热带测雨卫星对淮河一次暴雨降水结构与闪电活动的研究*

郑媛媛

(安徽省气象台, 合肥, 230061)

傅云飞**

(中国科学技术大学地球和空间科学学院, 合肥, 230026)

刘 勇 朱红芳

(安徽省气象台, 合肥, 230061)

姚秀萍 (中国气象局培训中心, 北京, 100081)

谢亦峰 (安徽省气象台, 合肥, 230061)

宇如聪

(中国科学院大气物理研究所, LASG, 北京, 100029)

摘 要

文中利用热带测雨卫星(TRMM)搭载的测雨雷达(PR)、闪电成像仪(LIS)、GOES 卫星红外通道辐射亮温(TBB)对 2003 年淮河汛期一锋面气旋系统的两个时次的探测结果, 分析研究了降水结构及闪电活动, 并与"98. 7. 20"武汉附近地区中尺度强降水的结构和闪电活动进行了比较。GOES 的 TBB、降水系统中的对流降水与层云降水比例、闪电活动频数随时间的变化均能表征锋面气旋系统的发展。TRMM PR 探测结果表明: 冷锋降水狭窄细长, 且均为强对流降水(特别在冷锋加强时); 暖锋宽广, 且为大片层云降水, 但其中存在面积不等的强对流降水云团; 与"98. 7. 20"武汉附近地区中尺度强降水垂直结构的比较表明, 锋面气旋降水的最大降水率出现在近地面, 而中尺度强降水的最大降水率出现在低空(3.0~ 3.5 km), 表明两者之间的降水微物理过程存在差别。TRMM LIS 探测结果表明: 闪电活动均发生在冷锋的强对流降水云团中, 暖锋中虽有强对流降水, 但无闪电活动; 闪电活动频数高所对应的降水廓线中、上部存在大量的冰相粒子。

关键词: 锋面气旋, TRMM, 降水结构, 闪电。

1 引 言

暴雨常常引发洪涝灾害, 它的分布及其成因倍受学者重视[1~5]。2003 年夏季淮河流域发生了继 1954 年以来的又一次流域性大洪水, 整个沿淮淮北地区平均雨量达 579 mm, 较气候平均降水量多 1. 7 倍, 造成淮河干流水位全线超过警戒水位, 王家坝至鲁台子河段水位超过保证水位, 部分河段水位超过历史最高水位。利用新的观测平台对造成此次汛期降水过程的天气、气候及暴雨个例分析研究十分重

* 初稿时间: 2004 年 1 月 20 日; 修改稿时间: 2004 年 4 月 26 日。
资助课题: 国家自然科学基金(40175015、40375018、40233031、40205008)、中国科学院知识创新工程重要方向项目基金(ZKCX2-SW-210)、中国科学院知识创新工程重点项目基金(KZCX2-208)、国家教育部留学归国人员科研启动基金, 中国气象局科教局应用项目。

** Email: fyf@uslc.edu.cn

要, 它可以使我们认识一些重要的现象, 为改进数值天气预报提供重要的依据。

热带测雨(TRMM)卫星于 1997 年 11 月 28 日升空, 该卫星搭载了首部测雨雷达(PR), 并首次集成测雨雷达、微波成像(TMI)、可见光与红外(VIRS)、闪电成像(LIS)及云和地球辐射能量(CERES)探测仪器, 对云、降水及雷电活动进行探测, 为我们细致研究降水类型及其分布、降水垂直结构及相应的微波信号、可见光与红外信号特征、雷电活动特点提供了独特的观测平台。利用 TRMM 观测结果, 文献[6~ 13]已对降水类型及分布、降水垂直结构的地域性特征、季节变化等进行了统计分析, 并对微波反演地表降水进行了研究。Prabhakara 等[14]曾利用 TRMM PR 和 TMI 观测结果对陆面上的对流降水和层云降水进行个例与统计分析。傅云飞等[15]也利用了这些观测结果对 1998 年 7 月 20 日武汉附近地区的特大暴雨结构及微波信号特征进行了研究。这些研究对深刻认识中尺度强降水的结构特征及微波反演陆面降水具有重要的意义。然而, 对闪电活动、降水结构与闪电活动之间关系, 还缺乏认识。

本文利用 TRMM PR 与 LIS 对 2003 年淮河汛期一次降水过程的两次观测结果, 研究了降水结构及闪电活动情况, 以进一步认识降水结构等云物理特性及其与闪电活动之间的关系。

2　资　料

文中使用的 TRMM PR 标准资料(2A25)由日本空间发展署(NASDA)的地球观测研究中心(EORC)提供。使用的 LIS 由美国航空航天局(NASA)的马歇尔(Marshall)空间飞行中心(MSFC)提供。有关 TRMM PR 特征参数、探测的空间分辨率和对降水类型分类的描述, 详见文献[16, 17]。

LIS(Lightning Imaging Sensor)是一部闪电成像探测器, 其核心部件是一只由 128 × 128 个 CCD (Charged Coupled Device)组成的影像探测阵列, 它能以每秒 500 帧的高速对闪电进行成像。由于采用了多种特殊滤波技术, LIS 可以将闪电信号从白天很强的背景中检测出来。LIS 的视场为 600 km × 600 km(TRMM 卫星在 350 km 高度上), 探测的空间分辨率为 3 km(星下点)至 6 km(边缘)。TRMM 卫星在轨道上运行速度约为 7 km/s, 因此, LIS 对雷暴中某一特定位置闪电活动的观测时间可达 90 s。MSFC 提供的 LIS 资料中包括闪电位置(经度和纬度)、闪电辐射能、闪电持续时间、闪电族和闪电次数[17], 但它不区分云闪和云地闪。研究表明 LIS 在夜晚和白昼的探测效率分别是 93% ±4% 和 73% ± 11%[18, 19]。

本文还应用了 GOES (Geostationary Operational Environment Satellite) 资料。有关 GOES 资料的说明。请参见文献[20]或网站 http://rsd.gsfc.nasa.gov/goes/text/goesds.html。

文中研究的锋面气旋降水的气旋中心发生在 2003 年 6 月 22 日黄淮之间, 降水分布十分宽广。图 1 是根据当日 6 时(世界时)地面实况给出的锋面气旋气压场和 6 h 雨量分布及锋面位置。锋面气旋中心气压为 974 hPa, 它位于亳州附近; 降水区主要位于气旋中心附近和暖锋前后宽广区域, 气旋中心附近测到 6 h 36 mm 的雨量; 冷锋后降水相对较弱。TRMM PR 捕捉的降水云系为当日 6 时 17 分 54 秒(世界时, 以 34.7638°N, 116.502°E 计算)和当日 7 时 55 分 35 秒(世界时, 以 34.7694°N, 116.706°E 计算), 相应的轨道号分别是 31925 和 31926。捕捉的两个降水云系前后相差 1 h 38 min。TRMM PR 探测的降水落区位于 33~ 36°N, 114~ 122°E(图 2)。

3　结　果

3.1　降水分布及变化

考虑到 2 km 高度以下地表对 PR 回波的可能干扰, 图 2 中给出的是 2 km 高度上的降水率。虽然图 1 和图 2a 所示降水分布相差不到 20 min, 仍可看出两者之间存在差别, 一方面表明降水系统发展快, 另一原因是 TRMM PR 给出的为瞬时降水率。从图 2 中可以看到锋面气旋的降水主要分布在窄长的冷锋和很宽的暖锋上, 且冷锋降水的雨强较暖锋大。图 2a 中冷锋宽度约为 20 km, 长度约为 300 km, 图 2b 中冷锋比图 2a 中要长, 约 500 km, 且宽度也比图 2a 中要宽。比较图 2a 和 2b, 可以看到经过 1 h 38 min 时间的演变, 冷锋上的降水范围有所增大, 且锋面上均为强降水, 后面分析表明该气旋在此段时间内是加强的。与冷锋降水相比, 暖锋降水非常宽广, 约为 400 km。暖锋降水中有多块强雨团(雨强大于 20 mm/h), 其面积大小不等, 周围为大片弱降水区, 说明暖锋中雨强分布非常不均匀。

