

# 台风麦莎与赤道穿透对流云团的初步比较分析<sup>\* 1</sup>

陈 丹<sup>1,2</sup> 吕达仁<sup>1</sup>  
CHEN Dan<sup>1,2</sup> LÜ Daren<sup>1</sup>

1. 中国科学院大气物理研究所中层大气与全球环境探测重点实验室,北京,100029

2. 中国科学院研究生院,北京,100049

1. *LAGEO, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Science, Beijing 100029, China*

2. *Graduate University of the Chinese Academy of Science, Beijing 100049, China*

2009-10-09 收稿,2010-01-28 改回.

**Chen Dan, Lü Daren. 2010. A preliminary analysis and comparison between Typhoon Matsa (2005) and an equatorial cluster of penetrative convection. *Acta Meteorologica Sinica*, 68(6):885-895**

**Abstract** Cloud tops and rainfall structures of Typhoon Matsa (2005) and the Equatorial penetration convective cluster (EPCC) which is located in the southern South China Sea are analyzed and compared based on the data from the TRMM Precipitation Radar (PR), TRMM Microwave Imager (TMI) and Visible Infrared Scanner (VIRS). Firstly, the tropical tropopause layer (TTL) and the EPCC which penetrated into the TTL are illuminated and defined. And then, the cloud tops and precipitation structures of Typhoon Matsa and the EPCC are analyzed and compared. The results are as followings: (1) In heavy rain areas, ice particle scattering occurs at the cloud-top of Matsa and the EPCC, but the scattering intensity of the EPCC is much stronger with 85 GHz brightness temperature all below 180 K and the difference between the cloud tops from the PR and the VIRS for the EPCC being larger as well as the curve of VIRS cloud-top brightness temperature being flat. (2) The percent of samples of deep convection, and the percent of penetration convection, and esp. the percent of deep convection accounted for by penetration convection in the EPCC are more than those in Matsa, with the clouds in the Matsa and the EPCC from 10 to 20 km whose top heights dominate between 10 and 12 km, but the distribution of PR cloud tops between 10 and 20 km in the EPCC relatively continuous and wide. (3) Stratiformis precipitation is the predominant type in Matsa and contributes more rainfall to the total. However, convective precipitation is mainly found in the EPCC with larger ratios of convective area to stratiformis area, convective rainfall to stratiformis rainfall for the EPCC than those for Matsa. (4) The results also show that the profiles of both the convective and stratiformis precipitation for the EPCC are deeper than Matsa with the convective and stratiformis profile depth being 18 and 11 km, respectively. In addition, the fact that, the percent of samples of penetrative convection in the EPCC more than Matsa as well as the profile of convective and stratiformis precipitation deeper than Matsa seems to suggest that the local vertical convective intensity of the EPCC is stronger than Matsa.

**Key words** TRMM, Typhoon Matsa, Equatorial penetration convective cluster, TTL

**摘 要** 利用 TRMM 卫星的测雨雷达、微波成像仪、可见光和红外扫描仪资料详细分析比较了麦莎台风和位于南海南部的赤道穿透对流云团(EPCC)的云高以及降水结构特征。首先,对热带地区对流层到平流层的过渡带(TTL)以及进入 TTL 的穿透对流云团进行了阐述和定义。然后,分析对比了赤道穿透对流云团和台风麦莎不同生命史阶段的云高、降水结构特征,分析对比结果表明:(1) 在强降水区:麦莎台风和 EPCC 的云顶部均出现了冰粒子散射现象,但 EPCC 的散射强度强,微波亮温值均低于 180 K,并且其雷达云高和红外云顶亮温云高相差较大、云顶亮温曲线平缓。(2) EPCC 的深对流数量百分比、穿透对流数量百分比、尤其是穿透对流数量占深对流数量比,都比麦莎台风各阶段的高;在麦莎台风和 EPCC(10—20 km)云体中大部分云高集中在 10—12 km,但 EPCC (10—20 km) 的云高谱相对具有连续性、相对较宽。(3) 麦莎台风以层云降水为主,对总降水量的贡献中也是层云降水贡献大,但是 EPCC 中却是对流性降水的贡献大,且 EPCC 对流降水与层云降水的像素数量比值和降水量比值也比麦莎台风的 3 个时次都高。(4) EPCC 的降水廓线深度无论是层云降水还是对流降水都比麦莎台风深,层云廓线深度达 11 km,对流廓线深度达 18 km。另外,从 EPCC 的穿透对流数量百分比比麦莎台风多,层云、对流降水廓线比麦莎台风深这几方面,一定程度上说明了 EPCC 的局部垂直对流强度比麦莎台风强。

**关键词** TRMM, 麦莎台风, 赤道穿透对流云团, 热带对流层到平流层的过渡带(TTL)

**中图法分类号** P412.27 P426

\* 资助项目:国家重点基础研究发展计划项目(2010CB428601)、国家自然科学基金面上项目(40875017)。

作者简介:陈丹,从事大气动力学与数值模拟研究。E-mail: nuistcd@163.com

## 1 引言

台风、热带云团、中高纬度中尺度暴雨系统、青藏高原上的中小尺度对流系统都属于深对流系统(其雷达回波顶达到 10 km 以上),回波顶高度通常可以达到 12—14 km,甚至更高。在这几种系统中,由于发生的地理位置以及生成条件不同而存在差异:台风和中高纬中尺度暴雨系统带来的直接影响是暴雨和大风;热带云团,尤其是近赤道地区的云团与厄尔尼诺、沃克环流之间有相互作用,有 90% 的热带云团与热带地区大尺度扰动,如赤道辐合带(ITCZ)、东风波等天气系统相联系,当这些热带云团生成并有环流场的扰动相配合时,就有可能发展为台风;青藏高原由于其海拔较高使在那里发生的对流云团特征与其他对流系统有所不同,云底通常比周围其他地方的高,同时青藏高原上的降水潜热释放对大气加热起着重要的作用(Fu, et al, 2006)。

由于卫星遥感的发展,使研究中存在的如海上观测资料缺乏、降水资料时空分布不连续等困难逐渐被克服,特别是利用微波探测可穿透云层的特点,能更好地获取云团内部的信息。TRMM 卫星具备了上述能力,已有不少学者用 TRMM 资料对上述其中 3 种系统分别做了研究:钟敏等(2006)选用 TRMM 的 2A25 资料分析了 9914 号台风不同发展阶段的三维降水结构;傅云飞等(2003, 2007)用 TMI、VIRS、PR 资料研究了 1998 年和 1999 年发生在武汉和皖南地区的两个中尺度特大暴雨系统的降水结构和降水在微波信号上的响应特征,以及 1999 年发生在青藏高原谷底的降水云结构特征。但是目前国内对属于热带云团当中的穿透对流云团(对于穿透对流云团,文中第 3 部分将进行详细的介绍)的研究还很少。Alcala 等(2002)分析了一个在澳大利亚北部发生的穿透对流云团,发现了该对流云团的雷达回波顶达到了 19 km。穿透对流可以把大粒子带到热带对流层上部附近,这种对流被认为在进入平流层的空气中的水汽收支方面起着重要作用,而平流层中的水汽含量多少非常重要,它可以影响平流层的化学过程和对流层到地面的辐射平衡(Kirk-Davidoff, et al, 1999; Forster, et al, 1999),另外,Alcala 等(2002)还统计了 1998、1999 年冬季和夏季穿透对流发生的频率,发现发生较频繁的位置和赤道辐合带(ITCZ)、南太平洋辐合带(SPCZ)的位置相吻合,即冬季在 10°N—20°S;非洲中南部、印度洋北部、东南亚—澳大利亚北部—热带西太平洋暖池一带、南美洲中南部;到了夏季位置有

