

西太平洋副热带高压下热对流降水 结构特征的个例分析^{*}

傅云飞

(中国科学技术大学地球与空间科学学院, 合肥, 230026)

冯静夷

朱红芳

(安徽省人工影响天气办公室, 合肥, 230026)

(安徽省气象台, 合肥, 230026)

李 锐 刘 栋

(中国科学技术大学地球与空间科学学院, 合肥, 230026)

摘 要

利用热带测雨卫星的测雨雷达和红外辐射计的探测结果, 对 2003 年 8 月 2 日 15 时(北京时)中国东南部副热带高压下发生的热对流降水结构特征、云和降水云之间的关系进行了分析研究。大气背景分析表明, 500 hPa 副热带高压中心附近的较强上升运动和 850 hPa 的水汽通量辐合为此次午后热对流降水云团的发生提供了动力和水汽条件。热带测雨卫星的测雨雷达探测结果表明, 热对流降水云团的水平尺度多为 30~40 km, 平均垂直尺度均超过 10 km, 最高达 17.5 km; 云团的近地面雨强超过 50 mm/h。热对流降水云团的平均降水廓线表明, 其最大降水率出现在 5 km 的高度, 这一高度比估计的环境大气 0 °C 层高度低 1 km。与“98.7.20”中尺度强降水的对流降水廓线比较表明, 两者的最大降水率高度相同, 但热对流降水云团更深厚; 在 4 km 高度至近地面, 热对流的降水率减少速度比“98.7.20”强对流降水的快, 表明前者雨滴在下降过程中因气温高而发生强烈蒸发。对降水云团顶部特征与近地面雨强关系的分析结果表明, 雨顶高较低时, 云顶高度变化范围大; 当雨顶越高时, 云顶高度与雨顶高度越相近; 平均而言, 给定地面降水率, 云顶高度比雨顶高度高出 1~4 km; 当近地面雨强越大, 则云顶高度和雨顶高度越高、且越相近。结果还表明, 非降水云面积约占 86%, 晴空面积仅占 2%, 而降雨云面积约为云面积的 1/8。

关键词: 热对流降水, 副热带高压, 热带测雨卫星, 测雨雷达, 红外辐射温度。

1 引 言

夏季西太平洋副热带高压带(简称西太副高)是影响中国天气气候的主要大气环流系统之一, 它所处位置的变化和大气低层西南季风暖湿气流的进退, 共同决定了中国雨带的时空分布^[1~4]。中国学者从不同角度对西太副高及其与中国旱涝的关系进行了深入研究^[5~10]。吴国雄等^[11]通过资料分析、数值模拟及理论研究, 对副热带高压形成及变异的机理等动力学问题, 进行了系统阐述, 深刻地揭示了副

热带高压特征。陶诗言等^[12,13]对中国暴雨及强对流天气发生的大尺度环流背景、天气尺度环流特点、物理条件等进行了研究。丁一汇等^[14]也指出了高低空流场配置及其相互关系在暴雨发生发展过程中所发挥的作用。近年来的华南地区暴雨实验和淮河水循环实验对暴雨的研究, 都表明了地形对暴雨的动力作用十分重要^[15,16]。然而, 由于副热带高压下的热对流降水具有很强的局地特性, 常规观测难以对它的特征进行研究, 人们对副热带高压下的热对流降水还认识不足。

^{*} 初稿时间: 2005 年 3 月 8 日; 修改稿时间: 2005 年 5 月 25 日。

资助课题: 国家重点基础研究专项经费(2004CB418304)、中国科学院知识创新工程重要方向项目基金(ZK CX2-SW-210)、国家自然科学基金(40175015, 40375018)、国家自然科学基金海外杰出青年基金(40428006)、王宽诚教育基金。

作者简介: 傅云飞, 男, 1961 年生, 教授, 主要从事卫星遥感与气候变化的研究。

美日合作的热带测雨卫星^[17] (Tropical Rainfall Measuring Mission, 简称 TRMM) 携带了第 1 部空基测雨雷达 (Precipitation Radar, 简称 PR) 及其他探测仪器于 1997 年 11 月 27 日发射升空, 为人们细致研究热带和副热带的降水水平分布和垂直结构, 提供了有利条件。傅云飞等^[18~26] 曾利用 PR 的资料对降水垂直结构和水平分布进行了研究。本文利用 TRMM PR 和红外辐射计 (IR) 的探测结果, 对 2003 年 8 月 2 日发生在副热带高压下的热对流降水特征进行个例分析研究。

2 资 料

TRMM 是一颗非太阳同步极轨卫星, 轨道倾角约 35° , 飞行高度为 350 km ^[27] (2001 年 8 月 7 日后改为 400 km)。它环绕地球一周的时间约为 96 min , 每天在 38°S 至 38°N 之间运行, 约有 16 条轨道。文中使用的标准资料 2A25 是根据 PR 回波反演的三维降水率^[28] (mm/h)。PR 的星下点分辨率是 4.3 km (水平)、 0.25 km (垂直), PR 垂直探测高度自地表至 20 km 高, PR 探测的扫描宽度约为 220 km 。根据 TRMM V 方法^[29] 2A25 还提供了降水类型的信息: 对流降水、层云降水和其他类型降水^[23, 27]。

所使用的标准资料 1B01 是根据可见光/红外辐射计 (VIRS) 探测结果经标定后得到的可见光反照率和红外辐射亮温。VIRS 有 5 个通道, 分别是 $0.63, 1.60, 3.75, 10.80$ 和 $12.00\text{ }\mu\text{m}$ 。VIRS 的水平分辨率为 2.2 km ^[27] (2001 年 8 月 7 日后为 2.4 km)。VIRS 探测扫描宽度为 770 km (2001 年 8 月 7 日后为 833 km)。一般而言, 红外波段 (IR) 接收的云顶辐射温度越低, 表明云顶越高。而较高的云顶常常与对流降水相联系。但卷云是个例外, 它的云顶很高, IR 温度很低, 却无降水。

由于 PR 和 VIRS 在同一时刻, 探测目标不同, 前后相差近 1 min , 在分析云顶辐射亮温与降水结构时, 文中对 PR 和 VIRS 探测结果进行融合, 即对 PR 水平分辨率范围内的 VIRS 像素个数进行了加权平均。因此, PR 探测得到的降水云垂直廓线赋予了相应云顶辐射亮温大小。

研究中所用的实况资料来源于中国国家气象站的观测。所用的 NCEP^① (National Centers for

Environmental Prediction) 资料为 17 层气压坐标系再分析资料, 水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。

3 结 果

此次研究个例发生在 ($28.4355^\circ\text{N}, 117.155^\circ\text{E}$) 2003 年 8 月 2 日。图 1 是 TRMM PR 和 IR $3.75, 10.80$ 和 $12.00\text{ }\mu\text{m}$ 通道测得的当日 $15:41:29$ (北京时, 下同) 近地面降水率及云顶红外辐射温度。雷达测得的众多孤立降水云团 (雨团) 水平分布于 $27^\circ \sim 31^\circ\text{N}$, $116^\circ \sim 121^\circ\text{E}$, 各降水云团的水平尺度均在 100 km 以下 (图 1a), 但近地面雨强大, 最大的雨强超过 50 mm/h 。与降水云团相对应的红外辐射温度表现为数块大的云团 (即 IR 低值区), 它们位于上述区域内。如以红外辐射温度小于 260 K 估计, 云团水平尺度 $100 \sim 200\text{ km}$ (图 1b, c, d), 显然云团水平面积大于雨团面积。从图 1 中可以判断出红外辐射亮温低于 210 K 对应于降水云团的位置。因此, 从云和降水的尺度考虑, 这是一个 β 中尺度降水云系统。

