

一次强降水过程的中尺度对流系统模拟研究^{*}

陈 敏

(中国气象局北京城市气象研究所, 北京, 100089; 北京大学物理学院大气科学系, 北京, 100871)

郑永光 王洪庆 陶祖钰

(北京大学物理学院大气科学系暴雨监测与预测国家重点实验室, 北京, 100871)

摘 要

1998 年 5 月 23~24 日在珠江三角洲地区发生的特大暴雨过程是华南暴雨试验(HUAMEX)加密观测期间的一个典型个例, 卫星云图与降水分布表明这是锋面附近与锋前暖区发生的两个中尺度对流系统(简称 MCS)造成的强降水。使用非静力原始方程模式 MM5 较为成功地模拟了这次暴雨过程。根据数值模拟的结果, 本文着重分析了发生在锋面上和锋前暖区的两类 MCS 的中尺度特征, 并探讨了这两类 MCS 的差别。结果表明, 两类 MCS 具有某些共同的中尺度特征, 即对流系统的底层和顶部分别存在 β 尺度的低压和高压中心; 低层流场辐合而在对流雨团的顶部辐散出流; 对流系统内部具有暖心结构等, 但锋面上的 MCS 较暖区中的对流系统具有更强的斜压性; 二者内部的流场与三维运动结构也具有不同的特征, 来自西南和偏南方向的空气从底部流入锋前暖区 MCS 时受到中低压的气压梯度力作用而加速; 而锋面上 MCS 中不仅有来自锋前的暖湿空气, 而且还有来自锋后的冷空气参加对流。MCS 高空反气旋式发散气流和空气的加速运动反映出 MCS 顶部存在中尺度高压及向外的气压梯度力, 轨迹分析也证明了 MCS 上空气流的这种非地转特征。

关键词: 暴雨, 中尺度对流系统, 数值模拟。

1 引 言

近年来, 人们通过观测和数值模拟等各种手段对造成暴雨的中尺度对流系统已获得了较多认知^[1~3]。王建捷等^[4]对影响 1998 年梅雨锋暴雨的中尺度对流系统特征作了数值模拟研究, 给出了低层中尺度辐合线上强烈发展的梅雨锋暴雨 β 中尺度对流系统气流运动的概念图像; 而程麟生等^[5]对长江流域沿低涡切变线发展的 MCSs 的结构进行了高分辨数值模拟研究, 结果揭示了与 MCSs 相伴的低涡具有明显的动力—热力结构特征。

华南前汛期暴雨期间的中尺度对流系统研究近年来也有一些突出的成果。孙建华等^[6~7]根据数值模拟结果对造成华南 94·6 特大暴雨过程的 β 中尺度对流系统的结构与演变进行了较为详细的研究, 分析了中尺度对流系统发生发展的动力和热力条

件, 并探讨了潜热释放和行星边界层等物理过程对中尺度对流系统发生发展的影响。孙健等^[8]利用 MM5 中尺度模式模拟了 1998 年 6 月 8~9 日的华南暴雨过程, 并分析了地形对中尺度对流系统的影响和低空急流的形成机制。由于华南前汛期暴雨多在锋前暖区内出现^[9], 上述成果的研究对象主要是出现在冷锋前部暖区中的对流系统, 而在锋面及锋区附近发生发展的对流活动则研究较少。另外, 对于中尺度对流系统已有的研究往往侧重于对流系统发生发展机理的研究, 而对对流系统内部的三维流场结构还缺乏深入细致的科学认识, 因此华南暴雨科学试验将暴雨的 β 中尺度结构作为主要的科学问题之一^[10]。

1998 年 5 月 23 日前后, 在广东省珠江三角洲以西地区出现了暴雨到大暴雨过程。1998 年 5 月 23 日 08 时~24 日 08 时四会市的日实测雨量达 233.7 mm。24 日 08 时~25 日 08 时, 珠江三角洲

^{*} 初稿时间: 2004 年 2 月 13 日; 修改稿时间: 2004 年 9 月 16 日。

资助课题: 北京市自然科学基金(8032009)、国家自然科学基金重点项目(40233036)与高等学校重点实验室访问学者资金。

作者简介: 陈敏, 女, 1974 年出生, 博士, 从事中尺度数值天气业务预报。

地区继续有暴雨,福建省大部分地区有中到大雨^[11],这是华南暴雨试验期间的一个典型个例。该次暴雨过程与冷空气南下有关,暴雨同时出现在冷锋附近及锋前 200 km 范围内的暖区中^[12],因此锋际和锋前暖区暴雨并存是该个例一个鲜明的特点。本文对该次强降水过程进行了高分辨率的数值模拟研究,分析这次暴雨过程中锋面和锋前暖区两类对流系统的中尺度特征及其差异,并用轨迹计算方法研究对流系统内部的三维运动,以加深对暴雨中尺度结构的科学认识。

2 模拟结果分析

2.1 数值模式简介

本文使用 PSU/NCAR 开发的 MM5V2 数值模式,其中取两重嵌套网格(图 1),以 23°N,113°E 为中心,粗网格(D01)格距为 45 km,格点数为 41×61;细网格(D02)格距为 15 km,格点数为 61×85;垂直方向上从 1 到 0 不等距取 26 层。其中粗细网格的地形高度分别由分辨率为 5' (9 km) 和 30' (0.9 km) 的全球地形高度场插值产生。采用了 Reisner 多相显式水汽方案计算可分辨尺度降水,其中包含水汽、云水、雨水、云冰、雪水、雹和冰晶数的预报方程;Grell 积云参数化方案^[13]计算次网格尺度降水;改进的 Blackadar 边界层参数化方案^[14]计算行星边界层的感热、潜热、动量和湍流混合的垂直通量;多层土壤模式^[15];包括长波及短波的云辐射方案^[16];浅水对流方案。

模拟的初始场以南海季风试验(SCSMEX)资

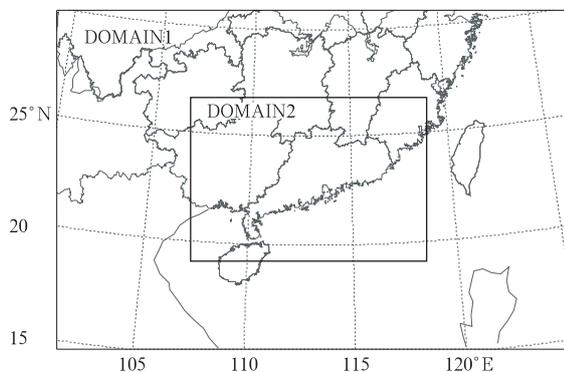


图 1 数值模拟的地理范围(粗黑框为细网格的范围)

