

垂直向基流二次切变对梅雨锋中 尺度低涡暴雨系统的影响^{* 1}

谷文龙¹ 杨引明² 刘洁² 姚祖庆²

GU Wenlong¹ YANG Yinming² LIU Jie² YAO Zuqing²

1. 中国民用航空中南地区空中交通管理局气象中心, 广州, 510470

2. 上海市卫星遥感与测量应用中心, 上海, 201100

1. Meteorological Center of Center South ATMB of CAAC, Guangzhou 510470, China

2. Shanghai Center for Satellite Remote Sensing and Application, Shanghai 201100, China

2007-08-13 收稿, 2008-02-02 改回.

Gu Wenlong, Yang Yinming, Liu Jie, Yao Zuqing. 2010. The effect of the second-order vertical shear of the basic flow on meso-scale severe rainstorms in the meiyu front. Acta Meteorologica Sinica, 68(2):217-223

Abstract Meso- β scale low vortex is one of the main weather systems to trigger mesoscale meiyu front rainstorm in the middle and lower reaches of the Yangtze River. Based on the observations and the numerical weather simulations using the WRF, 23 rainstorms caused by meso- β scale low vortex in the middle and lower reaches of the Yangtze River from 1999 to 2005 are analyzed. The results show that most of meiyu front rainstorms occurred in the southwesterly jet which usually located at the south of meso- β scale low vortex, and that the location and intensity of the southwesterly jet may directly influence the location and intensity of rainfall. The instability triggered by the vortex Rossby wave which is caused by a low vortex can result in heavy precipitation. Further study according to the theory of the second-order vertical shear theory of basic current wind shows that most of the basic flow fields of rainstorms are associated with a second-order or nonlinear vertical shear, which is just the physical source of vortex Rossby wave. Furthermore, it is found that when the second-order vertical shear of base flow $U_{zz} > 0$ with the steering flow at 200 hPa strong, the vortex moves toward the ENE; when the second-order vertical shear of base flow $U_{zz} < 0$ with the jet of the middle atmosphere stronger than that of both the lower and upper atmosphere (i. e. the absolute value of U_{zz} is very small), the vortex moves toward the ESE; when the second-order vertical shear of base flow $U_{zz} < 0$ with the jet of the lower-middle atmosphere stronger than that of the upper atmosphere, the vortex moves toward the SW; and when the jet of the middle atmosphere is stronger than that of both the lower and upper atmosphere, the vortex moves toward the NNW. Therefore, the second-order vertical shear is one of the key factors to influence the track of a mesoscale low vortex in Meiyu front, which may help to improve vortex rainstorm forecasting during meiyu period.

Key words Low vortex, Meiyu front, Vortex Rossby wave, Numerical simulation, Second-order vertical shear

摘要 β 中尺度低涡是引发长江中下游地区梅雨锋暴雨的主要中尺度天气系统之一,采用实况统计与数值模拟相结合的方法,对1999—2005年长江中下游地区梅雨期间23个低涡暴雨过程进行分析得出:暴雨一般都发生在中低层低涡南侧的西南急流里,急流的强度和位置直接影响降水落区和强度,低涡所激发的涡旋 Rossby 波在急流里传播时引发不稳定,产生强降水。根据基本流场风速二次切变理论,进一步研究表明:大部分低涡降水区基本流场都存在二次切变或者非线性切变,而这种情况正是涡旋 Rossby 波产生的物理根源。当垂直向基流风速二次切变 $U_{zz} > 0$,且高层 200 hPa 附近引导气流比较强时,低涡移向东北偏东;当垂直向基流风速二次切变 $U_{zz} < 0$,且中层急流比上下层略强,即 U_{zz} 绝对数值很小,低涡移向东南偏东;当

* 资助课题:国家自然科学基金项目(40505011,40405009),国家科技部世博专项课题(2005BA908B15)和江苏省科技厅社会发展项目(BS2005055)。

作者简介:谷文龙,主要从事中尺度暴雨机理分析和数值模拟研究。E-mail:g8079939@sina.com

垂直向基流风速二次切变 $U_{zz} < 0$, 且中低层急流相对于高层急流很强的时候, 低涡移向西南向; 当垂直向基流在中层的急流很强, 上下急流不明显时, 低涡移向西或西偏北。因此, 垂直向基流风速二次切变是影响梅雨锋中尺度低涡路径的关键因子, 这一结论对于梅雨期间低涡暴雨落区预报有很好的指示意义。

关键词 低涡, 梅雨锋, 涡旋 Rossby 波, 数值模拟, 垂直向二次切变

中图法分类号 P435 P458.2

1 引言

各种天气系统的发展、演变和传播都与大气中的波动有密切的关系, 为了更深入地了解这些关系, 人们对基流小扰动稳定性问题不断进行理论研究, 并得到了许多有意义的结论, 如大气长波槽脊的发展与 Rossby 波的不稳定有关(段安民等, 2006), 而中小尺度系统的发展多与重力惯性波的不稳定有关(徐亚梅等, 2002; 翟国庆等, 2003; Shen, et al, 2006)。