为进一步分析锋面气旋降水系统中降水类型的分布, 图 3 给出了 TRMM PR 探测的对流降水与层

云降水的像素分布以及闪电位置分布。锋面气旋降水系统中对流降水与层云降水的像素个数、总降水率和平均降水率见表 1。它表明对流降水平均降水率比层云降水平均降水率大, 这与以前的研究一致[15]; 表 1 还表明 6 时 17 分对流降水的像素仅是层云降水像素数的 0. 134 倍, 而对流降水的平均降水率却是层云平均降水率的 4. 73 倍; 经过 1 h 38 min 后, 由于气旋降水系统的发展, 对流降水的像素与层云降水像素数之比为 0. 156, 对流降水平均降水率与层云降水平均降水率之比为 5. 72, 表明对流降水相对增多, 雨强增大。

表 1 对流降水与层云降水的像素个数、总降水率和平均降水率

Table 1 Pixel number, total rainfall rate and averaged rainfall rate of convective and stratiform rains

降水类型	像素个数	总降水率(mm/h)	平均雨强(mm/h)
对流降水(31925)	938	14608	15. 6
层云降水(31925)	7024	23271	3. 3
对流降水(31926)	886	14695	16. 6
层云降水(31926)	5665	16702	2. 9

对照图 2 和 3, 可以清楚看到冷锋降水性质属于对流性降水, 暖锋中的强降水也属对流性质, 而暖锋中的成片弱降水多为层云降水。说明斜压性强的冷锋有利是于形成强对流降水发生发展的环境。而暖锋则不同, 它主要表现为大片层云降水背景下的对流与层云混合降水。大片层云降水所释放的潜热能很可能是暖锋中强对流降水的主要能量, 具体情况还有待研究。值得一提的是图 2 和 3 暖锋中的强降水(即对流降水) 成弧线分布(见图 3 暖锋中红色对流降水像素分布) , 这一现象是否表明宽广的暖锋中存在"次级锋面(或锋区)", 即暖锋中是否存在温度梯度, 导致"锋区中的锋面", 还值得进一步研究。

锋面气旋降水系统自 6 时 17 分~ 7 时 55 分的发展演变还从 GOES 卫星红外 1 通道和水汽通道的 TBB 变化得以证实。图 4 是 GOES 当日 6, 7, 8 时(世界时) TBB 等值线与 TRMM PR 探测的雨强(彩色) 的叠加分布。图中粗略地认为 6 和 8 时的 GOES TBB 与 6 时 17 分和 7 时 55 分的 TRMM PR 一致(但实际上, 我们还是可以从图 4a1 与 4b1 中看到 17 min 的差异会引起 210 K TBB 与大片雨区位置的一点偏差) 。

从图 4 中可以看到 6~ 8 时降水区对应的 210 K TBB 范围的不断增大, 表明降水系统中高云面积增大, 说明降水系统正处在发展过程中。图中还表明 6 时(世界时) 气旋中心的降水区与 210 K TBB 区域对应较好, 而 8 时(世界时) 冷锋的前方 210 K TBB 分布范围比 PR 测得的雨区大得多, 说明冷锋前方有大面积的非降水高云。

3. 2 降水垂直结构

降水的垂直结构反映了降水云团热力和动力结构特性, 以及云团中降水的微物理特性[21]。傅云飞等[15]利用 TRMM PR 对"98. 7. 20"中尺度强降水系统的垂直结构进行了分析。这里我们也对锋面气旋降水的垂直结构及降水廓线进行分析, 并与"98. 7. 20"个例进行对比。

图 5 是沿图 2a 中所示位置作出 9 个降水率垂直剖面, 图中表明雨顶(雷达测到的第一个回波) 的最大高度可达 15 km(如图 5a, d, i) , 它们分别对应冷锋、气旋中心和暖锋中的强对流降水; 除此之外, 大部分降水的雨顶在 10 km 左右。降水率垂直剖面还表明, 降水率大的降水多出现在 6 km 以下, 这可能是雨滴的碰并增长过程作用的结果。多数强对流降水率在垂直剖面上表现为不均匀分布, 如图 5a, g 强降水率中心位于 2~ 5 km; 如图 5b, 5h 强降水率中心呈柱状自地面伸至 5 km; 又如图 5i 强降水率中心呈环状分布。层云降水在垂直剖面上也清楚地表现为亮带(5 km 左右) , 在强降水率中心(对流降水中心) 附近一般都被层云降水包围。这些特点与"98. 7. 20"有类似之处。

降水系统经过 1 h 38 min 的发展, 我们可以看到降水垂直结构也发生的相应变化, 最明显的是表现在冷锋上降水云厚度增加(图 6) 。图 6 是沿图 2b 所示所作的 10 个剖面, 其中图 6a, i 是沿冷锋的垂直剖面, 图 6b, c, d 是沿垂直于冷锋所作的垂直剖面。由于降水系统的发展, 冷锋降水的雨顶已突破 15 km 高度, 有的已达到 17. 5 km(图 6a, i) , 且冷锋中的强降水率高度(大于 20 mm/h) 接近 7 km(图 6a) , 并有众多强降水率(大于 100 mm/h) 降水位于 5 km 左右的高度上(图 6a, i) , 这些都是强对流降水的标志。垂直于冷锋的 3 个垂直剖面 *CD*, *EF* 和 *GH* 表明冷锋前方存在大量云或弱降水云(图 6c, d) , 这些云的顶高至少在 10 或 15 km 以上, 这与 GOES 卫星的 TBB 210 K 区域的分布一致。另外, 我们还可以看到冷锋面上指向暖区的降水"雨砧"(图 6b) 和强对流降水向冷区倾斜的结构(图 6d) 。

暖锋降水多为层云降水(图6f, g, h, j) , 即在

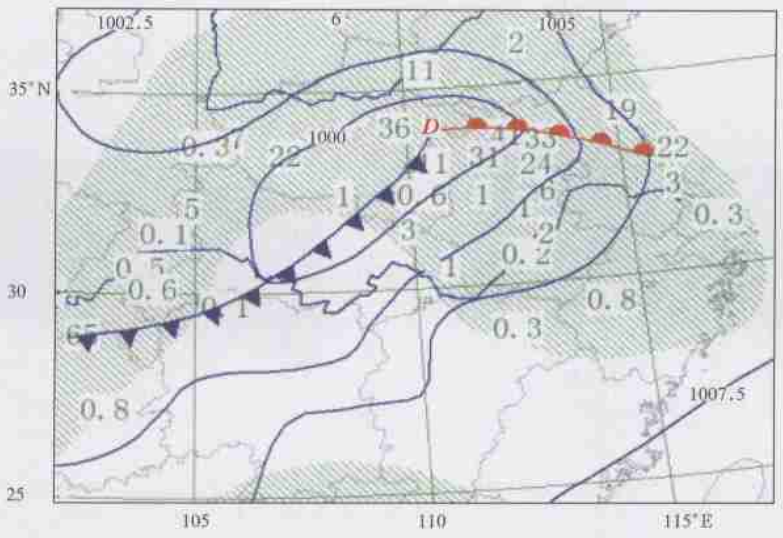

图1　2003年6月22日6时(世界时)锋面气旋气压场和6 h雨量分布、锋面位置

Fig 1　Pressure field, rainfall amount in last 6 hours and the location of cold front at 6 (UTC) on June 22, 2003

