

突发性特大暴雨诊断分析^①陈忠明¹ 徐茂良² 闵文彬¹ 高文良¹

(1. 成都高原气象研究所, 610072; 2. 成都大学都江堰分部)

提 要

应用常规气象和卫星资料,对1998年7月21日发生在武汉附近地区的突发性特大暴雨过程进行了分析,结果显示:(1)引发本次突发性特大暴雨的系统是一个中- β 尺度对流云团。(2)该中- β 尺度暴雨系统在对流层高低层没有独立的负、正涡度大值中心区与之对应,辐合层并不十分深厚(低于500hPa),且气流散合强度(10^{-4} s^{-1})较旋转强度(10^{-5} s^{-1})大一个量级($D \gg \zeta$)。(3)在暴雨发生前10余小时,大气运动已处于较强的非平衡状态,且越临近暴雨发生, $U < 0$ 的非平衡性越强;而在暴雨达到强盛期后,大气运动即由 $U < 0$ 的非平衡态转为 $U > 0$ 的非平衡态。(4)对流层低层大气运动非平衡动力强迫与200hPa等压面上的中- β 尺度强辐散是本例暴雨和中- β 尺度暴雨系统发生发展的重要动力启动机制。

关键词: 突发性暴雨 非平衡强迫 中尺度系统 动力诊断

引 言

1998年夏季,长江流域发生了继1954年后的又一次全流域性大洪水。其中,尤为突出的是7月20~23日发生在长江中游地区的突发性持续特大暴雨,武汉和黄石雨量分别达457.4和513.2mm,加剧了洪水对长江江堤的威胁,使本已紧张的抗洪形势更加严峻。

关于此次突发性持续暴雨过程,有许多预报员作了技术总结^[1],部分学者对此次暴雨的成因和中尺度系统特征进行了诊断与模拟研究^[2~5],揭示了一些新的事实,提出了一些新的看法。但是,由于这种突发性特大暴雨出现条件较之以往的梅雨期特大暴雨有显

著不同,尽管许多学者从不同角度对暴雨的成因等进行了剖析,但与对典型的梅雨期特大暴雨成因及其影响系统的认识相比还显不足。因此,对其进行更深入细致的分析是十分必要的。

1 资料和分析方法

本文所采用的资料来源于“1998年长江、嫩江流域特大暴雨成因及预报应用研究”项目组整理的气象常规观测资料和气象卫星探测资料。

由于本次暴雨发生在长约250km、宽约80km的西北—东南向带状区域内^[6],其导致暴雨的对流云团呈指状,长度在100km左右,属中- β 尺度范畴,因此,我们将重点分析

① 该工作受国家自然科学基金(40275017)、四川省青年科技基金、暴雨监测与预测国家重点实验室经费资助

研究范围收缩在 $28\sim 32^{\circ}\text{N}$ 、 $112\sim 116^{\circ}\text{E}$ 的矩形区内。在计算物理量时,为了消除计算边界和资料不足的影响,我们采用了 56、57、58 和 59 区的资料。

为了能够比较精细地刻画暴雨过程中大气运动的性质和中尺度系统活动的特征,我们采用文献[7]的客观分析方法,构造一个连续场来逼近气象要素场,获取 0.2×0.2 经纬度的网格资料。然后,利用这一细网格格点资料进行物理量计算。

本文所计算的物理量除反映天气系统和大气运动基本特征的常规物理量涡度、散度、垂直速度、 θ_z 等外,还计算了反映大气垂直涡度倾斜发展的热力参数 C_D [8] 和反映中尺度大气运动非平衡性质的诊断量 U [9]。其计算公式如下:

$$C_D = \xi_s \theta_s / \theta_z = \left(-\frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial \theta}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) \bigg/ \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (1)$$

$$U = -\nabla^2 E + \mathbf{k} \cdot [\nabla \times (f + \zeta) \mathbf{V}] \quad (2)$$

