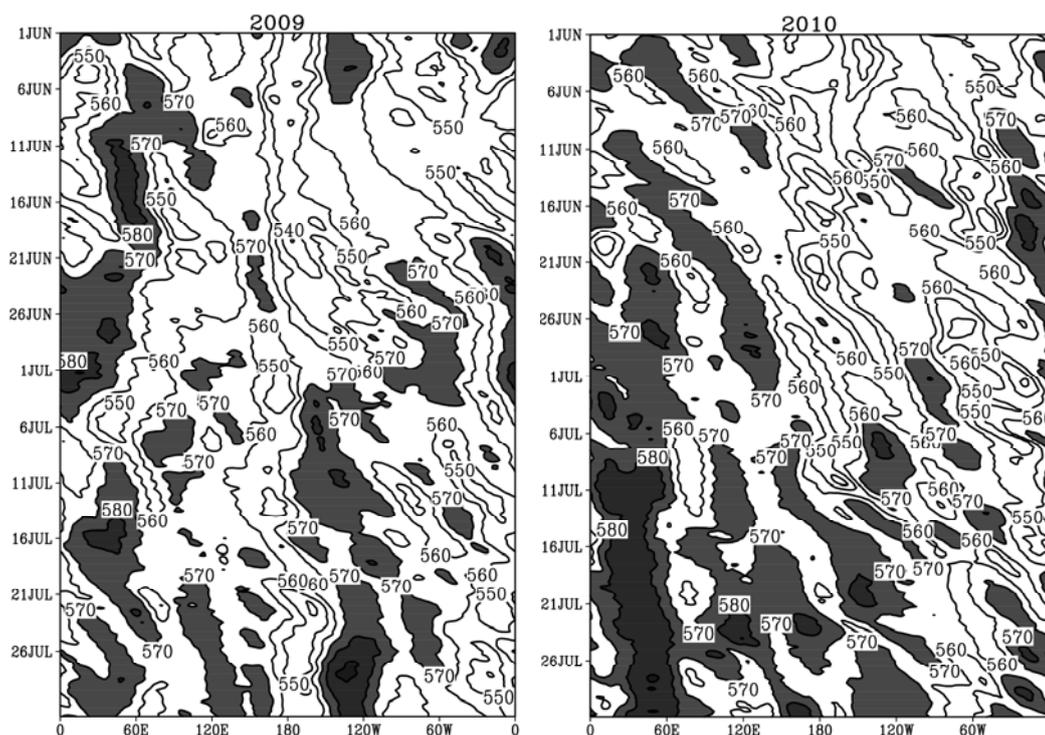


图 2.9 时间-经度演变图，50° - 60°N 平均的 500 hPa 位势高度场（单位：dagpm），（a）2009 年 6 月 1 日-7 月 31 日，（b）2010 年 6 月 1 日-7 月 31 日

上述研究说明有利中尺度扰动的生成的不仅是动力作用，必要的水汽供应也是引致暴雨中尺度涡旋发生、发展的重要条件。要解释其活动特征，仍需对其水汽供应情况进行分析。因此对水汽通量和水汽通量散度进行了计算，由于水汽主要集中于对流层低层，图 2.10、图 2.11 和图 2.12 中分别给出了 2010 年 6 月、7 月以及 2009 年 6 月三个涡旋发生时间段的地面到 850 hPa 积分的水汽通量和水汽通量散度的计算结果。

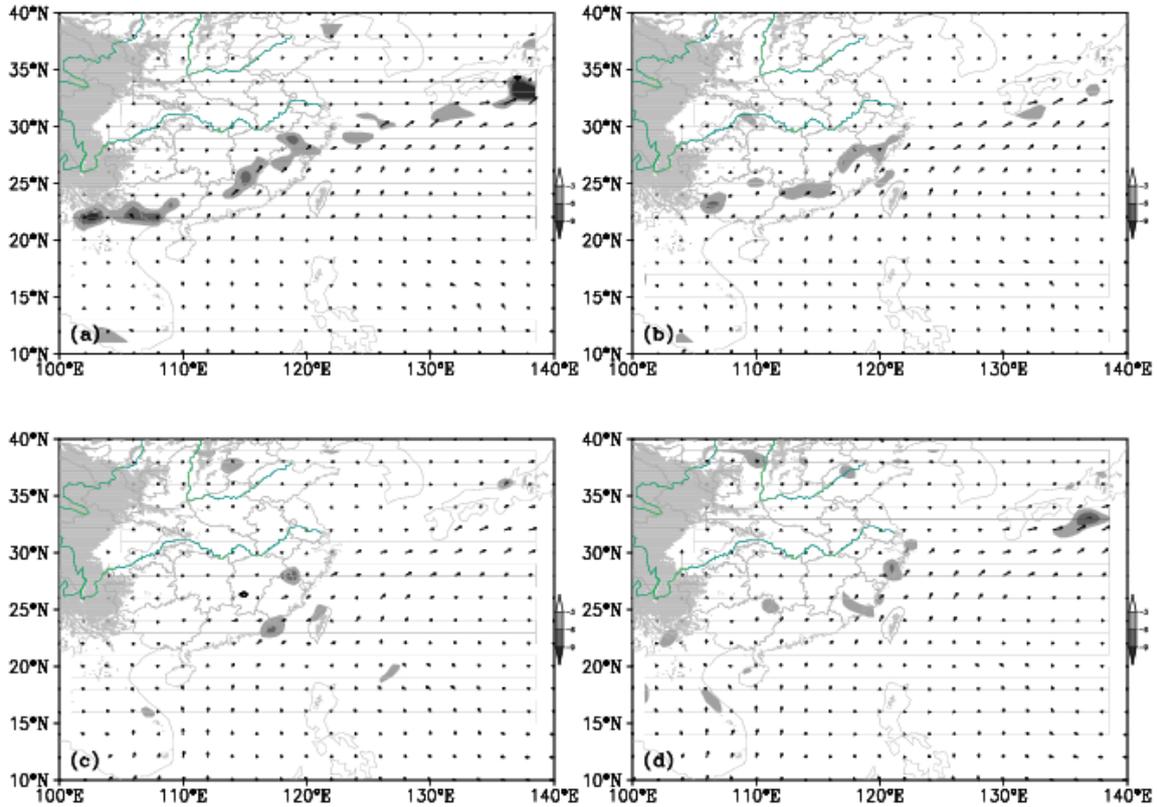


图 2.10 地面至 850 hPa 积分水汽通量（箭头，单位： $10^{-3} \cdot \text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ）和水汽通量散度（阴影，单位： $10^{-5} \cdot \text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ），(a) 2010 年 6 月 21 日 00 时（UTC，下同）；(b) 2010 年 6 月 21 日 06 时；(c) 2010 年 6 月 21 日 12 时；(d) 2010 年 6 月 21 日 18 时。

从 2010 年 6 月和 7 月的图上均可发现，有一条带状的水汽辐合带从中国大陆一直伸向日本，这从另一个角度反映出梅雨期梅雨锋是很活跃的。从图 2.10 和图 2.11 上可以看出，2010 年两次强降水过程都有明显的水汽输送，主要的水汽源区都是南中国海等地。不同的是，7 月的水汽辐合中心比 6 月的要偏北偏强，这也可能与 7 月的梅雨锋上涡旋的较强发展有关，而 2009 年水汽输送相比小一个量级，而水汽辐合的带状分布不够明显，看出少梅年梅雨锋不太活跃（图 2.12）。

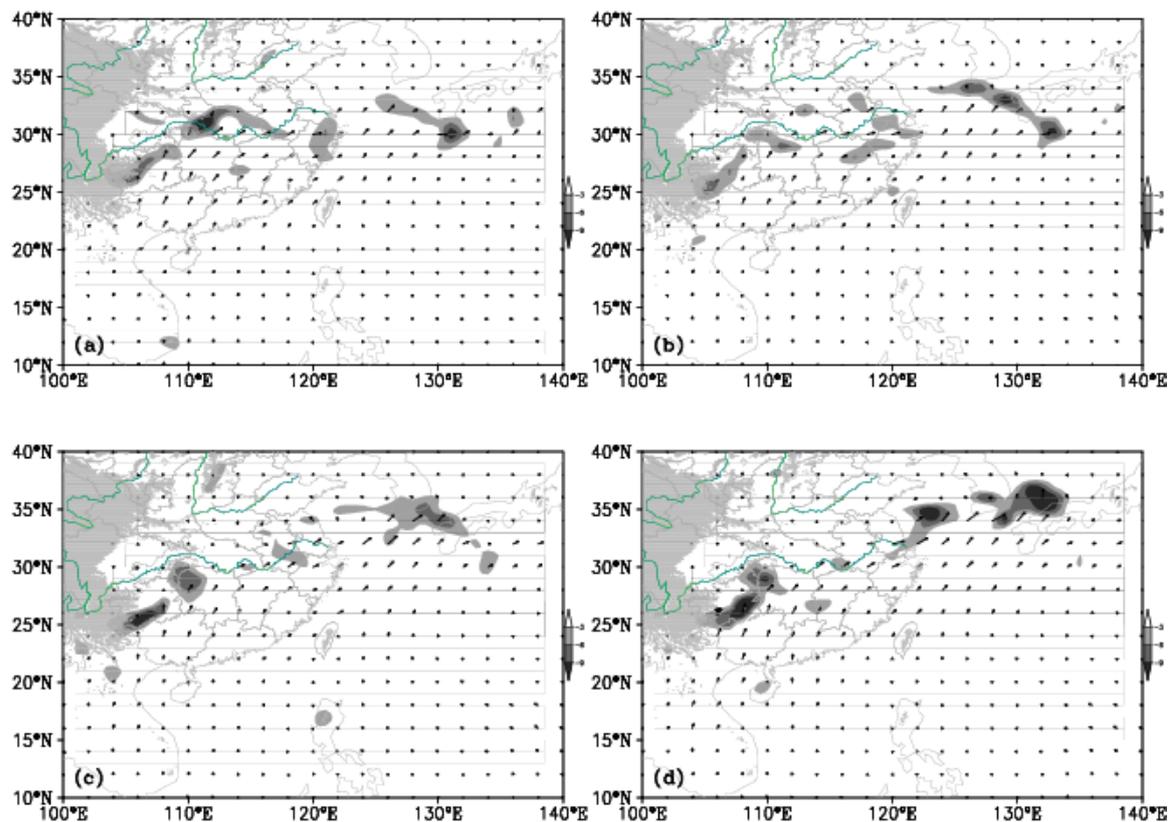


图 2.11 同图 2.10，但为 2010 年 7 月，(a) 2010 年 7 月 11 日 00 时 (UTC, 下同)；(b) 2010 年 7 月 11 日 06 时；(c) 2010 年 7 月 11 日；(d) 2010 年 7 月 11 日 18 时。

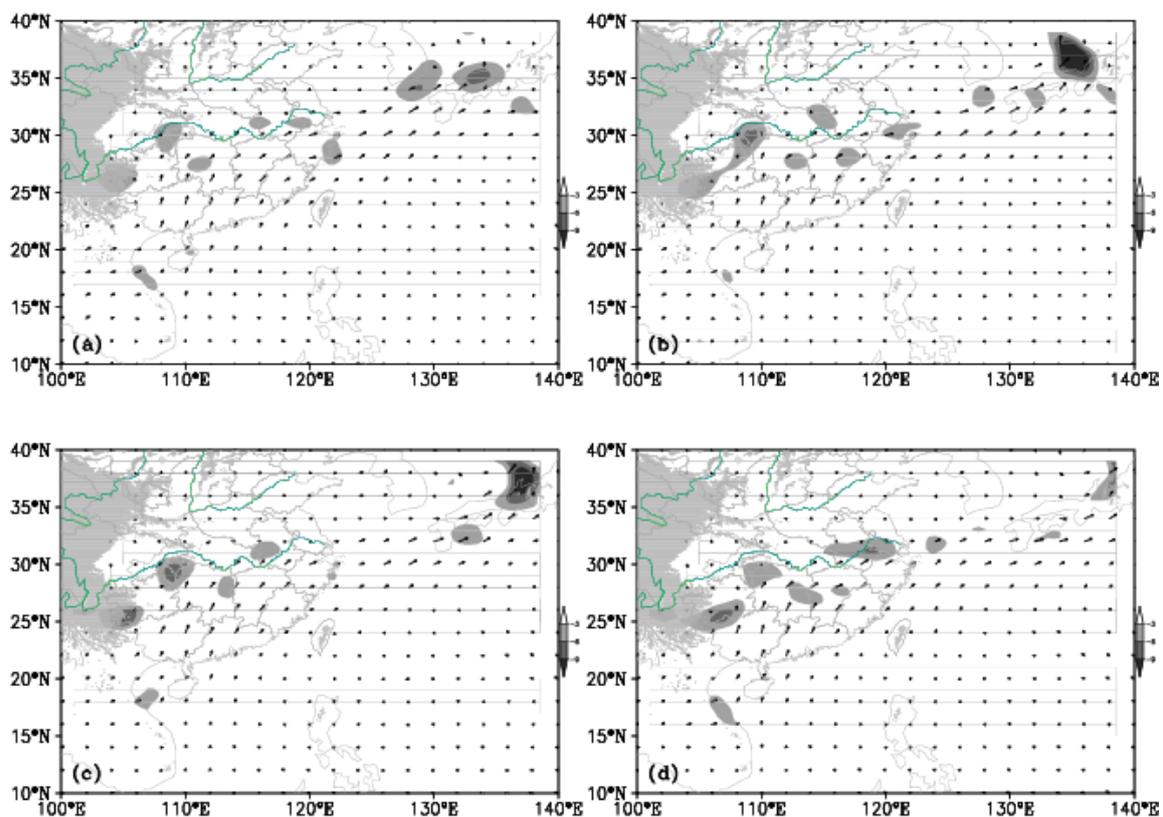


图 2.12 地面至 850 hPa 积分水汽通量（箭头，单位： $10^{-4}\cdot\text{g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ ）和水汽通量散度（阴影，单位： $10^{-5}\cdot\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ ），（a）2009 年 6 月 29 日 00 时（UTC，下同）；（b）2009 年 6 月 29 日 06 时；（c）2009 年 6 月 29 日 12 时；（d）2009 年 6 月 29 日 18 时。

从上述各图中还可以看出，水汽通量和水汽都存在明显的日变化，这与低空急流的日变化可能相对应，这类日变化在涡旋发展中有何作用，待今后进一步讨论。

2.2 有无涡旋发生发展的环流形势对比

前面的研究中分析了多梅年（多涡旋）和少梅年（少涡旋）的背景环流特征的异同，要进一步讨论涡旋活动情况与背景环流的关系，还需将同一梅雨期内有无涡旋活动的日子分开对比。由于梅雨锋上中尺度涡旋（扰动）的数目多梅年比少梅年要多，因而选择从多梅年入手进行研究，并以梅雨主雨带在长江流域的 2010 年为例。参考张庆云和陶诗言（2003）对梅雨期环流进行综合分析的思路，对 2010 年梅雨期主要天气系统的时间演变进行了分析（图 2.13），对照图 2.13 中虚线方框标出的各个涡旋发生的时期，将梅雨期分为有涡旋发生发展的日子和无涡旋发生发展的日子，分别进行合成（图 2.14）。结合分析图 2.13 和图 2.14 可以看出，与涡旋多发区域直接相关的，变化最为明显的天气系统主要为低空急流以及副高，其强度和控制在有涡旋的时期都较强。可看出 2010 年（多梅年）的两段梅雨期间，即在 6 月 18 日 - 22 日，及 7 月 8 日 - 14 日前后均伴有南亚高压的东伸，且有相应的副高的西伸（图 2.13b），及日本海低压的西伸（图 2.13c）。且我们还注意到在 6 月 21 日前后，及 7 月 11 日前后均有冷空气的向南活动（图 2.13d），并有较强降水相对应（图 2.13e），这些强降水的产生，可能与季风涌有关，而这些季风涌多与偏北风或东风相遇，因而形成较强的辐合与切变（图 2.13f）。

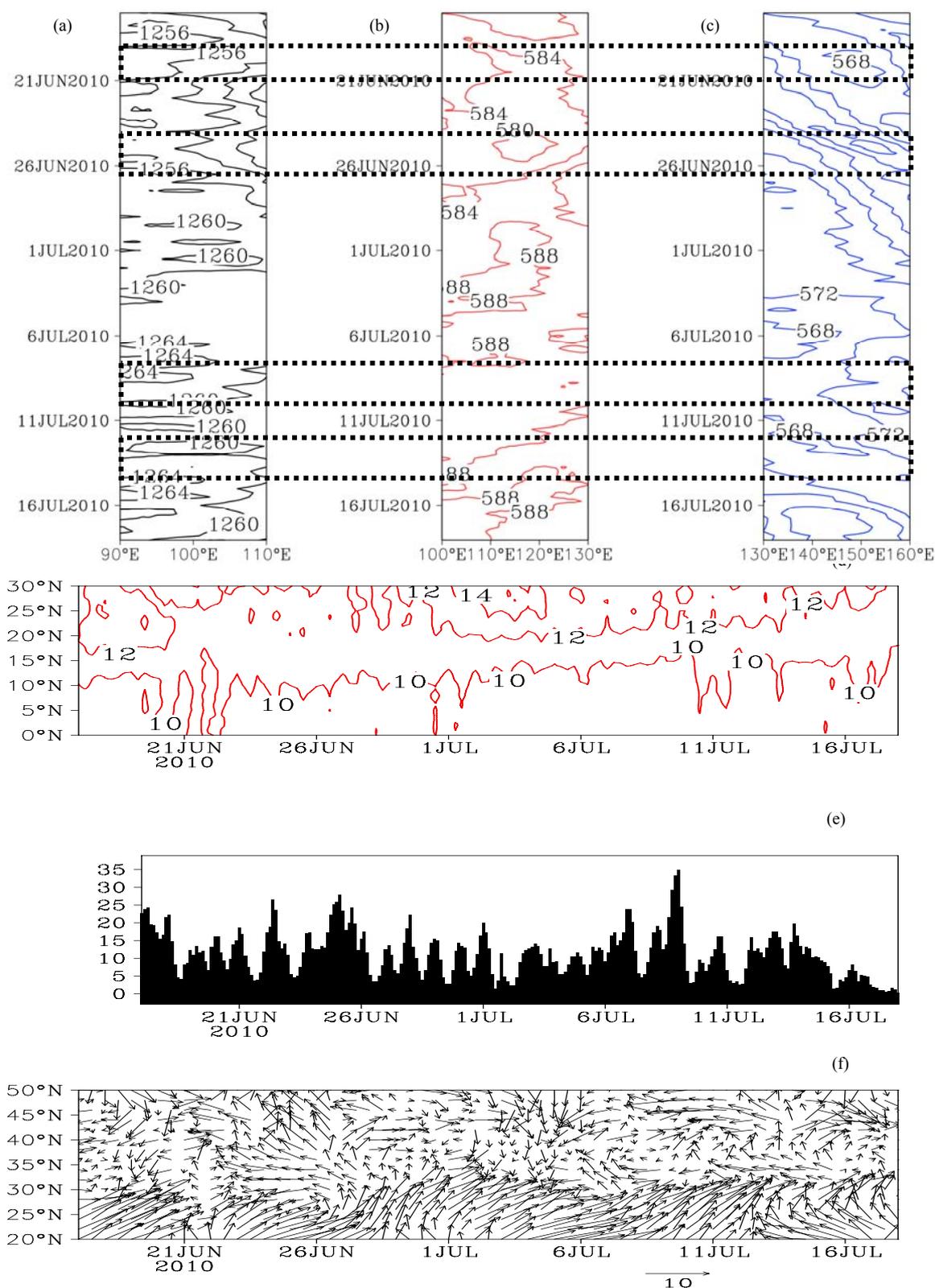


图 2.13 2010 年梅雨期, (a) 200 hPa 位势高度 (实线, 单位: dagpm), 27° - 32°N 平均的经度-时间剖面; (b) 500 hPa 位势高度 (实线, 单位: dagpm), 27° - 32°N 平均的经度-时间剖面; (c) 500 hPa 位势高度 (实线, 单位: dagpm), 40° - 60°N 平均的经度-时间剖面; (d) 700 hPa 温度 (实线, 单位: °C), 110° - 130°E 平均的时间-纬度剖面; (e) 110° - 130°E, 27° - 32°N 区

域的平均 CMORPH 雨量 (单位: $\text{mm}\cdot\text{hr}^{-1}$); (f) 700 hPa 温度 (实线, 单位: $^{\circ}\text{C}$), $110^{\circ} - 130^{\circ}\text{E}$ 平均的季风涌随时间的演变, 箭头表示整层 (地面~300 hPa) 积分的水汽通量 ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$)。

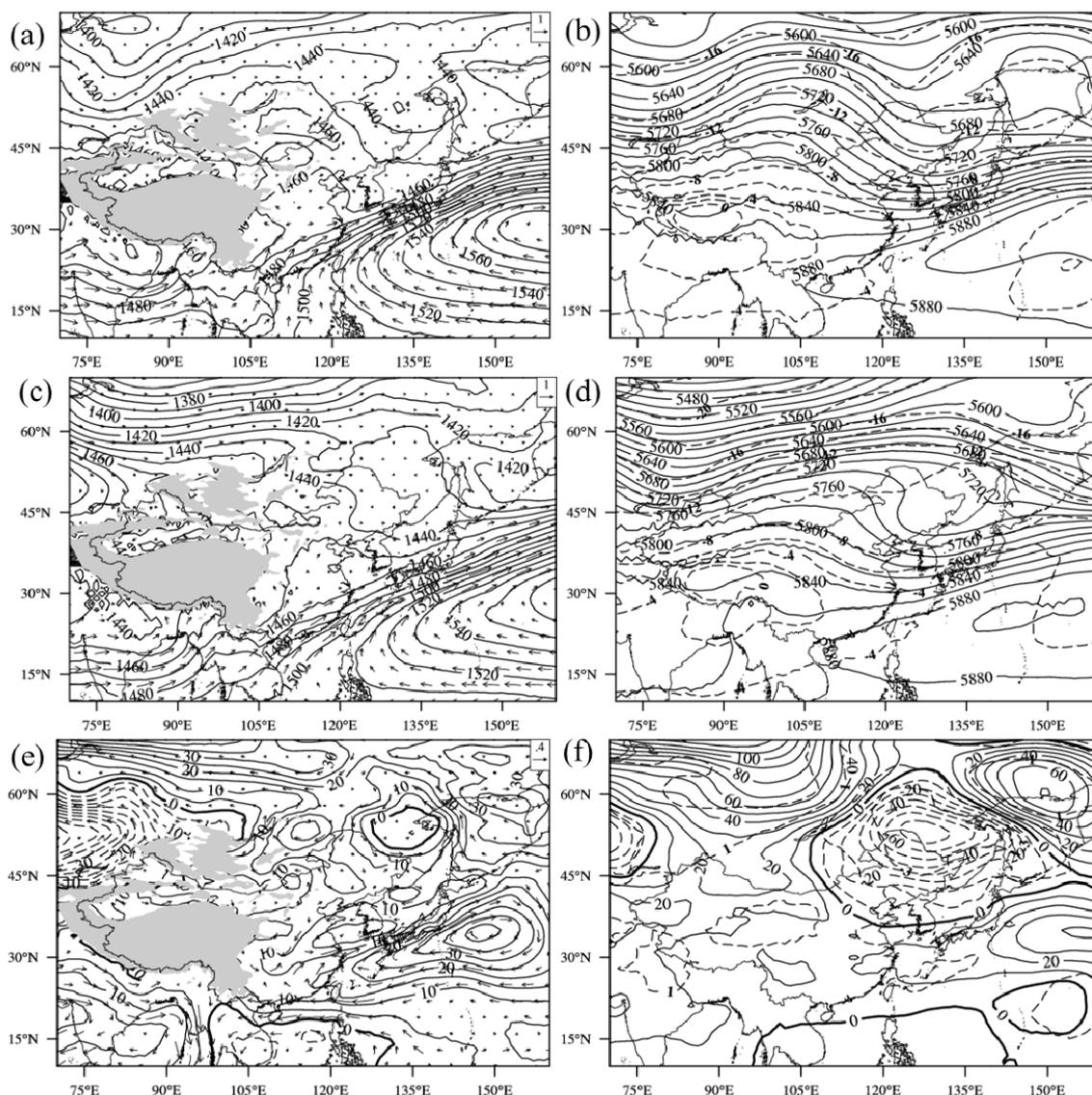


图 2.14 2010 年梅雨期有涡旋发生时的合成场(a)850 hPa 高度场 (等值线, 单位: gpm), 风场, (b) 500 hPa 高度场 (实线, 单位: gpm), 温度场 (虚线, 单位: $^{\circ}\text{C}$); 2010 年梅雨期无涡旋发生时的合成场(c)850 hPa 高度场 (等值线, 单位: gpm), 风场, (d) 500 hPa 高度场 (实线, 单位: gpm), 温度场 (虚线, 单位: $^{\circ}\text{C}$); 有涡旋的与无涡旋的差(e)850 hPa 高度场 (等值线, 单位: gpm), 风场, (f) 500 hPa 高度场 (实线, 单位: gpm), 温度场 (虚线, 单位: $^{\circ}\text{C}$)。

从以上的分析中可以看出 2010 年梅雨期的四次涡旋活动, 与有利的环境条件是分不开的。这不仅再次证实了前节中多梅年暴雨中尺度涡旋发生的有利条件, 而且通过多梅年中有涡旋日与无涡旋日的对比 (图 2.14), 更加强了如下看法。即暴雨中尺度涡旋是在多种有利的大尺度背景下得以发生的, 涉及西边的南亚高压,

北边的低槽和冷空气，东边的副高及南边的季风涌等，这是一个综合的结果。

2.3 小结

(1) 对比天气尺度环流特征发现，多梅年和少梅年高低层系统的差别主要表现在，多梅年西太副高西伸至我国东部大陆，低层大量水汽输送到江淮平原至其东部沿海，分析表明该地区有明显的辐合带存在，高层位于高空急流入口区的右侧，这种高低空系统的配置有利于低层涡旋的发展及东移入海。对分别代表的长江流域多梅年和少梅年的 2010 年和 2009 年的大尺度环流特征进行了对比分析，发现副高的西伸与西风槽的东移是涡旋发生发展的共有特征，而这两年稳定的环流形势和梅雨锋维持的时间长短不同，这可能是中尺度涡旋活动特征不同的原因之一。

(2) 多梅年梅雨锋的结构较清楚，少梅年梅雨锋的特征不太清晰，这可能与多梅年梅雨锋上多涡旋活动有关。多梅年与少梅年，水汽输送的强度有很大的不同，考虑到潜热释放的重要性，这可能中尺度涡旋发展移动特征不同的另一个原因。

(3) 通过对多涡旋的多梅年与少涡旋的少多梅年的环流形势的对比，以及多梅年有涡旋日与无涡旋日的环流特征的对比，进一步确认所谓“典型”的梅雨环流，仅是多梅年的一种形势。贝加尔湖出现低压槽，并非绝对的条件。2000 年后贝加尔湖多出现高压脊，这并不影响多雨的出现。此外，若在西边的南亚高压，北边的低槽和冷空气，东边的副高及南边的季风涌等综合的作用下出现了鞍形场，且水汽条件有利，暴雨中尺度涡旋可发生发展。应当强调，即使在不“典型”的环流状况下，只要有利于冷暖空气在江淮流域交绥，则梅雨暴雨及中尺度涡旋均仍可能发生，只不过它所表现的时间和空间分布的形式不同而已。

第三章 梅雨期涡旋活动特征的统计与合成分析

上一章探讨了 2001-2011 年期间多梅年与少梅年大尺度环流特征，并通过对比探讨了有、无涡旋日的背景环流。本章着重对梅雨期中尺度涡旋的活动特征做更进一步的细致分析。首先统计了 2001-2011 年梅雨期间中尺度涡旋的活动特征；然后，重点对东移入海型的涡旋及其入海前、后的环流特征和物理量场的分布进行合成分析。

3.1 梅雨期涡旋统计

3.1.1 统计标准

本章主要根据国家气候中心划定历年梅雨期，利用美国国家环境预报中心（NCEP）的再分析资料（FNL, Final Operational Global Analysis data, $1^\circ \times 1^\circ$ ，一天四次），对 2001-2011 年梅雨期在江淮流域（ $110^\circ\text{E} - 120^\circ\text{E}$ ， $25^\circ\text{N} - 35^\circ\text{N}$ ）出现并存在 6 小时以上的移动性中尺度涡旋活动状况进行了统计。涡旋的选取标准为：925 hPa 到 500 hPa 部分层次有闭合的气旋式环流及涡度极大值区域，中心位置由 850 hPa 上闭合环流中心确定（850 hPa 没有则在邻近层次寻找）。

3.2.1 统计结果

表 3.1 为根据以上标准得到的统计结果，可看出，除少部分少梅年未观测到移动性中尺度涡旋的发生发展，其他无论是多梅年还是少梅年一般都会有移动性涡旋过程。在这 11 年间，总共发生的移动性涡旋个数为 25，其中以 2007 年最多，为 5 个，其次为 2010 年和 2003 年各有 4 个，且皆为多梅年，而 2006 年和 2009 年（少梅年）未见到移动性涡旋的活动（图 3.1 a）。总体来说，多梅年涡旋发生较少梅年多（图 3.1b）。

表 3.1 2001-2011 年的梅雨期以及涡旋的统计结果

年 份	梅雨 丰度	梅雨期 (月、日)	涡旋 数目	涡旋个例	
				编号*	起止日期(月、日)
2001	少梅	6.10-6.25	1	0161	6.18-6.19
2002	少梅	6.16-7.2, 7.16-7.26	2	0261	6.22-6.24
				0262	6.27-6.28
2003	多梅	6.21-6.29, 7.05-7.11	4	0361	6.22-6.26
				0362	6.26-6.27
				0371	7.04-7.07
				0372	7.07-7.08
2004	少梅	6.14-6.25	3	0461	6.14-6.15
				0462	6.18-6.20
				0463	6.24-6.25
2005	少梅	7.05-7.14	1	0571	7.10-7.11
2006	少梅	7.05-7.11	0		
2007	多梅	6.19-7.14	5	0761	6.20-6.21
				0762	6.26-6.27
				0771	7.03-7.04
				0772	7.08-7.10
				0773	7.13-7.16
2008	少梅	6.07-6.23	2	0861	6.09-6.12
				0862	6.22-6.25
2009	少梅	6.27-7.10	0		
2010	多梅	6.17-6.30, 7.3-7.17	4	1061	6.18-6.20
				1062	6.24-6.26
				1071	7.10-7.11
				1072	7.11-7.13
2011	多梅	6.9-6.25	3	1161	6.9-6.10
				1162	6.13-6.16
				1163	6.17-6.18

*注：编号前两位代表年份，第三位代表月份，第四位为当月涡旋发生序号

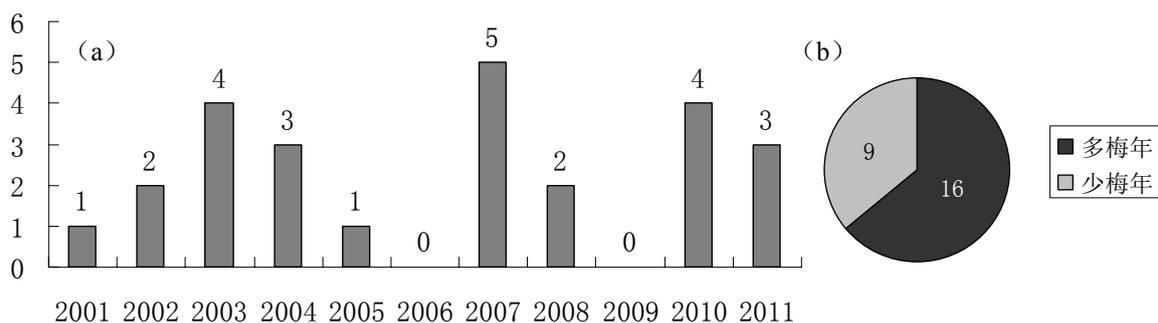


图 3.1 多梅年和少梅年梅雨期移动性涡旋个数，(a) 2001-2011 各年涡旋发生个数；(b) 多梅年与少梅年涡旋数的比较。

下面对于上述 25 个涡旋的移动路径进行统计分析。从涡旋移动路径的总体情况来看（图 3.2），这些涡旋的源地主要可以分为两类，一部分源于青藏高原东侧（包括西南低涡等），另一部分生成于长江中下游（包含大别山涡等）。

这些涡旋生成后的移动方向也主要分为两类，即向东和东北方向；其中，有一些在江淮流域移动的过程中即消亡，而另一些则可移动至东海-黄海，甚至到达韩国和日本，影响这些国家的天气，并常引发暴雨。

多梅年的涡旋数目较多，其中大多数取偏东和东北向路径（图 3.2c）。而在少梅年，尽管涡旋数目较少，但仍时有发生，方向亦多取偏东和东北向（图 3.2b）。因此，也应注意预报它们的活动及其影响。

在对梅雨期移动性中尺度涡旋移动路径的分析中，注意到有部分涡旋不仅在东移过程中造成了长江中下游地区的暴雨，而且入海后继续发展，甚至可以到达朝鲜半岛及日本列岛地区并继续产生强降水，维持时间较长，影响范围较大。因此，有必要对 2001-2011 年涡旋的移动入海或未入海的情况进行统计（表 3.2）和分析。

表 3.2 2001-2011 中尺度涡旋移动入海或未入海情况的统计

年份	涡旋 编号	入海 与否	入海前			入海后		
			时刻 (年月日时)	经度 (°E)	纬度 (°N)	时刻 (年月日时)	经度 (°E)	纬度 (°N)
2001	0161	是	2001061800	118.696	34.693	2001061812	123.892	36.25
2002	0261	是	2002062300	118.696	33.654	2002062318	122.576	33.424
	0262	是	2002062712	118.627	30.713	2002062800	122.091	30.021
2003	0361	是	2003062300	123.06	37.346	2003062312	126.524	39.942
	0362	是	2003062612	119.555	33.645	2003062700	121.273	34.432
	0371	是	2003070512	120.497	31.232	2003070606	125.069	34.693
	0372	否						
2004	0461	否						
	0462	是	2004061900	120.29	33.308	2004061918	122.714	36.25
	0463	是	2004062400	116.965	32.212	2004062412	123.892	33.77
2005	0571	是	2005071006	116.133	33.539	2005071018	121.883	35.212
2006								
2007	0761	是	2007062018	119.684	34.754	2007062112	122.39	34.754
	0762	否						
	0771	是	2007070306	118.974	33.424	2007070318	124.099	33.481
	0772	是	2007070818	116.892	32.572	2007070912	120.285	33.18
	0773	是	2007071418	116.618	32.559	2007071512	122.229	35.039
2008	0861	是	2008061006	118.142	30.54	2008061106	134.975	33.539
	0862	是	2008062312	120.982	32.385	2008062406	124.654	31.29
2009								
2010	1061	否						
	1062	是	2010062512	121.467	30.367	2010062600	123.407	31.866
	1071	是	2010071012	117.623	32.322	2010071018	121.316	33.645
	1072	是	2010071212	117.242	31.232	2010071300	124.169	33.193
2011	1161	是	2011061000	114.125	30.136	2011061012	122.922	32.616
	1162	是	2011061500	119.32	30.078	2011061518	125.346	32.27
	1163	否						
年份	涡旋 编号	入海 与否	时刻 (年月日时)	经度 (°E)	纬度 (°N)	时刻 (年月日时)	经度 (°E)	纬度 (°N)
			入海前			入海后		

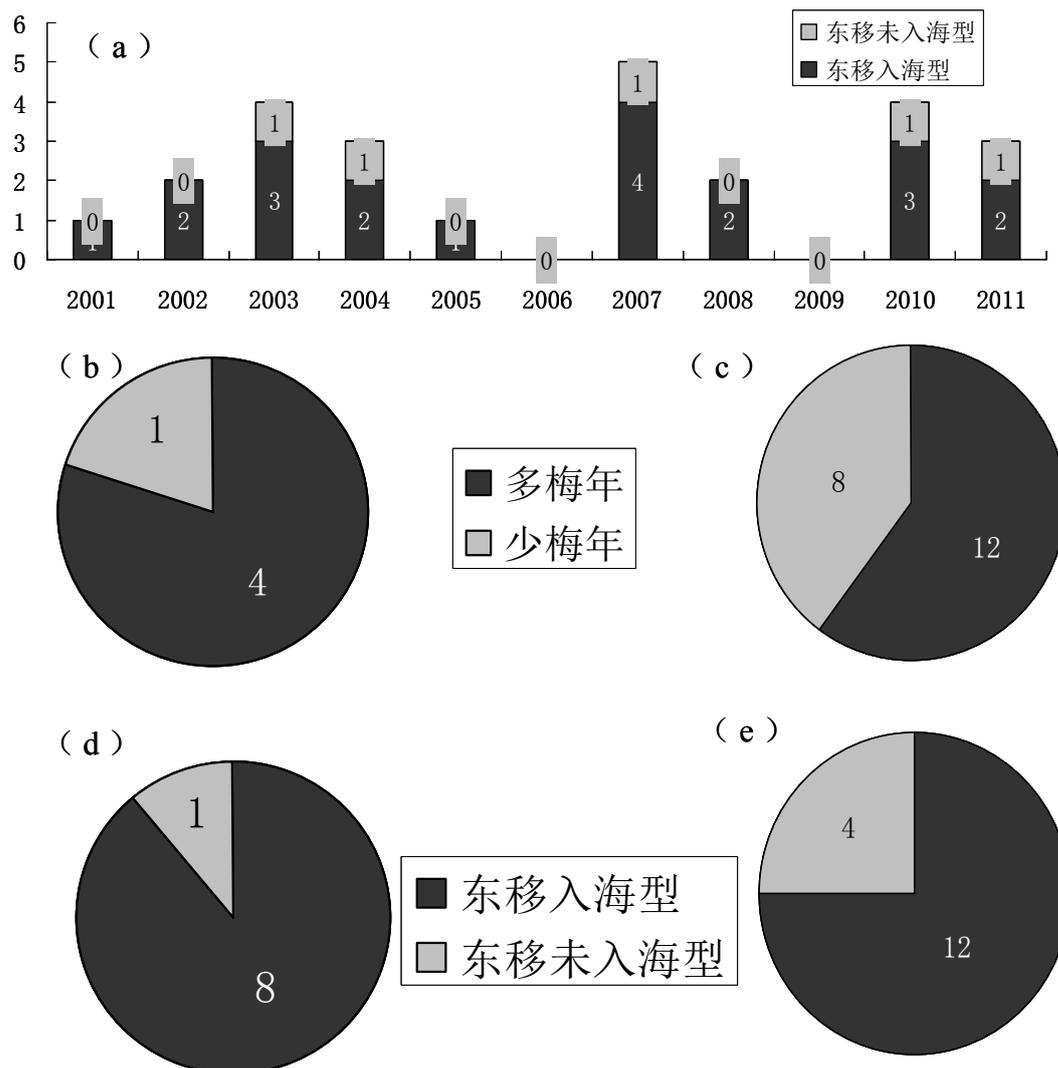


图 3.3 2001-2011 年梅雨期中尺度涡旋入海情况的统计, (a) 各年梅雨期移动入海型涡旋和移动未入海型涡旋的发生数目 (b) 上述 11 年间移动未入海型涡旋在多梅年与少梅年的发生数目, (c) 上述 11 年间移动入海型涡旋在多梅年与少梅年的发生数目, (d) 少梅年移动入海型涡旋和移动未入海型涡旋的发生数目, (e) 多梅年移动入海型涡旋和移动未入海型涡旋的发生数目

如表 3.2 所示, 从 2001-2011 年梅雨期移动性中尺度涡旋的活动情况看, 总的说来, 有一半以上的涡旋个例可移动入海, 且多梅年较多。

3.2 多梅年东移入海型中尺度涡旋的合成特征

下面特别针对多梅年的东移入海型中尺度涡旋进行合成分析。上节中的讨论已揭示多梅年多涡旋, 而我们注意到这些涡旋中相当一部分可以东移入海, 由于黄海东海是我国国防、渔业及能源的重点关注区, 因此, 不仅要注意大陆上的涡旋活动, 更要关注海洋上的涡旋活动, 而对海洋上的涡旋过去讨论相对较少, 迫切需要加强

