

2005 年 6 月华南特大连续性暴雨的环境条件和中尺度扰动分析^{* 1}

慕建利^{1,2} 王建捷³ 李泽椿⁴
MU Jianli^{1,2} WANG Jianjie³ LI Zechun⁴

1. 南京信息工程大学大气科学学院, 南京, 210044

2. 陕西省气象台, 西安, 710014

3. 北京市气象局, 北京, 100089

4. 国家气象中心, 北京, 100081

1. *Department of Atmospheric Sciences, NUIST, Nanjing 210044, China*

2. *Meteorological Station of Shaanxi Province, Xi'an 710014, China*

3. *Meteorology Bureau of Beijing, Beijing 100089, China*

4. *National Meteorological Center, Beijing 100081, China*

2007-03-30 收稿, 2007-12-17 改回.

Mu Jianli, Wang Jianjie, Li Zechun. 2008. A study of environment and mesoscale convective systems of continuous heavy rainfall in the South of China in June 2005. *Acta Meteorologica Sinica*, 66(3): 437–451

Abstract A process of the heavy rainfall on 19–24 June 2005 in the Guangdong province was analyzed using the reanalysis data of NCEP and the special observational data including automatic meteorological observing stations data and satellite images. The results indicate that successive heavy rainfall occurred under favorable large-scale circulation backgrounds, including the strong divergence on the fore-edge of the South Asia High in the upper level, the Hetao blocking in the middle level, the low vortex-shear line in the low level over the Changjiang-Huaihe River valley, and the low-level jet, which transferred the abundant vapor from the Bengal Bay and South China Sea to the southeast of South China. Five strong convective rainstorm processes had close relationship with the developing and weakening of five meso- α -scale convective systems, respectively. And meso- α -scale temporal evolution of dynamical condition in the precipitation area had a tight relationship with the change of upper-level jet and low-level jet. The automatic meteorological observing station data and satellite images show that the five heavy rainfall processes were consisted of nineteen meso- β -scale rain cores within nineteen meso- β -scale cloud clusters. The precipitation mainly appeared in mesoscale shear lines or convergence lines, and mesoscale vortices or convergence centers. The precipitation in the mesoscale eddy resulted from the “train effect” produced by successive passages of several meso- γ -scale convective cells, and the mergence and intensification of squall lines with several meso- γ -scale echoes caused the convective precipitation in the vicinity of shear lines. The moving speed of the heavy precipitation areas in the warm shear lines was slower in comparison with that of the rainstorm in the cold shear lines, while the heavy rain in the convergence centers developed at first and then weakened stationary when the centers evolved into shear lines.

Key words Successive heavy rain, Environmental condition, Upper and low-level jets, Meso- β -scale convective system

摘 要 利用常规观测站、地面加密站资料、卫星红外云图 TBB 和 NCEP 再分析资料, 对 2005 年 6 月 19—24 日发生在广东的特大连续性暴雨过程进行了分析。天气分析表明: 高空南亚高压前部的强辐散场, 500 hPa 河套阻塞高压以及低层低涡切变线横卧在江淮一带、低空急流源源不断地向华南输送暖气流的这种大尺度环流形势和相应的大范围动力热力及水汽条

^{*} 资助课题: 我国南方致洪暴雨监测与预测的理论和方法研究(2004CB418306)。

作者简介: 慕建利, 主要从事暴雨预报和中尺度数值模拟研究。E-mail: mujl668@yahoo.com.cn

件,决定了暴雨的多发时期和持续性;区域暴雨多发期内5次强降水的具体发生和间歇,则与暴雨区大气动力、热力及水汽条件的5个 α 中尺度时间变化与震荡密切联系并受其影响;暴雨区动力条件的 α 中尺度时间变化与特定的大尺度环流背景下高低空急流的演变有密切的关系。降水的中尺度特征分析表明:暴雨过程中5场暴雨的发展和间歇对应5个 α 中尺度系统的发展和减弱,暴雨是由19个 β 中尺度系统直接造成19个 β 中尺度大雨团形成。进一步分析表明:强降水主要发生在地面静止锋和锋前暖区的中尺度切变线(或中尺度辐合线)和中尺度涡旋或中尺度辐合中心附近,中尺度涡旋内的降水是由飑线上 γ 中尺度对流单体形成的“列车效应”产生的,而中尺度切变线附近的降水则是飑线的发展合并加强产生的。发生在冷式切变线附近的强降水移动速度较快,发生在暖式切变线附近的强降水移动缓慢,发生在辐合中心的强降水在原地发展达最强后随辐合中心转为切变线减弱或直接在原地减弱消失而结束。

关键词 特大持续性暴雨,环境条件,高低空急流, β 中尺度对流系统

中图法分类号 P458.2 P458.1⁺21.1

1 引言

2005年6月17—24日,华南出现了特大暴雨过程,暴雨持续时间长、雨量大是历史上罕见的,其中6月17—21日广西境内的连续性暴雨到大暴雨、局部特大暴雨天气和6月19—24日广东境内暴雨到特大暴雨天气,尤其是广东的龙门、河源一带的特大暴雨,是西江、北江流域出现百年一遇大洪水的主要原因。

华南暴雨问题作为关注的重点之一,始终吸引着中国气象学者的注意力。经过多年不懈的研究、特别是通过大型外场科学试验和有针对性的研究,对华南暴雨的认识已有长足进步并取得了一系列科研成果。第一次全球大气研究计划试验(FGGE)期间(1977—1980年)对华南前汛期暴雨过程研究揭示了华南前汛期暴雨主要发生在锋前暖区(黄士松等,1986)。薛纪善等(1999)对1994年华南特大持续性暴雨的研究认为华南前汛期暴雨是西风带系统与低纬度气流共同作用的结果,除了受冷空气的影响外,低空的西南或南风急流是华南暴雨产生的又一决定性因素,而西南急流的增强和减弱往往与低纬度环流变化有关,由此提出,活跃的南海季风与低纬度环流配置是对前汛期持续暴雨产生的背景条件。史学丽、丁一汇(2000),陈红、赵思雄等(2000)研究进一步说明了南海地区的季风峰值区和季风向北推移与华南的降水期对应得很好,降水经常发生在夏季风的脉动或加强期,它的中断期也与暴雨过程之间的短暂间歇期对应得很好。1998年华南暴雨科学试验进一步研究得出,华南暴雨是多尺度天气系统相互作用的产物,在有利的大尺度环流背景下,由中尺度降水系统引起,尤其是一些持续性大暴雨常常是若干个中小尺度降水系统的不断产生、合

成、加强和连续影响所致(周秀骥等,2002,2003;王立琨等,2001;王建捷等,1997;陈敏等,2005;陈红等,2004;文莉娟等,2005;王鹏云等,2002;孙健等,2002;郑永光等,2002;柳艳菊等,2005)。这些成果不仅对提高科学认识本身有价值,同时对指导预报实践、凝炼更具物理基础的预报思路亦产生了积极作用。当然,由于暴雨特别是极端暴雨过程发生发展的机理相当复杂,在现有认识和方法的基础上,对于极端的暴雨过程的预报能力仍然相当有限。事实上,本次罕见的华南持续性特大致洪暴雨的预报,在准确把握暴雨的持续性、起止时间、雨量和分布等方面就相当困难。科学认识是增强气象预报能力的基础,抓住极端暴雨过程进行解剖分析,显然十分必要。因此,本文选择对该次华南特大暴雨过程进行诊断分析与研究。

文中使用每6h一次的NCEP再分析资料、常规和加密地面观测资料,分析诊断了暴雨期大尺度环流背景及物理条件,以揭示持续性大暴雨的大尺度环境特征以及可能的成因;利用卫星红外云图TBB和地面加密观测资料,分析暴雨的 β 中尺度对流系统的演变特征,试图发现暴雨发生发展的规律和概括其发展的概念模型。

2 雨情分析

2005年6月19—24日(北京时,下同),广东出现了一次连续的暴雨到大暴雨局地特大暴雨过程,其中龙门、河源一带出现了历史上罕见的特大暴雨(图1a),龙门连续3d出现了300mm以上的强降水,另外珠江口两侧也出现了特大暴雨。统计广东省622个自动站和地面观测站雨量,这次特大暴雨过程有532个站雨量 ≥ 50 mm,404个站雨量 ≥ 100 mm,92个站雨量 ≥ 250 mm,8个站雨量 $\geq$

500 mm, 龙门站降水量超过 1000 mm。将逐时降水资料 1 h 雨量 ≥ 10 mm 和 1 h 雨量 ≥ 30 mm 的站数按照相同时次分别累计得出强降水分布(图 1b), 由图中曲线可以看出, 大范围强降水的出现有明显的阶段性, 如: 从 1 h 降水量 ≥ 10 mm 的测站数变化情况来看, 本次连续性暴雨过程有 5 个强降水集中期

(下称第 1—5 场暴雨, 如表 1), 其中第 2 和第 3 场暴雨之间的间歇不是十分明显。但仍比较清楚地显示出该次连续性暴雨过程, 其大范围强降水的出现具有周期性和在白天增强的特征, 平均持续 10—25 h、表现出一种 α 中尺度的生命周期。

