

文章编号: 1006 - 7639 (2007) - 04 - 0005 - 07

## “99.6 梅雨锋暴雨模拟资料的诊断分析

王 文<sup>1</sup>, 蔡晓军<sup>1</sup>, 隆 霄<sup>2</sup>

(1. 南京信息工程大学大气科学学院, 江苏 南京 210044; 2. 兰州大学大气科学学院, 甘肃 兰州 730000)

**摘要:**利用非静力中尺度模式 MM5V3 的模拟资料对“99.6 梅雨锋暴雨过程进行了对流输送 (CMT) 和视热源视水汽汇分析。CMT 诊断分析表明, 水平动量残差在切变低涡发展的不同阶段的作用是不同的, 在中尺度低涡发生初期对流层低层动量残差  $\vec{x}$  主要是加速西南气流的北上; 在对流层中层动量残差在槽后加速冷空气南下, 在槽前加速西南暖湿气流北上, 非常有利于东亚大槽的发展。在低涡切变线强烈发展时, 850 hPa 的  $\vec{x}$  方向与发生阶段相反, 此时西南气流受到了强烈的减速作用, 同时 500 hPa 东亚大槽的前部和后部出现了减速气流的动量残差, 槽后冷空气和槽前的暖湿气流都已经受到减速作用, 此后低涡切变线逐渐衰减。低涡切变线发展到最强的阶段, 强  $\vec{x}$  矢量几乎总是与强烈上升运动区相对应, 能量转换  $E$  的水平分布表明, 大尺度系统与中尺度系统之间的能量转换非常复杂, 并不是简单的能量串级过程, 但能量主要是从大尺度向次网格尺度转换。200 hPa 动能转换  $E$  的带状分布非常清楚,  $E$  的正负大值中心分布在高空急流的 2 侧, 表明高空急流在能量转换的过程中起到非常重要的作用。视热源和视水汽汇的诊断分析显示, 强凝结潜热的释放与低涡的发展相伴随, 但视热源只与中尺度系统有明显的对应关系, 视水汽汇有和视热源非常相似的分布特征。

**关键词:**梅雨锋; 暴雨; MM5V3; CMT; 视热源; 视水汽汇

**中图分类号:** P456.7

**文献标识码:** A

### 引 言

暴雨是我国常见的、多发性的重大灾害性天气之一, 每年 6 月中旬到 7 月中旬的梅雨常常会造成我国长江中下游地区出现频繁的强降水过程。梅雨锋沿长江中下游经东海、日本到达西太平洋, 绵亘数千 km, 为准静止的大尺度系统<sup>[1]</sup>, 它是东亚季风区水圈的重要环流系统。顾震潮<sup>[2]</sup>、谢义炳<sup>[3]</sup>等早就指出, 梅雨锋的天气结构与典型的中纬度锋面有显著的不同。它是一个湿的准静止锋, 水平温度梯度很小, 而湿度、相当位温梯度很大<sup>[1,4]</sup>。陶诗言等<sup>[5]</sup>、张庆红等<sup>[6]</sup>通过对 1998 年的江淮暴雨分析发现, 梅雨锋位于高空急流轴的右侧, 低空急流 (LLJ) 轴的左侧, 同时也介于高空急流轴和南亚高压脊之间。在梅雨期的对流层低层大都存在江淮切变线, 低空急流 (风速  $> 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) 位于切变线的南侧, 它为江淮流域的暴雨过程输送暖湿气流, 为暴

雨过程的发生发展提供有利的水汽条件和不稳定机制。此外, 观测资料表明, 梅雨锋暴雨降水主要是由镶嵌在雨带中的中尺度对流系统引起的, 当这些中尺度系统 (MCS) 发展时, 常常会造成长江中下游地区一次次的暴雨过程<sup>[5,7]</sup>。各年的梅雨也存在着很大的差异。陶诗言等<sup>[5]</sup>分析指出, 1998 年中国夏季的持续性强降水过程与 1997 ~ 1998 年发生的 20 世纪最强的一次 El Niño 事件有关, 而 1999 年的 Niño 3 区 SST 距平与 1998 年相反, 为负距平, 同时南方涛动指数 SOI 为正距平。范梅珠等<sup>[8]</sup>分析指出, 1997 ~ 1998 年出现了强厄尔尼诺事件, 西北太平洋副热带高压异常强大和偏南偏西, 而 1999 年为拉尼娜事件年, 副热带高压异常偏弱且偏东。这说明 1999 年的全球气候特征与 1998 年有较大的区别。