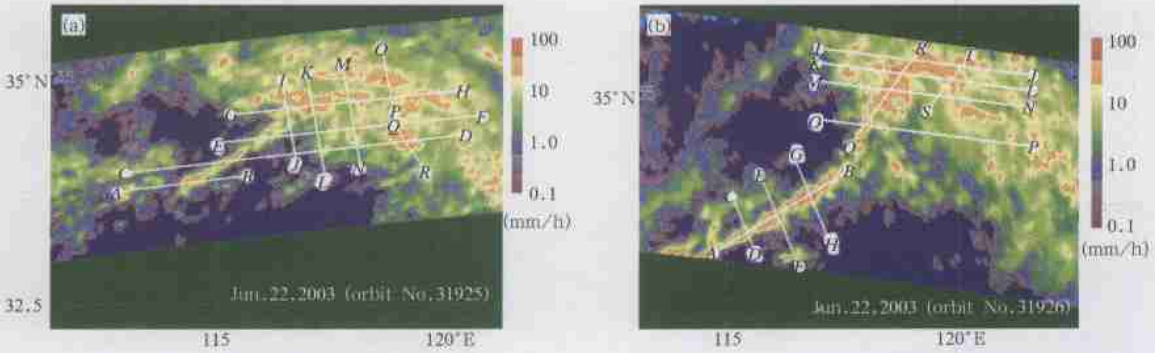

图2　TRMM PR测得的2 km降水率分布

(a.轨道号31925,b.轨道号31926)

Fig 2　Rainfall distribution at 2 km altitude derived from TRMM PR. The up panel and low panel present 6:17 (UTC) and 7:55(UTC), respectively (a.orbit: 31925,b.orbit: 31926)

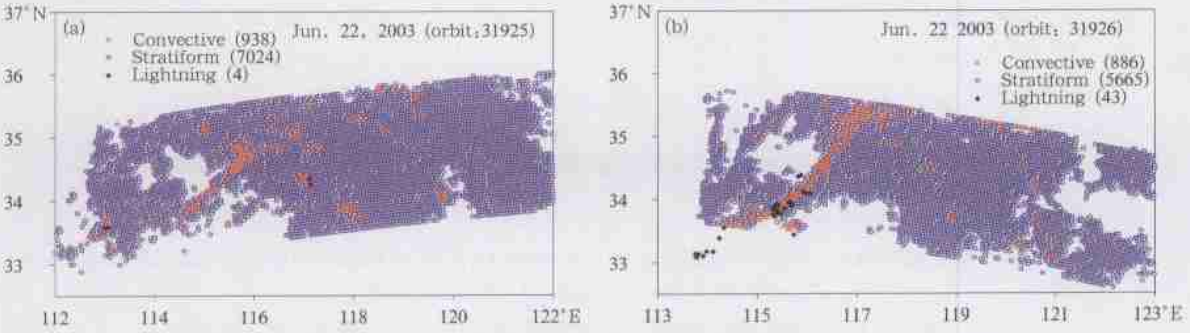

图3　TRMM PR探测的对流降水与层云降水的像素分布以及闪电位置分布

(a.轨道号31925,b.轨道号31926)

Fig 3　Pixels locations of convective rainfall, stratiform rainfall and lightning detected by TRMM PR and LIS. The up panel and low panel present 6:17 (UTC) and 7:55(UTC), respectively (a.orbit: 31925,b.orbit: 31926)

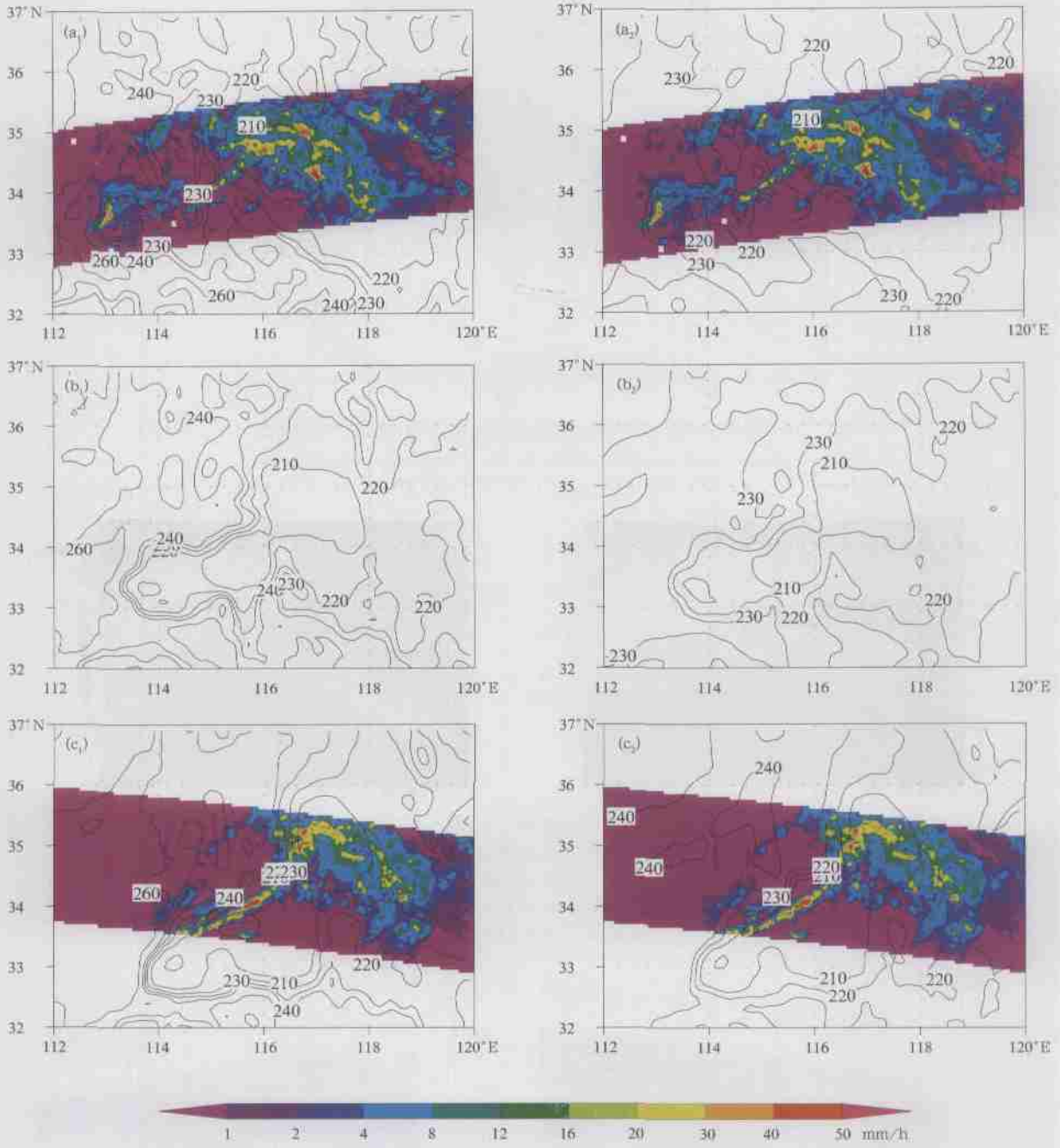

图4 GOES卫星红外1通道(a_1,b_1,c_1)和水汽通道(a_2,b_2,c_2)的TBB等值线与TRMM PR探测的雨强(彩色)的叠加分布
(a_1,a_2.06:17, b_1,b_2.07:00, c_1,c_2.7:55)

