

一次与西南低涡相联系的低空急流的 数值研究^{*}

王 智 高 坤 翟国庆

(浙江大学地球科学系, 杭州 310028)

摘 要 梅雨期西南低涡的东移发展与长江中下游降水的加强有密切关系, 作者采用中尺度模式对一次西南低涡及其伴随低空急流的发展演变进行了数值模拟。模拟结果表明: 在长江中下游大巴山地区低空急流先于西南涡东移发展; 西南低涡及低空急流的生成发展在开始阶段与中层 (400 hPa) 的弱辐散密切相关; 南风分量在西南低空急流的演变发展过程中起着更为主动的作用; 南风分量增大中心位于南风分量中心的前方, 促使南风分量中心东移; 南风分量的动量方程收支分析表明水平平流项和产生项是促使南风分量变化的主要作用项, 水平平流项和垂直平流项大部分相互抵消, 科里奥利项的作用不可忽视, 而其他项的值较小, 在个别阶段和地区行星边界层项的作用在低层也较大。

关键词: 中尺度模拟; 西南涡; 低空急流; 动量收支

1 引言

1999 年 6 月下旬至 7 月初, 在长江中下游地区出现多日持续大暴雨, 造成多处地区受灾, 其中浙江的嘉兴、湖州地区暴雨过程的最大日降水量达到 186 mm。该时段主要是由梅雨锋上的多个中尺度低涡扰动引起的暴雨, 其中尤以 26 日生成于我国西南地区并东移的西南涡对该时段降水的影响最为明显, 在该西南涡的东南象限始终有一支较强的西南低空急流维持。

西南涡和低空急流被认为是夏季影响我国江淮流域的重要中尺度天气系统, 近年来, 国内外学者都曾对西南涡和低空急流作出过论述, 研究指出西南涡的产生是地形作用的结果, 或是由于在 500 hPa 东移短波槽的迫动作用下形成的^[1,2], 而凝结潜热则是西南涡得以维持和发展的主要机制^[3,4]。Uccellini 和 Johnson^[5]从研究高空急流轴上风的水分布不均匀出发, 描述了低空急流的发展与高空急流出口区的质量和动量调整的耦合过程, 指出处于高空急流出口区的逆环流低层分支里的低空急流很大部分是由于气压梯度力增大所致。在中国的梅雨过程中, 也存在这种高低空耦合关系, 俞樟孝等^[6]指出副热带高空急流入口处右侧辐散可引起低层变压风的发展, 从而有利于低空急流的发展加强。低空急流与西南低涡的关系密切, 在西南低涡的东南象限往往有一支较强的西南低空急流维持, 低空急流对西南涡的发展和暴雨的产生有重要的热力和

2001-03-14 收到, 2001-07-26 收到修改稿

^{*} 国家重点基础研究发展规划项目 G1998040907、国家自然科学基金资助项目 40075009 和浙江省自然科学基金 N29984 共同资助

动力作用^[7]，为低层不断带来潜在不稳定的暖湿空气，在急流轴的前部又由于特殊的风场切变有利于条件对称不稳定的发展^[8]。

西南低涡的东移发展与低空急流的移动也密切相关，西南涡的移动不仅受大尺度条件如高空槽的影响，还与下垫面地形条件等因素有关，在我国长江中下游大巴山和巫山西侧的四川盆地，由于特殊地形条件的作用，西南涡往往停滞少动，一段时间之后突然东移发展，形成强降水，这一现象已成为该地区汛期的一个重要预报问题。本文希望通过对西南低涡和低空急流的分析研究探讨低空急流的移动和西南低涡在大巴山一带停滞之后突然东移发展间的关系，揭示它们东移发展的演变特征和机理，这有助于改进对它们及其伴随的强降水的预报。

长期以来，由于西南低涡及其相伴的低空急流尺度小，演变复杂，产生的暴雨又多具有突发性，常规资料难以捕捉其详细结构和演变机理，增加了预报和研究的难度。本文利用一个较为完善的高分辨中尺度数值模式，结合动量收支的时空高分辨输出帮助探讨西南涡及其相伴低空西南急流的东移演变发展特征，希望通过对这些模拟结果的分析 and 讨论，加深对这类暴雨中尺度系统发生发展演变特征和物理机制的认识。

2 模式、资料和试验设计

采用最初由 Anthes 和 Warner^[9] 提出，并由 PSU/NCAR 发展的中尺度非静力模式 MM5，模式的垂直坐标 $\sigma = (p - p_t) / (p_s - p_t)$ ， p_s 和 p_t 分别为地面气压和模式层顶气压 (100 hPa)， p 在静力模式中为实际大气气压，而在本次试验所采用的非静力模式中为参考态气压，垂直向 23 层。采用粗、细网格的双向嵌套方案，在粗网格中，水平格距为 90 km，计算范围是以 (32°N, 108°E) 为中心 50 × 70 的格点；细网格水平格距为 30 km，计算范围是 70 × 91 格点。模式包括云辐射及混合冰相显式水汽方案等非绝热物理过程，粗细网格分别采用 Anthes - Kuo 和 Kain - Fritsch 积云对流参数化方案，侧边界采用张弛逼近边界条件。

资料采用每天两个时次 (0000 UTC, 1200 UTC) 2.5° × 2.5° TOGA 资料，结合地面、探空观测资料进行客观分析，将所有要素插值到 11 层标准等压面和 5 层非标准等压面 (950、925、900、800、600 hPa) 上模拟区域正方形水平网格格点上，构成分析场，由此分析场垂直插值到 σ 层上，产生初始条件和边界条件。

