

1998年“二度梅”期间 武汉—黄石突发性暴雨的模拟研究*

贝耐芳 赵思雄 高守亭

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘要 采用较高水平分辨率的非静力中尺度模式, 利用收集到的较完整的资料作为初值, 对1998年“二度梅”期间武汉—黄石突发性暴雨进行了模拟。模拟结果分别复制出在7月20日18时至21日06时及21日18时至22日06时(世界时)期间, 武汉和黄石附近中尺度系统发生、发展和消亡的过程。其生命史约为12小时, 水平尺度为100~200 km, 为典型的 β 中尺度系统。对 β 中尺度系统的流场和物理量的剖面分析表明, 在武汉和黄石强降水期间, 两地对流层中低层的水平辐合、上升运动、正涡度值均有明显的加强和减弱的过程, 而经向方向的强度比纬向方向这些物理量要强, 水平尺度比纬向方向小。分析还表明, 对流层中低层的风场扰动对 β 中尺度系统(如武汉暴雨过程)的发生可能有触发作用。这些中尺度系统的强度, 尤其是垂直运动与已有的我国梅雨锋个例和日本梅雨锋个例中较大的中尺度系统相比较要强得多。通过收支分析, 讨论了 β 中尺度天气系统在发生、发展和消亡各阶段的水汽和正涡度来源; 通过物理过程试验, 分析了潜热释放和行星边界层参数化过程在 β 中尺度系统发生、发展中的作用。此外, 在地形试验中, 探讨了长江中游, 尤其是湖北省局地中尺度地形对武汉和黄石突发性强降水过程的影响。最后给出了造成武汉—黄石大暴雨的 β 中尺度系统初步的物理模型。

关键词: β 中尺度系统; 风场扰动; 收支计算; 物理模型

1 引言

1998年7月的“二度梅”降水, 尤其是7月21日的武汉突发性特大暴雨, 06时1小时的降水量达88.4 mm, 长江流域出现了自1954年以来最大的洪水, 武汉市区顿为泽国, 引起了国内外极大的关注。对这次突发大暴雨的预报是不理想的, 即使事后分析, 也难以找到引起此次强烈暴雨的明显征兆和迹象, 这是因为这场暴雨是由典型的 β 中尺度系统所引发。从动力学理论知道, 中尺度动力学与大尺度动力学存在较大的不同, 它们有其自身的一些特殊规律^[1,2]。20世纪对梅雨天气的研究主要涉及大尺度环流和 α 中尺度(或中间尺度)的天气系统^[3~5], 国内外关于梅雨锋及其不稳定扰动的研究对这次暴雨难以给出合理解释。为此, 国家科技部设立了重点基础研究项目开展专门的研究, 希望能在“98”大暴雨的成因、机理和预报的改进等方面取得重要进展。归

纳起来,大体有如下一些科学问题要解决:(1)这场突发性强暴雨为何得以发生?(2)对这场特大暴雨的预报不成功的原因何在?从何处着手进行改进?(3)在这场特大暴雨过程中, β 中尺度系统作用及其可能的结构?(4)能否在诊断与模拟的基础上提出 β 中尺度系统初步的物理模型?

在有关 1998 年长江流域特大暴雨形成的气候背景和大尺度条件的分析已有学者做了一些工作^[6,7],而对 1998 年暴雨的中尺度分析、诊断和模拟研究,以及将模拟结果用于再诊断等工作尚不太多。为弄清这些科学问题,我们已进行了一系列的研究。

为了回答上述第一个问题,尽管由于中尺度观测资料不足,给本研究带来了相当大的困难,但是,我们在尽力收集了可能取得的补充资料和 1998 年南海季风试验(SCSMEX)资料及淮河流域水分及能量循环试验(HUBEX)资料的基础上,通过诊断分析,仍肯定与确认了这场暴雨发生的若干基本事实^[8]。对于上述第二个问题,以数值模式为工具,对产生这次暴雨的大尺度环境条件进行了模拟与深入的分析,基本弄清了初值对这次大暴雨预报的重要影响^[9]。大尺度雨区的正确预报不等于对于此次突然强暴雨的 β 中尺度系统的成功的模拟和预报。为了回答第三个问题,在上述资料分析的基础上及模拟主要结果与观测基本事实相符的基础上,利用高分辨率的数值模式输出的有较高时空分辨率的模拟结果,探讨了暴雨中尺度系统的演变过程和结构特征。本文采用较高分辨率的非静力模式,对这次强降水过程的直接影响系统(β 中尺度对流系统)进行了模拟研究。特别值得提出的是,通过模拟,可以由模式复制出 β 中尺度低压的生消过程,而且模拟出的雷达回波结构与实际雷达观测到的对流区非常相近。在确认降水模拟的区域和峰值分布与实况基本接近的基础上,根据模式输出的较高时空分辨率的资料进一步分析了武汉和黄石附近 β 中尺度系统发生发展期间的各种物理量的演变过程以及系统在发生、发展和消亡各阶段 β 中尺度对流系统的结构。为了回答第四个问题,对这次暴雨 β 中尺度系统及其环境的水汽收支、涡度收支和动能收支情况作了计算,最后,在综合上述相关工作的基础上,提出了 β 中尺度系统发生发展的可能物理模型。本文主要的手段是模拟研究,这并非说观测分析不重要。恰恰相反,正是在诊断研究的基础上^[8~13],我们的模拟研究才有了充分的根据。

2 模式的计算方案及资料说明

国内外已发展和运行了一批中尺度模式。考虑到 1998 年“二度梅”期间突发暴雨是一场很强的降水,为了更好地描写强对流风暴,我们选取了 Oklahoma 大学的非静力中尺度模式系统 ARPS¹⁾,采用两重单向套网格对这次过程进行模拟研究。

2.1 模式格距及计算区域的范围

粗网格采用 54 km 的水平网格距,模式计算区域的格点数是 $130 \times 90 \times 25$,模式区域的中心位置是 (30°N , 108°E),模式区域在垂直方向分 25 层,整个垂直方向的平均格距是 800 m (d_1),其中在 400 m 高度以下垂直格距取 100 m (d_2),400 m 至 10 000 m

1) Xue, M., K. Droegemeier, V. Wong et al., ARPS Version 4.0 User's Guide. Center for Analysis and Prediction of Storms, University of Oklahoma, 100E. Boyd, Suite 1110, Norman, OK 73019, 1995.

高度之间的垂直格距 (d) 是不均匀变化的, d 的具体计算公式为

$$d = d_1 + (d_2 - d_1) \frac{2(I-1)}{n_2 - 1}, \quad I = 1, n_2$$

其中, n_2 是 400 m 至 10 000 m 高度间的层数。10 000 m 以上的垂直格距 (d_3) 的计算公式为

$$d_3 = 2 \times d_2 - d_1.$$

本文研究的重点为 β 中尺度系统, 为此特别关注细网格的结果。细网格区域采用 18 km 的水平网格距, 模式计算区域的格点数是 $180 \times 180 \times 25$, 模式区域的中心为 (30°N , 115°E)。垂直方向的格距同粗网格。模式区域的具体范围如图 1。

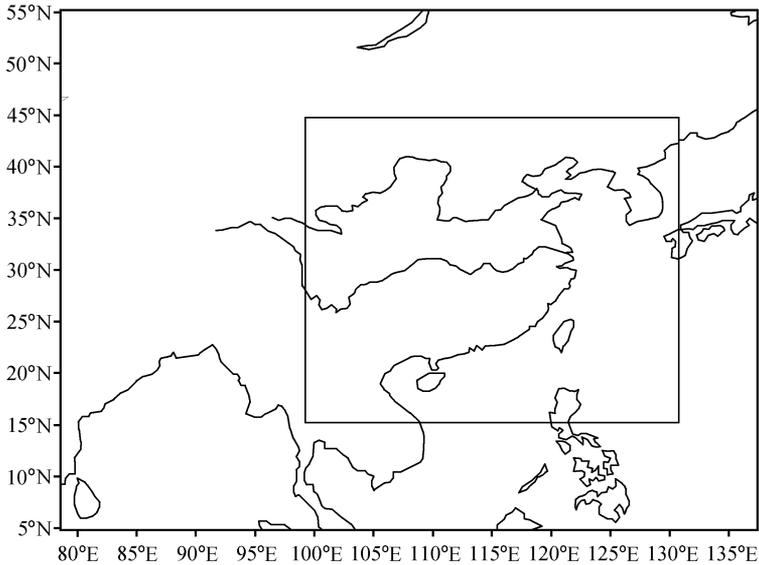


图 1 模式的计算区域

大方框是 54 km 格距的计算区域, 小方框是 18 km 格距的计算区域

2.2 初始场及侧边界的形成方式

粗网格采用分辨率为 $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ 、时间间隔为 12 小时的 T106 同化分析数据作为背景场, 利用 ARPS 的初值分析模块 ADAS, 将每隔 12 小时的常规探空 (特别是特性层的资料)、地面资料吸收到背景场中, 从而形成模式的初值和侧边界。侧边界资料的时间间隔为 12 小时, 替换时间为 1 小时。模式计算的初始时间为 1998 年 7 月 20 日 00 时 (世界时, 下同), 之后每积分 12 小时, 侧边界作一次更换, 同时也对模式的初值作一次再分析, 即利用 ADAS, 以模式输出场为背景场, 加入当时的常规探空、地面资料, 用以逼近实况, 并以得到的分析结果作为初值, 继续积分, 如此连续积分 60 小时 (到 22 日 12 时), 中间输出的时间间隔为 3 小时。

