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

傅云飞

(中国科学技术大学地球和空间科学学院,合肥,230026)

宇如聪 徐幼平

(中国科学院大气物理研究所,LASG,北京,100029)

肖庆农

(美国国家大气研究中心中小尺度部,科罗拉多,80307-3000)

刘国胜

(美国佛罗里达州立大学气象系,佛罗里达,32306-4520)

摘 要

文中利用 TRMM 卫星的测雨雷达和微波成像仪探测结果,研究了 1998 年 7 月 20 日 21 时(世界时)和 1999 年 6 月 9 日 21 时发生在武汉地区附近和皖南地区的两个中尺度强降水系统的水平结构和垂直结构,以及 TMI 微波 亮温对降水强弱和分布的响应。研究结果表明:这两个中尺度强降水系统中对流降水所占面积比层云降水面积 小,但对流降水具有很强的降水率,它对总降水量的贡献超过了层云降水。降水水平结构表明,两个中尺度强降水 系统由多个强雨团或雨带组成,它们均属于对流性降水;降水垂直结构分析表明,强对流降水的雨顶高度可达 15 km,强对流降水主体中存在垂直方向和水平方向非均匀降水率分布区,层云降水有清晰的亮度带,层云降水的上方 存在多层云系结构。降水廓线分布表明:对流降水廓线与层云降水廓线有明显的区别,并且降水廓线清晰地反映 了降水微物理过程的垂直分布。整个中尺度强降水系统中对流降水与层云降水的区别还反映在标准化的总降水 率随高度的分布。微波信号分析表明:TMI 85 GHz 极化修正亮温,19.4 与 37.0,19.4 与 85.5,37.0 与 85.5 GHz 的垂直极化亮温差均能较好地指示陆面附近的降水分布。 关键词: TRMM PR, TMI,降水结构。

1 引 言

夏季中尺度暴雨是导致中国大部分地区,特别 是江淮地区,发生洪涝灾害的最主要天气过程之一 1954~1998年的历史记录都验证了这一事实。因 此,中国暴雨的分布和成因备受学者重视。陶诗言 等^[1,2]对中国暴雨及强对流天气进行了系统、深入 的研究,指出暴雨发生的大尺度环流背景及造成暴 雨的天气系统和垂直环流特点,并分析了暴雨及强 对流发生的物理条件。丁一汇等^[3]也指出了高低 空流场配置及其相互作用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试验和淮河水 份循环试验对暴雨的研究,特别是对"98.7"武汉及 周边地区特大暴雨的研究,都表明了地形对暴雨的 动力作用十分重要^[4~6]。诊断分析结果还表明 "98.7"暴雨过程中造成强降水的重要因素之一是对 流层中低层持续的低涡、切变线环流背景下,充足的 水汽输送和对流性不稳定^[7,8]。云图分析表明暴雨

^{*} 初稿时间:2003年5月19日;修改稿时间:2003年6月9日。

资助课题:国家自然科学基金(40175015和40233031)、中国科学院知识创新工程重要方向项目基金(ZKCX2-SW-210)、中科院知 识创新工程重点项目基金(KZCX2-208)、**国家科技部(200**1CCA02200)、国家教育部留学归国人员科研启动基金和中国科 学技术大学人才基金。

是由两个 β 中尺度云团造成^[9]。周兵等^[10]还指出 "98.7"暴雨的位置与大气视热源(Q_1)和水汽汇(Q_2) 的高值区一致,且 Q_1 与 Q_2 两者间存在较强的耦合。 然而,有关"98.7"特大暴雨的降水结构尚未系统阐 述。

研究降水水平和垂直结构的重要性在于以下几 个方面。降水的水平结构,如降水性质(对流性降水 或层云降水)水平分布、地表雨强水平分布等,在一 定程度上反映了降水云团的性质及其所处的状态。 而降水的垂直结构反映了降水云团热力和动力结 构,以及云团中降水的微物理特征^[11~15]。如 Zipser 和 Lutz^[15]指出陆地降水廓线与洋面上降水廓线的 显著差别与两者降水云中的上升气流差别是一致 的。一些研究结果还表明,在层云降水中雷达的反 射率随高度向地表的增加(或减小)反映了降水粒子 经历的增长(或蒸发)微物理过程^[13,14,16]。对卫星 微波反演地表降水而言,由于微波信号对降水垂直 结构十分敏感[17~19],因此,了解降水云团中的垂直 结构特征,对微波反演降水的算法也是十分有用 的^[20~24]。文中利用热带降水测量卫星(Tropical Rainfall Measuring Mission, TRMM)^[25]上搭载的第 一部测雨雷达(Precipitation Radar, PR)和微波成像 仪(TRMM Microwave Imager, TMI)的观测结果,分 析了发生在武汉地区附近的"98.7.20"和皖南地区 的"99.6.9"特大暴雨的降水结构和降水在微波信号 上的响应特征。

