

周胜男, 罗亚丽, 汪会. 2015. 青藏高原、中国东部及北美副热带地区夏季降水系统发生频次的 TRMM 资料分析. 气象, 41(1): 1-16.

青藏高原、中国东部及北美副热带地区夏季降水系统发生频次的 TRMM 资料分析^{* 1}

周胜男^{1,2} 罗亚丽^{1,3} 汪会¹

1 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081

2 安徽省气象台, 合肥 230061

3 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京 210044

提 要: 利用 1998—2011 年夏季(6—8 月)TRMM 卫星资料分析青藏高原(TP)、中国东部(EC)及北美副热带西部(WNA)和东部(ENA)降水系统的发生频次, 定义降水系统为 TRMM 测雨雷达观测到近地面有降水的相邻像元组成的个体, 即 RPF (Radar Precipitation Feature), 将 RPF 分为全体 RPF、大面积 RPF(面积 $>1000 \text{ km}^2$)和小面积 RPF(面积 $\leq 400 \text{ km}^2$)3 组, 对比分析四个区域内各组的 RPF 个数发生频次和 RPF 像元个数发生频次, 主要结果如下: (1) 全体 RPF 的个数发生频次在青藏高原地区最高, 北美东部地区最低; 全体 RPF 的降水像元个数发生频次在中国东部最高, 青藏高原最低。(2) 四个区域内 RPF 发生频次的日变化主要为单峰结构, 峰值出现在当地午后至傍晚, 且大面积 RPF 的峰值时间晚于小面积 RPF 的; 中国东部地区 RPF 降水像元个数发生频次则具有双峰结构。(3) RPF 降水像元个数发生频次的分析结果与以往基于地面观测降水量的分析结果相似。

关键词: 青藏高原, 降水系统发生频次, TRMM, 中国东部, 北美副热带地区

中图分类号: P468

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2015.01.001

Analysis of Occurrence Frequency of Precipitation Feature over Tibetan Plateau, East China and Subtropical North America in Boreal Summer Using TRMM Data

ZHOU Shengnan^{1,2} LUO Yali^{1,3} WANG Hui¹

1 State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

2 Anhui Meteorological Observatory, Hefei 230061

3 Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters,

Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

Abstract: Using TRMM data from 1998 to 2011, occurrence frequency of radar precipitation feature (RPF) over Tibetan Plateau (TP), eastern China (EC), west subtropical North America (WNA) and east subtropical North America (ENA) in boreal summer (June—August) are comparatively analyzed. A RPF is defined as a three-dimensional object consisting of pixels with precipitation near the ground observed by the TRMM precipitation radar. For each region, RPFs are divided into three groups: all RPF, large RPF (area larger than 1000 km^2), and small RPF (area less than or equal to 400 km^2). Occurrence frequency of

* 国家重点基础研究发展计划(973 计划)(2012CB417202)、国家科技支撑计划项目(2012BAC22B03)、国家自然科学基金项目(41175049 和 41221064)和中国气象科学研究院基本科研业务费项目(2012Y001)共同资助

2014 年 4 月 26 日收稿; 2014 年 9 月 23 日收修定稿

第一作者: 周胜男, 主要从事中小尺度降水系统研究. Email: zsn-happy@hotmail.com

通信作者: 罗亚丽, 主要从事暴雨和强对流天气形成演变机理和数值预报方法研究. Email: yali@cams.cma.gov.cn

RPF number and occurrence frequency of RPF pixel number in each group over each region are analyzed. The results are as follows: (1) The maximum and minimum occurrence frequencies of RPF number are over TP and ENA, respectively. In contrast, the maximum and minimum occurrence frequencies of RPF pixel number are over EC and TP, respectively. (2) Diurnal variations of occurrence frequency of RPF over the four regions mainly present a single peak in afternoon to late-afternoon, with the peak of the large RPF appearing later than that of the small RPF. In contrast, diurnal variation of occurrence frequency of RPF pixel number over EC presents double peaks. (3) Diurnal variations of occurrence frequency of RPF pixel number are consistent with those of rainfall based on rain gauge observations in previous literature.

Key words: Tibetan Plateau, occurrence frequency of radar precipitation feature, TRMM, eastern China, subtropical North America

引 言

青藏高原位于中国西南部,总面积近 300 万 km^2 ,平均海拔在 4000 m 以上,有“世界屋脊”之称,这种独特的大地形特征,对其上空和周边的大气产生显著的动力和热力作用,不仅使得青藏高原夏季对流多发,降水频繁,并且还到处在其下游的中国中东部地区的天气和气候产生深远影响。针对青藏高原上空的降水系统,众多专家学者进行了研究分析,尤其是中国在 20 世纪进行了两次青藏高原科学试验(1979 年第一次青藏高原科学试验 QXPMEIX; 1998 年第二次青藏高原科学试验 TIPEX),获得了宝贵的科学数据,并发现高原年平均积雨云出现次数是中国其他区域的 2.5 倍,高原中部出现的积雨云占各类云状的 21%,是非高原地区的 5 倍左右(戴加洗,1990),高原中部地区存在水平尺度小且垂直伸展高的柱状对流云,这种对流云的中低层存在强湍流或上升运动,有利于自身突破上层弱逆温层形成高原上空常见的爆米花云结构,在有利的环境下还可能进一步发展壮大并东移出高原(徐祥德等,2006)。

针对青藏高原的降水性质及降水发生频次分布,研究表明青藏高原地区全年为对流云高频区(叶笃正等,1957;1979;罗会邦等,1999;徐祥德等,2014;刘炜等,2014),对流性降水云团在高原上的水平分布多为零星块状(Fu et al, 2006; 刘奇等, 2007b),云团频发区位于高原东南部的横断山脉上空,其次位于雅鲁藏布江流域(Wang et al, 2008)。高原上的降水大多是对流性降水(Flohn, 1968),尤其在夏季,高原整体上对流性降水对于总降水量的贡献超过 60%,在高原中部超过 90%(钱正安等,

1984),在高原东南部为 30%~40%(Wang et al, 2008)。全球降水气候计划(GPCP)资料(Huffman et al, 1997)分析表明,夏季高原降水主要集中在其东南部,降水大值区位于雅鲁藏布河谷及其以东的横断山脉地区,热带测雨卫星(Tropical Rainfall Measure Mission, TRMM; Simpson et al, 1996)的降水雷达(Precipitation Radar, PR)资料同样显示夏季降水主要集中在高原的东南部,降水大值区位于念青唐古拉山北侧(傅云飞等,2008a)。

青藏高原的降水具有明显的日变化特征。高原降水的峰值主要出现在当地的下午至傍晚之间(Shimizu et al, 2001; Uyeda et al, 2001; Fu et al, 2006),有一些学者发现高原降水量的日变化只有一个峰值,出现在 16 当地太阳时(local solar time, LST)左右,降水谷值出现在 05 LST 左右(陈隆勋等,1999;Fu et al, 2007;傅云飞等,2008b);也有学者研究发现,高原降水日变化存在两个峰值,为傍晚时分和午夜时分,分别对应着发生于山脊处和山谷处的降水(Yuan et al, 2012),这与所使用的研究资料有关:TRMM 卫星资料反映的是发生在山脊处的傍晚降水量峰值,而高原上地面测站大多位于山谷,其观测资料表现出发生在山谷处的午夜降水量峰值(Chen et al, 2011; Yuan et al, 2012)。高原傍晚的降水量峰值与白天太阳光照造成的低层大气不稳定密切相关(Yuan et al, 2012),而午夜降水的峰值,部分原因可能是晚上地表长波辐射冷却形成一些感热扰动,触发对流(张翠华等,2005;崔学祯,1993),且这种夜间对流常伴有降水面积宽广的层状云降水(Shimizu et al, 2001)。

与青藏高原处于同纬度带的中国东部和北美副热带地区,其降水状况同样对该地区的天气和气候有重要影响。中国东部地区夏季(6—8 月)降水受

到亚洲季风的显著影响,雨带由南向北季节性推进(朱乾根等,2000),其降水日变化具有两个峰值,降水主峰出现在傍晚,该主峰在季风间歇期更加显著,降水次峰出现在清晨,主要发生在季风活跃期(Luo et al,2013;Yuan et al,2012)。副热带北美地区也受到北美季风的显著影响,北美季风区主要包括美国西南部和墨西哥西北部,北美季风的爆发时间一般在7月初,结束时间在9月底,其中7、8月为主要的北美季风期,此期间美国西南部和几乎整个墨西哥地区降水频发,西马德雷山脉附近的降水最为密集(Zou et al,2004;Gebremichael et al,2007),而9和6月的降水还受其他天气系统的影响(Wall et al,2012);北美中部及东部地区降水发生则相对较少,主要集中在东南部沿海地区(Liang et al,2004)。北美地区夏季降水日变化为单峰结构,其峰值多出现在傍晚(Liang et al,2004)。

为更清楚地认识青藏高原上空降水系统的特点,学者们把高原与其他区域进行对比分析(傅云飞等,2007;李典等,2012;2014),例如:Yuan等(2012)分析了东亚副热带地区包括青藏高原在内的各子区域的夏季降水日变化特征,Hirose等(2005)、Houze等(2007)、Koike等(1999)、Kummerow等(1998)利用TRMM PR资料讨论了包括高原、高原南坡以及印度内陆等亚洲区域的夏季降水系统的分布及日变化情况,刘奇等(2007a;2007b)分析了夏季青藏高原、东亚及热带的降水廓线差异。但是,这些研究主要将青藏高原同亚洲区域以及邻近海洋地区进行对比分析,更大范围的对比研究相对较少,尤其是将高原上空降水系统同西半球地区的降水系统进行对比的研究就更少了,而更大范围的对比研究结果对于气候和天气模式的检验和改进有重要价值。青藏高原与中国东部之间的西高东低的地形对比特征,同副热带北美西部与北美东部之间较为相似,且这几个区域处于同一纬度带,对它们对比分析,可了解相似地形特征影响下降水系统的共性和差别。Luo等(2011)利用CloudSat/CALIPSO资料对比分析了高原、亚洲东部和副热带北美西部和东部等区域的深对流特性,获得了一些有新意的分析结果,如:高原上空出现深对流的频次要比另外三个区域略高,但深对流云系的水平尺度最小;在日变化方面,副热带北美和高原地区的深对流多发生在白天,东亚地区白天和夜间的深对流发生频次相当。但是,CloudSat/CALIPSO数据观测年限较短,且不能捕

