

梅雨期高层流场对低层急流及中尺度系统影响的数值试验^{*}

翟国庆 高 坤

(杭州大学地理系, 杭州, 310028)

孙淑清

(中国科学院大气物理所, 北京, 100080)

摘 要

用中尺度模式对一次江淮流域暴雨过程进行了数值试验, 并研究了对流层高层青藏高压东侧偏北大风的强弱与低层流场及中尺度系统发生及至降水过程的影响。试验不仅较成功地模拟了本次暴雨过程及相应的系统, 而且揭示出较强的高空偏北大风将引起对低空急流的加强。而更为重要的是低层切变线的出现以及其上中尺度涡旋的发生。上下风场所构成的垂直反环流圈大大有利于对流的发展, 特别是在切变线地区的上升支, 带有明显的中尺度特征。

关键词: 梅雨锋暴雨, 高低层流场耦合, 数值试验。

1 引 言

暴雨是一种深对流系统, 它与高、低空的环流形势有着密切关系。因此, 研究高低空环流的相互作用是一个重要的内容。1970年代, 人们已注意到低空急流与暴雨有很好的相关性以及在暴雨过程中的动力和热力作用^[1]。同时, 也注意到对流层顶附近环流场的作用^[2]。Uccellini 和 Johnson 从研究高空急流轴上水平风速分布不均匀出发, 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下支里的低空急流很大部分是由于气压梯度力增大所致^[3]。在中国的梅雨过程中, 也存在这种高低空耦合关系。俞樟孝等人指出, 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, 从而利于低空急流发展和加强^[4]。

近年来, 陈受钧等人对中国初夏和盛夏暴雨的数值试验中发现, 暴雨区与高低空西风急流和南亚东风急流在空间上的联系。对流层上下层的耦合主要发生在低空急流和南亚东风急流之间, 以北部上升, 南部下沉的反环流为主要特征^[5,6]。孙淑清在仔细考察了江淮流域梅雨期高低空急流位置时也发现, 江淮地区梅雨过程中, 副热带西风急流大致位于40°N以北, 与低空急流轴北端相距10个纬距左右, 而东亚大陆沿岸地区盛行东北风。因

* 初稿时间: 1996年7月1日; 修改稿时间: 1996年11月18日。

资助课题: 国家自然科学基金(49335061)和浙江省自然科学基金(494029)。

而, 青藏高压东侧的偏北风与西风急流之间在 30°N 以北处构成了一个气流的强辐散区, 这个分流正好位于低空急流轴的前端和低层切变线的上方, 由此构成高层的东北风和低层的西南风之间的东北-西南向的次级环流^[7]。显然, 以上提出的观点与北美和前面提到的高空急流入口区的耦合不同, 而是另一类型的高低空环流的耦合。

作者对江淮梅雨暴雨的高低空流场作过物理诊断。发现青藏高压东侧不断有偏北大风轴向东运动, 由此造成北端辐散场和辐散增长区的发展, 从而有利于垂直上升运动的发展。

以上说明了初夏季节的青藏高压活动对低层形势有很大影响。本文利用中尺度模式用数值试验方法, 对于对流层高层青藏高压东侧偏北大风轴与低空急流之间的关系进行了研究, 探讨高低层流场间这种独特的耦合关系的物理过程。

2 模式及试验设计

1991年7月5日至6日的梅雨暴雨过程, 作者已有了成功的模拟试验结果^[8]。在个例分析中, 注意到青藏高压东侧的偏北大风轴与暴雨的关系, 该轴的北端位于暴雨区的东南部, 以偏东北风的形式汇入对流层上层的南亚东风急流。考虑到高低空流场特征, 在采用美国国家大气研究中心的中尺度模式^[9]成功地对该过程模拟的基础上^[8](即: 对次网格尺度对流降水采用 Anthes-Kuo 方案^[10]; 对于非对流层状降水, 过饱和的水汽作为降水被排除, 释放的潜热计入热力方程, 在不饱和层内不考虑蒸发; 对行星边界层采用 Blackadar 的高分辨参数化方案^[11]), 采用粗、细网格的双向嵌套方案, 在粗网格中, 水平格距为 150km , 计算范围是 31×31 格点; 细网格中, 水平格距为 50km , 计算范围是 37×37 格点(图2c的粗方框), 垂直分为15层, 其 σ 值分别为 $0.995, 0.985, 0.97, 0.945, 0.91, 0.865, 0.81, 0.74, 0.65, 0.55, 0.45, 0.35, 0.25, 0.15, 0.05$ 。以地面气压为 1000hPa 所大致对应的垂直气压值分别为 $996, 987, 973, 950, 919, 879, 829, 766, 685, 595, 505, 415, 325, 235, 145\text{hPa}$ 。

由于风场的敏感性, 在试验中采用了分析场张弛逼近的四维同化方法, 即首先将每隔 12h 的实际探空资料客观分析到模式的格点上, 构成分析场, 然后在模式积分期间, 在每个时间步长将模式预报格点值与经过时间内插的分析格点值比较, 按其差值大小对预报结果作适当修正, 修正量的大小由一个权重函数控制, 使之向观测值逐渐逼近。该方法使模式可提供一个时间连续且更逼近真实又保持各要素场之间动力协调的结果。在控制试验(CTR)中, 采用实测资料的分析场对粗网格进行四维同化, 而在敏感性试验(SW8)中, 将实测分析场最高三层($\sigma = 0.05, 0.15, 0.25$, 约 $145-325\text{hPa}$)的、青藏高压所在区(约 31°N 以南, 图2c中粗实线为该试验区北界)的风速削减 20% , 然后用同样方法进行四维同化, 显然, 两者之差可反映高空青藏高压外围风场加强对模拟结果的影响, 以此来研究青藏高压外围流场, 特别是青藏高压东侧偏北大风区对低层流场的影响。采用以上的四维同化方法的敏感性试验, 可以避免单纯在模式中人为削减模式风场所可能引发的过大的不平衡现象。

