

梅雨锋两类中尺度低压（扰动） 及其暴雨的数值研究^{*}

董佩明¹⁾ 赵思雄²⁾

1) (空军航空气象研究所, 北京 100085)

2) (中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘 要 对1999年6月梅雨锋频发型中尺度低压（扰动）及其暴雨代表个例，利用区域中尺度数值模式MM5进行了数值研究。基准试验成功复制出中尺度低压（扰动）和暴雨的发生发展过程，系统和降水的演变与强度结果比较合理。借助于高时空分辨率的模式输出，在一定程度上可以揭示中尺度低压（扰动）发生发展较详细的演变过程，同时也可描述出发展演变中某些更加细微的特征和反映对流层高低空气流的特征以及它们之间的相互作用。在基准试验基础上设计的一组数值试验，探讨了同中尺度低压（扰动）暴雨相关的物理过程，包括降水的显、隐式参数化方案，凝结潜热释放，行星边界层过程，局地地形对中尺度低压（扰动）及其所伴暴雨发生发展的影响。这些结果能在更加深入理解梅雨锋上两类中尺度低压（扰动）及其暴雨过程的具体物理图象方面提供一些有益的帮助。

关键词：中尺度低压（扰动）；梅雨锋；暴雨；数值研究；高低空相互作用

文章编号 1006-9585 (2004) 04-0641-17 **中图分类号** P458 **文献标识码** A

1 引言

研究表明^[1]，1999年6月下旬长江中下游地区的暴雨是由梅雨锋上一系列频发型中尺度低压（扰动）所引发的。文献[1]从资料分析的角度进行了分析研究，依其特征将之归纳为两类：一类为活动期间水平移动距离较大，并可能在长江中下游显著发展，然后出海；另一类则为长江中游地区新生，水平移动较慢，其后未见有显著发展。同时文献[1]还讨论了它们发生、发展与演变特征的共性和个性，揭示和确认了某些天气事实。

然而，应该指出，分析所使用资料的空间分辨率相对而言还较粗，时间分辨率也不高。我们知道，开展加密观测要耗费大量的人力和财力，所以在对暴雨中尺度系统进行研究时经常受到资料的限制，无法完全从观测分析角度入手，给出它们的结构特征与发展演变规律等。因而，对上述梅雨锋频发型中尺度低压（扰动）及其暴雨仅有分析工作还是不够的。为弥补这方面的不足，数值研究在一定意义上成为了一种重要的手段^[2]，即采用含有较完善物理过程的数值模式，通过数值模拟，对模拟结果进行

2003-09-05 收到，2004-10-18 收到再改稿

^{*} 国家自然科学基金资助项目 40405020 及国家重点基础研究发展规划项目“我国重大天气灾害形成机理和预测理论研究”（G1998040907）资助

分析。这种方法能克服理论研究中求解析解的困难,同时能提供在空间与时间上比现有的观测资料更连续的资料。另外,数值试验也可以很方便地讨论各种物理因子及物理过程的作用和机理。当然,这种方法在使用过程中需与实际观测相比较,确认模式大气能够较好地反映真实大气的基本特征。

本文将对梅雨锋上频发型中尺度低压(扰动)两种类型的代表个例(与文献[1]所选取个例相同)进行数值研究,在模拟结果的基础上,利用模式输出的高时空分辨率资料和数值试验,进一步对中尺度低压(扰动)的结构、发生发展演变特征以及热力和动力学机理进行分析,以期对之有更加深入的认识。

2 计算方案

本文采用由美国 PSU/NCAR 开发研制的有限区域中尺度数值模式(MM5)。该模式具有较合理的动力框架和完善的物理过程描述,并已得到了相当广泛的应用,在国内暴雨研究方面也有不少的结果,表明它对中国的降水亦具有一定的模拟预报能力^[3,4]。有关 MM5 模式的介绍已有详细资料,不再赘述。

数值研究采用双向嵌套网格,粗细网格的水平格距分别取为 90 和 30 km,水平格点数 61×61 和 97×97 ,垂直 σ 坐标 23 层。模式地图投影方式为 Lambert 投影,中心点为 (30°N , 115°E)。基准试验中降水物理过程隐式方案使用 Grell 积云参数化方案,显式方案为 Reisner 混合相单变参数谱方案。边界层参数化为 Blackadar 高分辨率行星边界层方案。积分时效 24 h。粗网格积分时间步长为 150 s,细网格为其 1/3。模式初始场由 $1^\circ \times 1^\circ$ 的 NCEP 再分析资料经过插值形成初估场,再经常规高空及地面观测资料客观分析后得到。显然,如果有更多的资料形成初值,将会获得更好的模拟结果。

研究的两个个例分别为 1999 年 6 月 27~28 日和 23~24 日的中尺度低压(扰动)过程(分别记为低压 A 和低压 B 个例),A 个例对应前述的第一类,B 个例属于第二类。低压 A 个例活动时段为 6 月 27 日 0000 UTC~28 日 0000 UTC,B 个例为 6 月 23 日 1200 UTC~24 日 1200 UTC,模式积分初始时刻对低压 A 个例为 27 日 0000 UTC,低压 B 个例取为 23 日 1200 UTC。

对模式结果的讨论主要集中在 30 km 细网格的输出上。尽管目前不少的工作已将模式水平分辨率取得较高,但是我们认为 30 km 的格距对于本文所研究的梅雨锋上中 α 尺度的中尺度低压(扰动)是可以的。近期的研究也表明,在现有的情况下,单一地提高模式分辨率并不一定就能收到很好的效果,因为当水平格距越小时,对中尺度对流系统的预报可能越需要仔细考虑各种物理过程的处理,否则会有第二类条件不稳定的失真发展^[5]。5~20 km 的水平格距被认为是“灰色区”,应尽量避免使用。同时,因计算机条件的限制,避免过大的计算量,所以我们选用了 30 km 的格距。

3 基准试验结果及分析

3.1 模拟降水结果

图 1 是模式 27 日 0000 UTC、23 日 1200 UTC 开始积分 24 h 的累计模拟降水量,

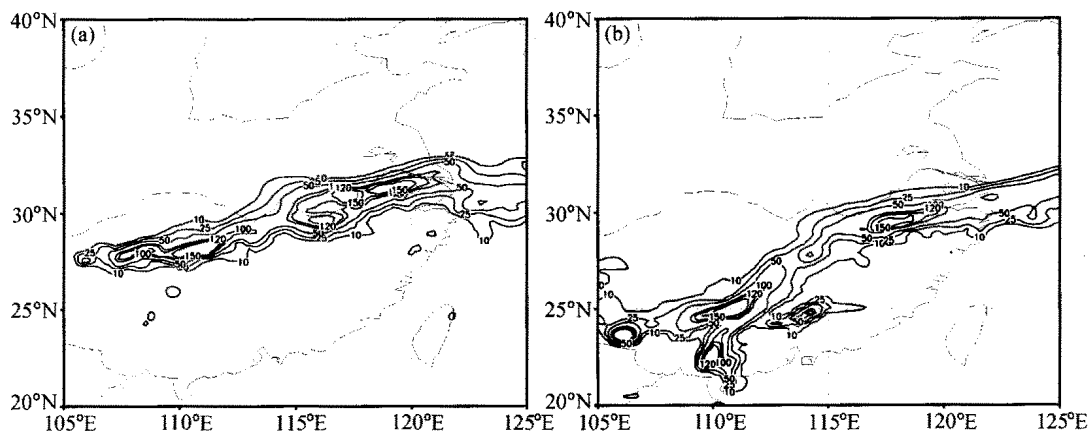


图1 24 h 累计模拟降水量分布（单位：mm）

(a) 低压 A 个例；(b) 低压 B 个例

等值线的间隔为 10、25、50、100、120、150 和 200 mm。可以看出，两次过程模拟的降水带都呈西南—东北走向，与实况雨带（图略，可参见文献 [1]）的走向和位置相符合。在长江中下游地区，低压 A 个例模拟的降水偏在 30°N 以北，即总体上位于长江沿岸略偏北的区域，而低压 B 个例的模拟雨带偏在 30°N 以南地区。此外，模拟的强降水中心对实况降水的大值中心也有较好的反映，低压 A 个例模式在长江中下游模拟出一片降水大值区，雨强为 150 mm，较实况弱一些，并且可以看出预报的大值雨区还有 3 个强中心，其中东面两个强中心略有断开的形势与实况较为相似，反映出降水水平分布的不均匀性。同样，低压 B 个例在长江中下游偏南地区也模拟出一强降水中心，24 h 累计模拟降水达 150 mm，较实况偏强一些。从显式降水与隐式对流参数化方案降水分量看，显式降水是总降水的主要贡献者，隐式降水大约只占总降水的三成左右。