细网格区域以每隔 6 小时的模式输出场为背景场, 利用 ARPS 的初值分析模块 ADAS, 将每隔 6 小时的探空资料 (南海季风部分资料)、地面资料“吸收”到背景场, 从而形成模式的初值和侧边界。侧边界的更换时间为 6 小时。细网格区域的初始时间分别为 20 日 12 时 (武汉) 和 21 日 12 时 (黄石), 积分时间分别为 18 小时, 中间输出的时间间隔为 1 小时。

2.3 计算中包含的物理过程

计算中包含的物理过程包括：Kain-Fritsch 积云对流参数化方案^[14]，Schultz NEM 冰相微物理参数化方案，简单地表辐射物理过程，地面物理过程及土壤模式，1.5 阶湍流动能闭合方案¹⁾。

3 中尺度系统强降水的模拟与实况

由于模式模拟的主要雨区与实况基本相符，可考虑利用细网格模式输出结果对造成武汉和黄石两地的强降水过程进行初步的分析。通过对模拟的 6 小时累积降水与 6 小时实况降水进行对比可以发现（图 2），模式基本上复制出了这两场强降水过程。降

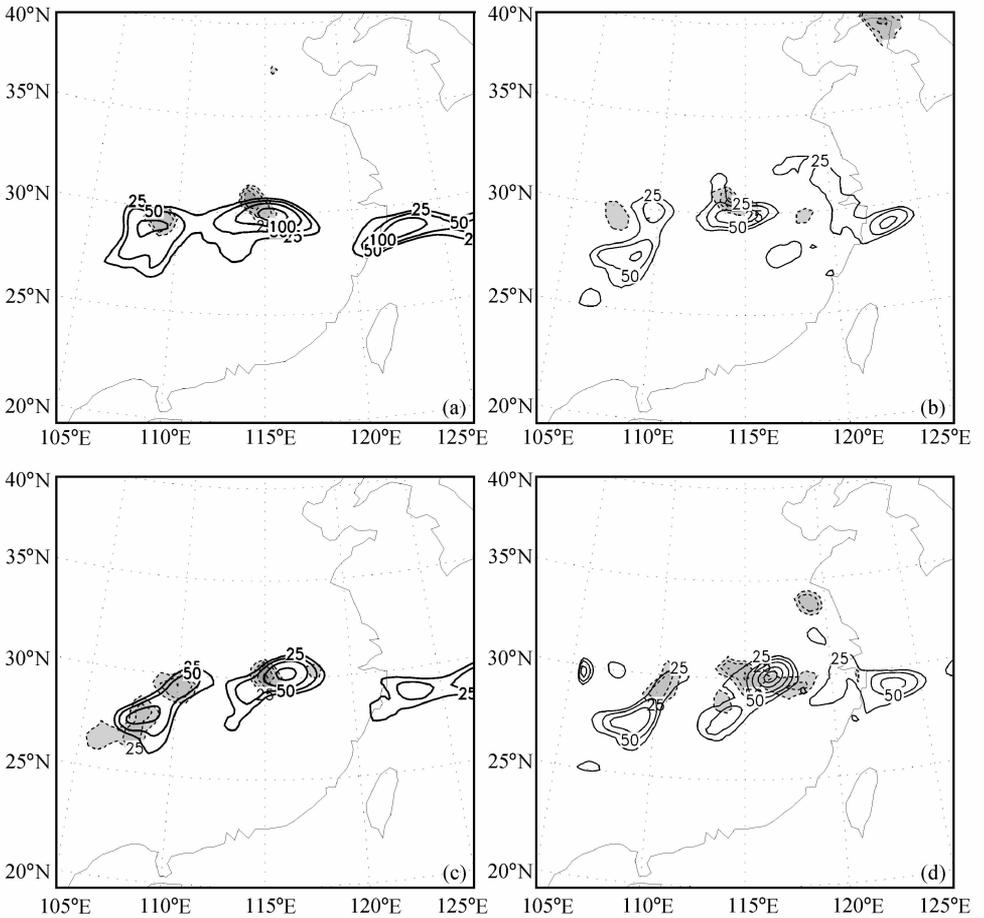


图 2 模拟 (18km 格距) 的 6 小时降水 (单位: mm), 实线: 模拟; 阴影: 实况
(a) 7 月 20 日 18 时~21 日 00 时 (武汉); (b) 7 月 21 日 00 时~06 时 (武汉);
(c) 7 月 21 日 18 时~22 日 00 时 (黄石); (d) 7 月 22 日 00 时~06 时 (黄石)

1) Xue, M., K. Drogemeier, V. Wong et al., ARPS Version 4.0 User's Guide. Center for Analysis and Prediction of Storms, University of Oklahoma, 100E. Boyd, Suite 1110, Norman, OK 73019, 1995.

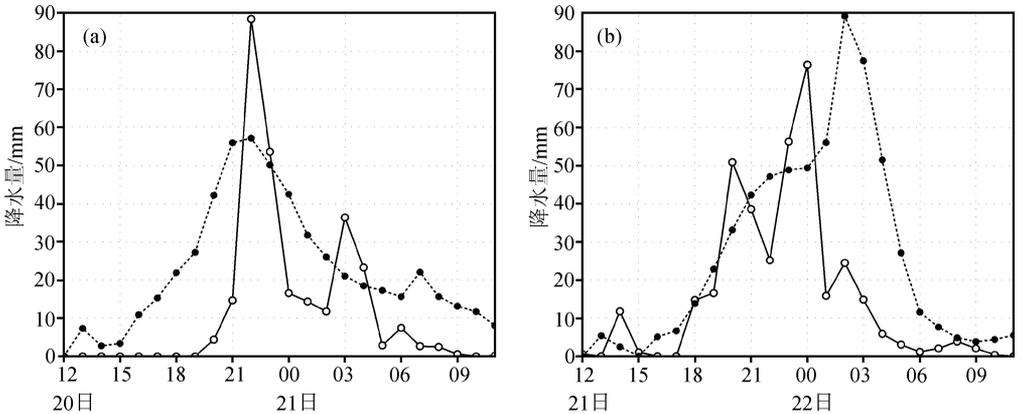


图 3 1998 年 7 月武汉和黄石地区强降水中心的降水随时间的演变 (单位: mm)

实线: 1 小时降水实况; 虚线: 模拟

(a) 7 月 20 日 12 时~21 日 12 时 (武汉); (b) 7 月 21 日 12 时~22 日 12 时 (黄石)

水的位置和强度均与实况较接近, 从武汉雷达相关资料所得到的强回波分布图上也可证实这些中尺度对流系统的存在 (图略)。只是模式模拟的降水区范围略偏大, 位置略偏东、偏南。从模拟的系统中心 1 小时降水及武汉和黄石 1 小时降水随时间的演变对比可以看到, 两者的趋势是接近的。尽管对武汉降水过程 (图 3a) 模式降水比实况偏弱, 降水出现的时间偏早 2~3 小时, 这也许是由于初值协调过程所致。整个降水的生命期比实况长约 3~4 小时, 但雨峰出现时间与实况一致; 而对黄石强降水过程 (图 3b), 模拟的雨量则略大于实况, 雨峰比实况滞后 2 小时出现, 但整个生命期与实况较吻合。为了更好地理解上述结果, 从鄂东 36 个站总雨量和 7 个代表站总雨量的时间分布图¹⁾看, 后一段降水强度 (即对应黄石强降水过程) 要大于前一段降水强度 (即对应武汉强降水过程), 这表明, 如果从区域平均而言, 模拟结果中对应黄石强降水过程的降水强度比武汉强降水过程大, 有一定的合理性。

4 β 中尺度系统的生消过程

为了得出比文献 [8] 中降水系统更细的结构, 尤其是中尺度的结构, 本文由模式输出资料, 分析了武汉和黄石强降水期间两地的形势场和天气系统。总体而言, 模拟结果较好地复制了中尺度系统的生消过程。在强降水期间, 两地附近在流场上出现了辐合, 高度场上出现了闭合的环流, 其中, 流场上辐合的出现要先于高度场的闭合环流。

在武汉强降水期间 (即 20 日 18 时至 21 日 06 时), 在 700 hPa 的风场和高度场上 (图 4a、b), 有明显的中尺度系统的发生发展, 中尺度系统的尺度约为 200 km, 属于典型的 β 中尺度。流场上从 20 日 17 时开始出现辐合, 到 20 日 21 时达到最强, 到 21

1) Xue, M., K. Droegemeier, V. Wong et al., ARPS Version 4.0 User's Guide. Center for Analysis and Prediction of Storms, University of Oklahoma, 100E. Boyd, Suite 1110, Norman, OK 73019, 1995.