Fig. 1 Model domains (domain 1 and domain 2)

料同化系统每 6 h 一次的输出场为背景,该背景场的范围覆盖了 10°~40°N,70°~150°E,水平分辨率为 1°×1°,垂直方向有 11 层^①。常规的地面和高空探测资料经 Cressman 逐步订正法客观分析后对背景场作了修正,其中也加入了华南暴雨试验(HUAMEX)期间广东、福建两省的部分测站在 06:00Z 和 18:00Z 的高空加密观测资料。由于中国的业务探空观测网测站之间的平均距离大约有 300 km,因此在模式的初始条件中,中尺度信息很难被分辨出来。但已有相当多的数值模拟结果表明使用常规探空资料也能成功地模拟出系统的中尺度特征^[3,17,18]。

两重网格的模拟均从 1998 年 5 月 23 日 00:00Z 开始至 5 月 24 日 12:00Z 为止,积分 36 h,这段时间覆盖了 MCS 形成、成熟到消散的整个过程以及降水最为集中的时段。

从 5 月 23 日 00:00Z~5 月 24 日 00:00Z(24 h) 的累计雨量实况(图 2a)可见,1998 年 5 月 23 日的主要雨区均出现在珠江口以西和广东西北部,其中广东省西江流域,珠江三角洲地区及阳江市 14 个站出现了暴雨以上的降水,阳江市出现了 119.9 mm 暴雨的中心,珠江口西北部四会市的日雨量达到了 233.7 mm。从 Domain2 积分 24 h 后的模拟降水量(图 2b)看,主要的降水区同样位于雷州半岛北部和广东省西部,呈东北—西南走向,主要由积分开始 12 h 内在雷州半岛北部发生发展的 MCS 造成。而珠江口西北方也有一个 180.1 mm 暴雨中心,虽然与四会的实况雨量相比略为偏低,但雨区的位置十分吻合。另外,在广东以南(21.3°N,111.9°E)位置上模拟降水量达到了 110.9 mm,与阳江的日雨量相当接近,但位置偏西了约 50 km。值得指出的是,这两个模拟的降水大值区均为 β 尺度,也与实况类似。因此从总降雨量及两个主要暴雨中心来看,数值模拟是成功的。但是需要指出,模拟降水中在广东西部和广西交界处、福建及广东西北部山区有多个降水中心,与实况有较明显的差异。由于这两个地区雨量记录相当稀疏,因此难以判断模拟结果是否正确。我们认为,由于所用初始场的第一猜值场由大尺度模式输出,并已同化了华南暴雨试验期间的各种资料,因此能够较好地描述初始时刻的大尺

① Wang Zaizhi, Xue Jishan. The South China Sea Monsoon Experiment Data Assimilation System.

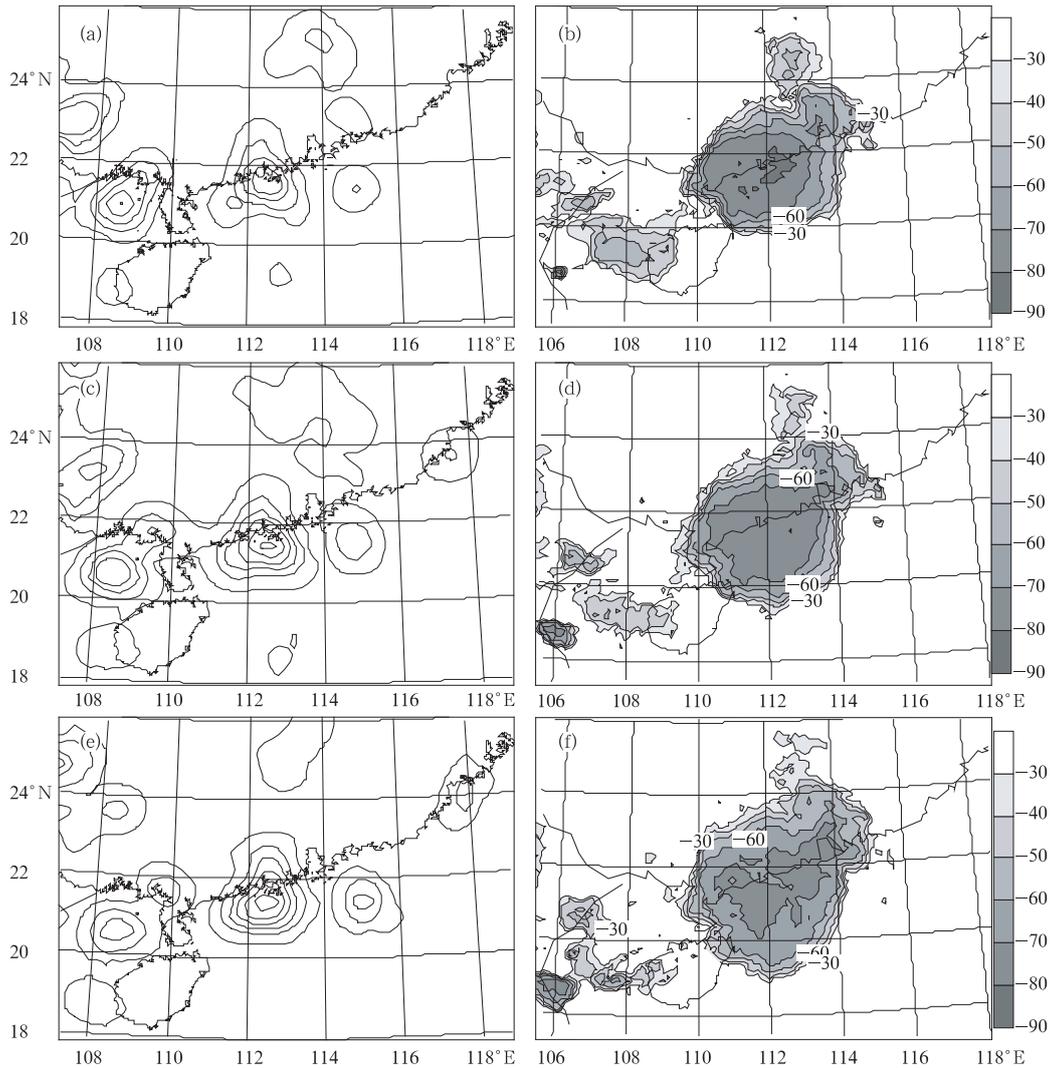


图3 $t=25$ h (a), $t=26$ h (c), $t=27$ h (e) 时 300 hPa 的冰水混合比等值线(间隔:0.00005 kg/kg) 和 1998 年 5 月 24 日 01:00Z (b), 02:00Z (d), 03:00Z (f) 的 GMS 卫星的 TBB 等值线($^{\circ}\text{C}$) 分布
Fig. 3 The forecasted ice mixing ratio at 300 hPa for $t=25$ h (a), $t=26$ h (c) and $t=27$ h (e) and the infrared images of GMS for (b) 01:00Z, (d) 02:00Z and (f) 03:00Z 24 May, 1998

