

“99.6”梅雨锋暴雨对流动量输送特征的诊断分析*

隆 霄 程麟生

(兰州大学大气科学系, 兰州, 730000)

摘 要

利用 MM5V3 输出的高时空分辨率资料对“99.6”梅雨锋暴雨过程中对流动量输送特征 X 进行了诊断分析研究, 主要结论如下: (1) 模拟结果和观测分析的比较表明, 中尺度模式 MM5V3 能够成功地模拟“99.6”梅雨锋暴雨中尺度系统的发生和发展及演变。(2) 通过对中尺度系统强烈发展时刻的对流动量输送(CMT) 诊断分析表明: 动量收支残差与平均流场的方向一致, 它有利于加速西南气流北上, 和 β 中尺度系统的发生和发展; 结果也表明强矢量几乎总是与产生强烈上升运动的 β 中尺度系统相对应。动能转换的诊断表明, 低涡前部的相间出现 $E > 0$ 和 $E < 0$ 的区域, 这显示出在中尺度系统强烈发展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 E 的正值比负值的绝对值要大得多, 这表明能量主要是从大尺度向次网格尺度转换, 激发次网格尺度系统的发生和发展。(3) 当切变线低涡离陆入海时, X 矢量则对西南气流产生强烈的减速作用。 v 和 v_Y 的垂直剖面分析显示, 南风此时在对流层中低层受到明显的减速作用。(4) 转换能量 E 的垂直廓线显示, 在中尺度系统强烈发展时, 对流层中低层的能量顺尺度 ($E > 0$) 输送非常强, 而在低涡切变线离陆入海时, 对流层则表现为逆尺度输送 ($E < 0$)。

关键词: 梅雨锋暴雨, 对流动量输送, 诊断分析。

1 引 言

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。研究主要从两个方面开展: (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^[1~4]。Yanai 和 Johnson^[5] 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^[6,7] 和冯伍虎^[8] 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。大气系统是一个物理系统, 其如何发展与加速度的分布特征密切相关。关于这一点, Zack 和 Moore^[1] 早就指出: 大气环流各种尺度的发展是大气运动中加速过程的结果, 比在空间某点观测到的加速度更为重要的是加速度场的区域分布形势, 在大气尺度相互作用理论中必须考虑一定尺度的环流如何影响另一尺

* 初稿时间: 2003 年 9 月 14 日, 修改稿时间: 2003 年 12 月 30 日。

资助课题: 国家重点基础研究项目(G1998040907)

① Zack 和 Moore, 尺度相互作用理论及其在强对流风暴预报中的应用。殷晨曦译自 Tenth Conference on severe local storms 会议文集, 1997, 239~ 246。

度的加速度的空间分布。Schneider 和 Lindzen^[9] 则把积云对环境运动的减速作用称之为积云摩擦。Tung 和 Yanai^[10, 11] 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(IOP)的资料来诊断对流动量传输(Convective Momentum Transport, CMT), 他们的结果表明, 在 IOP 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($E = -V \cdot X$)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^[12] 利用两维(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, 一般而言对流通量输送是顺梯度, 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。

1999 年 6 月长江中下游地区连续 20 多天的强降水, 是该地区夏季的主要降水时段。其中 6 月 20 日~7 月 2 日的降水过程最强, 仅 6 月 22~30 日长江中下游沿江 5 站(上海、南京、芜湖、九江和武汉)的降水总量达 1720 mm, 雨量超过近 100 a 梅雨期平均降雨总量的 68%^②。王海俊和张金玉^[13] 分析指出, 1999 年 6 月中下旬欧亚中高纬度地区阻塞高压持续稳定, 西太平洋副热带高压位置异常偏东, 非常有利于中纬度系统频繁影响长江中下游地区, 也有利于华南的低空急流北进到江南地区, 为 1999 年长江流域的持续性暴雨提供了有利的条件。范梅珠和江吉喜^[14] 利用逐月 GMS TBB 资料对 1999 年 6~8 月的季平均场和距平场的分析显示, 长江中下游至华南、西南地区的季平均 TBB 为 $-5 \sim -15^\circ\text{C}$, 同时 30°N 以南为 TBB 负距平区, 其中江南至华南北部负距平达到 $-5 \sim -10^\circ\text{C}$, 云系非常活跃, 并伴有强对流云活动。1999 与 1998 年长江流域暴雨虽然相似, 但它们的前期背景条件和夏季中一些主要天气系统却有许多不同之处, 陶诗言等^[15] 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 Nino 事件有关, 他们的分析也表明 1999 年的 Nino3 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。范梅珠和江吉喜^[14] 分析也指出 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。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^[10, 11] 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的动力学和热力学协调一致的高时、空分辨率资料来诊断“99.6”梅雨锋暴雨过程中 CMT 的特征。

2 天气过程回顾

1999 年 6 月, 由于印度季风的爆发和西太平洋副热带高压的北移, 孟加拉湾和南海的水汽源源不断地向中国内陆输送, 造成 6 月份降水比常年偏多, 长江中下游地区比常年平均多 1 倍以上。6 月份共有 4 次影响范围较大的降水过程, 其中 6 月 22 日~7 月 2 日是时间最长, 强度也最强的一次过程。造成这次暴雨过程的系统主要是高空槽、西南涡、江淮气旋、低空急流和切变线, 长江中下游地区的降水量在 330~640 mm, 为常年同期的 3~4 倍^[16]。

