

刘鹏, 王雨, 冯沙, 等. 2012. 冬、夏季热带及副热带穿透性对流气候特征分析 [J]. 大气科学, 36 (3): 579–589, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.11109. Liu Peng, Wang Yu, Feng Sha, et al. 2012. Climatological characteristics of overshooting convective precipitation in summer and winter over the tropical and subtropical regions [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (3): 579–589.

冬、夏季热带及副热带穿透性对流气候特征分析

刘鹏¹ 王雨¹ 冯沙¹ 李崇银² 傅云飞¹

1 中国科学技术大学地球和空间科学学院大气探测与气候环境实验室, 合肥 230026

2 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029

摘 要 文中利用热带测雨卫星 (TRMM) 搭载的测雨雷达 (PR) 1998~2007 年的探测结果, 就热带及副热带地区穿透性对流的频次、条件降水强度及垂直廓线等特征进行了分析。研究结果表明: 深对流和穿透性对流都主要发生在热带辐合带 (ITCZ)、南太平洋辐合带 (SPCZ)、亚洲季风区、20°N 以南的非洲以及美洲等地区, 它们的空间分布具有明显的地域性和季节变化特征, 而且陆地深对流更容易发展成为穿透性对流, 但绝大部分地区的穿透性对流频次不超过 0.2%。对穿透性对流条件降水强度的分析表明, 热带及副热带大部分地区的穿透性对流条件降水强度在 10 mm/h 以上, 且洋面的条件降水强度要比陆地大, 但由于其频次较小导致其对总降水的贡献并不大。尽管深对流和穿透性对流降水廓线的外形比较相似, 但相同的高度, 深对流的降水强度要比穿透性对流偏小, 而且这种差异随海陆和纬度的不同而有所区别。此外, 热带地区 (15°S~15°N) 冬、夏季深对流和穿透性对流降水廓线都只存在较小差异, 并没有显示出明显的季节变化。

关键词 测雨雷达 穿透性对流 降水频次 降水强度 降水廓线

文章编号 1006-9895 (2012) 03-0579-11

中图分类号 P426

文献标识码 A

doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2011.11109

Climatological Characteristics of Overshooting Convective Precipitation in Summer and Winter over the Tropical and Subtropical Regions

LIU Peng¹, WANG Yu¹, FENG Sha¹, LI Chongyin², and FU Yunfei¹

1 Laboratory of Atmospheric Observation and Climatological Environment, School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei 230026

2 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract The climatological characteristics of overshooting convective precipitation including frequency, conditional rain rate, and precipitation profiles are investigated based on the measurements of Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Precipitation Radar (PR) during 1998–2007 over the tropical and subtropical areas. Results indicate that both deep and overshooting convections are mainly distributed over the intertropical convergence zone, the

收稿日期 2011-06-09, 2011-11-03 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展计划项目 2010CB428601, 中国科学院科技创新项目 KZCX2-YW-Q11-04、KZCX2-EW-QN507、KJCX2-YW-N25, 国家公益性行业支撑项目 GYHY200906002、GYHY200706032, 国家科技基础性工作专项 2007FY110700, 国家自然科学基金资助项目 40730950、40805008, 中央高校基本科研业务费专项资金 WK2080000002

作者简介 刘鹏, 男, 1984 年出生, 博士研究生, 目前主要从事卫星资料处理及降水方面的研究。E-mail: lipe@mail.ustc.edu.cn

通讯作者 傅云飞, E-mail: fyf@ustc.edu.cn

South Pacific convergence zone, the Asia monsoon region, Africa south of 20°N, and America. The distributions of deep and overshooting convections show remarkable regionality and seasonal variations. Meanwhile, deep convections over land penetrate into TTL (Tropical Tropopause Layer) more easily than those over ocean. And totally, the overshooting convection frequencies are under 0.2% over most of the tropical and subtropical areas. Conditional rain rates of the overshooting convections over most regions exceed 10 mm/h, and those over ocean are higher than that over land. But the contribution of the overshooting convections to total rain is small due to the low frequency. The shapes of deep and overshooting convective precipitation profiles are similar, but rain rates of overshooting convections are larger than that of deep convections, and the differences also show remarkable regionality. Moreover, seasonal variations of deep and overshooting convective precipitation profiles over the tropical areas (15°S–15°N) are minimal.

Key words TRMM PR, overshooting convection, precipitation frequency, rain rate, precipitation profile

1 引言

强烈发展的深对流系统能够穿透对流层顶 [Tropical Tropopause Layer (也译为 Tropical Transition Layer), 简称 TTL] (Highwood and Hoskins, 1998; Sherwood and Dessler, 2000; Thuburn and Craig, 2002; Fueglistaler et al., 2009; 王旻燕和吕达仁, 2007; 樊雯璇等, 2008), 形成所谓的穿透性对流 (Overshooting Convection, 亦即上冲对流) (Alcala and Dessler, 2002)。穿透性对流不仅可以把行星边界层的空气输送至 TTL, 使得 TTL 的大气同时具有对流层和平流层大气的特性 (Sherwood and Dessler, 2000), 而且还能将水汽等微量物质从对流层经 TTL 输送至平流层, 进而影响 TTL 及平流层的辐射收支和化学过程 (Sherwood and Dessler, 2000; Dessler and Kim, 1999; Dessler, 2002; Salby et al., 2003)。因此, 对穿透性对流的频次分布、条件降水强度及垂直结构等特征进行研究不仅可以更好地理解 TTL 和平流层的动力、辐射和化学过程, 而且对平流层微量物质及气候等的预测也具有重要意义 (Sherwood and Dessler, 2001; Gettelman et al., 2002; Alcala and Dessler, 2002; Fueglistaler et al., 2009)。

早在二十世纪六、七十年代, 美国学者就利用机载成像设备对深厚对流系统进行了观测 (Valovcin, 1965; Shenk, 1974), 而到了七十年代末八十年代初, 静止卫星上的 11 μm 红外通道开始被用于研究雷暴云的云顶高度 (Adler and Fenn, 1979; Reynolds, 1980; Adler and Fenn, 1981; Fujita, 1982)。但早期静止卫星上红外探测的分辨率较差,

对较小尺度的穿透性对流无法识别 (傅云飞等, 2011)。此外, 地基测雨雷达也是研究穿透性对流的一种重要方式 (Conway and Zrnić, 1993; Spratt et al., 1997; Knupp et al., 1998), 但其受地域影响较大, 如在无人区和洋面就无法采用。因此, 我们对全球范围内穿透性对流的认识还不够完善。

