

长江中游一次 β 中尺度低涡的数值模拟^{*}

王 智 翟国庆 高 坤

(浙江大学理学院地球科学系, 杭州, 310028)

摘 要

利用 PSU/NCAR 的中尺度数值模式 MM5, 对 1999 年 6 月 29 日的一次东移低涡过程进行了数值模拟, 结果表明: 在东移的 α 中尺度低涡的东南部边界层激发出一个 β 中尺度的涡旋, 该 β 中尺度涡旋与一强暴雨区相伴移动, 稠密的实况降水资料证实了这一暴雨雨团的存在和移动过程。模拟分析揭示 β 中尺度涡旋出现在停滞的 α 中尺度低涡南侧偏西气流与暖区偏南气流相遇处及中尺度山脉的背风坡; 在中尺度山脉背风坡的地面和近地面层分别有中尺度低压和增强的东南气流存在, 由此产生或加强了近地面的强涡度和强辐合, 有利于对流系统的发生发展。

关键词: 中尺度数值模拟, α 中尺度低涡, β 中尺度低涡, 梅雨锋暴雨。

1 引 言

产生暴雨和强对流天气的实体是中尺度对流性天气系统, 长江中下游的梅雨暴雨时常是由一系列中尺度涡旋扰动造成的, 其中之一是沿长江自西向东移的中尺度低涡系统, 因此有关这一类低涡系统的发生、发展和演变, 一直是人们关注和研究的重点, 并已有许多有意义的研究成果^[1~4]。近年来, 通过对梅雨锋低涡系统进一步的深入研究^[5~10], 揭示出一些尺度较小的有关低涡运动过程的事实和暴雨形成的物理机制及梅雨锋低涡扰动的活动特点和四维结构^[11], 一些观测事实和研究揭示梅雨锋的强降水往往与 β 中尺度的系统密切相关, 杨金锡等^[12]根据常规观测资料和卫星、雷达资料对 1991 年 6 月 12~16 日江淮暴雨的分析指出, 该次江淮梅雨暴雨过程中, 先后有 3 次长生命期的 α 中尺度对流系统活动, α 中尺度系统的形成较为迅速, 4 h 内由若干较小的 β 中尺度系统合并发展而成, 统计发现了 51 个 β 中尺度系统活动, 其空间尺度一般都不大于 250 km, 生命史一般仅为 5 h 左右; 由于这些 β 中尺度云核移速较快, 生命史又短, 特别是在主云核前部激发出的 β 中尺度系统, 给研究和预报工作增加了许多难度。以上这些研究对梅雨锋暴雨的中尺度对

流系统有了一定的认识 and 了解, 由于它们对中国经济发达地区造成了巨大的经济和生命财产损失, 多次引起重大灾害, 因此对这一类梅雨锋低涡及其相伴的暴雨的研究也越来越受到重视。但是由于研究方法的缺乏和资料的局限性, 以往对低涡的研究大都局限于 α 中尺度, 而对 β 中尺度涡旋及其扰动特征仍缺乏深入的了解, 尤其是对 α 中尺度低涡南侧或东南象限发生的 β 中尺度低涡的活动以及 α 中尺度低涡与 β 中尺度低涡之间的关系, 目前的研究大都尚未做深入的探讨。

1999 年 6 月下旬, 长江流域出现了特大的洪涝灾害, 分析发现, 暴雨期间沿长江流域有数次 α 中尺度低涡的东移过程, 这些低涡移到长江中游地区时往往出现停滞或少动, 其中一个 α 中尺度低涡于 29 日移到汉口附近时移速突然减慢并在其东南象限约 300 km 处, 发生了强降水过程, 分析这一事实发现这次 α 中尺度低涡东南侧出现的强降水过程可能是由另一个尺度更小的降水系统引起的。针对这一现象, 我们希望能通过数值模拟的方法加以讨论。

目前利用常规观测资料分析 β 中尺度这一类低涡的发生发展尚缺少有效的时空分辨率, 特别是发生于长江中游地区与强降水有着密切联系的 β 中尺度的涡旋扰动, 其时间更短, 因此对这类低涡的发生

* 初稿时间: 2002 年 7 月 16 日; 修改稿时间: 2002 年 12 月 16 日。

资助课题: 973 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), 浙江省自然科学基金(N29984)和杭州市科技发展计划项目(2002214B03)。

和演变还不是十分清楚,尚缺少深入的研究。文中利用常规资料和“淮河流域能量与水分循环试验”资料以及华东区稠密的地面资料,对 1999 年 6 月 26 日~7 月 1 日长江流域的暴雨过程进行了三重嵌套网格的数值模拟试验,在模式较成功地模拟出中尺度扰动系统和高坤等^[11]的研究基础上,着重用模拟资料分析长江中游地区 α 中尺度低涡东南象限发生的 β 中尺度涡旋扰动的发生发展及其演变特征,有关研究^[11]在这方面还尚未涉及到,因此文中希望通过分析有助于加深对这类低涡的认识和研究。

2 模式与研究方法

采用 PSU/NCAR 的中尺度非静力数值预报模式 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 在非静力模式中为参考态气压,垂直方向 23 层,其中边界层分 5 层。

采用三重双向嵌套方案,网格中心为(30°N, 110°E),大网格水平格距采用 90 km,模拟范围是 67 × 73 格点,中网格采用 30 km 格距,85 × 91 格点,细网格采用 10 km 格距,模拟范围为 82 × 103 格点,细网格区域基本覆盖了长江中下游地区。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,并采用 Grell 积云对流参数化方案和 Blackadar 的边界层高分辨参数化方案,侧边界采用张弛逼近边界条件。

所用资料为每天两个时次的 TOGA 资料,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)的模拟区域正方形水平网格格点上,结合地面、探空观测资料以及“淮河流域能量与水分循环试验”提供的资料进行客观分析,构成分析场,由此分析场垂直插值到 σ 层上,产生模拟所需的初始条件和边界条件。

模式初始时刻为 26 日 00 时(世界时,下同),共积分 120 h,至 7 月 1 日 00 时结束。由于本文模拟时间较长,因此在模拟全过程中采用客观分析资料的全程四维同化,以保证模拟状态的逼真。

3 实况和模拟分析

3.1 低涡的比较

1999 年 6 月 29 日 00 时,在湖南武陵山脉东峦,850 hPa 切变线上出现了较弱的低压,该低压生

成后向东北移动并发展,于 29 日 12 时移到汉口附近形成一个 α 中尺度的低涡系统(图 1a),到 30 日 00 时(图 1b),该低涡中心缓慢东移到大别山西侧,30 日 12 时,低涡中心迅速出现在南京附近。从实况上分析,29~30 日沿着长江中下游切变线有一次 α 中尺度低涡的发展东移过程,东移过程中,低涡在大别山地区移速明显较慢,而后,又快速地出现在南京地区(图略),在该低涡发生发展过程中,500 hPa 上空没有低槽的出现,是较一致的偏西气流或西西北气流。这个 α 中尺度低涡系统的东移发展虽然造成了长江中下游地区的一次强降水,但雨区并非始终伴随在低涡附近,在低涡生成初期,暴雨主要发生在低涡及其以东的切变线上,当低涡在大别山地区缓慢移动时,暴雨区也逐渐向东移动,主要集中在大别山以东和黄山、天目山附近,同时,在 α 中尺度低涡东南象限的九岭山以东和南昌平原地区出现了一个中尺度的强暴雨区,该强降雨区围绕 α 中尺度低涡东北向运动,最后并入了 α 中尺度低涡东部的雨带中。