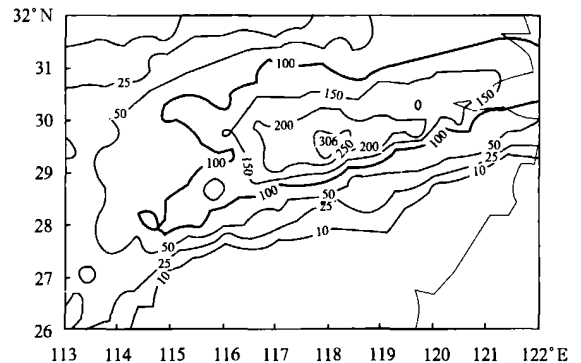


图 1 1999 年 6 月 23 日 08 时~25 日 08 时的降水量分布(单位: mm)

Fig. 1 Distribution of accumulative rainfall (mm) from 08:00BT 23 to 08:00BT 25 June 1999

② 李翠金. 今年夏季天气气候概况. 气候通讯(国家气候中心), 1999, 3: 5~7

图 1 是 6 月 23 日 08 时~ 25 日 08 时(北京时,下同)的降水形势分布,雨带沿长江中下游呈东北-西南向的带状分布,最大降水中心在皖南黄山南侧(29. 71° N, 118. 28° E)附近,中心累计降水量为 306. 6 mm。

在 6 月 23 日 08 时 500 hPa 天气图上(图略)低涡中心位于中国的东北地区,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中国的江淮流域交汇,为江淮流域的降水过程提供了非常有利的大尺度条件。

6 月 23 日 20 时 700 hPa 的天气图(图 2a)上,中国西南到长江中下游有一江淮切变线,其南侧西

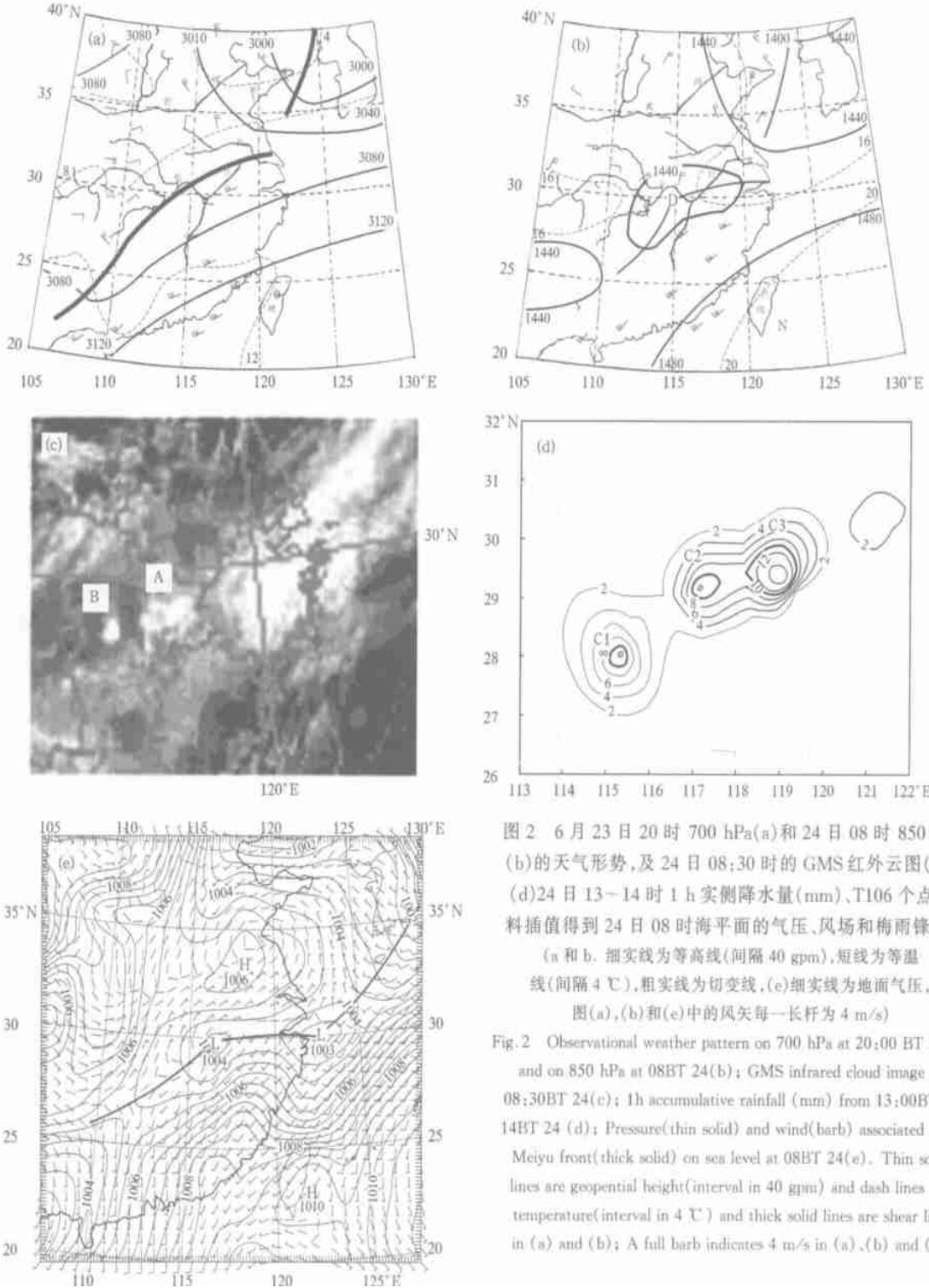


图 2 6 月 23 日 20 时 700 hPa(a)和 24 日 08 时 850 hPa (b)的天气形势,及 24 日 08:30 时的 GMS 红外云图(c)、(d)24 日 13-14 时 1 h 实测降水量(mm)、T106 个点资料插值得到 24 日 08 时海平面的气压、风场和梅雨锋(e) (a 和 b. 细实线为等高线(间隔 40 gpm),短线为等温线(间隔 4℃),粗实线为切变线,(c)细实线为地面气压,图(a),(b)和(e)中的风矢每一长杆为 4 m/s)