2 资料

文中使用的 TRMM PR 标准资料(2A25)和 TMI 标准资料(1B11)由日本空间发展署(NASDA) 的地球观测研究中心(EORC)提供。TRMM 卫星 于 1997年11月27日升空,它是一颗极轨卫星,轨 道倾角约35°,飞行高度为350 km(2001年8月7日 以后改为400 km)。它环绕地球一周的时间约为96 min。PR 探测的扫描宽度约为220 km,每天在38°S 至 38°N 之间约有16条轨道。2A25 给出的是逐条 轨道上的降水率(mm/h),它的水平分辨率是4.3 km(星下点),垂直分辨率是250 m(星下点),垂直 探测高度自地表至20 km^[26]。根据 TRMM V 方 法^[27]2A25 还提供了降水类型的信息。降水分为对 流降水、层云降水和其他类型降水。如果 PR 回波 在冻结层出现亮带,则该降水垂直廓线定义为层云 降水廓线;如果 PR 回波无亮带,但回波中一旦出现 超过 39 dBZ 的信号,该廓线则定义为对流降水廓 线。非上述两种情况的降水廓线定义为其他降水类 型。在研究中,其他降水类型出现数量很少,这里仅 针对对流降水和层云降水廓线来研究。

TMI 是一部被动微波辐射计,它接收的微波信 号通 道 如下: 10.65, 19.35, 21.3, 37.0 和 85.5 GHz。除 21.3 GHz 频率是垂直极化外,其他 4 个通 道均为双极化通道。TMI 扫描的宽度为 758.5 km, 视场为一椭圆。各频率通道的水平分辨率不等,从 低频 10.65 GHz 约 63 km×37 km 到 85.5 GHz 的 7 km×5 km^[28]。文中所用的 1B11 标准资料是经过 标定后的各通道亮温数据。

由于 TRMM PR 和 TMI 在同一时刻,探测的 目标不同,前后相差时间约为1 min 左右,在分析降 水和微波亮温之间的关系时,文中根据 TMI 各通道 视场范围内对流降水出现数量和层云出现降水数 量,重新估算 TMI 各通道视场范围内相应的降水性 质和地表降水率,即确定出"TMI 降水类型"和相应 地表降水率。若视场范围内的对流降水数量超过层 云降水数量,则定义该"TMI 降水类型"为"TMI 对 流降水",否则定义为"TMI 层云降水"。选取的两 个中尺度降水个例时间分别是 1998 年 7 月 20 日 21 时 39 分 21.7 秒(世界时,以 PR 在 30.0136°N, 115.023°E的探测为准)和 1999 年 6 月 9 日 21 时 25分26.7秒(世界时,以 PR在29.9788°N, 117.512°E的探测为准)。这两个中尺度雨团分别发 生在武汉附近和皖南地区。两个例中 PR 探测的降 水廓线样本数量见表1。表中统计表明对流降水数 量比层云降水数量少,但前者地表总降水量比后者 要多,因为对流降水的雨强一般很大,其平均雨强至 少是层云降水平均雨强的4倍。

表1 两个个例 PR 探测的降水廓线样本数量

	类型	数量	总降水率 (mm∕h)	平均降水率 (mm/h)
"98 .7.20"	对流降水	640	9069	14.2
	层云降水	1032	3488	3.4
"99.6.9"	对流降水	342	5980	17.5
	层云降水	1760	5017	2.9

3 结 果

3.1 降水水平结构

有关"98.7.20"特大暴雨的天气过程及其原因, 很多文献^[5~9.29]中已有详细描述和分析,这里不作

重复。"99.6.9"特大暴雨发生在皖南偏僻山区,对 该特大暴雨的研究尚少,这类发生在人烟稀少地区 的大暴雨情况不会少,但常规气象观测无法了解这 类降水的特征。以下仅就 TRMM PR 的探测结果, 分析这两个中尺度降水系统的水平结构,因为 TR-MM PR 可以提供卫星轨道范围内约 5 km 的水平 分辨率探测结果,这是地面雨量计及其他探测仪器 所难以提供的。

