

何编,孙照渤,李忠贤. 2012. 一次华南持续性暴雨的动力诊断分析和数值模拟[J]. 大气科学学报, 35(4): 466-476.

He Bian, Sun Zhao-bo, Li Zhong-xian. 2012. Dynamic diagnosis and numerical simulation of a persistent torrential rain case in South China [J]. Trans Atmos Sci, 35(4): 466-476. (in Chinese)

## 一次华南持续性暴雨的动力诊断分析和数值模拟

何编, 孙照渤, 李忠贤

(南京信息工程大学 大气科学学院, 江苏 南京 210044)

**摘要:** 利用倾斜涡度发展 (slantwise vorticity development, SVD) 理论, 对 2008 年 6 月中旬华南地区持续性暴雨进行了动力学机制的诊断分析, 讨论了低空急流 (low level jet, LLJ) 在低涡发展过程中起的作用, 同时利用 MM5 数值模式对暴雨过程进行了验证并对模拟结果进行了进一步分析。结果表明, 高原低涡的发展是前期广西地区降水的主要动力因素, 由于湿等熵面相对地形倾斜, 且气块沿等熵面有相对运动, 同时满足热力学参数  $C_M < 0$  的条件, 使得 SVD 发生作用, 导致低涡移出高原后得到进一步发展; 而 LLJ 的增强改变了大气斜压性, 是后期低涡继续东移发展, 并造成广东地区持续性暴雨的重要原因。数值模拟控制试验结果很好地反映了这次低涡降水的发展过程。敏感性试验结果初步表明, LLJ 改变了低层大气稳定性和风的垂直切变, 即大气斜压性增强, 从而促进了中尺度低涡的进一步发展。

**关键词:** 倾斜涡度发展 (SVD); 低空急流 (LLJ); 持续性暴雨; 数值模拟

**中图分类号:** P458      **文献标志码:** A      **文章编号:** 1674-7097(2012)04-0466-11

## Dynamic diagnosis and numerical simulation of a persistent torrential rain case in South China

HE Bian, SUN Zhao-bo, LI Zhong-xian

(School of Atmospheric Sciences, NUIST, Nanjing 210044, China)

**Abstract:** Based on slantwise vorticity development (SVD) theory, the possible dynamical mechanism of a persistent torrential rain which occurred in mid-June of 2008 was analyzed, and the role of low level jet (LLJ) in vorticity development was discussed. Meanwhile, several numerical simulations were performed to testify the rainstorm process based on MM5 and the results were further analyzed. The results indicate that: the development of low vortex from Tibetan Plateau was the primary cause for the precipitation in Guangxi and Guangdong at early stage. SVD took effect while moist isentropic surface tended to slope and air particles had relative motions along isentropic surface. With certain condition ( $C_M < 0$ ), the vorticity got a further development afterwards. Moreover, the enhancement of LLJ changed the atmospheric baroclinity and caused the vorticity to develop and move eastward, which was the main cause for the persistent torrential rain in Guangdong. The results of simulation control test well revealed the development process of the vortex and precipitation. The result of sensitive test showed that LLJ changed the stability of low level atmosphere and vertical shear of the wind, which meant that the baroclinity of the atmosphere was increasing. It thus made the mesoscale vortex develop further.

**Key words:** slantwise vorticity development (SVD); low level jet (LLJ); persistent torrential rain; numerical simulation

收稿日期: 2011-07-11; 改回日期: 2011-09-16

基金项目: 国家自然科学基金资助项目 (40905045); 江苏省研究生科研创新计划项目 (N0782002054)

作者简介: 何编 (1983—), 男, 江苏南京人, 博士生, 研究方向为大气数值模拟、大气动力学, bianH\_522@163.com.

## 0 引言

持续性暴雨由于其时间尺度长且影响范围广,给人民生命财产造成巨大的损失,其发生发展机理历来是科学家们研究的重点。以往的研究多集中于持续性暴雨发生的大尺度背景,对东亚地区而言,中高纬西风环流异常(张庆云等,2001;鲍名,2007)以及孟加拉湾、南海、西太平洋较强的水汽输送异常(康志明,2004)都是持续性暴雨发生所必不可少的条件。但是对持续性暴雨的维持机制尤其是动力机制的讨论并不多,陈忠明等(2007)对1989年7月四川东部的个例分析表明,对流、湿度锋和低空急流耦合是持续性暴雨维持的可能机制,这从一个角度说明了影响持续性暴雨的物理机制是十分复杂的,因此有必要利用有效的动力诊断工具对其进行深入的讨论。

位涡(Rossby, 1940; Ertel, 1942; Hoskins et al., 1985)作为诊断工具如今已广泛的被应用于气候及天气的分析诊断中。中高纬地区对流层高层等熵面近似水平,利用等熵面上位涡的变化可以较准确的研究重要的天气过程。但是在中低纬地区对流层低层,尤其在高原附近,等熵面倾斜度较大,且低层水汽较为丰富,这时再用等熵位涡作为研究工具就有一定局限性了。因此,吴国雄等(1995)做了较为系统的工作,他们从完整的原始方程出发导出了精确形式的湿位涡守恒方程,并提出了倾斜涡度发展(slantwise vorticity development, SVD)理论(吴国雄和刘还珠,1999)。近年来,国内的许多学者也从不同角度对湿位涡守恒及SVD理论进行了研究与讨论,并利用这一有效工具解释了许多天气现象(高守亭等,2002;文莉娟等,2006;王子谦等,2010)。余晖和吴国雄(2001)利用SVD理论解释了热带气旋的突变问题。崔晓鹏等(2002)利用西大西洋锋面气旋的个例进一步发展出了上滑倾斜涡度发展理论。陈忠明等(2006)将湿位涡理论应用到散度方程中,并强调了热力学参数 $C_D$ 的重要性。王瀛等(2007)利用模式揭示了减弱的热带气旋移近高大山脉时可以空气产生沿倾斜等熵面的下滑运动,其引起的风垂直切变有利于诱生新的涡旋中心。

我国华南地区由于受高原地形、东亚夏季风等因素的影响,在夏季多发持续性暴雨灾害。高原东部地区,经常有天气扰动形成中尺度低涡,在有利条件下进一步向两广地区发展,是造成持续性暴雨的重要天气系统之一,对其发展机制已有不少研究

(赵思雄和傅慎明,2007;于波和林永辉,2008)。陈栋等(2007)利用湿位涡理论对“鞍”型场下中尺度低涡发展的物理机制进行的分析表明,高温高湿的强垂直对流不稳定是引起低涡强烈发展的主要原因,而且,在盆地上空低层暖湿空气相当位温的水平梯度对中尺度低涡的发展和暴雨的发生同样起了重要作用。蒙伟光等(2004)的研究表明,由于湿等熵面的倾斜,水平风垂直切变和湿斜压度的增大有利于涡旋的发展,使得暴雨和中尺度对流系统得以维持。