捉完整日变化。另外,以往对于降水系统的研究一般侧重于尺度较大的降水系统,但是对于青藏高原而言,尺度较小的降水系统对降水的贡献也不可忽略(Xu,2013;陶诗言等,2000;王川等,2003;王遵娅等,2008;俞小鼎,2014;曾波等,2013;庄微等,2013)。

本文将在前人研究的基础上(Tao et al,1981;Xie et al,2010;Xu et al,2012;Romatschke et al,2010;Zipser et al,2006;1994;章基嘉等,1988;叶培龙等,2014),利用TRMM卫星1998—2011共14年夏季(6—8月)观测资料,进一步研究青藏高原、中国东部及副热带北美地区降水系统发生频次的时空特征。首先,对研究的降水系统按照其水平面积大小分组,以期获悉全体降水系统及大面积、小面积降水系统在时空分布上的不同特点;另外,分别从降水系统发生个数的角度和综合考虑降水系统发生个数与面积大小的角度进行分析,以期更全面了解降水系统发生频次的时空分布状况。

1 资料和分析方法

1.1 资料

本研究使用犹他大学制作的TRMM卫星数据集第七版,该数据集整合了TRMM卫星上四种探测仪器[测雨雷达(PR)、微波成像仪(TMI)、可见光/红外辐射仪(VIRS)和闪电成像仪(LIS)]的观测资料,共包括三级数据(Liu et al,2008)。第一级数据是对几种仪器的原始数据进行时空一致性处理后得到的资料,即经过视差矫正和最近邻配置进行轨道数据融合,使TMI、VIRS和LIS的观测资料全部插值到PR的水平分辨率上,从而得到PR观测范围内每一个像元上的雷达反射率垂直廓线、微波亮温、可见光/红外亮温及闪电次数和时间等信息。第二级数据则是在一级数据的基础上,定义了RPF(Radar Precipitation Feature)、RPPF(radar projection detected precipitation feature)和TPF(TMI precipitation feature)等“云降水个体”,保存每个云降水个体的信息,如:RPF中心的经度和纬度、RPF的闪电频次、6 km高度最大回波强度等。

利用第一级数据得到逐小时、水平分辨率 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 网格内TRMM PR观测的像元总数,并选用第二级数据中RPF资料,以RPF表示降水系统。

RPF 定义为 TRMM PR 探测到的近地面相邻降水像元组成的区域,为了避免雷达噪声干扰等造成的资料不确定性,仅选择像元数量在四个以上的 RPF (面积约 60 km^2 以上)进行研究(Wall et al, 2012)。研究区域为青藏高原(TP)、中国东部(EC)、北美西部(WNA)、和北美东部(ENA)(图 1a)。选取的四

个研究区域都在 $25^\circ \sim 36^\circ \text{N}$ 的纬度带内,经度范围分别如下,青藏高原: $70^\circ \sim 105^\circ \text{E}$ (地形高度 $> 3 \text{ km}$),中国东部: $108^\circ \sim 122^\circ \text{E}$ (陆上部分),北美西部: $125^\circ \sim 100^\circ \text{W}$ (地形高度 $> 1 \text{ km}$),北美东部: $100^\circ \sim 70^\circ \text{W}$ (陆上部分)。数据时间是 1998—2011 年夏季(6—8 月)。

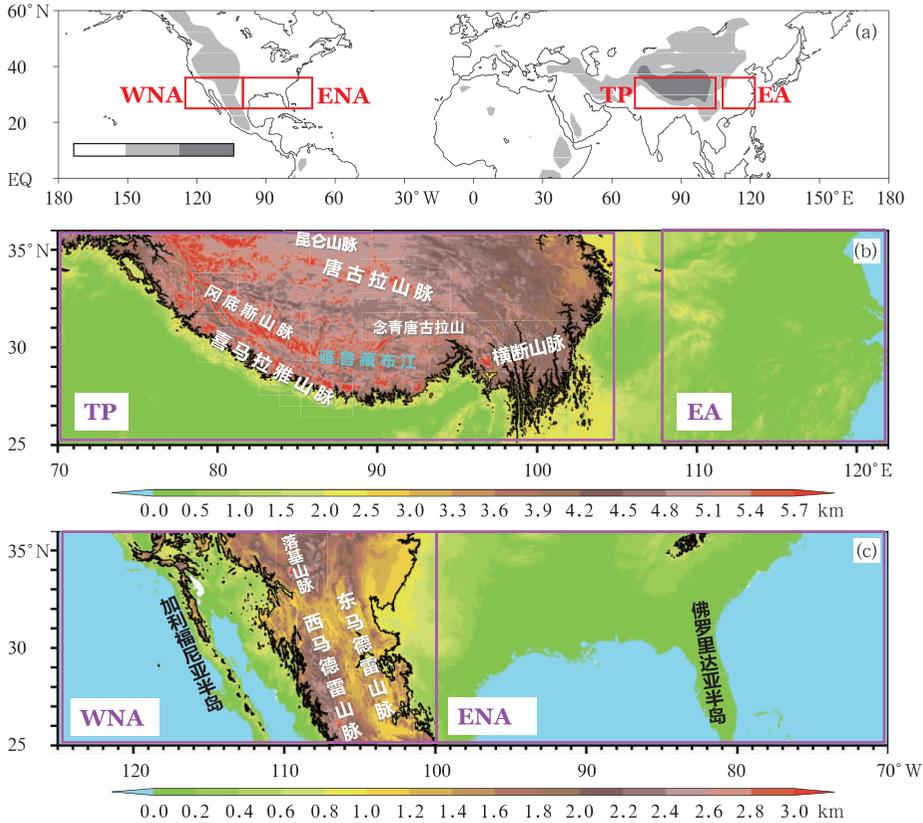


图 1 (a)研究区域(红色方框), (b)副热带中国区域和(c)北美区域的地形图 [其中黑色实线分别为 3 km (b) 和 1 km (c) 地形等高线,紫色方框对应(a)中划分的研究区域]
Fig. 1 Analysis regions (red boxes) (a), topographic maps of subtropical China (b) and North America (c)

[The black solid lines in (b) and (c) denote 3 km and 1 km terrain contours, respectively; purple boxes correspond to the analysis regions in (a)]

1.2 资料样本分析

TRMM PR 在 $36^\circ \text{S} \sim 36^\circ \text{N}$ 纬度范围内观测,在热带地区每天可观测同一地点约 2 次(Simpson et al, 1988),本文研究期望得到研究区域降水系统发生频次的统计结果,因此,首先将 1998—2011 年夏季 6—8 月(除去 2001 年 8 月)整个研究时间段内,在中国区域(CN, 包含 TP 和 ENA)内 TRMM

PR 观测到的像元数量进行统计分析。

图 2a 给出了 0.25×0.25 分辨率下像元总数的水平分布,图 2b 显示纬圈平均像元数量及其均一化标准差。可以看出,像元数量具有明显的纬度依赖性,在 34°N 附近最多(约 7.5×10^4 个),像元数量由北向南递减并在 25°N 降至最低(> 2 万个),仍远大于一个 β 中尺度对流系统所包含的像元数(约 400 个*);像元数量随经度变化很小,均一化标准差不

* 在 2001 年 8 月前,TRMM PR 一个像元的面积约为 19.72 km^2 , 2001 年 8 月 TRMM 卫星升轨后一个像元的面积约为 20.35 km^2 。

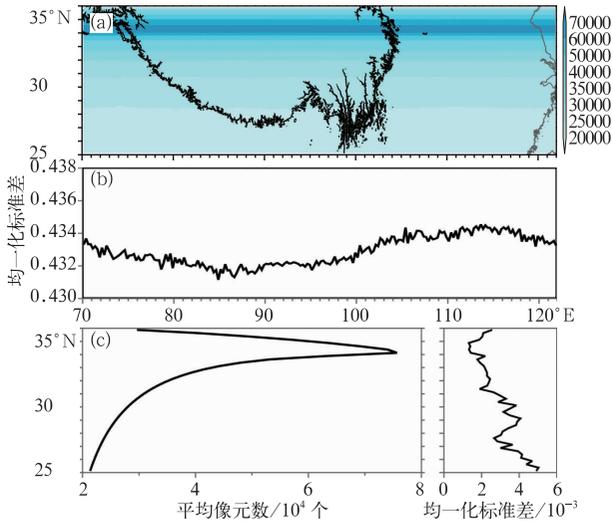


图 2 (a) 中国研究区域内 0.25×0.25 分辨率下 TRMM PR 观测像元数量的水平分布 (其中黑色实线为 3 km 地形等高线, 灰色实线为海岸线); (b) 像元数量的经向均一化标准差; (c) 左侧为像元数量的纬向平均值, 右侧为像元数量的纬向均一化标准差

$$[\text{均一化标准差}] = \frac{\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2}}{\bar{x}}, \text{ 其中 } \bar{x} \text{ 表示}$$

某一经圈(纬圈)的像元数量平均值,

x_i 表示该经圈(纬圈)上各格点的像元数量,

N 表示该经圈(纬圈)内的格点总数]

Fig. 2 (a) Horizontal distribution of TRMM PR pixel number with 0.25×0.25 resolution in study regions (The black solid line denotes 3 km terrain contours, gray solid line is coastline); (b) Normalized standard deviation of pixel number; (c) The left is zonal average of pixel number, and the right is normalized standard deviation of pixel number

$$[\text{Normalized standard deviation}] = \frac{\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2}}{\bar{x}},$$

\bar{x} stands for mean pixel number in each longitude (or latitude),

x_i for pixel number in each grid in the longitude (latitude), and

N for total grid number in the longitude (or latitude)]

到 0.006, 几乎没有经度依赖性。这些结果表明, 可采用 0.25×0.25 分辨率分析降水系统的平均发生频次, 同时需要“均一化”即除以格点内观测像元的总数以消除 PR 观测的纬度差异。