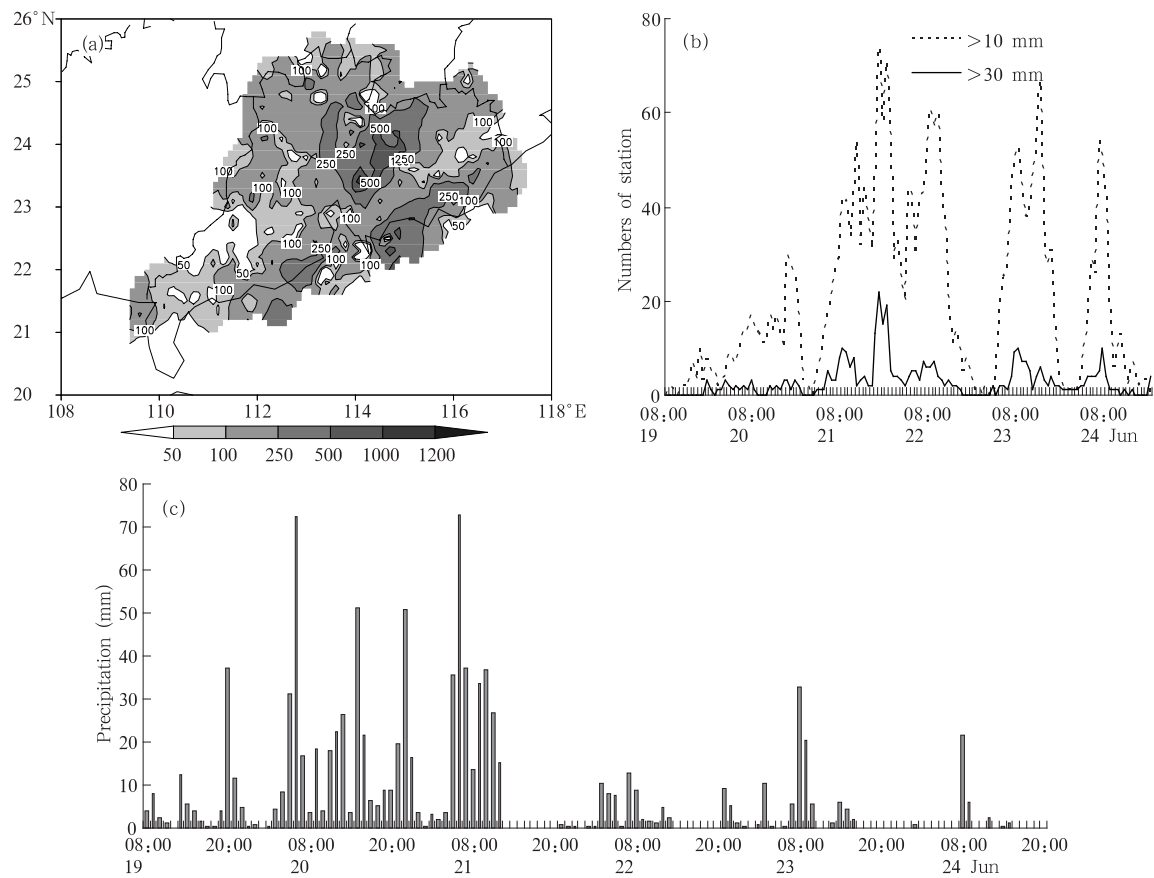


图 1 2005 年 6 月 19—24 日降水量
(a. 总降水量, b. 逐时降水量, c. 龙门逐时降水量; 单位: mm; 21 日 13—21 时无观测记录)

Fig. 1 Precipitation during 19 to 24 June 2005

(a. Total precipitation, b. hourly precipitation, c. hourly precipitation at Longmen station; unit: mm)

表 1 5 场暴雨段不同降水量的站次及发生频率

Table 1 Stations and occurring frequency of different precipitation in five rainstorms from 20 to 24 June 2005

暴雨过程	10—30 mm/h	30—50 mm/h	≥ 50 mm/h
	站次/发生率(站次/h)	站次/发生率(站次/h)	站次/发生率(站次/h)
第 1 场(20 日 05—20 时, 15 h)	238/15.9	21/1.4	4/0.3
第 2 场(21 日 03 时—22 日 04 时, 25 h)	774/31.0	138/5.5	24/1.0
第 3 场(22 日 05—15 时, 10 h)	426/42.6	38/3.8	10/1.0
第 4 场(23 日 03—18 时, 15 h)	533/35.5	58/3.9	11/0.7
第 5 场(24 日 02—12 时, 10 h)	233/23.3	34/3.4	2/0.2

3 连续性暴雨的大尺度环流和物理条件

3.1 大尺度环流形势特征

分析显示,连续的暴雨是出现在比较稳定的大尺度环流背景和有利的高低空系统配置之下。从图2可以看出,500 hPa图上亚洲中纬度地区为两脊两槽型,贝加尔湖到河套为强大的高压脊,巴尔喀什湖西部为弱脊;巴尔喀什湖至青藏高原为宽广的低槽区且多短波活动,中国东部地区为一深槽区;强大的副热带高压呈带状分布,华南地区处于副热带高压西北侧和槽前的西南气流中。这种形势有利于副高西北部边缘暖湿气流与偏西和东北两路冷空气在华南相遇。对流层低层,850 hPa图上,一条切变线穿过江西,切变线上有一 α 中尺度低涡,低空西南急流轴位于低涡南侧3个纬距处,这支急流由赤道 40° — 60° E的越赤道气流,经印度洋北部到孟加拉湾北上中南半岛的西南气流和 130° — 145° E越赤道气流及副热带高压南侧偏东气流经南海南部转向西南气流组成,给华南带来了丰富的水汽和位势不稳定能量。在对流层高层,200 hPa上空南亚高压非常强大,副热带西风急流入口区位于江南一带,华南上空形成高

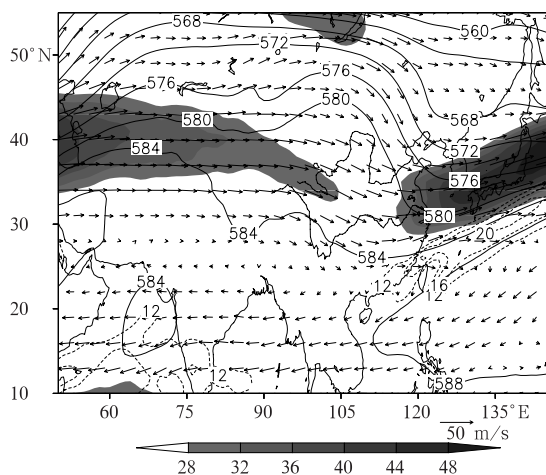


图2 2005年6月20日02时—24日14时平均的200 hPa风场(带箭头的短线)、急流带(阴影,单位: m/s),500 hPa高度(实线,单位: dagpm),850 hPa急流带(虚线,单位: m/s)

Fig. 2 Average wind field (short line arrow; m/s) and jet belts (shadings; m/s) at 200 hPa, geopotential heights (thin solid line; dagpm) at 500 hPa, and jet belts (thick solid line; m/s) at 850 hPa over the period 02:00 BST 20 to 14:00 BST 24 June 2005

空西风急流入口处西南风和南亚高压西北部的西北风形成的辐散流场。华南、特别是广东处于高空急流核入口区右侧,暴雨发生在低层中尺度低涡切变线和低空急流轴之间。相应地面图上,在持续暴雨过程期间,华南地区始终有静止锋存在,且随一股股冷空气的补充以及副热带高压的南北缓移活动而南北摆动(图略)。在这种稳定的大尺度环流形势下,冷暖空气在华南地区频繁交汇,低层低涡切变线在高层反气旋辐散环境下发展演变,是引发持续性暴雨的主要原因。

3.2 连续性暴雨期的物理环境条件

应用 NCEP 再分析资料进行物理量诊断,结果显示:在持续性暴雨期(6月20—24日)稳定的大尺度环流背景下,来自孟加拉湾的西南暖湿季风气流与西太平洋副热带高压南侧的东风气流携带的热带西太平洋的暖湿气流,在南海汇合后向北将大量的水汽输送到中国华南地区并形成明显的强水汽通量中心,大约 $30 \text{ g}/(\text{cm} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$,与此同时,华南处于高能舌区,其北侧 25° — 27° N 为较强的锋区(图3a)。热带暖湿气流被持续输送至此并在低层堆积,在水平方向上与其北部气团形成性质的显著差异、同时在垂直方向上构成大气的潜在不稳定状态(图略)。诊断结果也表明,在本次持续性暴雨期,华南一带处于明显的低层辐合与高层辐散耦合区和上升运动区,同时是低层水汽通量辐合区(图3b)和对流层中低层正涡度控制区(图略),低层正涡度中心比辐合中心偏北约2—3个纬距。说明本次华南持续性暴雨期内,存在热带水汽向华南一带的持续输送和不稳定能量在此的聚集,并且有适宜的动力环境条件,有利于水汽在华南一带得到集中、辐合和垂直输送。

然而,在这样一种持续有利的大尺度环流形势和热力动力及水汽条件下,实际上华南区域暴雨并非总不间断,而是有数个集中段和间歇段(图1b和表1)。进一步的诊断分析发现,区域暴雨的具体发生和间歇与大尺度环流背景下、华南强降水区(22° — 25° N, 111° — 117° E, 覆盖约 $600 \text{ km} \times 300 \text{ km}$)大气动力热力及水汽条件的 α 中尺度时间的变化(或者说振荡)相联系。比较暴雨区平均的850 hPa和200 hPa散度-时间图(图4a)和图1b,可以清楚地看到,在6月19—24日,暴雨区高空辐散与低空辐合的强度并非一成不变,其随时间的变化是耦