对于发生在2008年6月中旬华南地区的持续性暴雨过程,何编和孙照渤(2010)的研究已经对其发生的大尺度背景特征进行了详细分析,但没有进一步讨论中尺度低涡发展的物理机制。同时,已有的研究(陈业国和农孟松,2010;高安宁等,2010)多从天气学分析的角度进行了讨论,而对于持续性暴雨得以维持的动力学机制分析不多。本文采用 $1^\circ \times 1^\circ$ 的美国国家环境预报中心(National Centers for Environmental Prediction Final, NCEP FNL)全球再分析资料及全国逐6h降水资料,利用SVD理论对这次持续性暴雨过程进行动力学机制诊断分析,并利用MM5数值模式对这次持续性暴雨过程进行模拟,在此基础上开展了敏感性模拟试验,以进一步研究低空急流(low level jet, LLJ)在低涡发展中所起的作用。

## 1 低涡发展过程诊断

### 1.1 低涡和LLJ的演变特征

这次持续性暴雨过程是在中高纬两槽一脊的稳定形势和东亚夏季风偏强的大尺度背景下,由中尺度低涡扰动造成的华南地区持续性大暴雨,这里仅从中尺度低涡发展的角度来分析本次暴雨过程。首先给出这一时期对流层低层相对涡度场和垂直速度场分布的演变特征,为了突出低空急流的特征,图1只绘制了大于12 m/s的风向矢量分布。如图1所示,11日00时(世界时,下同)的700 hPa涡度场上,早期沿高原下移的低涡位于云南东北部地区,这已是其发展较强的时期,中心强度超过 $10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ,涡旋主体伴随着较强的垂直运动向东向南发展,在该区域也有暴雨发生(图略)。位于长江中下游的切变线使得该区域表现出较强的正涡度,而此时广东地区的正涡度与其上空的低槽相对应。随着低涡进一步向东南方向移动,由于地形摩擦等耗散作用,强度有所减弱,到了11日12时,涡度中心降

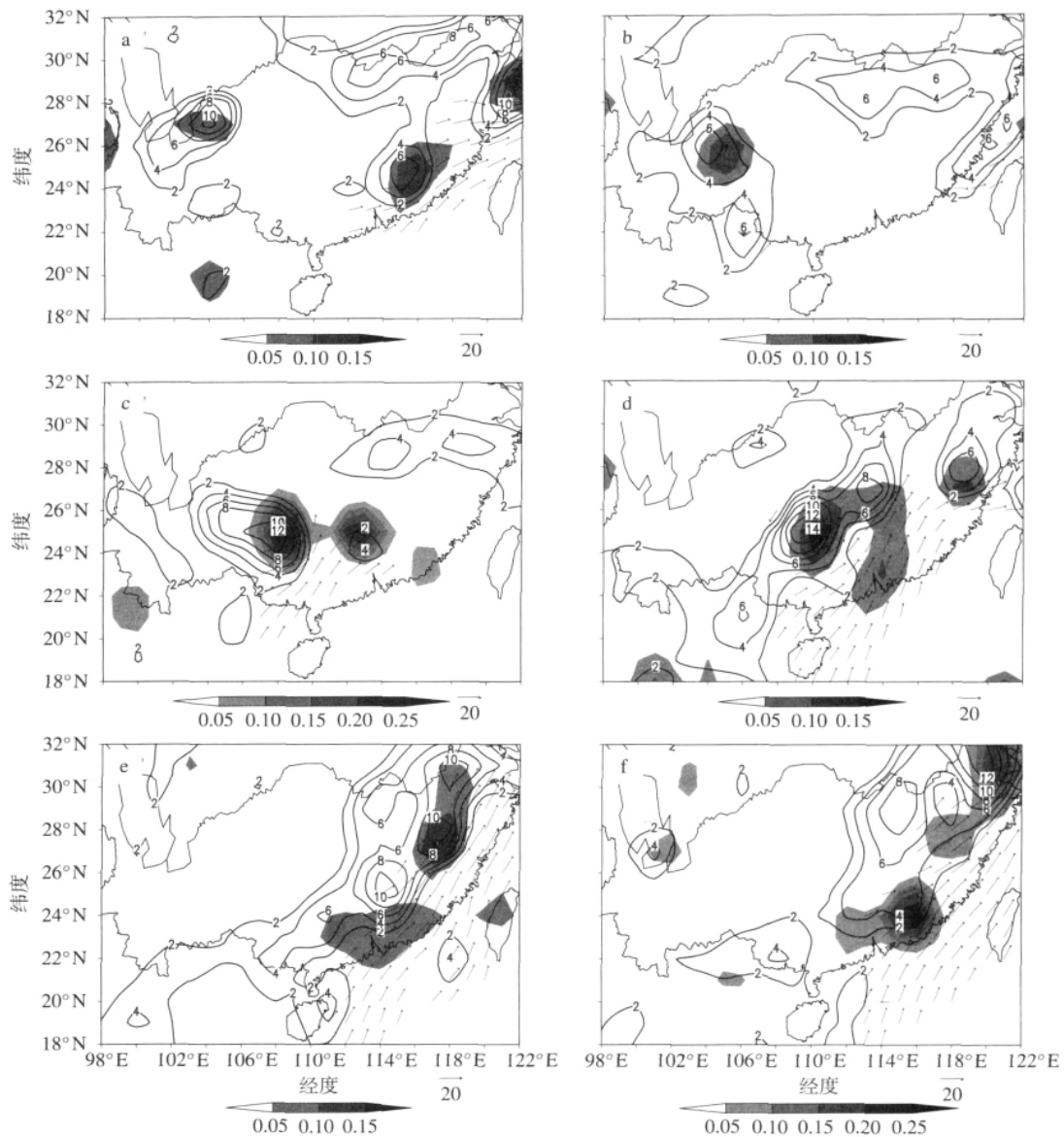


图1 700 hPa 相对涡度场(等值线;单位:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ )、垂直速度(阴影;单位:  $\text{m/s}$ )和低空急流(矢量箭头;单位:  $\text{m/s}$ ;全风速  $\geq 12 \text{ m/s}$ )分布 a. 6月11日00时; b. 6月11日12时; c. 6月12日00时; d. 6月12日18时; e. 6月13日12时; f. 6月13日18时