这方面的研究。为此，以下对入海涡旋进行了研究。

考虑到东移入海型涡旋的移动性，涡旋入海前后的环境条件有很大不同，如下垫面条件由陆地转为海洋，引导系统也可能发生变化，下文分别对入海涡旋的活动特征进行统计，并对其入海前时刻，入海时刻和入海后时刻的环境条件和物理量场进行合成分析。这里，涡旋入海前时刻是指 850 hPa 涡旋中心以及涡旋主体（从流场图上至少有 3/4 的涡旋环流）位于陆地上的时刻，入海时刻是指 850 hPa 涡旋中心及涡旋主体位于海陆交界的时刻，入海后时刻是指 850 hPa 涡旋中心以及涡旋主体（从流场图上至少有 3/4 的涡旋环流）位于海洋上的时刻。以下分别进行统计。

3.2.1 环流形势场的合成分析

这些涡旋为何东移入海？为了弄清这一问题，下面对其环流状况进行了合成分析。对环流形势场的分析仍采用上文所使用的固定经纬度范围的常规合成方法。涡旋入海前时刻的平均环流形式如图 3.4 所示。850 hPa 流场图上可以看出（图 3.4c），入海前时刻平均的涡旋位置位于江淮之间（ $30^{\circ} - 40^{\circ}\text{N}$ ， $110^{\circ} - 120^{\circ}\text{E}$ ），来自孟加拉湾、南海的水汽输送到涡旋的东南部（图 3.4d），850 hPa 大于 $12\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的低空急流呈东北-西南向，从涡旋南部一直向东至日本南部，500 hPa（图 3.4d）高度场，槽脊基本呈经向分布，西太副高 5880 gpm 线西伸至 120°E 附近，中纬度青藏高原东部受弱脊控制，我国东部地区上空为浅槽，入海前时刻的涡旋即位于该浅槽槽底至槽前的位置，日本东部上空维持一浅槽。200 hPa（图 3.4a）高度场除日本上空的浅槽外，其他地区均较平直，高空急流位于 40°N 附近，在 110°E 附近有一个断裂带，所关注的涡旋更接近东段高空急流入口区的右侧，结合上述高中低层环流形式的分析，入海涡旋在入海前时刻，位于高空急流入口区右侧，低空急流的左前方，以及中层低槽的槽底至槽前。这种环流型不但具备了第二章中关于多梅年环流的特点，且由于受高空槽的引导非常有利于涡旋的东移及继续发展，此外，因有大量水汽的输送，有利于强降水的发生。

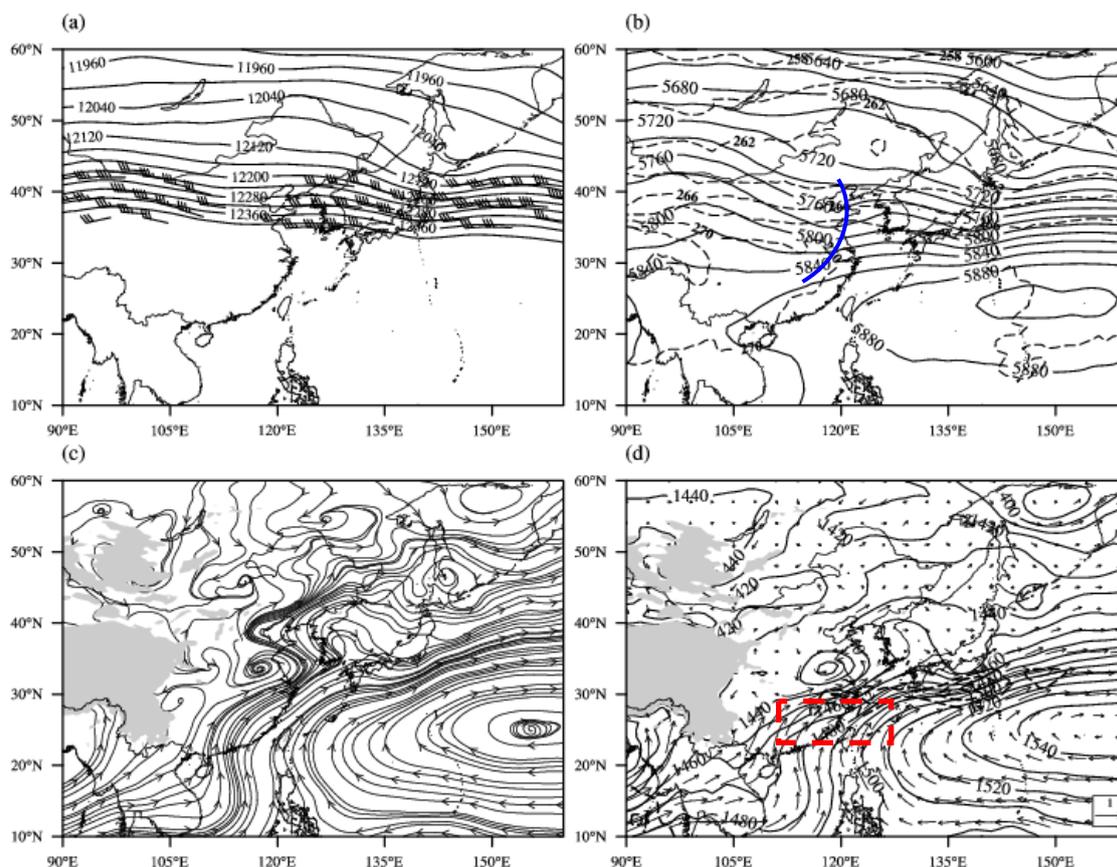


图3.4入海涡旋入海前时刻合成的环流形势,(a)200 hPa高度场和大于 30 m s^{-1} 的高空急流,(b)500 hPa高度场(实线,单位:gpm)和温度场(虚线,单位: $^{\circ}\text{C}$),(c)850 hPa流场,(d)850 hPa高度场(实线,单位:gpm),水汽通量(箭头),大于 12 m s^{-1} 低空风速(虚线),方框代表低空急流范围。

图 3.5 给出了涡旋东移入海,即入海时刻的环流分布。850 hPa 流场上在该时刻涡旋中心处于海陆交界处,并有一半的环流场已经位于海上,相对于入海前时刻涡旋范围增大(图 3.5c),其东南部仍有大量的水汽输送,低空急流也东移至黄海上,强度还有所增强(图 3.5d),说明由于涡旋的东移入海,其东南部的低空急流加强。500 hPa 高度场上,我国东部的浅槽有所东移,槽线基本沿东部海岸线位置(图 3.5b);200 hPa 的高空急流略有东移并有所增强但仍断裂为两部分,涡旋仍更接近东段高空急流入口区的右侧(图 3.5a)。这些条件有利于涡旋的维持和进一步发展。

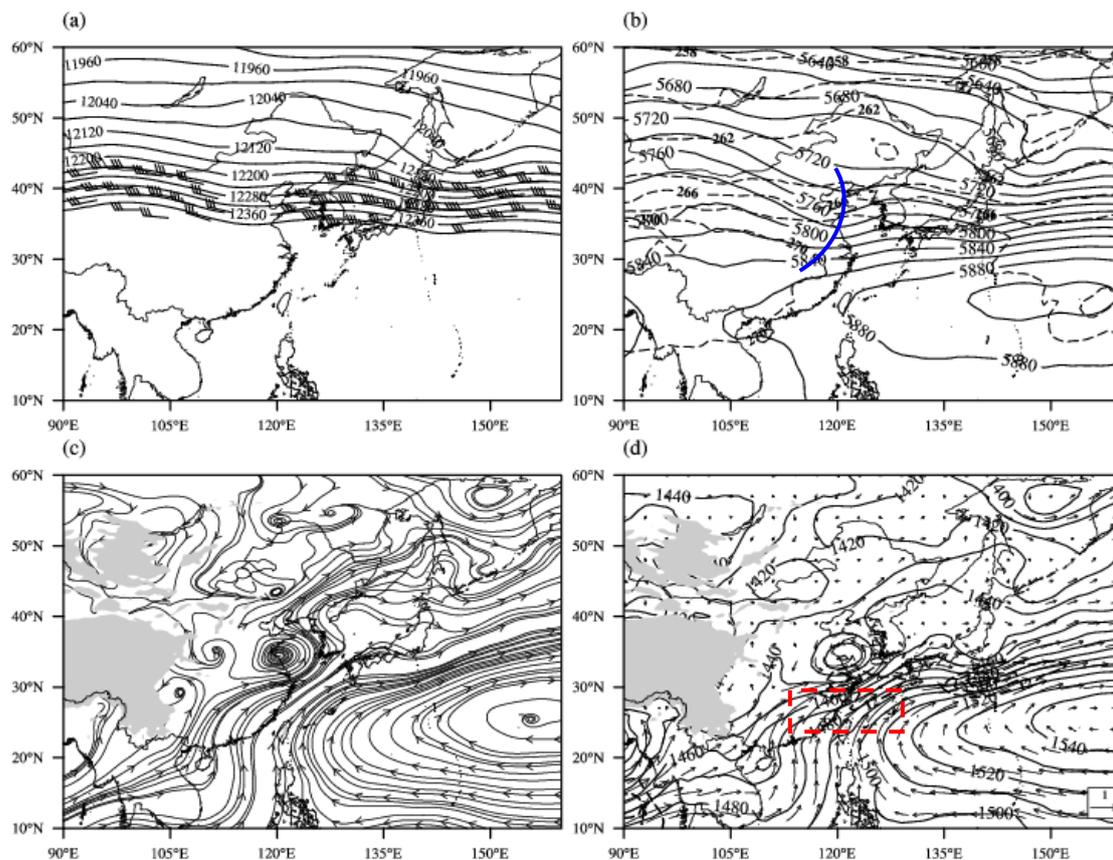


图 3.5 同图 3.4 但是为入海涡旋的入海时刻合成的环流形势。

当涡旋完全入海后（图 3.6），850 hPa 流场上涡旋范围进一步扩大，覆盖整个黄海海域（图 3.6c），高度场上闭合环流圈范围也扩大，其东南部的低空急流明显增强（图 3.6d）。500 hPa，我国东部浅槽虽有所东移，但略有减弱，入海后的涡旋位于黄海上空 500 hPa 的槽底，西太副高略有西伸，至台湾岛西部（图 3.6b）。高空 200 hPa 的西段高空急流东移但强度减弱，而影响涡旋的东段急流基本稳定，但是急流强度明显减弱，涡旋仍位于高空急流入口区的右侧。

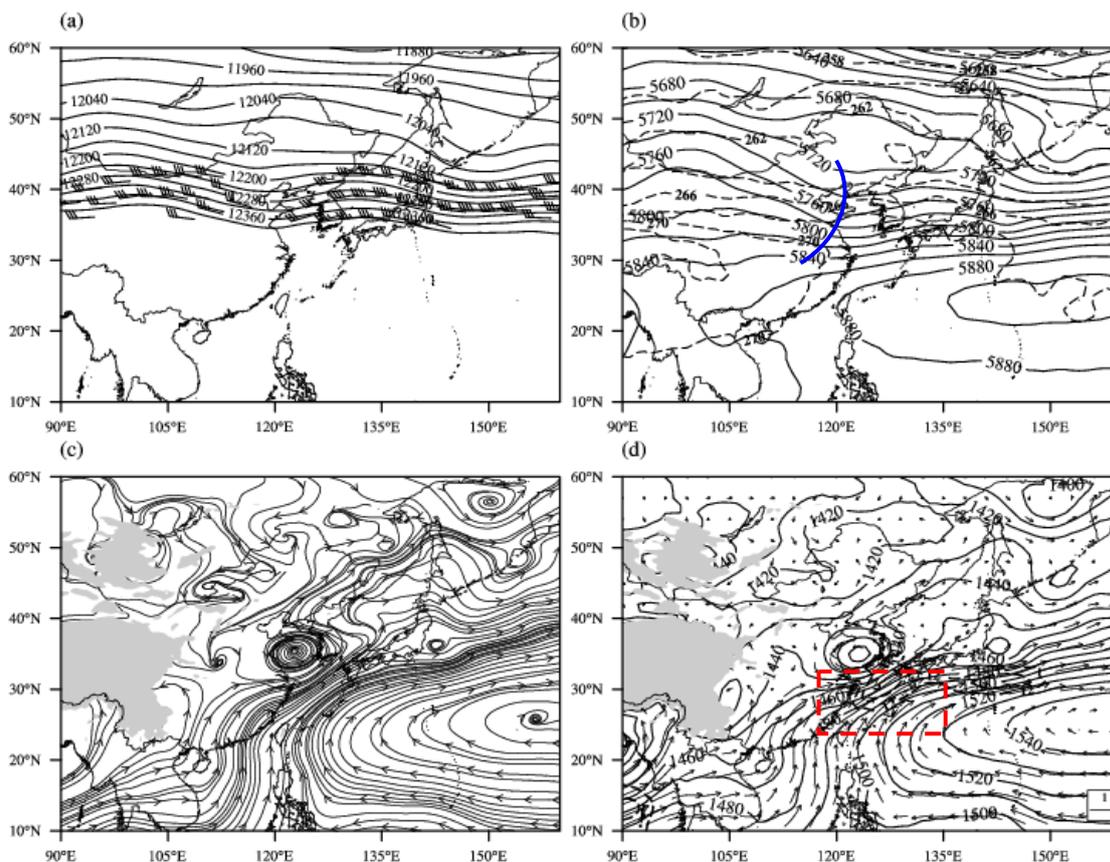


图 3.6 同图 3.4 但是为入海涡旋的入海后时刻。

综合以上，入海涡旋各阶段的天气尺度背景场对比分析，入海前时刻，850 hPa 流场上涡旋位于 500 hPa 浅槽的槽前较强的高空急流入口区南侧，较弱的低空急流东北侧，大量水汽输送到涡旋的东南侧。随着 200 hPa 高空急流和 500 hPa 浅槽的东移，涡旋东移入海且强度增强，范围扩大，进而低空急流也有所东移并且强度增强，至 500 hPa 浅槽东移至黄海上空，涡旋完全入海（入海后时刻），强度进一步增强，范围也继续扩大，覆盖整个黄海，低空急流进而继续东移，强度有明显增强，而高空急流较稳定但强度减弱。

为检验上述结果，图 3.7-3.9 分别对涡旋入海后与入海前，850 hPa 的位势高度、散度、涡度偏差（入海后减去入海前）进行分析。图 3.7 可以看出，在 30° - 40° N 之间， 120° E 以东地区均为负值区域，说明涡旋入海后时刻，该区域的低值系统进一步偏低，尤其在黄海上空有个负值中心，对应于入海后的涡旋位置，而在其西部的陆地上则为正值区域，对应弱脊的发展（图 3.6d）。

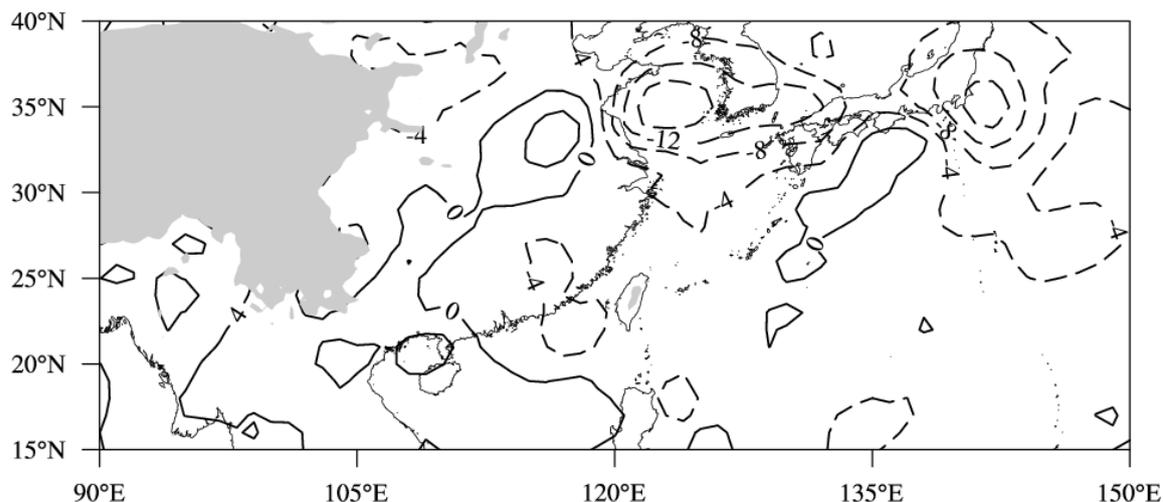


图 3.7 入海后时刻与入海前时刻平均 850 hPa 位势高度偏差 (实线代表正值, 虚线代表负值, 单位: gpm)。

由图 3.8 所示散度偏差可知, 涡旋入海后, 我国东部海域洋面上有负值中心, 说明该区域的辐合加强, 对应低空急流增强区域 (图 3.6d), 而在其西部大陆上为正值区域, 即入海后时刻该区域的辐合有所减弱。

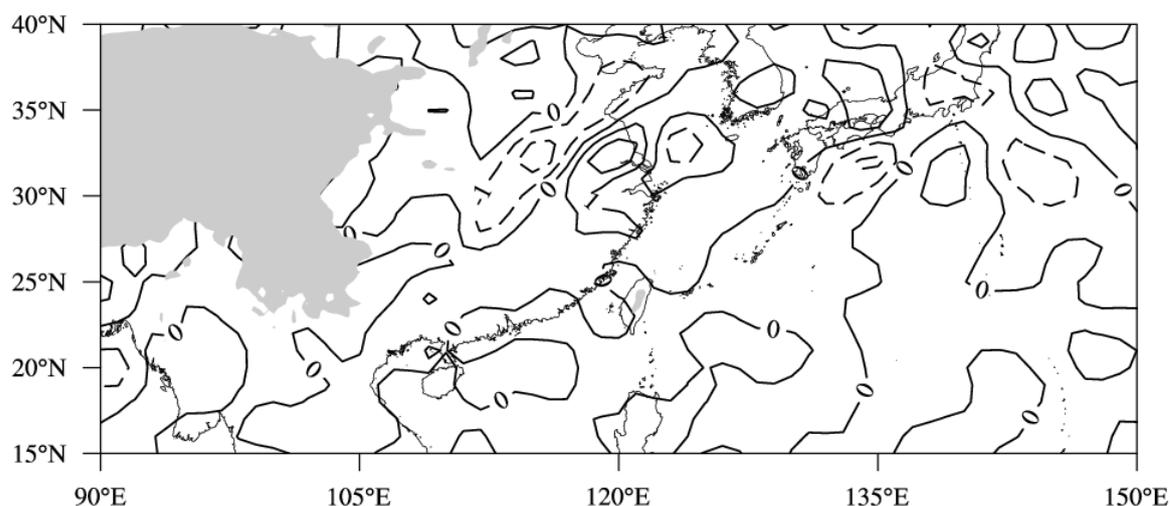


图 3.8 入海后时刻与入海前时刻平均 850 hPa 散度偏差 (实线代表正值, 虚线代表负值, 单位: 10^{-5}s^{-1})。

图 3.9 所示的涡度偏差的分布较为零散, 但关注区域 ($30^{\circ}\text{N} - 35^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\text{E} - 135^{\circ}\text{E}$) 仍可看出, 涡旋入海后, 此区域整体涡度较入海前略增强, 可能与 500 hPa 槽 (图 3.5b) 东移有关。然而从朝鲜半岛南部到日本列岛西部的涡度增长的范围比江淮流域要大, 这将有利于涡旋入海后进一步向东北移动并可能得到发展。

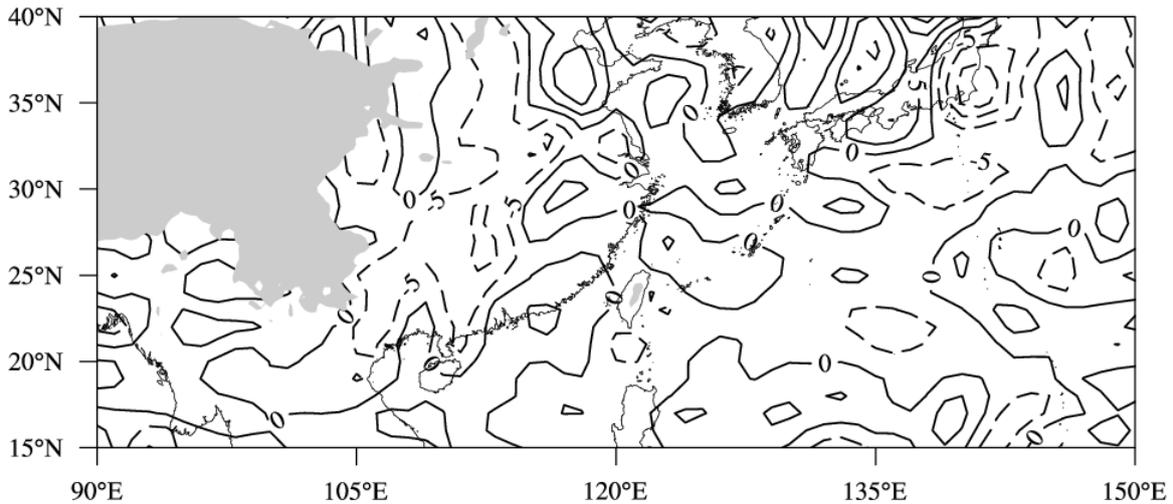


图 3.9 入海后时刻与入海前时刻平均 850 hPa 涡度偏差（实线代表正值，虚线代表负值，单位： 10^{-6}s^{-1} ）。

3.2.2 涡旋各阶段的三维合成分析

为更详细分析涡旋在移动过程中的结构，以涡旋中心为坐标系中心，东西南北方向各取 5 个经纬度为涡旋范围，对入海前、入海时、入海后等不同时段涡旋的水平与垂直结构分别进行了分析，选定时刻与上文相同。

图 3.10-3.12 所示为入海前时刻，入海时刻和入海后时刻合成涡旋各层次上 $10^{\circ} \times 10^{\circ}$ 范围内的环流分布。从合成后的结果来看，该范围基本包括了整个涡旋的闭合环流，水平尺度在千公里左右。入海前时刻（图 3.10），从 925hPa-700 hPa 都有涡旋闭合环流中心存在（图 3.10a,b,c），对流层中层 600 hPa 已开始转变为低槽系统（图 3.10d），涡旋范围内处于槽底至槽前的位置，至 500 hPa 为浅槽的底部（图 3.10e），200 hPa 上涡旋中心北部为较平直西风气流，南部转为西北气流，即处于高压的东北边缘（图 3.10f）。对流层低层的低空急流（850 hPa 和 700 hPa）位于涡旋的东南部（图 3.10b,c），200 hPa 高空急流范围较小，位于涡旋东北部的上空（图 3.10f）。

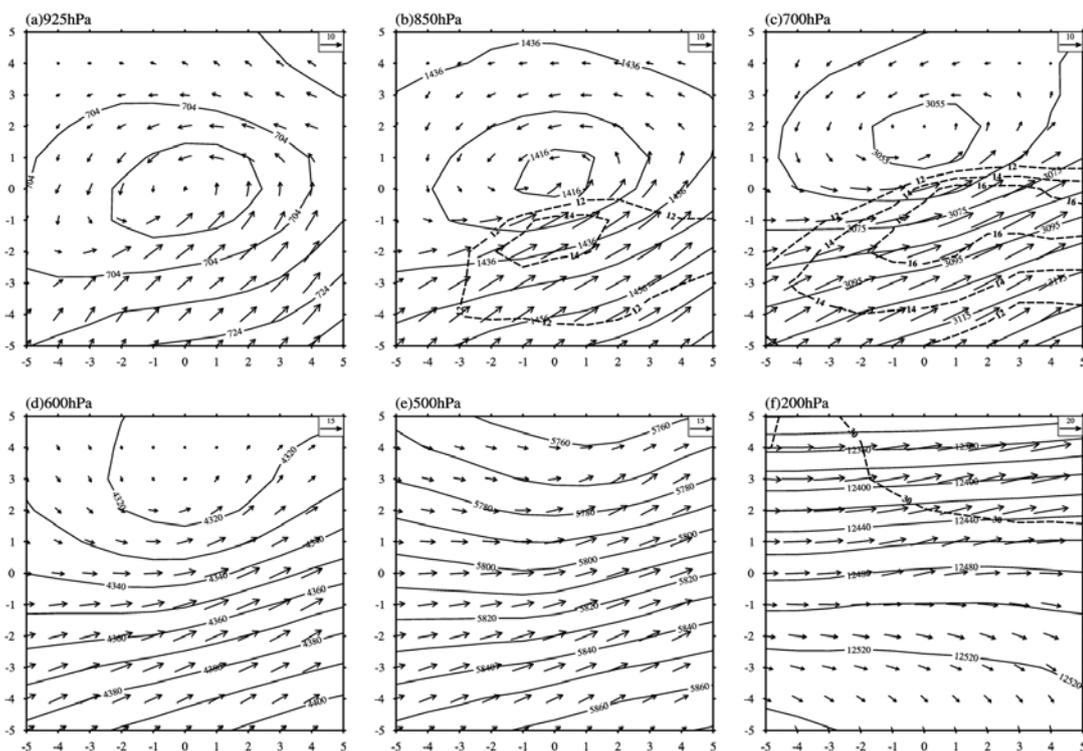


图 3.10 入海涡旋入海前时刻的合成环流形势场，位势高度场（实线，单位： gpm ），水平风场（箭头，单位： m s^{-1} ），风速（虚线，单位： m s^{-1} ），(b),(c)中为风速大于 12m s^{-1} 风速，(f)中为大于 30m s^{-1} 风速，坐标原点为合成涡旋的中心，横纵坐标为相对于坐标原点的经纬度，横坐标正值为涡旋中心的东侧，负值为西侧，纵坐标正值为涡旋中心的北侧，负值为南侧。

至入海时刻（图 3.11），相对于入海前时刻，对流层高层（200 hPa）位于涡旋北部上空的高空急流向南发展，强度增强，最大风速已大于 40 m s^{-1} （图 3.11 f），对流层中层的低槽也有所增强发展，并略有东移（图 3.11e），因此在中高层系统的强迫下对流层低层的涡旋系统增强发展。925 hPa 和 850 hPa 上的低压中心都明显增强，风场也明显增强（图 3.11a, b），700 hPa 低压中心值虽然未见增强，但范围扩大了各近 1 个经、纬度，风场也有所增强（图 3.11c）。由于涡旋系统的增强发展，其东南部的西南气流增强，因此低空急流的强度明显增强，850 hPa 最大风速超过 16 m s^{-1} （图 3.11b），700 hPa 最大风速大于 18 m s^{-1} （图 3.11c）。

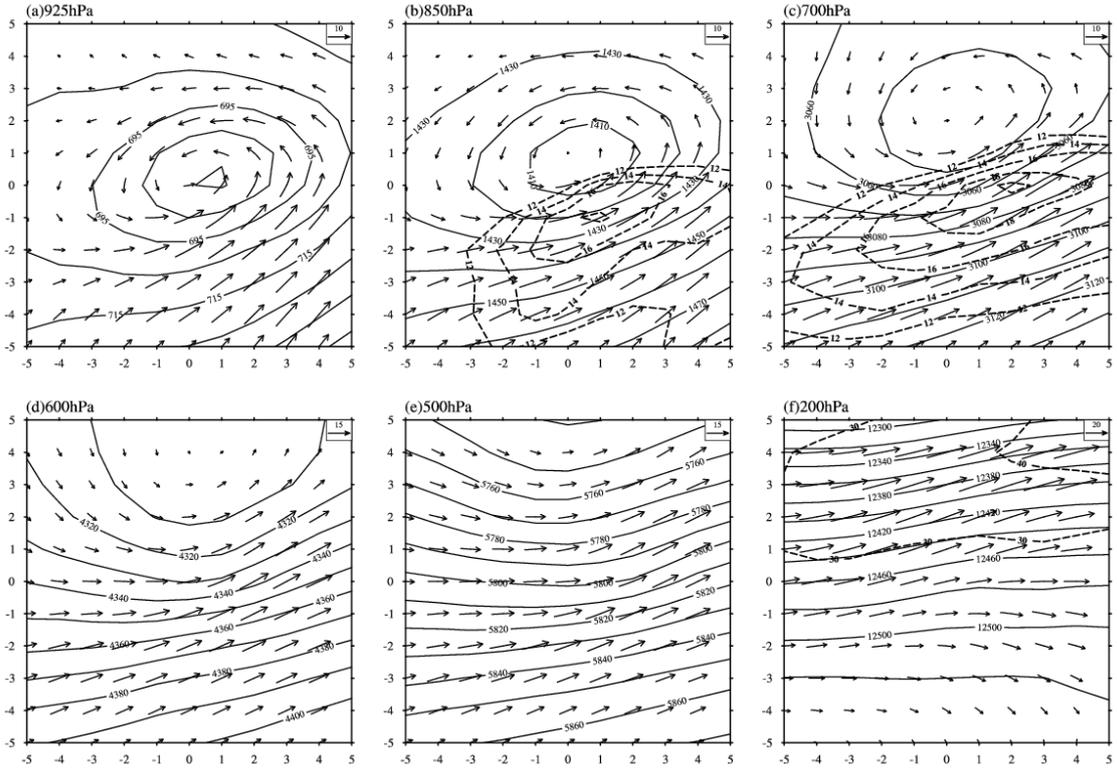


图 3.11 同图 3.10，但为入海时刻。

涡旋入海后时刻（图 3.12），对流层中高层系统继续发展，高空急流的强度并未增加但是范围逐渐靠近涡旋中心（图 3.12f），中层的低槽系统继续发展，600 hPa 低压槽已接近闭合（图 3.12d），同时由于涡旋完全入海后，下垫面由陆地完全转移到海洋上，低层的摩擦作用明显降低，因此对流层低层的涡旋进一步得到发展，风场强度也增强，对应的低压中心值继续降低，并且 850 hPa 和 700 hPa 高度场的水平结构接近对称分布，低空急流最大风速均超过 20 m s^{-1} ，范围覆盖了涡旋的整个东南象限（图 3.12b, c）。

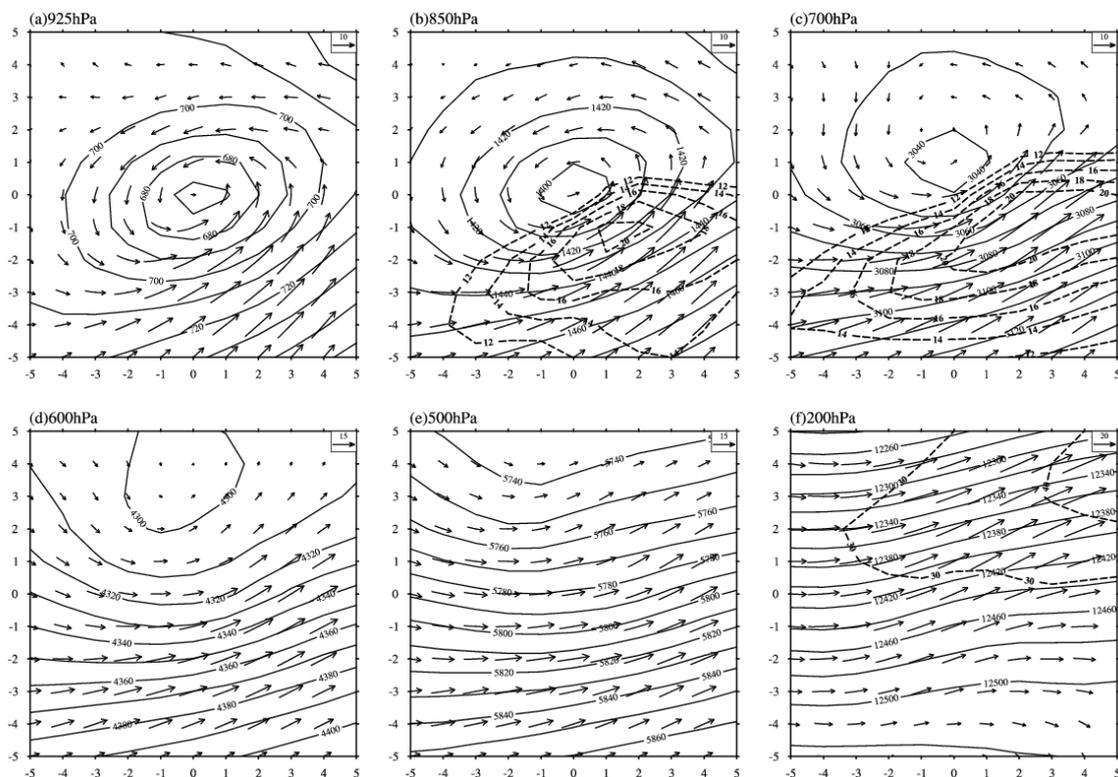


图 3.12 同图 3.10 但为入海后时刻。

从以上对比分析看出，入海前时刻，入海涡旋的水平尺度在千公里范围，闭合环流垂直向上伸展至 700 hPa，对流层中层维持低压槽，200 hPa 上的涡旋北部上空有大于 30 m s^{-1} 的高空急流。涡旋开始入海后，随着对流层中高层系统的发展，以及下垫面摩擦作用的降低，及可能的潜热释放等因素，低层涡旋明显增强发展。由于涡旋发展，低层西南风场的增强使其东南部的低空急流加强，低空急流的增强有利于更多水汽输送到涡旋东部，从而更有利于降水的发生。

(1) 合成涡旋水平结构

从图 3.10-3.12 所示的涡旋结构可以看出，850 hPa 上涡旋的水平结构最为明显，因此选取 850 hPa 作为涡旋的标准层次，讨论涡旋的水平结构。图 3.13 给出入海涡旋入海前后各时刻，850 hPa 的高度场、涡度场和垂直速度的分布。在涡旋入海前，高度场呈东西向的椭圆结构，上升运动主要位于涡旋的东北-西南向对称轴位置范围，正涡度中心和最大上升速度基本重合，位于接近涡旋中心、略微偏南的位置。涡旋入海时，最大上升速度中心位于涡旋中心的东部，可能由于此时涡旋中心位于海陆交界处，在偏向海洋一侧有风场的辐合，加强了涡旋中心东侧的上升运动。而

正涡度中心也偏离涡旋中心并分裂成两部分，分别位于涡旋中心的西部和东北部。当涡旋完全入海后，高度场接近圆形分布，上升运动区继续东移，并且最大上升速度增强，而正涡度中心继续向西移动，涡旋东南部的涡度值减小。因此，入海涡旋在入海过程中水平结构发生变化，高度场由入海前的椭圆结构转变为入海后的圆形结构。在入海前，涡旋中心与正涡度中心和最大上升速度区基本重合，在入海过程中，最大上升速度区逐渐向涡旋中心的东部偏移，而正涡度中心则偏向涡旋中心的西北侧。

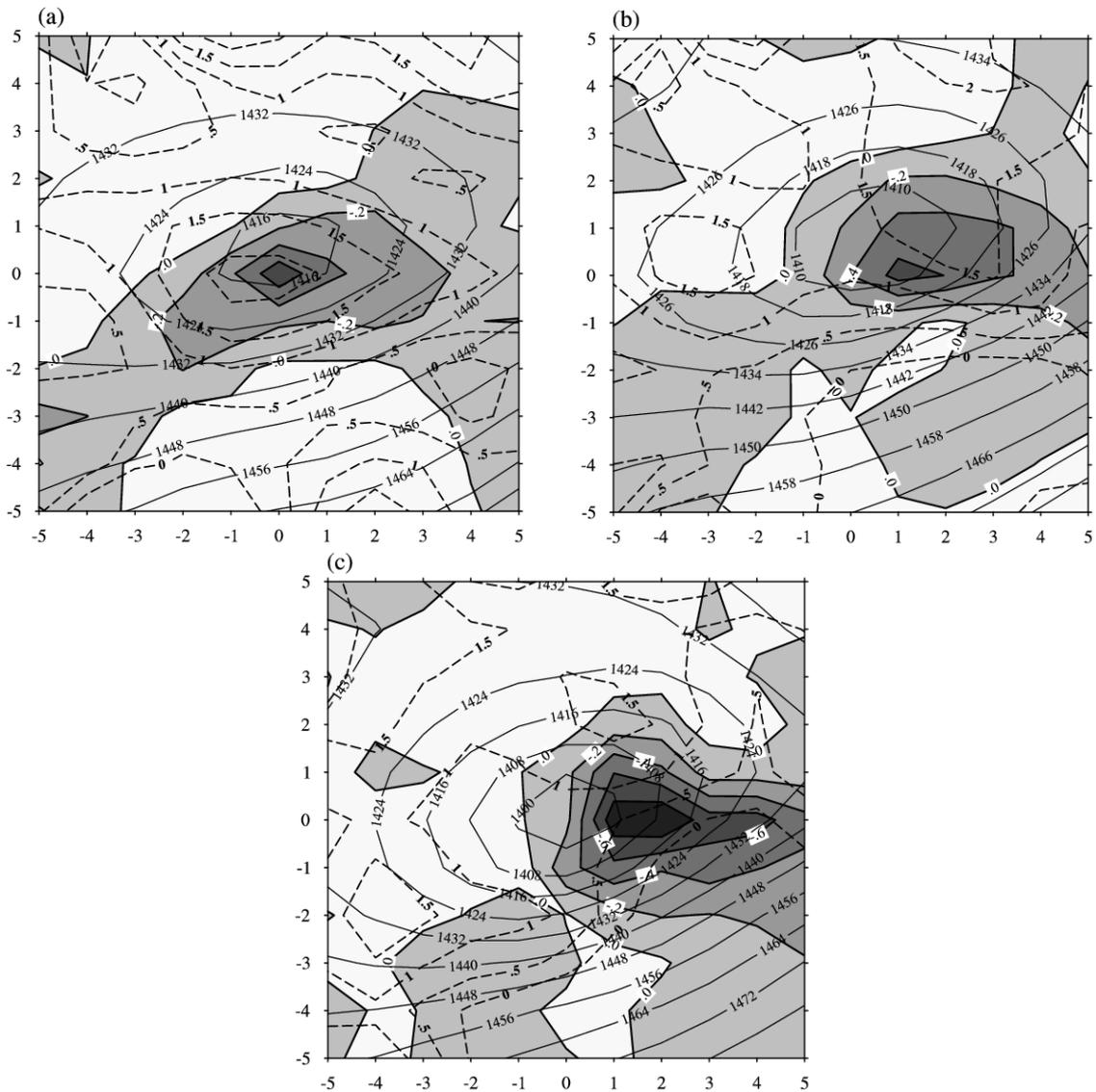


图 3.13 入海涡旋入海前后时刻 850 hPa 高度场(实线,单位: gpm), 涡度场(虚线,单位: 10^{-5}s^{-1}), 垂直速度(阴影,单位: $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$), (a)入海前时刻, (b)入海时刻, (c)入海后时刻, 坐标原点为合成涡旋的中心, 横纵坐标为相对于坐标原点的经纬度, 横坐标正值为涡旋中心的东侧, 负值为西侧, 纵坐标正值为涡旋中心的北侧, 负值为南侧。

(2) 合成涡旋垂直结构

涡旋的形势场分析中已经指出，这类涡旋入海后的垂直伸展高度约至 700 hPa，对流层中层转为浅槽，因此本小节中分析涡旋的垂直结构主要关注于对流层中低层。在涡旋中心分别沿纬向和经向做涡旋的垂直剖面。图 3.14-3.15 分别给出涡旋入海前、入海时和入海后沿涡旋中心南北向（经向）的涡旋剖面结构。