1997 年 11 月, 美国和日本联合研制的热带测雨卫星 (Tropical Rainfall Measuring Mission, 简称 TRMM) 搭载的测雨雷达 (Precipitation Radar, 简称 PR) 升空, 它能对热带及副热带地区的降水系统进行很好的观测, 为进一步研究穿透性对流提供了机遇。TRMM 卫星是一颗非太阳同步卫星, 轨道与赤道的倾角约 35°, 轨道高度为 350 km (2001 年 8 月 7 日后调整为 400 km), 轨道周期约为 91.6 min, 每天在 38°S~38°N 之间扫描 16 条轨道。PR 天线的扫描角范围为 $\pm 17^\circ$, 每条扫描线上有 49 个像素, 扫描宽度为 215 km; PR 给出的星下点水平分辨率为 4.5 km, 垂直分辨率为 250 m, 探测高度自地表向上至 20 km (Kummerow et al., 1998)。利用 TRMM PR 探测结果, 国内外学者已经对穿透性对流开展了一些研究, 如 Alcala and Dessler (2002) 对发生在澳大利亚北部的一次穿透性对流进行了分析, 发现其雷达回波顶高在 19 km 以上, 另外, 他们还统计发现 1998、1999 年 1 月和 7 月间约 5% 的深对流降水 (约占总对流降水的 1.5%) 为穿透性对流; Liu and Zipser (2005) 利用 TRMM 升轨前的探测资料对穿透性对流进行了统计, 发现有 1.3% 的热带对流其顶高在 14 km 以上, 其中有 0.1% 甚至超过 17 km; 陈丹和吕达仁 (2010) 对台风麦莎和赤道穿透性对流云团进行了比较分析。此外, 利用 TRMM 资料, 学者们还对

不同尺度的降水云特征进行了研究 (Fu and Liu, 2001, 2003, 2007; Fu et al., 2003, 2006; Liu and Fu, 2001, 2007; 傅云飞等, 2003, 2008; 郑媛媛等, 2004; 何文英和陈洪斌, 2006; 刘鹏和傅云飞, 2010), 这些工作为我们利用 TRMM PR 探测资料进行研究提供了参考依据。

TRMM PR 从发射至今, 已经运行 10 年有余, 积累了丰富的降水资料, 为开展穿透性对流的研究提供了数据基础。傅云飞等 (2011) 利用该资料, 揭示了夏季亚洲对流和层云降水雨顶高度的气候特征, 作为该研究的进一步深入, 本文利用 1998 年至 2007 年 PR 逐日逐轨探测资料, 就热带及副热带地区夏季和冬季的穿透性对流特征进行了统计分析。

2 资料和方法

文中主要使用了由 GSFC/NASA (Goddard Space Flight Center, National Aeronautics and Space Administration) 发布的第 6 版 PR 2A25 资料。该资料属 TRMM PR 二级产品, 是轨道级资料, 它给出了逐条轨道上的降水类型及三维降水强度等信息。根据 TRMM PR 的降水反演方案, 2A25 资料把降水分为层云降水 (PR 回波在 0°C 层附近出现亮带)、对流降水 (PR 回波无亮带, 但回波中出现超过 39 dBZ 的信号) 和其它类型降水 (非对流降水、非层云降水) (Steiner et al., 1995; Awaka et al., 1998)。考虑到 PR 的波长为 2.2 cm, 最小可探测回波反射率约为 17 dBZ, 相应的降水强度为 0.4 mm/h (Schumacher and Houze, 2003), 因此, 本研究忽略了近地面降水强度小于 0.4 mm/h 的样本。

Sherwood and Dessler (2000, 2001) 研究指出, TTL 可从 14 km (~ 150 hPa) 一直延伸到 18 km 左右 (~ 70 hPa), 据此, 我们把 PR 2A25 雨顶高度 (为 TRMM PR 测得的第一个回波信号高度, 文中以 0.1 mm/h 作为判断阈值) 在 10 km 以上的对流降水定义为深对流, 并把超过 14 km 进入 TTL 的深对流定义为穿透性对流。值得一提的是, 文中的雨顶高度是相对海平面的绝对高度, 而不是相对地表的高度, 这里对降水云厚度问题不做过多讨论。

此外, 为便于统计和作图, 我们将 1998~2007 年夏季 (6、7、8 月) 和冬季 (12 月和 1、2 月) 的

PR 2A25 资料处理成空间分辨率为 $0.5^{\circ}\times 0.5^{\circ}$ 的格点资料, 该格点资料给出 $0.5^{\circ}\times 0.5^{\circ}$ 格点内 PR 观测样本、深对流和穿透性对流样本及其三维降水强度等信息。傅云飞等 (2008) 曾指出, $0.5^{\circ}\times 0.5^{\circ}$ 格点内 10 年 TRMM PR 的总探测样本已经足够大, 具有统计意义, 因此, 本文的研究结果也同样具有可靠性。

3 结果

3.1 频次分布

采用傅云飞等 (2008) 对降水频次的定义方法, 我们对深对流频次进行了定义, 即格点内观测到的深对流次数与总探测次数之比, 它指示了深对流出现的概率。考虑到该参数的水平分布可以很好地反映深对流的区域性差异, 故我们分别给出了 0.5° 水平分辨率下热带和副热带地区 ($38^{\circ}\text{S}\sim 38^{\circ}\text{N}$, 下同) 深对流频次夏季和冬季的水平分布 (如图 1 所示)。可知, 深对流事件主要发生在热带辐合带 (Intertropical Convergence Zone, 简称 ITCZ)、南太平洋辐合带 (South Pacific Convergence Zone, 简称 SPCZ)、亚洲季风区、 20°N 以南的非洲以及美洲等地区。但总体而言, 深对流出现频次较小, 大部分地区都不超过 0.8%, 相对较大的深对流频次 (0.8% 以上) 主要出现在中部非洲、夏季青藏高原南麓以及夏季中北美洲西海岸等地。

此外, 同一地区, 夏季和冬季的深对流频次存在明显差别, 具有显著的季节变化, 如冬季 (图 1b), 深对流主要出现在南半球, 而北半球相对少得多, 大部分北半球区域的深对流频次不超过 0.05%, 而到了夏季 (图 1a), 深对流则主要发生在北半球, 明显的向北移动, 在非洲中部、亚洲季风区以及中北部美洲都存在深对流频次较大的区域。

