

一次东北冷涡衰退阶段暴雨成因分析

张云¹ 雷恒池² 钱贞成¹

¹ 解放军理工大学气象学院, 南京 211101

² 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

摘 要 东北冷涡暴雨一般发生在冷涡发展阶段, 冷涡衰退阶段发生暴雨的几率不高, 在日常业务预报中往往容易忽视冷涡衰退阶段暴雨的预报, 容易出现漏报的现象。作者结合观测资料和数值模拟结果, 对 2005 年 6 月 21 日发生在吉林省中东部地区的一次暴雨过程进行分析。结果表明: 这次暴雨发生在东北冷涡衰退阶段, 强降雨区处于非常弱的对流不稳定区, 低空不同层次上急流的耦合与脉动, 在时间和空间上形成“接力”之势, 给雨区带来特定的水汽配置并在雨区上空形成合适的不稳定环境, 导致雨区上空湿位涡的强烈增长, 在弱对流不稳定和条件对称不稳定的共同作用下, 层状云中形成对流并发展, 产生了暴雨天气。重力惯性波是暴雨产生的可能触发机制。

关键词 冷涡 衰退阶段 低空急流 暴雨

文章编号 1006-9895 (2008) 03-0481-18

中图分类号 P426

文献标识码 A

Analyses of Formation Mechanisms of a Rainstorm during the Declining Phase of a Northeast Cold Vortex

ZHANG Yun¹, LEI Heng-Chi², and QIAN Zhen-Cheng¹

¹ Institute of Meteorology, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101

² Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract The rainstorm usually occurs in the developing stage of northeast cold vortex, not in the declining phase. So people are apt to miss the rainstorm that appears during the declining phase of cold vortex. Based on the observed data and the numerical simulation results, the process of the rainstorm which occurs during the declining phase of one northeast cold vortex is analyzed in middle and eastern Jilin Province on 21 Jun 2005. The results show that there is one instable layer at the center of the rainstorm, with a little convective available potential energy (CAPE). The coupling and fluctuation of low levels jet in different layers present the “relay shape” in time and space, which leads to the especial water-vapor configuration and the right instability condition, which further lead to the intense development of moist potential vorticity in the heavy rain area. Under the condition of convective instability (CI) and conditional symmetric instability (CSI), the mesoscale convective system (MCS) forms and the convection develops in the stratiformis cloud, which directly bring the precipitation. Gravity wave is the possible trigger mechanism of rainstorm.

Key words cold vortex, declining phase, low level jet, rainstorm

1 引言

东北冷涡一般指活动在我国东北和内蒙古地区具有一定强度的高空冷性涡旋, 是大尺度环流形势在东北地区特定条件下的产物, 是东亚地区重要的

天气系统。东北地区著名的“冷涡雨季”就是东北冷涡频繁活动造成的, 它产生的暴雨、冰雹和低温等灾害性天气给人们的生产生活带来极大的影响^[1~6]。张廷治等^[2]应用 1980~1989 年的历史天气资料, 对冷涡暴雨的时空分布规律和成因进行过

收稿日期 2006-12-04, 2007-03-05 收修定稿

资助项目 中国科学院创新方向项目 KZCX3-SW-225, 国家自然科学基金资助项目 40537034、40705020

作者简介 张云, 男, 1978 年出生, 硕士, 讲师, 主要从事中尺度数值模拟与暴雨机制研究。E-mail: zhangyun1978@sohu.com

统计分析和物理诊断分析,在冷涡暴雨形成的环境条件及其热力、动力特征方面均给出了一些有益的结论。他们指出东北冷涡暴雨多发生在7~8月盛夏季节,同时指出冷涡暴雨主要在冷涡的发展强盛阶段产生。孙力等^[7]曾对16例冷涡降水进行合成对比分析,发现8例冷涡暴雨都发生在冷涡发展阶段,另外8例非暴雨类冷涡降水都发生在冷涡成熟阶段,因此暴雨出现在冷涡衰退时期值得研究和关注。东北冷涡的水平尺度属天气尺度,但它们所造成的灾害性天气带有明显中小尺度的特点,因此用常规的观测资料难以发现和准确预报降水的具体位置和强度。本文使用中尺度MM5模式对2005年6月21日一次冷涡衰退过程进行模拟,在能够对涡旋结构和降水时空分布进行成功模拟的情况下,利用模式输出的高时空分辨率资料对强降水的成因进行分析,揭示冷涡衰退阶段暴雨的形成机制。

2 过程概况

2.1 天气背景分析

2005年6月19日20时(北京时,下同),有一东北气旋在辽宁省西北部生成并发展。气旋云系面积较小,发展期主要覆盖辽宁省和吉林省大部,云系多属积层混合云(图略)。受其影响,辽宁省西北地区出现雷暴天气。受高空冷空气影响气旋发展深厚,20日20时发展为东北冷涡。

20日20时500 hPa图上中高纬地区为两槽一脊,两槽分别位于欧洲东部和我国东北地区,高压脊位于贝加尔湖附近。有一涡旋中心位于吉林省中部大约(44.6°N, 124.3°E)附近,高空槽从涡旋中心向南伸展。21日08时高空槽稳定维持,温度槽和位势高度槽基本重合,无明显的冷暖平流。20

日20时涡旋中心周围5个站的24小时平均变高为-20 gpm,21日20时涡旋中心周围5个站的24小时平均变高为+20 gpm。图1给出了用客观分析资料计算的冷涡中心绝对涡度演变情况,图1a为500 hPa冷涡中心绝对涡度的变化,可以看出20日20时冷涡中心绝对涡度值达到最大为 $2.15 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$,之后开始减弱。21日上午的暴雨是发生在500 hPa冷涡中心绝对涡度减弱阶段的。

20日20时至21日08时,700 hPa、850 hPa上的低涡、高空槽的位置与500 hPa大致相同,冷中心比较明显,与低涡中心基本重合。图1b给出了850 hPa低涡中心绝对涡度演变情况,从20日20时低涡中心的绝对涡度也开始迅速减弱,但减弱阶段涡度值出现了振荡,从21日02~08时这段时间绝对涡度却是在增强的,而强降水过程也正出现在这段涡度增强的时期内。

20日20时地面图上吉林省中部有一低压中心,中心最低气压997.5 hPa。低压中心缓慢向东南方向移动,中心气压缓慢回升。21日08时低压中心位于长春附近,中心最低气压1000 hPa。到21日20时,吉林省的降水过程基本结束。

从以上分析可以看出,冷涡系统19日20时~20日20时处于发展时期,20日20时~21日20时处于衰退阶段。但由于850 hPa至500 hPa对流层中层涡旋结构仍然十分明显,该系统经过区域对流层中下层依然处于辐合上升区域,层状涡旋云系明显。21日上午,受低层涡旋切变线影响,吉林省中东部地区出现大到暴雨。吉林省加密雨量计资料显示:强降水中心出现在长春、双阳附近,其中长春降水集中时段(21日04~12时)降水量52 mm,最强1小时降水发生在08时,小时雨量20 mm,

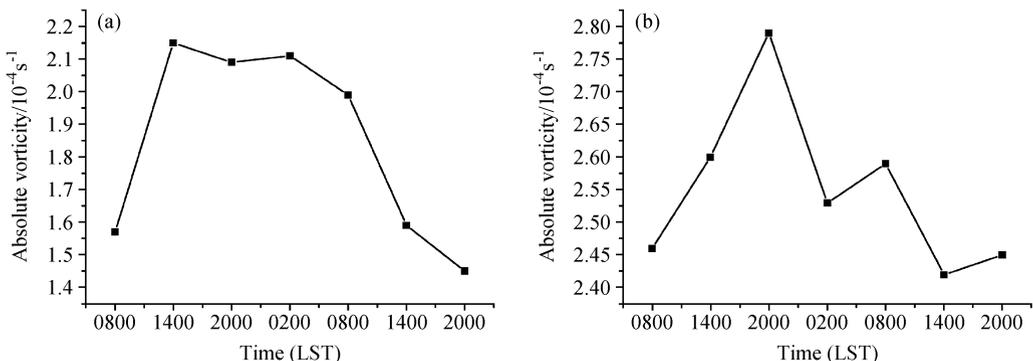


图1 冷涡中心绝对涡度演变曲线:(a) 500 hPa冷涡中心;(b) 850 hPa低涡中心

Fig. 1 Evolution of the absolute vorticity at the center of the cold vortex: (a) 500 hPa; (b) 850 hPa

过程最大降水量 87 mm。

2.2 对流云团分析

2.2.1 红外云图和雷达图像分析

红外云图上的白亮云团是对流活动旺盛的地区，它可以帮助我们了解暴雨过程中对流云团的发展变化情况。通过每小时的 FY-2 红外云图（图 2）分析发现，21 日 04~05 时吉林、黑龙江两省上空存在大范围的涡旋状层云，06 时位于吉林省中南部上空的层状云系中开始出现两个对流泡，07 时两个对流泡明显加强并连接在一起，08、09 时发展成为镶嵌在涡旋云系中比较旺盛的对流云团，云顶温度为 -30.12°C 。

2.2.2 雷达资料分析

图 3 为 21 日 08 时长春市雷达的平面位置显示图（plan position indication，简称 PPI）和沿方位角 200.1° 所作距离高度显示图（range height indication，简称 RHI）。从 PPI 图上可清晰看出南北两块对流云团，分别与卫星云图上 A 和 B 对应，此时南侧云团强度更大一些，RHI 图像显示，最强回波 36 dBZ，距离长春市 60 km 处，云系顶高 8 km。

3 数值模拟分析

多种数值试验表明：中尺度数值模式 MM5 能够较好地模拟造成我国强烈灾害天气的一些中尺度天气系统以及与之相联系的强降水时空分布特征，并能在一定程度上揭示其发生和发展的物理机制^[8]。本文将利用 MM5V3 来研究高空冷涡处于衰退背景下的中尺度对流系统（简称 MCS）的发展和演变。初始场选用时间间隔为 6 小时的 NCEP ($1^{\circ}\times 1^{\circ}$) 资料和常规探测资料逐步订正获得，具体的试验方案如表 1。

3.1 降水量模拟分析

图 4 为模拟的区域降水分布和暴雨中心雨强的

演变图，比较图 4a 和图 3a 可以看出 21 日上午累积 12 小时降水分布与雷达显示的云系分布一致，强降水中心与图 3 中强雷达回波处相对应，而且模拟暴雨中心雨强演变与实况（图略）比较一致，只是模拟的强降水过程比实况提前了 1 个小时。模拟的结果基本再现了整个降水过程，因此可以用模式输出的高分辨率的资料来讨论暴雨的形成机制。

3.2 低层风场结构分析

本次过程高空急流偏南，对暴雨影响不是很大，本文主要分析低空风场（低空急流）的作用。低空急流不仅是水汽的传送带，而且能为暴雨的产生提供热力或动力不稳定条件。

3.2.1 700 hPa 低空急流分析

图 5 为 700 hPa 水平风场分布图，等值线是等风速线，所绘区域是风速大于 12 m/s 低空急流区。可以看出，低空风场圆形涡旋结构十分明显，有一低槽自低涡中心向西南伸展，在槽后和槽前各有一支急流，暴雨区位于槽后急流的左前侧。分析图 5a~f 发现，从 05 时起随着强降水的发生发展槽前西南急流是逐步在减弱的，而此时槽后西北急流却是在加强的。槽前西南急流的减弱和槽后西北急流的加强有利于槽线附近辐合增强（图略）。700 hPa 槽后西北急流增进为暴雨区上空带来了冷空气，有利于更低层产生不稳定。

3.2.2 850 hPa 低空急流分析

图 6 为 850 hPa 的水平风场分布，西南气流由于受到长白山的阻挡，一分为二，主要一股位于长白山的东侧朝鲜上空，对吉林地区影响不大，而右侧一股大风速区在降水发生前风速相对较弱，暴雨发生前雨区附近的最大风速并没有超过急流的量级。05 时强降水发生时，水平风速略有加大，雨区附近出现了 14 m/s 的最大风速，08 时强降水结束风速也随之减弱。由此可以看出，850 hPa 上的大

