

梅雨期暴雨个例模拟及其中小尺度结构特征分析研究

孙晶^{1, 2, 3} 楼小凤² 胡志晋² 赵思雄¹

1 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

2 中国气象科学研究院, 中国气象局云雾物理重点开放实验室, 北京 100081

3 中国科学院研究生院, 北京 100049

摘 要 利用中尺度数值模式 MM5 和多普勒雷达观测资料, 对 2002 年 7 月 22~23 日发生在长江中游一次梅雨暴雨过程进行模拟和分析。模拟结果与观测资料相比基本吻合。主要研究内容包括暴雨过程 α 中尺度到 γ 中尺度的回波结构以及动力特征和云降水粒子的分布。研究表明: 在长江中游地区存在一条东北西南走向低空切变线, 切变线北侧偏东气流中回波较弱, 而南侧西南气流中不断出现强对流云团发生发展、合并分裂现象, 形成沿着切变线分布的 α 中尺度对流带。对流带中有多个东北西南向的 β 中尺度波列, 这些波列由从西南向东北方向移动的 γ 中尺度回波所构成。新回波大多产生在老回波的后部。 γ 中尺度回波具有相应尺度的气流辐合辐散结构。各种云降水粒子与动力场相互配合, 上升运动位置和强弱决定云水的位置和强弱。云发展初期降雨首先产生于低层, 以暖雨过程为主, 成熟期中冰相粒子对降水非常重要。强回波区的降水会在近地面产生出流。在西南气流中, 远离切变线的回波移速大于靠近切变线的回波, 容易产生回波合并; 强回波由于降水而产生下沉和辐散气流, 易导致回波分裂。

关键词 梅雨 中尺度对流系统 雷达回波 数值模拟

文章编号 1006-9895 (2007) 01-0001-18

中图分类号 P445

文献标识码 A

A Numerical Simulation on Torrential Rain During the Meiyu Period and Analysis of Mesoscale and Microscale Structure of Convective Systems

SUN Jing^{1,2,3}, LOU Xiao-Feng², HU Zhi-Jin², and ZHAO Si-Xiong¹

1 Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 Key Laboratory for Cloud Physics and Weather Modification of China Meteorological Administration, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

3 Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract Mesoscale convective systems (MCSs) usually develop in the middle and lower reaches of the Yangtze River during the Meiyu period. MCSs include multi-scale structure from meso- α scale convective system to meso- γ scale convective system. Many researches have been done about the characteristics of meso- α scale convective system, while in many cases meso- β scale convective system is the main cause of rainstorm occurrence. There also exist meso- γ scale convective cells in meso- β scale convective system. In this paper, a case of torrential rain during the Meiyu period of 22-23 July 2002 is simulated using mesoscale model MM5 (v3). The observed rainband with a northeast-southwest orientation exists in the middle and lower reaches of the Yangtze River. The accumulated 24 h rainfall is over 150 mm. Doppler radar data observed in Changde and Yichang are used together with the simulation results to analyze the characteristics of MCSs. A new explicit microphysical scheme implemented to MM5 by Lou

收稿日期 2005-08-08, 2005-11-11 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展规划项目 2004CB418306, 国家自然科学基金资助项目 40305001, 社会公益研究专项 2004DIB3J116

作者简介 孙晶, 女, 1978 年出生, 博士生, 研究方向: 中小尺度数值模拟。E-mail: sunj@cma.cma.gov.cn

Xiaofeng (2002) is used in the simulation. Three-level nesting structure of domains is designed. The grid intervals of three domains are 30 km, 10 km and 3.33 km, respectively, and correspondingly the horizontal areas are 2400 km, 900 km and 300 km. Such a design of domains is able to describe not only the large scale weather background but also the cloud with a few kilometers size. To compare easily with observation data, the radar reflectivity of simulation is calculated according to the relationship between radar reflectivity and water substances. The time interval to output model results is intensive to 5 minutes in order to have a good look at echo's continuously developing processes. Simulation results basically coincide with observation data. Structure and dynamic characteristics of meso- α , β , γ scale echo and distribution of cloud and precipitation particles are discussed. Results show: there exists a low level shear line of northeast-southwest orientation over the middle reaches of the Yangtze River. Echo in the east airflow on the north side of the shear line is weaker, while in the southwest airflow on the south side the convective echo develops more strongly, merging and separating continually, which form the meso- α scale convective zone along the shear line. In this zone there exist meso- β scale wave trains of northeast-southwest orientation which are composed of several meso- γ scale echo moving from southwest to northeast. New echo is mainly produced on the backside of old echo. Meso- γ scale echo has corresponding scale convergence and divergence structure. Cloud and precipitation particles cooperate with dynamical structure. The location and intensity of cloud water are decided by those of the ascending motion. Rain water is produced first at low level through warm rain process during the initial stage of precipitation, and ice phase particles are very important to rain water during the mature stage. Strong echo produces outflow near the surface. In the southwest airflow, the echo far from the shear line moves faster than that near the line, which causes echo merging; strong echo produces downdraft and divergence which cause the echo separating. A conceptual model of Meiyu cloud system structure is derived from the numerical simulations in this paper.

Key words Meiyu, mesoscale convective system, radar reflectivity, numerical simulation

1 引言

梅雨锋是夏季风期间东亚地区主要的降水系统,既是丰富的水资源,同时也常引发洪涝灾害^[1]。梅雨锋暴雨是在有利的天气尺度背景条件下,涉及到不同尺度系统以及它们的相互作用^[2~4],其结构比较复杂,且具多样性,其中中尺度对流系统(MCSs)是暴雨的直接影响系统。中尺度对流系统从 α 中尺度到 γ 中尺度,有的与 α 中尺度梅雨锋低涡或气旋相联系,有的是局地发生的MCS。对中尺度对流系统问题的重视已经越来越多,近年来中国和日本等国家开展了针对梅雨锋中尺度对流系统的大规模野外观测试验。1998年日本启动了“中尺度对流系统的结构和发生发展机理研究”计划,从1999年至2002年在中国东海和日本九州进行,获取了详细的多普勒雷达等观测资料,深入研究了梅雨锋结构,特别是 β 中尺度、 γ 中尺度结构^[5]。我国于2001~2002年开展了973项目“我国重大气象灾害形成机理和预测理论研究”,在长江中下游进行一系列梅雨锋暴雨野外科学试验,获取了高时空分辨率的多种观测资料^[6]。利用近些年来对梅雨锋暴雨监测所获得的多种观测

资料,以及中尺度数值模式的应用,对梅雨锋结构和尺度对流系统进行了不少研究^[7~12]。Moteki等^[13]利用雷达资料和数值模式对1999年梅雨锋结构和发展过程进行了细致研究,指出梅雨锋南面存在一条水汽锋,两条锋面都有降水产生,梅雨锋北面的层状云降水引发“冷池”,促使梅雨锋向南移动与水汽锋合并,并研究了大尺度、天气尺度以及 α 中尺度、 β 中尺度梅雨锋结构。Yamada等^[14]对2001年6月18日梅雨锋期间发生在长江中下游的一次中尺度低涡进行了分析,雷达观测资料显示了 α 中尺度对流系统中出现有多个 β 中尺度对流群,这些 β 中尺度系统分布于低涡的不同位置,其形成的三维流场也各不相同。贝耐芳等^[15]利用实测资料对1998年7月20~22日的长江流域突发强暴雨过程进行分析,认为 β 中尺度系统是暴雨的最直接原因。孙建华等^[16]对2002年6月的一次非典型梅雨锋低涡切变线的中尺度对流系统进行了分析,指出中尺度对流系统中的对流带与低涡的中尺度辐合线相配合, β 中尺度和 γ 中尺度系统与整个中尺度对流系统的移动方向不一致。有些研究结果还给出了中尺度MCSs的物理模型^[17]。但是由于梅雨锋暴雨的情况很复杂,多尺度暴雨模型需要不断地进

一步完善,特别是目前对 α 中尺度、 β 中尺度对流系统的研究较多,而 γ 中尺度对流体的组织结构、发生发展以及它们同 α 中尺度、 β 中尺度对流系统之间的相互作用尚缺乏深入研究。

2002年7月22~23日,在我国长江中下游地区出现了一次较强的梅雨锋暴雨过程,这次过程是973项目“我国重大气象灾害形成机理和预测理论研究”野外科学试验(简称973外场试验)加密观测个例之一,加密观测为研究此过程提供了高时空分辨率的多种观测资料。刘黎平等^[18]利用双多普勒雷达技术和径向速度场分析方法,对此次过程观测的雷达回波强度和反演风场进行了研究。本文研究则利用中尺度模式MM5三重嵌套网格(30 km/10 km/3.33 km)模拟这次过程,结合多个站点观测到的多普勒雷达资料,重点分析梅雨锋暴雨中尺度对流系统的 α 中尺度、 β 中尺度、 γ 中尺度结构特点,以及降水动力特征和云降水粒子分布。

2 暴雨天气过程和降水实况

从暴雨发生前的2002年7月22日08时(北京时,下同)形势场分布(图略)来看,在对流层中上层,东亚中高纬地区的贝加尔湖及其以南地区存在一个阻塞高压,阻高的东面是东亚大槽,长江中下游地区位于东亚大槽槽底附近。副热带西风急流在我国长江和黄河流域之间呈东西纬向分布。长江中下游地区在200 hPa上位于急流轴右后侧的高空辐散区,500 hPa位于东西向上升运动区,850 hPa上从长江上游到中南半岛有一个低压槽,西南气流将南海地区的水汽和热量输送到长江中下游地区,在这里形成水汽辐合区和东西纬向分布的切变线。随着中高纬度东亚大槽的加深,低纬度热带气旋的西移发展,副热带高压西伸,经向环流明显加强,500 hPa的上升运动区和850 hPa的切变线同时向经向发展成东北西南向分布。从红外卫星云图上也可以看到长江地区云带的经向变化(图略)。这是一次具有明显经向成分的梅雨锋过程,为我国长江中下游地区带来大暴雨天气。

从7月22日08时到23日08时的每6小时实测雨量分布图(图1)可以看出,22日08~14时在长江中游地区有东西两片20 mm左右的降水区,随着天气系统向经向发展,分散的雨区也逐渐向东北-西西南向倾斜,最大6小时降水仍为20 mm

左右,23日02~08时降水突然增强,最大6小时降水达60 mm以上,降水沿长江中游至下游地区形成一条东北西南方向分布的雨带。在24 h累计降水图上(图略),雨带长度将近2000 km,存在3个100 mm以上暴雨中心。这次过程造成了湖北南部至湖南北部地区大暴雨天气,观测站中荆州雨量最大,24小时累积雨量达到148.7 mm。

3 模拟方案介绍

本文所用的是PSU NCAR的中尺度非静力模式MM5(v3),采用双向反馈的三重嵌套网格,模拟区域见图2。第一重网格中心位置为(30°N, 111°E),三重网格水平格距分别为30 km、10 km、3.33 km,格点数分别为73×73、91×91、91×91,水平模拟范围分别达到了2400 km、900 km、300 km,使得模式在考虑大范围环流背景场的同时,可以描述水平尺度几公里的云体。模式垂直层数为23层,积分时间从2002年7月22日08时到23日08时共24小时,利用T106资料、常规地面和探空资料形成初始场。模拟时对第一重和第二重网格采用对流参数化方案和显式方案相结合的方法,对第三重网格只采用显式方案。模拟采用KF对流参数化方案和MRF行星边界层方案。显式方案采用楼小凤^[19]2002年新耦合入MM5的云降水显式方案,该方案预报量包括水汽、云水、雨、冰晶、雪和霰的混合比质量(Q_v 、 Q_c 、 Q_r 、 Q_i 、 Q_s 、 Q_g)和雨、冰晶、雪和霰的比数浓度(N_r 、 N_i 、 N_s 、 N_g)以及云滴谱拓宽度 F_c ,共有11个预报量,考虑了31种云物理过程,与MM5原有的方案相比,增加了粒子数浓度的预报,完善了多个物理过程。通过对台风降水、华南暴雨等个例进行模拟,并与MM5原有的方案进行对比分析表明,新方案有较好的模拟能力。