3 中尺度对流系统的 β 中尺度特征

3.1 两类中尺度对流系统的对比

如上文所述,多个 β 中尺度的对流系统的共同作用造成了本个例中珠江口地区的强降水,其中主要有两种类型,一是直接形成于锋面前部风场辐合区内,它伴随冷锋的南移而移动至广东西北部,降水实况中与其对应的是四会的暴雨中心;另一种对流系统始终活跃在锋前暖区内,对流层低层风场上始终有闭合的中尺度气旋式涡旋与之对应,卫星云图揭示的主要是这一类对流系统,它们造成了阳江的暴雨中心。对模式的逐小时输出进行仔细的对比分

析后发现,模拟至 $t=24$ h (即 24 日 00:00Z),锋面附近及锋前暖区内对流系统的活动均十分显著,分析该时次的输出结果有助于了解这两类与华南前汛期梅雨锋相联系的对流系统的中尺度特征。

3.1.1 锋前暖区内对流系统的中尺度特征

从温度和湿度的空间分布(图 6)可见,850 hPa 上对流雨团 A 北侧存在一个相对暖干的区域,其暖中心温度达到 294 K,比湿为 12.4 g/kg,并且与 A 北侧的下沉运动区重合(图 7a),或许可以认为这是由于来自中层对流雨团的下沉出流较为干燥而绝热增温所导致的。与北部的干区相反,雨团 A 内极为湿润,850 hPa 比湿达到 17 g/kg 以上,但雨团内部

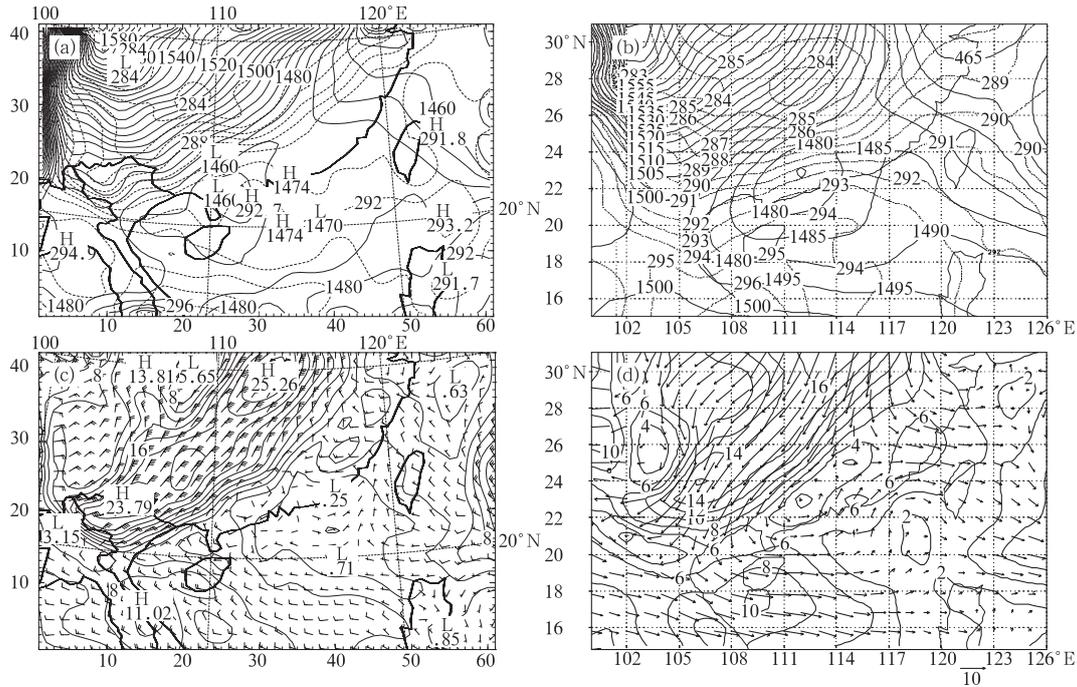


图 4 $t=24$ h (相当于 1998 年 5 月 24 日 00:00Z) 模拟的 850 hPa 高度场(实线, 间隔: 5 gpm)和温度场(a. 虚线, 间隔: 1 K), 风场和风速(c. 实线, 间隔: 2 m/s); 1998 年 5 月 24 日 00:00Z 的 SCSMEX 同化输出场的 850 hPa 高度场(实线, 间隔: 5 gpm)和温度场(b. 虚线, 间隔: 1 K), 风矢量和风速(d. 实线, 间隔: 2 m/s)

Fig. 4 The geopotential height and temperature (a) forecasted at $t=24$ h (corresponding to 00:00Z 24 May, 1998), (b) output from SCSMEX for 00:00Z 24 May 1998; wind field and wind speed (c) forecasted at $t=24$ h, (d) output from SCSMEX for 00:00Z 24 May 1998 at 850 hPa