3.1 大气环流背景

为了解这些孤立降水云团发生的大气环流背景, 利用 NCEP 再分析日平均资料绘制了当日中国东部大陆及近海范围内 ($24^\circ \sim 35^\circ\text{N}, 110^\circ \sim 130^\circ\text{E}$) 1000 hPa 风场和 $850, 700$ 及 500 hPa 高度场, 并叠加了 TRMM PR 探测的 2 km 降水率分布 (图 2)。图 2 清楚地表明这些孤立降水云团位于低层大气的低压辐合气流区内; 在 850 hPa , 降水云团群体对应于鞍型场; 而在 700 和 500 hPa , 它们位于副热带高压区内。

为确认此 β 中尺度降水系统的性质, 查阅了当日中国东南部天气实况记录。当日 14 时的地面图实况表明, 中国东部及东南地面气温高, 大多台站实测气温超过 39°C , 甚至超过 40°C , 但露点温度均低于 26°C , 即表明当日午后地面空气并不湿润。14 时的地面图实况还表明, 地面风场微弱, 且无降水现象发生。由此可以推断, TRMM PR 在 $15:41$ 测到的降水属于午后局地热对流降水。

为证实这一推断, 追踪了当日贵溪 (站号 58626)、景德镇 (站号 58527)、广昌 (站号 58813) 3 站的温度、露点和天气现象实况记录 (表 1)。实况

① <http://www.ncep.noaa.gov>。

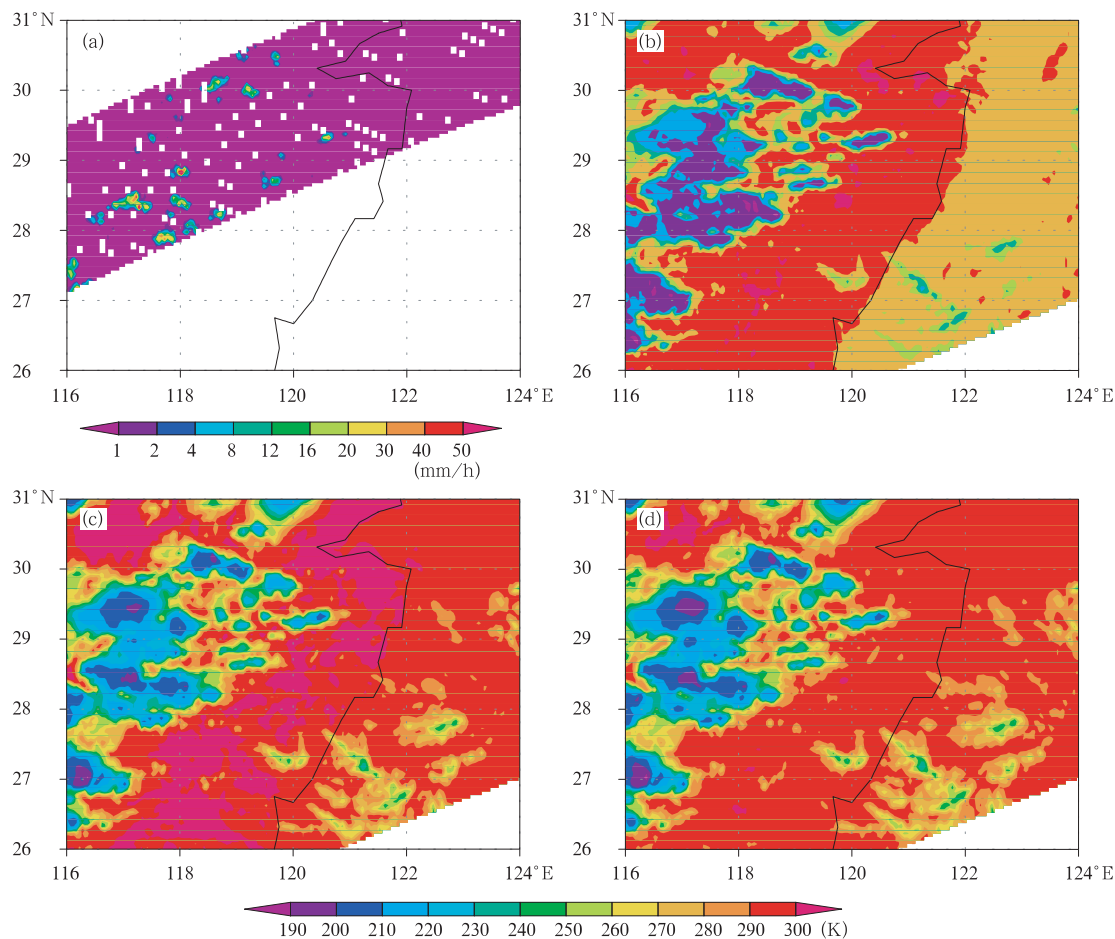


图1 2003年8月2日15:41(北京时间)PR测得的近地面降水率分布(a);IR在 $3.75\ \mu\text{m}$ 通道(b)、 $10.8\ \mu\text{m}$ 通道(c)和 $12.0\ \mu\text{m}$ 通道(d)测得的云顶辐射温度

Fig. 1 Near surface rainfall rate detected by TRMM PR at 15:41 (Beijing) on 2 Aug, 2003 (a), radiative temperature from cloud top measured by IR at channels of $3.75\ \mu\text{m}$ (b), $10.8\ \mu\text{m}$ (c) and $12.0\ \mu\text{m}$ (d)

记录表明当日11时,这些气象站(除贵溪不明外)的当地均为晴天。14时的温度记录均出现了 $39\ ^\circ\text{C}$ 以上的高温,此时或晴或由晴天转多云天气。17时贵溪和广昌均出现雷阵雨记录,景德镇有干雷暴天气。至20时,这3个气象站为阴天或多云天气,气温也降到 $30\ ^\circ\text{C}$ 以下,表明局地热对流降水已结束。

为搞清干燥且高温的低层大气背景下热对流产生的湿度分布状况,分析了雨区附近当日8时4个探空站(长沙、赣州、郴州、南昌)在降水发生前的温度、露点和气块状态曲线,并计算了4站700与850,500与850 hPa的假相当位温差($\Delta\theta_{\text{se}(700-850)}$), $\Delta\theta_{\text{se}(500-850)}$)(图3)。8时4探空站的层结曲线与状态曲线均表明当时大气中不存在不稳定能量。除南昌外,各站在500 hPa以下的温度露点差大,即空气较干燥。南昌站850 hPa温度露点差较小,很可能

该站上空存在低云。假相当位温差值表明,4探空站的 $\Delta\theta_{\text{se}(500-850)}$ 值均在 $-25\ \text{K}$ 附近,而 $\Delta\theta_{\text{se}(700-850)}$ 值变化在 $-11\sim-20\ \text{K}$ 。因此,当时大气处于对流不稳定状态。