Fig 4 Overlapped distributions of rainfall derived from TRMM PR and TBB contours observed by GOES infrared channel and water vapor channel
(a_1,a_2.06:17, b_1,b_2.07:00, c_1,c_2.7:55)

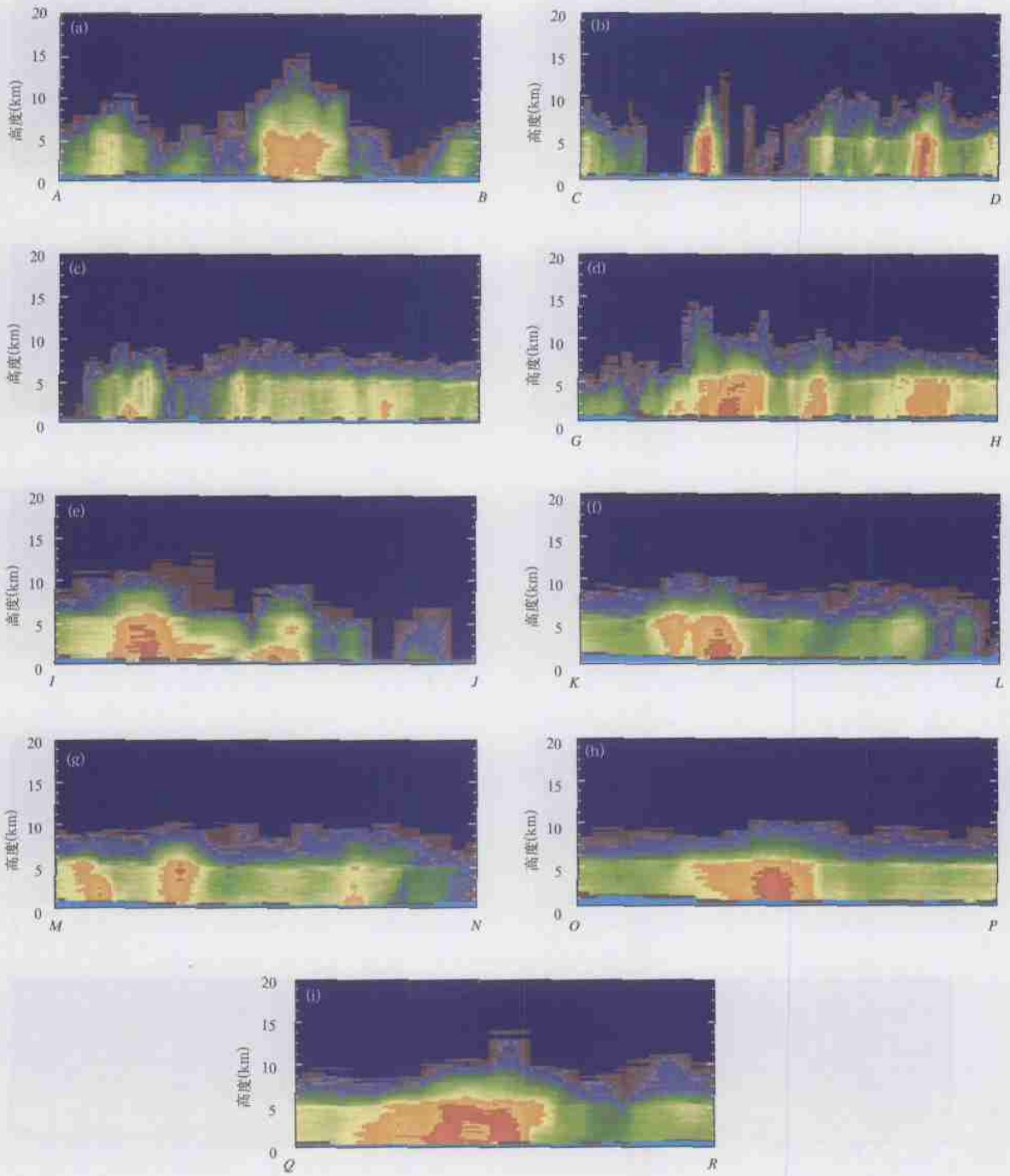

图5　6时17分降水率垂直剖面

(a.*AB*, b.*CD*, c.*EF*, d.*GH*, e.*IJ*, f.*KL*, g.*MN*, h.*OP*, i.*QR*)

Fig 5　Distribution of rain rate in cross-section at 6:17 (UTC) (colors presented for rain rate scale are the same as in Fig 2). Locations of these cross-sections are plotted in Fig 2(a)

(a.*AB*, b.*CD*, c.*EF*, d.*GH*, e.*IJ*, f.*KL*, g.*MN*, h.*OP*, i.*QR*)

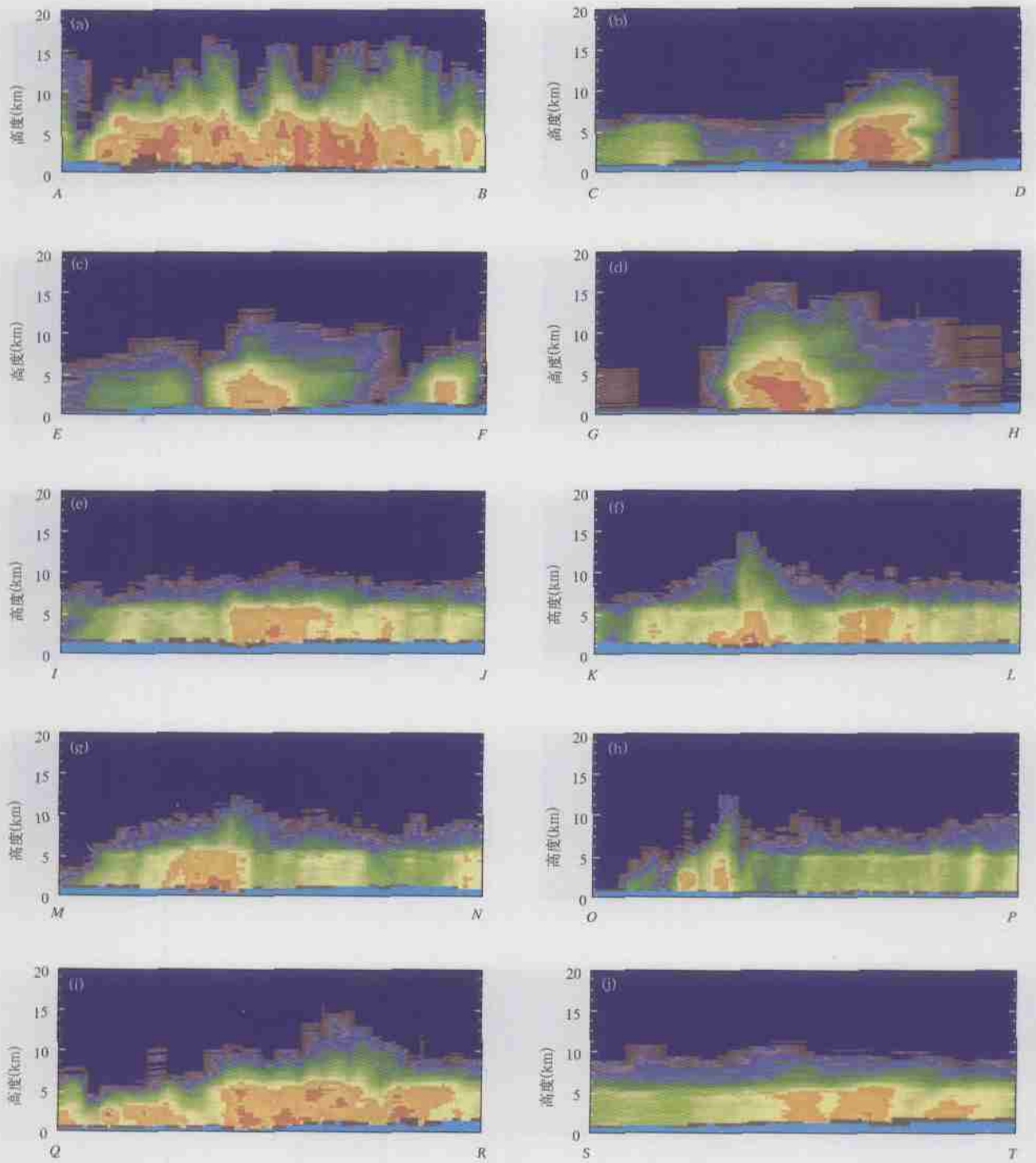

图6 7时55分降水率垂直剖面

(a.*AB*, b.*CD*, c.*EF*, d.*GH*, e.*IJ*, f.*KL*, g.*MN*, h.*OP*, i.*QR*, j.*ST*)

