

史月琴, 楼小凤, 邓雪娇, 等. 华南冷锋云系的中尺度和微物理特征模拟分析. 大气科学, 2008, **32** (5): 1019~1036

Shi Yueqin, Lou Xiaofeng, Deng Xuejiao, et al. Simulations of mesoscale and microphysical characteristics of cold front clouds in South China. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2008, **32** (5): 1019~1036

华南冷锋云系的中尺度和微物理特征模拟分析

史月琴^{1, 2} 楼小凤² 邓雪娇³ 胡志晋² 周秀骥²

1 北京大学物理学院大气科学系, 北京 100871

2 中国气象科学研究院, 北京 100081

3 中国气象局广州热带海洋气象研究所, 广州 510080

摘 要 利用中国气象科学研究院 (CAMS) 中尺度云分辨模式, 结合实测地面雨量、卫星和雷达资料, 对发生在 2004 年 3 月 31 日~4 月 1 日的华南春季冷锋降水过程进行模拟分析。模拟云带的出现时间、位置、形状与走向以及随时间的演变均与卫星观测一致。模拟的雷达回波分布同实测一致, 回波主要出现在地面锋线以及锋后冷空气一侧, 呈西南-东北带状分布, 锋面云系的不同部位回波单体的差异很大。模拟的主要降水时段内的地面雨量分布范围以及大小同实测接近, 中尺度雨带呈西南-东北带状结构, 随着冷锋的移动逐渐向东南方向移动。在中尺度雨带上有 4 个生命史超过 3 小时的强降水中心, 强降水中心基本都是向东略偏南的方向移动, 与回波单体的移动方向一致。锋面云系的垂直运动深厚, 且基本与云区对应, 云系产生在低层辐合、正涡度, 高层辐散和高相当位温的区域。地面锋线附近的上升速度大, 云水含量高, 冰相粒子的淞附和雨滴碰并云滴是云中的主要微物理过程, 暖雨过程和冷雨过程都重要; 而在高空锋区宽雨带部分低层为下沉气流, 上升气流只出现在高层, 主要是过冷云水、霰和雪晶组成的混合云, 雪晶是霰增长的主要源项, 降水主要由霰的融化产生, 冷云降水过程比较重要。

关键词 华南地区 冷锋降水 中尺度雨带 微物理转化过程 数值模拟

文章编号 1006-9895 (2008) 05-1019-18

中图分类号 P426.5

文献标识码 A

Simulations of Mesoscale and Microphysical Characteristics of Cold Front Clouds in South China

SHI Yueqin^{1, 2}, LOU Xiaofeng², DENG Xuejiao³, HU Zhijin², and ZHOU Xiuji²

1 Department of Atmospheric Sciences, School of Physics, Peking University, Beijing 100871

2 Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

3 Guangzhou Institute of Tropical and Marine Meteorology, China Meteorological Administration, Guangzhou 510080

Abstract Cold frontal precipitation case occurring during 31 Mar - 1 Apr 2004 in South China is studied with CAMS mesoscale cloud resolving model. The simulation results are verified with observational surface rainfall, satellite and radar data. The occurring time, location, shape and orientation of simulated cloud bands and their evolution are consistent with the satellite observation. The distribution of simulated radar echoes is in agreement with radar observation. The southwest - northeast band echoes mainly occurred at surface frontal line and post-frontal part. The difference of individual echoes in different parts of the cold front is great. The distribution and amount of simulated sur-

收稿日期 2007-02-14, 2007-06-14 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40705002、40305001, 社会公益研究专项 2004DIB3J116, 国家科技支撑计划 2006BAC12B01, 国家重点基础研究发展规划项目 2004CB418306, 广东省科技计划项目 2003C32607

作者简介 史月琴, 女, 1973 年出生, 博士, 副研究员, 主要从事云降水数值模拟和人工影响天气研究。E-mail: shiyq@cams.cma.gov.cn

face rainfall during the main precipitating period coincide with the observations. The mesoscale southwest – northeast rain band moves southeasterly with cold front moving. There are four strong precipitating centers in the rain band, whose lifetimes are beyond 3 hours, and move mostly eastward, which agrees with the moving of radar echoes. The vertical motion of cold frontal clouds is deep and corresponding to the cloud area. The clouds appear in the areas of convergence, positive vorticity in the lower level, divergence in the upper level, and higher equivalent potential temperature. Near the surface front line, the updraft velocity is great, and the mass content of cloud water is great, then the processes of ice particles riming and collection of cloud droplets by raindrops are the main microphysical processes. However, in the wide rain band areas, updrafts only lie in upper layers, downdrafts are in lower layers, and there are mainly supercooled cloud water, graupels and snow crystals. Snow crystals are the main source term for graupel growing, precipitation is mainly formed by graupels melting, cold rain process is more important.

Key words South China, cold frontal precipitation, mesoscale rain band, process of microphysics, numerical simulation

1 引言

华南的雨季一般开始于 4 月,但雨量高峰出现在 5~6 月,这个雨季称为“华南前汛期暴雨”。由于其严重影响国民经济和人民的生命财产安全,气象学家组织了大规模的野外科学试验,对引发华南暴雨的天气背景、中尺度结构以及其中的微物理特征进行深入而系统的研究,取得了很有意义的研究成果^[1~5]。最近,有学者研究华南前汛期锋面降水和季风降水的划分日期,指出气候平均条件下的华南夏季风降水开始于 5 月 24 日^[6]。华南的春季降水主要是锋面性质的,暴雨较少,且在雨季来临之前经常发生干旱。过去对华南春季的降水云系关注不足,为了合理地开发利用空中水资源,适时开展人工增雨作业,缓解春季的干旱,有必要对华南春季的降水云系进行深入的分析研究,了解造成降水的锋面系统的特征、雷达回波特征以及云中的微物理过程,研究人工增雨的可能性。

近年来,有关冷锋降水的研究取得了很大进展,不少学者研究了冷锋雨带、结构以及其微物理转化等,得到很有意义的结论。Hobbs 和 Biswas^[7]指出,窄冷锋雨带中包含多个小的椭圆型的强降水核,它们排成一行与冷锋呈一定角度相交。Rutledge 和 Hobbs^[8]利用二维总体水云模式研究窄冷锋雨带的动力场、降水特征和微物理过程,指出由于窄冷锋雨带中的强上升气流区含有大量的云水,使得冰粒子的淞附增长成为最主要的粒子增长机制,并且霰粒在微物理转化中很重要。Schultz^[9]对具有锋前气压槽和风切变的冷锋进行了回顾,指出湿物理过程会影响冷锋的结构和演变。这些研究

的重点是中纬度的锋面系统,而低纬地区的锋面降水,其结构及降水形成机制值得我们进一步探索。

本文利用 CAMS 中尺度云分辨模式,对发生在 2004 年 3 月 31 日~4 月 1 日华南地区的冷锋降水云系进行数值模拟研究,通过与实况对比,揭示其中尺度和微物理特征,深入理解这类降水的物理机制。

2 天气过程概况和模式介绍

2.1 天气过程概况

由 MICAPS 位势场资料可知,2004 年 3 月 31 日 00 时(国际协调时,下同),500 hPa 高度在 100°E 以西有一南北向低压槽,850 hPa 槽线位于内蒙古-陕西-甘肃境内。到 31 日 12 时,500 hPa 槽线东移到 106°E 附近,并且槽加深加强,850 hPa 槽线继续东移并加强,向南伸展到云南、广西一带,并且槽内和槽前处于温度露点差的低值区,华南位于槽前的西南暖湿气流中,由 GOES-9 红外云图可知,华南有对流云团发展[图 1a(见文后彩图)]。到 4 月 1 日 00 时,850 hPa 槽线移入广东省境内,温度露点差仅为 2°C,华南地区的云带发展到最强阶段,呈东北-西南带状走向,云带长度达到上千公里,宽度 500 km,云带的边缘到达海岸线[图 1b(见文后彩图)];到 02 时,云团强度开始减弱,06 时,已经减弱为片状云系,并且最强的云团移入了南海上空;到 11 时,云团位于槽后的冷平流中,趋于消散。受高空槽和地面弱冷空气的影响,广东省 3 月 31 日到 4 月 1 日出现了大~暴雨、局部强对流天气过程。4 月 1 日,全省有 28 个站出现暴雨,是该过程中降水强度最大、暴雨站数最多的一天。

2.2 模式介绍

我们选用中国气象科学研究院(CAMS)中尺度云分辨模式对此次降水过程进行模拟。该模式耦合了PSU/NCAR的非静力平衡模式MM5v3和CAMS详尽的云方案,云物理预报量包括各种水成物的比质量和比数浓度,分别是水汽、云水、雨、冰晶、雪、霰的比质量(Q_v 、 Q_c 、 Q_r 、 Q_i 、 Q_s 、 Q_g)和雨、冰晶、雪、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,56个方程式。整个云分辨模式采用准隐式计算格式,保证了计算的正定性、稳定性和水物质守恒。与MM5原有的显式降水方案相比,增加了雨、雪和霰的粒子比数浓度的预报,完善了多个微物理过程的描述,如云雨自动转化、冰晶核化、冰-雪和雪-霰的自动转化、冰晶繁生等过程^[10, 11]。通过对台风降水、华南暴雨、长江梅雨^[12]等实例的模拟,并与MM5原有的方案进行对比分析表明,该方案能合理地模拟各种云降水过程,模拟的云微物理结果合理,并且具有进行人工引晶催化数值试验的能力。

模式的中心点设在(23°N, 113°E),水平方向采用二重双向嵌套,格距分别是30 km和10 km,细网格基本覆盖华南地区。垂直方向为23层,模式顶气压为100 hPa。选用Grell对流参数化方案、侧重模式底部边界层刻划的Blackadar高分辨率边界层方案、改进的CAMS云物理方案以及云辐射方案。利用NCEP 1°×1°的6小时一次的再分析资料启动模式,模拟开始时间为2004年3月31日00时,共积分36小时。下面主要分析10 km细网格的结果。

3 模拟和实测的云降水场

3.1 模拟和实测的云场演变

由GOES-9红外云图可知,31日19时,广东省东部113°E以东区域有弱的孤立的云团,省内其他大部分地区没有云团覆盖,在湖南、江西省境内,存在强度弱的成片的层状云系。20时,广东省东部地区存在小范围的弱的云团,广东省北部地区基本没有云层覆盖,冷锋云系还没有形成(见图2a)。到31日21时,偏北气流越过南岭后,形成一条东北-西南走向的带状云系,云带的东北端强度较大,并且云团面积较大,而西南端正在组织形

成,只是很窄的云带。卫星实测的云带在南移过程中不断发展加强,到1日00时云带已经南压到广东省中部,呈明显的东北-西南走向,覆盖整个广东省,云带的强度达到了最高,强度大的云带宽度约200 km(见图2c,粉色阴影表示云团发展强盛)。之后,从云图的演变可知,云带在南移维持,到1日03时,云带的前沿已经南移到南海上空,云带强度减弱,位于广东省境内的云带强度降低,主要影响沿海区域(见图2e)。