为了选择合适的时间分辨率进行降水系统发生频次日变化的分析, 还分析了 1、2 和 3 h 分辨率下 0.25×0.25 格点内观测像元数量的日变化。图 3 给出了均一化标准差的分布, 在三种时间分辨率下,

像元数量的均一化标准差都表现出较明显的纬度差异, 32°N 以南区域的均一化标准差普遍大于 32°N 以北的区域, 但是, 3 h 间隔分辨率下的均一化标准差最小, 绝大部分小于 0.07 (图 3c), 说明观测像元数量的日变化幅度最低, 因而选择 3 h 分辨率分析降水系统发生频次的日变化比较合适。另外, 由于分析得到像元数量的变化情况几乎没有经度依赖性, 可知北美副热带区域的结果将与中国区域的相似, 因而在图 2 和图 3 中没有单独给出。

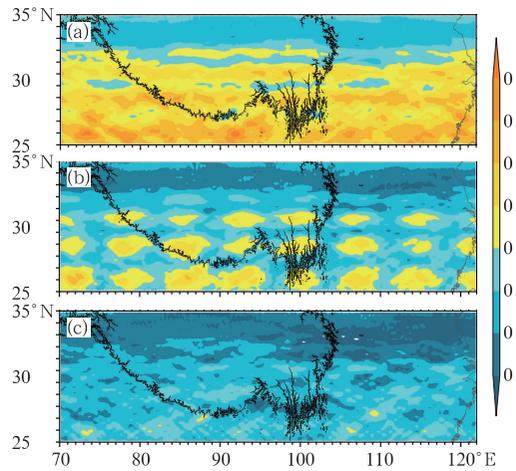


图 3 对应 CN 区域内 1 h(a)、2 h(b) 和 3 h(c) 时间分辨率和 0.25×0.25 水平分辨率下 TRMM PR 观测的像元数量日变化的均一化标准差的分布

$$(\text{黑色和灰色实线同图 2a; 均一化标准差}) = \frac{\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2}}{\bar{x}},$$

其中 \bar{x} 表示某一格点处像元数量的日平均值, x_i 表示该格点在一日内各时次的像元数量, N 表示该格点处一日内的数据的时次数量)

Fig. 3 Normalized standard deviation of diurnal variation of TRMM PR pixel number with 0.25×0.25 horizontal resolution and 1 h (a), 2 h (b) and 3 h (c) time resolution, respectively, in the CN region (Black and gray solid lines are same as Fig. 2a; Normalized

$$\text{standard deviation} = \frac{\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2}}{\bar{x}}; \bar{x} \text{ stands for daily average of pixel number in one grid; } x_i \text{ for pixel number in the grid within each time window of one day; } N \text{ for the number of time windows in one day})$$

1.3 降水系统发生频次的分析方法

为分析研究区域内所有 RPF 的整体特征、降水贡献率较大的大面积 RPF 的特征和数量比重占主

导的小面积 RPF 的特征,以及不同面积 RPF 特征的差异,将各区域内所有的 RPF 分为 3 组:全体 RPF(所包含的像元数量 >3)、面积 $>1000\text{ km}^2$ 的“大面积 RPF”、面积 $<400\text{ km}^2$ 的“小面积 RPF”,分别分析其发生频次。定义了两种计算 RPF 发生频次的方法:RPF 的个数发生频次和 RPF 像元个数发生频次。在每一个 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 水平网格内,RPF 个数发生频次等于 RPF 的总个数除以该网格内 PR 观测的像元总数(有降水 and 无降水的所有像元总数);RPF 像元个数发生频次等于网格内每个 RPF 包含的像元数量之和除以该网格内 PR 观测的像元总数。由于 RPF 水平面积越大,其包含的像元数量越多,单个 RPF 本身的像元个数发生频次就越高,因此,RPF 像元个数发生频次的结果是 RPF 面积与其发生次数的综合,其本质是发生降水的区域在总区域中所占的比重。还将每个 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 的网格中包含的四个 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 网格的发生频次进行平均,并记为该 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 网格中心位置的数据,分别在东西和南北方向进行滑动,每次移动 0.25° ,得到滑动平均处理后的频次分布。

2 降水系统发生频次的区域平均及水平分布

表 1 中给出四个研究区域中 3 组 RPF 的数量、

平均面积及大面积 RPF 和小面积 RPF 所占总 RPF 的比例。青藏高原地区 RPF 总数最多,是其余三个区域的 2~3 倍,但全体 RPF 的平均面积最小(458.9 km^2),是中国东部的 1/4,北美东部的 1/3 和北美西部的 1/2;关注大面积 RPF,其所占区域内总样本数的比例在青藏高原地区最小(7.98%),中国东部地区最大(13.37%),北美西部和北美东部地区(12.69%,12.72%)与中国东部比较接近,中国东部区域大面积 RPF 的平均面积依然最大(11112.3 km^2),是最小的青藏高原区域的 4 倍;小面积 RPF 所占的比例,青藏高原地区最大(78.68%),比其余三个区域高出约 7 个百分点。

2.1 RPF 个数发生频次

图 4 显示研究区域内全体 RPF、大面积 RPF、小面积 RPF 的个数发生频次的水平分布,表 2 则给出了各自的区域平均值。对于全体 RPF,区域平均而言,青藏高原和北美西部两个区域的 RPF 个数发生频次(1.6×10^{-3} , 1.4×10^{-3})高于中国东部和北美东部(1.3×10^{-3} , 1.2×10^{-3});看各区域内的频次分布情况(图 4a,4d),青藏高原区域内 34° 以南的频次都比较高,其最高频次是四个研究区域内最高的,中国东部区域自南向北频次降低,北美西部区域沿落基山脉南端与西马德雷山脉的频次较高,北美东部区域在南部沿海和东南的佛罗里达半岛上发生频

表 1 各研究区域内 RPF 样本个数(括号中的数字表示该组样本数占本区域总样本数的比例)及 RPF 样本平均面积的统计情况

Table 1 RPF sample number in each study region (the percentage in parentheses stands for sample number of the group divided by total sample number) and the mean area of RPF samples

面积	样本数			平均面积/ km^2		
	全体 RPF	大面积 RPF	小面积 RPF	全体 RPF	大面积 RPF	小面积 RPF
TP	154744	12348(7.98%)	121750(78.68%)	458.9	2799.7	159.9
EC	61646	8244(13.37%)	44687(72.49%)	1936.3	11112.3	157.3
WNA	46356	5881(12.69%)	33366(71.98%)	783.7	3984.5	168.2
ENA	68886	8759(12.72%)	49929(72.48%)	1161.9	5928.1	167.2

表 2 RPF 个数发生频次和 RPF 像元个数发生频次在各研究区域内的平均值

Table 2 Average value of RPF number occurrence frequency and RPF pixel number occurrence frequency in each study regions

面积	RPF 个数发生频次/ 10^{-3}			RPF 像元个数发生频次		
	全体 RPF	大面积 RPF	小面积 RPF	全体 RPF	大面积 RPF	小面积 RPF
TP	1.6	0.71	1.4	0.036	0.021	0.011
EC	1.3	0.79	1.2	0.082	0.063	0.009
WNA	1.4	0.78	1.3	0.056	0.033	0.010
ENA	1.2	0.68	1.1	0.053	0.034	0.008

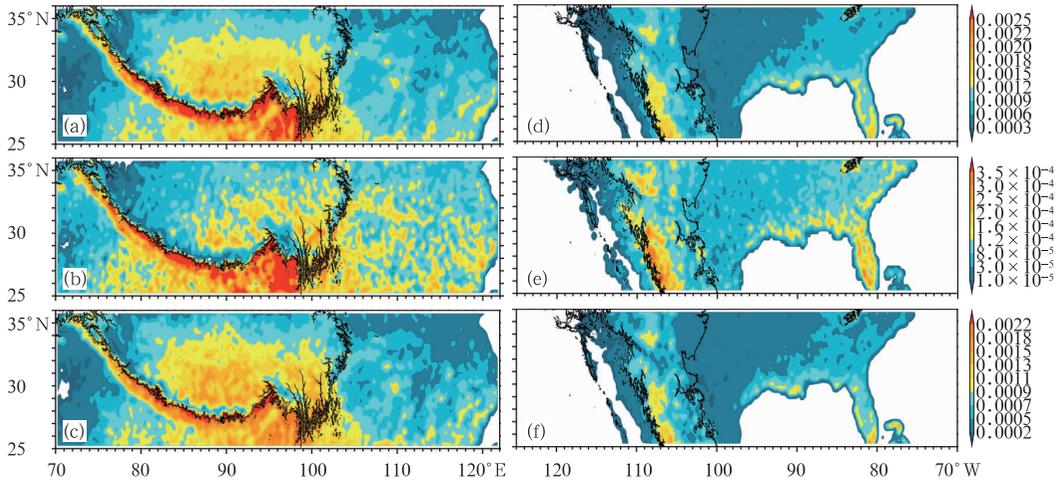


图 4 RPF 个数发生频次的水平分布(仅陆上区域)

(a, b, c)CN 地区, (d, e, f)NA 地区, 每一列自上到下分别是全体 RPF 组(a, d)、大面积 RPF 组(b, e)和小面积 RPF 组(c, f)

[各组的色标不同, 见图右侧; 黑色实线分别为 3 km(左列)和 1 km(右列)地形等高线]

Fig. 4 Horizontal distribution of RPF number occurrence frequency (only land area)

(a, b, c) the CN region, (d, e, f) the NA region. Panels from top to bottom in each row represent all RPF (a, d), large RPF (b, e), and small RPF (c, f)

[The color bars on the right are different for each group; black solid lines in the left (right) panels denote 3 km (1 km) terrain contours]