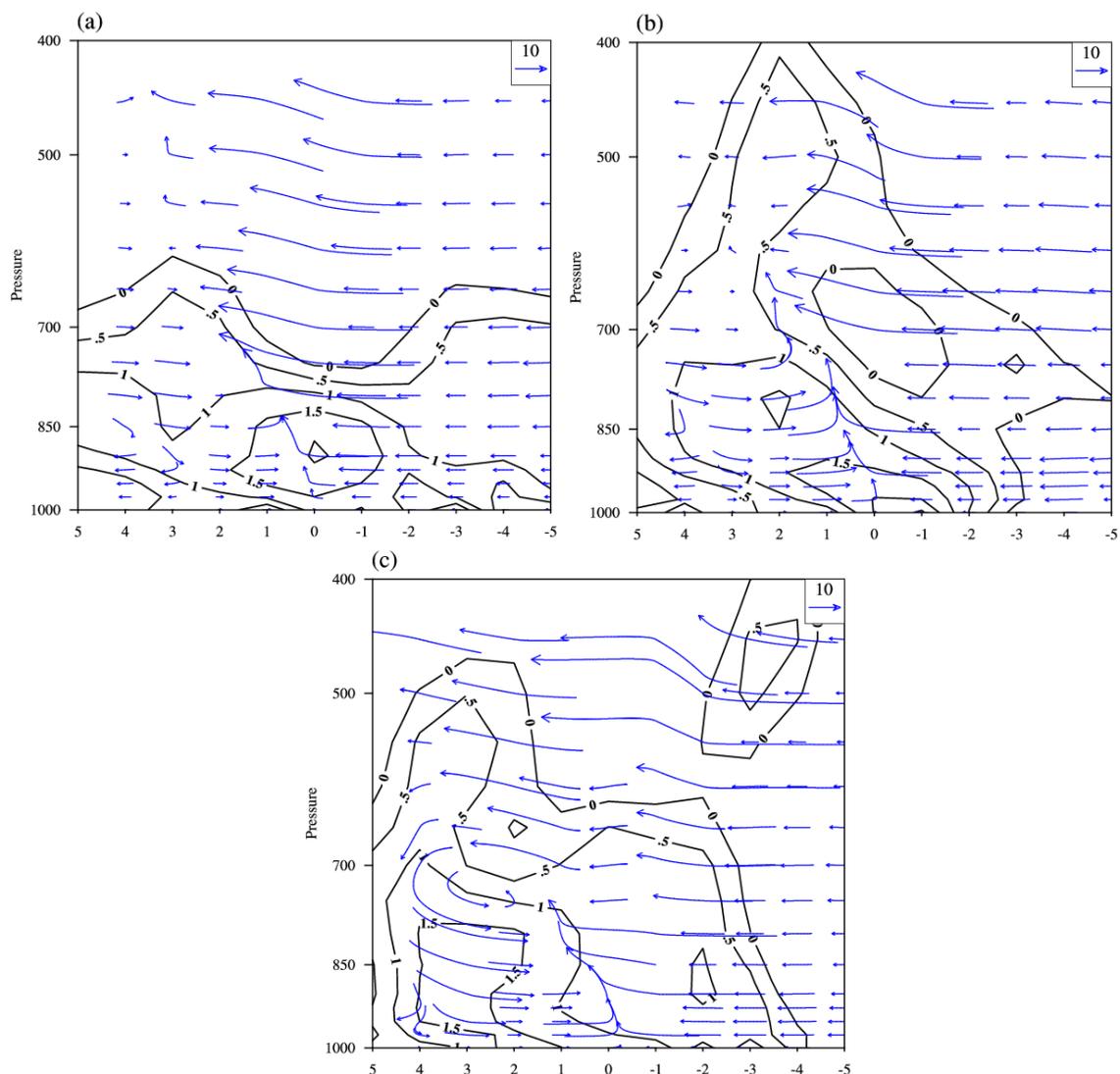


图 3.14 入海涡旋前后时刻沿涡旋中心的经向剖面，经向风和 100 倍的垂直速度的合成（箭头，单位： m s^{-1} ），涡度（实线，单位： 10^{-5}s^{-1} ），散度（虚线，单位： 10^{-5}s^{-1} ）(a) 入海前时刻，(b) 入海时刻，(c) 入海后时刻，坐标原点为合成涡旋的中心，横坐标为相对于坐标原点的纬度，横坐标正值为涡旋中心的北侧，负值为南侧。

可以看到，涡旋入海前，正涡度值到达 700 hPa 附近，最大涡度中心位于 925 hPa 附近的涡旋中心处（图 3.14a），并且在涡旋中心处有南风 and 北风的辐合，从而形成

上升气流，并沿高度略向北倾斜。此时涡旋中心位置相对湿度较大（图 3.15a），大于 90% 的等值线伸展到 700 hPa 以上，而涡旋中心南北侧的相对湿度均相对较小，700 hPa 以下层次涡旋中心南侧相对湿度较大，低层涡旋中心的相对湿度的梯度较大，温度场上表现为南暖北冷的分布，锋区位于涡旋中心，随高度略偏北。

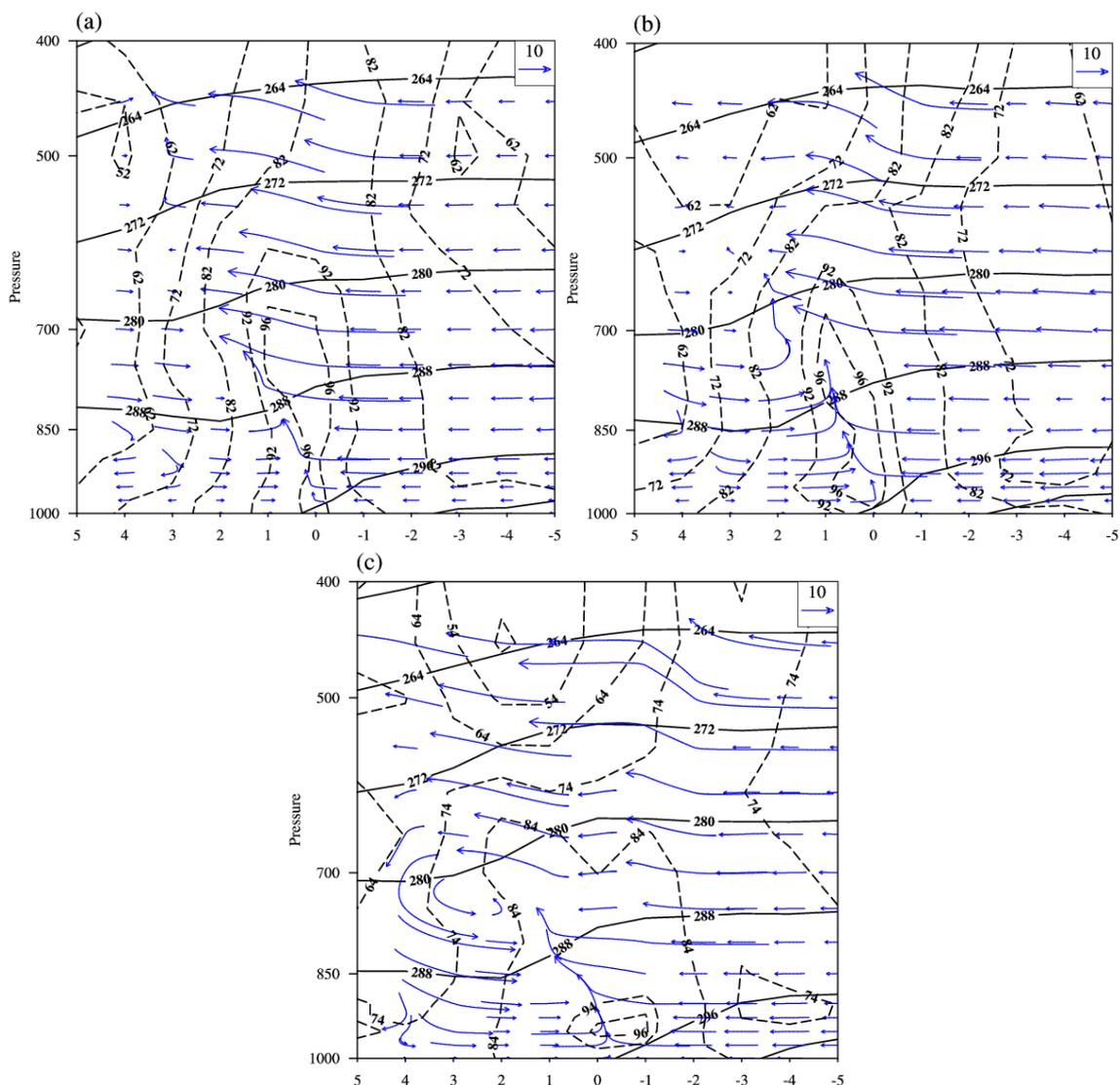


图 3.15 同图 3.14，但为位温（实线，单位：K），相对湿度（虚线，单位：%）。

涡旋入海时刻（图 3.14b； 3.15b），随着涡旋的发展，正涡度值向上伸展至 400 hPa，低层涡旋中心的正涡度中心向北倾斜，上升气流高度也向上伸展至 600 hPa 附近，且在 700 hPa 位置涡旋中心附近出现一个较弱的负涡度中心，可能是由于斜升气流的南侧反气旋式环流造成。温度场变化不大，但是中低层的相对湿度中心略向涡旋中心的北侧移动，北侧的相对湿度梯度也随之增大。中层 500~400 hPa 间的相

对湿度也有所增加。因此，随着涡旋入海增强，上升气流的向北倾斜使得在入海前对称分布的正涡度逐渐转为北部涡度较强的非对称分布。

涡旋入海后，又继续发展，涡度在垂直方向的不对称分布更加明显（图 3.14c），涡度中心已经北移了 3 个纬度。向北倾斜的上升气流更加显著，并且在涡度中心上空的 700 hPa - 850 hPa 之间形成闭合的经向垂直环流圈，从而在涡旋中心北部，低层的北风分量增强，在涡旋北侧 1 个纬度处的水平辐合增强，上升气流也继续增强。然而，温度场变化不明显（图 3.15c），湿度场恢复到南北对称分布的特点，涡旋中心南北 2 个纬度范围内的相对湿度增强到 84%，但是大于 90% 以上的中心值却只存在与 850 hPa 以下的涡旋中心附近。可能是由于涡旋已经产生过大量降水，当涡旋入海后，只有在 850 hPa 以下的低层相对湿度较大。

图 3.16-3.17 为涡旋的纬向垂直结构。在入海前（图 3.16a，图 3.17a），涡旋的涡度中心在 850 hPa - 1000 hPa 之间基本呈对称分布，略偏东，在 700 hPa 以上层次，东部的涡度值要明显大于西部，这明显有利于涡旋的东移。850 hPa 以上各层为较一致的西风气流，东部的风速较大。850 hPa 以下，涡旋西侧 1 个经度以东为西风，其以西为较弱的东风，在涡旋中心位置有上升气流，有利于涡旋的维持。850 hPa 以下温度场分布为东高西低，涡旋中心向上伸展至 700 hPa 有相对湿度高值中心，且东部的相对湿度均大于 90%，西部则较低，这可能是东侧的低空急流有利于水汽的输送。

涡旋入海时（图 3.16b，图 3.17b），850 hPa - 1000 hPa 之间，在涡旋中心东侧 2 个经度处有一涡度中心，原因如前所述，可能是由于此时涡旋东部已经位于海洋上空，海陆交界处辐合的增强使得涡度增加。涡旋东部低层的上升气流也明显增强。涡旋中心上空的正涡度值也伸展到 600 hPa 附近，并且在 700 hPa 出现一个较弱的负涡度中心（与图 3.14b 对应），温度场的分布基本无变化，但涡旋中心的相对湿度大值仅位于 850 hPa 以下层次，涡旋东部的相对湿度均有所降低。

涡旋入海后（图 3.16c，图 3.17c），正涡度值转到涡旋的西部，涡度中心位于 700 hPa 附近，850 hPa 以上的西风气流均有所增强，低层的涡旋东部的上升气流也进一步增强，相对湿度分布继续维持东高西低的特点，可能是由于入海后涡旋东南部的西南气流增强，水汽输送在涡旋的东南象限达到最大所致。

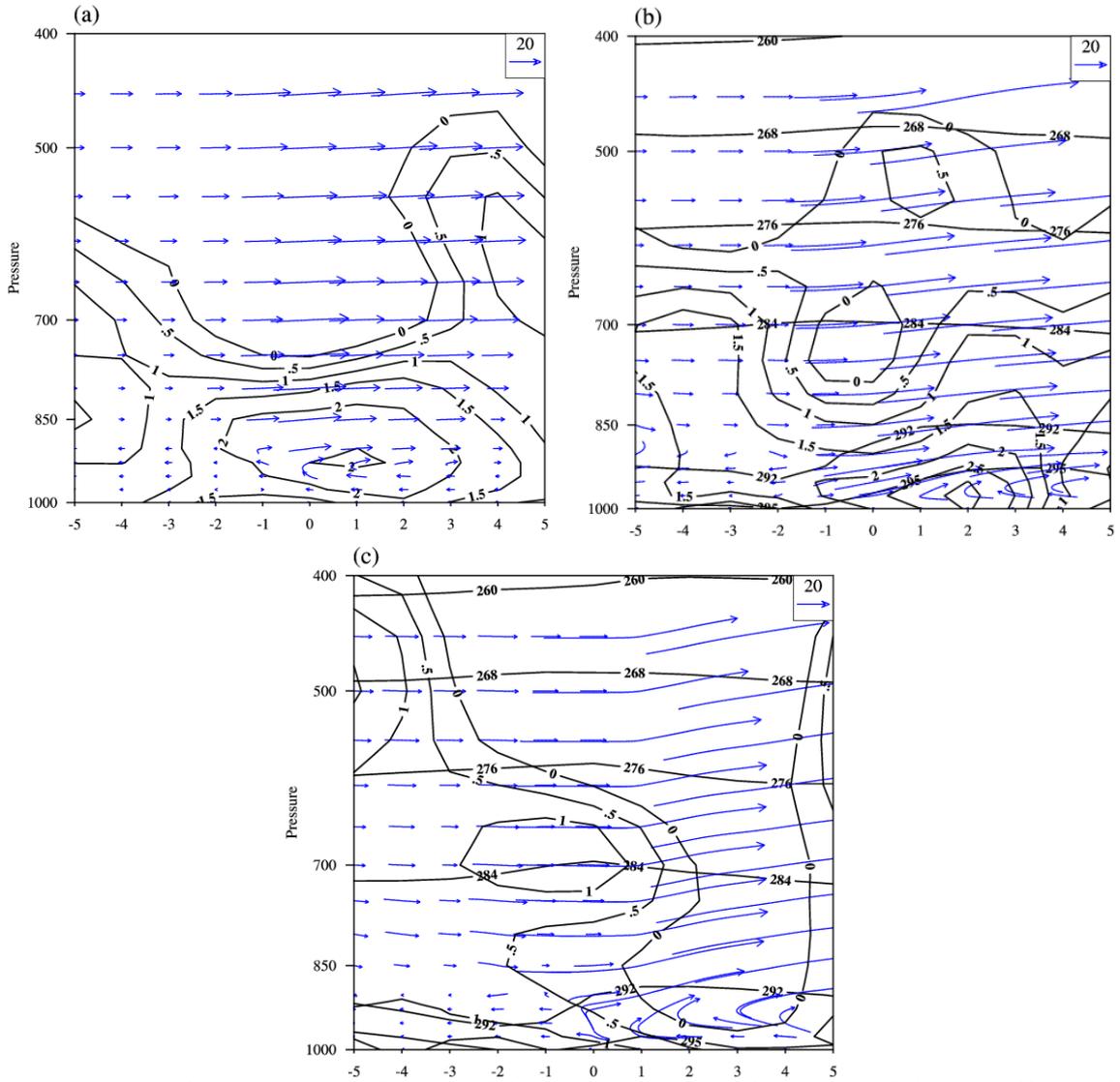


图 3.16 涡旋入海前后时刻沿其中心的纬向剖面，纬向风和 100 倍的垂直速度的合成（箭头，单位： m s^{-1} ），涡度（实线，单位： 10^{-5}s^{-1} ），散度（虚线，单位： 10^{-5}s^{-1} ）(a) 入海前时刻，(b) 入海时刻，(c) 入海后时刻，坐标原点为合成涡旋的中心，横纵坐标为相对于坐标原点的经纬度，横坐标正值为涡旋中心的东侧，负值为西侧。

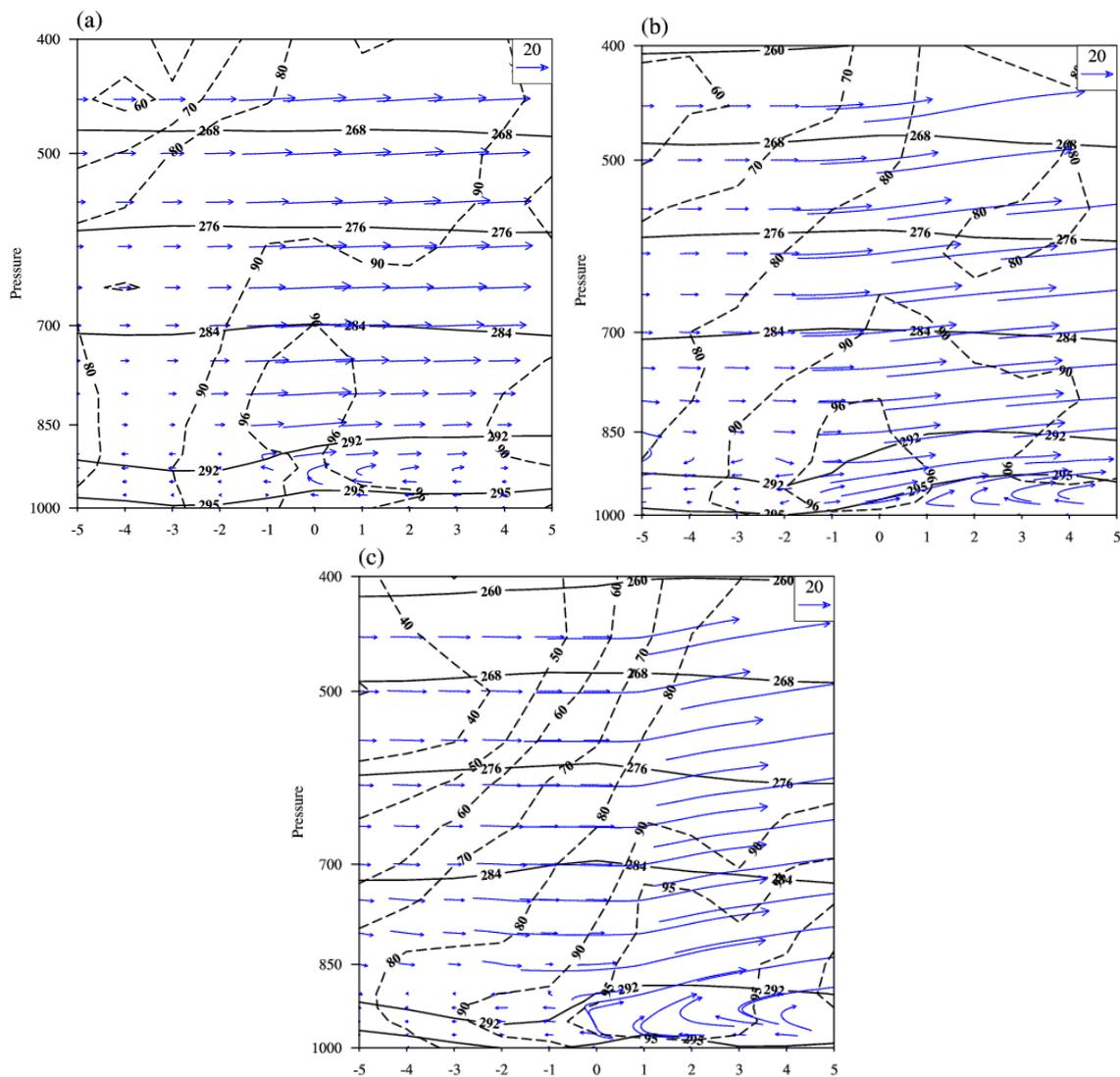


图 3.17 同图 3.16，但为位温（实线，单位：K），相对湿度（虚线，%）。

涡旋的垂直结构分析可以得出，涡旋在入海时和入海后，其垂直伸展高度增加，说明它是由对流层低层向中层伸展的。由于梅雨锋的存在，涡旋在经向垂直剖面上存在向北倾斜的斜升气流，并随着涡旋的东移入海不断增强，在涡旋完全入海后，在涡旋北部的 700 hPa 附近形成闭合垂直环流圈，由于下沉气流在低层转为北风，加强了南北风的辐合，上升气流进一步增强。纬向垂直环流上，涡旋中心辐合产生的上升气流在 900 hPa 附近转为西风。温度场上，涡旋表现为东南部较暖西北部较冷的特点。湿度场上，涡旋基本维持涡旋中心的相对湿度较高的特点，但在涡旋入海后相对湿度的大值区移到涡旋的东南象限。

3.3 小结

上一章对梅雨期移动性中尺度涡旋（扰动）做了统计分析。本章集中对2001-2011年多梅年在江淮流域活动的中尺度涡旋做了进一步统计分析，尤其是主要对有、无涡旋日的环流场进行了合成分析，比较了其异同。在此后，考虑到入海涡旋的影响和作用，又对涡旋入海前后时刻的分别做了合成分析，主要结果概括如下：

(1) 对2001-2011年的梅雨期江淮地区移动性涡旋的统计中检测到25个移动性涡旋活动。多梅年移动性涡旋的活动（16例）多于少梅年（9例），但不论多梅年还是少梅年，不论梅雨主雨带在淮河流域还是长江流域，移动性涡旋均有发生的可能，只是少梅年的数量相对少些。

(2) 这些涡旋源地大体可以分为两类，一部分源于青藏高原东侧（包括西南低涡等），另一部分生成于长江中下游（包含大别山涡等）。生成后可向偏东或东北方向移动至我国大陆东部、东海-黄海，甚至到达韩国和日本，从而影响这些国家的天气，甚至引发暴雨。总体上看，东移入海型涡旋明显多于东移未入海型涡旋，多梅年的东移入海型涡旋明显多于少梅年的，更加值得关注。

(3) 多梅年东移入海型涡旋入海前后时刻的背景环流的常规合成分析以及水平结构的动态合成分析发现，涡旋入海前后均靠近高空急流入口区右侧，中层低槽的槽底至槽前，低空急流的左前方，来自孟加拉湾和南海的水汽通量输送到涡旋的东南部，非常有利于涡旋的东移及继续发展，以及大量水汽的输送和降水的发生。西风槽的东移以及低空急流的增强，可使东移涡旋移动前方气压降低、辐合增强、涡度增长，利于涡旋维持并向东移动。

(4) 多梅年合成涡旋入海前后时刻的垂直结构特征：涡旋在入海和入海后，其垂直伸展高度增加，涡旋由低层向高层发展。涡旋在经向垂直剖面上存在向北倾斜的斜升气流，并随着涡旋的东移入海不断增强。温度场上，涡旋一直表现为东南部较暖西北部较冷的特点。湿度场上，入海前基本维持涡旋中心的相对湿度较高的特点，但在入海后相对湿度的大值区移到涡旋的东南象限，这也许是低空急流的水汽输送所致。

第四章 多梅年两类中尺度涡旋的对比分析

在第三章中讨论了东移入海和不入海涡旋的活动特征和环流背景条件，并对合成的东移入海涡旋在不同阶段的结构特征进行了对比分析，然而，平均状况较难于对机理做更深入的分析，本章将在第三章研究的基础上针对特有的个例做进一步的讨论。2010年属于多梅的年份，在梅雨期发生了四次移动性涡旋过程，并引发暴雨，本章选取2010年6月18日18时 - 6月20日06时（Case1）和2010年7月10日00时 - 7月11日12时（Case2）的两例过程，分别作为东移不入海和东移入海涡旋的典型个例进行研究。为示区分，本章命名Case1中的涡旋为SWV，Case2中的涡旋为DBV，因前者在中国青藏高原东部边缘云贵川附近形成，属于东移至梅雨锋上的西南低涡(Southwest Vortex)，而后者则在大别山区周围形成的，称为大别山涡(Dabie Mountains Vortex)。本章将着重细致对比东移西南低涡和大别山涡的环境场特征、发生发展机制及能量特征。

所用资料有韩国气象局的天气图、 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 的CMORPH融合降水数据(Joyce, et al., 2004)、我国FY-2E准静止卫星所提供 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ 水平分辨率的每小时云顶亮温(TBB, Temperature of Black Body)、NCEP(National Centers for Environmental Prediction)6小时一次， $1^\circ \times 1^\circ$ 的再分析数据FNL(Final analysis data)。首先计算SWV和DBV的涡度收支，以用于研究这两类涡旋的发生、发展机制，又计算了两类涡旋的动能收支以着重研究两类涡旋的能量产生和输送过程以及正压、斜压能量的转换特征。

4.1 两类低涡的过程概述

4.1.1 涡旋演变过程

如图4.1所示，Case1的SWV产生于2010年6月18日18时，此后该涡沿梅雨锋东移，其范围、涡度及上升运动均随时间增强，直到6月19日12时西南低涡进入成熟期。从6月19日18时开始，SWV开始减弱，其范围随时间减小，最后SWV消亡于6月20日12时。由表4.1可知，SWV主要位于对流层低层，是 α 中尺度的涡旋。为了作简明且具有代表性的研究，我们选取了SWV生命史内的代表

阶段作深入研究，选取阶段如下：6月18日12时（初生期）；6月19日00时（发展期）；6月19日12时（成熟期）和6月20日06时（消亡期）。

图4.2可看出，Case 2的DBV生成于7月10日00时，此后DBV沿梅雨锋东移，其范围、涡度及上升运动均随时间增强，直到7月10日18时DBV东移入海进入成熟期。从7月11日00时开始，DBV开始减弱，其范围随时间逐渐减小，最后DBV消亡于7月11日18时。由表4.2可知，DBV主要位于对流层低层，其属于 α 中尺度的涡旋。本文选取了DBV的代表时段作深入研究，如下：7月9日18时（初生前）；7月10日06时（发展期）；7月10日18时（成熟期）；7月11日06时（消亡期）。

表4.1 SWV (Case 1) 的垂直伸展和关键区

时间 (UTC)	SWV 的关键区 (SA)	SWV 的垂直伸展范围
6月18日12时 (初生前)	SA1: 26°-30°N, 101°-106°E	
6月18日18时 (初生时)	SA1: 26°-30°N, 101°-106°E	800 - 650 hPa
6月19日00时 (发展期)	SA2: 27°-32°N, 103°-110°E	850 - 600 hPa
6月19日06时 (成熟期)	SA3: 26°-32°N, 104°-113°E	900 - 600 hPa
6月19日12时 (成熟期)	SA4: 25°-31°N, 106°-115°E	950 - 600 hPa
6月19日18时 (消亡期)	SA5: 26°-31°N, 110°-118°E	950 - 600 hPa
6月20日00时 (消亡期)	SA6: 27°-31°N, 114°-119°E	950 - 600 hPa
6月20日06时 (消亡前)	SA7: 28°-31°N, 116°-119°E	800 - 650 hPa
6月20日12时 (消亡时)	SA7: 28°-31°N, 116°-119°E	

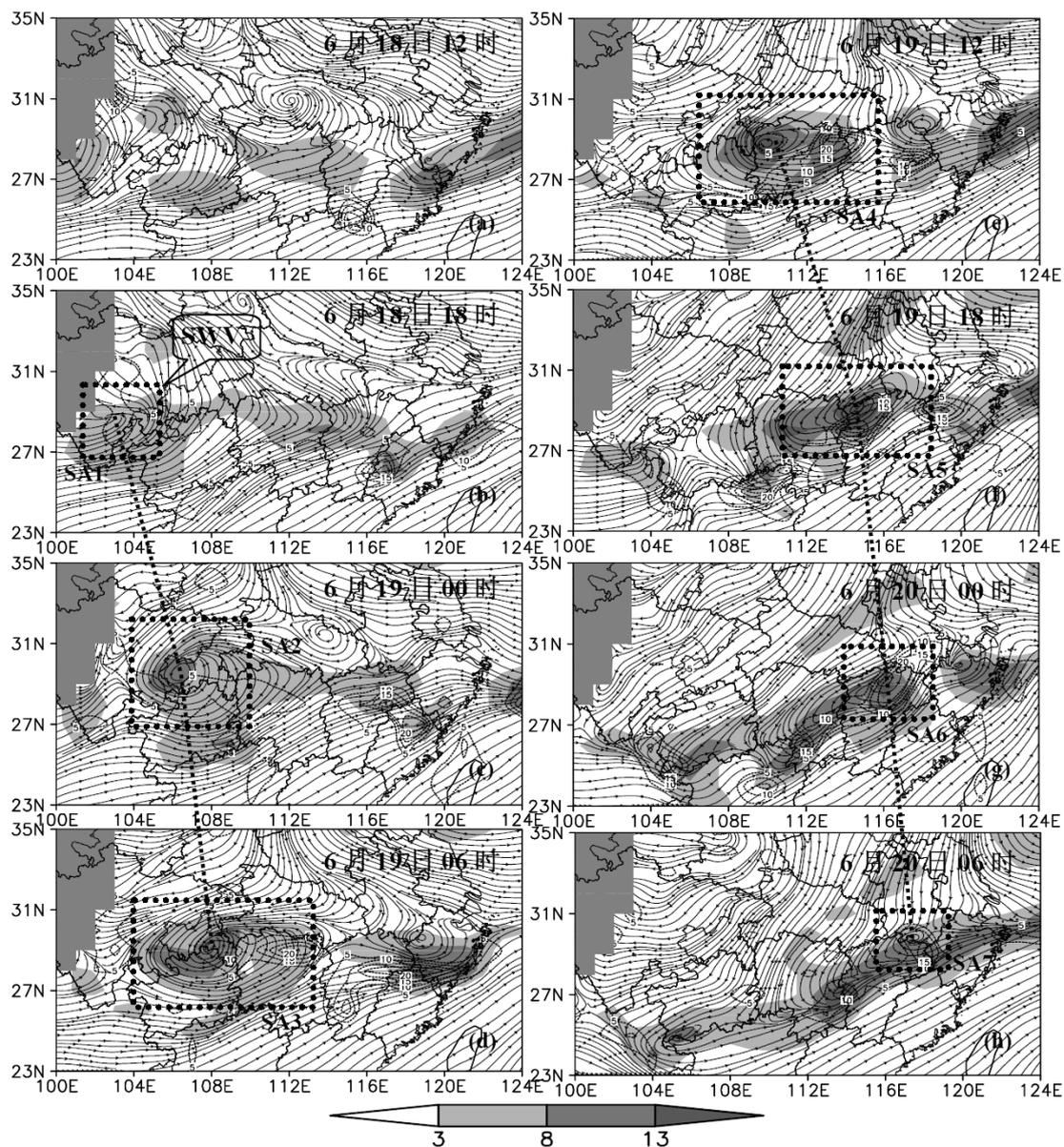


图 4.1 2010 年 6 月的 SWV (Case 1) 的 700 hPa 流场, 阴影为涡度 (单位: 10^{-5} s^{-1}), 实线为流线, 虚线为垂直速度 (单位: 10^{-2} ms^{-1}) 虚线矩形代表了 SWV 的关键区。(a) 2010 年 6 月 18 日 12 时 (UTC, 下同), (b) 2010 年 6 月 18 日 18 时, (c) 2010 年 6 月 19 日 00 时, (d) 2010 年 6 月 19 日 06 时, (e) 2010 年 6 月 19 日 12 时, (f) 2010 年 6 月 19 日 18 时, (g) 2010 年 6 月 20 日 00 时, (h) 2010 年 6 月 20 日 06 时。

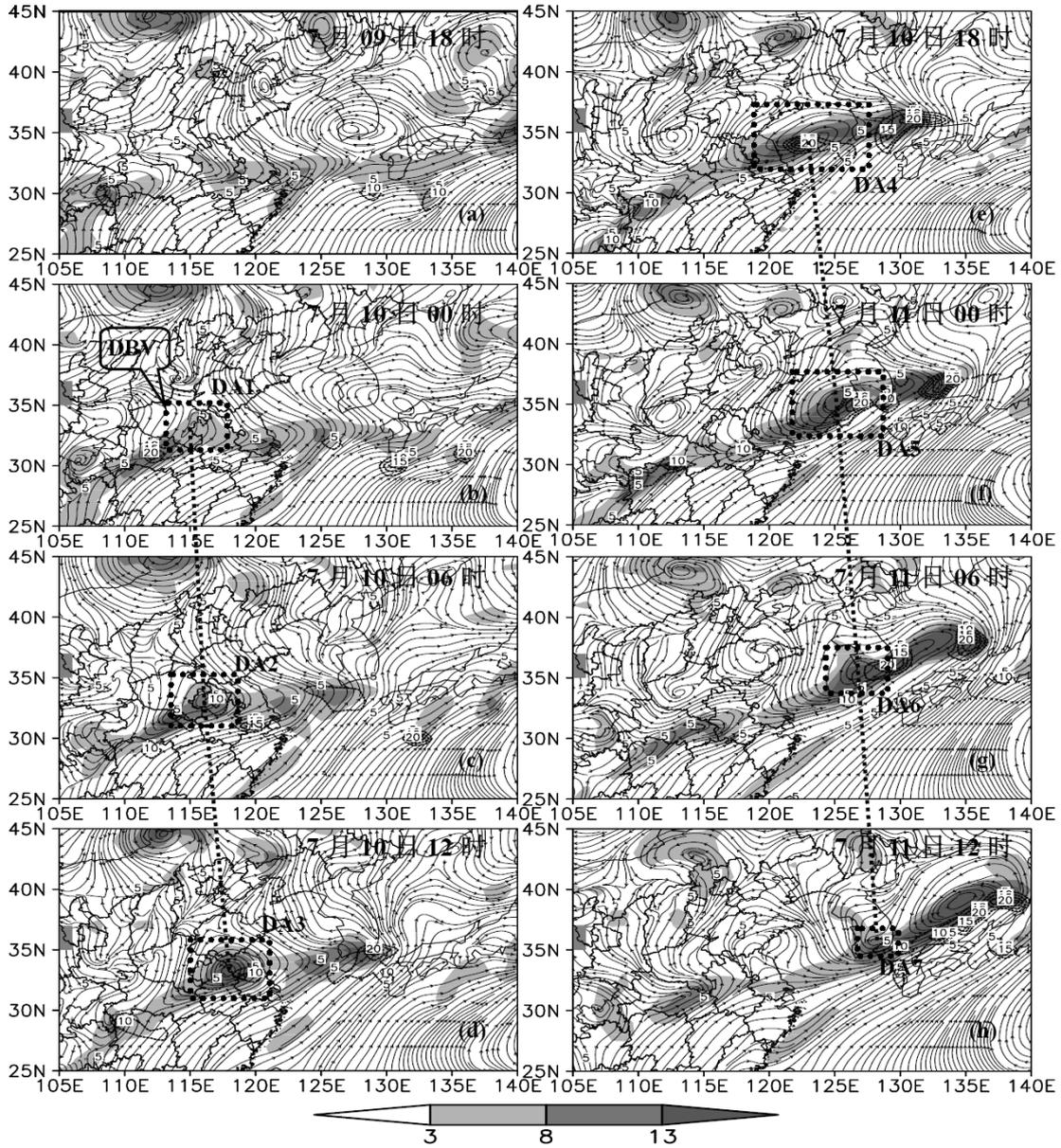


图4.2 同图4.1, 但图中各量为DBV (Case 2) 在850 hPa上的值, 虚线矩形为DBV的关键区。
 (a) 2010年7月9日18时 (UTC, 下同), (b) 2010年7月10日00时, (c) 2010年7月10日06时, (d) 2010年7月10日12时, (e) 2010年7月10日18时, (f) 2010年7月11日00时, (g) 2010年7月11日06时, (h) 2010年7月11日12时。

表 4.2 DBV (Case 2) 的垂直伸展和关键区

时间 (UTC)	大别山涡关键区 (DA)	DBV 的垂直伸展范围
7月9日 18时 (初生前)	DA1: 31°-35°N, 113°-118°E	
7月10日 00时 (初生时)	DA1: 31°-35°N, 113-118°E	950 - 800 hPa
7月10日 06时 (发展期)	DA2: 31°-36°N, 114°-119°E	950 - 800 hPa
7月10日 12时 (发展期)	DA3: 31°-36°N, 115°-121°E	950 - 750 hPa
7月10日 18时 (成熟期)	DA4: 31°-37°N, 119°-127°E	950 - 750 hPa
7月11日 00时 (消亡期)	DA5: 32°-38°N, 122°-129°E	950 - 750 hPa
7月11日 06时 (消亡期)	DA6: 33°-38°N, 124°-129°E	900 - 750 hPa

4.1.2 背景环流特征

SWV 生命史中, 东亚地区 30 - 70°N 间西风带环流经向度较大, 西太平洋副热带高压(WPSH)明显西伸, 其西界约在 95°E (图 4.3 左列), 在 SWV 的消亡期, WPSH 开始减弱、东退。SWV 生命史初期, 巴尔喀什湖上空维持一高压脊而贝加尔湖附近维持一低压槽(图 4.3a), 此两者均随时间东移。SWV 与西风带短波槽 T1 密切相关, 在引导气流的作用下 SWV 沿 WPSH 的北部边界东移(图 4.3b - d)。SWV 生命史中, 200 hPa 存在高空急流, 然而高空急流带并不连续, 其主要位于 30° - 40°N 之间 (图 4.3a - e)。700 hPa 低空急流主要位于 WPSH 的北部边界, 呈西南-东北走向(图 4.3a - e), 低空急流的维持为 SWV 的降水输送了充沛的水汽。在 SWV 消亡期, 高、低空急流均开始减弱。

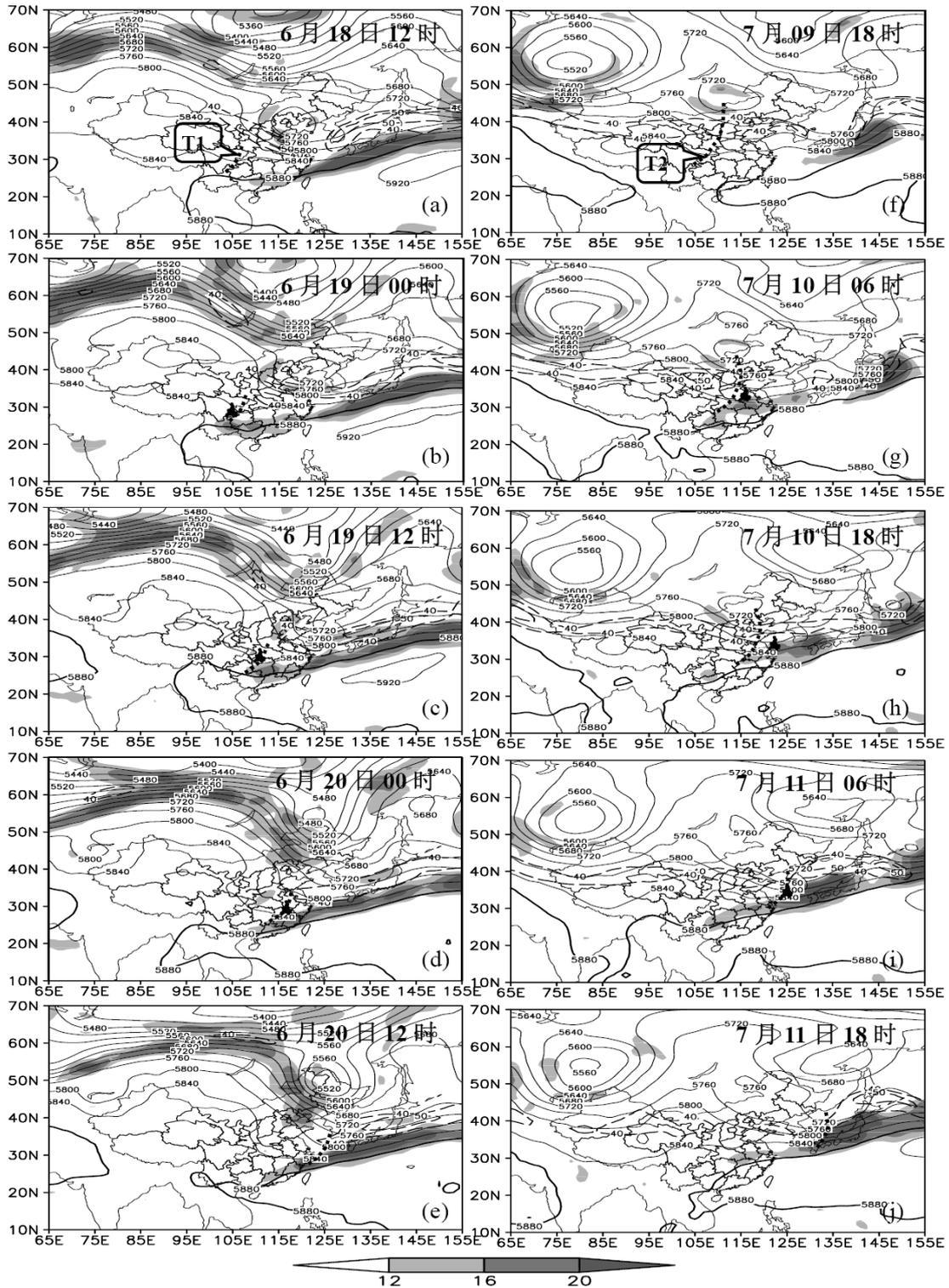


图 4.3 Case 1 (左列) 和 Case 2 (右列) 中 500 hPa 位势高度场 (实线, 单位: gpm), 200 hPa 高空急流 (虚线, 单位: ms^{-1}), 700 hPa 低空急流 (阴影, 单位: ms^{-1}), 图中的黑色三角形代表 SWV 和 DBV 的中心位置, 粗虚线为槽线, 图右上角标注有对应时刻 (UTC)。