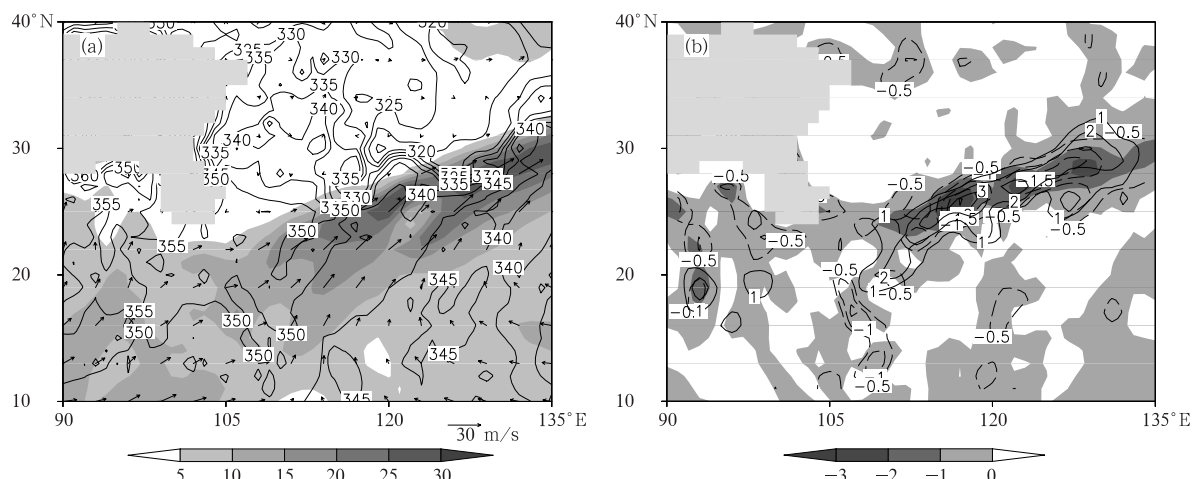


图3 2005年6月20日02时—24日14时平均物理量

(a. 850 hPa 水汽通量(阴影区,单位: $\text{g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$),水汽通量矢量(带箭头的短线)及假相当位温(实线,单位: K);

b. 200 hPa 辐散区(实线)和850 hPa 辐合区(虚线,单位: $\times 10^{-5} \text{s}^{-1}$),低层(700,850,925 hPa)平均水汽通量辐合区

(阴影,单位: $\times 10^{-5} \text{g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$),青藏高原(浅灰色阴影区))

Fig. 3 Average physical quantities over the period 02:00 BST 20 to 14:00 BST 24 June 2005

(a. vapor flux (dark shadings; $\text{g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$), vapor flux vector (arrow) and pseudo-equivalent potential temperature (solid line; K) at 850 hPa; b. divergence (solid line; 10^{-5}s^{-1}) at 200 hPa and convergence (dashed line; 10^{-5}s^{-1}) at 850 hPa,

and convergence areas of average moisture fluxes at low-levels (700,850,925 hPa; dark shadings; $10^{-5} \text{g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$;

the Qinghai-Xizang plateau in a and b is light grey-shaded)

合发生的且表现为一种 α 中尺度时间的振荡;这种高空辐散与低空辐合的耦合变化与暴雨区垂直速度随时间的中尺度变化(图 4b)是协调一致的,且与强降水的加强和减弱有很好的对应关系,即高空辐散和低层辐合增强、垂直上升速度增大时,暴雨是发展加强的,反之,强降水随之减弱或出现间歇。5 场暴雨垂直上升运动,其垂直伸展厚度大小和上升中心所处位置高低的时间变化亦与暴雨强弱的时间变化相吻合(图 4b),进一步暗示暴雨区大气动力条件的变化对暴雨发生发展的直接影响。

在这样一种大气动力条件随时间的中尺度变化影响下,暴雨区低层水汽的辐合情况亦有相应变化(图 4c),5 个水汽通量散度辐合区和 4 个弱辐散区,恰好与强降水的高峰期和间歇期相对应,且水汽通量散度辐合增强减弱趋势与大气饱和层(相对湿度 $\geq 90\%$)增厚降低趋势一致(图略)。华南地区在 5 d 暴雨多发期内,虽然低层大气基本上一直保持着潜在不稳定状态($\partial\theta_{\text{se}}/\partial Z < 0$),但与局部大气动力条件变化相联系,暴雨区低层大气不稳定度大小也有同样的周期性变化(实际上也是大气湿热条

件发生变化的反映),表现为一次次不稳定能量积累增强与释放减弱相交替的中尺度时间变化或震荡,这从暴雨区平均的低层大气稳定度因子($\theta_{\text{se}(500 \text{ hPa})} - \theta_{\text{se}(850 \text{ hPa})}$)的时间演变可以比较清楚地反映出来(图 4d),大气层结不稳定度的增强略超前于强降水发生,而强降水出现后大气层结不稳定度减小,在下一场暴雨前又再度增大(比较图 4d 和图 1b)。

以上分析表明,本次连续性暴雨的大尺度环流形势和相应的大范围动力热力及水汽条件,决定了暴雨的多发时期和持续性,而在区域暴雨多发期内强降水的具体发生和间歇,则与区域(强降水区/暴雨区)大气动力热力及水汽条件的中尺度时间变化与振荡密切联系并受其影响。

3.3 高低空急流演变及其与暴雨的关系

研究和实践都表明,高低空急流是最重要的暴雨发生、发展的大尺度动力环境因素,特别是低空急流作为一种动量、热量和水汽的高度集中带,被认为是给中纬度暴雨提供水汽和动量最重要的机制(丁一汇,2005)。那么,暴雨区动力条件的中尺度时间

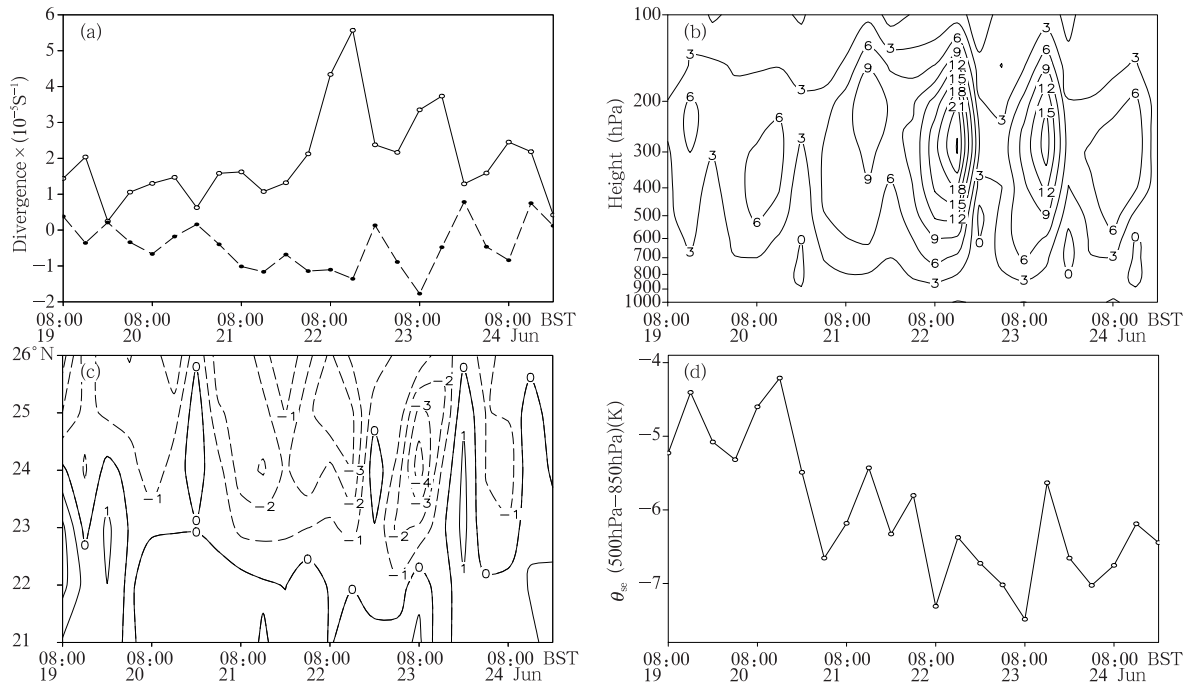


图4 暴雨区(22° — 25°N , 111° — 117°E)平均的 200 hPa(实线)和 850 hPa(虚线)散度-时间演变(单位: $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)(a)、垂直速度(单位: $\times 10^{-2} \text{ m/s}$)高度-时间剖面图(b)、 111° — 117°E 平均的 850 hPa 水汽通量散度(单位: $\times 10^{-5} \text{ g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$)(c)和低层大气稳定度因子(假相当位温(850—500 hPa), 单位: K)时间演变图(d)

Fig. 4 (a) Temporal evolution of heavy rainfall region (22° — 25°N , 111° — 117°E)-averaged 200 hPa (solid line) and 850 hPa (dashed line) divergence (10^{-5} s^{-1}); (b) height-time cross section of the regionally averaged vertical velocity (10^{-2} m/s); latitude-time cross sections of 111° — 117°E averaged 850 hPa (c) moisture flux divergence ($10^{-5} \text{ g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$) and (d) temporal evolution of the regionally averaged lower atmospheric stability factor (pseudo-equivalent potential temperature difference of 500 hPa minus 850 hPa; K)

变化是否与高低空急流演变关联、受其影响和主导?