此外, 图 1 还表明绝大部分洋面的深对流频次都在 0.4% 以下, 而陆地深对流频次则明显偏大, 不少区域其值超过 0.6%, 如中部非洲等地。可见, 深对流频次具有显著的海陆差异, 这可能与不同下垫面对降水云厚度存在影响有关 (傅云飞等, 2012)。

进一步, 为定量分析不同雨顶高度深对流出现的比例, 我们统计了深对流雨顶高度的概率密度分布 (不同雨顶高度深对流次数占深对流总次数的比例), 如图 2 所示。图 2 表明, 在热带及副热带地

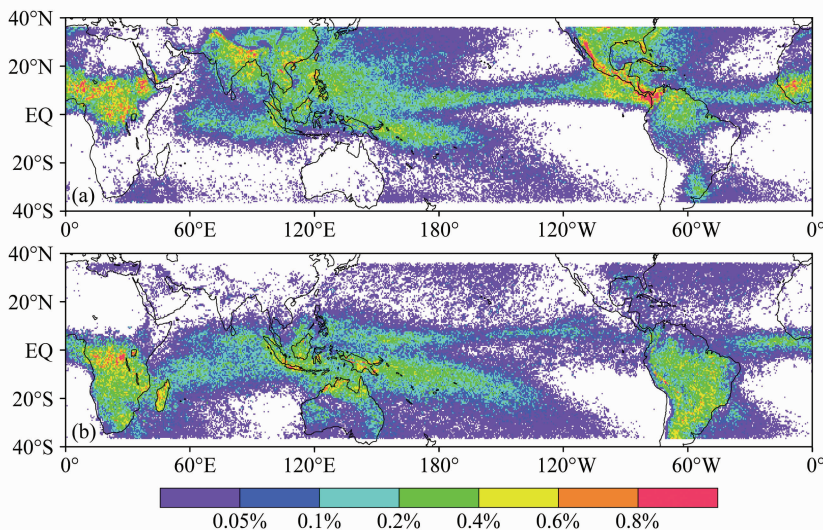


图1 夏季 (a) 和冬季 (b) 深对流频次分布

Fig. 1 Distributions of deep convection frequencies in (a) summer and (b) winter

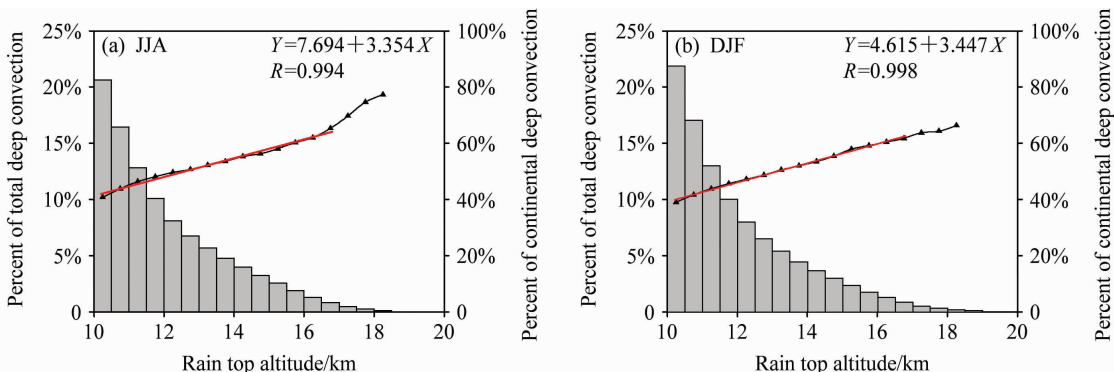


图2 夏季 (a) 和冬季 (b) 深对流概率密度分布 (柱状图) 和陆地深对流所占比例 (黑线) 及其线性拟合 (红线)

Fig. 2 Probability density functions (PDFs) of deep conceptions over the tropical and subtropical regions in (a) summer and (b) winter (bar), the fraction of rain tops occurring over continental regions (black line) and its linear fitting (red line)

区,无论夏季 (图 2a), 还是冬季 (图 2b), 随着雨顶高度的增加, 相应雨顶高度的深对流所占比例以指数形式迅速减小, 而且冬、夏季雨顶高度在 18 km 以上的深对流占深对流总次数的比例都很小 (不足 0.15%), 这与 DeMott and Rutledge (1998) 利用船载雷达观测结果对西太平洋对流云顶高度 (0-dBZ level) 的统计结果是一致的。

此外, 图 2 还给出了不同雨顶高度的陆地深对流次数占相应雨顶高度深对流总次数的比例 (黑线)。可以看到, 雨顶高度较低的时候, 洋面深对流占较大的比例, 如冬、夏季的洋面分别有 60.1% 和 59.3% 的深对流其雨顶高度介于 10 km 和 10.5 km 之间, 而随着雨顶高度的增加, 陆地深对流所占比例随之增加, 如雨顶高度在 14~14.5 km 之间的深对

流冬、夏季陆地分别占深对流总次数的 53.4% 和 55.2%, 而且雨顶高度超过 18 km 的深对流夏季陆地所占比例可达 77.3%, 说明陆地深对流更容易发展成为穿透性对流。这和学者们的研究结果一致, 如 Nesbitt 等 (2000) 曾利用 1998 年 8、9、10 月的 TRMM PR 和 TMI 资料对中尺度对流系统 (mesoscale convective systems) 进行过统计分析, 发现陆地上的中尺度对流系统比洋面上的更容易穿透进入 TTL; Alcala and Dessler (2002) 对 1998、1999 年 1 月和 7 月深对流的统计也有类似的结果。实际上, 当雨顶高度介于 10~17 km 之间时, 陆地深对流所占比例与雨顶高度有很好的线性关系 (图 2 中红线为其线性拟合), 冬、夏季两者的相关系数 (R) 分别为 0.994 和 0.998, 这一线性关系可能对

