

梅雨锋上中间尺度扰动的模拟试验

高 坤 李毓芳 黄安丽

(杭州大学地理系)

提 要

使用10层90km格距的中尺度模式,对1982年6月20日长江中游的大暴雨过程作了数值模拟试验。将模式输出场进行尺度分离,重点分析影响暴雨的中间尺度扰动及其结构特征的变化;并以重力惯性波不稳定初步解释了在一定的天气尺度环境下,扰动及其伴随降水的强烈发展。

长江中下游地区初夏雨季的强降水,主要是由梅雨锋上的中间尺度扰动造成的。中尺度模式短时间间隔的输出,在某种程度上弥补了观测的不足,是对中间尺度扰动进行研究的有效工具。过去的一些模拟试验^[1,2],主要是对输出总场进行分析,影响了分析的深度。

1982年6月19—20日在长江中游发生了一场强梅雨降水,我们以10层90km格距的中尺度模式,对这次降水的锋值时段进行了模拟试验,并对模式输出场进行尺度分离,分析与暴雨相联系的中间尺度扰动的演变特征及其天气尺度环境。

一、模式和试验方法简介

采用经修改引进的 Anthes-Warner 中尺度原始方程模式,该模式的一般情况见文献[3]。

本试验的计算区域系以武汉地区(30°N, 115°E)为中心的中国东半部和邻近海面(约18—42°N, 100—130°E)。水平正方形网格共有31×31格点,格距90km,垂直方向采用 σ 坐标,间隔不均匀地分10层,由于梅雨锋上中间尺度扰动主要存在于对流层中、低层,所以对流层中、低层分层较密,745hPa以下有5层,平均间隔50hPa^[4];并在初值中增加了对流层中、低层和边界层的信息,除标准等压面资料外,增加了特性层资料,对包括950、900、800和600hPa四层非标准面在内的12层等压面,进行温、湿、风场客观分析,然后内插到 σ 层上,初始场包括实测温湿场和经整层平均无辐散处理的风场。时间步长190s。

在中尺度模式中,局地强迫作用显得十分重要。本试验使用1个经纬度间隔的地形

资料,考虑了地形效应;并采用粗边界层方案,将模式最低层视为边界层,计入边界层动力摩擦作用,其中粘滞系数陆面上取 2.0×10^{-3} ,水面上取 1.5×10^{-3} ;对凝结作用,除考虑饱和空气稳定上升引起的潜热释放外,还采用 Anthes 的深积云对流参数化方案^[5]计入积云对流效应,假定当气柱内的总水汽辐合量超过某一临界值时,就有积云对流发生,对流加热的垂直分布由一维云模式确定,这次试验中对流加热的极大值取在 400hPa 附近。

以 1982 年 6 月 19 日 20 时为起始场,作 12 小时模拟试验。为了突出中间尺度特征,对每隔 3 小时模式输出的基本要素场进行尺度分离,采用在 x 方向和 y 方向滤波特性相同的中尺度分离算子(见文献[6]中的(5)式),取滤波系数 $S_1 = \frac{1}{2}$, $S_2 = \frac{2}{3}$, $S_3 = 1$, $S_4 = 1.4472148$,依次滤出 2—5 倍格距波,分别得到天气尺度场(以 $(\bar{\quad})$ 表示)和中间尺度场(又称扰动场,以 $(\quad)'$ 表示)。然后对两种尺度场分别计算物理量,进行诊断分析。

二、降水模拟概况

这次降水的主要暴雨区位于湖北东部和南部,汉阳 20 日 02—08 时 6 小时雨量 208 mm,其中 04—05 时雨强最大达 63.8mm/小时,这次降水时间短、强度大,系由强降雨团停滞造成。

本试验试图模拟 20 日 02—08 时这一段降水峰值,从 6 小时雨量的实况(实线)与模式预报(虚线)对照图看(图 1),主要雨带位置和走向的模拟与实况相当一致,降水的峰值时段和暴雨中心也模拟得较好,模式输出的 6 小时 35mm 的降水中心位于黄石附近,与实况中心仅隔 80km,当然强度预报偏小,这与模式分辨能力和物理考虑的局限性有关。

