

韩函, 吴昊旻, 黄安宁. 2017. 华北地区夏季降水日变化的时空分布特征 [J]. 大气科学, 41 (2): 263–274. Han Han, Wu Haomin, Huang Anning. 2017. Temporal and spatial distributions of the diurnal cycle of summer precipitation over North China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 41 (2): 263–274, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1610.15312.

华北地区夏季降水日变化的时空分布特征

韩 函¹ 吴昊旻^{1,2} 黄安宁¹

¹ 南京大学大气科学学院中国气象局—南京大学气候预测研究联合实验室, 南京 210093

² 浙江省丽水市气象局, 丽水 323000

摘 要 利用 2008~2014 年间全国自动站观测降水和 CMORPH [CPC (Climate Prediction Center) morphing technique] 卫星反演降水资料融合而成的 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ 小时降水产品揭示了华北夏季降水的日变化特征, 发现华北多数地区夏季降水量和降水频率日变化呈现出明显的双峰特征且存在明显的区域性差异。在太行山以西地区, 降水量和降水频率的日峰值出现在傍晚 18:00 左右 (北京时), 规律性最强; 而在太行山以东的平原和沿海地区, 日峰值一般出现在上午。研究不同持续时间降水对总降水的贡献发现短时降水对傍晚的降水日峰值贡献较大, 而长时降水则对凌晨的峰值影响更大。分析不同强度降水对总降水量的贡献结果表明, $0.1 \sim 10 \text{ mm h}^{-1}$ 强度降水较其它强度降水对夏季华北地区总降水量贡献更大, 随着降水强度的增加降水量日变化的峰值个数增加。

关键词 华北地区 夏季降水 日变化 气候特征

文章编号 1006-9895(2017)02-0263-12

中图分类号 P461

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1610.15312

Temporal and Spatial Distributions of the Diurnal Cycle of Summer Precipitation over North China

HAN Han¹, WU Haomin^{1,2}, and HUANG Anning¹

¹ CMA-NJU Joint Laboratory for Climate Prediction Studies, School of Atmospheric Science, Nanjing University, Nanjing 210093

² Lishui Meteorological Bureau, Zhejiang Province, Lishui 323000

Abstract Based on the merged hourly precipitation product at 0.1° resolution in China during 2008–2014, the diurnal variation of precipitation over North China in the summer has been revealed in this study. The precipitation data is derived from hourly precipitation observed at automatic weather stations (AWS) in China and retrievals from CMORPH [CPC (Climate Prediction Center) morphing technique] satellite data. The results show that the diurnal cycles of precipitation amount and precipitation frequency over northern China in the summer have two peaks that occur in the early morning and late afternoon, respectively. Diurnal variations of precipitation over various regions with different terrains differ from each other. The diurnal cycles of precipitation amount and precipitation frequency have a single peak (two diurnal peaks) over the mountainous areas in northern Hebei and the northern part of the North China Plain (other areas). Diurnal peaks of precipitation amount and precipitation frequency both occur around 1800 BT (Beijing time) and display an obvious consistency over the areas to the west of Taihang Mountains. Over the plains and coastal areas in eastern North China, the amplitude of the morning peak is larger than that of the late afternoon peak. Analysis of the contribution of precipitation

收稿日期 2015-11-26; 网络预出版日期 2016-10-13

作者简介 韩函, 男, 1994 年出生, 硕士研究生, 主要从事应用气象和气候变化等相关研究。E-mail: hhannju@163.com

通讯作者 黄安宁, E-mail: anhuang@nju.edu.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 41175086, 江苏省青蓝工程项目, 江苏省气候变化协同创新中心资助项目

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grant 41175086), QingLan Project of Jiangsu, the Jiangsu Collaborative Innovation Center for Climate Change

with different duration time to the total precipitation indicates that short-duration (long-duration) precipitation has a greater impact on the precipitation peak in late afternoon (morning). The precipitation with the intensity of $0.1\text{--}10\text{ mm h}^{-1}$ makes greater contribution to the total precipitation amount compared to that with the intensity over 10 mm h^{-1} . The number of diurnal peaks increases with the increase in precipitation intensity.

Keywords North China, Summer precipitation, Diurnal cycle, Climatic characteristics

1 引言

降水是大气环流的产物,其日变化对时间平均的气候系统能量收支有调制作用 (Oki and Musiak, 1994; Sorooshian et al., 2002; Dai and Trenberth, 2004; Chakraborty and Krishnamurti, 2008; Mao and Wu, 2012), 一直以来都是研究热点。考察降水日变化,揭示与之相关的环流和其它变量的变化 (Dai and Wang, 1999; Kishtawal and Krishnamurti, 2001; Yu and Li, 2012), 不但有利于理解降水形成的物理机制,并加强对局地气候形成的认识,还有助于验证数值模式中某些物理参数化方案的合理性并进一步改进 (Dai et al., 1999a, 1999b; Lin et al., 2000; Zhang, 2003; Liang et al., 2004; Qian et al., 2006)。

不少专家就地形对日降水的影响做了研究 (He and Zhang, 2010; Yin et al., 2011; Sun and Zhang, 2012), 指出暖季降水日变化受地形影响较大,海—陆分布和地形坡度造成的热力差异日变化强迫会激发出不同的局地环流,进而引起伴随有明显日变化的云团产生 (Williams and Houze, 1987), 使降水日变化呈现出区域性差异。沿海地区对流云的发展受海陆风环流的支配 (Saito et al., 2001), 而在地形复杂的地区对流云的发展受到山谷风的影响 (Reiter and Tang, 1984)。在某些地区降水日变化的季节性差异明显,如青藏高原东侧的四川盆地 (Yu et al., 2007a; Zhou et al., 2008) 和南侧的孟加拉湾地区 (Bhatt and Nakamura, 2006) 以及美国落基山的东部大平原地区 (Wallace, 1975), 相对暖季来说,冷季降水的日变化更弱,降水日峰值更可能出现在早晨 (Dai et al., 2007)。最近的观测结果表明,受东亚季风影响显著的中国区域,特别是东部地区,降水的日变化特征存在明显的区域性和季节性差异 (Wang et al., 2004; Yu et al., 2007a; Zhou et al., 2008; Chen et al., 2009a)。Chen et al. (2010) 指出长江流域长时降水 (持续时间长于 6 h) 一般发生在凌晨,并经过数小时后达到日峰值。另外,Chen et al. (2009b) 发现中国东南部华南前汛期降水日变化与低层风场的日变化密切相关。