Fig. 1 Relative vorticity (contour; units:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ), vertical velocity (shaded; units:  $\text{m/s}$ ) and LLJ (units:  $\text{m/s}$ ; vectors whose speed  $\geq 12 \text{ m/s}$  is plotted) at 700 hPa a. 0000 UTC June 11; b. 1200 UTC June 11; c. 0000 UTC June 12; d. 1800 UTC June 12; e. 1200 UTC June 13; f. 1800 UTC June 13

至  $6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。随着低空风速的加强,广西西南地区上空出现了一个较强的涡度中心和低压槽,随后,低空急流带来的正涡度输送与高原低涡合并加强发展。到了12日00时,整个广西地区位于低空急流的控制范围内,相对涡度的发展超过了  $10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ,强上升运动位于低涡的东侧,速度超过了  $0.1 \text{ m/s}$ 。12日18时是涡度发展到最强的时期,两广地区大部分地区都有强上升运动,同时合并后的低涡

中心进一步向东北方向移动,这与低空急流的增强有着密切联系。13日,低空急流带位于广东沿海并伸至长江中下游地区,而涡度中心向东北方向移去并逐渐减弱。总体来看,这一时期华南地区的持续性暴雨发生在低空急流加强侵入华南后,同时中尺度低涡的发展也和低空急流的增强有着密切关系。

## 1.2 低涡发展的动力学分析

为了找出对低涡发展有主要贡献的动力学因

子,从 SVD 理论出发对湿等熵面倾斜造成的垂直涡度发展进行讨论。在绝热无摩擦情况下,湿空气位涡  $P_M$  守恒方程等熵面坐标下形式简化为(吴国雄和刘还珠,1999)

$$P_M = \xi_n \theta_{en} \quad (1)$$

其中:  $\xi_n = \alpha \zeta_\theta$ ;  $\theta_{en} = |\nabla \theta_e|$ 。在  $z$  坐标下,将  $P_M$  分解成垂直分量(下标  $z$  表示)和水平分量(下标  $s$  表示,为沿着  $\theta_e$  的水平梯度方向),

$$P_M = \xi_z \theta_{ez} + \xi_s \theta_{es}, \quad (2)$$

其中

$$\xi_s \theta_s = \xi_x \theta_{ex} + \xi_y \theta_{ey} \quad (3)$$

从(1)、(2)两式得到

$$\xi_z = (\xi_n \theta_{en} - \xi_s \theta_{es}) / \theta_{ez}, \theta_{ez} \neq 0. \quad (4)$$

由于湿位涡守恒时,湿等熵面的  $\theta_{en}$  发生改变并不能导致垂直涡度的变化,因为它的变化总有  $\xi_n$  的变化所补偿( $\xi_n \theta_{en} = \text{const}$ )。但是考虑如下情况,当湿等熵面倾斜并且气块沿该湿等熵面有相对运动时,即下滑或上滑一个角度  $\beta$  (也是湿等熵面相对于水平面的倾角),由于  $\tan \beta = \theta_{es} / \theta_{ez}$ , (4) 式可以改写为

$$\xi_z = \frac{\xi_n}{\cos \beta} - \xi_s \tan \beta, \quad -\pi/2 < \beta < \pi/2. \quad (5)$$

这里引入热力学参数  $C_M = \frac{\xi_s \theta_{es}}{\theta_{ez}} = \xi_s \tan \beta$ 。因为在北半球气旋生成的场合  $\xi_n > 0$ , 因此上式右端第一项大于 0, 当上式右端第二项大于 0, 函数为递增函数, 涡度将会发展, 这就要求  $C_M < 0$ , 并且湿等熵面的倾斜越大, 这种由湿斜压性加强所引起的涡旋发展更激烈(吴国雄等,1995)。综上可知, 倾斜涡度发展的关键因子必须同时满足 3 个必要条件: 1) 湿等熵面倾斜, 可用物理量  $\beta$  ( (6) 式) 表征; 2) 气块沿湿等熵面存在上滑或下滑的相对运动; 3) 表征风的垂直切变、斜压性、稳定度影响的参数  $C_M$  ( (7) 式) 为负, 这样使得方程(5)右端两项同号, 垂直涡度才有发展的趋势。

$$\beta = \arctan \frac{\theta_{es}}{\theta_{ez}} = \pm \arctan \left| \frac{\sqrt{\theta_{ex}^2 + \theta_{ey}^2}}{\theta_{ez}} \right|, \quad (6)$$

$$C_M = \frac{\xi_x \theta_{ex} + \xi_y \theta_{ey}}{\theta_{ez}} = \frac{\left( -\frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \right)}{\frac{\partial \theta_e}{\partial z}}. \quad (7)$$

从以上 3 个必要条件出发, 对本次中尺度低涡

发展过程进行 SVD 诊断。由于此次涡度发展的主要阶段都位于  $24 \sim 26^\circ \text{N}$  以内, 因此对这一范围内的物理量做纬向平均剖面, 以分析其动力学特征。图 2 给出了不同时刻湿等熵线以及垂直涡度的演变过程, 以及相应时刻倾斜涡度发展关键因子  $\beta$  和  $C_M$  的水平分布, 由于涡度的极大值基本位于 800 hPa, 因此这里只给出了 800 hPa 上的分布特征。由图可见, 11 日 18 时(图 2a) 涡度中心位于高原斜坡上空  $105^\circ \text{E}$  附近, 中心值超过  $8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , 中心附近湿等熵线倾斜较为明显, 且有一定的垂直运动, 说明气块沿湿等熵线存在上滑运动。此时, 从  $C_M$  分布来看(图 2b), 相应位置附近出现了超过  $-5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  的低值中心, 并且倾角  $\beta$  的正极值中心覆盖的区域和  $C_M$  及涡度中心是一致的, 这表明 SVD 作用是这一时刻涡度发展的重要因子之一。

12 日 12 时(图 2c、d), 涡度主体明显增强并移至  $109^\circ \text{E}$  附近, 对流层高层由于较强的西风作用使得涡度主体向东倾斜。在对流层低层 800 hPa 附近,  $108^\circ \text{E}$  左右涡度中心量级超过了  $-12 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , 低涡西侧的湿等熵线密集带从对流层底伸至对流层中层, 并伴有较强的垂直运动。从  $C_M$  水平分布来看, 负值中心包括了涡度场的大值区, 满足涡度发展的必要条件。这一时刻由于湿等熵面的倾斜范围增大, 且垂直运动增强, 大量气块沿等熵面上滑, 因此在相应的  $C_M < 0$  的区域, 低层 SVD 的强烈作用使得垂直涡度剧烈发展。13 日 00 时(图 2e、f), 低涡已经移动到两广地区, 倾斜的湿等熵线伸至 300 hPa。由于低空急流的增强, 涡度主体已经向北移动, 在低涡前部, 大部分区域都满足  $C_M < 0$  的必要条件, 而且有等熵面倾角正值区与其对应。所以此时两广地区有较强的中尺度低涡的发展, 有利于广东沿海地区对流活动的发生, 给持续性暴雨的维持创造了有利的动力条件。