由图 5a 可知,整个暴雨多发期内,南海低空南风急流发生数次短生命期的北涌过程,伴随这样的过程,处于低空急流北部边缘的暴雨区(21° — 25°N)南风先后出现 5 次增强和 4 次减弱,与低层辐合的加强减弱过程(图 4a)一致,并与 5 场暴雨和其间的 3 次暴雨间歇期和 1 次特强降水的明显减弱期相对应。另外, 25°N 以北有 4 个北风大值中心及 1 个南风小值中心与其南侧的 5 个南风大值中心相对应,而且南风大值中心出现的时间基本上都是稍先于北风大值中心(或南风小值中心)、低层辐合极值和暴雨极值出现的时间。说明在低空急流北涌过程影响和主导下,暴雨区低层南风加强北上时,与加强的北风(或减小的南风)在暴雨区北侧相遇,形成切变线(或风速辐合线),引起低层切变线(辐合线)南侧、急流北侧的区域(暴雨区)辐合增强。显然,若这一过程能与高空辐散耦合发展,将必然会导致暴雨的发

生发展。

图 5b—5d 显示,副热带高空急流先后 5 次加强和 4 次减弱伴随着暴雨区高空辐散的加强和减弱过程(极值完全吻合),且高空急流的大、小值中心对应 5 场暴雨的强盛期和 3 次暴雨间歇期、1 次特强降水的明显减弱期(对照图 1b)。说明副热带高空急流的加强,必将引起其右侧(南侧)辐散加强、高空辐散区下方垂直上升运动加强(图 4b)和低层涡度增大(或气旋性曲率增大),使低层辐合增强,垂直上升运动进一步加大,触发不稳定能量的释放,导致暴雨的产生;不稳定能量释放和暴雨发生对环境场有一个负反馈作用,使副热带高空急流减弱,即西南风减小,低空急流等减弱,强降水也减弱或间歇;当再一次高低空急流增强时,必将造成高低空辐散辐合增强,使低层涡度增大,从而导致又一次暴雨产生。可见,暴雨的发生和消亡与其高空急流右侧辐散关系非常密切,当辐散增强时,暴雨加强,辐散减弱时暴

雨减弱或消失,且高空辐散愈强,特强降水持续时间愈长,说明高空急流右侧的辐散对暴雨、尤其是特强暴雨起到了关键的作用。

然而,暴雨是中尺度扰动的直接产物,能否形成

暴雨、在何处生成与中尺度系统发生发展及其位置密切相关。下面我们来讨论这次暴雨过程中的中尺度天气系统特征及其与暴雨的关系。

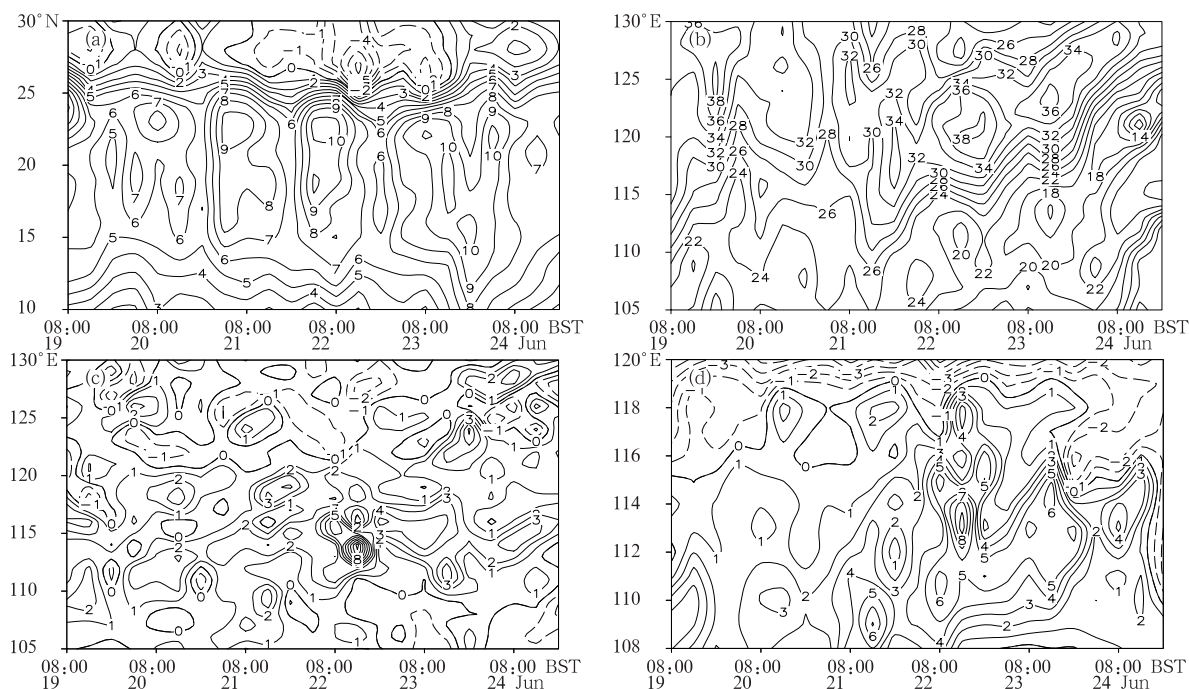


图5 暴雨区南北风分量(单位:m/s)纬度-时间剖面图(a)、 28° — 32° N平均的200 hPa全风速(单位:m/s)的经度-时间剖面图(b)、 22° — 25° N平均的200 hPa散度(单位: $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) (c)和850 hPa涡度(单位: $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)经度-时间剖面图(d)

Fig. 5 (a) meridional wind(m/s); (b) longitude-time cross sections of 28° — 32° N averaged 200 hPa wind speed (unit: m/s), and longitude-time cross sections of 22° — 25° N averaged (c) 200 hPa divergence (10^{-5} s^{-1}) and (d) 850 hPa vorticity(10^{-5} s^{-1})

4 暴雨的中尺度特征分析

4.1 中尺度大雨团活动特征

将1 h降水量 $\geq 10 \text{ mm}$ 、相邻5站、连续4 h以上的降水定义为中尺度大雨团。分析广东地面观测站和自动加密站降水资料发现,这次暴雨过程大约是由19个中尺度大雨团(或大雨带)产生的,5场暴雨分别由3、5、4、4、3个中尺度大雨团(大雨带)组成。

21日03时—22日04时伴随着5个中尺度大雨团(或大雨带)的发生、发展和减弱过程。21日02时在珠江口东侧沿海生成1号中尺度雨团,04时达最强(1小时降水量最大47 mm),06时减弱消失,历时4 h,整个生消过程强降水比较分散,强度也较弱,雨团水平尺度最大约100 km(05时)。21日05

时分别在珠江口西侧和龙门附近生成2、3号大雨团,它们独立发展,2号雨团08时最强,珠海最大1小时降水量95 mm,它在珠江口附近维持7 h,12时后南移入海,14时突然向东北发展,雨团移至普宁附近,16时后东移入海,历经11 h,雨团水平尺度最大110 km(12时)。3号雨团06时快速加强,并缓慢向东南移,07—08时最强(降水量61 mm),随后中心分裂为2个降水中心,然后向东北移动,12时减弱消失,历时7 h,雨团最大水平尺度约100 km(09时)。11时在新丰、从化一线形成东北—西南向中尺度雨带(4号大雨团)向东北和西南扩展,14时达最强,1 h最大降水出现在龙门(51 mm),15时减弱分裂为2个雨团,16时北部雨团消失,南面的范围减小,此时4号雨团大面积降水结束,历时5 h。21日15时,5号雨团在广东中西部怀集附近生成,

并向东南扩展赶上 4 号雨团减弱后在南段的小雨团,两雨团合并后发展为一个中尺度大雨团,17—18 时达最强(广州附近降水 70 mm),雨团水平尺度也达最大(200 km),20 时减弱向东南移,22 日 00 时移至珠江口东侧沿海,04 时彻底入海,经历了 12 h。

以上分析可见,每场暴雨均由几个降水阶段组成,每一阶段可以是一个雨团独立发展,也可以是几个雨团同时独立发展形成的。大雨团生命史最短 4 h,最长 12 h,雨团水平尺度约 40—200 km。从大雨团生存时间的长短和水平尺度的大小,可以说明这次强降水具有典型的 β 中尺度特征,暴雨过程的 5 场暴雨是由 19 个 β 中尺度大雨团组成。

4.2 β 中尺度对流系统($M\beta CS$)演变特征及其与强降水的关系

中尺度对流复合体(MCC)是发生在中纬度的一种较大(α 中尺度)、生命期较长(≥ 6 h)的强对流系统(张玉玲,1999)。近年来国内外将 Maddox 定义的 MCC(1980)改为更有普遍性的名称,即 α 中尺度对流系统($M\alpha CS$)(孙健等,2004)。这次特大暴雨过程与 5 个 $M\alpha CS$ 的发生发展有关,它们的形成和减弱分别对应暴雨过程中 5 场暴雨的发生和间歇。 $M\alpha CS$ 的环境特征和物理量特征第 3 节中我们通过 NCEP 再分析高空资料做了较详细的分析。事实上,强对流性降水是发生在 β 中尺度对流运动中。而 β 中尺度对流系统($M\beta CS$)在常规资料中是很难分析的,我们用 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ 的 FY-2C 的卫星资料分析造成这次特大暴雨的 $M\beta CS$ 。

对逐时红外云图 TBB 进行分析,根据孙健等(2004)定义,20—24 日的 5 场暴雨对应 5 个 $M\alpha CS$ 的形成和衰减,5 个 $M\alpha CS$ 又分别由 3、5、4、4、3 个 $M\beta CS$ 组成的。分析得出, $T_{BB} \leq 200$ K 的区域清楚地显示,在暴雨时段内广东地区一直存在活跃的 β 中尺度对流云团,中尺度大雨团(大雨带)就发生在这些 β 中尺度对流云团内,并且 $M\beta CS$ 范围明显大于地面中尺度强降水区域。下面对第 2 场暴雨中的 2 个中尺度大雨团(3 号和 5 号中尺度大雨团)对应的对流系统进行分析。

集合红外云图 TBB(从 $T_{BB} \leq 230$ K 开始绘制)及其后 1 h 降水量分析发现,3 号中尺度大雨团基本上发生在 β 中尺度对流云团 A 内的强中心西北侧,5 号中尺度大雨带则发生在 β 中尺度对流云带