4 降水量模拟结果

从2002年7月22日08时到23日08时模拟的每6小时降水演变情况(图3)来看,22日08时至20时降水较弱,在长江中游地区分布着比较零散的几个20 mm左右的降水中心,位置和强度与实况基本一致,22日20时至23日02时降雨量开始增加,原来凌乱的小中心发展成了东东北-西西南向分布的雨带,随着经向环流的加强,雨带不仅

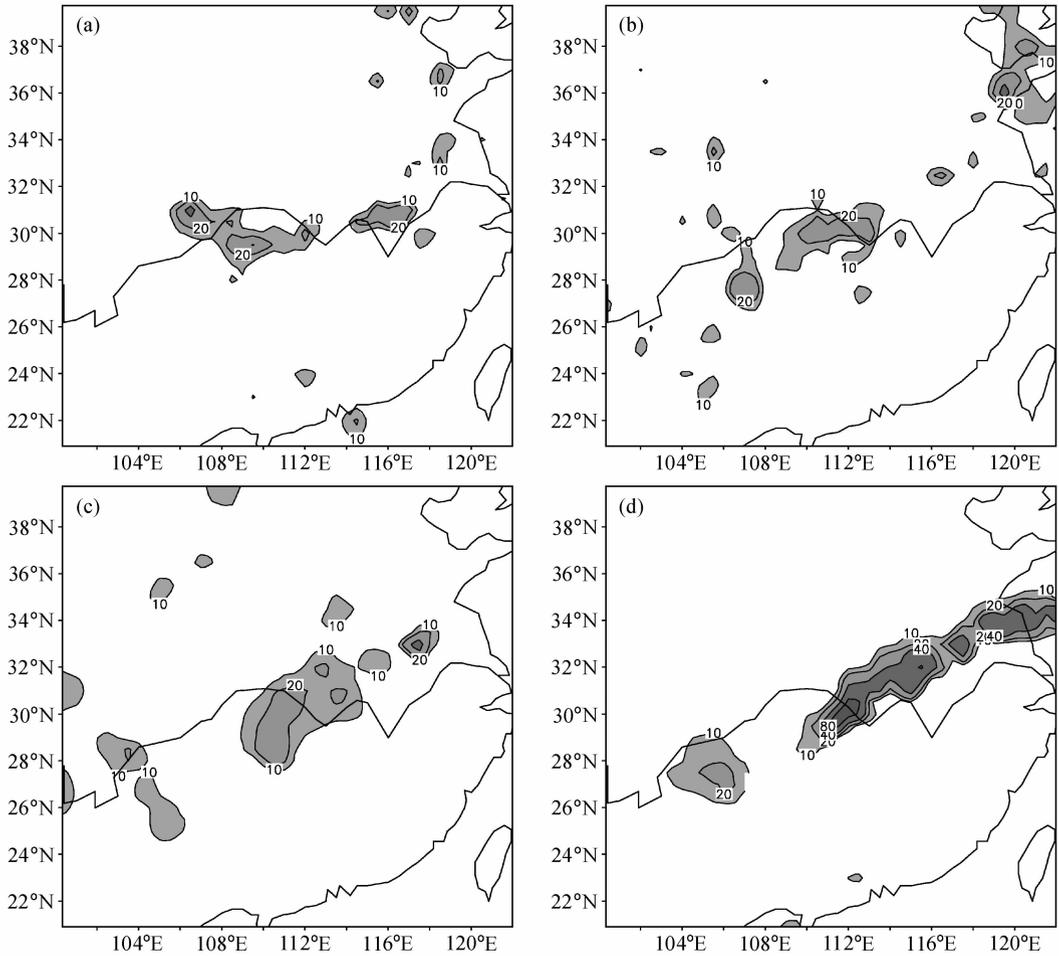


图 1 2002 年 7 月实测降雨量分布 (单位: mm): (a) 22 日 08~14 时; (b) 22 日 14~20 时; (c) 22 日 20 时~23 日 02 时; (d) 23 日 02~08 时
Fig. 1 Observed rainfall (mm) in Jul 2002: (a) 0800–1400 LST 22 Jul; (b) 1400–2000 LST 22 Jul; (c) 2000 LST 22 Jul to 0200 LST 23 Jul; (d) 0200–0800 LST 23 Jul

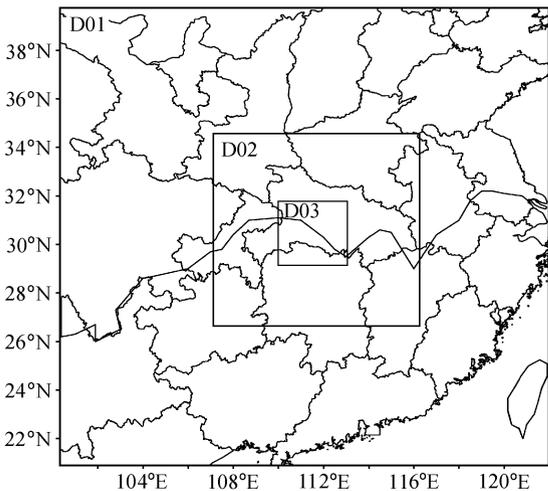


图 2 三重网格嵌套模拟区域 D01、D02、D03
Fig. 2 Three-level nesting of simulated domains D01, D02, D03

长度继续延长,而且逐渐转为东北-西南向分布,在 24 h 累计降水图(图略)上,雨带长度达到 1700 km,宽约 600 km,大范围雨带中同时存在多个 100 mm 以上的暴雨中心,最大降水量为 160 mm。模拟的雨量分布表明,暴雨区的雨量、位置、走向与实况基本吻合,比较成功地模拟出了雨带随时间发生经向转变这一特点。

5 中尺度对流系统的结构分析

5.1 α 中尺度结构特征

22 日 08 时,主要云带位于我国长江流域呈东西向分布(图略),受天气系统的影响,云带走向逐渐发生转变。22 日 18 时,湖北地区的云团减弱为层状云向东移动,湖南中部地区有东西两个对流云团发展起来,并向东北方向移动,23 日 00 时,西

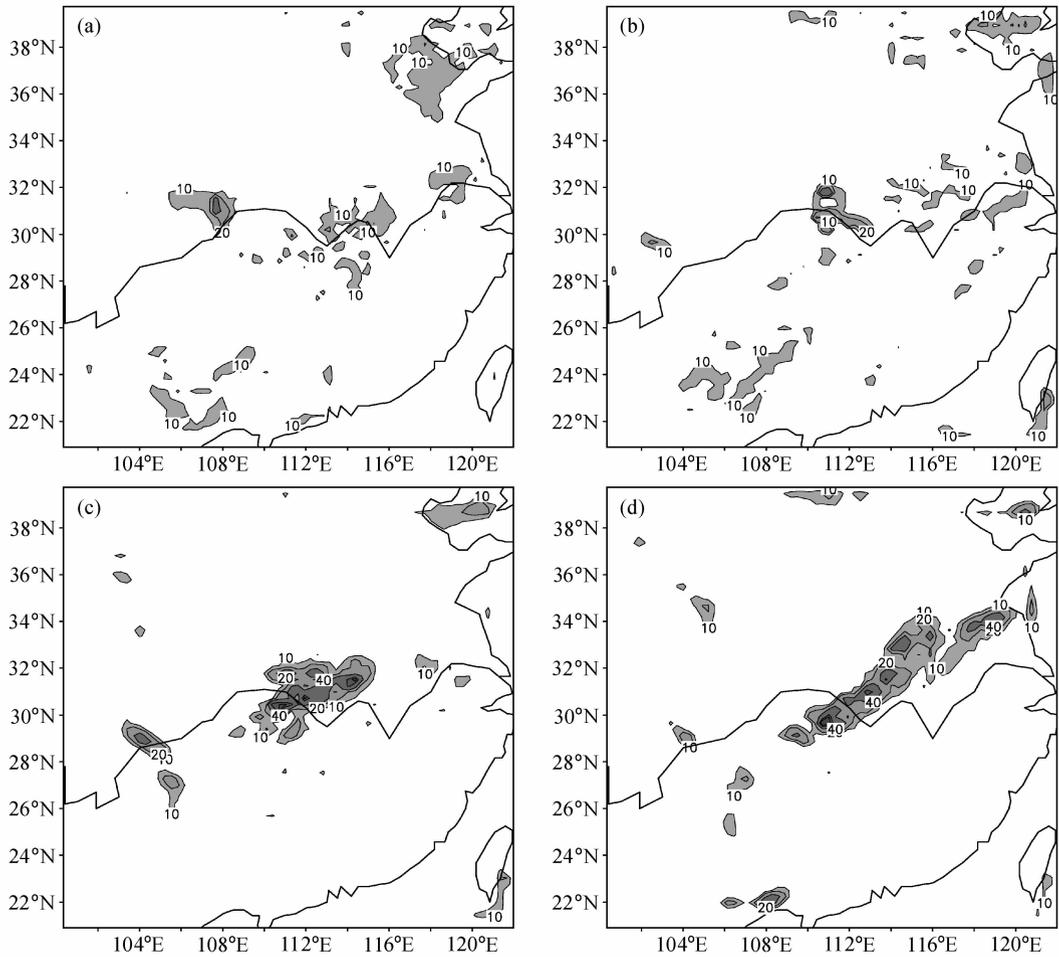


图3 2002年7月模拟降雨量分布(单位: mm): (a) 22日08~14时; (b) 22日14~20时; (c) 22日20时~23日02时; (d) 23日02~08时
Fig. 3 Simulated rainfall (mm) in Jul 2002; (a) 0800-1400 LST 22 Jul; (b) 1400-2000 LST 22 Jul; (c) 2000 LST 22 Jul to 0200 LST 23 Jul; (d) 0200-0800 LST 23 Jul

部对流云团向北移动,于23日04时在湖北中部形成一条东北西南方向较窄的云带。从973外场试验中常德多普勒雷达[位置:($29^{\circ}10'N$, $111^{\circ}42'E$)]的 0.5° 仰角PPI回波强度图(图4)上可以很清楚地看出,从22日21:00到23日02:47在常德周围600 km范围内回波分布发生明显变化。21:00时(图4a),常德周围分布着几块零散的絮状回波,随后常德东部的回波向东北移动并且强度减弱,而西面两块回波合并强度明显加强,在23日00:33时(图4b),形成一条东北西南方向的 α 中尺度对流回波带,回波长约400 km,宽约150 km,回波最强达到55 dBZ。回波带逐渐向东移动,强度稳定(图4c),维持时间在5个小时以上,影响湖北中部地区。

模式对这段时间内降水回波分布和演变的模拟

与实测基本一致:图5是第二重套网格模拟的1.5 km高度雷达回波和风场,图内粗方框区域与常德多普勒雷达图范围基本对应。此次梅雨锋过程伴有明显的低空水平风切变,22日21时,切变线呈东北-西西南方向分布,在切变线以及北侧的东风气流中有几块离散的回波。随后,切变线北侧东风气流中一直维持一个弱的回波区,切变线南侧的西南气流之中不断产生新的回波向切变线移动,回波之间相互合并强度增强,在23日00时形成一条东北西南向分布的 α 中尺度对流回波带,长约500 km,宽约200 km,回波最强为50 dBZ,与常德多普勒雷达探测的回波相比,模拟的 α 中尺度对流回波带的强度、尺度、形成的时间非常接近。从实测和模拟的整个演变情况来看,雷达回波都是从松散的结构逐渐组织成对流性回波带,同时也都