Fig 6 Distribution of rain rate in cross-section at 7:55 (UTC) (colors presented for rain rate scale are the same as in Fig 2). Locations of these cross-sections are plotted in Fig 2(b)

(a.*AB*, b.*CD*, c.*EF*, d.*GH*, e.*IJ*, f.*KL*, g.*MN*, h.*OP*, i.*QR*, j.*ST*)

5 km 明显地高处表现为均匀亮带。沿气旋中心所做的剖面 *IJ* 和 *KL* 表明强降水率的空中范围和大部分雨顶高度都较冷锋上的小和低。

图 7 是标准化后的对流降水和层云降水平均廓线图。为了对比“98.7.20”中尺度强降水的降水廓线, 这里也给出了该中尺度强降水系统中对流降水和层云降水的平均廓线(图 8)。图中给出的对流降水平均廓线分别对应 2 km 高度处的降水率为 1~ 5, 5~ 10, 10~ 20, 20~ 30, 30~ 50 和 > 50 mm/h。层云降水平均廓线分别对应 2 km 高度处的降水率为 1~ 5, 5~ 10, 10~ 20 mm/h。这些平均廓线分别用它的各自在 2 km 高度处的平均降水率进行标准化。与“98.7.20”中尺度强降水系统一样, 对流降水平均廓线明显不同于层云降水平均廓线, 表现在 5 km 以下高度对流降水的平均降水率随高度的变化。对层云降水云而言, 4~ 5 km 的平均降水率最大, 由于 0 ℃层亮带所引起的虚假现象; 该层以下地面弱降水(1~ 5 mm/h) 相应的平均降水率随高度少变, 而地面降水大于 5 mm/h 相应的平均降水率随高度降低略增大, 表明层云强降水在大气底层也存在雨滴的碰并增长过程。对于对流降水, 5 km 以下其平均降水率随高度降低而增大, 因此对流降水的最大平均降水率出现在地表附近。在 5 km 高度以上, 不论层云降水还是对流降水, 它们的平均降水率均随高度增加而快速减小。

虽然, TRMM PR 捕捉的这两个时次降水前后相差 1 h 38 min, 但从图 7 中仍可以看到对流降水平均廓线细微的变化, 主要表现在后一时次 5 km 以下各雨强相应空中平均降水率变化幅度加大。地表附近强降水相应的空中平均降水率随高度增加减小快, 而地表附近 20 mm/h 以下降水相应的空中平均降水率随高度增加减慢。说明地表附近强降水对应的 5 km 以下存在强烈的雨滴碰并增长过程。两时次的层云降水平均廓线差异不大, 表明层云降水的物理过程稳定, 即层云降水主要来自冻结层冰雪的融化或水汽稳定抬升凝结降水。

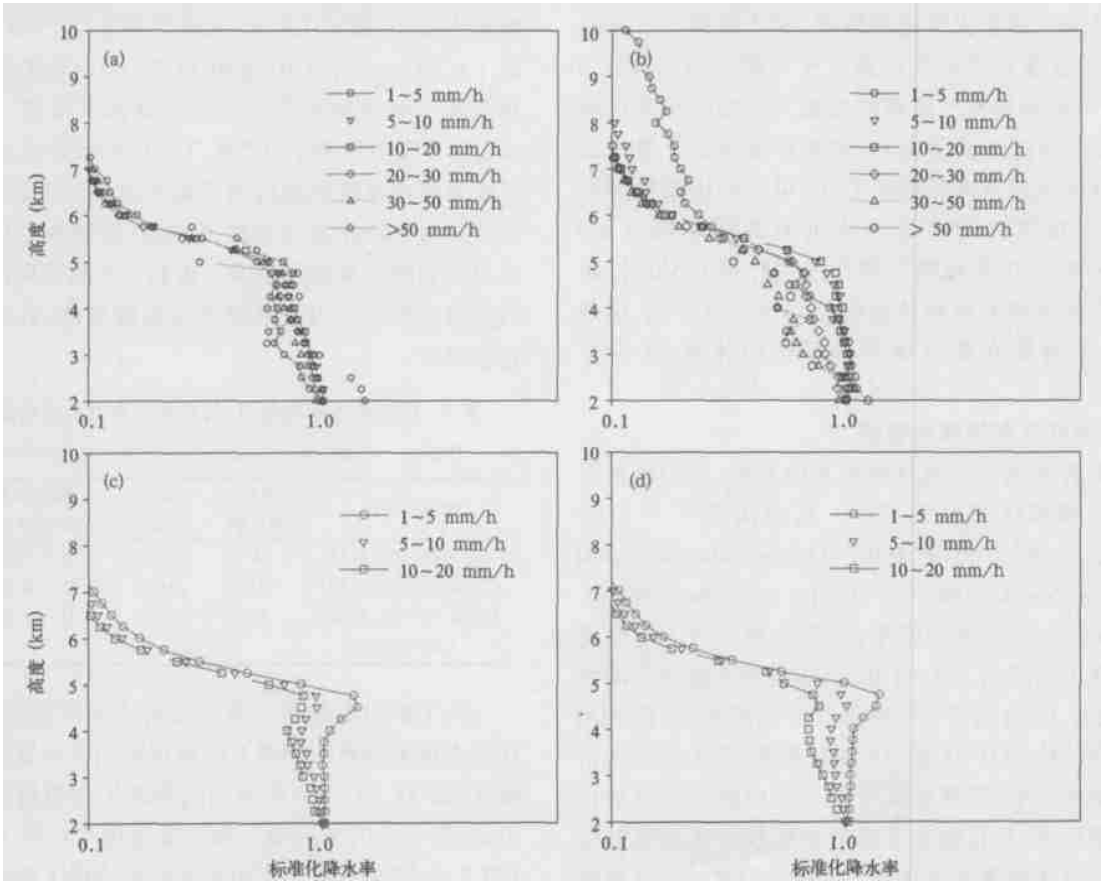

图 7　锋面气旋降水系统的标准化对流降水和层云降水平均廓线

Fig. 7　Normalized mean preprofilestion of convective rain and stratiform rain. (a) and (b) represented for convective profile separated in one hour and 38 minutes. (c) and (d) represented for stratiform profile separated in the same period