所北抬,位于 30°N—10°S。此外,Simpson 等(1998)用 TRMM PR 资料研究了太平洋台风 Paka,发现了穿透对流;Nesbitt 等(2000),Toracinta 等(2002)用 PR 资料研究了热带地区的降雨系统,两者都发现了穿透对流。

研究者用 TRMM 资料对各种降水系统做了较多相关研究,但这些系统之间的对比工作还较少。台风和热带近赤道云团(以下简称赤道云团)两者发生的纬度不同,赤道云团由于发生在南北纬 5°附近之间,故其地转偏向力极小至可忽略,而地转偏向力又是台风形成的基本条件之一;另外,两者在尺度上也有所不同,台风属于三维结构,在经纬方向上尺度都较大,而赤道云团大都近似于二维结构,所以这两种系统在结构、云微物理过程等方面可能存在不同。比较这两种系统,了解它们各自的内部结构以及存在什么差别,对数值模式更好地描述中小尺度系统具有一定的指导意义,同时也可以丰富对赤道云团(尤其是赤道穿透对流云团)的认识。文中利用 TRMM 卫星上搭载的测雨雷达、微波成像仪、可见光和红外扫描仪的观测结果,分析了台风麦莎不同生命史阶段以及赤道穿透对流云团的特征,并比较了台风麦莎和赤道穿透对流云团的云高、降水结构特征,获得对穿透对流云团进一步的认识以及这两种深对流系统的一些差异。

## 2 资料介绍

### 2.1 TRMM 简介

TRMM 卫星由美国 NASA 和日本 NASDA 联合研发,于 1997 年升空(Kummerow, et al, 2000),测量的区域大约在南北纬 35°之间的热带和副热带区域。卫星上携带 5 种遥感仪器,有 3 种专门用于测量降水:降水雷达(PR)、微波成像仪(TMI)、可见光和红外扫描仪(VIRS)。其中 PR 是第 1 部测雨雷达,也是气象卫星第 1 部主动式遥感仪器;TMI 和 PR 具有穿透性,能够穿过降水云层观测内部结构,提供各物理量详细的三维结构信息。由于对 TRMM 的简介已有不少文献都详细介绍过,因此这里就不再重复详细介绍。

### 2.2 观测资料

文中使用的 TRMM 资料是由美国宇航局 Goddard 空间飞行中心数据分发中心 DAAC 提供的第 6 版数据资料,包括 PR 资料(2A23、2A25)、TMI 资料(1B11)和 VIRS 资料(1B01)(何会中等, 2004)。用到的主要物理量包括:2A23 中的雨顶高

度和亮带高度;2A25中的衰减修正雷达回波反射率因子、0°C层高度、雨型、从地面到20 km的80层雨强、近地面雨强;1B11中的由第8、9通道(85 GHz垂直极化亮温和85 GHz水平极化亮温)组成的极化修正亮温(PCT),参考Spencer等(1989)提出的85 GHz PCT为 $1.818T_{85V} - 0.818T_{85H}$ 。由于分析台风麦莎的3个时次(初始、发展、登陆减弱)中卫星扫描范围覆盖了洋面和陆地,而微波高频PCT85反映的是降水云中冰相的反射信号,该信号与下垫面无关,所以选用85 GHz极化修正亮温;以及VIRS的1B01红外云顶亮温(红外辐射温度)资料,由于研究麦莎台风的3个时次覆盖了白天和夜间,而10.8和12  $\mu\text{m}$ 通道全天的观测资料都可用,所以文中选取常用的红外10.8  $\mu\text{m}$ 亮温来确定降水云云顶亮温。由于PR与TMI、VIRS的扫描宽度不一样,分辨率也不一样,为了综合主、被动微波探测以及红外探测的信息,需要对资料进行融合,本文采用的匹配方法是权重平均法(何文英等,2006)。

### 3 研究个例

#### 3.1 麦莎台风

麦莎台风是2005年登陆江浙一带影响较强的台风之一,登陆时强度高,陆上路径长、影响范围广,北上影响中国华东、华北南部和东北地区南部,给这些地区带来了强风和暴雨。麦莎于7月31日12时(世界时,下同)在西北太平洋上生成,之后朝西北方向移动,8月2日加强为台风,5日19时40分在浙江玉环县登陆,7日进入安徽,8日经山东半岛进入渤海。本文在这一过程中选取3个时次的资料,分别为初始阶段(简称为a时,7月31日18时59分,中心位于(13.3°N,133.1°E))、发展阶段(b时,8月4日01时59分,中心位于(23.2°N,124.8°E))、登陆减弱阶段(c时,8月6日00时05分,中心位于(28.5°N,120.6°E)),这3个时次均以PR的探测时间为准。

#### 3.2 赤道穿透对流云团

在对穿透对流做出定义之前有必要先说明一个重要概念,即热带地区对流层到平流层的过渡带(tropical tropopause layer,简称TTL)。传统的对流层和平流层定义基于大气的温度垂直结构,对流层顶也是根据垂直温度的最冷点(热带)或者一定标准的温度垂直递减率所在的高度来确定,或者根据位涡、化学成分来确定等。虽然热力学对流层顶定义比较适用于热带地区(李国辉等,2000),但热带地区对流

层顶随时间、地点、周围大气环境变化较大。Fueglistaler等(2009)对热带地区(0—30°N)的温度场、环流场、云、热动力学场以及痕量物质分布的研究表明,在热带地区从对流层到平流层的过渡发生在一个过渡带中,而不是一个突然转变的边界,即并不是一个确定的对流层顶边界,这与传统定义的对流层顶有所不同(Gettelman, et al, 2002; Fueglistaler, et al, 2009)。对于对流层上部到平流层下部这一区域的大气层,那里的大气具有双重性,既具有对流层大气的特性,同时也具有平流层大气的特性。尤其在热带地区,从对流层到平流层的过渡在垂直方向上可延伸好几千米,正因为对流层顶在热带地区这种强的不确定性,因此引出了TTL(tropical tropopause layer,有时也译为tropical transition layer)。

本文中采用目前对TTL比较普遍的定义:基于温度场、环流场、云、热动力学场结构以及痕量物质分布,把TTL的最低边界设在热带深对流中性浮力平衡的最大高度、对流云系主要的流出层之上,即大约为14 km,这个高度也是净辐射为0的高度,14 km以下为辐射冷却,14 km以上为辐射加热。最高边界设在18.5 km,这个高度也是上冲对流的最高高度,这个高度之上的大气只具有平流层大气的性质。经向侧边界分别为赤道和副热带急流向着赤道一边的位置(大约为30°N)。简言之,TTL就是在热带地区(0—30°N)对流层到平流层之间的过渡带,此带从净辐射为0的高度(大约为14 km,150 hPa,亮温值大约为207.2 K)开始一直延伸到上冲对流(overshooting convection)的最高高度(大约为18.5 km,70 hPa),即TTL为14—18.5 km。TTL在许多过程中就像向平流层敞开的一扇大门,对其所有相关过程的认识对于未来的平流层臭氧和气候预测等具有重要意义(Sherwood, et al, 2001; Gettelman, et al, 2002; Alcala, et al, 2002; Fueglistaler, et al, 2009)。

基于以上对TTL的定义,可以把那些PR雷达回波反射率廓线顶超过10 km的热带对流定义为深对流,并把超过14 km进入TTL区域的深对流定义为穿透对流(penetrating convection,也即上冲对流)(Alcala, et al, 2002)。在热带地区卫星云图上经常出现直径达4个纬距以上的白色密蔽云区,在天气图上有时并没有与云团相对应的天气系统,这些称为热带云团。一般的热带云团流出层为12—14 km,说明一般的热带云团云顶在12—14 km,但还是有一部分的热带云团云顶能达到更高的高度。Liu等(2005)用5年的TRMM资料进行统计发现有1.3%的热带对流顶高超过14 km,其