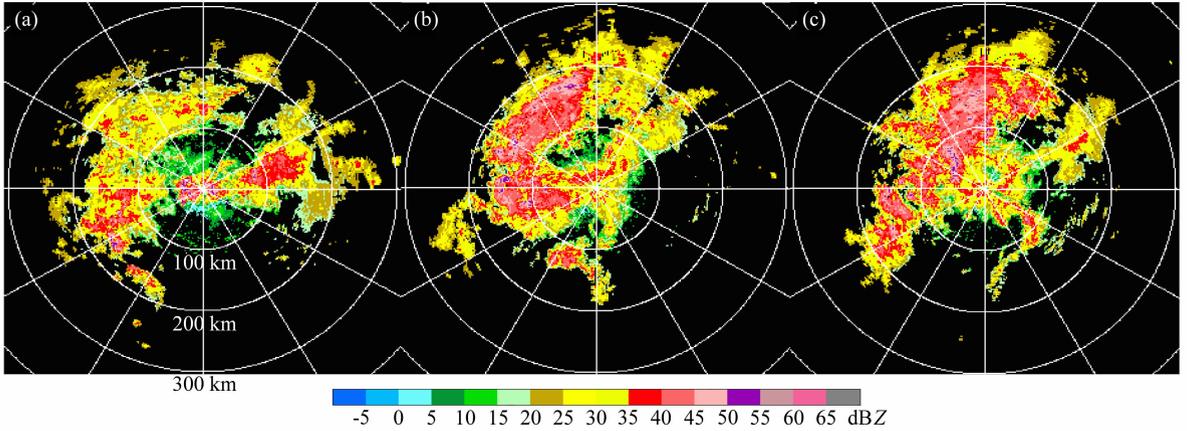


图4 2002年7月常德多普勒雷达探测的 0.5° 仰角PPI回波强度演变图:(a)22日21:00;(b)23日00:33;(c)23日02:47

Fig. 4 PPI reflectivity at the elevation of 0.5° observed by Changde radar: (a) 2100 LST 22 Jul 2002; (b) 0033 LST 23 Jul 2002; (c) 0247 LST 23 Jul 2002

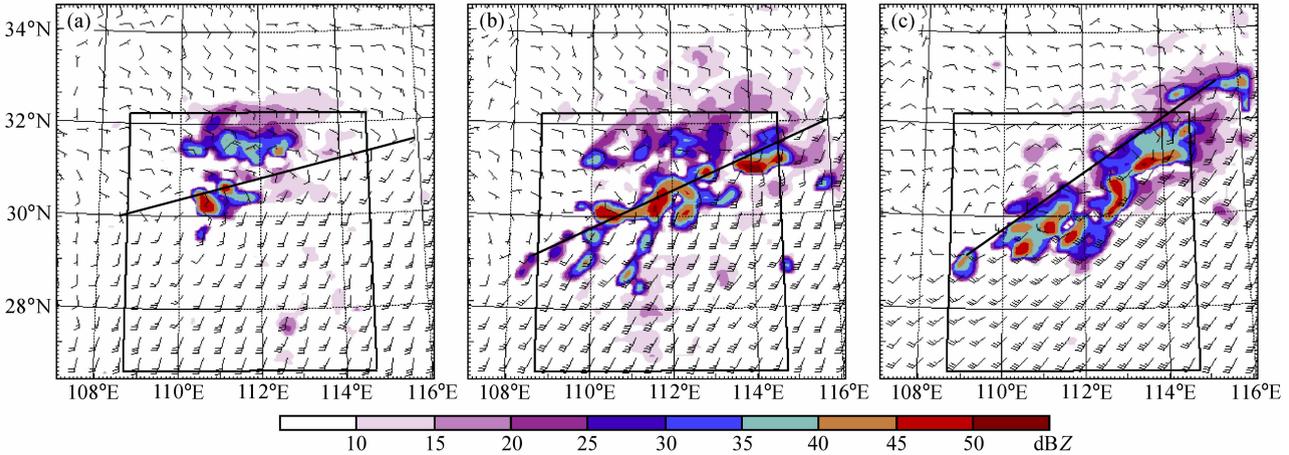


图5 2002年7月格距 $\Delta x = 10$ km套网格模拟的1.5 km高度上的雷达回波和风场:(a)22日21:00;(b)23日00:00;(c)23日03:00。粗直线为切变线的位置;粗方框对应图4常德雷达图区域

Fig. 5 Simulated reflectivity and wind vector on 1.5 km level in $\Delta x = 10$ km domain; (a) 2100 LST 22 Jul 2002; (b) 0000 LST 23 Jul 2002; (c) 0300 LST 22 Jul 2002. Thick solid line represents shear line; the area of thick rectangle corresponds to that of Changde radar in Fig. 4

反映出梅雨锋云系的不均匀特征,即弱回波区中有尺度较小的强回波存在,这种强回波变化比较快,一个小时的时间间隔内发展迅速。后面将对这种尺度小的强回波进行详细分析。

α 中尺度对流回波带的分布与水平风场关系密切。图6为23日00时模拟的雷达回波和水平风场在不同高度上的分布:在近地面高度上回波带位于南侧的南风 and 北侧的东风两支气流的切变之间,在回波周围有气流形成小范围的辐合辐散场,强回波处风向明显偏转,出现与周围系统性风场不一致的偏北风,这种风的范围较小,且比较浅薄(在后面

γ 中尺度回波的分析中将会对这种风的产生进行讨论)。1.5 km 高度上切变线南侧是西南风,最大风速 22 m/s,北侧是偏东风,2 km 和 3 km 高度上东风分量逐渐减弱。在 4 km 高度上西风明显加强,切变线的北侧为西北风和弱西风,南侧为强的西南风,到了 6 km 切变线消失,基本上都是西南风了,在 8 km 以上已转为西风。随着高度的增加,切变线的位置向北倾斜,回波强度减弱。对流层低层的这种风场结构形成明显的辐合,产生上升运动,同时西南气流输送暖湿空气,所以可以看到回波是沿着切变线分布的。

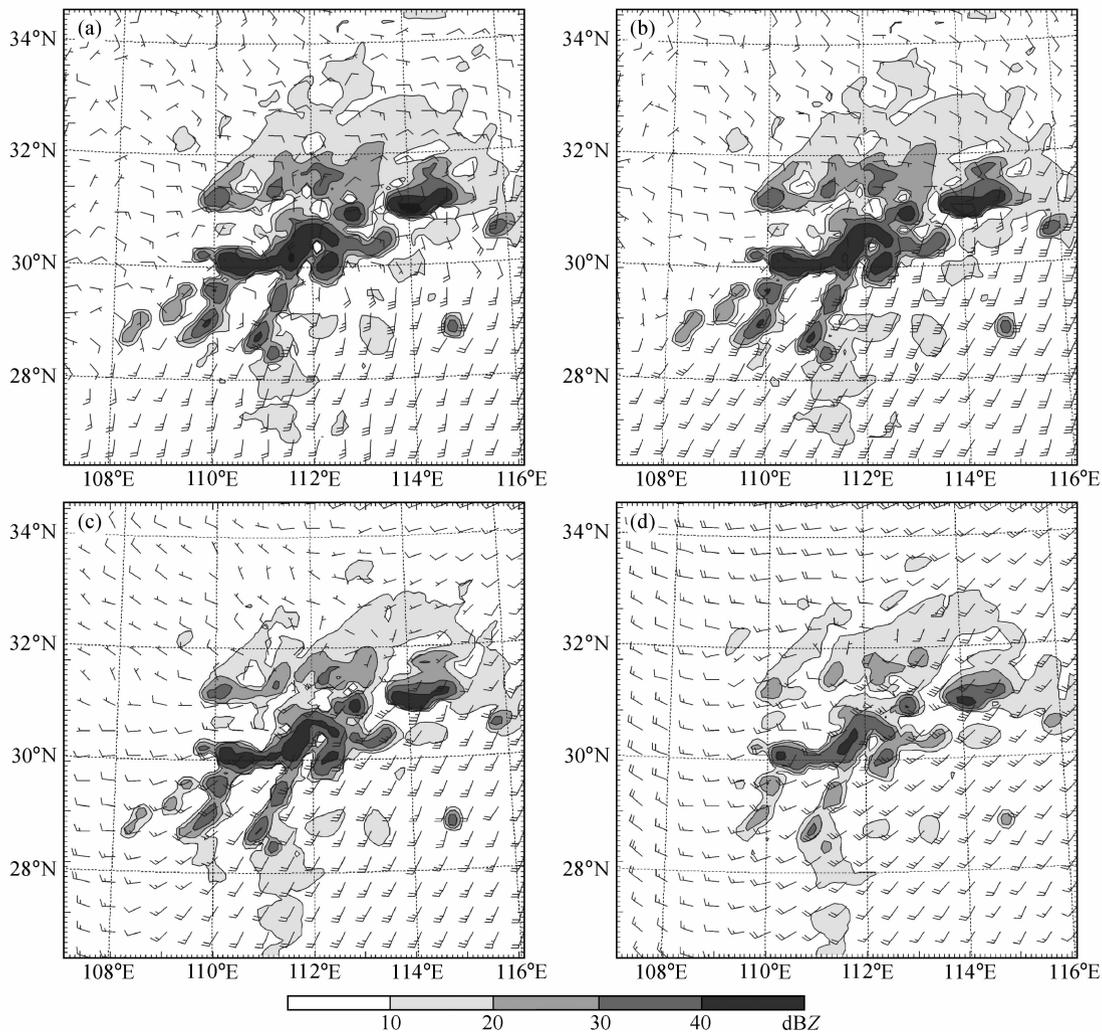


图6 2002年7月23日00时格距 $\Delta x=10$ km 套网格模拟的水平雷达回波和风场：(a) 0.1 km；(b) 1.5 km；(c) 4 km；(d) 6 km
 Fig. 6 Simulated reflectivity and wind vector in $\Delta x=10$ km domain at 0000 LST 23 Jul 2002: (a) 0.1 km; (b) 1.5 km; (c) 4 km; (d) 6 km

5.2 β 中尺度和 γ 中尺度结构特征

从实测和模拟的 α 中尺度对流系统中都可以发现有更小尺度的回波结构。为了详细分析对流系统的内部结构和演变特征，利用水平格距为 3.33 km 的第三套细网格，相对于第二套细网格的位置如图 2 中所示，对以 (30.5°N, 111.5°E) 为中心 300 km \times 300 km 范围的模拟结果进行了 5 分钟一次的加密输出，时间从 22 日 20 时至 23 日 02 时。同时与 973 外场试验获得的宜昌 S 波段多普勒雷达探测的回波资料进行对比，宜昌 (30.7°N, 111.3°E) 位于常德偏北约 130 km 处，雷达探测半径 150 km，第三套细网格模拟范围与宜昌雷达探测范围基本对应。

从大约 20 分钟间隔的雷达回波分布和演变来看，模拟和实测具有较为相似的一些特征。在 4 km 高度上宜昌多普勒雷达回波的水平分布特点 (图 7) 是在 21:48 到 23:55 时间内存在大范围 20 dBZ 以上的回波，最大水平尺度达到 250 km 左右。在这个大范围的回波中间，分布着多个 100 km 以下的 40~45 dBZ 回波，这种强回波尺度小、变化快，强回波之间不断地发生合并和分离，有的生成后很快消失，有的生成后发生合并维持一段时间，最后分裂消散。回波的移动是由西南向东北方向移动，新回波产生在老回波的后部，由于新老回波的位置关系，往往产生多个回波排列成列，一起向东北方向移动，在宜昌雷达回波图上可看到 4 条东北西南方