图1的降水分布表明, 采用四维同化细网格的降水分布与实况的暴雨区基本相似, 所表示的雨量中心位置也较接近。由此可见, 青藏高压东部外围偏北气流的加强, 会导致北

端流场的发散,亦就有利于降水天气的加强,而模拟中采用的四维同化方法其结果与实况相似。在此基础上,改变青藏高压前沿的高空风速,其所模拟的高空流场就大尺度分布而言,仍基本相同,显然,这种试验方法是可行的。

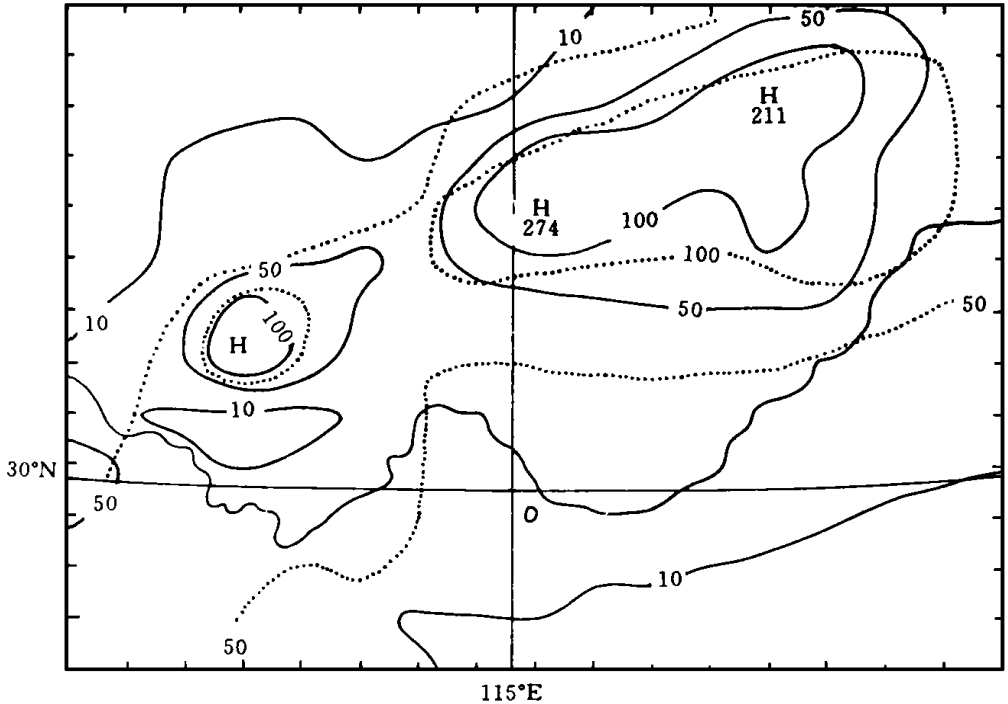


图1 控制试验12-36h 细网格降水量(mm)和对应时段的实况降水区(点线)

3 青藏高压东侧风场对低层流场及对流系统的影响

3.1 高低层流场的改变

图2给出模拟积分至24h 输出的高层($\sigma = 0.15$, 约230hPa 附近)流场和相应的实况。在对流层顶附近,模式积分至24h 时,青藏高压已向东扩展,30°N 以南是一强的反气旋性环流,这在实况与试验中是完全一致的。向南的气流汇入东风急流中。偏东气流中心值在19m/s(实况)和21m/s(控制试验)。在敏感性试验中(图2c),偏东气流中心位置与实况和控制试验一致,削减20%风速后中心值也能达到17m/s 左右。由图2可见,试验区以北(图2c 中30°N 附近的粗实线以北),三者的形势和风速值都较相近。这表明,采用上述同化方法及敏感性试验是基本可靠的,它没有破坏高空基本流场特征,仅在试验区的风速值上出现差别,当积分至24h,如黔、湘上空的小风速值和台湾东南的大风速值分别改变36%和21%。

同样,由控制试验和敏感性试验两者之间的高层流场差值(图3),亦十分明显地表明,中国东南海域的一支反气旋性大风速带汇入南亚东风急流,这支差值大风带十分稳定。在青藏高压东部,另有几支偏北大风轴亦呈反气旋形式汇入南亚东风急流。这些大风轴北端