本文主要针对 1999 年 6 月 26 ~ 28 日在我国西南地区生成并东移的一个西南涡及其伴随低空急流的发展演变情况进行模拟研究。为此，初始时刻为 26 日 0000 UTC，积分时间步长为 180 s，共积分 60 h，粗网格模拟区域前 12 小时进行观测资料的四维同化。另外，为了更好地探讨与西南涡相伴的低空急流的移动和加强的机理，本文在本次 MM5 模式中增加了动量收支方程中各作用项的输出，以便能对低空急流进行时空高分辨的动量收支分析，这是以往的诊断研究所无法做到的。

本文 MM5 模式中动量收支控制方程为

$$\frac{\partial p^* u}{\partial t} = -m^2 \left[\frac{\partial (p^* uu/m)}{\partial x} + \frac{\partial (p^* vu/m)}{\partial y} \right] - \frac{\partial p^* u \sigma}{\partial \sigma} - \frac{mp^*}{\rho} \left[\frac{\partial p'}{\partial x} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right]$$

ABC

$$+ uD_{\text{non}} + p^*fv + D_u + F_{\text{PBL}} + F_{\text{cur}},$$

D E F G H

$$\frac{\partial p^*v}{\partial t} = -m^2 \left[\frac{\partial(p^*uv/m)}{\partial x} + \frac{\partial(p^*vv/m)}{\partial y} \right] - \frac{\partial p^*v}{\partial \sigma} \frac{\partial \sigma}{\partial t} - \frac{mp^*}{\rho} \left[\frac{\partial p'}{\partial y} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right]$$

$$+ vD_{\text{non}} + p^*fu + D_v + F_{\text{PBL}} + F_{\text{cur}},$$

其中, $D_{\text{non}} = m^2 \left(\frac{\partial p^*u/m}{\partial x} + \frac{\partial p^*v/m}{\partial y} \right) + \frac{\partial p^* \sigma}{\partial \sigma}$, $p^* = p_s - p_t$, m 为地图放大系数, p' 为气压扰动; 上式右端各项 (以 u 分量为例) A 为水平平流项, B 为垂直平流项, C 为产生项, D 为辐散项, E 为科里奥利力项, F 为次网格尺度的扩散阻尼项, G 为行星边界层作用项, H 为曲率项。在动量方程中辐散项 D 的出现是因为在非静力模式中 $\partial p^* / \partial t = 0$, 静力的连续方程已不再适用于非静力模式, 于是非静力动量方程中出现了辐散项。

3 模拟结果及讨论

3.1 中尺度系统的演变发展过程

26 日 0000 UTC 为模拟初始, 开始阶段低层在我国四川、云贵一带维持着一条近东西向的切变线, 在模拟 14 小时左右低层切变线上开始出现扰动, 在模拟 18 小时中尺度低涡形成, 之后这个中尺度低涡逐步加强并向东北移动, 于模拟 22 小时进入长江中下游大巴山西侧的四川盆地后停滞少动, 约在模拟 38 小时移出该地区, 以后一路东移到达长江下游地区, 形成持续大暴雨。在该低涡的东南象限存在一支较强的西南低空急流, 这支西南低空急流为西南涡的发展和暴雨的产生输送必需的水汽, 急流中心在模拟 22 小时加强北上东移, 之后先于低涡东移移出大巴山地区, 随后低涡才移出该地区。

值得指出的是本次模拟的中尺度系统要落后于实况 (图略), 但是模拟的系统在强度和结构上均与实况十分相似, 图 1 为 48 小时实况降水与模拟降水及低涡东移实况路径与模拟路径对比。模拟的降水分布与实况的暴雨区基本相似, 只是模拟的雨带位置中段略偏北; 与实况相比, 两个降水中心的模拟位置与实况位置较为接近, 中心降水

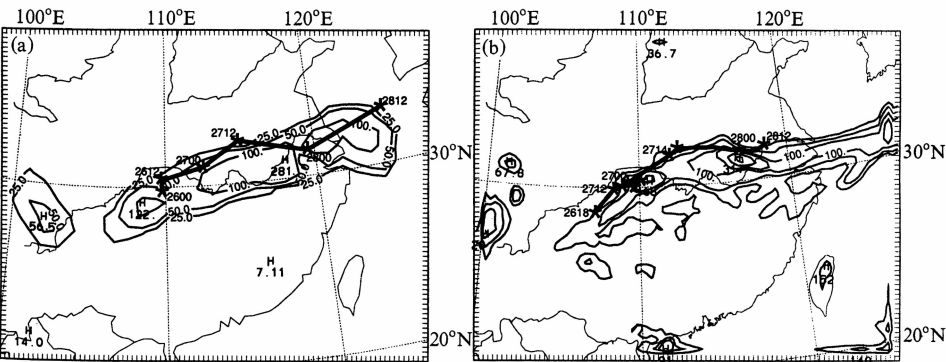


图 1 26 日 0000 UTC 至 28 日 0000 UTC 的 48 小时降水量 (细实线) 及西南涡移动路径 (粗实线)
(a) 实测; (b) 模拟 (* 表示低涡所在的位置, 数字表示低涡在该位置时的时刻)