暴雨和强暴雨的发生、发展和演变是一个非常复杂的过程。研究天气尺度系统和积云对流之间的相互作用是近代天气动力学的重要课题之一。研究

收稿日期: 2007 - 11 - 07; 改回日期: 2007 - 12 - 10

基金项目: 干旱气象科学研究基金 (AM200610); 国家自然科学基金重点项目 (40633017) 共同资助

作者简介: 王文 (1957 - ), 男, 甘肃会宁人, 博士, 教授, 主要从事气候诊断和中尺度动力学方面的研究。

主要从 2 个方面开展: (1) 利用大尺度资料计算相应收支方程的不平衡部分 (即残差部分), 将它看成是积云对大尺度运动的整体反馈作用, 是一种间接方法; (2) 设计各种积云模式直接计算垂直通量, 由相应的收支方程计算积云对流的反馈作用, 是一种直接方法。由于后者在考虑云内各种物理过程中所作的假设很多, 而人们对云内微物理过程了解很少, 所以大多数学者在研究积云对流与大尺度之间的相互作用时采用第一种方法。众所周知, 有组织的积云对流经常伴有大量的凝结潜热释放, 同时还在垂直方向上传输热量、水汽和动量, 这不仅对大尺度环境场有重要的影响, 而且对中尺度系统本身的发展也有很重要的动力和热力反馈作用。由于动量不是保守量, 而且动量方程中气压梯度力项又很难精确计算, 所以大多数的研究人员主要通过诊断热量和水汽的收支来研究积云与环境场之间的热力相互作用<sup>[9-12]</sup>。Yanai 和 Johnson<sup>[13]</sup> 曾对有组织的积云对流对大尺度热力场的影响作了很好的说明。然而, 积云对流的产生和发展都是在一定的动力条件触发下形成的。汪钟兴<sup>[14-15]</sup> 和冯伍虎<sup>[7]</sup> 等通过诊断涡度和散度收支来了解积云发展的动力学过程。Tung 和 Yanai<sup>[16-17]</sup> 利用热带海洋全球大气耦合与海气响应试验 (TOGA COARE) 加强观测期 (DP) 的资料来诊断对流动量传输 (Convective Momentum Transport, CMT)。他们的结果表明, 在 DP 期间, 动量残差  $X = (X, Y)$  对平均流场起到减速作用, 平均的垂直通量传输是顺梯度 (Downgradient), 并且动能  $(E = -\vec{V} \cdot X)$  是从大尺度运动传输到次网格尺度的涡旋 ( $E$

$> 0$ ), 同时也指出 CMT 的方向依赖于对流组织的形式。但是他们所使用的 ECWRF 资料较粗 ( $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ ), 不足以清楚显示强降水过程中的中尺度积云对流系统的发生、发展和演变, 也就不能较好揭示其与大尺度场之间的动量和能量转换。Zhang 和 Wu<sup>[18]</sup> 利用 2 维 (2D) 的云可分辨模式 (Cloud-resolving model, CRM) 对 1992 年 12 月 5 日 ~ 1993 年 1 月 4 日 TOGA COARE 期间的对流系统进行了 30 d 的 2D 模拟, 发现向上的对流通量输送比较显著, 而向下输送较弱, 一般而言对流通量是顺梯度, 但在西风爆发期是逆梯度的。这些表明, 对流通量输送不仅与对流系统的形式有关, 而且与大尺度背景场有关。因此, 深入研究在不同的气候背景下中国的长江流域暴雨中尺度系统与其环境场之间的动量输送特征有助于我们进一步了解江淮暴雨的结构和发生发展的机理。本文将沿用 Tung 和 Yanai<sup>[16-17]</sup> 的方法和思想, 利用中尺度数值模式 MM5V3 对 1999 年 6 月 23 ~ 25 日梅雨锋强暴雨过程成功模拟输出<sup>[19-20]</sup> 的动力学和热力学协调一致的高时空分辨率资料进一步诊断“99.6 梅雨锋暴雨过程中的动力学和热力学的特征。

## 1 天气过程回顾

1999 年 6 月以来, 由于印度季风的爆发和西太平洋副热带高压的进退, 孟加拉湾和南海的水汽源不断地被输送到我国内陆地区, 使得长江中下游地区 6 月份降水比常年平均多 1 倍以上<sup>[21]</sup>。6 月份共有 4 次影响范围较大的降水过程, 其中 6 月 22 日