4期

考虑到 2 km 高度以下地表对 PR 回波的可能 干扰。图 1(见彩页)给出了这两个中尺度降水系统 中 2 km 高度降水率,图 1 表明"98.7.20"和"99.6. 9"中尺度强降水系统东西约跨 5°经度,分布在测雨 雷达的扫描范围内,可以看到两个中尺度降水系统 是由多个强雨团和强雨带组成。雨团和雨带中最强 的降水率超过 100 mm/h,如以 10 mm/h 以上的降 水率计算,强雨团的范围一般在 10~50 km 之间, 而强雨带长可达近百公里,宽度约在 10~20 km 之 间。图 1 中值得注意的是中尺度降水系统并非是整 个一片降水区,在强雨团(带)之间存在小范围弱降 水区,甚至是非降水区,这很可能是强对流降水区中 强烈上升运动诱发的下沉运动区,它的存在表明强 对流降水云内外有强烈的夹卷动力过程。 在两个中尺度降水系统中的 2 km 高度上,降 水率大于 1 mm/h 的对流降水和层云降水的分布见 图 2。总体上看,"98.7.20"降水系统中对流降水与 层云降水的数量(或面积)比值(0.62)和降水量比值 (2.60)要高于"99.6.9"降水系统中两者的数量(或 面积)比值(0.19)和降水量比值(1.19)。很可能是 这两个中尺度降水系统各自所处的降水阶段不同。 一般来说,降水系统中对流降水比例(或占的面积) 高,表明该系统处于早期的发展阶段,相反,若层云 降水所占比例(或占的面积)高,则表明该系统处于 衰减阶段^[30]。

对照图 1 和 2(见彩页),可以看到两个中尺度 降水系统中的强雨团(带)均是属于对流性降水。层 云降水的地面雨强一般小于 10 mm/h。图 2 还表明 在大片的层云降水区中存在孤立的对流降水云,它 可能处于对流发展的后期阶段,即由对流降水向层 云降水过渡。由于 TRMM 卫星探测的局限,还无 法仅仅根据 TRMM PR 的探测来判断这两个降水 系统中强雨团(带)所处的降水阶段。这方面的研究 正在进行之中。

两个中尺度降水系统中的雨谱(2 km 高度,图 3)表明对流降水的雨谱比层云降水的雨谱要宽得



© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

中值得注意的是大于 10 mm/h 的对流降水数量多, 降水量也大,而层云降水样本中小于 5 mm/h 的降 水数量居多,且对降水数量的贡献也大。

3.2 降水垂直结构

424

为了揭示这两个中尺度降水系统降水的垂直结构,这里分别从降水垂直剖面、降水垂直廓线和总降 水率随高度的分布3个方面来讨论。

首先看沿图 1 中强降水中心做的 6 张垂直剖面 (图 4)。它表明两个中尺度降水系统中强对流降水 的雨顶(即 PR 接受到的第一个回波信号)可达 15 km 高度(图 4a,b,d),强对流降水云呈柱状,其最大 降水率超过 100 mm/h,出现在自地面至 6 km 的高 度上。强对流降水云中降水率随高度的分布也有非 均匀分布的情况。如图 4a 中左侧一对流雨团中,其 中心部位降水率(10 mm/h 左右)比两侧要小。图 4b 中间一对流降水雨团也类似于上述情况,而左侧 对流降水主体中的最大降水率(100 mm/h)悬于地 面之上的 2.0~6.5 km。

层云降水剖面的左部(图 4c),其空中降水率分 布小于 10 mm/h,在约 5 km 高度处可以看到一平 整的亮度带,其上部可以看到降水云的多层结构。 这可能是对流后期藏留在弱上升气流中的冰晶云 系。另外,在图 4d, e,f中,不难看到对流降水的两 侧为层云降水。事实上图 2b 表明该系统中对流降 水区被层云降水所包围,这一结构特征类似于热带 降水情况^[30]。

图 5 是标准化后的对流降水和层云降水廓线 图。给出的对流降水廓线分别对应 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。这些廓线分 别用它们各自在 2 km 高度处的降水率进行标准 化。图 5 表明对流降水廓线明显不同于层云降水廓 线,廓线的斜率变化也清楚地反映降水微物理过程 的垂直分布。在"98.7.20"降水系统中对流降水廓 线的最大降水率出现在 3~4 km 高度处;此高度向 下,降水率向地面递减,可能雨滴在下降过程中有蒸 发发生或大雨滴可能发生的破碎过程;此高度向上 至5 km 的冻结层,降水率亦随高度增加而递减,这 一层反映了雨滴在出冻结层后的下降过程中经历的 碰并增长过程;冻结层以上降水率随高度迅 速递减直至雨顶,这一层为冰晶过冷水混合层。而在