2 诊断结果分析

2.1 暴雨系统的中- β 尺度尺度特征

从暴雨区的每小时雨量资料看,“98·7”突发性持续特大暴雨是由两场暴雨组成的(图略)。第一场暴雨发生在 20 日夜间至 21 日午后,暴雨中心位于武汉,降水量达 286mm。第二场暴雨发生在 22 日凌晨至午后,暴雨中心位于黄石市,降水量达 360mm。21~23 日的过程降水量分布显示,整个强降水区介于 $29\sim 31^{\circ}\text{N}$ 、 $113\sim 116^{\circ}\text{E}$ 的矩形区内,呈西北—东南向带状分布,最大水平尺度在 200km 左右,介于中- α 与中- β 尺度之间,更接近中- β 尺度。本文重点分析第一场降水。

参照 Maddox^[10] 对 MCC 冷云罩的定义

条件 $TBB < -52^{\circ}\text{C}$ (保证对流活跃),我们以 $TBB = -50^{\circ}\text{C}$ 等值线变化来反映中尺度系统的活动特征。由 7 月 21 日 04~11 时的 TBB 等值线分布(图略)可见,21 日 05 时,在武汉的南侧和东南方出现两个尺度在 20km 左右的对流单体,中心 TBB 低于 -50°C 。1 小时后,两对流单体合并,形成一水平尺度在 50km 左右的西北东南向的对流带, $TBB < -50^{\circ}\text{C}$ 的面积扩大,中心 TBB 低于 -60°C 。随后,该对流系统不断发展,向西北和东南两个方向伸展, $TBB < -50^{\circ}\text{C}$ 的面积迅速扩大,中心 TBB 值进一步降低到 -70°C 以下,武汉出现 $88.4\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 降水。到了 10 时, $TBB = -50^{\circ}\text{C}$ 等值线在云团的东南方向开始变形,中心 TBB 值升高,对流开始减弱。在整个对流云团活动过程中,云团的位置始终稳定少动,仅反映出面积的扩展与收缩,这是本次云团活动的一个重要特征。21 日夜间发生在该区域的对流云团活动过程与上述情况十分类似,仅仅是位置略偏东南,此处不再赘述。

2.2 暴雨过程中大气涡散场中尺度特征及变化

由于中- β 尺度系统的生命史较短,较少在正点常规观测中捕捉到系统发展的最强特征。因此,应用常规探测资料对这类系统的物理量特征做精细分析的工作很少,即使对于水平尺度在 200km 左右的中- β 尺度系统,其大气运动过程中的涡度和散度场特征,我们都了解得很少。而此次中- β 尺度系统正好在 08 时前后达到最强,为我们分析和认识这类系统的物理特征(哪怕是比较粗的情况也是很有意义的)提供了条件。