从模拟的结果也可以看到,本次过程沿长江流域有一明显的切变线,在 29 日 00 时(积分 72 h),汉口以西低层流场上出现了一个 α 中尺度低涡,切变线南侧的西南急流和北侧的偏东气流与实况较为相似;到 29 日 12 时(图 1c),在汉口附近的 α 中尺度低涡表现的更为清楚,这与实况较为一致;30 日 00 时,位于汉口附近的 α 中尺度低涡依然未动,气旋性环流向东伸展至杭州附近,并在南京以南地区出现了一个新的 α 中尺度低涡环流(图 1d),同时实况中 α 中尺度低涡东侧的气旋性切变也明显加大(图 1b),另外,模拟中 α 中尺度低涡的东南部与实况相似都有一支低空急流存在。

图 2 给出了本次 α 中尺度低涡实况和模拟的移动路径,由图可见,两者在 850 hPa 等压面上的 α 中尺度低涡移动路径基本一致,由于模拟在 30 日 00 时分别在汉口和芜湖地区出现两个 α 中尺度低涡中心,因此,图 2 中将模拟的 α 中尺度低涡移动路径(点线)在 30 日 00 时断开,以表示 2 个低涡位置。从 850 hPa 的每小时模拟流场分析可知,东移的 α 中尺度低涡于 29 日 14~17 时在汉口附近打转,19 时在大别山东侧出现了一个新的 α 中尺度低涡环流,随后,这个新的 α 中尺度低涡东移发展,而原在大别山西侧的低涡逐渐减弱。

从实况与模拟的结果比较看,模拟的 α 中尺度低涡路径与实况基本一致,模式较为成功地模拟出了该 α 中尺度低涡的东移发展过程,特别是低涡的移向和移速。因此,我们希望利用本次 α 中尺度低涡东南部发生的强降水过程来分析长江中游地区的 β 中尺度低涡系统(图 2 中虚线)以及 α 中尺度低涡与 β 中尺度系统之间的关系。

3.2 降水比较

对 29 日 00 时至 30 日 00 时 24 h 降水分析表明(图略),实况降水主要出现在长江中下游地区,暴雨中心位于黄山附近,中心值达 188 mm 以上;模拟降水分布也同样主要位于长江中下游,暴雨中心则呈东北西南向的带状分布,主暴雨中心自东而西位于天目山、南昌附近,达 200 mm,另在安庆附近有

一暴雨中心,雨量达 150 mm,与实况相比较,模拟的 24 h 雨带位置比实况略偏南,中心也略偏强。

为了着重分析长江中下游低涡运动过程中伴随雨团的变化,图 3 给出了 29 日 00~18 时每 6 h 实况和模拟的降水分布。

由图 3a 可见,6 h 实况降水位于大别山至黄山一带(虚线),降水中心轴线由前 6 h 的东西向(图略),略转为呈东南西北向;模拟的降水(实线)也呈东南西北向,但暴雨轴线和中心比实况略偏北约半个纬距;29 日 06~12 时的降水分布(图 3b),实况位于大别山至黄山的降水带向东移动,范围也有所扩大,模拟的降水带在向东移动时分成若干块;之后,随着雨带整体东移到安庆市以东地区,实况雨带演变成一“人”字型(图 3c)。

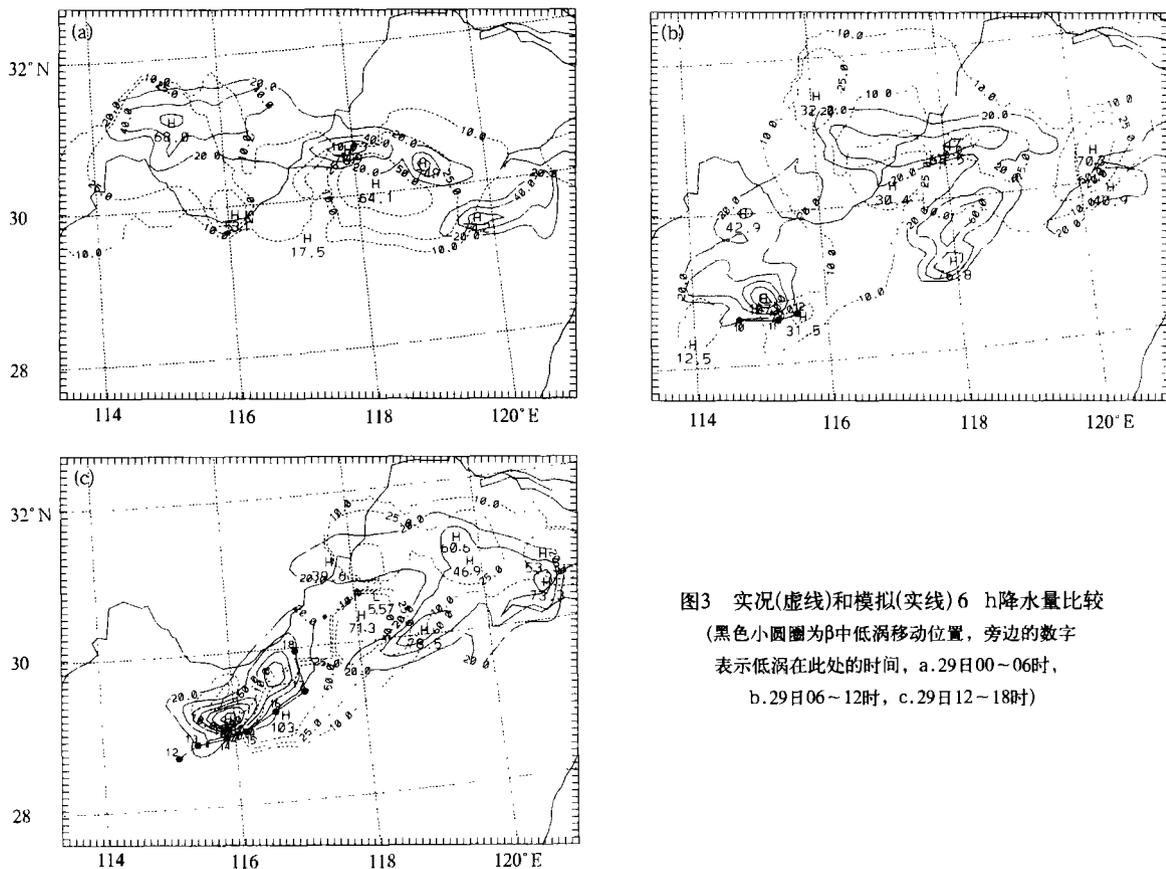


图3 实况(虚线)和模拟(实线)6 h降水量比较
(黑色小圆圈为 β 中低涡移动位置,旁边的数字表示低涡在此处的时间, a. 29日00~06时, b. 29日06~12时, c. 29日12~18时)

通过对图 3 降水分布的分析还可以发现,位于九岭山以东至鄱阳湖地区的实况场上出现了一个大于 10 mm 的降水带,该雨带 6 h 后移到南昌地区后并入了安庆、黄山的雨带中,从而构成了“人”字型的实况雨带,此时在南昌-波阳地区实况降水明显增大,由前 6 h 的 20~30 mm,增大到 100 mm 以上(图 3c),该地区的降水突然增大显然与雨带的合并