综上, 此次 SVD 影响中尺度低涡发展的演变过程, 第一阶段在高原附近, 由于湿等熵面的倾斜加上对流运动有利于气块沿倾斜的湿等熵面滑动, 使得 SVD 产生作用, 在  $C_M < 0$  时, 高原上的中尺度低涡得到了进一步增强。当低涡东移至了较为平坦的华南地区, 由于低空急流的增强, 低层风的垂直切变增强, 导致大气稳定度发生变化, 配合  $C_M < 0$  和  $\beta$  增加的条件, 使得垂直方向上涡度剧烈发展, 最终导致华南地区持续性暴雨的发生。由以上分析可知, 低空急流在后一阶段对涡度的发展起到了重要作用, 那么它和 SVD 之间的联系究竟如何, 将在下文详细分析。

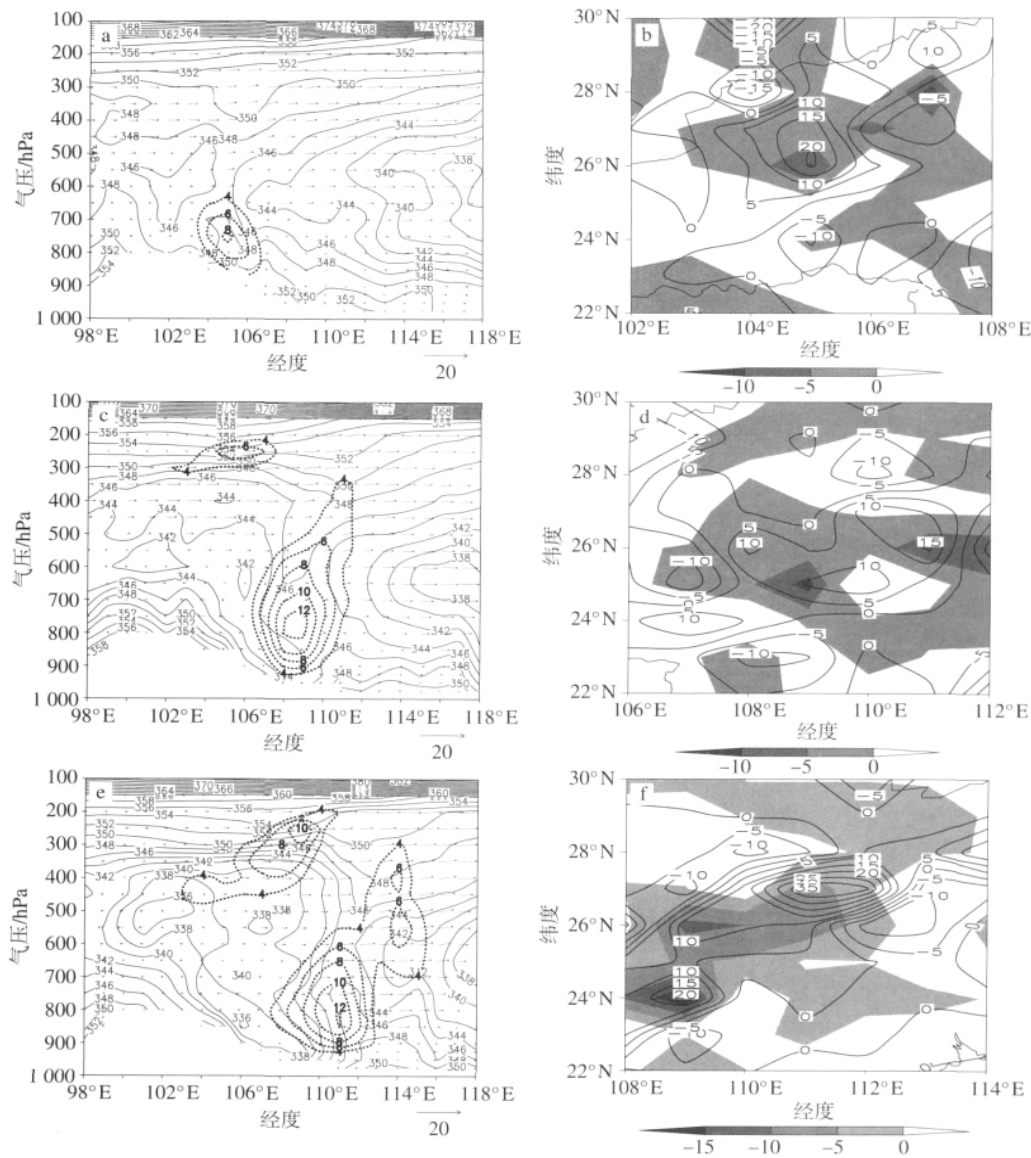


图 2 相当位温(实线;单位:K)、相对涡度(虚线;单位: $10^{-5} s^{-1}$ )和风场(矢量箭头;单位:m/s)的垂直剖面(a,c,e);800 hPa上  $C_M < 0$  的区域(阴影;单位: $10^{-5} s^{-1}$ )及湿等熵面倾角  $\beta$  (等值线;单位:°)(b,d,f) a,b.11日18时;c,d.12日12时;e,f.13日00时

Fig. 2 (a,c,e) Equivalent potential temperature( solid line; units: K), vorticity( dashed line; units:  $10^{-5} s^{-1}$ ) and cross-section of wind field ( arrow; units: m/s); (b,d,f)  $C_M < 0$  (shaded; units:  $10^{-5} s^{-1}$ ), slope angle of moist isentrope  $\beta$  (contour; units: °) at 800 hPa a,b. 1800 UTC June 11; c,d. 1200 UTC June 12; e,f. 0000 UTC June 13

## 2 LLJ 对低涡发展的影响

### 2.1 LLJ 影响低涡发展的理论分析

LLJ 的增强与这次涡度的发展有着紧密的联系。以往对于 LLJ、低涡以及降水之间关系的研究,多是讨论低涡前部的非绝热加热和暖平流增加低层大气的斜压性,这些非线性的相互作用过程会加深 LLJ 的发展并对低涡的发展产生正反馈作用(Chen

and Chen, 1997; Wang and Gao, 2003, 2006)。本文利用 Wu and Liu (1997) 关于 LLJ 的增强对涡度的影响,从动力学角度讨论此次持续性暴雨中 LLJ 对低涡发展的影响(图 3),文献中推导了对流不稳定层结下倾斜涡度的发展,本文从另一个角度讨论对流稳定层结的情况。