图 1 展示了中- β 尺度暴雨系统在最强时刻的对流层内低、中、高三个层次上的涡度

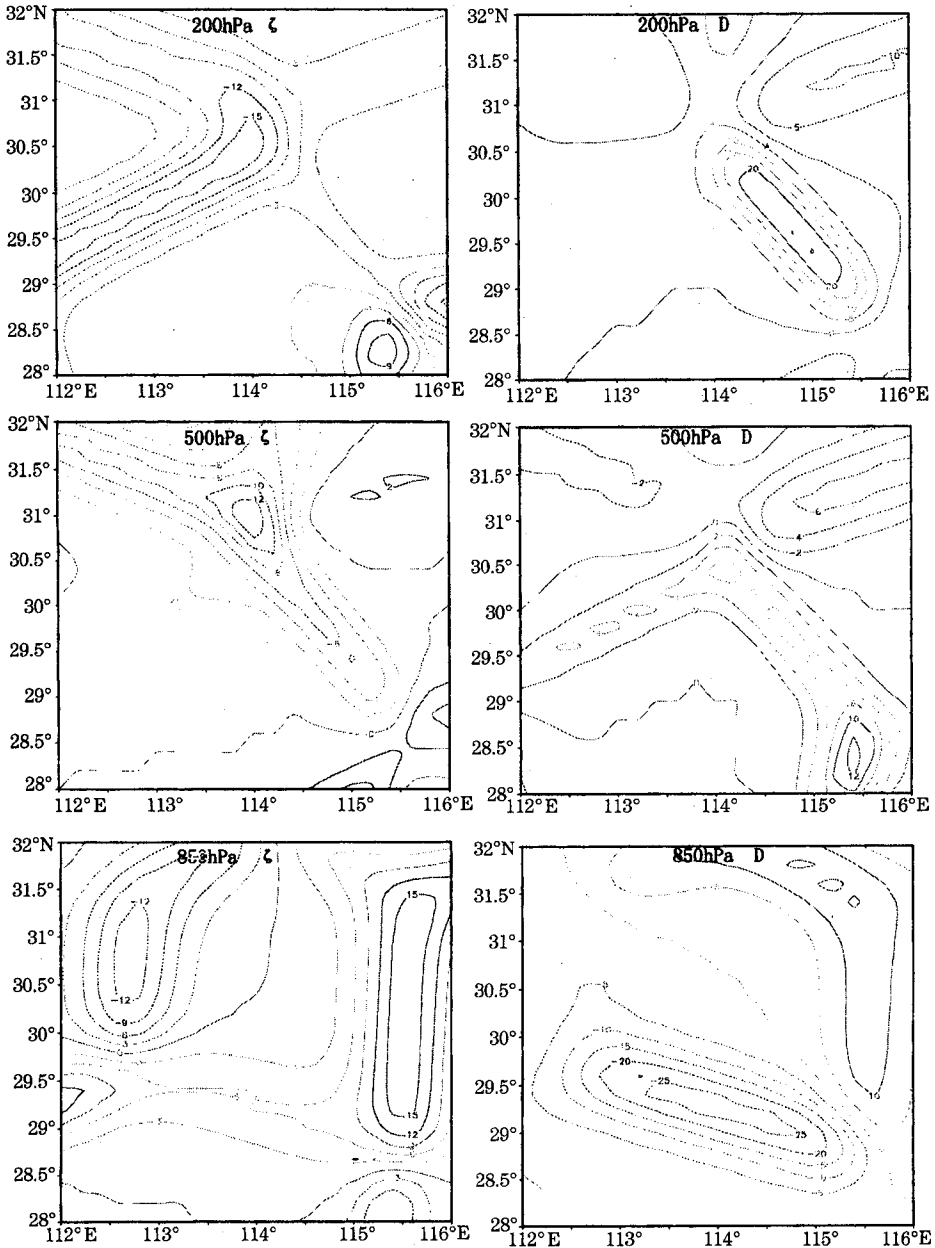


图1 1998年7月21日08时850hPa、500hPa、200hPa涡度与散度分布($\times 10^{-5} s^{-1}$)

和散度场特征。由图可见,强涡散大值区表现出显著的中- β 尺度特征,中尺度强辐散辐合区与暴雨区以及对流云团的位置十分接近(偏南20~30km,这可能与探测站点的分布和密度有关)。从与中- β 尺度暴雨系统对应的涡散场看,该系统在500hPa以下表现为强

烈的气旋式辐合,在500hPa及其以上表现为强烈的反气旋式辐散,强烈的辐散和辐合分别出现在200hPa和850hPa附近,散度量级达 $10^{-4} s^{-1}$,且高层辐散中心强度与低层辐合中心强度十分接近,达 $2.6 \times 10^{-4} s^{-1}$ 和 $-2.7 \times 10^{-4} s^{-1}$ 。这种中- β 尺度超强散度柱

已被程麟生等^[2]用数值模拟手段进行了成功再现(模拟强度较诊断结构更强)。与大气运动的辐散和辐合相比,中- β 尺度暴雨系统的涡旋强度较弱,涡度量级仅为 10^{-5} s^{-1} 。在对流层低层的850hPa,中- β 尺度暴雨系统与两个强涡度中心(对应两个中- α 系统)之间的切变正涡度带状区相对应,中心涡度值为 $6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。在对流层高层的200hPa,中- β 尺度暴雨系统则位于强正、负涡度区之间的过渡带上,大气运动的旋转性很弱,中心涡度值为 $-3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。可见,在暴雨盛期,中- β 尺度暴雨系统具有非常独特的涡散场特征:(1)在对流层高低层没有独立的负、正涡度大值中心区与之相对应,系统的旋转性较弱(反映在云图上,云团呈指状,而非椭圆状),涡度量级为 10^{-5} s^{-1} ; (2)气流散合强度达 10^{-4} s^{-1} 以上量级,辐合层并不十分深厚(低于500hPa); (3)气流散合强度较旋转强度约大一个量级($D >> \zeta$),散度在系统变化过程中起主导作用(卫星云图上,对流云团位置与形状与强辐散和辐合区一致)。这种特征与过去所揭示的中- α 暴雨系统的涡散场结构^[11,12](涡度与散度同量级)明显不同。