表 1 控制试验方案

Table 1 The scheme of the control simulation test

	模拟起止时间	垂直层数	格点数	网格距	地形资料	云物理方案	边界层方案	辐射方案
区域 1	2005 年 6 月 20 日 20 时~21 日 20 时	23	76×91	45 km	5'NCAR 全球资料	Reisner2+Anthes-Kuo	Blackadar	Dudhia 云 辐射方案
区域 2	2005 年 6 月 20 日 20 时~21 日 20 时	23	127×145	15 km	5'NCAR 全球资料	Reisner2+Grell	Blackadar	Dudhia 云 辐射方案
区域 3	2005 年 6 月 20 日 20 时~21 日 20 时	23	109×139	5 km	5'NCAR 全球资料	Reisner2	Blackadar	Dudhia 云 辐射方案

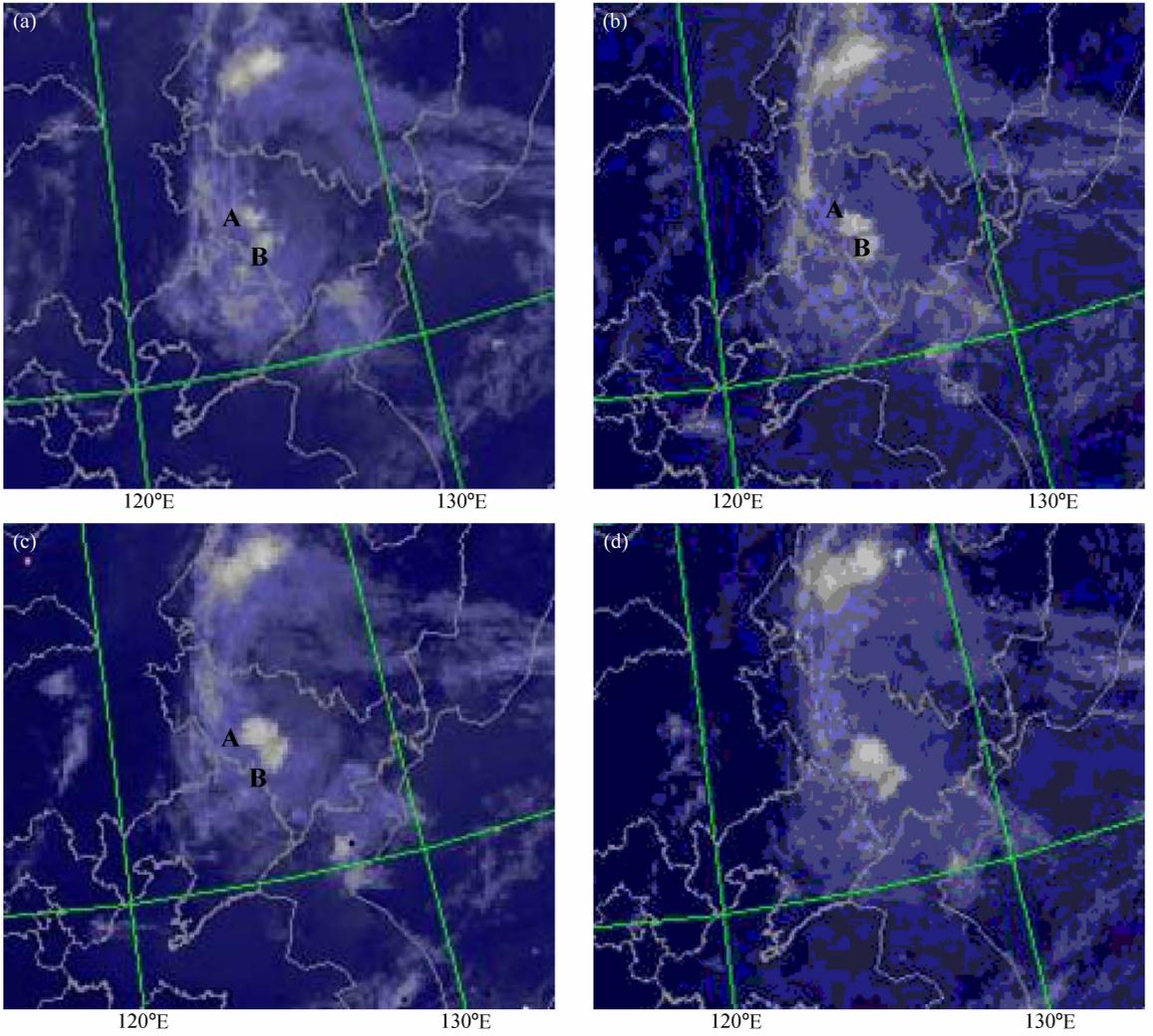


图2 2005年6月21日红外云图: (a) 06时; (b) 07时; (c) 08时; (d) 09时

Fig. 2 Observed satellite infrared image on 21 Jun 2005: (a) 0600 LST; (b) 0700 LST; (c) 0800 LST; (d) 0900 LST

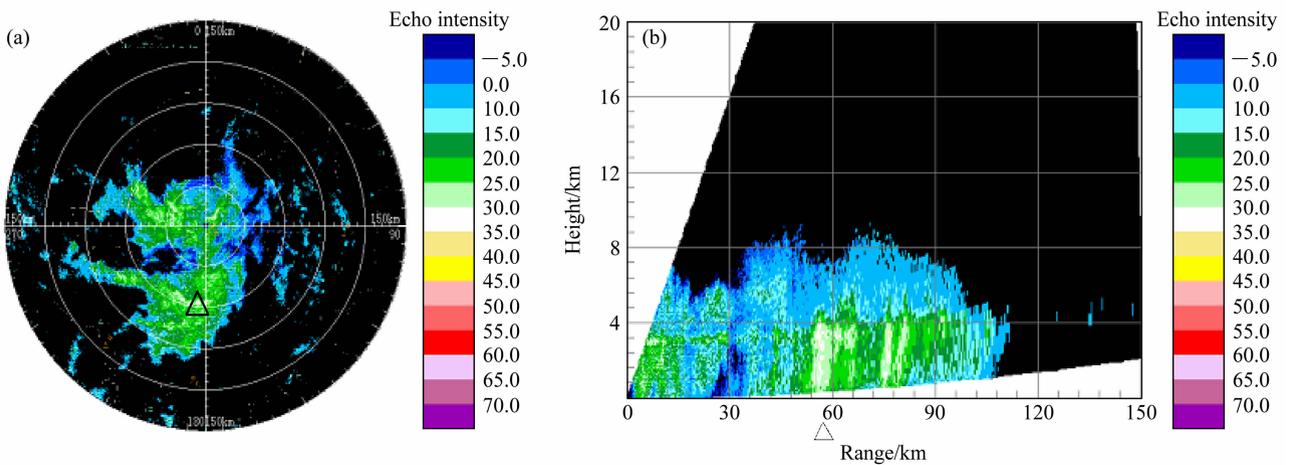


图3 2005年6月21日08时雷达图像: (a) PPI; (b) RHI. △为最强回波所在位置

Fig. 3 Observed radar images at 0800 LST 21 Jun 2005: (a) PPI; (b) RHI. △ shows the location of the strongest echo

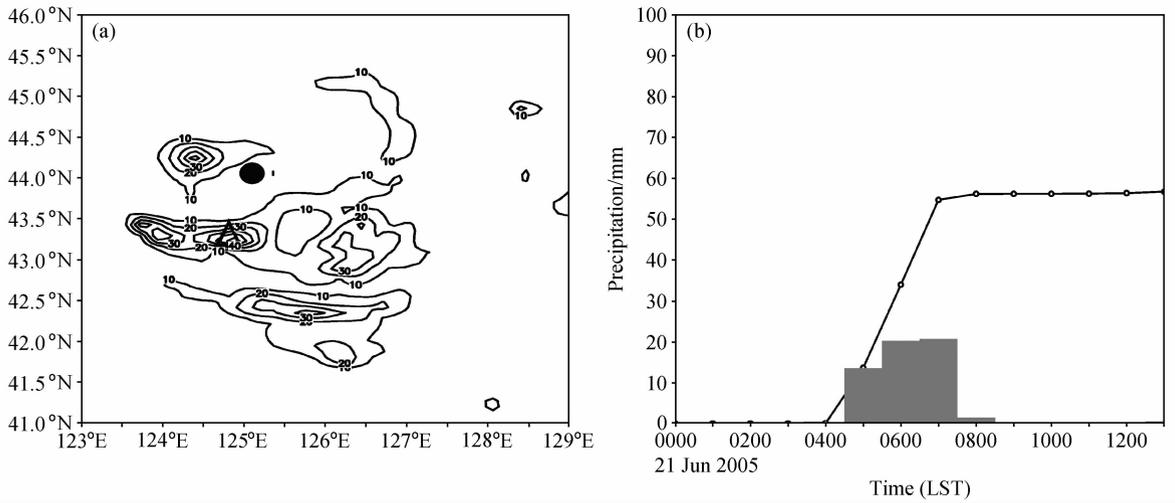


图4 模拟的降水量(单位:mm): (a) 2005年6月21日00~12时累积降水(●为雷达所在位置, △为暴雨中心所在位置); (b) 暴雨中心逐时累积雨量(曲线)和小时雨强(直方图)演变

Fig. 4 The simulated distribution of precipitation (mm): (a) Cumulative precipitation from 0000 LST to 1200 LST 21 Jun 2005 (symbols ● and △ denote the locations of the radar and the rainstorm center, respectively); (b) the cumulative rainfall of the rainstorm center (curve) and hourly precipitation intensity (histogram)

风速区比 700 hPa 弱得多, 05 时急流的增强和强降水的发生是同步的, 有可能是强降水的结果。

3. 2. 3 925 hPa 低空急流分析

图 7 为 925 hPa 水平风场分布图, 等值线所绘区域是低空急流区, 由于受到地形的阻挡, 西南气流也被分为两股, 长白山西侧一股势力较强, 暴雨发生在西侧低空急流轴附近。分析图 7 可以发现, 暴雨发生前(00~04 时)这个层次上西侧一股的急流是不断增强的, 大风速的区域范围、强度都要大于 850 hPa。而强降水开始(05 时)之后急流逐渐减弱。低空急流的增进比暴雨发生时刻提前 3~5 个小时。这一支急流的对暴雨发生具有重要意义, 同时对预报也是非常有意义的。

3. 2. 4 低空不同层次上急流核对比分析

图 8 给出了三个层次(700 hPa、850 hPa、925 hPa)上低空急流核的最大风速演变情况, 04 时前 700 hPa 低空急流核(以下 700 hPa 的急流均指槽后急流)的最大风速明显具有波动特征, 04 时之后突然增进, 由 13 m/s 增大到 06 时的 18 m/s, 之后一直维持在 18 m/s 的量值上; 925 hPa 上低空急流最大风速从 00 时的 13 m/s 脉动增进到 04 时的 16 m/s, 04 时之后开始减速; 05 时之前 850 hPa 上的急流最大风速一直低于上下两层(700 hPa、925 hPa), 而且也出现了一些波动, 06 时增长到

16 m/s, 之后开始减速。

综合三个层次上的急流核的风速演变情况来看, 04 时之前的低空急流明显具有中尺度脉动特征, 这对暴雨的触发可能会起到一定的作用(下文将有更详细的阐述); 从时间上看, 925 hPa 急流两次明显地增速都超前于 850 hPa 和 700 hPa, 并且暴雨发生(05 时)前 925 hPa 和 700 hPa 急流的强度(范围和最大风速)都要强于 850 hPa。700 hPa 和 925 hPa 上的急流是两个相对独立的中尺度系统, 而 850 hPa 急流的产生和发展可能是上下两层(700 hPa、925 hPa)急流以及强降水的发生等共同作用的结果。

通过以上对急流的分析, 可以看出本次暴雨过程低空不同层次上的急流的分布特征并不相同, 以 700 hPa 和 925 hPa 两个层次最具代表性。925 hPa 急流从 21 日 00 时开始增进, 到 21 日 04 时达到最大, 而 700 hPa 槽后急流从 04 时开始增进。925 hPa 急流增进在先, 700 hPa 急流增进在后。因此, 925 hPa 和 700 hPa 急流的增进在时空上呈现出一种类似于“接力”的形态。