次最高, 东部次之, 西部的频次最低。小面积 RPF 个数发生频次在各个研究区域的分布状况(图 4c, 4f)及区域均值大小的排序, 与全体 RPF 的情况相似; 大面积 RPF 的情况(图 4b, 4e)则截然不同: 区域平均而言, 中国东部的 RPF 个数发生频次最高(0.79×10^{-3}), 北美西部(0.78×10^{-3})其次, 青藏高原(0.71×10^{-3})和北美东部(0.68×10^{-3})最低; 中国东部区域内大面积 RPF 个数发生频次分布较均匀, 青藏高原、北美西部和北美东部仅部分子区域是高频区, 即青藏高原东南部、北美西部的落基山脉南端与西马德雷山脉、北美东部的佛罗里达半岛及南部沿海和东部沿海, 而且北美西部区域的落基山脉南端与西马德雷山脉是四个研究区域中大面积 RPF 个数发生频次最高的地方。

总的来说, (1) 四个区域相比, 青藏高原区域全体 RPF 个数发生频次最高、平均面积最小, 小面积 RPF 发生频次最高、所占全体 RPF 的比例最大, 大面积 RPF 个数发生频次低于中国东部和北美西部(约低 10%)、仅略高于北美东部地区; (2) 中国东部区域平均的大面积 RPF 个数发生频次高于其他三个区域, 其占全体 RPF 的比例也最大, 全体 RPF 和大面积 RPF 的平均面积也都是最大; (3) 北美西部

区域全体 RPF 和小面积 RPF 的个数发生频次仅次于青藏高原区域, 大面积 RPF 个数发生频次区域平均值仅次于中国东部区域, 全体 RPF 和大面积 RPF 的平均面积仅大于青藏高原地区; (4) 北美东部区域全体 RPF、大面积 RPF 和小面积 RPF 的个数发生频次都是四个区域最低的, RPF 平均面积仅次于中国东部地区。

2.2 RPF 像元个数发生频次

四个区域 RPF 像元个数发生频次(图 5)与其 RPF 个数发生频次的情况不同。区域平均而言(表 2), 全体 RPF 像元个数发生频次在中国东部区域最高(0.082), 其次是北美西部(0.056)和北美东部(0.053), 而 RPF 个数发生频次最高的青藏高原区域却是 RPF 像元个数发生频次最低的, 原因是青藏高原区域 RPF 的面积最小, 只有中国东部的 23.7%; 中国东部区域的大面积 RPF 像元个数发生频次远远高于其他区域, 约是青藏高原的 3 倍、北美西部和北美东部的 2 倍, 原因是中国东部区域的大面积 RPF 比其他三个区域的面积更大(11112.3 km^2), 约为青藏高原的 4 倍、北美西部的 3 倍和北美东部的 2 倍; 小面积 RPF 像元个数发生频次只有

其对应的大面积 RPF 的 $1/7$ (中国东部) 到 $1/2$ (青藏高原), 从高到低排序依次是青藏高原、北美西部、中国东部、北美东部, 与小面积 RPF 个数发生频次的排序一致。再看区域内水平分布情况, 全体 RPF 像元个数发生频次的分布 (图 5a, 5d) 主要由大面积 RPF (图 5b, 5e) 决定: 中国东部区域显著高于其他三个区域, 且其区域内分布较均匀; 青藏高原区域最低, 其东南部为相对高频子区域, 在其 3 km 地形高度线的西北角及西南边缘, 大面积 RPF 像元个数发生频次几乎为零; 北美西部的高频子区域仍然位于落基山脉南端与西马德雷山脉附近; 北美东部的东

南佛罗里达半岛、南部沿海和东部地区为相对高频子区域。傅云飞等 (2008) 以及刘鹏等 (2010) 也使用了与 RPF 像元个数发生频次相似的降水频次计算方法, 主要研究了亚洲部分地区降水的特征, 虽然他们是将降水细分为对流性降水和层云降水两类, 但所得到的结果与本文定性一致, 主要体现在本文中的青藏高原和中国东部地区全体 RPF 和大面积 RPF 的像元个数发生频次上, 中国东部地区的要远大于青藏高原地区, 但是对于小面积 RPF 而言则有相反的结果, 这在以往的研究中没有发现。

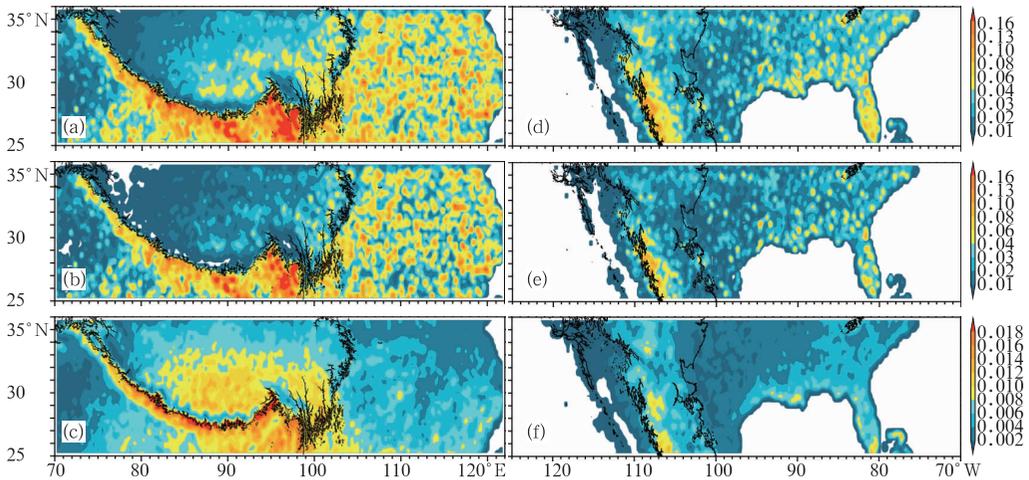


图 5 RPF 像元个数发生频次的水平分布 (仅陆上区域)

(详细说明同图 4)

Fig. 5 Horizontal distribution of RPF pixel number occurrence frequency (only land area)

(Other details are same as Fig. 4)

2.3 讨论

夏季 RPF 的发生频次在各自区域内的特征和地理分布与各自降水系统的成因有密切关系。青藏高原区域上小面积 RPF 发生频次最高、所占全体 RPF 的比例最大, 这主要由于高原上空强烈的太阳热辐射造成大气层结不稳定而有利于对流的发展, 但是高原的高海拔地形使高原上空的水汽量偏少、对流零浮力层较低, 限制了大面积、深厚对流系统的发展 (Luo et al, 2011); 青藏高原上两种 RPF 发生频次 (即 RPF 个数和 RPF 像元个数的发生频次) 的分布均以高原的中部、南部以及东南部为主, 这是由于夏季高原上暖湿空气主要来自南亚季风输送热带洋面的暖湿空气, 青藏高原西部和北部的水汽和热力条件相对更差。中国东部区域大面积 RPF 发生

频次高于其他三个区域 (尤其高于青藏高原和北美东部), 其占全体 RPF 的比例也最大, 主要原因是强烈的亚洲夏季风输送来自热带洋面的水汽使得中国东部区域的水汽十分充足, 准静止的梅雨锋提供大尺度抬升条件, 利于降水系统发展成为大面积降水系统; 中国东部区域内 RPF 个数发生频次南多北少的主要原因是 30°N 以南靠近热带海洋, 太阳热辐射强烈、水汽丰富, 加上众多山脉对于偏南季风气流的抬升作用, 均有利于对流发生, 导致 RPF 个数比中国东部北部平原地区更多 (Luo et al, 2013)。北美西部区域全体 RPF 和小面积 RPF 的发生频次仅次于青藏高原区域, 大面积 RPF 发生频次仅次于中国东部区域, RPF 集中发生在北美西部区域内落基山脉和西马德雷山脉构成的南北走向狭长高地地形带, 这些山脉的西侧紧邻东北太平洋, 北美季风爆发

期间向该地区输送的水汽受地形的阻挡和抬升作用,因而在落基山脉西侧及西马德雷山脉附近产生大量的对流降水系统(Johnson et al, 2007)。北美东部区域全体 RPF、大面积 RPF 和小面积 RPF 的发生频次都是四个区域最低的,仅在佛罗里达半岛、东部沿海和南部沿海有相对较高的 RPF 发生频次,海陆热力差异、热带气旋的影响有利于该子区域降水系统的生成和发展;而北美东部内陆地区基本是宽广的平原,其降水系统一部分自北美西部高原地区东移而来,在移动的过程多数降水系统由于缺乏足够的水汽补充和强迫抬升作用(地形或锋面等)而减弱消亡,另一部分是局地热力作用产生的小尺度降水系统(Liang et al, 2004),因而使得北美东部整

体发生频次最低。

3 降水系统发生频次的日变化

3.1 RPF 个数发生频次的日变化

图 6 是 RPF 个数发生频次的日变化情况。从整体来看(图 6a),四个研究区域内全体 RPF 的日变化均为单峰结构,且峰值都出现在下午 15 LST,而波谷并不明显:青藏高原和北美西部两个高原区域的在 06—09 LST,中国东部没有明显的波谷,而北美东部的波谷则在 00 LST;从 RPF 个数发生频次日变化的振幅来看,北美西部的振幅最大,北美东

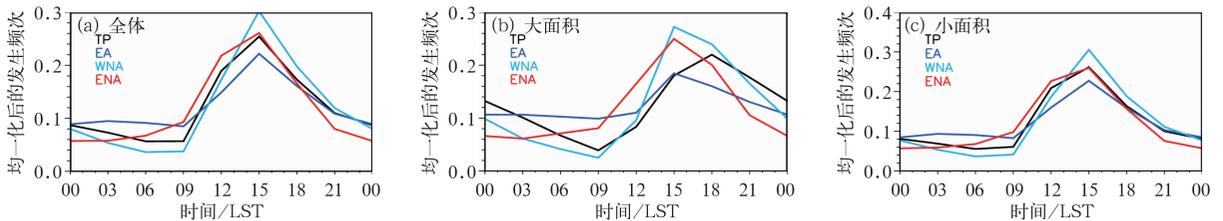


图 6 四个研究区域均一化后的 RPF 个数发生频次的日变化情况(均一化:各时次的发生频次除以一天内各时次累计的发生频次)

(a)全体 RPF 组, (b)大面积 RPF 组, (c)小面积 RPF 组

(各个区域由世界时向当地时转换以各区域中心位置所处的时区为准,TP: +6 区, EC: +8 区, WNA: -7 区, ENA: -6 区)