日 03 时基本消失。从高度场的演变过程看, 该中尺度系统不是西南低涡本身, 而是西南低涡向东侧延伸切变线上新的系统的发展。同时可以看到, 在 500 hPa 高度上也存在西北风和西南风的气旋性环流 (图略)。而在 200 hPa 高度上, 则处于青藏高原东部的辐散气流下 (图略)。这种低层辐合、高层辐散的配置, 非常有利于暴雨的发生。

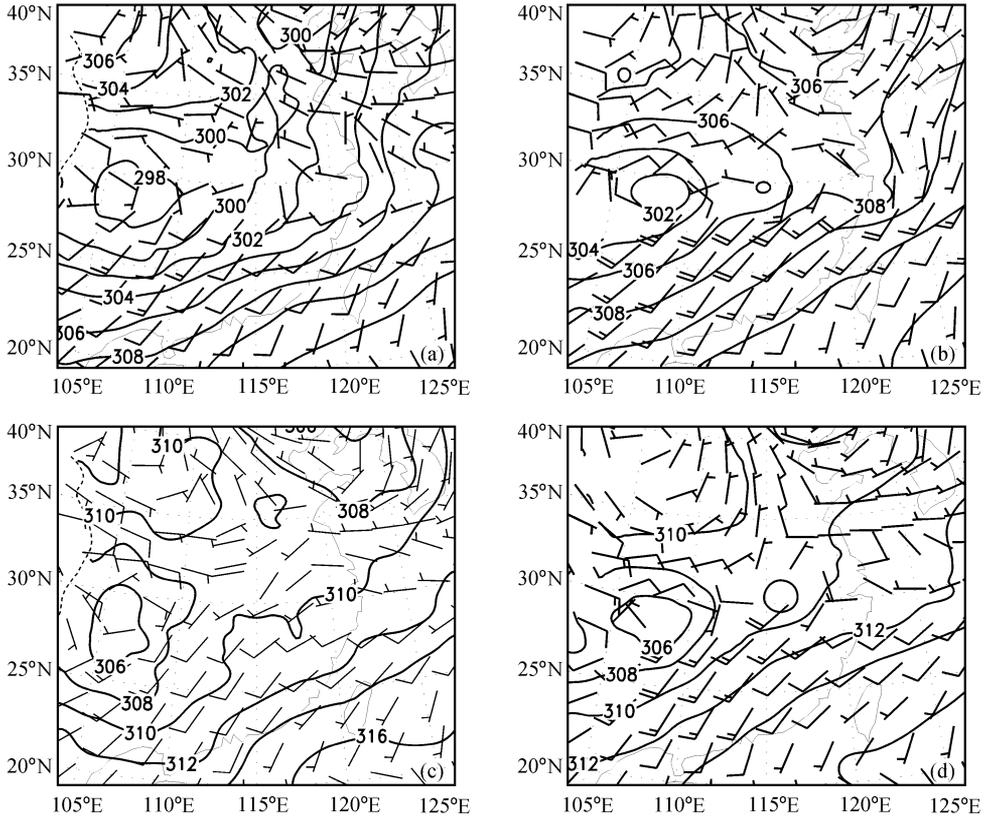


图 4 模拟 (18 km 的格距) 的 700 hPa 的风场和高度场

(a) 20 日 13 时; (b) 20 日 23 时; (c) 21 日 14 时; (d) 22 日 00 时

在黄石强降水期间 (即 21 日 18 时和 22 日 06 时), 在 700 hPa 高度上, 黄石附近也出现了流场和高度场的闭合环流 (图 4c、d), 其中流场上先出现辐合 (21 日 20 时), 这是符合中小尺度运动中质量场向流场适应的规律的。在 500 hPa 高度上则有相应的气旋性的流场形势及低值区与低层的闭合环流对应 (图略), 尤其是在 21 日 21 时, 在黄石附近出现了高度场的闭合等值线, 至 22 日 02 时达到最强, 以后便开始减弱。而在 200 hPa (图略), 黄石地区是较强的辐散区, 为低层系统的发展提供了很有利的条件。

可见, 与武汉和黄石两场强降水过程对应的中尺度系统是非常强的, 且无论对流层低层还是高层的流场和高度场都有很好的配置, 尽管尺度比较小。这一点从 HUBEX 试验期间实测的 6 小时间隔武汉站的高空测风资料时间剖面图^[8]可以看出, 在相应的时刻, 即 21 日 00 时前和 22 日 00 时前在对流层中低层有两次风场扰动移经武汉附近。这表明低层风场扰动对中尺度系统可能有一定的触发作用。

5 模拟的液态水和雷达反射率因子及其对比

为了更进一步确认模拟结果的正确性,除了对比地面的雨量分布外,而对于其空间的液态水及模拟回波分布也作了研究并与实测的雷达回波作了对比。可以看到,在武汉的强降水期间,模拟的液态水(即云水和雨水)的演变过程与降水过程也比较一致。在 20 日 15 时液态水开始增大,到 20 日 21 时达到最大,达 2.5 g kg^{-1} ,到 21 日 07 时明显减弱。其中经向方向的液态水分布比纬向方向更强。与黄石的强降水过程相对应,沿 30°N 的剖面(图略),21 日 18 时,液态水开始有明显的增强,到 22 日 02 时开始出现 3.5 g kg^{-1} 的中心,高度在 600 hPa 以下,以后又开始逐渐减弱。

由模式输出资料计算了雷达反射率因子^[15]的分布图。在经过武汉附近的纬向剖面图上(图 5),20 日 15 时武汉西面开始出现大于 20 dBZ 的回波,以后回波逐步东移,并在 20 日 18 时明显加强,21 时强回波区达最大范围,高度达到 400 hPa 以上,强度达到 40 dBZ 以上,强回波区就在武汉附近。而经向方向强回波区的范围比纬向方向明显窄(图略)。对应黄石强降水过程(图略),21 日 17 时在黄石附近开始出现 20 dBZ 以上的回波,到 22 日 02 时中心达到 50 dBZ 以上,强回波区位于 600 hPa 以下。

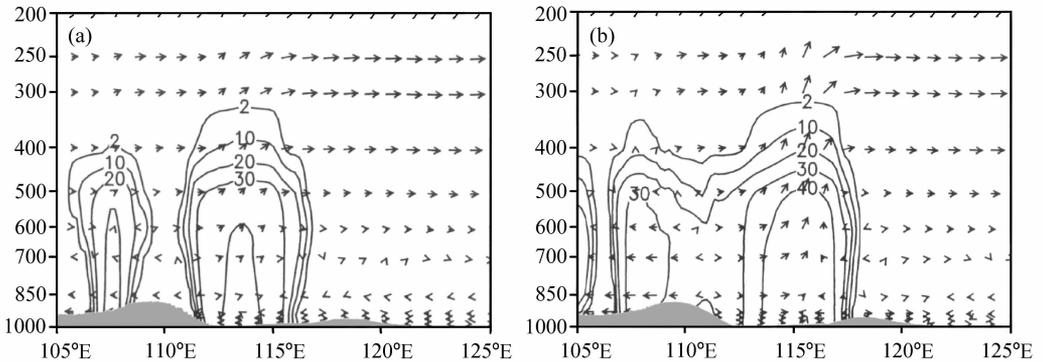


图 5 模拟(18 km 格距)的武汉强降水期间各阶段雷达反射率因子的剖面图

(a) 30.1°N , 7 月 20 日 15 时; (b) 30.0°N , 7 月 20 日 21 时

过去的观测研究^[5]表明,“梅雨锋暴雨的雷达回波顶高度一般只有 10 km 左右,在 RHI 上明显反映出混合云降水特征,既有层状云回波(20~30 dBZ),又有一个个 γ 中尺度的对流回波柱(达 40 dBZ 以上)镶嵌在层状云中……”。本文模拟的雷达反射率因子的最大值达到了 40 dBZ 以上(对应武汉强降水过程)或 50 dBZ 以上(对应黄石强降水过程),而模拟的大于 2 dBZ 的雷达回波则接近 300 hPa,可见,模拟的雷达回波的强度基本合理,高度也与过去的观测接近。而针对本个例的观测研究也表明^[11],“每 10 分钟 20 mm 以上的降水对应的平均雷达反射率因子达 51 dBZ,10~20 mm 对应 46 dBZ,2~5 mm 对应 39.2 dBZ……”,“在降水初期和减弱阶段,与发展成熟阶段相比,相应的雷达反射率因子所对应的降水要小,特别是在降水减弱阶段更是如此。”可见本个例中强降水时刻对应的雷达反射率因子的强度是与实况接近的,而在降水初期和减弱阶段,模式模拟的雷达反射率因子较大也是合理的。

6 中尺度散度场和水汽通量散度的特征

利用模式输出的间隔为 1 小时的数据,分析了武汉和黄石强降水期间,散度和水汽通量散度的演变过程和特征。

武汉暴雨过程:在 850 hPa 散度场(图 6)上,从 20 日 15 时开始,在武汉附近的辐合区有明显的加强,到 20 日 21 时达最强,以后辐合区东移减弱。在纬向方向(图略),辐合区和辐散区的范围都比较宽广,辐合区略向东倾斜,与上升运动一致。辐合区向上到达 500 hPa,最大辐合中心强度为 $-3.2 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 。辐合区的正上方有较大的辐散区存在,最大辐散值为 $4.0 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$,辐散中心在 250 hPa 附近。在经向剖面上(图略),辐合区接近直立。可见其辐散辐合值均比天气尺度系统要大。对黄石暴雨过程,850 hPa 的散度场演变过程也有类似的特征。