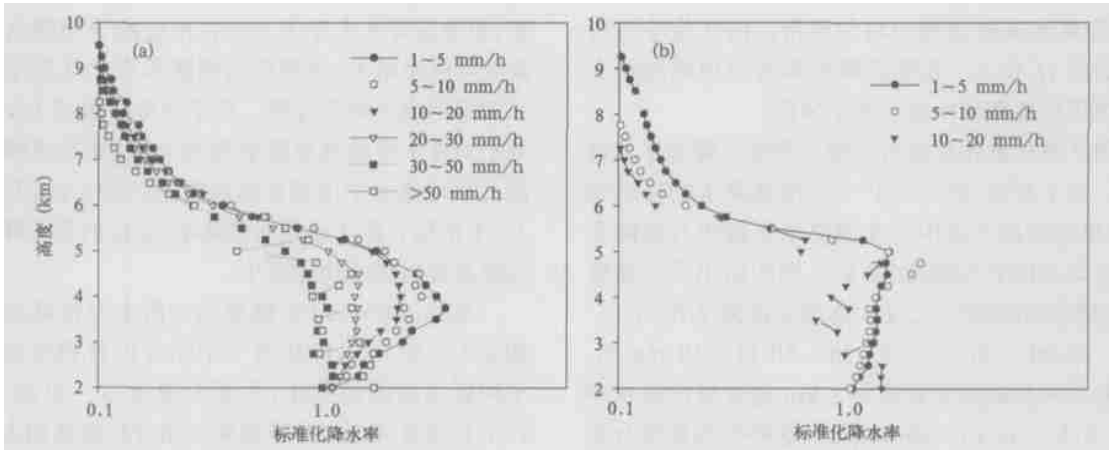

图 8 “98. 7. 20”中尺度强降水系统的标准化对流降水和层云降水平均廓线

Fig. 8 Normalized mean preprofilestation of convective rain and stratiform rain in MCS of “98. 7. 20”. The left panel represent for convective profile, and the right panel for stratiform profile

对比图 7 与 8 中的对流降水平均廓线, 我们可以看到锋面气旋系统的对流降水平均廓线不同于“98. 7. 20”中尺度强对流系统的对流降水平均廓线。差别主要表现如下: (1) 中尺度强对流系统的 5 km 以上的降水厚度比气旋系统厚, 平均要厚 1. 5 km; (2) 中尺度强对流系统的最大平均降水率出现在 3 ~ 3. 5 km, 而锋面气旋系统的最大平均降水率出现在 2 km(即近地面附近)。表明雨滴的碰并增长过程是锋面气旋对流降水在 5 km 以下的主要物理过程, 而中尺度强对流系统中的对流降水在 5 km 以下不但存在雨滴碰并增长过程(5至3. 5km), 而且存在雨滴蒸发或破碎过程(3. 5 km 以下)。这些差别, 是否能在数值模式的模拟中体现, 还有待研究。

3.3 闪电分布与降水廓线

随着地基和空基探测技术的发展, 我们已对闪电的全球和区域性分布有一定的认识[22~24]。如 Mackerras 等[23]利用 DMSP(Defense Meteorological Satellite Program) 和 ISS- b(the Ionosphere Sounding Satellite- b) 观测结果, 发现陆地上的闪电密度比海洋上的高出了 3~ 4 倍, 且闪电密度随纬度增加而减少。Cecil 等[25, 26]研究了台风系统中 TRMM PR 反射率、TMI 85 和 37 GHz 散射信号与 LIS 信号之间的关系, 发现台风外围云系中的闪电活动比其他部位多, 并且建立了反射率廓线与冰相散射信号及闪电活动之间的联系。这里我们对锋面气旋降水系统中闪电的分布及其与降水结构之间的关系作如下分析。表 2 是 TRMM LIS 测得 6 月 22 日(6 时 17 分 43 秒至 6时 17 分 51、7 时 54 分 33 秒至 7 时 57 分 39 秒) 和“98. 7. 20”武汉附近地区特大暴雨中(21 时 38 分 38 秒至 21 时 39 分 42 秒) 闪电发生地点数目、闪电发生次数及辐射能量。可以看到 7 时 54 分 33 秒至 7 时 57 分 39 秒 LIS 测到气旋降水系统中有 43 处发生闪电, 闪电共发生 2151 次, 分别是 1 h 38 min 前的 10 倍和 17 倍, 闪电辐射的能量也是前一时次的近 25 倍, 表明锋面气旋经 1 h 38 min 后有强烈发展。同“98. 7. 20”武汉附近地区中尺度强降水系统中的闪电活动相比, 我们发现锋面气旋降水系统在其强盛时, 闪电发生频数也比那次中尺度强降水系统中的多。由此可见强盛期的锋面气旋降水系统中闪电活动发生频数很高, 其破坏性也会很大。

表 2 闪电发生地点数目、闪电发生次数及辐射能量

Table 2 Flash period, groups, events and radiance

过程的时段	发生地点数	闪电次数	辐射能量 (MJ/(m^2•sr))
6: 17: 43~ 6: 17: 51	4	125	1.6×10^6
7: 54: 33~ 7: 57: 39	43	2191	39.6×10^6
21: 38: 38~ 21: 39: 42 (98. 7. 20)	10	1308	11.0×10^6

为了解闪电分布与降水结构之间的关系, 我们在降水像素分布图中对 LIS 测得的闪电位置进行了标注(图 3), 图 3a 中零星闪电都发生在对流降水云中, 冷锋上无闪电活动。当气旋经历 1 h 38 min 后(即 7 时 55 分), 众多闪电均发生在冷锋上的强对流降水云中, 而在宽广的暖锋中虽有对流降水出现, 但无闪电活动。表明冷锋上有强烈的不稳定对流活动, 暖锋中的大气层结相对稳定。值得注意的是在

冷锋后附近的非降水区也有一处闪电活动, 表明这个区域云量丰富。由于 LIS 的视场比 PR 宽, 故在 PR 轨道外, 我们还可以看到几处闪电信号(图 3b) , 可以推断那里是冷锋的延续。

为进一步揭示闪电与降水云垂直结构的关系, 我们对 7 时 55 分冷锋上闪电周围的强对流降水廓线作了分析。图 9a 中分别标注了对流降水、层云降水和闪电活动位置, 这里着重观察了闪电 A, B, C 周围的降水廓线特征(图 9b, c) 。从闪电 A, B, C 的位置、持续时间、闪电次数(表 3) 。可见, 闪电 A 的次数最多(157 次) , 闪电 B 持续时间最长(1058 ms) 。虽然闪电 A 持续时间不是最长, 但由于闪电次数多, 它发出的辐射能大。若以单位时间、单位次数计算, 闪电 A, B, C 发出的能量分别是 26. 1, 7. 8 和 22. 3 (MJ/(m^2• sr• ms• 次) 。由此可见闪电 A 相对最强。从图 9a 中可以看到闪电 A 四周均存在对流降水云(像素 a_1, a_2, a_3, a_4) , 并且闪电 A 的附近还存在其他闪电, 说明此处对流十分强盛, 这从图 9b 中的降水廓线分布也得以证实。图 9b 是对流降水云像素 a_1, a_2, a_3 和 a_4 相应的降水廓线。虽然它们的近地面降水率(以 2 km 计算) 不大, 但它们相应的降水云都十分深厚, 可达 16 km, 并且在 5 km 以上有很大的降水率, 即在雷达回波中有很强的信号, 表明降水云中的中、上层(特别是 6 km 以上) 有丰富的冰相粒子存在。大量冰相粒子间的摩擦, 可能是造成此处强闪电活动的原因。