Fig.2 Observational weather pattern on 700 hPa at 20:00 BT 23(a) and on 850 hPa at 08:30 BT 24(b); GMS infrared cloud image at 08:30BT 24(c); 1h accumulative rainfall (mm) from 13:00BT to 14:00BT 24 (d); Pressure(thin solid) and wind(barb) associated with Meiyu front(thick solid) on sea level at 08:30 BT 24(e). Thin solid lines are geopotential height(interval in 40 gpm) and dash lines are temperature(interval in 4℃) and thick solid lines are shear line in (a) and (b); A full barb indicates 4 m/s in (a),(b) and (e)

南气流非常强盛,最大风速达到 20 m/s;到 24 日 08 时东北低涡切变线与江淮切变线连在一起,形成一个经东北、朝鲜半岛到中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(图略);到 24 日 20 时该切变线在长江流域变弱(图略)。在 24 日 08 时 850 hPa 天气图上,在江淮流域(30°N, 115°E)附近形成一个低涡,低涡的东南区域的风速非常强,达到 16 m/s;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(图 2b),此时在 GMS 云图上 115°E 附近出现了两个非常明显的对流云团 A 和 B(图 2c);对流云团此后不断发展,到 24 日 14 时,江淮流域出现了 3 个超过 10 mm/h^③强降水中心(C1, C2 和 C3),最大降水量为 20.9 mm/h(图 2d);到 24 日 20 时低涡前部东移入海(图略)。

在 6 月 24 日 08 时的地面图上从中国的江淮流域到日本有一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(图 2e),这与 850 hPa(图 2b)的中尺度低涡切变线相对应,这种结构在中国的江淮梅雨过程中经常出现。到 20 时,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(图略)。

3 资料和方法

3.1 资料来源

无论对暴雨中尺度系统的热量和水汽收支还是涡度、散度及动量收支诊断来说,直接使用观测资料是有困难的,主要是由于观测资料的空间和时间精度都较粗,不能较好的显示中尺度系统的空间结构和时间演变。随着数值模拟技术和方法的不断发展,中尺度数值模式已经能够逼真的再现中尺度系统的发展和演变,这些模式输出的资料可以弥补常规观测资料对中尺度系统分析的不足。本文利用的是由 MM5V3 输出的高时空分辨率的模式资料^[17]。在模拟过程中作了如下设计:模拟采用双向相互作用的 3 重(D01, D02, D03)嵌套网格和四维资料同化(FDDA)分析逼近方法,母域 D01 和子域 D02, D03 在同一中心(30°N, 118°E),其网格距分别为 54, 18, 6 km,相应域格点分别为 91×91, 121×121, 181×181;垂直分辨率为 25 层;模式顶为 100 hPa。初始

化使用的资料包括:1.875°×1.875°的 T106 格点资料及每日 2 次的探空资料和每日 4 次的地面资料。云和降水的物理过程处理:对次网格尺度降水采用 Grell 积云参数化方案,对可分辨尺度降水采用 Reisner 混合相微物理显式方案;行星边界层过程采用 Blackadar 的高分辨 PBL 参数化方案;辐射过程采用 CCM2 的辐射方案。本次模拟的第 2 和 3 重嵌套域分别在第 1 重模拟启动后的 6 和 12 h 启动。模拟时间从 6 月 23 日 08 时到 25 日 08 时, D01 域的时间步长为 90 s,共积分 48 h。

3.2 资料检验

D02 域模拟的 23 日 20 时 700 hPa(图 3a)和 24 日 08 时 850 hPa(图 3a)的高度场和风场形势与观测场(图 2a, b)的比较可以发现,模拟的结果与观测的形势(图 2a, b)比较一致;同时 D03 域模拟的 24 日 13~14 时的 1 h 降水量分布(图 3c)也出现了 3 个强中心(C1', C2' 和 C3'),位置与观测的(图 2d)也比较一致,模拟的降水量出现了比观测降水量更为复杂的分布。通过与观测结果比较可以看出,模拟结果较好地再现了梅雨锋暴雨的大、中尺度环流系统,因此本次模拟是比较成功的。

3.3 诊断方程

为了研究“99.6”梅雨锋暴雨的与大尺度环境场的动力学相互作用,我们利用模式输出的高时、空分辨率资料计算了动量收支残差 X 。计算公式采用 Tong 和 Yanai^[10,11] 如下的公式

$$X = (X, Y)$$

$$= \frac{\partial \bar{V}}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla_p \bar{V} + \frac{\omega \partial \bar{V}}{\partial p} + \nabla_p \Phi + f k \wedge \bar{V} \quad (1a)$$

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

式中 \bar{V} 为水平风速, $\omega (= \frac{dp}{dt})$ 为 P 坐标系中的垂直速度, Φ 是位势高度, f 为科氏参数, $\nabla_p = (i \frac{\partial}{\partial x} + j \frac{\partial}{\partial y})$ 。由式(1)可见,由式(1a)得到的水平动量收支残差矢量 X 利用式(1b)可以解释为次网格尺度对流和其他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。Tung 和 Yanai^[10] 指出,在讨论对流和大尺度相互作用时一般可以忽略水平涡动输送项 $-\nabla_p \cdot \bar{V} \bar{V}$, 因此由对流和湍流引起的水平动