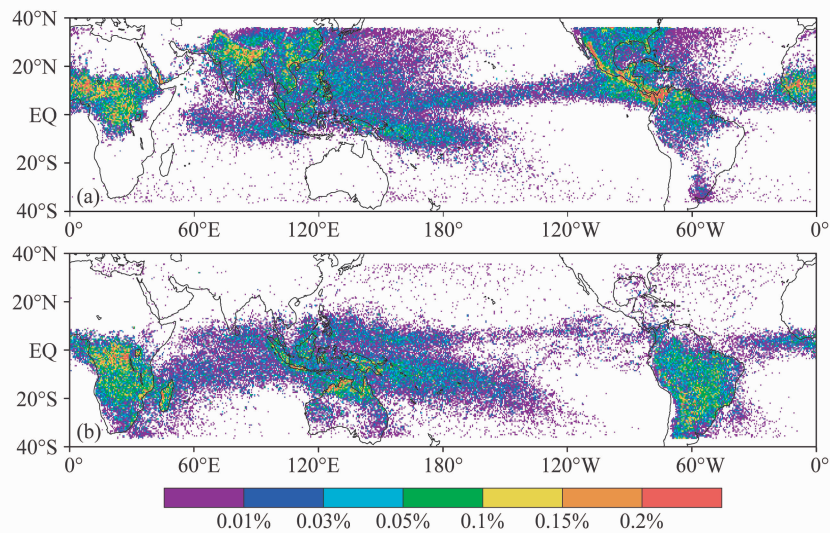


图3 夏季 (a) 和冬季 (b) 穿透性对流频次分布

Fig. 3 Distributions of overshooting convection frequencies in (a) summer and (b) winter

模式中的降水参数化有帮助。

同深对流频次相似，我们定义了穿透性对流频次（格点内观测到的穿透性对流次数与总探测次数之比），其水平分布如图 3 所示。对比图 3 和图 1，不难发现，冬季和夏季，穿透性对流频次和深对流频次的水平分布都有很好的对应关系，两者显示出了相似的地域性和季节变化特征。但是，深对流和穿透性对流之间仍然存在一定的差别。首先，穿透性对流的覆盖范围明显比深对流小，这主要体现在洋面上，如高纬度洋面冬、夏季都有一定频次的深对流出现，而这些区域则很少出现穿透性对流；其次，同深对流频次相比，穿透性对流频次明显偏小，绝大部分地区的穿透性对流频次不超过 0.2%；再者，穿透性对流频次显示出了比深对流频次更加明显的海陆差异：陆地的穿透性对流频次多在 0.05% 以上，而洋面频次超过 0.05% 的穿透性对流并不多见。

此外，统计发现，全球平均的穿透性对流性频次冬季和夏季分别为 0.027% 和 0.031%，这比 Alcala and Dessler (2002) 的结果 ($>0.01\%$) 明显偏大，产生这种差异主要有以下几方面的原因：首先，Alcala and Dessler (2002) 在判断雷达回波顶高时要求至少连续 6 层（厚度 ≥ 1.5 km）其雷达回波强度大于 12 dBZ，这会对穿透性对流样本产生很明显的低估；其次，Alcala and Dessler (2002) 采用的分辨率为 $5^\circ\times 5^\circ$ ，而我们所使用的分辨率为

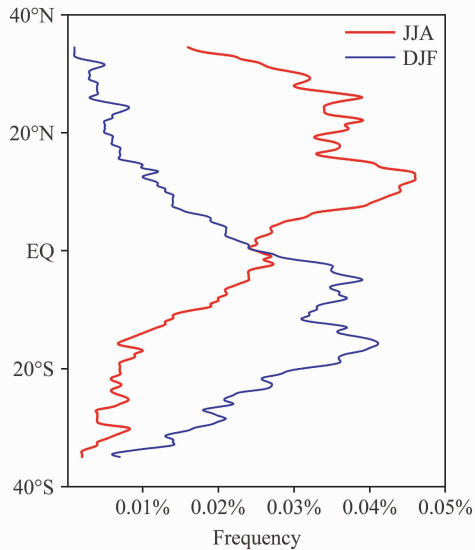


图4 冬、夏季纬向平均的穿透性对流频次分布

Fig. 4 Zonal mean of overshooting convection frequencies in summer (red line) and winter (blue line)

$0.5^\circ\times 0.5^\circ$ ，不同的分辨率必然会对统计结果产生影响；再者，Alcala and Dessler (2002) 所用资料时间为 1998、1999 年的 1 月和 7 月，文中采用资料的时间长度大 10 年，时间长度不同，也会导致统计结果有所差别。

上面的分析表明，穿透性对流频次存在明显的季节变化。为进一步了解这一特征，我们给出了冬、夏季纬向平均的穿透性对流频次（图 4）。由图 4 可知，冬季（蓝线），穿透性对流主要分布在南半

球, 纬向平均的穿透性对流频次高值区主要位于 20°S 至赤道之间, 其值在 0.03% 以上。而到了夏季 (红线), 南半球穿透性对流显著减少, 其分布明显向北移动, 峰值 (超过 0.04%) 位于 10°N 附近, 主要是中部非洲和东太平洋沿岸等地的贡献 (图 3); 此外, 受亚洲季风区 and 美国大陆的影响, $20^{\circ}\text{N} \sim 30^{\circ}\text{N}$ 纬度带纬向平均的穿透性对流频次也在 0.03% 以上。

3.2 条件降水强度

利用 PR 2A25 资料, 学者们针对不同区域对流降水的条件降水强度 (0.5° 格点内 PR 测得的总降水强度与相应降水总像素的比值) 进行过统计, 如 Liu and Fu (2001) 统计发现热带及副热带地区深对流的条件降水强度约为 8.6 mm/h , 而夏季东亚陆地对流降水的条件降水强度可达 15.5 mm/h (Fu et al., 2003), 可见, 不同区域对流降水的条件降水强度存在很大差别 (Liu and Fu, 2001; Fu et al., 2003; 傅云飞等, 2008; 刘鹏和傅云飞, 2010)。下面, 我们将利用十年的 PR 2A25 资料, 对穿透性对流的条件降水强度进行统计。

0.5° 水平分辨率下, 热带及副热带地区夏季和冬季的穿透性对流条件降水强度水平分布如图 5 所示。从图 5 中可以清楚地发现, 热带及副热带大部分地区的穿透性对流条件降水强度在 10 mm/h 以上, 冬、夏季所占面积比例 (条件降水强度在 10 mm/h 以上的格点数与穿透性对流总格点数的比例) 分别为 69% 和 67% , 而且冬季和夏季分别有 11% 和 8.5% 的地区其条件降水强度超过 25 mm/h , 可见, 穿透性对流的条件降水强度较大。此外, 我们还计算了冬、夏季全球平均的穿透性对流的条件降水强度, 分别为 14.8 mm/h 和 14 mm/h , 这比 Liu and Fu (2001) 统计的深对流条件降水强度 (8.6 mm/h) 大得多。这说明雨顶高度越高, 地表的条件降水强度越大, 这和傅云飞等 (2012) 的研究结果是一致的。