为了便于与卫星云图做比较,我们把模拟的500 hPa高度以上的水成物相加,得出云带的分布,以最小0.05 g/kg水凝物比质量作为云区。图2b、d、f是模拟的相应时刻的云带分布与地面流场,从图2b可以看出,3月31日20时112°E以东的冷空气刚越过26°N,正在跨越南岭,云系范围较小、组织性差,还没有进入广东省境内,模拟区域内以西南气流为主。随后,云系在南移过程中发展加强,水成物比质量加大,并组织形成带状,到4月1日00时(见图2d),冷锋南移到了24°N以南,在112°E以西区域为偏北风与偏西风的切变,云带基本为东西走向;而112°E以东为西南风与西北风的切变,云带呈西南-东北带状分布,主要位于地面冷空气一侧,水成物含量大,最大超过5 g/kg,说明云带发展旺盛,接近成熟,地面冷锋存在气旋性弯曲,模拟云带与此时的卫星云图分布与走向较为一致。之后,云带继续南移维持,到4月1日03时,从模拟结果(图2f)可知,偏北气流控制了22°N以北区域,云区以北为偏北气流控制,而往南为偏西到西南气流控制,锋前暖区的西南气流与锋后的偏北气流的辐合十分明显,云带基本沿着海岸线分布,靠近地面锋线的云带水成物含量高、强度大,而锋后的云带则含水量很低,地面冷锋依然存在气旋性弯曲。总之,模拟云带的出现时间、走向、位置、移动速度及其演变过程与实测云系的特征基本吻合。

3.2 模拟和实测的地面降水分析

从模拟的显式降水和次网格尺度的对流参数化降水可知,模拟的第二套网格区域内36小时的显式降水总量达到 $1.645 \times 10^{10} \text{ m}^3$,对流参数化降水总量为 $3.666 \times 10^9 \text{ m}^3$,只占区域总降水量的18.22%,分布比较分散。并且,在我们重点关心的区域对流参数化降水更少,模拟得出的主要是显

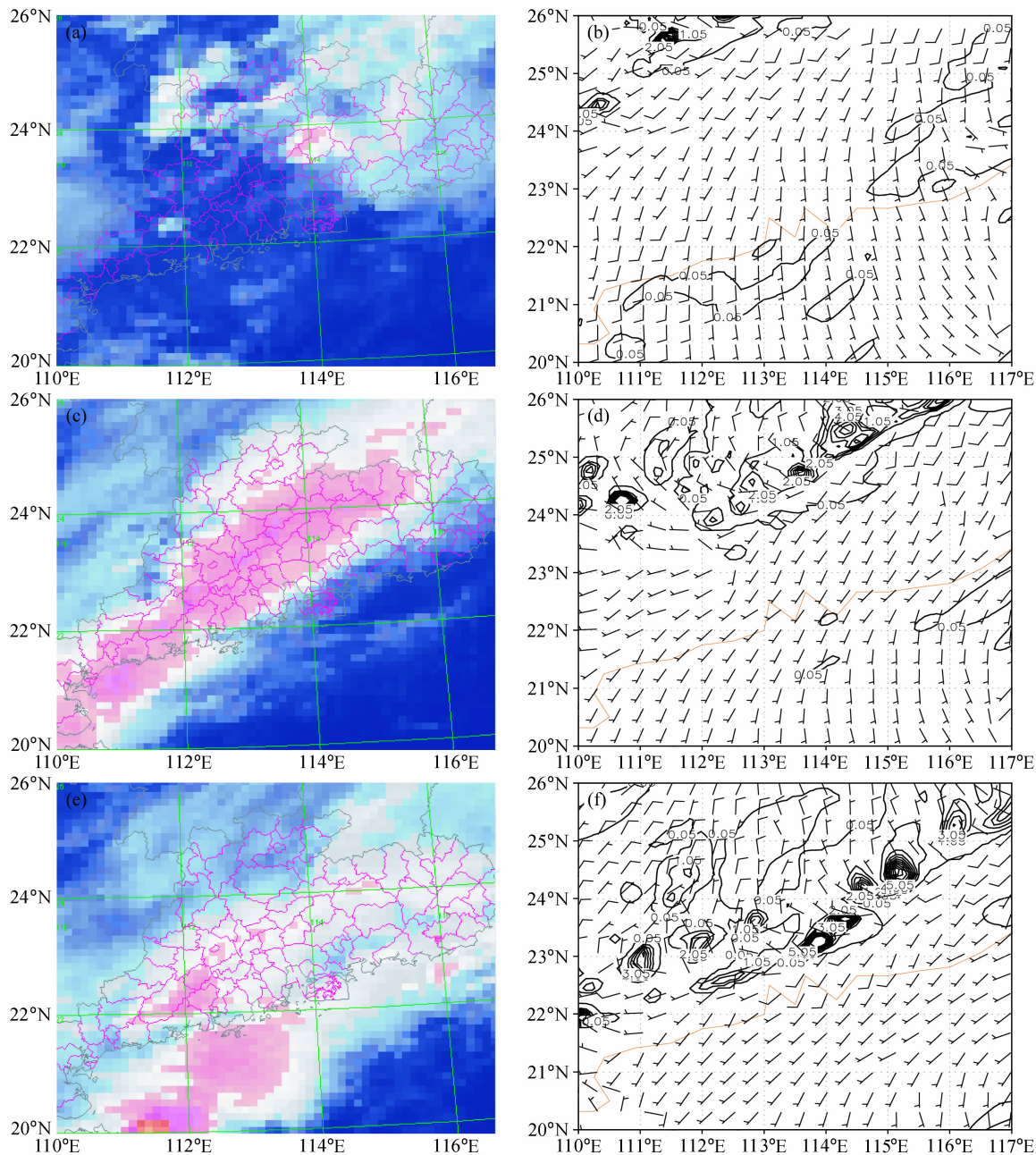


图 2 GOES-9 红外卫星云图 (a、c、e) 与模拟的云场分布 (等值线间隔: 1.0 g/kg) 和地面流场 (b、d、f): (a、b) 3 月 31 日 20 时; (c、d) 4 月 1 日 00 时; (e、f) 4 月 1 日 03 时

Fig. 2 (a, c, e) GOES-9 infrared cloud maps, (b, d, f) simulated cloud band (contour interval: 1.0 g/kg) and surface wind field: (a, b) 2000 UTC 31 Mar; (c, d) 0000 UTC 1 Apr; (e, f) 0300 UTC 1 Apr

式降水,所以下面分析显式方案模拟的结果,还可以通过显式方案作催化数值试验。

从实测雨量资料分析得知,这次冷锋降水过程的降水时段主要集中在 4 月 1 日 00~06 时。图 3a 中数字表示 6 小时实测雨量(只给出大于 20 mm 的部分),从图中可以看出,强降水基本呈东北-西南带状分布,其水平宽度约为 100 km,长度达到

500 km 以上,有 6 个站的 6 小时雨量超过 40 mm。图 3a 的阴影部分为模拟的 6 小时雨量,等值线间隔为 15 mm,可以看出雨区呈东北-西南带状分布,6 小时的影响宽度达到了 300 km,有两个大的强降水中心,中心雨量达到 50 mm,也呈东北-西南带状走向。模拟雨量大小基本与实测一致,但强中心位置略偏西南,走向都是东北-西南带状分布。

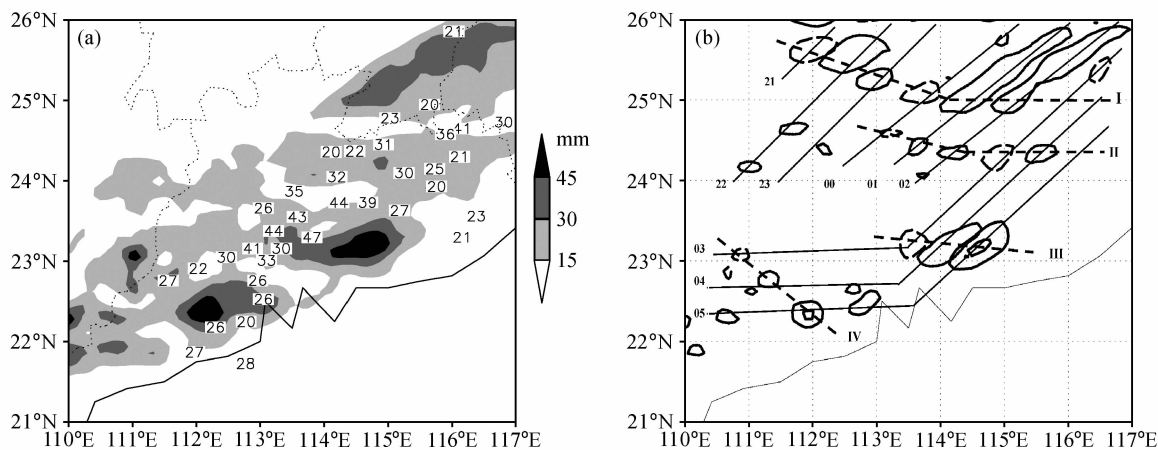


图 3 (a) 模拟 (阴影) 和实测 (数字) 的 4 月 1 日 00~06 时 6 小时地面降水分布 (单位: mm); (b) 3 月 31 日 20 时~4 月 1 日 05 时每小时雨核随时间的演变 (细实线: 某一时刻雨核分布的大致走向, 末端数字表示时间; 粗虚线: 某一雨核随时间的移动走向, 右端罗马数字代表雨核标号)

Fig. 3 (a) Simulated (shading) and observed (numbers) 6-h rainfall (mm) during 0000–0600 UTC 1 Apr; (b) temporal evolution of hourly rain core from 2000 UTC 31 Mar to 0500 UTC 1 Apr, thin solid lines are orientations of rain cores, numbers on the end stand for time, thick dashed lines are evolutions of rain cores with time, Roman numbers on the right stand for the numbers of rain cores

从模拟的 1 小时降水分布可知, 东北-西南走向的中尺度雨带中间镶嵌有多个水平尺度约十几公里的强降水中心, 降水分布不均匀, 东北端的降水量大于西南端的, 降水主要分布在偏北风一侧, 即地面冷锋线上及冷锋后面, 雨带中的强降水中心可以称为雨核。图 3b 是从 3 月 31 日 20 时到 4 月 1 日 05 时大于 20 mm/h 的雨核随时间的演变, 从图中可以看出在这个时段里, 这条雨带中存在 4 个生命时间大于 3 小时的雨核, 其中雨核 I 和 II 的生命史超过 5 h。除雨核 IV 向东南方向移动外, 其余 3 个雨核基本都是向东略偏南的方向移动, 其移动方向相同, 移动速度约为 30~60 km/h, 与雷达观测的强回波单体的移动方向一致, 同一条雨带上的雨核相距几十公里。新的雨核出现在雨带的西南端, 雨带的移动方向是回波单体移动方向和传播方向的合成方向, 故整个雨带随着锋面的移动而逐渐向东南方向移动, 模拟地面冷锋的移动速度大约为 50 km/h。