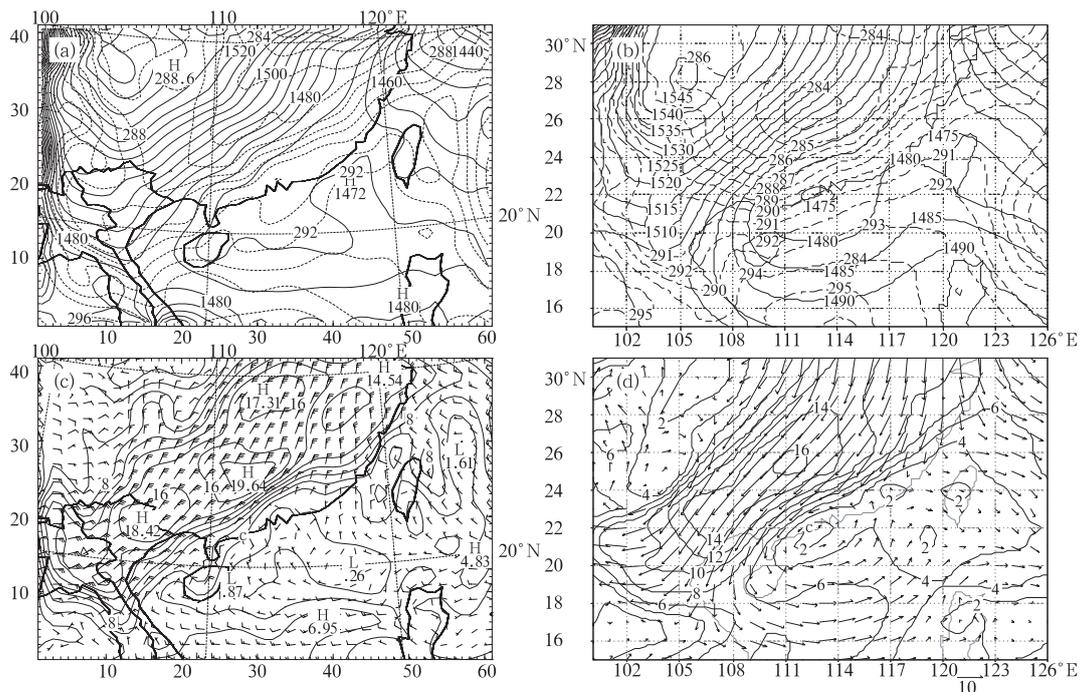


图 5 $t=36$ h (相当于 1998 年 5 月 24 日 12:00Z) 模拟的 850 hPa 高度场(实线, 间隔: 5 gpm)和温度场(a. 虚线, 间隔: 1 K), 风场和风速(c. 实线, 间隔: 2 m/s); 1998 年 5 月 24 日 12:00Z 的 SCSMEX 同化输出场的 850 hPa 高度场(实线, 间隔: 5 gpm)和温度场(b. 虚线, 间隔: 1 K), 风矢量和风速(d. 实线, 间隔: 2 m/s)

Fig. 5 The geopotential height and temperature (a) forecasted at $t=36$ h (corresponding to 12:00Z 24 May 1998), (b) output from SCSMEX for 12:00Z 24 May 1998; wind field and wind speed (c) forecasted at $t=36$ h, (d) output from SCSMEX for 12:00Z 24 May 1998 at 850 hPa

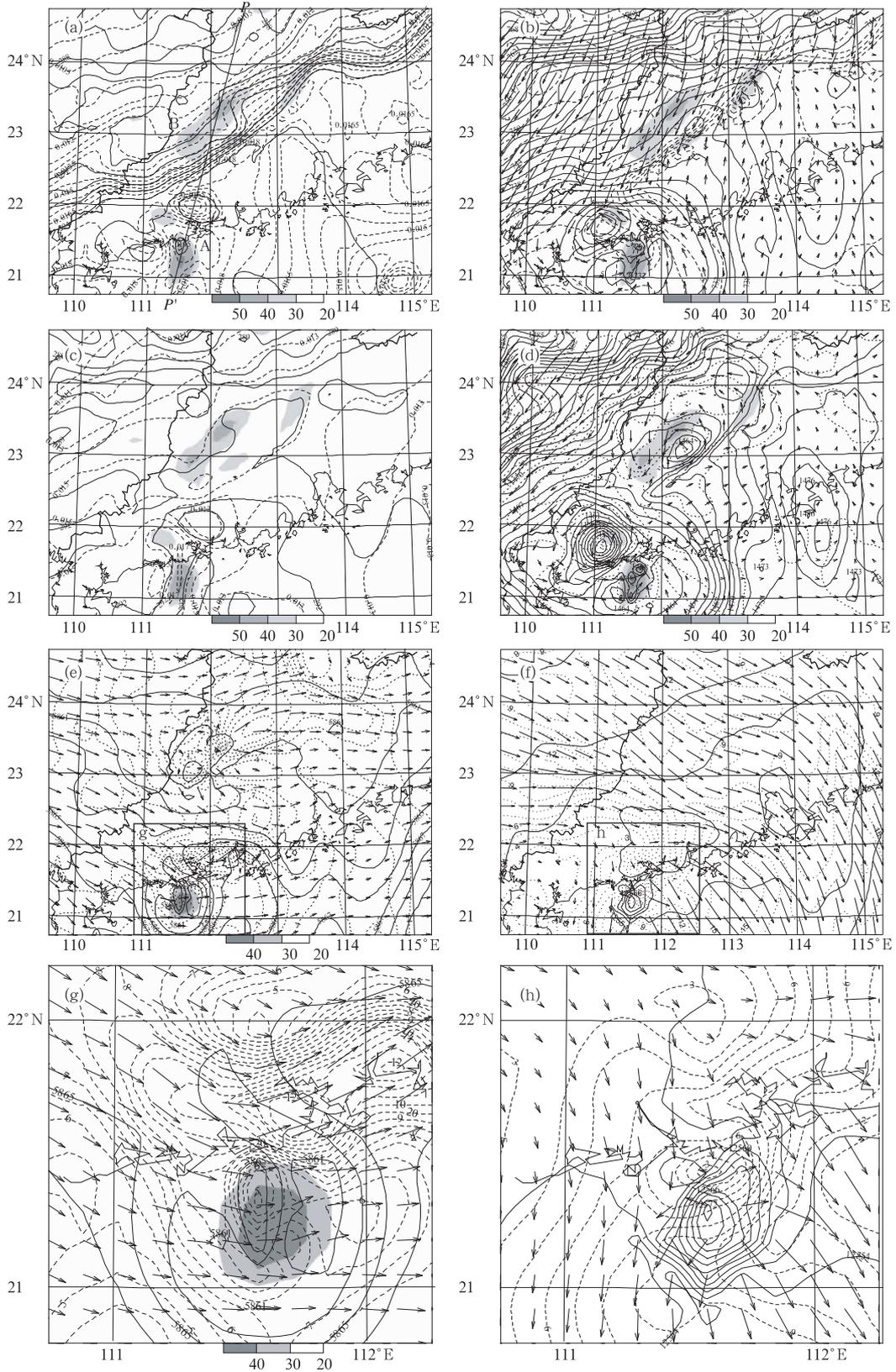


图6 $t=24$ h时模拟的925 hPa(a), 850 hPa(c)温度(实线,间隔:0.5 K)和比湿(虚线,间隔:0.0005 kg/kg); 925 hPa(b), 850 hPa(d), 500 hPa(e,g), 200 hPa(f,h)风场、位势高度(实线,间隔:1 gpm)和水平风速(虚线,间隔:1 m/s,阴影区为该气压层上雷达回波反射率因子;单位:dBz)。

Fig. 6 The forecasted temperature and specific humidity at 925 hPa (a), 850 hPa (c); forecasted wind field, geopotential height and wind speed at 925 hPa (b), 850 hPa (d), 500 hPa (e,g) and 200 hPa (f,h) at $t=24$ h