3. 2. 5 暴雨中心上空风速廓线分析

图 9 给出了暴雨中心上空水平风速垂直分布廓线。从图 9a 可以看出, 05 时之前 925 hPa 上的风速最大, 最大风速达到 15 m/s。05 时最大风速所

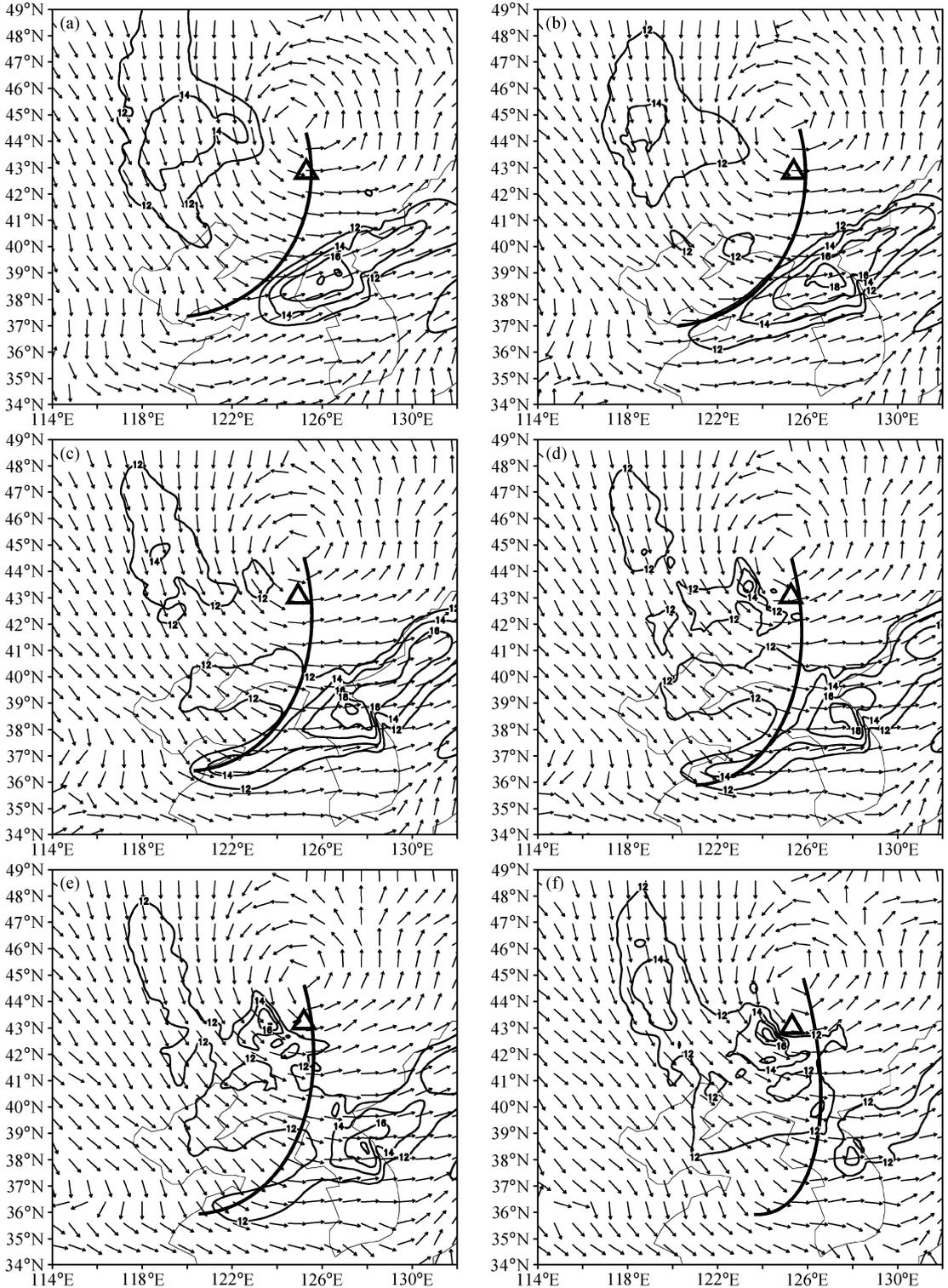


图5 2005年6月21日700 hPa水平风场分布: (a) 00时; (b) 02时; (c) 04时; (d) 05时; (e) 06时; (f) 08时。等值线: 风速大于12 m/s的急流区; 粗实线: 槽线; \triangle : 暴雨中心位置

Fig. 5 The distribution of wind field at 700 hPa on 21 Jun 2005: (a) 0000 LST; (b) 0200 LST; (c) 0400 LST; (d) 0500 LST; (e) 0600 LST; (f) 0800 LST. Contour shows wind speed more than 12 m/s, thick real line shows the position of trough, \triangle denotes the position of the rainstorm center

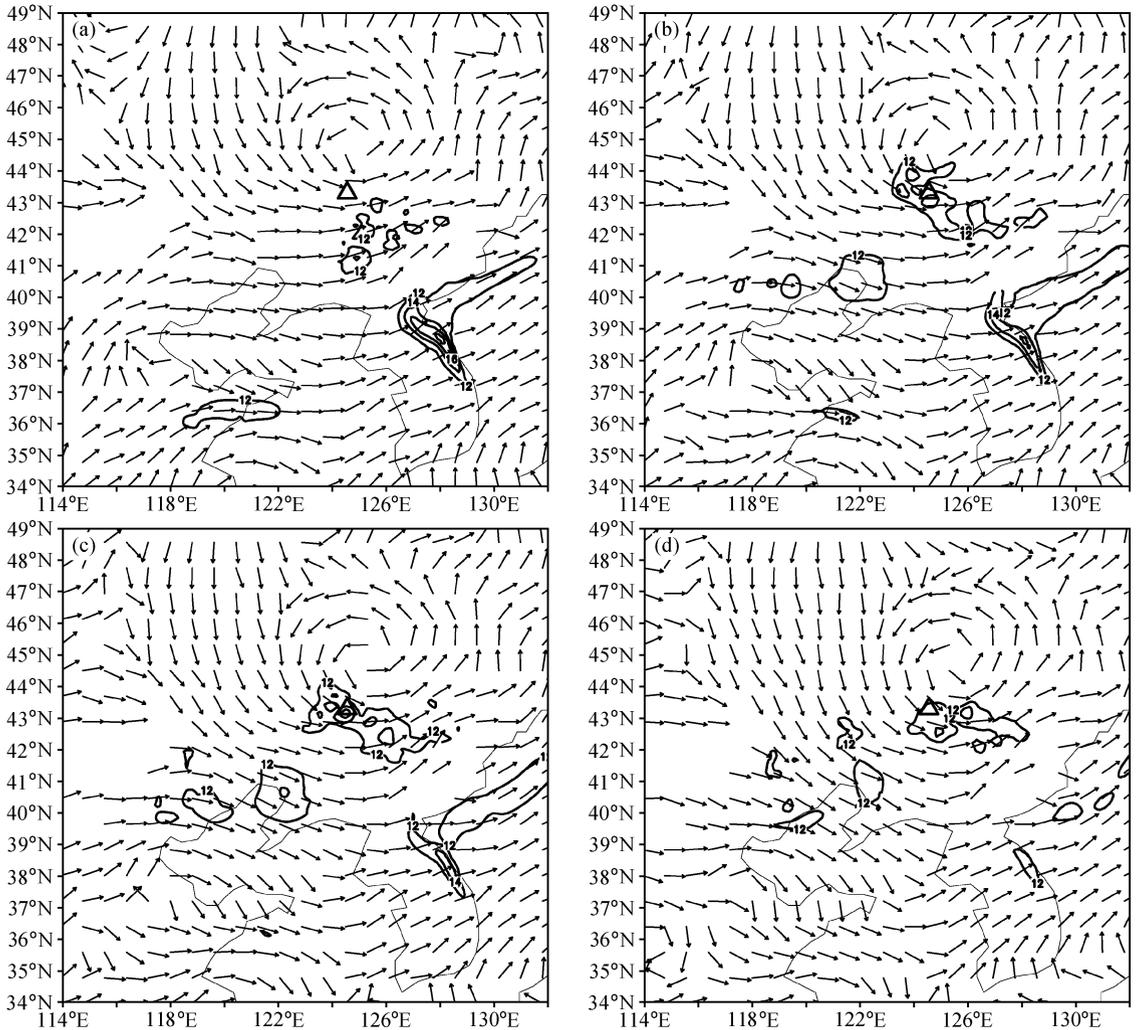


图6 同图5, 但为850 hPa: (a) 04时; (b) 05时; (c) 06时; (d) 08时
 Fig. 6 Same as Fig. 5 but for 850 hPa: (a) 0400 LST; (b) 0500 LST; (c) 0600 LST; (d) 0800 LST

在层次上抬, 动量上传, 06时至08时最大风速层次位于800 hPa, 这一时期也是强降水过程。21日00~04时700 hPa上, 风速都在9 m/s左右, 04时开始增速, 06时达到最大12 m/s, 这与700 hPa上急流的增速是同步的。这里也可看出暴雨中心上空的(700 hPa以下层次)水平风速是受低空急流直接影响的。当然强降水的发生对急流也有反馈作用, 这在800 hPa上有所体现。800 hPa水平风速的增速在时间上落后于上下两层(700 hPa、925 hPa), 但与强降水的发生几乎是同步的。

总体看来风速大于12 m/s的区域都集中在低层(700 hPa以下), 因此低层的垂直风速切变最大, 理查森数 R_i 很小。低层风速廓线明显出现具有拐点的形态(图9b、c), 并且本次过程暴雨中心上

空急流轴的层次非常低。急流轴的层次越低, 越容易出现不稳定^[9]。

3.3 垂直环流结构分析

从模拟的暴雨中心上空垂直速度随时间的演变图(图10, 最细网格的输出量)可以看出: 21日05时, 该站上600 hPa附近存在最大垂直速度1.4 m/s, 到06时最大垂直速度在700 hPa附近达到1.9 m/s。分析表明: 最大垂直速度强弱与暴雨的强度有较好的对应关系, 随着最大垂直速度量值的增大, 暴雨也将增强; 同时发现垂直速度大于0.2 m/s的上升运动时段(从23日04~08时)与强降水时段有很好的对应。但比暴雨的强盛时期提前了1小时, 这说明强降水的发生经历了一个能量累积的过程。