由于缺乏时间和空间加密观测资料,图3所反映的只是热对流发生地附近前6 h的大气状况。为弥补上述不足,文中利用NCEP逐日4次资料绘制的当日8和14时850 hPa水汽通量散度和500 hPa垂直速度(ω)分布(图4)。图4a中表明热对流降水发生前的8:00时500 hPa为弱下沉运动控制区,但在热对流降水发生地南部和西南部,大气低层850 hPa存在一水汽通量辐合中心($-0.75 \times 10^{-7}\ \text{cm}^2/(\text{hPa} \cdot \text{s})$)。6 h后(即14时)热对流降水快要发生时,降水落区上空500 hPa出现较强的上升运动控制区,最大上升运动可达 $-3 \times 10^{-3}\ \text{hPa/s}$ 。

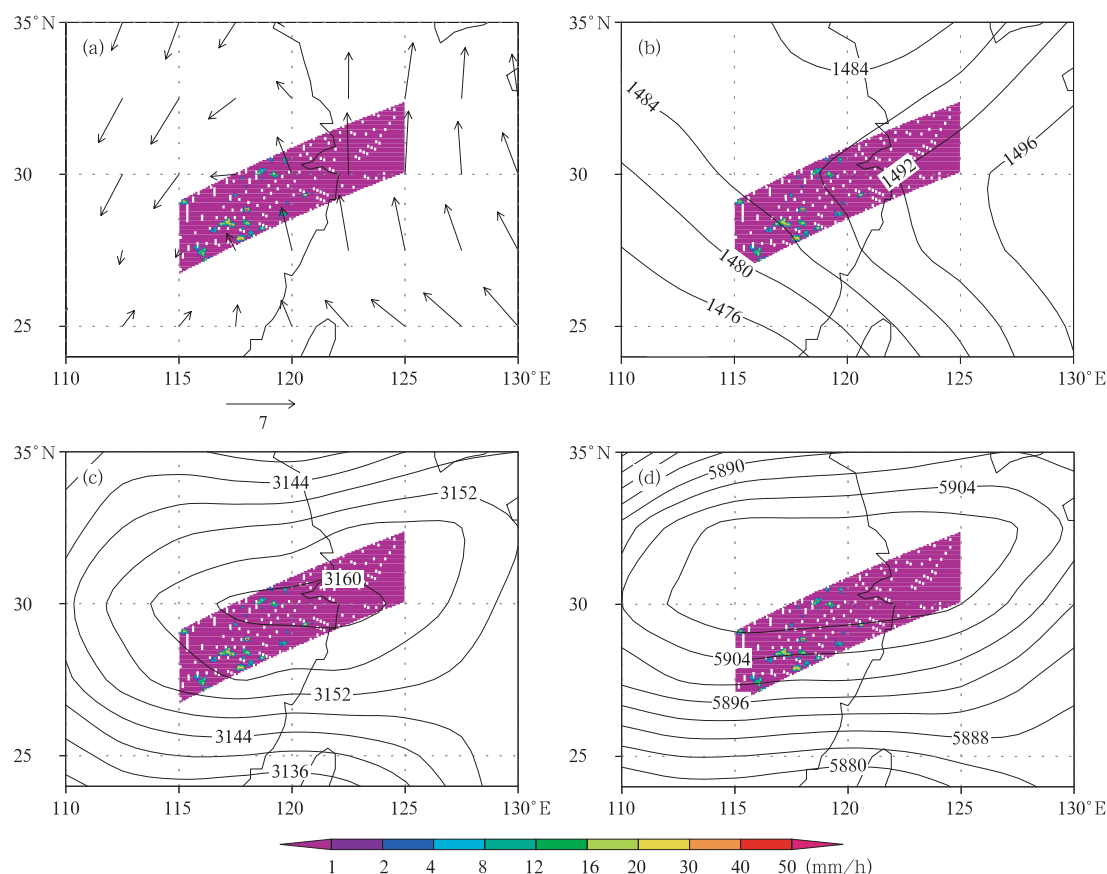


图2 2003年8月2日15:41(北京时)PR测得的2 km高度降水率与当日日平均1000 hPa
风场(a); 850 (b), 750 (c), 500 hPa(d)高度场

Fig. 2 Rainfall rate at 2 km detected by TRMM PR at 15:41 (Beijing) on 2 Aug, 2003 and overlapped
with daily averaged wind field at 1000 hPa(a), geopotential height at 850(b), 700(c) and 500 hPa(d)

表1 2003年8月2日雨区内3站的温度、露点、天气现象

Table 1 Records of temperature, dew-point temperature and weather phenomenon at
three observatory stations on 2 Aug, 2003

	贵溪 (58626)			景德镇 (58527)			广昌 (58813)		
	温度(°C)	露点(°C)	天气	温度(°C)	露点(°C)	天气	温度(°C)	露点(°C)	天气
11 时				37.5	26.0	晴	36.8	22.9	晴
14 时	40.3	24.9	晴	39.9	23.2	晴	40.3	22.7	多云
17 时	27.5	23.5	雷阵雨	36.0	25.2	阴干雷暴	26.8	24.8	雷阵雨
20 时	28.4	25.6	多云	31.9	20.8	阴	27.1	24.8	阴

此时降水落区位于850 hPa水汽通量辐合中心的西北部,该水汽通量辐合中心较6 h前明显加强,其中心值超过 $-1.0 \times 10^{-7} \text{ cm}^2/(\text{hPa} \cdot \text{s})$ 。

虽然,由NCEP逐日4次资料给出的图4反映了大气大尺度环境的水汽和上升运动状况,而对这种 β 中尺度的热对流温湿及动力结构无能为力,但图4可能(用“可能”是因为本文是个例分析)说明:
(1)夏季中国南方西太平洋副热带高压控制下,上升

或下沉运动、大气层结状态具有较大的日变化,因此,8时的探空对午后热对流的预报能力有限。事实上,从图3中看不到强对流发生的预兆;(2)850 hPa的水汽通量辐合为此次热对流提供水汽源;(3)夏季500 hPa西太副高控制下的中国南方可存在较强的上升运动区,为局地强对流天气提供动力抬升条件。为此,迫切需要可移动性强的探测系统(如车载测雨雷达等),对 β 中尺度热对流系统的动