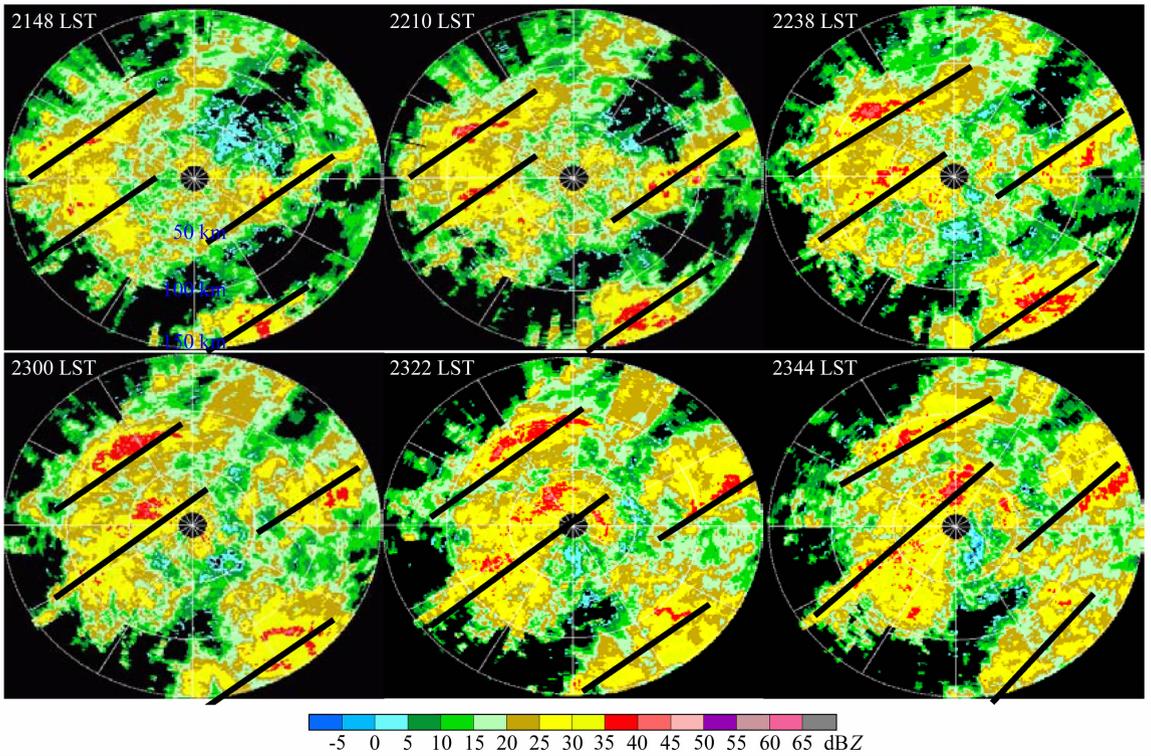


图7 2002年7月22日不同时刻的宜昌多普勒雷达4 km CAPPI 雷达回波强度(粗直线代表波列)

Fig. 7 CAPPI reflectivity at 4 km height observed by Yichang radar at different time on 22 Jul 2002 (thick solid lines represent wave trains)

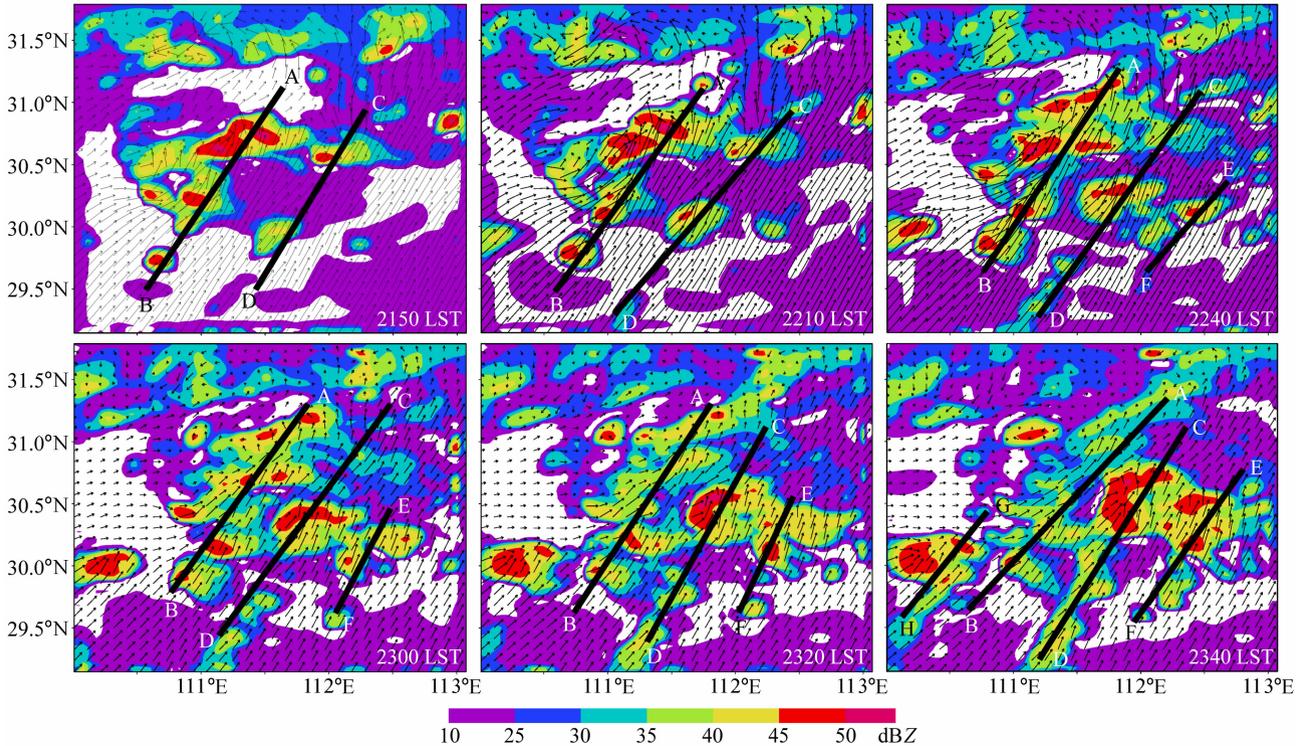


图8 2002年7月22日不同时刻的格距 $\Delta x = 3.33$ km 套网格模拟的4 km 雷达回波强度和风场(粗直线代表波列)

Fig. 8 Reflectivity and wind vector at 4 km height simulated in $\Delta x = 3.33$ km domain at different time on 22 Jul 2002 (thick solid lines represent wave trains)

向分布的波列, 波列长度在 100 km 到 200 km 之间, 为 β 中尺度, 波列之间的间隔为 50 km 左右, 波列上不断有 γ 中尺度的强回波发生发展。这些特征在模拟的雷达回波结果中反映得更加明显。在相同的时间段内 (如图 8), 模拟的 4 km 高度上同样存在大范围的 20 dBZ 回波区, 回波区内不断有 40 dBZ 以上的强回波生消发展, 强回波之间容易合并和分裂, 水平尺度在 10~90 km 不等。回波单体的移动方向也是由西南向东北方向移动。新生回波的特点更加明显, 大多在老回波的后部产生, 新生回波有的独立存在, 也有的比老回波移动速度快, 新老单体首尾相连。在不同时间内分别出现 4 条明显的波列, 波列的长度为 90~200 km, 波列之间的间隔也为 50 km 左右。从模拟结果来看, 切变线北侧的东风气流中的回波较弱, 而波列主要由分布在切变线南侧西南气流中的强回波构成, 波列自西向东移动, 而波列上的回波从西南向东北方向移动。

5.3 γ 中尺度云团的动力特征

从雷达回波的水平分布可以看到东北西南向的多个 β 中尺度波列存在, 每个波列中又有多个 γ 中尺度回波发生发展, 模拟的雷达回波与实测雷达资料在尺度、强度、移动等方面取得了一致的结果, 下面利用模拟结果进一步研究 γ 中尺度回波发展的动力和微物理特征。

为了仔细分析这些回波之间的结构, 选择图 8 中的 AB 波列进行重点分析, 绘制了 22 日 21 时、22 时、23 时, 23 日 00 时沿着波列方向即西南东北向垂直剖面, 为了能看清切变线的位置, 将剖面的长度向北延长大约 100 km。由于波列随时间是向东移动, 所以剖面的位置也每小时东移 5 km, 这样可以跟踪波列的发展。

22 日 21 时 (图 9), 在大约 300 km 的剖面上共有 7 个回波体, 尺度在 10~30 km 左右, 分布并不均匀。图 9 中虚线表示水平风沿着平行于剖面方向的正负矢量分界线, 由于剖面呈西南东北向分布, 垂直剖面图横坐标的零点代表波列的西南点位置, 因此虚线以上代表西南风分量, 虚线以下代表东北风分量。可以看到, 剖面上 170 km 处风切变比较明显, 由此越向北, 东北风分量的垂直厚度逐渐升高, 而由此向南在近地面层有一层很薄的东北风分量, 位于强回波的南面, 这层浅薄的北风与前面提到的图 6a 中强回波周围出现与周围风场不一

致的北风是相应的, 强回波由于降水在回波的底部产生下沉气流, 从而在近地面 300 m 以下形成出流产生一层浅薄北风。A 和 B 回波位于剖面的最北边, 处于切变线北侧的偏东风气流内, 没有明显的辐合中心, 所以垂直扰动小, 回波强度弱, 回波区底部有弱的下沉气流, 顶部有少量上升运动; C 回波相距 A、B 大约 70 km, 处于南面的西南风和北面偏东风交界处, 气流在低层辐合使回波得以发展, 此时回波水平尺度为 30 km, 顶高为 8 km, 已出现降水, 最大上升运动位于回波的上部, 回波底部由于降水而产生下沉气流。上升运动中心的下方为气流辐合, 上方为气流辐散。辐合辐散运动的尺度与 γ 中尺度回波的尺度相对应, 这与刘黎平等^[18]利用观测资料分析得出“ β 中尺度对流系统常常伴有尺度更小的中尺度涡旋和中尺度辐合等 γ 中尺度结构”的结论一致。在 C 回波西南方的 20 km 处是 D 回波, D 刚从西侧的回波中分离出来, 强度并不很强, 气流在此处的辐合也较弱; 和 D 相连的是 E 回波, E 是新产生后不久的回波, 向东北方移动追上 D 与之合并, 虽然顶部的回波连在一起, 但仍可分辨出底部强回波中心是独立的, E 回波底部存在气流辐合中心, 上部为气流辐散; 值得注意的是 F 和 G 均是新生回波, 回波产生于 2~5 km 高度之间的上升气流处, 然后向上向下发展, G 回波在底层存在弱的东北风和西南风的切变, 东北风来自于北面回波的出流, 气流辐合引起上升运动, 回波得以发展。

22 日 22 时 (图 10), 170 km 处的风切变更加明显。A 和 B 回波合并, 合称为 AB 回波, 强度仍不是很大, 发展缓慢; C 回波在这一时间内逐渐发展到最强并由于降水产生的下沉气流而分裂成 2 个回波中心 C1 和 C2, 两个回波之间形成上升-下沉-上升的气流运动, C1 沿着切变线北移强度减弱, 回波下部大部分为辐散气流, 之上为较强的辐合中心, 这种气流不利于对流的发展, 而 C2 对流发展旺盛, 低层辐合高层辐散, 上升运动中心从 21 时的 5 km 抬升到了 12 km, 回波顶高抬升到 14 km; D 回波在这一时间内没有形成较强的气流辐合, 缺少上升运动而减弱近乎消失; E 回波向东北方移动了 20 km, 回波加强, 由于降水的原因在回波的下部出现了下沉气流, 上升运动区向高层抬升位于回波的上部, 辐合中心也向上伸展; F 和 G 回波受西