③1 h 水资料来自我国重大基础研究项目(G1998040900)在长江中下游的加强观测资料。

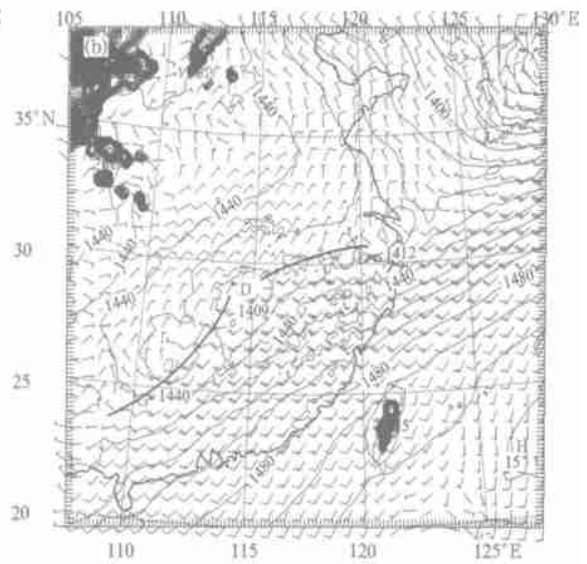
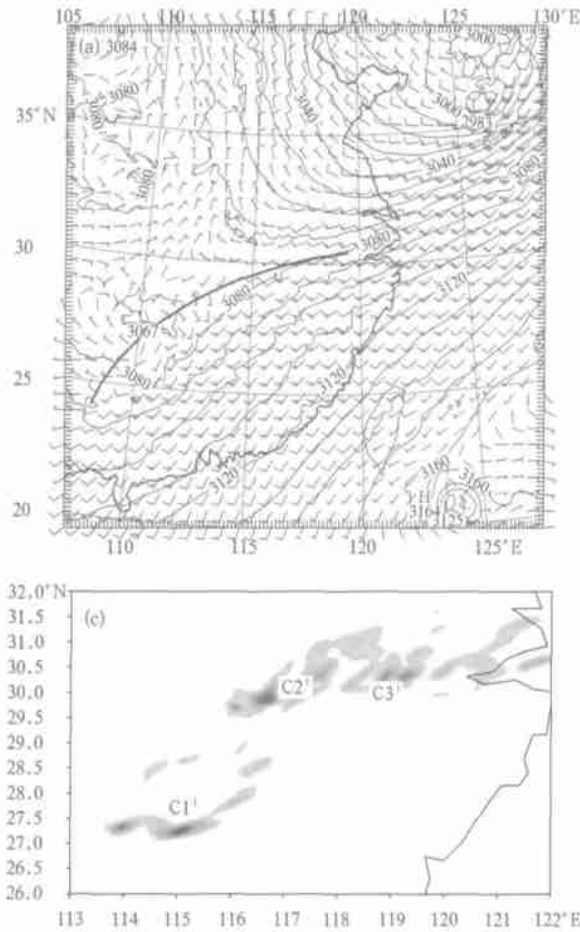


图3 D02域模拟的23日20时700 hPa (a)和24日08时850 hPa的风场(风矢每一长杆为4 m/s)和高度场(b)(间隔为10 gpm)及D03域模拟的24日13~14时1 h降水量分布(c)
 Fig.3 Simulated field of geopotential height(interval in 10 gpm) and wind(barb, a full barb indicates 4 m/s) on 700 hPa at 20BT 23(a) and on 850 hPa at 08BT 24(b) in D02; Simulated 1 h accumulative rainfall (shaded) from 13BT to 14BT 24 in D03

量的垂直通量 F 可以利用垂直辐合项 $-\frac{\partial \overline{V} \omega}{\partial p}$ 的垂直积分来估算

$$F = (F_x, F_y) = \overline{\rho V w^T} \Big|_{p_s} - \frac{1}{g} \int_p^{p_s} X dp \quad (2)$$

式中 ρ 是空气密度, $\overline{\rho V w^T} \Big|_{p_s} = -\tau_s$ 为地面动量通量。

用 \overline{V} 乘以式(1a)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

$$\overline{V} \cdot \overline{X} \equiv \frac{\partial \overline{K}}{\partial t} + \overline{V} \cdot \overline{\dots}_h \overline{K} + \overline{\omega} \frac{\partial \overline{K}}{\partial p} + \overline{V} \cdot \overline{\dots}_h \overline{\Phi} + \overline{V} \cdot \overline{f k} \wedge \overline{V} \quad (3)$$

式中 $\overline{K} = (\overline{V} \cdot \overline{V})/2$ 表示大尺度的动能。定义 $E = -\overline{V} \cdot \overline{X} = -(\overline{uX} + \overline{vY})$, 由式(3)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。

在诊断过程中, X 是通过式(1a)利用有限差分方法来进行计算的。为了减少垂直动量输送的误

差, Tung 和 Yanai^[10] 采用以下方法对 CMT 进行约束:

假设原始的估算 X_0 包括真实的 X_1 和误差 R , 即

$$X_0 = X_1 + R \quad (4)$$

$$X_1 = -\frac{\partial \overline{V} \omega}{\partial p} \quad (5)$$

对式(4)和(5)从 $p = 100$ hPa 到 p_s 进行积分, 则有

$$\langle X_0 \rangle = \langle X_1 \rangle + \langle R \rangle = \overline{\rho V w^T} \Big|_{p_s} - \overline{\rho V w^T} \Big|_{p=100} + \langle R \rangle \quad (6)$$