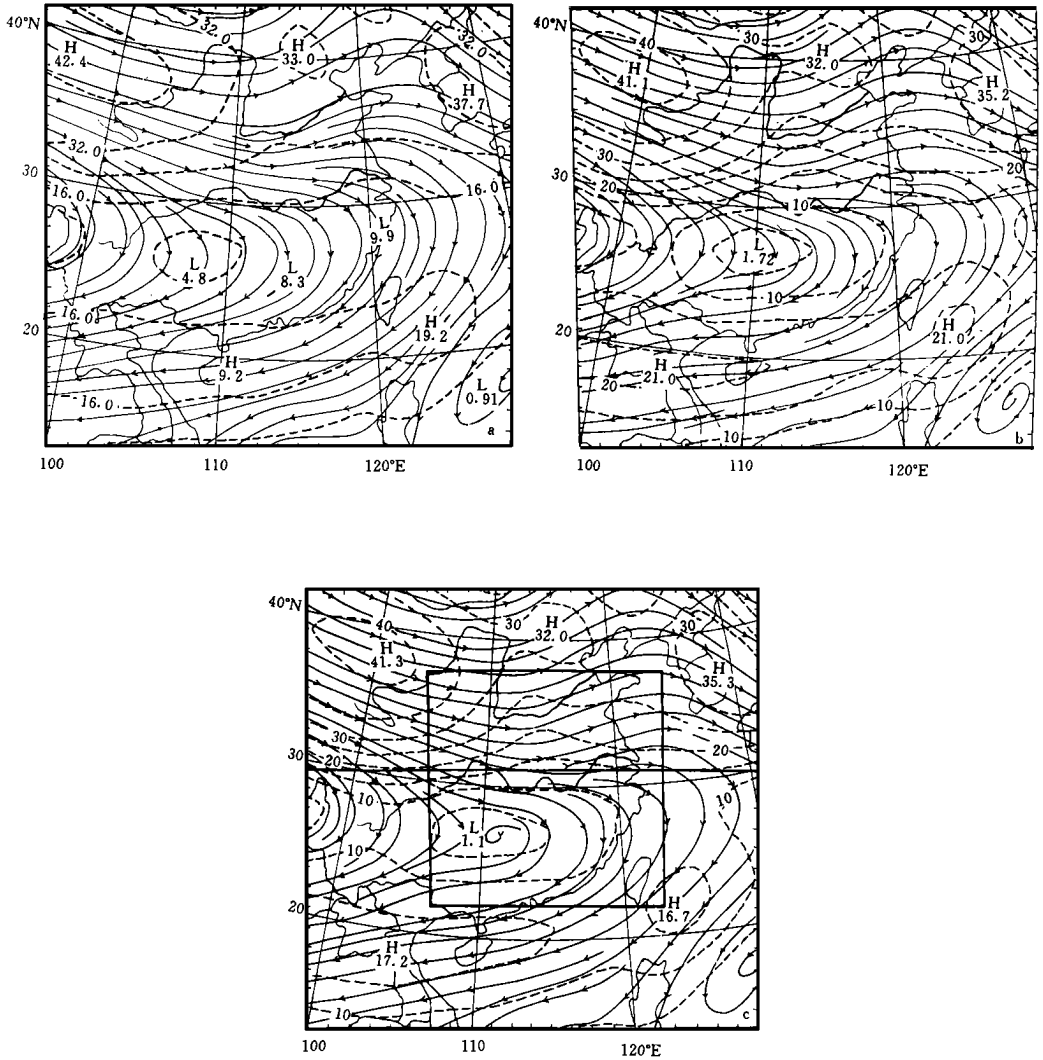


图2 σ 为0.15的粗网格风场

(a. 7月6日00时(世界时)的实况, b. 控制试验24h 模拟, c. 敏感性试验24h 模拟;

虚线为等风速线(m/s), 粗实线为敏感性试验区北边界, 方框为细网格区域)

的分流处也正好是长江流域地带, 易形成高空辐散带; 在积分12h(图略), 湘东、赣西有一支偏北大风轴, 其北端已产生辐散场, 这里是本例中最初产生暴雨的地区。积分至24h, 长江中下游地区存在差值辐散场, 在豫东南地区有强的气流辐散, 最大流出值可达9.4m/s, 其下方对应着低压系统和暴雨区。这反映了控制试验相对于敏感性试验的高层流场的差别, 以后的分析就是要揭示高层流场的这一变化对低层流场和降水产生什么影响。

图4给出了CTR和SW8两试验边界层项($\sigma = 0.91$, 约900hPa附近)的风场分布。由图可见, 控制试验与敏感试验在低层风场形势上几乎相同, 与实况850hPa急流轴(图4a中粗箭矢)也几乎相重合。可见, 模拟的低层风场也相当成功。

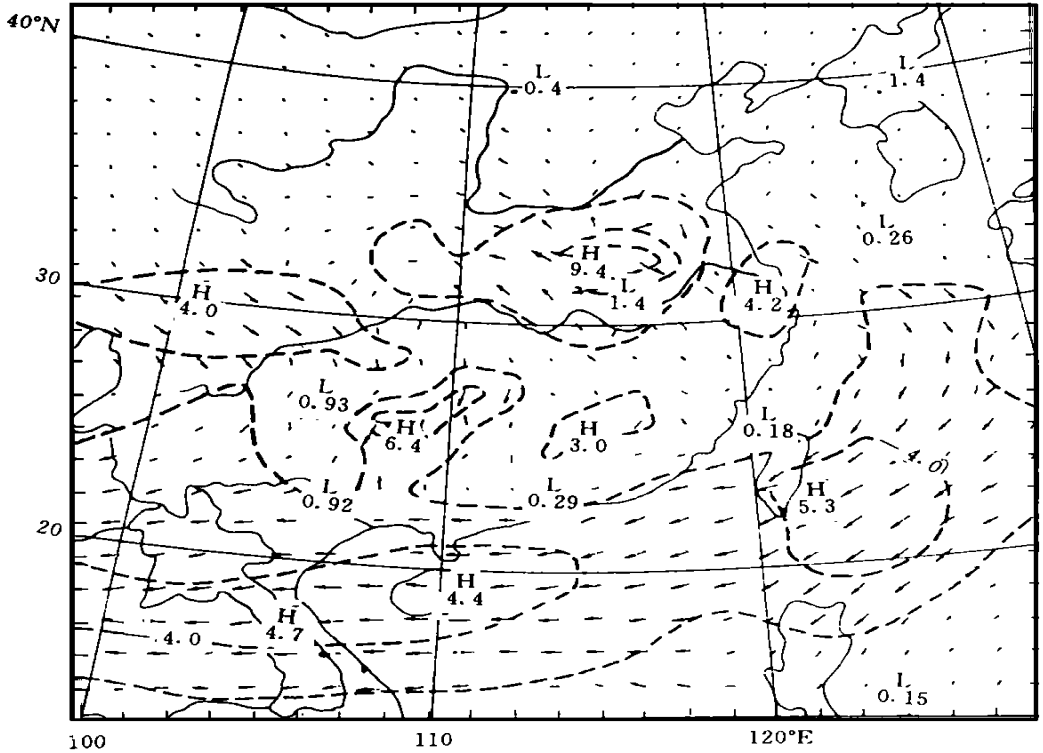


图3 模式积分至24h, σ 为0.15的CTR与SW8试验差值风场
(虚线为差值等风速线(m/s))