图 5 还表明穿透性对流的条件降水强度同样存在明显的海陆差异, 主要体现为洋面条件降水强度要高于陆地, 这可能源于洋面降水系统易于获得充足的水汽。为定量分析穿透性对流条件降水强度的这种海陆差异, 我们给出了冬、夏季陆地和洋面穿透性对流条件降水强度的概率密度分布 (不同条件降水强度的穿透性对流次数占穿透性对流总次数的

比例) (如图 6 所示)。可以看到, 陆地和洋面穿透性对流条件降水强度概率密度存在一定的差异。首先, 洋面和陆地概率密度达到峰值的条件降水强度略有不同, 洋面概率密度峰值在 6.5 mm/h 左右, 而陆地稍大, 在 7.5 mm/h 附近; 其次, 陆地穿透性对流条件降水强度超过 40 mm/h 的很少, 夏季和冬季的面积比例分别为 1.8% 和 1.6% , 而洋面其所占面积较大, 夏季和冬季分别为 7.0% 和 6.1% 。

前面的分析表明, 尽管穿透性对流的频次很小, 但是其条件降水强度却很大。降水频次和条件降水强度的变化都会对局地的降水量产生影响。下面, 我们将对穿透性对流对总降水的贡献 (各格点穿透性对流总降水强度与相应格点探测到的总降水强度之比) 作进一步的探讨。图 7 给出了基于 PR 十年探测结果的热带及副热带穿透性对流对总降水贡献的水平分布, 可知热带及副热带地区穿透性对流对总降水贡献冬、夏季都不大, 大部分区域都在 3% 以下, 冬季和夏季所占面积比例 (格点数之比) 分别为 78% 和 74% , 贡献大于 12% 的区域并不多见, 冬、夏季所占面积比例 (格点数之比) 分别为 1.9% 和 3% , 且这些区域主要位于陆地。

3.3 降水廓线

降水廓线是由测雨雷达回波信号反演得到的不同高度降水强度的分布, 它是降水垂直结构的直观表现。实际上, 降水廓线反映了降水云团的热—动力结构和微物理过程特征 (傅云飞等, 2008), 如降水廓线随高度向地表增加 (减少) 的现象是由于降水粒子在下降过程中增长 (破碎、蒸发) 所致 (Fujiyoshi et al., 1980; Szoke et al., 1986; Hobbs, 1989), 而陆地和洋面降水廓线的区别则与降水云中上升气流的差异有关 (Zipser and Lutz, 1994)。利用 TRMM PR 探测资料, 国内外学者对不同类型降水的廓线已经开展了一些研究 (Fu and Liu, 2001; Liu and Fu, 2001; Fu et al., 2003)。文中我们将针对热带及副热带地区穿透性对流降水廓线的结构特征作进一步探讨。

Liu and Fu (2001) 利用 1998 年 TRMM PR 的探测结果研究指出, 由于平均降水廓线和降水廓线 EOF 分析的第一模态 (解释方差最大) 非常相似, 故可以直接用平均降水廓线来研究降水垂直结构特征。基于此, 我们给出了 $15^{\circ}\text{S} \sim 35^{\circ}\text{S}$ 、 $15^{\circ}\text{S} \sim 15^{\circ}\text{N}$

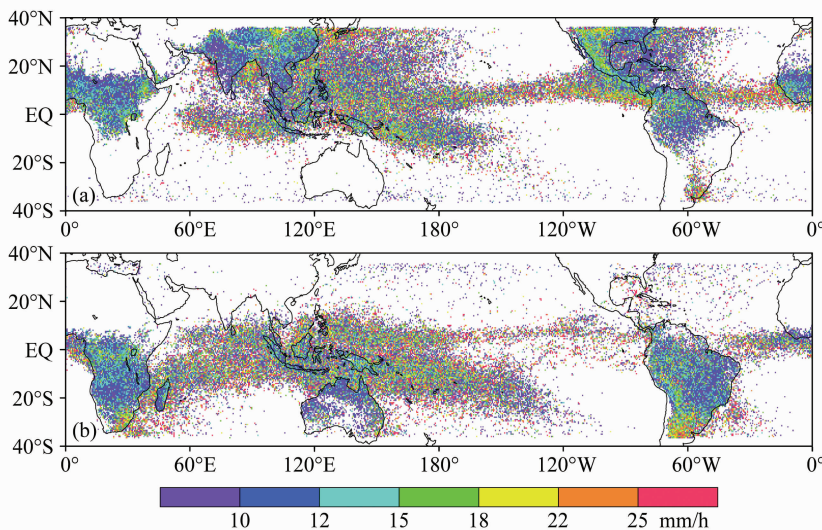


图 5 夏季 (a) 和冬季 (b) 穿透性对流条件降水强度

Fig. 5 Conditional rain rates of overshooting convections in (a) summer and (b) winter

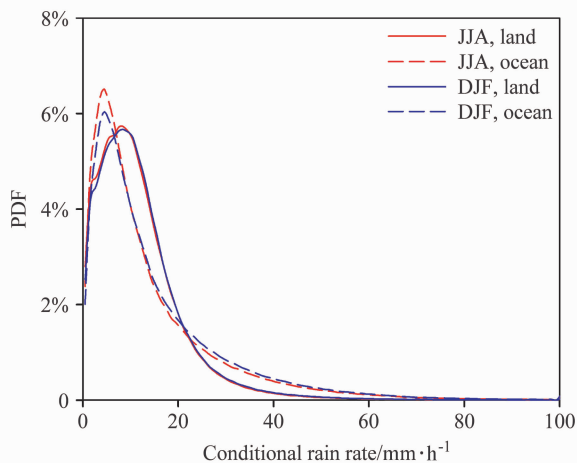


图 6 陆地 (实线) 和洋面 (虚线) 冬季 (蓝色)、夏季 (红色) 穿透性对流条件降水强度概率密度

Fig. 6 Probability density functions (PDFs) of overshooting convections' conditional rain rates over land (solid line) and ocean (dashed line) in summer (red line) and winter (blue line)

和 15°N~35°N 三个纬度带陆地和洋面穿透性对流降水 10 年平均的冬、夏季降水廓线 (图 8)。作为对比, 图 8 还给出了深对流降水廓线 (仅包括雨顶高度<14 km 的深对流)。此外, 由于夏季 15°S~35°S 和冬季 15°N~35°N 纬度带穿透性对流样本太少, 我们并未给出其廓线。