中的 0.1% 超过 17 km。那些“穿透”进入 TTL 的对流云团就称为穿透对流云团, 它们对 TTL 的痕量物质, 比如水汽, 以及热量收支起到一定的影响, 而 TTL 又是对流层和平流层物质交换发生的重要区域, 从而决定了进入平流层的空气中的组成成分 (Dessler, 2002)。Fueglistaler 等 (2009) 指出, 虽然了解了 TTL 中的许多过程, 比如辐射、动力、化学过程, 但对于深对流 (穿透对流) 问题还没有取得很好地认识。

由于 TTL 只在 0—30°N 这个区域内讨论, 因而挑选在 (0—10°N, 100—150°E) 区域内的热带云团, 该区域大部分面积为海洋, 与台风发生的下垫面背景类似, 另外这个区域是沃克、哈得来环流的上升支区域, 扰动经常会生成热带云团。本文选取的穿透对流云团个例位于赤道地区, 因此称为赤道穿透对流云团。位于赤道地区的云团由于地转参数  $f$  趋近于零, 即使存在水平风速辐合、环流场的扰动, 正涡度也不能产

生, 没有足够的旋转来维持强大的梯度运动, 因此赤道地区的云团即使配合有环流场的扰动也很难发展成台风, 与台风存在区别。本文中分析的赤道穿透对流云团 2007 年 6 月 14 日 20 时 40 分 (以 PR 的探测时间为准) 位于南海南部、加里曼丹岛西北部海洋沿岸 (3°N, 112.3°E)。该云团沿着海岸呈西南南—东北北走向, 纵向尺度大约为 600 km。

### 3.3 台风麦莎和赤道穿透对流云团的红外云顶亮温

由于极轨卫星扫描范围的限制, 为了说明上述 4 个轨道扫过的范围覆盖当时台风麦莎和赤道穿透对流云团发生的区域, 这里首先给出 TRMM 扫过台风麦莎 3 个阶段 (对应 3 个时次)、赤道穿透对流云团的 10.8  $\mu\text{m}$  通道红外云顶亮温 (红外辐射温度) 图 (图 1), 即“云图”, 以便更好地观察台风麦莎和赤道穿透对流云团的全貌, 然后选取与 VIRS 扫

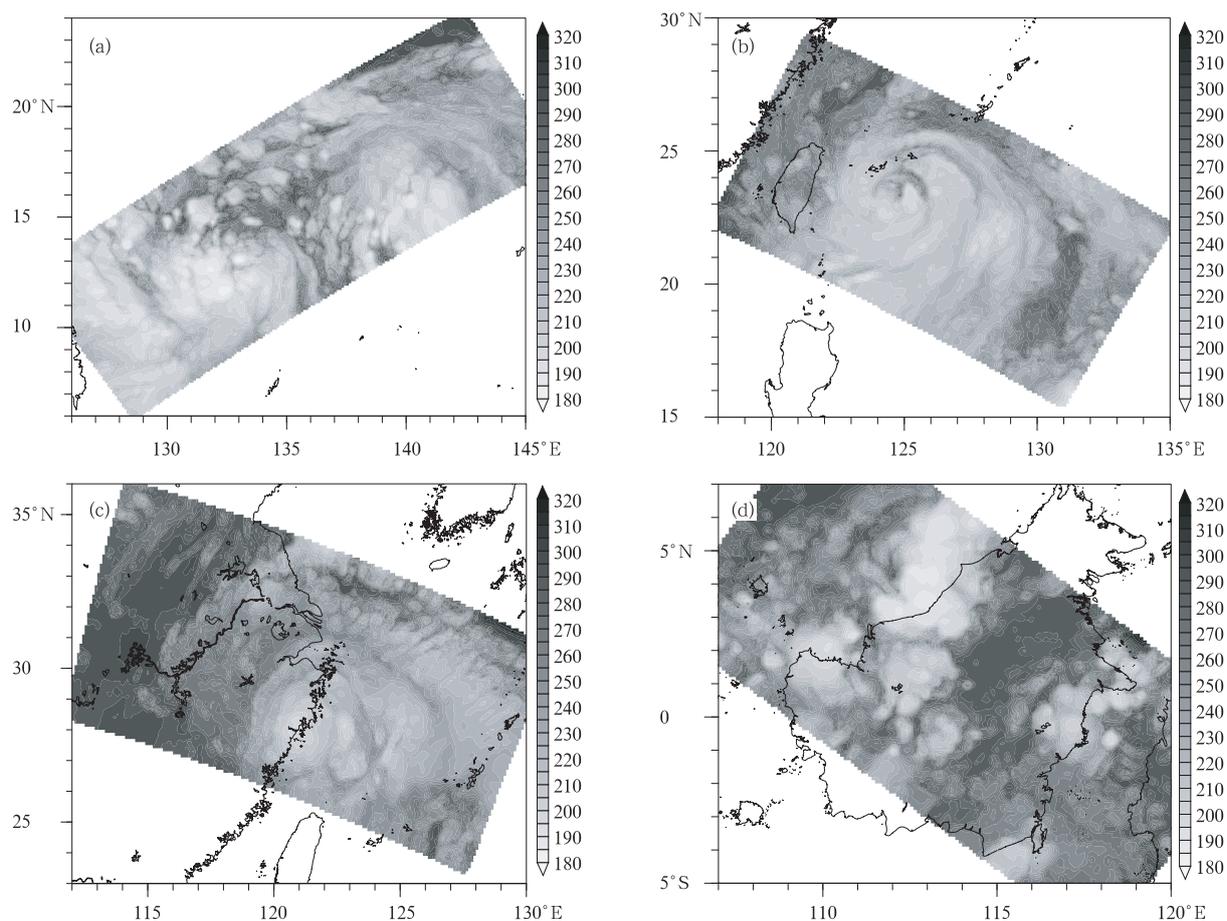


图 1 麦莎台风 3 个时次和赤道穿透对流云团的远红外 10.8  $\mu\text{m}$  通道探测的红外辐射温度 (单位: K)  
(a. 初始阶段, b. 发展阶段, c. 登陆减弱阶段, d. 赤道穿透对流云团)

Fig. 1 Infrared temperature (unit: K) at Channel 10.8  $\mu\text{m}$  of Matsa within the VIRS scanning range in its initial (a), developing (b) and weakening stages (c), and infrared temperature of the EPCC (d)

描时空最为接近的静止气象卫星的红外云图资料进行对比(图略),可以看到 TRMM/VIRS 扫描的范围都在静止卫星观测的范围内,且红外辐射温度的分布与静止卫星观测的相当一致。卫星在此波段接收到的辐射仅与物体的温度有关,因此该红外辐射温度值越低(图 1 中越偏灰白色区域)说明云顶温度越低,云顶越高。除了高层的卷云外,云顶越高一般说明云层越厚,对应深对流云系,往往产生强降水。

### 4 台风麦莎和赤道穿透对流云团云高的比较

#### 4.1 雷达云高和红外云高的比较

通过前面 TTL 的定义,把云顶高度(雷达云

高)超过 10 km 的云团定义为深对流云团,云顶高度超过 14 km 进入 TTL 区域的云团定义为穿透对流云团,所以需要对比台风麦莎和赤道穿透对流云团的云高进行分析,以便更好的判断这两种强对流系统中是否发生穿透对流,以及分析进入 TTL 区域的云体情况。图 2 为麦莎台风 3 个时次和 EPCC 的近地面雨强,分别选取强降水区中 6 个位置做垂直剖面,这里通过不同探测方法得到的两种云高(PR 雷达、VIRS 红外反映的云高)来分析对比麦莎台风和 EPCC 的云高以及雷达、红外云高之间的差异。