没有必然的联系,且距离 α 中尺度低涡也较远,很显然,它是由另一个尺度较小的中尺度对流系统的演变发展引起的。模拟结果也十分清楚地表明了这一中尺度降水雨团的存在和活动,在该中尺度雨团形成初始(图 3b),模拟就得到了在九岭山以东的暴雨中心,虽然降水中心偏强,但十分明显它是由一个单独的降水系统引起的,之后模拟的九岭山以东暴雨

区向东移到南昌附近,此时该中尺度暴雨团呈东北西南向的带状分布,其中心值也增强到 187 mm。

可见,本次降水是在位于汉口的 α 中尺度低涡附近的雨区逐渐减弱和东移后,在 α 中尺度低涡东南侧出现的一次尺度更小的强降水过程,这一中尺度强降水过程在模拟过程中被清晰地再现出来。

为了进一步比较九岭山至南昌及附近地区暴雨雨团的活动情况,我们对九岭山至波阳地区附近若干测站的降水进行了对比分析(图 4)。位于九岭山的江西铜鼓测站 29 日 08 时实况出现降水,模拟在 11 时也出现降水(图 4a),虽然此时降水量都不大,但表明已有一对流系统产生(后面将提到);1 h 后,

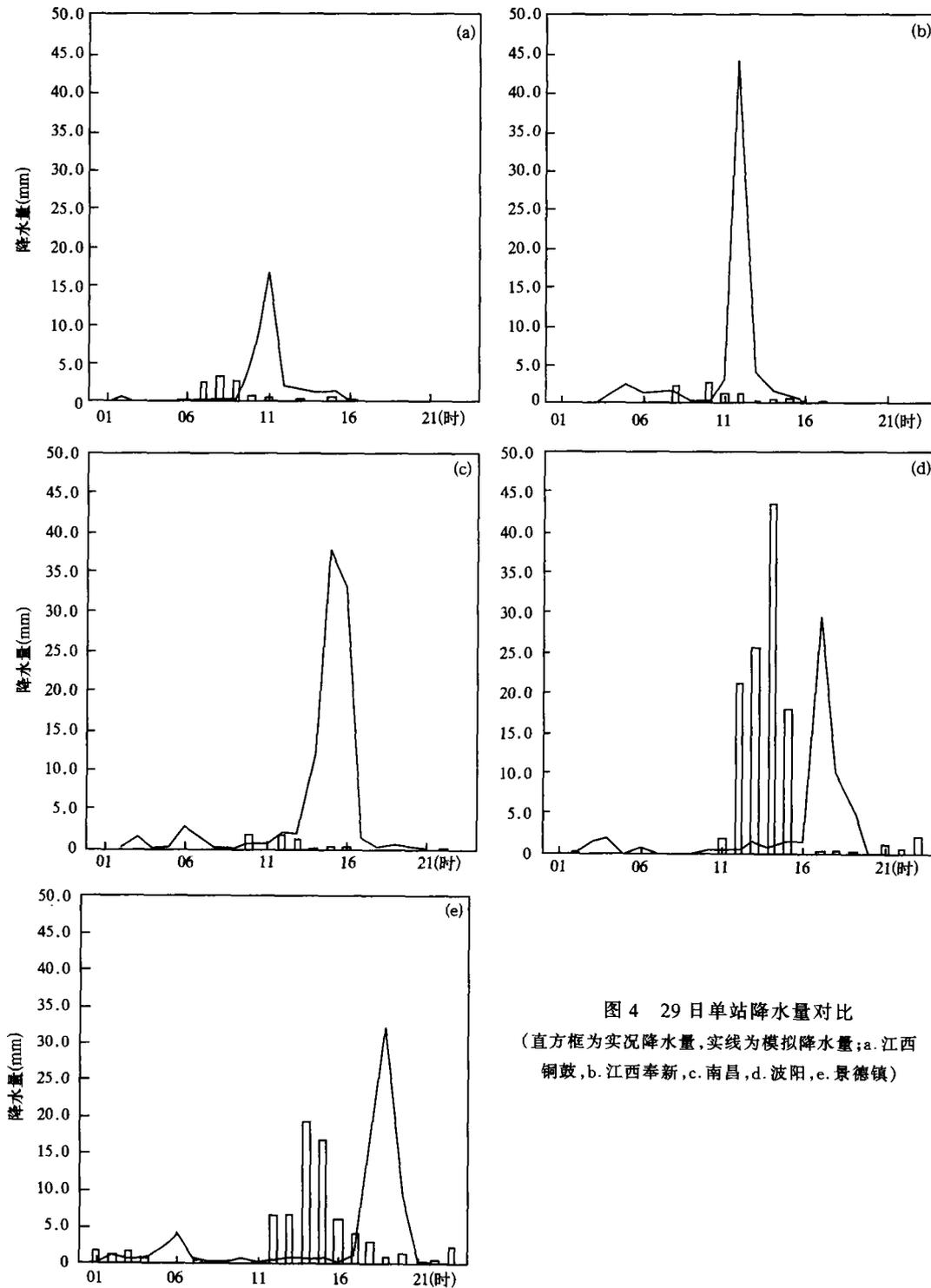


图 4 29 日单站降水量对比
 (直方框为实况降水量,实线为模拟降水量;a. 江西铜鼓,b. 江西奉新,c. 南昌,d. 波阳,e. 景德镇)

该对流单体东移到奉新测站附近,此时无论是实况降水还是模拟降水都有明显增加的趋势(图 4b),值得注意的是模拟的降水峰值要落后实况 3 h;29 日 11 时在南昌附近出现较大实况降水,模拟降水出现在 15 时(图 4c);此后,降水再次明显增大,当该对流系统向东北移到波阳时(图 4d),实况降水迅速增大且强降水持续时间达 4 h,由于模拟的暴雨中心与实况暴雨中心在位置上略有差异,该测站降水量对比中,模拟的雨量偏小;当此降水系统进一步向东北移到景德镇时(图 4e),实况降水开始减弱但降水时段增长。以上对比表明,实况沿南昌平原自西向东有一尺度较小的对流性降水系统移动并不断发展,虽然模拟降水比实况降水在时间上要落后 3~4 h,但还是较好地模拟出了这一强降雨团的活动过程。可见,本次模拟的降水和暴雨区分布与实况是基本相似的,这就为我们分析这次 β 中尺度低涡的发生发

展与运动过程提供了详细的诊断资料。

4 β 中尺度低涡的分析

4.1 β 中尺度低涡的数值模拟

由前面讨论可知,约在 29 日 12 时的 850 hPa 等压面上有一 α 中尺度低涡东移到汉口附近,29 日 18 时之前,850 hPa 流场上除了该 α 中尺度低涡外,并没有发现其他的气旋性涡旋存在,但当向边界层逐层分析时,位于九岭山东侧,一个尺度较小的的气旋性环流就逐渐显现出来。

图 5 给出 0.97σ 高度上的流场分布,可以看到,29 日 09 时,东移的 α 中尺度低涡中心位于黄冈的南侧(图 5a 中 C_1),与 850 hPa 低涡中心位置比较,低涡中心随高度向西北倾斜,在低涡南侧和东南侧是偏西和偏南气流的汇合;11 时, α 中尺度低涡略西退(图 5b),此后的几小时内, α 中尺度低涡呈停滞状