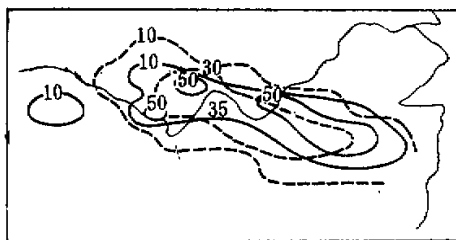


图 1 20 日 02—08 时 6 小时雨量实况(实线)与模式预报(虚线)对照图

三、中间尺度影响系统的模拟

在通过暴雨中心的中间尺度流场 V' 经向剖面上,暴雨区上空 800hPa 以下有一西南风与东北风之间的切变,随高度向北倾斜,大雨带位于 850hPa 和 950hPa 切变之间,而 900hPa 切变正通过暴雨区上空。

分析 900hPa 中间尺度流场 V'_{900} 和涡度场 ζ'_{900} 。从实况看,19 日 20 时初始场上(图

2a), 长江中游有一近东西向的中间尺度切变, 沿切变为正涡度区, 其强度分布不均匀, 在宜昌附近有一个与气旋性环流相结合的正涡度中心, 波长约为 400km, 云图上的涡旋云团位于其东南侧, 表明沿切变有中间尺度气旋性扰动活动; 12 小时后(图 2b), 切变中略略有北抬, 宜昌的扰动缓慢移到武汉附近, 正涡度中心和涡旋云团也随之东移。与 9 小时、12 小时的模拟结果对照(图 2c, d), 可以看到该模式较为成功地模拟了中间尺度切变的北抬和气旋性扰动的缓慢东移, 扰动 12 小时的模拟位置与实况相当接近, 模式扰动的连续变化与实况涡旋云团的移动变化也相配合; 特别是, 20 日 02 时以后, 模式扰动移到武汉附近后的稳定少动, 是与实况涡旋云团同时段在此停滞形成强降水中心相一致。

上述分析表明, 这次梅雨雨带和暴雨中心的重要影响系统分别是对流层低层的中间尺度切变和沿切变活动的气旋性扰动, 本模式对这一中间尺度影响系统的位置和移动作了较好的模拟, 具有一定的预报能力。下面集中分析与降水增强密切相关的中间尺度扰动结构特征的变化。

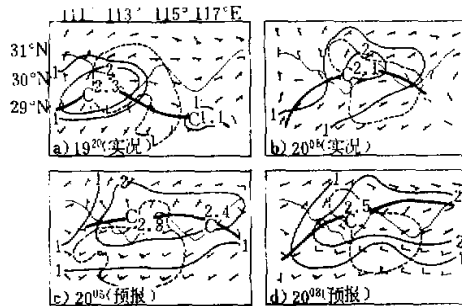


图 2 900hPa V' 、 ζ' 实况 (a, b) 和模拟 (c, d) 图

细实线为等涡度线 (10^{-3} s^{-1}), 标出中心值; 粗实线为中间尺度切变; 虚线为云图上涡旋云团的轮廓, C 为气旋性环流中心。

四、模式扰动结构的变化特征

这次梅雨降水的增强发生在 19 日 20 时和 20 日 08 时两次定时观测之间, 由于缺少必要的非定时观测资料与模拟结果作对照, 我们只能根据模式 3 小时间隔输出场的诊断结果, 来对降水增强期间模式扰动动力热力结构特征的变化进行讨论。

1. 扰动涡度场

通过 900hPa 扰动中心的扰动涡度经向垂直剖面表明, 这是一个伸展于对流层中、低层的气旋性扰动, 最大扰动高度在 800hPa 以下, 轴线随高度先北倾, 700hPa 以上转为南倾, 300hPa 以上为反气旋涡度。

900hPa 以上各层扰动涡度强度与降水并无明显关系, 只有边界层内 950hPa 的扰动涡度与降水强度相关最密, ζ_{950} 的峰值 $+3.5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 正出现于降水最强时刻 20 日 05 时。

2. 次级垂直环流和扰动散度场

根据 20 日 02 时模式输出结果,沿 114°E 作通过扰动中心的 ω' 、 v' 经向垂直剖面(图 3),可清楚看到多圈中间尺度垂直环流,扰动中心北侧为一正环流,南侧为一反环流,环流的水平尺度为 400—500km,与水平流场上扰动的尺度相当,两支环流间的强上升支仅约 200km 宽,正位于扰动及其暴雨区上空,最强上升出现于 700hPa 附近。与天气尺度垂直环流相比(图略),除水平尺度小外,其垂直伸展高度也略低。