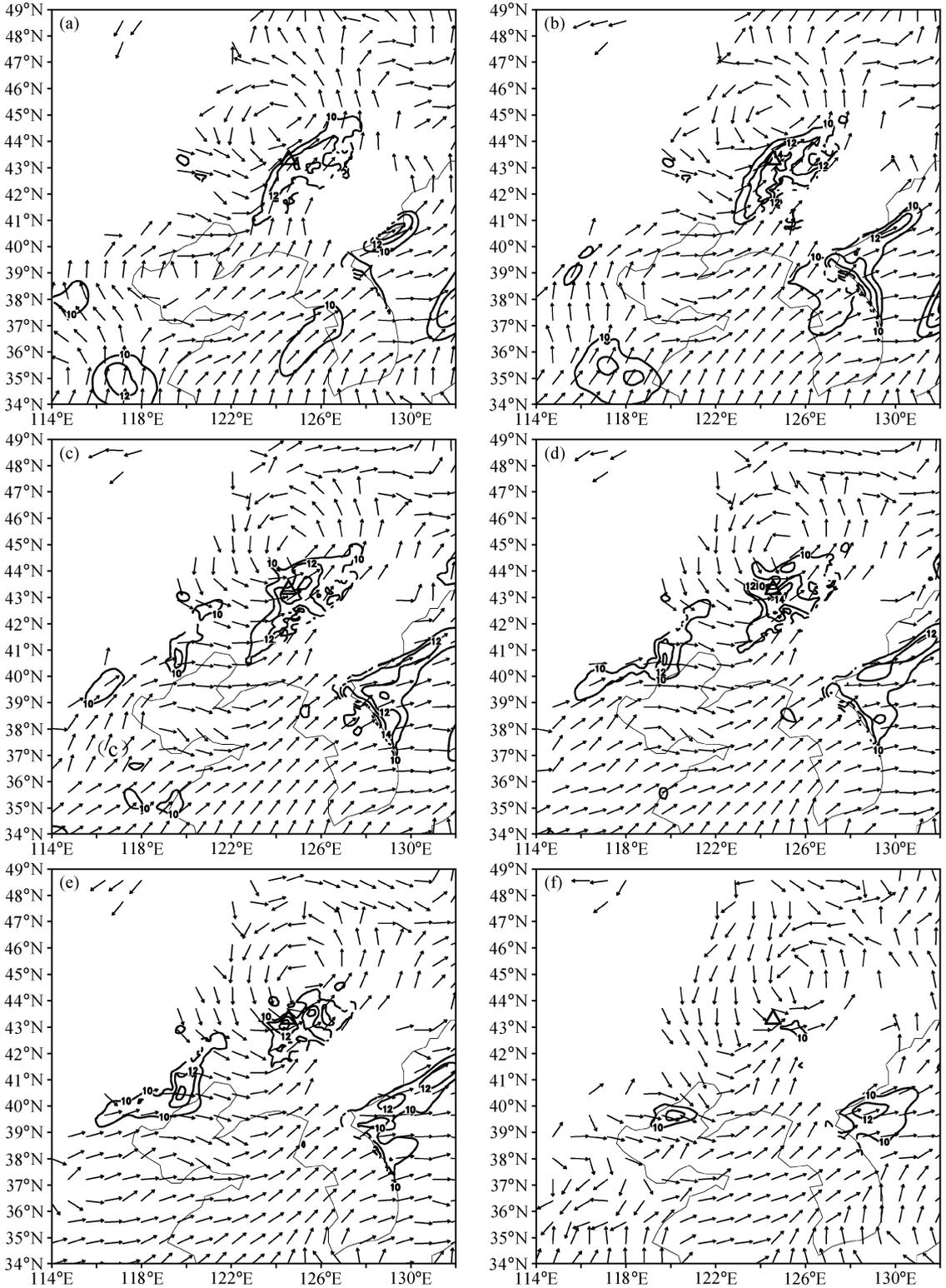


图7 同图6, 但为925 hPa: (a) 00时; (b) 02时; (c) 04时; (d) 05时; (e) 06时; (f) 08时

Fig. 7 Same as Fig. 6 but for 925 hPa: (a) 0000 LST; (b) 0200 LST; (c) 0400 LST; (d) 0500 LST; (e) 0600 LST; (f) 0800 LST

图11 为中尺度对流系统发生发展不同时期沿124.9°E上所作垂直环流结构图, 21日03时随着

低空南风急流的增进, 700 hPa以下在低层低涡切变最大处(槽线附近)辐合增强, 上升速度增强,

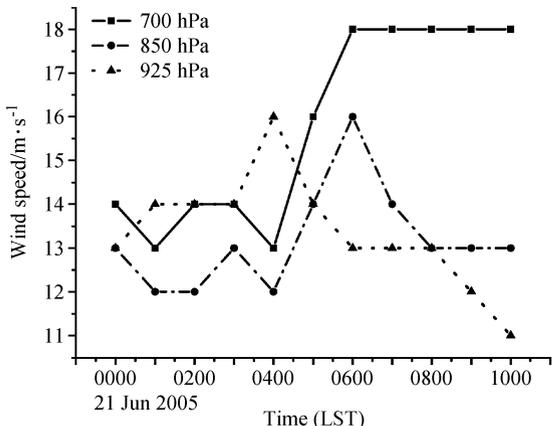


图8 不同层次上急流核最大风速的演变

Fig. 8 Evolution of the maximal wind speed for the three low-level jets

层状云系中有对流泡形成和发展, 在 43° 附近上空单圈环流 A 开始形成。另外, 在 A 的北侧 B 圈环流也初见端倪 (图 11a)。04 时, 由于低空急流的脉动在低涡的南侧形成了多个对称的中小尺度的同向环流 (类似滚轴状的排列), 其中 A、B 两个同向环流结构最清晰, 发展最为旺盛 (图 11b)。值得关注的是, 这种同向双圈环流的结构特征与巢纪平等^[10]所研究的有利于积云对流发展的环流结构是一致的, 这种结构非常有利于对流的发展。06 时, 在凝结潜热的作用下, 上升速度进一步增强, A 圈环流持续增强, 积云发展, 对流旺盛 (图 11c)。此时垂直速度也达到最大, 最有利于降水粒子的形成。07 时, 上升开始减弱, 云体向南倾斜 (图略), 地面雨强最大。但降水粒子下沉的拖曳作用压制了南方低层的上升气流, 加上南下的冷空气从对流层中下层侵入, B 圈环流受到冲击破裂。08 时, 随着北方气流的南下, A 圈环流也已解体, 仅在 800 hPa 以下还有两个小的环流存在, 但势力已经很弱了 (图 11d), 强降水也随之结束。

3.4 水汽输送分析

以上分析了低空急流的水平分布特征及其引起的垂直环流结构特征, 低空急流另一个重要的作用就是水汽输送带的作用, 以下主要分析 700 hPa 以下各层的水汽输送情况, 主要分析水汽通量和水汽通量散度的分布及其演变。

3.4.1 700 hPa 水汽输送分析

图 12 为 700 hPa 水汽通量分布, 从图中可以

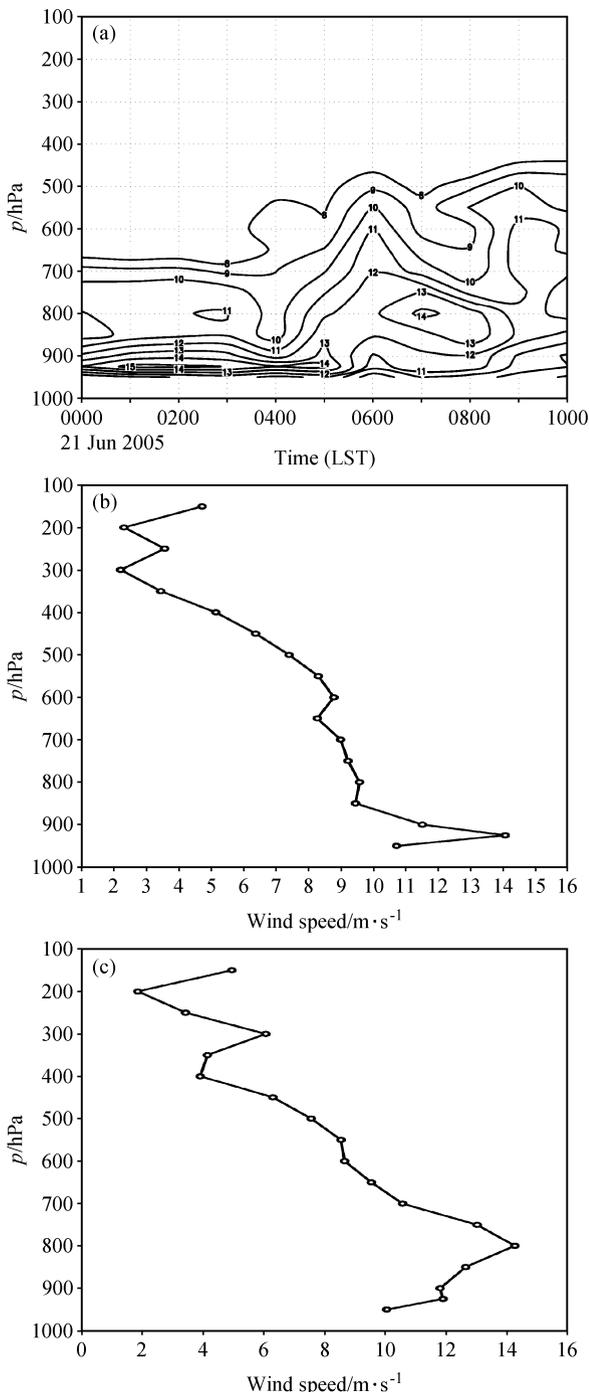


图9 2005年6月21日暴雨中心上空水平风速垂直分布廓线 (单位: m/s): (a) 时间演变; (b) 04时; (c) 07时

Fig. 9 Vertical profiles of the horizontal wind speed (m/s) at the center of the rainstorm on 21 Jun 2005: (a) Time evolution; (b) 0400 LST; (c) 0700 LST

看出低涡的槽前和槽后各有一支水汽通道, 随着低涡旋转运动, 槽后水汽通量大值区向暴雨区上空输送。从水汽通量散度演变图上 (图略) 可以看出, 21 日 04 时起暴雨中心上空水汽通量散度由辐散转

为辐合,量值也在增加,图 13 为 05 时 700 hPa 水汽通量分布散度分布,槽后西北气流所引起的强辐合中心量值达到 $-25 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,该水汽辐合中心与暴雨中心对应较好;槽前西南急

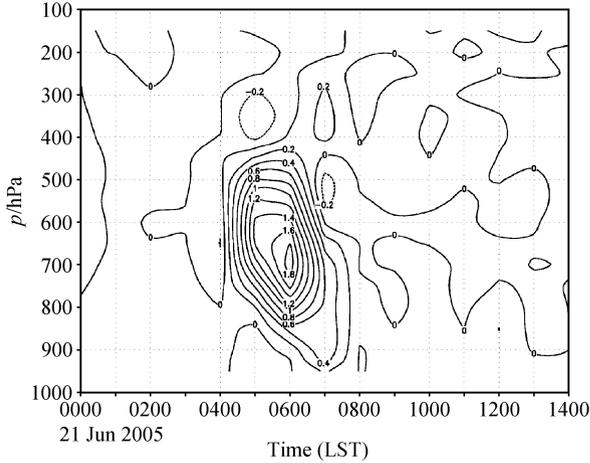


图 10 暴雨中心上空垂直速度的时间-高度剖面(单位: m/s)
Fig. 10 Time-height cross section of vertical motion speed (m/s) at the center of the rainstorm

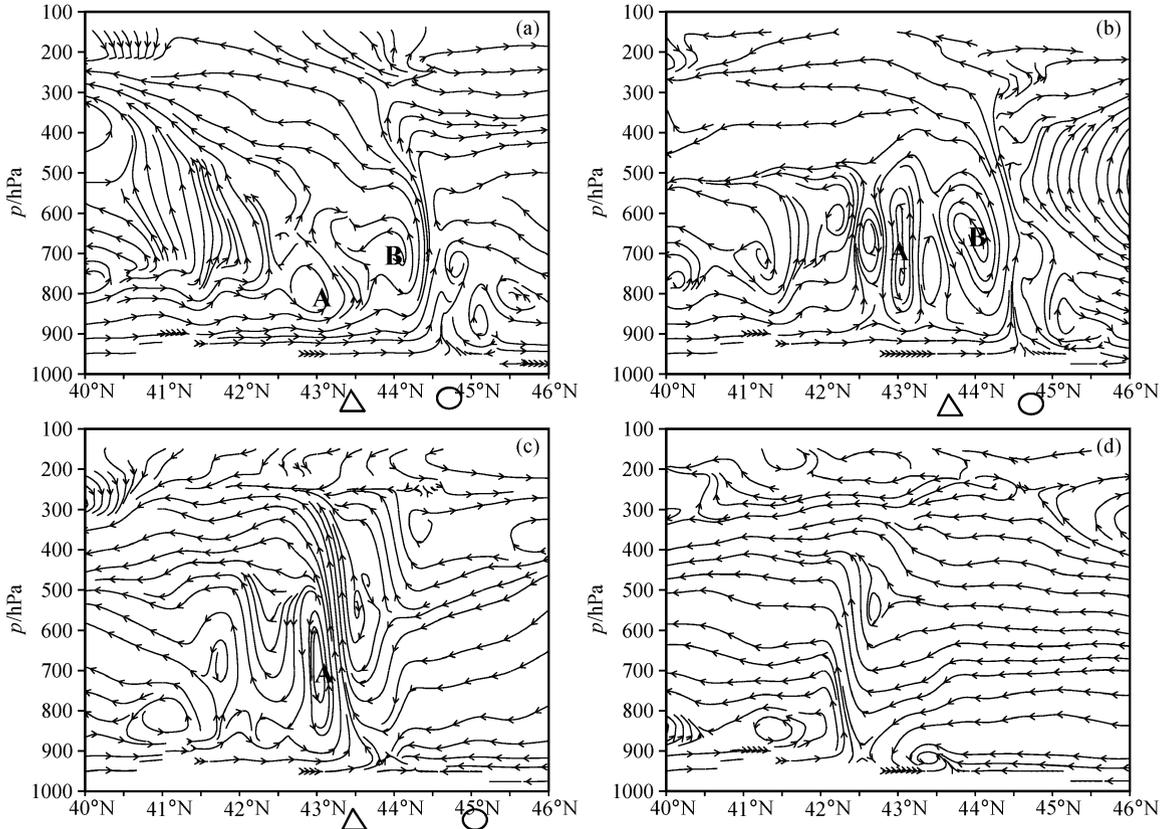


图 11 2005 年 6 月 21 日中尺度对流系统发生发展不同时期沿 124.9°E 垂直环流结构图: (a) 03 时; (b) 04 时; (c) 06 时; (d) 08 时。△: 暴雨中心位置; ○: 700 hPa 低涡中心位置