华北地处副热带季风气候区,其降水量呈现出由西北向东南递增的分布形势,因受东亚季风影响,降水具有明显的季节性变化,夏季降水占年总降水量的 61% 左右 (张庆云, 1999)。前人对华北地区夏季降水日变化的研究表明:江淮—华北地区降水量日变化具有两个峰值,一个在凌晨,一个在傍晚 (Zhou et al., 2008); 长时降水日峰值出现在凌晨,而短时降水日峰值出现在傍晚 (Yu et al., 2007b; Chen et al., 2010); 华北夏季降水日变化存在相位传播特征,降水日峰值出现的时间从下午至次日凌晨向东南方向延迟 (He and Zhang, 2010)。

尽管前人对华北地区降水日变化特征的研究取得了一定的成果,但受台站观测数据较低空间分辨率的限制,不能有效地描述华北地区地形和海陆分布对降水的影响。华北地区包括中国地形的第一阶梯和第二阶梯地形,部分地区 (如太行山脉与华北平原交界处) 地形梯度很大,地形海拔由西北向东南方向减小 (图 1)。华北地区同时包含高原、山地、平原、丘陵、沿海等地形,下垫面条件复杂。因此,选用更精细的降水数据,讨论华北降水日变化特征及其区域性差异显得更加迫切。先前关于降水量日变化特征的研究较多 (原韦华等, 2014), 而对降水频率和降水强度等方面的研究较少。本研究从不同持续时间降水和不同强度降水两个方面出发,首先探讨华北夏季降水量、频率和强度日变化的基本特征,在此基础上分析华北降水日峰值的空间分布特征;然后分析不同持续时间和强度降水的日变化特征及其对总降水日变化的贡献,并揭示其区域性差异,为验证并进一步改进数值模式中降水有关的参数方案提供必要参考依据 (Zhuo et al., 2013)。

2 资料和方法

2.1 资料

本研究使用的降水数据为国家气象信息中心提供的 2008~2014 年间空间分辨率为 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ 逐小时卫星—台站融合降水格点资料 (沈艳等, 2013; <http://cdc.cma.gov.cn/home.do> [2015-04-01])。该产品

采取概率密度函数匹配法(宇婧婧等, 2013)和最优插值法(潘旻等, 2012), 将经过质量控制的中国大陆 3 万多个地面自动观测站的逐时降水数据与 NOAA 的 CMORPH [CPC (Climate Prediction Center) morphing technique] 卫星反演降水数据(Joyce et al., 2004) 融合而成, 资料范围覆盖整个中国区域。同以往降水数据相比, 该资料充分发挥了地面观测与卫星反演降水各自的优点, 有效解决了无人区或复杂地形条件下地面观测数据稀少的问题, 精度较单纯的卫星反演降水产品提升明显。与之前中国区域逐日融合降水数据集 CMA_MPR_Daily 相比, 该数据时间分辨率由逐日提高到逐小时, 空间分辨率从 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 提高为 $0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$ (Shen et al., 2014)。此外, 本研究还用全球 30 s 分辨率的地形高度数据 (<https://lta.cr.usgs.gov/GTOPO30> [2015-07-08])。

2.2 方法

本研究以 ($34^{\circ}\text{N} \sim 44^{\circ}\text{N}$, $107^{\circ}\text{E} \sim 121^{\circ}\text{E}$) 界定区作为研究区域, 包括内蒙古高原中东部、黄土高原、太行山脉、华北平原大部分地区等。参考 Zhou et al. (2008) 将小时降水量大于等于 0.1 mm 作为降水发生的判据, 对 2008~2014 年间各夏季(6~8 月)逐小时降水数据进行分析, 统计出一天中每小时时段在 2008~2014 年夏季的总降水量和总降水时数, 对于一天中的某小时, 7 个夏季的总时数 = $92 \times 7 = 644$ h, 根据这些统计结果进一步计算出一天中每小时气候平均的降水量、降水频率和降水强度, 它们的计算公式如下: (1) 降水量 $PA = \text{总降水量} / 644$; (2) 降水频率 $PF = (\text{总降水时数} / 644) \times 100\%$; (3) 降水强度 $PI = \text{总降水量} / \text{总降水时数} = \text{降水量} / \text{降水频率}$ 。然后参考 Yu et al. (2007a) 和 Zhou et al. (2008), 根据降水量日峰值 (Peak Precipitation Amount, 简称 PPA) 和降水频率日峰值 (Peak Precipitation Frequency, 简称 PPF) 及两者出现时间, 结合地形特点对华北地区进行分区, 进而讨论降水日变化的区域差异。由于不同天气过程所导致的降水, 其持续时间和强度有所差异 (Yu et al., 2007b; Zhuo et al., 2013)。参考 Yu et al. (2007b) 将持续时间小于等于 3 h 的降水定义为短时降水 (Short-duration Precipitation Amount, 简称 SPA), 持续时间大于等于 6 h 的降水定义为长时降水 (Long-duration Precipitation Amount, 简称 LPA), 并讨论各分区不同持续时间降水的日变化特征。另外, 参考 Zhuo et al. (2013) 将不同强度降水划分为四个

等级 (L1 到 L4): $0.1 \sim 10 \text{ mm h}^{-1}$; $10 \sim 25 \text{ mm h}^{-1}$; $25 \sim 50 \text{ mm h}^{-1}$; 大于 50 mm h^{-1} , 并深入揭示各分区不同强度降水的日变化特征。

3 华北地区夏季降水日变化的基本特征

3.1 华北夏季降水日峰值及其出现时间的空间分布

从图 2a 可以看出, 华北地区降水量日峰值从西北向东南方向递增, 在内蒙古高原北部降水量日峰值基本低于 0.12 mm h^{-1} , 而在太行山以东的地区其可达到 0.24 mm h^{-1} 以上。华北平原的降水量日峰值明显大于高原地区。降水量日峰值出现时间 [18:00 左右 (北京时, 下同)] 在太行山脉以西地区、内蒙古高原地区和冀北山地呈现高度一致性; 而在太行山以东的华北平原北部, 大部分地方降水日峰值出现在午夜; 在华北平原中东部, 降水日峰值则出现在上午, 这与前人研究结论一致 (Dai et al., 2007; Yu et al., 2007a; Zhou et al., 2008)。分析图 2b, 发现华北中部太行山附近的降水频率日峰值较大, 内蒙古高原和华北平原地区的次之。比较图 2a 和 b, 发现华北地区夏季降水频率日峰值和降水量日峰值出现时间的分布情况相似。在部分地区二者日峰值出现时间存在差异, 如图 2b 中鲁东南山地丘陵地带的箭头方向与周围地区的箭头相反, 其降水频率日峰值出现在傍晚, 可能受山谷风的影响, 山区受地表加热不均, 局地对流性降水较多, 降水频率更大 (Yu et al., 2007a; Zhou et al., 2008; Zhuo et al., 2013)。