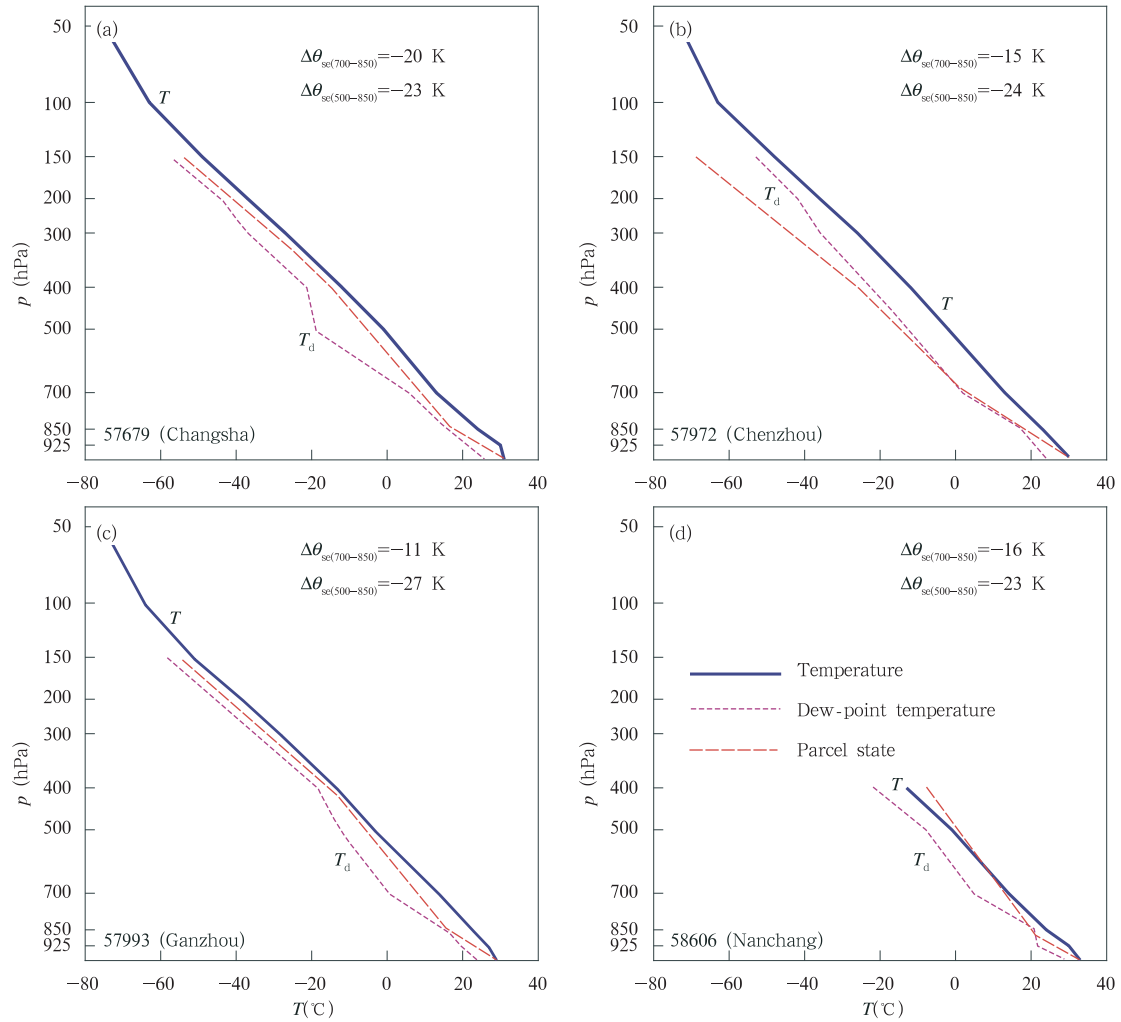


图 3 4 探空站(长沙、赣州、郴州、南昌)8 月 2 日 8 时(北京时)温度、露点温度和气块状态廓线
(图的右上角所标为 700 与 850, 500 与 850 hPa 的假相当位温差)

Fig. 3 Profiles of temperature, dew-point temperature and parcel state at four observatory stations at 8:00 (Beijing) on 2 Aug, 2003 (The number at up right of each panel is $\Delta\theta_{se}(700-850)$, $\Delta\theta_{se}(500-850)$)

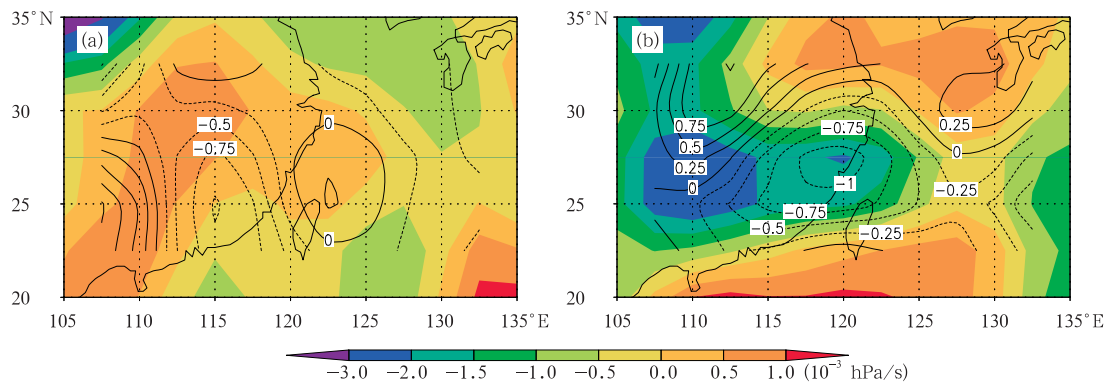


图 4 NCEP 逐日 4 次资料绘制的 8 时(a)和 14 时(b) 850 hPa 水汽通量散度和 500 hPa 垂直速度(ω)分布

Fig. 4 Divergences of moisture flux at 850 hPa overlapped with vertical velocity (ω) at 500 hPa at 8:00 (a) and 14:00 (b)

力和微物理结构进行探测研究。

3.2 降水云团水平尺度

有关局地热对流降水云团的水平尺度研究并不多见,这主要是因为这类降水云团尺度一般不大,分布零散,常规固定地基雷达观测难以捕捉这类降水云团。而 TRMM PR 则充分弥补固定地基雷达观测在这方面的不足。

图 5 为 TRMM PR 捕捉的 2 km 高度热对流降水云团的降水像素分布。图中热对流降水云团(见标号 A 至 H)的水平尺度分布在 10~80 km。但水平尺度多为 30~40 km(如 B, C, D, F, G 降水云团),即 β 中尺度降水云团。表 2 列出了这 8 个热对流降水云团的平均水平尺度(l)、平均垂直尺度(h)、2 km 高度的平均降水率($\bar{R}$)、和由平均降水率推算的降水云中的平均垂直速度($\bar{\omega}$)。可以看到,热对流降水云团最大的平均水平尺度为 65 km,最小为

10 km,相应的 2 km 高度降水率分别是 13.1 mm/h 和 5.1 mm/h。除热对流降水云团 G 和 H 外,其他降水云团的 2 km 高度降水率超过或接近 10 mm/h,均属于强降水云团。平均垂直速度 $\bar{\omega}$ 最大达 -8.2×10^{-3} hPa/s,最小也有 -3.2×10^{-3} hPa/s,均超过 14 时 NCEP 给出的降水落区上空 500 hPa 上升运动中心区的值(-3×10^{-3} hPa/s)。由此可见,NCEP 再分析结果可以表征大气的大尺度运动特性,但无法表现 β 中尺度降水云团内部的结构特征。

3.3 降水云团垂直结构

降水的垂直结构反映了降水云团中的热力、动力和微物理结构特征^[30, 31],降水廓线则可以充分体现降水云团的上述特征。如降水廓线垂直伸展高度的高(低),在一定程度上表示了降水云团内垂直气流的强(弱),降水率随高度增加而减小的快(慢)(即降水廓线斜率变化),则表示了降水释放潜热的