近年来, 在探讨梅雨期间中尺度天气系统的发生、发展和演变的物理机制上, 研究者们对中尺度稳定性理论做出了很多有意义的研究, 主要集中在两个方面, 一是准地转基流对非地转平行型中尺度扰动的稳定性研究, 即对称不稳定; 另一是准地转基流对非地转横波型中尺度扰动的稳定性研究, 即横波不稳定。沈新勇等(2006a)用纬向线性以及非线性切变基流下中尺度扰动的 Boussinesq 近似方程组讨论了两种典型中尺度扰动发生对称不稳定和横波不稳定时的情况, 研究了基流二次切变对于两种不稳定扰动传播方向的影响, 并得出涡旋 Rossby 波产生的物理根源——基本流场的风速二次切变。沈新勇(2006b)根据对沿着基本气流方向传播的中尺度扰动的波动传播的物理过程, 将中尺度涡旋 Rossby 波划分为两种类型, 并对这两类中尺度涡旋 Rossby 波形成的物理机制作出了解释。张立凤等(2001)同样利用 Boussinesq 近似方程组研究了扰动传播方向与垂直基流有一定交角时的不稳定问题, 结果表明对于中尺度横波型扰动来说不稳定的存在对波长具有选择性, 在波长比较小的波段, 对称不稳定占优势, 其在组织触发中尺度系统中起很大作用, 在天气尺度波段, 则以横波型扰动的不稳定占优势。沈新勇等(2005a, 2005b)还利用横波型扰动的总涡度守恒方程对涡旋 Rossby 波形成的物理机制做出解释, 并且提出了梅雨锋暴雨中 β 中尺度暴雨系统发生发展的一种可能物理机制——由于低空急流的存在以及强弱变化, 导致风的垂直廓线发生变异, 从而很有可能激发出涡旋 Rossby 波, 在风切

变较大时发生不稳定, 涡旋 Rossby 波的振幅加大, 就会激发产生 β 中尺度暴雨, 且由此引发的暴雨系统一般都发生在低涡的南侧或东南侧, 少数发生在低涡内部, 并且随着低涡的移动而移动。本文试图使用文献(沈新勇等, 2005a, 2005b, 2006a)的理论结果(垂直向基流风速二次切变在不同情况下, 低涡的移动方向也不一样), 结合数值模式结果, 来探讨中国梅雨期间中尺度低涡暴雨系统的形成、发展演变以及移动, 为今后梅雨期低涡暴雨的预报提供依据。

2 模式、资料

本文采用美国 NCAR 开发的非静力中尺度数值模式 WRF, 对从 1999 年 6 月开始到 2005 年 7 月, 所有梅雨期发生在长江中下游中尺度低涡暴雨过程(共 23 次)进行了模拟研究, 设计了 6 种模拟方案。

(1) 双重网格嵌套: 所有过程粗网格区域中心都位于(30°N, 120°E), 格点数为 91 × 91, 格距为 30 km, 细网格范围根据低涡初始位置、移向及生命期分别指定, 格距均为 10 km。

(2) 分层: 模式层顶为 50 hPa, 垂直分为 31 层。

(3) 初始条件: 使用美国精度为 1° × 1° 的 NCEP 再分析资料生成初始场。

(4) 积云参数化方案: Kain-Fritsch (new Eta) 方案。

(5) 边界层方案: YSU 方案。

(6) 陆面过程: Thermal diffusion。

由降水量模拟结果与 Micaps 系统实况资料进行对比, 绝大多数过程的模拟都是较为成功的, 强降雨中心和雨带位置都和实况基本一致, 只是在雨量上有些偏差。

3 模拟结果分析

本文将在实况环流场上出现了闭合环流或者在切变线上有低中心的情况确定为有低涡, 并统计模拟的所有过程路径(表 1)表明, 随基流移向东的占到 9 成多, 其中又以移向东北方向的占大多数, 而移向西方的比较罕见, 仅仅出现过 2 例。另外, 低涡一

一般在 925—850 hPa 上面表现得比较明显,在 700 hPa 上较少,500 hPa 上就更少了。

表 1 低涡移动路径统计

Table 1 Statistics of the low vortex tracks

| 路径 | 东北向 | 偏东向 | 东南向 | 西南向 | 西偏北向 | 合计 |
|-----|-----|-----|-----|------|------|------|
| 次数 | 15 | 3 | 3 | 1 | 1 | 23 |
| 百分比 | 65% | 13% | 13% | 4.5% | 4.5% | 100% |