从模拟的 6 h 累计降水与由自记降水资料得到的相应时段的 6 h 累计降水分布比较能够看出（图略），低压 A 个例，在长江中下游地区，27 日 0000~0600 UTC 的 6 h 自记降水呈东西走向，降水大值区位于中上游地区的西侧并伸向下游，27 日 0600~1200 UTC 降水中心向东北移动，至 27 日 1200~1800 UTC 该累计降水中心已移到近出海口处，在其西面又出现一大值中心。27 日 1800~28 日 0000 UTC 6 h 的降水累计，前一中心已移到长江入海口处，而后一中心仍在长江中下游地区的西部，并且整个雨带略向南压。模拟的 6 h 降水较好地体现了上述特征，只是长江中下游地区西侧后一个降水中心出现时间早一些，另外，模拟降水中心位置也略有偏差。对低压 B 个例，长江中下游南侧地区的西南—东北走向的雨区，除积分初始时段的降水强度较实际情况要弱一些外，模拟结果与实况吻合得也较好。

可见，模拟降水和实际降水有着比较一致的空间分布与时间变化，不但总的模拟累计降水量与实况相近，模拟的各时段降水量也是合理的。

3.2 形势场特征

首先看一下对流层中高层的形势（图略）。对流层中层 500 hPa 上，低压上空对应为几乎一致的平直西风，主要系统为西太平洋副热带高压，反映出梅雨锋上的这种中尺度低压（扰动）是对流层中低层的天气系统。对流层高层 200 hPa 上，主要天气系统万方数据

则是南亚高压,中尺度低压(扰动)的高层为南亚高压东侧辐散气流所控制,其北侧等高线密集,有西风急流存在。两个个例的比较能够看出,低压A个例对流层中层西太平洋副热带高压较个例B西伸得要多一些,而高层南亚高压的位置又较后一个例偏东。这种大尺度环流形势的差异预示了前述降水雨带落区的不同。

由对流层低层850 hPa的模拟形势场则可以清楚地追踪出中尺度低压(扰动)发生发展的演变过程(图略)。对低压A过程,积分初始,我国西部的西南倒槽东北向伸展至长江中下游地区,长江流域为西南气流与偏东气流的气旋性切变区,倒槽中的气旋性环流中心位于(31°N, 112°E)附近。之后,西南倒槽逐渐东伸,气旋性环流中心亦随之东移,27日1200 UTC时模拟的环流中心位于长江中游地区,至28日0000 UTC已近出海口处,与实况中尺度低压(扰动)的发展移动情况相符。低压B个例,从850 hPa的模拟形势场可以看到一个局地中尺度低压(扰动)生成发展并移动不多的过程。在积分初期,我国河套地区为一高压,它同对流层低层的西南急流使得其间的过渡带成为水平风的一条切变线,不久,切变线上湖南地区逐渐出现气旋性的闭合环流,23日1800 UTC高度场上出现相应的闭合中心,表明有局地中尺度低压(扰动)生成,中尺度低压(扰动)发生阶段流场上的环流形势较高度场的表现要早和清楚。此后河套反气旋逐渐东伸,中尺度低压(扰动)也逐渐向东北向移动,模拟结束时该中尺度低压(扰动)移至长江中游地区。两个个例间显著的差别是个例A有着较大的水平移动及后期得到显著发展,而B个例移动较少且后期未有显著发展。

3.3 与中尺度低压(扰动)相伴的涡度、散度和垂直速度场特征

与中尺度低压(扰动)相伴的有涡度、散度和垂直上升运动区,它们都位于中尺度低压(扰动)的东侧,且与之有着较一致的移动和发展过程。水平移动方面,低压A个例对应的各物理量场中心,都由过程初期的长江中上游地区移至过程后期的长江入海口处,而低压B个例相应的物理量场中心则在过程中移动的不是很多。强度方面,图2给出了低压过程中期(A个例为27日1200 UTC, B个例为24日0000 UTC)和后期(A个例为28日0000 UTC, B个例为24日1200 UTC)850 hPa的模拟涡度场。可以看到,低压A个例27日1200 UTC涡度中心数值为 $20 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,后期数值达 $36 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$;低压B个例正涡度中心在低压(扰动)生成后的23日1800 UTC已十分清楚,中心值达 $24 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。但是中尺度低压(扰动)过程中涡度中心的强度就在此数值左右变化且幅度较小,变化没有超过 $4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。同样,散度和垂直运动场相应于中尺度低压(扰动)的发展也有着一样的强度变化过程。

在三者的水平配置上(图略),可以发现散度和垂直上升运动中心同正涡度中心并不是重合的,而是在其东侧2~3个经度,并且这种水平间的距离在过程中还有一个随低压(扰动)发展由远至近的变化。这说明了中尺度低压(扰动)发展东移的一种可能机制:与中尺度低压(扰动)相伴的西南急流在其东侧大气低层造成辐合上升,同时低空急流带来的暖平流提供了大气不稳定层结条件,这是对流发展并产生降水的两个重要条件,由此而来,中尺度低压(扰动)东侧一般成为降水区所在。大气低层气旋性发展主要依靠潜热,所以中尺度低压(扰动)东侧也成为气旋性发展的中心,从而使低压向着气旋性发展方向移动。在这个过程中,伴随中尺度低压(扰动)的低空急流随之东移,进而其东侧的气旋性发展区也随之东移。按照这样的演变模式,中尺

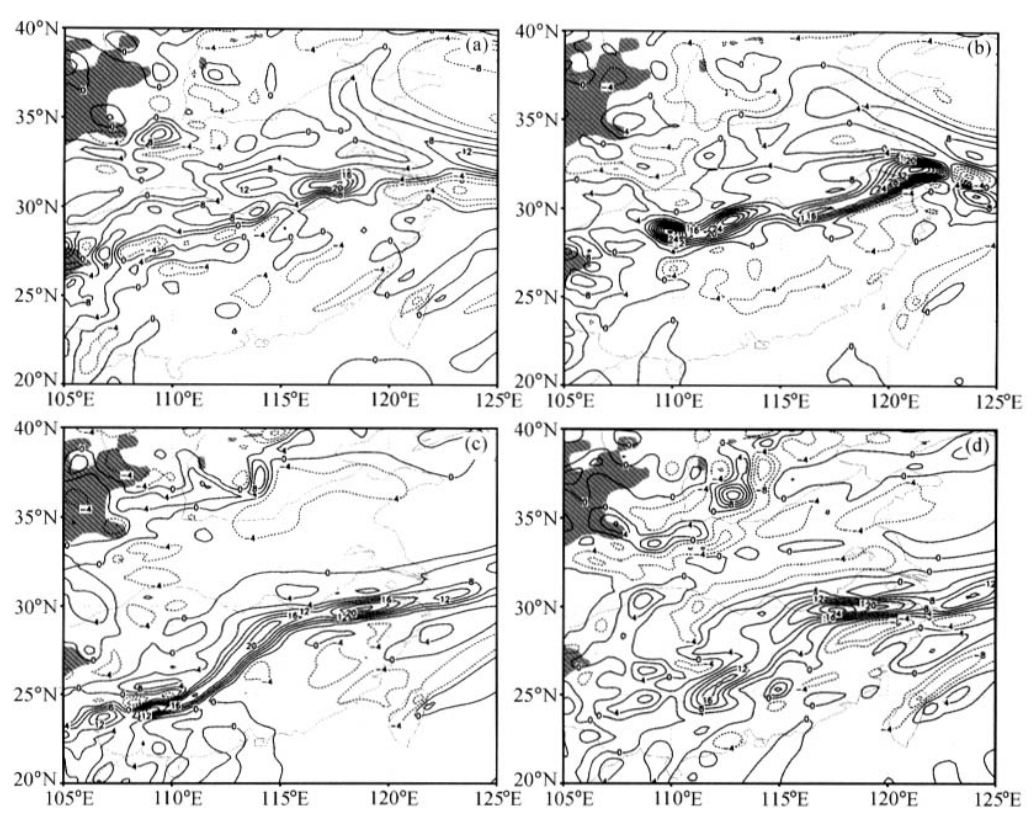


图2 850 hPa 模拟涡度场（单位： 10^{-5} s^{-1} ）
(a) A 个例 27 日 1200 UTC；(b) A 个例 28 日 0000 UTC；
(c) B 个例 24 日 0000 UTC；(d) B 个例 24 日 1200 UTC