Fig. 11 The cross section of vertical circulation structure of mesoscale convective system (MCS) on 21 Jun 2005; (a) 0300 LST; (b) 0400 LST; (c) 0600 LST; (d) 0800 LST. △: the position of the rainstorm center; ○: the position of 700-hPa low vortex center

流引起的强辐合中心主要辐合区位于朝鲜半岛,此时西南气流把水汽从黄海向朝鲜半岛输送,并没有直接向吉林地区输送。因此,在 700 hPa 上槽后的水汽输送以及辐合对本次强降水过程起到了一定作用。

3.4.2 850 hPa 水汽输送分析

分析 850 hPa 水汽通量(图 14)发现,水汽通量大值区主要从山东半岛流经黄海,从低涡的西南象限切入并向低涡系统内部输送,水汽随同涡旋一起运动输送到低涡周围。04~07 时,随着槽后西北风加大,槽线附近辐合增强,水汽向暴雨区上空汇聚,通量最大值区域位于槽区附近。04~06 时水汽通量散度强辐合区与雨区对应较好,06 时水汽通量辐合值达到最强,为 $70 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ [图 15 (见文后彩图)],比最强小时降水时刻(07 时)略有超前。

3.4.3 925 hPa 水汽水汽输送分析

图 16 给出 925 hPa 水汽通量分布,水汽主要

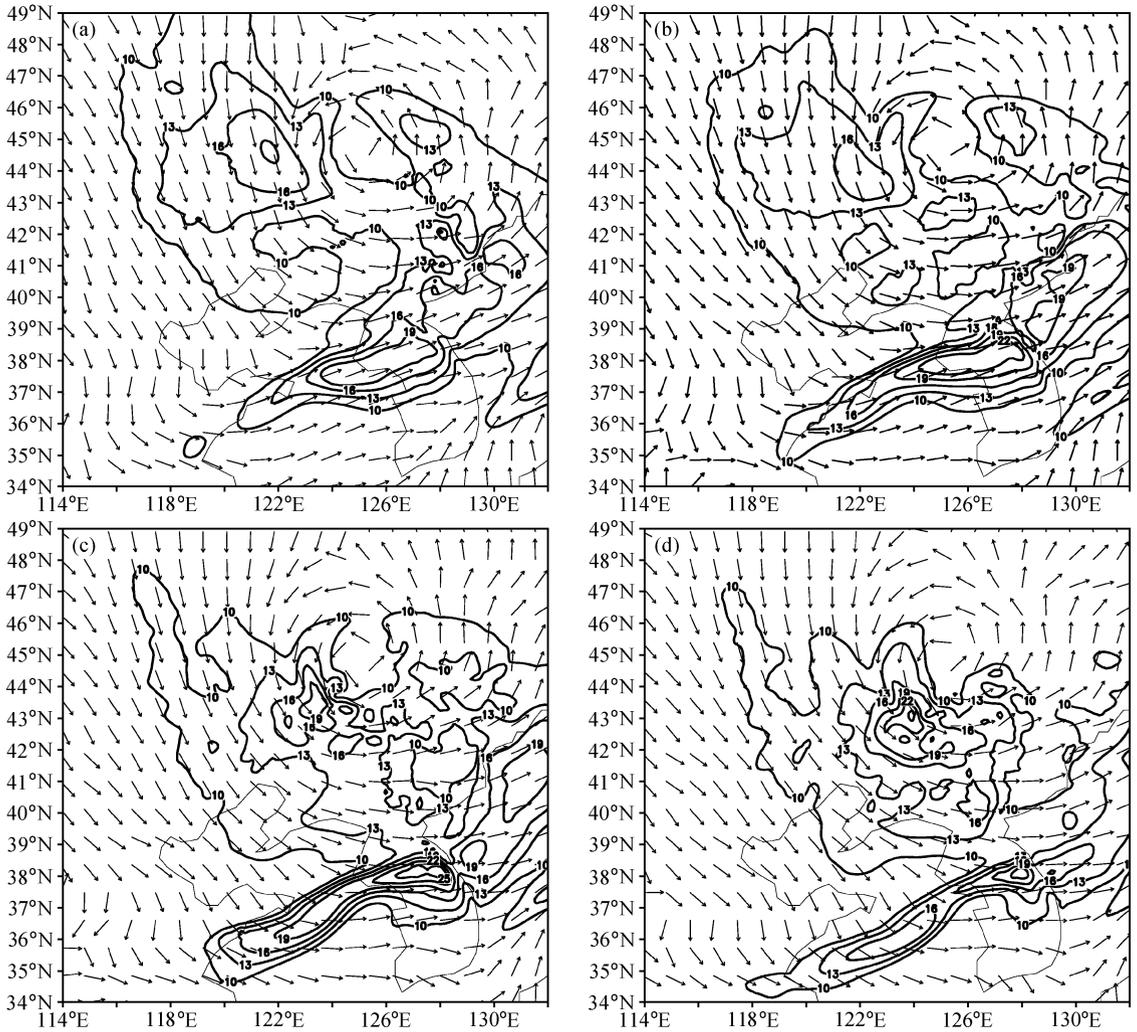


图 12 2005 年 6 月 21 日 700 hPa 水汽通量的演变: (a) 00 时; (b) 02 时; (c) 05 时; (d) 07 时。等值线: 水汽通量 $\geq 10 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1}$
 Fig. 12 Evolution of water-vapor flux at 700 hPa on 21 Jun 2005; (a) 0000 LST; (b) 0200 LST; (c) 0500 LST; (d) 0700 LST. Contour: water-vapor flux $\geq 10 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1}$

从海上(从山东半岛流经黄海)向东北输送,最大通量值达到 $32 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1}$ (图 16a~c),比 700 hPa、850 hPa 上水汽通量值都大得多。05 时之后出现另一支水汽带,从河北、天津向东北输送,最大通量也达到 $22 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1}$ (图 12c、d)。实际上,这两支水汽带是同源的,都源于山东、河北地区,由于前期槽后干冷空气的南下入侵,阻断了水汽从河北、天津向东北输送的去路。因此,925 hPa 的水汽主要从山东半岛流经黄海并把海上的水汽一并携带向东北地区输送,在低涡的东南侧吉林地区上空汇聚。槽前是水汽通量大值区,也是水汽通量散度大值区[图 17(见文后彩图)],最大值通量散度为 $-70 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 该

区域也正对应着暴雨区。

以上分析表明,在暴雨发生前的数小时内,无论是水汽通量还是水汽通量散度 925 hPa 均比 850 hPa 和 700 hPa 大,水汽是从低层(925 hPa 为主)随西南气流输送到低涡槽前附近后,一边旋转一边上升的。即 850 hPa、700 hPa 槽后水汽的大值区是从更底层涡旋上升而来的,并随西北急流向暴雨区上空集中。由于低空急流的脉动以及水汽输送的脉动,加之涡旋北侧环境比较干燥,造成了这种水汽和云系分布的不对称性。

3.4.4 水汽的垂直输送分析

图 18a(见文后彩图)给出了暴雨中心上空水平的水汽通量和通量散度随时间演变,可以看出,

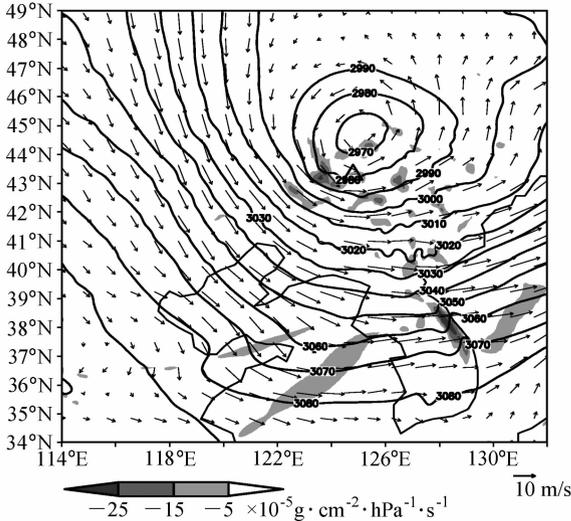


图 13 2005 年 6 月 21 日 05 时 700 hPa 水汽通量散度分布。阴影：水汽通量散度 $< -5 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ；等值线：位势高度（单位：gpm）；矢量：水平风； \triangle ：暴雨中心位置
Fig. 13 Distribution of 700-hPa water-vapor flux divergence at 0500 LST 21 Jun 2005. Shading: water-vapor flux divergence $< -5 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$; isoline: geopotential height (gpm); vector: horizontal wind; \triangle : the position of the rain-storm center

21 日 00~04 时水汽通量和通量散度的大值区都位于 925 hPa。02 时，在 925 hPa 上第一次出现水汽通量和通量散度的大值中心；04 时起大值区上抬至 850 hPa 附近；05 时，水汽通量散度小于 $-25 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 区域上抬至 700 hPa，水汽通量演变趋势与水汽通量散度演变趋势基本一致。由此可以看出，在暴雨发生前 5~6 小时水汽是从低层（925 hPa 附近）逐步累积和抬生的。下面进一步分析水汽的垂直通量（这里定义 $|wq|/g$ 为水汽的垂直通量），也可看出水汽的垂直输送情况，图 18b（见文后彩图）给出了水汽混合比和水汽的垂直通量垂直分布及其演变情况，暴雨发生前低层水汽混合比大于 12 g/kg 的区域均位于 900 hPa 以下。20 日 21 时，925 hPa 附近上空出现水汽垂直输送大于 $0.05 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 的区域，之后有所减弱，到 21 日 01 时，在 850 hPa 附近又出现大于 $0.05 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 的区域，之后又减弱，03 时起大于 $0.05 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 的区域逐步扩大，最大值也逐步抬升，06 时水汽最大垂直输送位于 700 hPa 附近。这也可看出水汽是低层向上输送的，而且垂直输送在时间上也具有波动的特征。

21 日 04~07 时，当 700 hPa、850 hPa、925 hPa 三个层次上水汽含量大值区旋转汇聚到同一地区（吉林中南部地区）上空，上下叠加，该地区的云层增厚，在其他条件配合（触发）下，就会出现强对流和暴雨天气，这里的涡旋状层云也为对流云的产生和发展提供了合适的条件（“湿床”）^[11]。

以上分析表明：低涡南侧西南急流携带的水汽主要是从低层（925 hPa）向东北方向输送的，水汽源于山东半岛和黄海，只是水汽输送带的层次比一般的东北冷涡（低涡）暴雨更低。低空不同层次上水汽的特定配置（旋转汇聚到同一地区），为该地区产生的暴雨提供了有利条件。

4 中尺度对流系统发生发展的不稳定机制分析

本次暴雨过程发生在冷涡衰退阶段，前期已经出现过强对流天气，对流有效位能已经很大程度地被释放了。图 19 为暴雨中心上空层结分布情况，本次暴雨发生前，暴雨中心上空对流不稳定层结厚度很薄，仅集中在 850 hPa~750 hPa 的层次上。暴雨发展过程中，对流不稳定层结就更弱，接近中性。这说明本次暴雨过程除热力作用外，可能还有其他更为重要的机制在起作用。