从数值模拟的结果可以发现,有的降水发生在低涡内部,有的降水发生在低涡外部,但是大多数都是位于低涡中心的南面,并且在强降水中心位置,基流在垂直方向上几乎都存在风速的二次切变($U_{zz} \neq 0$)的情况,根据沈新勇等(2005a, 2005b, 2006a)推出的涡旋 Rossby 波产生的机制(存在垂直向上的风速二次切变 $U_{zz} \neq 0$),这些降水中心都存在涡旋 Rossby 波,由此可以看出,涡旋 Rossby 波与暴雨的产生有很大关系,暴雨很有可能与涡旋 Rossby 波的激发有很重要的关系。个例分析与沈新勇等(2005a, 2005b, 2006a)的理论是基本一致的。从模拟的结果中挑选几个比较典型的个例进行分析,分别是 2003 年 6 月 22 日 00 时至 23 日 00 时,2002 年 6 月 27 日 00 时至 28 日 00 时、2004 年 6 月 24 日 00 时至 25 日 00 时以及 1999 年 6 月 25 日 00 时至 26 日 00 时(均为世界时),这 4 个个例低涡的移动方向分别为移向东北,移向东南,移向西南,移向西偏北,并且都有个共同的特点,散度中心与涡度中心在涡旋移动方向上基本呈交错分布,并不重合,位相大致差 $\pi/2$ (图略),这与沈新勇等(2005b)分析的横波不稳定波动性质的特征表现相同,与其动力学理论分析结果一致。

3.1 移向东北

低涡移向东北是最常见的情况,大多数低涡最终都是移向东北方向(表 2),而移向偏东方向的情况基本与移向东北情况大致一样,所以与东北路径合起来分析。2003 年 6 月 22 日 00 时至 23 日 00 时的一次低涡暴雨过程,这次低涡向东北偏东移动得很快,从 22 日 00 时的(33°N, 112°E)移到 23 日 00 时的(37.5°N, 122.5°E)(图略),24 h 向东北偏东方向移动了 10 个经度。对于低涡移动路径,模拟地比较成功,对于雨带模拟也对应比较一致,在降水中心的位置上,模拟的比实况要偏西一点。雨带一直都位于低涡的东南侧。

表 2 东北移向的低涡个例统计

Table 2 The cases for the low vortices moving toward the NE

| 序号 | 时间 | 初始位置 | 高度(hPa) |
|----|----------------------|-----------------|---------|
| 1 | 1999 年 6 月 27 日 08 时 | 31°N, 114°E | 850 |
| 2 | 2000 年 6 月 22 日 08 时 | 35.5°N, 114°E | 850 |
| 3 | 2001 年 6 月 18 日 08 时 | 34°N, 116.5°E | 850 |
| 4 | 2001 年 6 月 22 日 08 时 | 32°N, 116°E | 700 |
| 5 | 2001 年 6 月 23 日 20 时 | 31°N, 120.5°E | 850 |
| 6 | 2001 年 6 月 25 日 20 时 | 31°N, 119.5°E | 700 |
| 7 | 2002 年 6 月 29 日 08 时 | 31°N, 116.5°E | 850 |
| 8 | 2002 年 7 月 06 日 08 时 | 30°N, 116°E | 850 |
| 9 | 2003 年 6 月 22 日 08 时 | 33°N, 112°E | 850 |
| 10 | 2003 年 6 月 26 日 08 时 | 31°N, 113°E | 850 |
| 11 | 2003 年 6 月 30 日 08 时 | 34.5°N, 114.5°E | 850 |
| 12 | 2003 年 7 月 04 日 08 时 | 35.5°N, 119.5°E | 850 |
| 13 | 2003 年 7 月 05 日 08 时 | 33°N, 117°E | 850 |
| 14 | 2004 年 6 月 14 日 08 时 | 34°N, 112°E | 850 |
| 15 | 2005 年 6 月 26 日 08 时 | 35°N, 116°E | 850 |

这次低涡移动过程中,降水区多次出现垂直向上的风速二次切变,并且都是 $U_{zz} > 0$,从 22 日 03 时和 22 日 12 时降水中心的 U 风速廓线(在雨团所在区域取 U 风速平均,下同)(图 1)可以看出,在 200 hPa 一直存在一支很强的高空急流,而低空 850 hPa 的风速随时间逐渐增大。从图 2a 可以看出,在垂直向风速二次切变还不是很明显的时候,降水区上空中层正值区前有负值中心,这表明此时正有强对流发展,而到了 12 时(图 2b),高低层正值区前有负值区出现,中层全为正值区,这是涡旋对流发展到比较成熟的阶段。根据沈新勇等(2006a)的理论分析可知,在这样的二次切变风速廓线下,横波型扰动(主要是涡旋 Rossby 波)会被激发并产生不稳定,进而驱动低涡暴雨系统向东北向移动,而从模拟得到的低涡路径都是朝向东北偏东方向,正好印证了前面的结论。