度低压（扰动）随之不断地东移发展^[6]。

另外，模拟结果还反映了过程中物理量强度的变化。低压 A 个例模拟中尺度低压（扰动）东侧的对流，有一个初始时期较强，中间转弱，之后在入海口处又发展强盛的过程。这个过程在时间间隔较大的再分析资料中没有反映，但在 TBB（temperature of blackbody）资料和自记降水资料上却有所反映（图略）。当然，我们模拟的低压在入海口处发展的强度不是十分显著，并且在位置移动方面也较实际情况慢一些，这可能是由于中尺度低压（扰动）在移到长江入海口处时，往往因为洋面水汽、感热通量等因素得到发展，而模式对此的描述还不是很好所致。另外，这或许还与模式的滞后现象有关。模拟结果表明，27~28 日个例中尺度低压（扰动）的涡度是一直增大的，而辐合、垂直速度等物理量的强度却存在变化；同样，23~24 日个例后期散度和上升速度已减弱，而涡度大值仍然维持。这说明同中尺度低压（扰动）相伴的涡度与辐合、垂直上升运动，在强度上不一定是正相关的。从涡度的收支方程看：

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = A + B + C + D + E,$$

其中，A 为水平平流项；B 为垂直平流项；C 为水平辐散项；D 为扭转项；E 为摩擦
万方数据

项,一般不考虑。

$$A = - \left[u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \left(\beta + \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right) \right],$$

$$B = - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p},$$

$$C = - (f + \zeta) \nabla \cdot \mathbf{V},$$

$$D = - \left(\frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} \right),$$

$$E = - g \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \right).$$

与散度相应的水平散度项是涡度的主要制造项,所以一般涡度的增加与散度有着密切的关系;但是垂直平流项却是起着将低层的涡度输送至对流层中高层的作用,同时涡度也还受水平平流等项的影响,从而涡度的变化与散度等的变化不一定同步也就是可以理解的了。这也说明了散度是一个极为活跃的物理因子,低层强烈辐合产生的垂直上升运动是暴雨发生不可缺少的条件,在天气分析中更应受到重视。

区域平均给出了与中尺度低压相伴的各物理量垂直结构及其随时间的演变特征(图3)。相比之下,低压A要深厚一些,而低压B较为浅薄(图3a和3b)。对涡度场而言,A个例正涡度区从1000 hPa伸展到400 hPa左右,之上转为负涡度,正涡度大值区在对流层低层占据的层次较为深厚。B个例垂直方向正涡度区的伸展高度也到400 hPa左右,但最大值出现的层次集中在900~800 hPa之间,比27~28日个例中较深厚的正涡度伸展层次要浅薄一些。同样,散度场上,低压A个例在对流层低层为较深厚的辐合,无辐散层大约位于600~500 hPa之间,高层则转为与低层辐合强度相当的辐散。低压B个例的辐合也集中在对流层低层,层次较前者要低一些,最大值一般出现在900 hPa附近,无辐散层的层次在700~600 hPa之间,亦比低压A个例低一些。相应地,水汽通量散度的区域平均垂直分布(图略)与散度场相似,水汽通量辐合主要集中在大气对流层低层,相比较,23~24日个例的层次更低一些。但是,两个例所相伴的垂直上升运动都占据了整个对流层,且最大上升运动处于对流层的中高层,强盛时所处高度要降低一些。上述特征与再分析资料分析所得到的结果相一致^[1,7]。

此外,分析也发现在散度场的垂直分布上,模拟结果显示出过程发生初期和减弱时同发展强盛期的差别,在发生初期和减弱时,垂直方向上散度往往为辐合、辐散交替分布,而发展强盛期则为单一的低层辐合、高层辐散的分布形式(图3c和3d)。

3.4 低空西南急流及其上大风速中心的演变特征

对低压个例850 hPa模拟的风场及等风速线的分析(图4给出了积分12和24 h两个例的结果,具体时间对应为A个例的27日1200 UTC和B个例的24日0000 UTC;A个例的28日0000 UTC和B个例的24日1200 UTC)。可以看到,在模拟初始时,低压A个例长江流域以南地区为一东北—西南走向的低空西南风急流带所控制,大风速带强度为 16 m s^{-1} ,其上有一 20 m s^{-1} 的大风速中心位于中尺度低压(扰动)的东南侧。之后随着西南倒槽的东伸和中尺度低压(扰动)的东移,大风速带与其上的大风速中心亦逐渐东移。值得注意的是,西南风急流带和大风速中心在27日0800~1200 UTC期间虽然最大风速仍维持在16和 20 m s^{-1} ,但范围逐渐减小,整体呈减弱之势,

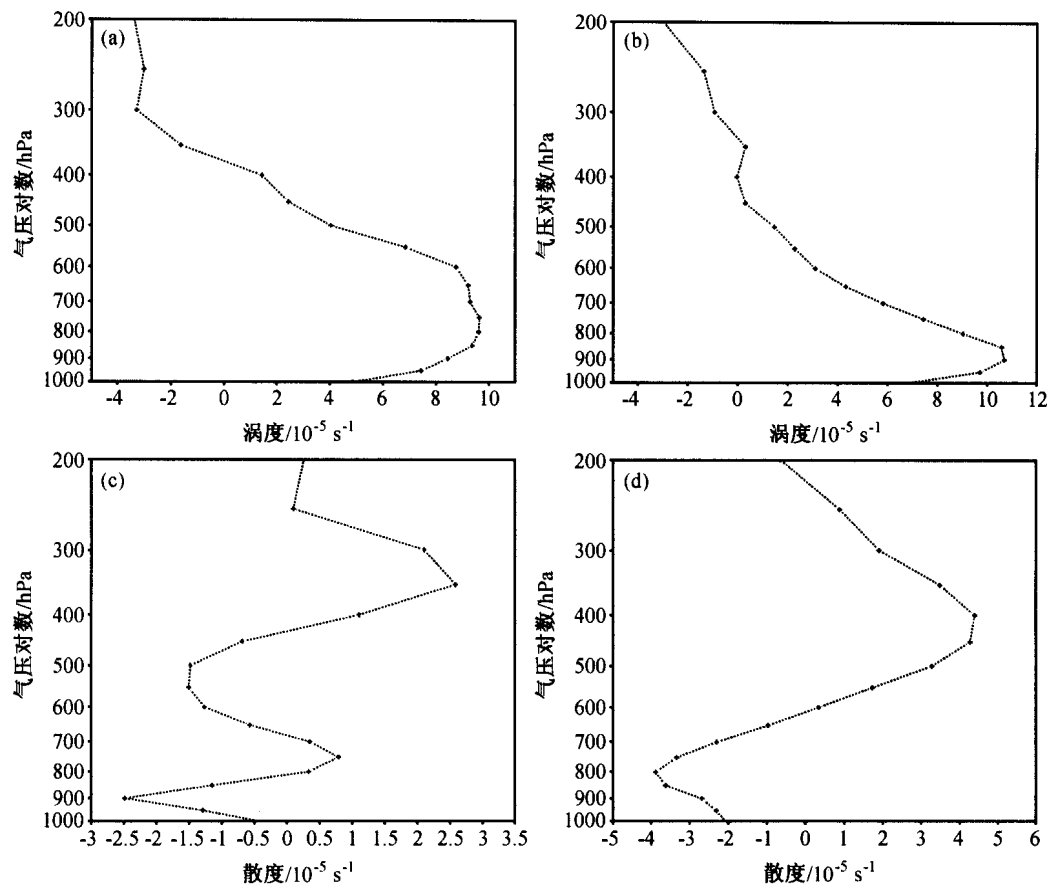


图3 区域平均涡度 (a、b) 和散度的垂直分布 (c、d)
(a) A 个例 27 日 1200 UTC; (b) B 个例 24 日 0000 UTC;
(c) B 个例 23 日 1600 UTC; (d) B 个例 24 日 0400 UTC