模拟的西南急流的大风速中心,在敏感性试验中,积分24h仅减小3%(湘西)和5%(皖南),这说明,高空风增加20%时,低层的风场形势和风速值与控制试验仍很接近,但处在试验区的北边界附近,低空西南急流轴的顶端和急流轴左前侧的风场结构却有十分明显的改变。

3.2 青藏高压东侧风场对低层中尺度系统的影响

由逐时的差值风场分析中发现,积分12h之后,在高空试验区北边界的南侧,低层开始出现差值南风,虽然在模式积分12h时,差值风速在1m/s以下,但它说明了加大高空偏北气流后,已引起低层南风加大;这种南风加大主要表现在高空试验区的北界附近(图2c中30°N附近的粗实线),当然,南风的加大还与低空西南急流相联系,随着低空西南急流的加强,差值偏南风增大并向北推,与北侧差值偏东气流之间构成水平风切变,到积分18h,该切变线向北推进50–100km,切变线的中段北推到鄂北、豫南附近,差值南风已达到2m/s以上,它与后期将爆发的深对流显然有很好的对应关系。同时,鄂中地区的差值气旋性涡旋从积分12h后开始发展,至18h已逐渐明显,该地区的差值风速达到3m/s以上,并与6h实况暴雨区相吻合(图略),与模拟雨量结果也相同(图略)。积分至21时(图5),差值风矢切变线已呈波状,两个差值风矢切变的波动点附近的差值风速超过4m/s,且分别对应着两个实况6h暴雨中心(5日18时–6日00时(世界时)),其中豫东南部的波动点还与

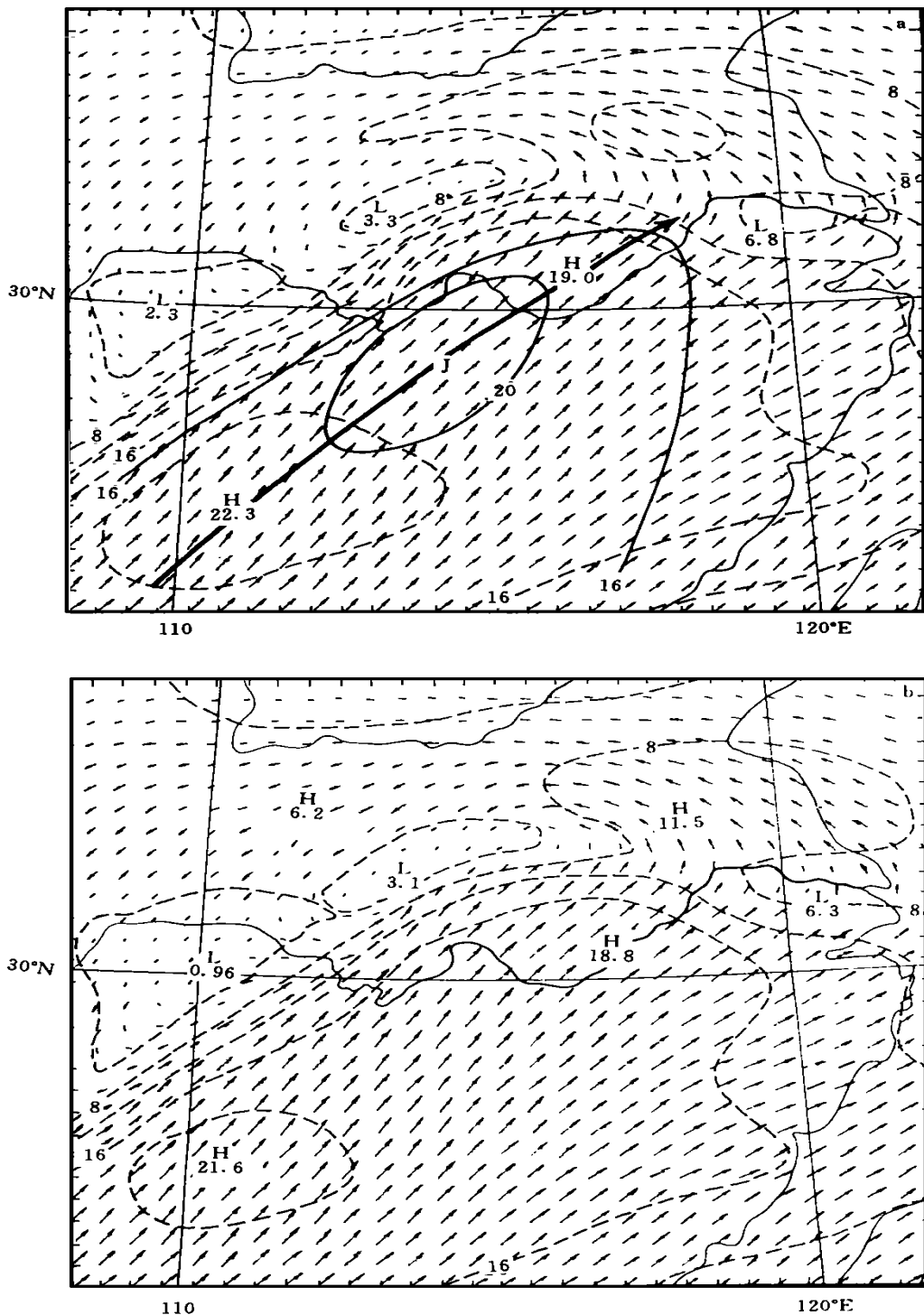


图4 σ 为0.91积分24h细网格的风场

(a. CRT; b. SW8. 虚线为等风速线, 实线为850hPa实况等风速线, 粗箭头为低空急流轴)