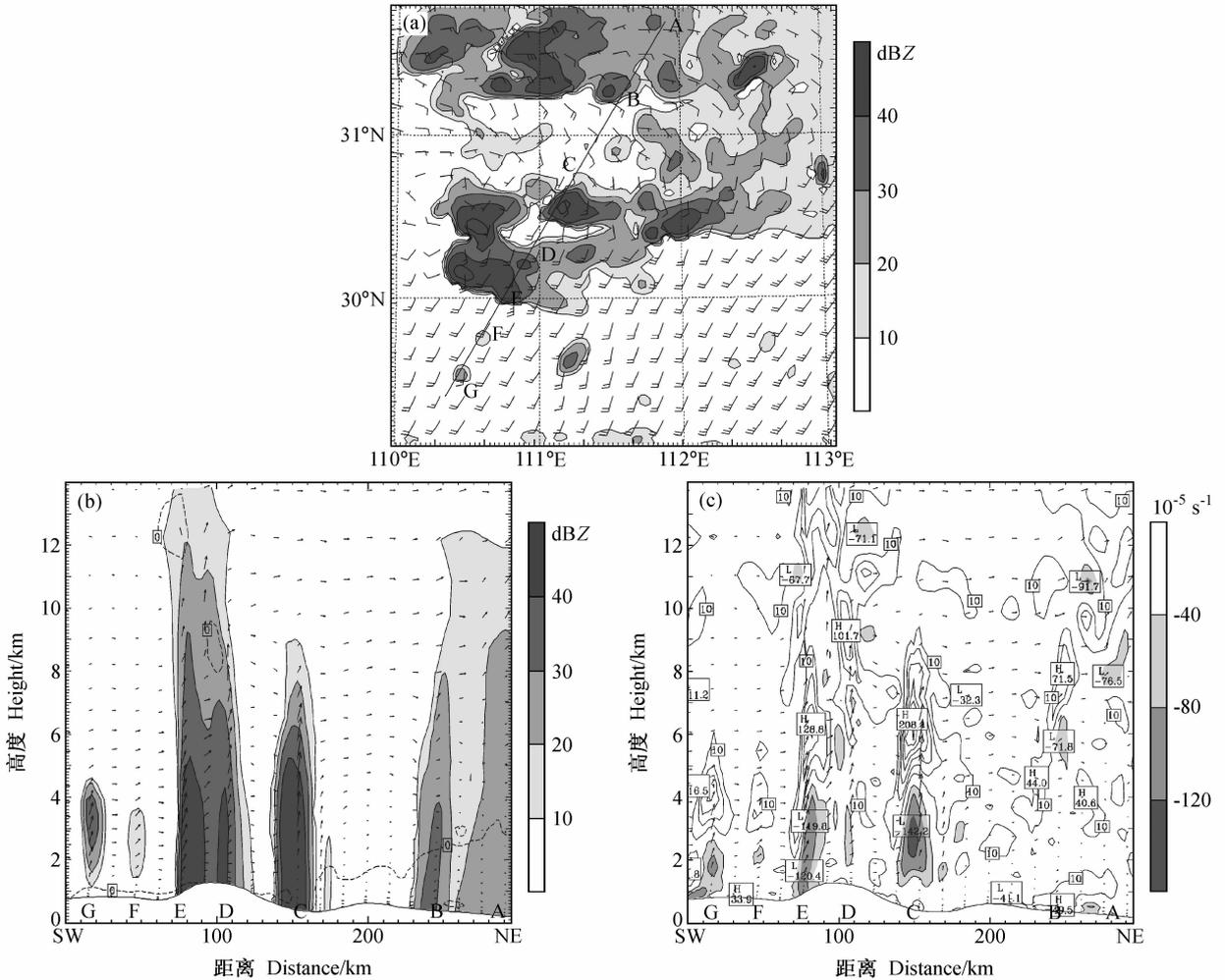


图9 2002年7月22日21时模拟的雷达回波、风场、散度: (a) 2 km高度雷达回波和风场, 粗直线代表垂直剖面; (b) 沿a图粗直线的雷达回波和风场垂直剖面, 虚线为平行于剖面的零风速线; (c) 沿a图粗直线的散度(单位: 10^{-5} s^{-1})垂直剖面, 阴影为辐合, 实线为辐散
Fig. 9 Simulated reflectivity, wind vector and divergence at 2100 LST 22 Jul 2002: (a) Simulated reflectivity, wind vector at 2 km height (thick solid line represents vertical cross section); (b) vertical cross section of reflectivity and wind vector along the thick line in (a) (dash line depicts zero horizontal wind speed parallel to the cross section); (c) vertical cross section of divergence (10^{-5} s^{-1}) along the thick line in (a) (shaded: convergence, solid line: divergence)

南风的影响向前移动较快, F追上E回波与之相连, 强度也有所加强, 上升运动场与E合并, 底层辐合中心与E相连; G回波在这一时间内逐渐发展处于加强阶段, 回波顶随着上升运动向高层伸展而向上抬高到8 km, 回波底层辐合气流与F连在一起, 高层辐散气流对F高层的弱辐合中心的形成有影响。

22日23时(图11), 靠近切变线的回波由于受到切变线北侧偏东气流的影响, 移动缓慢, 而远离切变线在西南气流推动下移动速度大于北面回波, 此时各回波出现大范围合并。合并后的回波向东北

方向移动, 除了AB之外的强回波区还是集中在切变线以南。C1沿剖面向东北方移动50 km, 回波下部的下沉气流增强, 上部仍维持上升气流, 但回波已不再继续发展, C2没有明显的移动, 但上升运动也逐渐减弱, 相应的回波顶高明显下降强度减弱; D回波已经消散; E回波强度、垂直速度和散度场明显减弱; F回波在这一时间内逐渐加强达到成熟阶段, 上升运动加强并升高, 底部的辐合和高层的辐散也加强; G回波有所减弱, 而且移速较快, 追上了F回波与之合并, 底部相连但顶部独立, 相应的上升运动和散度场也连在一起。

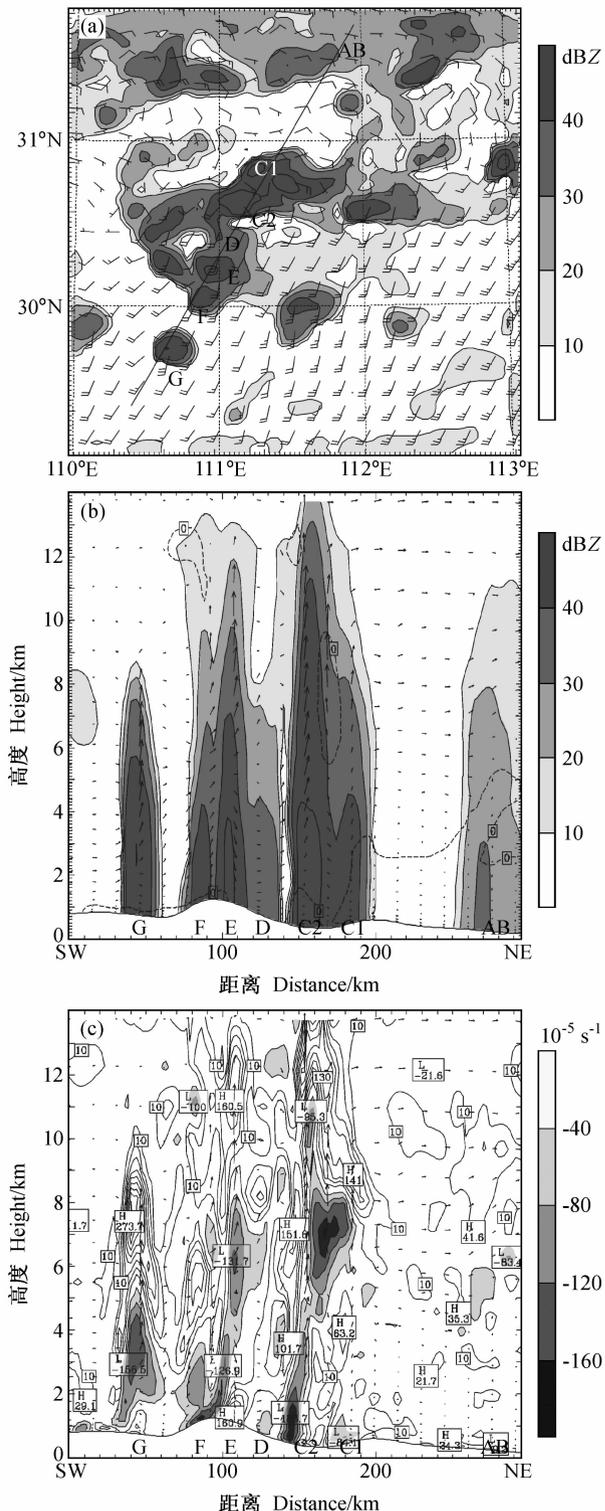


图 10 同图 9，但为 2002 年 7 月 22 日 22 时
 Fig. 10 Same as Fig. 9, but for 2200 LST 22 Jul 2002

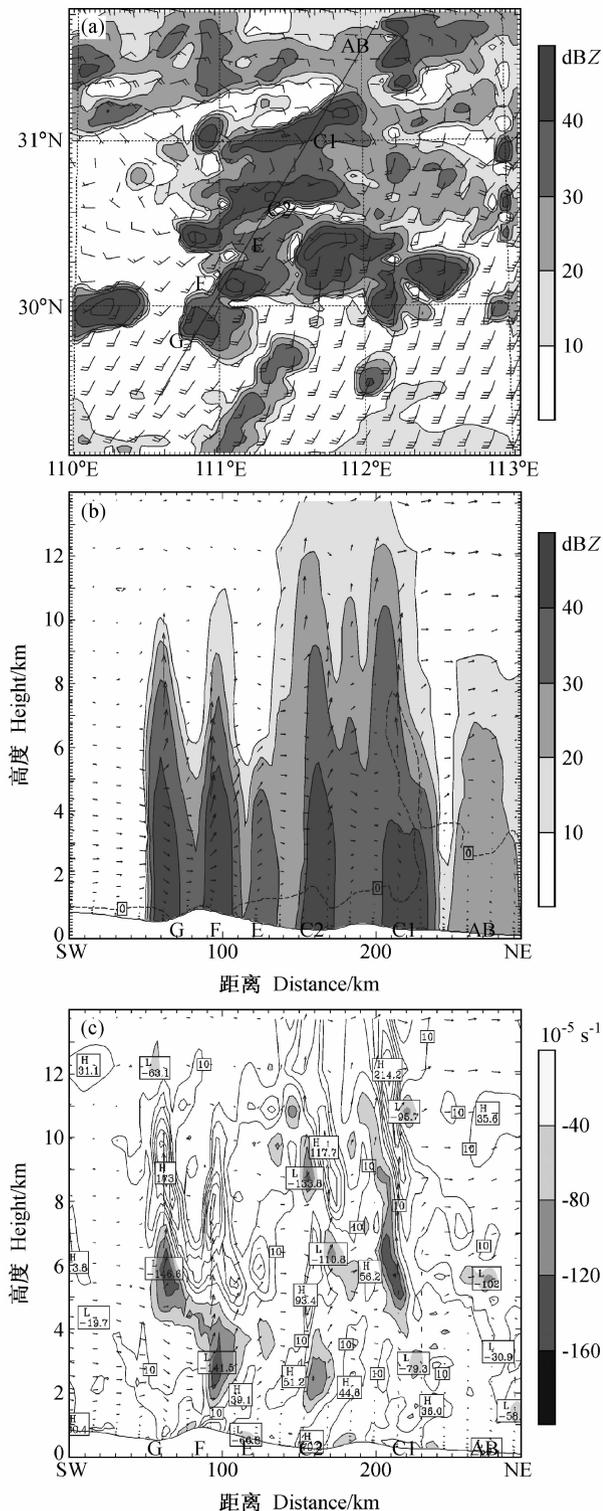


图 11 同图 9，但为 2002 年 7 月 22 日 23 时
 Fig. 11 Same as Fig. 9, but for 2300 LST 22 Jul 2002