雨带的移动方向和速度主要受整层环境气流的影响, 500 hPa 的西风风速约为 15~21 m/s, 同时由于雨带主要位于偏北风一侧, 降水出流加强了近地面的偏北气流, 也影响雨带的移动速度。

3.3 模拟和实测的雷达回波分析

从香港雷达 3 km 高度的回波等高图像 CAPPI 可知, 强回波单体随着时间基本向东移动, 而主体

云系逐渐向东南方向移动, 这与模拟结果一致。为了更好地了解这种锋面降水的中小尺度特征和流场情况, 具体分析云带发展最强时期的雷达回波。图 4a (见文后彩图) 是香港雷达 4 月 1 日 01 时 3 km 高度 CAPPI 图像, 可以看出, 此时在云系的前端, 回波边缘比较清晰, 有一条近于西南-东北走向的强回波带, 中间镶嵌多块水平尺度不超过 50 km、雨强约为 20 mm/h 的强回波单体, 降水云系的水平宽度约为 150 km。

图 4b (见文后彩图) 是模拟的 4 月 1 日 01 时 3 km 高度水平雷达回波和地面流场, 从图中可以看出, 雷达回波呈西南-东北带状走向, 长度达 1000 km 左右, 最窄处宽度大约为 100 km, 强度达到了 45 dBZ, 包含多个尺度为几十公里的强回波中心, 主要出现在地面锋线附近, 主体云系位于冷锋后的偏北气流中, 同实测一致。模拟的冷锋的东北端是西北气流与西南气流之间的切变, 回波的带状特征明显, 强度达 45 dBZ (图 4b 中 AA 段); 在冷锋西南部, 为偏北气流与偏西气流之间的切变, 回波比较分散, 强度相对较小 (图 4b 中 CC 段)。

图 5a 是模拟的沿锋面的雷达回波与流场的垂直剖面, 从图中可以看出, 锋面云系是不均匀的, 在锋面云系中镶嵌有对流泡, 云中具有较强的垂直上升气流, 上升气流强的地方, 回波强度较大, 回波顶较高, 能达 10 km 高度、-40℃左右, 强回波

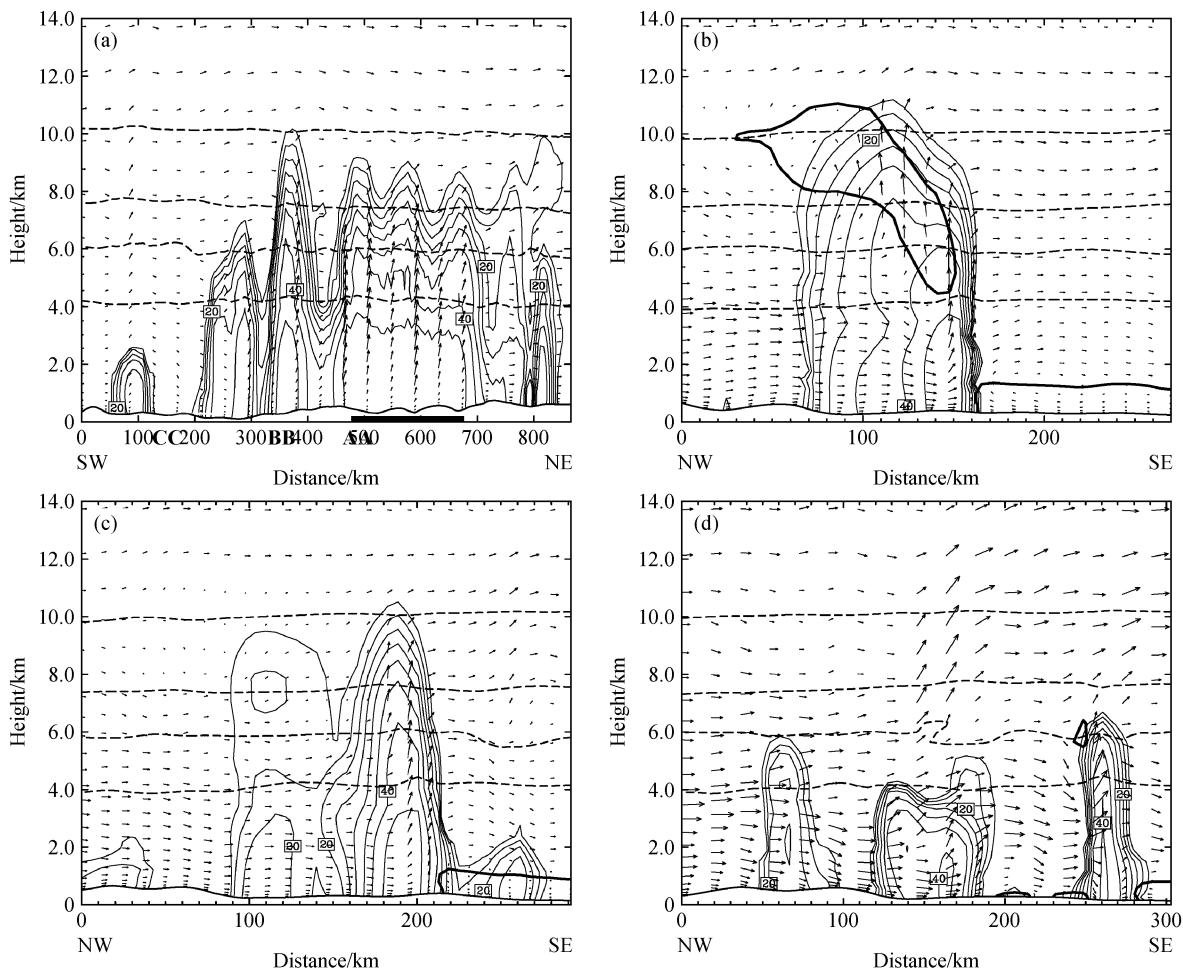


图 5 沿图 4b 中直线 LL (a)、AA (b)、BB (c)、CC (d) 的雷达回波与流场的垂直剖面 (等值线间隔 5 dBZ)。短虚线从下到上依次为 0°C 、 -10°C 、 -20°C 和 -40°C 等温线, 粗实线为沿剖面的速度零线

Fig. 5 Simulated vertical cross sections of radar reflectivity and wind fields along lines LL (a), AA (b), BB (c), CC (d) in Fig. 4b (contour interval is 5 dBZ). Short dashed lines are isotherms 0°C , -10°C , -20°C and -40°C from bottom to top, respectively, thick solid line is zero horizontal wind component

之间有的相连、有的分裂。在中间 AA 段附近, 低层的强回波连成一片 (图中粗黑线所示位置), 水平尺度达到了 200 km, 在顶端可以看出是三个回波单体, 具有明显的冷锋窄雨带的特征。在其附近有一个较小的强回波 BB, 其强回波核的水平尺度大约为 40 km。在回波带的西南端, 单体比较分散, 图 5a 中 100 km 处有一个回波只在高于 0°C 的暖区存在, 其强度较弱、高度较低, 这应该是暖雨过程产生的回波。由于风场的垂直切变较小, 回波单体都比较直立, 呈柱状。下面, 对锋面回波带中的不同位置作垂直于锋面的结构分析。

图 5b 是沿图 4b 中直线 AA 垂直于锋面的雷达回波与流场的垂直剖面, 图中的粗实线表示沿着剖

面的速度零线, 是偏北风与西南风之间的交界。从图 5b 中可以看出, 东南风只在地面冷锋前 1 km 高度以下的边界层内和云体的中上部存在, 可见锋前的暖湿气流从低层进入云体后并入锋后的上升气流, 一起形成云中的强上升气流区。回波的水平尺度约为 90 km, 在靠近地面锋线一侧, 回波水平梯度大, 强度变化激烈, 属于“窄冷锋雨带”^[13~15]。在锋后, 回波强度变化缓慢, 回波梯度较小。

从图 5c 可知, 在 BB 段, 东南风只存在于锋前的边界层内, 锋前暖区有强度较弱的不到 2 km 高的回波; 锋线上的对流单体强度最大, 回波约 70 km 宽, 回波顶达到 10 km 高。在锋后冷空气一侧还有一条回波, 强度较弱, 回波高度达到 9 km,

有上下两个强中心, 其水平尺度约 40 km, 其上空 7~8 km 处还有一个弱回波带, 宽度较小。锋后回波与锋线上的强回波相距 80 km 左右, 可以看作是“宽冷锋雨带”^[13~15], 从图 4a 也可以看出, 实测雷达回波在主要降水带的后方也存在一条较弱的降水带, 属于“宽冷锋雨带”。

从图 5d 可知, 位于冷锋西南端 CC 段的回波单体发展较弱, 暖区的回波单体, 水平尺度只有 20 km 左右, 高度约 6 km; 锋上回波较弱, 宽度约 50 km, 高度不到 5 km; 锋后还有弱回波。这些回波分布比较孤立, 不像 AA 段有很强的组织性。

综合分析可知, 回波主要出现在地面锋线以及锋后冷空气一侧, 呈西南-东北带状分布, 靠近地面锋线的部位, 回波强度较大。在锋线的不同部位, 其回波单体的差异很大, 在锋面组织性高的区域, 其回波强度大, 单体发展高, 而组织性较差的区域, 回波分布较为分散, 回波单体发展较弱。

4 冷锋云系的动力场和微物理场

4.1 动力-热力场特征

从图 6a 可以看出, 在云系东北部冷锋云带组织最强的区域, 上升运动的区域基本与云水区一致, 最大上升运动中心出现在 4~5 km 高度附近, 达到 3.1 m/s, 强上升运动区域其云水含量最高, 在地面锋线后面 8~9 km 高度存在另一个强上升运动中心, 达到 2.5 m/s, 使形成的冷锋云系向后倾斜。相当位温定义为 $\theta_e = \theta \exp(L_v q_s / c_p T)$, 综合考虑了温度场和湿度场, 并且由于其在干、湿绝热过程中的保守性而可以用来分析锋面^[16]。由于地面冷锋前的下层空气温度高而湿度大, 从图 6d 中可知, θ_e 在锋前低层 3 km 高度以下有一个大值中心, 上升气流将 $\theta_e > 336$ K 的暖湿空气从锋前的低层带到上空, 向后倾斜形成云区, 并且 θ_e 梯度大的区域为暖气团的交界处, 从而可以确定冷锋的空间结构, 冷锋坡度较大, 下窄上宽, 对流层顶在 12 km 高度。综合可知, 云区与上升气流区一致, 为 θ_e 大值区, 上升气流区的低层为辐合、高层为辐散, 以正涡度为主, 特别是在低层锋区附近。 $\partial \theta_e / \partial Z < 0$ 的区域为对流不稳定区域, 在图 6e 中可以看到, 云区为弱的不稳定区, 此外锋前 2~5 km 高度以及锋后的边界层内是对流不稳定的。