首先, 可以看到, 尽管深对流和穿透性对流的近地表降水强度和雨顶高度存在很大差别, 但二者降水廓线的外形仍比较相似, 如二者降水廓线的冻结层均清晰可见 (4 km 附近, 不同区域略有差异),

并且都显示出了明显的四层结构 (Liu and Fu, 2001)。这说明对同一种降水类型而言, 即使近地表降水强度和雨顶高度不同, 它们的平均降水廓线仍具有相似性, 这与 Liu and Fu (2001) 的研究结果相符。此外, 在雨顶高度的稳定性方面, 深对流和穿透性对流降水廓线也较为类似。无论是陆地还是洋面, 三个纬度带深对流降水廓线的雨顶高度都在 12.5 km 附近, 而穿透性对流降水廓线的雨顶高度则在 17 km 左右, 两者降水廓线的雨顶高度都没有显示出明显的海陆差异和纬度差异。

但是, 尽管穿透性对流降水廓线的雨顶高度没有明显的海陆差异和纬度差异, 但它们各层的降水强度却存在显著的海陆差异和纬度差异, 即相同的高度, 洋面的降水强度要比陆地偏大, 以 2 km 处的条件降水强度为例, 冬季 15°S~35°S 洋面的穿透性对流在 2 km 处的降水强度为 20.3 mm/h, 而陆地仅为 10.8 mm/h, 比洋面小 9.5 mm/h; 再如, 夏季 15°N~35°N 洋面的穿透性对流降水廓线显示其在 2 km 处的降水强度为 16.9 mm/h, 而陆地为 9.3 mm/h, 海陆之间相差 7.6 mm/h, 比 15°S~35°S 纬度带小 1.9 mm/h; 相比之下, 15°S~15°N 纬度带穿透性对流降水廓线在 2 km 处降水强度的海陆差异更小, 冬、夏季分别为 6.7 mm/h 和 5.9 mm/h。这不仅说明穿透性对流降水廓线在 2 km 处的降水强度存在明显的海陆差异, 而且这种差异在较高纬度带更甚。

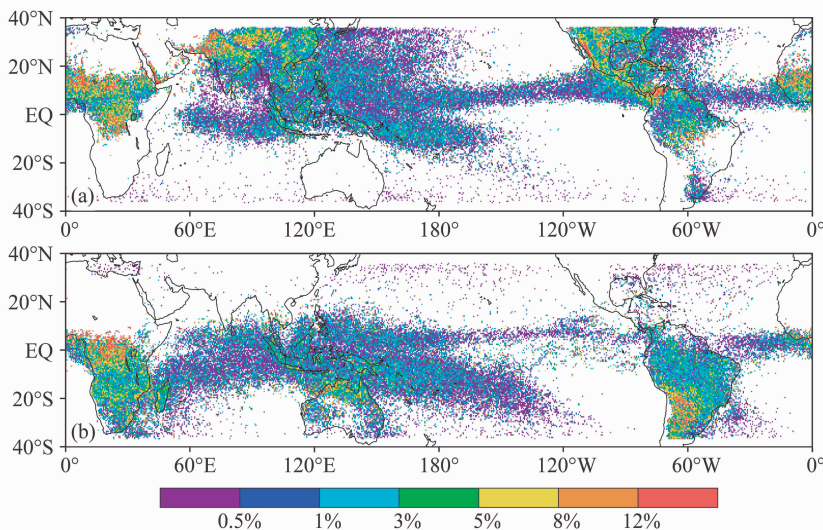


图 7 夏季 (a) 和冬季 (b) 穿透性对流对总降水的贡献

Fig. 7 Distributions of overshooting convections' contribution to total rain in each grid for (a) summer and (b) winter

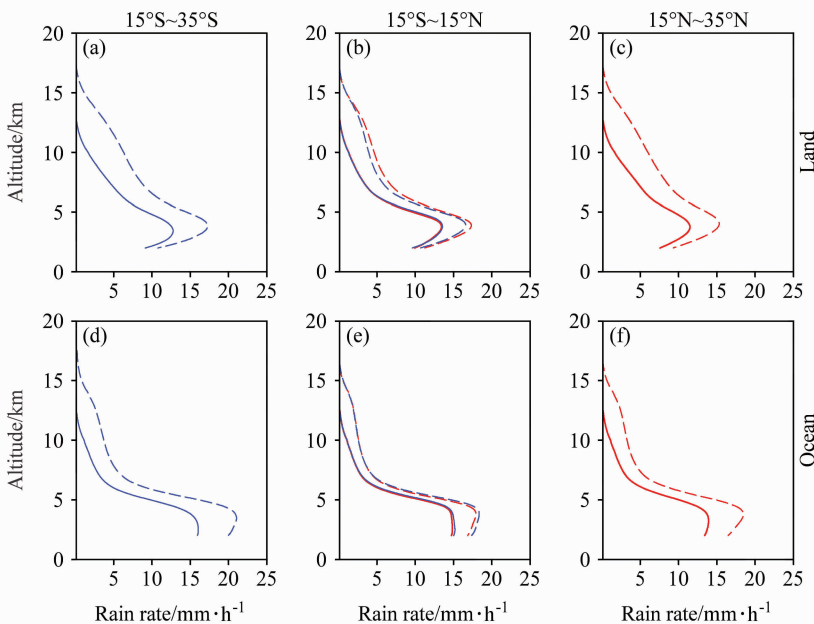


图 8 陆地 (a-c) 和洋面 (d-f) 冬季 (蓝色)、夏季 (红色) 深对流 (实线) 和穿透性对流 (虚线) 降水廓线: (a, d) 15°S~35°S; (b, e) 15°S~15°N; (c, f) 15°N~35°N

Fig. 8 Precipitation profiles of deep (solid line) and overshooting (dashed line) convections over (a-c) land and (d-f) ocean between (a, d) 15°S~35°S, (b, e) 15°S~15°N, and (c, f) 15°N~35°N during summer (red line) and winter (blue line)

深对流降水廓线不同高度的降水强度也显示出了与穿透性对流相似的海陆差异和纬度差异,但对同一高度而言,这种差异较穿透性对流降水小。如,冬季 15°S~35°S 纬度带洋面两者在 2 km 处的降水强度分别为 16 mm/h 和 20.3 mm/h,它们之间的差值达 7.3 mm/h,而同纬度陆地两者 2 km 处降水强度的差异就要小得多(其值分别为 9.1 mm/h