3.2 移向东南

大多数有移向东南向的情况都是低涡移动期间里的一段时间,一般是先移向东北再转向东南,或者先移向东南再转东北,少数从生成起到减弱消散一直移向东南的低涡。2002 年 6 月 27 日 00 时至 28 日 00 时的一次低涡移向东南向的暴雨过程,模拟的低涡路径与实况吻合,低涡由(32.5°N, 112°E)向东南偏东方向移动到(31.5°N, 119°E);模拟降水结果,在降水中心位置和雨带分布上与实况大致相同,雨带随着低涡的移动往南移,降水量值前期有些偏

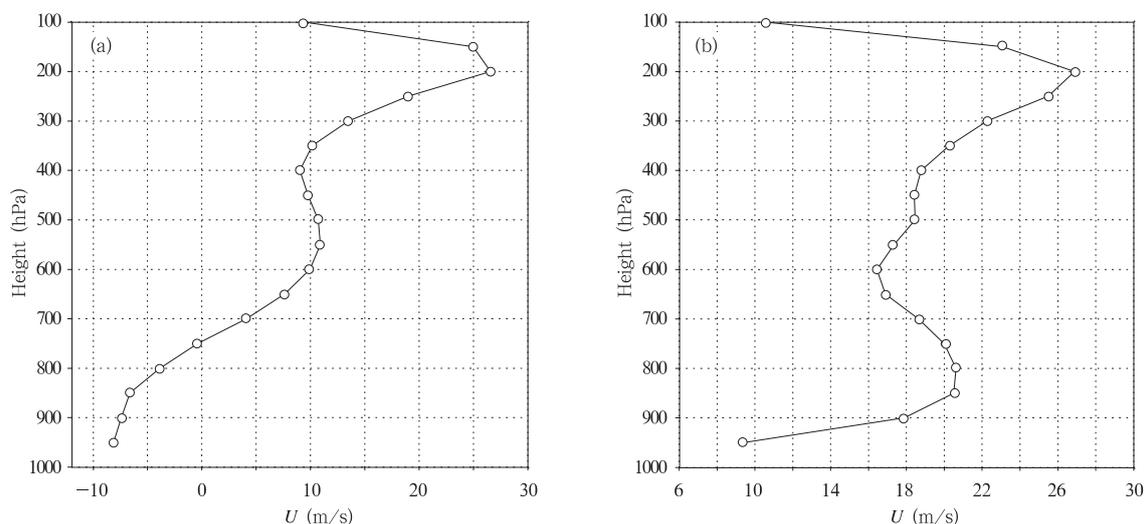


图1 22日03时(34°N,117°E)(a)和22日12时(35°N,119°E)(b)U风速廓线(模拟)

Fig. 1 The simulated U wind profiles at (a) 03:00 UTC (34°N,117°E) and (b) 12:00 UTC (35°N,119°E) 22 June 2003

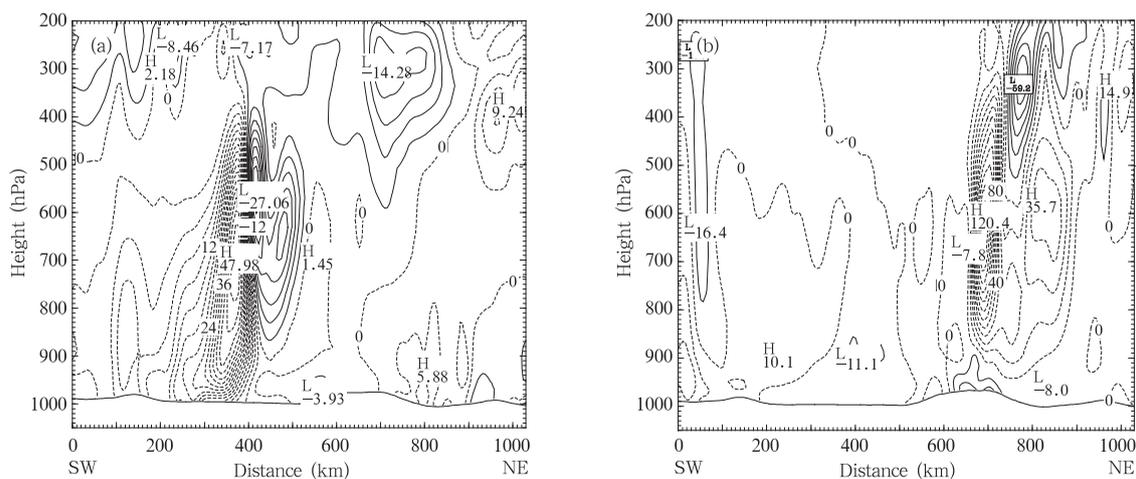


图2 22日03时(a)和12时(b)沿降水中心的相对涡度垂直剖面(虚线为正值,实线为负值,模拟)