从图 7a 可以看出, 在 200 km 处有一个主上升气流区, 宽度约 30 km, 高度可以达到 12 km, 与云水区相对应, 这是位于地面锋线附近的强的积云; 而在锋后高空 7~10 km 处, 存在一个小的上升气流区, 形成锋后弱回波带, 在其下面是下沉气流, 有降水形成, 与主上升气流一起造成了两个降水中心; 而在锋前高空 6~13 km 处也有一个上升气流区, 但由于锋前是相当位温的低值区 (图 7d), 这儿没有形成云, 下沉气流将这三个上升气流区隔开, 而图 6a 中的上升气流区域是连在一起的, 形成的锋面云系强度大。从图 7b 可知, 对应 200 km 处的强上升气流区域, 5 km 以下的低层是辐合, 而高层是辐散, 辐合辐散与上升气流区域的配置较有利于云系的维持。由图 7c~e 可知, 强上升气流区域对应的是正涡度和高 θ_e 区域, 云区为弱的不稳定区域。

综合图 6 和图 7 可知, 尽管处在锋面的不同部位, 但其锋面附近的成云机制基本相同, 共同表现为垂直运动深厚, 且基本与云区对应, 云系产生在低层辐合、正涡度, 高层辐散的区域, 高 θ_e 区域。这种动力、热力配置, 有利于锋面云系的发展。

4.2 微物理场特征

图 8a 是沿锋面的云水、冰雪晶的比质量和流场的垂直剖面, 其时间和空间位置同图 5a 相当。从图 8a 中可以看出, 云底在 1 km 以下, 云底温度约为 19℃, 0℃位于 4 km 高度, 云水比较深厚, 在冷区有大量的过冷云水, 向上可以伸展到 -20℃以上, 云水的大值出现在 0℃层以下, 3.0~4.0 km 高度之间, 最大值可以达到 1.1 g/kg; 冰雪晶比质量较小, 最大不超过 0.03 g/kg, 主要处于 -10℃以下的冷区, 云顶高度在 11~14 km。云中含有较强的垂直上升气流, 上升速度大的区域, 冰雪晶含量较大。沿着冷锋, 云中的上升气流相当不均匀, 在层云中嵌有对流泡, 形成了大范围的积层混合云。在锋面的西南端有纯粹的暖云, 云顶高度只有 3 km, 但也产生降水。图 8b 是沿锋面的雨水和霰的比质量和流场的垂直剖面, 从图中可知, 雨水主要存在于 0℃以下, 最大值为 2.0 g/kg, 雨水强度水平分布不均匀, 过冷雨水较少; 霰主要位于风速较大、有大量过冷云水存在的区域, 霰粒下落到 0℃以下融化形成雨水。地面降水全部由雨水形成。纯粹的暖云形成的降水比较弱, 雨

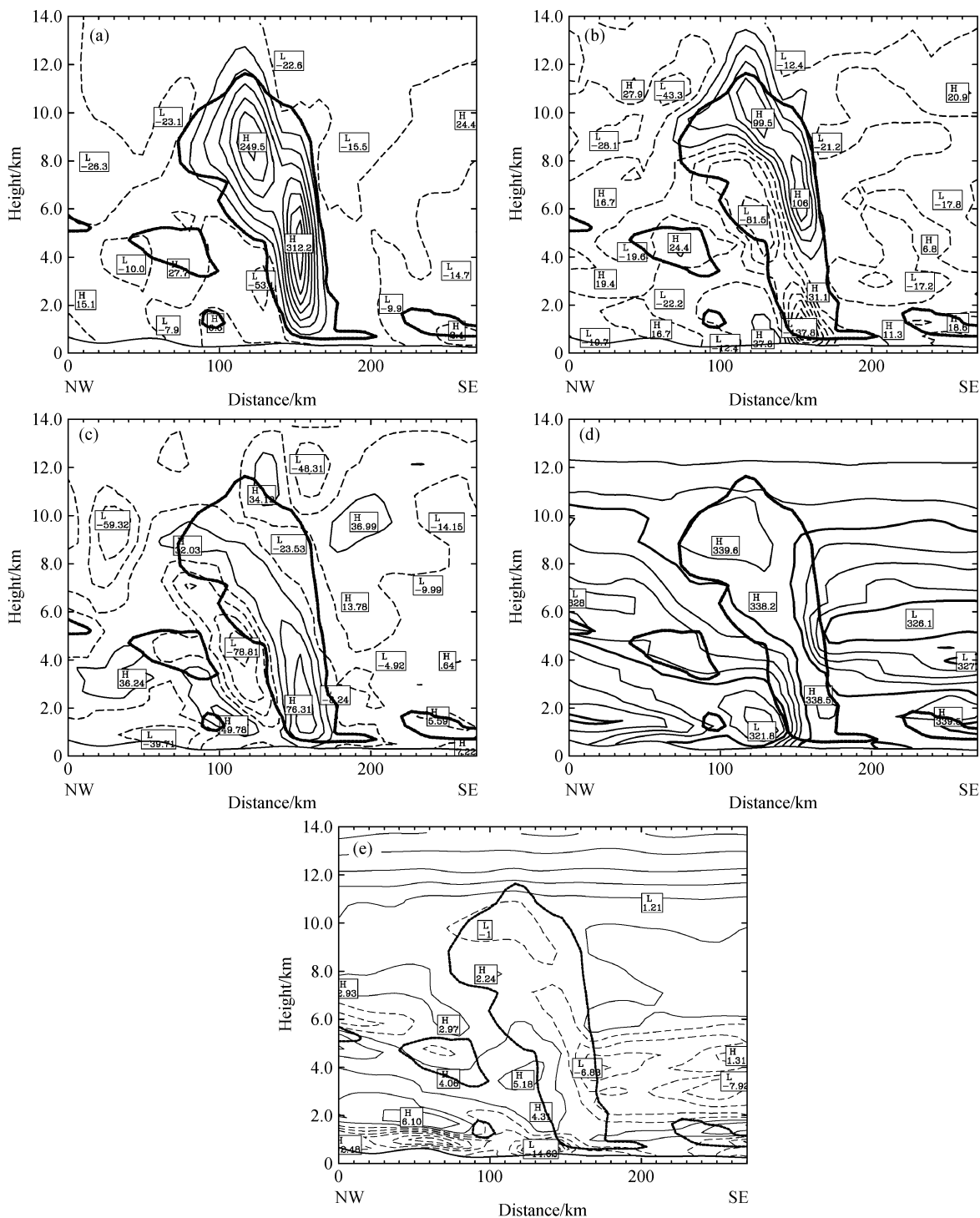


图 6 沿图 4b 中直线 AA 的垂直速度场 (a, 单位: cm/s)、散度场 (b, 单位: 10^{-5} s^{-1})、相对涡度 (c, 单位: 10^{-5} s^{-1})、相当位温 (d, 单位: K) 和静力稳定度 (e, 单位: K/km) 分布。实线: 正值; 虚线: 负值; 点线: 0.05 g/kg 的云水混合比

Fig. 6 (a) Vertical velocity (cm/s), (b) divergence (10^{-5} s^{-1}), (c) relative vorticity (10^{-5} s^{-1}), (d) equivalent potential temperature (K) and (e) static stability (K/km) along line AA in Fig. 4b. Solid (dashed) line is positive (negative) value; dot line is 0.05 g/kg cloud water mixing ratio

水含量仅为 0.1 g/kg 。可知主要降水是有冰相过程参与的。

图 8c 和 8d 是沿图 4b 中直线 AA 的垂直于锋面的水凝物和流场分布, 同图 5b 相当。从图 8c 可

向上向后伸展,在地面锋线后约 100 km 处云顶高度达到 14 km,整体云体向后倾斜。在 10 km 左右的顶层由于辐散气流冰雪晶向前流出,形成的云砧水平宽度达到 300 km,这与卫星观测的云带宽度