"99.6.9"中尺度降水系统中,对流降水廓线不同于 "98.7.20"。"99.6.9"的对流降水廓线最大降水率 出现在 2 km 附近(除 1~5 mm/h 廓线外),这表明 雨滴在下降到地面过程中经历了更厚的碰并增长过 程。由此也反映了"98.7.20"与"99.6.9"两个中尺 度降水系统的差别,即两个中尺度降水系统中对流 降水云团所处的阶段可能不同。

4 期

对于层云降水廓线(图 5c,d),它的特点主要表 现在最大的降水率位于 5 km 附近的冻结高度,这 是雷达回波的亮带位置。此高度以下,降水率基本 不变,表示成雨过程在此高度以下基本结束,这与层 云降水释放潜热的位置是一致的,即层云降水所释 放的潜热主要位于对流层上部^[30,31];在 5 km 以上 的 1 km 厚度层,降水率随高度增加迅速减小,此层 一般是冰水混合层;此层往上,降水率再次随高度增 加而减小。

两个中尺度降水系统中对流降水和层云降水的 廓线特征与热带地区和东亚地区夏季降水廓线的统 计特征^[32~34]相近,这反映了对流降水垂直结构与 层云降水垂直结构的普遍规律性。

为了从整体上把握中尺度降水系统中对流降水 与层云降水的垂直结构,采用了类似于 Yuter^[35]的 高度频率分布图(Counter Frequency Altitude Diagram, CFAD)技术, 绘制了两个中尺度降水系统中 对流降水和层云降水的标准化总降水率随高度的分 布(Normalized Counter Rainrate Altitude Diagram, NCRAD)(图 6),此标准化是针对各自降水廓线总 数量的标准化。该方法一方面可以克服 CFAD 方 法中降水云上部虚假的等值线高频现象,另一方面, 可以很好地表现对流降水与层云降水垂直结构的差 别和各自结构的特点。图 6 表明对流降水率在 6 km 以下的垂直高度上,具有很宽的分布,但主要集 中在 10~20 mm/h 之间。层云降水率分布则不同, 它的空间分布窄(<7 mm/h),且主要集中在小于5 ~6 mm/h 的范围内。值得注意的是层云降水在6 ~8 km 高度之间有一大值区,而对流降水中无此现 象。表明层云降水冻结层以上含冰量较多。

3.3 降水的微波信号

根据大气中水相粒子(液相或固相)的发射或散 射辐射,星载微波辐射计接收的被动微波信号也分 为发射和散射信号。因水面发射率低,接收到水面 上低频微波亮温的变化仅取决于大气柱中降水粒子 发出的发射信号;降水粒子越多,则微波亮温越高。 而陆面具有较高的的发射率,因此,降雨粒子发出的 低频微波亮温往往被陆面辐射背景所淹没。基于上 述原因,低频微波的发射信号已广泛地应用在洋面 背景下的降水反演研究^[20,24,36~38],而很少用于陆 面降水的反演。对于高频微波通道则不同,高频微 波亮温大小仅取决于降水云中冰相粒子发出的散射 信号强弱,它不受下垫面性质的影响;冰相粒子越 多,则微波亮温越低。

尽管徽波低频发射信号和高频散射信号可以较 好地指示大气中的降水粒子信息,但它们和地表雨 强之间并非——对应关系。微波信号反映的是气柱 降水粒子的积分信息。一般而言,微波亮温与地表 降水率之间成一曲线^[36,39,41]。为了避免这个不利 因素,现在常使用不同微波通道的组合技术来表示 降水粒子发出的散射和发射信息^[24,37,39]。如 19.4 GHz 通道的亮温极化差,即 $T_{BP19} = T_{B19V} - T_{B19H}$, 85.5 GHz 通道的极化修正温度,即 $T_{PC85} = (1 + \alpha)$ $T_{B58V} - \alpha T_{B5H}$,其中 α 取 0.818 以保持无降水时 T_{PC85} 近似为常值。Prabhakara 等^[42]探索了用 TMI 19.4 和 37 GHz 垂直极化差来表示陆面降水情况。 姚展予等^[43]尝试了用 TMI 85.5 与 19.4 GHz 水平 极化差来表示土壤湿度情况。

在本研究中我们考察了 TMI 5 个通道微波亮 温、亮温极化差和极化修正亮温对降水的响应情况。 除此之外,我们重点分析了不同频率通道组合亮温 对降水的响应。亮温极化差定义为:

$$PD_X = T_{\rm BXV} - T_{\rm BXH} \tag{1}$$

X 取 10.7,19.4 和 37 GHz,极化修正亮温定义同 Spencer 等^[39]:

 $T_{\rm PC85} = (1 + \alpha) T_{\rm B85V} - \alpha T_{\rm B85H}$ (2)

不同频率通道亮温线性组合定义为:

$$T_{\rm B19V-37V} = T_{\rm B19V} - T_{\rm B37V}$$
(3)

$$T_{\rm B19V-85V} = T_{\rm B19V} - T_{\rm B85V}$$
(4)

$$T_{\rm B37V-85V} = T_{\rm B37V} - T_{\rm B85V}$$
(5)

结果表明:由于地表强的发射辐射背景,低频通 道 10.7,19.4,21.3 GHz 均不能独立地表达出降水 信息(图略)。37 GHz 的垂直极化亮温对强对流降 水有一定指示作用,但对弱降水分布却不能,这可能 是 37 GHz 通道也包含了冰的散射信号。结果还表 明:10.7,19.4 和 37 GHz 亮温极化差也不能表达出 降水信息(图略),这是因为降水引起的亮温极化差 被地面辐射所淹没。然而在洋面背景下,由于水面 的低发射率,微波低频通道亮温极化差可以很好地 表示大气中的降水情况。

426

然而,式(2)~(5)定义 85 GHz 极化修正亮温、 19.4 与 37,19.4 与 85.5,37 与 85.5 GHz 的垂直极 化亮温差均能较好地指示陆面附近的降水分布(见 图 7)。图 7 中的 2 km 高度降水率分布由 PR 探测 格点化(0.05°×0.05°)后得到,85 GHz 极化修正亮 温及上述垂直极化亮温差相应分布由 TMI 各通道 亮温经格点化(0.2°×0.2°)后给出,图中左侧对应 "98.7.20",右侧对应"99.6.9"。图 7 表明: T_{PC85} < 270 K 的 等 值 线 区 域 为 雨 区,而 $T_{B19V-37V}$, $T_{B19V-85V}$, $T_{B37V-85V}$ >0 等值线区域基本对应雨 区,且正值越大,对应的降水越强。

为进一步了解地表附近降水率与 85 GHz 极化 修正亮温、19.4 与 37,19.4 与 85.5,37 与 85.5 GHz 的垂直极化亮温差之间关系,图 8 和 9 给出了 T_{PC85}, T_{B19V-37V}, T_{B19V-85V}, T_{B37V-85V}与 PR 测得 的 2 km 高度处降水率之间的散点图和相应拟合曲 线。其中图 8 表示"TMI 对流性"降水情况(左图对 应"98.7.20",右图对应"99.6.9"),图 9 表示"TMI 层云降水情况(左图对应"98.7.20",右图对应"99. 6.9")。图 8 和图 9 表明:在 2 km 高度处随着降水 率 增 大, T_{PC85} 有 减 小 的 趋 势, 而 T_{B19V-37V}, T_{B19V-85V}和 T_{B37V-85V}有增大的趋势。值得注意的 是图 9 中 T_{PC85}, T_{B19V-37V}, T_{B19V-85V}和 T_{B37V-85V} 拟合曲线存在"饱和"现象,即当层云地表附近降水 率大约 10 mm/h 时,这些拟合曲线不再随降水率增 大而变化。对于对流降水情况,拟合曲线的变化与 层云降水情况迥然不同,图8中表明拟合的 T_{PC85}曲 线随降水率增大而减小、拟合的 T_{B19V-37V}, T_{B19V-85V}和 T_{B37V-85V}曲线随降水率增大而增大 ("99.6.9"没有"98.7.20"显著,可能是样本少的缘 故)。

微波高频 85 GHz 极化修正亮温 T_{PC85}已被用 于指示陆面降水信息,因为它反映的是降水云中冰 相的散射信号,该信号与下垫面性质无关。用微波 低频与高频的组合方法来指示陆面降水信息可能更 具有重要的意义,因为该组合方法包含了实际降水 云中的发射和散射信号。用微波低频与高频的组合 方法来反演陆面降水已受到重视^[43],我们在这方面 的工作正在开展。

4 结 论

报

本文利用 TRMM 卫星的测雨雷达和微波成像 仪探测结果,分析研究了 1998 年 7 月 20 日 21 时 (世界时)和 1999 年 6 月 9 日 21 时(世界时)发生在 武汉地区附近和皖南地区的两个中尺度强降水系 统,目的在于揭示这两个中尺度强降水系统中降水 的水平结构和垂直结构,以及 TMI 微波亮温对降水 强弱和分布的响应,为进一步数值模式模拟研究强 降水结构和利用微波反演陆面降水提供基础。