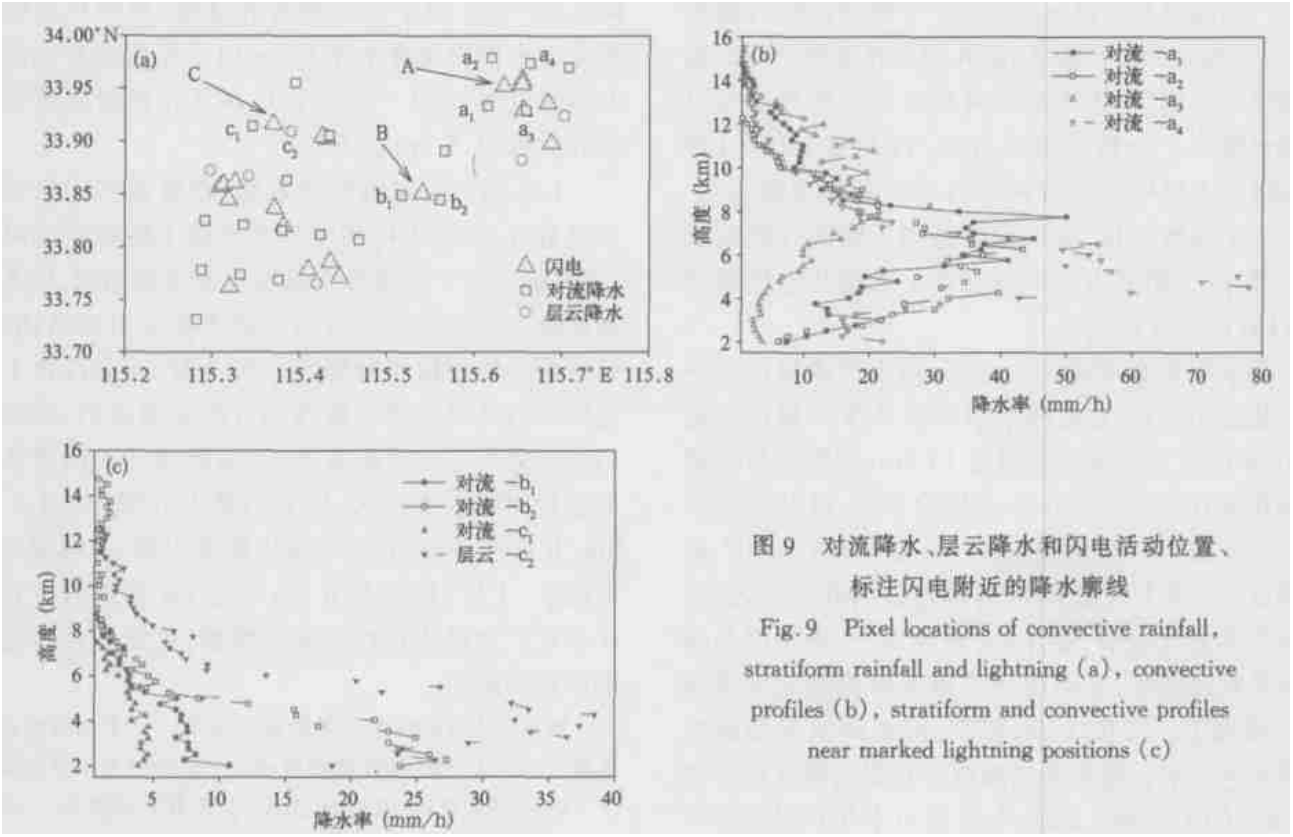

图 9　对流降水、层云降水和闪电活动位置、标注闪电附近的降水廓线

Fig. 9　Pixel locations of convective rainfall, stratiform rainfall and lightning (a), convective profiles (b), stratiform and convective profiles near marked lightning positions (c)

表 3　闪电 A, B, C 的位置、持续时间、闪电次数

Table 3　Flash latitude, longitude, radiance, period, and events in the location of A, B, and C

闪电位置	辐射能量 (MJ/(m^2• sr))	持续时间 (ms)	闪电次数
33. 958° N　115. 655° E (A)	3168155	772	157
33. 851° N　115. 541° E (B)	281689	1058	34
33. 916° N　115. 370° E (C)	233796	404	26

与闪电 A 相比, 闪电 B 和 C 相应附近的降水廓线(图 9c) 2 km 降水率大, 但 6 km 以上的降水率小, 表明降水云中的冰相粒子少, 因此闪电 B 和 C 就弱于闪电 A。据此我们可以推断, 闪电活动和强度主要与降水云中、上部的冰相粒子多少有关, 而与地表附近的雨强关系不大。这些推论, 还有待统计分析

验证。

4 结 论

本文利用热带测雨卫星(TRMM)搭载的测雨雷达(PR)、闪电成像仪探测结果、GOES 卫星红外通道辐射亮温(TBB),分析研究了2003年淮河汛期开始阶段一锋面气旋系统的两个时次降水结构和闪电活动,并与"98.7.20"武汉附近地区中尺度强降水的结构和闪电活动进行了比较。目的是揭示锋面气旋系统的降水水平分布、降水垂直结构及其与闪电活动的联系,为进一步的数值模式模拟研究锋面气旋降水提供观测事实和依据。

TRMM PR 探测结果表明,冷锋降水狭窄细长,且为一致的强对流降水(特别在冷锋加强时);暖锋宽广,且为大片层云降水,但其中存在面积不等的强对流降水云团,即大片层云降水背景下的对流与层云混合降水。分析结果还指出,TRMM PR 和 LIS 测得降水系统中的对流降水与层云降水比例变化、闪电活动频数变化,可以很好地指示锋面气旋系统的发展,这一结果为 GOES 红外1通道和水汽通道的 TBB 的演变所证实。

降水率垂直剖面表明,层云降水的雨顶高度一般不超过 10 km;对流降水的雨顶高度一般都要超过 10 km,最大高度甚至超过 15 km;多数强对流降水率在垂直剖面上表现为不均匀分布,部分强降水率位于 5 km 高度或呈柱状分布,这与"98.7.20"武汉附近地区中尺度强降水的垂直结构有类似之处。降水平均廓线表明,在 5 km 高度以上,不论层云降水还是对流降水,它们的平均降水率均随高度增加而快速减小。而在 5 km 以下,对流降水平均廓线明显不同于层云降水平均廓线。对层云降水而言,4~5 km 的平均降水率最大,这是由于 0 ℃层亮带所引起的误差;该层以下的弱降水(地面雨强为 1~5 mm/h)相应的平均降水率随高度少变,而该层以下的中等以上降水(地面雨强大于 5 mm/h)相应的平均降水率随高度降低略微增大,表明中等以上强度的层云强降水在大气底层也存在雨滴的碰并增长过程。对于对流降水,5 km 以下的雨滴碰并增长过程明显,其平均降水率随高度降低而增大,因此对流降水的最大平均降水率出现在地表附近。

锋面气旋系统的对流降水平均廓线与"98.7.20"中尺度强对流系统在对流降水平均廓线比较表明,中尺度强对流系统的 5 km 以上的降水厚度比气旋系统厚,平均要厚 1.5 km;中尺度强对流系统的最大平均降水率出现在 3.0~3.5 km,而锋面气旋系统的最大平均降水率出现在 2 km(即近地面附近)。表明雨滴的碰并增长过程是锋面气旋中对流降水在 5 km 以下的主要物理过程,而中尺度强对流系统中的对流降水在 5 km 以下不但存在雨滴碰并增长过程(5.0~3.5 km),而且存在雨滴蒸发或破碎过程(3.5 km 以下)。

LIS 测得的闪电位置表明,在锋面气旋系统处于强盛时,众多闪电均发生在冷锋上的强对流降水云中,而在宽广的暖锋中虽有对流降水出现,但无闪电活动。表明冷锋上有强烈的不稳定对流活动,暖锋中的大气层结相对稳定。对7时55分冷锋上闪电周围的强对流降水廓线的分析结果表明,最强的闪电四周均存在对流降水云,虽然这些对流降水云的近地面降水率不大,但它们都十分深厚,可达 16 km,并且在 5 km 以上有很大的降水率,说明降水云中的中、上层(特别是 6 km 以上)有丰富的冰相粒子存在。大量冰相粒子间的摩擦,可能是此处强闪电活动的原因。