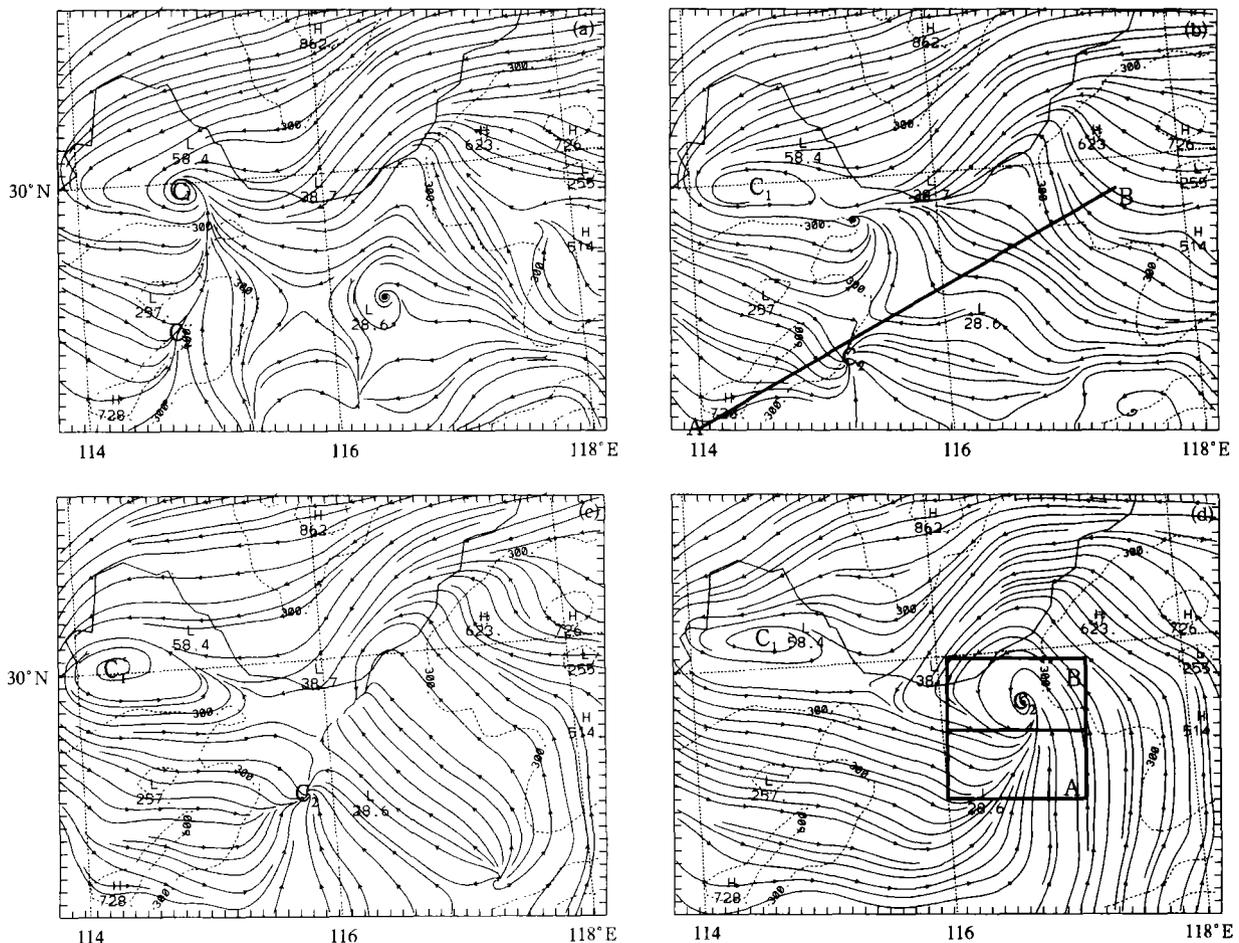


图 5 模拟的细网格 0.97σ 高度的流场分布

(虚线为地形等高线,粗实线为剖面位置,方框为时高剖面区域,“ C_1 ”表示停滞的 α 中尺度低涡,“ C_2 ”表示 β 中尺度低涡,a.29 日 09 时,b.29 日 11 时,c.29 日 14 时,d.29 日 17 时)

态,同时,实况位于低涡东南侧的九岭山东侧出现一独立的降水雨团,我们可以通过分析较细格距的模拟流场,探讨该地区的天气系统。

11时,江西省九岭山脉的东侧(虚线为地形等高线), 0.97σ 高度上出现一个气旋性涡旋(图5中 C_2),其水平尺度不到100 km,属于 β 中尺度的涡旋,该 β 中尺度的涡旋与九岭山东侧的新生雨团紧密相联系;此后,该 β 中尺度涡旋与降水雨团相伴向东北移动,14时该 β 中尺度涡旋移到南昌附近(图5c),降水 and 气旋性环流进一步加强;17时,该 β 中尺度涡旋移到江西波阳—彭泽县附近并得以发展,形成明显的涡旋环流(图5d),涡旋环流的水平尺度也明显增大,而此时实况和模拟的降水区域也明显扩大。由图3也可以清楚地看到 β 中尺度涡旋的移动位置(黑色小圆圈)始终与6 h暴雨区紧密相伴随,说明该暴雨过程正是由这次 β 中尺度涡旋的发生发展引起的。该 β 中尺度涡旋于18时北跳到江西彭泽县,19时,涡旋进一步北跳到大别山南侧的安徽省太湖县,并在850 hPa等压面上出现明显的

低涡环流,此时,该 β 中尺度的低涡已发展成为一个 α 中尺度的低涡,而后,低涡继续发展并向东北方向移动,并于21时移到安庆,30日00时移到铜陵以南地区(移动路径见图2中虚线),可以看出图1中30日00时850 hPa上出现在大别山东侧的 α 中尺度低涡就是由这个 β 中尺度低涡发展而来。图2中的 β 中尺度低涡的移动路径(长虚线)也是根据边界层内这一高度上的 β 中尺度低涡的分析给出的,该路径也表明了 β 中尺度低涡基本上是沿着平原和山谷移动的。

因此,由图5可以看到,产生于九岭山脉东侧的实况强降水雨团是由一个尺度较小的 β 中尺度涡旋引起的,并且它们相互间有对应的移动和发展,就本次过程而言,一个 β 中尺度涡旋发展成为一个 α 中尺度低涡,时间尺度大约6~8 h。