强度略大于实况；另外，从图上也可以看到，模拟的低涡移动路径与实况也基本相似，只是模拟系统的移动速度小于实况系统的移动速度，在 28 日 1200 UTC 时实况低涡中心已位于海上，而模拟低涡中心尚位于南京附近。但总的来说，本文的模拟试验方案是可行的。

3.2 西南涡和低空急流的移动

西南涡与低空急流的移动对我国的降水分布有重要的影响，伴随着西南涡的移动往往有较大的降水发生。在本次个例分析中也发现，雨团的移动与西南涡的东移基本一致，因而我们希望通过西南涡和低空急流的模拟分析，能够发现它们东移过程中的一些规律特征。图 2 为模拟 18 小时、22 小时、28 小时、32 小时和 36 小时及模拟 38 小时 850 hPa 等压面上的流场与全风速的分布。由于在一个缓慢东移的中层短波槽

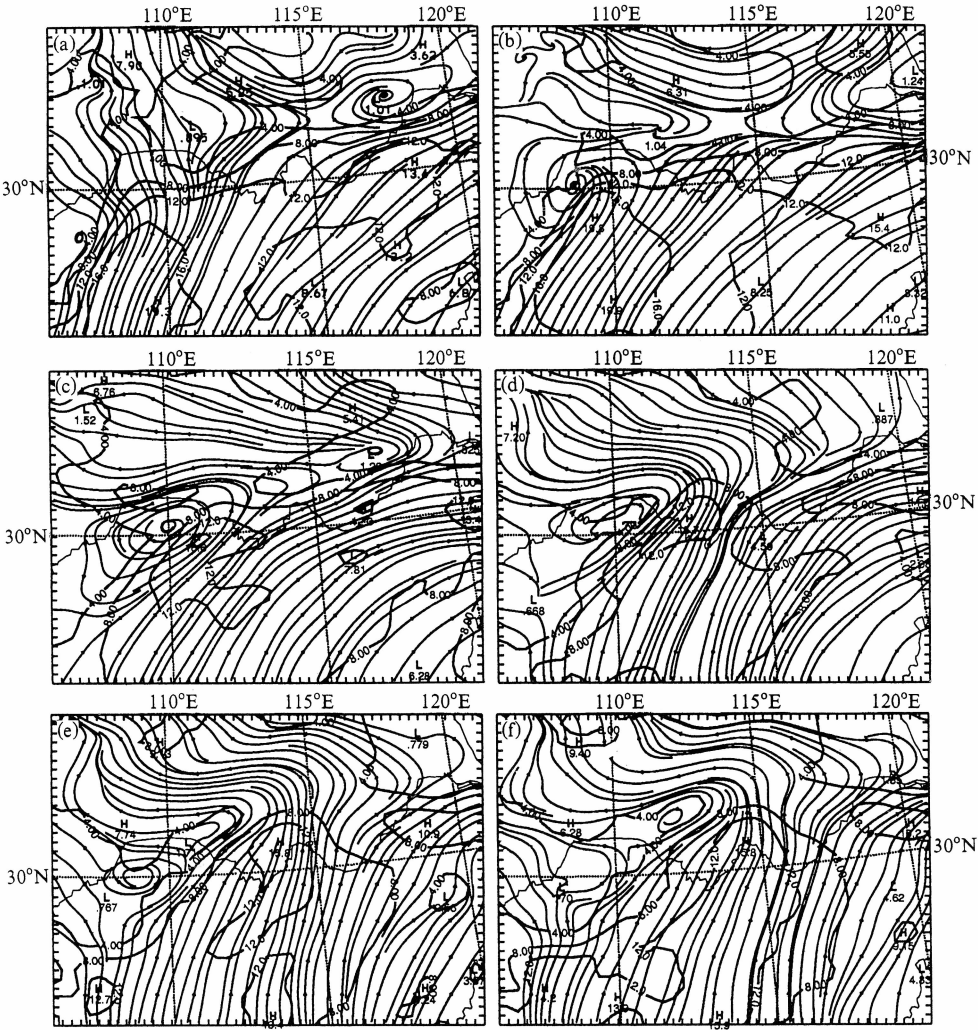


图 2 850 hPa 流线与全风速（单位： m s^{-1} ）在各模拟时间的分布

(a) 模拟 18 小时；(b) 模拟 22 小时；(c) 模拟 28 小时；
(d) 模拟 32 小时；(e) 模拟 36 小时；(f) 模拟 38 小时

的迫动作用下，本次西南涡在模拟 18 小时生成于我国四川南部（见图 2a），此时低空急流中心尚位于湖南省西南部，但是低涡东南象限的风速正在逐渐加强，切变较大，此后由于凝结潜热的作用低涡逐渐加强并向东北移动，低空急流中心也加强北上；在模拟 22 小时低涡进入大巴山和巫山西侧的四川盆地，此后一直停滞少动，而其东南象限的西南低空急流中心在模拟 22 小时北跃临近湖北后继续东移。从图上可以看到，在模拟 22 小时至模拟 36 小时这个时段内，西南涡停滞少动，一直停留在鄂西山区，而低空急流中心在模拟 22 小时位于湖南省西北部，在模拟 36 小时已东移临近武汉。之后直到模拟 38 小时，低空急流位于武汉时，西南涡才完全移出鄂西山区。因此，在长江中下游的大巴山一带，低空急流是先于西南涡移出的，而不是跟随着西南涡移动。