Fig. 2 Vertical cross-sections of the relative vorticity along the rainfall center at (a) 03:00 and (b) 12:00 UTC 22 June 2003 (the dashed lines are for positive value, and the solid lines for negative value)

小,后期偏大,且降水都发生在低涡南侧(图略)。

在06时之前,雨团中心风速 U 随高度变化有弱的二次切变($U_{zz} > 0$),低涡移向东,略偏东北向(图略),到06时,中层500—400 hPa风速增大,使得 $U_{zz} < 0$ (图3a),这时,低涡的移向开始转向东南,这与沈新勇等(2006a)提到的在对流层中层存在急流时,不稳定对称扰动向南传播一致。到14时,雨团中层风速已经显著减小,而高低空急流开始加强,这时的垂直风二次切变又变为 $U_{zz} > 0$ (图3b),同时,低涡的移动开始转向东北向,这也和沈新勇等(2006a)的理论推导结果一致。从图4a可以看出,在移向东南向的时候,降水区上空中层正值区前有

非常明显的负值中心,而转向东北偏东时,高低层正值区前有负值区出现,中层全为正值区(图4b)。

3.3 移向西南

低涡移向西南的个例比较少见,2004年6月24日00时,低涡在(32.5°N,117.5°E),向西南移动03时至(31.5°N,115.5°E),模拟得比较成功,降水和低涡的移动都和实况对应较好。降水都发生在低涡的东南侧(图略)。

这次低涡往西南方向的过程时间很短,持续出现向西南的低涡环流不过3h,雨带也是随低涡的移动而向西南方向移动。6月24日00时和01时的模拟流场(图略)很清楚地表明低涡向西南的移

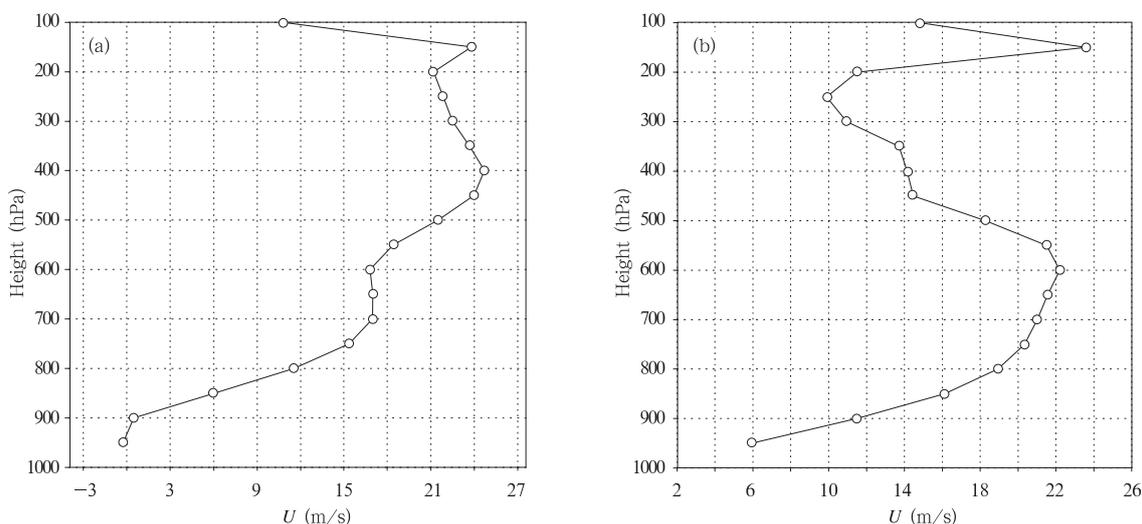


图3 6月27日06时(31.5°N,116°E)(a)和27日14时(30.5°N,118°E)(b)U风速廓线(模拟)

Fig. 3 The simulated U wind profiles at (a) 06:00 UTC (31.5°N,116°E) and (b) 14:00 UTC(30.5°N,118°E) 27 June 2002