23 日 00 时(图 12)，底层全部为偏东北风，高层的西南风分量加强，垂直运动和气流辐合减弱，只有 G 回波的上部还存在上升运动中心和辐合结

构，各个回波仍然位于切变线的南侧，处于减弱阶段。可见，消亡时期的回波失去了上升运动中心，也没有强辐合辐散的结构。从水平分布图上可以看

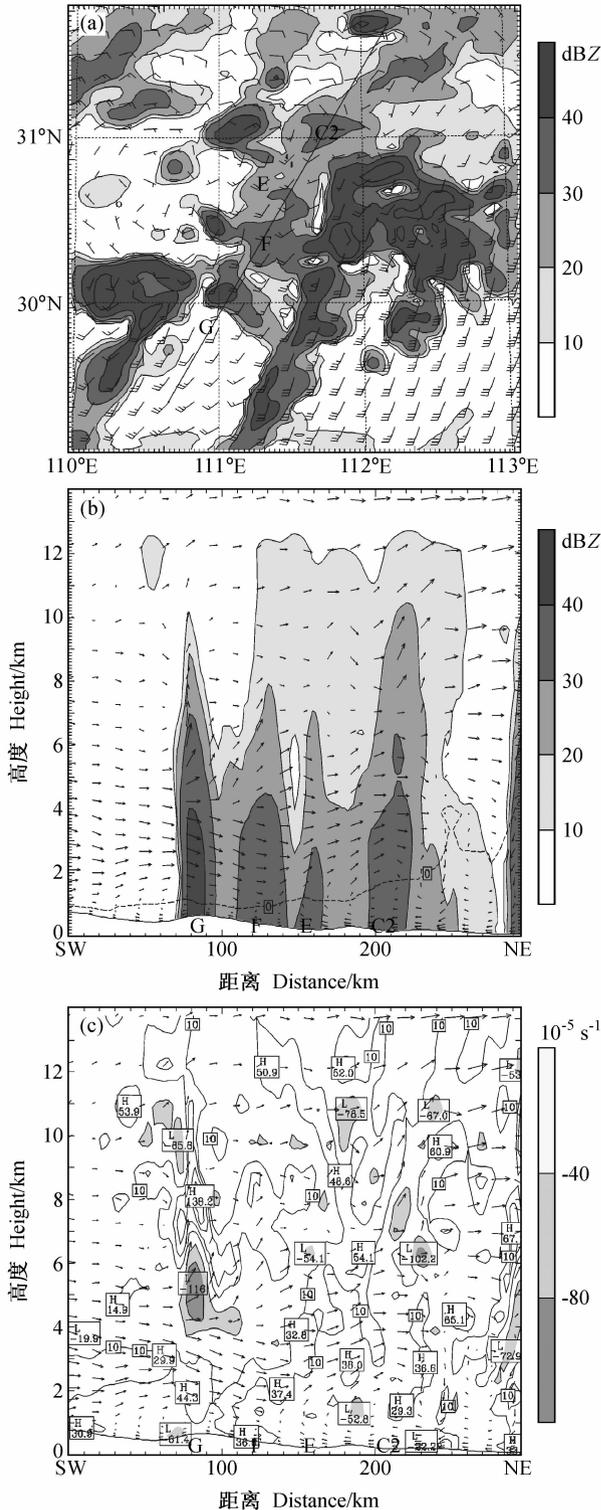


图 12 同图 9, 但为 2002 年 7 月 23 日 00 时

Fig. 12 Same as Fig. 9, but for 0000 LST 23 Jul 2002

到这一波列趋于消亡的同时, 在其东面又有新的波列生成, 它们之间有什么必然联系? 这也是值得我们研究的问题。

以上分析表明, 该波列处在低空一个偏东风和西南风切变区内, 发生在偏东风气流之中的 AB 回波强度很弱, 而在西南气流之中有多个强回波发展, 但始终保持在此切变线的南侧, 直至减弱消亡, 强回波由于降水产生的出流会在切变线以南形成很浅薄的一层东北风, 虽然较弱, 但与南面的西南风相遇又产生新的对流。单个回波在发展过程中的动力场是: 上升运动的位置和强度决定回波的位置和强度, 在有降水的强回波底部以及分裂的两个回波之间出现下沉运动。回波的发展均有相应尺度的辐合辐散运动相伴, 气流在低层辐合, 产生上升运动, 在上层辐散, 随着上升运动向高层抬升, 辐合辐散中心也向上抬升, 下部逐渐出现辐散气流。由于空气运动的补偿性原理, 一个回波单体的气流辐合必定会引起周围气流辐散, 因此波列上的多个回波之间并非孤立, 可以看到回波会发生合并和分裂。回波的合并与移动速度有关, 在西南气流中回波受前面切变线的影响, 对于靠近切变线的回波, 偏东气流阻碍了回波向东北方向移动, 而远离切变线的回波在西南气流的带动下移动快, 所以回波之间容易合并; 回波的分离是由于强回波中心发展旺盛时由于很强的降水会产生下沉运动, 底部出现气流辐散, 不利于回波中心发展, 容易发生分裂。

5.4 γ 中尺度云团的云降水粒子分布分析

以上对多个回波的动力结构进行了分析, 以往的观测事实和数值模拟研究^[20]表明: 梅雨锋暴雨过程的云具有汽相、液相、固相共存的混合相云物理过程。在此次过程中回波之间合并和分裂的现象很明显, 而各项云降水粒子又是怎样分布和演变? 粒子分布对于形成降水有何影响? 下面针对 AB 波列的云水、雨水、冰晶、雪、霰进行分析。

22 日 21 时 (图 13), A 和 B 回波云水较少, C、D、E 回波云水发展比较旺盛, 出现了过冷云水, C 回波的过冷云水达到 7 km 高度、 -10°C 左右, D 和 E 回波过冷云水在高层相连达到 11 km, 云水的最大值在暖区 4~5 km 高度之间。值得注意的是新生单体 F 和 G 回波, 云水首先出现在暖区 2~5 km 高度内, 产生于上升气流大值区。雨水的分布与回波对应一致, C、D、E 回波雨水较强, 而 F 单体由于新生还没有出现雨水, G 回波新生的雨水首先产生于 2~5 km 高度, 然后向上向下发展。A、B、C、D、E 回波在 7 km 高度以上均有冰晶和

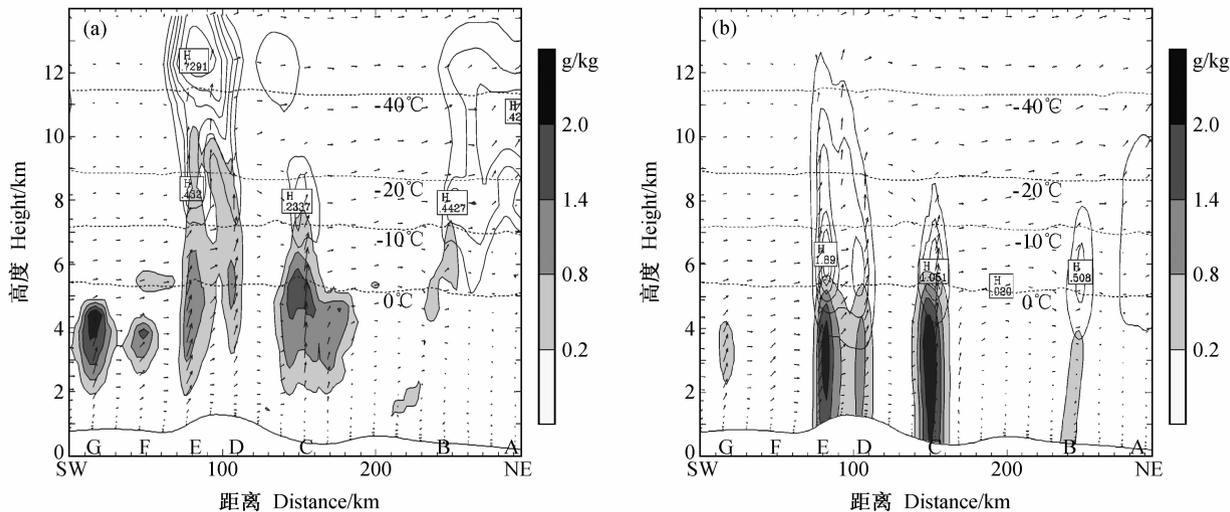


图 13 2002 年 7 月 22 日 21 时模拟的水成物、温度和风场的垂直剖面：(a) 沿图 9a 粗直线的云水（阴影）、冰晶和雪之和（实线）、温度（虚线）和风场的垂直剖面；(b) 沿图 9a 粗直线的雨水（阴影）和霰（实线）

Fig. 13 Simulated water substances, temperature and wind vector at 2100 LST 22 Jul 2002: (a) Vertical cross section of simulated cloud water (shaded), ice plus snow (solid line), temperature (dash line) and wind vector along the thick solid line in Fig. 9a; (b) as in (a), but for rain water (shaded) and graupel (solid line)

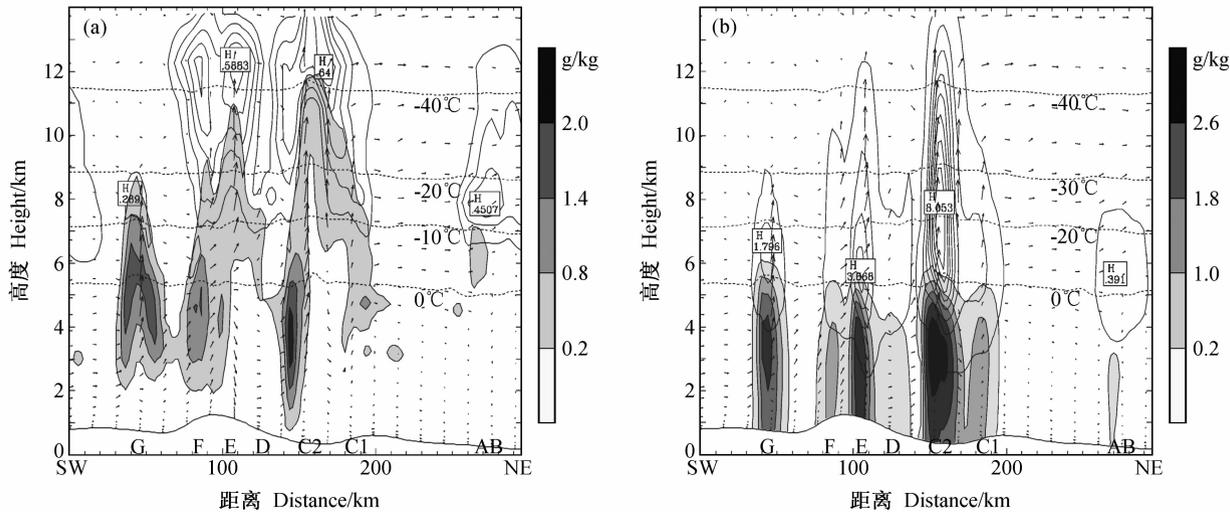


图 14 同图 13，但为 2002 年 7 月 22 日 22 时

Fig. 14 Same as Fig. 13, but for 2200 LST 22 Jul 2002

雪存在，A 和 B、D 和 E 回波的冰晶和雪在高层合并。这几个云体还存在不同程度的霰，雨水较强的 C、D、E 回波霰也较强，霰从暖区的 4 km 一直可以到冷区的 11 km，大值中心位于冷区的 5.5~7 km。

22 日 22 时 (图 14)，AB 的云水仍较少。从 C 回波分裂成的两个回波 C1 和 C2 的云水低层分成两部分，中间为下沉运动，高层过冷云水仍连在一起，C2 的云水云底很低接近地面，顶部的过冷云水

随着上升气流位置的升高而抬升，达到 13 km，在零度层附近云水与 D 回波残留的云水相连。E 回波由于降水而出现的下沉气流处几乎没有云水，云水只和上升气流位置是相应的。F 回波云水和 E 紧密相连。G 回波云水与 F 在低层略有相连，其分布和上升气流的分布一致。从冰相粒子的分布来看，各回波在冷区均可看到冰相粒子。随着 C1、C2 上升运动中心的高度从 21 时的 5 km 抬升至

10 km, 冰晶和雪在高层形成了大值区, 与 D、E 的冰晶和雪连成一片; 对于上一时刻新生出的回波 F 和 G, 此时出现少量冰相粒子, F 的霰与 D、E 合并在一起。霰的分布对应上升运动区和过冷云水。

22 日 23 时(图 15), AB 的云水仍较少; 随着 C1 回波沿剖面移动, 云水也逐渐与 C2 断开, 冰相粒子仍连在一起, 但出现了两个大值中心。C1 和 C2 的云水都有所减弱。E、F、G 回波的云水连成一片, 与上升运动对应。G 回波的冰晶和雪随着上升气流位置的升高而升高, 霰的值也加大。