式中 $\langle \rangle = \frac{1}{g} \int_{p=100}^{p_s} () dp$, 假设在模式层顶的通量为零, 即式(5)中 $\overline{\rho V w^T} \Big|_{p=100} = 0$, 这样会得到

$$\langle R \rangle = \langle X_0 \rangle - \overline{\rho V w^T} \Big|_{p_s} \quad (7)$$

$\overline{\rho V w^T} \Big|_{p_s} = -\tau_s$, τ_s 可采用程麟生^[18] 提出的总体参数化方法进行估算。对 X 采用如下两种方法进行调整。方法一为

$$X_1 = X_0 - g \frac{\langle R \rangle}{p_s - p_{100}} \quad (8)$$

方法二为

$$X_1 = X_0 - 2g \frac{\langle R \rangle (p_s - p)}{(p_s - p_{100})^2} \quad (9)$$

本文将在后面给出调整前后的 X 分布特征。

以下主要分析 D03 域模拟的中尺度系统的动量收支特征。

4 中尺度系统的 CMT 特征分析

图 5a 和图 7a 分别是调整前后 X 和 Y 的垂直分布,可以看出两种方法调整后的 X 和 Y 比较接近,与调整前也有一些变化,但调整前后 X 或 Y 的总体分布特征是比较一致的,这与 Tung 和 Yanai^[10] 计算的调整前后 X 和 Y 的特征比较类似。

4.1 中尺度系统强烈发展阶段的特征

模拟结果表明^[17],24日14时低涡切变线发展到最强,在850 hPa低涡的前部出现了4个 β 中尺度系统A、B、C、D(图4b),对应的垂直速度也出现了

4个强上升区,每一个强上升运动的西南部出现南风的大值区(图4a),这表明 β 中尺度系统的出现与南风的加强密切相关。计算的 X 矢量的水平分布表明,强 X 矢量几乎总是与强烈上升运动区(图4a)相对应, β 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)。这表明 β 中尺度系统的产生是由于南风受到强烈加速的结果。

计算的能量转换 E 的水平分布(图4c)表明,强能量转换与中尺度系统密切相关,在低涡前部相间出现 $E > 0$ 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,激发次网格尺度系统的发生和发展。

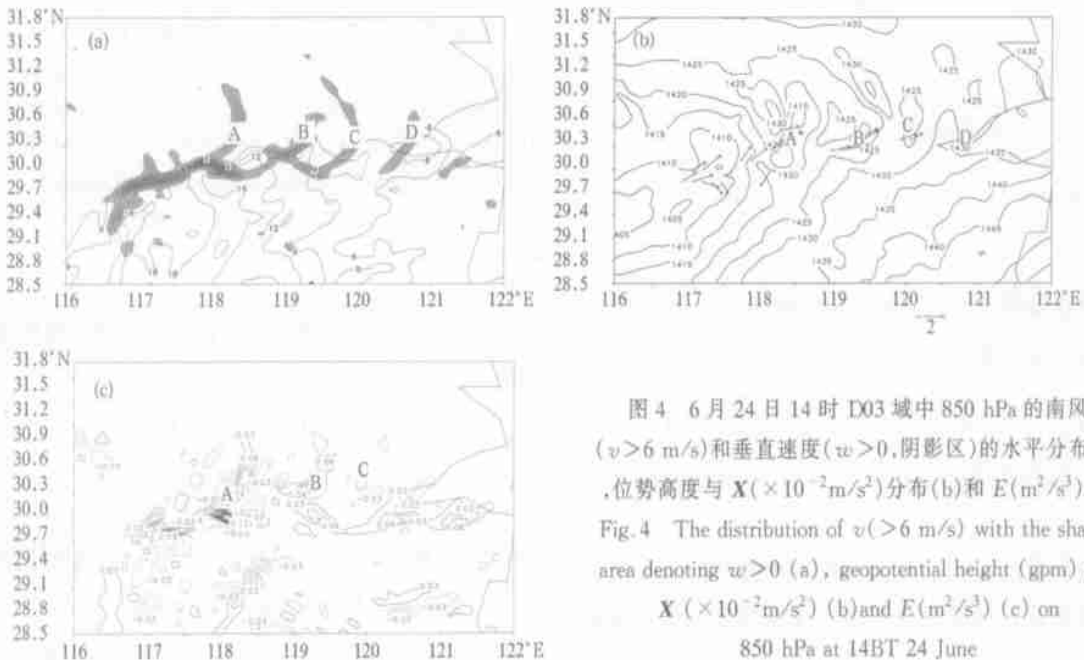


图4 6月24日14时D03域中850 hPa的南风($v > 6$ m/s)和垂直速度($w > 0$, 阴影区)的水平分布(a), 位势高度与 $X (\times 10^{-2} \text{m}^2/\text{s}^2)$ 分布(b)和 $E (\text{m}^2/\text{s}^3)$ (c)
Fig. 4 The distribution of $v (> 6 \text{ m/s})$ with the shaded area denoting $w > 0$ (a), geopotential height (gpm) and $X (\times 10^{-2} \text{m}^2/\text{s}^2)$ (b) and $E (\text{m}^2/\text{s}^3)$ (c) on 850 hPa at 14BT 24 June