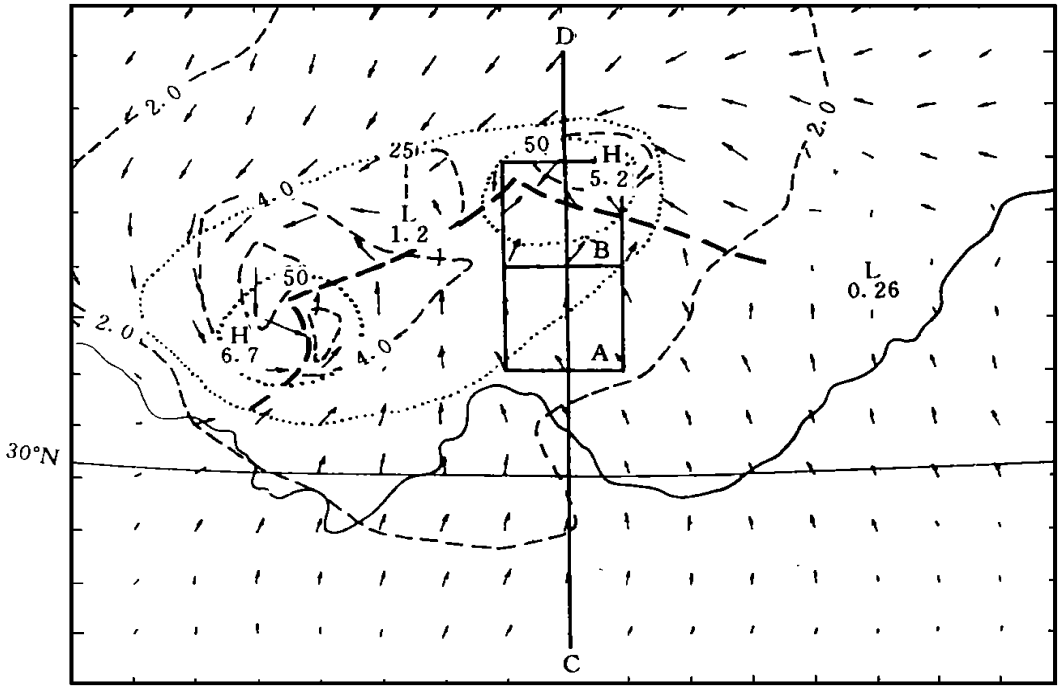


图5 模式积分至21h, σ 为0.91细网格的控制试验与敏感性试验风场差值
(虚线为差值等风速线,粗虚线为差值风场切变线,点线为实况6h暴雨区)

实况6日00时(世界时)低压中心对应(图略)。整个低压区差值风速不断增大并向四周扩展,近中心已达到5m/s以上。当积分至24h,豫东南地区差值气旋性涡旋达最强,此时,也是该地区暴雨最强时刻。

由图5中给出的A、B区域平均值作时间-高度差值剖面(图6)。图6a为A区的 U 分量差值剖面。在积分15h之后,高空试验北边界南侧的低层南风逐渐增大,在豫东南部的暴雨发生前,差值风速增大层位于边界层顶以上并随时间向上伸展,积分第20h,该区域平均差值南风已增加至2m/s,这对低层的辐合起到重要作用。图6b为B区的平均散度差值剖面,B区取在差值风场切变线的波动点上,与图6a相对应,当差值南风增大时,差值辐合也不断增大,积分22h,该区平均差值辐合达最强,对应的差值上升速度亦达到 $-80 \times 10^{-3} \text{hPa/s}$ (图略)。由此可见,高空青藏高原东侧偏北气流的加强,其北端有利于低层南风加大而造成切变线的形成,在低空急流的左前侧有利于低涡的发展,导致对流发生,相反,则切变线变弱,涡旋不明显,降水明显偏小。

3.3 对流层风的切变与垂直环流

在江淮梅雨期间,江淮流域上空存在高空西风带气流的南北分流,这在图2中已表明。分流区下方正是西南低空急流的左前侧。由此构成高低空风场极大的切变。

文中以高低层南北分量的差 U 来反映 U 分量的垂直切变的差($U = U_{0.15} - U_{0.91}$),它可以表示经向环流强度的水平分布,也是水平涡度的一个量度。 ΔU 能更清楚反映江淮梅雨期垂直环流的分布情况。 U 的正值分布即表明了高空的南风与低层的北风之间组