而在 DBV 存在期间, WPSH 西界约维持于 95°E (图 4.3f-i), 在 DBV 消亡期 WPSH 东退至 105°E 附近(图 4.3j)。DBV 与西风带短波槽 T2 密切相关, 在引导气

流作用下 DBV 沿 WPSH 的北界东移(图 4.3 g - i)。Case 2 中的 WPSH 中心强度弱于 Case 1 中的 WPSH (5920 gpm)。西风带的波动在 Case 2 中仍具有较大振幅,然而其分布形式与 Case 1 有较大不同:巴尔喀什湖上空维持一准静止的切断低压,雅库茨克海附近维持一准静止低槽,其两者之间维持一高压脊区(图 4.3f-j); Case 2 中 30° - 45°N 之间的西风带波动振幅明显小于 Case 1 中的波动振幅。Case 1 和 Case 2 大尺度背景场环流的差异导致了两次过程中冷空气活动的差异:在 Case 1 中冷空气更为活跃,强度也更强。在 DBV 生命史中也存在 200 hPa 高空急流和 700 hPa 低空急流,相比于 Case 1, Case 2 中的低空急流强度较弱(图 4.3),因而其水汽输送作用较弱,所以 DBV 所产生的降水也较弱。此外,在 Case 2 中高空急流较为连续且主要位于 40°N 附近。

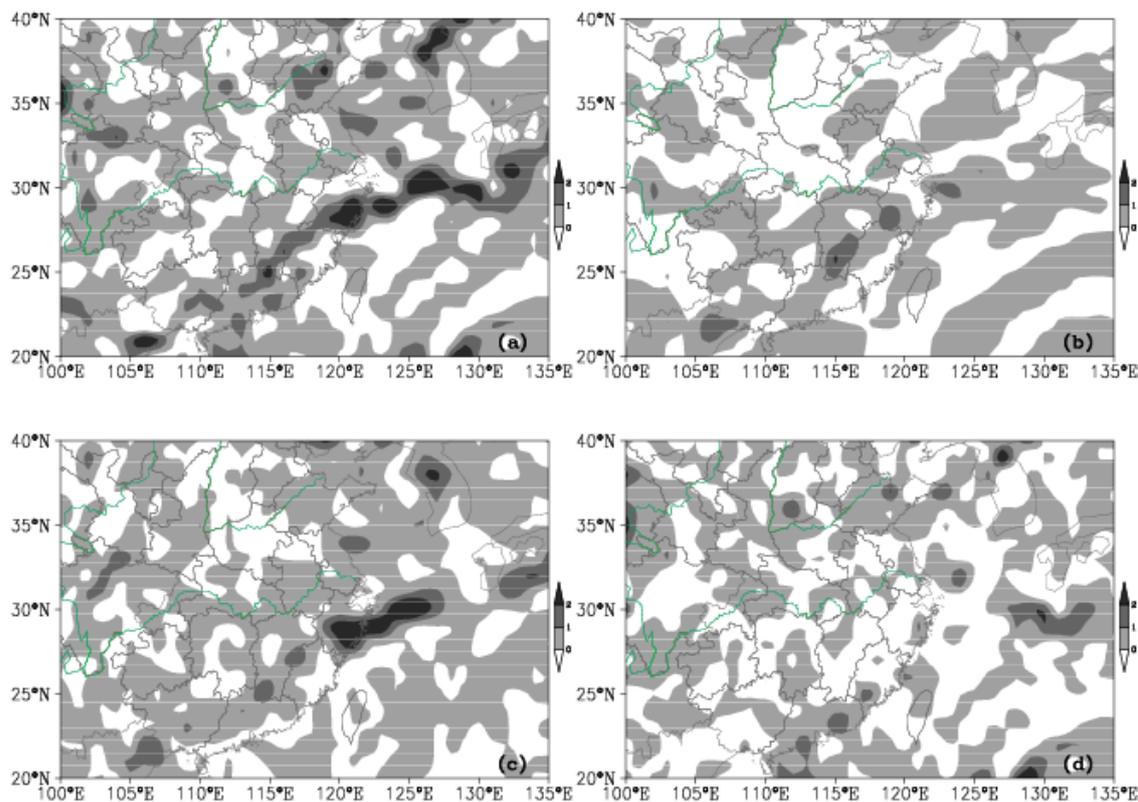


图 4.4 2010 年 6 月 21 日 00 时 (UTC) 950hPa 的锋生函数 (单位: $10^{-9} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \text{ s}^{-1}$), (a) 水平辐散项、水平变形项和倾斜项的和 (阴影), (b) 水平辐散项 (阴影), (c) 水平变形项 (阴影), (d) 倾斜项 (阴影)。

简单分析两例的锋生情况,可以从图 4.4、4.5 中看出,2010 年 7 月 11 日 00 时 (UTC) 950hPa 的锋生区有所北抬,梅雨锋西段的水平变形项对锋生的贡献均比较大,且在东海都有一个大值中心,Case2 梅雨锋东段的倾斜项锋生作用较 Case1 的

更为显著，这也许可以解释 Case2 维持时间更长，并能东移入海发展甚至到达日本形成更大尺度的气旋。

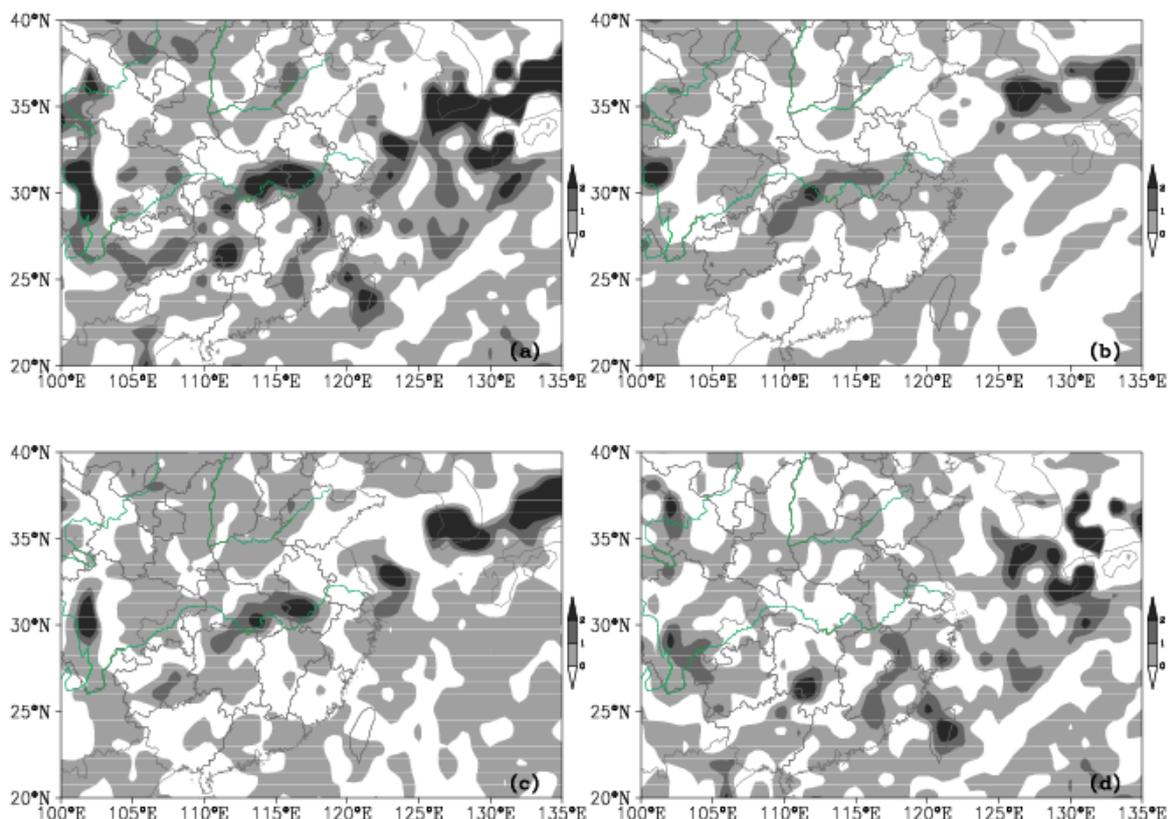


图 4.5 同图 4.4，但为 2010 年 7 月 11 日 00 时 (UTC)

4.2 西南低涡和大别山涡各代表时段的特征

4.2.1 不同时段西南低涡 SWV 的特征

SWV 产生前，由图 4.6a 可知，青藏高原东侧存在 997 hPa 的低压中心，其伴随的地面低压区向东北伸展。梅雨锋主要位于 114°E 以东，由西南向东北延伸。此时降水较弱，主要位于关键区 SA1 以北和东部（图 4.7a）的水汽辐合中心（图 4.9a）附近。水汽主要来自于孟加拉湾，孟加拉湾季风槽对水汽的输送十分重要（图 4.9a）。强对流活动($TBB \leq -72^\circ\text{C}$)主要位于 SA1 以北（图 4.8a），而在 SA1 的东南侧有新的对流云团产生。在关键区 SA1 的低层（550 - 750 hPa）有了很强的暖平流中心（图 4.10a），在青藏高原的东侧边界（300 hPa 以下）出现了显著的暖区，该暖区的形成与青藏高原强地面感热通量、对流活动的潜热释放以及暖平流的作用密切相关。此

时上升运动较弱，主要位于 SA1 的东部，对流层的中低层（850-550 hPa）。

SWV 发展期，地面低压区有所减弱，范围减小（图 4.6b），梅雨锋中段有所南移，降水带和梅雨锋呈准东-西走向，并主要位于 $26^{\circ} - 30^{\circ}\text{N}$ 之间（图 4.6b）。关键区 SA2 东南部附近的降水显著增强，3 小时最大降水达 95 mm（图 4.7b）。由孟加拉湾季风槽输送的水汽增强（图 4.9b），在 SA2 东南部的水汽辐合中心已大大增强，与强降水区对应一致。强对流云团($\text{TBB} \leq -72^{\circ}\text{C}$)新生于 SWV 的中部、南部和东部(图 4.8 b)。与之前相比，关键区 SA2 内的暖区减弱，在 700 hPa 以下出现了冷中心（图 4.10 b）。SWV 关键区内冷暖空气强烈的交绥，这对于暴雨的维持十分有利。此时上升运动显著增强，主要位于 SA2 的东部，由地面向上延伸至约 200 hPa。

SWV 成熟期，梅雨锋向西南延伸至 108°E 附近，梅雨锋上出现了 1001 hPa 的地面低压中心（图 4.6c），该中心与 SWV 对应。西南-东北向的梅雨锋雨带显著增强（图 4.7c），存在两个 65 mm 以上的降水中心，一个位于关键区 SA4 的西南部，另一个位于 SA4 的东北部，强水汽辐合区呈西南-东北走向，与 SWV 的强降水区相对应，水汽主要来源于孟加拉湾和南海（图 4.9 c）。梅雨锋所对应的对流云带增强，呈西南-东北走向，主要位于 $22^{\circ} - 37^{\circ}\text{N}$ 之间，与 SWV 相联系的强对流云团($\text{TBB} \leq -72^{\circ}\text{C}$) 主要位于 SWV 的西南部、中部和东部（图 4.8 c）。西南低涡关键区 SA4 内的暖区显著减弱，弱暖区仅仅维持在 300 hPa 附近（图 4.10 c），这可能是由潜热释放所致。SA4 东部的暖平流在 800-200 hPa 的层次内显著增强，而冷平流则占据了 SA4 的西部以及关键区下层。关键区中部和东部的上升运动显著加强，在冷暖平流的交汇处出现了下沉运动。

SWV 消亡期，梅雨锋范围减小，其西界约维持在 116°E 附近（图 4.6d），梅雨锋上的降水显著减弱（图 4.7d），SWV 所对应的降水也大大减少，主要位于关键区 SA7 以南，对应了此处的弱水汽辐合中心（图 4.9d），水汽的主要来源是孟加拉湾和南海。由于降水减弱，SWV 关键区内的暖区完全消失（图 4.10d），西南低涡所伴随的冷暖平流和对流活动显著减弱，仅在关键区 SA7 东部对流层中低层（400 hPa 以下）存在弱上升运动。

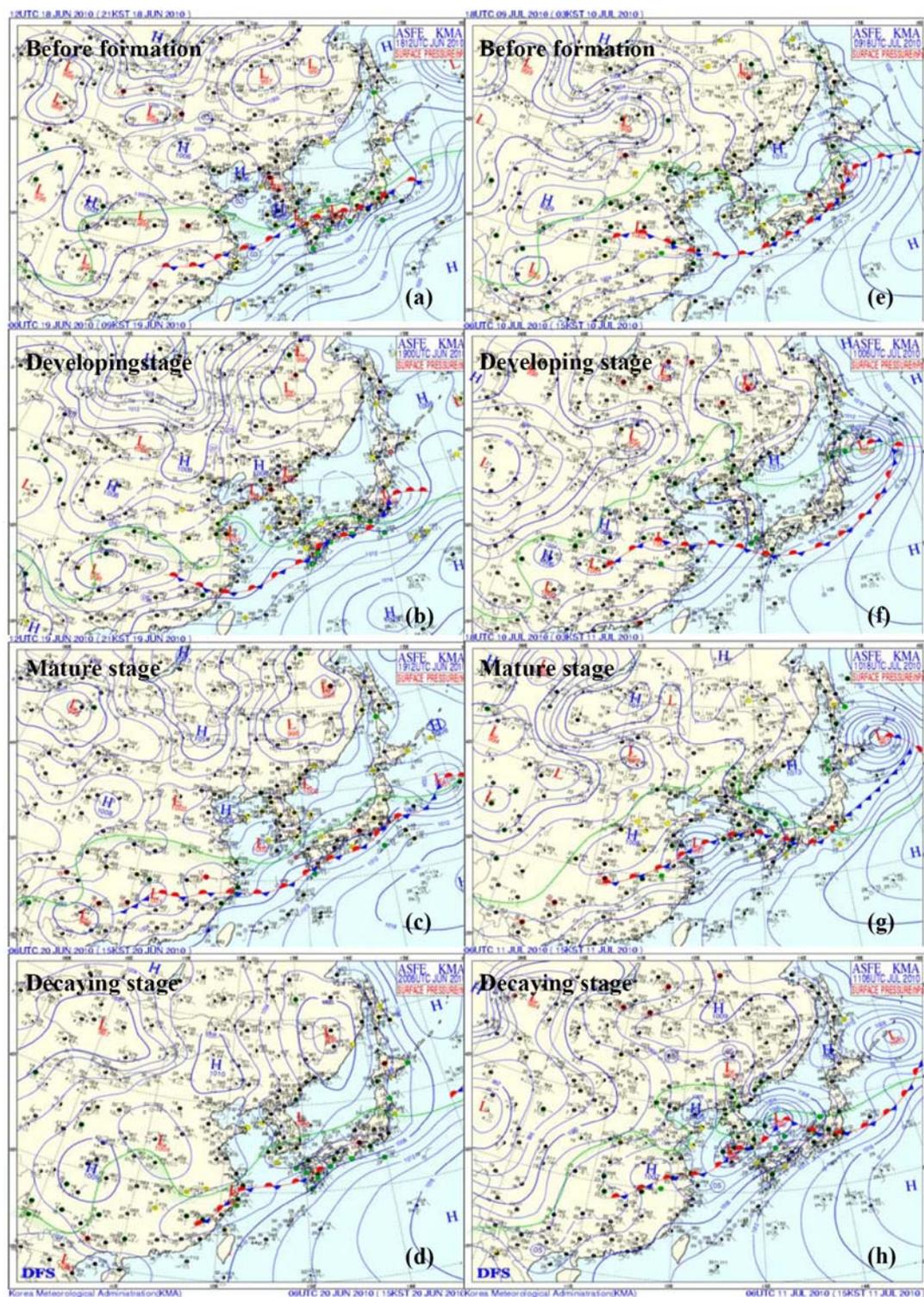


图 4.6 韩国气象局地面气象观测图，左列为 SWV(Case 1)的代表时刻，右列为 DBV (Case 2)的代表时刻，(a) 2010 年 6 月 18 日 12 时 (UTC, 下同)，(b) 2010 年 6 月 19 日 00 时，(c) 2010 年 6 月 19 日 12 时，(d) 2010 年 6 月 20 日 06 时，(e) 2010 年 7 月 09 日 18 时，(f) 2010 年 7 月 11 日 06 时，(g) 2010 年 7 月 11 日 18 时，(h) 2010 年 7 月 11 日 00 时。

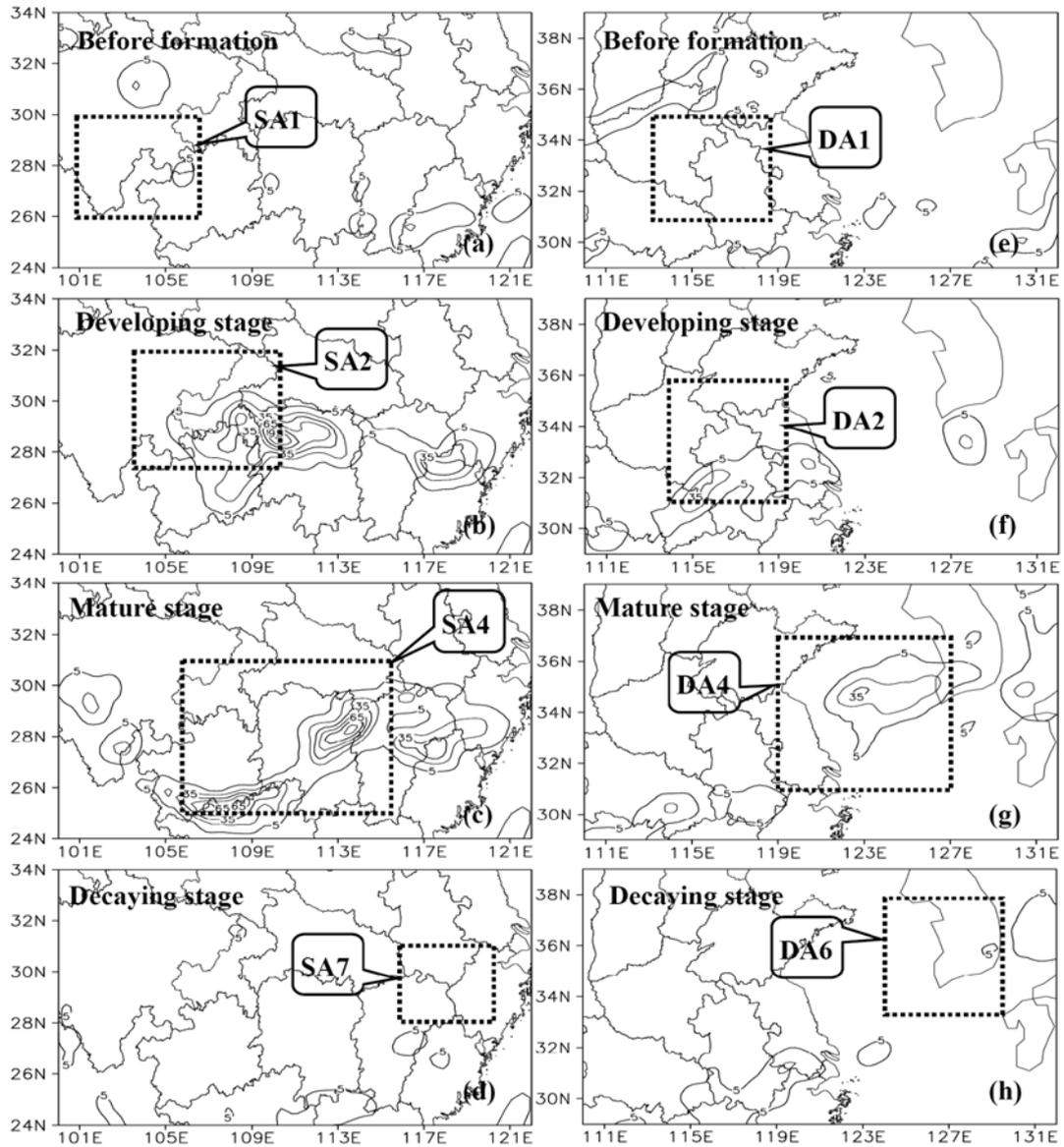


图 4.7 CMORPH 资料融合的 3 小时降水 (单位: mm), 左列为 SWV (Case 1) 的不同时刻, 右列为 DBV (Case 2) 的不同时刻, 其中虚线矩形代表了涡旋的关键区, (a) 2010 年 6 月 18 日 12 时 (UTC, 下同), (b) 2010 年 6 月 19 日 00 时, (c) 2010 年 6 月 19 日 12 时, (d) 2010 年 6 月 20 日 06 时, (e) 2010 年 7 月 09 日 18 时, (f) 2010 年 7 月 11 日 06 时, (g) 2010 年 7 月 11 日 18 时, (h) 2010 年 7 月 11 日 00 时。

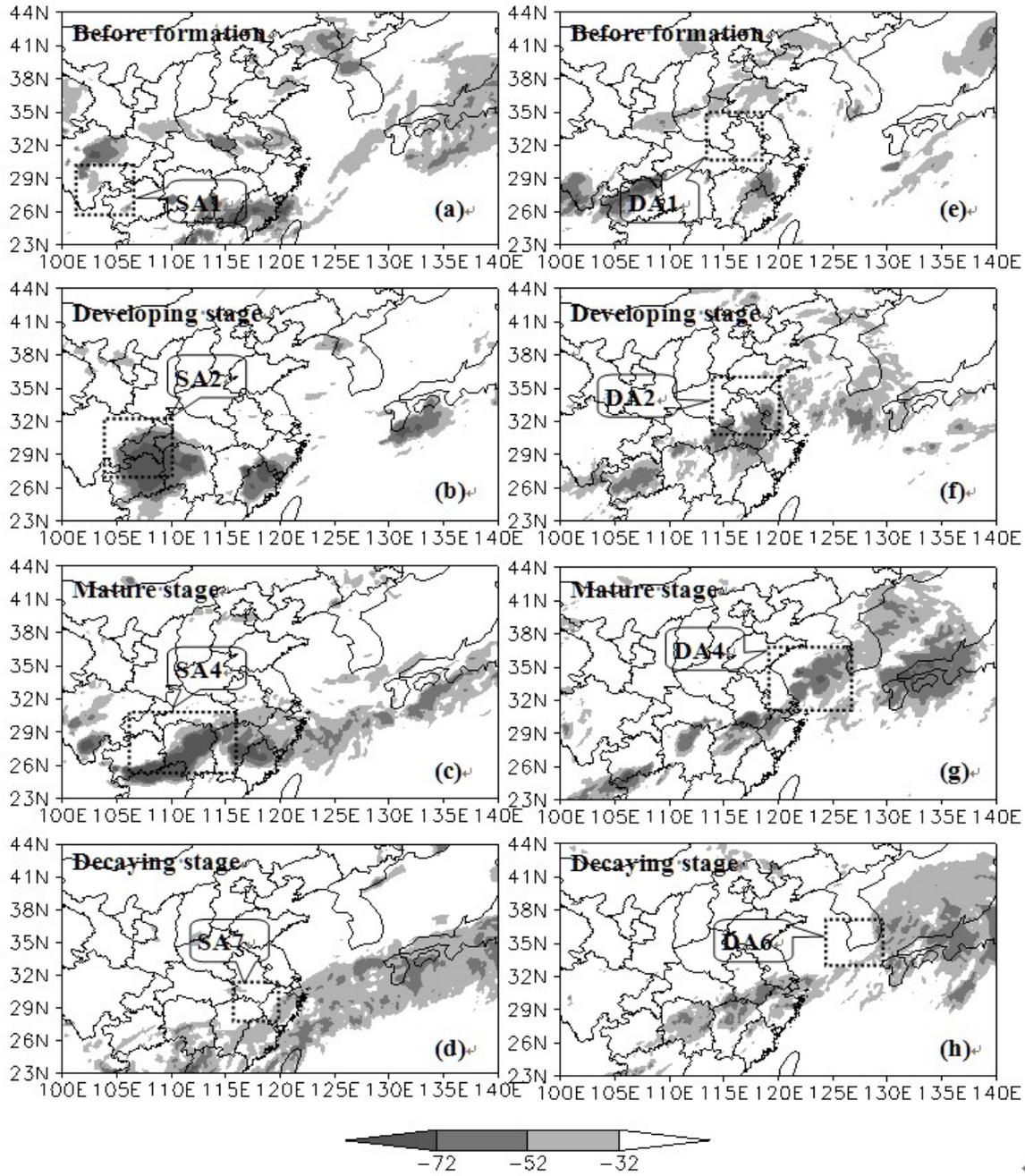


图 4.8 FY-2E 卫星反演的相当黑体亮温 (单位: $^{\circ}\text{C}$), 左列为 SWV (Case 1) 的不同时刻, 右列为 DBV (Case 2) 的不同时刻, 其中虚线矩形代表了涡旋的关键区, (a) 2010 年 6 月 18 日 12 时 (UTC, 下同), (b) 2010 年 6 月 19 日 00 时, (c) 2010 年 6 月 19 日 12 时, (d) 2010 年 6 月 20 日 06 时, (e) 2010 年 7 月 09 日 18 时, (f) 2010 年 7 月 11 日 06 时, (g) 2010 年 7 月 11 日 18 时, (h) 2010 年 7 月 11 日 00 时。

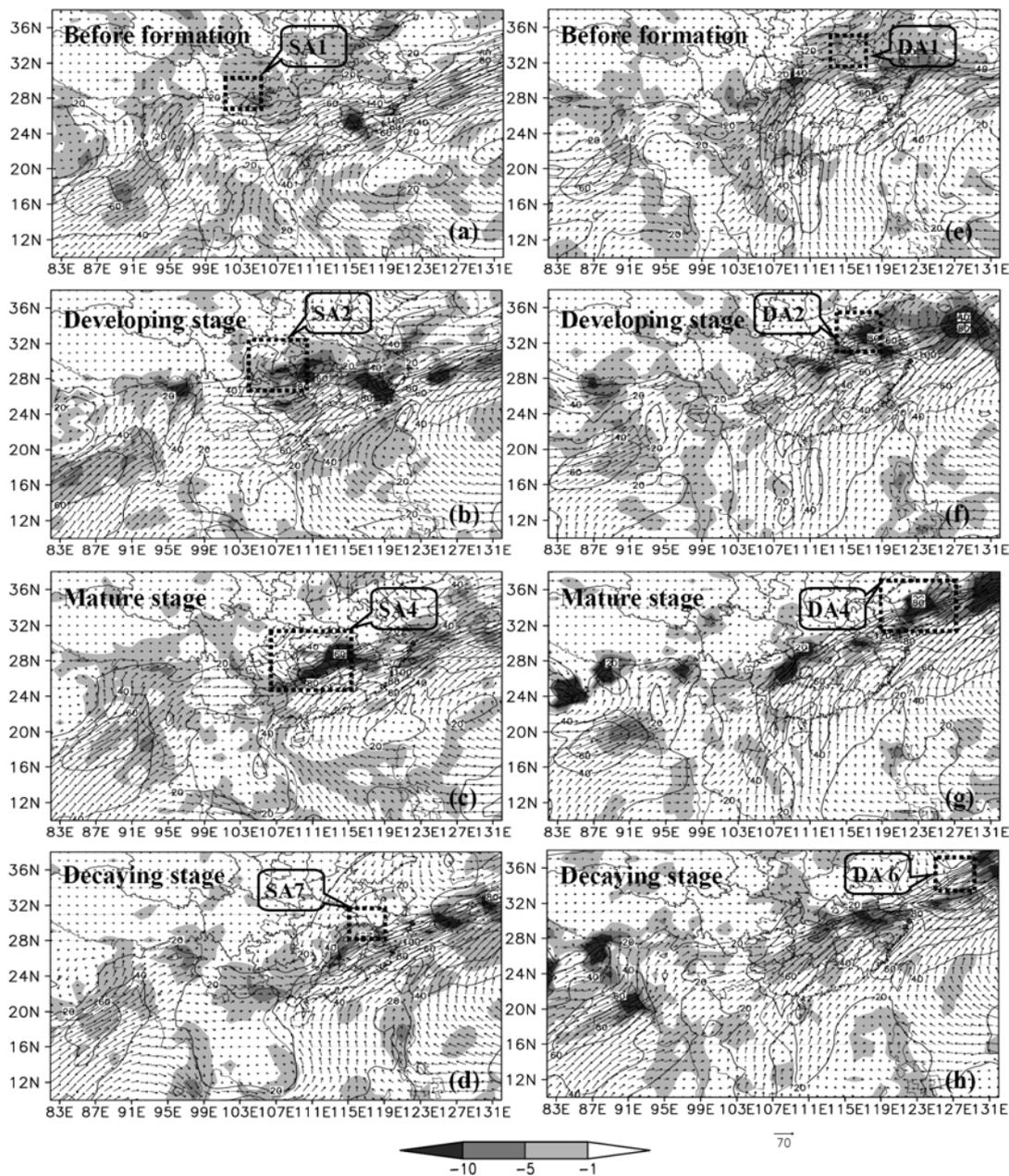


图 4.9 地面到 300 hPa 的水汽输送积分, 左列为 SWV (Case 1) 的代表时刻, 右列为 DBV (Case 2) 的代表时刻, 其中阴影为积分的水汽通量散度 (单位: $10^{-7} \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1} \text{ m}^{-2}$), 实线为积分的水汽通量大小 (单位: $10^{-2} \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1} \text{ m}^{-1}$), 箭头为积分的水汽通量矢量 (单位: $10^{-2} \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1} \text{ m}^{-1}$), 虚线矩形代表了涡旋的关键区, (a) 2010 年 6 月 18 日 12 时 (UTC, 下同), (b) 2010 年 6 月 19 日 00 时, (c) 2010 年 6 月 19 日 12 时, (d) 2010 年 6 月 20 日 06 时, (e) 2010 年 7 月 09 日 18 时, (f) 2010 年 7 月 11 日 06 时, (g) 2010 年 7 月 11 日 18 时, (h) 2010 年 7 月 11 日 00 时。

4.2.2 不同时段大别山涡 DBV 的特征

DBV 初生前, 梅雨锋大致呈东-西走向, 其西界约位于 112°E , 大别山地区有一个 1002 hPa 的地面低压中心 (图 4.6e), 此时降水较弱, 主要位于 DBV 关键区 DA1 以北 (图 4.7e) 对应了此处的水汽辐合区, 水汽的主要来源是孟加拉湾和南中国海 (图 4.9e)。图 4.8e 显示, DBV 关键区以北存在较弱的对流云团 ($\text{TBB} \leq -32^{\circ}\text{C}$)。关键区 DA1 内地面到 200hPa 均为暖区 (图 4.10e), 关键区内冷暖空气较活跃, 其中 300 hPa 以下暖平流占主导地位, 而 300 hPa 以上冷平流则占主导地位。这种下层增暖上层变冷的高低层配置使得气层的不稳定度增加, 从而十分有利于对流的发生。此时上升运动很弱, 主要位于对流层低层。

DBV 发展期, 梅雨锋西段南移 (图 4.6 f), DBV 所对应的地面闭合低压中心增强, 强降水 (35 mm 以上) 发生于 DBV 关键区南部 (图 4.7 f), 对应了此处的强水汽辐合中心 (图 4.9f)。大别山涡关键区 DA2 内的冷暖平流均增强, DA2 的西部 700 hPa 以下出现了强冷平流区, 而在 DA2 东部 550 hPa 以下则出现了强暖平流区 (图 4.10f)。DA2 内的暖区显著减弱, 受潜热释放的影响, 暖区仅在 300 hPa 附近继续维持。关键区中部和东部的上升运动显著加强, 由地面向上伸展到约 250 hPa 。

DBV 成熟期, 由图 4.6 g, DBV 所对应的地面低压中心显著增强 (997 hPa), 降水维持较强, 主要位于关键区 DA4 的中部和东部 (图 4.7g), 对应了此处的强水汽辐合区 (图 4.9g), 来自于孟加拉湾的水汽输送显著减弱, 南海和东海成为主要水汽源地。一条西南-东北向的云带横穿了关键区 DA4, 与 DBV 密切联系的强对流云团 ($\text{TBB} \leq -72^{\circ}\text{C}$) 主要位于 DA4 的中部 (图 4.8g)。暖平流显著增强, 占据了 700 hPa 以上关键区内的绝大部分区域 (图 4.10g), 冷平流也显著增强, 但其仅位于 DA4 西部, 对流层低层 (650 hPa 以下)。暖区区域扩大, 主要位于关键区内 700 hPa 以上, 冷区强度增强, 主要位于 DA4 内 700 hPa 以下。强上升运动主要位于 DA4 中部, 而在 DA4 东、西侧出现了弱下沉气流。

DBV 消亡期, 西南-东北走向的梅雨锋依然位于 112°E 以东 (图 4.6 h), DBV 所对应的地面低压中心减弱, 在 DBV 以东有新的地面低压中心形成, 对应了一个新生的涡旋。DBV 降水显著减弱, 弱降水仅位于关键区 DA6 以南及东部 (图 4.7 h), 对应了那里的水汽辐合区 (图 4.9 h), 西太平洋副热带高压北部边缘的低空急流对于水汽的输送至关重要, 水汽的主要源区是南海和东海。DBV 所对应的对流云团显

著减弱，较强的对流活动($TBB \leq -52^\circ\text{C}$)仅位于 DBV 西南和东部 (图 4.8 h)。在关键区 DA6 西部，冷平流显著增强并向上伸展到约 300 hPa (图 4.10 h)，DA6 东部，550 hPa 以上的暖平流和暖区均大大减弱，范围缩小，550 hPa 以下存在很强的暖平流。DA6 内 700 hPa 以下存在较强的冷区，这可能与降水物的蒸发有关。DBV 所对应的上升运动显著减弱，主要维持在 DA6 东部。

4.3 两例涡旋的垂直结构特征

SWV 生成前，南风在 SA1 的对流层低层 (550-750 hPa) 形成一个强的暖平流中心 (图 4.10a)。这可能与青藏高原东部边缘的较暖地区的地面加热、潜热释放和暖平流有关。弱上升运动发生在 SA1 的东部，主要是位于对流层中低层 (850-550 hPa)。在发展阶段，SA2 暖区削弱 (可能造成冷平流)，并于 700 hPa 以下形成冷中心 (图 4.10b)，这可能是由强烈的冷平流和降水的蒸发引起的。冷暖空气的交汇强烈，这有利于强降水维持。南风造成 (图 4.10c) 的暖平流主要分布在 SA2 的东部，而北风造成的冷平流，主要是在位于 SA2 的西部。上升运动主要分布在 SA2 东部并从地面到 200 hPa 的均有存在，且增强显著。在成熟阶段，SA4 暖区显著减弱 (可能引起强的冷平流)，只在 300 hPa 发展，这可能是弱暖中心的潜热释放密切相关 (图 4.10c)，而显著增强的强冷平流主要位于 650 hPa 以下的冷中心，可能降水的蒸发密切相关。暖平流主要在 SA4 东部的 800 - 200 hPa 之间显著增强。而 SA4 西部 700 hPa 以下，冷平流增强显著。SA4 东部，有强的暖中心，在对流层中上层和对流层低层有强冷平流。冷暖平流的配置，有利于增强大气不稳定性，进而更利于对流活动。SA4 东部中心上升运动显著增强。在消亡的 SWV 阶段，SA7 内暖中心消失 (图 4.10d)，降水明显减弱。与 SWV 相关的冷暖平流显著减弱，强烈可能密切相关，降水云产生于 550 hPa 以下和上升运动较弱的地方，只维持在 SA7 的东部对流层低层 (低于 400 hPa)。

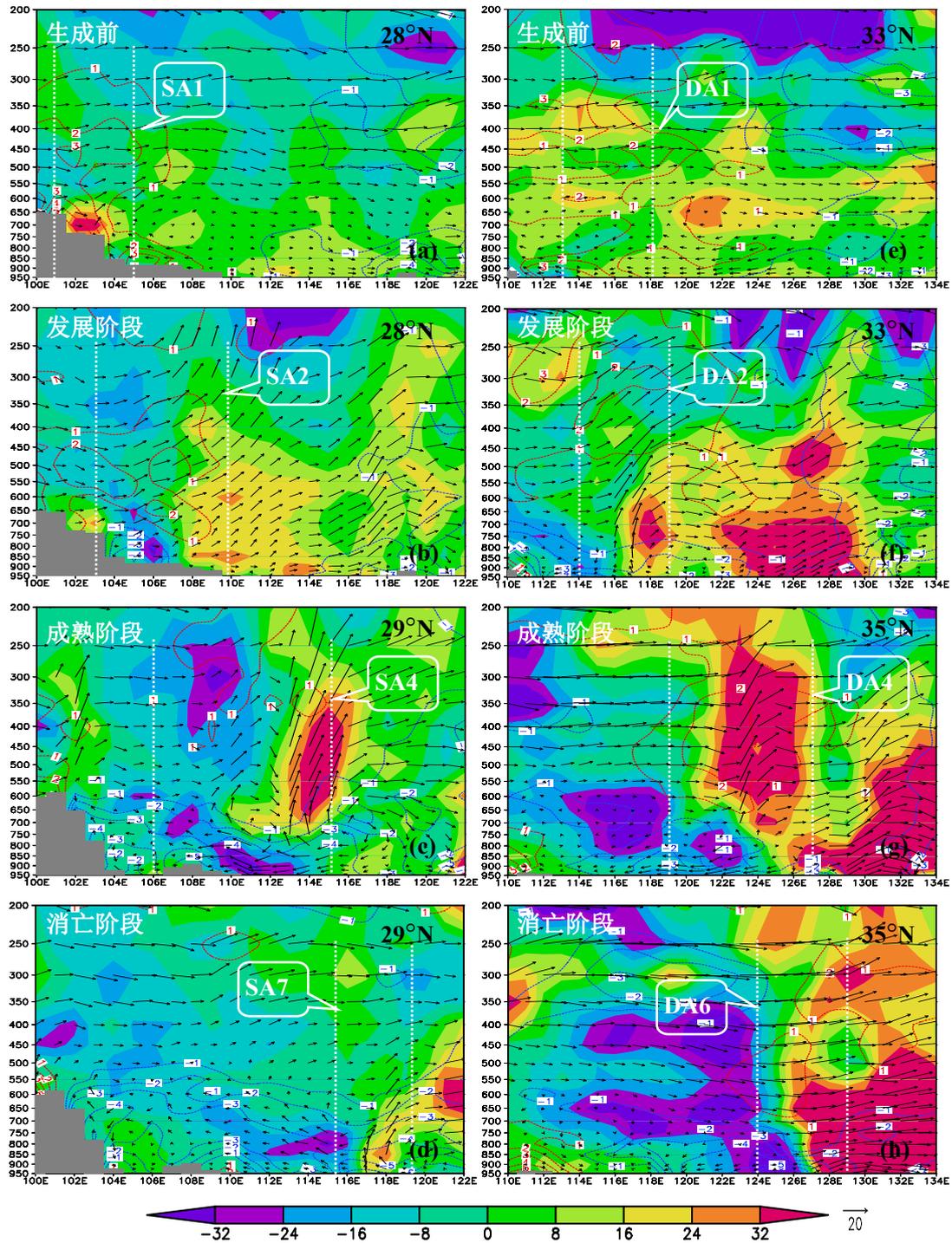


图 4.10 SWV 和 DBV 特征时刻沿涡旋中心纬度（如图右上角所示）的垂直剖面图，其中阴影为水平温度平流（单位： 10^{-5} K s^{-1} ），蓝色和红色虚线为温度离差（单位： K ），箭头为纬向风和 100 倍的垂直速度的合成（单位： m s^{-1} ），底部的灰色区域代表地形，白色粗虚线代表了涡旋的关键区，左列为 SWV (Case 1) 的代表时刻，右列为 DBV (Case 2) 的代表时刻，(a) 2010 年 6 月 18 日 12 时 (UTC, 下同)，(b) 2010 年 6 月 19 日 00 时，(c) 2010 年 6 月 19 日 12 时，(d) 2010 年 6 月 20 日 06 时，(e) 2010 年 7 月 09 日 18 时，(f) 2010 年 7 月 11 日 06 时，(g) 2010 年 7 月 11 日 18 时，(h) 2010 年 7 月 11 日 00 时。