这与前面提到的对流活动强度变化相一致，时间上还略为超前一些。27 日 1400 UTC 后大风速带与其上的大风速中心又逐渐发展起来并继续向东移，过程后期大风速带强度达到 20 m s^{-1} ，其上与中尺度低压（扰动）相伴的大风速中心更是增强至 28 m s^{-1} 。

对低压 B 个例，模式积分开始时，同样，长江流域以南地区存在东北—西南走向的西南风大风速带，强度在 12 m s^{-1} 左右，但其上没有明显的大风速中心。此后，由模拟结果我们不仅能看到中尺度低压（扰动）的生成、发展和东移，同时也可以追踪到西南急流及中尺度低压（扰动）相伴大风速中心的演变过程。伴随中尺度低压（扰动）生成，其东南侧逐渐出现一大风速中心并随中尺度低压（扰动）的东北移而移动。23 日 2000 UTC 后整个大风速带增强到 16 m s^{-1} ，其上的大风速中心最大风速也达 20 m s^{-1} 。大风速中心的范围在 24 日 0000~0800 UTC 最大，之后虽强度仍维持在 20 m s^{-1} ，但范围却显减小之势，与过程后期对流活动的减弱相对应。

从低空急流的演变可见，在中尺度低压（扰动）附近风场的水平分布上，由于西南急流和其上大风速中心的存在，中尺度低压（扰动）周围的水平风场分布是不对称的，由此导致了其他物理量的不对称分布。西南急流和其上大风速中心同中尺度低压（扰动）及暴雨发生演变过程关系密切，再次说明了低空急流和其上大风速中心的重要
万方数据

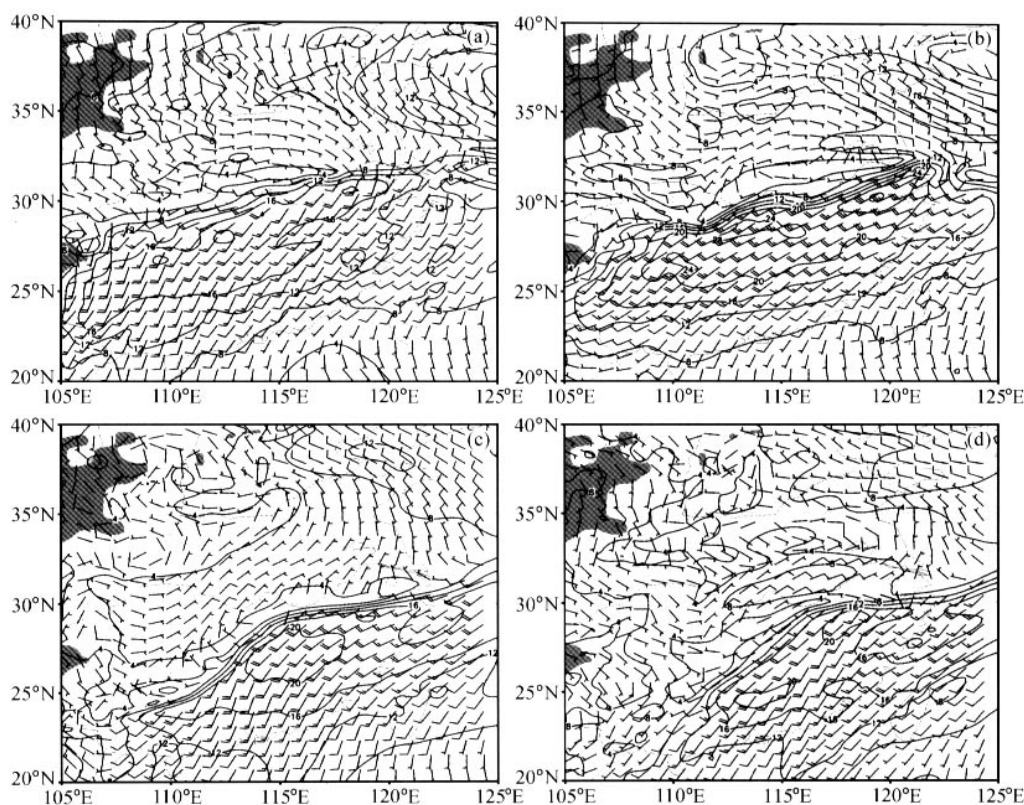


图4 850 hPa 模拟风场及等风速线分布 (单位: m s^{-1})

(a) A 个例 27 日 1200 UTC; (b) A 个例 28 日 0000 UTC;

(c) B 个例 24 日 0000 UTC; (d) B 个例 24 日 1200 UTC

性。一些研究认为,低空急流和其上大风速中心是在暴雨过程中发生或加强起来的;有的研究又表明,低空急流是在暴雨出现之后加强的。这里模拟的结果似乎低空急流和其上大风速中心的变化要略早于降水,或许是因为两者的存在与发展密切相关,在低空急流的作用下水汽、不稳定能量向暴雨区集中,特别是在低空急流和其上大风速中心产生的辐合作用下,降水才能得以发生。当然,一旦降水产生之后,与之相关的凝结潜热释放又能够使低空急流和其上的大风速中心维持和加强,后者的维持和加强反过来又进一步使降水继续和加强。这里的结果支持了赵思雄等^[8]和周晓平等^[9]对中尺度低压形成和维持研究方面的结果。

3.5 高空急流与低空急流的配置关系

对对流层高层的分析可揭示出高空气流的演变特征及其与低空急流的配置关系。高层主要天气系统是南亚高压,长江中下游地区上空及其南侧为南亚高压东南端的偏东北气流所控制。低压 A 个例,南亚高压北侧对应的高空西风急流初始时呈近东西走向,大风速带风速为 40 m s^{-1} 左右,轴线在 35°N 以北。之后,大风速带中西北端有强风速中心向东移动,风速带东端的大风速中心也渐东移且向南移,整个西风急流带渐成西北—东南走向。过程后期大风速带的风速有所减小,为 30 m s^{-1} 左右,但风速带

万方数据

轴线特别是东端已明显越过 35°N 以南，西北—东南向的高空急流，在长江中下游地区与东移到此的中尺度低压（扰动）相伴的西南—东北向低空急流距离渐近，构成上下耦合关系。对低压 B 个例，南亚高压北侧的高空西风急流开始时近东西走向，强度达 45 m s^{-1} ，大风速带轴线在 35°N 以北。随着时间的推移，可以看到大风速带中有大风速中心自西向东传播，但整个大风速带基本维持近东西走向且轴线没有超过 35°N 以南。

上述情况，在通过中尺度低压（扰动）东侧上升运动区 u 风分量的经向剖面上（图 5）可以得到更加清楚的反映。27 日 0400 UTC 高层的西风急流中心位于 200 hPa 左右，35°N 以北，强度达 32 m s^{-1} ；低层的西风大值区在 600 hPa 左右，30°N 附近，大小为 16 m s^{-1} 。之后，可以看到高层西风急流的位置逐渐南移，27 日 1200 UTC 已越过 35°N，27 日 2000 UTC 和 28 日 0000 UTC 最南至 33.5°N 左右，强度维持在 32 m s^{-1} ，中心高度有所下降；同时，低层的西风大值区位置略向北移，这样与高层西风急流的距离逐渐缩短，并且低层的西风强度渐强，28 日 0000 UTC 达到 28 m s^{-1} ，表明了高低层气流间相互作用的存在。这种变化趋势印证了再分析资料的分析结果^[1]，表明模式大气也确有高低空气流相互作用的过程存在。低压 B 个例中，位于 300~200 hPa 之间的高空西风急流中心，风速为 44 m s^{-1} ，位置在 35°N 以北。整个过程中与东