3.2 区域平均降水日变化特征

从图 3 中可以看出, 华北夏季区域平均降水量和降水频率日变化均存在两个日峰值, 分别出现在凌晨和傍晚, 傍晚的日峰值更大, 其中降水频率两个日峰值间的差异更加明显, 而降水强度则只有一个凌晨的日峰值, 这和 Zhou et al. (2008) 研究结果一致。降水量和降水频率傍晚的日峰值主要是由于太阳辐射日变化所引起: 白天地表受到加热, 大气不稳定性增加, 对流性天气活动增多, 引发短时降水的增加 (Yu et al., 2007a)。而凌晨的降水日峰值主要是持续性降水引起 (Yu et al., 2007b; Chen et al., 2010), 与大尺度环流及层状云降水联系紧密 (Chen et al., 2010), 且凌晨日峰值出现的原因存在明显的区域性差异, 如沿海地区局地海陆风循环对凌晨的日峰值有较大影响 (Oki and Musiak, 1994;

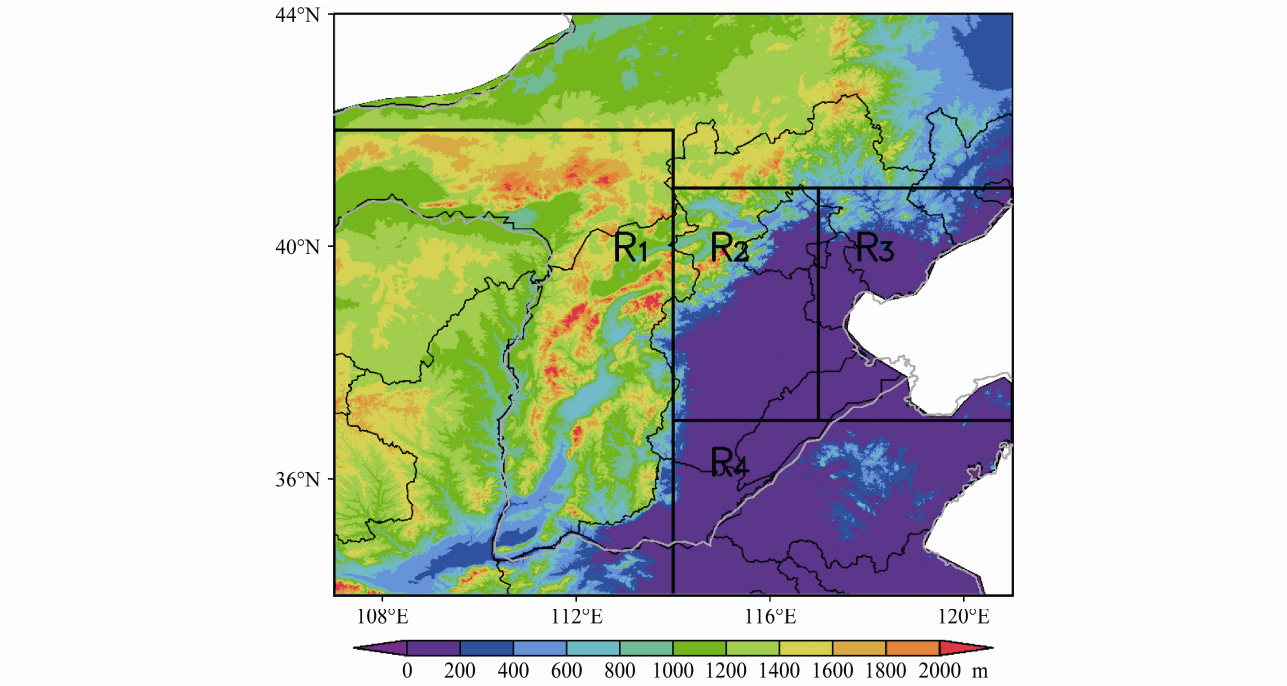


图 1 华北地区地形图。四个矩形区域分别表示区域 R1、R2、R3 和 R4
Fig. 1 Topography in North China. The rectangles indicate the 4 sub-regions R1, R2, R3 and R4