在形成 DBV 之前, 有 DA1 暖层对应的暖平流在 300 hPa 以下 (图 4.10e)。在对流层上部 (300 hPa 以上), 冷平流非常强, 同时, 在中低层非常弱。上升运动十分薄弱, 主要发生在对流层低层。在发展阶段, 冷平流显著增强, 西北风主要位于 DA2 的 700 hPa 以下 (图 4.10f)。暖平流明显加剧, 在 DA2 东部的 550 hPa 以下形成一个强暖平流中心。暖层减弱, 主要维持在对流层中上部 (450-200 hPa), 那里有强烈的潜热释放。冷层主要位于 750 hPa 以下, 这可能是由降雨的蒸发和冷平流的引起。上升运动增强显著, 并从地面延伸到 250 hPa, 主要集中位于 DA2 的中心以及东部。在成熟阶段, 暖平流显著增强, 主要集中在位于 DA4 的中心和东部 (图 4.10g)。冷平流也明显加剧, 与之相应的冷层主要位于 650 hPa 以下。冷暖平流的配置, 有利于增加不稳定性, 继而加剧对流活动。强暖平流保持在 650-250 hPa 之间的暖层, 也与潜热释放有关。强烈的上升运动, 主要是位于 DA4 的中心, 有 DA4 的西部和东部有弱降水。在 DBV 的消亡阶段, 冷平流显著增强和向上伸展至 300 hPa (图 4.10h)。暖平流区的减小, 暖平流中心主要集中在位于 DA6 东部 550 hPa 以下, 并显著减弱, 而在 DA6 东部的上升运动明显减弱。

4.4 涡度收支诊断

由于垂直涡度是反映涡旋强度的一个显著指标, 我们采用了 Kirk (2007) 所提供的垂直涡度收支方程来诊断两类涡旋的演变过程, 如下:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = \underbrace{-\bar{V}_h \cdot \nabla_h \zeta}_{V1} - \underbrace{\omega \frac{\partial \zeta}{\partial p}}_{V2} + \underbrace{\bar{k} \cdot \left(\frac{\partial \bar{V}_h}{\partial p} \times \nabla_h \omega \right)}_{V3} - \underbrace{\beta v}_{V4} - \underbrace{(\zeta + f) \nabla_h \cdot \bar{V}}_{V5} + \underbrace{D(\zeta)}_{RES} \quad (1)$$

其中 ζ 为垂直涡度, $\bar{V}_h = u\bar{i} + v\bar{j}$ 为水平风矢量, $\bar{i}, \bar{j}, \bar{k}$ 为 x、y、z 坐标轴的单位矢量, $\nabla_h = \frac{\partial}{\partial x} \bar{i} + \frac{\partial}{\partial y} \bar{j}$ 为水平梯度矢量, f 为柯氏参数, p 为气压, ω 为气压坐标系下的垂直速度 $\omega = \frac{dp}{dt}$, 参数 $\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$ 。

方程(1)中 V1 项表示水平的涡度平流, V2 为垂直的涡度平流, V3 为倾斜项 (tilting) 即水平涡度和垂直涡度之间的转换, V4 为 β 效应项, 与地理位置密切相关, V5 为辐散项作用, RES 则反映了摩擦和次网格过程所引发的涡度耗散。

可以注意到, SWV 初生前, 关键区区域平均的涡度在 450 hPa 以下为正值 (图 4.11a), 700 hPa 以下为辐合, 700-500 hPa 之间则存在辐散。在西南低涡 SWV 的低层 (LLSWV), 辐合作用 (V5 项) 是涡度增长的主导因子, 而在 SWV 高层 (ULSWV), 倾斜作用 (V3 项) 则是涡度增长的主要机制。此外, 涡度的水平平流 (V1 项) 对于 SWV 初生也有一定的作用。在 SWV 发展期, 关键区平均的涡度有所增强, 并在 400 hPa 以下维持正值 (图 4.11b), 850-600 hPa 之间的辐合增强, 辐散仅维持在对流层高层。SWV 的垂直层次内 (图 4.11 中两条虚线之间的层次), 辐合作用是涡度增长的最主要因子, 与强对流有关的垂直的涡度输送同样有利于西南低涡的发展, 其重要性居于第二位。然而, 垂直涡度向水平涡度的转换, 以及净作用为正的涡度由关键区向外输出的水平平流项在一定程度上减缓了 SWV 的发展。在 SWV 成熟期, 西南低涡的垂直伸展达到最大 (表 4.1), 涡度收支方程中 V1-V5 项的总作用维持为正 (图 4.11c), 这十分有利于 SWV 的维持。关键区内, 600 hPa 以下维持较强的正涡度和辐合, 辐合作用是 SWV 在 LLSWV 维持的主导因子, 而垂直涡度输送作用则是 SWV 在 ULSWV 维持的主要机制。倾斜项和水平涡度平流不利于 SWV 的维持。在 SWV 消亡期, 关键区 600 hPa 以下依然维持较强的辐合和正涡度 (图 4.11d), 然而, 在西南低涡的垂直层次内, V1-V5 项的总作用显著减弱, 这表明 SWV 开始减弱。在 ULSWV, 倾斜项是导致 SWV 减弱的主导因子, 而在 LLSWV, 垂直输送作用是 SWV 减弱的主要机制。辐合作用和垂直涡度输送分别减缓了 SWV 在 LLSWV 和 ULSWV 的消亡过程。

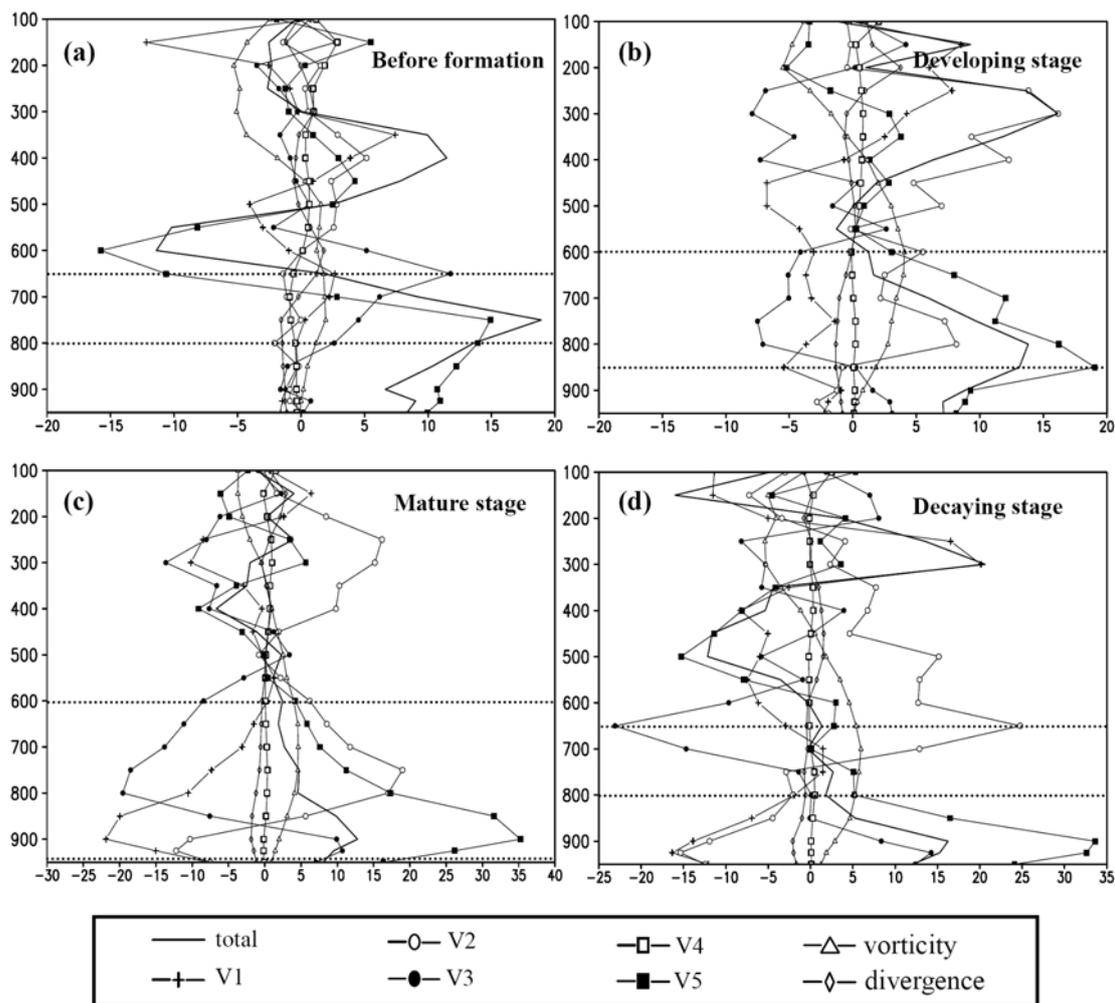


图 4.11 SWV (Case 1) 特征时刻关键区区域平均的涡度收支项 (单位: 10^{-10} s^{-2}), 涡度 (单位: 10^{-5} s^{-1}) 和散度 (单位: 10^{-5} s^{-1}), 虚线代表了涡旋的垂直伸展层次, (a) 2010 年 6 月 18 日 12 时 (UTC, 下同), (b) 2010 年 6 月 19 日 00 时, (c) 2010 年 6 月 19 日 12 时, (d) 2010 年 6 月 20 日 06 时。

DBV初生前, 关键区650 hPa以下存在强正涡度区和弱辐合区 (图4.12a), 与对流活动密切相关的垂直涡度输送作用是DBV高层 (ULDBV) 涡度增长的主要因子, 而辐合作用则是DBV低层 (LLDBV) 涡度增长的主要机制。水平平流和倾斜项均不利于LLDBV的涡度增加, 而ULDBV的辐散作用也不利于涡度的增长。在DBV发展期, 关键区650 hPa以下的辐合区和正涡度区均有所增强 (图4.12b), V1-V5项的总作用显著增强, 这十分有利于DBV的发展。垂直输送和辐合作用分别是ULDBV和LLDBV涡度增长的主导因子, 而水平涡度输送和倾斜作用分别减缓了DBV在LLDBV和ULDBV层内的发展。DBV成熟期, DBV所在的层次内辐合较弱而正涡度较强 (图4.12c), V1-V5总作用项为正, 十分有利于DBV的维持, 辐合作用是正涡度维持的主导因子, 与对流活动紧密联系的涡度垂直输送也有利于DBV的维

持，其重要性处于第二位。倾斜项以及水平涡度输送项均不利于DBV的维持。DBV消亡期，DBV所在的层次内V1-V5项的总作用为负（图4.12d），这表明DBV会很快消亡。垂直涡度向水平涡度的转换是DBV消亡的主要机制，而辐合和垂直输送作用则延缓了DBV的消亡过程。此外，水平涡度的输送导致了关键区向外正涡度的输出，这在一定程度上加速了DBV的消亡。

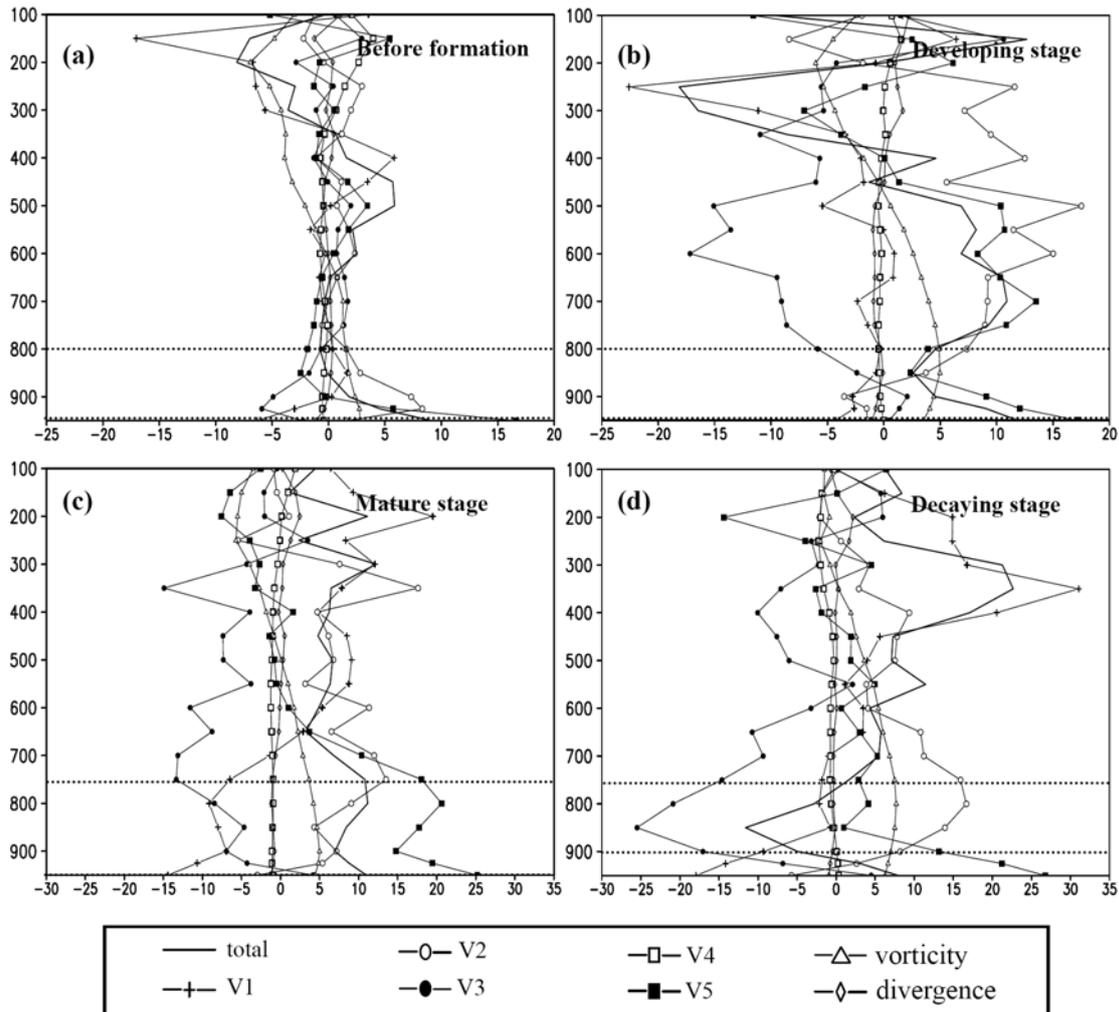


图 4.12 同图 4.11，但为 DBV (Case 2)在特征时刻的值，虚线代表了 DBV 的垂直伸展，(a) 2010 年 7 月 09 日 18 时，(b) 2010 年 7 月 11 日 06 时，(c) 2010 年 7 月 11 日 18 时，(d) 2010 年 7 月 11 日 00 时。

4.5 涡动动能收支诊断

4.5.1 涡动动能的制造

前面已对涡度收支作了比较, 为了更清楚地了解这两类涡旋内部能量转换的物理图像又采用动能收支方程进行了诊断分析, 主要研究两类涡旋的动能产生和输送过程。由 Chen et al. (1978) 的经典动能收支方程出发, 可推导得到如下的动能收支方程:

$$\frac{\partial k}{\partial t} = \underbrace{-\nabla \cdot (\bar{V}_R k)}_{\text{RT}} - \underbrace{\nabla \cdot (\bar{V}_D k)}_{\text{DT}} - \underbrace{\frac{\partial(\omega k)}{\partial p}}_{\text{VT}} - \underbrace{\bar{V}_R \cdot \nabla \phi}_{\text{RG}} - \underbrace{\bar{V}_D \cdot \nabla \phi}_{\text{DG}} - \underbrace{D(k)}_{\text{RES}} \quad (2)$$

其中 k 为单位质量的水平动能, \bar{V}_R 为旋转风矢量, \bar{V}_D 为辐散风矢量, ϕ 为重力位势, $\nabla = \frac{\partial}{\partial x} \bar{i} + \frac{\partial}{\partial y} \bar{j}$ 。

方程(2)中的 RT 项为旋转风对动能的水平输送, DT 为辐散风对动能的水平输送, VT 为动能的垂直输送, RG 为旋转风的动能制造, DG 为辐散风的动能制造, RES 代表摩擦和次网格过程对动能的耗散。

由于 SWV 和 DBV 都是中尺度涡旋, 旋转风和辐散风均具有重要的作用 (傅慎明, 2009), 有关旋转风和辐散风之间的转换, 有学者给出了方程组 (丁一汇等, 1985; Fu, et al., 2011) 如下:

$$\frac{\partial K_\psi}{\partial t} = B_\psi + H(K_\chi, K_\psi) + F_\psi, \quad (3)$$

$$\frac{\partial K_\chi}{\partial t} = B_\chi + H(P, K_\chi) - H(K_\chi, K_\psi) + F_\chi, \quad (4)$$

$$\frac{\partial(P+I)}{\partial t} = B_{P+I} - H(P, K_\chi) + Q_{P+I} + F_T \quad (5)$$

$$H(K_\chi, K_\psi) = f \nabla_h \chi \nabla_h \psi + \nabla_h^2 \psi \nabla_h \chi \cdot \nabla_h \psi + \frac{|\nabla_h \psi|^2}{2} \nabla_h^2 \chi + \omega J(\psi, \frac{\partial \chi}{\partial p}) \quad (6)$$

$$H(P, K_\chi) = -\chi \nabla_h^2 \phi \quad (7)$$

上述方程组中 ψ 为流函数， χ 为势函数， K_ψ 为旋转风动能， K_χ 为辐散风动能， $P+I$ 为总位能，其中 P 为重力位能， I 为内能， B_ψ, B_χ, B_{P+I} 为方程(3)-(5)的边界通量，而 F_ψ, F_χ, F_T 则为相应方程的摩擦项， Q_{P+I} 为非绝热加热项。

本文中着重讨论方程(6)和方程(7)，因为这两项可以反映正、斜压能量转换过程，其中 $H(P, K_\chi)$ 代表了总位能和辐散风之间的转换，即由有效位能 APE (available potential energy) 向辐散风动能的转换，这是经典的斜压转换过程，本文称之为 CPD (Conversion between total potential energy and divergent wind kinetic energy)；项 $H(K_\chi, K_\psi)$ 与涡旋的演变密切相关，它代表了旋转风动能和辐散风动能之间的转换，在本文中定义为 CDR (conversion between divergent wind and rotational wind kinetic energy)，由此可知，CDR 对应了正压能量的转换过程。

SWV产生前，关键区区域平均的RT-DG项的总作用在SWV的层次内为较强的正值(图4.13a)，这十分有利于关键区SA1内动能的快速增长，为SWV的初生提供了有利条件。旋转风的动能制造(RG)是动能增长的主导因子，辐散风的动能制造也十分有利于动能的增长，但其重要性仅位于第二位。此外，旋转风动能输送(RT)有利于动能增长而动能的垂直输送作用(VT)则不利于动能增加。SWV发展期，在西南低涡层次内RT-DG项的总作用有所减弱(图4.13b)，主要在650 hPa以下维持正值，旋转风动能制造依然是动能增长的最主要机制，旋转风动能输送增强，其重要性上升至第二位，辐散风动能制造作用显著减弱，动能的垂直输送作用依然不利于关键区内动能的增长。SWV成熟期，关键区内RT-DG项的总作用显著增强(图4.13c)，其正值区主要位于700 hPa以下，这十分有利于SWV的维持。旋转风动能制造是SWV动能增长的主导因子，辐散风动能制造也有利于关键区内动能的增长，其重要性居于第二位，而垂直的动能输送是动能的主要耗散方式。SWV消亡期，关键区内RT-DG项的总作用显著减弱至负值(图4.13d)，这表明SWV进入消亡阶段。垂直输送作用将西南低涡层次内的动能不断向外输送，这是SWV消亡的主要机制，而旋转风的动能制造和输送作用分别减缓了西南低涡在LLSWV和ULSWV的消亡过程。

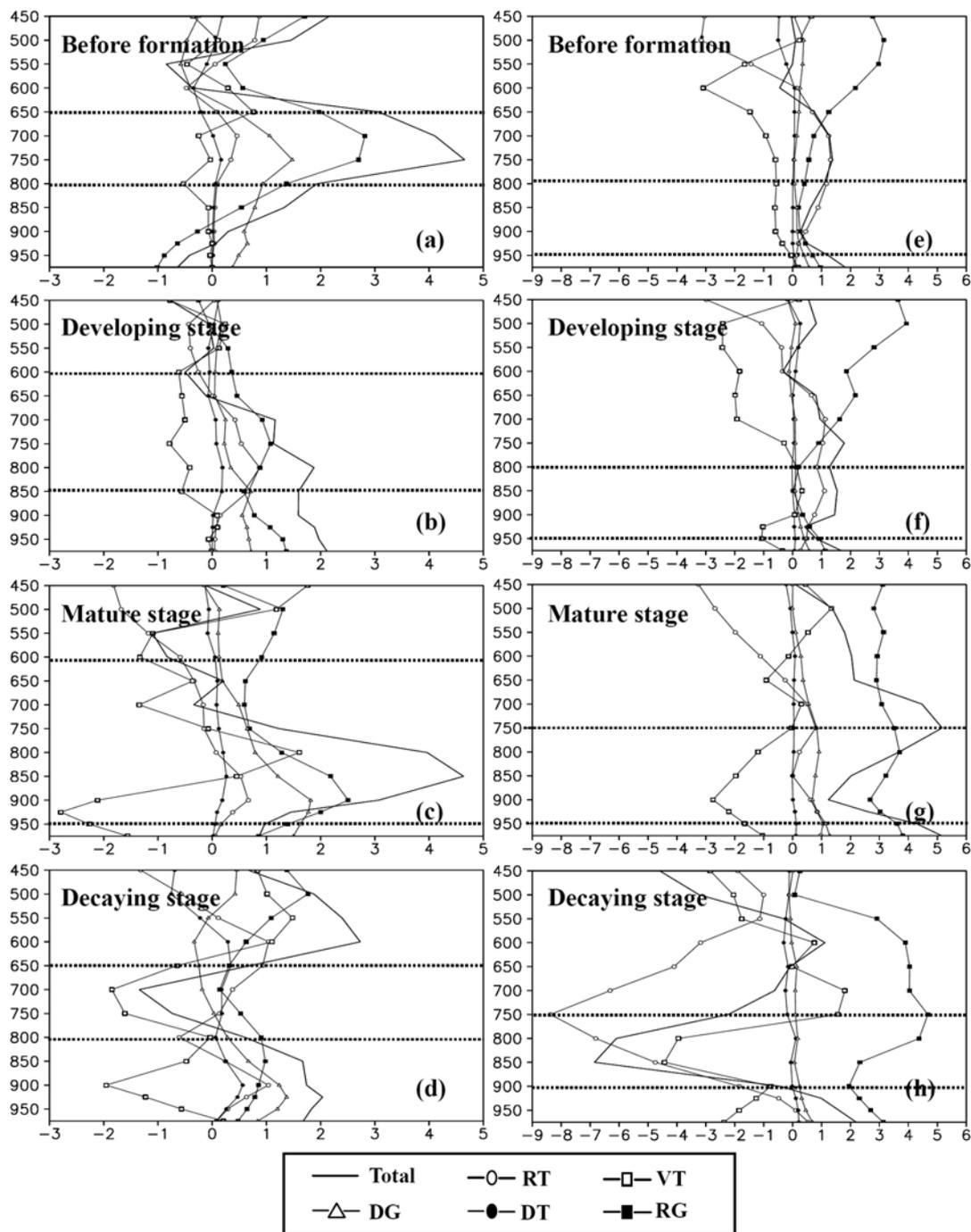


图 4.13 涡旋特征时刻关键区区域平均动能收支项 (单位: $10^{-3} \text{ J s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$), 左列为 SWV(Case 1) 的代表时刻, 右列为 DBV (Case 2) 的代表时刻, 虚线代表了涡旋的垂直伸展, (a) 2010 年 6 月 18 日 12 时 (UTC, 下同), (b) 2010 年 6 月 19 日 00 时, (c) 2010 年 6 月 19 日 12 时, (d) 2010 年 6 月 20 日 06 时, (e) 2010 年 7 月 09 日 18 时, (f) 2010 年 7 月 11 日 06 时, (g) 2010 年 7 月 11 日 18 时, (h) 2010 年 7 月 11 日 00 时。

DBV初生前, 关键区DA1内涡旋所在层次, RT-DG项的总作用维持较弱的正值 (图4.13e), 这对DBV的动能增长有一定的促进作用。旋转风的动能制造和输送分别主导了动能在LLSWV和ULSWV的增长, 而垂直的动能输送作用则不利于动能的

增长。相比于Case 1而言, Case 2 中的RT-DG项的总作用强度较弱, 由此可知, 与DBV相比, SWV的能量变化过程更为剧烈。在DBV发展期, 关键区内RT-DG项的总作用明显增强(图4.13f), 这十分有利于DBV的发展。旋转风的动能输送作用主导了关键区内动能的增长, 而动能的垂直输送作用则延缓了DBV的动能增长。在DBV成熟期, 关键区内RT-DG项的总作用显著增强(图4.13g), 这十分有利于DBV的维持。旋转风的动能制造作用主导了关键区内动能的增长, 而动能的垂直输送作用则是DBV动能耗散的主要方式。在DBV消亡期, 关键区内RT-DG项的总作用显著减弱至负值(图4.13h), 这表明DBV的动能耗散很快。旋转风的动能输送作用是关键区内动能减少的主要机制, 动能的垂直输送作用加速了DBV的动能衰减过程, 而旋转风的动能制造则延缓了DBV的消亡过程。

4.5.2 能量转换诊断

SWV初生前, 关键区SA1内斜压能量转换过程(CPD)和正压转换过程(CDR)均存在较强的正值中心(图4.14a), 这十分有利于SWV的生成。SWV发展期, CPD和CDR的正值区域扩大, 强度依然很强(图4.14b), 这十分有利于SWV的发展。SWV成熟期, 冷、暖平流的增强(图4.10c)有利于有效位能的增大, 受其影响, 斜压转换过程CPD显著增强, 正压转换过程CDR亦随之增强(图4.14c), 这十分有利于SWV的维持。SWV消亡期, 正压和斜压能量转换过程均显著减弱(图4.14d), 仅在关键区SA7东南部维持正值区, 这在一定程度上延缓了SWV的消亡过程。可以注意到, SWV生命史内的正压、斜压能量转换特征, CPD与CDR强度大致相当, 这表明SWV与典型的温带气旋(如东北冷涡)不同, 因为温带气旋中斜压能量转换远强于正压能量转换, 此外, SWV与典型的热带涡旋(如台风)也存在明显差异, 因为典型热带涡旋中正压能量转换比斜压能量转换更重要。因而从能量转换角度而言, SWV属于一种副热带涡旋。

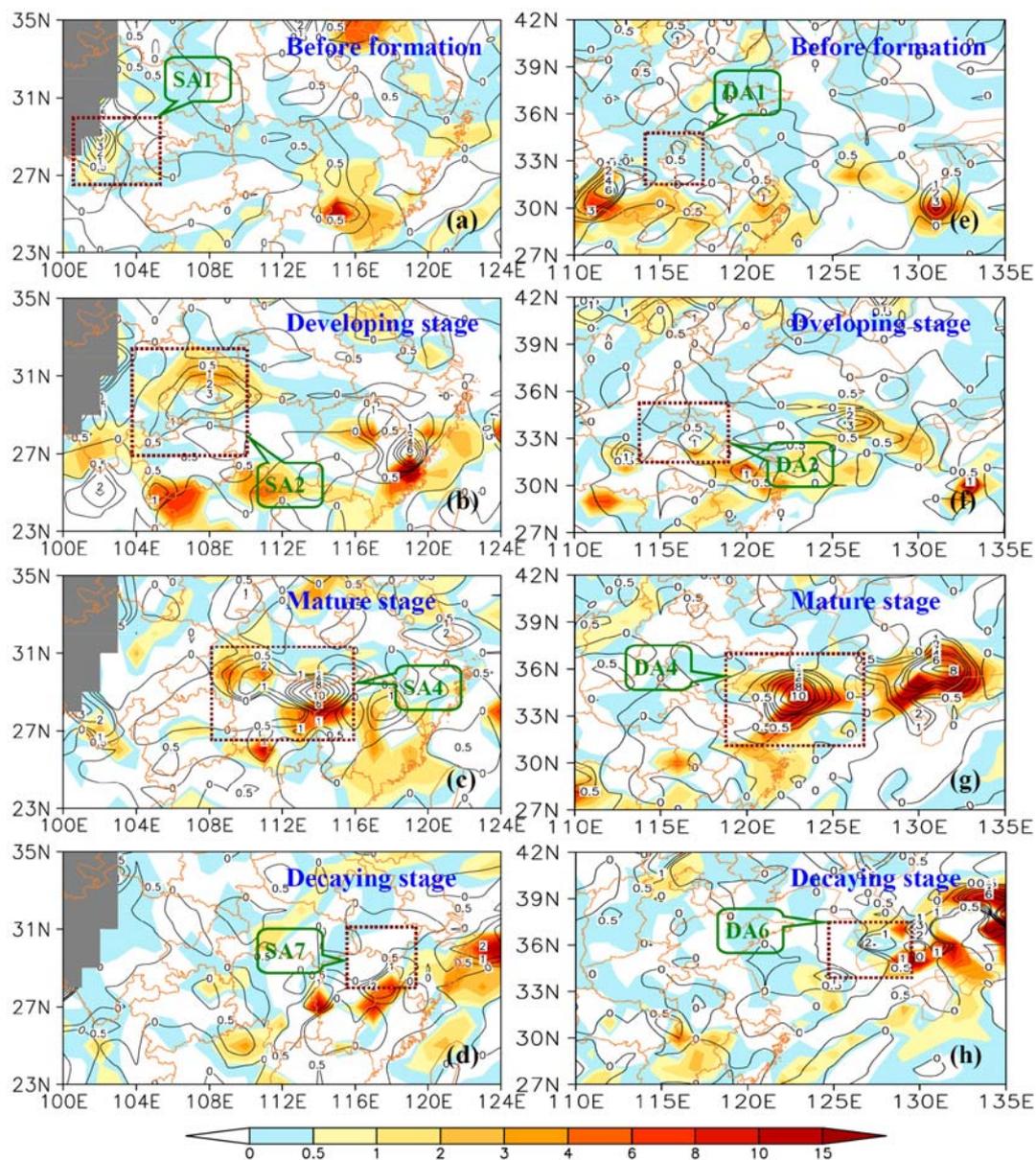


图 4.14 涡旋特征时刻总位能向辐散风动能的转换（实线，单位： $10^{-3} \text{ J kg s}^{-1}$ ）及辐散风和旋转风动能间的转换（阴影，单位： $10^{-3} \text{ J kg s}^{-1}$ ）左列为 SWV（Case1, 700 hPa）代表时刻，右列为 DBV（Case2, 850 hPa）代表时刻，(a) 2010 年 6 月 18 日 12 时（UTC，下同），(b) 2010 年 6 月 19 日 00 时，(c) 2010 年 6 月 19 日 12 时，(d) 2010 年 6 月 20 日 06 时，(e) 2010 年 7 月 09 日 18 时，(f) 2010 年 7 月 11 日 06 时，(g) 2010 年 7 月 11 日 18 时，(h) 2010 年 7 月 11 日 00 时。

DBV初生前，关键区DA1内存在弱的正压、斜压能量转换的正值中心(图4.14e)，这对DBV的生成有一定的促进作用。DBV发展期，CPD和CDR正值区有所增强且范围扩大(图4.14f)，这十分有利于DBV的发展。与Case 1中SWV的正、斜压能量转换过程相比较，DBV的能量转换过程较弱，其原因如下：Case 1中的降水及冷、暖空气的交错均强于Case 2(图4.7 a-b,e-f; 图4.10 a-b,e-f)，这表明Case 1中有效位能

的制造较Case 2为强。Case 1中的低层辐合及涡旋所对应的上升运动均强于Case 2（图4.10a-b, 图4.11a-b），这表明Case 1的环流配置更有利于有效位能的释放（CPD）及辐散风向旋转风（CDR）的转换。DBV成熟期，涡旋东移入海（图4.2 e），降水（图4.7 g）及冷、暖平流均显著增强（图4.10 g），这十分有利于有效位能的增长。因而有效位能向辐散风的转换显著增强，而辐散风向旋转风的转换也随之增强（图4.14g），这十分有利于DBV的维持。此阶段能量转换过程的显著增强与4.1.2中的分析结果是一致的。DBV消亡期，正压斜压能量转换过程均显著减弱（图4.14h），CPD和CDR仅在关键区DA6的中部和东部维持正值区，延缓了DBV的消亡过程。纵观DBV的生命史，CPD和CDR强度大致相当，这表明从能量转换角度而言，DBV同样属于一类副热带涡旋。

4.6 小结

梅雨期东移的中尺度涡旋常常会引发较强的降水造成严重的洪涝灾害。青藏高原东侧的四川盆地和大别山地区是梅雨锋上东移中尺度涡旋的两个主要源地。本章对2010年梅雨期一例东移的西南低涡SWV和一例东移的大别山涡DBV，通过环境场分析、结构分析、涡度收支、动能收支等多种手段较系统地对比了这两类涡旋的主要异同点。

(1) 天气分析表明，SWV和DBV均属于对流层低层 α 中尺度的涡旋，它们可以维持一天以上（我们的个例中它们均维持了约36h）。由于SWV由青藏高原东侧开始向东移出，其垂直伸展范围较DBV为大，此外，本研究中，SWV是由上而下发展的，而DBV是由下而上发展的。SWV仅在其成熟期出现了地面闭合低压中心，而DBV在其生命史中均有地面闭合低压中心与之相伴。孟加拉湾和南海是SWV降水的主要水汽来源，而对于DBV而言，除上述两个水汽源外，东海也是一个重要的水汽源。

(2) 涡度收支表明，辐合作用和倾斜项主导了SWV的初生，而辐合作用和涡度的垂直输入主导了DBV的初生；辐合作用和涡度垂直输入是DBV发展的主导因子，而对于SWV而言，辐合作用是涡旋发展的主导因子而垂直涡度输送的重要性仅位

于第二位；涡旋成熟期，辐合作用和涡度垂直输送分别主导了 SWV 在 LLSWV 和 ULSWV 的维持，而对于 DBV，辐合作用是涡旋维持的最主要因子，此外，对于两种涡旋，倾斜项和水平涡度输送作用是涡度的主要耗散方式；垂直涡度向水平涡度的转换（倾斜项）是 DBV 消亡的主要机制，而对于 SWV，涡度垂直输出和倾斜项分别主导了涡旋在 LLSWV 和 ULSWV 的消亡。

(3) 动能收支表明，在涡旋初生前，Case 1 中关键区内动能增长的速度远快于 Case 2。旋转风的动能制造主导了 Case 1 中关键区内动能的增长，而旋转风的动能制造和输送则是 Case 2 中关键区内动能增长的主导机制。涡旋发展期，旋转风动能制造是 SWV 动能增长的主导因子，而旋转风动能输送则是 DBV 动能增长的主导因子。涡旋成熟期，旋转风动能制造主导了 SWV 和 DBV 动能的维持，而动能的垂直输送是两个涡旋动能耗散的主要机制。涡旋消亡期，SWV 动能主要由垂直动能输送耗散而 DBV 的动能则由旋转风动能输送耗散。旋转风的动能制造与输送减缓了 SWV 的消亡过程，而对于 DBV 而言，旋转风的动能制造是减缓 DBV 消亡的最主要因子。

(4) 正压、斜压能量转换的分析表明，涡旋成熟之前，Case 1 中的正压、斜压能量转换的强度均强于 Case 2，这是由于 Case 1 中的热力条件（降水，冷、暖空气交绥）和动力条件（辐合及上升运动的强度）更有利于有效位能的增长与释放。进入成熟期后，由于 DBV 东移入海，环境的改变使得热力和动力条件有利于正压、斜压能量的转换，因而 DBV 所对应的正压、斜压能量的转换均大大增强达到了与 SWV 能量转换相当的程度。涡旋消亡期，SWV 和 DBV 所对应的正压、斜压能量的转换过程均大大减弱，这不利于涡旋的继续维持。对于 SWV 和 DBV 而言，涡旋生命史中正压、斜压能量转换的强度大致相当，这表明西南低涡和大别山涡同属于一类副热带中尺度涡旋。

需要说明的是，这两类个例中均出现了较强的降水，涡度与能量收支的诊断主要是从动力学角度探讨了中尺度涡旋的发生发展，尚未涉及太多热力学过程，特别是水汽在其中的作用，这显然还是需要注意并进一步探讨的。

第五章 东移入海型中尺度涡旋的数值模拟分析

第四章主要对多梅年两类东移中尺度涡旋典型个例进行了对比分析，揭示了其发生发展过程中斜压转换作用的重要性。因东移入海型涡旋有可能在入海后继续发展，影响范围更大，由于海上实测资料较为缺少，因而本章使用分辨率较高的数值模式，在模拟结果较为真实的情况下对输出的产品进行再诊断，从另一角度印证已有的诊断结果。还需指出，前面关于涡度收支和能量收支主要为动力因子的分析，那么，热力因子的作用有多大？尤其是对涡旋入海后潜热释放的影响的重要性，应作必要的探讨。本章拟通过不同的试验方案探讨水汽在入海前后涡旋发展和移动中的作用，另外，还用模拟结果进行了涡度收支的动力再诊断，在此基础上，有可能使我们对入海涡旋发展演变的影响因子有更完整的认识。

5.1 实例模拟及验证

5.1.1 资料说明及模式设置

采用了常规的高空和地面观测、CMORPH 全球格点降水资料以及美国国家环境预报中心（NCEP）的再分析资料，并使用中尺度气象模式 WRF 模式（Weather Research and Forecasting Model，模式介绍见附件）同化常规的高空和地面观测资料，继而开展模拟，又借助具有较高时空分辨率的卫星反演资料和模式模拟结果结合高空和地面的实测资料进行综合分析，以更好的抓住和确认中尺度涡旋系统的活动与演变特征。

数值模拟时段设置为 2010 年 7 月 10 日 00 时到 11 日 12 时，利用 WRF 的客观分析程序 OBSGRID，将常规高空和地面观测资料同化入 NCEP 发布的每 6 小时一次的 GFS $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 全球再分析资料进行同化得到初始场和边界条件，设计了粗细两重网格嵌套（图 5.1），内外嵌套的分辨率分别为 30 km 和 10 km，垂直层数为 38 层。内外层均采用 RRTM 长波辐射方案和 Kain-Fritsch2 积云参数化方案，并同时使用考虑了六种水成物的详细物理过程的 Morrison 云微物理过程双参数化方案，边界层参数化选择 MYJ 方案。积分中采用时变边界条件（详细介绍见附录）。