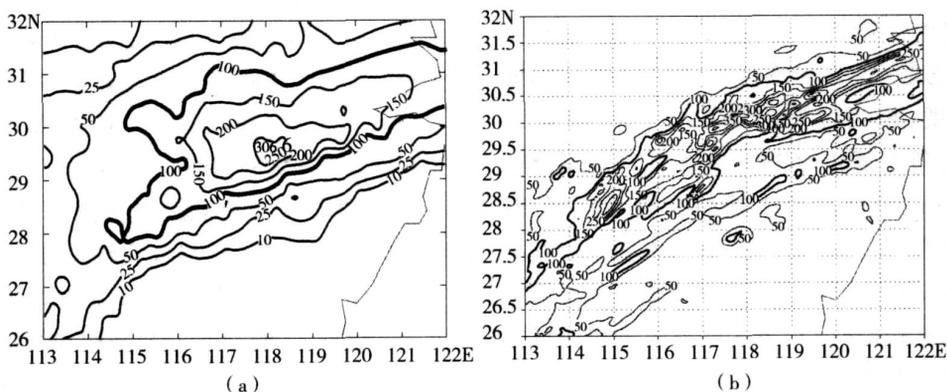


图 1 1999 年 6 月 23 日 00UTC ~ 25 日 00UTC 降水分布 (单位: mm), (a) 观测值, (b) 模拟值

Fig 1 Distribution of precipitation from 00UTC/23 to 00UTC/25 June 1999, (a) for observed and (b) for simulated

~7月 2日是时间最长,强度也最大的 1次过程。造成这次过程暴雨的系统主要是高空槽、西南涡、江淮气旋、低空急流和切变线。此次过程长江中下游地区的降水量达 330~640 mm,为常年同期的 3~4倍<sup>[22]</sup>。图 1是 6月 23日 00UTC~25日 00UTC的降水实况和模拟雨量分布图,从图中可以看到:雨带沿长江流域呈东北—西南向的带状分布,最大降水中心在 (118.28 E, 29.71 N)附近,累计降水量为 306.6 mm。

6月 23日 08:00BT 500 hPa图上低涡中心位于我国的东北地区,江淮流域及其以南处在东亚大槽区,槽前的西南气流一直吹到朝鲜半岛,在河套地区有一个短波槽扰动。槽前为强盛的暖湿西南气流和槽后冷干的西北气流在我国的江淮流域交汇,为江淮流域的降水过程提供了非常有利的大尺度条件。在 6月 23日 12UTC 700 hPa图上,沿我国西南到长江中下游有一江淮切变线,东北地区也存在一个低涡,西北地区为高压控制,江淮切变线的南侧西南气流非常强盛,最大风速达到 20 m·s<sup>-1</sup>;到 24日 00UTC东北低涡切变线与江淮切变线连在一起,形成一个经东北、朝鲜半岛到我国长江流域的切变线,槽后的冷空气与槽前的暖湿气流在长江流域交汇,易于造成降水过程;到 24日 12UTC该切变线在长江流域变弱。

在 24日 00UTC,900 hPa层上 (115 E, 30 N)附近形成一个低涡,低涡的前部为西南风和东北风形成的暖式切变,后部为东北风与西南风形成的冷式切变。地面图上,从我国的江淮流域到日本有一条与中尺度低压相伴的梅雨锋,地面低压的前部为暖锋,后部为冷暖锋,这与 900 hPa的中尺度低涡切变线相对应,这种结构在我国的江淮梅雨过程中经常出现。到 12UTC,梅雨锋依然维持,但中尺度地面低压已经东移且明显减弱,中心位于日本岛的梅雨锋也明显减弱<sup>[23]</sup>。

## 2 对流动量输送的诊断分析

为了进一步研究“99.6 梅雨锋暴雨的动力学机制,在动力学机制上,我们仍采用类似的方法<sup>[23-24]</sup>,利用模式输出的高时空分辨率资料计算了动量收支残差  $\bar{X}$ ,计算公式采用 Tung和 Yania<sup>[16]</sup>的公式:

$$\bar{X} = (X, Y) \quad (1a)$$

$$\frac{\partial \bar{V}}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla_p \bar{V} + \frac{\partial \bar{V}}{\partial p} + \nabla_p \bar{V} + f\bar{k} \cdot \bar{V}$$

$$= -\nabla_p \cdot \bar{V} \bar{V} - \frac{\partial \bar{V}^2}{\partial p} \quad (1b)$$

式中  $\bar{V}$ 为水平速度,  $(= dp/dt)$ 是垂直  $p$ 速度,是位势高度,  $f$ 是科氏参数,  $\nabla$ 为梯度算子。“ $\bar{\quad}$ ”表示对变量进行区域的水平滑动平均得到网格尺度量,“ $\bar{\quad}$ ”表示次网格尺度量。(1)式表明水平动量收支残差矢量  $\bar{X}$ 即是次网格尺度对流和其它不可分辨涡动的动量通量辐合对大尺度水平风场的加速度。