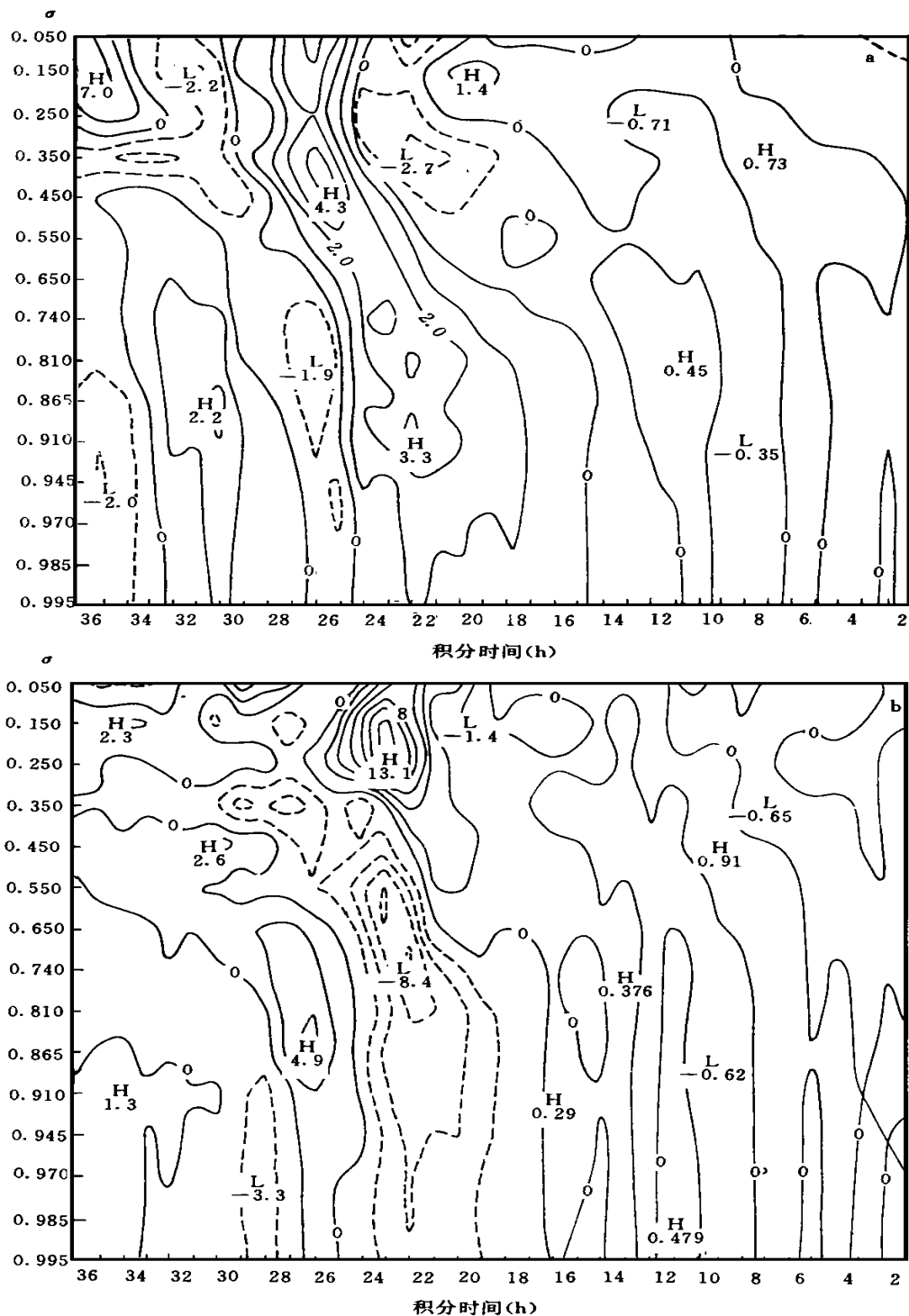


图6 图5中A, B区域($100 \times 100 \text{km}$)时-高剖面差值图

(a. A区域平均差值 u 分量(m/s); b. B区域平均差值散度($\times 10^{-5} \text{s}^{-1}$), 实线为正区, 虚线为负区)

成的正环流, 而负值则说明, 高空的北风与低层的南风之间的经向反环流。图7则采用 U 的 CTR 与 SW8 试验差来表示高空风场变化所造成的高低空风场的耦合关系。

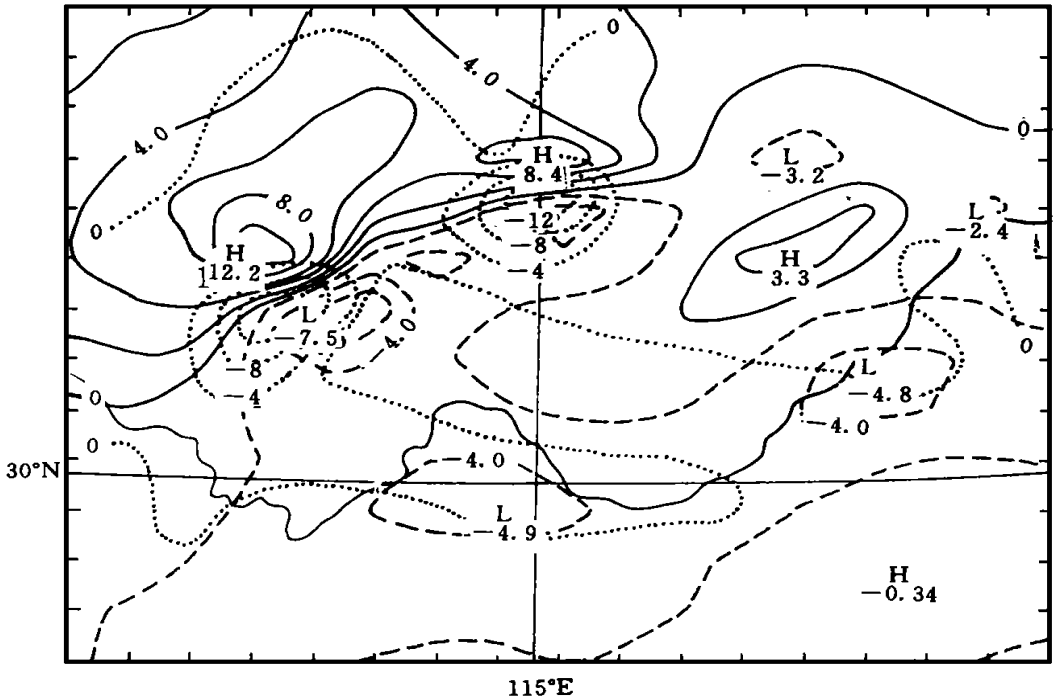


图7 模式积分至21h, 控制试验与敏感性试验差值的 U 分布
(实线为正, 虚线为负, 点线为 $\sigma = 0.91$ 的差值散度 ($\times 10^{-5} \text{s}^{-1}$))