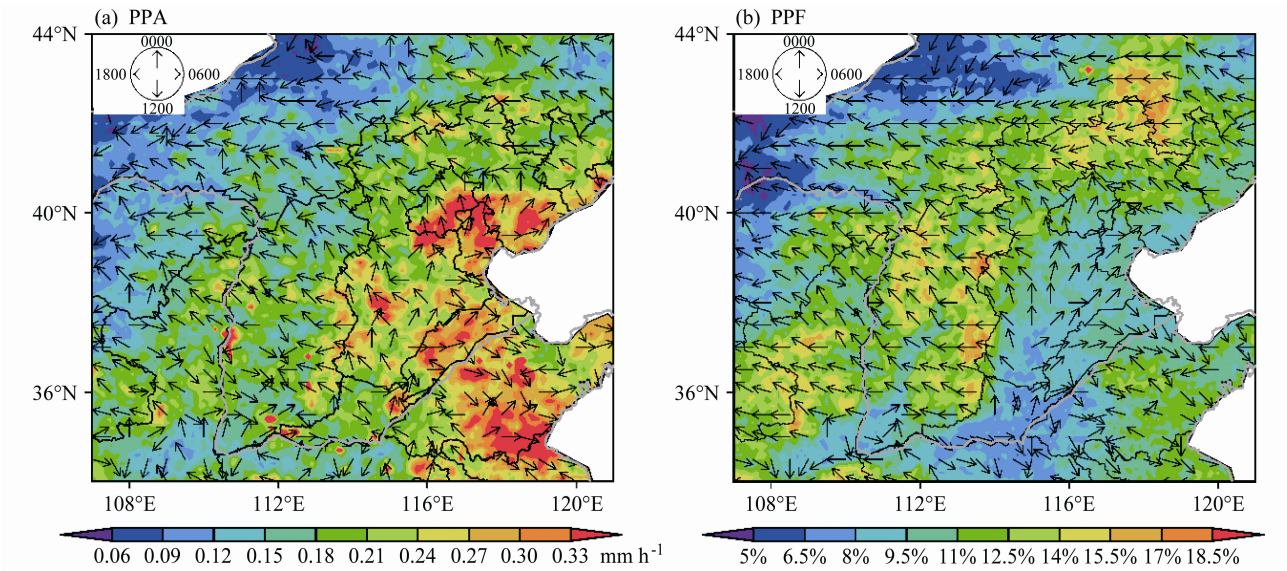


图 2 华北夏季 (a) 降水量 (单位: mm h^{-1})、(b) 降水频率日峰值 (颜色填充) 及其出现时间 (箭头; 北京时) 的空间分布
Fig. 2 Spatial distribution of the summer (a) PPA (Peak Precipitation Amount; shaded; units: mm h^{-1}) and its occurrence time (arrows; Beijing time) in a day (24 h) over North China; (b) same as in (a) but for PPF (Peak Precipitation Frequency)

Wu et al., 2003)。

由于不同地形区域, 降水日峰值的分布情况有明显差异, 本研究以降水量日峰值及其出现时间以及地形分布情况等为依据, 将华北划分为四个子区域 (图 1)。太行山以西地区海拔较高, 降水量日峰值出现的时间基本都在傍晚, 将 ($34^{\circ}\text{N}\sim 42^{\circ}\text{N}$,

$107^{\circ}\text{E}\sim 114^{\circ}\text{E}$) 划分为区域 1 (R1)。太行山和华北平原北部交界处地形梯度大, 降水日峰值出现的时间多数在午夜, 因而将 ($37^{\circ}\text{N}\sim 41^{\circ}\text{N}$, $114^{\circ}\text{E}\sim 117^{\circ}\text{E}$) 分为区域 2 (R2)。考虑到海陆分布的影响, 将沿海地区 ($37^{\circ}\text{N}\sim 41^{\circ}\text{N}$, $117^{\circ}\text{E}\sim 121^{\circ}\text{E}$) 分为区域 3 (R3)。将受季风影响明显的平原地区 ($34^{\circ}\text{N}\sim$

37°N, 114°E~121°E) 作为区域 4 (R4)。与区域 1 和 2 相比, 区域 3 和 4 的降水量日峰值更大, 且降水量及降水频率日峰值多出现在上午。

图 4 是四个子区域平均夏季降水量、频率和强

度的日变化特征, 区域 1、3、4 的降水量和降水频率日变化具有明显的双峰结构, 一个日峰值出现在凌晨, 另一个出现在晚上; 区域 1 的三个物理量日变化和整个华北地区平均的日变化最相似, 傍晚的

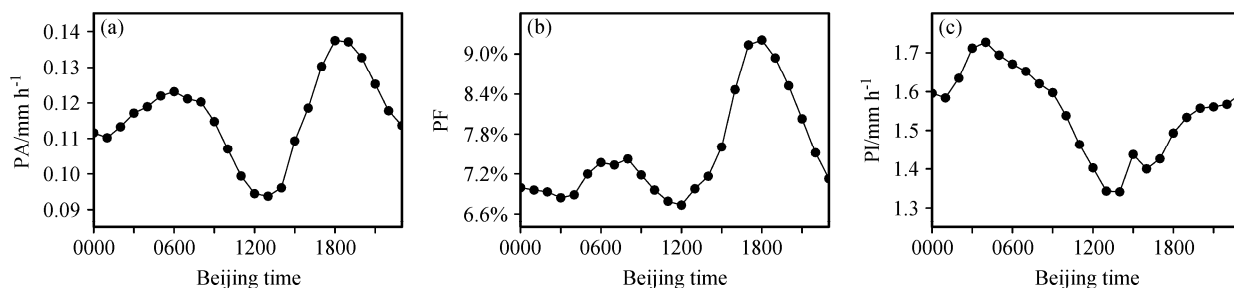


图 3 华北区域平均夏季降水量 PA、降水频率 PF 和降水强度 PI 的日变化特征

Fig. 3 Diurnal variations of summer PA (Precipitation Amount), PF (Precipitation Frequency), and PI (Precipitation Intensity) regionally averaged over North China