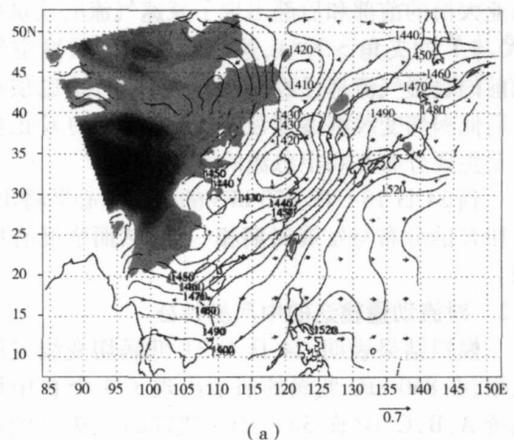
用  $\bar{V}$ ·乘 (1a)式两端,则可得到大尺度系统动能方程及其大尺度与次网格尺度系统之间的动能转换:

$$\bar{V} \cdot \bar{X} = \frac{\partial \bar{K}}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla_p \bar{K} + \frac{\partial \bar{K}}{\partial p} + \bar{V} \cdot \nabla_p \bar{K} + \bar{V} \cdot f\bar{k} \cdot \bar{V} \quad (2)$$

式中  $\bar{K} = (\bar{V} \cdot \bar{V})/2$ 表示大尺度的动能。定义  $E = -\bar{V} \cdot \bar{X} = (\bar{u}\bar{X} + \bar{v}\bar{Y})$ ,由 (2)式可知:  $E > 0$ 时表示能量是顺尺度 (Downscale)转换,即是能量将从大尺度环境场转换到次网格尺度的涡旋能量;  $E < 0$ 则表示逆尺度 (Upscale)转换。

### 2.1 天气尺度的特征

6月 23日 01UTC中尺度低涡切变线发生初期,在对流层低层的 850 hPa图上 (图 2a)存在 3个低涡,最大  $\bar{X}$ 矢量位于青藏高原的东南侧 (30 N, 110 E),这也表明在对流层低层动量残差  $\bar{X}$ 主要是加速了西南气流的北上。在 700 hPa和 500 hPa图上 (图 2b和图 2c)的东亚大槽非常强,  $\bar{X}$ 矢量与风矢量  $\bar{V}$ 的夹角在槽后和槽前都  $< 90^\circ$ ;这说明动量残差在槽后加速冷空气南下,在槽前加速西南暖湿气流北上,非常有利于东亚大槽的发展。200 hPa动能转换的带状分布非常清楚,27 N以南和 39 N以北的区域  $E > 0$ ,而 27°~39 N的区域  $E < 0$ ,这表明该区域动能是由南下的冷空气和北上的西南气流输送来的,并且  $E$ 的正负大值中心分布在高空急流 ( $> 25 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ )的两侧 (图 2d),这也表明高空急流在能量转换



(a)