B 的东南侧。21 日 02 时,造成第一场暴雨的中尺度系统分裂减弱后,位于广东新丰、龙门、河源的对流单体再次发展起来,21 日 04 时形成强度达 220 K 的对流单体 A,05 时开始发展加强,06 时已经发展为一个成熟的 $M\beta CS$ (图 6a),直径达 150 km($M\beta CS$ 范围指 $T_{BB} \leq 200$ K,下同),中心强度为 190 K,1 h 后,降水超过 50 mm,强降水分布在对流云团中心西北侧,08 时中心分为两个(图 6b),它们之间有 50 mm 的强降水中心,10 时 190 K 的对流中心消失(图 6c),200 K 的面积也缩小,相应北侧只有 10 mm 的降水,21 日 12 时,A 中心在原地减弱为很小的对流单体。21 日 14 时一直位于广西的 α 中尺度系统在东移过程中生成 3 个强对流云团(TBB 强度达 180 K),21 日 16 时(图 6d), α 中尺度系统进一步发展,其前部 2 个强对流云团向东南方向发展与广州附近减弱的云团合并,形成“人”字形对流云团,其中“人”字形云团的“捺”中有 3 个强对流中心,中间的强度最强 175 K,强降水发生在东南侧,中心强度超过 50 mm(对应 5 号中尺度大雨带),18—19 时(图 6e),广西 β 中尺度对流云团赶上发展的云团 B,形成非常强大的东北—西南向、带状 β 中尺度对流系统(TBB 强度为 180 K 的范围约 200 km,175 K 的范围约 100 km),强降水发生在其南侧,20 时开始减弱(图 6f),TBB 强度为 175 K 的强中心消失,180 K 的面积也快速减小并分裂为 2 个,对应降水中心强度减小到 30 mm,随后进一步减弱并向东南方向移动,22 日 00 时基本移出广州(图 6h),5 号中尺度大雨团也彻底移出广州。

以上分析可见,中尺度大雨团发生在 β 中尺度对流云团强中心 TBB 梯度大的西北侧,而中尺度大雨带则发生在 β 中尺度对流云带 TBB 梯度大的东南侧,二者降水强度相当,但降雨范围前者小于后者,对流云发展强度前者也弱于后者。

4.3 利用地面中尺度扰动和多普勒雷达资料分析强降水的演变特征

在分析卫星云图 TBB 时发现,中尺度大雨团和雨带是由 β 中尺度对流系统直接产生的,但是并非 β 中尺度对流云团(云带)范围内均出现强降水,而且同样强度的 β 中尺度对流云团内部降水强弱也不等。因为卫星云图只能反映中尺度云团的云顶情况,而无法了解冷云盖下面强对流的活动。我们结

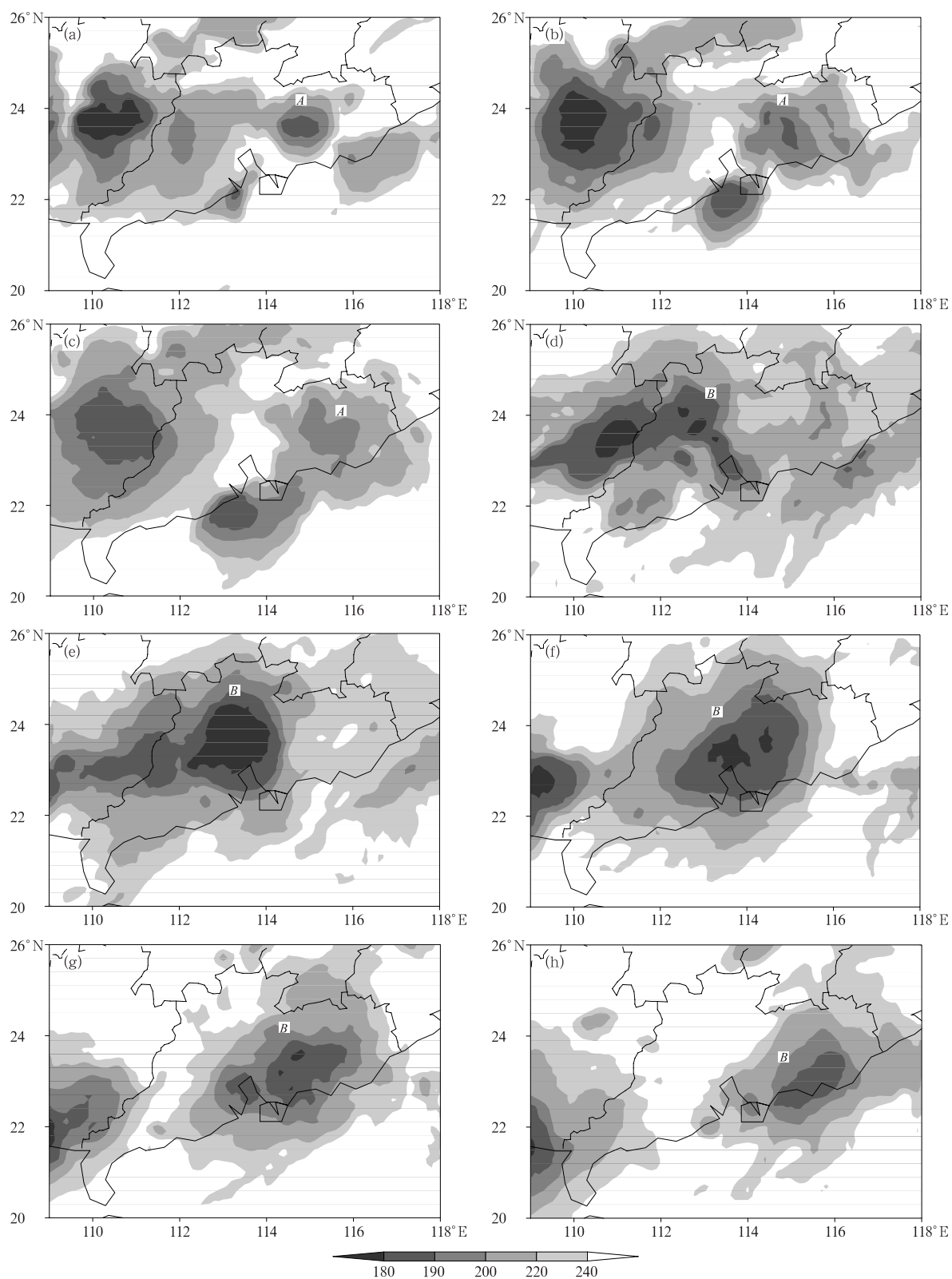


图 6 2005 年 6 月 21 日 06—24 时 TBB(阴影, 单位: K) 分布, A、B 为 β 中尺度对流系统

Fig. 6 Distributions of TBB (shadings; K) from 06:00 to 24:00 BST 21 June 2005

(A and B mark a meso- β -scale convective system, respectively)

合地面加密风场和降水资料、多普勒雷达资料分析了5场暴雨在中尺度对流云团冷云盖下面的演变特征。分析得出:在暴雨时段内,广东地区不断地有地面中尺度辐合环流(中尺度涡旋)、中尺度辐合线(中尺度切变线)的发展、加强和消亡;在雷达回波图上,地面中尺度辐合环流的发展是多个 γ 中尺度对流单体不断生消造成的,地面中尺度辐合线发展则是飑线的合并加强而成。

为了详细地了解M β CS冷云盖下对流发展演变特征及其与强降水的关系,我们利用地面加密风场及其后1h降水量和多普勒雷达回波资料,对2个中尺度对流系统A和B进行细致的分析。

分析显示,M β CS和地面中尺度扰动的发展、移动和生消几乎是同步的,M β CS范围明显大于地面中尺度扰动区和强降水区域,地面中尺度涡旋(辐合环流)和中尺度辐合线附近即为强降水区,但中尺度辐合环流内或辐合线附近降水强度并非相等,强回波区与强降水区有极好的对应关系。

地面加密风场上(图7),21日04时河源附近出现零散的弱风向辐合,伴有局地弱降水,21日05时,西北风、西南风、东南风、东北风对吹,辐合加强,降水增大,1h后龙门出现了73mm的强降水,21日06时,在龙门、河源一带形成一个约100km的中尺度涡旋D,中尺度涡旋D维持至21日08时(在中尺度涡旋D维持期间,每小时均有50mm以上的强降水产生),21日09时东风减弱,中尺度涡旋D减弱为风向辐合,10时进一步减弱零散的风向辐合,对应降水也大大减小,12时该中尺度涡旋D产生的3号中尺度大雨团降水结束;从图中还可看到,中尺度涡旋D内有3个更小的不同风向或风速形成的辐合,对应3个降水中心。雷达回波图上,中尺度涡旋D维持期间,新丰、龙门和河源形成3条带状回波,每条回波带上有几个大小、强度不等的 γ 中尺度对流单体发展,从而在新丰、龙门和河源出现强降水。从回波动画图上可以看到,飑线上有的对流单体独立发生发展,有的发展合并,有的原地减弱,有的沿飑线方向传播,生命史在几分钟到1h,然后又有减弱的单体在原地再次发展起来或新的单体从西南向生成并向东北传播,形成了“列车效应”,从而在龙门等地区出现了如此大的暴雨。