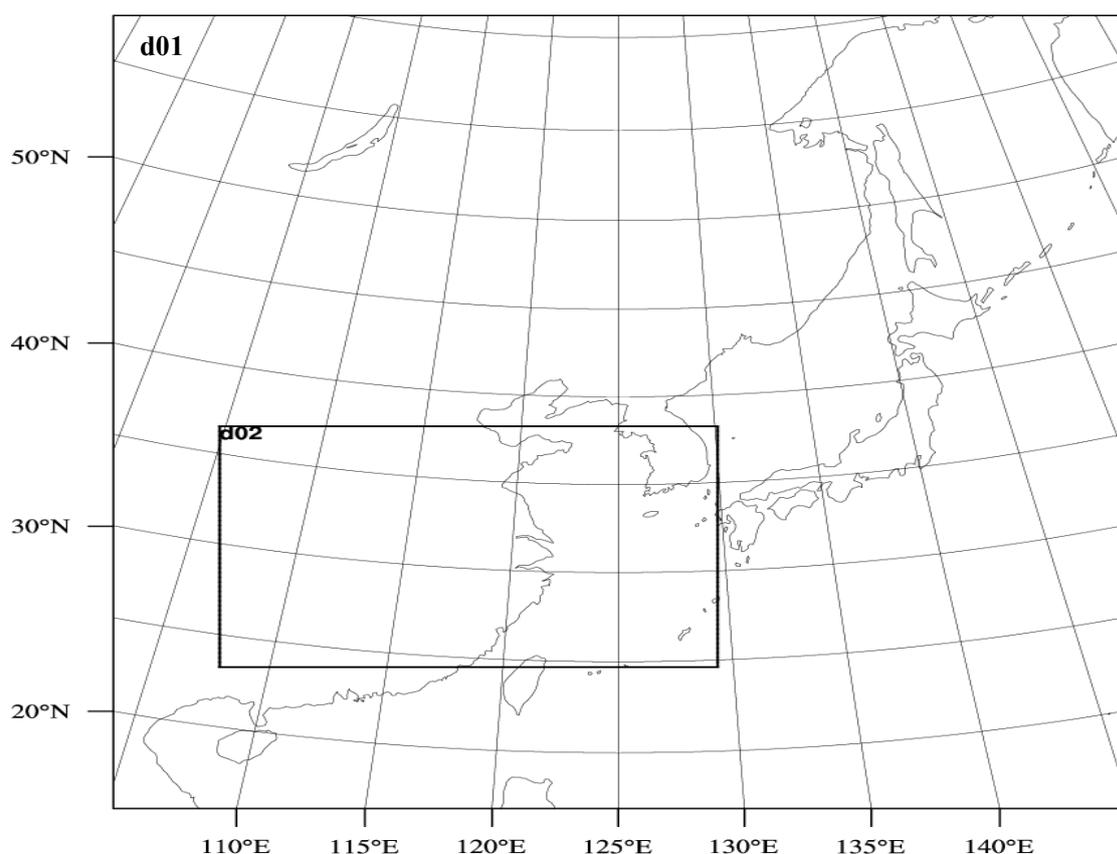


图 5.1 模拟区域设置。

5.1.2 数值模拟结果的验证及涡旋发展概述

2010年7月10日00时~11日00时(UTC,下同)期间,梅雨锋上发生了较强的降水过程,其主要降水中心的三小时累积降水量均在35mm以上(图5.2)。经分析, α 中尺度涡旋(即第四章中的Case2)与本次降水过程紧密相关,该涡旋在大别山地区生成后向东移动并入海发展,在其生命史内相继影响长江流域、东海沿海、朝鲜半岛及日本列岛,造成了一系列的强降水。

由于海面上实测资料较为缺乏,而从第四章中已知,CMORPH资料对降水有一定的描述能力,因此,这里将CMORPH用来与模拟的降水作一对比验证,尤其是海上的区域,如图5.2所示三小时累积降水量,本次过程,从7月10日00时涡旋在湖北生成开始,模拟降水的范围基本与CMORPH接近,并且降水中心也较为接近,只是强度略偏强,随着涡旋东移,虽然暴雨中心的位置有所偏离,但模拟的雨带形状和强度基本一致,说明模拟结果基本能反映实际降水。

而从图5.3可以看出,模拟结果也较好地再现了背景环流特征(图5.3b、d),

7月11日02时,我国中高纬东部受低压槽控制,山东半岛,安徽东部和江苏均位于槽前位置,温度场成东西向分布,我国中纬度上空为暖区;12日00时,低压槽东移至黄海至朝鲜半岛上空,因此,模拟结果中我国东部上空的槽以及西太平洋副高的位置与强度均与实际观测接近,温度场的模拟与实际观测虽然存在一定的差异,但也较为客观的反映了实际的温度场形势。综上所述,本次模拟较成功,因而可以利用模拟结果开展进一步的研究,本文将对区域2(D02)里的模拟结果作重点分析。

由500 hPa形势场(图5.3)、850 hPa流场(图5.4)及涡旋垂直伸展(图5.5)可看出,2010年7月10日00时,500 hPa上有一浅槽移至大别山地区,对应低层850 hPa出现强气旋性切变。10日06时即可看到有明显的涡旋存在(图5.4b),其垂直伸展为地面到800 hPa(图5.5),10日12时后,涡旋伸展到750 hPa,向东偏北方向移动,从东海北部沿岸入海,并继续发展,其强度和范围均加强。10日18时开始,涡旋继续沿东偏北方向向朝鲜半岛南部移动,其强度、范围开始减小。11日00时后,在朝鲜半岛与日本列岛之间海域消亡。本次涡旋持续时间约为36小时,最大水平范围在800km左右,属于 α 中尺度系统。

对500 hPa形势场(图5.3)的分析表明,2010年7月10日00时~11日12时时期间,中高纬度成“两槽一脊”型且较为稳定,环流经向度较大,巴尔喀什湖附近有深厚低压,贝加尔湖地区则对应有高压脊,我国中部地区有西风带短波槽向东移动,环流经向度随时间加大。中低纬度,副热带高压脊线(5880 gpm)稳定维持在 28°N 附近,其西边界伸展至中南半岛地区。可见,稳定的环流形势造成的冷暖空气交汇的长时间维持可能对涡旋的生成和维持有利,槽前的西南气流则有利于涡旋向东偏北方向移动,而东移的中高层扰动的配合则更利于涡旋的移动和维持。

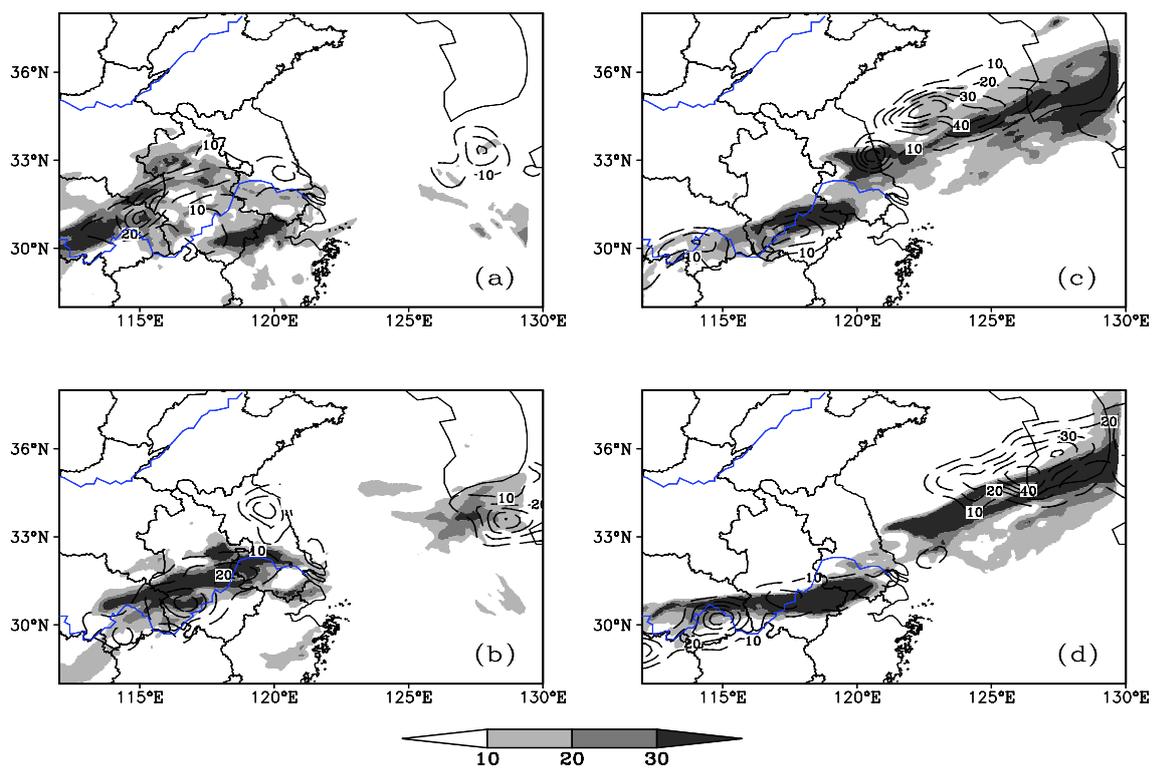


图 5.2 CMORPH 三小时降水量 (黑色等值线, 单位: mm), 模拟的三小时降水量 (填色, 单位: mm)。(a) 2010 年 7 月 10 日 00 时-06 时 (UTC, 下同); (b) 2010 年 7 月 10 日 06 时-12 时; (c) 2010 年 7 月 10 日 12 时-18 时; (d) 2010 年 7 月 10 日 18 时-11 日时。

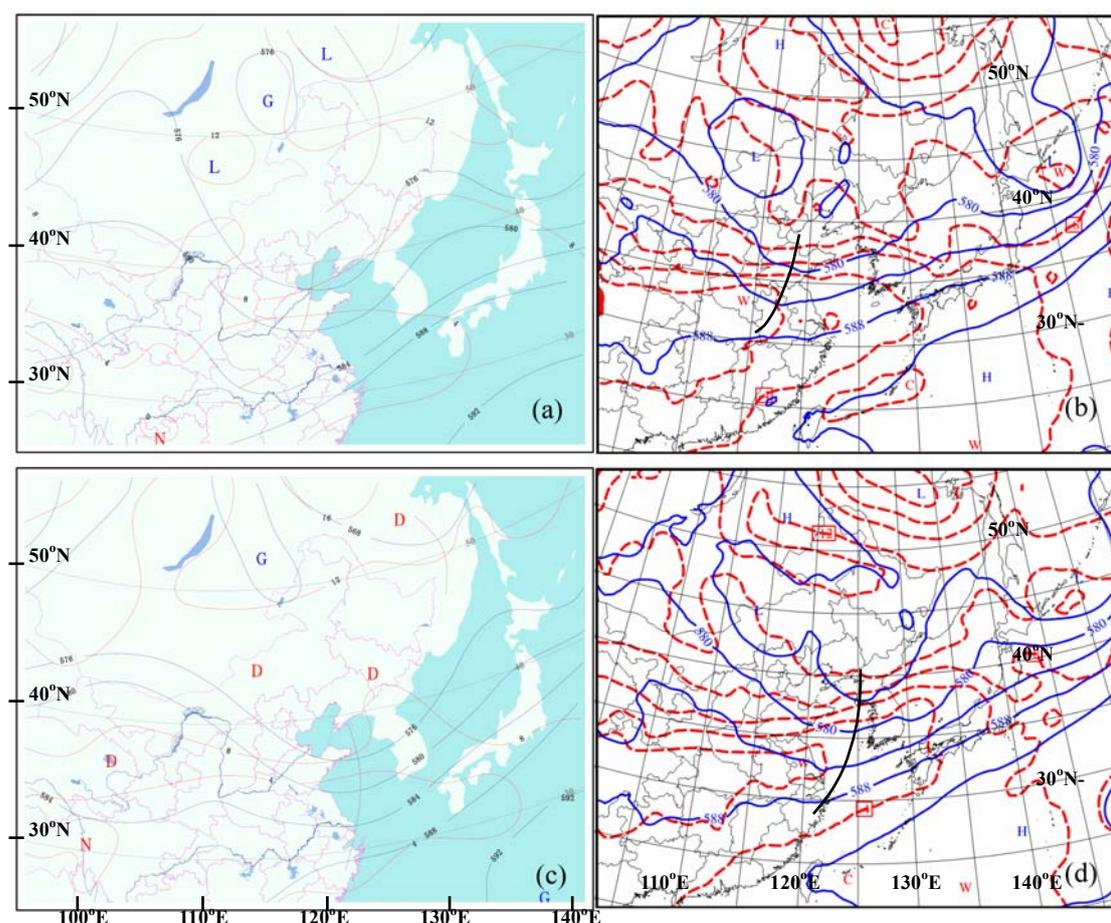


图 5.3 500 hPa 位势高度 (实线, 单位: dagpm), 温度 (虚线, 单位: $^{\circ}\text{C}$), 左栏为中国气象局发布的天气图资料 (G 代表高压中心, D 代表低压中心, L 代表冷中心, N 代表暖中心), 右栏为模拟资料 (H 代表高压中心, L 代表低压中心, C 代表冷中心, W 代表暖中心), (a)、(c) 2010 年 7 月 10 日 12 时 (UTC, 下同); (b)、(d) 2010 年 7 月 11 日 00 时。

5.1.3 数值模拟结果的再诊断

采用与第四章一致的标准, 本章将模拟的涡旋按其流场及相应涡度的演变 (图 5.4) 划分为四个阶段 (图 5.5): 2010 年 7 月 10 日 00 时-06 时为研究的第一阶段, 即涡旋初生前和初生时; 第二阶段 2010 年 7 月 10 日 06 时-12 时为 涡旋发展期; 2010 年 7 月 10 日 12 时-18 时为第三阶段, 即涡旋成熟期; 第四阶段为 2010 年 7 月 11 日 00 时-06 时, 即涡旋消亡期。需要指出的是在该个例中的涡旋东移入海并继续发展, 本章的研究重点是入海前后涡旋的结构特征和动力影响因子的变化。

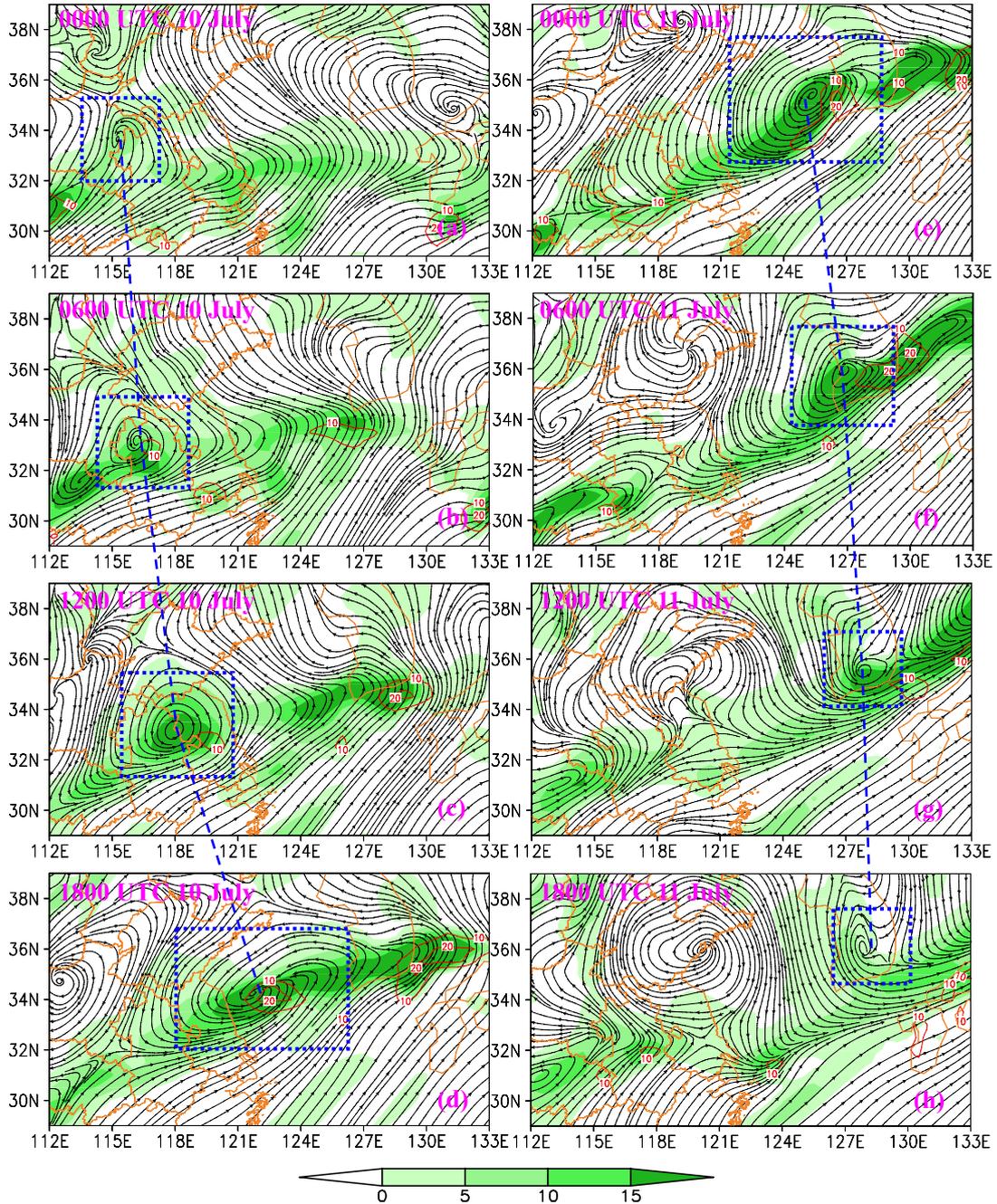


图 5.4 模拟的 850 hPa 水平风流场 (流线, 单位: m s^{-1}), 850 hPa 涡度 (阴影, 单位: 10^{-5} s^{-1}), 垂直速度 (实线), (a) 2010 年 7 月 10 日 00 时 (UTC, 下同); (b) 2010 年 7 月 10 日 06 时; (c) 2010 年 7 月 10 日 12 时; (d) 2010 年 7 月 10 日 18 时; (e) 2010 年 7 月 11 日 00 时; (f) 2010 年 7 月 11 日 06 时; (g) 2010 年 7 月 11 日 12 时; (h) 2011 年 7 月 11 日 18 时。

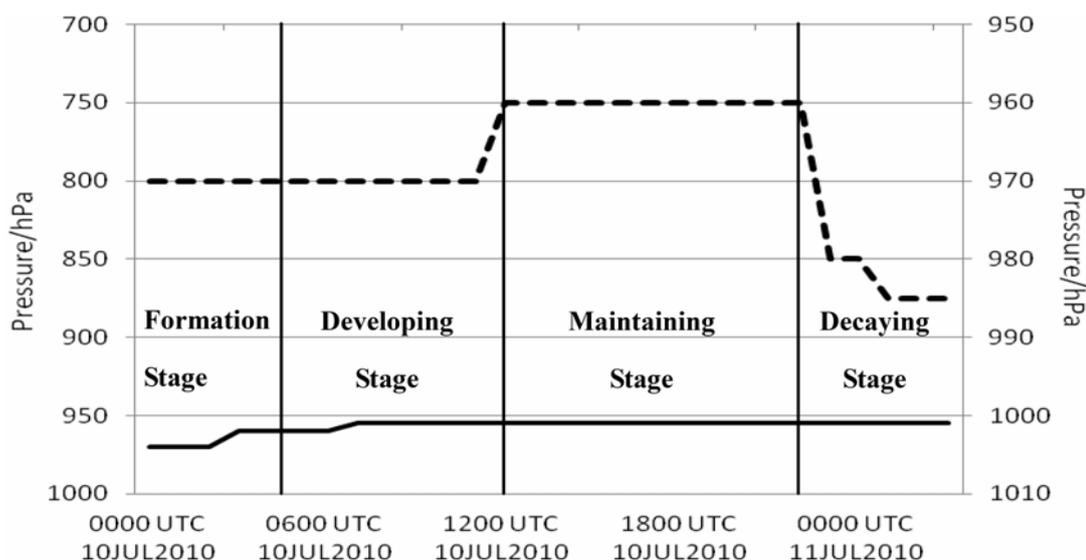


图 5.5 虚线为模拟的涡旋垂直伸展的上边界，实线为对应的海平面气压(hPa)。

以往的研究指出涡旋的发展与涡度的强弱有密切关系 (Ninomiya and Akiyama, 1971, 1992)。为此下面利用 p 坐标系下的垂直涡度方程 (Kirk, 2007) 对此例涡旋的模拟结果进行诊断, 并详细分析其动力影响因子的变化。

由涡旋关键区区域平均涡度廓线和平均涡度时间变化率廓线 (图 5.6) 可见, 在涡旋生命史第一阶段, 即初生阶段 (图 5.6 a), 700 hPa 以下涡度收支各项的总作用有利于涡度的增长, 其中辐合所造成的正涡度的增长是主导因子。850 hPa 是正涡度增长最快的层次, 这也表明 850 hPa 接近于该涡旋最核心的层次。在涡旋生命史第二阶段 (图 5.6 b), 平均涡度的极大值区也有所升高, 位于 800 hPa - 850 hPa, 对应了中、高层的短波槽前强的正涡度区。800 hPa - 500 hPa 的层次内, 正的涡度水平平流是涡度增长的主导因子, 而 800 hPa 以下则是辐合起主导作用, 此外垂直的涡度输送也有利于该层内涡度的增加。

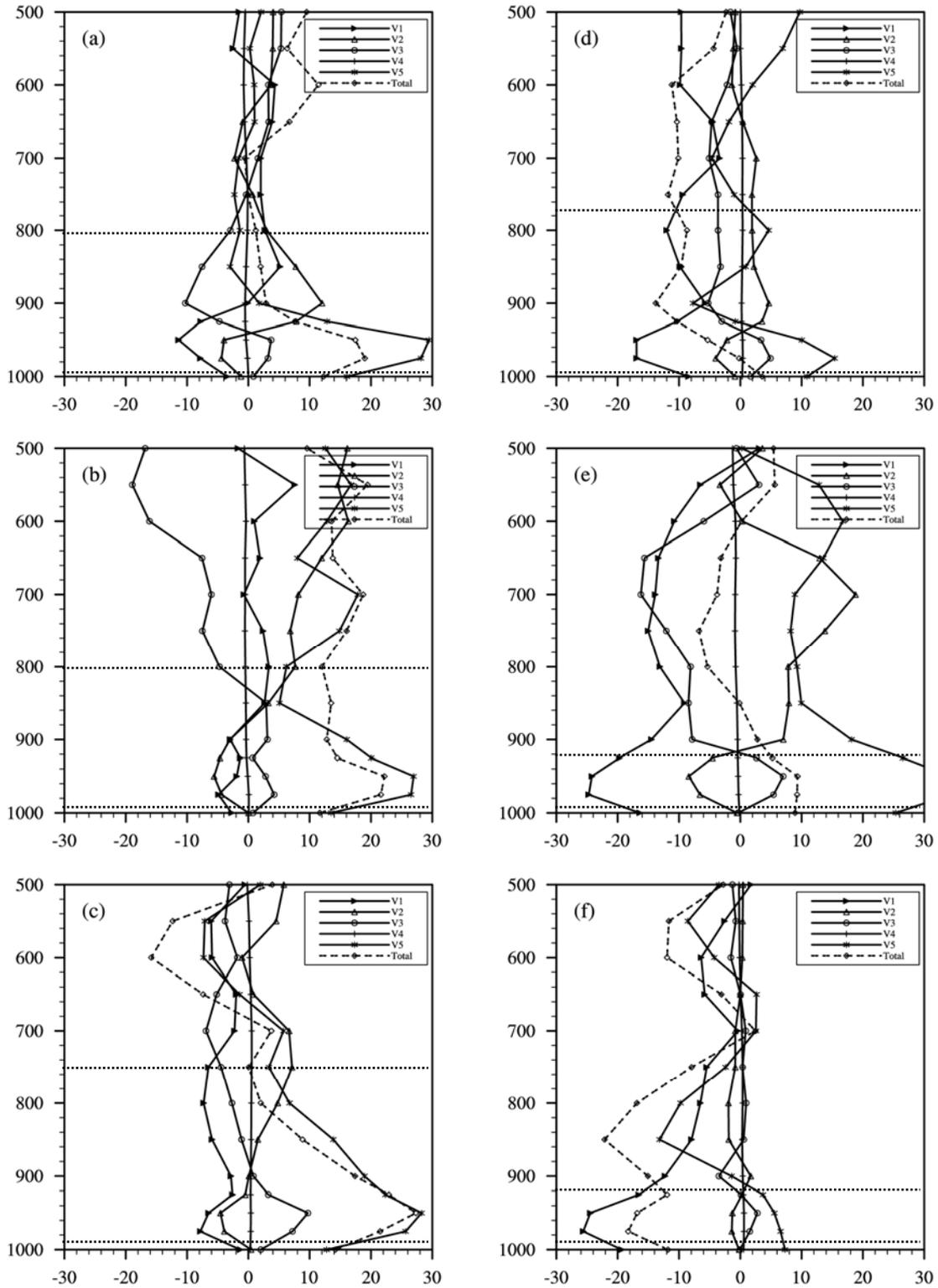


图 5.6 重点分析时次的涡度收支 (单位: 10^{-10}s^{-2}) 变化, V1 代表水平涡度平流项, V2 代表垂直涡度平流项, V3 代表倾斜项, V4 代表 β 项, V5 代表散度项, Total 代表上述各项之和, (a) 2010 年 7 月 10 日 00 时; (b) 2010 年 7 月 10 日 06 时 (UTC, 下同); (c) 2010 年 7 月 10 日 12 时; (d) 2010 年 7 月 10 日 18 时; (e) 2010 年 7 月 11 日 00 时; (f) 2010 年 7 月 11 日 06 时; (g) 2010 年 7 月 11 日 12 时; (h) 2010 年 7 月 11 日 18 时。

第三阶段（图 5.6 c,d），即涡旋的维持阶段，是本章重点关注的阶段。此阶段内涡旋向东北方移动，其维持环境逐渐由陆地变成了海洋，涡旋的垂直层次向上伸展至 750 hPa，其对应的最低海平面气压有所升高，约维持在 960 hPa 左右（图 5.5）。涡旋在陆上的维持期内，其中垂直和水平平流是 750 hPa - 550 hPa 的主导因子，而 750 hPa 以下，散度项和倾斜项是主导因子。涡旋由陆地移动入海的过程我们称之为涡旋的过渡期，在此期间内，涡旋关键区内的正涡度维持很强，虽涡度收支的总作用项明显减弱（图 5.6d），但仍有利于涡旋的维持。涡旋的中上层，辐合和涡度的垂直输送是主导因子，在涡旋的中下层散度项是主导项。由图 5.6e，涡旋在海上的维持阶段内正涡度的高度下降，涡度收支各项的总作用在涡旋的上层出现了负值，这意味着涡旋开始消亡，虽然涡度的垂直输送以及辐合作用有利于是涡旋在较高层的维持，但倾斜项和涡度的水平平流是导致涡旋减弱的主要原因。而在涡旋的低层，总作用项为正且比过渡期有所增强，这非常有利于涡旋的维持，低层的辐合作用是涡旋维持的主导因子。

表 5.1 涡旋发展不同阶段不同层次涡度收支状况

	低层(900 hPa 以下)	中层(900-700 hPa)	高层(700 hPa 以上)
初生阶段	散度项正作用	散度项正作用	散度项负作用 散度项正作用
发展阶段	散度项正作用	散度项正作用	垂直平流项正作用
维持阶段 (陆地)	散度项正作用	涡度垂直平流项正作用	水平平流项正作用
维持阶段 (离岸过程)	散度项正作用	水平平流项负作用 倾斜项负作用	垂直平流项正作用
维持阶段 (海面)	散度项正作用	水平平流项负作用 倾斜项负作用	倾斜项负作用
消亡阶段	水平平流项负作用	水平平流项负作用	水平平流项负作用 倾斜项负作用

涡旋消亡期，各项的正涡度产生作用均减弱，散度项和涡度垂直平流项是最主要的正作用项，散度项作用的最强层随时间下移，900 hPa 附近出现极大值区，垂直平流项在 800 hPa 存在强正作用区。涡度的水平平流项和扭转项是最强的负作用项，它们导致了涡旋的消亡。

将以上分析总结于表 5.1，可发现涡旋发生发展时，其主要涡度来源为水平辐合作用，涡旋入海后涡度增大与水平辐合作用增强关系密切，表明了水平切变线的重要作用。这一结果与第四章中用再分析资料的分析结果较吻合，而通过降水分布、环流形势的对比也说明该模拟较为成功地复制了此例涡旋的发生发展和移动过程，因此下文继续采用数值模拟实验对其进行深入研究。

5.2 不同水汽方案影响的实验

以往的研究中多指出，潜热释放在气旋或涡旋发展过程中的作用，前文亦指出涡旋活动特征不同的多梅年与少梅年的一个重要区别就是水汽供应多寡不同，如 2009 年水汽通量约比 2010 年要小一个量级。为此，本节对水汽的作用做进一步的实验，讨论其对梅雨锋上中尺度涡旋发生、发展和移动以及是否入海等的影响。

5.2.1 实验设置

实验采用的模拟区域及模式参数与上节中的相同，要特别指出的是，考虑到前面章节对梅雨期总体水汽来源以及两个典型涡旋个例的水汽来源的分析结果，即孟加拉湾与我国南海是这类天气系统发生发展时的主要水汽源地，将该模式外层的西南角位于 100°E , 15°N ，从而可区分外层西边界南侧的水汽源地为孟加拉湾，而南边界西侧的水汽输送源地为我国南海，以通过敏感性实验讨论不同源地的水汽对梅雨锋涡旋发生、发展和移动的影响。实验设计如表 5.2 所示，CTRL 为对照实验，即上节中的实例模拟，NoLH 为只使用云微物理参数化并去除潜热释放的实验。MA75 和 MA50 实验对整个模拟区域的初始场的水汽分别减少到原来的 75% 和 50%，同时边界条件中的水汽也减少 25%，并设置间隔为 5 个格距的缓冲区。MW50、MS50、ME50 分别为在孟加拉湾（西边界， 100° - 110°E ， 25° - 35°N ）、我

国南海（南边界，110°-120°E，20°-30°N）、我国东部海域（东边界，120°-130°E，25°-35°N）的初始场的水汽分别减少到原来的 50%。

表 2 实验设置

实验名称	描述
CTRL	对照实验，即上节中的模拟结果
NoLH	去除潜热影响
MA75	全区域的水汽减少至原来的 75%，边界条件中的水汽也减少 25%，并设置间隔为 5 个格距的缓冲区
MA50	全区域的水汽减少至原来的 50%，边界条件中的水汽也减少 25%，并设置间隔为 5 个格距的缓冲区
MW50	100°-110°E，25°-35°N 的水汽减少至原来的 50%
MS50	110°-120°E，20°-30°N 的水汽减少至原来的 50%
ME50	120°-130°E，25°-35°N 的水汽减少至原来的 50%

5.2.2 实验结果分析

MA75 中仅将水汽减少 25%，其实验结果与对照实验 CTRL 相比，变化不大，ME50 只减少东边界的水汽，模拟结果变化也不大，这表明较少的水汽减少和东边界的水汽输送对涡旋东移入海发展的过程影响较小，因此，下面着重分析实验 NoLH、MA50、MW50 和 MS50 四个实验的结果。

首先对不同试验对降水分布的影响做一分析。图 5.7 为模拟的涡旋入海前时刻的对比，实验 NoLH 中使用去除潜热影响的云微物理方案后，降水明显减少，仅在涡旋西部有较弱降水（图 5.7a），低压中心偏北。而实验 MA50 采用与控制实验 CTRL 相同的模式设置，但是将外层模拟区域的初始场和边界条件中的水汽都减少 50%，可以发现，基本没有显著的降水，且低压中心偏北（图 5.7b）。实验 MW50 为仅将西边界水汽减少 50%（图 5.7c），与图 5.2a 中的结果对比，可以看出虽然雨带的位置大体一致，但是 115° E 以西的相同强度的降水中心的范围较小。实验 MS50 为仅将南边界水汽减少 50%（图 5.7d），可以看出虽然雨带的位置与

对照实验大体一致，但是 115°E - 120°E 相同强度的降水中心的范围较小，而西段的降水较强。

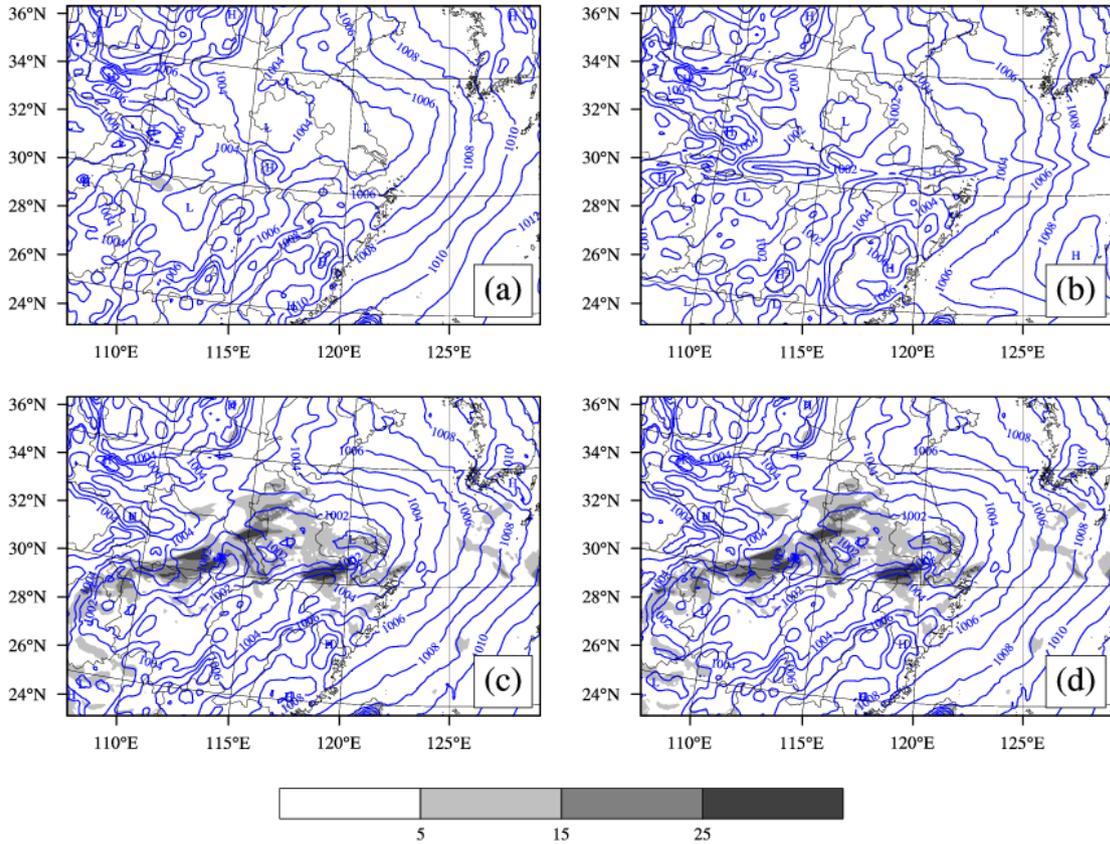


图 5.7 模拟的涡旋入海前的 3 小时累积降水量（阴影，单位：mm），海平面气压（实线，单位：Pa），(a) NoLH; (b) MA50; (c) MW50; (d) MS50。

图 5.8 为模拟的涡旋入海时刻的对比，实验 NoLH 与实验 MA50 都没有显著的降水，低压中心偏北（图 5.8a、b），实验 MA50 的低压范围较实验 NoLH 大。与图 5.2 中的结果对比，虽然实验 MW50 的雨带位置与对照实验大体一致，但是 115°E 以西的相同强度的降水中心的范围较小（图 5.8c）。实验 MS50 的雨带位置也与对照实验大体一致，但是中段（115°-120°E）相同强度的降水中心的范围较小，而西段的降雨较强（图 5.8d）。

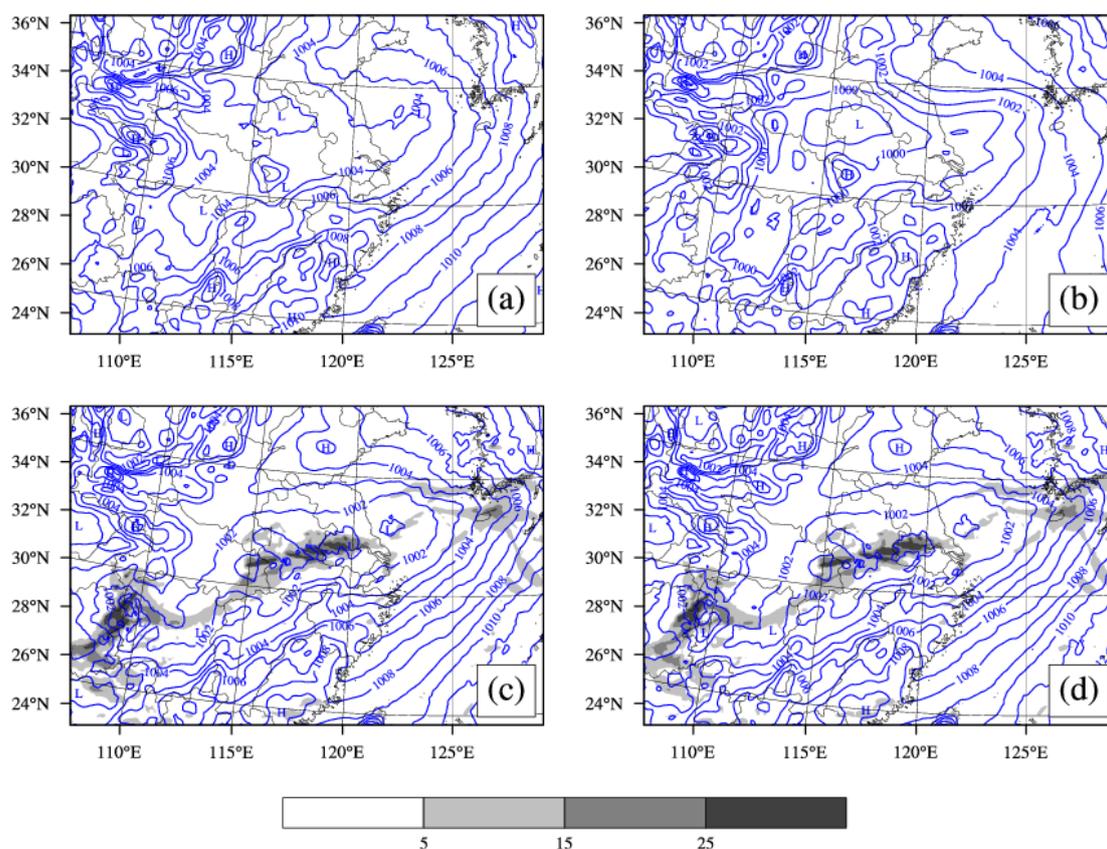


图 5.8 模拟的涡旋入海阶段的 3 小时累积降水量（阴影，单位：mm），海平面气压（实线，单位：Pa），(a) NoLH；(b) MA50；(c) MW50；(d) MS50。

图 5.9 为模拟的涡旋入海后时刻的对比，实验 NoLH 出现了降水，但与实况相比要弱很多，低压中心偏北且陆地和海上各有一个（图 5.9a）。而实验 MA50 仍没有显著的降水，低压中心偏北且陆地和海上各有一个（图 5.9b）。实验 MW50 与 MS50 结果中雨带的位置与 CTRL（图 5.2c）较为接近，但较实况 $120^{\circ} - 130^{\circ}\text{E}$ 区域相同强度的降水大值区的范围较小，低压中心移至海上（图 5.9c,d）。