图 3 分别为麦莎台风各个时刻、各个部位以及 EPCC 的强降水区云高特征(对应于图 2 中的 6 条剖面)。图中红色虚线代表 TTL 的最底层(14 km,

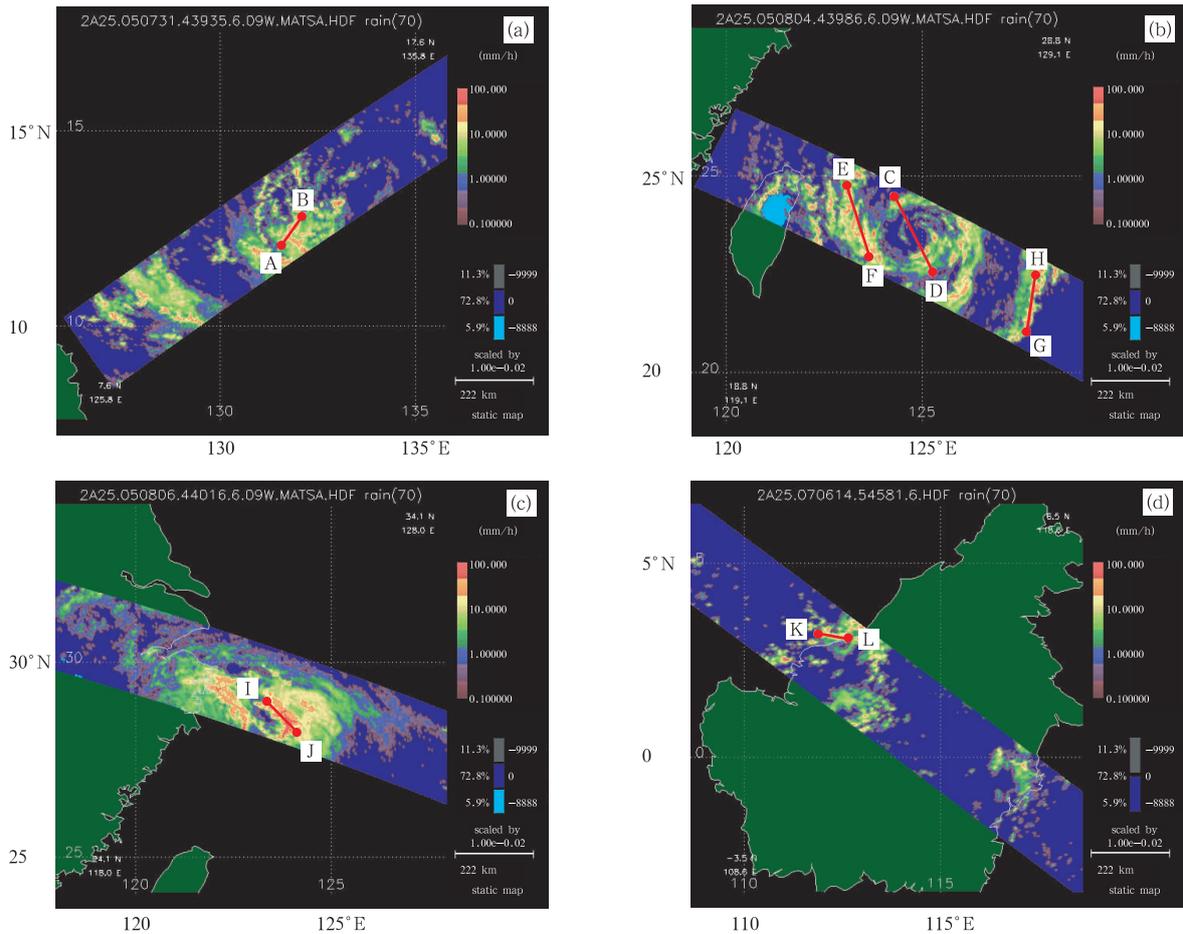


图 2 麦莎台风 3 个时次和赤道穿透对流云团的 PR 扫描范围内近地面雨强(单位: mm/h)以及 6 条剖面的位置 (a. 初始阶段, b. 发展阶段, c. 登陆减弱阶段, d. 赤道穿透对流云团)

Fig.2 Near surface precipitation rates (unit: mm/h) of Matsa within the Precipitation Radar scanning range in its initial (a), developing (b) and weakening stages (c), and near surface precipitation rate of the EPCC (d) (The locations of the six cross-sections are also shown)

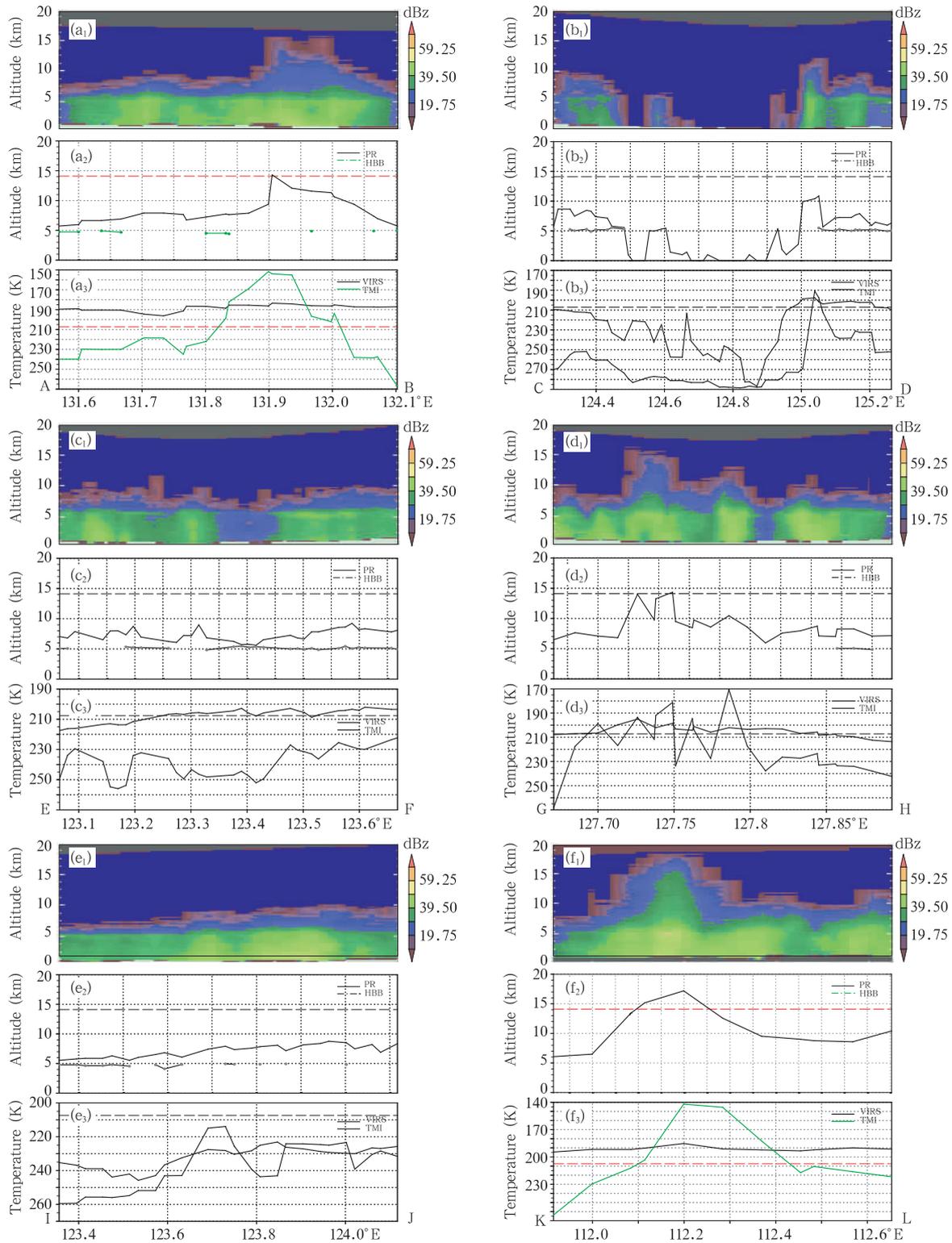


图3 图2所对应6条剖面的PR雷达反射率因子(下标为1)、雨顶高度和亮带高度(下标为2)、VIRS云顶亮温和TMI极化修正亮温(下标为3)  
 (a. 初始阶段, b,c,d. 发展阶段3个不同的台风部位, e. 登陆减弱阶段, f. 赤道穿透对流云团)  
 Fig.3 Corresponding vertical PR reflectivity cross sections ( $a_1 - f_1$ ), the height of storm top and the height of bright band ( $a_2 - f_2$ ), the VIRS cloud-top brightness temperature and the TMI polarization corrected temperature ( $a_3 - f_3$ ) to the six locations in Fig. 2