模拟中,扰动东南侧的垂直运动和高低层散度的扰动量,随时间变化明显(图 4),其变化幅度超过天气尺度近一倍。在 20 日 05 时,扰动区低层辐合、高层辐散和上升运动均迅速加强,出现峰值,明显超过天气尺度值,这恰是扰动及其伴随降水最强的时刻;而降水较弱时,则上述扰动量较小,与天气尺度值接近。这说明不仅空间分布上暴雨集中在扰动附近及其东南侧,而且出现时间上,暴雨的短时间高度集中,也与扰动上空次级垂

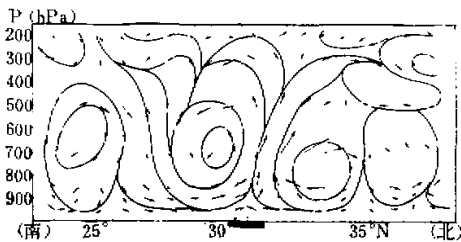


图 3 20 日 02 时沿 114°E 通过扰动中心的中间尺度垂直环流剖面图
图下阴影区为暴雨区。

直环流和散度的明显时间变化有密切关系。

3. 扰动水汽辐合场

水汽辐合是形成降水的重要因素。计算 20 日 05 时以武汉为中心的 $180 \times 180\text{km}^2$ 扰动区平均水汽辐合的垂直分布(表 1),水汽辐合集中在对流层中、低层,700hPa 以下占 86%,其中 850hPa 以下的低层尤为集中,占 61%。对比两种尺度场的贡献,虽然就中、低层整体而言,中间尺度水汽辐合只是天气尺度的 60%,但在 900hPa 以下的边界层内,中间尺度水汽辐合则是天气尺度的 128%,可见暴雨区水汽辐合在对流层低层的高度集中,主要是由中间尺度系统引起的,这反映了边界层内中间尺度扰动对暴雨形成所起的重要作用。

在暴雨时刻边界层内 950hPa 水汽辐合场上(图 5),天气尺度水汽辐合(虚线)分布比

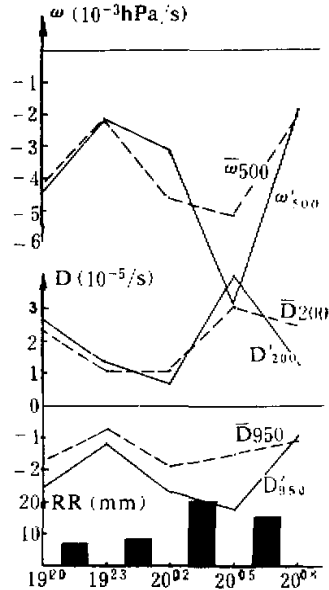


图 4 扰动东南侧 $180 \times 180\text{km}^2$ 区域内, D_{500} 、 D_{200} 、 ω_{500} 极值时间变化曲线
实线为中间尺度值,虚线为天气尺度值。下图为三小时预报雨量直方图。

表 1 20 日 05 时以武汉为中心的 $180 \times 180 \text{km}^2$ 扰动区上空平均水汽辐合的垂直分布

$\frac{1}{g} \int \nabla_H \cdot V q dp$	950—1000 hPa	900—950	850—900	800—850	750—800	700—750	650—700	600—650	550—600	500—550
中间尺度	—199	—161	—82	—18	—23	3	5	—15	—19	—7
天气尺度	—148	—130	—122	—148	—101	—58	—39	—48	—42	—24
总 值	—341	—291	—204	—166	—124	—55	—34	—63	—61	—31

单位: $10^{-2} \text{g/cm}^2 \cdot \text{s}$

较均匀, 长江中游地区为大范围中等强度水汽辐合, 而中间尺度水汽辐合则集中在—西北—东南走向的狭窄带内, 其强度超过天气尺度值, 位置与大雨带一致, 强水汽辐合中心恰位于扰动东南侧, 其强度达 $-6.2 \times 10^{-8} \text{g/cm}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s}$, 为天气尺度值的一倍。

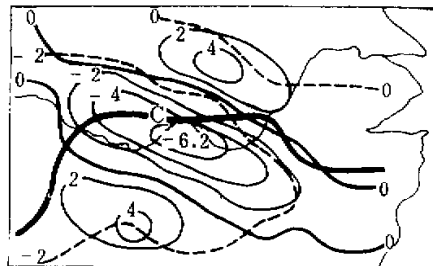


图 5 20 日 05 时 950hPa 水汽辐合场 $\left(\frac{1}{g} \nabla \cdot V_{950, 950}\right)$

实线为中间尺度值, 虚线为天气尺度值(单位: $10^{-4} \text{g/cm}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s}$) 粗实线为 900hPa 中间尺度切变, C 为扰动中心。