上述讨论的是暴雨区低空急流附近的动力作用及其对水汽场的输送与配置情况，近年来不少论著曾讨论过低空急流附近的对称不稳定问题^[12, 13]，但大都讨论的是与西南低涡相伴随西南低空急流的情况，与东北低涡相伴随的低空急流是否也具有这样的性质？本文计算了湿位涡的演变情况，并利用 $q_w < 0$ 作判据，研究条件对称不稳定的情况。

Emanuel^[14]指出，对于湿位涡 $MPV < 0$ 的对流系统，满足湿对称不稳定判据。条件对称不稳定一般是指空气作倾斜上升所表现的不稳定性。湿位涡 MPV 可以分为湿正压项 $P_{m1} \left(P_{m1} = -g(\zeta + f) \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial p} \right)$ 和湿斜压项 $P_{m2} \left(P_{m2} = g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial x} - g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial y} \right)$ 两项之和。 P_{m1} 为湿位涡的垂直分量，表示惯性稳定性和对流稳定性 $-g(\partial \theta_{sc} / \partial p)$ 的作用，其值取决于空气块绝对涡度的垂直分量和 θ_{sc} 的垂直梯度的乘积。由于绝对涡度为正值，当大气是对流不稳定时， $(\partial \theta_{sc} / \partial p) > 0$ ， $P_{m1} < 0$ ；若大气是对流稳定的，则

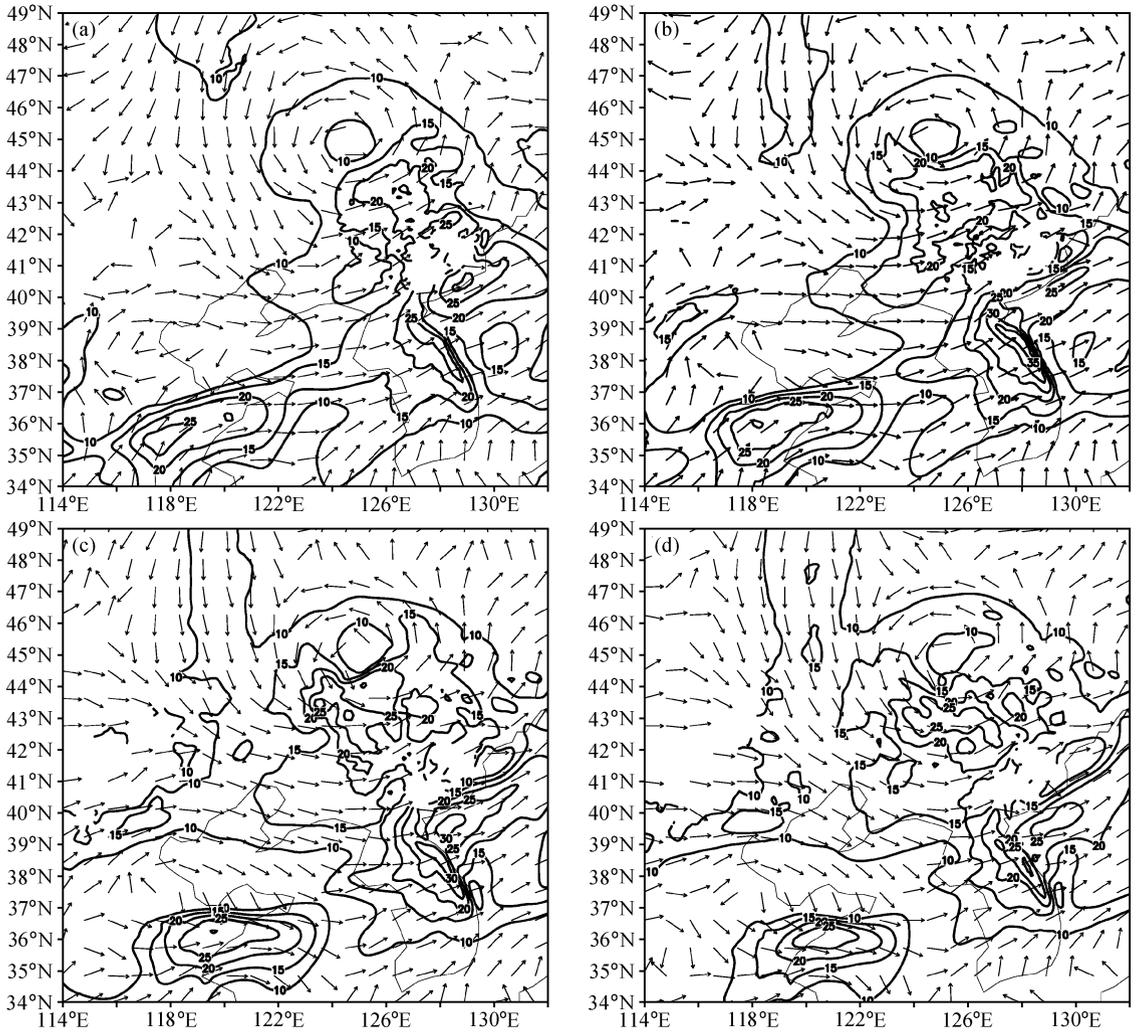


图 14 同图 12, 但为 850 hPa

Fig. 14 Same as Fig. 12 but for 850 hPa

$(\partial\theta_{se}/\partial p) < 0, P_{m1} > 0$ 。 P_{m2} 是湿位涡的水平分量, 为湿斜压项, 它包含湿斜压性 ($\Delta_p\theta_{se}$) 和水平风垂直切变的贡献。当 $MPV < 0$ 且 $P_{m1} < 0$ 时, 条件对称不稳定往往与对流不稳定同时存在, 这时既有垂直对流又有倾斜对流发生, 但由于垂直对流有较快的增长率, 对流不稳定将控制条件对称不稳定, 因而大气运动更易表现出时空尺度较短的特征^[15], 条件对称不稳定的贡献并不明显。当同时满足 $MPV < 0, P_{m1} > 0, P_{m2} < 0$, 即 $P_{m1} > 0, P_{m2} < 0$ 且 $|P_{m1}| < |P_{m2}|$ 时, 条件对称不稳定的贡献就很明显。

分析图 20a 发现, 04 时暴雨区上空 850 hPa 以下是对流稳定区, 但由于边界层内低空急流的增强, 在 925 hPa 之上形成很强的垂直风速切变, 有利于低层产生动力不稳定, 这里出现了条件对称不

稳定的区域, 750~850 hPa 是条件对称不稳定与弱的对流不稳定共存区。分析图 20b 发现, 05 时暴雨区上空 775~650 hPa 是对流稳定区, 由于 700 hPa 附近风速加大, 在这个层次上也出现了条件对称不稳定的区域。975~775 hPa 是条件对称不稳定与弱的对流不稳定共存区。

比较图 20a、b 发现, 从 04 时到 05 时条件对称不稳定层在抬高, 对流也在向上发展。因此, 925 hPa 和 700 hPa 急流所引起的条件对称不稳定 在时间和空间上也呈现出一种“接力”的形态。

本次过程对流由 04 时启动, 对流先由低层 (925 hPa 附近) 向上发展, 条件对称不稳定对上升运动起到助推作用。06 时之后对流的发展基本上靠凝结潜热的释放来维持, 条件对称不稳定并不明显。

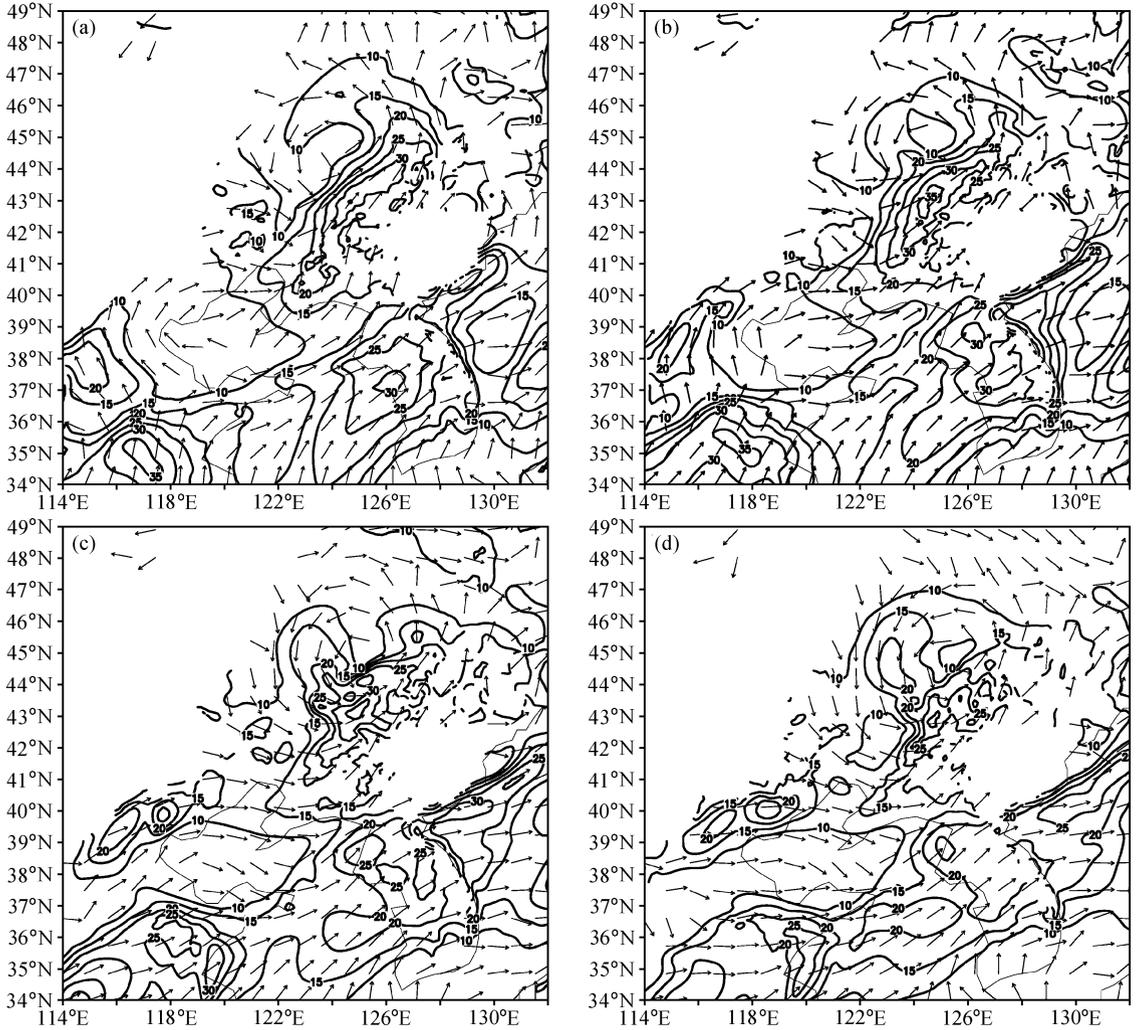


图 16 同图 12, 但为 925 hPa
Fig. 16 Same as Fig. 12 but for 925 hPa

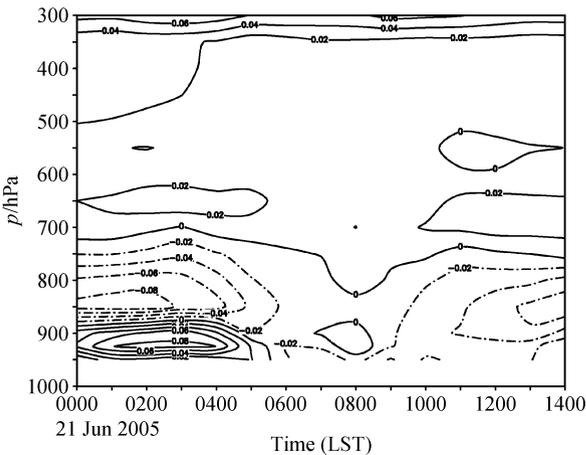


图 19 暴雨中心上空层结稳定度 $N(-\partial\theta_{se}/\partial p)$ 的分布演变
Fig. 19 Evolution of the stratification stability at the rainstorm center