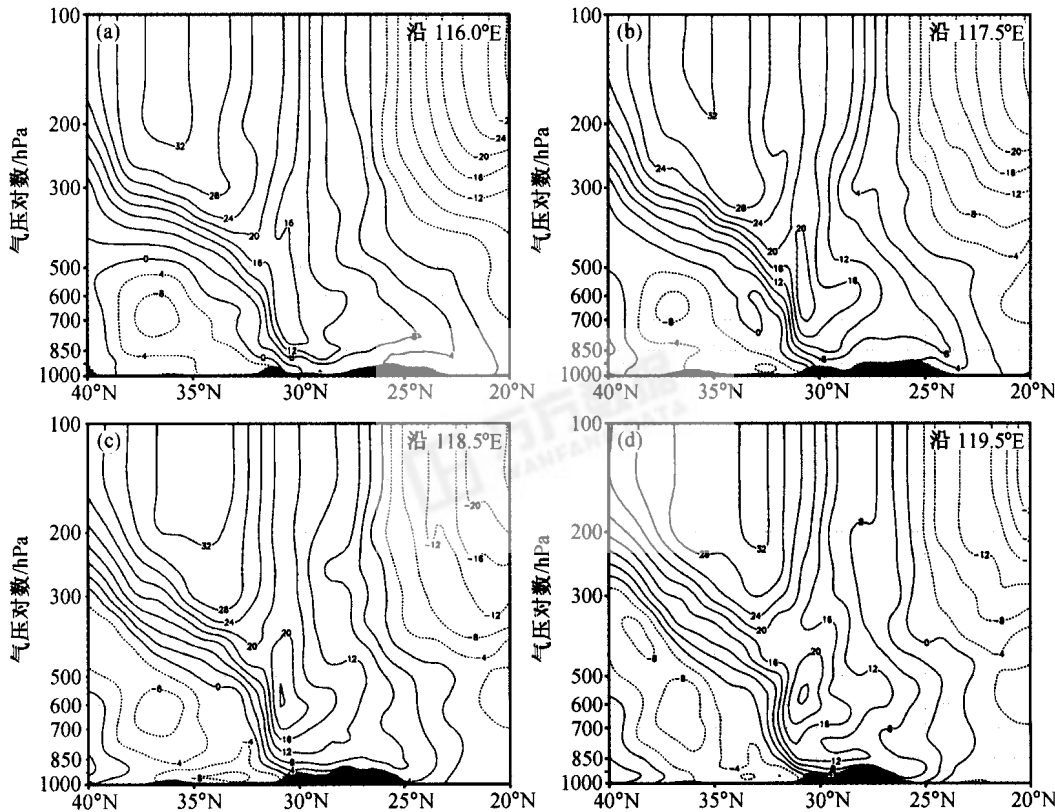


图 5 通过中尺度低压（扰动）东侧上升运动区 u 风分量的经向剖面（单位： m s^{-1} ）

(a) A 个例 27 日 0400 UTC；(b) A 个例 27 日 0800 UTC；(c) A 个例 27 日 1200 UTC；(d) A 个例 27 日 1600 UTC；(e) A 个例 27 日 2000 UTC；(f) A 个例 28 日 0000 UTC；(g) B 个例 23 日 1600 UTC；(h) B 个例 24 日 0000 UTC；(i) B 个例 24 日 1200 UTC

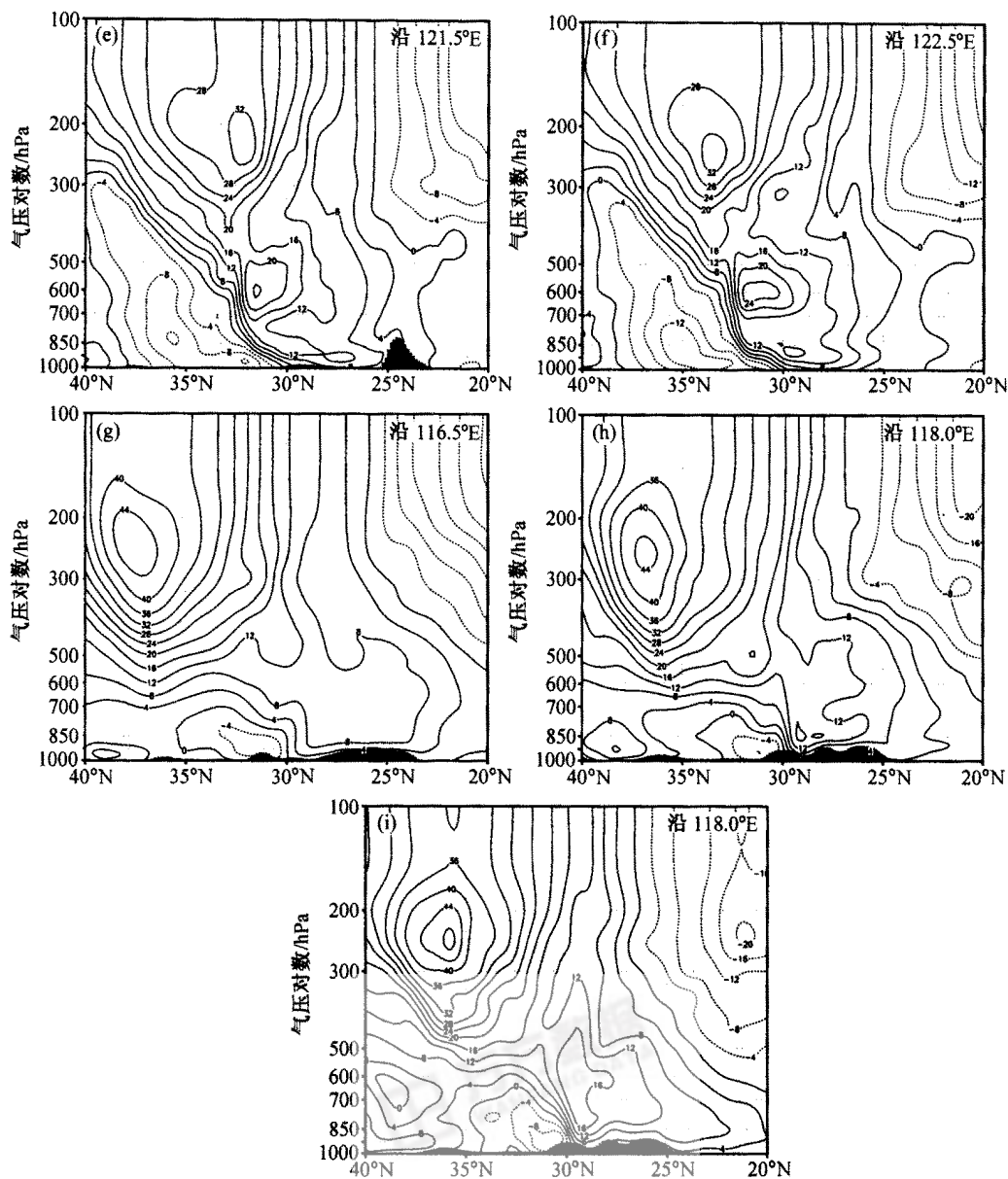


图5(续)

传的大值中心有关, 高空西风急流中心在24日0400 UTC和24日0800 UTC两个时刻的剖面上, 强度达 56 m s^{-1} , 但位置却一直在 35°N 以北。低层的西风大值区一直在 29°N 附近, 强度随时间略有增强, 过程后期达 16 m s^{-1} 。

综上所述, 梅雨期高层南亚高压东南侧的东北气流控制长江中下游及以南地区, 它与低层的西南气流上下叠置, 成为有利于低层中尺度系统发展和暴雨形成的一种高低层相互作用关系。有的情况下, 高空西风急流在长江中下游地区也会靠近低层西南气流, 两者构成的次级环流也非常有利于低层扰动得到显著发展。从这一层意义上讲, 高低空气流相互作用的差异, 可能是导致温湿条件大体相同的个例A后期得到显著发