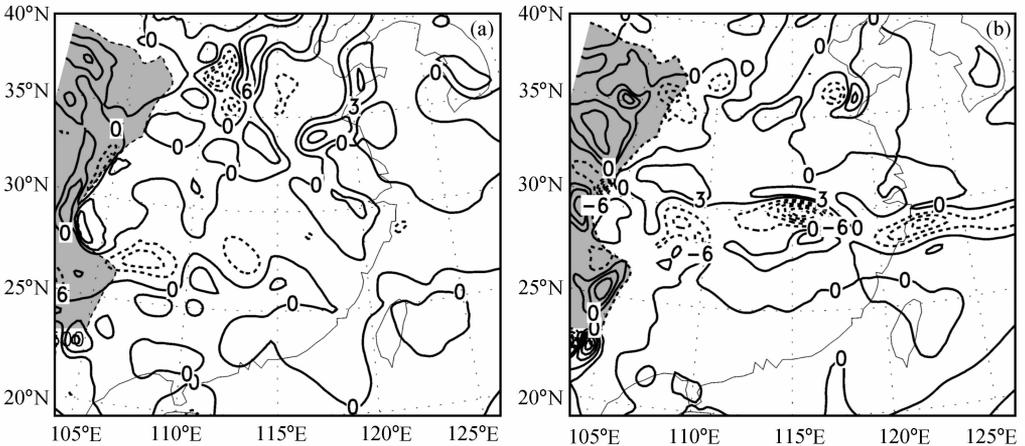


图 6 模拟(18 km 格距)的武汉强降水期间 850 hPa 水平散度 (10^{-4} s^{-1}) 的分布

(a) 20 日 13 时; (b) 20 日 21 时

水汽通量散度的分布及演变特征与水平散度是类似的(图略)。对武汉的强降水时段,从 20 日 15 时开始,武汉附近出现了水汽通量辐合区,20 日 19 时达到最大,达 $-6.0 \times 10^{-3} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 以上。从纬向分布看,辐合区伸展到达了 500 hPa 附近。水汽通量辐合中心集中在 850 hPa 以下,水汽通量辐合区的左右两侧的近地层存在水汽通量辐散的大值区,这可能与近地层降水造成的辐散有关。与低层的水汽通量辐合中心相对应,在 400~300 hPa 高度上,有相应的水汽通量辐散区,但上层的水汽通量辐散非常小,这可能是由于上层水汽含量稀少造成的。在黄石强降水时段内,21 日 17 时黄石附近开始出现水汽通量辐合区,到 22 日 02 时达到最强,达 $10.0 \times 10^{-3} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 。在纬向方向,水汽通量辐合区明显向东倾斜,这可能与低空急流的走向紧密相关。在经向方向,水汽通量辐合区接近直立,略向北倾斜。

7 β 中尺度天气系统的收支分析

以前一些关于收支方面的分析主要是针对天气尺度系统进行的^[16~18]。为进一步分

析 β 中尺度系统发生发展的过程, 我们计算了 β 中尺度系统所在区域的水汽收支、涡度收支, 试图了解系统发生发展期间水汽、涡度的演变, 以及系统崩溃的原因。考虑到武汉和黄石附近的中系统的活动范围较小, 因此可以在选定的区域内对其进行收支计算。对应武汉和黄石附近的两场强降水过程, 选取的计算范围分别为: ($29 \sim 31^\circ\text{N}$, $114 \sim 117^\circ\text{E}$), ($29 \sim 31^\circ\text{N}$, $115 \sim 118^\circ\text{E}$)。

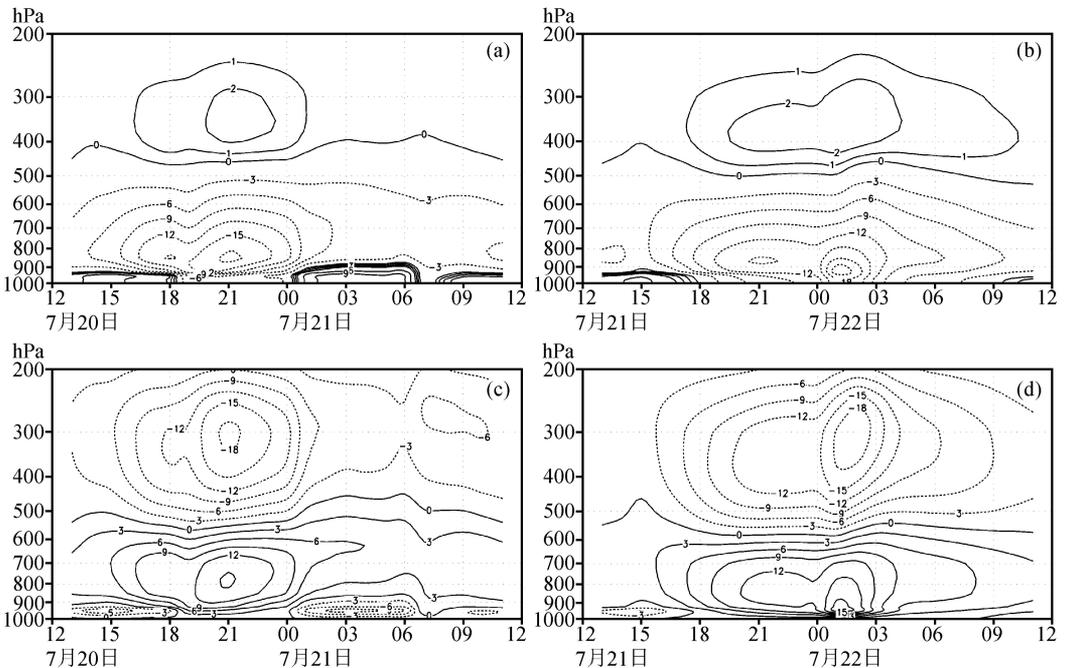
7.1 武汉和黄石中尺度系统的水汽收支分析

本文采用如下的水汽收支方程,

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{V}q + \frac{\partial wq}{\partial p} = -m,$$

其中, 比湿 q 的单位为 g kg^{-1} , 垂直速度 w 的单位为 $10^{-3} \text{ hPa s}^{-1}$ 。首先分析了区域平均的水汽通量水平辐合和水汽垂直输送项的整层积分随时间的变化 (图略), 对应系统的发展阶段, 整层的水汽通量辐合为负 (即为辐合), 垂直输送为向上。整层的水汽通量水平辐合最大的时刻与系统发展最强的时刻一致, 而整层的水汽通量垂直输送最大的时刻比系统发展最强的时刻要提前 2 小时 (对应武汉强降水过程) 或 1 小时 (对应黄石强降水过程)。在系统衰减前, 水汽通量水平辐合减小、水汽的垂直向上输送也变小, 并最终出现整层的水汽通量辐散和水汽向下输送, 系统也最后消散。另外, 从区域平均的水汽通量水平辐合和水汽垂直输送项的高度—时间剖面图 (图 7) 可以看到, 水汽通量水平辐合主要是集中在 500 hPa 以下, 而水汽垂直输送则主要集中在 600 hPa 以下。

对武汉和黄石两强降水过程, 在所选的区域内分析了其发展、成熟和衰减各阶段



的水汽的收支情况。在发展阶段, 在 500 hPa 以下, 南、西两个方向各层的水汽水平通量之和均为正, 其中, 从南面进入的水汽最多, 西面次多。在 500 hPa 以上的各层, 除了西面有水汽进入, 其余各个方向均是有水汽流出的。另外, 西面除了 20 日 18 时 950 hPa 以下有水汽流出, 其余层次接近整层流入。在系统的成熟阶段, 从南面进入的水汽略有增加或基本维持不变; 但从北面进入的水汽通量有较明显的增长, 在 850~500 hPa 之间大约比发展阶段增长了 30% 以上, 尤其是 850~700 hPa 层的水汽通量的增加更加明显; 从西面进入系统的整层的水汽通量大约比发展阶段增长了 30%~40%; 而从东面流出的整层的水汽通量比发展阶段大大减少, 减少了约 1/4~3/4。在衰减阶段, 从南面和西面进入系统的水汽大大减少, 整层的水汽通量辐合减少。

由此可知, 对本文所模拟的 β 中尺度系统的发展而言, 水汽主要来自对流层低层, 尤其是其南边界和西部边界。这表明与季风环流有关的水汽的供应是至关重要的。

7.2 涡度的收支分析

已有的分析表明, 涡度这一物理量对于梅雨暴雨是至关重要的。梅雨锋通常不存在中纬度锋面系统那样的动力和热力结构, 而它作为切变线常表现为一条正涡度带, 其上的 β 中尺度系统则表现为正涡度带上的正涡度大值区 (扰动)。为了分析该正涡度扰动的发生发展过程, 我们在前述区域内计算了涡度的收支, 以了解系统发生发展过程中正涡度的来源。

涡度的收支方程为

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

其中,

$$\text{水平平流项} \quad A = - \left[u \frac{\partial \zeta}{\partial t} + v \left(\beta + \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right) \right],$$

$$\text{垂直平流项} \quad B = - w \frac{\partial \zeta}{\partial p},$$

$$\text{水平辐散项} \quad C = - (f + \zeta) \nabla \cdot \mathbf{V},$$

$$\text{扭转项} \quad D = - \left(\frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} \right),$$