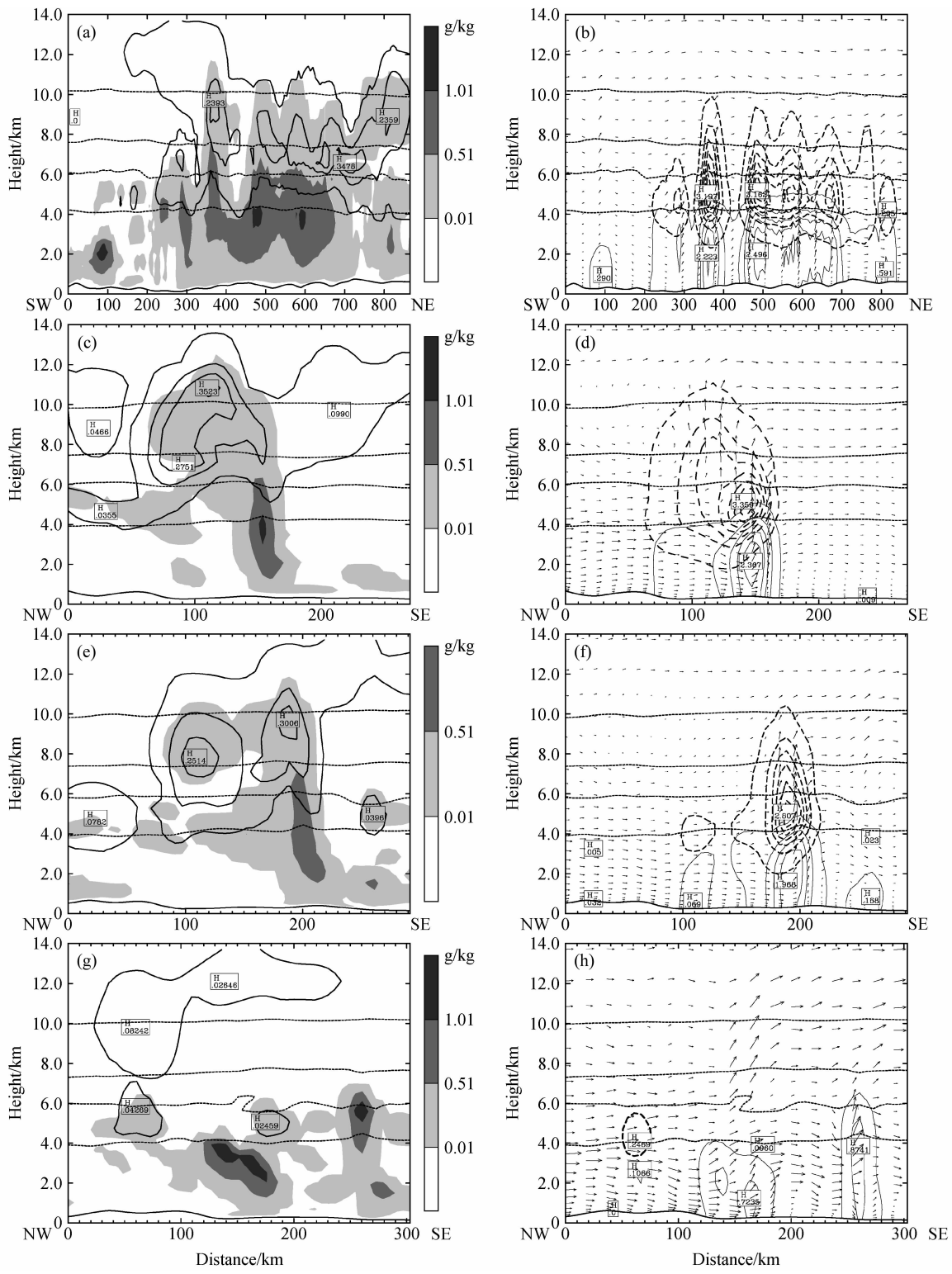


图 8 沿图 4b 中直线 LL (a、b)、AA (c、d)、BB (e、f) 和 CC (g、h) 模拟的云中水凝物比质量和流场垂直分布: (a、c、e、g) 云水 (阴影) 和冰雪晶 [实线 (间隔 0.1 g/kg)]; (b、d、f、h) 雨水 (实线) 和霰 (虚线), 间隔 0.5 g/kg。点线: 从下到上依次为 0°C、-10°C、-20°C 和 -40°C 等温线

Fig. 8 Vertical cross sections of simulated hydrometeors mixing ratio and wind fields along lines LL (a, b), AA (c, d), BB (e, f), CC (g, h) in Fig. 4b: (a, c, e, g) Cloud water (shading) and ice plus snow (solid line, contour interval 0.1 g/kg); (b, d, f, h) rain water (solid line) and graupel (dashed line), contour interval 0.5 g/kg. Dot lines are 0°C, -10°C, -20°C and -40°C from bottom to top, respectively

接近。从云顶高度看, 锋线最大降水区对应的并不是最高云顶, 锋前较高的云顶下面并没有产生降水, 这点在卫星测雨中应予以注意。从图 8d 可知, 锋面组织性高的云系可以产生 100 km 宽度的地面降水带, 都有冷云降水过程参与, 并且靠近地面锋线的地方, 降水强度大, 而水平尺度不超过 20 km, 属于窄冷锋雨带; 而在地面锋线的后方, 降水强度小, 但是影响区域大, 是宽冷锋雨带形成的地面降水。总之, 从水凝物的结构分布和尺度特征可以得知, 这段云系属于有积雨云 (Cb 云) 的第一型冷锋^[14]云系。

图 8e 和 8f 是沿图 4b 中直线 BB 的垂直于锋面的水凝物和流场分布, 同图 5c 相当。可知锋前的暖区云体高度低, 产生的降水弱, 基本是暖云降水。锋线上云水发展旺盛, 降水强度大, 水平尺度只有 30 km, 属窄冷锋雨带。而锋后主要在中高层有上升气流的区域由冰雪晶形成冷云, 过冷云水很少, 主要是冷云降水, 产生的降水下落到了地面, 属宽冷锋雨带。两者之间在低层有下沉气流区隔开, 形成分离的两条雨带, 实测雷达回波在主要降水带的后方, 也存在一条较弱的降水带 (图 4a), 模拟与实测比较吻合。

图 8g 和 8h 是沿图 4b 中直线 CC 的垂直于锋面的水凝物和流场分布 (同图 5d 相当), 从图中可知, 锋面组织性差的云系, 其云水高度较低, 冰雪晶的含量也低, 高空的云砧范围小, 锋前暖区的云体基本没有冰雪晶粒子存在, 相应的几乎不含有霰粒子, 暖区云体的雨水含量相对较大, 并且含有过冷雨水。可见在锋面的不同部位, 其水凝物分布存在较大差异。

5 微物理转化过程分析

云中水凝物的相互转化是形成降水的重要物理过程, 相态转变引起的潜热释放改变大气的热力结构, 降水的拖曳作用加强下沉气流, 进而改变环境大气的动力和热力场, 影响冷锋的结构, 因此, 我们有必要分析锋面云系的主要成云降雨过程。选取直线 BB 上靠近地面锋线的点 (24.33°N, 113.83°E) (简称 B1) 和远离地面锋线的点 (24.85°N, 113.465°E) (简称 B2) (位置见图 4b)。B1 点代表锋线上强上升气流区域的窄雨带, B2 点代表高空锋区的宽雨带, 研究这两点水凝物的垂直

分布及微物理转化过程的特征和差异, 以及其降水形成机制。分析直线 AA 与 LL 交点的水凝物分布及其微物理转化过程, 发现其与 B1 点的分布相近, 这里不再赘述。

图 9e 是这两点的上升速度廓线, B1 点上升运动十分深厚, 中低层暖区 (7~13 层) 的上升速度较大, 接近 0.9 m/s, 高层上升速度减小到 0.2 m/s; 而 B2 点 12 层以下全部为下沉气流, 最大为 -0.18 m/s, 高层为上升气流, 达到 0.3 m/s。这两点的温度廓线没有明显差别, $k=13$ 层的温度约为 -2°C, 以下为暖区, k 为垂直层数。

从图 9a 中可知, B1 点的云水含量最大为 0.83 g/kg, 位于零度层下面的第 10 层 (7°C)。由于 B1 点垂直运动深厚, 所以过冷云水层厚, 含量较大, 向上一一直伸展到过冷区第 16 层 (-13°C)。B1 点过冷雨水很少, 雨水含量最大值为 1.0 g/kg, 位于第 7 层 (15°C), 但到达地面的雨水只有 0.73 g/kg。而雨水的数浓度在 8 层达到最大为 $6.8 \times 10^3 \text{ kg}^{-1}$, 到达最低层减少为 $3.6 \times 10^3 \text{ kg}^{-1}$, 下降过程中减少接近一半 (图 9c)。这个时候雨滴的相互碰并过程比较大 (NCrr), 在 6~8 层 NCrr 约为 $-11 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$, 6 层以下仅为 $-5 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$, 即雨滴的数浓度由于相互碰并合并而减少, 而雨滴的直径却变大, 即由大量的小雨滴合并增长为少量的大雨滴。霰主要集中在第 10~17 层 (7~-17°C), 最大值为 0.56 g/kg, 位于零度层上面的第 13 层, 霰数浓度的最大值出现在第 14 层, 达到 $7.2 \times 10^2 \text{ kg}^{-1}$ 。云水和霰的最大值出现的高度不同, 对形成雨水的贡献也不相同。冷区都有雪晶, 雪晶比质量的最大值在第 16 层, 达到 0.065 g/kg, 数浓度的最大值位于 21 层 (-38°C), 为 $4.8 \times 10^3 \text{ kg}^{-1}$ 。而冰晶的比质量最低, 最大值只有 $6.7 \times 10^{-3} \text{ g/kg}$, 位于第 14 层, 但是数浓度最大, 在第 14 层达到了 $1.6 \times 10^4 \text{ kg}^{-1}$, 这是由于模式中冰晶只是直径小于 300 μm 的冰粒子, 尽管其数量可以很多, 但质量却很小。

图 9b 和 9d 是 B2 点 4 月 1 日 01 时水凝物比质量和数浓度的垂直廓线。由于两点的垂直速度大小差异较大, 最大值出现高度不同, 所以造成 B2 点除雪晶外其他水凝物的比质量明显小于 B1 点, 数浓度也较少。由于 B2 点中下层主要为下沉气流, 所以该点 11 层以下没有云水, 云水主要出现在过

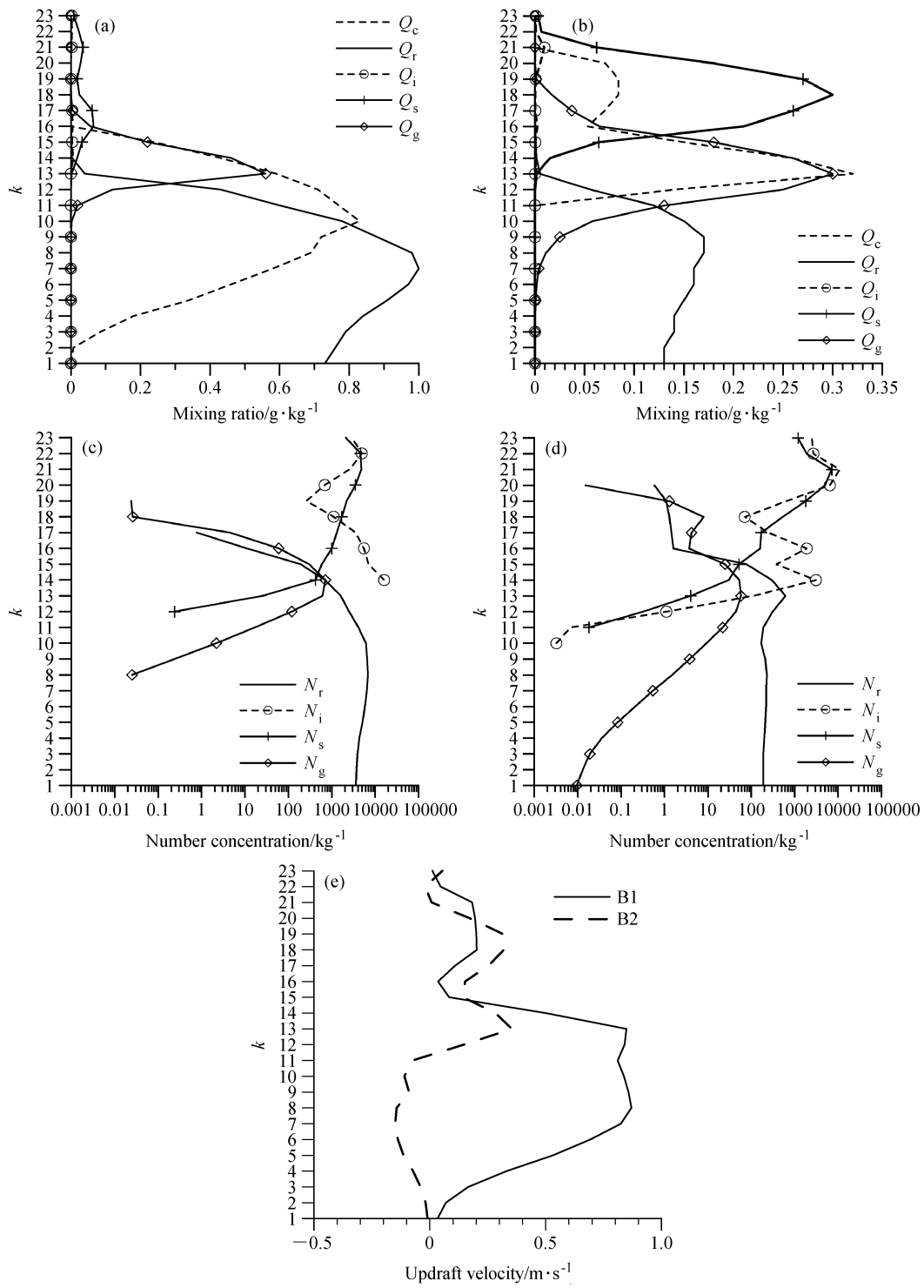


图9 4月1日01时水凝物的比质量 (a、b)、数浓度 (c、d) 和上升速度 (e) 的垂直廓线: (a、c) B1; (b、d) B2
Fig.9 Vertical profiles of hydrometeors (a, b) mixing ratio, (c, d) number concentration and (e) updraft at 0100 UTC 1 Apr: (a, c) B1; (b, d) B2