展，而个例 B 却没有发展起来的一个重要原因。

4 中尺度低压（扰动）发生发展相关物理过程的数值试验

上一节介绍了基准试验的结果，并与实况作了对照。为了更好地理解 1999 年 6 月下旬梅雨期中尺度低压（扰动）暴雨过程中各种物理因子的不同作用及其相对重要性，本节依据不同目的对各种重要因子设计了一系列数值试验，以讨论降水的显、隐式参数化方案，凝结潜热释放，行星边界层过程，局地地形对梅雨锋中尺度低压（扰动）及其所伴暴雨发生发展和演变的影响。数值试验方案见表 1，试验 1 即第 3 节的基准试验，该节中介绍的试验 2~10 将之作为比照的基础。

表 1 数值试验方案

基准	试验序号	试验方案	试验名称
基准试验	试验 1	Grell 积云参数化方案	CONTROL
		Reisner 混合相单变参数谱方案	
降水参数化方案	试验 2	K-F 积云参数化方案	MIXKF
		Reisner 混合相单变参数谱方案	
	试验 3	Kuo 积云参数化方案	MIXKU
		Reisner 混合相单变参数谱方案	
	试验 4	Grell 积云参数化方案	SIMPLEGR
		Dudhia 简单冰相方案	
	试验 5	Grell 积云参数化方案	WARMGR
		Hsie 暖云方案	
凝结潜热	试验 6	无凝结潜热释放	NOLH
行星边界层过程	试验 7	无行星边界层过程	NOPBL
	试验 8	Blackadar 高分辨率行星边界层方案 但无地表通量	NOFLUX
局地地形	试验 9	(27~32°N, 113~122°E) 范围内地形高度取为 10 m	NOMOUNTAIN
	试验 10	(27~32°N, 113~122°E) 范围内地形高度加倍	HIMOUNTAIN

4.1 降水显、隐式参数化方案对数值试验结果的影响

在水平分辨率较高的中尺度模式中，模式降水分为可分辨尺度和不可分辨尺度（次网格尺度）两种。张大林^[10]对中尺度模式中降水过程的描述及积云对流参数化问题作了精辟的综述，指出用混合方式（对网格尺度与次网格尺度降水分别使用显式和隐式方式来描述，并考虑次网格尺度水（凝结）物质对网格尺度水（凝结）物质的反馈和作用）来模拟云和降水过程更接近真实情况，要优于传统的参数化方式。数值试验 1~5 的目的在于分析不同积云对流参数化与微物理过程参数化对梅雨锋中尺度低压（扰动）及降水的影响。

在隐式积云对流参数化方案中，Kuo 方案是提出时间较早并得到广泛使用的一种积云对流参数化方案，而 Grell 和 K-F 方案是近几年发展起来并为中尺度数值模式成功应用的两种方案。试验 2 MIXKF 将基准试验 CONTROL 中的隐式积云对流参数化方案由 Grell 换为 K-F 方案，在试验 3 MIXKU 中换为 Kuo 方案，两试验中显式方案仍取

Reisner 混合相单变参数谱方案。从各试验对上述两个个例模拟的 24 h 累计降水量（图略）和显式降水及隐式对流参数化方案降水的分布来看（图 6，这里只给出了低压 B 个例的结果），MIXKF 和 MIXKU 试验同 CONTROL 试验一样，都能模拟出东北—西南走向的梅雨锋雨带，且位置基本一致。但是，隐式方案采用 K-F 与 Kuo 方案的 MIXKF 和 MIXKU 试验，较用 Grell 方案的 CONTROL 试验模拟的雨带降水以及暴雨中心的强度都要弱一些，这说明模式降水与积云对流参数化方案的选择有较大的依赖性。另外，试验 CONTROL 和 MIXKF 中显式降水是总降水的主要贡献者，隐式降水 K-F 方案较 Grell 方案要弱，并且从水平分布上看，其偏在显式降水带的南侧，范围较大且较零乱一些，Grell 方案的隐式降水略在显式降水带的南侧，水平分布较狭窄。MIXKU 中降水却大部都是隐式对流降水，显式降水只占极小部分。我们知道，高分辨率模式中，原本在粗网格中的“次网格”积云对流过程，在网格变细后理应部分地被网格尺度所描述，所以 Grell 和 K-F 方案试验的显、隐式降水占总降水量的比重应是合理的，而基于大尺度水汽辐合的 Kuo 方案或许不是很适合用于高分辨的数值模式。

试验 4 SIMPLEGR 将显式降水方案取为 Dudhia 简单冰相方案，该方案与 Reisner 混合相单变参数谱方案一样，通过模式方程组中加入云水、雨水、云冰和雪的预报方程，从而显式地处理云水、雨水、云冰、雪和水汽。但不同的是其不允许过冷水的存

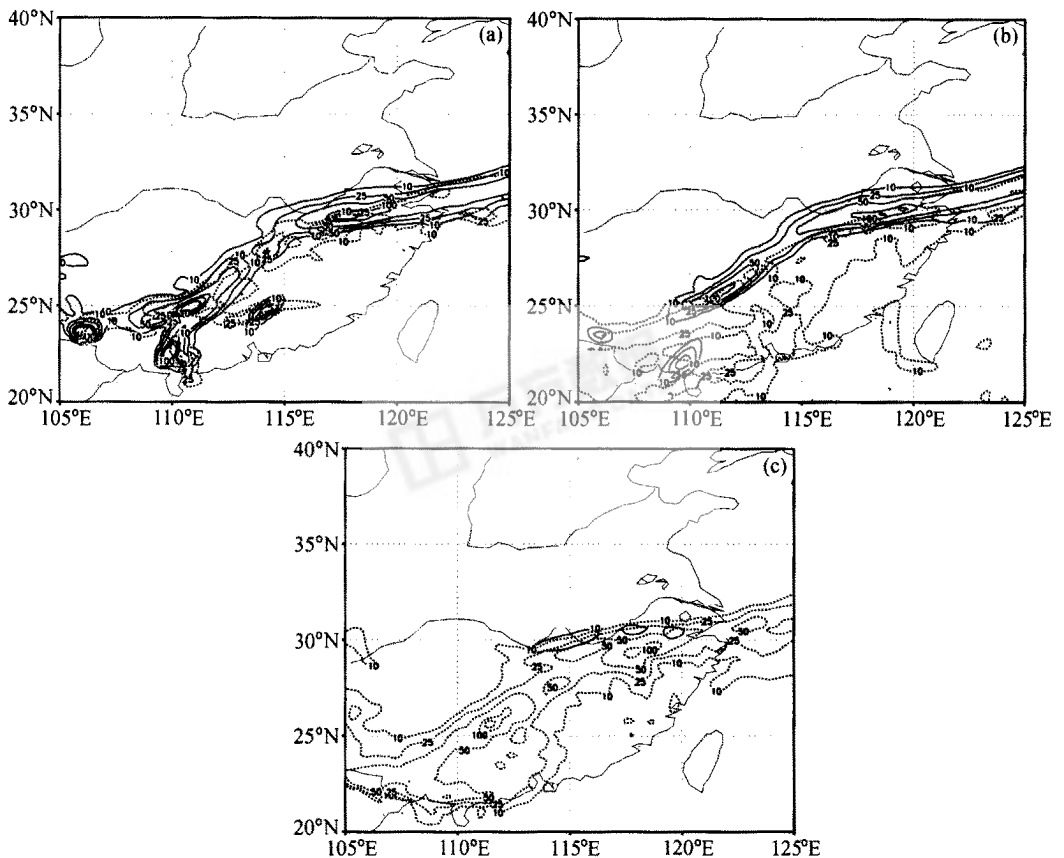


图 6 模拟的 24 h 显式降水（实线）及隐式对流参数化方案降水（虚线）的分布（单位：mm）

(a) 基准试验；(b) 试验 2；(c) 试验 3

在。试验 5 WARMGR 中降水的显式方案换为 Hsie 暖云方案。此两试验中隐式参数化方案都和 CONTROL 试验一样为 Grell 方案, 目的在于看看相同隐式参数化方案下不同微物理过程间的差别。同样从各试验对上述两个个例模拟的 24 h 累计降水量和显式降水及隐式降水的分布(图略)来看, SIMPLER 试验与 CONTROL 的结果基本相似, 说明简单的冰相过程也可以对上述的降水过程进行一定程度的描写。WARMGR 试验两次过程模拟的梅雨锋雨带亦能够反映出雨带的位置走向、降水强度及暴雨中心等特征。但是, 暖云方案与简单冰相及混合冰相方案的差异, 也说明了在降水的形成中冰相过程的影响的确是存在的, 因而, 有必要在模式中加以认真考虑。