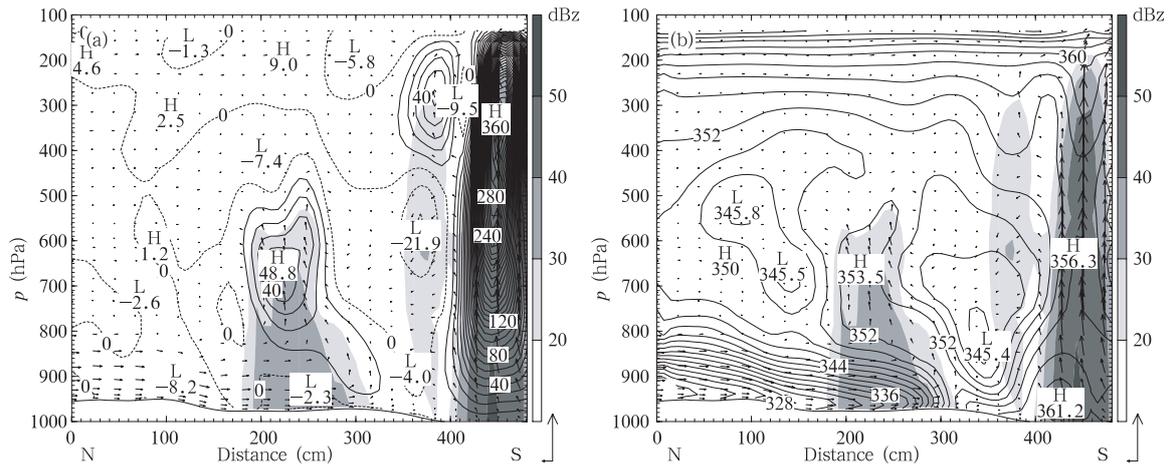


图 7 $t=24$ h 时沿图 6a 中 PP' 的雷达回波(阴影区,间隔:10 dBz)和风矢量及垂直速度

(a. 实线表示上升运动,虚线表示下沉运动,间隔:10 cm/s); 风矢量和相当位温(b. 实线,间隔:2 K)

Fig. 7 The simulated radar echo along the cross section of PP' in Fig. 6a and (a) wind field and vertical velocity; (b) the wind field and equivalent potential temperature at 925 hPa

暖中心并不显著。700 hPa 开始的对流层中高层雨团内部才开始呈现出明显的暖心结构,500 hPa 暖中心温度值为 273 K,到 300 hPa 上达到 249 K 的暖中心更为明显(图略)。这种形成于对流系统内部的暖心结构是对流系统结构的基本特征之一,通常认为这是由于深对流导致潜热释放而使中高层得以加热所致,并且对流参数化也隐性地包含了对流导致的热量垂直涡旋输送效应,这将使对流云中释放的热量输送到高层,通过高空增暖、低空降冷的过程释放不稳定能量并将大气的层结调整到稳定的状态^[20]。

分析位势高度的空间分布可知,在 850 hPa 上雷州半岛东北侧 β 中尺度的低压与流场上气旋式闭合环流相配合。而在该 β 尺度低压东南侧,新生的对流系统 A 在对流层低层的位势高度场却呈现出较为复杂的 γ 尺度结构。事实上从对流层低层到中层雨团内部的位势高度场构造都具有这种复杂性。如图 6e, g 所示,对流雨团所在区域在 500 hPa 上是一个低压区,但低压内部却存在一个 5866 gpm 的小高压中心,并与其东部的 5860 gpm 低压中心相对。这种现象一直到 300 hPa 都十分明显(图略)。但是在 A 顶部的 200 hPa 层上形成了一个 12566 gpm 的 β 中尺度高压中心,气块自对流雨团内部经气压梯度力加速后向外迅速出流,从而在 200 hPa 雨团顶部形成了强烈的辐散流场。这种对流系统由于潜热释放而在对流层低层形成中尺度低压区、对流层高层形成中尺度高压区和高度非地转

出流的现象已被人们多次模拟出来^[20,21]。

水平风速的分布往往与高度场的分布相关联。图 6d 给出 $t=24$ h 时 850 hPa 的水平速度场分布。在 850 hPa 层上由于对流系统低层存在中尺度低压,气压梯度力使辐合入流的气流加速,从而在对流系统内形成一个 9.3 m/s 的风速大值中心。但到对流层中层风速分布也呈现出类似于高度场的复杂结构。由于 A 在 500 hPa 具有高/低压中心对,500 hPa 层上风矢在接近雨团 A 的高压中心时因负气压梯度力而减速,然后又迅速受到指向低压中心的正气压梯度力作用而加速,从而在 A 雨团内也形成了一个风速的极大/极小对。回波 A 顶部的 200 hPa 也有类似的情形,但与中层不同。偏北气流在接近 A 时因受到雨团顶部高压中心向北的气压梯度力而减速,因此在 A 高压中心的北侧北风减速到 2 m/s 左右,接着再次由于向南的气压梯度力充分加速从而在 A 的南侧风速迅速增大到 10 m/s 以上。在 Zhang 等^[21]在 Johnstown 洪水 MCC 的数值模拟研究中也在 900 和 500 hPa 层上模拟出类似的风速极大/极小对,但 Zhang^[20]认为这与初生的中尺度涡旋有关,并认为是这种风速的极值对向上伸展到 500 hPa 以上后转变为跨越等高线的强反气旋式出流。

从图 7b 的垂直速度分布来看,A 内部为贯穿整个对流层的强上升运动,并且最强的上升速度出现在对流层高层(250 hPa),达到了 4.3 m/s。雷达回波显示 A 北侧原有的对流系统正趋于衰亡,其回波

已脱离地面而仅存于 800~300 hPa 的气层中,内部只有在 400 hPa 以上还有 0.5 m/s 的上升运动,400 hPa 以下为较强的下沉气流达对流层中层。因此在 A 上升中心北侧附近形成较强的负垂直运动区,其中 600 hPa 上的负中心为 0.2 m/s。这与对流雨团消散阶段垂直运动特征是一致的^[22]。

3.1.2 锋面上对流系统的中尺度特征

图 7b 给出沿图 6a 中 PP' 的剖面上垂直速度的空间分布,其中锋面雨团的上升运动区主要集中在 800~500 hPa 的对流层中层,700 hPa 上升气流呈东北—西南走向的带状结构,到 500 hPa 分裂成两个上升运动区,中心极值超过 0.8 m/s(图略),到 400 hPa 上升运动就完全消失。与垂直速度相一致,B 的对流回波也只达到 500 hPa 以下的高度。