研究结果表明,这两个中尺度强降水系统中对 流降水所占面积比层云降水面积小。对流降水面积 与层云降水面积之比分别为 0.62("98.7.20") 和 0.19("99.6.9");而对流降水具有很强的降水率,它 对总降水量的贡献超过了层云降水,对流降水量与 层云降水量之比分别为 2.60("98.7.20")和 1.19 ("99.6.9")。分析还表明,两个中尺度强降水系统 由多个强雨团或雨带组成,它们均属于对流性降水: 雨团大小在 10 至 50 km 之间,雨带长可达近百公 里,宽度约在 10 至 20 km 左右;强雨团(带)之间存 在弱降水区或无雨区;对流性降水区周围存在大片 层云降水区。降水垂直结构表明,强对流降水的雨 顶高度可达 15 km;强对流降水主体中存在垂直方 向和水平方向非均匀降水率分布区;层云降水有清 晰的亮度带,层云降水的上方存在多层云系结构。 降水廓线分布表明,对流降水廓线明显区别于层云 降水廓线。对层云降水而言,在冻结层以下高度,降 水率基本不变,表示雨滴在此高度以下无碰并增长 过程,冻结层是层云成雨微物理的关键层;对流降水 则不同,如在"98.7.20"个例中,冻结层以下高度降 水率向下增大至某一高度,然后再减小,直至地面附 近。即最大降水率出现在3至4 km 高度上。冻结 层至这一高度,降水率随高度降低而增大,这一厚度 层反映了雨滴经历的碰并增长过程。而这一厚度层 以下至地面,降水率随高度降低而减小,它反映了雨 滴在下降过程中可能经历的蒸发过程或大雨滴可能 发生的破碎过程。"99.6.9"个例中,对流降水廓线 在冻结层以下只存在雨滴的碰并增长过程,而雨滴 的蒸发过程或破碎过程不明显。两个例对流降水廓 线的差别,可能反应了它们各自所处的降水阶段不 同。有关对流降水廓线在不同降水阶段过程中的变 化,正在研究中。

整个中尺度强降水系统中对流降水与层云降水

61 卷



高度处理小学之间的散点面和18日 — 30 (左图对应"98.7.20",右图对应"99.6.9")

61 卷





的区别还反应在标准化的总降水率随高度的分布 上。对流降水率在 6 km 以下具有很宽的分布,但 主要集中在 10~20 mm/h 之间。而层云降水率分 布窄,降水率主要集中在小于 5~6 mm/h,且层云 降水冻结层以上高度含冰量较多。

本文还分析了 TMI 5 个通道微波亮温、各通道 亮温极化差、高频 85 GHz 的极化修正亮温和不同 频率通道组合亮温对降水分布的响应。结果表明, TMI 各低频通道均不能独立地表示陆面降水分布; 10.7,19.4 和 37 GHz 亮温极化差也不能指示陆面 降水分布;而 85 GHz 极化修正亮温、19.4 与 37, 19.7 与 85.5,37 与 85.5 GHz 的垂直极化亮温差均 能较好地指示陆面附近的降水分布。85 GHz 极化 修正亮温小于 270 K 的等值线区域对应雨区,而 19.4 与 37,19.7 与 85.5,37 与 85.5 GHz 的垂直极 化亮温差的大于零等值线区域基本对应雨区,且正 值越大,对应的降水越强。

致谢:感谢吴国雄院士、穆穆教授、刘屹岷博士的支持, 以及周晓平教授、昌达仁教授的鼓励,还感谢审稿人对本文 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 和 TMI 资 料(IP 206)。