边界层内扰动区中间尺度水汽辐合量也是随着降水的增强而迅速增强, 当降水减弱时, 甚至出现水汽辐散; 相比之下, 扰动区天气尺度水汽辐合则变化较小, 模拟时段内保持中等强度的水汽辐合。

4. 层结状况和里查逊数

从暴雨开始前扰动中心上空位温廓线的对照图看(图 6), 主要变化发生于对流层低层。暴雨开始后, 800hPa 以下由于增温增湿, 使相当位温 θ_e 增大, 其中以 850hPa 增大最明显, 同时中层相对湿度增加, 气层趋于饱和, 这导致 850hPa 以上对流层中层潜在不稳定加强, 暴雨开始前扰动上空为潜在稳定 ($\theta_{e500}^* - \theta_{e850} \geq 4$), 而暴雨开始后变为潜在不稳定 ($\theta_{e500}^* - \theta_{e850} \leq -4$), 其指标值见表 2。

表 2 潜在不稳定指标值

T	19 ²³	20 ²²	20 ²³	20 ²⁴
$\theta_{e500}^* - \theta_{e850}$	4	6	-4	-8

里查逊数 R_i 可作为扰动发展的判据之一, 我们计算了扰动上空 R_i 数的垂直分布(表 3), 以暴雨最强时刻 20 日 05 时与暴雨加强前相比, 主要变化在于对流层低层和高层的

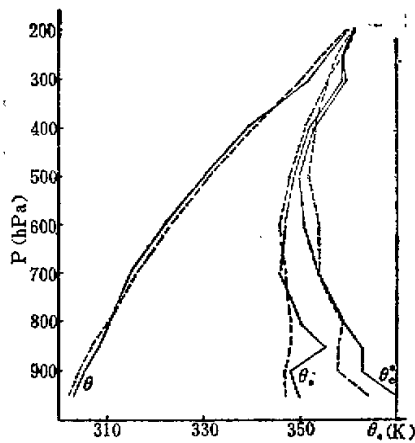


图 6 扰动中心上空体温 θ 、相当位温 θ_e 、饱和相当位温 θ_e^* 廓线图
实线 (20 日 05 时), 虚线 (19 日 20 时)。

表 3 扰动上空 R_i 数的垂直分布

R_i	$\Delta P(\text{hPa})$				
	850—950	700—850	500—700	300—500	200—300
19 ²⁰	6.4	4.0	8.8	104.6	82.9
19 ²⁵	4.3	8.2	14.6	33.4	11.0
20 ⁰⁵	1.3	47.9	73.2	40.1	3.8

R_i 数明显减小, 降至 4 以内, 尤其低层降至 1.3; 而对流层中层的 R_i 数则显著增大。这表明与暴雨加强相联系的扰动的发展, 主要发生于对流层低层和高层, 这与前面分析的中间尺度扰动涡度、散度和水汽辐合的变化主要发生在边界层内的现象是一致的。

五、中间尺度扰动的天气尺度环境

中间尺度系统是天气尺度多要素共同作用的结果。通常, 上升运动和不稳定层结是两项重要条件。为了反映模拟时段内天气尺度环境总特征, 作了对流层中层垂直运动 ω_{500} 和潜在不稳定指数 $(\bar{\theta}_{e500}^* - \bar{\theta}_{e850})$ 3 小时输出场的 12 小时平均合成图 (图 7), 显然在湖北和安徽的两个中间尺度扰动正是活动于强上升运动和层结潜在中性或不稳定 (即 $\bar{\theta}_{e500}^* - \bar{\theta}_{e850}$ 零线附近或负区) 的重迭区内。

中间尺度扰动发展所伴随的强对流降水, 导致不稳定能量的大量释放, 要维持强降水, 就必须不断恢复和重建不稳定层结。二宫洸三^[2]指出在梅雨锋大雨区, 对流不稳定的产生主要是由于低层暖湿平流。根据模式输出, 诊断 900hPa 天气尺度能量平流 $-\bar{V}_{900} \cdot \nabla \bar{\theta}_{e900}$ (图略), 在 12 小时内, 低层高能暖湿平流区的分布很稳定, 高能平流区轴线呈准东西向, 并缓慢北抬, 与 900hPa 中间尺度切变和雨带位置一致, 高能平流中心在 19 日 23 时