3.3 中层（400 hPa）辐散对低空急流的启动机制

很多研究都曾指出高层辐散、低层辐合的耦合发展十分有利于低涡和低空急流的形成和维持发展^[10]，本次个例的模拟分析发现辐散是先从一个中层东移弱槽槽前开始的。图 3 为低涡辐合中心区域最大散度（绝对值最大）及最大垂直速度和云、雨水含量的时间—高度剖面图。由于低涡是逐渐东移的，因此采用跟随低涡的移动坐标，为了清楚地揭示高低层散度的时间演变，图中散度取以 850hPa 低涡辐合中心为中心，

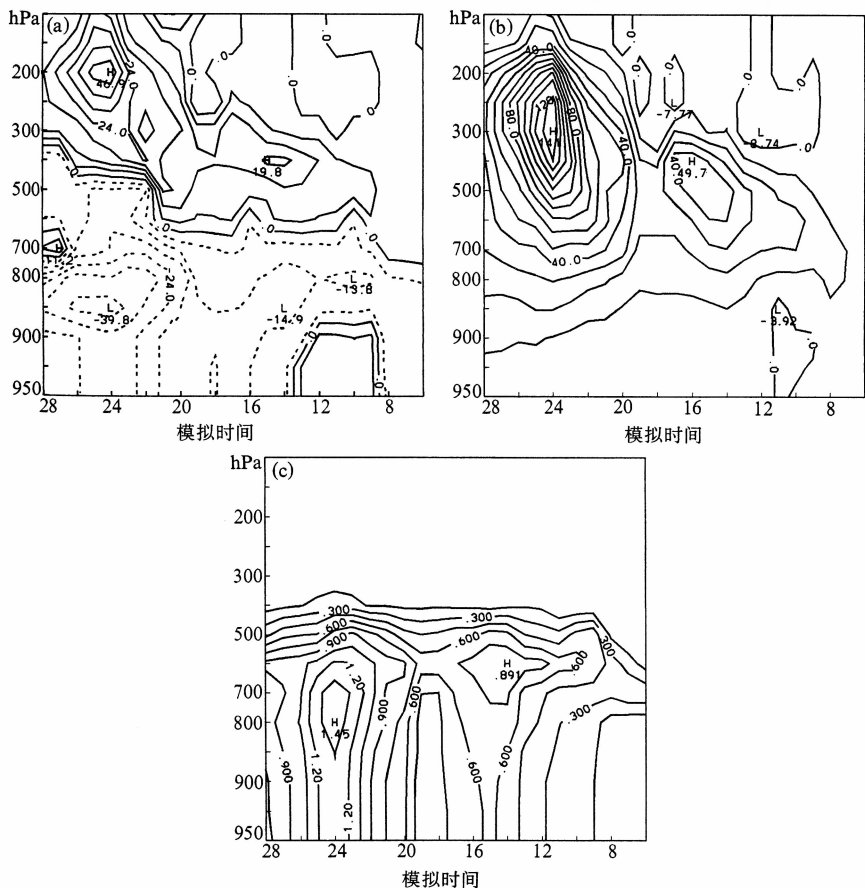


图 3 低涡伴随的辐合中心区域的时间—高度剖面图

(a) 最大散度（单位： 10^{-5} s^{-1} ）；(b) 最大垂直速度（单位： cm s^{-1} ）；(c) 云、雨水含量（单位： g kg^{-1} ）

120 km × 120 km 区域内各气压层上散度绝对值最大的格点上的散度值，垂直速度和云、雨水含量分别取同一区域内各气压层上的最大垂直速度和云、雨水含量值。图 4 为全风速、西风分量和南风分量的时间—高度剖面图，由于低空急流位于低涡的南侧，因此图中各风速分别取以低涡 850 hPa 辐合中心以南 60 km 处为中心，120 km × 120 km 区域内各气压层上的最大风速值。由图 3a 可见，在开始阶段无辐散层约位于 700 hPa 等压面上，在低层存在弱辐合，中层辐散从模拟 9 小时开始发展，到模拟 15 小时在 400 hPa 等压面上出现最大辐散中心，中心值为 $19.8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，上升运动强烈发展，与之相对应的垂直速度时间—高度剖面图（图 3b）上前期最大上升速度出现在模拟 16 小时 450 hPa 等压面上，值为 0.497 m s^{-1} ；上升运动引起水汽凝结，潜热释放，在模拟 15 小时云、雨水含量 650 hPa 上出现一个极值，为 0.891 g kg^{-1} （见图 3c）；由图 4a 可见，低空急流在模拟 14 小时也开始发展，出现风速 12 m s^{-1} 以上的强风速带。

从图上可以看到，在模拟 16 小时之后由于中层短波槽逐渐填塞减弱（图略），受其影响中高层辐散并没有继续加强，而是略有减弱，然后再强烈发展，到模拟 24 小时最大辐散中心抬升至 200 hPa 等压面上，中心值为 $46.9 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，在低层也出现一个中心值为 $-39.8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的辐合中心，这时低涡和对流运动强烈发展，最大上升速度