进一步分析暴雨发生前和结束后临近的两个时刻之涡散场特征发现(图略),无论是在暴雨开始前还是结束后,在对流层低层,发生暴雨的区域都呈现出弱的负涡度和辐合,这与过去的研究结果有较大的差异。导致涡、散场在同一区域在较短的时间发生如此快速变化的原因是什么呢?这是值得分析和研究的重要问题。

2.3 暴雨过程中大气运动性质的变化

暴雨是在大气运动处于强烈非平衡下的产物。本次暴雨强度之大,变化速度之快,在近几十年的气象记录中是少有的。对于这样的暴雨过程,探索大气运动性质变化对进一步认识暴雨物理成因具有重要意义。

文献[9]在研究尺度在数百千米的中尺度运动时,提出了诊断中尺度运动准平衡性质的物理量: $U = -\nabla^2 E + \mathbf{k} \cdot [\nabla \times (\mathbf{f} \times \zeta) \mathbf{V}]$,当 U 值接近于0时,大气运动处于准平

衡状态,大气运动变化的速度比较缓慢,中尺度系统稳定少变。当 U 值不等于0时,大气运动处于强烈的非平衡状态,大气运动变化的速度非常快(相比于准平衡状态下的变化),中尺度系统处于快速发展或减弱阶段。图2给出了1998年7月20日08时~21日20时对流层低层850hPa的非平衡值分布及其变化(20日08时与20日20时的分布相似,数值较小,20日08时的图被略去)。由图可见,无论是在暴雨发生前、中、后的那个阶段,暴雨区附近的 U 值均表现出明显的中- β 尺度特征。在暴雨发生前的10余小时, U 值已转变为负值,负值区面积较暴雨区的面积大,中心与强降水中心基本一致。 U 值的这种分布在暴雨临发生前表现得更加显著, U 值低于 $-2.0 \times 10^{-8} \text{ s}^{-2}$ 的区域增大了5倍,中心强度进一步加大,达 $-3.1 \times 10^{-8} \text{ s}^{-2}$ 。这表明,在本次暴雨过程发生前的10余小时,大气运动即处于较强非平衡态,其非平衡性随着暴雨的临近愈来愈强。根据文献[9]的结果,这种负 U 值非平衡的动力强迫将激发出气流辐合的持续增长。实际情况完全如此(图略);暴雨区的散度在20日08~20时之间由正转负,然后负值迅速增大,在暴雨强盛期(21日08时),中心辐合值达 $-2.7 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 。正是由于这种强烈的辐合使得大气质量场发生迅速调整,导致大气运动非平衡性质发生转化。到了21日08时,尽管气流辐合还十分强,但是,大气运动的非平衡性质已明显减弱,暴雨区后部已转变为 $U > 0$ 的非平衡状态。按照文献[9]的结果,这种性质的非平衡运动,其动力强迫将激发出气流辐散的持续增长。实际情况完全如此,21日20时原强辐合区的散度值仅为 $-1.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 左右(图略)。此后,由于低空急流的发展,大气运动的非平衡性质又发生了相反的变化。21日20时, $U = -2.0 \times 10^{-8} \text{ s}^{-2}$ 的等值线又控制了武汉市附近的中尺度区域,大气运动的非平衡强迫又将激发出散度的不稳定发展,辐合流持续增长,第二场暴雨开始。