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

首先, 分析区域平均的涡度的水平平流项、垂直平流项、水平辐散项以及扭转项随时间的演变。可以看到, 对应武汉的强降水过程 (图 8), 在 500 hPa 以下, 涡度的水平平流项使正涡度减小, 而水平辐散项使正涡度增加; 在 500 hPa 以上, 涡度的水平平流项使正涡度增加, 而水平辐散项使正涡度减少。这表明, 在高空槽前可能有正涡度的输送。涡度的垂直平流在 800 hPa 以上范围内也使正涡度增加, 表明正涡度是由低层向高层输送, 而低层正涡度的增加是由水平辐合所致。这可能是正涡度的重要来源之一。此外, 在 250 hPa 以上及 800 hPa 以下的层次, 扭转项使正涡度增加, 但其余层次上均使正涡度减弱, 表明扭转项对系统主体部分正涡度的贡献为负。这四项的极值中心均出现在 20 日 20 时至 21 日 00 时之间, 比系统发展最强的时刻要落后 1~1.5 小时, 这可能也是正涡度极值中心落后的原因。对应黄石降水过程, 各项作用与前面接

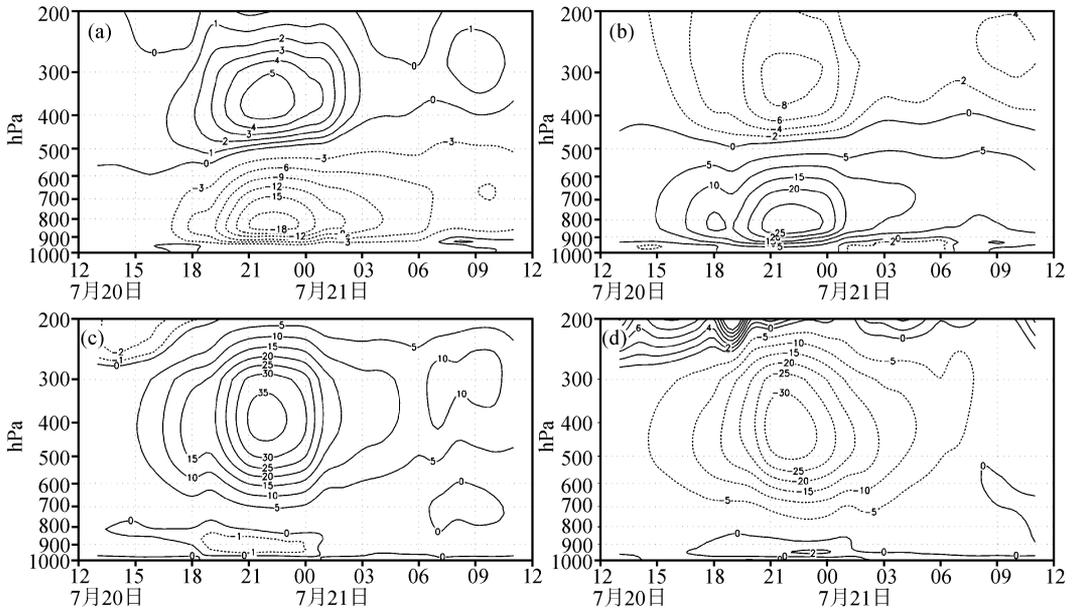


图8 1998年武汉强降水期间模拟的区域平均的涡度的水平平流项(a)、水平辐散项(b)和涡度的垂直平流项(c)、扭转项(d)的高度—时间剖面

近,但涡度的水平平流和水平辐合的极值中心的层次偏低,在850 hPa或900 hPa左右,各项的极值中心均出现在22日01时至22日03时之间,是系统发展最强的阶段。

另外,我们又分析了代表系统发展各阶段的几个时刻上述四项的垂直分布情况(图略)。在系统的发展阶段,各项的数值都很小,其中涡度的水平平流项最小,其余各项的量级相当,但扭转项的贡献为负。在系统的成熟阶段,四项均比发展阶段增长了一个量级,其中,垂直平流项和扭转项增长最显著,最大值出现在400 hPa左右。水平平流和水平辐散项的极值出现在850 hPa左右。在系统的衰减阶段,四项均大大减小,其中水平涡度平流的厚度增厚至300 hPa,但强度减弱。

以上结果表明武汉—黄石暴雨期间涡度的维持主要是由于低层涡度的制造,另一方面是来自中上层涡度的输送。

8 物理过程和地形试验的分析

对1998年“二度梅”期间低涡切变线和大尺度暴雨的初步模拟表明^[9],潜热释放和行星边界层过程是重要的。为进一步考察潜热和行星边界层等过程对 β 中尺度天气系统的影响,本文设计了如下一些试验(表1)。

8.1 凝结潜热对 β 中尺度系统的影响

试验一在计算过程中不考虑潜热释放,即不考虑网格和次网格尺度的凝结加热效应,潜热不计入热力方程,但水汽的影响还存在。模拟过程中其他方案与对照试验同。

不考虑潜热释放时,对应武汉和黄石의强降水期间,模拟的细网格雨区比对照试验明显偏西、雨区范围扩大、降水强度略减弱(图9),这表明大尺度的水汽输送是决定大范围雨区的基本条件,潜热释放主要影响中尺度区域的降水。分析武汉和黄石(图

表 1 物理过程及云贵高原局地地形影响的试验方案

试验序列号	试验方案	试验名称
试验一	无潜热释放	NLHR
试验二	无行星边界层参数化	NPBL
试验三	去掉大别山: (30.34~32.63°N, 114.29~117.37°E) 范围内的地形高度设为零。	NODB
试验四	去掉幕阜山: (27.93~29.76°N, 113.02~115.96°E) 范围内的地形高度设为零。	NOMF
试验五	同时去掉大别山和幕阜山: 将试验三和试验四范围内的地形高度设为零。	NODM
试验六	将湖北省西部的地形高度降低 2/3, 范围: (29.01~33.39°N, 108.56~112.13°E)。	NOWT

略) 强降水期间的流场和高度场可以看到, 不考虑潜热释放时, β 中尺度系统已不再出现, 长江流域中下游的切变线形势也大为减弱, 同时位于高原东侧的西南低涡也明显减弱, 闭合等高线的最小值只有 3 080 位势米 (对应黄石降水过程) 或 3 040 位势米 (对应武汉降水过程)。偏南气流比对照试验偏强, 向北推进到了 30°N 以北。分析对照试验和无潜热试验之间位势高度和流场的差值场的分布表明, 在 850 hPa, 武汉和黄石附近分别是低值中心和流场的辐合中心 (图略), 中心的位置和对照试验中 β 中尺度低压的位置非常一致。在 250 hPa (图略), 武汉和黄石附近则分别是相应的高值中心和流场的辐散中心, 中心的位置和对照试验中 β 中尺度低压的位置也很一致。可见, 潜热造成的低层辐合、高层辐散均是非常有利于 β 中尺度低压的发生发展的, 潜热释放在 β 中尺度低压形成过程中起着非常关键的作用。从 850 hPa 和 250 hPa 风场的演变看 (图略), 不考虑潜热释放时, 高低空急流的强度均大为减弱, 比对照试验减弱了约 50%, 而且也没有中尺度的强风速中心 (即中尺度高低空急流) 出现。

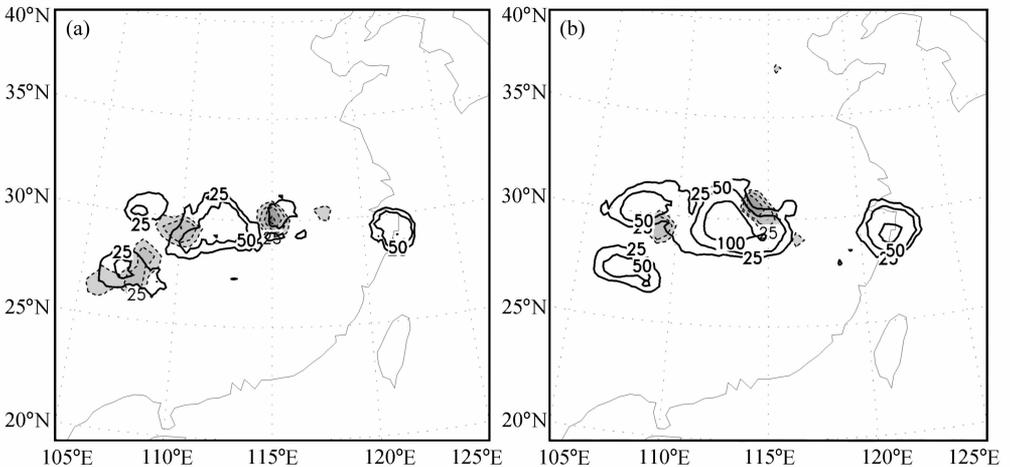


图 9 试验一 (即无凝结潜热) 模拟的 6 小时降水 (实线) 与实况 (阴影)

(a) 20 日 18 时至 21 日 00 时; (b) 21 日 18 时至 22 日 00 时

对应武汉的强降水过程, 不考虑潜热释放时, 近地层的水汽通量辐合远小于对照试验 (图略)。而对于黄石降水过程 (图略), 不考虑潜热释放时, 22 日 02 时前近地层的水汽通量辐合较小, 但在 22 日 02 时, 在黄石附近水汽通量辐合突然增大, 而在等高线图上 (图略), 则有相应的闭合系统出现, 但范围较小, 而流场上没有出现闭合。