致谢:感谢审稿人所提的修改意见。日本国家空间发展署(NASDA)的地球观测研究中心(EORC)为本研究提供了 TRMM PR 资料(项目 IP:206),美国航空航天局(NASA)的马歇尔空间飞行中心(MSFC)提供了 LIS 资料,再次表示感谢。

参考文献

1 陶诗言等. 中国之暴雨. 北京:科学出版社, 1980. 225pp

2 陶诗言, 丁一汇, 周晓平. 暴雨和强对流天气的研究. 大气科学, 1979, 3(3):227~238

3 丁一汇. 1991 年江淮流域持续性大暴雨的研究. 北京:气象出版社, 1993. 255pp

4 孙键, 赵平, 周秀骥. 一次华南暴雨中尺度结构及复杂地形的影响. 气象学报, 2002, 60(3):333~341

5 郑新江, 陶诗言, 罗敬宇等. 1998 年 7 月 2122 日特大暴雨过程中-β尺度云团特征. 气象学报, 2001, 59(5):625~631

6 Shin D-B, North G R, Bowman K P. A summary of reflectivity profiles from the first year of TRMM radar data. J Climate, 2000, 13(23):4072~4086

7 Liu G, Fu Y. The characteristics of tropical precipitation profiles as inferred from satellite radar measurements. J Meteor Soc Japan, 2001, 79: 131~ 143

8 Fu Y, Liu G. The variability of tropical precipitation profiles and its impact on microwave brightness temperatures as inferred from TRMM data. J Appl Meteor, 2001, 40(12): 2130~ 2143

9 Sorooshian S, Gao X, Hsu K, et al. Diurnal variability of tropical rainfall retrieved from combined GOES and TRMM satellite information. J Climate, 2002, 15(9): 983~ 1001

10 李万彪, 陈勇, 朱元竞等. 利用热带测雨卫星的微波成像仪观测资料反演陆面降水. 气象学报, 2001, 59(5): 591~ 601

11 姚展予, 李万彪, 高慧琳等. 用TRMM 卫星微波成像仪资料遥感地面洪涝的研究. 气象学报, 2002, 60(2): 243~ 249

12 Fu Y, Liu G. Precipitation characteristics in mid- latitude East Asia as observed by TRMM PR and TMI. J Meteor Soc Japan, 2003, 81(6): 1353~ 1369

13 Fu Y, Lin Y, Liu G, et al. Seasonal characteristics of precipitation in 1998 over East Asia as derived from TRMM PR. Adv Atmos Sci, 2003, 20(4): 511~ 529

14 Prabhakara C, Iacovazzi R Jr, Yoo J- M. TRMM precipitation radar and microwave imager observations of convective and stratiform rain over land and their theoretical implications. J Meteor Soc Japan, 2002, 80: 1183~ 1197

15 傅云飞, 宇如聪, 徐幼平等. TRMM 测雨雷达和微波辐射成像仪对两个中尺度特大暴雨降水结构的观测分析研究. 气象学报, 2003, 61(4): 421~ 431

16 Kummerow C, Barnes W, Kozu T. The tropical rainfall measuring mission (TRMM) sensor package. J Atmos Oceanic Tech, 1998, 15: 809- 817

17 Christian H J, Blakeslee R J, Goodman G J, et al. Algorithm theoretical basis document (ATBD) for the lightning imaging sensor (LIS). http://eospso.gsfc.nasa.gov/atbd/lisables.html, Posted: 1 Feb 2000. (NASA/Marshall Space Flight Center, AL 35812)

18 Boccippio D J, Goodman S J. Regional differences in tropical lightning distributions. J Appl Meteor, 2000, 39: 2231~ 2248

19 Boccippio D J, Cummins K L, Christian H J, et al. Combined satellite and surface- based estimation of the intracloud- cloud- to- ground lightning ratio over the continental United States. Mon Wea Rev, 2001, 129: 108~ 112

20 Menzel W P, Purdom J F W. Introducing GOES- I: The first of a new generation of geostationary operation environmental satellites. Bull Amer Meteor Soc, 1994, 75: 757~ 781

21 Zipser E J, Lutz K R. The vertical profile of radar reflectivity of convective cells: A strong indicator of storm intensity and lightning probability? Mon Wea Rev, 1994, 122: 1751~ 1759

22 陶祖钰, 赵昕奕. 京津冀地区闪电的气候分析. 气象学报, 1993, 51(3): 325~ 332

23 Mackerras D, Darveniza M, Orville R E, et al. Global lightning total, cloud, and ground flash estimates. J Geophys Res, 1998, 103(D16): 19791~ 19809

24 马明, 陶善昌, 祝宝友等. 卫星观测的中国及周边地区闪电密度的气候分布. 中国科学(D 辑), 2004, 34(4): 298~ 306

25 Cecil D J, Zipser E J, Nesbitt S W. Reflectivity, ice scattering, and lightning characteristics of hurricane eyewalls and rainbands. Part I: Quantitative description. Mon Wea Res, 2002, 130(4): 769~ 784

26 Cecil D J, Zipser E J. Reflectivity, ice scattering, and lightning characteristics of hurricane eyewalls and rainbands. Part II: Intercomparison of observation. Mon Wea Res, 2002, 130(4): 785~ 801

HEAVY RAINFALL STRUCTURES AND LIGHTNING ACTIVITIES IN A COLD-FRONT CYCLONEHAPPENED IN HUAI RIVER DERIVED FROM TRMM PR AND LIS OBSERVATIONS

Zheng Yuanyuan

(Weather Service Forecast Office in Anhui Province, Hefei 230021)

Fu Yunfei

(School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei 230025)

Liu Yong Zhu Hongfang Xie Yifeng

(Weather Service Forecast Office in Anhui Province, Hefei 230021)

Yao Xiuping

(China Meteorological Administration Training Center, Beijing 100081)

Yu Rucong

(LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract

Study has been made on heavy rainfall structures and lightning activities in clod- front cyclone occurred in Huai River reaches observed by TRMM PR and LIS separately in one and half hour on June 22, 2003 when raining season of the year started in the region. Precipitation profile features, lightning locations and its frequencies in this system were investigated and compared with those happened in a mesoscale convective system (MCS) near Wuhan city on July 20, 1998. Results indicate that the enhancing process of cold- front cyclone system can be represented well by TBB observed by GOES, ratio of convective rainfall to stratiform rainfall, lightning locations and its occurring frequency. TRMM PR measurements show strong convective rainfall occurred along a narrow and long cold front, especially when the cyclone was deepening and the cold front was enhanced after one and half hour. On the contrary, a large area of stratiform rains occurred in a wide warm front region although there were several strong convective rain blocks embedding in the wide region. Comparing with the averaged convective profile that had the maximum rainfall rate in the lower atmosphere about 3 km~ 3.5 km in the MCS of "98.7.20", the maximum one in the cold- front cyclone system occurred near the ground surface, which may imply different microphysical processes inside precipitating clouds between the two systems. Results also indicate that many lightning activities can be detected in the narrow cold front region due to strong convective rains occur there. But almost no lightning activities happened in the wide warm front region although there was several strong convective rain blocks in the region. Furthermore, results show that the higher frequency of lightning occurrences attends by a lot of ice droplets in the upper precipitating clouds from patterns of precipitation profiles.

Key Words: Cold- front Cyclone, TRMM, Precipitation Structure, Lightning.