在 β 中尺度系统A附近区域(29.8~30.6°N, 117.8~119°E) E 区域平均的垂直廓线(图5b)表明,在500 hPa以下主要为能量顺尺度输送($E > 0$),在850和600 hPa的高度上出现了2个峰值,其中以850 hPa的最强,这表明能量的顺尺度转换主要发生在对流层低层850 hPa的高度上。500 hPa以上则表现为逆尺度能量输送($E < 0$)。

4.2 中尺度系统入海阶段的特征

在25日02时低涡将要入海时,计算的850 hPa

的 X 分布(图6a)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。沿30.5°N的垂直剖面显示,在30.5°N以南从地面一直到200 hPa主要为南风,而在30.5°N以北750 hPa以下主要为北风(图6b),计算的垂直分布(图6c)表明,在30.5°N以南对流层中低层的存在广大的负值区,这表明南风此时在对流层中低层受到明显的减速作用。这也预示着低涡入海后将要消散。

在中尺度低涡的西南侧区域(28.5~30.5°N,

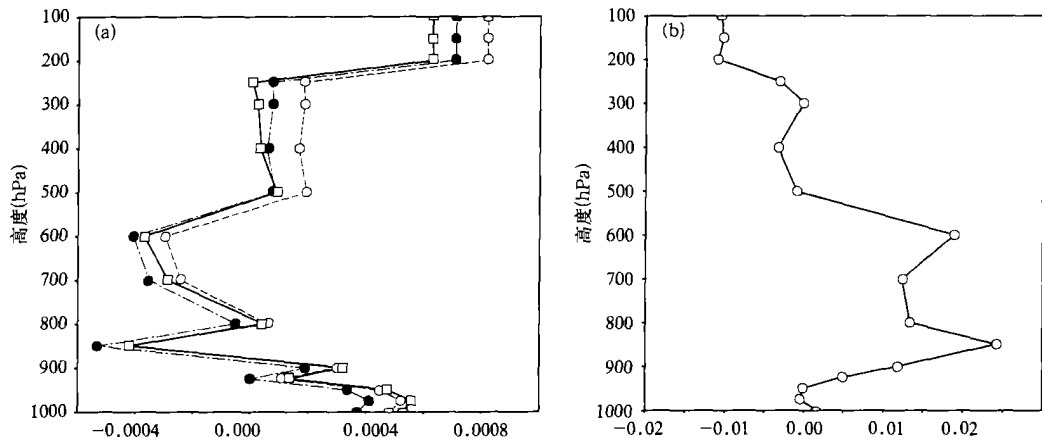


图5 6月24日14时D03域中在 β 中尺度系统A附近区域(29.8~30.6°N, 117.8~119°E)作的 X (a, m/s^2)和 E (b, m^2/s^3)平均的垂直廓线

(a) \circ \square 和 \bullet 分别表示调整前的原始估计值, 采用方法一和方法二得到的估算值

Fig. 5 Profiles of the averaged $X(m/s^2)$ (a) and $E(m^2/s^3)$ (b) over the region around mesoscale system A (29.8–30.6°N, 117.8–119°E) at 14BT 24 June

(\circ \square and \bullet indicate the raw estimate and adjusted by method 1 and 2 respectively in (a))