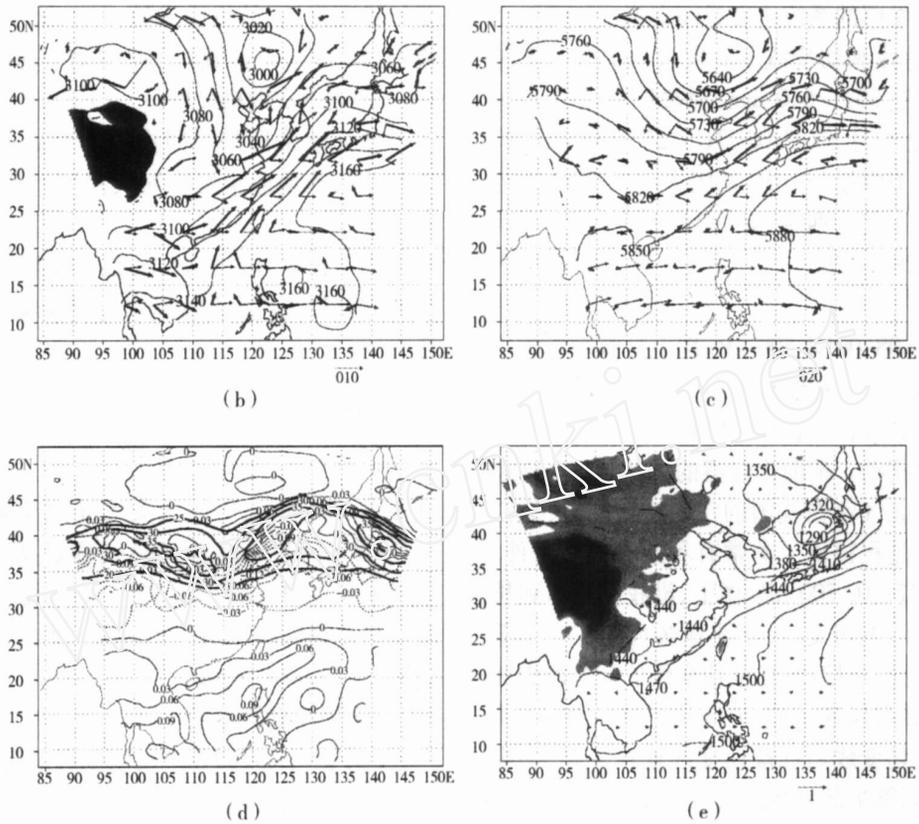


图 2 CMT的天气尺度分析

(a) 850 hPa, (b) 700 hPa, (c) 23日 01UTC 500 hPa位势场和  $\vec{X}$  ( $\times 10^{-2} \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ ),  
 (d) 23日 01UTC 200 hPa  $E$  ( $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$ ), (e) 24日 06UTC 850 hPa位势场和  $\vec{X}$  ( $\times 10^{-2} \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ )

Fig 2 The large scale analysis of CMT

(a) 850 hPa, (b) 700 hPa, (c) 500 hPa geopotential height with  $\vec{X}$  ( $\times 10^{-2} \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ ) at 01UTC/23,  
 (d)  $E$  ( $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$ ) at the level of 200 hPa at 01UTC/23, (e) geopotential height and  $\vec{X}$  ( $\times 10^{-2} \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ ) at 06UTC/24 at the level of 850 hPa

的过程中起到非常重要的作用。

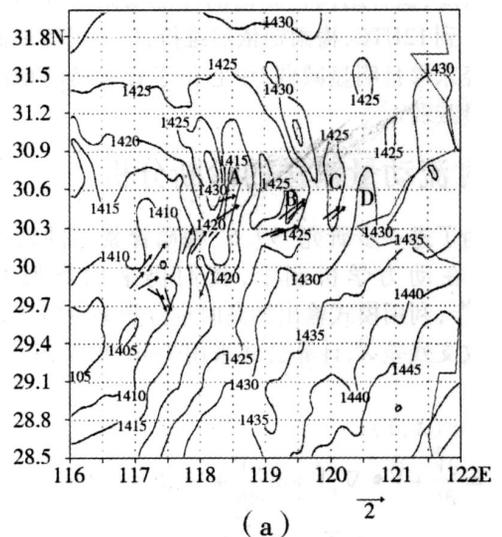
在 24日 06UTC 850 hPa低涡切变线强烈发展时,850 hPa的  $\vec{X}$ 方向与发生阶段图 2a相比发生 180 的转变(图 2e),强  $\vec{X}$ 位于 (25 N, 105 E),说明此时西南气流受到了强烈的减速作用,同时 500 hPa 东亚大槽的前部和后部出现了减速气流的动量残差 ( $\vec{X}$ 与  $\vec{v}$ 的夹角  $> 90^\circ$ ),这说明此时槽后冷空气和槽前的暖湿气流都已经受到减速作用,这也预示着此后低涡切变线将逐渐衰减。200 hPa的  $E$ 正负值也是主要分布在高空急流的两侧。

到 24日 18 UTC 850 hPa的低涡中心即将出海,  $\vec{X}$ 和  $E$ 的分布与发展时期相一致,然而强度有所减弱。

### 2.2 对流动量输送的中尺度特征

模拟结果表明,24日 14BT低涡切变线发展到最强,在 850 hPa低涡的前部出现了 4个 中尺度系统 A, B, C, D(图 3a),图中选置的  $\vec{X}$ 矢量的水平

分布显示,强  $\vec{X}$ 矢量几乎总是与强烈上升运动区



(a)