Fig. 6 Diurnal variation of normalized RPF number occurrence frequency (Normalization: occurrence frequency within each time window divided by total occurrence frequency in one day)

(a) all RPF, (b) large RPF, and (c) small RPF

(Transformation from UTC to LST is based on the time zone of center position in each analysis region, i. e.,

TP: UTC+6, EC: UTC+8, WNA: UTC-7, ENA: UTC-6)

部次之,中国东部最小;这些特点均与各区域小面积 RPF 个数发生频次的日变化状况相一致(图 6c)。对于大面积 RPF 组(图 6b),青藏高原地区 RPF 个数发生频次峰值出现在 18 LST,是四个区域中最晚的,另外三个区域大面积 RPF 个数发生频次的峰值仍然出现在 15 LST,但是波峰主体有后延的趋势;各区域发生频次日变化谷值出现时间以及振幅情况与全体 RPF 表现相似。Yuan 等(2012)和 Yu 等(2009)使用 TRMM 资料分析得到的降水系统发生频次的峰值时刻与本文一致,而以往利用高原上地面雨量计观测资料的研究,认为高原上降水量峰值出现在傍晚至午夜(张鸿发等, 1988; 2003; Yuan et al, 2012),比本文青藏高原区域全体 RPF 的发生频次峰值(15 LST)晚,而与大面积 RPF 发生频次的峰值时刻(18 LST)比较吻合。使用不同资料研

究青藏高原降水系统的日变化得到的结果有差异,原因是高原上地面雨量计绝大多数位于狭窄的山谷低处,而 TRMM 卫星观测则代表高原上大多数地区(Chen et al, 2011; Yuan et al, 2012)。以往针对北美西部和北美东部区域降水量日变化的研究也发现与青藏高原区域相似的结果,认为其峰值出现时间多在傍晚(Liang et al, 2004; Tian et al, 2005);对中国东部区域的研究则发现夏季降水量存在着傍晚和午夜两个峰值(Luo et al, 2011; Yuan et al, 2012)。对各个区域而言,总降水量主要来自大面积降水系统的贡献(徐祥德, 2009; Xu, 2013),因此可以理解降水量峰值出现的时间与大面积 RPF 个数发生频次的峰值时间比较接近、滞后于小面积 RPF 和全体 RPF 个数发生频次的峰值时间。

图 7 和图 8 给出了逐 3 h RPF 个数发生频次日

变化的水平分布情况。各区域内 RPF 个数发生频次峰值出现的时间与图 6 相吻合,但各区域内不同面积 RPF 个数发生频次大值区出现和消亡的地理位置有所差异。对于全体 RPF,青藏高原区的 RPF 个数发生频次首先在高原中部地区开始增加(图 7a: 03,即 09 LST),而后逐步蔓延至几乎整个青藏高原地区而达到鼎盛(15 LST),在 12 UTC(18 LST)开始又逐渐自青藏高原北部开始消散,青藏高原中部偏南地区的 RPF 个数发生频次大值区消散的最晚

(图 7a: 21 LST);中国东部地区则是自其南部开始出现 RPF 个数发生频次的高值区(图 7a: 03,即 11 LST),而高值区的消散从中国东部地区的东部开始(图 7a: 15,即 23 LST);北美西部区域 RPF 个数发生频次的高值区在西马德雷山脉附近最先出现(11 LST)、也最后消散(23 LST);北美东部地区的 RPF 个数发生频次的高值区是在佛罗里达半岛和其南部沿海地区最先出现(09 LST)并最晚消散(18 LST)(图 8a)。大面积 RPF 组,中国东部、北美西部和北

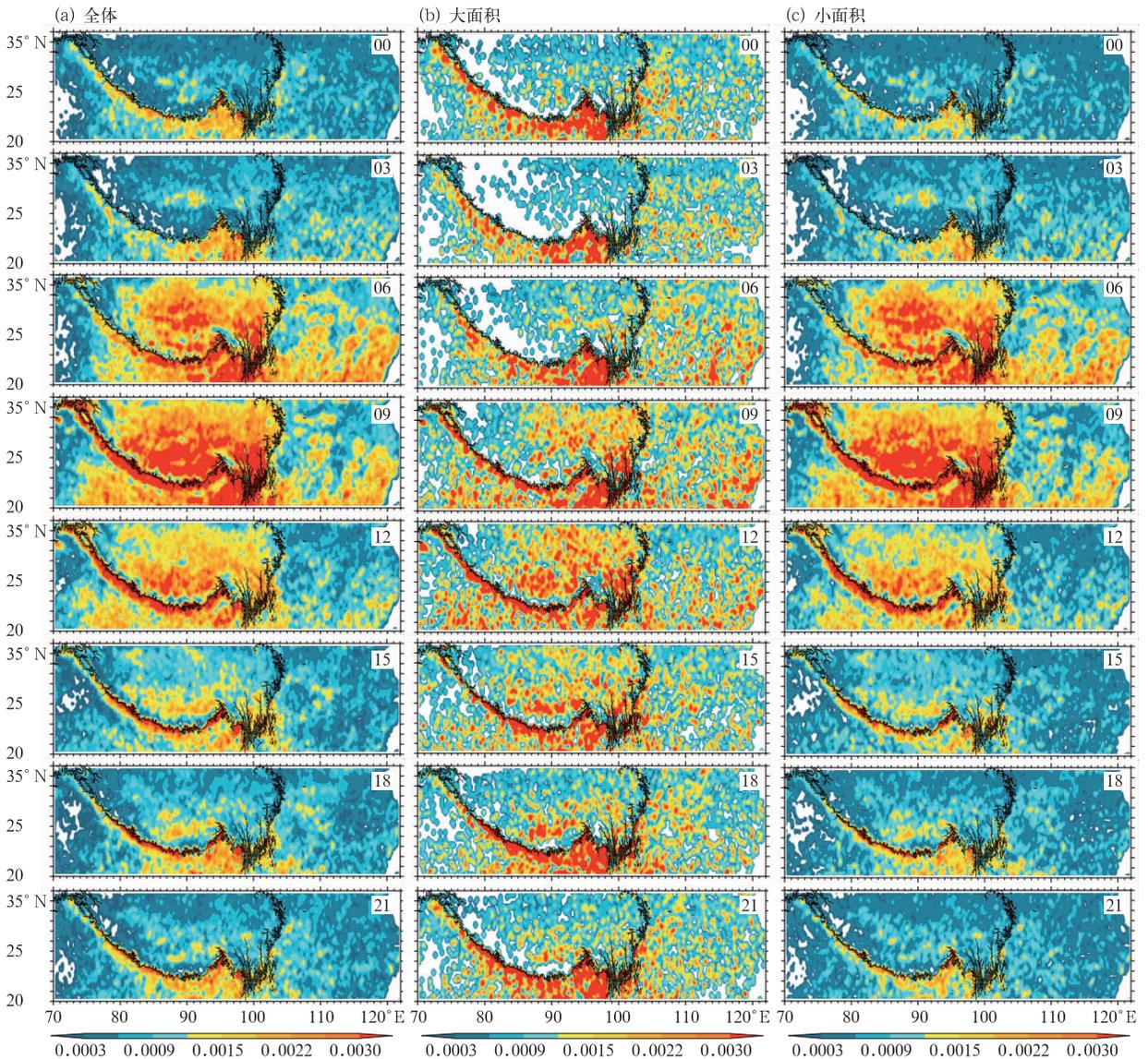


图 7 CN 地区逐 3 h RPF 个数发生频次日变化的水平分布

(a)全体 RPF 组, (b)大面积 RPF 组, (c)小面积 RPF 组

(黑色数字标注的是世界时时间;各区域中心位置时区为 TP: +6 区, EC: +8 区)

Fig. 7 Horizontal distribution of RPF number occurrence frequency at 3 h intervals

(a) all RPF, (b) large RPF, (c) small RPF

(Black numerals are time in UTC; the time zone of each region center position: TP: UTC+6, EC: UTC+8)