150 hPa,亮温大约 207.2 K)。从图 3 中可以看出 PR 雷达云高(下标 1)、雨顶高度(下标 2)、红外亮温云高(下标 3)均不一致,例如,麦莎初始阶段,PR 雷达的云体高度最高达 15 km 左右(图 3a<sub>1</sub>),雨顶的高度为 14 km(图 3a<sub>2</sub>),而红外亮温反映的云体高度全在 14 km 以上,与前两者相差甚大;另外,虽然雷达的反射率高度最高处和亮温的低值有很好的对应关系,但是 VIRS 云顶亮温显示了更大范围的进入 TTL 的云体,在麦莎的初始阶段这种表现最为明显(图 3a<sub>3</sub>),图 3b 中 124.5°E 处,雷达测得的云体高度为 0(图 3b<sub>1</sub>、3b<sub>2</sub>),但 VIRS 仍观测到云顶温度接近 220 K(图 3b<sub>3</sub>),这表明 VIRS 对小的云粒子敏感性比 PR 好,因此 VIRS 红外云顶亮温更能反映云体的实际高度以及进入 TTL 的云粒子情况。

在麦莎的初始阶段(图 3a<sub>1</sub>)、发展阶段(图 3d<sub>1</sub>)的外螺旋云带中、EPCC 中(图 3f<sub>1</sub>)均出现了穿透对流,雷达反射率顶超过 14 km。相对来说,麦莎初始阶段和发展阶段的穿透对流较弱,雷达反射率顶达到 15 km,而 EPCC 的雷达反射率顶达到了 18 km,几乎贯穿整个 TTL。从 PR 雷达反映的云体高度与 VIRS 亮温反映的云体高度差别来看,EPCC 两者相差较大(图 3f<sub>2</sub>、3f<sub>3</sub>),其 VIRS 云顶亮温曲线非常平缓(范围在 185—195 K),但是雷达测得的云高却高低起伏,这说明云顶可能有稀薄的高云(卷云)覆盖。

根据微波遥感原理,85 GHz 的微波亮温取决于云中冰相粒子的散射信号强弱,冰相粒子越多,则该通道的亮温值越低。比较 TMI 的 PCT85 亮温和 VIRS 云顶亮温曲线,可看出麦莎初始阶段在融化层以上出现冰粒子散射现象:云顶亮温为 185 K 左右,但 PCT85 亮温值低于 185 K,最低值达 150 K 左右(图 3a<sub>3</sub>)。在这一区域没有出现亮带,且回波强度达到 39 dBz 左右,通过降水类型的“V”方法划分方法(Awaka, et al, 1997; Heymsfield, et al, 2000),可判断为对流性降水。而 Heymsfield 等(2000)在与冷锋相联系的层云降水中也发现在云体上部发生冰粒子散射,TMI 85 GHz 亮温在 200—220 K,且出现亮带,其发生冰散射不是因为高的云顶,而是因为低的 0℃层高度。另外,McGaughay 等(1996)发现当热带海洋层云系统中出现 85 GHz 亮温值低于 220 K 时,则作为发生冰散射的标志。在麦莎(图 3a<sub>3</sub>、图 3d<sub>3</sub>)和 EPCC(图 3f<sub>3</sub>)中都出现冰

散射现象,且均无亮带出现,但 EPCC 的冰散射现象最强,TMI 亮温值在 140—180 K,三者均发生在进入 TTL 云体的区域。这表明进入 TTL 的微粒子正是这些散射的冰粒子或者是由冰晶组成的云体。三者发生冰粒子散射的现象均在对流性降水的区域,且 TMI 亮温值比 Heymsfield 等(2000)发现的层云降水发生冰散射的亮温值低得多。冰散射现象的发生可能是强的上升气流把大量冰粒子输送到上部。在上部向外辐散气流扩散使冰粒子沿水平气流方向向下游运动,云顶亮温曲线的平缓(尤其是 EPCC)可能是卷云毡和云毡面积扩大的表现。

#### 4.2 PR 雷达统计的麦莎台风和赤道穿透对流云团的云高分布

##### 4.2.1 麦莎台风和 EPCC(10—20 km)的云高谱

用 PR 雷达的修正反射率因子来统计各高度层云顶高度数量,因为更加关注对流层上部与平流层下部的云高情况,所以选取了大于 10 km 的云高做统计。图 4 中,在麦莎与 EPCC 大于 10 km 的云体中大部分云高集中在 10—12 km,大于 12 km 的云高数量占少部分。在相对偏低高度层内(10—14 km),随着高度的增加,百分比并非是线性减少,而呈现小的起伏。麦莎的发展阶段云高都在 16 km 以下,而在减弱阶段,云高大于 10 km 的数量大大减少。对比 EPCC,其云高最高达 18 km,且具有一定的连续性,而这种连续性在麦莎的减弱阶段最弱;麦莎发展阶段的云高谱相对较窄,而 EPCC 相对较宽。

##### 4.2.2 台风麦莎和赤道穿透对流云团的深对流、穿透对流样本数量

分析图 4 中云高谱只能了解 10 km 以上云高的分布情况,得到一个高云垂直方向上的直观概念,而从总量上统计深对流、穿透对流的情况对了解系统总体的垂直对流情况和进入 TTL 的云体情况有所帮助。对比麦莎各阶段与 EPCC(表 1)可以看出:云顶高度大于 10 km(深对流)和大于 14 km(穿透对流)的样本数量百分比,EPCC 比麦莎各阶段的都高,分别达到 3.593%和 0.722%,且 EPCC 的穿透对流样本数量占深对流样本数量百分比比麦莎各阶段都高(达 20.096%),一定程度上说明 EPCC 的局部对流强度比麦莎强,有更多进入 TTL 的云体。在麦莎的 3 个阶段中,从深对流数量比例的演变可以看出麦莎的增强和减弱。