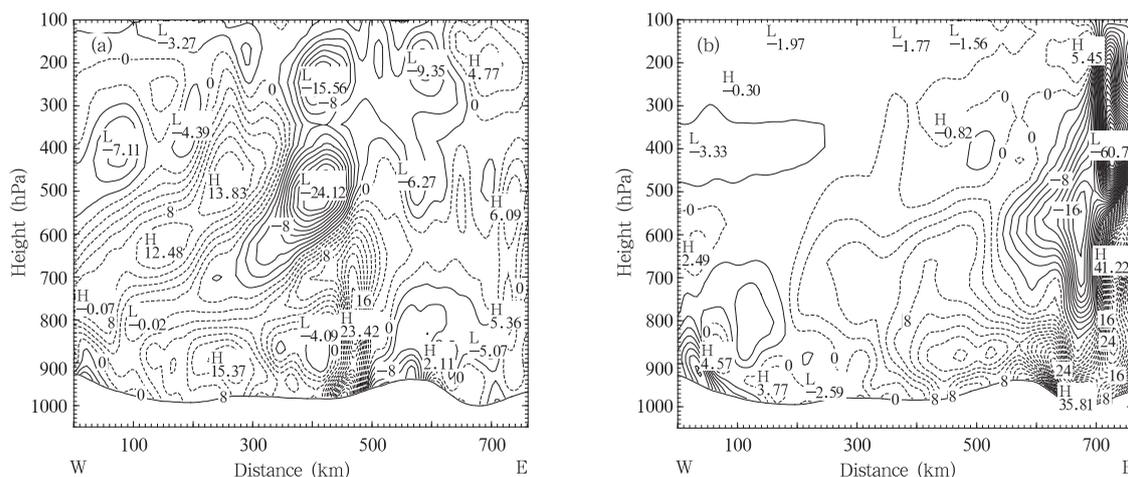


图4 模拟的27日06时(a)和14时(b)沿降水中心的相对涡度垂直剖面图(虚线为正值,实线为负值)

Fig. 4 The simulated vertical cross-sections of the relative vorticity along the rainfall center at (a) 06:00 and 14:00 UTC 27 June 2002 (the dashed line is positive value, and the solid line is negative value)

动,在对应时刻的降水区的 U 风速廓线都表现出 $U_{zz} < 0$ (图5),低层850 hPa附近急流强于200 hPa附近的高空急流,这种情况比较少见。从垂直剖面涡度图(图6)上看,在有山地地形的上空(约900 hPa位置)00时是负涡度,到了01时就变成了正涡度等值线密集区,这种基流二次切变驱动不稳定的中尺度对称扰动向西传播。

3.4 移向偏西

相对于前面3种情况,移向偏西方向属于比较罕见的移向,1999年6月25日00时到26日00时

的一次过程,从天气图上看850 hPa的低涡原本处于500 hPa槽的前下方,后500 hPa槽逐渐由经向转向纬向,低涡向西移到了槽的后下部。这次过程降水都发生在低涡的南侧,但位置比较固定,没有随低涡的西移而移动。

这次低涡西退的时间比较短,低涡1 h里向西移动距离很短上看,对应时刻的 U 风速廓线图(图7)上可以看到,在中层400 hPa附近有一急流,风速由地面到400 hPa是近似线性逐渐增大的,从400 hPa往上,风速迅速减小,同样满足 $U_{zz} \neq 0$,根

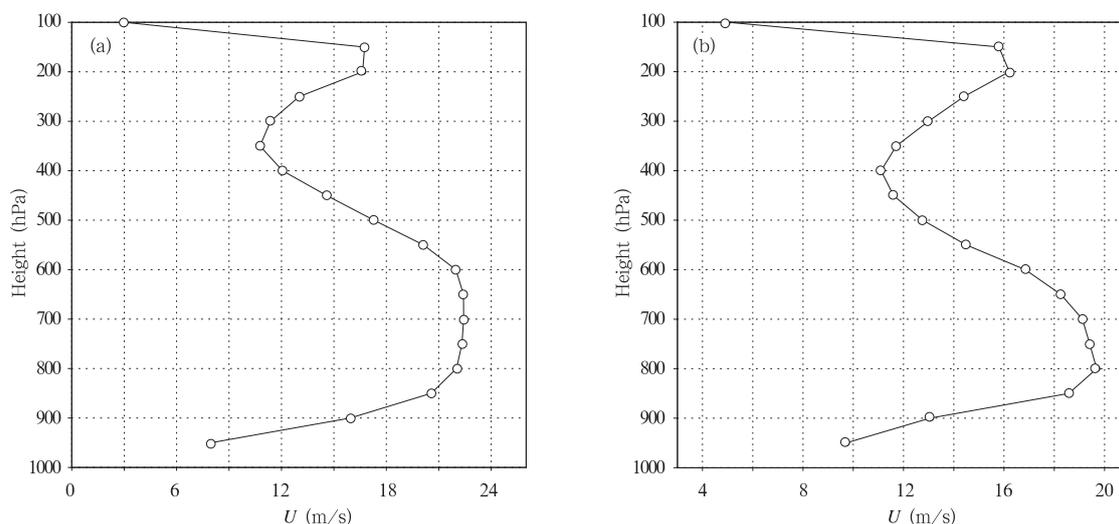


图5 模拟的6月24日06时(31°N,119°E)(a)和27日01时(31°N,118.5°E)(b)U风速廓线
Fig. 5 As in Fig. 3 but for (a) 06:00 UTC(31°N,119°E) 24 June
and (b) 01:00 UTC(31°N,118.5°E) 27 June 2004