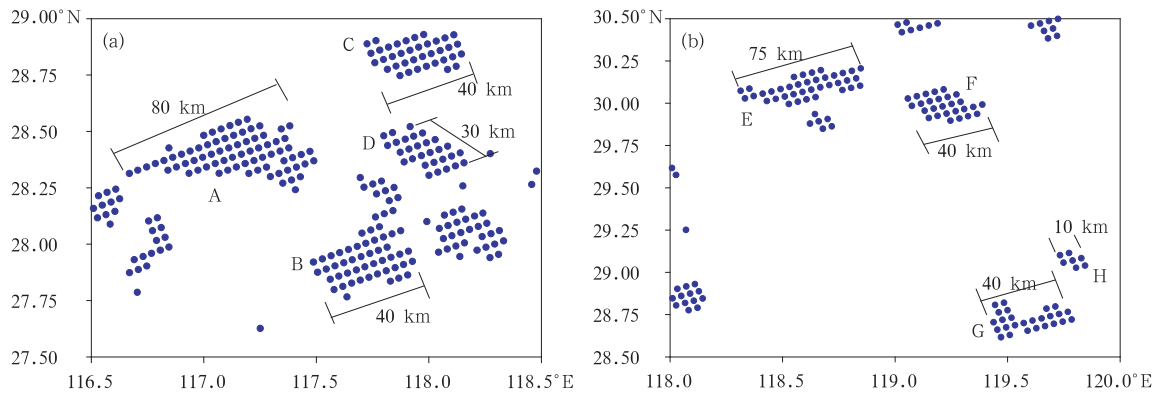


图 5 PR 测得的 2 km 高度处降水云团像素分布

(a. A 至 D 降水云团, b. E 至 H 降水云团)

Fig. 5 Distributions of precipitating pixels of each precipitating cloud marked from A to D (a) and from E to H (b) at 2 km altitude detected by TRMM PR

表 2 降水云团(A~H)平均水平尺度(l)、平均垂直尺度(h)、2 km 高度的平均降水率($\bar{R}$)、云顶平均红外辐射温度(TB)、平均垂直速度($\bar{\omega}$)

Table 2 Scales in both horizontal (h) and vertical (l), rainfall rate at 2 km, IR radiative temperature from cloud top, and vertical velocity averaged in each precipitating cloud marked from A to H

	A	B	C	D	E	F	G	H
$l(\text{km})$	65.0	31.0	31.0	30.0	45.0	32.5	27.5	10.0
$h(\text{km})$	17.0	14.0	14.5	17.0	17.75	12.5	10.0	10.5
$\bar{R}(\text{mm/h})$	13.1	11.8	12.1	11.0	9.4	12.5	8.6	5.1
$TB_{3.75\ \mu\text{m}}$	257.5	261.7	259.1	253.9	255.0	260.9	275.9	285.7
$TB_{10.8\ \mu\text{m}}$	204.4	234.5	230.8	209.1	210.5	229.9	262.6	270.2
$TB_{12.0\ \mu\text{m}}$	202.5	233.4	229.3	207.8	208.7	228.5	261.8	268.2
$\bar{\omega}(10^{-3}\ \text{hPa/s})$	-8.2	-7.4	-7.5	-6.9	-5.9	-7.8	-5.4	-3.2

多(少)。傅云飞等^[22, 23]的研究表明,降水廓线所反映的降水率在垂直方向的变化,能表征不同地区降水云团中碰并增长层厚度、冰水混合层厚度和近地表雨滴破碎(或蒸发)层厚度的差异,从而表明不同地区降水云具有不同的热力、动力和微物理特征。

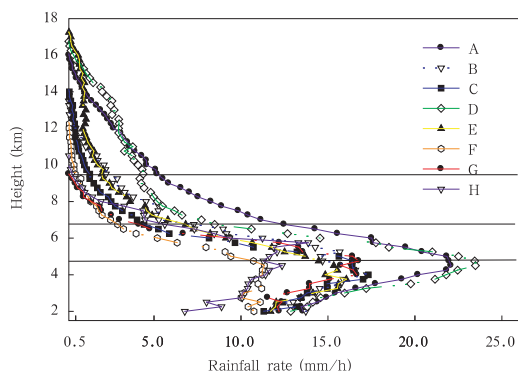


图 6 8 个热对流降水云团的平均廓线
Fig. 6 Mean profiles of the eight thermal convective clouds

表 2 表明热对流降水云团的最大平均垂直尺度为 17.5 km,最小为 10 km,可见这些热对流降水云团为深厚对流降水。8 个热对流降水云团平均降水廓线(图 6)表明热对流降水云团的平均最大降水率出现在近 5 km 高度,这一高度比环境 0 °C 层高度(按地表气温 40 °C,温度递减率 6.5 °C/km 计算

0 °C 层约 6 km 高)低 1 km,但降水云团中的实际 0 °C 层高度,可能因云中垂直气流混合效应而降低或升高(在目前条件下,尚无法知道)。最大降水率高度往上至 7 km 高度的这一层,降水率随高度迅速递减,根据先前的研究^[19, 21~23],该层应为 0 °C 附近的冰水混合层。冰水混合层向上,降水率随高度递减变缓,这一层应含有大量冰晶或过冷水。最大降水率高度向下至近地面,降水率随高度降低迅速减小,这可能是大雨滴在下降过程中发生破碎,或因空气干热而蒸发,这些都有待于今后实验或探测研究证实。

为进一步了解热对流降水廓线的特征,文中对比了热对流降水廓线与“98. 7. 20”中尺度强对流降水廓线的差异。图 7 为这两种情况下标准化(以 2 km 降水率进行标准化)的降水廓线。可以看到两者具有相同的最大降水率高度和冰水混合层厚度,但多数热对流降水云团更深厚,如热对流降水云团 A, B, D, E, 它们的平均雨顶高度均在 10 km 以上。因此,热对流降水云团中含有更多的冰晶,而“98. 7. 20”中尺度强降水云团的平均雨顶没超过 10 km。这表明热对流降水云团中的上升运动比“98. 7. 20”强降水云团中的强烈。另外,从图 7 还可看到近地面附近,随高度降低,热对流的降水率减小更快,这可能是地面附近气温高,雨滴在下降过程中发生了蒸发。

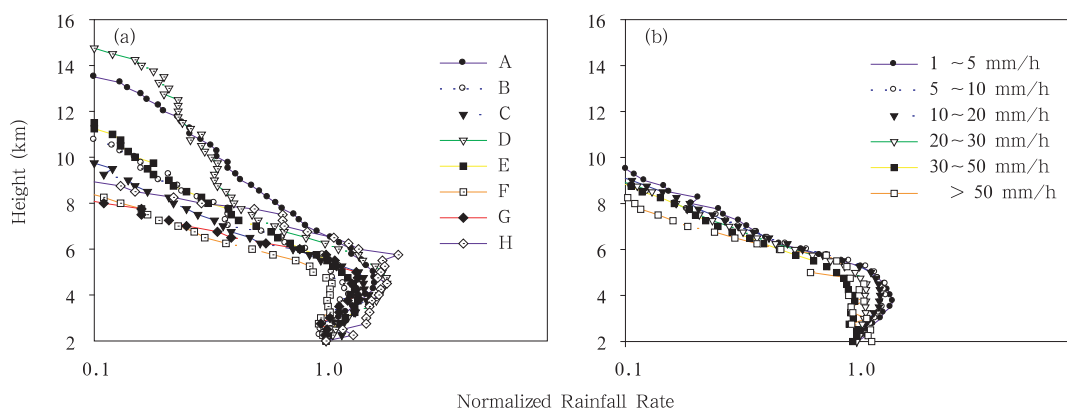


图 7 标准化(以 2 km 降水率进行标准化)的降水廓线
(a. 热对流降水, b. “98. 7. 20”中尺度强降水)

Fig. 7 Normalized precipitation profiles of thermal convective clouds (a) and the heavy precipitating clouds in mesoscale convective system of “98. 7. 20”