4.2 涡旋与地面气压场关系

为了考察该 β 中尺度涡旋与地面低压有何联系,我们着重对地面低压进行了分析。29日之前,位于江西九岭山东侧已有一个地面低压区存在,低

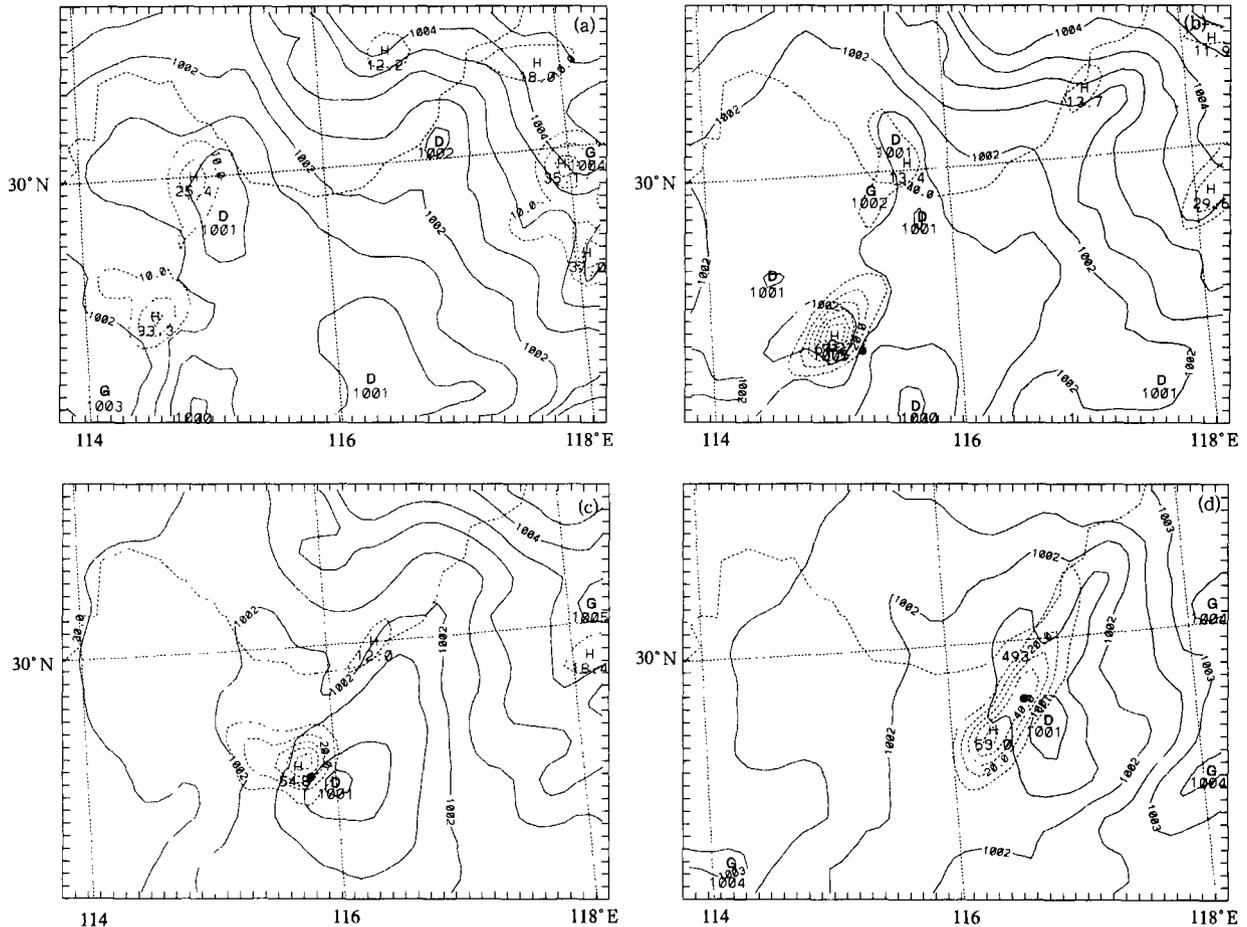


图6 模拟的海平面气压场(实线)和1 h降水量分布(虚线)

(黑色小圆圈为 0.97σ 高度的 β 中尺度涡旋中心;a.29日09时,b.29日11时,c.29日14时,d.29日17时)

压的轴线呈近南北向,与江西赣江流域走向相似,图 6 给出了模拟的海平面气压场和 1 h 降水分布。对照图 5 地形线可以看到,29 日 09 时(图 6a),在九岭山东侧平原地区已有一低压区(实线)存在,低压中心位于江西宜春东侧,中心值为 1000 hPa。与 α 中尺度低涡相对应的海平面低压中心于 29 日 06 时从黄冈以南向偏东南移动,12 时在江西九江以西消失。29 日 11 时 β 中尺度涡旋形成时(图 5b),原宜春东侧的中低压中心向东北移到南昌西南侧,即 β 中尺度涡旋(图中黑色小圆圈)的东南侧;在 β 中尺度涡旋的后部(西侧)为一中高压中心,它与 1 h 暴雨区(虚线)相对应。在 29 日 14 时(图 6c),中低压向东北移至南昌,其闭合范围得到扩大, β 中尺度涡旋位于地面中低压中心的后部,此时, β 中尺度涡旋中心已位于 1 h 暴雨区内。而后,该地面中低压中心、雨团中心和 β 中尺度涡旋相配合稳定地向东北移动,中低压闭合范围逐渐扩大,至 17 时(图 6d),暴雨区范围扩大了近两倍左右。图 6 说明了 β 中尺度涡旋与海平面中低压中心的相互演变发展情况,在初期, β 中尺度涡旋位于海平面中低压的后部较远处,这说明初期中低压与 β 中尺度涡旋是两个相互独立存在和发展的系统,当 β 中尺度涡旋进一步发展时, β 中尺度涡旋向中低压靠近,涡旋环流中心也逐渐进入低压中心,海平面中低压中心与行星边界层 β 中尺度涡旋中心的趋近重合将更有利于低层辐合的加强,有利于中尺度系统对流的发展。

4.3 边界层 u, v 分量对涡旋发生发展的作用

由于本次长江中游地区的 β 中尺度低涡发生在边界层内,因此必然受到地形的影响,因此有必要分析该 β 中尺度涡旋的发生与地形的关系。在图 5 中我们看到在江西省九岭山脉的东侧,即山脉的背风坡,出现一个 β 中尺度涡旋“ C_2 ”,该涡旋的生成显然与地形的分布有关,一些研究认为过山气流易在地形的背风坡产生涡旋,这通常与垂直于山脉走向的气流和层结稳定度有关。从本次个例的流场上分析, β 中尺度涡旋正好出现在 α 中尺度低涡南侧的偏西气流与暖区的偏南气流在九岭山脉背风坡的相遇处。

另外,边界层风场和地形与 β 中尺度涡旋的形成必然也有密切的联系,对 u, v 分量的每小时分析可以发现,当边界层内 β 中尺度涡旋形成时,在南昌地区平原西侧与山脉交界处,有较强的辐合气流。

图 7 给出 β 中尺度涡旋形成时 0.97σ 高度上的 u, v 分量的变化,在 β 中尺度涡旋形成之前, α 中尺度低涡南侧的偏西气流向东推进至九岭山一带,29 日 11 时在九岭山背风坡有明显的东西风中心偶(图 7a),东风明显加大,在这里出现了强辐合中心,这也是 β 中尺度涡旋的形成之处(图中黑色小圆圈);另一与地形有关的辐合中心是在九江西侧,也是幕阜山脉的东侧。此后,山脉东侧的西风中心合并并向东北移动,相应地东风中心也向东北退到南昌以北地区,到 15 时,西风分量向九江—安庆段的长江流域延伸,相应地在南昌—彭泽地区出现强辐合带(图 7b)。

对应的 v 分量图上(图 7c,d), β 中尺度涡旋形成前,在九岭山脉和山脉东部平原地区呈南北向狭长的南大风带,在 0.97σ 高度上南风北伸到黄石市附近, α 中尺度低涡正位于该处,而九岭山脉正好处在西北气流与偏南气流的相遇地带(代表着两种不同性质的气流)。在图 7c 中,南风中心分裂成两个,分别对应着九岭山和幕阜山,因此,在九岭山的背风坡,东南气流与西北气流相遇,存在较强的辐合,辐合中心值达 $-1.0 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$,之后, v 分量的正、负(南、北风)中心偶相伴向东北运动,并于 15 时(图 7d),南风中心向安庆地区伸展,沿南昌至彭泽一带出现强的 v 分量水平梯度,存在一个强烈的辐合中心,中心值达 $-1.3 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 。在 v 分量图上,我们注意到,边界层内大别山东侧地区是一个 v 负(北风)中心,中心值在 -9 m/s 左右,随着江南南风中心的东移,15 时后大别山的 v 负分量向南扩展,这一地区的 v 分量零线逐渐逆转呈近南北走向,这一变化有利于在南昌至彭泽一带形成切变涡旋。