假设大气为稳定层结 ( $\theta_{e'} > 0$ ), 设  $Y$  方向为水



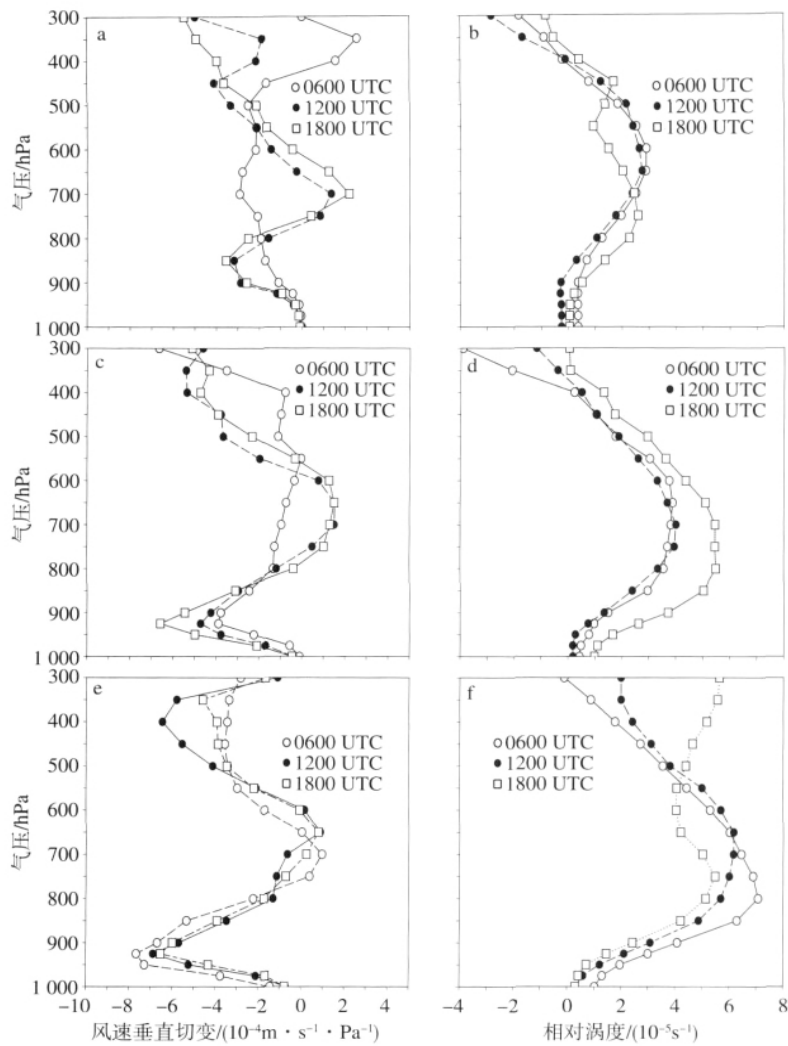


图 4 各区域水平全风速的垂直切变(a, c, e; 单位:  $10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{Pa}^{-1}$ ) 及相对涡度(b, d, f; 单位:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) 随时间演变的垂直廓线 a, b, 11 日; c, d, 12 日; e, f, 13 日

Fig. 4 (a, c, e) Vertical profiles of regional mean wind speed ( $10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{Pa}^{-1}$ ) and (b, d, f) vertical profile of relative vorticity ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) a, b, June 11; c, d, June 12; e, f, June 13

$1^\circ \times 1^\circ$  资料作为模式的初始场及边界条件。模拟区域采用双向嵌套, 粗网格格距 90 km, 水平格点数  $97 \times 133$ , 细网格格距 30 km, 水平格点数  $97 \times 133$ , 粗细网格选择同一模拟区域中心 ( $115^\circ \text{E}, 24^\circ \text{N}$ ), 垂直方向  $\sigma$  坐标 24 层, 模式层顶气压为 10 hPa, 积分时间步长 90 s。积云对流参数化粗网格选择 kuo 方案, 细网格选择 Grell 方案, 边界层参数化选择 Blackadar 方案, 显式水汽方案选择简单冰, 辐射方案选择简单冷却辐射, 侧边界条件粗网格选择松弛/流入一流出方案, 细网格选择时间依赖方案。模式积分时间为 2008 年 6 月 11 日 06 时—14 日 12 时,

每 3 h 输出一组结果。

其次, 设计一个敏感性试验, 其初始和边界条件以及物理过程参数化方案与控制试验保持一致, 但是将垂直的  $\sigma$  层在 0.945 ~ 0.625 之间的三维风场  $u, v, w$  的边界条件及其倾向值设为 0, 以去除 LLJ 对低涡发展的影响。

### 3.2 控制试验结果

控制试验与实况比较(图 5), 细网格 20 h 的模拟已经较好的刻画出 700 hPa 的低压系统, 强度、范围均与实况大致相当, 中心低压达到 3 090 gpm。同时模拟出广西北部地区的两个降水中心, 但是