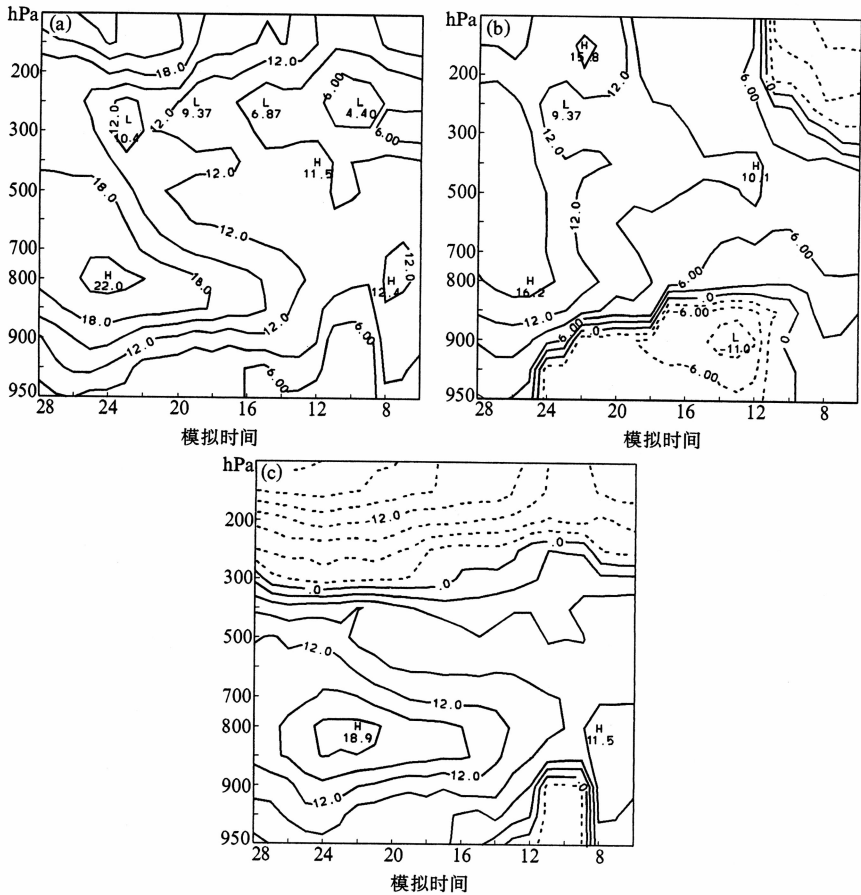


图 4 低涡伴随的辐合中心以南 60 km 区域最大时间—高度剖面图（单位： m s^{-1} ）
(a) 全风速；(b) 西风分量；(c) 南风分量

达到 1.41 m s^{-1} ，水汽凝结也达到最大，云、雨水含量出现最大中心值为 1.45 g kg^{-1} ；低空急流迅速加强，在风速剖面图上也出现最大中心值为 22.0 m s^{-1} 。由此我们认为在本次模拟中，由于一个高空弱槽的东移，使得辐散在这个弱槽槽前的中层开始发展，由中层的辐散和低层辐合引起弱的垂直环流，而垂直运动引起水汽凝结，潜热能的释放加暖气柱，使中层辐散加强并向高层扩展，高层辐散发展，这样使得垂直运动和低层辐合加强，并使低层的气压场发生变化，南北向的气压梯度增大，于是在其南侧产生了向北的变压风，而垂直运动的加强反过来进一步引起潜热能的释放，于是形成一种正反馈机制^[11]，这种正反馈机制及相伴的低层辐合既促使了低涡气旋性环流的形成和发展，又促使了低层北向变压风的发展，低层向北的变压风在科里奥利力的作用下右（东）偏，叠加在西南气流之上，于是促使了西南低空急流的发展加强，而低空急流加强后所输送的水汽和它本身的动力作用使得这种机制不断得到维持和加强。

3.4 时间—高度低空急流中南风分量和西风分量的对比分析

分别对西南低空急流的西风分量和南风分量模拟结果进行分析，结果表明南风分量在低空急流中的作用更为明显。图 5 为模拟 22 小时 850 hPa 等压面上全风速、西风、南风分布，分析发现，模拟 22 小时急流加强北上，从图上可以看到，急流中心已接近湖北，中心风速为 19.8 m s^{-1} ；南风风速中心与急流中心较为接近，略偏东北，中心值为 18.0 m s^{-1} ；而西风中心则尚位于湖南南部，且中心值也较小，仅为 11.6 m s^{-1} ，可见低空急流的加强北上完全是由南风分量所引起的。