从 β 中尺度涡旋形成的时间和空间剖面分析可知(图略),当涡旋形成时,边界层内在涡旋形成地正好有较强的东南风出现,由此造成了中尺度的强辐合中心,同时, β 中尺度涡旋形成所在位置也正处于东南气流与西北气流相汇合处,从而引起正涡度的明显加强。因此可以认为, β 中尺度涡旋首先是由 α 中尺度低涡南侧偏西气流(带有低涡后部的低 θ_e 性质)与暖区边界层内与地形相联系的东南气流相遇发展起来,由此产生或加强了正涡度中心和辐合中心,显然,本次 β 中尺度涡旋发展之前,边界层内的东南风加强十分重要,并伴有一个强风速梯度的存在。

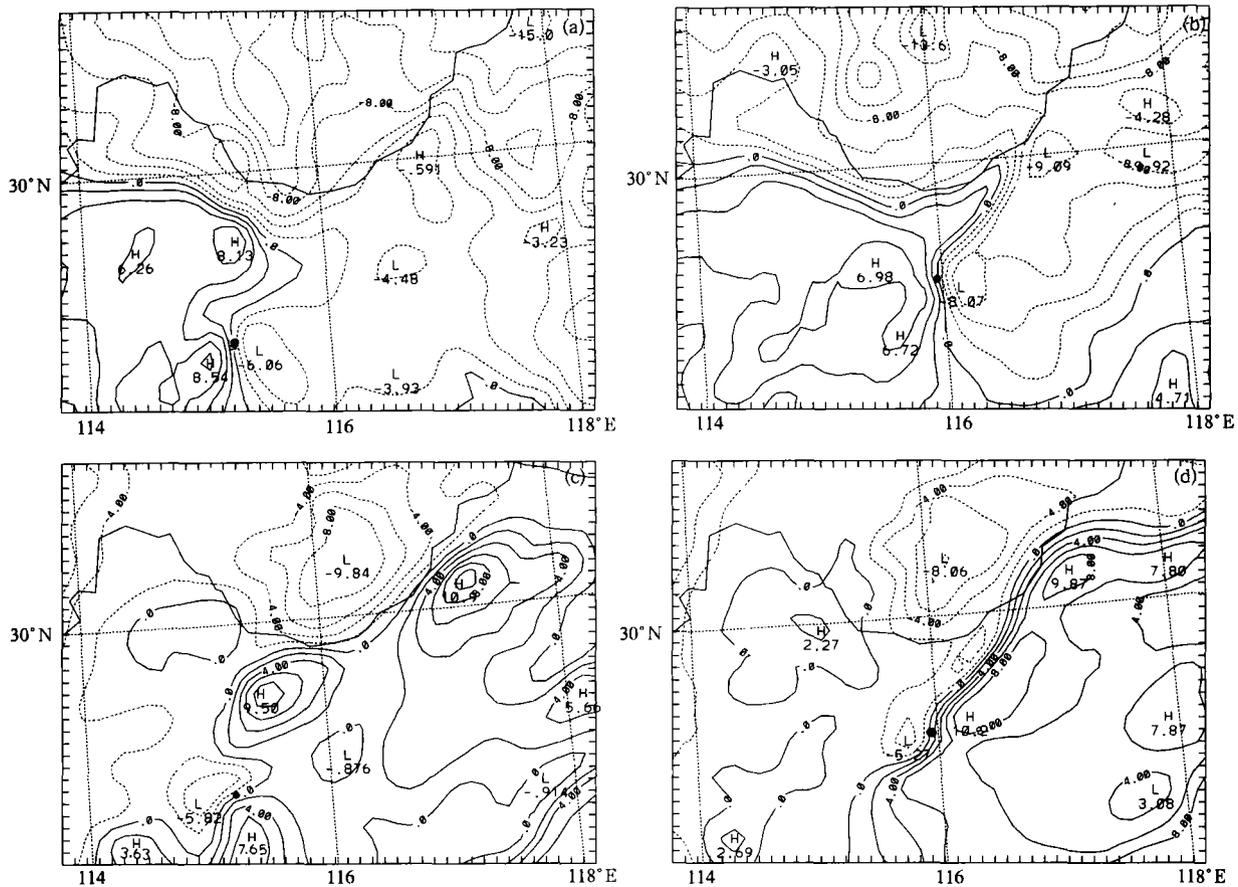


图7 0.97 σ 高度上模拟 u, v 分量等值线分布

(黑色小圆圈为该高度的涡旋中心; a, b. 29日 11, 15时 u 分量分布; c, d. 29日 11, 15时 v 分量分布)

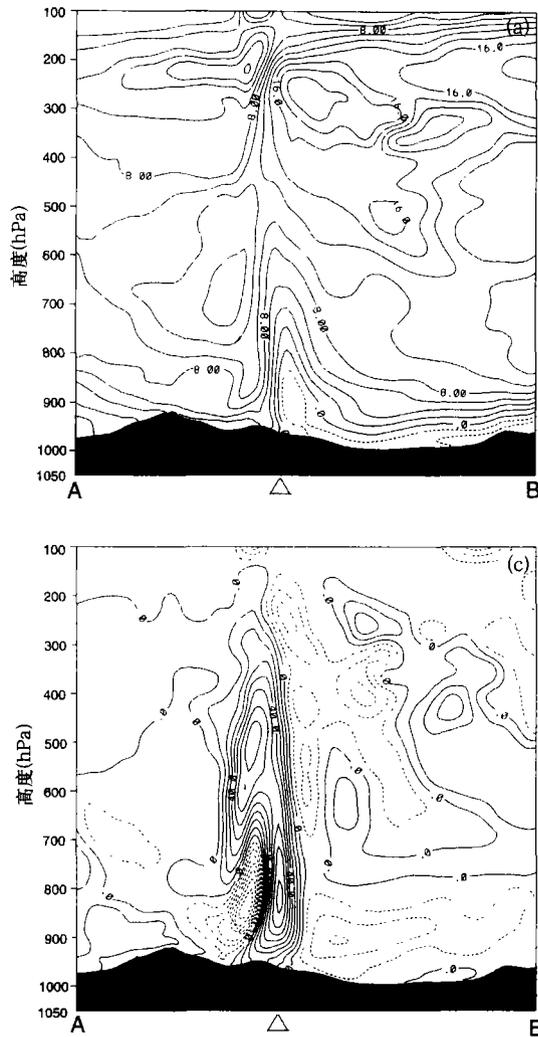
4.4 β 中尺度低涡形成的时空分析

以每小时模拟资料分析本次过程 β 中尺度涡旋形成时的空间分布, 图 8 给出 β 中尺度涡旋形成时 (29日 11 时), 沿 β 中尺度涡旋移动路径的垂直剖面 (剖面位置参见图 5b)。从剖面上东西风分布可以看到 (图 8a), β 中尺度涡旋形成时, 在边界层内, β 中尺度涡旋东北侧均是东风气流 (需要指出, 前面提到的 β 中尺度涡旋东部有较强的东南气流是指涡旋的东南侧), 特别是在 β 中尺度涡旋形成处, 东风与西风相遇形成强的风切变并使东风向上伸展至 850 hPa 的高度, 有利于使风的水平切变和辐合向上发展到边界层顶附近; 剖面上的 v 分量空间分布表明 (图 8b), 在 β 中尺度涡旋形成附近的边界层内, 有明显的北风, 在北风的上方, β 中尺度涡旋形成中心的垂直方向上, 有明显的南风小值区向上伸展到很高的高度, 即在水平面上有较强的水平风速梯度, 从而有利于在该处产生相应的辐散辐合。因此, β 中尺度涡旋形成中心附近边界层内的风速切变, 造成该处垂直方向上发生强的中尺度辐合和出现正涡度