图8是05—06时雷达回波组合反射率因子和沿龙门飑线强中心轴(图中实线的位置)反射率垂直

剖面演变图。图中清楚可见,造成龙门1h出现73mm强降水的小涡旋演变过程。21日05时,过龙门已形成一条成熟的飑线(长60km、宽为15km、强度为40dBz),其中有3个强度达50dBz的 γ 中尺度强对流单体 A_1 、 A_2 、 A_3 (图8a),分别伸展至4.5、6.2、5.5km(图8e)的高度,从动画可以看出, A_1 已经开始减弱, A_2 发展到最强时刻(位于龙门), A_3 正在发展阶段,随后缓慢东北移动,05:18(图8b、8f), A_3 发展到最强时刻,强中心为56dBz,50dBz高度伸展至6km,05:36(图8c、8g)开始减弱, A_1 、 A_2 的50dBz强中心消失, A_3 移至龙门,06:00(图8d、8h), A_3 也减弱,强降水开始减弱,但在其西南侧又有新对流单体发生发展,06:17(图略)龙门西南侧的对流单体开始快速发展东北上,形成下一阶段的强降水。在整个对流发展旺盛期,回波顶约在14—15km,在相对风暴速度图上(图略),龙门附近有1—2个正负速度对,根据俞小鼎等(2006)的研究,在中尺度云团A内,中低层有 γ 中尺度气旋发生发展,在速度垂直剖面图上(图略),强回波区,高层存在明显的辐散,但低层只有速度的弱辐合。

21日14时,静止锋西段前的两广中部交界处怀集形成西北风和西南风的辐合,16时西北风向东南扩展增大、西南风、东南风也增大,形成东东北—西西南向、水平尺度约200km的 β 中尺度辐合线(切变线),并且有2个独立的小扰动存在,对应2个强降水中心(西面降水发生在西北风和偏西风形成的切变线偏冷空气的一侧,东面降水发生在西北风和西南风、东南风形成的辐合中心附近,后者辐合产生的降水始终大于前者切变线产生的降水,这可能是由于后者辐合由3股气流形成,形成的辐合大于前者,正好对应于“人”字形云团“撇”、“捺”汇合点附近)。随着地面静止锋向东南移动,21日20时切变线减弱为近东北—西南向切变线,随后东南风减弱,随着东南风的减弱,切变线快速向东南移动,21日22时已东南移至惠东、惠阳一带,22日00时入海。5号雨团就是随着切变线的发展和减弱而生成和消亡。对应组合反射率因子图上,21日14时,怀集西部有块状回波发展东移,14:30左右发展为弓型回波带,最大回波强度达58dBz,然后快速发展向东南移动,16时,弓型回波的西北段与花县及其西南部东北上的块状对流单体形成的线状回波合并,回波变得更强,并在带状回波的前后侧出现“V”型缺

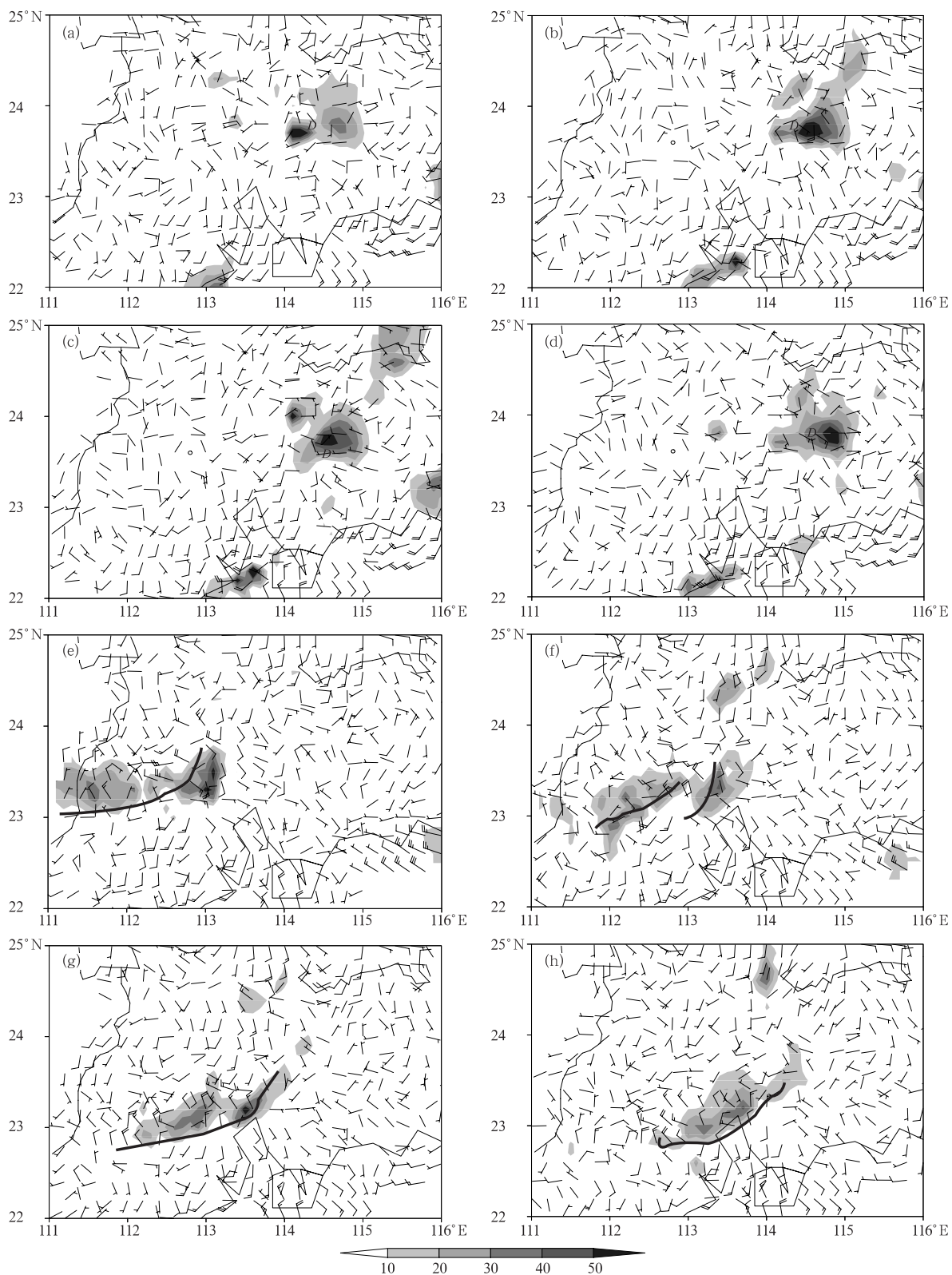


图7 2005年6月21日05—19时地面加密站风场及其后1h降水量
(风羽:风场,阴影:降水量,单位:mm,D表示中尺度涡旋,粗实线为中尺度切变线)。

Fig. 7 Surface wind fields (barb) and subsequent precipitation fields (shadings; mm) after one hour during the period 05:00–19:00 BST 21 June 2005 (D denotes the mesoscale vortex and thick solid line the shear line)
(a. 05:00, b. 06:00, c. 07:00, d. 08:00, e. 16:00, f. 17:00, g. 18:00, h. 19:00)

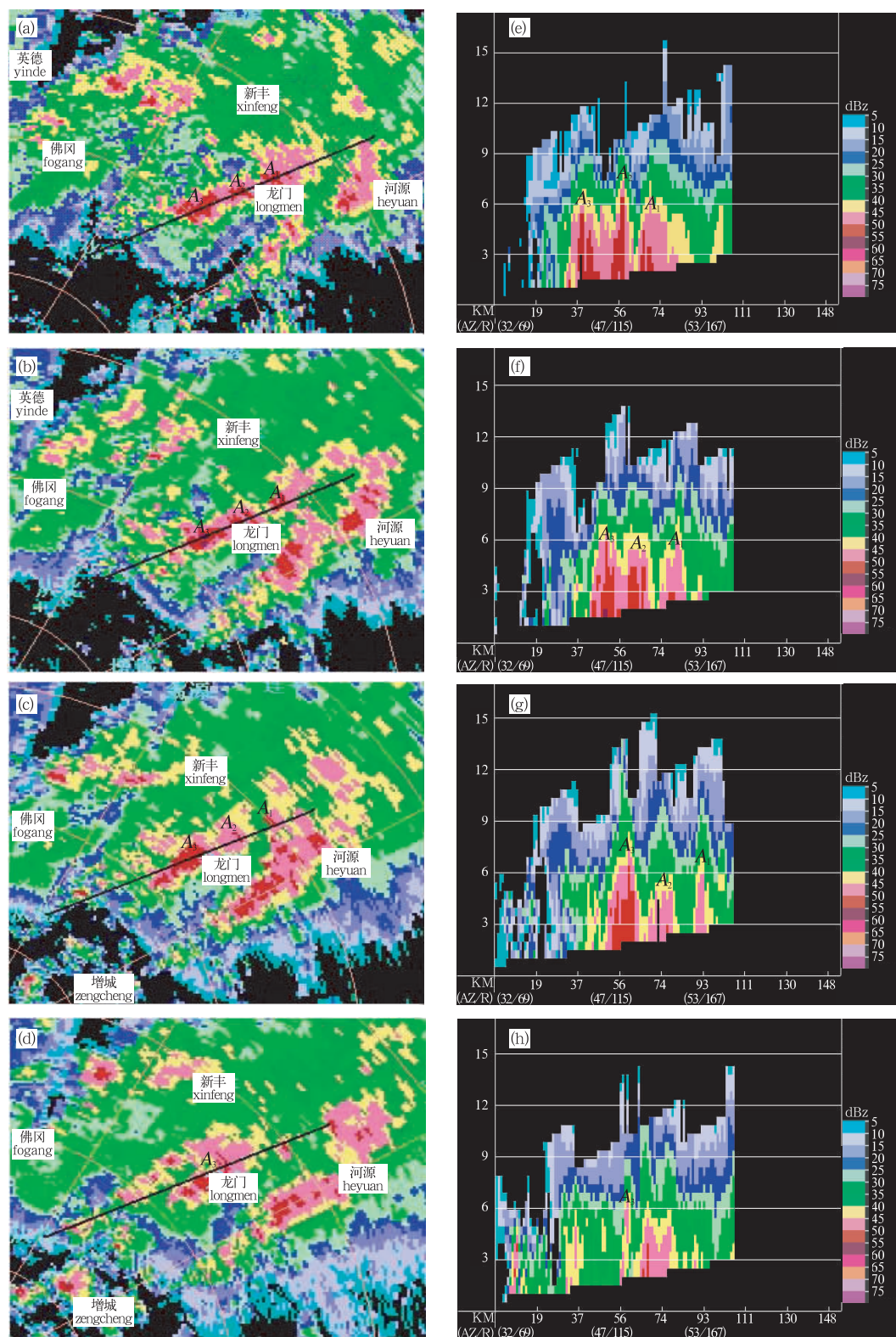


图 8 2005 年 6 月 21 日组合反射率因子(a. 05:00, b. 05:18, c. 05:36, d. 06:00; 实线为剖面; 单位: dBZ) 及其对应的沿龙门飑线轴垂直剖面(e, f, g, h)