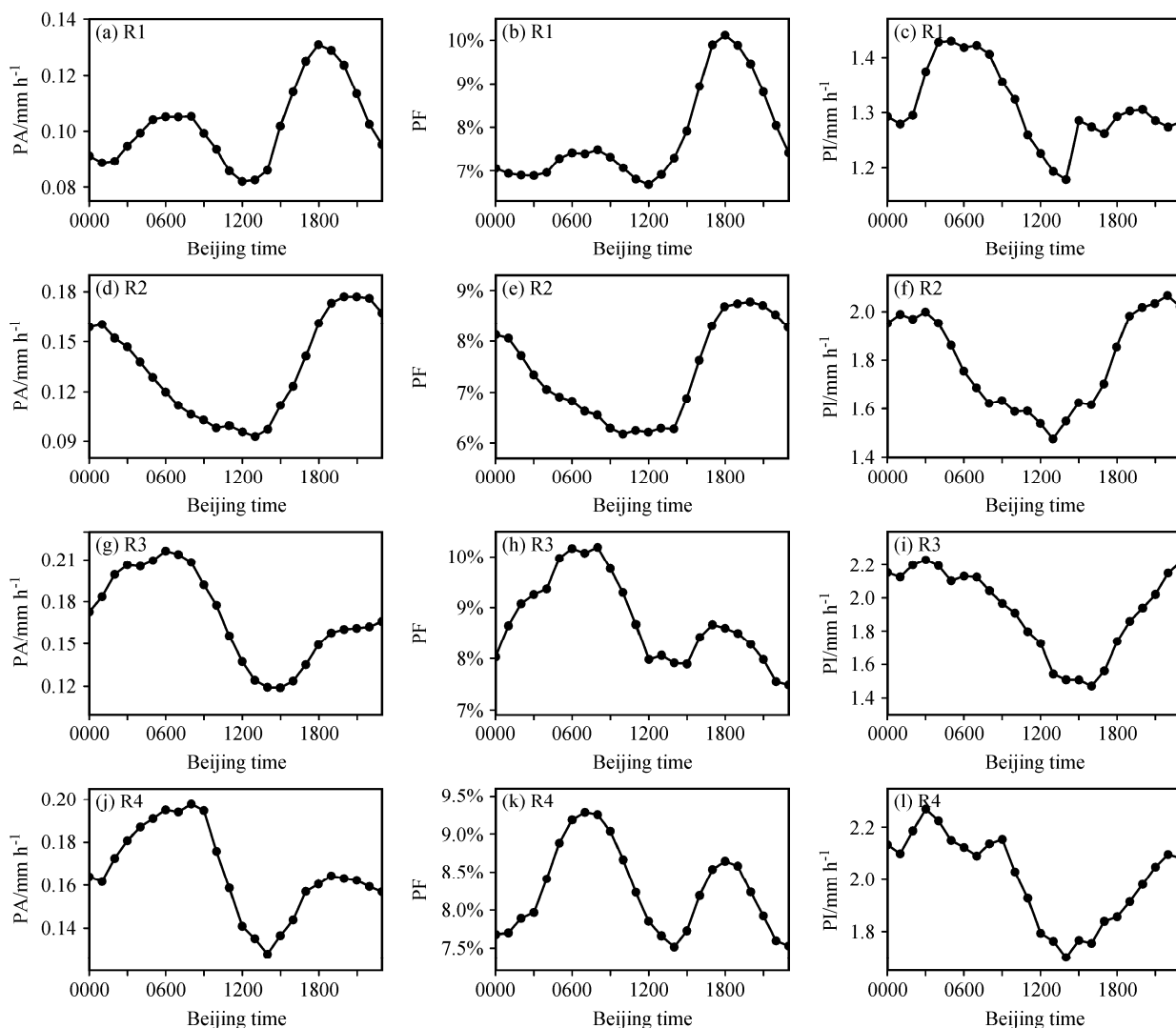


图 4 华北各子区域平均夏季 PA (左列)、PF (中间列) 和 PI (右列) 的日变化特征

Fig. 4 Diurnal variations of the summer PA (left column), PF (middle column), and PI (right column) regionally averaged over each sub-region

日峰值较凌晨的大,区域1多山地,傍晚的对流降水更强。区域2的降水量和降水频率日变化则为单峰结构,日峰值出现在晚上,由于较大的地形差异使地表受热不均,产生局地对流降水多。区域3和4凌晨的日峰值比傍晚的大,受夏季风大尺度环流影响显著。四个区域傍晚降水日峰值的差异,反映了不同区域热力作用引起的对流活动的不同。对比图4中不同地区降水的日变化特征,发现区域1和2的降水量以及降水频率的主要日峰值出现在午后,而其它两个地区的主要日峰值则出现在凌晨。另外,区域3和4的降水量及降水频率的数值明显大于区域1和2,反映了华北地区夏季降水量和降水频率呈现出东多西少的空间分布特点。

4 不同持续时间降水日变化特征

4.1 不同持续时间降水对总降水的贡献

不同性质的降水事件对应着不同的持续时间,不同持续时间降水对夏季降水日变化凌晨与傍晚的日峰值具有重要影响(Yu et al., 2007b; Chen et al., 2010; 原韦华等, 2014)。利用2.2节中的定义,分析不同持续时间降水的日变化特征。从图5发现,在内蒙古高原大部分地区,短时降水量对夏季降水总量的贡献较大,而在黄土高原和华北平原地区,长时降水的贡献更大。短时降水贡献大值中心区出现在内蒙古高原中东部,而长时降水贡献大值中心区出现在黄土高原西南部。从华北区域平均看,长时降水对夏季降水的贡献大于短时降水,说明东亚夏季风大尺度环流所引起的持续性降水对华北降水影响较大。

4.2 不同持续时间降水日峰值及其出现时间的空间分布特征

图6为华北夏季不同持续时间降水的降水量日峰值空间分布,除内蒙古高原以外,其他地区长持续性降水日峰值均大于短持续性降水。结合图5可以发现,在长时降水对总降水量贡献较大的地区,其日峰值也相对较大,在华北平原东部尤为突出。图6a中箭头方向呈现较高的一致性,华北短时降水日峰值主要出现在18:00前后。图6b箭头方向的一致性较图6a的差,长时降水日峰值多数出现在上午。对比图2a和图6可以发现,在内蒙古高原、黄土高原北部和华北平原北部,短时降水日峰值出现的时间和总降水量日峰值出现时间的空间分布相似,在这些地区,短时降水的日峰值在很

大程度上决定了总降水的日峰值。

4.3 区域平均不同持续时间降水的日变化特征

图7是不同持续时间降水的日变化情况,发现持续时间为1~3 h和4~6 h降水的日峰值出现在傍晚,而持续时间7~12 h和大于12 h的降水日峰值出现在凌晨,另外持续时间为4~6 h的降水在凌晨出现一个较小峰值。对比图3a与图7可以发现,华北地区短时降水主导了夏季降水量傍晚的日峰值,而长时降水主导了凌晨的日峰值。由于白天太阳辐射引起大气不稳定,局地对流性活动造成短时降水日峰值出现在傍晚(Yu et al., 2007b)。导致长时降水日峰值的原因较为复杂, Lin et al. (2000)指出夜间辐射冷却造成了长时降水日峰值,而 Nesbitt and Zipser (2003)则认为是由中尺度对流所引起。

为了进一步分析不同持续时间降水对总降水日变化的影响,本研究将分区域进行探讨(图8)。区域1的不同持续时间降水日变化情况基本和华北区域平均结果类似。与区域1相比,区域2的短时降水日峰值出现时间更晚,而长时降水日峰值出现更早。在区域3和4,持续时间为4~6小时的降水在凌晨出现一个较大的峰值,且长持续性降水日峰值大于短时降水日峰值。对比图4中降水量日变化特征,发现持续时间小于6 h的降水导致了每个区域总降水量傍晚的日峰值,而长时降水则主导了凌晨的日峰值。持续时间小于6 h的降水主导了区域1和2总降水量的日峰值,而长时降水主导了区域3和4总降水量的日峰值。