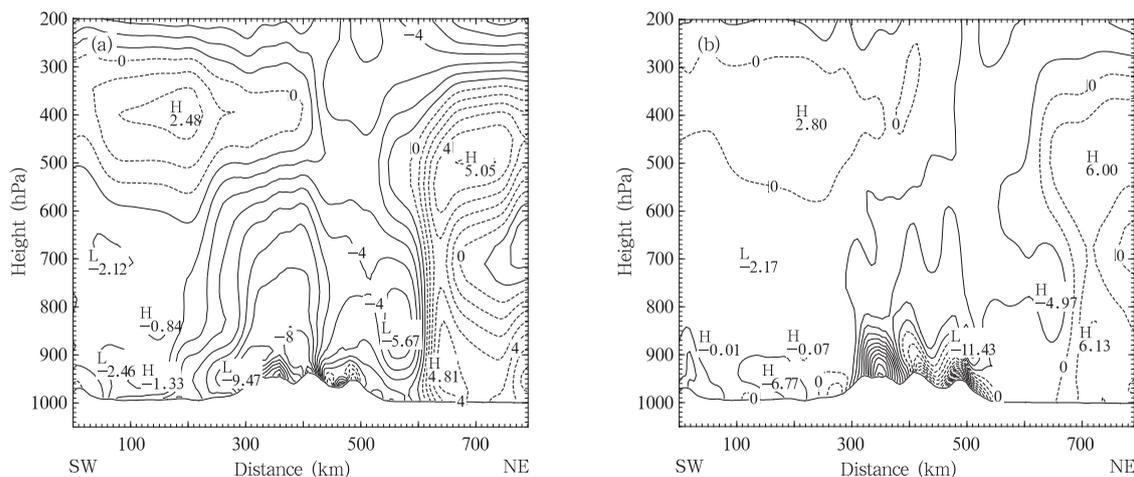


图6 模拟的6月24日00时(a)和01时(b)沿降水中心的相对涡度垂直剖面
(虚线为正值,实线为负值)

Fig. 6 As in Fig. 4 but for (a) 00:00 and (b) 01:00 UTC 24 June 2004

据沈新勇等(2005a,2006a)的理论,当出现这种情况时,涡旋 Rossby 波是相对基流往西传播的,这与实况低涡的移动是相符合的。从垂直剖面涡度图(图8)上也对应低层正涡度中心有所分离西移。

4 结论

为了探讨梅雨锋 β 中尺度低涡移动方向的预报,本文模拟了1999—2005年梅雨期间所有在长江中下游出现低涡的暴雨过程,并根据沈新勇等(2005a,2005b,2006a)推出的理论,对风速在垂直向上的二次切变对低涡的移动方向进行了讨论,主要

结论如下:

暴雨一般都发生在中低层低涡南侧的西南急流里,急流的强度和位置直接影响降水落区和强度,低涡所激发的涡旋 Rossby 波在急流里传播时引发不稳定,产生强降水。

大部分由低涡引发的暴雨在降水区都存在垂直向上的基流风速二次切变,依照沈新勇等(2005a,2005b,2006a)的理论,在降水区内都有涡旋 Rossby 波存在,并且当垂直向基流风速二次切变 $U_{zz} > 0$,且高层 200 hPa 附近引导气流比较强时,低涡移向东北偏东;当垂直向基流风速二次切变 $U_{zz} < 0$,且

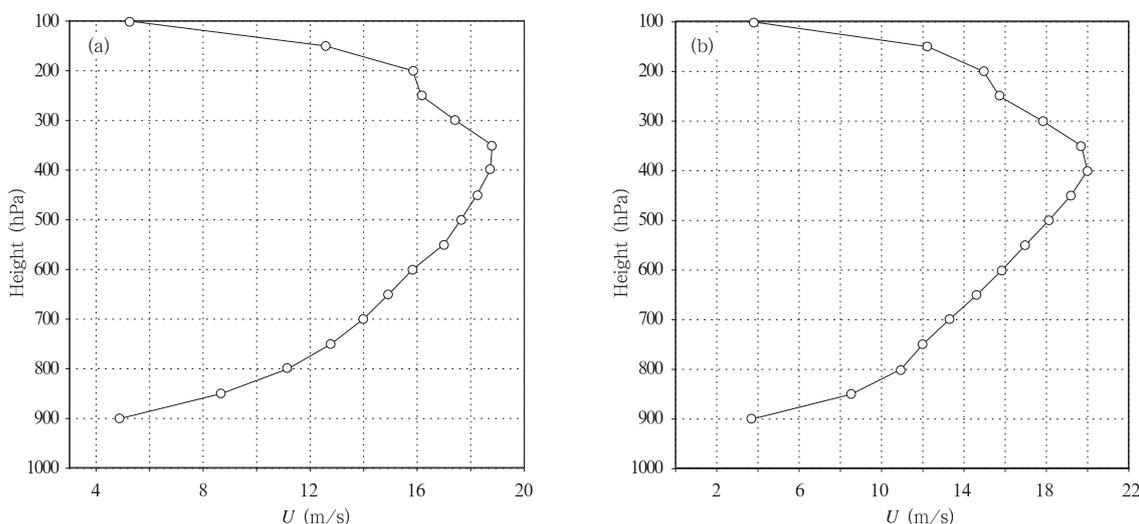


图7 模拟6月25日00时(30°N,119°E)(a)和01时(30°N,119°E)(b)U风速廓线

Fig. 7 As in Fig. 3 but for (a) 06:00 UTC(30°N,119°E) and (b) 01:00 UTC(30°N,119°E) 25 June 1999