参考文献

4 期

- 1 陶诗言等.中国之暴雨.北京:科学出版社,1980.225pp
- 2 陶诗官,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 孙健,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 崔春光, 闵爱荣, 胡伯威. 中尺度地形对"98.7" 鄂东沿江特大暴雨的动力作用. 气象学报, 2002, 60(5): 602~612
- 6 胡伯威,崔春光,房春花.1998年7月21~22日鄂东沿江连日特大暴雨成因探讨.大气科学,2001,25(4):479~491
- 7 贝耐芳,赵思雄.1998年"二度梅"期间突发强暴雨系统的中尺度分析.大气科学,2002,26(4):526~540
- 8 赵思雄等.1998年7月长江流域大洪水期间暴雨特征的分析研究.气候与环境研究,1998,3(4):368~381
- 9 郑新江,陶诗吉,罗敬字等.1998年7月21~22日特大暴雨过程中-β尺度云团特征.气象学报,2001,59(5):625~631
- 10 周兵,徐海明,谭言科等.1998年武汉大暴雨过程的切变涡度及非绝热加热垂直结构分布.气象学报,2001,59(6):707~718
- 11 Houze R A Jr. Cloud Dynamics. New York: Academic Press Inc, 1993. 573pp
- 12 Szoke E J, Zipser E J, Jorgensen D P. A radar study of convective cells in mesoscale systems in GATE. Part I: Vertical profile statistics and comparison with hurricanes. J Atmos Sci, 1986, 43: 182~197
- 13 Hobbs P V. Research on clouds and precipitation past, present, and future. Bull Amer Meteor Soc, 1989, 70: 282~285
- 14 Liu G, Takeda T. Two types of stratiform precipitating clouds associated with cyclones. Tenki, 1989, 36: 147~157
- 15 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
- 16 Fujiyoshi Y, Takasugi T, Gocho Y, et al. Radar-echo structure of middle-level precipitating clouds and the change of raindrops-Processes of mixing of precipitation particles falling from generating cells. J Meteor Soc Japan, 1980, 58: 203~216
- 17 Smith E A, Mugnai A. Radiative transfer to space through a precipitating cloud at multiple microwave frequencies, Part II: Result and analysis. J Appl Meteor, 1988, 27: 1074~1091
- 18 Adler R F, Yeh H Y M, Prasad N, et al. Microwave simulations of a tropical rainfall system with a three-dimension cloud model. J Appl Meteor, 1991, 30: 924~953
- 19 Fulton R, Heymsfield G M. Microphysical and radiative characteristics of convective clouds during COHMEX. J Appl Meteor, 1991, 30: 98~ 116
- 20 Kummerow C, Giglio L. A passive microwave technique for estimating rainfall and vertical structure information from space. Part 1: Algorithm description. J Appl Meteor, 1994, 33: 3~18
- 21 Smith E A, Xiang X, Mugnai A, et al. Behavior of an inversion-based precipitation retrieval algorithm with high-resolution AMPR measurements including a low-frequency 10.7-GHz channel. J Atmos Ocea Tech, 1994, 11: 858~873
- 22 Liu G, Curry J A. Retrieval of precipitation from satellite microwave measurement using both emission and scattering. J Geophys Res, 1992, 97: 9959~9974
- 23 Aonashi K, Shibata A, Liu G. An over-ocean precipitation retrieval using SSM/I multichannel brightness temperatures. J Meteor Soc Japan, 1996, 74: 617~637
- 24 Petty G W. Physical retrievals of over-ocean rain rate from multichannel microwave imagery. Part II: Algorithm implementation. Meteor Atmos

Phys, 1994, 54: 101~121

- 25 Simpson J, Adler R F, North G R. A proposed Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) satellite. Bull Amer Meteor Soc, 1988, 69: 278 ~295
- 26 Iguchi T, Kozu T, Meneghini R, et al. Rain-profiling algorithm for the TRMM precipitation radar. J Appl Meteor, 2000, 39: 2038~2052
- 27 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, Averior, Portugal, 1998, 134~146
- 28 Kummerow C, Barnes W, Kozu T. The tropical rainfall measuring mission (TRMM) sensor package. J Atmos Oceanic Tech, 1998, 15:809~ 817
- 29 陶诗言,张庆云,张顺利.1998年长江流域洪涝灾害的气候背景和大尺度环流条件.气候与环境研究,1998,3(4):290~299
- 30 Houze R A Jr. Stratiform precipitation in regions of convection: A meteorological paradox? Bull Amer Meteor Soc, 1997, 78: 2179~2196
- 31 Tao W -K, Simpson J, Sui C-H, et al. Heating, moisture, and water budgets of tropical and midlatitude squall lines: Comparisons and sensitivity to londwave radiation. J Atmos Sci, 1993, 50: 673~690
- 32 Liu G, Fu Y. The characteristics of tropical precipitation profiles as inferred from satellite radar measurements. J Meteor Soc Japan, 2001, 79: 131~143
- 33 Fu Y, Liu G. Precipitation characteristics in mid-latitude East Asia as observed by TRMM PR and TMI. (Sent to J. Meteor. Soc. Japan, Sep. 2002
- 34 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 (in press)
- 35 Yuter S E, Houze R A Jr. Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of Florida cumulonimbus, Part III: Vertical mass transport, mass divergence, and synthesis. Mon Wea Rev, 1995, 123:1964~1983
- 36 Wilheit T T, Chang A T C, Rao M S V, et al. A satellite technique for quantitatively mapping rainfall rates over the oceans. J Appl Meteor, 1977, 16:551~560
- 37 Liu G, Curry J A. An investigation of the relationship between emission and scattering signals in SSM/I data. J Atmos Sci, 1998, 55:1628~ 1643
- 38 Wentz J F, Spencer R W. SSM/I rain retrievals within a unified all-weather ocean algorithm. J Atmos Sci, 1998, 55: 1613~1627
- 39 Spencer R W, Goodman H M, Hood R E. Precipitation retrieval over land and ocean with SSM/1: Identification and characteristics of the scattering signals. J Atmos Oceanic Tech, 1989, 6: 254~273
- 40 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
- 41 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
- 42 姚晨予,李万彪,高意琳等.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
- 43 李万彪, 除勇, 朱元竞等.利用热带降雨测量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