图 6 为模拟 32 小时 850 hPa 等压面上全风速、西风分量和南风分量及南风总趋势

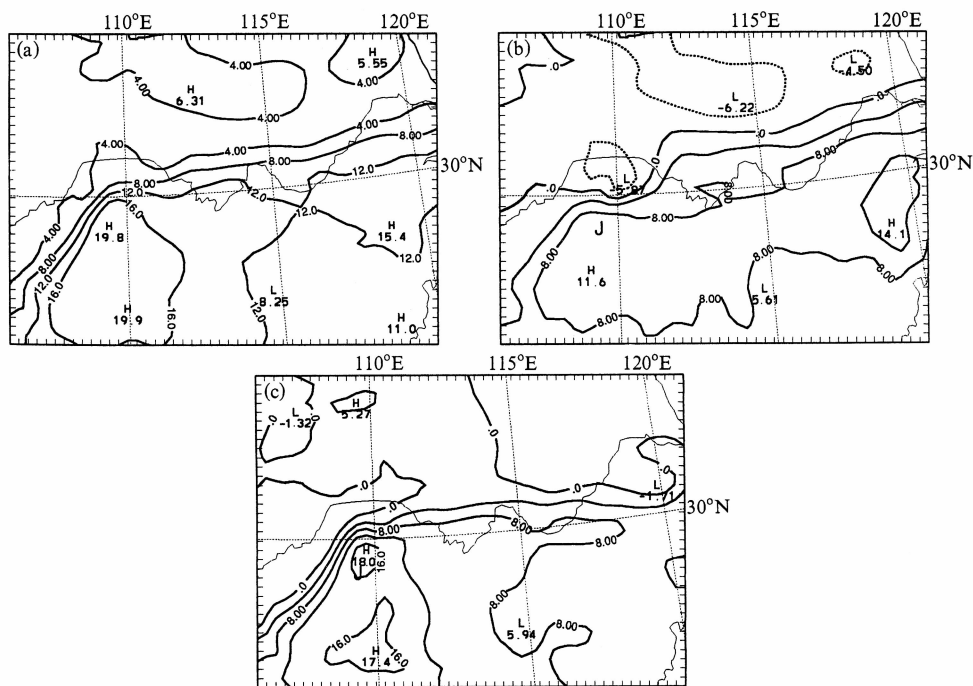


图 5 模拟 22 小时 850 hPa 等压面上的风速分布（单位： m s^{-1} ）（图中 J 表示低空急流中心所在的位置）

(a) 全风速；(b) 西风分量；(c) 南风分量

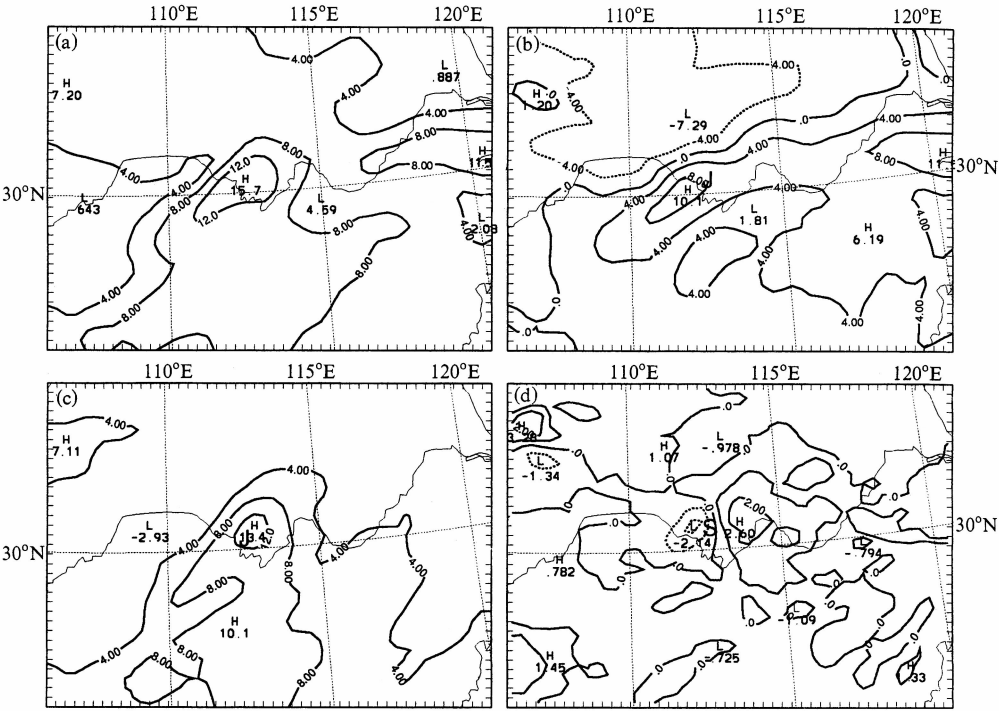


图6 模拟32小时850 hPa等压面上风速的分布(图中J表示急流中心所在位置, S表示南风风速中心所在位置)(a)全风速(单位: m s^{-1});(b)西风分量(单位: m s^{-1});(c)南风分量(单位: m s^{-1});(d)南风分量变化趋势(单位: $\text{m s}^{-1} \text{ h}^{-1}$)

分布。此时低涡尚位于鄂西山区,而急流中心正继续东移,由图可见,低空急流中心已越过长江,位于荆州地区,中心值为 15.7 m s^{-1} ;南风风速中心位于低空急流中心的东北方,临近武汉地区,中心值为 13.4 m s^{-1} ;而西风风速中心尚未越过长江,落后于低空急流中心,中心值也仅为 10.1 m s^{-1} 。与前一阶段相比,此时全风速、西风风速、南风风速的中心和中心值都较为接近。

从图4也可以看到,低涡南侧的低空急流是约在模拟14小时开始加强,在模拟24小时的800 hPa等压面上达到最强,其值为 22.0 m s^{-1} ;南风分量几乎与急流同时加强甚至更早,并于模拟22小时达到最强,其值为 18.9 m s^{-1} ;西风分量在模拟24小时以前低层尚有偏东风,并且在模拟20小时之后才开始加强,于模拟25小时在800 hPa等压面上出现最大中心,在时间上不仅落后于低空急流出现最强的时刻,比南风分量达到最强时更落后约3个小时,值也仅为 16.2 m s^{-1} ,这与图5、6反映的水平位置情况是一致的。由上述分析可见,不论是在急流的爆发阶段还是在发展移动阶段,尤其是在爆发阶段,南风分量起着更为重要和主动的作用。