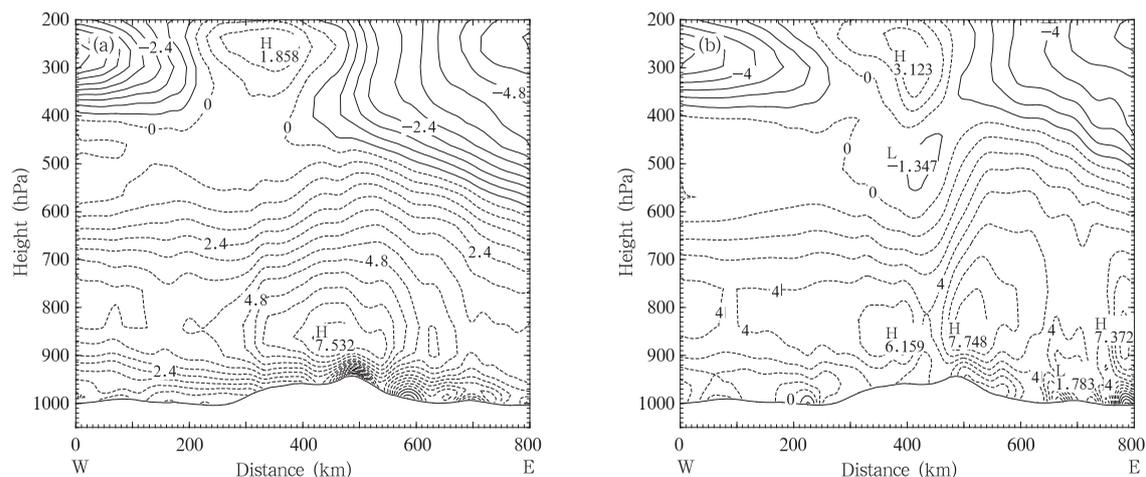


图8 模拟的25日00时(a)和01时(b)沿降水中心的相对湿度垂直剖面(虚线为正值,实线为负值)

Fig. 8 As in Fig. 4 but for (a) 00:00 and (b) 01:00 UTC 25 June 1999

中层急流比上下层略强,即 U_{zz} 绝对数值很小,低涡移向东南偏东;当垂直向基流风速二次切变 $U_{zz} < 0$,且中低层急流相对于高层急流很强的时候,低涡移向西南向;当垂直向基流在中层的急流很强,上下急流不明显时,低涡移向西或西偏北向。这一结论对于梅雨期间低涡暴雨的移动路径预报及暴雨落区有很好的指示意义。

参考文献

段安民, 吴国雄, 刘屹岷. 2006. 定常条件下感热和地形影响的 Rossby 波. 气象学报, 64(2): 129-136
 沈新勇, 倪允琪, 张铭等. 2005a. β 中尺度暴雨系统发生发展的一种可能物理机制 I: 涡旋 Rossby 波的相速度. 大气科学, 29(5): 727-733
 沈新勇, 倪允琪, 沈桐立等. 2005b. β 中尺度暴雨系统发生发展的一

种可能物理机制 II: 涡旋 Rossby 波的形成. 大气科学, 29(6): 854-863
 沈新勇, 倪允琪, 丁一汇. 2006a. 中尺度对称不稳定和横波不稳定的波动性质. 南京气象学院学报, 29(6): 735-743
 沈新勇. 2006b. 两种类型中尺度涡旋 Rossby 波的相速度及其物理机制. 气象科学, 26(4): 355-363
 徐亚梅, 高坤. 2002. 1998 年 7 月 22 日长江中游中 β 低涡的数值模拟及分析. 气象学报, 60(1): 85-95
 翟国庆, 王智, 何斌. 2003. 长江下游梅雨期中小尺度涡旋族发生演变分析. 气象学报, 61(6): 661-671
 张立凤, 王丽琼, 张铭. 2001. 垂直切变基流中非地转涡旋波的不稳定. 大气科学, 25(3): 391-400
 Shen Xinyong, Ding Yihui, Zhao Nan. 2006. Properties and stability of a meso-scale line-form disturbance. Adv Atmos Sci, 23: 282-290