中心 (图 8c), 从而有利于 β 中尺度涡旋的形成和发展。

本次 β 中尺度涡旋发展成为一个 α 中尺度尺度的低涡大致经历了 6~8 h, 图 5 显示在 29日 17 时 0.97 σ 高度上已形成一个完整的气旋性涡旋环流, 与此同时, 该处的降水也开始增大。为了考察该处的物理场时空特征, 我们对 β 中尺度涡旋 17 时所在区域 (见图 5d) 的时间-高度剖面进行了分析 (图 9)。图 9a 表明在 17 时 (模拟 89 h) 之前, β 中尺度涡旋南侧 (A 区) 的边界层内有较强的偏东气流, 而对流层低层该区域前期没有出现西风急流中心; v 分量分析表明 (图 9b), 前期 β 中尺度涡旋中心南侧的对流层低层存在南风中心, 出现时间在 29日 15 时 (模拟 87 h), 比 β 中尺度涡旋强烈发展提早了 2 h 左右, 中心风速达 15 m/s, 区域最大值可达 21 m/s (图略), 显然, β 中尺度涡旋东移到该地区并进一步发展之前, β 中尺度涡旋中心南侧的对流层低层有偏南大风, 由于低层有强的偏南风, 而边界层内又有偏东气流, 因而, 在 β 中尺度涡旋中心区域 (B 区), 产生强

的垂直上升运动,图 9c 给出了 β 中尺度涡旋发展区域垂直速度平均值的时高剖面,可以看出,最大上升



运动中心出现在积分 89 h, 即 29 日 17 时,这与流场上分析的 β 中尺度涡旋发展是相一致的。

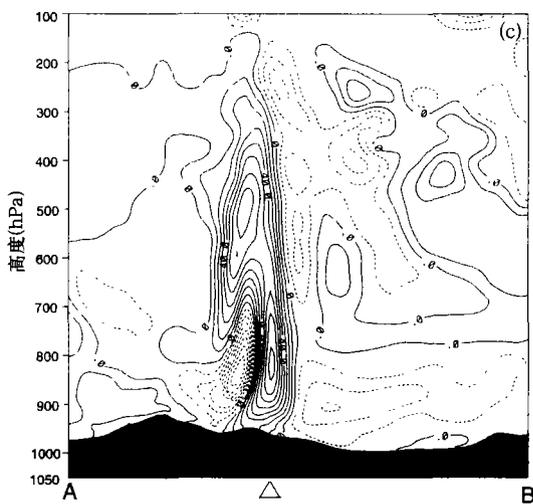
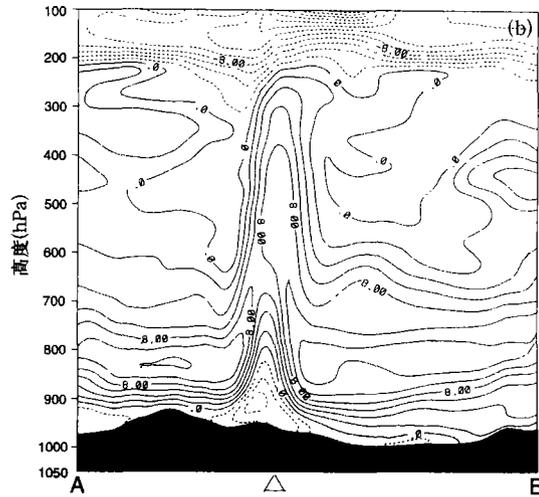


图8 涡旋发生时刻的空间剖面
(三角形为 β 中涡旋位置, 图a, b, c分别为
 u, v 分量(m/s)和涡度($10^{-5} s^{-1}$)的空间分布)

5 小 结

以往由于资料和计算条件所限,对长江中游地区一些 β 中尺度低涡现象的揭示还不是十分清楚,对一些发生于 α 中尺度低涡东南部的 β 中尺度低涡及其它它们之间的关系也缺少有根据的解释,本文通过对 α 中尺度低涡的模拟分析,揭示出长江中游地区 α 中尺度低涡与 β 中尺度低涡相联系的特征。分析发现当 α 中尺度低涡沿长江流域东移至中游地区出现停滞时,在 α 中尺度低涡南侧的偏西气流(带有低涡后部的低 θ_e 性质)与暖区边界层内东南气流相遇,由此产生中尺度正涡度中心和辐合中心,促使了 β 中尺度低涡的形成;另外,两股气流在地形的背风坡相汇更加有利于中尺度涡旋在该处的

形成。显然,在本次 α 中尺度低涡东南部的 β 中尺度低涡发展之前,边界层内的东南风在地形背风坡处的加强也是十分重要的。

分析发现在本文 β 中尺度低涡附近发生的强降水是一次相对独立的暴雨过程,成功的模拟证实了实况九岭山以东至南昌、鄱阳湖地区强降水的发生与活动情况,并证实这一强降雨团是与边界层内 β 中尺度低涡的发生发展密切相关,而 α 中尺度低涡在长江中游地区的减慢移动和停滞不前为这次 β 中尺度低涡的发生发展提供了有利的背景条件。

本次个例的 β 中尺度低涡开始仅出现在边界层内,因此, β 中尺度低涡的形成与中尺度地形的分布密切相关,不仅 α 中尺度低涡南侧的偏西气流与暖区的偏南气流相遇在中尺度山脉的背风坡,在中尺