这与“06·23”西南低涡暴雨^[16]不同,“06·23”西南低涡系统的对流是从中层对流有效位能的释放来启动的,对流发展之后低空急流引起的条件对称不稳定对暴雨的增幅起到关键作用。本次暴雨低空急流所引起的条件对称不稳定为对流的发生和暴雨的启动均起到了关键作用。

5 暴雨触发机制分析

暴雨的形成不但需要合适的环境条件(如水汽条件、不稳定条件等),也需要一定的触发机制。本次暴雨过程发生在冷涡衰退阶段,前期已经出现强对流天气,对流有效位能已经很大程度地被释放,为什么在冷涡衰退阶段的层状涡旋云系中还会出现强对流和暴雨天气?本次暴雨持续的时间并不

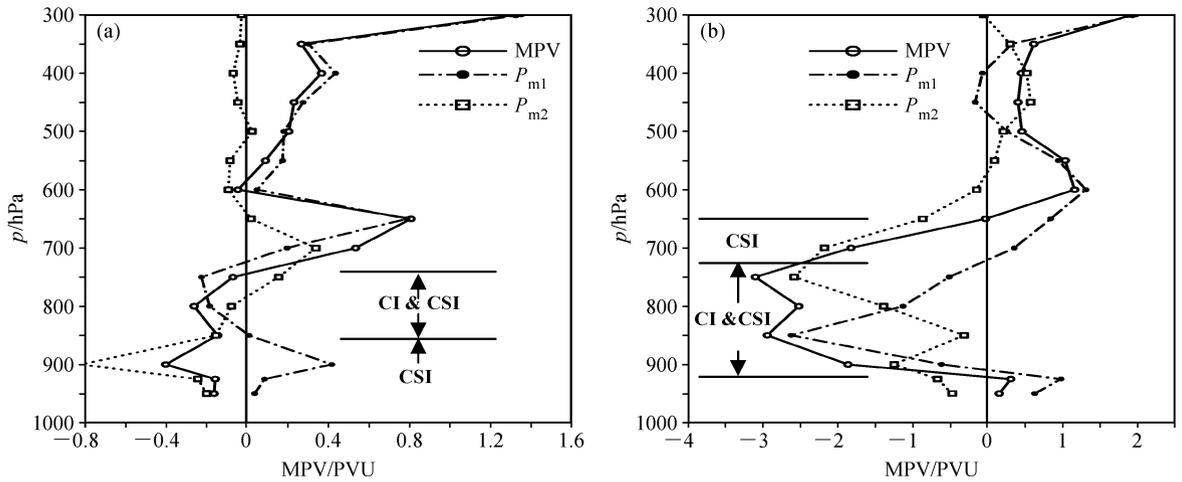


图 20 2005 年 6 月 21 日暴雨中心上空湿位涡及其分量分布曲线 (1 PVU = 10⁻⁶ m² · s⁻¹ · K · kg⁻¹): (a) 04 时; (b) 05 时。CSI 表示条件对称不稳定区域; CI&CSI 表示对流不稳定与条件对称不稳定共存区域

Fig. 20 The vertical distribution of moist potential vorticity (MPV) and its components at the rainstorm center on 21 Jun 2005; (a) 0400 LST; (b) 0500 LST. CI: convective instability; CSI: conditional symmetric instability

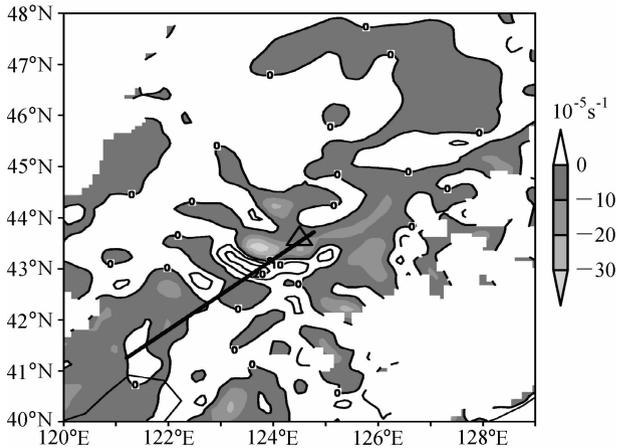


图 21 2005 年 6 月 21 日 05 时 925 hPa 散度分布 (单位: 10⁻⁵ s⁻¹)。阴影表示辐合区, 空白区等值线表示辐散区, 粗实线表示低空急流轴, △为暴雨中心所在位置

Fig. 21 The distribution of 925-hPa divergence (10⁻⁵ s⁻¹) at 0500 LST 21 Jun 2005. Shading: convergence; contour: divergence; thick solid line: the axis of low level jet; △: the position of the rainstorm center

长, 暴雨的发生除具有合适的环境条件之外, 可能触发机制也很重要。前面在分析低空风场的特征和水汽分布特征时, 曾多次提到低空急流的脉动, 孙淑清等^[17]曾指出: “低空急流的这种中尺度的风速脉动是一种重力惯性波, 它能触发中尺度系统的形成”。

本次暴雨低空急流的层次比较低, 700 hPa 和 925 hPa 急流比较突出, 暴雨发生前 850 hPa 急流不显著, 从层结分布来看 (图略), 05 时之前 700

hPa 和 925 hPa 两个层次的急流所在区域 (包括暴雨中心上空的这两个层次) 上都是稳定层结的, 这为重力波的形成提供了环境条件。本文只研究 925 hPa 低空急流的脉动情况。图 21 给出 925 hPa 散度分布情况, 可以看出沿急流轴方向辐合辐散交替出现, 急流轴处明显地表现出波动的特征 (图 22 和图 8), 波长约为 160 km, 周期约为 3 小时, 波速约为 14.8 m/s, 符合重力惯性波的特征^[18]。图 23 给出了暴雨中心上空散度和垂直速度的演变情况, 可以看出, 03 时前暴雨中心上空处于大尺度辐合上升的大环境中, 散度和垂直速度的波动显得不十分明显, 从 04 时起, 波动加剧。到 05 时出现最大的辐散 10 × 10⁻⁵ 与最大的下沉速度 0.08 m/s 相对应。

由上节分析可知, 04 时暴雨中心上空 850 hPa 以下出现条件对称不稳定, 此时由急流的脉动所产生的重力波传播到该区域时, 便会发生重力波的不稳定, 振幅加大, 周期在缩短 (见图 23)。05 时条件对称不稳定的层次达到了 650 hPa, 使得对流继续向上发展。因此可以看出, 重力波对对流的启动和暴雨的触发可能会起到一定作用。

以上分析表明: 本次暴雨的发生和发展, 条件对称不稳定是环境条件; 低空急流的脉动所产生的重力波 (不稳定或发展) 对暴雨的触发起到一定作用。

6 讨论

本次暴雨过程是在东北冷涡衰退阶段的背景下

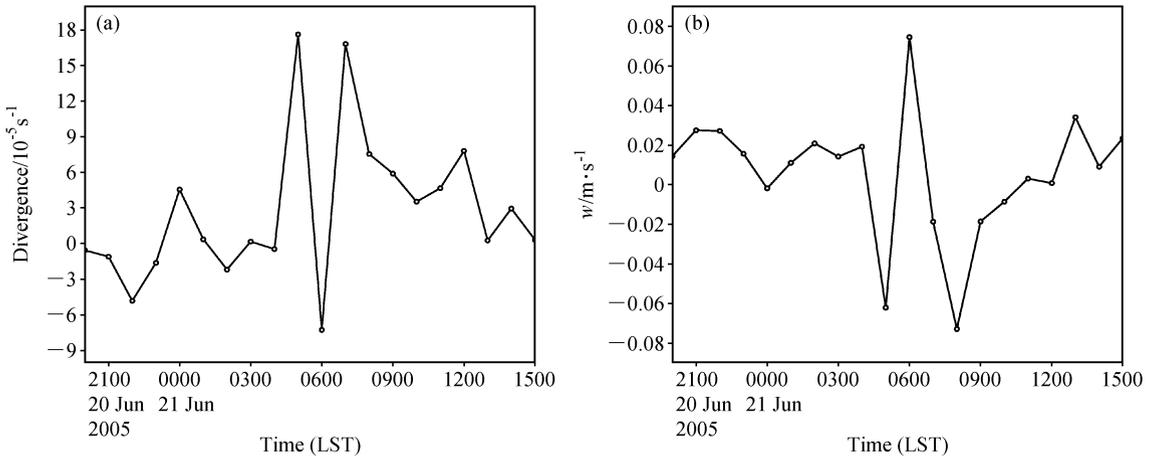


图 22 925 hPa 急流核处散度 (a) 和垂直速度 (b) 的演变图

Fig. 22 The evolutions of (a) divergence and (b) vertical motion speed at the axis of low level jet at 925 hPa

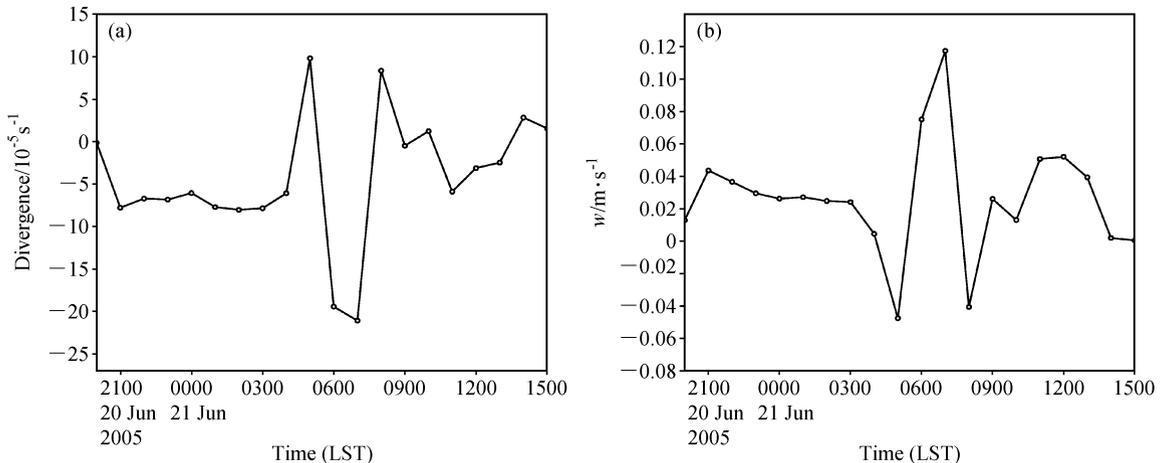


图 23 暴雨中心上空 925 hPa 散度 (a) 和垂直速度 (b) 的演变情况

Fig. 23 The evolutions of (a) divergence and (b) vertical motion speed at 925 hPa at the rainstorm center

发生的, 通过以上分析研究, 发现冷涡衰退阶段的暴雨有它自己的特点, 虽然 500 hPa 冷涡处于衰退阶段, 但更低层 850 hPa 乃至 925 hPa 的低涡处于振荡衰减的形势 (某些时段却是加强的), 低涡的振荡配合急流的脉动 (增进), 也能产生暴雨。结果表明:

(1) 上下两层低空急流在时间和空间上形成“接力”之势, 对本次暴雨的发生发展起到很重要作用。925 hPa 急流增进在先, 700 hPa 急流增进在后。925 hPa 急流是最主要的水汽通道; 有利于低层形成强烈的垂直风切变, 导致雨区上空湿位涡的强烈增长, 形成了条件对称不稳定的环境。700 hPa 急流从西北带来了冷空气, 有利于在这个层次之下产生位势不稳定。同时, 强烈的垂直风切变使条件对称不稳定层次抬高。

(2) 低涡南侧西南急流携带的水汽主要是从低层 (925 hPa) 向东北方向输送的, 水汽主要源于黄海和山东半岛, 水汽的输送带的层次比一般的东北冷涡 (低涡) 暴雨更低。低空不同层次上水汽的特定配置 (旋转汇聚到同一地区) 为该地区产生暴雨的提供了有利条件。

(3) 本次过程中条件对称不稳定是层状涡旋云系中产生对流的主要机制, 低空急流造成的对称不稳定有利于湿位涡的发展。低空急流风速的脉动具有重力惯性波的性质, 当重力波水平传播到不稳定环境时激发对流。上下配合对流增强, 暴雨产生。