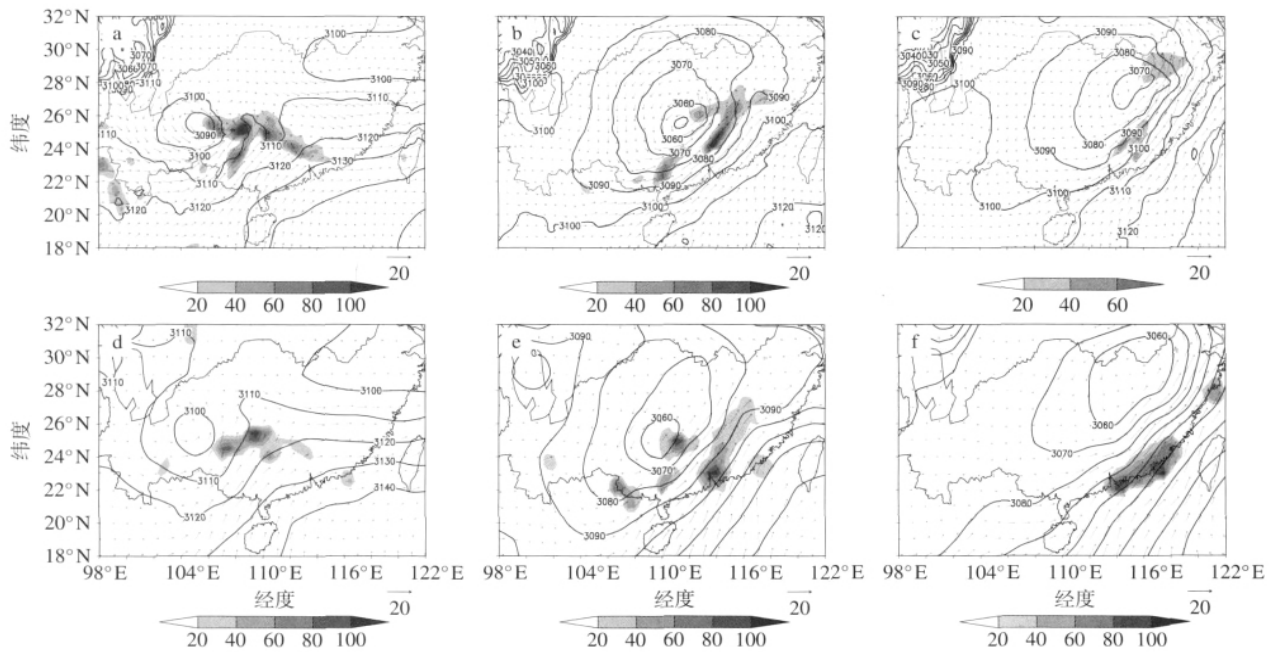


图 5 700 hPa 高度场(等值线;单位:gpm)、风场(单位:m/s)及降水分布(阴影;单位:mm)的模拟(a,b,c)与观测(d,e,f)对比 a,d.11 日 18 时;b,e.12 日 18 时;c,f.13 日 12 时

Fig. 5 (a,b,c) Simulated and (d,e,f) observed geopotential height( contour; units: gpm) , wind( vector; units: m/s) and precipitation( shaded; units: mm) at 700 hPa a,d.1800 UTC June 11; b,e.1800 UTC June 12; c,f.1200 UTC June 13

120 mm 的强度中心略微偏西,且在其东部出现了较强的雨带,整体上模拟比实况偏强。低涡前部有较强的西南风出现,随后的模拟过程中,雨带随着低涡的推进向东移动,由于降水的凝结潜热释放引起的非绝热加热使得风的垂直切变增强,并且低涡以东地区一直存在着相当强度的西南风,从而使 LLJ 增强。12 日 18 时,模拟的低涡移动速度比实况略快,低涡东部的降水中心模拟比实况偏弱,广东地区的降水中心比实况偏北了约 1 个纬度。到了 13 日 12 时,模拟的低涡中心比实况偏弱了 20 gpm,雨带的位置明显偏北,且强度偏弱,降水中心比实况少了 40 mm,已有较大差距。

由上述分析可知,总体上 72 h 内的模拟过程,700 hPa 上低压中心的强度、范围、移动速度及移动路径与实况相差不大,模拟结果是可以接受的。但是模拟的降水情况后期不太理想,前 48 h 模拟的降水与实况也略有差距,这可能与积云对流参数化方案的设计有关,尝试采用其他积云对流参数化方案后的模拟情况与也此方案类似,共同特征是广东地区的降水模拟较差,而随着低压的移动,各方案都有雨带位于其东部并随之移动。这说明华南地区的暴雨成因比较复杂,需要对现有的参数化方案加以改进。

同时,由于中尺度系统对初始场的选择十分敏感,再加上边界条件存在一定的不准确性,随着积分时间的延长,模拟效果会越来越差,因此 48 h 以后的模拟结果与实况差距明显扩大。

从模拟的涡度场分布来看,模拟出了此次低涡的中尺度结构特征。12 日 00 时是 LLJ 开始增强的时刻,广西北部地区表现出两个较强的涡度中心,西边的涡度是高原东移的中尺度低涡,109°E 附近的涡度是由于风的垂直切变的增强,由 SVD 作用生成的新涡度,强度达到  $30 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。为了突出 LLJ 的强度、范围等特征,采用如下方法表示,计算区域选择(98 ~ 122°E,18 ~ 32°N)。定义

$$V'_h = V_h - \overline{V_h}$$

其中:  $V_h$  表示水平全风速;  $\overline{V_h}$  表示水平全风速的区域平均;  $V'_h$  为叠加在水平基本气流之上的扰动气流,其大值带可以指示 LLJ 的发展状况。由图 6 可见,总体上模拟的急流带和实况的位置是较为吻合的,但强度上偏弱。急流范围主要位于低涡的南部地区,那里由于涡度气旋性切变的增强有利于和 LLJ 发生相互作用,即在高原地形等有利的条件下, SVD 作用使得低涡发展,造成其南部的 LLJ 的增强,从而使得风的垂直切变增加,造成大气稳定度发生变化,在  $C_M$  的时间倾向小于 0 的条件下,促使了



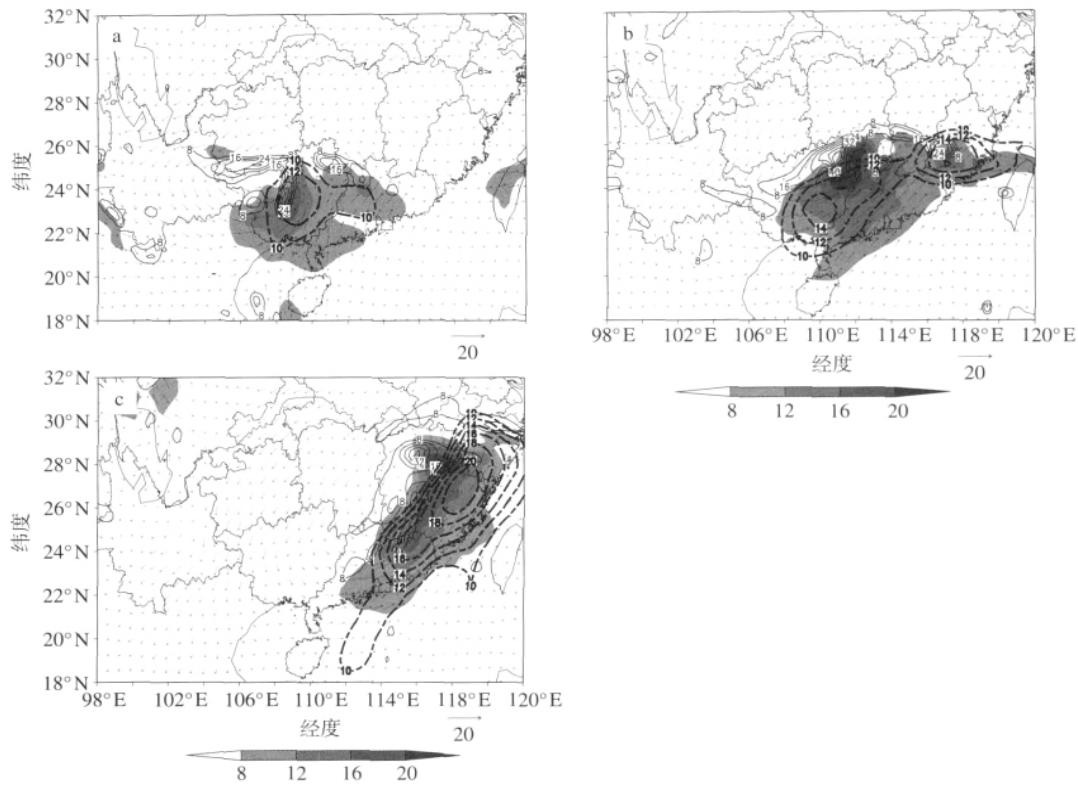


图 6 控制试验模拟的 700 hPa 涡度场(等值线;单位:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ )、扰动气流(阴影表示模拟,虚线表示实况;单位: m/s) a. 12 日 00 时; b. 12 日 12 时; c. 13 日 12 时