不同降水参数化方案必然会造成模式大气加热垂直分布间的差异, 这里我们通过计算视热源来比较上述不同降水参数化方案的结果。图 7 给出了基准试验和其他 4 种方案模式积分 12 h (对应 27 日 1200 UTC 和 24 日 0000 UTC) 的区域平均视热源的垂直分布。可以看出, 对低压 A 个例, MIXKU 试验的加热层次和最大加热高度(400~300 hPa) 都较其他试验的高一些, 而其他几种方案的廓线在总体形状及最大加热所处高度上都是比较接近的, 最大加热在 500~400 hPa 之间。另外, MIXKU 试验在最大加热高度之上加热减小的趋势也同其他几种方案有较显著的差别, 变化坡度明显缓慢, 表明这种方案高层的加热较其他几种方案的多。低压 B 个例的结果, 虽然 MIXKU 试验最大加热高度与其他几种方案的差别不如低压 A 个例的大, 但是也可看出 MIXKU 试验的廓线是与其他几种方案差别较大的: 加热层次和最大加热高度略高, 最大加热高度之上加热减小的速度较缓。而其他几种方案的廓线除加热强度有所差异外比较一致。看来, 隐式降水方案取 Kuo 方案不仅使得在降水的贡献中隐式对流降水为主, 而且在模式大气加热的垂直分布上也同总降水中显式降水占主导地位的其他几种方案有着明显的差别。

由上述讨论可以看出, 尽管几种降水参数化方案的搭配选择都能对天气过程及降水作出一定程度的描述, 但是在模式大气加热的垂直分布和网格、次网格尺度降水以及云水、雨水含量(由前面不同方案间网格、次网格尺度降水所占比重可以推知其对云物理过程的描述不同, 云物理特征必然存在差别)等方面的反映还是有着一一定程度的不同。所以选择合适的降水参数化方法是非常重要的, 应考虑预报和研究对象的特

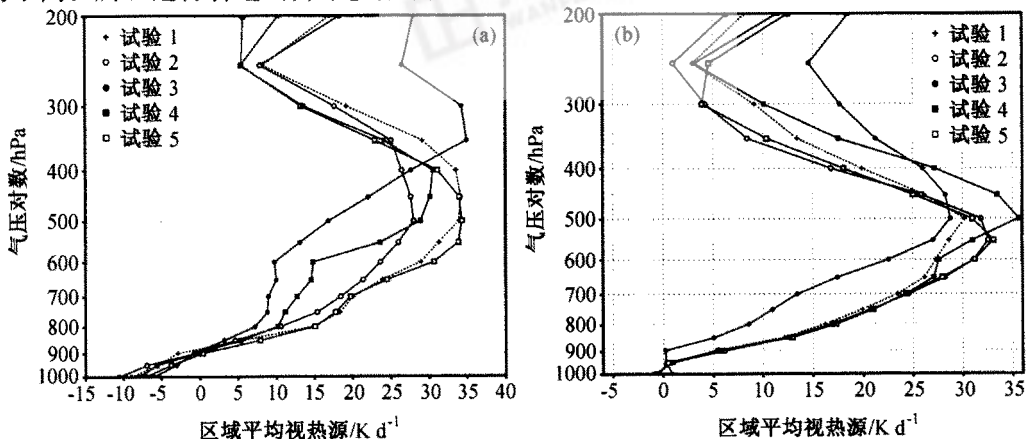


图 7 试验 1~5 区域平均视热源的垂直分布

(a) 27 日 1200 UTC; (b) 24 日 0000 UTC

点,合理选择降水的参数化方案^[11,12]。同时,结果也表明在这方面 Grell 方案等似乎比 Kuo 方案更适合细网格数值模式的模拟。

4.2 凝结潜热释放的作用

试验 NOLH 即是称之为假干 (Fake Dry) 过程的一种模式运行方式,试验中网格和次网格尺度降水的凝结潜热释放都不考虑。对试验结果的分析我们发现,没有了凝结加热效应,就不能模拟出两个中尺度低压(扰动)个例的降水及系统发生发展的过程,其结果与基准试验相比有很大的不同。可以看到, NOLH 试验 24 h 的累计降水量,两次过程模拟雨区虽然也呈西南—东北走向,位置亦和基准试验大致一致,但是其范围和降水的强度远小于基准试验,24 h 最大降水量仅有 25 mm。显然,不考虑降水凝结潜热释放无法模拟出暴雨过程。

从中尺度低压(扰动)发展演变的过程看(图略)。850 hPa 上,对低压 A 个例,基准试验中西南倒槽是一直持续东伸,其间的中尺度低压(扰动)气旋性环流中心亦东移发展,24 h 移至长江入海口处。而没有潜热释放的试验中,西南倒槽东伸明显缓慢,整个积分过程中仅向东北方向略有伸展,中尺度低压(扰动)气旋性环流中心一直维持在长江中上游地区,根本谈不上有东移发展的过程。从中尺度低压(扰动)相伴低空急流的角度看,无潜热释放的西南气流强度减弱,向北推进得更多,宽广的西南气流占据了长江中下流地区,风速维持在 12 m s^{-1} 左右,风向基本平行于等高线,西南气流中的大风速中心,特别是在过程的中后期,也没有出现增强东移。低压 B 个例不考虑凝结潜热释放时,虽然在西南—东北水平风的切变上有中尺度低压(扰动)生成,但气旋性环流明显不如基准试验中的清晰,等高线闭合中心的数值也从基准试验的 1 440 变为 1 460。与基准试验的另一个显著差别是基准试验中中尺度低压(扰动)逐渐向东北伸展移动,而 NOLH 中中尺度低压(扰动)气旋性环流中心不是向东北移,而是略向北进。可见,降水产生的凝结潜热释放对于中尺度低压(扰动)的发展和移动具有相当重要的作用。相应的对低空急流而言,没有潜热释放的西南气流亦是强度减弱,向北推进得较多,风速带最大风速只有 12 m s^{-1} ,也没有了大风速中心的生成及东移发展。这也再次证实了低空急流和其上大风速中心的加强同对流降水是紧密联系的,其间由潜热释放的存在构成一种相互维持促进的正反馈机制^[8,9]。

4.3 行星边界层过程的作用

研究说明,行星边界层过程参数化是中尺度数值预报模式中一个很重要的问题,边界层过程造成的垂直热量、动量和水汽输送,对于对流系统和降水的发生发展有着显著的影响。

试验 7 NOPBL 在模式积分过程中不采用任何行星边界层参数化方案,试验 8 NOFLUX 中仍使用 Blackadar 高分辨率行星边界层方案,但关闭地表通量的向上输送。从模拟的 24 h 累计降水量看(图略),两种试验方案两次过程大范围的雨带位置及走向与基准试验是基本一样的,但是降水强度特别是暴雨中心的雨强都较 CONTROL 试验要弱,低压 B 个例这种影响较低压 A 个例要大,降水中心的强度由基准试验的 150 mm 减小为 120 mm。另外,一些 CONTROL 试验中的强降水中心在试验 7 和 8 中消失了。这反映出行星边界层过程对降水,特别是对暴雨的预报和模拟是非常重要的^[13]。同时,有边界层过程但无地表通量的 NOFLUX 试验与无行星边界层过程的 NOPBL 试验结果

大体一致,说明边界层过程中的地表垂直通量是这种物理过程作用的主导因子。

4.4 局地地形的作用

研究表明,地形对于暴雨的强度、落区等均有着不可忽视的作用,而同时地形作用又是十分复杂的^[14]。地形本身的条件可以认为是不随时间变化的,但对于不同的天气条件和天气系统,地形影响的差异却很明显,可是研究中要完全孤立出“纯粹”的地形影响又是十分困难的。本小节采用数值试验的方法,通过对改变地形后模拟结果相对于基准试验的变化来探讨局地地形的可能影响。