由于 B 形成于对流层低层的梅雨锋附近,因此在 925 hPa 层锋面雨团内部相当位温、比湿和温度等值线都非常密集(图 6a),这与发生在锋前暖区内的对流系统 A 是不同的,这表明对流层低层锋面对流雨团内存在相当明显的斜压性。考虑到锋面后倾的特征,在 850 hPa 层上对流雨团 B 已位于该层的锋区前部(图 6c),此时该层上 B 的雨团内部也呈现为类似于 A 的比湿和相当位温高值区,但无法分析出明显的暖中心。因为 B 的回波顶仅达到 500 hPa 左右,所以 B 相应于 A 回波顶部的暖中心在 500 hPa 上就已出现(图略)。

B 雨团内部的高度场分布并不象 A 那般具有复杂的结构。从 925 到 700 hPa 的对流层低层均可以分析出 β 尺度的低压中心,而到中层 500 hPa B 雨团内则逐渐转变为 5863 gpm 的 β 中尺度高压,也有强烈的非地转流出,同样这是由于 B 回波顶部只达到 500 hPa 造成的(图 6e)。

雨团 B 的水平风速分布随高度有较大的变化。在图 6a 上对流层低层锋后的强东北气流与锋前的弱偏南风在锋区内交绥,所以 B 的锋面雨团前部 925 hPa 上具有很大的水平风速梯度,锋前偏南气流小于 4 m/s,而锋后雨团内则是一致的强东北气流,风速中心达到 17 m/s(图 6b)。850 hPa 由于锋区的风场开始呈现出气旋式旋转的趋势,风速的水平梯度减弱(图 6d)。500 hPa 风速分布的结构与 A 的 200 hPa 非常相似,锋后雨团上游的西北风几乎减至零,而雨团内部的辐散出流气流则在其下游被加速到 8 m/s 左右(图 6e)。

Jou 和 Deng^[23]对梅雨锋上的对流性雨带的组

织结构作了一个简明的总结,他们指出梅雨锋上的对流至少有两种组织形态。类型一是冷空气与西南气流相撞后激发的浅对流。这种对流较浅,通常在地面冷锋的冷空气前沿观测到,低层有最大的上升运动。沿地面冷锋的路径出现最大降水,并且降水很快消散。地面冷空气及被抬升的西南季风气流之间的交界面上强垂直风切变的出现为形成波状扰动提供了可能,这种波状扰动调整锋后的对流活动。该调整机制与通常在中纬度观测到的雷暴出流边界上碰撞性阵风锋十分相像。类型二是在锋前区域内发生的生命史较长的深对流系统。这一类对流具有复杂的三维对流尺度特征,是对流尺度特征与其直接的中尺度环境流场相互作用的结果。因此,本个例中 A 可以归结为类型二的深对流系统,而 925 hPa 上 B 的锋面对流活动的情形则与类型一更为类似。

3.2 轨迹分析揭示的对流系统三维流场结构

应用 PC-VIS5D 软件追踪每小时模拟结果中风矢量点在一段时间内的移动路径,可以得到基于模拟结果的气块运动轨迹,本质上这是采用拉格朗日的观点来研究流体质点空间三维运动的一种方法^[24]。对于中尺度系统而言,1 h 仍然是较为合理的时间间隔。这一部分将在计算了大量质点运动轨迹的基础上,总结对流系统内部空气运动的各种来源,以进一步了解华南前汛期锋面对流及锋前暖区内对流系统内部的三维运动情况。

3.2.1 暖区雨团中的气块运动轨迹

首先分析暖区对流雨团 A 的轨迹。图 8 给出 $t=24$ h 时雨团 A 中 2000 m 左右高度上的两个空气块向后和向前分别追踪到 $t=15$ h 和 $t=36$ h 的轨迹 L_1 和 L_2 分别在 X-Y 和 Y-Z 平面上的投影。图中阴影区为 $t=24$ h 时模拟雨团 A 的雷达反射率因子大于 30 dBz 的区域,代表该平面上对流系统的位置。在 $t=15$ h 时, L_1 和 L_2 分别从西南和偏南两个方向注入雨团,它们的起始高度低于 1500 m。进入雨团前的高度在 400 m 以下。从相邻时次气块位置之间的距离变化可知,气块在向雨团接近时均有不同程度的加速。这反映了由于雨团下方边界层中存在中尺度低压,气块在从底部流入雨团时受到中低压内气压梯度力作用而加速的现象。

根据图 8b 所示,在 $t=23$ h 时 L_1 和 L_2 进入雨团后都迅速上升,显示出雨团中很强的对流运动。 L_1 在垂直方向上受到的加速更为明显,2 h 后上升到 11200 m,平均上升速度达到了 1.28 m/s。而 L_2

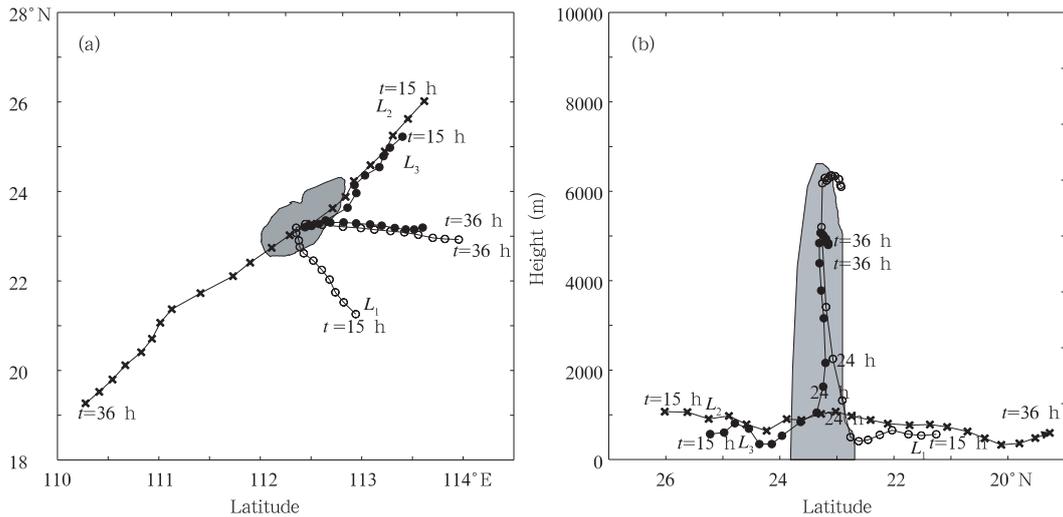


图9 $t=24$ h时经过对流系统B的气块在 $t=15\sim 36$ h的轨迹 (a. 轨迹在X-Y平面的投影, b. 轨迹在Y-Z平面上的投影;图中阴影区为 $t=24$ h时B的位置,轨迹上的圆点表示间隔为1 h的气块位置)