3.5 南风分量总趋势的模拟分析

为了清楚地揭示南风中心的移动情况,我们对南风的变化进行了分析,结果发现南风增大中心始终位于南风风速中心的前方,促使了南风风速中心的移动。图6c、d为850 hPa等压面上模拟32小时的南风风速、南风变化趋势分布示意图,由图可见,

南风增大中心已临近武汉，而南风风速中心尚位于潜江，落后约 100 km，在南风风速中心和后部为趋势零值或负值。这说明南风风速中心前部风速加大，后部减弱促使南风中心向着南风增大中心移动。

3.6 南风动量收支各作用项的模拟分析

鉴于南风分量在西南低空急流中的重要性，本文着重对南风动量收支方程各作用项的模拟结果进行了分析，发现其水平平流项、垂直平流项、产生项（气压梯度力项）和科里奥利力项的作用较大，而其他项由于值太小，作用不明显。总的来说，水平平流项和垂直平流项的分布基本反相，相互抵消，但水平平流项略占主导，因而两项总合对南风的变化仍有很大的作用；产生项作用明显，科里奥利力项在长江以南地区大部分为负值，以北地区则为正值，这是因为在长江以南盛行西南风，而以北则盛行东北风。另外，值得提出的是，在个别时段和个别地区边界层作用项对低层的影响也较显著。

表 1 为 850 hPa 等压面上南风增大中心处上述几项从模拟 14 小时到 40 小时每隔 2 小时的计算结果，南风增大中心是逐渐东移的，因此采用移动坐标。由于计算点位于低空急流中心的下游，因此水平平流项的贡献一直为正，而垂直平流项则通常为负值。由表可见，在开始阶段由于急流开始发展北上，在这一阶段水平平流项和垂直平流项都很大，但水平平流项略大一些，产生项也始终为正值；科里奥利力项的值从表上可以看到从模拟 22 小时到 36 小时这段时间内都为负值；边界层项的值除了在模拟 24 小时和 40 小时外，其余的都较小。另外，从表 1 还可以看到，在模拟 22 小时之前，平流项对计算处南风增大的作用除了个别时刻小于产生项外基本上占主导地位，之后明显减小；而产生项对计算处南风增大的作用在模拟 22 小时之后则明显占主导地位，低空急流正是在模拟约 22 小时之后迅速加强北上，逐渐东移。

表 1 850 hPa 等压面上南风增大中心处各作用项的计算结果
(黑体表示对总趋势的最大作用项) m s⁻¹h⁻¹

时间/h	总趋势项	水平平流项	垂直平流项	平流项总和	产生项	科里奥利力项	边界层项
14	4. 40	5. 11	-4. 37	0. 74	2. 37	1. 97	0. 16
16	3. 27	3. 72	-1. 37	2. 35	0. 22	0. 69	0. 05
18	3. 17	7. 60	-5. 57	2. 03	0. 42	1. 21	-0. 70
20	3. 09	2. 35	-1. 56	0. 79	1. 58	1. 43	0. 55
22	1. 82	3. 79	-1. 44	2. 35	1. 13	-1. 19	-0. 32
24	3. 54	4. 37	-3. 83	0. 54	3. 36	-1. 88	1. 06
26	3. 42	2. 83	-1. 04	1. 79	3. 40	-1. 19	-0. 55
28	2. 00	1. 07	0. 10	1. 17	1. 14	-0. 11	0. 12
30	4. 15	1. 66	0. 03	1. 69	3. 22	-0. 36	-0. 21
32	2. 60	1. 66	0. 05	1. 71	2. 67	-1. 52	-0. 31
34	2. 96	3. 80	-2. 83	0. 97	3. 61	-0. 84	-0. 39
36	2. 30	0. 69	0. 58	1. 27	1. 22	-0. 09	-0. 09
38	2. 88	1. 15	-0. 29	0. 86	1. 71	0. 44	-0. 25
40	3. 88	8. 76	-7. 18	1. 58	2. 81	0. 23	1. 25

4 结 论

采用中尺度模式,运用双向嵌套的方法对一次伴随西南涡的低空急流进行模拟实验,计算结果表明,本实验采用的物理方案是合理可行的,模拟实验是成功的。由于西南涡的东移与长江中下游雨团的移动关系密切,而低空急流的移动对西南涡的移动具有一定的预兆作用,因此本文在模式成功地模拟系统的强度和结构及发展演变的基础上,着重探讨低空急流的移动发展,主要结论如下:

(1) 形成后的西南涡和低空急流东移发展,当它们进入长江中下游大巴山一带时,由于特殊地形条件的作用,西南涡停滞少动,而低空急流继续东移。当低空急流移出该地区后,西南涡随之移出,说明了在长江中游大巴山地区有低空急流的先行东移,随后才有西南涡的突然东移。

(2) 本次实验的中尺度系统(包括西南涡和低空急流)的形成和发展与开始阶段一个中层东移弱槽前(400 hPa)的弱辐散密切相关。由中层弱辐散和低层弱辐合激发弱的对流运动,而对流运动引起水汽凝结、潜热能释放加暖气柱,从而促使中高层辐散加强。中高层辐散加强又促使低层辐合加强,低层变压风和对流运动发展,对流运动发展进一步引起潜热释放的增强,于是形成一种正反馈机制。这种正反馈机制促使了低层变压风和西南涡的形成和加强,低层变压风在科里奥利力的作用下促使了低空西南急流的发展加强,而加强了的低空急流由于其本身的热力和动力作用使得这种不稳定机制在其左前侧不断得到维持和发展,有利于西南涡的东移发展。因此,西南涡和低空急流不仅是上述机制在低层的产物,而且它们之间相互促进发展东移。