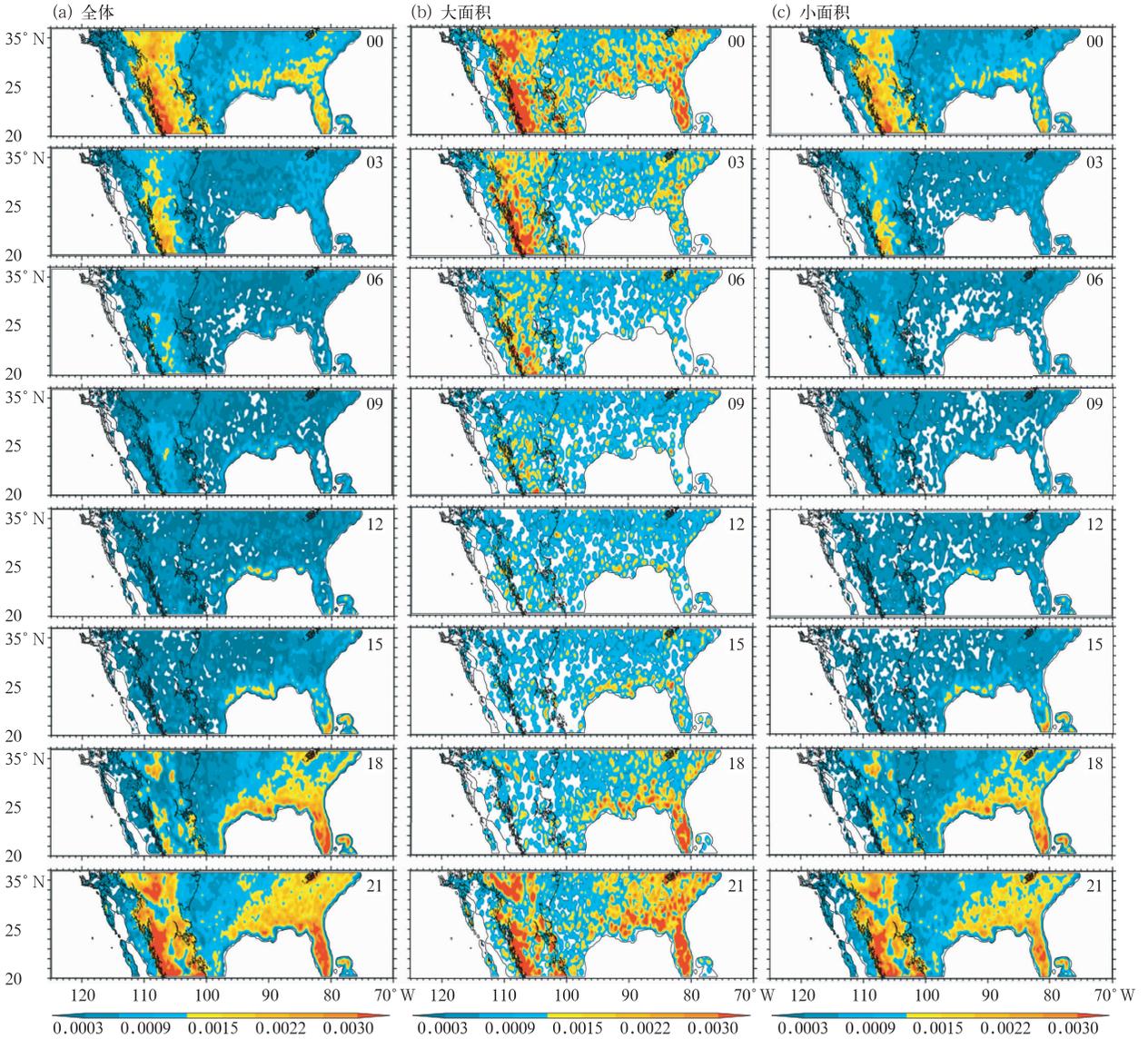


图 8 NA 地区逐 3 h RPF 个数发生频次日变化的水平分布

(a)全体 RPF 组, (b)大面积 RPF 组, (c)小面积 RPF 组

(黑色数字标注的是世界时时间,各区域中心位置时区为 WNA: -7 区,ENA: -6 区)

Fig. 8 Horizontal distribution of RPF number occurrence frequency at 3 h intervals

(a) all RPF, (b) large RPF, (c) small RPF

(Black numerals are time in UTC; the time zone of each region center position: WNA: UTC-7, ENA: UTC-6)

美东部区域 RPF 个数发生频次高值区率先出现和消散的位置和时间与全体 RPF 相类似,青藏高原地区的位置则略有不同,其高值区出现的位置要比全体 RPF 的更偏东,位于高原中东部,而维系时间最长的发生频次高值区在高原的中部偏南和偏东的地区(图 7b),这也符合以往研究发现的青藏高原上降水系统在生成后向东移过程中发展壮大(徐祥德等, 2006; Bao et al, 2011)。小面积 RPF 在各区域的情况与全体 RPF 的相类似(图 7c, 图 8c)。

3.2 RPF 像元个数发生频次的日变化

RPF 像元个数发生频次的日变化情况(图 9)与 RPF 个数发生频次的有所不同。全体 RPF 的像元个数发生频次的日变化分布以单峰为主(图 9a),青藏高原区域发生频次峰值出现的时间最晚(18 LST),北美东部和北美西部两个地区发生频次峰值出现的时刻与 RPF 个数发生频次的相同(15 LST),但是并不像图 6a 中峰值主体集中于 15

LST,而是分散于15—21 LST,除中国东部区域外的三个区域,RPF像元个数日变化峰谷出现的时间及振幅情况与RPF个数发生频次的类似;中国东部地区比较特殊,出现了午后(15 LST)和清晨(06 LST)两个波峰以及正午(12 LST)和午夜(00 LST)两个波谷,振幅也是四个区域中最小的。与RPF个数发生频次不同的是,全体RPF像元个数发生频次的日变化情况与大面积RPF组更为相似(图9a、9b),而小面积RPF发生频次在各个研究区域的日变化使用两种定义得到结果差异不大(图6c、图9c)。

进一步分析RPF像元个数发生频次日变化的水平分布状况。就全体RPF而言,青藏高原、北美西部和北美东部地区像元个数发生频次高值区出现和消散的位置与大面积RPF个数发生频次的相似(图7a,图8a,图10a,图11a),唯有中国东部地区,RPF像元个数发生频次在整个区域几乎同时增多或减少。各区域大面积RPF像元个数发生频次日变化的水平分布与全体RPF相类似(图10a、10b,图11a、11b),这与图9的表现相同。两种定义下各区域内小面积RPF发生频次日变化的水平分布整体上比较相似(图7c,图8c,图10c,图11c)。

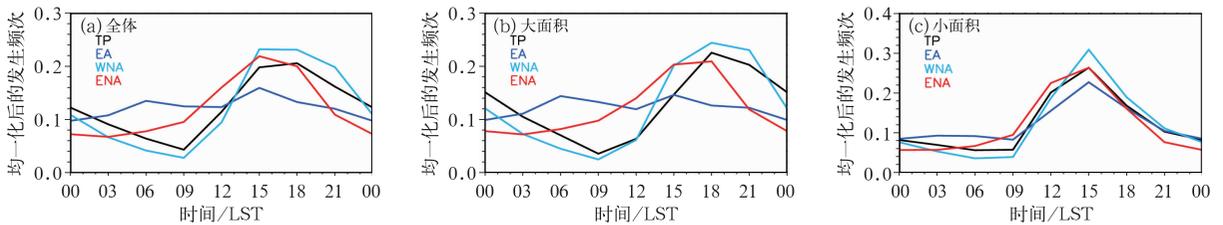


图9 四个研究区域内均一化后的RPF像元个数发生频次的日变化情况

(其余说明同图6)

Fig. 9 Diurnal variation of normalized RPF pixel number occurrence frequency

(Other details are same as Fig. 6)

3.3 讨论

除小面积RPF外,青藏高原、北美西部和北美东部区域内RPF像元个数发生频次日变化峰值(或峰值主体)出现的时间比RPF个数发生频次的更晚,前者与使用地面测站资料测得的降水量日变化的峰值时间更吻合(张鸿发等,1988;Liang et al, 2004;Yuan et al,2012);中国东部区域RPF像元个数发生频次日变化有下午和清晨两个峰值,这也与使用地面雨量观测资料得到的中国东部区域情况(午后降水和夜雨)相吻合(Yu et al, 2007; Xu et al,2011),而中国东部区域RPF个数发生频次日变化仅有下午一个峰值。也就是说,RPF像元个数发生频次日变化与地面雨量计资料得到的地面降水量日变化更为接近,这是由于RPF像元个数发生频次考虑了RPF个数和面积的双重影响。另外,各个区域RPF个数和RPF像元个数的发生频次有两个共同点:(1)大面积RPF发生频次的日变化峰值(或峰值主体)出现的时间比小面积RPF的晚;(2)全体

RPF个数发生频次的情况与小面积RPF的相似度比较高,全体RPF像元个数发生频次的情况则与大面积RPF更为相似。

四个研究区域RPF发生频次日变化之间的差异也与降水系统的成因密切相关。四个研究区域内全体RPF的个数发生频次和像元个数发生频次均有明显的午后峰值特征,是由于夏季太阳辐射作用强,对边界层大气加热造成大气层结不稳定,为对流降水系统产生提供重要条件(陈隆勋等,1999; Shimizu et al,2001; Tian,2005),而午后是一日之中太阳直接辐射最为强烈的时间,尤其以青藏高原和北美西部这两个高海拔地区更为明显,因为高海拔地形会造成更强烈的太阳辐射加热作用(Zou et al, 2004; Tian et al,2005)。这种受直接热力作用产生的对流降水系统在初生时一般尺度较小,其中一小部分在有利的维持机制作用下发展壮大,在晚一些的时候达到鼎盛,这或许是大面积RPF的发生频次峰值(或峰值主体)出现时间晚于小面积RPF的部分原因。