Fig. 8 (a), (b), (c), (d) The composite reflectivity (solid straight line represents the position of vertical cross sections in e, f, g, and h; unit: dBZ) and their vertical cross section of reflectivity at 05:00, 05:18, 05:36, 06:00 BST, respectively

口,在两缺口间形成2个中心强度为63 dBz的强大的对流单体(图9a),对应地面上有2个50 mm以上的强降水中心。在基本速度图上,15时在怀集附近出现了一片负速度区,中心强度为 -17 m/s,零速度线与经向的夹角约 30° ,说明该区域有西南风发展,然后,负速度区逐渐扩大,零速度线在清远附近有明显的折角,形成“S”型弯曲线,说明低层为暖平流而高层为冷平流,意味着大气为对流不稳定,清远南侧存在明显的中尺度辐合线和风向切变线(图9b),对应于16时地面风场上切变线(图7)和图9a中55 dBz形成的东北—西南向的飑线。图9c、9d为弓型回波带上63 dBz的强降水中心的低层入流方向通过有界弱回波区中心的反射率因子和基本经向速度垂直剖面,可以看到低层前侧有界弱回波区(穹窿)和其中上层的回波悬垂,强的反射率因子区(大于55 dBz)伸展至6 km的高度上,50 dBz的回波高度达8 km,回波顶高约18 km,暖湿空气沿低层入流方向进入飑线成为上升气流,与飑线后侧中高层的

下沉气流汇合,从而形成中低层为辐合,高层辐散,尤其是中层辐合非常明显,这有利于上升运动的强烈发展,触发不稳定能量的释放,产生强降水。随着强降水的出现,能量得以释放,对流发展开始减弱,其西部又有一飑线发展东移,21日18时赶上前一减弱的飑线,合并后再次形成对流旺盛期,降水又一次达到鼎盛期。

以上分析知: $M\beta$ CS在冷云盖下发展是极其复杂的, β 中尺度对流云团的发展,在地面上为 β 中尺度涡旋(中尺度辐合环流)的发展,而中尺度涡旋内又有几个更小尺度的辐合环流(或辐合中心)独立发展; β 中尺度对流云带的发展则是地面 β 中尺度切变(辐合)线的发展;中尺度涡旋和切变线的发展有着明显的不同,在雷达回波图上表现为,中尺度涡旋的发展弱于中尺度切变线的发展,即中尺度涡旋最强回波为53 dBz,而中尺度切变线上强回波中心强度高达63 dBz,50 dBz伸展高度前者为6 km,后者为8 km,回波顶高度前者15 km,后者18 km;前者

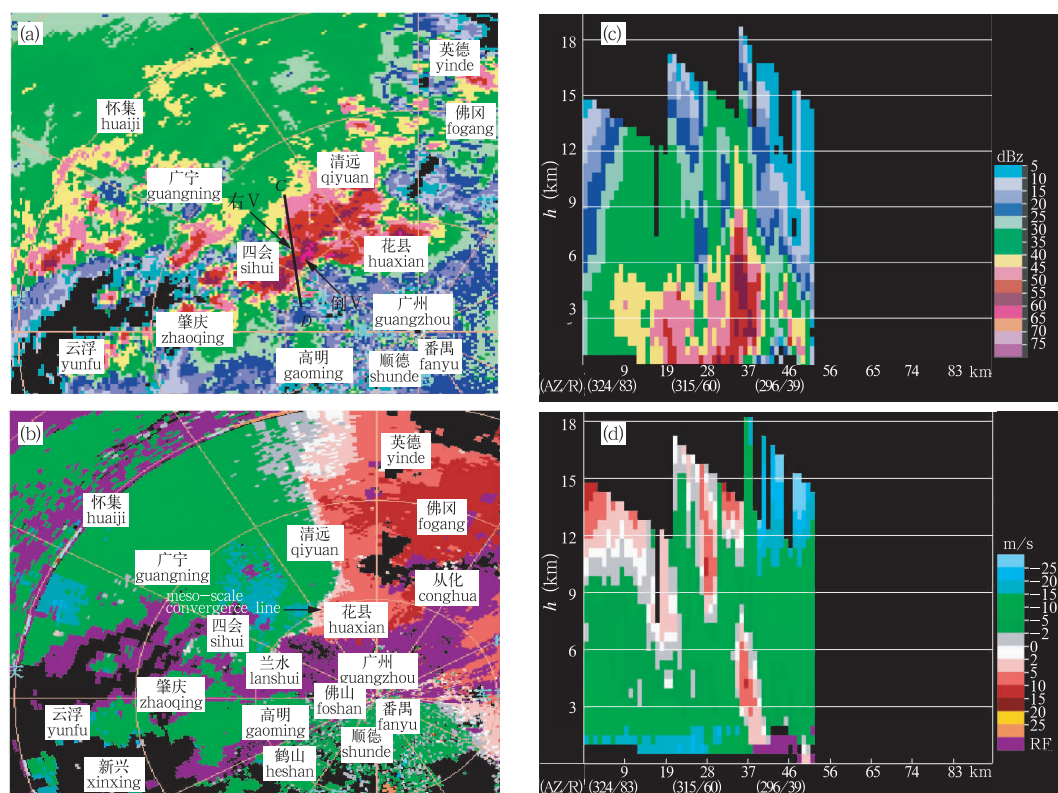


图9 2005年6月21日16:28组合反射率因子(实线CD为剖面,单位: dBz)(a)、 0.5° 仰角的速度(单位: m/s)(b)、沿(a)中CD的反射率垂直剖面(c)和速度垂直剖面(d)

Fig. 9 (a) The composite reflectivity(dBz), (b) radial velocity (m/s) on elevation 0.5, and vertical cross sections of (c) reflectivity and (d) radial velocity along CD in (a) at 16:28, 21 June 2005

的发展中低层伴有 γ 中尺度气旋的发展,但中低层没有明显的辐合,而后者低层前侧有弱回波区(穹窿)和其中上层有回波悬垂,中低层辐合高层辐散;中尺度涡旋内的降水是由飑线上 γ 中尺度对流单体形成的“列车效应”产生的,而中尺度切变线附近的降水则是飑线合并加强产生的;中尺度大雨团发生在 β 中尺度对流云团强中心的西北侧 TBB 梯度大的中尺度涡旋内,这可能与广东的中尺度地形有关(中尺度涡旋内的 3 个强降水中心分别位于青云山、九莲山和罗浮山的东南侧),而中尺度大雨带则发生在 β 中尺度对流云带的南侧 TBB 梯度大的切变线附近,可能与冷锋位于 β 中尺度对流云带的前沿有关。中尺度地形的增幅作用和中尺度涡旋内 γ 中尺度对流单体移动缓慢以及多单体的“列车效应”可能是中尺度涡旋产生的强降水与冷锋云带产生的强降水相当的主要原因。

综上所述,整个暴雨过程中 19 个中尺度大雨团是由 19 个 $M\beta$ CS 直接产生的。 $M\beta$ CS 可以由一个对流单体发展形成,也可以由几个对流单体发展合并形成,暴雨过程中的 5 场暴雨的发展和减弱对应 5 个 $M\alpha$ CS 的发展和减弱,每个 $M\alpha$ CS 发展和减弱又由一个或几个 $M\beta$ CS 发展和减弱引起,即一个 $M\alpha$ CS 发展过程中可以同时有 2—3 个 $M\beta$ CS 存在,也可以是一个 $M\beta$ CS 独立发展。在地面图上,则呈现出多个中尺度扰动活动,这些扰动发生在地面静止锋和锋前的暖区中,主要以地面中尺度切变线(或中尺度辐合线)和中尺度涡旋(中尺度环流)的形式出现。在雷达回波图上,中尺度涡旋内的降水是由飑线上 γ 中尺度对流单体形成的“列车效应”产生的,而中尺度切变线附近的降水则是飑线的发展合并加强产生的。暴雨过程中,中尺度辐合线水平尺度最大可达 200 km,生命史最长达到 12 h,中尺度涡旋直径达 100 km,生命史约 7 h。强降水主要发生在南北风形成的中尺度辐合线的冷空气一侧或中尺度辐合中心附近,强降水的生命史同 $M\beta$ CS 和地面中尺度辐合线或中尺度涡旋的生命史。同时还发现,发生在冷式切变线冷空气一侧的强降水移动速度较快,发生在暖式切变线附近的强降水移动缓慢,发生在辐合中心的强降水在原地发展达最强后转为切变线减弱或直接在原地减弱消失。总之, $M\alpha$ CS 的形成一般是从一个或几个 β 中尺度对流云或对流带开始,其强烈发展也包含着这些变化多样的 β 中尺度对流云团内部更小尺度的 γ 中尺度对流单体的发展和合并,衰减时这些 β 中尺度对流云团也减弱,而且