5 不同等级降水的日变化特征

除降水持续时间外,降水等级也会影响降水的日变化特征(Zhuo et al., 2013)。根据降水强度的不同,将华北夏季降水分等级进行讨论。图9是各个区域不同等级降水量的日变化情况。降水强度为 $0.1\sim 10\text{ mm h}^{-1}$ 的降水量日变化(图9a)在区域1、3和4具有两个日峰值,分别出现在凌晨和傍晚,而在区域2呈现出傍晚的日峰值。降水强度为 $10\sim 25\text{ mm h}^{-1}$ 的降水量(图9b)在区域1和2的日变化特征和第1等级的相似,日峰值出现在傍晚;而区域3和4的降水量呈现出3个日峰值,两个出现在03:00~09:00之间,一个出现在傍晚。第3等级降水量(图9c)在区域3和4同时出现了多个日峰值。区域3的降水量日变化最明显,在03:00和06:00

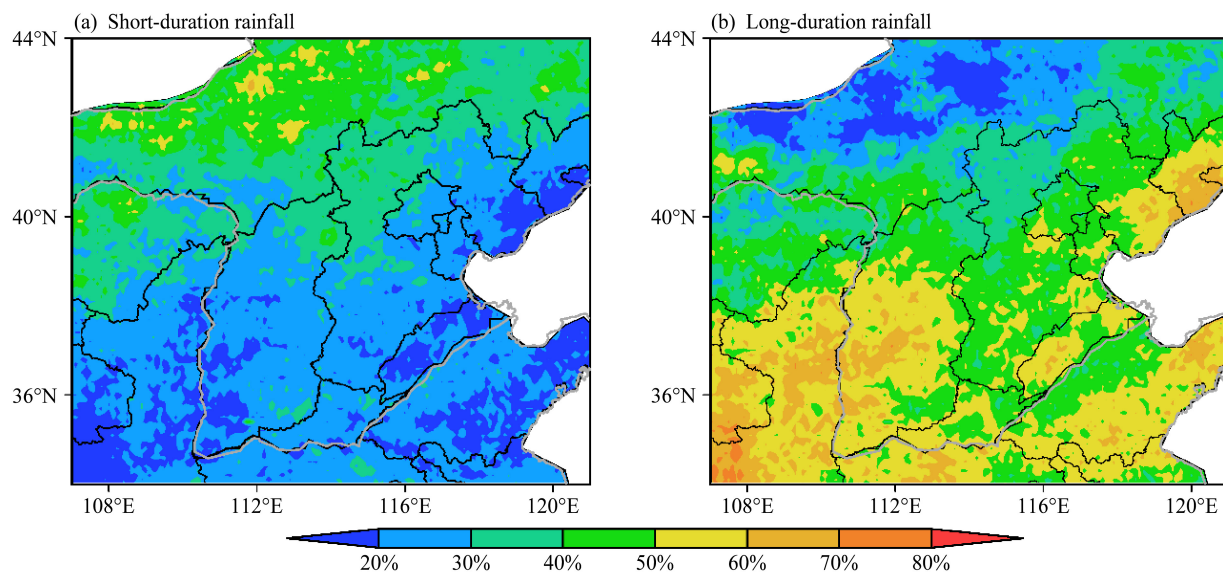


图5 华北夏季 (a) 短时和 (b) 长时持续时间降水量对总降水量贡献的空间分布

Fig. 5 Spatial distributions of the percentage contributions of (a) short-duration PA (SPA) and (b) long-duration PA (LPA) to total precipitation amount over North China in the summer

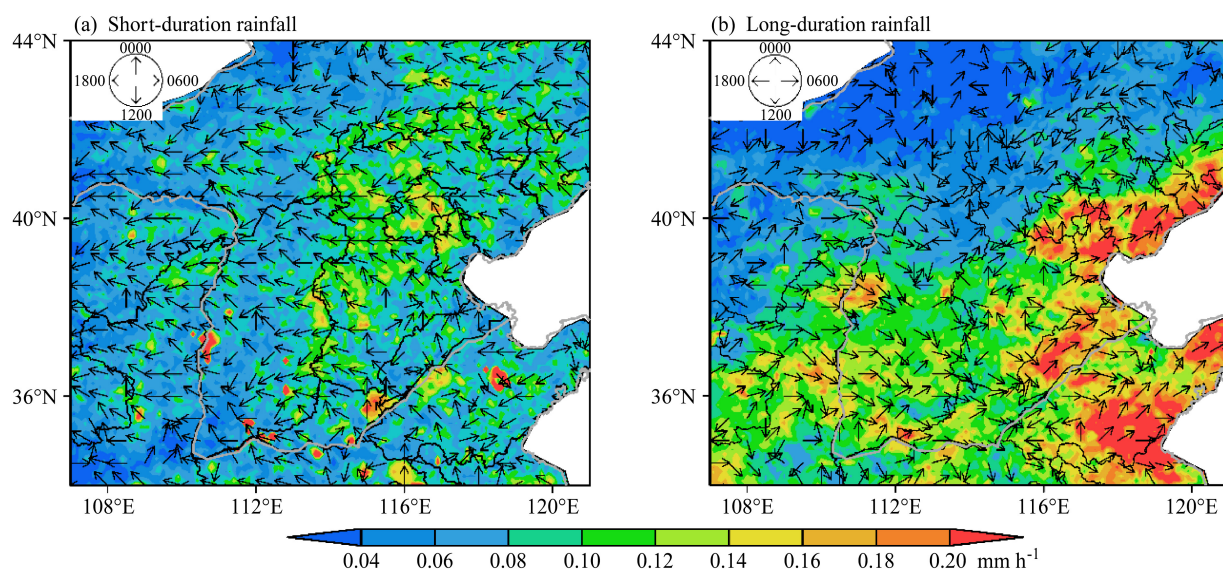


图6 华北夏季 (a) 短时和 (b) 长时持续时间降水量日峰值 (颜色填充) 及其出现时间 (箭头; 北京时) 的空间分布

Fig. 6 Spatial distributions of diurnal peaks of the summer SPA and LPA (shaded) and their occurrence time (arrows; Beijing time) in a day (24 h) over North China

以及 21:00 出现了 3 个日峰值, 区域 2 的降水量仅在 18:00 出现一个日峰值。对于第 4 等级降水 (图 9d), 四个区域的降水量均出现了多个日峰值, 且同一区域的数个降水日峰值大小差别不大, 如区域 2 在 04:00、07:00、09:00、14:00 和 21:00 出现了 5 个峰值, 区域 3 和 4 出现 6 了个峰值。每一等级降水的日变化特征都呈现出明显的区域性差异。对比图 9a-d 发现, 随着降水强度的增加, 降水量日峰