3.4 降水云团顶部特征

云顶射出的红外辐射温度(TBB)反映了云顶温

度,在一定程度上即表明了云顶所处的高度。一般而言,TBB 越低意味云顶越高,即云越深厚,此时云

底发生降水的概率越大。但是, TBB 大小与云团是否降水并无一一对应关系, 图 1 便说明了这点, 图 1 中的热对流降水云面积只占云面积的小部分。那么, 在总云量中, 降水云究竟占有多大比例尚不清楚。

表 2 中所示的 8 个降水云团的平均 TBB 为 254 ~ 286 K (IR 3.75 μm 通道)、204 ~ 270 K (IR 10.8 μm 通道)、202 ~ 268 K (IR 12.0 μm 通道) 之间, “雨顶”越高, TBB 值越低。而 TBB 和近地表雨强之间无一一对应关系(图略)。为说明云顶高度、雨顶与地表雨强之间的关系, 利用 TRMM PR 与 VIRS 融合后的 IR 10.8 μm 和 IR 12.0 μm 两通道的红外辐射温度, 计算了降水云的云顶高度, 并相应给出了 TRMM PR 测得的降水云的雨顶高度(图 8)。结果表明: 云顶高度高于或至少等于雨顶高度; 在雨顶高度较低时, 云顶高度存在很大的变化范围, 如雨顶高度为 5 km 时, 云顶高度变化范围可达 5 ~ 15 km; 当雨顶越高时, 云顶高度与雨顶高度越接近。这些反映了热对流降水云团内极其复杂的动力和微物理过程。

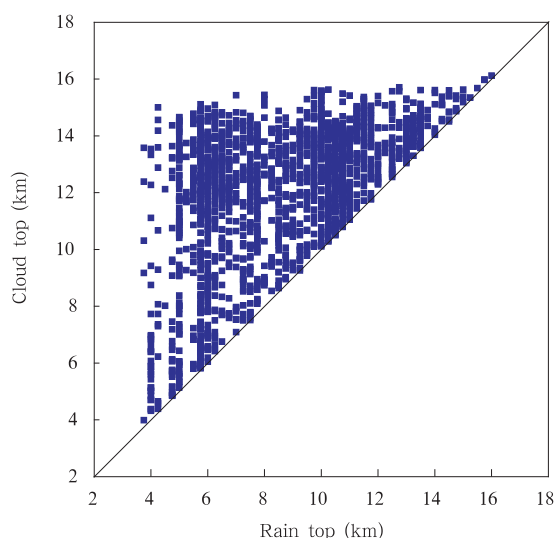


图 8 热对流降水云团中降水像素相应的雨顶高度与云顶高度对应关系

Fig. 8 Scattering points of rain-top corresponding to cloud-top at each precipitating pixel in the thermal convective rains

图 9 表明云顶高度、雨顶高度与近地表雨强的平均关系, 揭示了这样一个事实, 即近地表雨强越大, 则云顶和雨顶高度均越高, 且两者越接近, 说明地面强降水对应的降水云团深厚。平均而言, 给定地面降水强度, 云顶高度与雨顶高度相差 1 ~ 4 km,

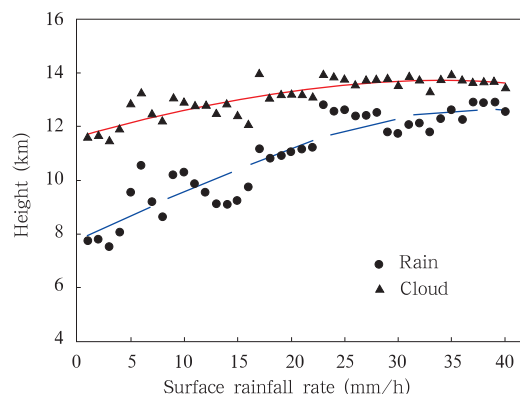


图 9 降水像素相应的平均云顶高度、平均雨顶高度与近地表雨强关系

Fig. 9 Relationship of both mean cloud-top and mean rain-top to near surface rainfall rate averaged from precipitation pixels

如当近地表雨强为 1 mm/h 时, 平均云顶高度比平均雨顶高度高出 4 km, 而当近地表雨强为 40 mm/h 时, 两者平均高度相差约 1 km。上述分析结果还有待于众多个例的统计检验。

为明确热对流降水云面积和非降水面积占总云面积的比例, 利用融合后的资料绘制了云顶高度与雨顶高度水平分布(图 10)。可以看到 8 月 2 日午后副高控制下的大片云具有很高的云顶, 大多在 10 km 以上(图 10a), 零星分布的降水云(图 10b)对应的云顶高度大部在 5 km 以上。另外, 从图 10a 中可以看到, 云中存在少量晴空区, 这可能是强对流上升运动引起的补偿下沉气流造成。因 TRMM PR 与 VIRS 融合后的水平分辨率为 TRMM PR 的水平分辨率(约 4.3 km), 故比较图 10a 与图 1c, d, 可以发现融合后 VIRS 失去了云团边沿的部分细节特征。

表 3 统计出 26° ~ 31°N, 115° ~ 119°E 范围内的云、雨、晴空所占面积。为简单起见, 定义云顶辐射温度小于 250 K 为高云、250 ~ 270 K 为中云、270 ~ 300 K 为低云、大于 300 K 为晴空。结果表明: 在计算范围内, 非降水云占 85.9%, 其中高云 45.8%、中云 13.1%、低云 27.0%; 晴空面积仅占 2.2%; 雨云面积为 11.9%, 其中强降水云($\bar{R}$ 大于 10 mm/h)占 2.9%, 中等强度降水云($\bar{R}$ 为 1.0 ~ 10.0 mm/h)占 5.9%, 弱降水云占 3.1%。由此可见, 副高控制下的热对流降水云的面积(特别是强降水云面积)很小, 而非降水云的面积比例很大, 它是降水云面积的近 8 倍。

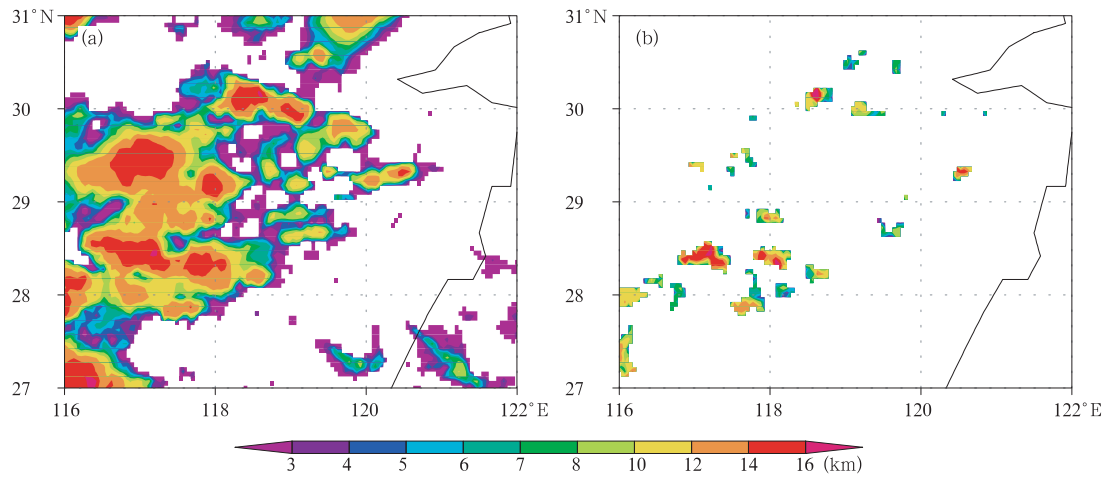


图 10 云顶高度(a)与雨顶高度(b)水平分布
Fig. 10 Distributions of cloud-tops (a) and rain-tops (b)