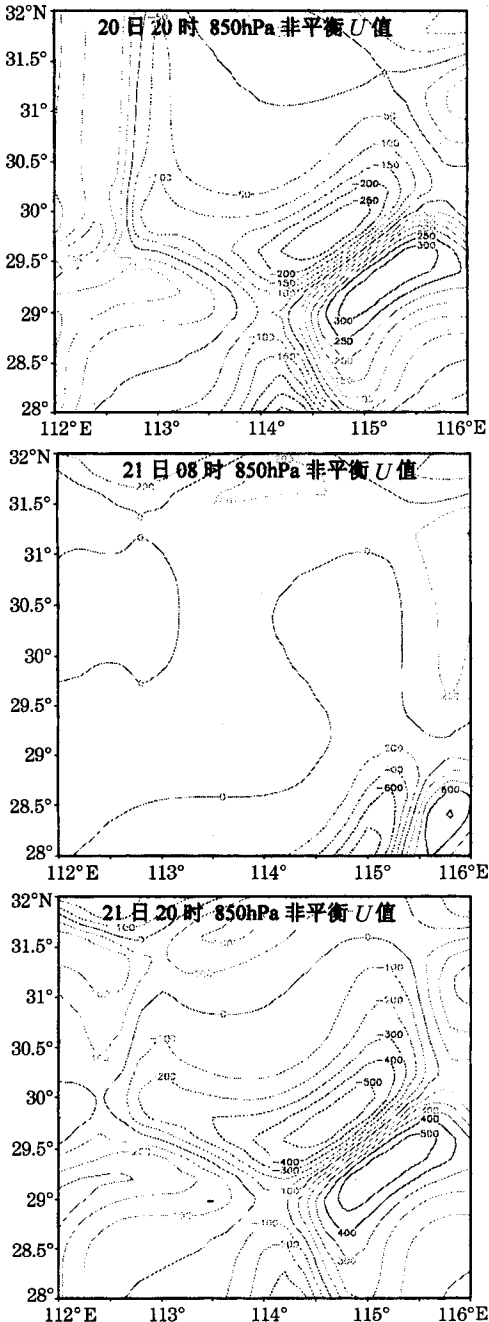


图2 1998年7月20日20时~21日20时850hPa非平衡U值分布($10^{-8} s^{-2}$)

2.4 暴雨中尺度系统发生发展的激发机制

在这次强暴雨过程中,中尺度系统的活动是十分活跃的,它是怎样发展起来的呢?

这是一个值得探索的问题。

为了寻找这个问题的答案,我们计算了20日08时~21日20时这一区域的大气稳定度 $\Delta\theta_w$ 。对包括暴雨区在内的较大区域的大气层结稳定度分析发现,在暴雨发生前和过程中,大气层结都处于较强的对流不稳定状态,500-850hPa假相当位温差 $\Delta\theta_w$ 均为负值,有利于中尺度系统的发展。但是,在这个较大的区域内,为什么中尺度系统仅仅在武汉附近的较小区域内发展,用对流不稳定理论是难以作出满意回答的。

胡伯威等^[13]在研究梅雨锋上的扰动发展时指出:500hPa附近的正涡度平流对扰动和暴雨的发生起着十分重要的作用。由暴雨发生前和暴雨中的500hPa等压面上之涡度平流分布(图略)可见,在暴雨临发生前(7月20日20时,北京时间),未来暴雨系统发生发展的区域仍被负涡度平流所控制,其值介于 $-2 \times 10^{-9} \sim -4 \times 10^{-9} s^{-2}$,即使是在暴雨系统发展到强盛时期(7月21日08时),也未见500hPa等压面上的强正涡度平流影响该系统。看来,对流层中高层的涡度平流并不是本例暴雨系统发生发展的启动机制。

按照文献[9]提出的非平衡强迫动力作用对中尺度系统发展的激发机制,由图2展示850hPa等压面上之非平衡U值分布可见,在暴雨发生前,未来暴雨系统发生的中尺度区域内大气运动处于 $U < 0$ 的非平衡状态,且越临近暴雨发生时,非平衡越强。这种大气运动的非平衡动力强迫将在 $U < 0$ 的区域激发出气流辐合的持续增长;这种辐合气流在地转偏向力的作用下,导致涡度增长。这就较好地揭示了本次暴雨中涡、散度同时增长,且散度增长强于涡度增长的事实。21日08时与20日20时的12小时散度场变化(图略)与20日20时的U值分布(图2a)配合相当一致。到了21日08时,尽管暴雨系统还处于强盛期,但是,大气运动的非平衡性已发生了显著的逆转,暴雨系统的后部已被非平衡U正值控制,气流辐合将减弱,暴雨