值个数增加 (Zhuo et al., 2013), 说明强降水事件的日变化规律性较差。从降水量级可以看出, 第 1 等级降水对华北地区夏季降水量的贡献最大, 第 4 等级降水贡献最小。对比图 4 与图 9 可以发现, 四个子区域第 1 等级降水量日变化特征与总降水量的最为相似, 说明第 1 等级 (降水强度 $\leq 10 \text{ mm h}^{-1}$) 降水几乎能够表征华北夏季降水量的日变化特征。

图 10 是不同等级降水的降水强度日变化。对

于第 1 等级降水 (图 10a), 各区域降水强度日峰值个数较少。对于第 2 到第 4 等级降水 (图 10b-d), 降水强度在每个区域都有 6 个左右的峰值。区域 1 第 1 等级降水早上的峰值比傍晚的大, 随降水等级

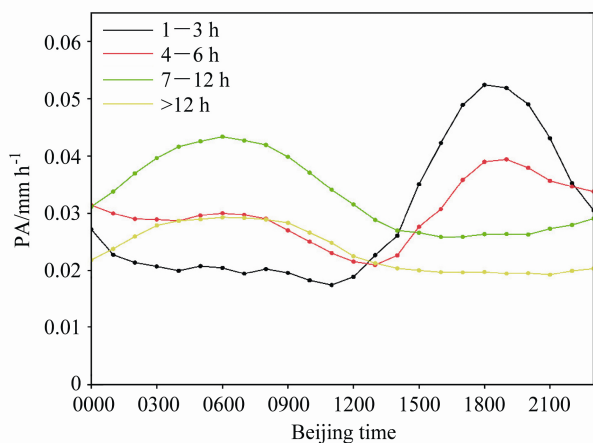


图 7 华北夏季不同持续时间降水量日变化特征

Fig. 7 Diurnal variations of the summer PA with different durations regionally averaged over North China

增加, 降水强度早上和傍晚的日峰值大小越来越接近, 反映了局地对流活动对区域 1 降水的影响。各等级降水在区域 2 和 4 均具有多个日峰值, 且凌晨和傍晚的日峰值相差较小, 反映了东亚夏季风和局地对流活动综合作用的结果 (Zhuo et al., 2013)。区域 3 第 1 等级降水强度凌晨的日峰值较大, 而第 2~4 等级降水强度凌晨和傍晚的日峰值相当, 可能是海陆风对傍晚峰值增强作用的结果 (Qian, 2008; Qian et al., 2010)。区域 1 第 1~2 等级降水的降水强度最小, 其它三个区域差别不大; 四个区域的第 3~4 等级降水的强度接近。随着降水等级增加, 降水强度日峰值个数增加 (Zhuo et al., 2013)。结合图 4 与图 10, 通过纵坐标的量级比较, 第 1 等级降水能表征降水强度的日变化特征。

6 总结与讨论

利用 2008~2014 年中国自动站观测降水量和 CMORPH 卫星反演降水资料的融合产品, 分析了华北夏季降水的日变化特征, 主要结论如下:

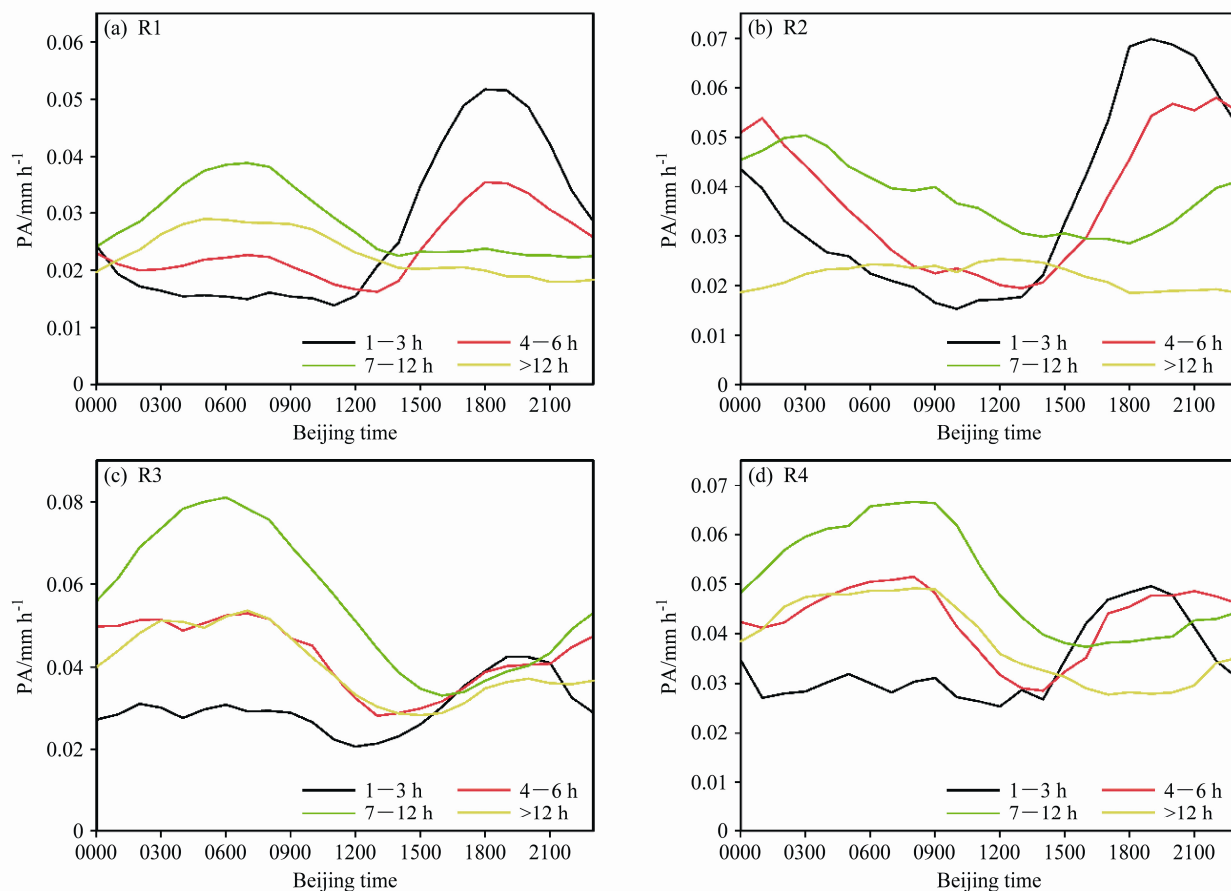


图 8 华北 (a-d) 各子区域 (R1 到 R4) 夏季不同持续时间降水量日变化特征

Fig. 8 Diurnal variations of the summer PA with different durations regionally averaged over (a-d) each sub-region (from R1 to R4) of North China