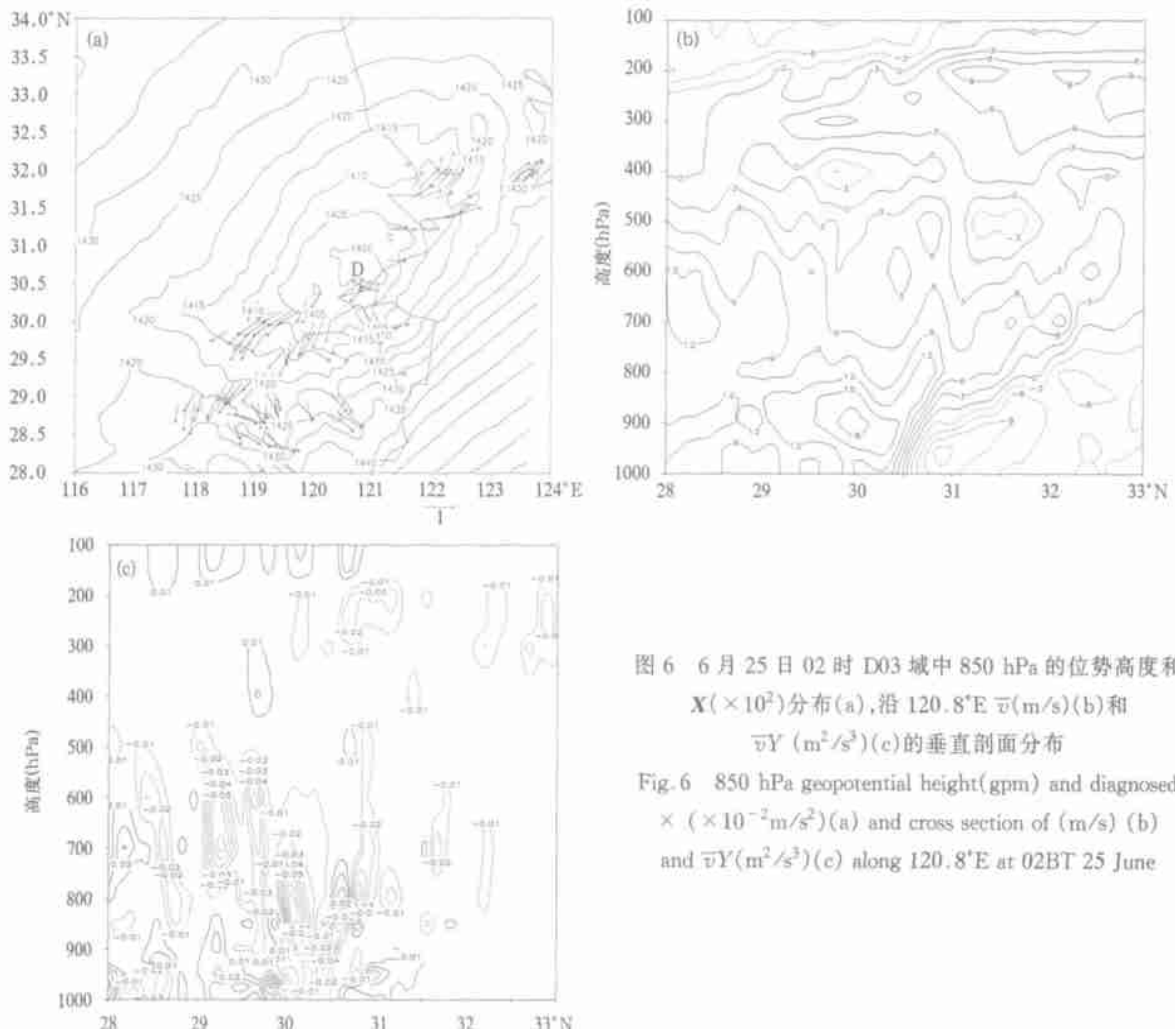


图6 6月25日02时D03域中850 hPa的位势高度和 $X(\times 10^2)$ 分布(a), 沿120.8°E $\bar{v}(m/s)$ (b)和 $\bar{v}Y(m^2/s^3)$ (c)的垂直剖面分布

Fig. 6 850 hPa geopotential height(gpm) and diagnosed $X(\times 10^{-2}m/s^2)$ (a) and cross section of (m/s) (b) and $\bar{v}Y(m^2/s^3)$ (c) along 120.8°E at 02BT 25 June

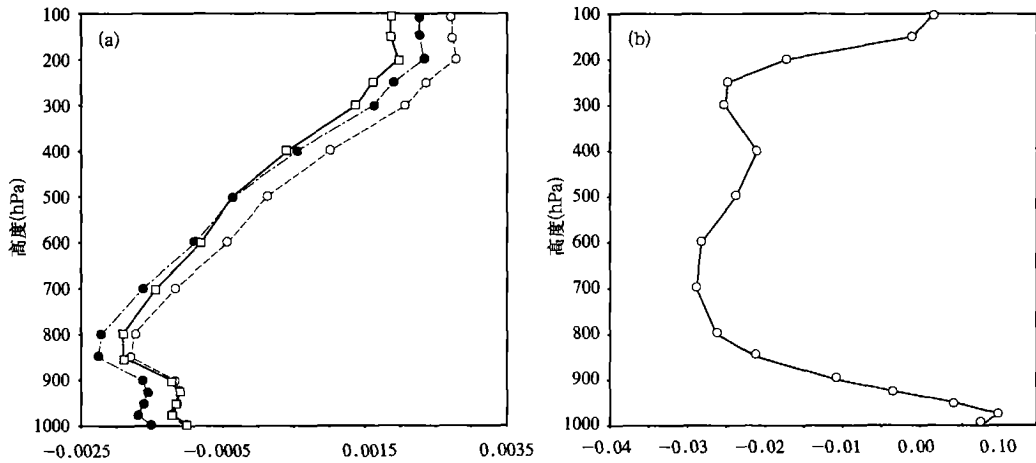


图 7 6月25日02时在中尺度低涡的西南侧区域(28.5~30.5°N, 118~122°E)

区域平均的 Y (a, m^2/s^2) 和 E (b, m^2/s^3) 平均的垂直廓线

(a. \square, \square 和 \bullet 分别表示调整前的原始估计值, 采用方法一和方法二得到的估算值)

Fig. 7 Profiles of the averaged $Y(m^2/s^2)$ (a) and $E(m^2/s^3)$ (b)

over the region (28.5–30.5°N, 118–122°E) at 02:00BT 25 June

(\square, \square and \bullet indicate the raw estimate and adjusted by method 1 and 2 respectively in (a))

118~122°E) 区域平均 E 的垂直分布表明, 整个对流层主要表现为能量的逆尺度输送 ($E < 0$)。在 700 和 200 hPa 出现了两个强逆尺度能量输送的峰值(图 7b)。

5 讨论和结论

通过利用 MM5V3 输出的高时空分辨率的资料对“99.6”梅雨锋暴雨过程中动量收支残差进行了诊断分析研究, 主要结论归纳入下:

(1) 模拟结果和观测分析的比较表明, 中尺度模式 MM5V3 能够比较成功地模拟“99.6”梅雨锋暴雨的发生和发展。

(2) 通过对中尺度系统强烈发展时刻的对流输送(CMT) 诊断分析表明: X 几乎总是与产生强烈上升运动的 β 中尺度系统相对应。低涡前部相间出现 $E > 0$ 和 $E < 0$ 的区域, 表明在中尺度系统强烈发展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 E 的正值比负值的绝对值要大得多, 这表明能量主要是从大尺度向次网格尺度转换, 激发次网格尺度系统的发生和发展。