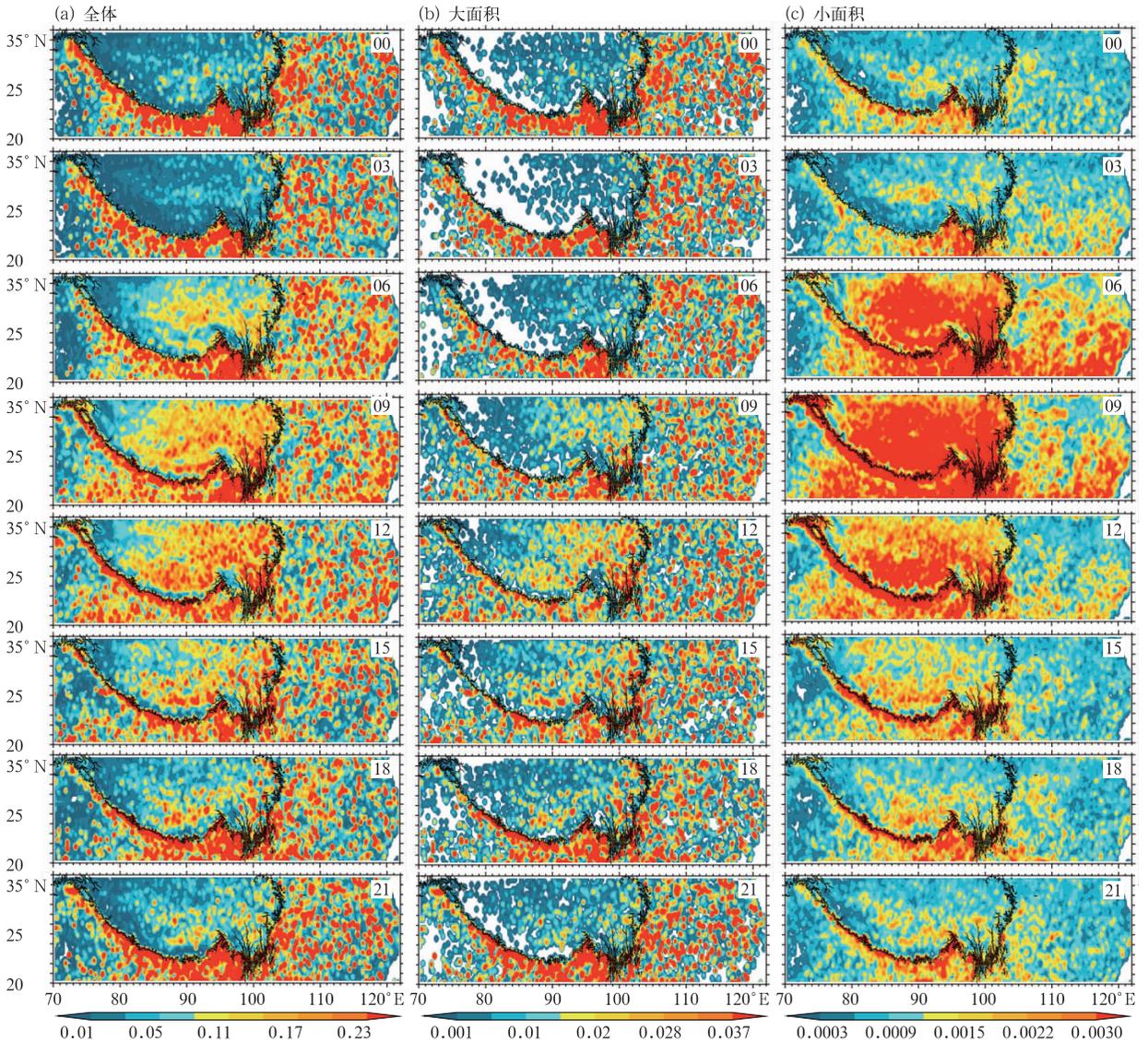


图 10 CN 区域内 RPF 像元个数逐 3 h 发生频次日变化的水平分布
(图中说明同图 7)

Fig. 10 Horizontal distribution of RPF number occurrence frequency at 3 h intervals over the CN region
(Other details are same as Fig. 7)

中国东部区域 RPF 像元个数发生频次日变化具有双峰结构,之前关于中国东部地区降水的一些研究也发现了类似结果 (Chen et al, 2011; Luo et al, 2013; Yuan et al, 2012),这是由于午后太阳热辐射作用产生大量小面积的降水系统,它们产生的降水形成了下午的第一个峰值,而清晨的峰值则与夜晚低空急流的加强有关 (Luo et al, 2014; Yuan et al, 2012),这些夜间触发的对流发展在清晨形成大面积降水系统,虽然数量不多,但会产生大量降水。同为平原地区的北美东部区域的 RPF 发生频次日变化与中国东部地区不同,为单峰结构,没有清

晨的峰值,这说明北美东部地区缺乏维持和发展夜间或清晨的降水的有利地形和大气条件。

北美西部区域 RPF 的发生频次的峰值和谷值之差(即日变化的幅度)是四个研究区域中最大的,说明北美西部地区降水系统出现的时间相对最为集中,这可能与北美西部地区本身的海拔高度较高导致地表的热辐射效应明显、西部邻海的海陆热力差异明显这些地理环境直接相关。而中国东部区域是日变化振幅最小的区域,是由于中国东部存在两个降水峰值使得降水在一日内的分布较为分散造成的。

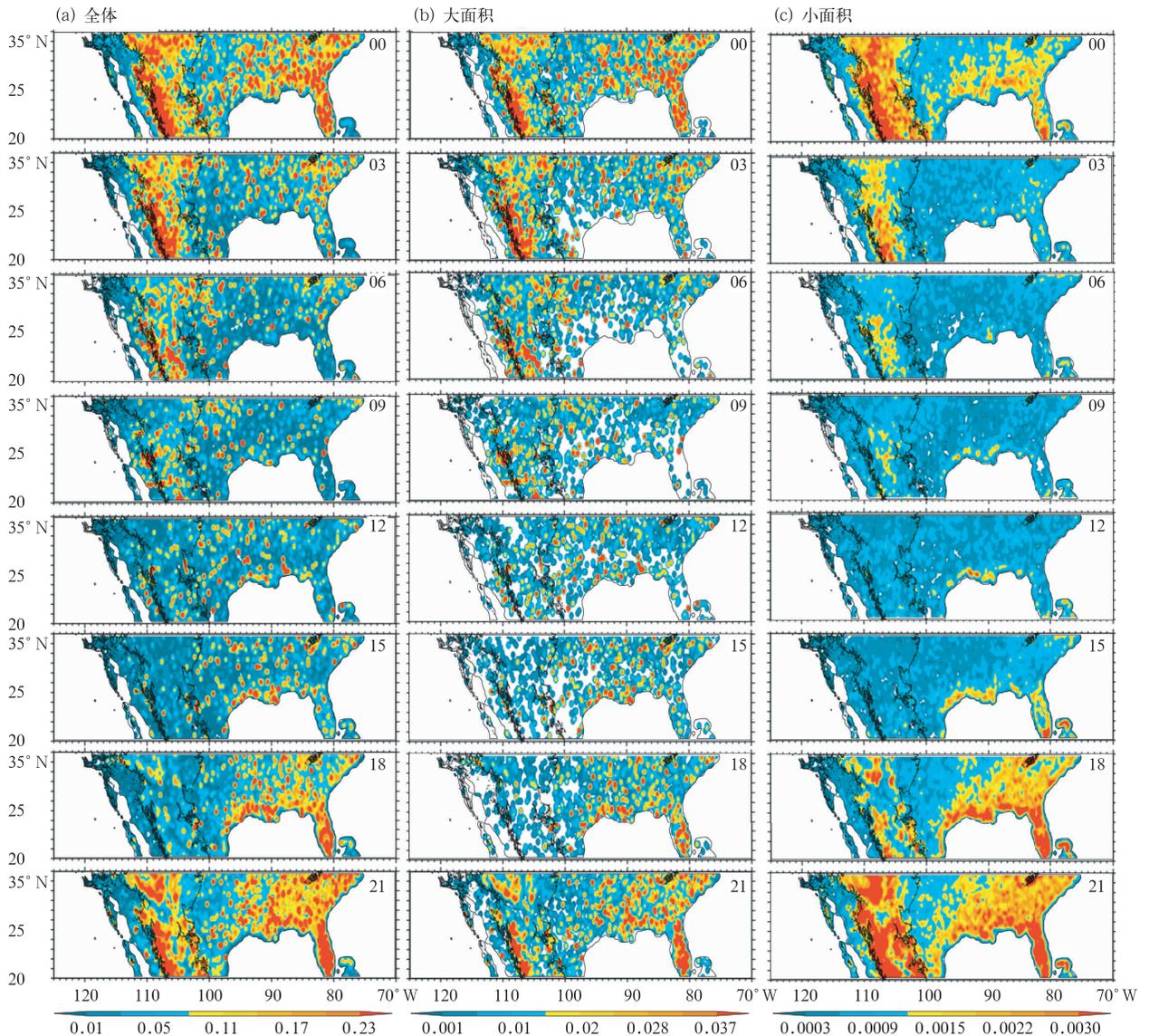


图 11 NA 区域 RPF 像元个数逐 3 h 发生频次日变化的水平分布

(图中说明同图 8)

Fig. 11 Horizontal distribution of RPF pixel number occurrence frequency at 3 h intervals over the NA region

(Other details are same as Fig. 8)

4 结 论

本文使用 1998—2011 年夏季 6—8 月的 TRMM 卫星资料,对比分析了青藏高原、中国东部、北美副热带西部和北美副热带东部的降水系统 (RPF) 发生频次,包括 RPF 个数发生频次和 RPF 像元个数发生频次。这四个区域均位于 $25^{\circ}\sim 36^{\circ}\text{N}$ 纬度带,青藏高原和中国东部同处于东半球的亚洲季风区,而北美西部和北美东部则同处于西半球的副热带北美地区,青藏高原和北美西部均属于高海

拔地形地区,中国东部和北美东部同属于平原地区。主要结论如下:

(1) 各个区域平均而言,全体 RPF 个数发生频次在两个高海拔地区较高,青藏高原居首,北美西部次之,中国东部区域略低于北美西部区域,北美东部区域最低,而 RPF 像元个数发生频次最高的是中国东部区域,北美西部和北美东部区域相差不大,青藏高原最低,仅接近中国东部的一半;从大面积 RPF 来看,中国东部区域 RPF 个数发生频次最高,北美东部区域最低,并且中国东部区域 RPF 像元个数发生频次也最高,约为北美西部和北美东部区域的 2

倍、青藏高原区域的3倍;小面积RPF的个数发生频次和RPF像元个数发生频次都是在青藏高原区域最高,其次是北美西部区域、中国东部区域,北美东部区域最低。

(2)在地理分布上,青藏高原区域RPF集中出现在高原的中部、南部以及东南部;在中国东部区域,以RPF个数发生频次来看,无论何种面积的RPF在中国东部的发生频次均自南向北递减,小面积RPF的像元个数发生频次分布也是如此,不同的是,全体RPF和大面积RPF的像元个数发生频次的高值区几乎覆盖整个中国东部地区;两种RPF发生频次的高频区在北美西部区域的均集中于落基山脉南端与西马德雷山脉附近,在北美东部区域仅集中于佛罗里达半岛、东部沿海和南部沿海,其余子区域的RPF发生频次较低。

(3)四个研究区域RPF的发生频次的日变化主要为单峰结构,其峰值出现在当地午后至傍晚,且大面积RPF发生频次峰值(或波峰主体)的出现时间(18 LST)均晚于小面积RPF的(15 LST);中国东部地区的RPF像元个数发生频次日变化具有双峰结构,峰值分别在下午(15 LST)和清晨(06 LST)。

(4)全体RPF的个数发生频次的水平分布和日变化与小面积RPF的比较相似,而全体RPF像元个数发生频次的情况则与大面积RPF的更为相似。

(5)相对于全体RPF个数发生频次,全体RPF像元个数发生频次的水平分布和日变化特征在各研究区域中与以往基于地面观测降水量的分析结果更为相似,因此,对于缺少地面降水观测的地区,将来可考虑分析RPF像元个数发生频次来反映其地面降水的情况。

(6)无论使用哪种发生频次的定义方法、无论何种水平面积的RPF,北美西部区域RPF发生频次的日变化峰值和谷值之差是四个研究区域中最大的,降水发生的时段最为集中,而中国东部区域是最小的,降水最为分散(有两个降水峰值)。