长江中下游地区地形比较复杂,武夷山、大别山、幕阜山和南岭等山脉及高地相互交错。试验 9 NOMOUNTAIN 将模式格点的地形高度场在($27\sim 32^{\circ}\text{N}$, $113\sim 122^{\circ}\text{E}$)范围内的地形高度全取为 10 m,亦即把模拟区域中长江中下游沿江地区的山脉全部替换为平地。从 24 h 累计降水来看(图略),不考虑地形两个个例除局部降水形状和强度略有变化外,整体上影响不是特别的明显。

考虑模式格点地形高度是由资料插值得到,较光滑,如大别山和幕阜山等山脉的平均高度为 300~600 m,而它们主峰的实际高度分别达到 1 729 和 1 596 m,试验 10 HIMOUNTAIN 把基准试验的模式中($27\sim 32^{\circ}\text{N}$, $113\sim 122^{\circ}\text{E}$)范围内格点上的地形高度值加倍,即人为地加高长江中下游地区地形高度。比较有意思的是,加高了地形高度,24 h 的累计降水(图略)依然是除局部较小变化外,降水带的走向、中心位置及强度变化都不显著。

看来,虽然在许多人的个例研究中,模式地形对降水的模拟与预报有影响,有时这种影响还很大,但这里的结果却与其有所不同。考虑到我们所讨论的问题在我国东部长江中下游地区,也许正如周晓平等^[15]所指出:“不含地形的暴雨模式对华东、华南地区的暴雨,特别是梅雨锋降水都有较强的预报能力,这可能是地形对这些地区的暴雨作用时效较长,地形作用程度不是很大,24 h 预报时间内的地形作用不致于对降水的物理量结构产生根本的变化”。或许地形的作用也还与每次天气过程的具体天气条件和天气系统有关。当然,上述两个个例的结果并不意味着地形对暴雨的影响不重要,例如,在青藏高原大地形形成背风涡旋,中尺度的喇叭口地形,尤其是其迎风坡,西部地区的“雅安天漏”等,对于这些地区而言,地形毫无疑问是重要的。模式中地形的作用,尤其是它在梅雨锋暴雨中的作用还有待于进一步深入地研究。

5 结论和讨论

通过对 1999 年 6 月下旬梅雨锋上两类中尺度低压(扰动)及其暴雨过程的数值研究,可以得到如下结论:

(1) 包含较完全物理过程的中尺度数值模式较成功地模拟了梅雨锋上两类中尺度低压(扰动)及其暴雨过程个例,模拟得到的中尺度系统和降水的演变及强度的结果比较合理。较高时空分辨率的模式大体复制出了中尺度低压(扰动)发生发展的详细演变过程,以及天气过程发展演变中某些较细的特征,表明模拟的大气过程可大体反映实际大气的状况。

(2) 模拟结果进一步验证了梅雨锋上中尺度低压的某些天气事实及复制了其详细万方数据

演变过程。如：与西南倒槽发展东伸相联系的低压 A 个例较深厚一些，而低压 B 个例为相对浅薄的中尺度扰动。前者在发展过程中水平移动距离较大，后期得到显著发展，入海成为气旋；后者在长江中游地区局地生成，移动不多，后期未见有显著发展。本文的结果与文献 [1] 的结果在一定程度上支持了梅雨锋上至少存在两类中尺度低压（扰动）的看法^[16]，并且也表明在频发型中尺度低压（扰动）连续发生发展过程中亦存在着事物的多样性。

(3) 西南急流和其上大风速中心与中尺度低压（扰动）及暴雨发生演变过程有密切关系。在两者的关系上，似乎低空急流和其上大风速中心的变化要略前于降水，这种看法在一定程度上再次证实并支持了风场，尤其是对流层低层的风场在暴雨的发生中有着重要作用的观点^[8,9]。

(4) 中尺度低压 A、B 个例间高低空气流相互作用之间的差异，可能是导致后期显著发展与否的一个重要原因。这也说明，在梅雨锋中尺度低压（扰动）暴雨过程中，不仅要注意低层气流的情况，也还应该重视高层气流的影响^[1]。

(5) 与中尺度低压暴雨相关物理过程影响的数值试验结果表明：选择合适的降水参数化方法是非常重要的，也许 Grell 方案更适用于细网格数值模式。凝结潜热是系统及降水发生发展的关键因子，不考虑之则难于很好地模拟中尺度低压（扰动）及低空急流和降水发生发展的过程。行星边界层过程对降水，特别是对暴雨的模拟非常重要，边界层过程中的地表垂直通量是这种过程的主导因子。局地地形（非高原大地形）在两个个例中作用尚不太确定，有待进一步研究。

参 考 文 献

- 1 董佩明、赵思雄，引发梅雨锋暴雨的频发型中尺度低压（扰动）的诊断研究，大气科学，2004，28（6），876～891.
- 2 曾庆存，数值预报的数学物理基础，北京：科学出版社，1979，543pp.
- 3 Chen, S. J., Y. W. Kuo, Wang Wei et al., A modeling case study of heavy rainstorm along the Meiyu front, *Mon. Wea. Rev.*, 1998, 126, 2330～2351.
- 4 孙建华、赵思雄，华南“94. 6”特大暴雨的中尺度对流系统及其环境场研究 I：引发暴雨的 β 中尺度对流系统的数值模拟研究，大气科学，2002，26（4），541～557.
- 5 Zhang, D. L., and J. M. Fritsch, Numerical sensitivity experiments of varying model physics on the structure, evolution and dynamics of two mesoscale convective system, *J. Atmos. Sci.*, 1987, 44, 2593～2612.
- 6 朱明、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.
- 7 李柏、曹性善、周昆等，江淮梅雨锋暴雨过程中尺度系统的演变及结构特征分析与研究，气候与环境研究，2001，6（2），168～173.
- 8 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（2），109～117.
- 9 周晓平、赵思雄、张宝严，梅雨锋上中尺度低压发生发展的数值模拟实验，大气科学，1984，8（4），353～361.
- 10 张大林，各种非绝热物理过程在中尺度模式中的作用，大气科学，1998，22（4），548～561.
- 11 王建捷、胡欣、郭肖容，MM5 模式中不同对流参数化方案的比较试验，应用气象学报，2001，12（1），41～53.
- 12 Peng Xindong, and K. Tsuboki, Impact of convective parameterization on mesoscale precipitation associated with

- the Baiu front, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1997, **75**, 1141~1154.
- 13 董佩明、赵思雄, 边界层过程对“98·7”长江流域暴雨预报影响的数值试验研究, 气候与环境研究, 2003, **8** (2), 230~240.
- 14 陶诗言等, 中国之暴雨, 北京: 科学出版社, 1980, 225pp.
- 15 周晓平、赵思雄, 一个东亚季风区的暴雨数值模式, 大气科学(特刊), 1988, 60~78.
- 16 Zhao Sixiong, Energetics of cyclogenesis on Meiyu (Baiu) front, Proceedings of Palmen Memorial Symposium on Extratropical Cyclones, American Meteorological Society, Helsinki, Finland, 1988, 205~210.

A Numerical Study of Two Kinds of Mesoscale Low (Disturbance) on Meiyu Front and Associated Heavy Rainfall

Dong Peiming¹⁾, and Zhao Sixiong²⁾

1) (*Aviation Meteorological Institute of Air Force, Beijing 100085*)

2) (*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*)

Abstract A numerical study of two kinds of mesoscale low (disturbance) and associated heavy rainfall on Meiyu front is carried out, aiming to further study their characteristics and physical mechanism of formation and development. By using the mesoscale numerical model MM5, the two mesoscale low (disturbance) and associated heavy rainfall are successfully simulated. Based on the model output with high spatial and time resolution, some detailed characteristics of low (disturbance) are obtained, the characteristics of upper level and low level flow and interaction between them are also revealed. In addition, the effect on mesoscale low (disturbance) and associated heavy rainfall of some physical processes are discussed, which include the parameterization scheme of precipitation, latent heating release, PBL process and the impact of local terrain.

Key words: numerical study; mesoscale low (disturbance); Meiyu front; heavy rainfall; interaction between upper level and lower level