(3) 当切变线低涡入海时, X 矢量则对西南气

流产生强烈的减速作用。 \bar{v} 和 $\bar{v}Y$ 的垂直剖面分析显示, 南风此时在对流层中低层受到明显的减速作用。

(4) 转换能量 E 区域平均的垂直廓线显示, 在中尺度系统强烈发展时, 500 hPa 以下主要为能量顺尺度输送 ($E > 0$), 其中 850 hPa 的能量顺尺度输送最强, 500 hPa 以上表现为逆尺度能量输送; 而当低涡切变线入海时, 整个对流层主要表现为能量的逆尺度输送 ($E < 0$)。

需要指出的是: 由于梅雨和梅雨锋的结构具有多样性和复杂性, 本文的结果只是对一次梅雨锋暴雨过程中的中尺度系统诊断得出的, 对于其他类型的梅雨锋暴雨过程中尺度系统的 CMT 特征还有待进一步研究。Tung 和 Yanai 的研究结果表明^[12]: 在对流层低层, X 矢量对飮线类 MCS 的大尺度流场起到加速作用, 而对非飮线类 MCS 的大尺度流场则起到减速作用, 而“99.6”梅雨锋低涡切变线则明显是非飮线类的 MCS, 所以他们的结果与本文的结果存在明显的差异, 这是由于他们研究的是赤道地区的对流系统, 而本文研究的中纬度的对流系统的差别之故? 还是另有它因? 这是值得深入研究的问题。

参考文献

- 1 程麟生.“81.8”持续暴雨中 α 尺度低涡发展的涡度变率及其热源.高原气象,1991,10(4):337~350
- 2 冯业荣,王作述.一次梅雨锋暴雨过程的Q1和Q2的结果.热带气象学报,1995,11(1):86~91
- 3 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.应用气象学报,12(4):419~432
- 4 丁一汇,王笑芳.1983年长江中游梅雨期的热源和热汇分析.热带气象,1988,4(2):134~145
- 5 Yanai M, Johnson R H. Impacts of cumulus convection on the thermodynamic fields. The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models of Atmosphere, Meteor. Monogr., Amer Meteor Soc, 1993, 46: 39~62
- 6 汪钟兴.暴雨过程大尺度热量,水汽和动量收支分析.热带气象,1992,8(2):169~173
- 7 汪钟兴.暴雨过程积云对流反馈作用的诊断研究.1994,20(2):3~10
- 8 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:[学位论文].兰州:兰州大学大气科学系,2000
- 9 Schneider E K, Lindzen R S. A discussion of the parameterization of momentum exchange by cumulus convection. J Geophys Res, 1976, 1: 3158~3160
- 10 Tung Wen Wen, Yanai M. Convective momentum transport observed during the TOGA COARE IOP. Part I: General features. J Atmos Sci, 2002, 59: 1857~1871.
- 11 Tung Wen Wen, Yanai M. Convective momentum transport observed during the TOGA COARE IOP. Part II: Case Studies, J Atmos Sci, 2002, 59: 2535~2549
- 12 Guang J Zhang, Wu X Q. Convective momentum transport and perturbation pressure field from a cloud-resolving model simulation. J Atmos Sci, 2003, 60: 1120~1139
- 13 王海俊,张金玉.1999年长江中下游及江南大部分地区梅雨汛期连续性强降雨成因分析.气象科技,2000,2:20~23
- 14 马巧英.长江中下游暴雨洪涝,华北持续高温天气.气象,1999,25(9):62~63
- 15 范梅珠,江吉喜.1999、1998年长江流域暴雨成因对比分析.气象,2000,26(4):38~41
- 16 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,2001.184pp
- 17 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,大气科学,2004,28(3):342~356
- 18 程麟生.中尺度大气数值模式和模拟,北京:气象出版社,1994.258pp

DIAGNOSTIC ANALYSIS FOR CHARACTERS OF CONVECTIVE MOMENTUM TRANSPORT ON “99. 6” MEIYU FRONT RAINSTORM

Long Xiao Cheng Linsheng

(*Department of Atmospheric Science, Lanzhou University, Lanzhou, 730000*)

Abstract

The temporal and spatial high resolution data outputted from the Mesoscale Model (MM5V3) was used to diagnose convective momentum transport (CMT) on “99. 6” Meiyu front rainstorm. The major conclusions as following: (1) The comparisons between results of simulated and observed shown, MM5V3 has the ability to replicate the large-scale and mesoscale circulations of the “99. 6” Meiyu front rainstorm. (2) The diagnosis of CMT on the violently developing period of the mesoscale system show that the direction of momentum budget residual was consistent with the mean flow and acted to accelerate on the northward of southwest flow which favoring the genesis and development of the meso- β systems. It also shown that strong X always related to the meso- β systems. The distribution of kinetic energy transfer E suggested that the area of $E > 0$ and $E < 0$ were alternating during the intense development of mesoscale convective systems MCSs. It indicated that the energy transfer was more complicated between the large scale and subgrid systems and cannot be described as a simple energy cascade process. Overall, that positive value of E was much greater than the absolute negative E which suggested the energy was mainly transferred from the large-scale motion to subgrid scale eddies, hence induced the genesis and development of subgrid scale systems. (3) X strong deceleration on the southwest flow occurred when the low vortex with shear line move to the sea. The analysis of \bar{v} and $\bar{v}Y$'s cross sections indicates that the southerly was decelerated on low and middle levels of troposphere. (4) The vertical profile of E indicates that the strong downscale transfer of energy ($E > 0$) mainly occurred in the middle and low levels of troposphere during the intense development of mesoscale systems and upscale transfer ($E < 0$) occurred when the low vortex move to the sea.

Key words: Meiyu front Rainstorm, Convective momentum transport, Diagnostic analysis.