ANALYSIS ON PRECIPITATION STRUCTURES OF TWO HEAVY RAIN CASES BY USING TRMM PR AND IMI

Fu Yunfei

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

Yu Rucong Xu Youping

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

Xiao Qingnong

(MMM Division, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado 80307 - 3000 USA)

Liu Guosheng

(Department of Meteorology, Florida State University, Tallahassee, FL 32306-4520 USA)

Abstract

In order to expose precipitation structures in both horizontal and vertical, and responses of microwave brightness temperatures to precipitation distribution and intensity, in this study, we studied two meascale heavy rain systems happening near Wuhan on July 20, 1998 and the southern part of Anhui on June 9, 1999 by using standard data of 2A25 derived from TRMM PR and 1B11 from TMI.

Results show that convective rains contribute much more rainfall to the total than stratiform rains although the former occupies less area than the latter inside the two heavy rain systems, respectively, due to the stronger rainfall rate of convective rains. Results also show the two heavy rain systems are consisted of several heavy convective rain blocks and rain bands in horizontal inside the two systems. Generally, the horizontal scale of rain blocks is from 10 km to 50 km, and rain bands have near a hundred kilometer in length with width from 10 km to 20 km inside the two mid - range scale heavy rain systems. Between the heavy rain blocks (bands), there exist weak rainfall regions or even no rain regions. Usually, strong convective precipitating clouds are surrounded by stratiform precipitating clouds. In vertical, the rain top of heavy convective rains can reach to 15 km from the surface. Inside these heavy convective rains, rainrate is distributed heterogeneously in vertical and horizontal. Meanwhile stratiform rains have a clear brightness band near freezing layer. Above the layer, there exist multilayer clouds. Below the layer, the rainfall rate is almost constant, which means no collision process during rain droplets drop off from the layer. However, for convective rains, there exists a clear collision process for rain droplet below the freezing layer. But the depth of the collision process for convective rains varies possibly due to convective precipitating clouds are in their different stages. Below the layer of collision process, there may be a layer of droplet evaporation process or big droplet breaking process for convective rains. The differences between convective and stratiform rains are also indicated in their precipitation profiles and the normalized counter rainrate altitude diagram (NCRAD). The NCRAD indicates that a wider distribution of rainfall rates for convective rains comparing with a narrow one for stratiform rains. Analysis on microwave brightness temperatures of TMI channels exposed bad responses of low frequency channels at 10.7 GHz, 19.4 GHz, 22 GHz and 37 GHz to rainfall over land. However, there are good responses of the polarization corrected temperature at 85.5 GHz and the vertical polarization differences between 19.4 GHz and 37 GHz, 19.7 GHz and 85.5 GHz, 37 GHz and 85. 5 GHz to surface rainfall over land. Results illustrate that rainfall region is covered by values of less than 270 K at the polarization corrected temperature at 85.5 GHz, and values of greater than zero at the vertical polarization differences between 19.4 GHz and 37 GHz, 19.7 GHz and 85.5 GHz, 37 GHz and 85.5 GHz.

Key words: TRMM PR, TMI, Precipitation structure.

傅云飞等: 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



傅云飞等: 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



图2 2 km高度上降水率大于1 mm/h的对流降水和层云降水的分布 (a. "98.7.20", b. "99.6.9")



傅云飞等: 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



图7 极化修正亮温、不同频率亮温组合与2 km高度的降水分布 (a和e. 85 GHz极化修正亮温, b和f. T_{BI9V-37V}; c和g. T_{BI9V-85V}; d和h. T_{BI9V-85V}. 左图对应 "98.7.20", 右图对应 "99.6.9")