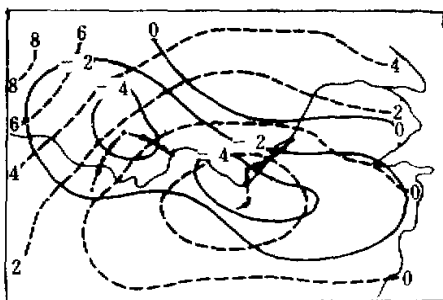


图7 19日20时—20日08时 ω_{900} 和 $(\theta_{900} - \theta_{850})$ 3小时间隔模式输出场平均图
实线为 ω_{900} 等值线(单位: 10^{-3}hPa/s), 虚线为 $(\theta_{900} - \theta_{850})$ 等值线(单位: K). 黑点和箭头表示900hPa扰动的动态.

到20日05时的6个小时内稳定位于武汉附近,且强度最强,恰是3小时后中间尺度扰动发展所在,说明低层高能暖湿平流区,通过低层水汽、热量的大量输送,促使不稳定层结建立和维持,有利于中间尺度扰动在该地区迅速发展.

陈秋士^[7]曾指出:在条件不稳定和接近饱和的大气中,假如相当水平尺度 R 小于适应过程的特征尺度 L_0 ,那么热成风适应过程可导致重力惯性波不稳定.这次梅雨锋上中间尺度扰动发展的模拟结果,也可以以重力惯性波的不稳定来加以解释.从上述天气尺度条件看,大尺度强上升运动区正是由于存在非热成风,从而才有明显调整过程发生的地区;而低层强暖湿平流及伴随的垂直输送,使气层接近饱和并建立和维持不稳定层结.如前所述,活动于该地区的扰动的水平波长约400km,垂直范围达300hPa,由文献[7]中的表7.1和表5.1可查得该扰动的相当水平尺度 R 为170km,小于 30°N 处的适应过程特征尺度 L_0 为211km,于是该扰动处发生重力惯性波不稳定,次级垂直环流不稳定发展,引起扰动区低层水平辐合、气旋性涡度和水汽辐合强烈发展,使降水加强,形成暴雨.

六、小 结

中尺度模式输出场的尺度分离结果,帮助我们对梅雨锋上的中间尺度系统进行了时空加密分析,分析结果表明:

(1) 该模式能较为逼真地模拟梅雨锋附近中间尺度切变及沿切变活动的波长约400km的气旋性扰动.与实况降水和云团的对照分析表明,它们是梅雨降水的主要影响系统,大雨带位于900hPa中间尺度切变两侧,暴雨中心位于900hPa扰动中心及东南侧.

(2) 模式3小时间隔输出结果表明,扰动结构的变化与降水强度有密切关系,特别是边界层内扰动的结构变化对暴雨的形成尤为重要.边界层扰动涡度和水汽辐合的迅速增强、扰动上空双圈次级垂直环流的发展和潜在不稳定层结的建立及对流层低层和高层 R_i 数的明显变小,是扰动降水加强的重要标志.

(3) 强上升运动和潜在不稳定层结,是中间尺度扰动形成和发展的天气尺度环境条

件, 适当波长的扰动移入上述大尺度条件地区时, 扰动和伴随降水的迅速增强可用重力惯性波的不稳定予以解释。

参 考 文 献

- [1] 二宫洗三, 1981, *J. Met. Soc. Jap.*, 709.
- [2] 二宫洗三, 1984, *J. Met. Soc. Jap.*, 273.
- [3] Anthes, R. A. & Warner, T. T., 1978, *Mon. Wea. Rev.*, 1045.
- [4] 李毓芳, Anthes, R. A., 1984, *气象学报*, 499.
- [5] Anthes, R. A., 1977, *Mon. Wea. Rev.*, 270.
- [6] 夏大庆等, 1982, *大气科学*, 303.
- [7] 陈秋士, 1982, *J. Met. Soc. Jap.*, 1041.

NUMERICAL SIMULATION OF MEDIUM SCALE DISTURBANCE ON MEIYU FRONT

Gao Kun Li Yufang Huang Anli

(Department of Geography, Hangzhou University)

Abstract

Using a 10-level 90 km-mesh mesoscale numerical model, we make a numerical simulation of a heavy rain case during the meiyu season over the middle reaches of the Changjiang River. Model output is separated into synoptic and medium scale with a selective filtering operator. The analysis lays emphasis on the characteristics of the medium scale disturbance linked with heavy rain and its synoptic scale environment. We suggest that the development of the medium scale disturbance and accompanying precipitation be due to instability of gravity inertial waves under certain synoptic scale condition.