以后又开始逐渐减弱。

8.2 行星边界层对中尺度暴雨系统的影响

我们还考虑了行星边界层对暴雨等中小尺度系统的影响。已经知道, 不考虑行星边界层参数化过程时, 大尺度系统(如低涡切变线)形势减弱, 武汉和黄石附近的强降水区也相应地有所减弱。为了考察行星边界层参数化在 β 中尺度低压形成过程中的作用, 我们在试验二的计算中未加入行星边界层参数化过程进行模拟。

从模拟的降水(图 10)看, 不考虑行星边界层过程时, 黄石附近强降水区的强度变小, 但降水区的范围和位置变化不显著。从分析系统中心附近 1 小时降水随时间的演变与黄石 1 小时降水随时间的演变图可以更清楚地看到, 系统中心的降水强度明显减小, 降水的峰值比对照试验减小了 1/3。从 700 hPa 的等高线和流场(图略)看, β 中尺度系统依然存在, 但强度减弱。

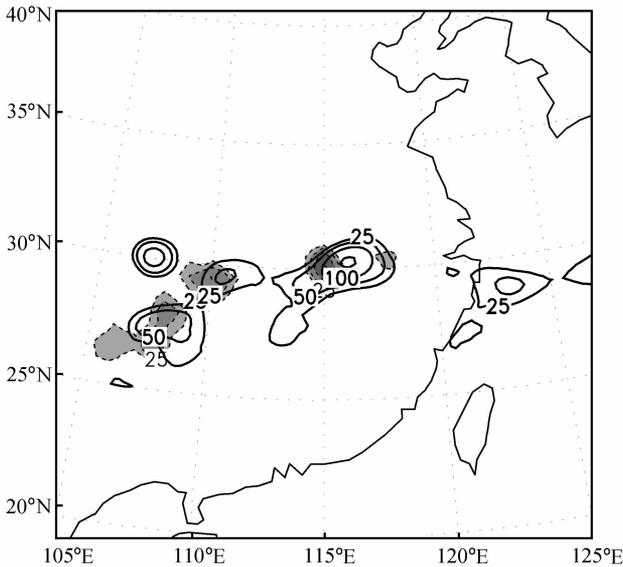


图 10 试验二模拟的 6 小时(21 日 18 时至 22 日 00 时)降水与实况

阴影: 实况; 实线: 模拟

8.3 局地地形对中尺度系统的影响

这里所强调的地形不是青藏高原大地形, 也不是作为青藏高原一部分的局部区域(如云贵高原)的地形, 而是指在中尺度暴雨系统发生地周边, 即长江中游(尤其是湖北省地区)的中尺度地形。

暴雨是在一定的天气形势下形成的, 但地形对于暴雨的强度、落区等均有不可忽视的作用, 尤其是一些特大暴雨往往是在特定的地形下产生的^[12,13], 如我国各地多年平均大暴雨多发区大多位于山脉的东南迎风坡, 譬如太行山、伏牛山、大别山、武夷山和南岭山脉等^[3]。关于本例的一些分析研究也表明^[10], 武汉和黄石附近的局地地形, 可能均是有利于暴雨云团的发生发展的。湖北省东南端(即武汉和黄石附近)处于大别山的西南部和幕阜山的西北部, 此外, 湖北省西部的地形也比较复杂。下面将通过数值试验以探讨大别山、幕阜山和湖北西部等局地地形对武汉和黄石等地区 β 中尺度

强降水过程的作用。数值试验的具体方案见表 1 (试验三至试验六)。对照试验及地形试验方案中地形高度的分布见图 11。下面将通过数值试验对这三部分地形在这次局地强降水中的作用做初步的模拟分析。其中,粗网格模拟中模式地形采用 $5' \times 5'$ 的地形数据,而细网格地形数据由粗网格地形直接插值到细网格得到。试验中降水的强度变化不是太明显,可能是由于模式细网格中采用的地形高度较平滑造成的,而大别山和幕阜山的主峰的实际高度分别为 1 729 m 和 1 596 m,其平均高度为 200~600 m。模式中大别山和幕阜山的平均地形只能分别达到 200 多米或 300 多米。而对本文 β 中尺度系统的模拟,可能需要有更高分辨率的地形。

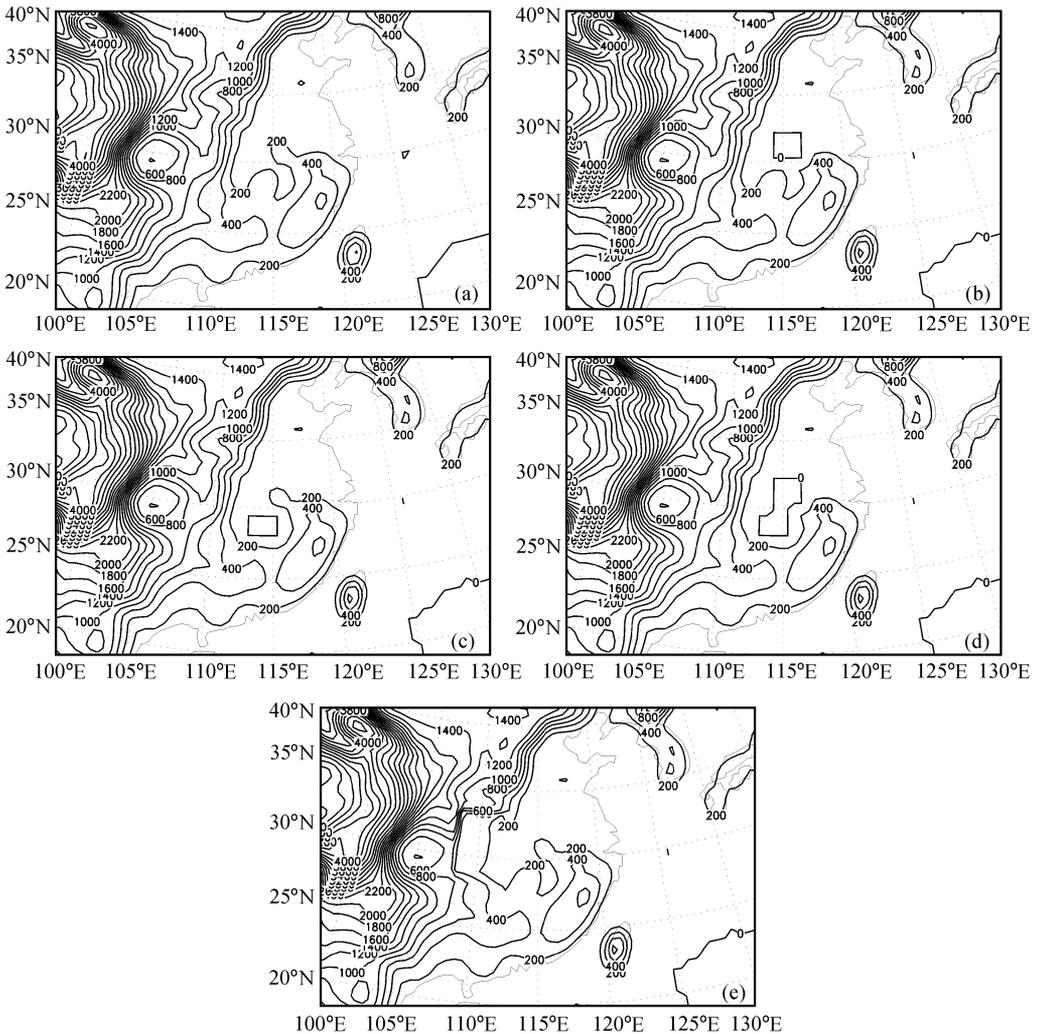


图 11 地形试验中各种方案的地形等高线分布图

(a) 控制试验; (b) 试验三; (c) 试验四; (d) 试验五; (e) 试验六

8.3.1 大别山和幕阜山对暴雨中尺度系统的影响

在试验三中,我们将 $(30.34 \sim 32.63^\circ\text{N}, 114.29 \sim 117.37^\circ\text{E})$ 范围内的地形高度设为零以表示除去大别山。从模拟的 6 小时雨量(图 12)看,去掉大别山后,雨区略

小于对照试验, 降水强度略减弱, 但雨区整体南移约 80 km。从 700 hPa 高度场和流场看 (图略), 去掉大别山以后, β 中尺度系统依然存在, 只是位置比对照试验偏南, 强度偏弱。因此, 大别山对武汉强降水区的位置有较大影响, 可能还有一定的增幅作用, 而它对造成强降水的 β 中尺度系统的发生发展是否是最关键的因素, 尚需继续研究。

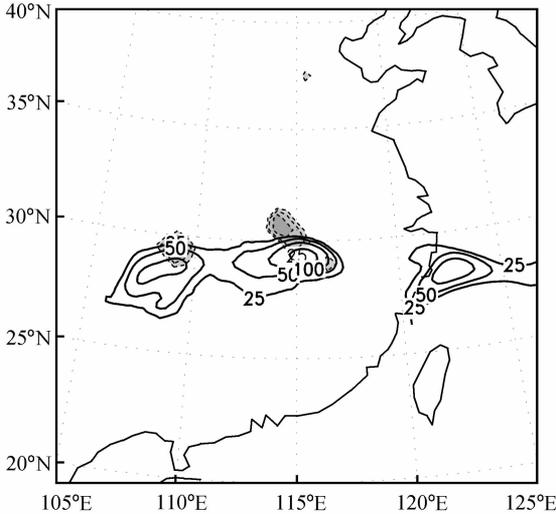


图 12 试验三模拟的 6 小时降水 (实线) 与实况 (阴影)