冷区 11~21 层之间, 最大值出现在第 13 层, 为 0.32 g/kg , 与垂直速度最大值的高度一致。霰出现在 5~19 层之间, 最大值与云水的最大值接近,

也位于第 13 层, 为 0.30 g/kg , 但霰的数浓度最大值仅为 58 kg^{-1} , 出现第 13 层, 远小于 B1 点霰的数浓度。该点的雪晶充满了过冷区, 厚度与 B1 点

的接近, 但比质量远大于 B1 点的, 最大值可以达到 0.30 g/kg , 位于第 18 层, 与该点云水和霰的比质量接近, 而 B1 点的雪晶含量远小于云水和霰的含量, 这与 B2 点极然不同, B2 点冰晶的比质量最小, 其最大值仅有 $0.94\times 10^{-2}\text{ g/kg}$, 位于高空 21 层, 但数浓度是最多的, 在第 21 层达到了 $1.1\times 10^4\text{ kg}^{-1}$ 。B2 点雨滴的数浓度小于 B1 点的, 最低层仅有 200 kg^{-1} , 仅为 B1 点的 $1/19$ 。

5.1 雨水及其源汇项

从表 1 可知, 雨滴的源项主要是云雨自动转化 (Acr), 雨滴碰并云滴 (Ccr) 以及霰的融化 (Mgr), 本例中雪晶融化 (Msr) 的作用较小。尽管 Acr 的比质量转化率很小, 却是雨滴产生的必要过程。从图 10a 可以看出, B1 点雨滴最主要的增长方式是在暖区碰并云水, Ccr 在第 8 层达到最大为 $1.8\times 10^{-3}\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$, 暖雨过程很明显。Mgr 的最大值出现在 12 层, 达到 $1.7\times 10^{-3}\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$, 对雨水的增长与 Ccr 的贡献相当。因为第 2 层即有

云水, 所以雨滴的蒸发 (Svr) 很少, 可知云水和霰是雨水增长的主要来源, 两者起作用的高度不同。

从图 10b 可以看出, 对 B2 点雨滴增长贡献最大的微物理过程是霰的融化过程。Mgr 的最大值出现在第 11 层, 达到 $0.95\times 10^{-3}\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$, 而 Ccr 很小, 不足 Mgr 的 $1/10$, 对该点雨水的增长作用很小。由于该点云水集中在过冷区域, 低层无云, 导致雨滴的蒸发较大, 在第 8 层最大值达到了 $-0.11\times 10^{-3}\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 。这点的雨水形成增长过程与 B1 点的差异明显, 霰是雨水增长的主要源项, 这与华南暴雨强降水时段的主要降水机制相似, 霰的融化是产生雨水的主要微物理过程^[5]。

5.2 霰及其源项

由表 2 可知, 霰的源项共有 12 个, 其中能够初始生成霰的微物理过程有冰晶和过冷雨滴的相互碰并 Cir 与 Cri, 雪晶和过冷雨滴的相互碰并 Csr 与 Crs, 云滴冻结成霰 Acg, 雪晶向霰的转化 Asg 以及雨滴的冻结过程 Mrg, 霰粒只有通过这 7 个过程

表 1 雨滴的源汇项及其微物理过程转化率

Table 1 Source-sink terms of raindrop and its microphysical processes conversion rate

雨滴源汇项	物理意义	B1 (24.33°N, 113.83°E)		B2 (24.85°N, 113.465°E)	
		最大值/ $10^{-3}\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$	出现层次	最大值/ $10^{-3}\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$	出现层次
Ccr	雨滴碰并云滴	1.8	8	0.014	12
Mgr	霰的融化	1.7	12	0.95	11
Acr	云雨自动转化	0.096	10	0.0071	13
Msr	雪晶的融化	0.0013	12	5.7×10^{-4}	12
Svr	雨滴的蒸发	-0.025	1	-0.11	8

表 2 霰的源项及其微物理过程转化率

Table 2 Source terms of graupel and its microphysical processes conversion rate

霰的源项	物理意义	B1 (24.33°N, 113.83°E)		B2 (24.85°N, 113.465°E)	
		最大值/ $10^{-3}\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$	出现层次	最大值/ $10^{-3}\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$	出现层次
Ccg	霰的淞附增长	1.1	13	0.33	13
Csg	霰碰并雪	0.11	14	0.5	15
Csr	过冷雨滴与雪碰并转化为霰	0.044	14	0.13	14
Crs	雪与过冷雨滴碰并转化为霰	0.032	13	8.3×10^{-4}	13
Cri	冰晶与过冷雨滴碰并转化为霰	0.024	13	1.5×10^{-3}	14
Asg	雪向霰的自动转化	8.0×10^{-3}	15	0.13	15
Cig	霰碰并冰晶	8.7×10^{-3}	14	1.4×10^{-4}	13
Crg	霰碰并过冷雨滴	5.2×10^{-3}	13	2.7×10^{-3}	
Cir	过冷雨滴与冰晶碰并转化为霰	5.4×10^{-4}	14	3.5×10^{-5}	14
Svg	霰的凝华增长	-0.012	15	-0.017	13
Acg	过冷云滴向霰的自动转化	0		7.4×10^{-11}	18
Mrg	雨滴的冻结	0		0	

产生后才能通过淞附 (Ccg)、碰并 (Crg、Cig、Csg) 和凝华 (Svr) 等过程增长。图 10c 和 10d 是霰粒数浓度的转化率, 从图 10c 可以看出, Ncri 和 Ncrs 是

B1 点初生霰粒的主要微物理过程, 两个微物理过程都出现在 12 ~ 17 层, 其最大值接近, 达到 $0.5 \text{ kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。而由于 B1 点的雪晶含量较少, 雪晶

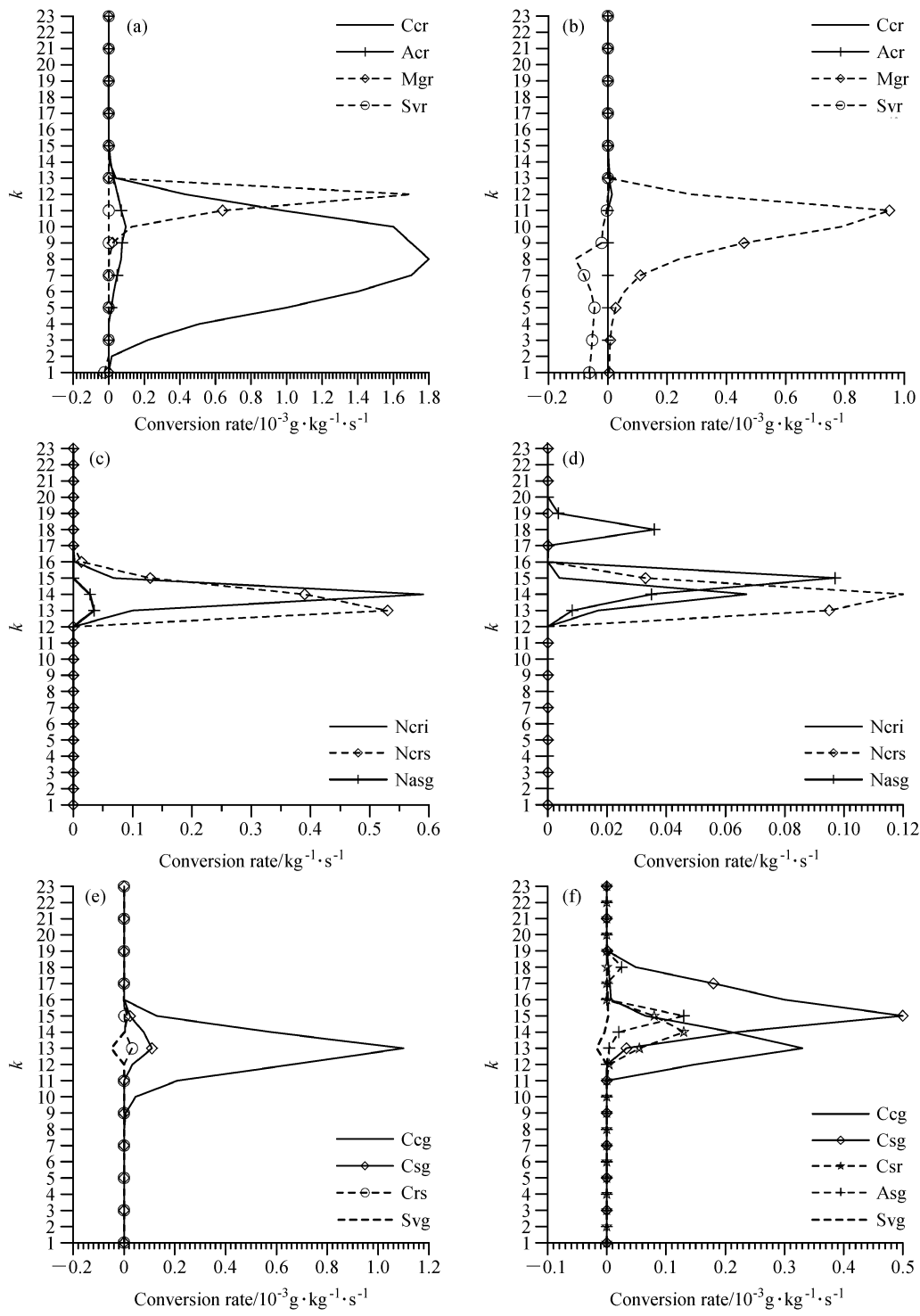


图 10 4 月 1 日 01 时雨水 (a, b)、霰 (e, f)、雪晶 (g, h) 和冰晶 (i, j) 比质量和霰粒数浓度 (c, d) 的源汇项的瞬时微物理过程转化率: (a, c, e, g, i) B1; (b, d, f, h, j) B2