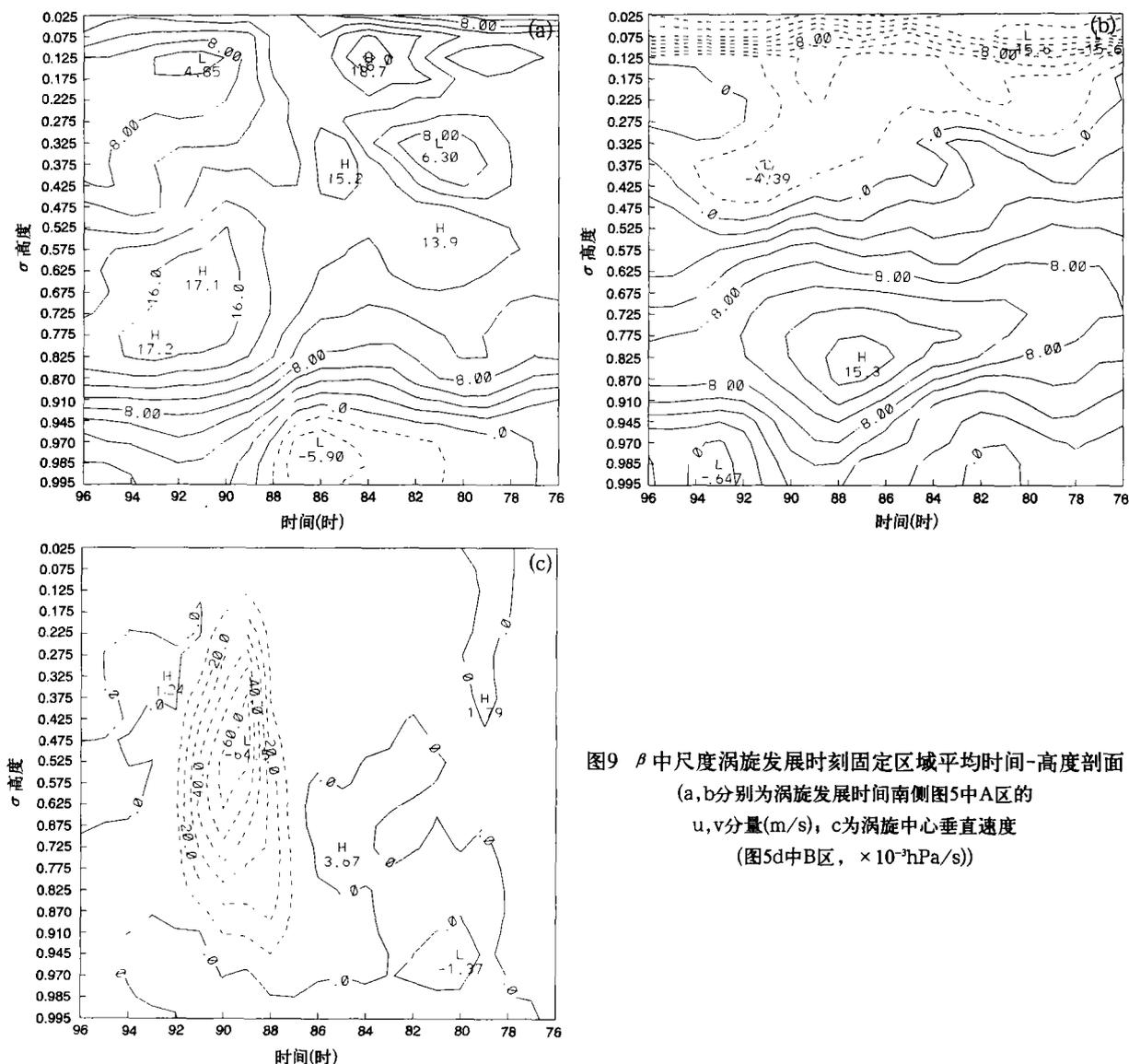


图9 β 中尺度涡旋发展时刻固定区域平均时间-高度剖面
(a, b分别为涡旋发展时间南侧图5中A区的
u, v分量(m/s); c为涡旋中心垂直速度
(图5d中B区, $\times 10^{-3}$ hPa/s))

度山脉的背风坡,地面还存在一个中尺度低压区,近地面层有增强的东南气流,这些都有助于 β 中尺度涡旋的形成。

当 β 中尺度涡旋东移到波阳地区时, β 中尺度低涡进一步强烈发展,低层切变线上加强的偏东气流在受到大别山脉的阻挡后折向南,而后随着东风的加强,气流明显地向南扩展,这有利于 β 中尺度涡旋后部环流的加强,同时,在 β 中尺度低涡强烈发展前,边界层附近偏南大风的活动,造成了 β 中尺度涡旋区强烈的辐合和上升运动,促使地面低压加深,气

旋性环流进一步加强并向上伸展,导致该 β 中尺度低涡的形成和发展,最后发展成为一个 α 中尺度的低涡系统,就本次过程而言,一个 β 中尺度涡旋发展成为一个 α 中尺度低涡,时间尺度大约为6~8 h。

β 中尺度低涡的形成和发展具有复杂性,文中仅从一个侧面反映了它的发生发展过程,仍有许多工作有待进一步分析研究。

致谢:数值模拟试验过程中,得到浙江大学理学院计算中心 Origin2K 的计算支持和中国气象局提供的“淮河流域能量与水分循环试验”资料,特此致谢。

参考文献

- 1 卢敬华. 西南低涡概论. 北京:气象出版社,1986. 276pp

- 2 韦统健,薛建军.影响江淮地区的西南涡中尺度结构特征.高原气象,1996,15(4):456~463
- 3 钱正安,顾弧道,颜宏等.四川“81.7”特大暴雨和西南涡数值模拟.气象学报,1990,48(4):415~423
- 4 陈忠明,缪强,闵文彬.一次强烈发展西南低涡的中尺度结构分析.应用气象学报,1998,9(3):273~282
- 5 李玉兰,杜长萱.中- β 尺度云团造成不同降水强度的对比分析.大气科学,1994,18(4):492~297
- 6 施曙,赵思雄.梅雨锋上与强暴雨有关的中低压及其三维环境流场的诊断研究.大气科学,1994,18(4):476~485
- 7 Ninomiya K, Akiyama T, Ikawa M. Evolution and fine structure of a long-lived meso- α -scale convective system in Baiu frontal zone, Part I: Evolution and meso- β -scale characteristics. J Meteor Soc Japan, 1988, 66: 331~350
- 8 程麟生, Ying-Hwa Kuo, 彭新东等.中国暴雨中尺度系统发生与发展的诊断分析和数值模拟(I):诊断分析.应用气象学报,1993,4(3):257~268
- 9 郑维忠,余志豪,黄菲.梅雨锋暴雨两个例的中尺度数值模拟研究(I)— α 中尺度尺度双雨带.南京大学学报(自然科学),1999,35(3):346~354
- 10 郑维忠,余志豪,黄菲.梅雨锋暴雨两个例的中尺度数值模拟研究(II)— β 中尺度尺度对流系统.气象科学,1999,19(2):111~121
- 11 高坤,徐亚梅.1999年6月下旬长江中下游梅雨锋低涡扰动的结构研究.大气科学,2001,25(6):740~756
- 12 杨金锡,冯志娴,郑缓缓.1991年6月12-16日江淮特大暴雨中尺度天气过程分析.气象学报,1994,52(2):187~193

ANALYSIS AND NUMERICAL SIMULATION OF A MESO- β -SCALE VORTEX IN THE MIDDLE REACHES OF THE YANGTZE RIVER

Wang Zhi Zhai Guoqing Gao Kun

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

Abstract

A heavy rainfall process took place in the middle and lower reaches of the Yangtze River during 26-30 June 1999. The analysis shows that several mesoscale cyclone disturbances along Meiyu front are heavily responsible for this intense precipitation process.

An east-moving low vortex in 29 June 1999 was simulated by use of PSU/NCAR MM5 in this paper. The results show that the slow-moving and stagnation of this east-moving meso- α -scale low vortex in the middle reaches of the Yangtze River provided background condition for the formation of a meso- β -scale vortex. And the meso- β -scale vortex was produced in the southeast boundary layer of the east-moving meso- α -scale low vortex. After its formation, this meso- β -scale vortex moved northeast ward accompanied with strong heavy rainfall. The evolution and propagating of this strong heavy rainfall were verified by the dense observational rainfall data. The simulation also shows that the meso- β -scale vortex appeared in the lee side of mesoscale mountain where the westerly flow in the south of the meso- α -scale vortex converged with the southerly flow from warm section. A mesoscale low and strengthened southeasterly flows near surface in the lee side of the mesoscale mountain strengthened the vorticity and convergence near surface, which was helpful to the development of the meso- β -scale convective system. When the meso- β -scale vortex moved east to Boyang Lake, the easterly flow in the north of vortex was hampered by the Dabie mountain and turned to south, and strengthened the cyclone circulation in the back of the meso- β -scale vortex. Then under the influence of the southerly flow in the boundary layer, severe convergence and upward movement appeared in the meso- β -scale vortex. The cyclone circulation developed to high levels, and the meso- β -scale vortex developed to be a meso- α -scale vortex system at last.

Key words: Mesoscale numerical simulation, Meso- α -scale vortex, Meso- β -scale vortex, Meiyu front heavy rainfall.