参考文献 (References)

- [1] 郑秀雅, 张廷治, 白人海. 东北暴雨. 北京: 气象出版社, 1992. 129~151

- Zheng Xiuya, Zhang Tingzhi, Bai Renhai. *Heavy Rain over Northeastern China*. Beijing: China Meteorological Press, 1992. 129~151
- [2] 张廷治, 李守智. 东北冷涡暴雨的成因分析. *辽宁气象*, 1996, (2): 9~11
- Zhang Tingzhi, Li Shouzhi. Analyses of storm-rainfall of cold vortex over northeastern China. *Liaoning Meteorology* (in Chinese), 1996, (2): 9~11
- [3] 孙力, 安刚. 1998年松嫩流域东北冷涡大暴雨过程诊断分析. *大气科学*, 2001, **25** (3): 342~343
- Sun Li, An Gang. A diagnostic study of northeast cold vortex heavy rain over the Songhuajiang-Nenjiang River basin in the summer of 1998. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2001, **25** (3): 342~343
- [4] 姜学恭, 孙永刚, 沈建国. 一次东北冷涡暴雨过程的数值模拟试验. *气象*, 2001, **27** (1): 26~28
- Jiang Xuegong, Sun Yonggang, Shen Jianguo. A numerical simulation and contrast test on a northeast vortex rainstorm. *Meteorological Monthly* (in Chinese), 2001, **27** (1): 26~28
- [5] 陈力强, 陈受钧, 周小珊, 等. 东北冷涡诱发的一次 MCS 结构特征数值模拟. *气象学报*, 2005, **63** (2): 173~183
- Chen Liqiang, Chen Shoujun, Zhou Xiaoshan, et al. A numerical study of the MCS in a cold vortex over northeastern China. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2005, **63** (2): 173~183
- [6] 齐彦斌, 郭学良, 金德镇. 一次东北冷涡中对流云带的宏微物理结构探测研究. *大气科学*, 2007, **31** (4): 621~634
- Qi Yan-Bin, Guo Xue-Liang, Jin De-Zhen. An observational study of macro/microphysical structures of convective rainbands of a cold vortex over Northeast China. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2007, **31** (4): 621~634
- [7] 孙力, 王琪, 唐晓玲. 暴雨类冷涡与非暴雨类冷涡的合成对比分析. *气象*, 1995, **21** (3): 7~10
- Sun Li, Wang Qi, Tang Xiaoling. A composite diagnostic analysis of cold vortex of storm-rainfall and non-storm rainfall types. *Meteorological Monthly* (in Chinese), 1995, **21** (3): 7~10
- [8] 陶诗言, 倪允琪, 赵思雄, 等. 1998 夏季中国暴雨的形成机理与预报研究. 北京: 气象出版社, 2001. 184 pp
- Tao Siyan, Ni Yunqi, Zhao Sixiong, et al. *Formation Mechanisms and Forecasting Studies about Chinese Rainstorm in the Summer 1998*. Beijing: China Meteorological Press, 2001. 184 pp
- [9] 孙淑清. 低空急流对内重力波不稳定发展的作用. *大气科学*, 1983, **7** (2): 136~144
- Sun Shuqing. The effect of low level jet on the stability of gravity waves. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (*Scientia Atmospherica Sinica*) (in Chinese), 1983, **7** (2): 136~144
- [10] 巢纪平, 陈历舒. 风速垂直切变对于对流的发展和结构的影响. *气象学报*, 1964, **34** (1): 94~102
- Chao Jiping, Chen Lishu. On the effects of the vertical wind shear on the development and the structure of convection. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1964, **34** (1): 94~102
- [11] 黄美元, 徐华英. 云和降水物理. 北京: 科学出版社, 1999. 166~170
- Huang Meiyuan, Xu Huaying. *Cloud and Precipitation Physics* (in Chinese). Beijing: Science Press, 1999. 166~170
- [12] 李耀辉, 寿绍文. 一次江淮暴雨的 MPV 及对称不稳定研究. *气象科学*, 2000, **20** (2): 171~178
- Li Yaohui, Shou Shaowen. A study on MPV and symmetric instability during a torrential rain process. *Scientia Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2000, **20** (2): 171~178
- [13] 蒙伟光, 王安宇, 李江南, 等. 华南暴雨中尺度对流系统的形成及湿位涡分析. *大气科学*, 2004, **28** (3): 330~341
- Meng Weiguang, Wang Anyu, Li Jiangnan, et al. Moist potential vorticity analysis of the heavy rainfall and mesoscale convective systems in South China. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2004, **28** (3): 300~341
- [14] Emanuel K A. The Lagrangian parcel dynamics of moist symmetric instability. *J. Atmos. Sci.*, 1983, **40**: 2368~2376
- [15] 寿绍文, 励申申, 姚秀萍. 中尺度气象学. 北京: 气象出版社, 2003. 300pp
- Shou Shaowen, Li Shenshen, Yao Xiuping. *Mesoscale Meteorology* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2003. 300pp
- [16] 张云, 潘晓滨, 暴冬玲, 等. 一次特大暴雨中尺度系统结构特征和机理分析. *解放军理工大学学报(自然科学版)*, 2006, **7** (4): 396~404
- Zhang Yun, Pan Xiaobin, Bao Dongling, et al. Analysis for the mechanism of the strong rainstorm and the structure of mesoscale system in Hunan. *Journal of PLA University of Science and Technology* (Natural Science Edition), 2006, **7** (4): 396~404
- [17] 孙淑清, 翟国庆. 低空急流的不稳定性及其对暴雨的触发作用. *大气科学*, 1980, **4** (4): 327~337
- Sun Shuqing, Zhai Guoqing. On the instability of the low level jet and its trigger function for the occurrence of heavy Rainstorms. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (*Scientia Atmospherica Sinica*) (in Chinese), 1980, **4** (4): 327~337
- [18] 李麦村. 重力波对特大暴雨的触发作用. *大气科学*, 1978, **2** (3): 201~209
- Li Maicun. The trigger function of gravity waves for the heavy rain-storms. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (*Scientia Atmospherica Sinica*) (in Chinese), 1978, **2** (3): 201~209

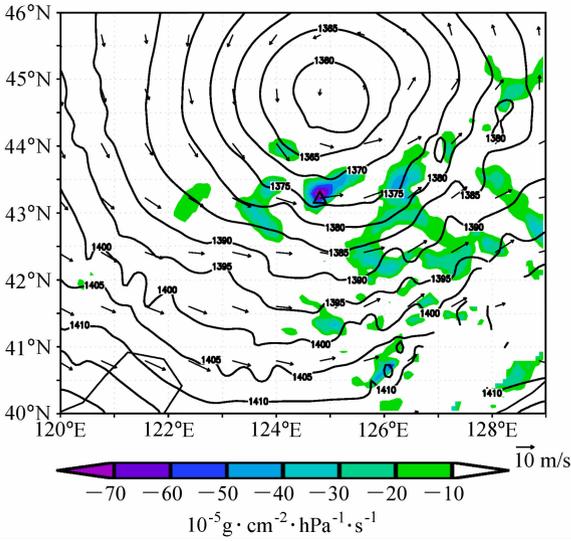


图 15 2005 年 6 月 21 日 06 时 850 hPa 水汽通量散度分布。阴影：水汽通量散度 $< -10 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ；等值线：位势高度（单位：gpm）；矢量：水平风； \triangle ：暴雨中心位置
Fig. 15 Distribution of 850-hPa water-vapor flux divergence at 0600 LST 21 Jun 2005. Shading: water-vapor flux divergence $< -10 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$; isoline: geopotential height (gpm); vector: horizontal wind; \triangle : the position of the rainstorm center

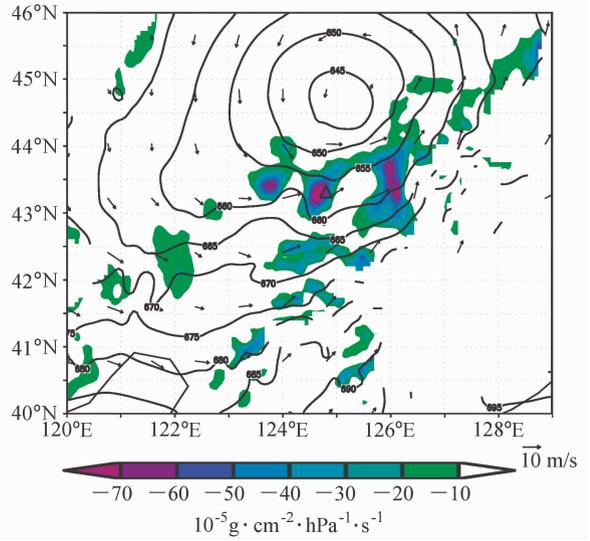


图 17 2005 年 6 月 21 日 05 时 925 hPa 水汽通量散度分布。阴影：水汽通量散度 $< -10 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ；等值线：位势高度（单位：gpm）；矢量：水平风； \triangle ：暴雨中心位置
Fig. 17 Distribution of 925-hPa water-vapor flux divergence at 0500 LST 21 Jun 2005. Shading: water-vapor flux divergence $< -10 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$; isoline: geopotential height (gpm); vector: horizontal wind; \triangle : the position of the rainstorm center

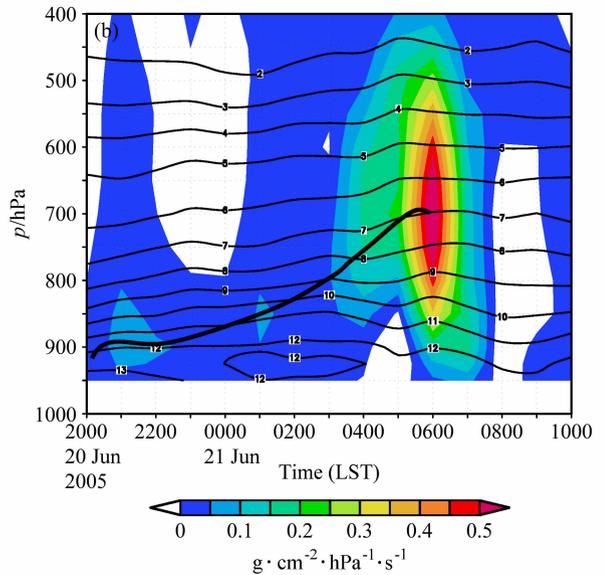
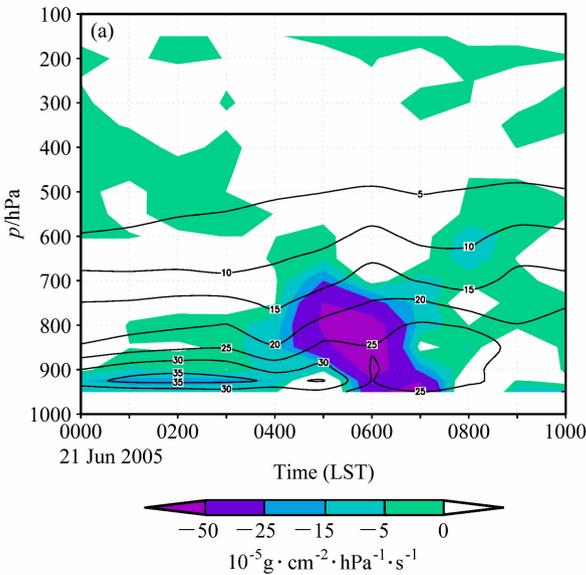


图 18 暴雨中心上空水汽的垂直输送情况：(a) 水汽通量（等值线，单位： $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ）和水汽通量散度（阴影）垂直分布演变；(b) 水汽混合比（等值线，单位： g/kg ）和水汽的垂直通量（阴影）的垂直分布演变（粗实线表示水汽向上传输的趋势）
Fig. 18 Evolution of vertical water-vapor transport at the rainstorm center: (a) Water-vapor flux (contour, units: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) and water-vapor flux divergence (shading); (b) mixing ratio (contour, units: g/kg) and vertical water-vapor flux (shading), thick solid line shows the trend of upward water-vapor transport