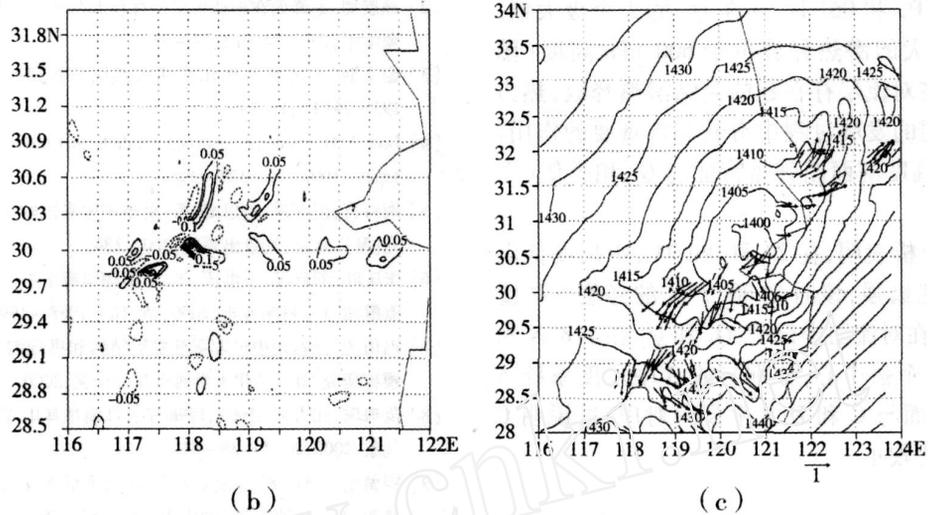


图 3 CMT 的中尺度分析

(a) 中尺度 ( $\times 10^{-2} \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ ), (b) 24日 06UTC  $E$  ( $\times 10^2 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$ ), (c) 24日 850 hPa 18UTC  $\bar{X}$  ( $\times 10^{-2} \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ )

Fig 3 The mesoscale analysis of CMT

(a) meso - systems with  $\bar{X}$  ( $\times 10^{-2} \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ ), (b)  $E$  ( $\times 10^2 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$ ) at 06UTC/24 and (c)  $\bar{X}$  ( $\times 10^{-2} \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ ) at 18UTC/24 at the level of 850 hPa

(图 3a)相对应, 中尺度系统 D 几乎没有受到强的加速作用,所以在垂直方向上它的高度最低(图略)。计算的能量转换  $E$  的水平分布(图 3b)表明,在低涡前部的间隔出现  $E > 0$  和  $E < 0$  的区域,这表明此时大尺度系统与中尺度系统之间的能量转换非常复杂,并不是简单的能量串级过程所能描述的;同时可以看出  $E$  的正值比负值的绝对值要大得多,这也说明,此时能量主要是从大尺度向次网格尺度转换。

在 25日 02BT 低涡将要出海时,计算的 850 hPa 的  $\bar{X}$  分布(图 3c)表明:除了在低涡前部有一些加速外,暖区的西南气流受到的减速作用非常强烈,这也预示着低涡出海后将要消散。此外诊断的对流层低层的能量转换主要发生在低涡的暖区,冷区的能量

转换相对要弱一些。

### 3 视热源和视水汽汇分析

为了揭示“99.6 梅雨锋的热力学特征,我们计算了视热源 ( $Q_1$ )和视水汽汇 ( $Q_2$ ),计算公式如下:

$$Q_1 = C_p \left[ \frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla_p \bar{T} + \left( \frac{p}{p_0} \right)^{R/C_p} \frac{\partial \bar{q}}{\partial p} \right] \quad (3)$$

$$Q_2 = -L \left[ \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla_p \bar{q} + \frac{\partial \bar{q}}{\partial p} \right] \quad (4)$$

图 4 是沿 (117.8 E, 30.2 N) 做的  $Q_1$  和  $Q_2$  的时间—高度剖面图。从图上可以看出:在对流层低

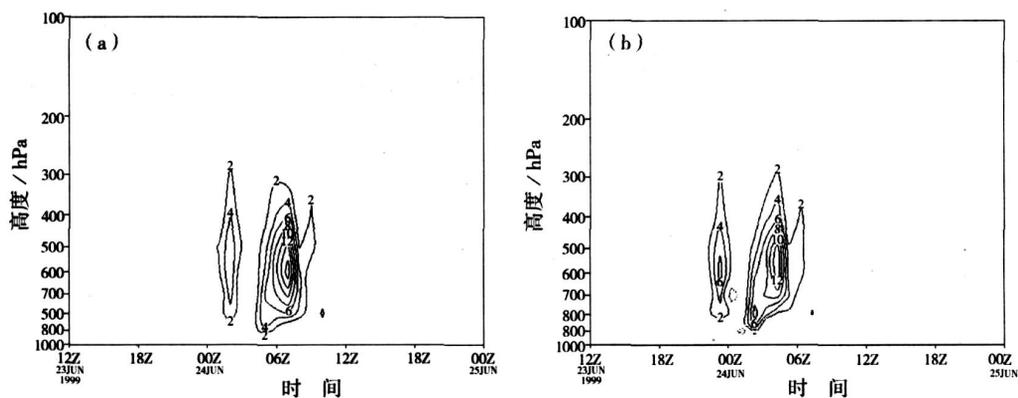


图 4 (117.8 E, 30.2 N) 视热源 (a) 及视水汽汇 (b) 高度—时间剖面

Fig 4 The height - time cross - section of apparent heat source (a) and moist sink (b) at (117.8 E, 30.2 N)