表 3 在 26°~31°N,115°~119°E 范围云、雨、晴空的面比例
Table 3 Area fractions of no-precipitating clouds, precipitating clouds, clear sky to the region of 26°—31°N,115°—119°E

雨	高云	中云	低云	晴空
3.1% ($\bar{R}<1.0$)	45.8% ($TBB<250\text{ K}$)	13.1% ($250<TBB<270\text{ K}$)	27.0% ($270<TBB<300\text{ K}$)	2.2% ($300<TBB$)
5.9% ($1.0<\bar{R}<10.0$)				
2.9% ($\bar{R}<10.0$)				

4 结 论

本文利用 TRMM PR 和 IR 的探测结果,对 2003 年 8 月 2 日 15 时中国东部副热带高压下发生的热对流降水结构特征、云和降水云之间关系进行了分析。目的在于揭示夏季副热带高压环流控制下,非系统性零星分布的热对流降水结构特点及其云顶红外信号特征,为数值模式模拟研究这类降水云提供对比的观测事实依据,也为进一步深入研究这类降水对副热带高压的反馈作用提供基础。

研究表明,发生在 500 hPa 等压面图上 588 dagpm 范围内的午后热对流降水云团,位于 1000 hPa 的热低压气流辐合区内;热对流发生前 7 h(即北京时 8 时)附近探空站的探空结果显示大气中低层较干燥,且不存在不稳定能量,但存在对流性不稳定;热对流发生前的 1~2 h,降水落区近地面气温超过 39 或 40 °C,且近地面湿度不大。但逐日 4 次的 NCEP 资料分析结果表明,热对流发生前的 1 h(即北京时 14 时),降水落区上空 500 hPa 为较强的上升气流区控制,且 850 hPa 对应较强的水汽通量辐合区,从而为热对流降水的发生提供了动力

和水汽背景条件。

TRMM PR 的探测结果表明,热对流降水云团的水平尺度为 10~80 km,多数为 30~40 km 的 β 中尺度降水云团,它们的近地面最大雨强超过 50 mm/h。热对流降水云团的平均垂直尺度(地面至雨顶)均超过 10 km,最高达 17.5 km,这一高度已突破了对流层顶。热对流降水云团的平均降水廓线表明,其最大降水率出现在 5 km 的高度,这一高度比估计的环境大气 0 °C 层高度低 1 km。与“98.7.20”中尺度强降水的对流降水廓线比较表明,两者的最大降水率高度相同,但热对流降水云团更深厚,平均雨顶均超过 10 km,而“98.7.20”强对流降水的平均雨顶高度未到 10 km。另外,4 km 高度至近地面降水率减少速度比“98.7.20”强对流降水的快,可能表明热对流降水的雨滴在下降过程中因气温高而发生强烈地蒸发。这些还有待实验或探测来检验。

PR 和 IR 对降水云团顶部特征的分析结果表明,雨顶高度较低时,云顶高度变化范围大,如雨顶高度 5 km,云顶高度变化范围为 5 至 15 km;当雨顶越高时,云顶高度与雨顶高度越相近。近地面雨

强、云顶高度、雨顶高度之间的关系表明, 当近地面雨强越大, 则云顶高度和雨顶高度越高、且越相近; 平均而言, 给定地面雨强, 云顶高度比雨顶高度高出 1~4 km。云、雨、晴空所占面积的统计结果表明, 非降水云面积约占 86%, 其中一半以上是高云, 中云面积约占 13%, 低云占 27%; 晴空面积很小, 仅占 2%; 雨云面积约为 12%, 仅为云面积的 1/8。

致 谢: 日本国家空间探索署(JAXA)的地球观测研究中心(EORC)为本研究提供了 TRMM PR 和 VIRS 资料, 在此表示感谢。

参考文献

- [1] 陶诗言, 朱福康. 夏季亚洲南部 100 mb 流型的变化及其与西太平洋副热带高压进退的关系. 气象学报, 1964, 34(4): 385~395
Tao Shihyen, Zhu Fukang. The 100 mb flow patterns in Southern Asia in summer and its relation to the advance and retreat of the West-Pacific subtropical anticyclone over the Far East. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 1964, 34(4): 385~395
- [2] 郭其蕴. 东亚夏季风的变化与中国降水. 热带气象学报, 1985, 1(1): 44~52
Guo Qiyun. The variations of summer monsoon in East Asia and the rainfall over China. J Tropical Meteor (in Chinese), 1985, 1(1): 44~52
- [3] 赵汉光, 张先恭. 东亚季风和我国夏季雨带的关系. 气象, 1996, 22: 8~12
Zhao Hanguang, Zhang Xiangong. The relationship between the summer rain belt in China and the East Asia monsoon. Meteorological Monthly (in Chinese), 1996, 22: 8~12
- [4] 张庆云, 陶诗言. 夏季东亚热带和副热带季风与中国东部汛期降水. 应用气象学报, 1998, 9(增刊): 16~23
Zhang Qingyun, Tao Shihyan. Tropical and subtropical monsoon over East Asia and its influence on the rainfall over Eastern China in summer. Quar J Appl Meteor (in Chinese), 1998, 9 (Suppl): 16~23
- [5] 黄荣辉, 李维京. 夏季热带西太平洋的热源异常对东亚上空副热带高压的影响及其物理机制. 大气科学, 1988, 12(特刊): 107~116
Huang Ronghui, Li Weijing. The effect of heat source anomaly over the tropical Western Pacific during summer. Scientia Atmospherica Sinica (in Chinese), 1988, 12 (Special issue): 107~116
- [6] 喻世华, 赵库. 西太平洋副热带高压异常进退的对比分析. 热带气象学报, 1993, 9(1): 12~19
Yu Shihua, Zhao Ku. The comparative analysis of the anomalously advancing and retreating of subtropical high in Western Pacific Ocean. J Tropical Meteor (in Chinese), 1993, 9(1): 12~19
- [7] 陆维松, 王钦良, 彭永清. 非线性临界层与副热带高压的形成. 大气科学, 1995, 19(1): 37~81
Lu Weisong, Wang Qingliang, Peng Yongqing. Nonlinear critical layer and generation of subtropical high. Scientia Atmospherica Sinica (in Chinese), 1995, 19(1): 37~81
- [8] 王晓春, 吴国雄. 中国夏季降水异常空间模与副热带高压的关系. 大气科学, 1997, 21(2): 161~169
Wang Xiaochun, Wu Guoxiong. The analysis of the relationship between the spatial modes of summer precipitation anomalies over China and the general circulation. Scientia Atmospherica Sinica (in Chinese), 1997, 21(2): 161~69
- [9] 刘屹岷, 吴国雄, 刘辉等. 空间非均匀加热对副热带高压形成和变异的影响——Ⅲ: 凝结潜热加热与南亚高压及西太平洋副高. 气象学报, 1999, 57(5): 525~538
Liu Yimin, Wu Guoxiong, Liu Hui, et al. The effect of spatially nonuniform heating on the formation and variation of subtropical high, Part III: Condensation heating and south Asia high and Western Pacific subtropical high. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 1999, 57(5): 525~538
- [10] 刘屹岷, 吴国雄. 副热带高压研究回顾及对几个基本问题的再认识. 气象学报, 2000, 58(4): 500~512
Liu Yimin, Wu Guoxiong. Reviews on the study of the subtropical anticyclone and new insights on some fundamental problems. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 2000, 58(4): 500~512
- [11] 吴国雄, 丑纪范, 刘屹岷等. 副热带高压形成和变异的动力学问题. 北京: 科学出版社, 2002. 314pp
Wu Guoxiong, Chou Jifan, Liu Yimin, et al. Dynamics of The Formation and Variation of Subtropical Anticyclones. Beijing: Science Press, 2000. 314pp
- [12] 陶诗言, 丁一汇, 周晓平等. 暴雨和强对流天气的研究. 大气科学, 1979, 3(3): 227~238
Tao Shihyan, Ding Yihui, Zhou Xiaoping. The present status of the research on rainstorm and severe convective weathers in China. Scientia Atmospherica Sinica (in Chinese), 1979, 3(3): 227~238
- [13] 陶诗言等. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社, 1980. 225pp
Tao Shihyan, et al. Torrential Rain in China. Beijing: Science Press, 1980. 225pp
- [14] 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
Ding Yihui. A Study of the Prolonged Heavy Rainfall in the Yangtze-Huaihe River Basins in 1991. Beijing: China Meteorological Press, 1993. 255pp
- [15] 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 Xiujie. The mesoscale structure of a South China rainstorm and the influence of complex topography. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 2002, 60(3): 333~341