$M\beta$ CS 云团的发展无论在时间上还是在空间位置上都和地面中尺度扰动和强降水配合得很好。

5 结 论

这次暴雨过程具有持续时间长,降水强度大,灾害严重的特点。暴雨过程是在有利的大尺度环流背景下,5 个 $M\alpha$ CS 的发展和消亡对应暴雨过程中的 5 场暴雨的发展和间歇,5 场暴雨又由 19 个 $M\beta$ CS 直接产生的, $M\beta$ CS 则由多个更小尺度的对流形成。

(1) 地面上华南一直存在一条东东北—西西南向的静止锋,大尺度低空急流将孟加拉湾和南海水汽源源不断地向华南输送,为这次暴雨的持续发展提供了大量的位势不稳定能量和水汽条件;500 hPa 上空,贝加尔湖到河套的强大高压、巴尔喀什湖至青藏高原的宽广的低槽多短波活动和中国东部伸至华南北部的低槽及强大副热带高压使西南暖湿气流与来自偏西和东北的冷空气在华南相遇。高空强大的南亚高压西北侧的偏北风和副热带西南风在华南形成强辐散。本次持续性暴雨过程就是在这样有利的大尺度环境背景下产生的。

(2) 有利的大尺度环流形势和大尺度物理环境条件决定了华南地区暴雨的多发时期,但区域性暴雨的具体发生和间歇则在有利的大尺度环流形势下,与该区域大气动力热力及水汽条件的 α 中尺度时间变化相联系并受其影响,即低层水汽的辐合、高低空辐散辐合、垂直上升速度的加强和减弱具有 α 中尺度时间尺度变化,这种变化影响着暴雨的加强和减弱(间歇)。

(3) 暴雨区动力条件的 α 中尺度时间变化与特定的大尺度环流背景下高低空急流的演变有着密切的关系。南海南风急流的北涌使暴雨区低层辐合加强,高空急流的增强使高层辐散加强;当高低空急流的作用是使暴雨区低层辐合与高层辐散同时增强,则结果是引发暴雨,当暴雨区低空辐合和高层辐散均减弱,则暴雨减弱甚至出现间歇。

(4) 在静止锋前暖区的大片强降水区内,暴雨中心的出现与 $M\beta$ CS 和地面中尺度系统的发生发展有关。本次暴雨过程中有 19 个 $M\beta$ CS,对应地面上有中尺度涡旋(中尺度环流)、中尺度辐合线(中尺度切变线)和不同风向形成的中尺度辐合区配合,而在雷达回波图上,中尺度涡旋内的降水是由飑线上 γ 中尺度对流单体形成的“列车效应”产生的,而中尺度切变线附近的降水则是飑线的发展合并加强产生的。中尺度涡旋最长维持 7 h,一般在原地发展成

熟后减弱消失或转为切变线减弱;中尺度辐合线最长维持12 h,一般发展时移动缓慢,成熟后快速减弱东移;不同风向形成的中尺度辐合区维持时间较短,一般在3—4 h,多数在原地减弱消失, γ 中尺度对流单体的生命史为几分钟到1 h。

References

- Maddox R A. 1980. Mesoscale convective complexes. *Bull Amer Meteor Soc*, 61: 1374-1387
- Huang Shisong, Li Zhen, Bao Chenglan, et al. 1986. The Heavy Rainfalls of the First Rainy Season in South China (in Chinese). Guangzhou: Guangdong Scientific and Technological Press, 58-63
- Xue Jishan. 1999. The Study of Heavy Rainfall over South China summer in 1994 (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 68-69
- Shi Xueli, Ding Yihui. 2000. A study on extensive heavy rain processes in South China and the summer monsoon activity in 1994. *Acta Meteor Sinica*(in Chinese), 58(6): 666-678
- Chen Hong, Zhao Sixiong. 2000. Heavy rainfalls in South China and related circulation during First GARP global experiment period. *Chinese J Atmos Sci* (in Chinese), 24(2): 238-254
- Zhou Xiuji. 2000. The Experimental Study of Heavy Rainfalls in Both Sides of the Strait and Adjacent Areas(in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 10-50
- Zhou Xiuji, Xue Jishan, Tao Zuyu, et al. 2003. The Scientific Experimental Study of Heavy Rainfalls over South China in 1998 (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 20-40
- Wang Likun, Zheng Yongguang, Wang Hongqing, et al. 2001. Preliminary analysis of environment and cloud clusters during Huannan rainstorm experiment. *Acta Meteor Sinica*(in Chinese), 59(1): 115-119
- Wang Jianjie, Guo Xiaorong. 1997. Numerical simulation of the earliest torrential rain event over South China in 1996. *Quart J Appl Meteor*(in Chinese), 8(3): 257-268
- Chen Min, Zheng Yongguang, Wang Hongqing, et al. 2005. Numerical simulation study on MCS of a heavy rainfall process in South China. *Acta Meteor Sinica*(in Chinese), 63(3): 313-324
- Chen Hong, Zhao Sixiong. 2004. Heavy rainfalls in South China and related circulation during HUAMEX period. *Chinese J Atmos Sci*(in Chinese), 28(1): 32-47
- Wen Lijuan, Ceng Linsheng, Long Xiao. 2005. Nonhydrostatic numerical simulation and analyses on the mesoscale systems of "98. 5" heavy rain in the South China preflood Season. *Plateau Meteor*(in Chinese), 24(2): 223-231
- Wang Pengyun, Ruan Zheng, Kang Hongwen. 2002. Numerical study on cloud physical processes of heavy rainfall in South China. *Quart J Applied Meteor Sci*(in Chinese), 13(1): 78-87
- Sun Jian, Zhao Ping, Zhou Xiuji. 2004. The mesoscale structure of a South China rainstorm and the influence of complex topography. *Acta Meteor Sinica*(in Chinese), 28(5): 713-721
- Zheng Yongguang, Tao Zuyu, Wang Hongqing. 2002. Environment of meso- α scale convective system development in Yellow Sea Region. *Acta Meteor Sinica*(in Chinese), 60(5): 613-619
- Liu Yanju, Ding Yihui, Zhao Nan. 2005. A study on the meso-scale convective systems during summer monsoon onset over the South China Sea in 1998; II effect of the meso-scale convective systems on large-scale fields. *Acta Meteor Sinica*(in Chinese), 63(4): 431-442
- Ding Yihui. 2005. *Advanced Synoptic Meteorology* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 423-453
- Zhang Yuling. 1999. *An Introduction to Mesoscale Atmospheric Dynamics*(in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 188-236
- Sun Jian, Liu Shuyuan, Tao Zuyu, et al. 2004. An analysis of the meso-scale convective systems in a heavy rain process during June 8 to 10 1998 at Hongkong. *Chinese J Atmos Sci* (in Chinese), 28(5): 713-721
- Yu Xiaoding, Yao Xiuping, Xiong Tingnan, et al. 2006. *Doppler Weather Radar Principles and Operational Applications* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 63-120

附中文参考文献

- 黄士松,李真光,包澄澜等.1986.华南前汛期暴雨.广州:广东科技出版社,58-63
- 薛纪善.1999.1994年华南夏季特大暴雨研究.北京:气象出版社,68-69
- 史学丽,丁一汇.2000.1994年中国华南大范围暴雨过程的形成与夏季季风活动的研究.气象学报,58(6):666-678
- 陈红,赵思雄.2000.第一次全球大气研究计划试验期间华南前汛期暴雨过程及其环流特征的诊断研究.大气科学,24(2):238-254
- 周秀骥.2000.海峡两岸及临近地区暴雨试验研究.北京:气象出版社,10-50
- 周秀骥,薛继善,陶祖钰等.2003.98华南暴雨科学试验研究.北京:气象出版社,20-40
- 王立琨,郑永光,王洪庆等.2001.华南暴雨试验过程的环境场和云团特征的初步分析.气象学报,59(1):115-119
- 王建捷,郭肖容.1997.1996年初次华南暴雨过程的数值模拟及其分析.应用气象学报,8(3):257-268
- 陈敏,郑永光,王洪庆等.2005.一次强降水过程的中尺度对流系统模拟研究.气象学报,63(3):313-324
- 陈红,赵思雄.2004.海峡两岸及邻近地区暴雨试验(HUAMEX)期间暴雨过程及环流特征研究.大气科学,28(1):32-47
- 文莉娟,程麟生,隆霄.2005."98.5"华南前汛期暴雨的非静力数值模拟和中尺度系统分析.高原气象,24(2):223-231
- 王鹏云,阮征,康红文.2002.华南暴雨中云物理过程的数值研究.应用气象学报,13(1):78-87
- 孙健,赵平,周秀骥.2002.一次华南暴雨的中尺度结构及复杂地形的影响.气象学报,60(3):333-342
- 郑永光,陶祖钰,王洪庆.2002.黄海及周边地区 α 中尺度对流系统发生的环境条件.气象学报,60(5):613-619
- 柳艳菊,丁一汇,赵南.2005.1998年南海季风爆发时期中尺度对流系统的研究II:中尺度对流系统发生发展的大尺度条件.气象学报,63(4):431-442
- 丁一汇.2005.高等天气学.北京:气象出版社,423-453
- 张玉玲.1999.中尺度大气动力学引论.北京:气象出版社,188-236
- 孙健,刘淑媛,陶祖钰等.2004.1998年6月8—9日香港特大暴雨中尺度对流系统分析.大气科学,28(5):713-721
- 俞小鼎,姚秀萍,熊廷南等.2006.多普勒天气雷达原理与业务应用.北京:气象出版社,63-120