层,24日 02UTC和 06UTC存在  $Q_1$  的 2个极大值,后者更强,最大的潜热释放位于 600 hPa高度(图 4a),这说明在对流层存在强的凝结潜热释放,热力学过程在暴雨的发展过程中有着非常重要的作用。 $Q_2$ 的时间—高度剖面图分布特征与  $Q_1$  相类似(图 4b)。

前面的分析表明,在 24日 06UTC,中尺度低涡切变线发展到最强,该时刻 30.2°N的经度—高度剖面图显示:在对流层中低层, $Q_1$ 和  $Q_2$ 在 118°N和 119°N存在 2个强中心,分别与的中尺度系统 A和 B相对应,而与 C和 D几乎没有对应,这说明 C和 D的降水比较小。

#### 4 讨论和结论

本文利用非静力中尺度数值模式 MM5V3的输出资料,对 1999年 6月 23日 00UTC~25日 00UTC江淮流域的梅雨锋暴雨进行了诊断分析。对流动量输送诊断分析表明,水平动量收支残差  $\vec{x}$  矢量在低涡切变线发展的不同阶段的作用是不同的:在发生阶段  $\vec{x}$  矢量加强了低空西南气流的北上;在中层, $\vec{x}$  矢量加速了东亚大槽后的西北气流南下和槽前西南气流的北上,有利于东亚大槽的加深和冷暖空气的交汇,为暴雨的产生提供了有利的热力学和动力学条件。当中尺度系统发展到最强盛时,低空的  $\vec{x}$  矢量与西南气流方向相反,阻止了西南气流的北上;同时它也对 500 hPa东亚大槽前(后)的暖(冷)空气都起到了减速的作用。通过对中尺度系统强烈发展时刻的 CMT诊断分析表明:强矢量总是与产生强烈上升运动的中尺度系统相对应。当切变线低涡出海时, $\vec{x}$  矢量则对西南气流产生强烈的减速作用。诊断分析也显示:在中尺度系统强烈发展时刻,大尺度环境与次网格尺度系统之间存在明显的能量相互转换,能量主要是由大尺度向小尺度系统输送。此外,高空的能量转换与高空急流的位置密切相关。

视热源和视水汽汇的诊断分析显示,强的凝结潜热的释放与低涡的发展相伴,只有中尺度系统 A和 B与视热源有明显的对应关系,而 C和 D与视热源几乎没有对应关系。视水汽汇的分布特征与视热源的分布非常相似。

#### 参考文献:

[1] 陶诗言. 中国之暴雨 [M]. 北京: 科学出版社, 1980. 225.