Fig. 9 The simulated trajectory from $t=15$ h to $t=36$ h of the air parcel passing through the MCS B for $t=24$ h projected (a) at the X-Y plane and (b) at the Y-Z plane

可知,轨迹 L_2 反映了锋后冷空气快速南下的过程。

轨迹 L_3 虽然也是来自锋后的冷空气,但它从东北方向进入雨团后迅速上升,到 $t=28$ h时已达到4390 m的高度,显示出在锋面上方的雨团中,还有来自锋后的冷空气参与对流。但是,它所到达的最大高度要比来自暖湿空气的气块低将近1000 m,显然这是因为它的热力性质决定了它所受到的浮力较小。最后它与来自暖区的气块一样向偏东方向水平流出雨团。

上述分析表明,锋面雨团也具有对流性质,参加对流的空气不仅有来自锋前的暖湿空气,而且还有来自锋后的冷空气。与暖区对流相比,锋面雨团中气块到达的高度明显低于锋前雨团。它不仅与气块本身的热力学性质有关,而且也与低空中存在锋面结构使环境大气层结的不稳定性比较小有关。

4 讨论和结论

本文将造成1998年5月23日华南地区强降水过程的中尺度对流系统归结为两类,类型一发生在锋面附近,类型二发生在锋前暖区中。在此基础上对比了两类对流系统的中尺度特征,并对流经对流系统的空气质点作轨迹分析而获得了这两类对流系统内部的三维流场结构,可以得出如下主要结论:

(1) 这两类对流系统都具有某些共同的中尺度特征,即对流层低层都具有 β 尺度的低压中心,而在对流雨团的顶部形成 β 尺度的高压;相应地,低层流

场辐合而在对流雨团的顶部辐散出流;对流的潜热释放也造成了对流雨团内部的暖心结构。

(2) 它们之间的差异是明显的。梅雨锋面对流系统(即类型一)的雨区走向与锋面平行,呈带状分布。但它的对流雨团仅达到500 hPa左右,垂直上升运动大值区也主要集中在对流层中层。值得注意的是,其低层具有非常强的相当位温、比湿、温度和风速梯度,因此锋面对流低层具有较强的斜压性。而发生在锋前暖区中的对流(即类型二)却极为强烈,对流雨团和上升气流几乎可以贯穿对流层。并不具有显著的斜压性,并且对流雨团内部的位势高度场和风速场具有更为复杂的中尺度结构。

(3) 对流雨团内的气块运动轨迹说明这两类对流系统的三维流场结构在本质上是类似的,都具有对流系统的流场特征,即低层气旋式流入,高层反气旋式辐散,对流系统中心则是强烈的上升运动;气团在入流时受到低层对流中低压气压梯度力的作用而加速,而在高层出流时同样由于对流顶部中高压向外的气压梯度力而再次加速。但是两类对流系统的三维运动的差别也有可能揭示了它们强度不同的原因。暖区对流系统内的上升气流由西南季风区的暖湿空气构成,受到很大的空气浮力抬升几乎可以达到对流层顶;而由于同时存在来自锋前和锋后的气流,锋面对流系统内部热力性质并不均匀,因此不能像暖区对流系统那样充分发展。

需要指出的是,本文所揭示的对流系统的中尺

度特征仅是单个个例的模拟结果,进一步的结论需要对华南前汛期对流系统作更多的研究后才能确定。另外无论是观测实况还是数值模拟的结果都表明,对流层低层的中尺度涡旋对锋前暖区对流系统的发展和维持起到了关键的组织作用,对于本个例中锋面和中尺度涡旋的研究将在另文给出。

参考文献

- [1] 崔波,李泽椿,郭肖容等. 对北京地区一次局地灾害性暴雨的数值模拟. 见:翁立生主编. 暴雨·灾害. 北京:北京气象出版社. 1997. 152pp
Cui Bo, Li Zechun, Guo Xiaorong, et al. Numerical simulation on a local severe rainstorm in City place Beijing area. In: Weng Lishen ed. Rainstorm and Disaster. Beijing: China Meteorological Press, 1997. 152pp
- [2] 王鹏云,刘春涛. 1996 年第 8 号台风中尺度结构的数值研究. 气象学报, 1998, 56(3): 296~311
Wang Pengyun, Liu Chuntao. Numerical study on the mesoscale structure of typhoon HERB 1996. Acta Meteor Sinica(in Chinese), 1998, 56(3): 296~311
- [3] Chen S J, Kuo Y-H, et al. A modeling case study of heavy rainstorms along the Mei-yu front. Mon Wea Rev, 1997, 126: 2330-2351
- [4] 王建捷,李泽椿. 1998 年一次梅雨锋暴雨中尺度对流系统的模拟与诊断分析. 气象学报, 2002, 60(2): 146~155
Wang Jianjie, Li Zechun. Numerical simulation and diagnostic analysis on mesoscale convective systems of a torrential rain case in meiyu period of 1998. Acta Meteor Sinica(in Chinese), 2002, 60(2): 146-155
- [5] 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
Cheng Linsheng, Feng Wuhu. Analyses and numerical simulation on an abrupt heavy rainfall and structure of a mesoscale vortex during July 1998. Chinese J Atmospheric Sci(in Chinese), 2002, 25(4): 465-748
- [6] 孙建华,赵思雄. 华南“946”特大暴雨的中尺度对流系统及其环境场研究 I. 引发暴雨的中尺度对流系统的数值模拟研究. 大气科学, 2002, 26(4): 541~557
Sun Jianhua, Zhao Sixiong. A study of mesoscale convective systems and its environmental fields during the June 1994 record heavy rainfall of south China Part I: A numerical simulation study of meso- β convective system inducing heavy rainfall. Chinese J Atmospheric Sci(in Chinese), 2002, 26(4): 541-557
- [7] 孙建华,赵思雄. 华南“946”特大暴雨的中尺度对流系统及其环境场研究 II. 物理过程、环境场以及地形对中尺度对流系统的作用. 大气科学, 2002, 26(5): 633~646
Sun Jianhua, Zhao Sixiong. A study of mesoscale convective systems and its environmental fields during the June 1994 record heavy rainfall in south China Part II: effect of physical processes, initial environmental fields and topography on meso- β convective system. Chinese J Atmospheric Sci (in Chinese), 2002, 26(5): 633-646
- [8] 孙健,赵平,周秀骥. 一次华南暴雨的中尺度结构及复杂地形的影响. 气象学报, 2002, 60(3): 333~341
Sun Jian, Zhao Ping, Zhou Xiuj. The mesoscale structure of a south China rainstorm and the influence of complex topography. Acta Meteor Sinica(in Chinese), 2002, 60(3): 333-341
- [9] 陈红,赵思雄. 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, 2000, 24(2): 238~252
Chen Hong, Zhao Sixiong. Heavy rainfalls in south China and related circulation during first GARP Global Experiment Period. Chinese J Atmospheric Sci (in Chinese), 2000, 24(2): 238~252
- [10] 周秀骥,薛纪善,陶祖钰等. ‘98 华南暴雨科学实验研究. 北京:气象出版社. 2003. 200pp
Zhou Xiuj, Xue Jishan, Tao Zuyu, et al. ‘98 HUAMEX. Beijing: China Meteorological Press, 2003. 200pp
- [11] 仪清菊,刘品,王明志. 1998 年华南暴雨试验期的暴雨过程分析. 见:周秀骥主编. 海峡两岸及邻近地区暴雨试验研究, 北京:气象出版社, 2000. 370pp
Yi Qingju, Liu Pin, Wang Mingzhi. Analysis of the heavy rain events during HUAMEX Experiment in 1998. In: Zhou Xiuj, ed. HUAMEX, Beijing: China Meteorological Press. 2000. 370pp
- [12] 石定朴. 98 华南前汛期暴雨中尺度特征分析. 见:周秀骥主编. 海峡两岸及邻近地区暴雨试验研究, 北京:气象出版社, 2000. 370pp
Shi Dingpu. Mesoscale characteristics of torrential rain in south China during pre-flooding in 1998. In: Zhou Xiuj, ed. HUAMEX, Beijing: China Meteorological Press. 2000. 370pp
- [13] Grell G A, Dudhia J, Stauffer D R. A description of the fifth generation Penn State/NCAR mesoscale model (MM5). NCAR Tech. Note, NCAR/Tn-398+STR, 1994. 138pp
- [14] Zhang D L, Anthes R A. A high-resolution model of the planetary boundary layer-sensitive tests and comparisons with SESAME-79 data. J Appl Meteor, 1982, 21: 1594-1609
- [15] Dudhia J. A multi-layer soil temperature model for MM5. Preprints. The Sixth PSU/NCAR Mesoscale Model Users' Workshop, 22-24 July 1996, Boulder, Colorado, 49-50
- [16] Dudhia J. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. J Atmos Sci, 1989, 46: 3077-3107
- [17] Anthes R A, Kuo Y-H, Benjamin S G, et al. The evolution of the mesoscale environment of severe local storms: Preliminary modeling results. Mon Wea Rev, 1982, 110: 1187-