由图7可见, 差值 U 切变零线与低层差值风切变线位置十分接近。在零线以南, 是经向反环流, 值得注意的是, 零线附近出现的中尺度差值 U 密集区, 与低层差值辐合(点线)区是完全对应的, 积分至21h, 差值辐合中心与图5的两个涡旋中心相吻合。而反环流区域正好是低空急流的强风区, 这说明, 在这种特殊的上下层风场结构下, 高层风场强度越大, 垂直方向的反环流也越强。而这种反环流又与低空急流区紧密联系在一起。而当高空偏北风减弱时, 这种垂直环流也减弱, 相应的中尺度涡旋也弱或不出现。事实上这种经向反环流是与人们熟知的梅雨期的季风环流圈是一致的, 所不同的是它的上层支正是青藏高压前沿的东北风, 而下层支则为低空急流。

3.4 高低空风场的耦合关系

图8给出积分至21h 沿图5C, D线的 CTR 与 SW8 经向差值剖面, 其剖面在切变线上, 低层有强的差值辐合(图8a), 中心值可达 $-20 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$, 而上方是强的辐散。比较图8b, 低层辐合位于南北风之间的切变线上。强的垂直对流将低层南风与北风, 高层北风和南风分开, 正好构成高低层相反的 U 分量, 由此构成两种经圈环流。从图8剖面图上还可看出, 由于高低空之间强烈的风切变所引起的垂直环流其上升支十分强烈, 而下沉支则并不十分清楚, 强的下沉运动没有发生在本试验的积分区域内, 更为重要的是这个上升支在南北方向上的范围十分狭窄。这说明高层偏北大风速的加大所造成的对垂直方向环流的影

响是中尺度的。这或许也能解释梅雨期中尺度雨带形成的一个原因, 虽然高低空风场的反相配置(高空偏北, 低层偏南)是大范围的。

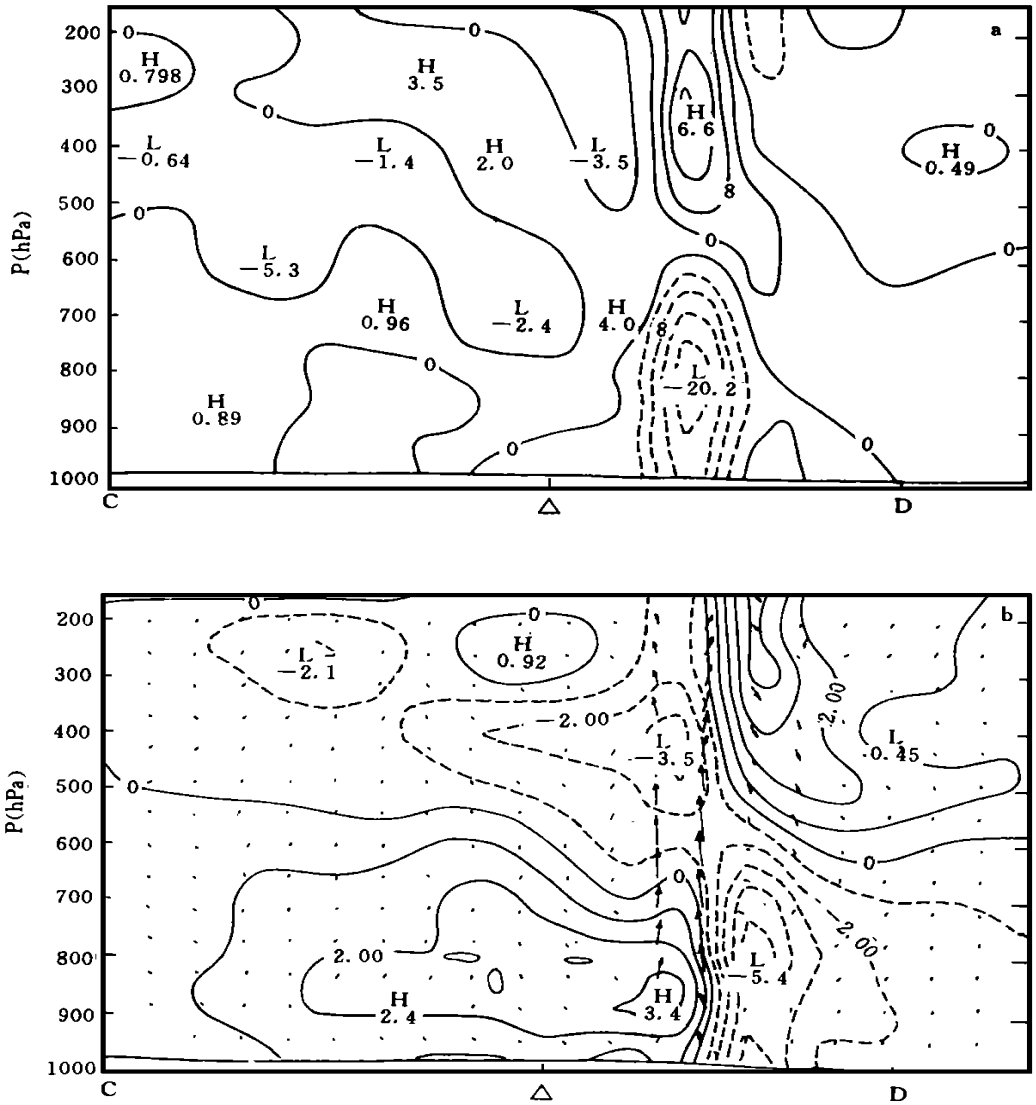


图8 积分至2lhCTR与SW8经向差值剖面(图5中C、D线位置)