Fig. 6 Simulated vorticity( contour; units:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ), perturbed air flow( shaded: simulation; dashed line: observation; units: m/s) at 700 hPa a. 0000 UTC June 12; b. 1200 UTC June 12; c. 1200 UTC June 13

新的涡度生成并加强发展。到 12 日 12 时,模拟的低涡达到最强,可见 LLJ 也随涡度的增强而增强,中心风速超过  $24 \text{ m/s}$ ,模拟的 LLJ 中心移动的比实况快了约 1 个经度。到 13 日 12 时,低涡向东北方向移动,其位置与实况相比(图 1e)较为一致,模拟的 LLJ 比实况略微偏西,这可能也是模拟的雨带偏北偏西的主要原因之一。

### 3.3 敏感性试验结果

由于在敏感性试验中,将  $\sigma$  在  $0.945 \sim 0.625$  之间的三维风场边界条件及其倾向值设为 0,其他层次及变量保持不变,这样基本去除了对流层中低层 LLJ 对低涡发展的影响。根据图 3 所示理论,当不存在 LLJ 时,风的垂直切变减小,SVD 作用减弱,必然不利于低涡的发展。由图 7 可见,将敏感性试验的低层涡度场及  $V'_h$  的模拟与控制试验进行对比。积分 30 h 后,敏感性试验与控制试验(图 6b)差距并不大,此时 700 hPa 涡度场在两试验中量级相当,都超过  $40 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ,而由于边界强迫的原因, $V'_h$  的范围敏感性试验比控制试验略小,极值中心小 1

m/s。12 日 18 时,敏感性试验(图 7b)与控制试验(图略)涡度场的差别开始显现出来,敏感性试验涡度中心强度要比控制试验小了  $8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ,而  $V'_h$  强度进一步减小了  $2 \text{ m/s}$ 。13 日 00 时,敏感性试验中,在广东与江西交界处  $V'_h$  强度明显偏弱,导致那里涡度的强度也比控制试验小了很多。积分 54 h 后敏感性试验的涡度中心已比控制试验偏西偏南约 1 个经纬度,涡度中心强度上敏感性试验只有控制试验的一半, $V'_h$  大值中心的强度敏感性试验比控制试验小  $4 \text{ m/s}$ ,说明 LLJ 在低涡发展过程中的作用不可忽视,由于垂直风切变的增强,SVD 作用使得低涡强烈发展。

## 4 结论和讨论

利用 NCEP FNL 再分析资料和倾斜涡度发展理论对 2008 年 6 月中旬华南地区发生的持续性大暴雨进行了动力机制上的诊断分析,揭示了低涡发展过程中 LLJ 通过改变大气斜压性使得低涡进一步向下游发展的动力学特征,并在此基础上利用

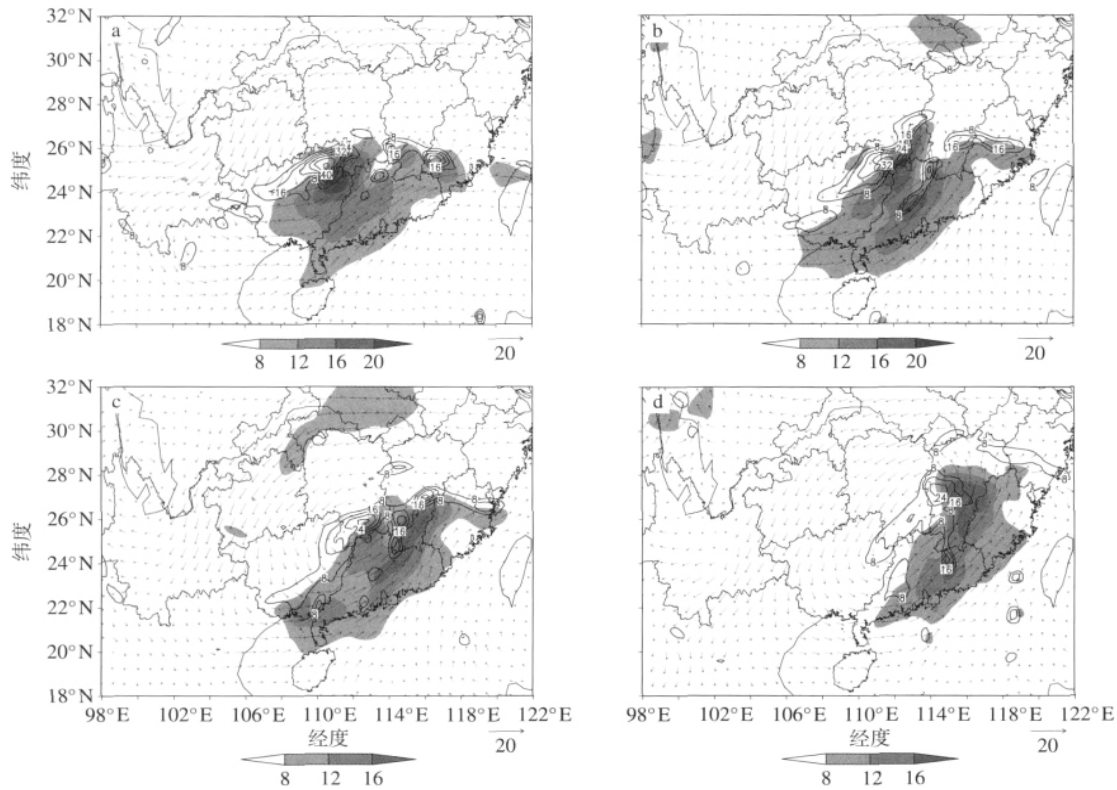


图7 敏感性试验模拟的700 hPa 涡度场(等值线;单位:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ )、扰动气流(阴影表示模拟,虚线表示实况;单位: m/s) a. 12日12时; b. 12日18时; c. 13日00时; d. 13日12时