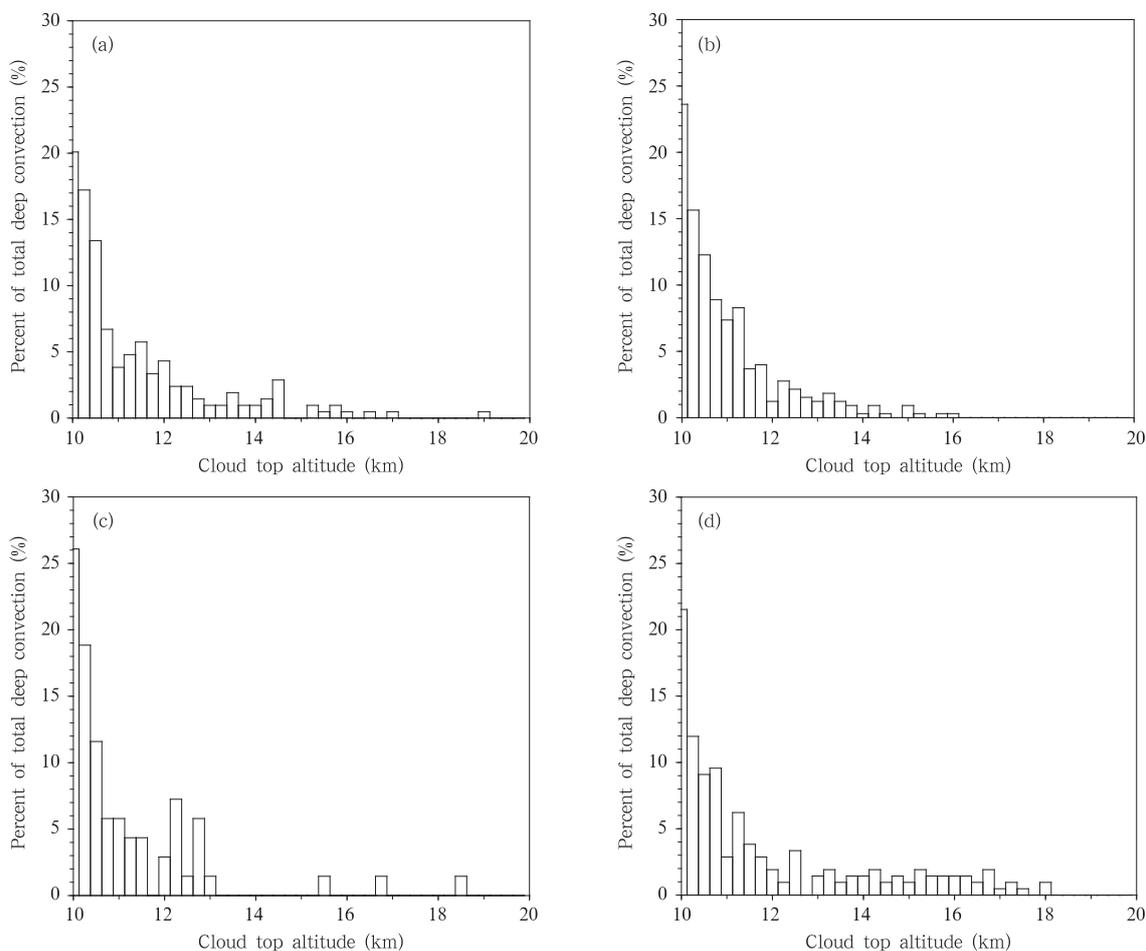


图4 麦莎台风3个阶段和赤道穿透对流云团10—20 km(每隔250 m)的云高谱  
(a. 初始阶段, b. 发展阶段, c. 登陆减弱阶段, d. 赤道穿透对流云团)

Fig. 4 Spectral distributions of cloud tops (%) between 10 and 20 km (with the resolution of 250 m in vertical) for Matsa's three stages (a, b, c) and the EPCC (d)

表1 麦莎台风3个阶段和赤道穿透对流云团的  
深对流、穿透对流样本数量(%)

Table 1 The sample percents (%) of deep convection and penetrant convection for Matsa's three stages and the EPCC

	麦莎初始 阶段	麦莎发展 阶段	麦莎减弱 阶段	赤道穿透 对流云团
深对流数量占 总数量百分比	0.767	1.769	0.351	3.593
穿透对流数量占 总数量百分比	0.073	0.060	0.015	0.722
穿透对流数量占 深对流数量百分比	9.569	3.374	4.348	20.096

## 5 麦莎台风和赤道穿透对流云团的降水结构对比

### 5.1 降水类型数量及降水强度

Liang 等(2001)和 Heymsfield 等(2000)的分析结果表明,PR 观测的对流性、层性降水在总降水中所占的比例与空基、地基雷达观测结果一致。Liang 等

(2001)和 Tufa 等(2005)通过把 PR 资料反演的降水率与 WSR-88D 雷达估测的降水率进行对比,得出两者的相关系数超过 0.9(层云降水 0.9,对流性降水 0.94),系统性偏差小于 7%,平均降水率相差 0.9 mm/h (PR 8.5 mm/h, WSR-88D 7.6 mm/h),区域平均降水率相差 0.04 mm/h (PR 1.25 mm/h, WSR-88D 1.21 mm/h),这说明由 PR 反演的降水资料可以很好地反映降水实际情况。首先,分析由 PR 观测资料提供的雨型、雨强情况,包括层云、对流降水样本数量,总降水量比例分配以及平均雨强情况(表 2)。从降水类型和总降水量比例分配来看,麦莎台风以层云降水类型为主,对总降水量的贡献中也是层云降水贡献大,这与何会中等(2006)分析的鲸鱼台风的降水特征以及钟敏等(2006)分析的 9914 号台风的降水特征一致;但是 EPCC 对总降水量的贡献是对流降水大,且其对流性降水样本数量比例比麦莎 3 个时次都高。从对流降水与层云降水的数量比值(括号中)和降水

量比值(括号中)来看,EPCC 的对流降水与层云降水的数量比值(0.26)和降水量比值(1.13)比麦莎的 3 个时次都高,这说明 EPCC 的降水云团性质比台风更趋于属对流性降水。

表 2 麦莎 3 个阶段和赤道穿透对流云团的降水类型样本比例和总降水量比例及平均雨强  
Table 2 The statistics on the samples and the rainfall proportions (%) of convective and stratiform cloud precipitation as well as the averaged precipitation rate (mm/h) for the three stages of Matsa and the EPCC

	降水类型	占总像素数 量比例(%)	占总降水量 比例(%)	平均雨强 (mm/h)
麦莎初始阶段 (a 时)	层状云降水	62.3(0.11)	62.3(0.61)	2.37
	对流性降水	5.7	36.4	15.15
麦莎发展阶段 (b 时)	层状云降水	62.6(0.14)	65.1(0.54)	4.35
	对流性降水	7.6	33.7	18.58
麦莎登陆阶段 (c 时)	层状云降水	69.0(0.08)	70.7(0.41)	3.56
	对流性降水	4.6	28.5	21.76
赤道穿透对流 云团	层状云降水	57.1(0.26)	45.3(1.13)	2.66
	对流性降水	14.7	52.4	11.72

### 5.2 降水垂直廓线

Liu 等(2001)通过主成分分析方法,指出给定降水类型及近地面降水率后,平均降水廓线能反映 88% 以上实际降水廓线的特征。另外分析降水的垂直结构,可以了解到降水云的热力、动力结构以及云微物理过程。由于麦莎 3 个时次和 EPCC 大部分都在洋面上,所以廓线从地面 1.5 km 一直做到 18 km,其中给定 2 km 处的降水率;此外由于暖云降水(回波顶高度在融化层之下的降水)的样本数较少,且降雨率不大,所以这里只分析层云降水、对流降水廓线。这里需指出的是:“深对流”指的是除去暖云降水的对流降水(即回波顶高度在融化层之上的降水)。由于麦莎 3 个时次的降水廓线只是反映出台风的发展和减弱情况(图略),所以这里只给出其中一个时次(即发展阶段)的情况和 EPCC 降水廓线进行比较(图 5),其中麦莎的发展阶段取内(图 5a)、