参考文献

陈隆勋,宋玉宽,刘骥平,等.1999.从气象卫星资料揭示的青藏高原夏季对流云系的日变化.气象学报,57(5):549-560.
崔学祯.1993.中尺度地形辐合对高原边坡地带降水的影响.气象,19(8):32-35.
戴加洗.1990.青藏高原气候.北京:气象出版社,56-57,60-61,65-67,230.
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.
傅云飞,刘奇,自勇,等.2008a.基于TRMM卫星探测的夏季青藏高原降水和潜热分析.高原山地气象研究,28(1):8-18.
傅云飞,张爱民,刘勇,等.2008b.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.气象学报,66(5):730-746.
李典,白爱娟,黄盛军.2012.利用TRMM卫星资料对青藏高原地区强对流天气特征分析.高原气象,31(2):304-311.
李典,白爱娟,薛羽君,等.2014.青藏高原和四川盆地夏季对流性降水特征的对比分析.气象,40(3):280-289.
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.大气科学,34(4):802-814.
刘奇,傅云飞.2007a.基于TRMM/TMI的亚洲夏季降水研究.中国科学D辑:地球科学,37(1):111-122.
刘奇,傅云飞,刘国胜.2007b.夏季青藏高原与东亚及热带的降水廓线差异分析.中国科学技术大学学报,37(8):885-894.
刘炜,周顺武,智海.2014.1998年夏季青藏高原东南部降水30—40d低频振荡特征.气象,40(5):530-540.
罗会邦,刘文军.1999.第二次青藏高原大气科学试验理论研究进展(二).北京:气象出版社,31-38.
钱正安,张世敏,单扶民.1984.青藏高原气象科学试验文集(1979年夏季高原地区对流云的分析).北京:科学出版社,243-257.
陶诗言,陈联寿,徐祥德.2000.第二次青藏高原大气科学试验理论研究进展(三).北京:气象出版社,106-117.
王川,寿绍文.2003.一次青藏高原东侧大暴雨过程的诊断分析.气象,29(7):7-12.
王遵娅,丁一汇.2008.中国雨季的气候学特征.大气科学,32(1):1-13.
徐祥德.2009.青藏高原“敏感区”对我国灾害天气气候的影响及其监测.中国工程科学,11(10):96-107.
徐祥德,陈联寿.2006.青藏高原大气科学试验研究进展.应用气象学报,17(6):756-772.
徐祥德,王寅钧,赵天良,等.2014.高原东南缘大气近地层湍能特征与边界层动力、热力结构相关特征.气象,40(10):1165-1173.
叶笃正,高由禧,等.1979.青藏高原气象学.北京:科学出版社,141-152.
叶笃正,罗四维,朱抱真.1957.西藏高原及其附近的流场结构和对流层大气的热力平衡.气象学报,28(2):108-121.
叶培龙,王天河,尚可政,等.2014.基于卫星资料的中国西部地区云垂直结构分析.高原气象,33(4):977-987.
俞小鼎.2014.关于冰雹的融化层高度.气象,40(6):649-654.
曾波,湛芸,肖天贵.2013.我国中东部地区夏季MCS统计分析.气象,39(2):180-185.
张翠华,言穆弘,董万胜,等.2005.青藏高原雷暴天气层结特征分析.高原气象,24(5):741-747.
张鸿发,蔡启铭.1988.高原山地降水的微结构特征.高原气象,7(4):321-329.
张鸿发,郭三刚,张义军,等.2003.青藏高原强对流雷暴云分布特征.高原气象,22(6):558-564.
章基嘉,朱抱真,朱福康,等.1988.青藏高原气象学进展.北京:科学出版社,1-265.
朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等.2000.天气学原理和方法.北京:气象出版社,343-367.
庄薇,刘黎平,胡志群.2013.青藏高原零度层亮带的识别订正方法及

在雷达估测降水中的应用. *气象*, 39(8):1004-1013.

- Bao X, Zhang F, Sun J. 2011. Diurnal variations of warm-season precipitation east of the Tibetan Plateau over China. *Mon Wea Rev*, 139(9):2790-2810.
- Chen H, Yuan W, Li J, et al. 2011. A possible cause for different diurnal variations of warm season rainfall as shown in station observations and TRMM 3B42 data over the southeastern Tibetan plateau. *Adv Atmos Sci*, 29(1):193-200.
- Flohn H. 1968. Contributions to meteorology of the Tibetan Highlands. Fort Collins, Colorado: Department of Atmospheric Science, Colorado State University, NO. 130.
- Fu Y, Liu G. 2007. Possible misidentification of rain type by TRMM PR over Tibetan Plateau. *J Appl Meteor Climatol*, 46(5):667-672.
- Fu Y, Liu G, Wu G, et al. 2006. Tower mast of precipitation over the central Tibetan Plateau summer. *Geophys Res Lett*, 33(5).
- Gebremichael M, Vivoni E R, Watts C J, et al. 2007. Submesoscale spatiotemporal variability of North American monsoon rainfall over complex terrain. *J Climate*, 20(9):1751-1773.
- Hirose M, Nakamura K. 2005. Spatial and diurnal variation of precipitation systems over Asia observed by the TRMM Precipitation Radar. *J Geophys Res*, 110(D5).
- Houze R A, Wilton D C, Smull B F. 2007. Monsoon convection in the Himalayan region as seen by the TRMM Precipitation Radar. *Quart J Roy Meteor Soc*, 133:1389-1411.
- Huffman G J, Adler R F, Arkin P, et al. 1997. The global precipitation climatology project (GPCP) combined precipitation data set bull. *Bull Amer Meteor Soc*, 78(1):5-20.
- Koike T, Yasunari T, Wang J, et al. 1999. GAME-Tibet IOP Summary Report. Proceedings of the 1st International Workshop on GAME-Tibet (January 1999, Xi'an China), 1:1-2.
- Kummerow C, Barnes W, Kozu T, et al. 1998. The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) sensor package. *J Atmos Ocea Techno*, 15:809-817.
- Li Yaodong, Wang Yun, Song Yang, et al. 2008. Characteristics of summer convective systems initiated over the Tibetan Plateau. Part I: Origin, track, development, and precipitation. *J Appl Meteor Climatol*, 47(10):2679-2695.
- Liang X, Li L, Dai A, et al. 2004. Regional climate model simulation of summer precipitation diurnal cycle over the United States. *Geophys Res Lett*, 31(24):L24208.
- Liu C, Zipser E J, Cecil D J, et al. 2008. A cloud and precipitation feature database from nine years of TRMM observations. *J Appl Meteor Climatol*, 47(10):2712-2728.
- Luo Y, Zhang R, Qian W, et al. 2011. Intercomparison of deep convection over the Tibetan Plateau—Asia monsoon region and subtropical North America in Boreal Summer using cloudSat/CALIPSO data. *J Climate*, 24(8):2164-2177.
- Luo Y, Gong Y, Zhang D L. 2014. Initiation and organizational modes of an extreme-rain-producing mesoscale convective system along a Meiyu front in East China. *Mon Wea Rev*, 142(1):203-221.
- Luo Y, Wang Hui, Zhang Renhe, et al. 2013. Comparison of rainfall characteristics and convective properties of monsoon precipitation systems over South China and the Yangtze and Huai River Basin. *J Climate*, 26:110-132.
- Johnson R H, Ciesielski P E, McNoldy B D, et al. 2007. Multiscale variability of the flow during the North American Monsoon Experiment. *J Climate*, 20(9):1628-1648.
- Romatschke U, Houze Jr R A. 2010. Extreme summer convection in South America. *J Climate*, 23(14):3761-3791.
- Shimizu S, Ueno K, Fujii H, et al. 2001. Mesoscale characteristics and structures of stratiform precipitation on the Tibetan Plateau. *J Meteor Soc Japan*, 79(1B):435-461.
- Simpson J, Adler R F, North G R. 1988. A proposed tropical rainfall measuring mission (TRMM) satellite. *Bull Amer Meteor Soc*, 69(3):278-295.
- Tao S Y, Ding Y. 1981. Observational evidence of the influence of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau on the occurrence of heavy rain and severe convective storms in China. *Bull Amer Meteor Soc*, 62(1):23-30.
- Tian B, Held I M, Lau N C, et al. 2005. Diurnal cycle of summertime deep convection over North America: A satellite perspective. *J Geophys Res*, 110(D8):D08108.
- Uyeda H, Yamada H, Horikomi J, et al. 2001. Characteristics of convective clouds observed by a Doppler radar at Naqu on Tibetan Plateau during the GAME-Tibet IOP. *J Meteor Soc Japan*, 79(1B):463-474.
- Wall C L, Zipser E J, Liu C. 2012. A Regional Climatology of Monsoonal Precipitation in the Southwestern United States Using TRMM. *J Hydrometeorol*, 13(1):310-323.
- Xie B, Zhang Q, Wang Y. 2010. Observed Characteristics of Hail Size in Four Regions in China during 1980—2005. *J Climate*, 23(18):4973-4982.
- Xu W, Zipser E J. 2012. Properties of deep convection in tropical continental, monsoon, and oceanic rainfall regimes. *Geophys Res Lett*, 39(7):L07802.
- Xu W. 2013. Precipitation and convective characteristics of summer deep convection over East Asia observed by TRMM. *Mon Wea Rev*, 141(5):1577-1592.
- Yu R, Yuan W, Li J, et al. 2009. Diurnal phase of late-night against late-afternoon of stratiform and convective precipitation in summer southern contiguous China. *Climate Dynamics*, 35(4):567-576.
- Yuan W, Yu R, Zhang M, et al. 2012. Regimes of diurnal variation of summer rainfall over subtropical East Asia. *J Climate*, 25(9):3307-3320.
- Zipser E J, Cecil D J, Liu C, et al. 2006. Where are the most intense thunderstorms on Earth? *Bull Amer Meteor Soc*, 87(8):1057-1071.
- 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? *Mon Wea Rev*, 122:1751-1759.
- Zou C Z, Zheng W. 2004. Simulation of diurnal patterns of summer precipitation in the North American monsoon: An assessment using TRMM. *Geophys Res Lett*, 31(7):L07105.