Fig. 10 Instantaneous microphysical conversion rate of (a, b) rain drops, (e, f) graupel, (g, h) snow and (i, j) ice mixing ratio and number concentration of (c, d) graupel at 0100 UTC 1 Apr: (a, c, e, g, i) B1; (b, d, f, h, j) B2

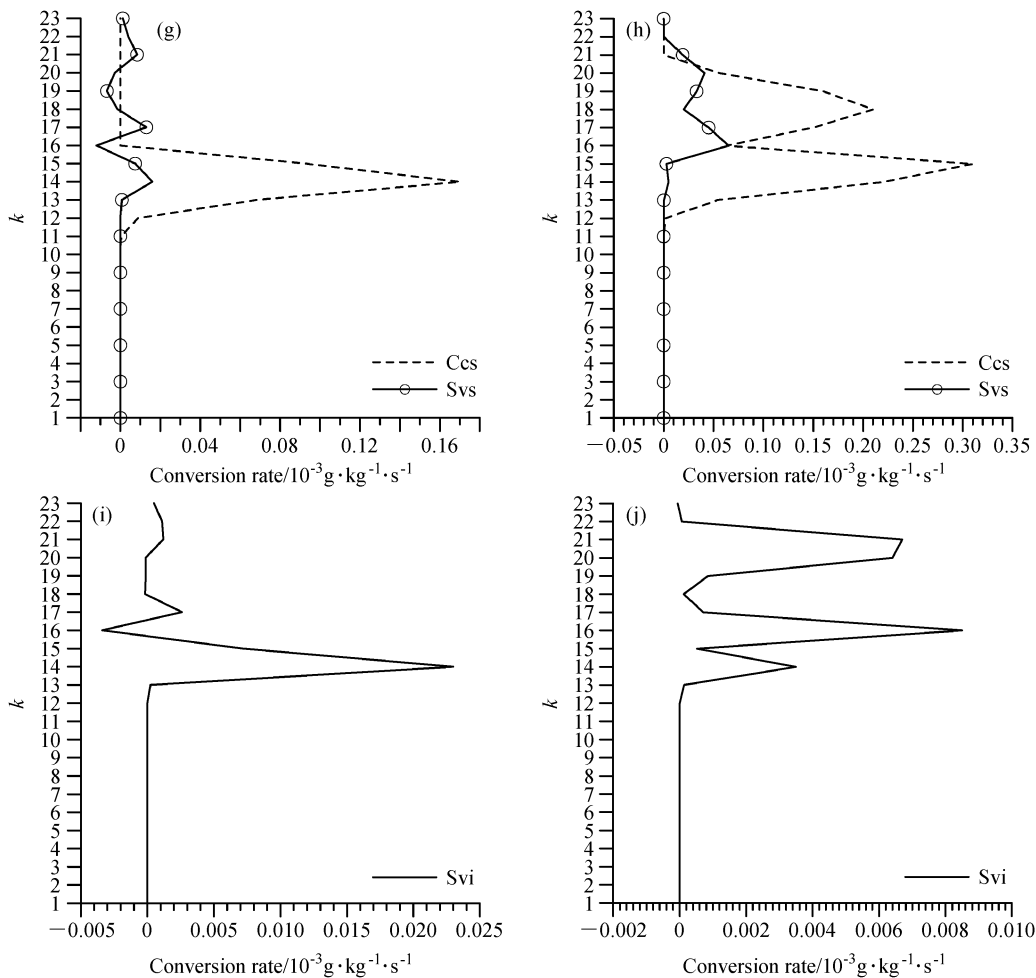


图 10 (续)

Fig. 10 (Continued)

转化为霰 (N_{asg}) 的作用较小。Rutledge 和 Hobbs^[8]研究的窄冷锋雨带, 由于云不够厚, 云中过冷雨水含量较少, 霰粒不是主要由冰、雪晶粒子碰冻过冷雨滴形成, 而主要由雪碰冻云水转化而形成, 这与本例研究的霰的初生机制不同。但是对于 B2 点 (图 10d), 因为其高空雪晶含量较多, 在 12~16 层 N_{crs} 对霰粒的产生作用最大, 其次为 N_{asg} , N_{cri} 的作用最小, 但是在 17~20 层, 只有 N_{asg} 可以产生新的霰粒子, 即霰粒子只是由雪晶转化而来。

从图 10e 可知, C_{cg} 是 B1 点霰的最主要增长过程, 出现在第 13 层, 达到 $1.1 \times 10^{-3} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 这层过冷云水含量多, 比较适合霰的淞附增长, 淞附增长是指降水尺度的冰粒子捕获非降水尺度液态水的过程, Rutledge 和 Hobbs^[8]在研究中纬度气旋和降水的中、微尺度结构时也发现, 在主上升气流区由于云水含量高, 霰最主要依靠碰并云水增长。

本例的模拟结果与他们的结果一致。 C_{sg} 、 C_{rs} 和 C_{sr} 也促进霰的增长, 说明雪晶是霰增长的另一个主要源项。 C_{ri} 的最大值也出现在冷区 ($k=13$), 冰晶碰并过冷雨滴造成了霰的增长。 C_{ig} 和 C_{ir} 值很小, 说明冰晶对霰的直接贡献比较小。霰的凝华增长 S_{vg} 较小, 并且有负值, 这是因为计算霰粒的升华时考虑两部分, 一部分与霰粒碰并云水有关, 当霰粒碰并云水后表面的热平衡遭到了破坏, 其表面温度高于周围环境温度, 造成霰粒表面冰面次饱和, 这样霰就出现升华。从图 10f 可知, 对于 B2 点, C_{sg} 是霰的主要增长过程, 在冷区 15 层 C_{sg} 的最大值达到 $0.5 \times 10^{-3} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 而 C_{cg} 的最大值出现在 13 层, 达到 $0.33 \times 10^{-3} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 由于这点高空的雪晶含量多, 雪晶向霰的转化 A_{sg} 和过冷雨滴碰并雪晶 C_{sr} 也是霰增长的主要微物理过程。并且由于 B2 点的过冷云水可以达到 $k=21$ 层

(-38°C), 在这个温度下云水可以通过 A_{cg} 过程直接转化为霰。可见, 对于 B2 点雪晶是霰增长的主要源项, 云水的作用次之。由于这两点上升速度的差异, 造成水凝物质量与垂直分布相差较大, 导致其微物理过程转化率的大小也差别较大。

5.3 雪晶及其源项

从表 3 和图 10g、h 可知, 雪的源项包括 4 个, 分别是冰晶向雪晶的转化 A_{is} , 冷区的雪晶的淞附 C_{cs} , 雪晶碰并冰晶 C_{is} , 以及雪晶的凝华 S_{vs} 。雪晶首先必须由冰晶转化形成, 所以尽管 A_{is} 量值很小但却不可忽略, 出现在 16 层冰晶含量多的区域。然后, 雪晶主要通过 C_{cs} 过程增长, 在过冷云水含量较为充沛的区域, 雪晶的淞附增长成为雪晶增长的主要微物理过程。雪晶的凝华增长 S_{vs} 较小, 只有 C_{cs} 的 10% 左右, 并且在欠饱和区域雪晶会升华。B2 点在 17~21 层因为有过多的过冷云水, 雪晶的淞附增长是其主要增长方式, 这与 B1 点不同。

5.4 冰晶及其源项

冰晶有 4 个源项 (表 4), 分别是冰晶的核化 P_{vi} , 云滴向冰晶的转化 A_{ci} , 冰晶的繁生 P_{ci} 和冰晶的凝华 S_{vi} 。冰晶首先由 P_{vi} 和 P_{ci} 过程产生, A_{ci} 过程只有在温度低于 -40°C 的区域起作用, 然后通过 S_{vi} 过程增长。分析模拟结果可知, P_{vi} 的大值出现在云体的上层低温区域。由于这两点

-40°C 以下都没有过冷云滴的存在, 所以 A_{ci} 为 0。根据 Mossop-Hallett 的结果, 冰晶繁生过程只发生在 $-3\sim-8^{\circ}\text{C}$, 含有直径大于 $24\text{ }\mu\text{m}$ 的云滴区域, 所以 P_{ci} 过程只有在 $k=14$ (-5°C) 层存在。本例中冰晶繁生率远大于冰晶核化率, 所以冰晶数浓度在 -5°C 层达到最大。

综合分析可知, 冰晶首先由 P_{vi} 和 P_{ci} 过程产生, 主要通过 S_{vi} 过程增长; 冰晶长大到一定尺度后通过 A_{is} 过程转化为雪晶, 雪晶增长的主要微物理过程是 C_{cs} 过程。

在本例冷锋云系降水的形成过程中, 由于 B1 点在地面锋线附近, 具有较强的上升速度, 水汽含量较高, 所以云水含量比较大, 冰相粒子的淞附和雨滴碰并云滴的过程转化率较大, 而成为云中的主要微物理转化过程, 这与 Hobbs 等^[8] 对中纬度气旋的研究结果一致。霰粒主要由 N_{cri} 和 N_{crs} 过程产生, 即冰雪晶碰冻过冷雨滴, 云水和霰是雨水增长的主要来源, 暖雨过程和冷雨过程都比较重要。

而 B2 点处于高空锋区的宽雨带, 低层为下沉气流, 上升速度处于高层, 所以云底较高, 云体主要是过冷云水、霰和雪晶组成的混合云, 高层的霰粒主要由雪晶转化 (N_{asg}) 而来, 同时雪晶也是霰增长的主要源项 (C_{sg}), 霰的融化促进了雨水的增长, 冷云降水过程比较重要, 由于云底较高, 云下的蒸发比较大。

表 3 雪晶的源项及其微物理过程转化率
Table 3 Source terms of snow and its microphysical processes conversion rate

雪的源项	物理意义	B1 (24.33°N, 113.83°E)		B2 (24.85°N, 113.465°E)	
		最大值/ $10^{-3}\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$	出现层次	最大值/ $10^{-3}\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$	出现层次
Ccs	雪晶的淞附	0.17	14	0.31	15
Svs	雪晶的凝华	0.016	14	0.065	16
Cis	雪晶碰并冰晶	5.9×10^{-3}	16	0.013	16
Ais	冰晶向雪晶的自动转化	4.2×10^{-3}	16	1.3×10^{-3}	16

表 4 冰晶的源项及其微物理过程转化率
Table 4 Source terms of ice crystal and its microphysical processes conversion rate

冰晶的源项	物理意义	B1 (24.33°N, 113.83°E)		B2 (24.85°N, 113.465°E)	
		最大值/ $10^{-3}\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$	出现层次	最大值/ $10^{-3}\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$	出现层次
Pvi	冰晶核化	3.6×10^{-9}	21	4.2×10^{-7}	20
Pci	冰晶繁生	4.3×10^{-5}	14	9.0×10^{-6}	14
Aci	过冷云滴向冰晶的自动转化	0		0	
Svi	冰晶的凝华	0.023	14	8.5×10^{-3}	16