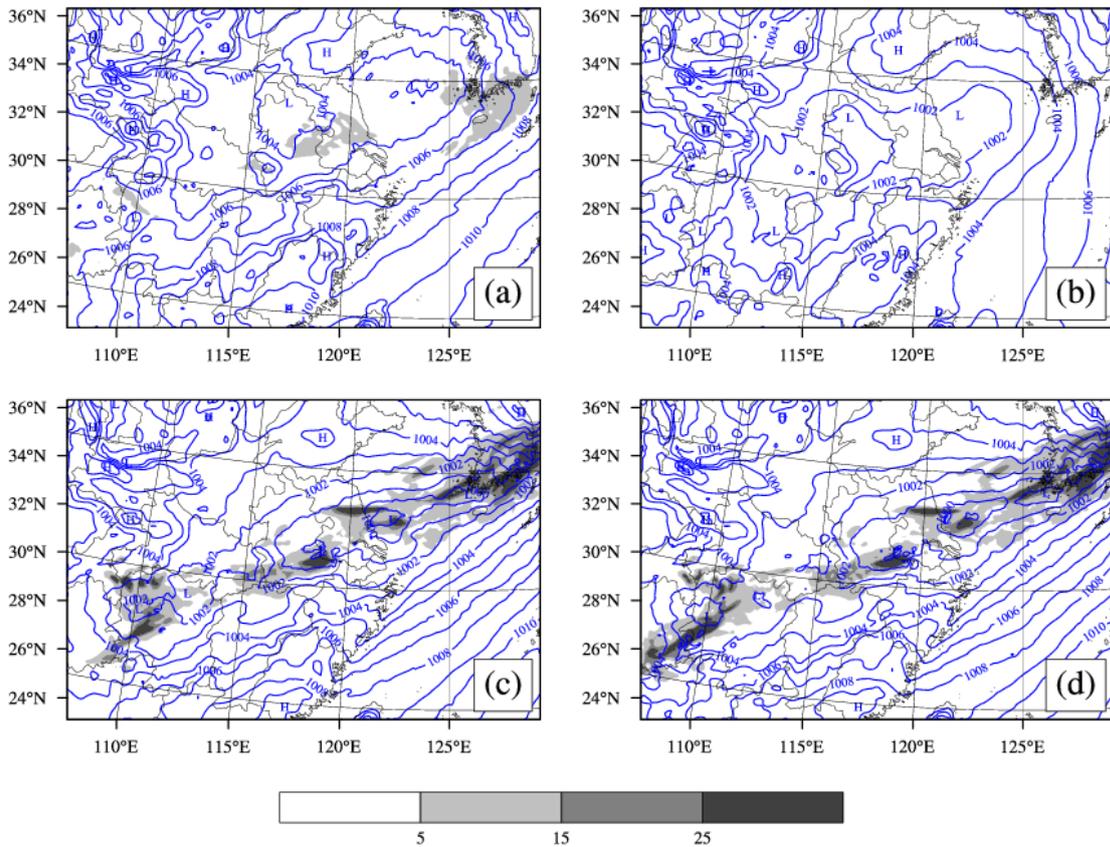


图 5.9 模拟的涡旋入海后的 3 小时累积降水量（阴影，单位：mm），海平面气压（实线，单位：Pa），(a) NoLH；(b) MA50；(c) MW50；(d) MS50。

上述结果说明水汽的作用对降水和低压发展的有一定的影响。但是，水汽的贡献，尤其是对涡旋的影响，还需进一步讨论。

下面继续对涡旋的发生发展状况进行对比，为此选取实际涡旋入海前、入海中和入海后三个时刻，对几个敏感性实验的相应结果进行对比。由图 5.10 与图 5.4a 可以看出，各组实验中模拟涡旋的表现各有不同，在实验 NoLH 中，涡旋的闭合流线范围显著变小，涡旋中心位置偏西（图 5.10a）；实验 MA50 中，涡旋中心也偏西，但是流线闭合范围较大（图 5.10b）。实验 MW50 和 MS50 结果较为接近，涡旋位置和范围都与 CTRL 较一致（图 5.10c, d）。

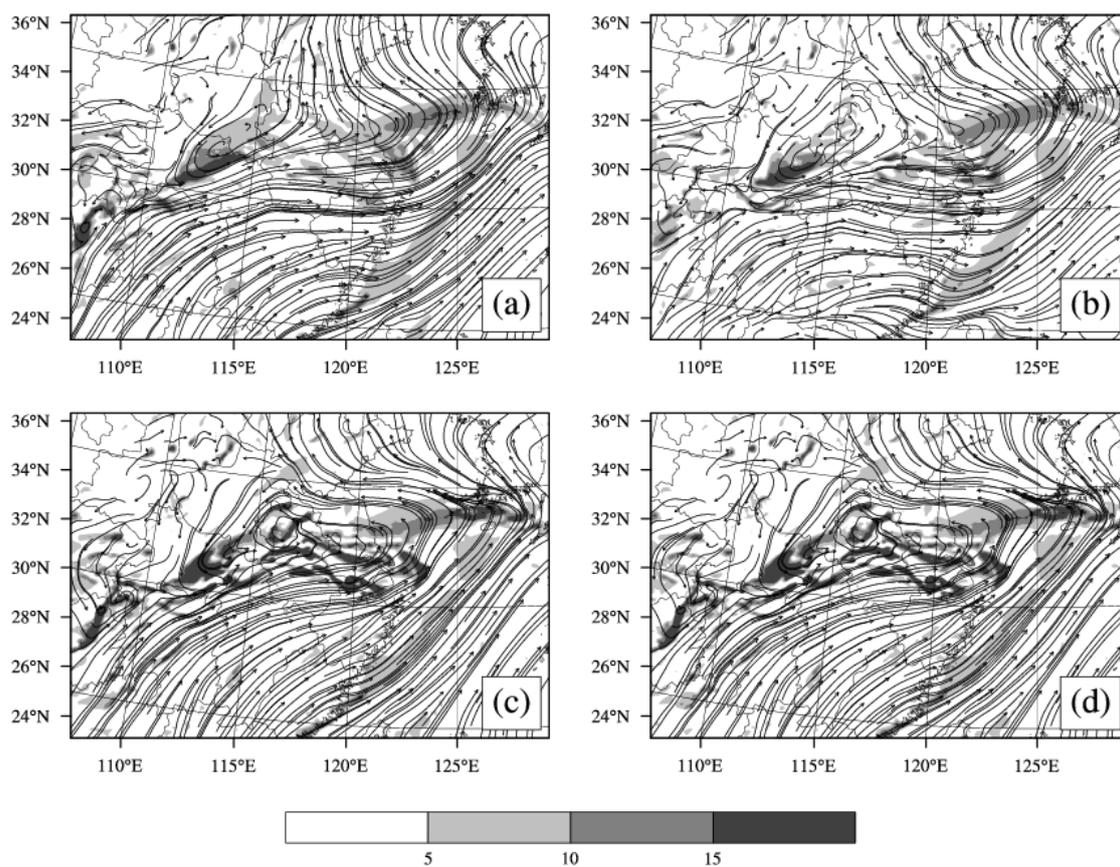


图 5.10 模拟的涡旋入海前 850 hPa 水平风流场, 850 hPa 涡度(阴影, 单位: 10^{-5} s^{-1}), (a) NoLH; (b) MA50; (c) MW50; (d) MS50。

另一个需要关注的是涡旋的入海时刻, 由图 5.11 与图 5.4d 可以看出, 各组实验中涡旋虽均稍有东移, 但表现仍有不同。在实验 NoLH 中, 涡旋并未入海, 而又在海面上 125° E 以西的涡度大值区新生了一个涡旋, 出现两个涡旋同时存在的情况(图 5.12a)。实验 MA50 中, 涡旋虽入海, 但范围较小且强度弱, 涡旋中心偏西(图 5.12b); MW50 和 MS50 中涡旋虽然移动入海, 但是较实验 CTRL(图 5.4c)的涡旋闭合中心要小, 而 MW50 在 110° E 以西有明显的涡旋生成(图 5.12c, d)。

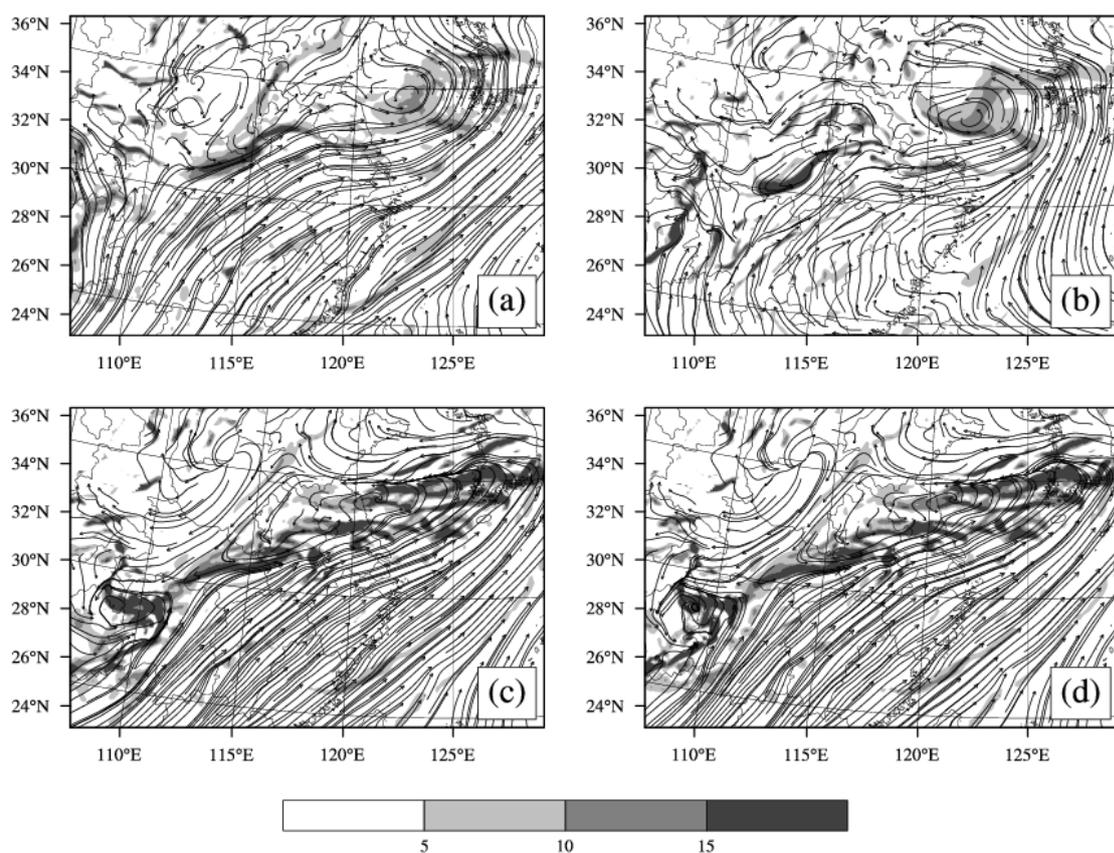


图 5.11 模拟的涡旋入海阶段 850 hPa 水平风场, 850 hPa 涡度(阴影, 单位 10^{-5} s^{-1}), (a) NoLH; (b) MA50; (c) MW50; (d) MS50。

在模拟涡旋入海后时刻的表现上, 各组实验也有不同。由图 5.12 与图 5.4d 可以看出, 在实验 NoLH 中, 在陆地上的涡旋逐渐减弱消亡, 而海面上的涡旋仍维持(图 5.12a), 但强度减弱; 实验 MA50 中, 海面上涡旋减弱也未见移动(图 5.12b); 而 MW50 和 MS50 中涡旋入海后继续向东移动, 但是较实验 CTRL(图 5.3d)的涡旋闭合中心范围较小, 而 MW50 在 110°E 以西的新生涡旋仍然维持(图 5.12c, d)。

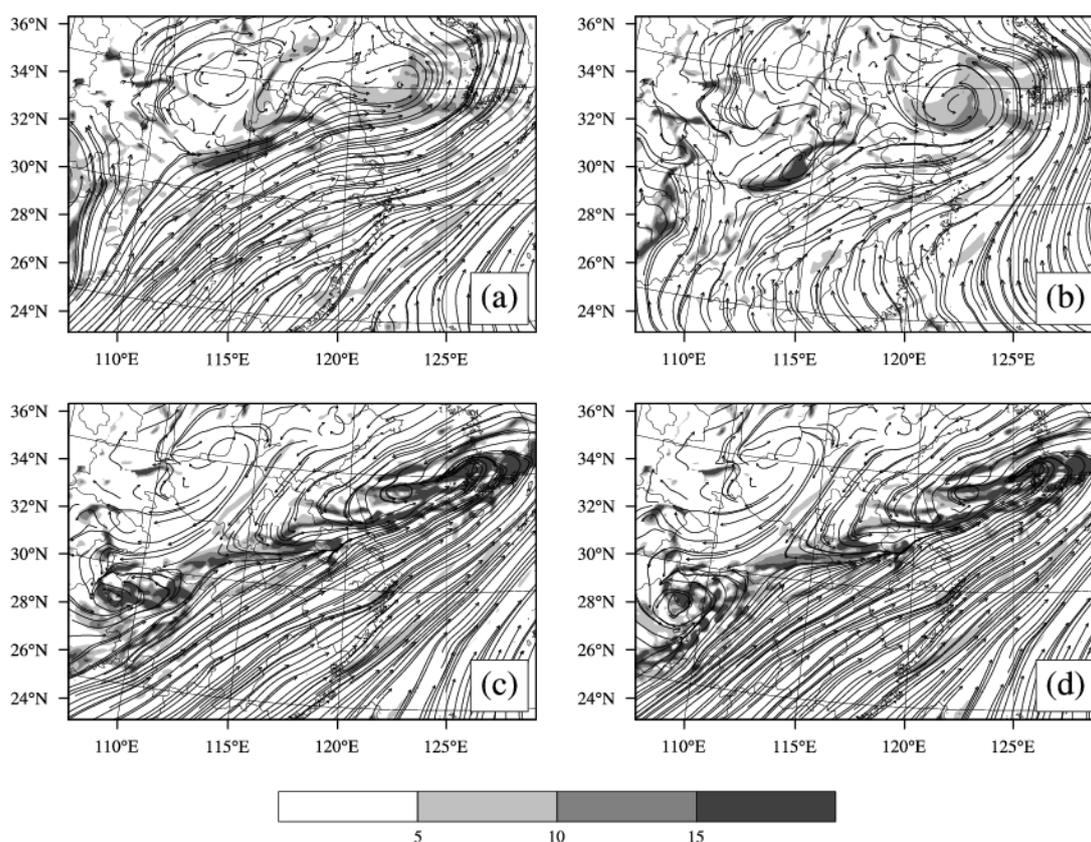


图 5.12 模拟的涡旋入海后 850 hPa 水平风场, 850 hPa 涡度(阴影, 单位: 10^{-5} s^{-1}), (a) NoLH; (b) MA50; (c) MW50; (d) MS50。

虽然上述结果从一定程度上说明了潜热在涡旋发展及移动中的作用, 但仍需对水物质转化过程的进行详细分析。

从模拟的涡旋在陆地上发展阶段的雷达组合反射率(图 5.13)可以看到, NoLH 实验中涡旋发展较弱, 核心区域较小, 回波区也较为零散, 且整体偏弱, 强回波中心强度在 30 dBZ 以下(图 5.13a), MA50 实验中, 涡旋环流发展较好, 但没有显著回波出现(图 5.13b), 说明该实验在此阶段无对流活动, 与前面的降雨分析结果一致。MW50 和 MS50 实验中均有一条 800km 长, 200km 宽的西南-东北走向的强对流带(组合反射率大于 20 dBZ)贯穿涡旋(图 5.13c, d), 且涡旋中心西南侧、东南侧和东侧分别有三个强回波区(组合反射率大于 40 dBZ), MW50 实验中位于涡旋中心的强对流区与 MS50 实验相比较为零散。

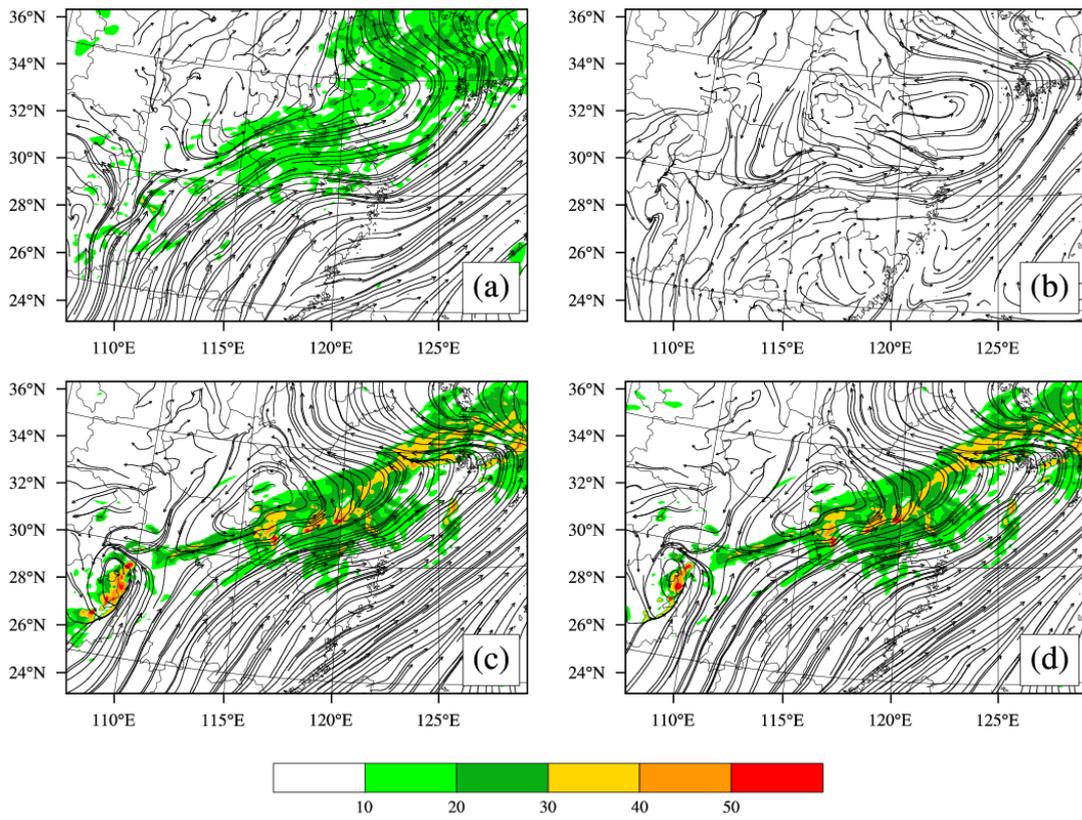


图 5.13 涡旋陆地阶段模拟的 850 hPa 水平风场, 组合反射率 (阴影, 单位: dBZ), 海平面气压 (黑色等值线, 单位: hPa), (a) NoLH; (b) MA50; (c) MW50; (d) MS50。

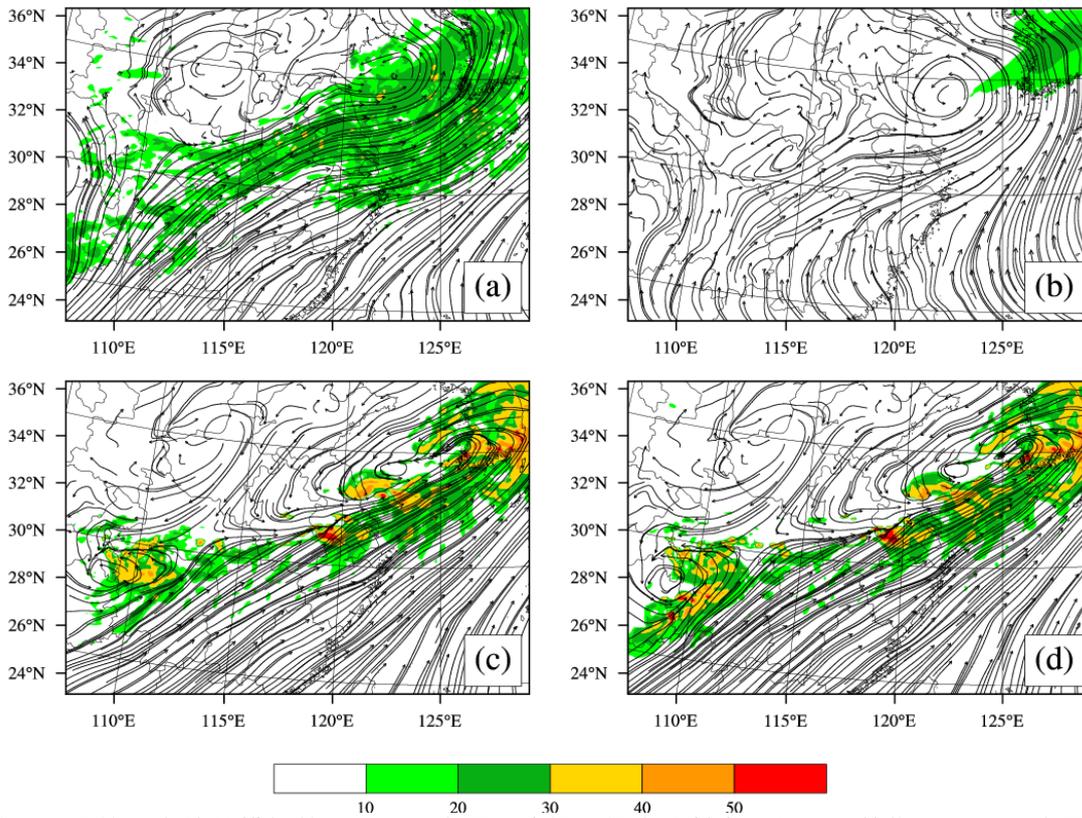


图 5.14 涡旋入海阶段模拟的 850 hPa 水平风场, 组合反射率 (阴影, 单位: dBZ), 海平面气压 (黑色等值线, 单位: hPa), (a) NoLH; (b) MA50; (c) MW50; (d) MS50。

从模拟的涡旋在入海阶段的雷达组合反射率（图 5.14）可以看到，NoLH 实验中涡旋基本趋于消散，核心区域较小，回波区整体偏弱，有散碎的强回波中心（强度在 30 dBZ 左右）分布其中（图 5.13a），MA50 实验中，较好表现了涡旋的环流特征，但强回波仅出现在其东侧（图 5.13b）。MW50 和 MS50 实验中西南-东北走向的强回波带（组合反射率大于 20 dBZ）主要位于涡旋南侧，且趋于分离为三个块状强回波区（图 5.13c, d），分别位于涡旋中心西南侧、东南侧和东侧（组合反射率大于 40 dBZ），MS50 实验的位于涡旋中心正南侧的强回波区与 MW50 实验的相比较小。

以上结果说明，水汽含量的改变对雷达回波（云和降雨）的影响和对涡旋发展的影响相对应，可能是通过潜热的释放促进对流的发展，进而为涡旋的发展、维持提供能量，而减少来自南部的水汽供应，主要对涡旋中心及南侧的云系特征造成了影响。

要确认潜热的作用，还需对水粒子的垂直分布进行分析。从涡旋处于陆地阶段模拟的水物质廓线（图 5.15）可看出，MA50 实验中除了水汽外，其余的各类粒子都为零，表明没有形成云系。其他的实验中水汽廓线都较为接近，且雨水粒子、云水粒子、雪粒子、冰粒子含量较多。NoLH 实验中（图 5.16a）雨水和云水主要分布在 1-6 km，其中 1-3 km 为云滴大值区，并较 MW50 和 MS50 相应高度处大，但雨水粒子的含量要约小一半（图 5.15a,c,d）。MW50 实验中雨水和云水分布在 1-6 km，MS50 实验水云较厚，可达到 7 km，但云水较少，两者雨水含量接近。以上实验中零度层约为 5 km，5 km 以上以冰相粒子为主，MW50 和 MS50 实验中冰相粒子含量尤其多，而零度层之下，云水含量差别不大（图 5.15a,c,d）。

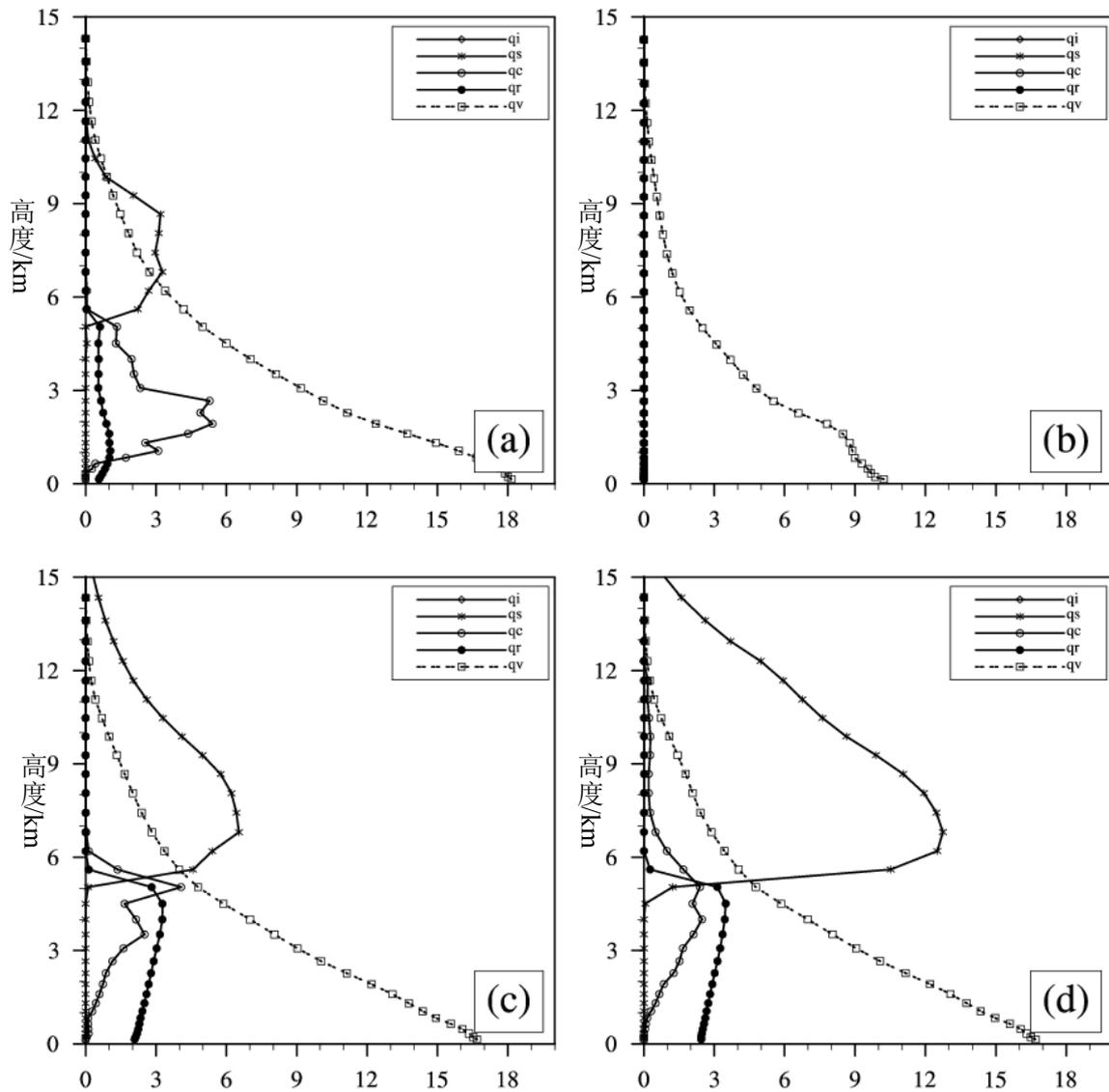


图 5.15 涡旋陆地阶段模拟的水物质廓线（单位： $10^{-5}\text{kg}\cdot\text{kg}^{-1}$ ），qv 为水汽，qc 为云水，qr 为雨水，qi 为冰晶，qs 为雪，(a) NoLH；(b) MA50；(c) MW50；(d) MS50。

从涡旋入海阶段模拟的水物质廓线（图 5.16）可看出，MA50 实验中的水汽比陆地阶段多，雨水粒子、云水粒子等仍然为零，表明仍无云系形成。其余各组实验水汽廓线较为接近，且雨水粒子、云水粒子、雪粒子、冰粒子比陆地阶段增加明显。NoLH 实验中（图 5.16a）雨水和云水主要分布在 1-6 km，其中 3-5 km 为云滴大值区，比 MW50 和 MS50 相应高度处大，但雨水粒子的含量基本一致（图 5.16a,c,d）。MW50 和 MS50 实验中雨水和云水分布在 1-7 km，MS50 实验水云较厚，但云水较少，两者雨水含量接近。以上实验中零度层约为 5 km，5 km 以上以冰相粒子为主，MW50 和 MS50 实验中冰相粒子含量尤其多（图 5.16c,d）。

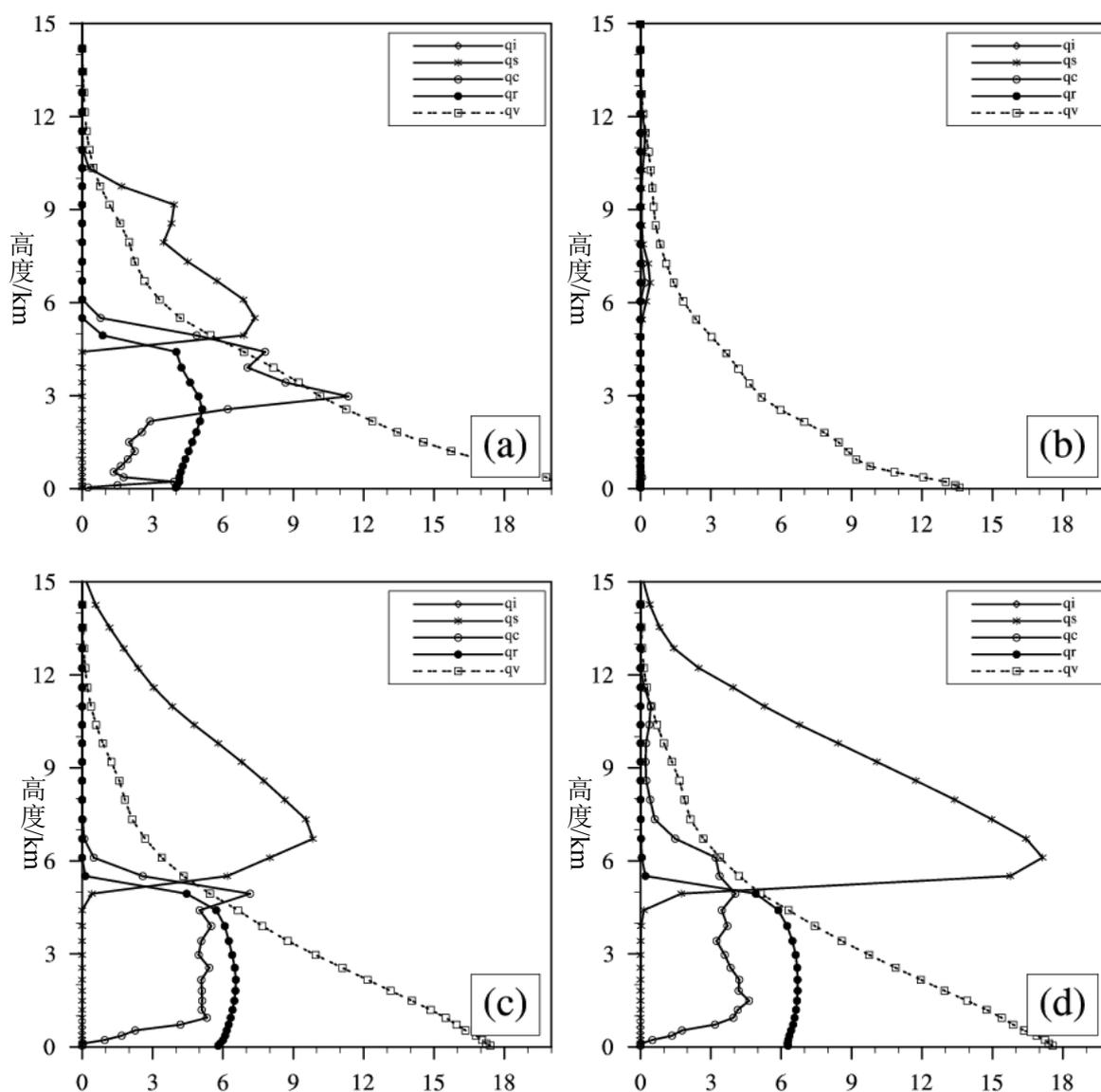


图 5.16 涡旋入海阶段模拟的水物质含量廓线（单位： 10^{-5}kgkg^{-1} ）， q_v 为水汽， q_c 为云水， q_r 为雨水， q_i 为冰晶， q_s 为雪，(a) NoLH; (b) MA50; (c) MW50; (d) MS50.

可见，几组实验中，零度层之下，云水含量差别没有高层的云冰大（图 5.15，图 5.16），即暖云成雨过程不是造成降雨差别的主要原因，而冷云过程是造成其降水差异显著的原因，也就是说雪霰（雹）融化为雨水是影响降雨量的主要成因之一，因此影响该涡旋发展的潜热不仅有凝结潜热的释放，也有凝华潜热的贡献。

由以上分析可以看出，涡旋在梅雨锋上的移动过程中，水汽带来的潜热释放作用十分重要，直接关系到其发生发展的强弱、生命史的长短以及移动路径等。而敏感性实验也揭示出，梅雨锋东段（ $120^{\circ}\text{-}125^{\circ}\text{E}$ ）存在的由中下层切变线形成的强涡度区域，十分利于涡旋的形成，当涡旋在江淮流域发生发展并可移动到该涡

度大值区时，就可继续发展移动，这说明辐合作用对该例涡旋的重要作用，这也与前文中的涡度收支诊断结果相印证。而潜热释放带来的能量对涡旋是否能维持和移动到梅雨锋东段的涡度大值区也有关系。

5.3 小结

2010 年梅雨期间，发生了多次由梅雨锋上的中尺度涡旋引起的暴雨，本文对 2010 年 7 月 10 日发生的一例东移入海的涡旋进行了数值模拟和模拟结果再诊断。初步揭示了其发生、发展以及入海前后结构特征和动力影响因子的变化，并通过不同水汽方案影响的实验，探讨了水汽在其中的作用。

(1) 模拟结果较好地再现了涡旋发生发展及移动过程中的降水分布、背景环流特征的变化，及高空短波槽的移动，说明 WRF 模式较好地描述了该系统发生发展中的物理过程。因而，使我们有可能利用数值模拟结果进行再诊断。

(2) 对较为成功的数值模拟结果进行了涡度收支再诊断，揭示出涡旋发生发展时，其主要涡度来源为水平辐合作用，涡旋入海后涡度增大与水平辐合作用增强关系密切，表明了水平切变线的重要作用，模拟结果与第四章中动力分析所得的结果相互印证和呼应，从而更增加了对这一结果的可信度。

(3) 通过对不同水汽影响方案的试验，探讨了潜热释放在涡旋发展过程中的作用，水汽凝结潜热释放的作用十分重要，它直接关系到模拟降水的多少、涡旋发生发展的强弱、生命史的长短以及移动路径等。如果，在试验中“人为地”抑制或减少水汽的影响，则模拟的降水量，及模拟涡旋的强度和位置都与实况相去甚远。因而，水汽的作用和影响不可低估，尤其是对入海气旋而言。

(4) 当涡旋在江淮流域发生、发展并移动到梅雨锋东段的涡度大值区时，就可能继续发展东移，而凝结潜热释放引发的低压减压对涡旋能否维持和移动到梅雨锋东段的涡度大值区也很有关系。因而，这也许表明：动力、热力作用均很重要，涡旋的发展和移动可能是二者共同作用或相互作用的结果。

第六章 结论与讨论

6.1 主要结论

已有的研究表明,梅雨锋为一条呈东西向分布的准静止锋,由长江流域延伸至日本列岛,其上多有暴雨持续发生,雨带沿梅雨锋呈带状分布,但降水的空间分布不均匀,常有多个暴雨中心出现,且与中尺度涡旋活动密切相关。尽管在梅雨锋暴雨及其影响系统的研究方面已有不少成果,其中对梅雨锋低压系统和梅雨锋云系发生发展方面的研究均涉及到梅雨锋中尺度涡旋的内容,但对该类中尺度涡旋活动特征和发展移动机制等诸多问题仍未十分明了。特别是在2000年后,梅雨锋和梅雨锋雨带的特征出现了变化,2000年到2008年,尤其在2003年和2007年梅雨锋及主雨带移至淮河流域,长江流域基本上处于少梅或空梅的状态,而2009年后又回到长江流域。尤其需要指出的是:梅雨期环流形势亦发生了变化,一些年份的梅雨期出现与以往“典型”结果不同的“非典型”环流形势。尽管如此,近十余年梅雨期暴雨中尺度涡旋的活动仍较频繁,并引发强降水。因此,对梅雨锋上中尺度涡旋系统的研究不仅成为提高暴雨预报准确率的关键,也是发展中尺度天气动力学的需要。本论文对2001-2011年梅雨期暴雨中尺度涡旋进行了统计,讨论了多梅年和少梅年中尺度涡旋活动特征的异同,从大尺度环流背景条件的角度探讨了其成因,通过合成分析对涡旋本身的结构特征进行了分析,又重点探讨了在多梅年东移入海型和东移不入海型两类涡旋在发生、发展和移动等方面的动力热力特征,还进行了涡度收支、能量收支的诊断,最后通过数值模拟较成功地复制了相关环流形势及入海涡旋的特征,并进行了水汽相对重要性的再诊断。从而,表明动力、热力作用对中尺度涡旋的发生发展均有重要贡献。主要结论如下。

1、梅雨期中尺度涡旋活动的统计特征

依本论文所订标准和数据统计出,2001年-2011年间,江淮流域梅雨期共发生25例移动性中尺度涡旋活动,其源地大体可以分为两类:一部分源于青藏高原东侧(包括西南低涡等),另一部分生成于长江中下游(包含大别山涡等)。这些涡旋生成后多沿偏东或东北路径移动至我国大陆东部,东海-黄海,甚至到达韩国

和日本，会影响这些国家的天气，甚至引发暴雨。多梅年发生移动性涡旋较多，2003、2007、2010、2011年共发生16例，也有少梅年（如2006年和2009年）甚至未统计到移动性中尺度涡旋的活动。总的来说，不论多梅年还是少梅年，不论梅雨主雨带在淮河流域还是长江流域，暴雨涡旋均有发生的可能。东移入海型涡旋明显多于东移未入海型涡旋，多梅年的东移入海型涡旋明显多于少梅年，因此，多梅年的东移入海型涡旋更加值得关注。

2、多梅年和少梅年环流背景异同及与中尺度涡旋的关系

以往典型的梅雨期环流特征为“两脊一槽”或“一脊一槽”型，即在鄂霍次克海和乌拉尔山同时或其中之一为高压脊，在贝加尔湖附近均为槽，也就是所谓梅雨期“典型”环流的说法，这种情况多见于20世纪90年代。2009年后，无论多梅年还是少梅年均出现了与以往不同的环流型，其主要差别在于以往贝加尔湖的槽区变为了脊区，而其东西两侧分别为槽区，当贝湖脊东面的低槽向南伸展时，冷空气可能沿超极地路径南下，有利于中尺度涡旋的发生。而在其西侧上游多为西风浅槽的活动，冷空气沿偏西北路径南下，这可能是涡旋易发的又一个因素。除中高纬度槽脊活动带来的冷空气影响以外，还有南亚高压东伸、副高西伸和日本海低压西伸相遇而形成的鞍形场，以及到达副热带的北风或东风与来自南方的季风涌形成较强的辐合或切变，这些条件都有利于梅雨锋上中尺度涡旋发生、发展及较强降水的发生。又，通过多梅年中有涡旋日与无涡旋日的对比，更加强化了如下看法，即暴雨中尺度涡旋是在多种有利的大尺度背景下得以发生的，涉及到西边的南亚高压，北边的低槽和冷空气，东边的副高及南边的季风涌等等，这是一个综合的结果。因此，环流背景具有多样性，不只是一种类型，应当强调，即使在不“典型”的环流状况下，只要有利于冷暖空气在江淮流域交绥，则梅雨暴雨及中尺度涡旋仍可能发生，只不过它所表现的时间和空间分布的形式不同而已。而多梅年与少梅年的不同点是，一方面是多梅年梅雨锋的结构较清楚，少梅年梅雨锋的特征不太清晰，这可能与多梅年梅雨锋上多涡旋活动有关。另一方面则是多梅年稳定的环流形势和梅雨锋维持的时间要长于少梅年，水汽输送的强度也要强于少梅年，这可能是多梅年与少梅年中尺度涡旋活动特征不同的原因。