23 日 00 时(图 16), 各个回波都处于衰减阶

段。随着垂直速度和散度场的减弱, 云体失去了有利发展的动力条件, 各种水成物的值都明显地变少, 随着高层西南风的加强, 将冰晶和雪吹向云体的下风方, 连成一片。

以上分析表明, 对于一个波列上的多个对流单体来说, 水成物的分布与变化是和动力场相一致的, 各单体间的水成物并不孤立, 而是相互关联互相影响的。云体的初生和发展与垂直运动场紧密相连, 新生的云水产生于 2~5 km 高度之间的上升运动中心处, 雨水的产生首先不是在地面, 而是在地面上方 2~5 km 高度, 然后慢慢降落到地面, 以暖雨

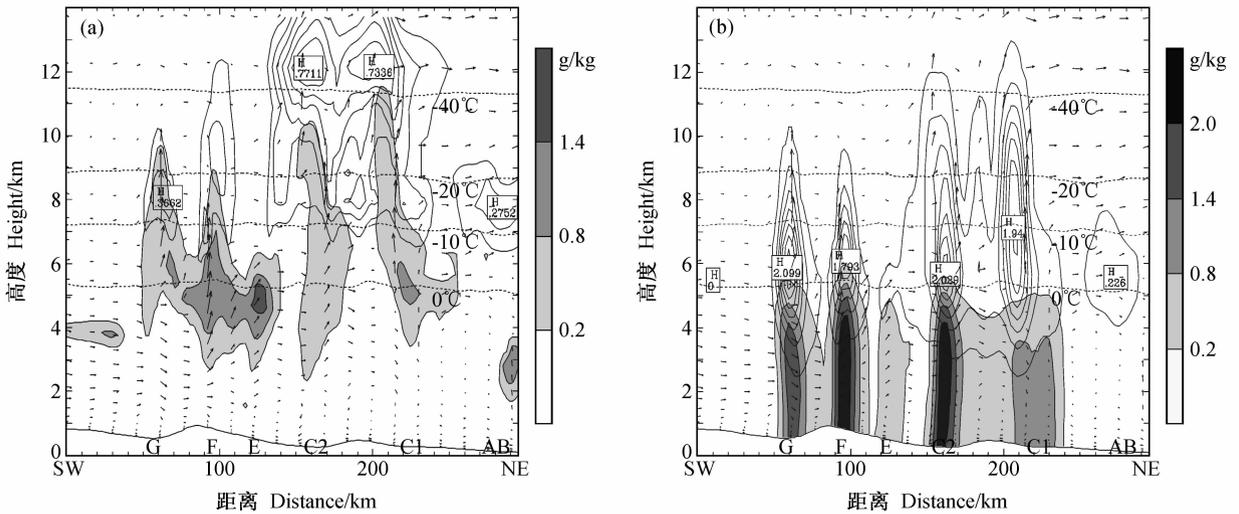


图 15 同图 13, 但为 2002 年 7 月 22 日 23 时

Fig. 15 Same as Fig. 13, but for 2300 LST 22 Jul 2002

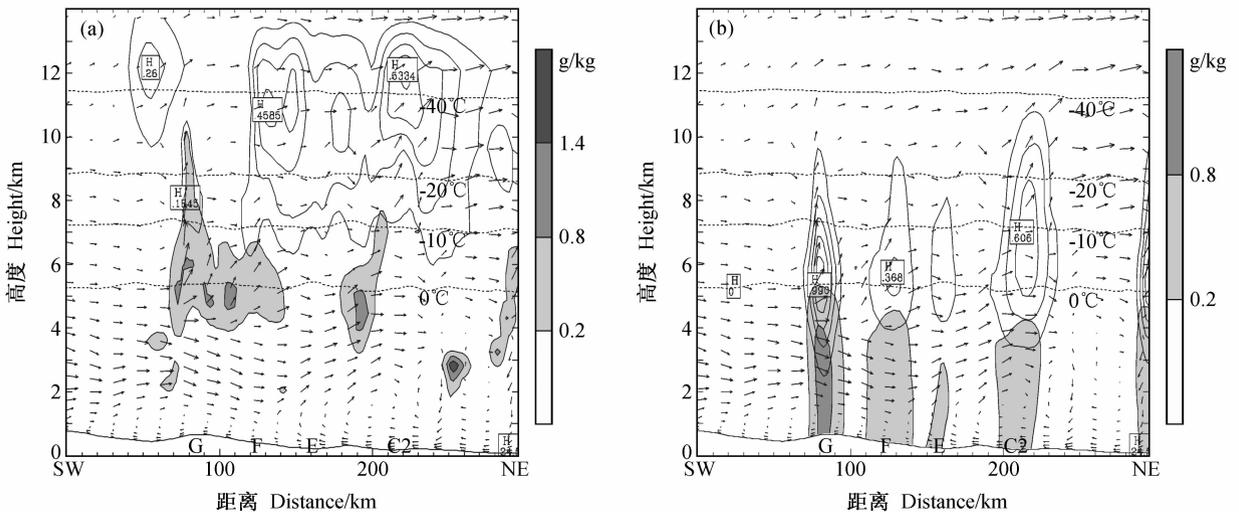


图 16 同图 13, 但为 2002 年 7 月 23 日 00 时

Fig. 16 Same as Fig. 13, but for 0000 LST 23 Jul 2002

过程为主, 由云水的碰并和转化等过程产生; 冰相粒子随着上升运动的升高开始出现, 对中后期的降水有重要影响。降水会导致云体的底部出现下沉气流, 云水区因为下沉气流而发生分裂。霰的分布对应于上升运动区的过冷云水, 高层的冰晶和雪由于分布范围较大容易相互融合, 云水分裂后冰晶和雪的大值中心会分离, 但小值仍连在一起。

6 梅雨云系 β 中尺度和 γ 中尺度结构概念模型

前面对梅雨锋的中尺度对流系统特别是 β 中尺度和 γ 中尺度回波结构作了详细的分析, 研究表明, α 中尺度对流带中分布着多个 β 中尺度波列, 这些波列是由多个 γ 中尺度回波构成。为了更加清楚地表达这种结构, 这里总结出这次过程的梅雨云系 β 中尺度和 γ 中尺度结构的概念模型 (图 17)。图 17a 是水平结构示意图, 在对流层低层风场存在明显的西南风和偏东风切变 (粗实箭头代表 2 km 高度风向), 梅雨锋的位置基本与这条风切变线的位置对应。回波由阴影部分代表, 在偏东风气流中分布着较弱的回波, 而西南气流中回波较强。强回波由于降水产生的下沉气流在近地面附近形成出流 (虚箭头), 与南面的西南风相遇形成一条辐合线 (虚线)。西南气流中新回波产生于老回波的上风方, 形成东北西南向分布的多个 100~200 km 长的 β 中尺度波列 (细实线)。波列移动方向为自西向东, 而波列上的 γ 中尺度回波移动方向为自西南向东北, 并且受切变线的阻挡, 在靠近切变线的位置回波发生合并。为了清楚地看到 γ 中尺度回波不同阶段的演变情况 (图 17b), 给出了 A'B 波列垂直剖面结构, 并将剖面位置向东北方向延长到东风气流中即 AB。黑色阴影代表地形, 近地面附近的虚线为东北风和西南风的分界线。 γ 中尺度回波初生阶段基本上为上升气流, 初生高度为 2~5 km, 由云水和雨水相互作用的暖雨过程形成, 没有冰相粒子。受西南风影响回波向东北方向移动, 随着上升运动加强, γ 中尺度回波向高层和低层发展, 云顶抬高, 雨水降落地面形成降水, 并出现了冰相粒子。回波继续向东北方向移动, 在靠近切变线处与其他回波合并, 合并的回波强度加强, 云顶随上升运动高度的抬高而升高, 出现大量过冷云水和霰, 冰相粒子对降水起主要作用, 由于降水的增强而出

现了较强的下沉气流, 在近地面附近形成出流, 引起近地面一侧浅薄的偏北风, 虽然较弱但与南面的西南气流相遇也会激发对流。赵思雄等^[17]曾提出过梅雨锋 β 中尺度对流线模型, 指出在 α 中尺度对流系统中有时会有一些由 γ 中尺度对流单体成线状排列构成 β 中尺度对流线, 降雨产生出流产生的辐合线会引发新的对流。本文在这方面的结果与这一模型的描述基本一致。

日本学者在对梅雨锋中尺度对流系统结构的研究中也得出了一些概念模型。Ninomiya 等^[21]利用雷达和卫星观测资料对 α 中尺度对流系统进行分析时发现, 在 α 中尺度对流系统中存在多个 β 中尺度对流系统, 这些 100~200 km 的 β 中尺度系统自西向东排列, 新的 β 中尺度系统产生在已经存在的 β 中尺度系统的西面。每个 β 中尺度系统又由多个生命史为 3 小时左右的 γ 中尺度对流单体所构成^[22]。虽然这次过程为西北风和西南风间的风切变, 与本文不同, 但相同的是 γ 中尺度对流单体也是在西南气流之中发展最强, 向东北方向移动。Takahashi 等^[23]利用雷达资料和摄像探空仪资料分析梅雨锋 γ 中尺度对流单体的移动和合并时的降水粒子分布特征时指出, 新的单体不断在老单体的上风方出现并与老单体发生合并, 合并时回波强度明显加强, 在零度层之上霰等冰相粒子的含量增加, 从而降水强度加大。本文得出的结果与日本学者在上述几个方面的结论比较一致。

7 结论

本文利用中尺度数值模式 MM5 对 2002 年 7 月 22~23 日我国长江流域梅雨锋一次降水过程进行了模拟研究, 模拟时采用三重套网格, 水平格距从 30 km 到 3.33 km, 结果显示无论对大范围雨带的位置还是 10 km 左右的云团都有较好的模拟。同时将模拟的雷达回波结果与实测的多普勒雷达资料进行了详细的对比, 在回波的尺度、强度、移动等方面都较为相近。本文重点研究了梅雨暴雨的 α 中尺度到 γ 中尺度的回波结构, 分析了暴雨过程的动力特征、云降水粒子分布和演变过程, 并提出了梅雨云系结构的概念模型, 得出如下主要结论:

(1) 此次降水过程是一次经向环流较为明显时期的梅雨锋过程, 在我国长江中游地区对流层低层有一条西南风和偏东风的切变线。切变线北侧的偏

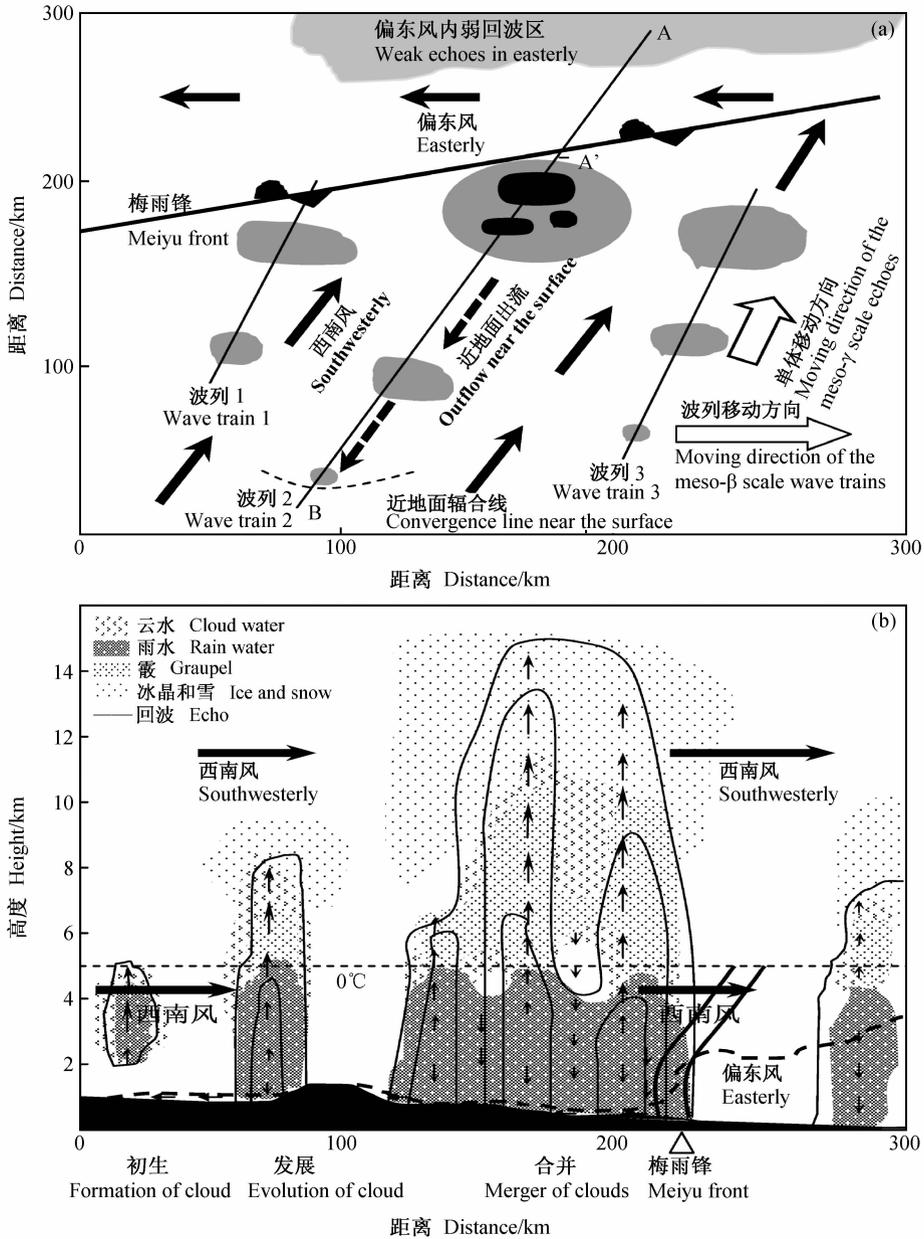


图 17 梅雨云系结构的概念模型：(a) 水平结构，阴影为回波，实箭头代表 2 km 高度风场，虚箭头代表近地面出流；(b) 垂直结构，黑色阴影代表地形，虚线为东北风和西南风分界线
 Fig. 17 Concept model of Meiyu cloud system structure; (a) Horizontal structure (shaded; radar reflectivity, solid arrow; wind at 2 km height, dash arrow; outflow near the surface); (b) vertical structure (shaded in black; terrain, dash curve; division between northeasterly and southwesterly)

东气流中回波较弱，而南侧的西南气流中不断有对流云团发生发展、合并分裂，形成了沿着切变线走向的 α 中尺度对流带。对流带中新生强回波多产生于老回波的后部，形成东北西南向分布的 β 中尺度波列。波列自西向东移动缓慢，而波列上的 γ 中尺度回波从西南向东北方向移动较快。强回波区由于

降水可在近地面产生出流，形成浅薄的一层偏北风，虽然较弱，但与西南气流相遇会形成新的对流单体。

(2) 对于对流单体来说，上升运动中心和云水大值区首先在距地面 2~5 km 的高度上出现，在暖雨过程作用下于同样的高度产生雨水，逐渐降落至

地面形成降水。云体发展成熟时, 冰相粒子对降水非常重要。每一个对流单体存在相应尺度的气流辐合和辐散, 对流发展初期, 单体在垂直方向散度场存在下部辐合、上部辐散的特征, 引发上升运动; 随着上升运动中心向高层抬升, 辐合和辐散中心也移向高层, 云水也向高层发展出现过冷云水, 冰相粒子逐渐出现, 霰对应过冷云水区, 冰晶和雪分布在高层, 范围较大。上升运动越强, 云水越旺盛, 微物理过程活跃, 各种粒子的值越大。

(3) 多个回波之间并非孤立, 对流单体之间可以相互合并或分裂。回波合并与移动速度有关, 受切变线南北两侧西南风和偏东风的影响, 由于回波向东北方向移动, 切变线南侧靠近切变线的回波移动慢, 远离切变线的回波移动快, 容易造成回波合并; 回波的分离是由于强回波中心发展旺盛时很强的降水会产生下沉运动, 底部出现气流辐散, 在辐散区不利于对流中心发展, 容易发生分裂。各回波间的水成物亦不孤立, 而是相互影响。冰相粒子分布范围较大容易合并, 云水受垂直速度影响较大, 云水的分裂由降水产生的下沉气流所致, 相应的冰相粒子的大值中心也会随之分离。

(4) 本文模拟了梅雨锋暴雨过程中存在的中尺度对流系统及其包含的 α 中尺度对流带、 β 中尺度波列、 γ 中尺度对流单体, 并对 β 中尺度波列上的 γ 中尺度对流单体动力特征和微物理特征进行了初步分析, 但是对于不同的 β 中尺度波列之间以及 α 中尺度、 β 中尺度、 γ 中尺度系统间是如何相互作用等问题仍值得研究, 还有待今后进一步深入探讨。

(5) 由于缺乏对云微物理量的直接探测, 所以没有实测资料可以与模式得到的详细水成物分布进行对比。然而, 本文分析的模拟雷达回波是由模拟的水成物计算得出的, 并与实测雷达回波相比具有较为相似的特征, 这也可以作为对模拟水成物结果的一个间接验证。但是, 有关水成物的详细结果是否正确还有待今后对水成物的直接观测结果予以验证。

参考文献 (References)

[1] 斯公望. 东亚梅雨锋暴雨研究进展. 地球科学进展, 1994, **9** (2): 11~17
Si Gongwang. Advances in studies of the heavy rainfall associated with the Mei-yu front over East Asia. *Advance in Earth Sciences* (in Chinese), 1994, **9** (2): 11~17

[2] 陶诗言. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社, 1980. 225pp
Tao Shiyuan. *The Heavy Rain in China* (in Chinese). Beijing: Science Press, 1980. 225pp

[3] Akiyama T. Large synoptic and mesoscale variations of the Baiu front during July 1982. Part II: Frontal structure and disturbances. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1990, **68** (5): 557~574

[4] Akiyama T. Large synoptic and mesoscale variations of the Baiu front during July 1982. Part III: Space-time scale and structure of frontal disturbances. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1990, **68** (6): 705~727

[5] Yoshizaki M, Kato T, Muroi C, et al. Recent activities of field observations on mesoscale convective systems (MCSs) over East China Sea and Kyushu in the Baiu Season and over the Japan Sea in winter. *Int. Conf. Mesoscale Convective Systems and Heavy Rainfall/Snowfall in East Asia*, Tokyo, Japan, 2002. 80~85

[6] 倪允琪, 周秀骥. 中国长江中下游梅雨锋暴雨形成机理以及监测与预测理论和方法研究. 气象学报, 2004, **62** (5): 647~662
Ni Yunqi, Zhou Xiuji. Study for formation mechanism of heavy rainfall within the Meiyu front along the middle and downstream of Yangtze River and theories and methods of their detection and prediction. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 2004, **62** (5): 647~662

[7] Takahashi N, Uyeda H, Kikuchi K, et al. Mesoscale and convective scale features of heavy rainfall events in late period of the Baiu season in July 1988, Nagasaki Prefecture. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1996, **74** (4): 539~561

[8] Shibagaki Y, Yamanaka M D, Shimizu S, et al. Meso- β to - γ scale wind circulations associated with precipitating clouds near Baiu front observed by the MU and meteorological radars. *J. Meteor. Soc. Japan*, 2000, **78** (1): 69~91

[9] 程麟生, 冯伍虎. “987” 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 Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese). 2001, **25** (4): 465~478

[10] 翟国庆, 王智, 何斌. 长江中下游梅雨期中尺度涡旋族发生演变分析. 气象学报, 2003, **61** (6): 661~672
Zhai Guoqing, Wang Zhi, He Bin. Formation and evolution analysis of the mesoscale vortex group in the middle and lower reaches during Meiyu of the Yangtze River. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 2003, **61** (6): 661~672

[11] 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和诊断分析. 气象学报, 2004, **60** (2): 146~155
Wang Jianjie, Li Zechun. Numerical simulation and diagnostic analysis on mesoscale convective system of a torrential rain case in Meiyu period of 1998. *Acta Meteor. Sinica* (in Chi-

- nese), 2004, **60** (2): 146~155
- [12] 孙建华, 张小玲, 齐琳琳, 等. 2002 年中国暴雨试验期间一次低涡切变线上发生发展的中尺度对流系统研究. 大气科学, 2004, **28** (5): 675~691
Sun Jianhua, Zhang Xiaoling, Qi Linlin, et al. A study of vortex and its mesoscale convective system during China heavy rainfall experiment and study in 2002. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2004, **28** (5): 675~691
- [13] Moteki Q, Uyeda H, Masesaka T, et al. Structure and development of two merged rainbands observed over the East China Sea during X-BAIU-99. Parts II: Meso- α -scale structure and build-up process of convergence in the Baiu frontal region. *J. Meteor. Soc. Japan*, 2004, **82** (1): 45~65
- [14] Yamada H, Geng B, Reddy K K. Three-dimensional structure of a mesoscale convective system in a baiu-frontal depression generated in the downstream region of the Yangtze River. *J. Meteor. Soc. Japan*, 2003, **81** (5): 1243~1271
- [15] 贝耐芳, 赵思雄. 1998 年“二度梅”期间突发强降雨系统的中尺度分析. 大气科学, 2002, **26** (4): 526~540
Bei Naifang, Zhao Sixiong. Mesoscale analysis of severe local heavy rainfall during the second stage of the 1998 Meiyu season. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2002, **26** (4): 526~540
- [16] 孙建华, 张小玲, 齐琳琳, 等. 2002 年 6 月 20~24 日梅雨锋中尺度对流系统发生发展分析. 气象学报, 2004, **62** (4): 423~438
Sun Jianhua, Zhang Xiaoling, Qi Linlin, et al. An analysis on MCSs in meiyu front during 20-24 June 2002. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 2004, **62** (4): 423~438
- [17] 赵思雄, 陶祖钰, 孙建华, 等. 长江流域梅雨锋暴雨机理的分析研究. 北京: 气象出版社, 2005. 281pp
Zhao Sixiong, Tao Zuyu, Sun Jianhua, et al. *Study on Mechanism of Formation and Development of Heavy Rainfalls on Meiyu Front in Yangtze River* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2005. 281pp
- [18] 刘黎平, 阮征, 覃丹宇. 长江流域梅雨锋暴雨过程的中尺度结构个例分析. 中国科学(D辑), 2004, **34** (12): 1193~1201
Liu Liping, Ruan Zheng, Qin Danyu. A case analysis on mesoscale structure during Meiyu front heavy rainfall in Yangtze River. *Scientia Sinica* (Series D) (in Chinese), 2004, **34** (12): 1193~1201
- [19] 楼小凤. MM5 模式的新显式云物理方案的建立和耦合及原微物理方案的对比分析. 北京大学博士学位论文, 2002. 127pp
Lou Xiaofeng. Development and implementation of a new explicit microphysical scheme and comparisons of original schemes of MM5. Ph. D. dissertation. Peking University, 2002. 127pp
- [20] Wang Pengyun, Yang Jing. Observation and numerical simulation of cloud physical processes associated with torrential rain of the Mei-yu front. *Adv. Atmos. Sci.*, 2003, **20** (1): 77~96
- [21] Ninomiya K, Akiyama T, Ikawa M. Evolution and fine structure of a long-lived meso- α -scale convective system in Baiu frontal zone Part I: Evolution and meso- β -scale characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1988, **66** (2): 331~350
- [22] Ninomiya K, Akiyama T, Ikawa M. Evolution and fine structure of a long-lived meso- α -scale convective system in Baiu frontal zone. Part II: Evolution and meso- γ -scale characteristics of precipitation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1988, **66** (2): 351~371
- [23] Takahashi T, Yamaguchi N, Kawano T. Videosonde observation of torrential rain during Baiu season. *J. Meteor. Soc. Japan*, 2001, **58** (3): 205~228