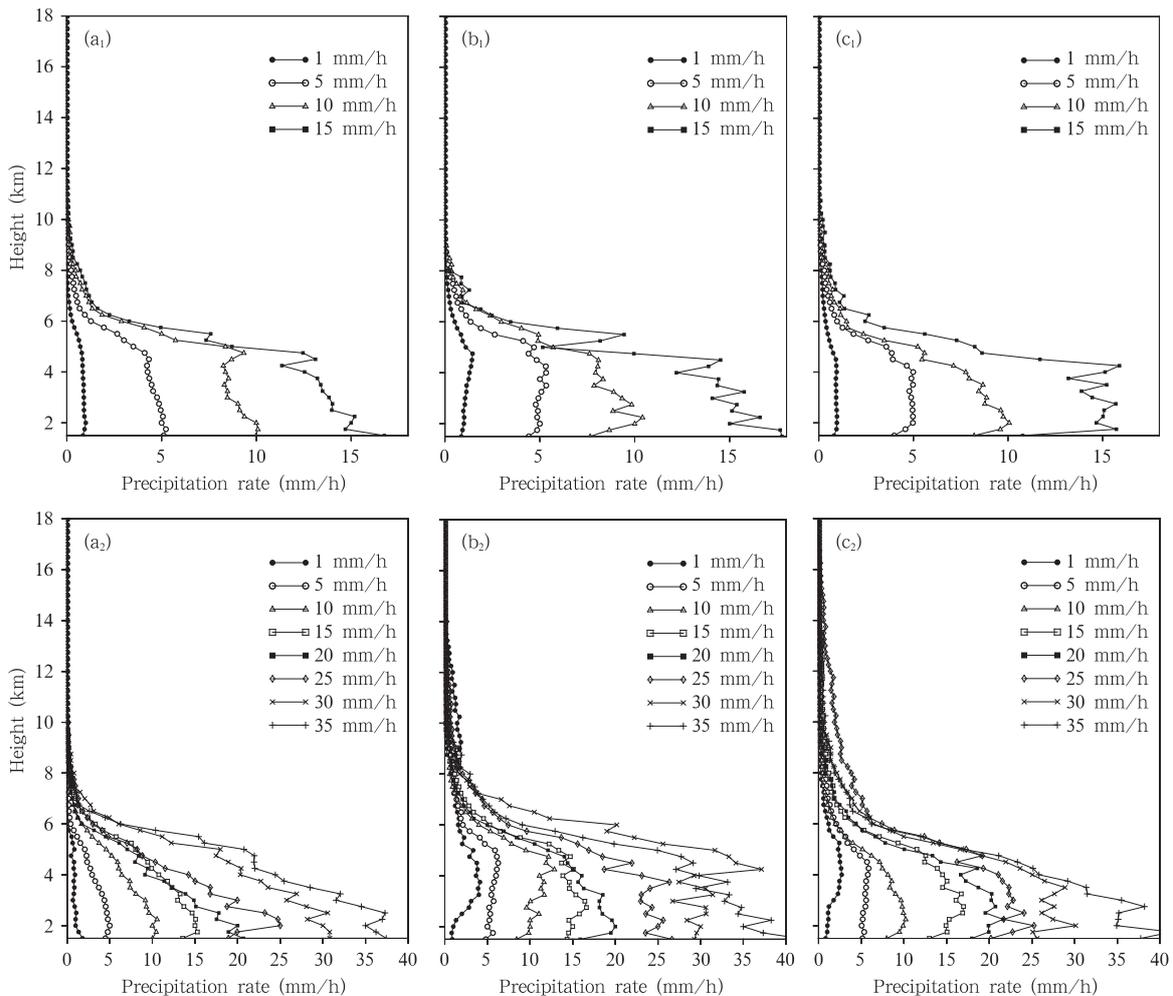


图 5 麦莎台风发展阶段(a、b)和赤道穿透对流云团(c)的层云(下标 1)、对流(下标 2)降水的平均降水垂直廓线  
(a<sub>1</sub>、a<sub>2</sub>. 麦莎内螺旋雨带, b<sub>1</sub>、b<sub>2</sub>. 麦莎外螺旋雨带, c<sub>1</sub>、c<sub>2</sub>. 赤道穿透对流云团)

Fig. 5 Vertical profiles of the average rainfall rate for the convective (a<sub>2</sub> - c<sub>2</sub>) and stratiform (a<sub>1</sub> - c<sub>1</sub>) precipitation for the developing stage of Matsa's inner (a<sub>1</sub>, a<sub>2</sub>) and outer (b<sub>1</sub>, b<sub>2</sub>) spiral rain belt and the EPCC (c<sub>1</sub>, c<sub>2</sub>)

外(图 5b)螺旋雨带区域分别作廓线。

层云降水廓线特征:廓线大致分为 3 层,最大降水率均位于大约 4.5 km 的零度层高度处,此高度以下,雨强几乎不变或向下稍微减小(弱蒸发作用);此高度向上 1 km 厚度层内,降水率随高度增加迅速减小,反映了冰粒子沉淀、结晶、凝华过程;再往上,降水率向上缓慢减小到 0。从图 5 中可以看出,麦莎发展阶段的外螺旋雨带廓线较浅(图 5b<sub>1</sub>),只有 8 km,内螺旋雨带廓线为 10 km(图 5a<sub>1</sub>);而 EPCC 的廓线达到 11 km(图 5c<sub>1</sub>),比麦莎 3 个时次的都高(初始阶段和减弱阶段图略)。

对流降水廓线特征:与层云降水廓线有所不同,大致可分为 4 层,麦莎内螺旋雨带的最大降水率出现在大约 2.5 km 高度处,而麦莎外螺旋雨带和 EPCC 的最大降水率出现在 3—4 km 处;最大降水率高度向下,降水率均向地面递减,这说明雨滴在下降过程有蒸发过程或雷达回波衰减作用;最大降水率高度向上至 5 km 的零度层高度处,降水率向上缓慢减小,这一层反映了雨滴的碰并增长过程;再向上至 8 km 处,这一层为冰水混合层,随高度增加降水率迅速减小,反映了冰晶凝华增长过程;再向上至雨顶,降水率缓慢减小至 0。这里需要指出的是:(1)在麦莎发展阶段的外螺旋雨带中高层 5—8 km 存在较多的固态降水粒子,说明在外螺旋云带(也即最外围对流带)中存在较强的上升气流。而麦莎不同部位的廓线深度也有差别,外螺旋雨带的廓线达 14 km 左右(图 5b<sub>2</sub>),而内螺旋雨带只有 9 km(图 5a<sub>2</sub>),这也反映了麦莎中外螺旋雨带的垂直对流强度比内螺旋雨带的大得多。对比前面的层云廓线,从侧面也反映出内螺旋雨带以层云降水为主,而外螺旋雨带以对流降水为主。这也解释了台风登陆时为什么离台风中心较远的地区会有大暴雨出现。(2)EPCC 的廓线深度比麦莎深得多(图 5c<sub>2</sub>),达到 18 km,另外,中高层也存在较多的固态降水粒子,降雨率也较大,这说明 EPCC 的局部垂直对流程度比麦莎强得多,这与前面统计深对流和穿透对流样本数量时分析的结果一致。

另外,麦莎和 EPCC 中层云降水和对流降水的廓线特征与 Liu 等(2001)统计的热带地区典型降水廓线特征相似,主要的层次以及微物理过程一致,这也说明了对流、层云降水垂直结构的普遍规律性。

## 6 结论与讨论

利用 TRMM 卫星搭载的 PR、TMI、VIRS 资

料,首先对 TTL 和赤道穿透对流云团进行了说明,然后详细分析了赤道穿透对流云团和麦莎的雷达、红外云高和降水类型、降水垂直廓线的特征,目的在于比较赤道穿透对流云团和台风这两种强对流系统间的不同和相同点,重点在不同点,从而为进一步探讨两者结构的本质区别,为模式更好地模拟强对流系统提供基础。分析比较结果表明:

(1)两者的强降水区中:麦莎初始、发展阶段和 EPCC 均出现了穿透对流,前者的雷达反射率顶达到 15 km,后者的雷达反射率顶达到 18 km,几乎贯穿整个 TTL,并在麦莎初始阶段、发展阶段外螺旋云带和 EPCC 的对流性降水区域中出现了冰粒子散射现象,但 EPCC 的冰散射强度最强,微波亮温值均低于 180 K;EPCC 的 PR 云高和 VIRS 云高相差较大,且 VIRS 的云顶亮温曲线平缓,说明云顶可能有稀薄的高云(卷云)覆盖。