Fig. 7 Simulated vorticity (contour; units:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ), perturbed air flow (shaded: simulation; dashed line: observation; units: m/s) at 700 hPa a. 1200 UTC June 12; b. 1800 UTC June 12; c. 0000 UTC June 13; d. 1200 UTC June 13

MM5 数值模式进行控制试验和敏感性试验加以佐证。结果表明

1) 2008年6月11—13日,华南地区受一系列中尺度低涡的影响发生了持续性暴雨。低涡的演变主要分3次过程,11日18时之前,低涡位于云南东部地区,在有利条件下导致当地的大暴雨。随后涡度进一步向东发展,12日00时开始,广西地区LLJ开始加强,中尺度低涡开始迅速发展并进一步向华南地区移动,导致了华南地区的持续性暴雨。

2) 这次低涡发展的一种可能的动力学机制分析认为,第一阶段主要受高原地形影响,由于湿等熵面的倾斜,垂直运动的增强,在  $C_M < 0$  的条件下, SVD 使中尺度低涡强烈发展,低涡移至广西后与新涡度合并,且由于 LLJ 的增强使得大气风的垂直切变增强,改变了大气稳定度,在对称不稳定的环境内仍有  $C_M < 0$  的条件,新涡度由此迅速发展并导致了华南地区的大暴雨。

3) 对于此次暴雨过程的数值模拟研究,控制试验较好的反映的这次暴雨过程,积分 24 h 的降水与

实况较为一致,整个积分过程中,低涡的移动发展与实况较为吻合,很好地反映出其中尺度系统的特征,并且证明了湿等熵面倾斜并向东移动是 SVD 影响低涡发展的重要特征之一。敏感性试验表明,LLJ 的增强是低涡增强和移动的重要因素,它改变了风的垂直切变以及大气稳定度,当气块运动满足 SVD 条件时就导致涡度的剧烈发展。

本文讨论的仅是涡度发展的一种可能的动力学机制,许多学者的研究已经指出了低涡前部的非绝热加热是导致其发展的重要因素,那么倾斜涡度发展导致的涡度增强与非绝热加热作用影响下的涡度变化有何联系或异同,待进一步探讨。

## 参考文献:

- 鲍名. 2007. 近 50 年我国持续性暴雨的统计分析及其大尺度环流背景[J]. 大气科学, 31(5): 779-792.
- 陈栋, 李跃清, 黄荣辉. 2007. 在“鞍”型大尺度环流背景下西南低涡发展的物理过程分析及其对川东暴雨发生的作用[J]. 大气科学, 31(2): 185-201.

- 陈业国,农孟松. 2010. 2008年6月广西持续性暴雨的诊断分析与数值模拟[J]. 气象科学, 30(2): 250-255.
- 陈忠明,高文良,闵文彬,等. 2006. 湿位涡、热力学参数  $C_D$  与涡度、散度演化[J]. 高原气象, 25(6): 983-989.
- 陈忠明,何光碧,崔春光,等. 2007. 对流、湿度锋与低空急流的耦合——持续性暴雨维持的一种可能机制[J]. 热带气象学报, 23(3): 246-254.
- 崔晓鹏,吴国雄,高守亭. 2002. 西大西洋锋面气旋过程的数值模拟和等熵分析[J]. 气象学报, 60(4): 385-399.
- 高安宁,陈见,李生艳,等. 2010. 两次西南低涡造成广西暴雨差异的对比分析[J]. 气象科学, 29(4): 557-563.
- 高守亭,雷霆,周玉淑,等. 2002. 强暴雨系统中湿位涡异常的诊断分析[J]. 应用气象学报, 13(6): 662-670.
- 何编,孙照渤. 2010. “0806”华南持续性暴雨诊断分析与数值模拟[J]. 气象科学, 30(2): 164-171.
- 康志明. 2004. 2003年淮河流域持续性大暴雨的水汽输送分析[J]. 气象, 30(2): 20-24.
- 蒙伟光,王安宇,李江南,等. 2004. 华南暴雨中尺度对流系统的形成及湿位涡分析[J]. 大气科学, 28(5): 330-341.
- 王瀛,王元,张力祥,等. 2007. 减弱热带气旋附近的倾斜涡度发展[J]. 热带气象学报, 23(1): 47-52.
- 王子谦,朱伟军,段安民. 2010. 孟湾风暴影响高原暴雪的个例分析: 基于倾斜涡度发展的研究[J]. 高原气象, 29(3): 703-711.
- 文莉娟,程麟生,左洪超,等. 2006. “98.5”华南前汛期暴雨的湿位涡异常诊断: 质量和热力强迫的数值分析[J]. 热带气象学报, 22(5): 447-453.
- 吴国雄,刘还珠. 1999. 全型垂直涡度倾向方程和倾斜涡度发展[J]. 气象学报, 57(1): 1-15.
- 吴国雄,蔡雅萍,唐晓菁. 1995. 湿位涡和倾斜涡度发展[J]. 气象学报, 53(4): 387-405.
- 于波,林永辉. 2008. 引发川东暴雨的西南低涡演变特征个例分析[J]. 大气科学, 32(1): 141-154.
- 余晖,吴国雄. 2001. 湿斜压性与热带气旋强度突变[J]. 气象学报, 59(4): 440-449.
- 张庆云,陶诗言,张顺利. 2001. 1998年嫩江、松花江流域持续性暴雨的环流条件[J]. 大气科学, 25(4): 567-576.
- 赵思雄,傅慎明. 2007. 2004年9月川渝大暴雨期间西南低涡结构及其环境场的分析[J]. 大气科学, 31(6): 1059-1075.
- Chen Y L, Chen X A. 1997. A numerical study of the Low-Level Jet during TAMEX IOP 5 [J]. Mon Wea Rev, 125: 2583-2604.
- Etel H. 1942. Ein neuer hydrodynamische wirbelsatz [J]. Meteor Z, 59: 33-49.
- Hoskins B J, McIntyre M E, Robertson A W. 1985. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps [J]. Quart J Roy Meteor Soc, 111: 877-946.
- Rossby C G. 1940. Planetary flow patterns in the atmosphere [J]. Quart J Roy Meteor Soc, 66(Supply): 68-87.
- Wang Z, Gao K. 2003. Sensitivity experiments of an eastward-moving Southwest vortex to initial perturbations [J]. Adv Atmos Sci, 20(4): 638-649.
- Wang Z, Gao K. 2006. Adjoint Sensitivity experiments of a Meso- $\beta$ -scale vortex in the middle reaches of the Yangtze River [J]. Adv Atmos Sci, 23(2): 267-281.
- Wu G X, Liu H Z. 1997. Vertical vorticity development owing to down-sliding at slantwise isentropic surface [J]. Dyn Atmos Oceans, 27: 715-743.

(责任编辑: 刘菲)