- [2] 顾震潮. 论锋面在副热带里的性质和中华华南锋面问题 [J]. 气象学报, 1953, 24 (1): 28 - 32.
- [3] 谢义炳. 中国夏半年几种降水系统分析研究 [J]. 气象学报, 1956, 29 (1): 1 - 23.
- [4] Ding Y H. Summer monsoon rainfalls in China [J]. J Meteor Soc Japan, 1992, 70: 337 - 396.
- [5] 陶诗言, 倪允琪, 赵思雄, 等. 夏季中国暴雨的形成机理与预报研究 [M]. 北京: 气象出版社, 2001. 184.
- [6] 张庆红, 刘启汉, 王洪庆, 等. 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.
- [7] 冯伍虎. 强暴雨中尺度系统发展结构和机理的非静力数值模式模拟研究 [D]. 兰州大学博士学位论文, 2000.
- [8] 范梅珠, 江吉喜. 1999、1998年长江流域暴雨成因对比分析 [J]. 气象, 2000, 26 (4): 38 - 41.
- [9] 程麟生. “81. 8 持续暴雨中 2 尺度低涡发展的涡度变率及其热源 [J]. 高原气象, 1991, 10 (4): 337 - 350.
- [10] 冯业荣, 王作述. 一次梅雨锋暴雨过程的  $Q_1$  和  $Q_2$  的结果 [J]. 热带气象学报, 1995, 11 (1): 86 - 91.
- [11] 冯伍虎, 程麟生. “98. 7 特大暴雨中尺度系统发展的热量和水汽收支诊断 [J]. 应用气象学报, 2001, 12 (4): 419 - 432.
- [12] 丁一汇, 王笑芳. 1983年长江中游梅雨期的热源和热汇分析 [J]. 热带气象, 1988, 4 (2): 134 - 145.
- [13] Yanai M, Johnson R H. Impacts of cumulus convection on the thermodynamic fields. The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models of Atmosphere [J]. Meteor Monogr Amer Meteor Soc, 1993, 46: 39 - 62.
- [14] 汪钟兴. 暴雨过程大尺度热量、水汽和动量收支分析 [J]. 热带气象学报, 1992, 8 (2): 169 - 173.
- [15] 汪钟兴. 暴雨过程中积云对流反馈作用的诊断研究 [J]. 气象, 1994, 20 (2): 3 - 10.
- [16] Tung Wen - Wen, Yanai M. Convective momentum transport observed during the TOGA COARE DP. Part I: General features [J]. J Atmos Sci, 2002, 59: 1857 - 1871.
- [17] Tung Wen - Wen, Yanai M. Convective momentum transport observed during the TOGA COARE DP. Part II: Case Studies [J]. J Atmos Sci, 2002, 59: 2535 - 2549.
- [18] Guang J Zhang, Wu X Q. Convective momentum transport and perturbation pressure field from a cloud - resolving model simulation [J]. J Atmos Sci, 2003, 60: 1120 - 1139.
- [19] 隆霄, 程麟生. “99. 6 梅雨锋暴雨低涡切变线的数值模拟和分析 [J]. 大气科学, 2004, 28 (3): 342 - 356.
- [20] 隆霄, 程麟生, 王文. 1999年 6月长江中下游梅雨暴雨的环流特征分析 [J]. 高原气象, 2007, 26 (3): 563 - 571.
- [21] 张建忠. 华北持续高温创纪录, 南方连续暴雨超常年 [J]. 气象, 1999, 25 (9): 58 - 61.
- [22] 马巧英. 长江中下游暴雨洪涝, 华北持续高温天气 [J]. 气象, 1999, 25 (9): 62 - 63.
- [23] 隆霄, 程麟生. “99. 6 梅雨锋暴雨对流动量输送特征的诊断分析 [J]. 气象学报, 2004, 62 (4): 339 - 448.
- [24] 王文, 隆霄. “2002. 3 强沙尘暴过程的中尺度动力学诊断分析 [J]. 干旱气象, 2004, 22 (3): 17 - 21.

## A Model - Based Diagnostic Study of “99. 6” Meiyu Front Rainstorm

WANG Wen<sup>1</sup>, CAI Xiaojun<sup>1</sup>, LONG Xiao<sup>2</sup>

(1. College of Atmospheric Sciences, Nanjing University of Information & Technology, Nanjing 210044, China;  
2. College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China)

**Abstract:** A model simulation of “99. 6” Meiyu Front rainstorm by nonhydrostatic mesoscale model MM5V3 is analyzed in an effort to study the mechanism of the Meiyu front. The results of trajectories analysis show that four airstreams converge into the low vortex. On low levels, the southwest Jet and the northeast flow increased convergence on low levels as the low meso - vortex with shear line developing, and the westly Jet and the eastly Jet increased divergence on high levels. It is this collocation from low levels to high levels that urged meso - low vortex to develop. The diagnosis of convective momentum transport (CMT) shows that, the budget residual  $X$  of the horizontal momentum has different effects in different periods of the low vortex with the shear line: On low levels,  $X$  strengthened the southwest flow to north on the occurring stage, on middle levels,  $X$  accelerated northwest flow behind East Asia Trough to north and also accelerated northwest flow ahead of East Asia Trough to the south. All these were in favor of deepening the East Asia Trough and mingling cold and warm air, and gave favorable conditions to produce rainstorm. On the developing period,  $X$  has the reverse direction with southwest flow, which prevented southwest flow to the north. At the same time, it decelerated the cold (warm) flow behind (ahead of) the East Asia Trough on the level of 500 hPa. The diagnosis of CMT on the violently developing period of the mesoscale system shows that strong  $X$  always related to the meso - systems which brought intense ascending motions. While the shear line launched out,  $X$  has strong decelerating effects for southwest flow. The result of diagnosis also revealed that large - scale environment field has overt energy interconversion with subgrid scale systems on the intense developing period of the mesoscale system, and energy primarily was transported to microscale systems. Furthermore, energy exchanges on high levels were closely with the location of Upper Jet. The diagnoses of apparent heat source indicate that releasing of strong latent heat of condensation concomitant with intense developing of the low vortex. Only meso - systems A and B have better relation with apparent heat source. The characters of apparent moist sink are analogous to that of apparent heat source.

**Key words:** Meiyu front; MM5V3; CMT; apparent heat source; moist sink