和 10.8 mm/h)。相比之下,其它两个区域的这种差异有所减小,夏季(冬季) 15°S~15°N 纬度带深对流和穿透性对流降水廓线在 2 km 处降水强度的差值洋面和陆地分别为 2.4 mm/h (2.5 mm/h) 和 1.3 mm/h (1.1 mm/h),而夏季 15°N~35°N 纬度带则分别为 3.5 mm/h 和 1.7 mm/h。

此外,由图 8 还可以看到,在热带地区(15°S~

15°N), 冬、夏季深对流和穿透性对流降水廓线仅存在略微差异, 并没有显示出明显的季节变化。Liu and Fu (2001) 曾对不同纬度带降水廓线的季节变化进行过比较, 指出低纬度地区 (15°S~15°N) 降水廓线的季节变化要比高纬度 (30°N~35°N) 小得多, 这与本文的结果一致。

4 结论

本文利用 1998~2007 年的 PR 2A25 资料, 就冬、夏季热带及副热带地区穿透性对流的频次、条件降水强度及垂直廓线等特征进行了统计分析, 取得如下结果:

(1) 深对流和穿透性对流都主要发生在热带辐合带 (ITCZ)、南太平洋辐合带 (SPCZ)、亚洲季风区、20°N 以南的非洲以及美洲等地区, 且冬、夏季之间存在明显的差别, 显示出了明显的地域性和季节变化特征。同时, 陆地的深对流和穿透性对流频次较洋面偏大, 这可能是由于下垫面状况对降水云的厚度存在影响。此外, 陆地穿透性对流占总穿透性对流的大部分, 表明陆地深对流更容易发展成为穿透性对流。但总体上, 绝大部分地区的穿透性对流频次不超过 0.2%。

(2) 对穿透性对流条件降水强度的分析表明, 热带及副热带大部分地区的穿透性对流条件降水强度在 10 mm/h 以上, 且有不少区域超过 25 mm/h。洋面穿透性对流的条件降水强度要高于陆地, 这可能源于洋面降水系统易获得充足的水汽。统计还表明, 尽管穿透性对流的条件降水强度很大, 但由于其频次较小, 故其对总降水量的贡献并不大。

(3) 深对流和穿透性对流降水廓线的外形比较相似, 且二者降水廓线的雨顶高度都没有显示出明显的海陆差异和纬度差异, 但不同高度的降水强度却存在显著的海陆差异和纬度差异。即, 相同的高度, 洋面的降水强度要比陆地偏大, 而且高纬度带大于低纬度带。对同一高度而言, 深对流的降水强度比穿透性对流偏小, 而且这种差异随海陆和纬度的不同而有所区别。此外, 热带地区 (15°S~15°N), 冬、夏季深对流和穿透性对流降水廓线仅存在略微差异, 并没有显示出明显的季节变化。

致谢 感谢日本国家空间发展署 (JAXA) 的地球观测研究中心 (EORC) 和美国航空航天局 (NASA) 的戈大德空间飞行中心 (GSFC) 为本研究提供 TRMM PR 资料。对审稿人提出的宝贵意见表

示感谢!

参考文献 (References)

- Adler R T, Fenn D D. 1979. Thunderstorm intensity as determined from satellite data [J]. *J. Appl. Meteor.*, 18: 502–517.
- Adler R T, Fenn D D. 1981. Satellite-observed cloud-top height changes in tornadic thunderstorms [J]. *J. Appl. Meteor.*, 20: 1369–1375.
- Alcala C M, Dessler A E. 2002. Observations of deep convection in the tropics using the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) precipitation radar [J]. *J. Geophys. Res.*, 107 (D24), 4792, doi:10.1029/2002JD002457.
- Awaka J, Iguchi T, Okamoto K. 1998. Early results on rain type classification by the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) precipitation radar [C]. *Proc. 8th URSI commission F Open Symp, Averbier, Portugal*, 134–146.
- 陈丹, 吕达仁. 2010. 台风麦莎与赤道穿透对流云团的初步比较分析 [J]. *气象学报*, 68 (6): 885–895. Chen Dan, Lü Daren. 2005. A preliminary analysis and comparison between typhoon Matsa (2005) and an equatorial cluster of penetrative convection [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 68 (6): 885–895.
- Conway J W, Zrinč D S. 1993. A study of embryo production and hail growth using dual-Doppler and multiparameter radars [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 121: 2511–2528.
- DeMott C A, Rutledge S A. 1998. The vertical structure of TOGA COARE convection. Part I: Radar echo distribution [J]. *J. Atmos. Sci.*, 55: 2730–2747.
- Dessler A E. 2002. The effect of deep, tropical convection on the tropical tropopause layer [J]. *J. Geophys. Res.*, 107 (D3), doi: 10.1029/2001JD000511.
- Dessler A E, Kim H. 1999. Determination of the amount of water vapor entering the stratosphere based on Halogen Occultation Experiment (HALOE) data [J]. *J. Geophys. Res.*, 104: 30605–30607.
- 樊雯璇, 王卫国, 卞建春, 等. 2008. 青藏高原及其邻近区域穿越对流层顶质量通量的时空演变特征 [J]. *大气科学*, 32 (6): 1309–1318. Fan Wenxuan, Wang Weiguo, Bian Jianchun, et al. 2008. The distribution of cross-tropopause mass flux over the Tibetan Plateau and its surrounding regions [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32 (6): 1309–1318.
- 傅云飞, 曹爱琴, 李天奕, 等. 2012. 星载测雨雷达探测的夏季亚洲对流与层云降水雨顶高度气候特征 [J]. *气象学报 (待刊)*. Fu Yunfei, Cao Aiqin, Li Tianyi, et al. 2012. Climatology of storm top in summer Asia observed by TRMM PR [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese) (in press)*.
- Fu Y F, Lin Y H, Liu G S, et al. 2003. Seasonal characteristics of precipitation in 1998 over East Asia as derived from TRMM PR [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 20 (4): 511–529.