(2)在麦莎和 EPCC(10—20 km)云体中大部分云高集中在 10—12 km,在相对偏低高度层内(10—14 km),随着高度的增加,百分比并非是减少的,而是呈现小的起伏,但 EPCC 的云高谱相对具有连续性,相对较宽;EPCC 无论是深对流数量百分比、穿透对流数量百分比还是穿透对流数量占深对流数量比都比麦莎各阶段的高,其中穿透对流数量占深对流数量比尤为突出,这一定程度上说明 EPCC 的局部对流强度比麦莎强。

(3)在降水类型数量及降水强度对比中,麦莎以层云降水类型为主,对总降水量的贡献中也是层云降水贡献大,但是 EPCC 中却是对流性降水的贡献大,且其对流降水与层云降水的数量比值和降水量比值也比麦莎的 3 个时次都高,这说明 EPCC 的降水云团性质比台风更趋于属对流降水。

(4)麦莎的不同部位降水廓线存在不同:内螺旋雨带层云降水廓线深度为 10 km,对流降水廓线深度为 9 km;而外螺旋雨带层云降水廓线深度为 8 km,对流降水廓线深度为 14 km,中高层的对流降水降雨率也比内螺旋雨带的大,这从侧面反映了内螺旋雨带以层云降水为主,而外螺旋雨带以对流降水为主。EPCC 无论是层云降水还是对流降水,其廓线深度都比麦莎深,层云廓线深度达 11 km,对流廓线深度达 18 km,这再一次说明了 EPCC 的局部垂直对流程度比麦莎强得多。

由于 PR 扫描宽度的局限性,扫描到的只是系统的大部分主要区域,因此某些结果可能会因样本数受到一定影响,但主要的结果不受影响,在今后的

工作中还将做个例的统计分析以弥补。另外,这里分析两个个例在于揭示一些观测事实,并对比两种强对流系统的内部特征。通过揭示热带和赤道地区的强对流内部特征,提高中尺度数值模拟的水平,以及更深一步的认识系统内部平流层和对流层之间、各个层次之间的相互作用,垂直对流与平流层物质输送的相互作用,对流层与平流层之间动力、物理过程的相互作用。此外,TTL这一区域内云的分布状况对辐射效应起到一定作用,平流层和对流层多尺度交换过程、影响水汽等变化的云微物理过程也发生在该区域,从而影响气候变化,对气候及中尺度模式改进都有参考作用。在穿透对流这方面,尤其是赤道附近的穿透对流,还需做更深入的研究。

**致谢:**美国宇航局 Goddard 空间飞行中心数据分发中心 DAAC 和日本 JAXA/EORC 中心提供了 PR、TMI、VIRS 的全部资料,感谢陈泽宇老师的关心,何文英师姐、王永、余予、许潇锋师兄的帮助,同时感谢中国科学技术大学的傅云飞教授。

### 参考文献

- 傅云飞, 宇如聪, 徐幼平等. 2003. 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*, 61(4): 421-431
- 傅云飞, 李宏图, 自勇. 2007. TRMM 卫星探测青藏高原谷地的降水云结构个例分析. *高原气象*, 26(1): 98-106
- 何文英, 陈洪滨. 2006. TRMM 卫星对一次冰雹降水过程的观测分析研究. *气象学报*, 64(3): 364-376.406
- 何会中, 崔哲虎, 程明虎等. 2004. TRMM 卫星及其数据产品应用. *气象科技*, 32(1): 13-18
- 何会中, 程明虎, 周凤仙. 2006. 0302 号(鲸鱼)台风降水和水粒子空间分布的三维结构特征. *大气科学*, 30(3): 491-503
- 李国辉, 吕达仁, 吴北婴等. 2000. 上对流层和下平流层若干问题研究[D]. 北京:中国科学院大气物理研究所,10-14
- 钟敏, 吕达仁, 杜秉玉. 2006. 9914 号台风降水云系雨强的三维结构初探. *南京气象学院学报*, 29(1): 41-47
- Alcala C M, Dessler A E. 2002. Observations of deep convection in the tropics using the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) precipitation radar. *J Geophys Res*, 107 (D24): AAC17-1-AAC17-7
- Awaka J, Iguchi T, Kumagai H. 1997. Rain type classification algorithm for TRMM precipitation radar. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 4: 1633-1635
- Dessler A E. 2002. The effect of deep, tropical convection of the tropical tropopause layer. *J Geophys Res*, 107(D3): ACH6-1-ACH6-5
- Forster P M D F, Shine K P. 1999. Stratospheric water vapor changes as a possible contributor to observed stratospheric cooling. *Geophys Res Lett*, 26: 3309-3312
- Fueglistaler S, Dessler A E, Dunkerton T J, et al. 2009. Tropical tropopause layer. *Rev Geophys*, 47: RG1004, doi:10.1029/2008RG000267
- Fu Y, Liu G, Wu G, et al. 2006. Tower mast of precipitation over the central Tibetan Plateau summer. *Geophys Res Lett*, 33(5): 1-4
- Gottelman A, Forster P M D F. 2002. A climatology of the tropical tropopause layer. *J Meteor Soc Japan*, 80: 911-924
- Heymsfield G M, Geerts B, Tian L. 2000. TRMM precipitation radar reflectivity profiles as compared with high-resolution airborne and ground-based radar measurements. *J Appl Meteor*, 39(12): 2080-2102
- Kirk-Davidoff D B, Hints E J, Anderson J G, et al. 1999. The effect of climate change on ozone depletion through changes in stratospheric water vapour. *Nature*, 402: 399-401
- Kummerow C, Simpson J O, Thiele O, et al. 2000. The status of the tropical rainfall measuring mission (TRMM) after two years in orbit. *J Appl Meteor*, 39: 1965-1982
- Liang L, Meneghini R, Iguchi T. 2001. Comparisons of rain rate and reflectivity factor derived from the TRMM precipitation radar and the WSR-88D over the Melbourne, Florida, site. *J Atmos Oceanic Tech*, 18(12):1959-1974
- Liu C, Zipser E J. 2005. Global distribution of convection penetrating the tropical tropopause. *J Geophys Res*, 110, D23104, doi: 10.1029/2005JD006063
- Liu G, Fu Y. 2001. The characteristics of tropical precipitation profiles as inferred from satellite radar measurements. *J Meteor Soc Japan*, 79(1): 131-143
- McGaughey G, Zipser E J, Spencer R W, et al. 1996. High-resolution passive microwave observations of convective systems over the tropical Pacific Ocean. *J Appl Meteor*, 35: 1921-1947
- Nesbitt S W, Zipser E J, Cecil D J. 2000. A census of precipitation features in the tropics using TRMM: Radar, ice scattering, and lightning observations. *J Climate*, 13: 4087-4106
- Sherwood S C, Dessler A E. 2001. A model for transport across the tropical tropopause. *J Atmos Sci*, 58: 765-779
- Simpson J, Halverson J B, Pierce H, et al. 1998. Eyeing the eye: Exciting early stage science results from TRMM. *Bull Amer Meteor Soc*, 79: 1711
- Spencer R W, Goodman H M, Hood R E. 1989. Precipitation retrieval over land and ocean with SSM/I: Identification and characteristics of the scattering signals. *J Atmos Oceanic Tech*, 6 (2): 254-273
- Toracinta E R, Cecil D J, Zipser E J, et al. 2002. Radar, passive microwave, and lightning characteristics of precipitating systems in the tropics. *Mon Wea Rev*, 130: 802-824
- Tufa D, Emmanouil N. 2005. Regional differences in overland rainfall estimation from PR-calibrated TMI algorithm. *J Appl Meteor*, 44(2):189-205