中尺度系统逐渐减弱消亡,情况变化正是如此。由此可见,在本次暴雨过程中,大气运动非平衡动力强迫是中- β 尺度暴雨系统发生发展的重要动力启动机制之一。

文献[4]的分析指出,在本例暴雨过程中,对流层高层至平流层下部存在扰动,这种高空扰动对暴雨有激发作用。不过,该文并没有给出扰动激发暴雨的物理解释。通过对暴雨发生前、中、后 200hPa 等压面上之非平衡 U 值、散度、涡度平流分析发现,在暴雨发生前,长江中游处于高空急流右侧气流辐散区的控制下(图 3),其中,有一个强度超过 $14 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 的中- β 尺度强辐散区位于鄂西北,

该强辐散区随急流右侧的偏西北气流向偏东南移动。到 21 日 08 时,强辐散区移到武汉上空(图 2c),强度较前 12 小时增长了接近 1 倍,达到 $25.7 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 。此后,该中尺度强辐散区始终稳定在暴雨区上空,且强度略有增强。如此强的高层辐散所激发的垂直运动加速,对中- β 尺度暴雨系统发生发展的启动作用是必然的。分析还发现,暴雨发生前后 200hPa 附近湖北均为 U 正值区控制(图略),大值中心位于鄂东南,强度超过 $30 \times 10^{-8} \text{s}^{-2}$,这种持续的非平衡动力强迫可能是强辐散在湖北南部维持的原因之一。

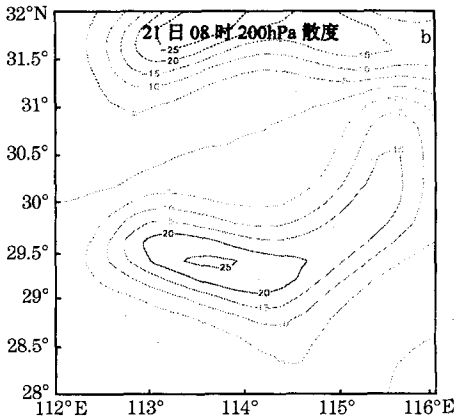
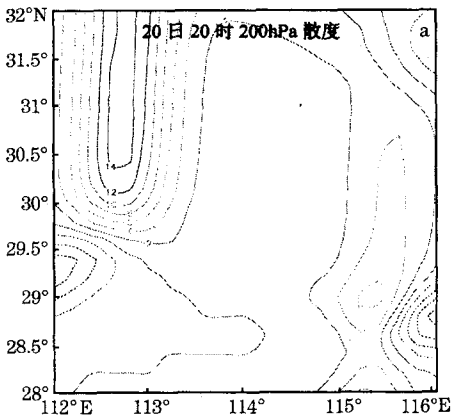


图3 1998年7月20日20时(a)、21日20时(b)200hPa散度分布($\times 10^{-5} \text{s}^{-1}$)

2.5 突发性暴雨天气的激发机制

暴雨天气的产生除了有适合的能量和水汽条件外,最重要的是激发暴雨天气发生的动力条件。对于本次暴雨而言,大气能量和水汽条件都是十分有利的,暴雨的发生区域和发生时间则由动力条件决定。对于这次暴雨的激发机制,文献[1~5]均做了不同揭示,如地形作用、高空扰动等。但是,有数值模拟显示^①,地形的作用并不是本例暴雨的重要激发因素。通过前几节的分析可以看出,对流层低层的非平衡动力强迫作用所激发出的气流辐合快速增长,使散度值在较短的时间内达到相当的水平,并与对流层高层 200hPa 等压面上的强辐散形成耦合相互作用,应该是本次暴雨天气发生的主要激发机制。

3 小结与讨论

此次暴雨过程以及引起暴雨的中- β 尺度系统正好在 08 时前后达到最强,为我们分析和认识这类系统的物理特征提供了条件。通过上述几节的分析,可以得到以下几点初步结果:

(1)多种资料信息分析显示,引发本次突发性特大暴雨的系统是一个中- β 尺度对流云团。

(2)该中- β 尺度暴雨系统具有十分特殊的涡散场特征:在对流层高低层没有独立的负、正涡度大值中心区与之对应,辐合层并不十分深厚(低于 500hPa),且气流散合强度

^① 崔春光等,中尺度地形对“98.7”鄂东特大暴雨的动力作用,2000年湖北气象科研所科技文集。

(10^{-4} s^{-1})较旋转强度(10^{-5} s^{-1})大一个量级($D \gg \zeta$);中- β 尺度对流云团位置与形状与强辐散和辐合区一致。