- Fu Y F, Liu G S. 2001. The variability of tropical precipitation profiles and its impact on microwave brightness temperatures as inferred from TRMM data [J]. *J. Appl. Meteor.*, 40: 2130 – 2143.
- Fu Y F, Liu G S. 2003. Precipitation characteristics in mid-latitude East Asia as observed by TRMM PR and TMI [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 81 (6): 1353 – 1369.
- Fu Y F, Liu G S. 2007. Possible misidentification of rain type by TRMM PR over Tibetan Plateau [J]. *J. Appl. Meteor.*, 46 (5): 667 – 672.
- Fu Y F, Liu G S, Wu G X, et al. 2006. Tower mast of precipitation over the central Tibetan Plateau summer [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L05802, doi:10.1029/2005GL04713.
- 傅云飞, 宇如聪, 徐幼平, 等. 2003. 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 [J]. *气象学报*, 61 (4): 421 – 431. Fu Yunfei, Yu Rucong, Xu Youping, et al. 2003. Analysis on precipitation structures of two heavy rain cases by using TRMM PR and TMI [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 61 (4): 421 – 431.
- 傅云飞, 张爱民, 刘勇, 等. 2008. 基于星载测雨雷达探测的亚洲对流和层云降水季尺度特征分析 [J]. *气象学报*, 66 (5): 730 – 746. Fu Yunfei, Zhang Aimin, Liu Yong, et al. 2008. Characteristics of seasonal scale convective and stratiform precipitation in Asia based on measurements by TRMM precipitation radar [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 66 (5): 730 – 746.
- Fueglistaler S, Dessler A E, Dunkerton T J, et al. 2009. Tropical tropopause layer [J]. *Rev. Geophys.*, 47, RG1004, doi: 10.1029/2008RG000267.
- Fujita T T. 1982. Principle of stereoscopic height computations and their applications to stratospheric cirrus over severe thunderstorms [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 60: 355 – 368.
- Fujiyoshi Y, Takasugi T, Gocho Y, et al. 1980. Radar-echo structure of middle-level precipitating clouds and the change of raindrops—Processes of mixing of precipitation particles falling from generating cells [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 58: 203 – 216.
- Gettelman A, de F Forster P M. 2002. A climatology of the tropical tropopause layer [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 80: 911 – 924.
- 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 [J]. *气象学报*, 64 (3): 364 – 376. He Wenying, Chen Hongbin. 2006. Analyses of evolutionary characteristics of a hailstorm precipitation from TRMM observations [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 64 (3): 364 – 376.
- Highwood E J, Hoskins B J. 1998. The tropical tropopause [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 124: 1579 – 1604.
- Hobbs P V. 1989. Research on clouds and precipitation past, present, and future [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 70: 282 – 285.
- Knupp K R, Geerts B, Goodman S J. 1998. Analysis of a small vigorous mesoscale convective system in a low-shear environment. Part I: Formation, radar echo structure, and lightning behavior [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 126: 1812 – 1836.
- Kummerow C, Barnes W, Kozu T, et al. 1998. The tropical rainfall measuring mission (TRMM) sensor package [J]. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 15: 809 – 817.
- Liu C T, Zipser E J. 2005. Global distribution of convection penetrating the tropical tropopause [J]. *J. Geophys. Res.*, 110, D23104, doi:10.1029/2005JD006063.
- Liu G S, Fu Y F. 2001. The characteristics of tropical precipitation profiles as inferred from satellite radar measurements [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 79 (1): 131 – 143.
- Liu Qi, Fu Yunfei. 2007. An examination of summer precipitation over Asia based on TRMM/TMI [J]. *Science in China (Series D)*, 50 (3): 430 – 441.
- 刘鹏, 傅云飞. 2010. 利用星载测雨雷达探测结果对夏季中国南方对流和层云降水气候特征的分析 [J]. *大气科学*, 34 (4): 802 – 814. Liu Peng, Fu Yunfei. 2010. Climatic characteristics of summer convective and stratiform precipitation in southern China based on measurements by TRMM precipitation radar [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 34 (4): 802 – 814.
- 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]. *J. Climate*, 13: 4087 – 4106.
- Reynolds D W. 1980. Observations of damaging hailstorms from geosynchronous satellite digital data [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 108: 337 – 347.
- Salby M, Sassi F, Callaghan P, et al. 2003. Fluctuations of cloud, humidity, and thermal structure near the tropical tropopause [J]. *J. Climate*, 16: 3428 – 3446.
- Schumacher C, Houze R A Jr. 2003. Stratiform rain in the tropics as seen by the TRMM precipitation radar [J]. *J. Climate*, 16: 1739 – 1756.
- Shenk W E. 1974. Cloud top height variability of strong convective cells [J]. *J. Appl. Meteor.*, 13: 917 – 922.
- Sherwood S C, Dessler A E. 2000. On the control of stratospheric humidity [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 27: 513 – 2516.
- Sherwood S C, Dessler A E. 2001. A model for transport across the tropical tropopause [J]. *J. Atmos. Sci.*, 58: 765 – 779.
- Spratt S M, Sharp D W, Welsh P, et al. 1997. A WSR-88D assessment of tropical cyclone outer rainband tornadoes [J]. *Weather and Forecasting*, 12: 479 – 501.
- Steiner M, Houze R A Jr, Yuter S E. 1995. Climatological characterization of three dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data [J]. *J. Appl. Meteor.*, 34: 1978 – 2007.
- Szoke E J, Zipser E J, Jorgensen D P. 1986. A radar study of convective cells in mesoscale systems in GATE. Part I: Vertical profile statistics and comparison with hurricanes [J]. *J. Atmos. Sci.*, 43: 182 – 197.
- Thuburn J, Craig G C. 2002. On the temperature structure of the tropical stratosphere [J]. *J. Geophys. Res.*, 107, doi:10.

1029/2001JD000448.

Valovcin F R. 1965. Infrared measurements of clouds from a U-2 Platform [C]//Proc. Third Symp Remote Sensing of Environment. the University of Michigan, Ann Arbor, 153–172.

王旻燕, 吕达仁. 2007. 东亚强对流云的季节变化及其与对流层顶关系初探 [J]. 大气科学, 31 (5): 937–949. Wang Minyan, Lü Daren. 2007. Preliminary analysis on seasonal variation of deep convective clouds and its association with the tropopause in East Asia [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31 (5): 937–949.

郑媛媛, 傅云飞, 刘勇, 等. 2004. 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 [J]. 气象学报, 62 (6): 790–802. Zheng Yuanyuan, Fu Yunfei, Liu Yong, et al. 2004. Heavy rainfall structures and lightning activities in a cold-front cyclone happened in Huai River derived from TRMM PR and LIS observations [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 62 (6): 790–802.

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