- [16] 崔春光, 闵爱荣, 胡伯威. 中尺度地形对“98.7”鄂东特大暴雨的动力作用. 气象学报, 2002, 60(5):602~612
Cui Chunguang, Min Airong, Hu Bowei. Dynamic effect of mesoscale terrain on “98.7” extremely heavy rain in the east of Hubei Province. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 2002, 60(5):602~612
- [17] Simpson J, Adler R F, North G R. A proposed Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) satellite. Bull Amer Meteor Soc, 1988, 69:278~295
- [18] 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, 40:2130~2143
- [19] Liu G, Fu Y. The characteristics of tropical precipitation profiles as inferred from satellite radar measurements. J Meteor Soc Japan, 2001, 79:131~143
- [20] Fu Y, Liu G, Lin Y. Rainfall in Tibet Plateau as viewed by TRMM satellite. TRMM International Science Conference, 22~26 July, 2002, Honolulu, Hawaii, 72p
- [21] Fu Y, Liu G. Precipitation characteristics in mid-latitude East Asia as observed by TRMM PR and TMI. J Meteor Soc Japan, 2003, 81:1353~1369
- [22] 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, 20:511~529
- [23] 傅云飞, 宇如聪, 徐幼平等. TRMM 测雨雷达和微波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
Fu Yunfei, Yu Rucong, Xu Youping, et al. Analysis on precipitation structures of two heavy rain cases by using TRMM PR and TMI. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 2003, 61(4):421~431
- [24] Fu Y, Li R, Liu G, et al. Characteristics of precipitation clouds over Asia during summer as derived from TRMM PR and TMI. 14th International Conference on Clouds and Precipitation. 19~23 July, 2004, Bologna, Italy, 1646~1649
- [25] 李锐, 傅云飞, 赵萍. 热带测雨卫星的测雨雷达对 1997/1998 年 El Niño 后期热带太平洋降水结构的研究. 大气科学, 2005, 29(2):225~235
Li Rui, Fu Yunfei, Zhao Ping. Characteristics of rainfall structure over the tropical Pacific during the later period of 1997/1998 El Niño derived from TRMM PR observations. Scientia Atmospherica Sinica (in Chinese), 2005, 29(2):225~235
- [26] 郑媛媛, 傅云飞, 刘勇等. 热带降水测量卫星对淮河一次暴雨降水结构与闪电活动的观测分析研究. 气象学报, 2004, 62(6):790~802
Zheng Yuanyuan, Fu Yunfei, Liu Yong, et al. Heavy rainfall structures and lightning activities in a cold front cyclone happened in Huai River derived from TRMM PR and LIS observations. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 2004, 62(6):790~802
- [27] Kummerow C, Barnes W, et al. The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) sensor package. J Atmos Ocean Technol, 1998, 15:809~817
- [28] Iguchi T, Meneghini R. Intercomparison of single-frequency methods for retrieving a vertical rain profile from airborne or spaceborne radar data. J Atmos Ocean Technol, 1994, 11:1507~1516
- [29] Awaka J, Iguchi T, Okamoto K. Early results on rain type classification by the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) precipitation radar. Pro. 8th URSI Commission F Open Symp. 1998, Avenior, Portugal, 134~146
- [30] Houze R A Jr. Stratiform precipitation in regions of convection: a meteorological paradox? Bull Amer Meteor Soc, 1997, 70:282~285
- [31] Tao W-K, Simpson J, Adler R F. Retrieval algorithms for estimating the vertical profiles of latent heat release: Their applications for TRMM. J Meteor Soc Japan, 1993, 71:685~700

STRUCTURES OF A THERMAL CONVECTIVE PRECIPITATION SYSTEM HAPPENED IN CONTROLLING OF THE WESTERN SUBTROPICAL PACIFIC HIGH

Fu Yunfei

(School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei 230026)

Feng Jinyi

Zhu Hongfang

(Office of Weather Modification in Anhui, Hefei 230026)

(Weather Observatory Station in Anhui, Hefei 230026)

Li Rui Liu Dong

(School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei 230026)

Abstract

A thermal convective precipitating cloud system occurred in the southeastern mainland of China at 15:00 on August 2, 2003 under controlling of the western subtropical Pacific high was studied by using TRMM PR and IR measurements. Rainfall structures in both horizontal and vertical, relationship among rain-top, cloud-top and surface rainfall rate were particularly analyzed. Results show that a strong ascending air at 500 hPa and a strong convergence of moisture flux at 850 hPa near the center of the western subtropical Pacific High supply necessary conditions both in dynamics and moisture for the occurrence of the thermal convective rainfall system. TRMM PR detective shows that the horizontal scale of the thermal convective precipitating clouds are about 30—40 km mainly, and their averaged vertical scale is above 10 km, the maximum can reach to 17.5 km. The maximum rainfall rate near surface of those clouds is beyond 50 mm/h. The mean precipitation profile of those clouds shows their maximum rainfall rate at 5 km altitude that is 1 km lower than the estimated freezing level of the environment. Comparing with the mesoscale convective system of “98.7.20”, both systems have the same altitude of the maximum rainfall rate displayed from both mean precipitation profiles. But the thermal convective precipitating system is much deeper than that mesoscale convective system. From 4 km to near surface, profiles show that rainfall rate reducing in the thermal convective system is faster than that in the mesoscale convective system, which implies a strong droplet evaporation process occurring in the former system. Relationship among cloud-top, rain-top and surface rainfall rate analysis indicates a large amplitude variation of cloud-top when rain-top is lower. On the contrary, the higher the rain-top, the more consistent both cloud-top and rain-top is. Generally, cloud-top is 1—4 km higher than rain-top for a given surface rainfall rate. The bigger the surface rainfall rate, the higher and more consistent both cloud-top and rain-top is. Finally, results reveal that are a fractions of no-precipitating clouds and clear sky are 86% and 2%, respectively. The area fraction of precipitating clouds is only about 1/8 that of no-precipitating clouds.

Key words: Thermal convective system, Subtropical high, TRMM PR and IR.