6 结论

本文利用耦合了 CAMS 详细云分辨方案的中尺度云分辨模式 MM5v3, 结合实测地面雨量和卫星、雷达资料, 对发生在 2004 年 3 月 31 日~4 月 1 日的华南春季冷锋降水过程进行了模拟分析, 主要得出如下结论:

(1) 模拟云带的出现时间、走向、位置、移动速度及其演变过程与实测云系的特征基本吻合, 云带随着冷锋逐渐向东南方向移动。在中尺度雨带上有 4 个生命史超过 3 小时的雨核, 雨核基本都是向东略偏南的方向移动, 与回波单体的移动方向一致。

(2) 回波主要出现在地面锋线以及锋后冷空气一侧, 呈西南-东北带状, 靠近地面锋线的部位, 回波强度较大。在锋线的不同部位, 其回波单体的差异很大, 在锋面组织性高的区域, 回波强度大, 单体发展高; 而组织性较差的区域, 回波分布较为分散, 回波单体发展较弱。

(3) 地面锋线附近的云区, 垂直运动十分深厚, 上升气流区的低层为辐合、高层为辐散, 云区为 θ_e 大值区, 以正涡度为主, 特别是在低层锋区附近。

(4) 在地面锋线附近, 上升速度较强, 云水含量较大, 冰相粒子的淞附和雨滴碰并云滴是云中的主要微物理转化过程, 暖雨过程和冷雨过程都比较重要。高空锋区宽雨带部分, 低层为下沉气流, 上升速度处于高层, 云体主要是过冷云水、霰和雪晶组成的混合云, 雪晶是霰增长的主要源项, 霰的融化促进了雨水的增长, 冷云降水过程比较重要。

参考文献 (References)

- [1] 周秀骥. 海峡两岸及邻近地区暴雨试验研究. 北京: 气象出版社, 2000
Zhou Xiuji. *Experimental Study on Heavy Rainfall over Both Sides of the Taiwan Strait and Adjacent Areas* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2000
- [2] 王鹏云, 阮征, 康红文. 华南暴雨中云物理过程的数值研究. 应用气象学报, 2002, **13** (1): 78~87
Wang Pengyun, Ruan Zheng, Kang Hongwen. Numerical study on cloud physical processes of heavy rainfall in South China. *Quarterly Journal of Applied Meteorology* (in Chinese), 2002, **13** (1): 78~87
- [3] 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): 333~342
Sun Jian, Zhao Ping, Zhou Xiuji. The mesoscale structure of a South China rainstorm and the influence of complex topography. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2002, **60** (3): 333~342
- [4] 周秀骥, 薛纪善, 陶祖钰, 等. 98 华南暴雨科学试验研究. 北京: 气象出版社, 2003
Zhou Xiuji, Xue Jishan, Tao Zuyu, et al. *Scientific Experimental Study on Heavy Rainfall in South China in 1998* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2003
- [5] 孙晶, 王鹏云. 用 MM5 模式 Reisner 霰方案对华南暴雨的数值模拟. 气象, 2003, **29** (4): 10~14
Sun Jing, Wang Pengyun. Numerical study of heavy rainfall in South China with Reisner graupel scheme. *Meteorological Monthly* (in Chinese), 2003, **29** (4): 10~14
- [6] 郑彬, 梁建茵, 林爱兰, 等. 华南前汛期的锋面降水和夏季风降水 I. 划分日期的确定. 大气科学, 2006, **30** (6): 1207~1216
Zheng Bin, Liang Jianyin, Lin Ailan, et al. Frontal rain and summer monsoon rain during pre-rainy season in South China. Part I: Determination of the division dates. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2006, **30** (6): 1207~1216
- [7] Hobbs P V, Biswas K R. The cellular structure of narrow cold-frontal rainbands. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1979, **105**: 723~727
- [8] Rutledge S A, Hobbs P V. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in mid-latitude cyclones. XII: A diagnostic modeling study of precipitation development. *J. Atmos. Sci.*, 1984, **41**: 2949~2972
- [9] Schultz D M. A review of cold fronts with prefrontal troughs and wind shifts. *Mon. Wea. Rev.*, 2005, **133**: 2449~2472
- [10] 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
Lou Xiaofeng. Development and implementation of a new explicit microphysical scheme and comparisons of original schemes of MM5. Ph. D. dissertation (in Chinese). Peking University, 2002
- [11] 胡志晋, 楼小凤, 刘奇俊, 等. 显式云与降水模式 (第二章). CAMS 大气数值预报模式系统研究. 北京: 气象出版社, 2004
Hu Zhijin, Lou Xiaofeng, Liu Qijun, et al. Explicit cloud and precipitation model (Part II). *Systematic Study on CAMS Atmospheric Numerical Prediction Model* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2004
- [12] 孙晶, 楼小凤, 胡志晋, 等. 梅雨暴雨对流系统的中小尺度结构特征个例模拟分析. 大气科学, 2007, **31** (1): 1~18
Sun Jing, Lou Xiaofeng, Hu Zhijin, et al. A numerical simulation on characteristics of mesoscale and microscale structure of convective systems of Meiyu torrential rain. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2007, **31** (1): 1~18
- [13] Hobbs P V, Locatelli J D. Rainbands, precipitation cores, and generating cells in a cyclonic storm. *J. Atmos. Sci.*,

1978, **35**: 230~241

[14] 黄美元, 徐华英. 云和降水物理. 北京: 科学出版社, 1999. 251~268

Huang Meiyuan, Xu Huaying. *Cloud and Precipitation Physics* (in Chinese). Beijing: Science Press, 1999. 251~268

[15] Evans A G., Locatelli J D, Stoelinga M T, et al. The IM-PROVE-1 storm of 1 - 2 February 2001. Part II: Cloud

structures and the growth of precipitation. *J. Atmos. Sci.*, 2005, **62**: 3456~3473

[16] 盛裴轩, 毛节泰, 李建国, 等. 大气物理学. 北京: 北京大学出版社, 2003. 138pp

Sheng Peixuan, Mao Jietai, Li Jianguo, et al. *Atmospheric Physics* (in Chinese). Beijing: Peking University Press, 2003. 138pp

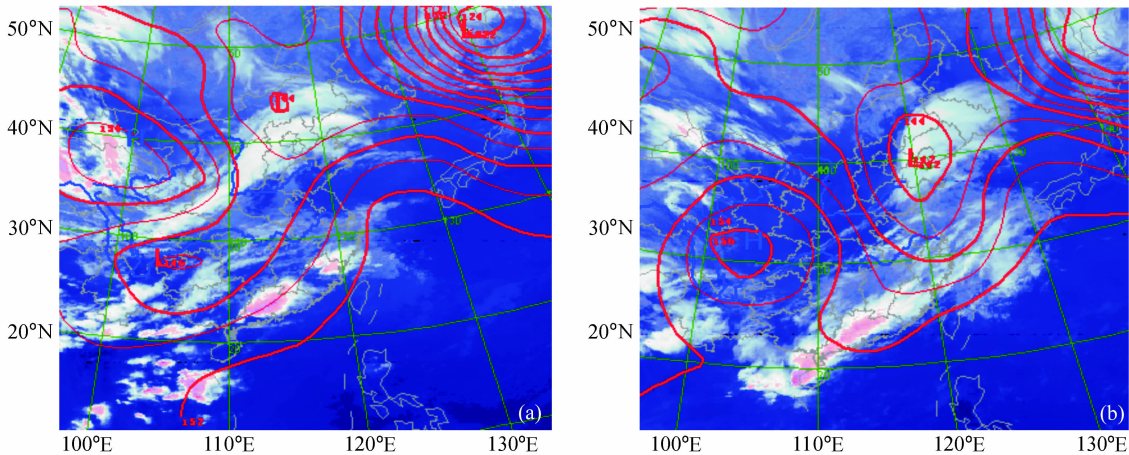


图 1 GOES-9 红外云图和 850 hPa 高度场 (间隔 2 dagpm): (a) 3 月 31 日 12 时; (b) 4 月 1 日 00 时

Fig. 1 GOES-9 infrared cloud map and 850-hPa height (contour interval is 2 dagpm): (a) 1200 UTC 31 Mar; (b) 0000 UTC 1 Apr

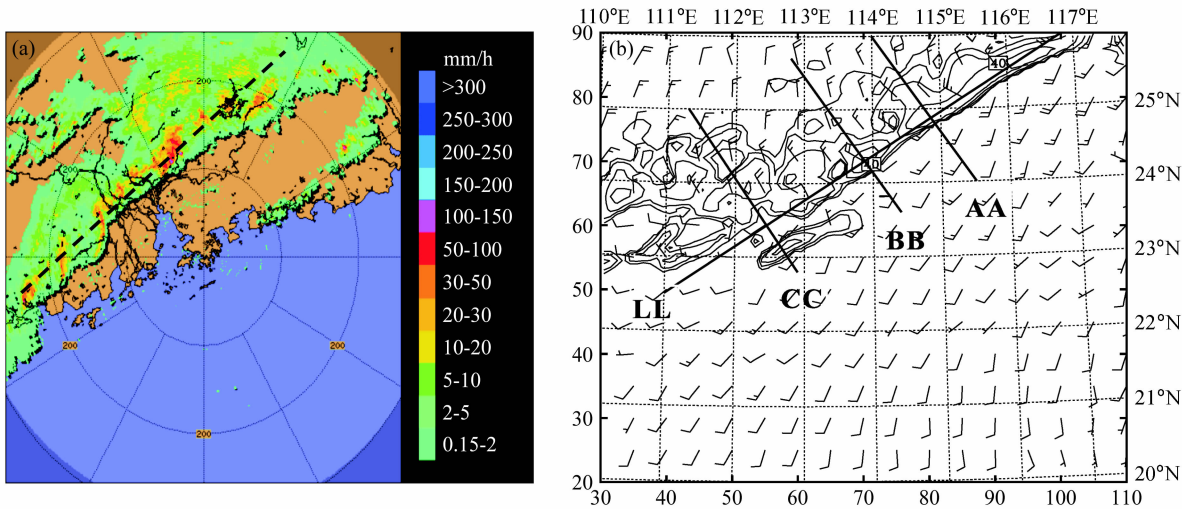


图 4 模拟和实测的 4 月 1 日 01 时雷达 3 km 高度的 CAPPI 回波图像: (a) 香港雷达实测 (彩色阴影为降雨率, 扫描半径 300 km); (b) 模拟的 CAPPI (等值线间隔 10 dBZ) 和地面流场

Fig. 4 Simulated and observed radar CAPPI reflectivity at 3-km height at 0100 UTC 1 Apr: (a) Observed in Hong Kong (colored shading: rainfall rate; scan radius is 300 km); (b) simulated radar reflectivity (contour interval is 10 dBZ) and surface wind fields