在试验四中, 将 ($27.93 \sim 29.76^\circ\text{N}$, $113.02 \sim 115.96^\circ\text{E}$) 范围内的地形高度设为零, 表示去掉幕阜山。从模拟的 6 小时雨量 (图略) 看, 去掉幕阜山后, 雨区范围比对照试验略小, 雨区位置比对照试验略南移 50 km。从 700 hPa 高度场和流场看 (图略), β 中尺度系统比对照试验明显减弱, 而且 β 中尺度系统的位置比对照试验偏南。另外, 低涡的强度也略有减弱。

在试验五中, 同时去掉了大别山和幕阜山, 模拟的 6 小时降水量 (图略) 与试验四很接近。从 700 hPa 高度场和流场看 (图略), β 中尺度系统强度略有减弱, 位置也略偏南, 而低涡位置也比对照试验偏南。

因此, 可以认为即使是中尺度的地形, 对于这场暴雨的影响也是比较明显的, 它们对雨区位置分布的影响更为显著。

8.3.2 鄂西山区地形对暴雨中尺度系统的影响

湖北省西端地形远高于东部地形, 而且面积较大。为了考察湖北省西部地形对武汉附近强降水的作用, 我们在试验六中将 ($29.01 \sim 33.39^\circ\text{N}$, $108.56 \sim 112.13^\circ\text{E}$) 范围内的地形高度降低了 $2/3$, 以探讨西部地形的作用。试验表明, 将西部地形降低 $2/3$ 后, 低涡切变线的强度及东部降水的强度均有较明显的变化。模拟的 6 小时雨量范围减小 (图略), 25 mm 以上降水区略大于对照试验, 但 50 mm 以上, 尤其是 100 mm 以上强降水区明显小于对照试验。雨区位置约偏南 50 km。分析 700 hPa 高度场和流场表明 (图略), 低涡和 β 中尺度系统均有较明显的减弱, 且位置偏南, 这也许是降水区位置偏南的原因。分析 975 hPa 的风场 (图略) 可以看到, 在湖北省西部地形改变区, 偏东风和偏北风均有所增强, 这可能是低涡附近降水区和降水强度增大的原因。因而,

鄂西地形对这次暴雨也有一定的影响。

9 β 中尺度系统的概念模型图

对于这次突发性的特大暴雨，张顺利、陶诗言等^[19]已从环流背景和天气尺度影响系统方面提出了概念模型。揭示出季风 and 高原系统的重要性。然而，直接影响中尺度系统的情况如何还需研究。在总结本个例的诊断部分^[8]及本文的研究结果和前人关于梅雨锋大尺度系统研究工作^[5]的基础上，我们给出 β 中尺度天气系统的物理模型及各影

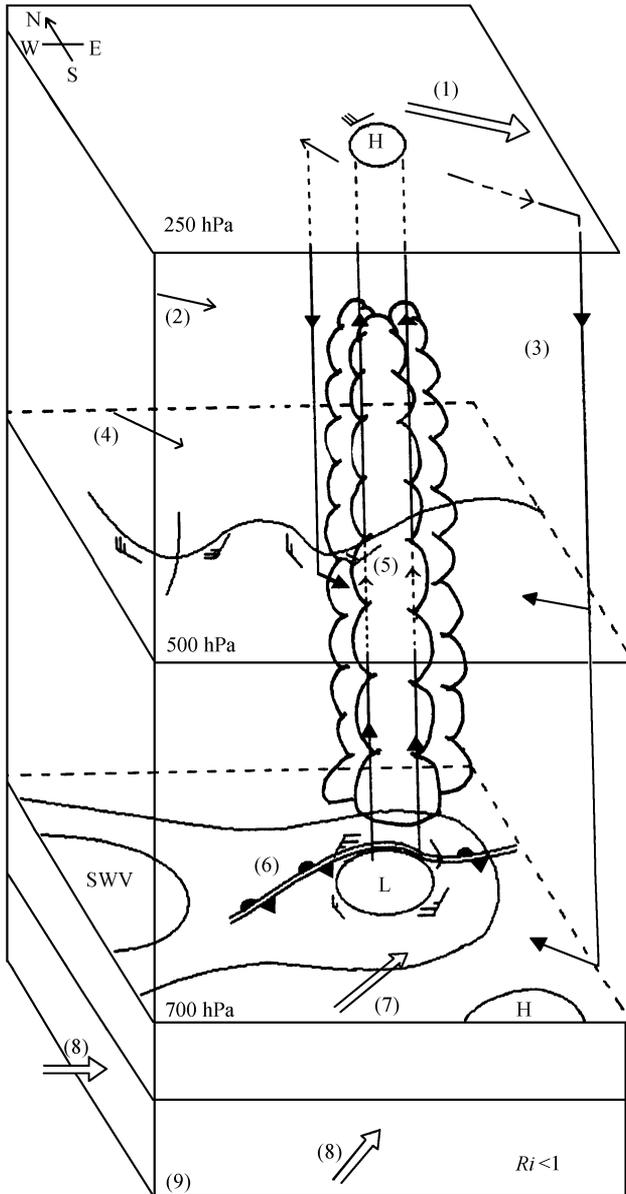


图 13 梅雨锋上 β 中尺度低压 (扰动) 及有关的中尺度暴雨对流云团的概念模型

响因子相互关系的框图。由于本例比起施曙等^[17]分析的中国梅雨（Meiyu）和松本诚一^[18]分析的日本梅雨（Baiu）中的扰动更强烈些，因此对它作出仔细的剖析是很有意义的。梅雨锋上 β 中尺度天气系统的可能物理模型如图 13，其中大部分内容由资料分析所得，而对流云团内部的某些信息由模拟资料分析所得。图 14 是与这一物理模型对应的框图，现综述如下：（1）地面有一条接近东西向的梅雨锋（或切变线）。（2）边界层内有大量暖湿空气输送至未来 β 中尺度低压形成的地区，同时那里也存在里查森数的小值区（即不稳定区）。（3）700 hPa 上， β 中尺度低压发生于西南低涡东侧，即自西向东延伸的高度场的低值区内（或切变线上），可能有大量的对流云系发展。 β 中尺度低压的西南和东南侧是强劲的西南低空急流，低空急流上风速呈不均匀性分布，其中靠近 β 中尺度低压的中尺度风速极值中心（即所谓的中尺度低空急流）有可能与 β 中尺度低压的形成有关。（4）从高原向东移动的 500 hPa 上的短波槽，尤其是槽前的辐散区，对于 β 中尺度与强对流系统的发生发展可能有帮助。（5）对流层中、低层的扰动，尤其是时间尺度为几小时至 10 小时的系统，对强烈突发暴雨的触发非常有利（参阅文

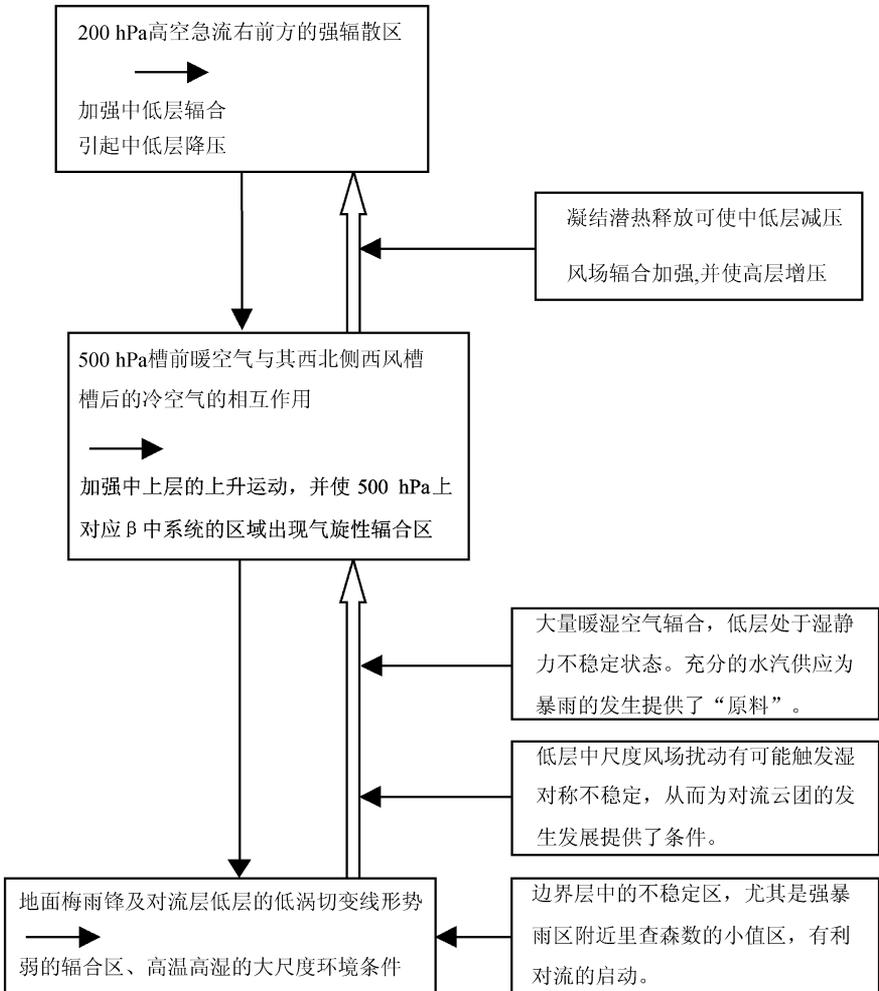


图 14 β 中尺度系统概念模型的框图

献 [8] 图 6 和文献 [9] 等)。(6) β 中尺度低压所在的区域有很强的上升运动, 上升运动的极值中心在 400~300 hPa 之间, 上升气流到 250 hPa 以上后开始向周围辐散, 并形成相应的中尺度高压, 辐散气流主要向东南偏东和东北偏东方向流出, 其次是向西北偏北方向流出。这种高空强烈辐散区的耦合, 使得对流层中的垂直运动进一步加强。上述诸种因素相互有利结合, 也许是这场暴雨特别强烈的重要原因。