(a. 差值散度($\times 10^{-5} s^{-1}$); b. 两试验差值 u 分量(m/s)和差值垂直环流。为粗网格的高空试验区北边界位置)

4 结论

利用中尺度模式, 运用双向嵌套和四维同化方法对一次江淮气旋暴雨过程进行对比试验, 在模式成功地模拟本次过程的降水及相关的环流系统基础上, 探讨对流层顶附近青藏高原高压东侧偏北大风轴的风速强度对低层流场及中尺度系统的影响。主要结论如下:

(1) 计算结果表明,本试验所采用的四维同化方案及SW8试验中采用的对计算结果进行调整以改变高空风场的方法是合理、可行的,控制试验的模拟结果是成功的,与实况较为一致;而敏感试验的结果也是合理的。

(2) 从对比试验看,青藏高压东侧的反气旋性环流一旦加强,在其前沿偏北大风轴的北端可引起高空流场的发散。因而,沿着长江流域地区,高空形成辐散带或辐散区,该辐散区的下方,正是梅雨期经常出现的西南低空急流轴的左前侧,形成有利于对流发生发展的大尺度动力条件。

(3) 高空向南的气流位于热带东风急流入口区。它的增强将引起低层偏南风的加大,更为重要的是,低空急流轴左前侧南风的不断加大与北侧同时增强的偏东气流之间构成的中尺度切变线是十分明显的。在切变线上,先后还发展出中尺度的差值涡旋(两次试验之差),并伴有差值辐合和垂直上升运动,它们与中尺度暴雨区相吻合。

(4) 在江淮梅雨期对流层高层青藏高压前沿的偏北大风与低层低空急流构成上下耦合关系时,垂直方向的经向环流为与季风环流类似的反环流,强烈的上升支发生在低空急流前端的风切变线上。高空风速越强,这个环流圈(或是上升支)也越强。更有意思的是,这个强上升支有明显的中尺度特征,它与中尺度涡旋、雨带有很好的配合。而当削弱高空风场时,这种现象就大为减弱。

以上这些试验结果不仅很好地证实了文献[7]的观测事实,再现了陈受钧等所讨论的论点,而且较为细致地给出了梅雨期对流层高层特定地区环流特点对下层风场及中尺度系统发生发展的重要影响以及动力过程,这无疑对进一步研究夏季梅雨期高低空流场耦合作用有很大的启示。

参考文献

- [1] 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.
- [2] Maddox R A. The evolution of middle and upper tropospheric features during a period of intense convective storms. Preprints, 11th Conference on Severe Local Storms, Kansas City Amer Meteor Soc, 1979. 41- 48.
- [3] Uccellini L W and Johnson D R. 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.
- [4] 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.
- [5] Chen S J and Dell'Osso L. Numerical prediction of the heavy rainfall vortex over eastern Asia monsoon region. *J Meteor Soc Japan*, 1984, 62: 730- 747.
- [6] 陈受钧. 梅雨末期暴雨过程中高低空环流的耦合- 数值实验. *气象学报*, 1989, 47(1): 8- 15.
- [7] 孙淑清, 杜长萱. 梅雨锋的维持与其上扰动的发展特征. *应用气象学报*, 1996, 7(2): 154- 159.
- [8] 高坤等. 地面热通量对江淮气旋暴雨影响的模拟试验. *暴雨科学、业务试验和天气动力学理论的研究*(85- 906- 08课题组). 北京: 气象出版社, 1996. 292- 302.
- [9] Anthes R A and Warner T T. Development of hydrodynamic models suitable for air pollution and other mesometeorological studies. *Mon Wea Rev*, 1978, 106: 1045- 1078.
- [10] Anthes R A. A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model. *Mon Wea Rev*, 1977, 105: 270- 286.
- [11] Zhang D-L and Anthes R A. A high-resolution model of the planetary boundary layer-sensitivity tests and comparison with SESAME-79 data. *J Appl Meteor*, 1982, 21: 1594- 1609.

A NUMERICAL STUDY ON THE INFLUENCE OF WIND FIELDS AT UPPER LEVELS IN THE MEI-YU PERIOD ON THE DEVELOPMENT OF LOW LEVEL JET AND MESOSCALE SYSTEMS

Zhai Guoqing Gao Kun

(Department of Geography, Hangzhou University, Hangzhou, 310028)

Sun Shuqing

(Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica, Beijing, 100080)

Abstract

Using a mesoscale model a numerical study on a heavy rainfall case occurring in the Yangtze-Huaihe River Valley is made in this paper. The influence of the intensity of northeasterly wind in front of the Tibetan High at upper level on the low level wind field and development of mesoscale systems as well as heavy rainfall is investigated. The model well reproduced the heavy rainfall process and the weather systems associated. And it indicates that the strong northeasterly flow around the High at upper troposphere will bring about not only the strengthening of low level southeasterly wind, but also the appearance of shear-line and mesoscale vortex at low level. The coupling of northerly wind at upper level and southerly wind at lower level constructs an indirect vertical circulation which is most favourable for the development of convective motions. Its ascending branch in the shear-line area is very strong and shows a pronounced mesoscale characteristic.

Key words: Heavy rainfall on mei-yu front, Coupling of high and low level winds, Numerical experiments.