(3) 南风风速中心的北上与低空急流中心的爆发北上几乎是同时发生的,而且在值上也较为接近,西风风速中心则远远落后于上述两个中心,值也较小,因此可以认为低空急流中心的爆发北上完全是由南风分量引起的。在低空急流的东移过程中,南风分量不仅在量值上大于西风分量,而且其中心位置也往往略位于急流中心的前方,所以在低空急流的东移过程中南风分量的作用也较西风分量明显,是更为主动的风分量。

(4) 在南风分量风速中心东移过程中,其前方常存在一个增大中心,而在风速中心或后部为减弱中心,这样促使南风风速中心向东传播。南风动量收支分析发现,水平平流项和产生项是引起南风分量变化的主要作用项,垂直平流项和水平平流项相互抵消,但水平平流项略占优势;科里奥利力项在长江中下游地区对南风分量的变化基本上为负值;辐散项和阻尼项及曲率项的作用很小,行星边界层项在有时和有的地区对低层的南风变化有较大作用。另外,在南风中心爆发北上的过程中,平流项的作用占主导地位,此后当南风中心开始逐渐东移时,产生项的作用迅速增大,开始占主导地位。

从模拟结果看,模拟的系统在时间上要落后于实际情况,这也许意味着模式需要更优的物理和控制方案。当然,也不排除初始资料的质量问题,因为模式模拟的结果受制于不同质量的初始场。对于与西南涡的东移发展和长江中下游降水加强密切相关的低空急流的演变机制(尤其是南风分量增强过程中产生项的形成机制)须进一步加强研究。

致谢：感谢浙江大学理学院高性能计算中心 Origin 2K 计算机的支持。

参 考 文 献

- 1 Wu Guoxiong and Chen Shoujun, The effect of mechanical forcing on the formation of a mesoscale vortex, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1985, **111**, 1049 ~ 1070.
- 2 Kuo Yinghwa, Cheng Linda, and R. A. Anthes, Mesoscale analyses of Sichuan flood catastrophe 11 – 15 July 1981, *Mon. Wea. Rev.*, 1986, **114**, 1984 ~ 2003.
- 3 Wang Wei, Kuo Yinghwa, and T. T. Warner, A diabatically driven mesoscale vortex in the lee of the Tibetan Plateau, *Mon. Wea. Rev.*, 1993, **121**, 2542 ~ 2561.
- 4 Chen Yileng et al., A numerical study of the low-level jet during TAMEX IOP 5, *Mon. Wea. Rev.*, 1997, **125**, 2583 ~ 2604.
- 5 Uccellini, L. W., and D. R. Johnson, The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms, *Mon. Wea. Rev.*, 1979, **107**, 682 ~ 703.
- 6 俞樟孝等, 一次高空急流中心引起的梅雨锋暴雨分析, 杭州大学学报, 1981, **8** (1), 104 ~ 112.
- 7 孙淑清, 低空急流及其与暴雨的关系, 大连暴雨会议文集, 长春: 吉林省人民出版社, 1980, 40 ~ 46.
- 8 王建中、丁一汇, 一次华北强降雪过程的湿对称不稳定性研究, 中尺度天气和动力学研究, 国家自然科学基金重点项目——我国中小尺度环流系统天气气候和动力学研究, 北京: 气象出版社, 1996, 153 ~ 161.
- 9 Anthes, R. A., and T. T. Warner, Development of hydrodynamics models suitable for air pollution and mesometeorological studies, *Mon. Wea. Rev.*, 1978, **106**, 1045 ~ 1078.
- 10 赵思雄、周晓平、张可苏等, 中尺度低压系统形成和维持的数值实验, 大气科学, 1982, **6**, 109 ~ 117.
- 11 朱民、陆汉城、余志豪, 梅雨锋 α 中尺度气旋发展中的正反馈机制研究, 大气科学, 1998, **22** (5), 763 ~ 770.

A Mesoscale Numerical Simulation of Low Level Jet Realted with the Southwest Vortex

Wang Zhi, Gao Kun, and Zhai Guoqing

(Department of Earth Science, Zhejiang University, Hangzhou 310028)

Abstract Using a mesoscale model, a numerical simulation on the low-level jet accompanying the southwest vortex is performed. Results show that the formations and developments of this southwest vortex and the accompanying low – level jet are closely related with the middle level divergence in the beginning; the low – level jet moves eastward and develops prior to the southwest vortex in the west of the Daba Mountain; the south component of horizontal wind contributes more significantly to the evolution of the low – level southwest jet; the strengthen center of south component which locates in front of south component center causes south component center moving eastwerd. Computations of various terms of south wind momentum budget reveal that the horizontal advection and generation term play prominent roles in the strengthen of the south component, and the horizontal and vertical advection have adverse effects; the Coriolis force cannot be ignored with negative effects, the planetary boundary layer term should be considered in some stage and area, the other terms have little effects.

Key words: mesoscale numerical simulation; southwest vortex; low-level jet; mementum budget