- 1213
- [18] Zhang D L, Gao K. Numerical simulation of an intense squall line during 10–11 June 1985 PRE_STORM. Part II: Rear inflow, surface pressure perturbations, and stratiform precipitation. *Mon Wea Rev*, 1989, 117: 2067–2094
- [19] 王立琨, 郑永光, 陶祖钰等. 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*, 2001, 59(1): 115–119
Wang Likun, Zheng Yongguang, Tao Zuyu, et al. Preliminary analysis of environment and cloud clusters during Huanan rainstorm experiment. *Acta Meteor Sinica* (in Chinese), 2001, 59(1): 115–119
- [20] Zhang D L, Fritsch J M. Numerical simulation of the meso- β scale structure and evolution of the 1977 Johnstown flood. Part II: Inertially stable warm-core vortex and the mesoscale convective complex. *J Atmos Sci*, 1987, 44: 2693–2612
- [21] 张庆红. 台湾海峡上空中尺度对流系统的数值研究: [博士论文]. 北京: 北京大学, 1999
Zhang Qinghong. Numerical study on mesoscale convective system observed over Taiwan strait. Beijing: Ph. D. Thesis of Peking University, 1999
- [22] Cotton W R, Anthes R A. *Storm and Cloud Dynamics*. Academic Press, 1989
- [23] Jou B J D, Deng S M. Mesoscale characteristics of Mei-yu front: TAMEX case study. *Proc. Workshop on TAMEX Science. Results*, Boulder, CO, 26–28 Sept 1990. 150–157
- [24] 王洪庆, 张焱, 陶祖钰等. 五维大型复杂数据集计算机可视化. *自然科学进展*, 1998, 8(6): 742–748
Wang Hongqing, Zhang Yan, Tao Zuyu, et al. Five dimensional complicated dataset visualization. *Progress in Natural Science* (in Chinese), 1998, 8(6): 742–748

NUMERICAL SIMULATION STUDY ON MCS OF A HEAVY RAINFALL PROCESS IN SOUTH CHINA

Chen Min

(*Institute of Urban Meteorology, CMA, Beijing 100089; School of Physics, Peking University, Beijing 100871*)

Zheng Yongguang Wang Hongqing Tao Zuyu

(*School of Physics, Peking University, Beijing 100871*)

Abstract

A heavy rain process occurred in South China on 23 May 1998 was a typical case during the intensified observation period of HUAMEX. Satellite images revealed that two types of MCSs caused the precipitation, Type A was generated on the Mei-yu front, and Type B was generated in the prefrontal region. Using the PSU/NCAR MM5 model, a 36-hour numerical simulation of this case was conducted initiating at 00:00Z 23 May 1998. It was verified that the amount and area of precipitation, cloud distribution and the configurations of synoptic systems matched quite well with observations. The model also reproduced the process of cold front moving southward and MCSs occurring both on the front and in the warm area simultaneously.

Features of the two types of MCSs' structure associated with Mei-yu front were investigated. Both of them have some common characteristics of MCS. There are meso low and high centers located to the bottom and top of MCS respectively. Correspondingly, wind fields converged at the low level, while diverged at the top of MCS. Additionally, both of them have warm core structures. However, their difference was also distinct. Type A was triggered by the cold front, and the prevailing lifted southeastly flow was its main provider of water vapor and unstable energy. Type B was a deep convective system occurring in the warm area ahead of the front, which was triggered by meso-vortex. Consequently, Type B was suggested to be more baroclinic than type A. Using trajectory techniques, three dimensional flow structures of the MCSs were revealed. It shows considerable acceleration presence in the inflow in the low troposphere and the anti-cyclonic outflow in the top of both MCS, which proving the existence of the meso high and outward pressure gradient force locating on the top of MCSs. And the air stream originating from the cold area was identified to penetrate the front and move upward into Type A.

Key words: MCS, Heavy rainfall, Numerical simulation.