(3)在本例暴雨发生前后,大气运动的非平衡性质显著不同。在暴雨发生前10余小时,大气运动已处于较强的非平衡状态,且越临近暴雨发生, $U < 0$ 的非平衡性越强;而在暴雨达到强盛期后,大气运动即由 $U < 0$ 的非平衡态转为 $U > 0$ 的非平衡态。

(4)对流层低层大气运动非平衡动力强迫与200hPa等压面上的中- β 尺度强辐散是本例暴雨和中- β 尺度暴雨系统发生发展的重要动力启动机制。

虽然我们揭示了本例暴雨的一些主要特征,但本例暴雨所表现出来的一些特殊问题仍值得我们研究。例如,对于散度较涡度大一个量级($D \gg \zeta$)的大气运动,其动力学特征和平衡态是怎样的呢?为什么在本例暴雨达到强盛时,涡度场未能及时调整到散度场的强度水平呢?为什么数值模拟出的散度场与实况诊断接近,而涡度场却明显偏强?另外,需要指出,由于本文所采用的资料分辨率有限,其分析结果仅能反映系统的部分中尺度特征,并有待于用其他资料和分析手段加以验证。

参考文献

- 1 邓秋华,胡伯威等.“98·7”长江中游特大暴雨过程的中尺度分析.《1998年长江嫩江流域特大暴雨的成因及预报应用研究》.北京:气象出版社,2001:344~351.
- 2 程麟生,冯伍虎.“98·7”突发大暴雨及中尺度低涡结构的分析和数值模拟.大气科学,2001,25(4):465~478.
- 3 胡伯威,崔春光,房春华.1998年7月21~22日鄂东沿江连日特大暴雨成因探讨.大气科学,2001,25(4):479~491.
- 4 徐夏因.“98·7”武汉及附近地区特大暴雨中若干观测事实的分析.应用气象学报,2001,12(3):327~336.
- 5 高守亭,周玉淑.水平切变线上的涡层不稳定理论.气象学报,2001,59(3):393~404.
- 6 徐双柱.武汉市特大暴雨的中尺度分析.暴雨·灾害,北京:气象出版社,2000,(1):110~117.
- 7 陈志明.一种高效省时的客观分析方案.低纬高原天气,1994,7(1):27~32.
- 8 吴国雄,刘还珠.全型垂直涡度倾向方程和倾斜涡度发展.气象学报,1999,57(1):1~13.
- 9 陈志明.大气内部非平衡激发暴雨的动力诊断.科学通报,1992,14:1432~1433.
- 10 Maddox, R. A. Mesoscale convective complexes, Bull. Amer. Soc., 1980, 61(9):1374~1387.
- 11 Kou, Y. H. et al. Mesoscale analyses of Sichuan flood catastrophe, 11—15 July 1981. Mon. Wea. Rea., 1986, 114(11):1984—2003.
- 12 陈志明,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.
- 13 胡伯威,王玲艳.梅雨锋上的中尺度扰动.长江流域暴雨文集,北京:气象出版社,1980:1~11.

Diagnostic Analysis of Unbalanced Force of Atmospheric Motion and an Abrupt Heavy Rain during July 1998

Chen Zhongming Xu Maoliang Min Wenbin Gao Wenliang

(Chengdu Institute of Plateau Meteorology, CMA, Chengdu 610072)

Abstract

An abrupt heavy rain event occurred in Wuhan from 20 to 22 July 1998 is analyzed by using conventional and satellite data. The results show that: (1) The event was caused by a meso- β scale convective cloud cluster. (2) The meso- β scale system is not related with strong cyclone vorticity or ant-cyclone vorticity center in lower or upper troposphere. The divergence strength of the system is higher 10^1 s^{-1} than that of vorticity. (3) 10 hours before its occurrence, the atmospheric motion was already unbalanced. After the precipitation, its intensity got strongest and it changed into $U > 0$ from $U < 0$. (4) The unbalanced force of lower atmospheric motion and strong divergence in the upper atmosphere are led to the initiation and development of the meso- β scale system as well as the occurrence of heavy rain.

Key Words: abrupt heavy rain meso- β scale system unbalanced force of atmospheric motion diagnostic analysis