10 结论与讨论

采用较高分辨率模式, 对武汉和黄石强降水过程进行了数值模拟, 通过对 β 中尺度系统的收支分析及物理过程、中尺度地形对 β 中尺度系统发生发展影响的试验, 我们对于“98.7”武汉—黄石突发性大暴雨中尺度系统的特征, 获得了进一步的认识, 得到下列初步结果:

(1) 尽管长江流域低涡切变线为上述两场强降水提供了非常有利的背景。但直接造成两场强降水的是 β 中尺度系统。模拟结果显示, 在 20 日 18 时至 21 日 06 时和 21 日 18 时至 22 日 06 时期间在两地附近确实先后有 β 中尺度系统的发生、发展和消亡。系统发展的最强时刻与两地 1 小时降水的峰值时刻是接近的。

(2) 在模拟中尺度降水系统的基础上, 本文对 β 中尺度系统的环流特征、散度场和雷达回波的垂直结构进行了分析, 所得结果是合理的, 与实测资料的数据相近。

(3) 由 β 中尺度系统的水汽收支分析发现, 进入系统的水汽主要来自南面, 其次是西面, 再次是北面。其中, 南面的水汽可能和低层的西南低空急流有关, 西面的水汽可能同时和低涡切变线形势及低空急流有关。对于武汉和黄石暴雨过程, 水平辐合和水汽通量辐合的最大值比系统的成熟期略提前出现, 表明这两者可能对系统的发展及暴雨的预报有某些先兆性。

(4) 本次突发暴雨期间, 涡度的收支分析表明, 在对流层低层, 水平涡度平流和涡度的水平辐散项均使正涡度增加, 垂直涡度平流使对流层中上层的正涡度增加。这可能是中尺度系统得以维持和发展的原因。在 800 hPa 与 250 hPa 之间, 扭转项对正涡度的贡献在各个阶段都为负。在系统成熟阶段, 涡度方程的各项比发展阶段增长了一个量级。

(5) 物理过程的试验表明, 凝结潜热不仅对大尺度系统影响明显, 在 β 中尺度系统形成过程中尤其有重要的作用, 不考虑潜热释放, 武汉和黄石附近的 β 中尺度系统难以形成。凝结潜热使对流层低层的高度场降低, 风场辐合, 使对流层高层的高度场增高, 风场辐散, 有利于 β 中尺度系统的形成和发展。

(6) 对湖北省局地地形试验表明, 鄂东东北侧的大别山和西南侧的幕阜山以及鄂西部山地对武汉和黄石附近暴雨的落区均有较明显影响, 并且有一定的增幅作用, 模拟结果中降水的增幅不很显著, 可能是模式地形的过度平滑造成的, 或者是由于这次暴雨本身已经够强, 在某种意义上“掩盖”了增幅的贡献。

(7) 在综合分析的基础上, 提出了暴雨 β 中尺度系统三维结构初步物理模型, 强调边界层中不稳定层的重要性、低层风场扰动、对流层中层短波槽前辐散的作用以及潜热反馈的贡献。为今后更深入地研究和进一步完善 β 中尺度暴雨模型提供了帮助。

由于收集的资料不是很多, 讨论的个例数目也有限。因此, 这里所建议的中尺度暴雨模型还是初步的。今后我们将用新的特殊观测资料作更多的个例分析, 进一步补充、修改和完善中尺度暴雨模型。

致谢: 陶诗言院士、曾庆存院士曾对本项研究提出宝贵意见和建议, 周晓平研究员、许焕斌研究员给予帮助, 特此致谢。

参 考 文 献

- 1 曾庆存, 数值天气预报的数学物理基础, 北京: 科学出版社, 1979, 543pp.
- 2 赵思雄, 中尺度动力学与暴雨等灾害天气预测理论的研究, 大气科学, 1998, **22** (4), 503~510.
- 3 陶诗言等, 中国之暴雨, 北京: 科学出版社, 1980, 225pp.
- 4 Ninomiya, K., and T. Akiyama, Multi-scale features of Baiu, the summer monsoon over Japan and East Asia, *J. Meteor. Soc. Japan.*, 1992, **70**, 467~495.
- 5 丁一汇主编, 1991 年江淮流域持续性特大暴雨研究, 北京: 气象出版社, 1993, 118~131.
- 6 陶诗言、张庆云、张顺利, 1998 年长江流域洪涝灾害的气候背景和大尺度环流条件, 气候与环境研究, 1998, **3** (4), 290~299.
- 7 黄荣辉、徐予红、王鹏飞、周连童, 1998 年夏长江流域特大洪涝特征及其成因探讨, 气候与环境研究, 1998, **3** (4), 300~312.
- 8 贝耐芳、赵思雄, 1998 年“二度梅”期间突发强暴雨系统的中尺度分析, 大气科学, 2002, **26**, 526~540.
- 9 贝耐芳、赵思雄, 初值及物理过程对“98.7”暴雨预报结果的影响, 气候与环境研究, 2002, **7**, 386~396.
- 10 邓秋华、王登炎等, “98·7”鄂东南持续特大暴雨的分析, 暴雨·灾害, 1999, **1**, 115~124.
- 11 吴翠红、杨洪平等, “98·7”鄂东特大暴雨的云雨量化特征, 暴雨·灾害, 1999, **1**, 152~154.
- 12 章名立, 地形对暴雨的影响, 暴雨文集, 长春: 吉林人民出版社, 1978, 58~64.
- 13 李吉顺、丁一汇、蔡则怡等, 1975 年 8 月上旬河南特大暴雨的研究 (二) — “75.8”暴雨的中尺度分析, 暴雨及强对流天气的研究 (第 9 号), 北京: 科学出版社, 1980, 39~46.
- 14 Kain, J. S., and J. M. Fritsch, “Convective Parameterization in Mesoscale Models: The Kain - Fritsch Scheme” in the Representation of Cumulus Convection in Numerical Models, A. M. S. Monograph, K. A. Emanuel and D. J. Raymond, Eds., 1993, 165~170.
- 15 Kessler, E., On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation, *American Meteorological Society*, Boston, Bulletin, 1969, **32** (10), 1080~1086.
- 16 Pearce, R., D. Lloyd, and D. McConnell, The Post-Christmas ‘French’ storms of 1999, *Weather*, 2001, **56** (3), 81~91.
- 17 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**, 476~484.
- 18 Matsumoto, S., K. Ninomiya et al., Characteristic features of “ Baiu” front associated with heavy rainfall, *J. Meteor. Soc. Japan.*, 1971, **49**, 267~281.
- 19 张顺利, 青藏高原对中国东部气候与天气异常的影响及雅鲁藏布江流域的水平衡研究, 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 1999, 131pp.

A Numerical Simulation of Sudden Heavy Rainfall Occurred in Wuhan and Huangshi during July of 1998

Bei Naifang, Zhao Sixiong, and Gao Shouting

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

Abstract The heavy precipitation occurred in Wuhan and Huangshi in Hubei Province during July 1998 is simulated using higher horizontal resolution and nonhydrostatic model and more complete initial data after the large scale fields and rainfall areas have been simulated successfully. The simulation results indicate that there are meso-scale weather systems which occurred, developed and dissipated near Wuhan and Huangshi during 1800 UTC 20 July to 0600 UTC 21 July and 1800 UTC 21 July to 0600 UTC 22 July in 1998, respectively. The life cycle of meso-scale system is about 12 hours, and the horizontal scale is from 100 to 200 km, it is a typical meso- β weather system. By analyzing the vertical section of wind field and other physical quantities during the above mentioned two periods, it is found that the horizontal convergence, the ascending motion and the positive vorticity in the middle and lower troposphere strengthened during the heavy rainfall period near the above mentioned two places. In addition, the wind disturbance in middle and lower troposphere may be a possible triggering mechanism for the occurrence of the meso- β weather system. The budget analysis of the meso-scale system indicates that the sources of moisture and positive vorticity are different during the various stages of the meso-scale systems. The impact of latent heat release and PBL parameterization scheme on heavy rainfall during the various stages of meso-scale system is evaluated by the numerical experiments on physical processes. In addition, the effect of the meso-scale topography in Hubei province during the heavy rainfall event is tested. At last, the three dimensional conceptual model includes meso- β scale systems causing the sudden heavy rainfall in Wuhan and Huangshi is suggested.

Key words: meso- β scale system; wind disturbance; budget analysis; conceptual model