3、多梅年东移入海型中尺度涡旋的合成特征

多梅年东移入海型中尺度涡旋在入海前后，伴随西风槽东移以及低空急流的增强，这可使涡旋移动前方气压降低、辐合增强、涡度增长，利于涡旋维持并向东移动。入海前时刻，入海涡旋的水平尺度在千公里，闭合环流垂直由低层向上伸展至 700 hPa，对流层中层有低压槽维持，200 hPa 上，涡旋北侧上空有大于 30m/s 的高空急流。涡旋多处于急流入口区右侧。涡旋开始入海时，随着对流层中高层系统的发展，尤其是短波槽前辐散的影响，以及下垫面摩擦作用的减弱，低层涡旋明显增强发展。由于涡旋发展，其东南部的低空西南急流加强，低空急流的增强有利于将更多水汽输送到涡旋东部，从而更有利于降水的发生。涡旋在入海后，涡度的垂直伸展扩大，涡旋由低层向高层发展。涡旋在经向垂直剖面上存在向北倾斜的斜升气流，并随着涡旋的东移入海不断增强。温度场上，涡旋一直表现为东南部较暖西北部较冷的特点。湿度场上，入海前涡旋基本维持涡旋中心相对湿度较高的特点，但在入海后相对湿度的大值区移到涡旋的东南象限，这也许是低空急流的水汽输送所致。

4、多梅年两类中尺度涡旋结构特征的异同

在梅雨锋上移动未入海的西南涡（SWV）和在梅雨锋上移动并入海的大别涡（DBV）均属于对流层低层的副热带 α 中尺度的涡旋，它们可以维持一天以上。开始阶段，前者垂直伸展范围较后者高；前者是由上而下发展的，而后者是由下而上发展的；前者仅在其成熟期出现了地面闭合低压中心，而后者在其生命史中均有地面闭合低压中心与之相伴；孟加拉湾和南海是前者降水的主要水汽来源，而对于后者而言，除上述两个水汽源外，东海也是一个重要的水汽源。

5、多梅年两类中尺度涡旋涡度制造与收支

对西南涡（SWV）和大别山涡（DBV）的涡度收支表明，辐合作用和倾斜项主导了 SWV 的初生，而辐合作用和涡度的垂直输入主导了 DBV 的初生，同时辐合作用和涡度垂直输送也是 DBV 发展的主导因子，而对于 SWV 而言，辐合作用是涡旋发展的主导因子而垂直涡度输送的重要性仅位于第二位；涡旋成熟期，辐合作用和涡度垂直输送分别主导了 SWV 的维持，而对于 DBV，辐合作用是涡旋

维持的最主要因子，此外，对于两种涡旋，倾斜项和水平涡度输送作用是涡度的主要消散方式；垂直涡度向水平涡度的转换（倾斜项）是 DBV 消亡的主要机制，而对于 SWV，涡度垂直输出和倾斜项分别主导了它的消亡。

6、两类中尺度涡旋能量收支和转换特征

动能收支表明，在涡旋初生前，SWV 中关键区内动能增长的速度远快于 DBV。旋转风的动能制造主导了 SWV 中关键区内动能的增长，而旋转风的动能制造和输送则是 DBV 中关键区内动能增长的主导机制。涡旋发展期，旋转风动能制造是 SWV 动能增长的主导因子，而旋转风动能输送则是 DBV 动能增长的主导因子。涡旋成熟期，旋转风动能制造主导了 SWV 和 DBV 动能的维持，而动能的垂直输送是两个涡旋动能耗散的主要机制。涡旋消亡期，SWV 动能主要由垂直动能输送耗散，而 DBV 的动能则由旋转风动能输送耗散。旋转风的动能制造与输送减缓了 SWV 的消亡过程，而对于 DBV 而言，旋转风的动能制造是减缓 DBV 消亡的最主要因子。

SWV 和 DBV 涡旋生命史中正压、斜压能量转换的强度大致相当。涡旋成熟之前，SWV 中的正压、斜压能量转换的强度均强于 DBV，这是由于 SWV 中的热力条件（降水，冷、暖空气交汇）和动力条件（辐合及上升运动的强度）更有利于有效位能的增长与释放。进入成熟期后，由于 DBV 东移入海，环境的改变使得热力和动力条件有利于正压、斜压能量的转换，因而 DBV 所对应的正压、斜压能量的转换均大大增强达到了与 SWV 能量转换相当的程度。涡旋消亡期，SWV 和 DBV 所对应的正压、斜压能量的转换过程均大大减弱，这不利于涡旋的继续维持。

总体而言，上述分析揭示出：与温带气旋和热带气旋不同，我们所分析的中尺度涡旋均为正压 - 斜压能量型，本文的结果确认并支持了目前处于讨论中的：“长江流域的中尺度涡旋（如 SWV 和 DBV 等）应属于一类副热带涡旋系统”这样的观点。当然，今后还需作更多研究，以补充和检验上述结果。

7 东移入海型涡旋发展演变的数值模拟实验

利用成功的数值模拟结果进行了涡度收支再诊断揭示出涡旋发生、发展时，其主要涡度来源为水平辐合作用，涡旋入海后涡度增大与水平辐合作用增强关系

密切，与第四章中的分析结果一致。涡旋在梅雨锋上的移动过程中，水汽的潜热释放作用十分重要，直接关系到其降水的多少、发生发展的强弱、生命史的长短以及移动路径等。继续通过水汽试验，发现梅雨锋中尺度涡旋的活动对水汽供应多寡极为敏感，降水受此影响最为显著，对涡旋强度和移动路径也有影响。当涡旋在江淮流域发生、发展并移动到梅雨锋东段的涡度大值区时，就可能继续发展东移，而凝结潜热释放引发的低压减压对涡旋能否维持和移动到梅雨锋东段的涡度大值区也很有关系。这些也许表明：动力、热力作用均很重要，涡旋的发展和移动可能是二者共同作用或相互作用的结果。

8 梅雨锋中尺度涡旋发展移动的概念模型

根据上述研究结果，本文提出多梅年梅雨锋上暴雨中尺度涡旋发展和移动的概念模型（图 6.1）。涡旋生成于气压低值区、辐合大值区和涡度大值区交集区域，在或由西南地区的涡旋向东北伸展而形成的倒槽区，或是梅雨锋上切变线曲率较大的地方形成。对于在梅雨锋上形成涡旋，一般在大别山以东加强发展，来自孟加拉湾和南海的水汽对涡旋的发展有重要的作用，若中高层环流形势稳定，且有浅槽东移，涡旋生成后会随之以偏东路径移出源地。涡旋发展过程中，其涡度增长和维持主要来源为中低层的辐合作用，而动能的主要来源，在低层为旋转风动能制造，高层为旋转风动能输送。涡旋消亡阶段，倾斜项是涡度减小的主要原因，旋转风动能输送是动能减小的主要原因。梅雨锋沿线的散度大值区和涡度大值区不连续，涡旋移出到一个大值区时，当有足够的凝结潜热释放促进对流，以通过垂直涡度输送维持其发展和移动，直到其移入下一个大值区，辐合作用再次成为其发生发展的主导因子。它们与过去分析的陆上的，尤其是准静止（或移动缓慢）的梅雨锋中尺度涡旋的影响因子不同，至少后者多数情况下强度要弱得多。

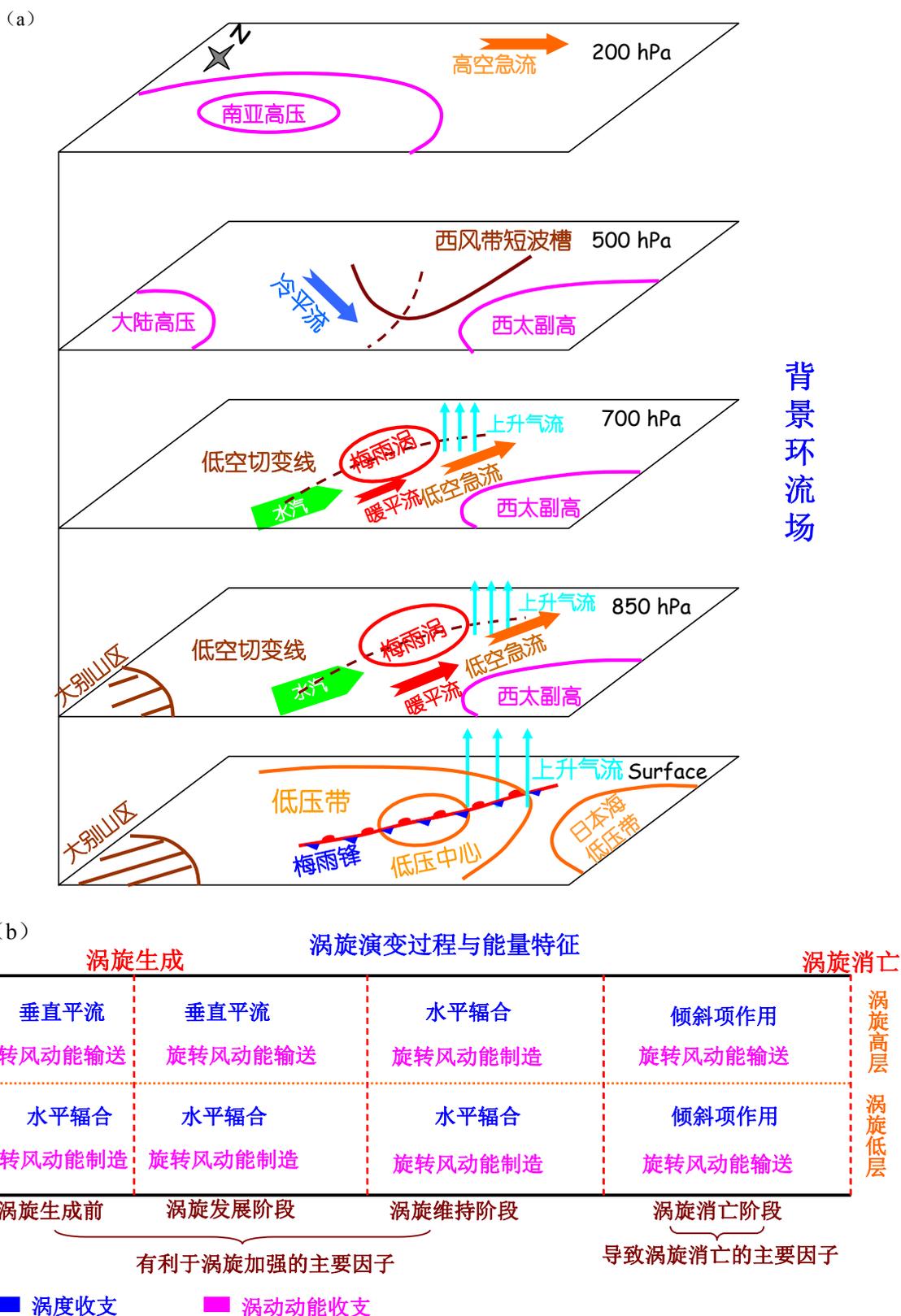


图 6.1 多梅年梅雨锋上暴雨中尺度涡旋发展和移动的概念模型: (a) 环流形势配置, (b) 发展过程中涡度和能量收支。

6.2 讨论

(1) 受资料分辨率所限,尤其是受特殊加密观测资料所限,本文主要分辨尺度在 100 km 以上的中尺度涡旋,且只统计了 2000 年后的梅雨期,样本数量仍属有限,为更好概括梅雨期涡旋的情况,今后仍需尽力收集新的资料,扩展范围,做更多新的统计。有条件时,应利用更多的外场试验的加密资料进行分析研究,以再次确认、补充和修正本文已有的结果。

(2) 在研究中发现涡旋生命史长短与梅雨锋的稳定维持有关,而梅雨锋维持机制涉及到更大尺度环流的大气动力学问题,本文对这方面的研究涉及不多,仍有待今后继续深入。

(3) 本论文主要关注了涡旋的发展及移动机制,而对其源地及初生机制等方面的分析尚显欠缺,还需做进一步研究。

参考文献

- Akiyama T. Large synoptic and mesoscale variations of the Baiu front during July 1982. Part II, Frontal structure and disturbances[J]. J. Meteor. Soc. Japan, 1990a, 68(5), 557-574.
- Akiyama T. Large synoptic and mesoscale variations of the Baiu front during July 1982. Part III, Space-time scale and structure of frontal disturbances[J]. J. Meteor. Soc. Japan, 1990b, 68(5), 705-727.
- Anthes R A. Evolution of the mesoscale environment of severe local storms: preliminary modeling results[J]. Mon. Wea. Rev., 1982, 110:1187-1213.
- 贝耐芳, 赵思雄. 初值及物理过程对“98.7”暴雨预报结果的影响[J]. 大气科学, 2002, 7(4), 386-396.
- Biao Geng, Some Statistical Characteristics of Meiyu/Baiu Frontal Depressions[J]. SOLA, 2008, Vol. 4, 137-140.
- Brandes E A. Evolution and structure of the 6-7 May 1985 mesoscale convective system and associated vortex[J]. Mon. Wea. Rev., 1989, 118, 109-127.
- 陈忠明, 闵文彬. 西南低涡的统计研究[M]. 见: 陶诗言, 陈联寿, 徐祥德等主编. 第二次青藏高原大气科学试验理论研究进展. 北京, 气象出版社, 2000, 368-378.
- Davis C A, Trier S B. Mesoscale convective vortices observed during BAMEX. Part I, Kinematic and thermodynamic structure[J]. Mon. Wea. Rev., 2007, 135, 2029-2049
- 丁一汇. 1991年江淮流域持续性特大暴雨研究[M]. 北京, 气象出版社, 1993.
- 董佩明, 赵思雄. 引发梅雨锋暴雨的频发型中尺度低压(扰动)的诊断研究[J]. 大气科学, 2004, 28(6), 876-891.
- Fritsch, J.M., J.D. Murphy, and J.S. Kain, 1994: Warm core vortex amplification over land[J]. J. Atmos. Sci., 51, 1780-1807.
- 方宗义, 覃丹宇. 暴雨云团的卫星监测和研究进展, 应用气象学报, 2006, 17(5), 583-593.
- 高坤, 徐亚梅. 1999年6月下旬长江中下游梅雨锋涡旋扰动的结构研究[J]. 大气科学, 2001, 25(6), 740-756.
- 高守亭, 赵思雄, 周晓平, 孙淑清, 陶诗言. 次天气尺度及中尺度暴雨系统研究进展[J]. 大气科学, 2003(04), 618-627.
- 高守亭. 流场配置及地形对西南低涡形成的动力作用[J]. 大气科学, 1987(03), 263-271.
- 胡伯威. 1997. 与低层“湿度锋”耦合的带状 CISK 和暖切变型梅雨锋的产生[J]. 大气科学, 21(6), 679-686.

- 矫梅燕,姚学祥,周兵,等.2003年淮河大水天气分析与研究[M].北京,气象出版社,2004.
- 解明恩, 琚建华, 卜玉康.西南低涡 EKMAN 层流场特征分析[J].高原气象,1992,11(1), 31~88.
- Kato K and Y Kodama. Formation of the quasi-stationary Baiu front to the south of the Japan Island in early May of 1979[J]. J Meteor Soc Japan.1992, 70, 631-647.
- Kato K. , Air mass transformation over the semi—arid region around north China and abrupt change in the structure of the Baiu Front in early summer[J], J. Meteor. Soc. Japan, 1987, 65, 737~750.
- Kato K. Seasonal transition of the lower-level circulation systems around the Baiu front in China in 1979 and its relation to the Northern Summer monsoon [J]. Met. Soc. Japan, 1989,67(2), 249-265.
- Kato K, Y.-M. Kodama. Formation of the quasi-stationary Baiu front to the south of the Japan islands in early May of 1979[J]. Journal of the Meteorological Society of Japan, 1992, 70, 631-647.
- Kato, T., and H. Goda, 2001: Formation and maintenance processes of a stationary band-shaped heavy rainfall observed in Niigata on 4 August 1998[J]. J. Meteor. Soc. Japan, 79, 899-924.
- Kirk J R..Comparing the dynamical development of two mesoscale convective vortices[J]. Mon. Wea. Rev., 2002, 131, 862-890.
- Kirk J R. A phase-plot method for diagnosing vorticity concentration mechanisms in mesoscale convective vortices[J]. Mon. Wea. Rev.,2007,135, 801-820.
- Kniviel J C, Johnson R H. A scale-discriminating vorticity budget for a mesoscale vortex in a midlatitude, continental mesoscale convective system[J].J.Atmos.Sci.,2003,60, 781-794.
- KUNG E C , SIEGEL A J . A study of heat and moisture budgets in the intense winter monsoon over the warm ocean current[J] . J Atmos Sci , 1979 , 36 : 1 880 —1 894.
- Leary C A, Rappaport E N. The life cycle and internal structure of mesoscale convective complexes[J].Mon. Wea. Rev.,1987, 115, 1503-1527.
- 李跃清等. 西南低涡暴雨的边界层诊断分析[J]. 四川气象, 1993(3), 21—25.
- 柳艳菊, 丁一汇. 1998年南海季风爆发时期中尺度对流系统的研究, II中尺度对流系统对大尺度场的作用[J]. 气象学报, 2005, 63(4), 443-454.
- 卢敬华. 1986. 西南低涡概论[M. 北京: 气象出版社, 1~270.
- Lou Xiaofeng, Hu Zhiji, Shi Yueqin, et al. Numerical simulations of a heavy rainfall case in south China[J]. Adv. Atmos. Sci., 2003, 20(1), 128-138.
- 隆霄, 程麟生, 文莉娟. “02.6”梅雨期一次暴雨 β 中尺度系统结构和演化的数值模拟研究[J]. 大气科学, 2006, 30(2), 327-340.

- 马雷鸣, 秦曾灏, 端义宏, et al. 2002. 大气斜压性与入海江淮气旋发展的个例研究[J]. 海洋学报(中文版)(S1), 95-104.
- Maddox R A. Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude mesoscale convective complex[J]. Mon. Wea. Rev., 1983, 111, 1475-1493.
- Matsumoto, S., S. Yoshizumi, and M. Takeuchi, 1970: On the structure of the “Baiu front” and the associated intermediate-scale disturbances in the lower atmosphere. J. Meteor[J]. Soc. Japan, 48, 479–491.
- Menard R D, Fritsch J M. A mesoscale convective complex-generated inertially stable warm core vortex. Mon[J]. Wea. Rev., 1989, 117, 1237-1261.
- 倪允琪, 周秀骥, 张人禾, 等. 我国南方暴雨的试验与研究[J]. 应用气象学报, 2006, 17(6), 690-704.
- Nagata, M. and Y. Ogura, 1991: A modeling case study of interaction between heavy precipitation and a low-level jet over Japan in the season[J]. Mon. Wea. Rev., 119, 1309–1336.
- Ninomiya, K. Characteristics of Baiu front as a predominant subtropical front in the summer northern hemisphere[J]. J. Meteor. Soc. Japan, 1984, 62, 880-894.
- Ninomiya, K., and T. Akiyama, 1971: The development of the medium-scale disturbance in the Baiu front[J]. J. Meteor. Soc. Japan, 49, 663–677.
- Ninomiya K, Akiyama T, Ikawa M. Evolution and fine structure of a long-lived meso- α -scale convective system in Baiu frontal zone part I, Evolution and meso- β -scale characteristics[J]. J. Meteor. Soc. Japan, 1988, 66(2), 331-350.
- Ninomiya K, Akiyama T, Ikawa M. Evolution and fine structure of a long-lived meso- α -scale convective system in Baiu frontal zone part II, Evolution and meso- γ -scale characteristics of precipitation[J]. J. Meteor. Soc. Japan, 1988, 66(2), 351-371.
- Ninomiya, K., and T. Akiyama. Multi-scale features of Baiu, the summer monsoon over Japan and the East Asia[J]. J. Meteor. Soc. Japan, 1992, 70, 467–495.
- Ninomiya, K. Large and meso- α -scale characteristics of Meiyu/Baiu front associated with intense rainfalls in 1-10 July 1991[J]. J. Meteor. Soc., 2000, 78(2), 141-157.
- Peng Jiayi, Wu Rongsheng. Initiation mechanism of meso- β -scale convective systems[J]. Adv. Atmos. Sci., 2002, 19 (5), 870~884.
- Perkey D J, Maddox R A. A numerical investigation of mesoscale convective complex[J]. Mon. Wea. Rev., 1983, 113, 553-566.
- 覃丹宇, 方宗义, 江吉喜, 典型梅雨暴雨系统的云系及其相互作用, 大气科学, 2006, 30(4), 578-586.

- Rao, K V, S Rajamani. Study of heat sources and sinks and the generation of available potential energy in the Indian region during the southwest monsoon season[J].*Mon. Wea. Rev.*,1972,100, 383-388.
- Raymond, D.J. and H. Jiang, A theory for long-lived mesoscale convective sytem[J]. *J. Atmos. Sci.* , 1990, 47, 3067-3077.
- Schumacher, R. S., and R. H. Johnson. Organization and environmental properties of extreme-rain-producing mesoscale convective systems[J]. *Mon. Wea. Rev.*, 2005 133, 961-976.
- Shibagaki Y, Yamanaka M D, Shimizu S, et al. Meso- β - γ -scale wind circulations associated with precipitating clouds near Baiu front observed by the MU and meteorological radars[J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 2000, 78(1), 69-91.
- Stensrud D J, J M Fritsch. Mesoscale convective systems in weakly forced large-scale environments, Part II: Generation of a mesoscale initial condition[J]. *Mon. Wea. Rev.*, 1994, 122, 2068-2083.
- 孙建华, 张小玲, 齐琳琳, 等. 2002年中国暴雨试验期间一次涡旋切变上发生发展的中尺度对流系统研究[J]. *大气科学*, 2004, 28(5), 675-691.
- 孙建华, 赵思雄. 一次罕见的华南大暴雨过程的诊断与数值模拟研究[J]. *大气科学*, 2000, 24(3), 381-392.
- 孙建华, 赵思雄. 华南"94·6"特大暴雨的中尺度对流系统及其环境场研究 II. 物理过程、环境场以及地形对中尺度对流系统的作用[J]. *大气科学*, 2002, 26(5), 633~646.
- 孙建华, 周海光, 赵思雄. 2003年7月4-5日淮河流域大暴雨中尺度对流系统的观测分析[J]. *大气科学*, 2006, 30(6), 1103-1118.
- 陶诗言等. 1980. 中国之暴雨[M]. 北京: 科学出版社, 1-225. Tao Shiyan, et al. 1980. Rainstorm in China[M](in Chinese). Beijing: Science Press, 1-225.
- Tao, S.-Y., and L.-X. Chen, 1987: A review of recent research of the east Asian summer monsoon in China[M]. In *Monsoon Meteorology*, Ed. By C.-P. Chang and T. N. Krishnamurti, Oxford Univ. Press, 60-92.
- 陶诗言, 赵煜佳, 陈晓敏. 东亚的梅雨与亚洲上空大气环流季节变化的关系[J]. *气象学报*, 1958, 29(2), 119-134.
- 陶祖钰, 王洪庆, 王旭, 等. 1995年中国的中- α 尺度对流系统[J]. *气象学报*, 1998, 56(3), 166-177
- Tochimoto E. and T. Kawano, Development Processes of Baiu Frontal Depressions, SOLA, 2012, Vol. 8, 9-12.

- Trier S B, Davis C A, Skamarock W C. Long-lived mesoconvective vortices and their environment. Part II, Induced thermodynamic destabilization in idealized simulations[J]. Mon. Wea. Rev., 2000, 128, 3396-3412.
- Trier S B, Davis C A, Skamarock W C. Long-lived mesoconvective vortices and their environment. Part I, Observations from the central United States during the 1998 warm season[J]. Mon. Wea. Rev., 2000, 128, 3376-3395.
- 涂长望. 中国之气团[J]. 前气象研究所集刊, 1938, 12(2), 175-218.
- Uccellini L W, Johnson D R. The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms[J]. Mon. Wea. Rev., 1979, 107, 682-703.
- 王欢, 倪允琪. 2003年淮河汛期一次中尺度强暴雨过程的诊断分析和数值模拟研究[J], 气象学报, 2006, 64(6), 734-742.
- Weisman M L, Davis C A. Mechanisms for the generation of mesoscale vortices within quasi-linear convective systems[J]. J. Meteor. Soc. Japan, 1998, 55, 2603-2622
- 王赛西. 西南低涡形成的气候特征与角动量输送的关系[J]. 高原气象, 1992, 11(2), 144-151.
- 项素清, 龚葵. 2010. 一次东海气旋爆发性发展数值模拟[J]. 气象科技(03), 275-280.
- 许焕斌. 一种中 β 系统形成的概念过程模型和初步数值试验[J]. 空军气象学报, 1997, 18(2), 108-116
- Yamada H, Geng B, Reddy K K. Three-dimensional structure of a mesoscale convective system in a Baiu-frontal depression generated in the downstream region of the Yangtze river[J]. Meteor. Soc. Japan, 2003, 81, 1243-1271.
- 杨引明, 谷文龙, 赵锐磊, 刘洁. 长江下游梅雨期低涡统计分析[J]. 应用气象学报, 2010, 21(1), 11~18.
- 叶笃正, 陶诗言, 李麦村. 在6月和10月大气环流的突变现象[J]. 气象学报, 1958, 29(4), 250-263.
- Yu C K, Jou B J D, Smull B F. Formative stage of a long-lived mesoscale vortex observed by airborne Doppler radar[J]. Mon. Wea. Rev., 1999, 127, 838-857
- 袁耀初, 周明煜, 秦曾灏. 2002. 黄海、东海入海气旋爆发性发展过程的海气相互作用研究[J]. 海洋学报(中文版)(S1), 1-19.
- 张立生. 淮河流域致洪暴雨及其中尺度涡旋的发生发展研究[D]. 北京, 中国科学院研究生院, 2008.
- 张庆红, 刘启汉. 华南梅雨锋上中尺度对流系统的数值模拟[J]. 科学通报, 2000, 45(18), 1988-1992

- 张庆云, 陶诗言, 张顺利. 夏季长江流域暴雨洪涝灾害的天气气候条件[J]. 大气科学, 2003, 27(6), 1018-1030.
- 张庆云, 王会军, 林朝辉, 等. 中国天气气候异常成因研究(2003) [M]. 北京, 气象出版社, 2004.
- 张小玲, 陶诗言, 张顺利. 梅雨锋上的三类暴雨[J]. 大气科学, 2004, 28(2), 187-205
- 赵琳娜, 杨晓丹, 齐丹, 等. 2007年汛期淮河流域致洪暴雨的雨情和水情特征分析. 气候与环境研究, 2007, 12(6), 728-737
- 赵思雄. 1988. 梅雨锋上扰动发生发展的能量分析[J]. 大气科学(特刊), 503-510.
- 赵思雄, 张立生, 孙建华. 2007年淮河流域致洪暴雨及其中尺度系统特征的分析[J]. 气候与环境研究, 2007, 12(6), 713-727.
- 赵思雄, 陶祖钰, 孙建华, 等. 长江流域梅雨锋暴雨机理的分析研究[M]. 北京, 气象出版社, 2004.
- 赵思雄, 周晓平, 张可苏等. 中尺度低压系统形成和维持的数值实验[J]. 大气科学, 1982, 6, 109-117.
- Zhao Sixiong, Bei Naifang, Sun Jianhua. Mesoscale analysis of a heavy rainfall event over Hong Kong during a pre-rainy season in south China[J]. Adv. Atmos. Sci., 2007, 24(4), 555-572.
- 周广强, 赵春生, 秦瑜, 楼小凤. 一个简单的雪晶辐射参数化方案及雪晶辐射对中尺度降水的影响[J], 应用气象学报, 2006, 17(2), 129-137, 2006.
- 周晓平, 赵思雄, 张宝严等. 梅雨锋上中尺度低压发生的数值模拟实验[J]. 大气科学, 1984, 8(4), 335-361.
- 周晓平, 王东海, 短时风暴数值预报模式研究, I. 模式的理论框架[J], 大气科学, 1996, 20(1), 1-11.
- 周晓平, 王东海, 短时风暴数值预报模式研究, II. 模式的基础试验结果[J], 大气科学, 1996, 20(3), 237-289.
- 邹波, 陈忠明. 一次西南低涡发生发展的中尺度诊断[J]. 高原气象, 2000, 19(2), 141~149
- 朱禾, 邓北胜, 吴洪. 湿位涡守恒条件下西南低涡的发展[J]. 气象学报, 2002, 60(3), 343-351.
- 竺可桢. 东南季风与中国之雨量[J]. 地理学报, 1934, 1(1), 1-27.

附录 中尺度数值模式 WRF-ARW v3.2.1 简介

中尺度数值模式 WRF(the Weather Research and Forecasting Model)是由美国国家大气研究中心(NCAR)中小尺度气象处、国家大气海洋局的预报系统实验室(FSL)、国家大气环境研究中心(NCEP/NOAA)和俄克拉荷马大学的暴雨分析预报中心等多单位联合发展起来的新一代中尺度非静力预报模式和资料同化系统(3Dvar、四维同化),具有预报和研究功能等。WRF 模式采用全新的程序设计,重点考虑从云尺度到天气尺度等重要天气的预报,模式的网格设计分辨率可达 1—10km,因此模式包含高分辨率非静力应用的优先级设计、大量的物理选择、与模式本身相协调的先进的同化系统。WRF 模式开发和研究的最终目标是取代目前广泛使用的 PSU/NCAR 的 MM5 模式,目前已应用于业务预报试验,在北美地区取得了较好的预报效果。

模式采用有限差分方案,完全可压缩、非静力学方程组,分为欧拉高度坐标和欧拉质量坐标;模式对声波项采用时间分裂小步长时间积分方案,对非声波项采用三阶 Runge-Kutta 技术,二阶至六阶平流算子;水平格点采用 Arakawa-C 类格点的半隐式半拉格朗日模式。

WRF 模式的物理过程采用模块化三重结构,可任意插拔,水平分辨率重点考虑 1~10km。软件包的交换更方便。模式支持多网格嵌套,易于定位于不同地理位置,物理过程全面,具有三维资料同化功能,对天气尺度、中尺度的天气系统具有很好的模拟效果。

1 WRF 模式的动力框架

中尺度模式 WRFV3.2.1 (ARW) 采用可压缩非静力欧拉方程组,由守恒变量构建通量形式的控制方程组 (Ooyama 等, 1990),采用地形跟随质量坐标 (Lparise 等, 1992)。

WRF 模式采用有限差分方案,采用 F90 语言编写,网格设计分辨率可达 1-10km,水平方向采用 Arakawa C 网格点。模式对声波项采用时间分裂小步长时间积分方案,WRF 模式在时间积分方面采用三阶或者四阶的 Runge-Kutta 算法

2 WRF 模式的参数化方案

WRF的物理参数化大多来自其原来模式发展的一些方案，如MM5、NCEP、RUC、Eta模式等，往往一个参数化有多个方案可供选择。常用的主要包括微物理方案、积云参数化方案、长、短波辐射方案、边界层湍流方案、地面层以及陆面过程方案等。下面对常用的方案做一简单介绍：

2.1 微物理参数化方案

文中用到的WRF3.2.1模式ARW中目前共包含12种微物理参数化方案，主要可以分为三类：暖云方案、简单冰相方案和复杂冰相方案。12种方案分别为Kessler暖云方案（Kessler, 1969）、Purdue Lin方案（Lin等, 1983; Rutledge等, 1984）、WSM3方案（Hong等, 2004）、WSM5方案（Hong等, 2004）、WSM6方案（Dudhia, 1989）、Goddard方案（Tao等, 1989）、new Thompson方案（Thompson, 2004）、MYDM7方案（Milbrandt等, 2005）、Morrison方案（Hong等, 1996）、WDM5和WDM6（Lin等, 2010）。表2.1列出了这12种显式云微物理方案的预报变量种类及相关的信息。

2.2 积云对流参数化方案

积云对流参数化方案是用大尺度变量表示次网格尺度积云的凝结加热以及垂直输送效应的作用。WRFV3.2.1模式ARW中目前共包含6种积云对流参数化方案，分别是：Kain-Fritsch方案（Kain等, 1990; Kain等, 1993），Betts-Miller-Janjic方案（Janjic, 1994; Janjic, 2000）、Grell-Devenyi方案（Grell等, 2002）以及第一和第三方案的新版本。

2.3 近地层参数化方案

WRFV3.2.1模式ARW中目前共包含多于2种的近地层参数化方案，分别是：相似理论(MM5)方案和Eta方案(Janjic, 1996; Janjic, 2002)。其中相似理论(MM5)方案需与MRF 或YSU PBL 同时使用；而Eta方案须与Eta (Mellor-Yamada-Janjic) PBL 方案同时使用，因此也称作MYJ 近地层方案。

2.4 陆面过程

陆面过程是指能够影响气候变化的发生在陆地表面和土壤中控制地气之间动

量、热量及水分交换的那些过程，它们受大气环流和气候的影响，反过来又影响大气的运动。WRFV3.2.1模式ARW中目前共包含4种陆面过程，分别是：5层热辐射模式，Noah LSM方案(Chen等,2001)、Rapid Update Cycle(RUC)LSM方案(Smirnova等,1997; Smirnova等,2000)和Pleim-Xiu方案(Xiu-Pleim,2001)。

WRFV3.2.1模式ARW中目前包含的主要行星边界层参数化方案，分别是：Yonsei University (YSU) PBL方案(Hong, Noh and Dudhia,2006)、Mellor-Yamada-Janjic (MYJ) PBL方案(Janjic,1994)、GFS方案(Hong and Pan,1996)、QNSE方案(Sukoriansky, Galperin and Perov,2005)、MYNN 2及MYNN3方案(Nakanishi and Niino,2006)、ACM2(Pleim,2007)、BouLac方案(Bougeault and Lacarrere,1989)、MRF方案(Hong and Pan,1996)。

2.5 云—辐射相互作用

地球大气运动的能量源自太阳辐射，而云是影响辐射的最主要因子之一。一方面，云的形成、发展取决于大气的热状况、环流状况以及大气中的水汽含量、垂直运动、云凝结核浓度等；另一方面，云又通过其反射率效应和温室效应，影响大气的长短波辐射通量，从而改变大气的热状况和环流状况，所以在气候系统的反馈过程中云的作用十分重要。WRF中对云辐射过程提供了三种选择方案，即无云、binary cloud和fractional cloud。

2.6 大气辐射过程

WRFV3.2.1模式ARW中目前包含的大气辐射参数化方案分别是：1) Rapid Radiative Transfer Model (RRTM)：长波辐射方案(Mlawer等,1997)；2) CAM方案(Collins, W.D. et al.,2004)；3) rrtmg方案；4) Eta Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL)：长波辐射方案(Schwarzkopf等,1985; Schwarzkopf等,1991; Rodgers,1968; Roberts等,1976)；5) MM5 (Dudhia)：短波辐射方案(Sasamori,1972)；6) Goddard：短波辐射方案(Stephens,1978)；7) CAM方案；8) rrtmg方案；9) Eta Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL)：短波辐射方案(Lacis等,1974)；

2.7 物理过程的相互作用

由于WRF 模式的物理过程参数化是模块化的，因此各物理过程之间通过模式状态变量（位温、水汽、风等）、它们的趋势项及地表通量等相互作用。近地层物理过程并不显式地计算大气状态变量趋势项，而是输出陆地状态变量。微物理过程不输出趋势项，而是在模式时步结束时更新大气状态。

辐射过程、积云参数化及边界层方案均输出趋势项，这些趋势项并不立即加入模式，因此，这三个参数化方案调用的相对次序并不重要，调用的时间间隔可以与模式积分时步不同，也可以互不相同。趋势项在两次调用之间的时步内保持不变。对于辐射过程和积云对流过程，每个时步均调用陆面过程和边界层过程。

由于陆面过程要读入辐射通量，因此模式首先调用辐射过程。陆面过程还要读入前一个时步的微物理过程和积云过程产生的降雨。边界层过程需要读入水热通量，因此在陆面过程之后运行。

边界层模式的底层输出（温度、湿度、气压、辐射量、风速，另外降水来自）是来自大气的驱动陆面模式的强迫。陆面模式的输出量（各种物理通量等）是边界层模式的下边界条件。两个模块是相对独立，过程是联系在一起（耦合）的。

陆面模式中感热通量和潜热通量的计算简单地说是根据能量、水分守恒原理来计算的。最基本的过程是：净辐射与感热、潜热和土壤传热三者之间的平衡，水分（降水输入）与径流、冠层及土壤储存、蒸发散三者之间的平衡。

3 模式的程序结构和计算流程

WRF 模式系统包括前处理模块，处理常规和非常规观测资料的数据同化模块，预报模块，以及模式产品后处理模块。其中前处理模块包括对标准格点资料的预处理和地形资料的处理；观测资料同化模块包括对各种常规和非常规资料的预处理及三维(四维)变分同化；预报模式对积分区域内的大气过程进行积分运算；后处理部分对模式积分结果进行处理，将各种物理量转化到等压面和等高面上，并转化成各种绘图软件所需要的格式。

WRF 操作流程为：（1）运行前处理程序，把高分辨率地形数据和初始数据插入到模式面上；（2）运行初始程序，生成模式所需要的初始资料和侧边界条件；（3）运行 WRF 模式，生成模式运行结果；（4）运行后处理程序，将 NETCDF 数据格式转换为适合各种画图软件的数据格式，便于画图分析结果。

作者简介

于翥，男，汉族，1983年6月生。

2009.9- 中国科学院大气物理研究所气象学专业，攻读理学博士学位；

2006.9-2009.7 中国气象科学研究院大气物理学与大气环境专业，获理学硕士学位；

2002.9-2006.6 中国海洋大学海洋环境学院大气科学专业，取得理学学士学位。

攻读学位期间发表的学术论文与研究成果

[1]YU Fei, FU Shen-ming, ZHAO Si-Xiong and Sun Jian-Hua, Study on Dynamic Characteristics of an Eastward-offshore Mesoscale Vortex along the Meiyu-Baiu Front [J], Atmospheric and Oceanic Science Letters, (已接收, 待刊).

[2]于翥,赵思雄..一次少梅年武汉地区局地强降水中尺度系统特征的分析[J].气候与环境研究. doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2012.10159, (已接收, 待刊).

[3] Fu S M, Yu F, Wang D H, et al. A comparison of two kinds of eastward-moving mesoscale vortices during the mei-yu period of 2010. Sci China Earth Sci, 2012, 55: 1-6, doi: 10.1007/s11430-012-4420-5.

[4]LI Jin,ZHAO Si-Xiong and YU Fei, 2010: Analysis of a Beijing Heavy Snowfall Related to an Inverted Trough in November 2009[J], Atmospheric and Oceanic Science Letters, 3(3), 127-131.

致谢

在论文完成之际，三年的读博生涯也要匆匆而过，期间收获不少，抱憾也多。中科院大气所不愧是国内气象界顶尖的科研机构，在这里，我不仅接触到了最前沿的大气科学知识和理念，更见识到了真正科学家的做事态度和方法。因此，首先要感谢大气所给我提供了一个这么好的学习平台。

从论文拟题到定稿，我都得到了赵思雄研究员和孙建华研究员两位导师的悉心指导和帮助。赵老师平和幽默，孙老师谦逊含蓄，虽然他们在平时风格不同，但在治学时都是严谨认真而不失思维的敏捷。两位老师的言传身教，不仅让我真正初窥为学之门，更重要的是在我心中留下做人的标杆，这些都将使我终生受益。在这里，我向赵老师和孙老师表示衷心的感谢！同时，我还要特别感谢傅慎明副研究员，他年轻有为、热情真挚，在论文写作的具体细节上给了我莫大的帮助。

感谢周晓平老师、高守亭老师、林朝晖老师、薛峰老师、雷恒池老师对我开题报告和中期报告的审查以及提出的宝贵意见。感谢研究生部的王英辉老师，刘荣华老师、孙鹏宇老师，他们在学业和生活上给了我很大帮助。

同课题组的李律师姐、李博师兄、汪汇洁师姐、张元春、郑淋淋、梁建宇等同学都对我的论文提供了很好的建议以及帮助，在此感谢他们。特别是与张元春同学的结缘，是我最大的幸运，虽憾未能如傅师兄李万莉师姐贤伉俪般携手共进在学业、事业和生活上都修成正果，仍望不久的将来以他们为榜样迎头赶上。还要感谢马浩、卢鹏、盛杰、马永锋、苏勇、朱江山、刘晓冉、刘颖、葛宝珠、刘香娥、Rashed Mohammed、罗菲菲、刘祥翠和贾岩等同学与我进行的有益讨论，以及给予的关心和鼓励。

感谢我的父母，他们辛苦养育我十八载，还要忍受十余年不得儿孙承欢于膝下的孤寂，而为了支持我的学业，他们毫无怨言，只是我的成绩仍不足以回报他们，还需继续努力。

谨以此文献给我的老师、父母、朋友和所有关心过我、帮助过我的人！

于翥

2012年5月于北京