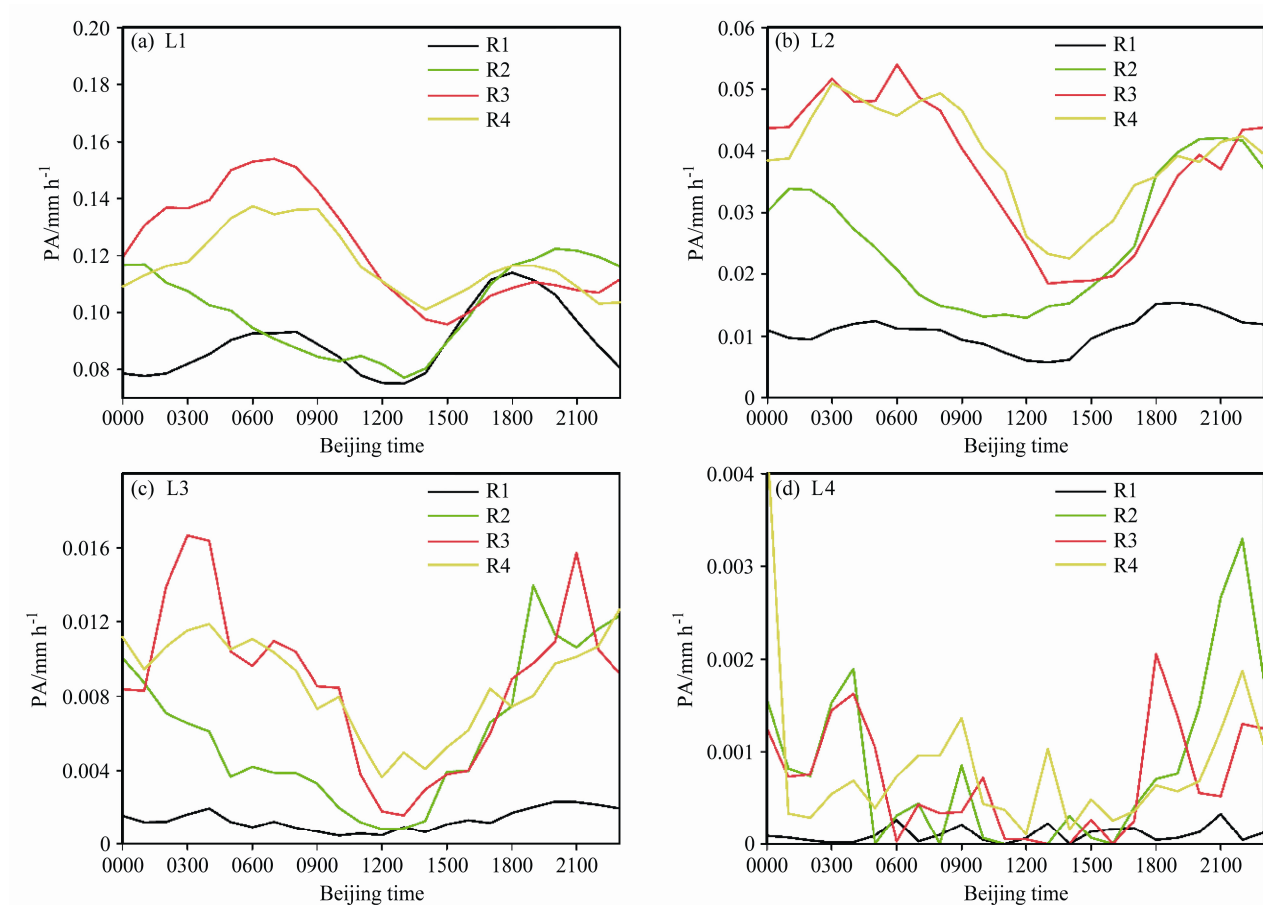


图9 华北各子区域夏季(a-d)不同等级(L1到L4)降水的降水量(单位: mm h^{-1})日变化特征

Fig. 9 Diurnal variations of the summer PA (units: mm h^{-1}) of (a-d) different precipitation categories (L1 to L4) regionally averaged over each sub-region of North China

(1) 华北夏季降水日峰值在太行山以西, 基本出现在傍晚 18:00 附近; 而在华北平原北部出现在深夜, 在华北平原中南部出现在上午。华北地区夏季降水量、降水频率的日变化呈现出典型的双峰结构, 而降水强度日变化表现为单峰结构。降水量凌晨的日峰值主要由降水强度造成, 而降水量午后的日峰值则主要由降水频率所引起。太行山以西的山区(R1)和华北平原北部区域(R2)的降水量以及降水频率都基本为午后的日峰值所主导, 而其它两个地区则主要以凌晨的日峰值为主。

(2) 长持续性降水对华北夏季降水量的贡献大于短时降水。华北夏季短时降水量日峰值出现在傍晚, 而长时降水量日峰值却出现在凌晨, 它们分别主导着总降水量午后和早晨的日峰值。太行山以西的山区(R1)和华北平原北部区域(R2), 持续时间小于 6 h 的降水主导了总降水的日峰值; 而在环渤海地区(R3)和华北平原中南部(R4), 持续时

间大于 6 h 的降水主导了总降水的日峰值。同时发现太行山以西地区降水日变化特征与整个华北地区降水日变化特征最相似。

(3) 分析不同等级降水对华北夏季降水日变化的影响, 发现强度为 $0.1 \sim 10 \text{ mm h}^{-1}$ 的降水对华北夏季总降水量的贡献最大并主导着华北夏季降水的日变化。随着降水等级的增加, 华北地区夏季降水的降水量、降水频率、降水强度日变化的峰值个数增加, 表明强降水事件的日变化规律性较差, 但是各等级降水量日变化均呈现出上午高值, 正午低值, 傍晚高值的特征。

影响华北地区夏季降水日变化的机制复杂, 高原、丘陵和平原等地形差异导致的地表加热不均、东亚夏季风和局地对流活动综合作用(Zhuo et al., 2013)以及海陆风对降水日峰值的增强作用(Qian, 2008; Qian et al., 2010)等都是影响降水日变化特征的重要因素(Dai et al., 2007; Yu et al., 2007a; Zhou

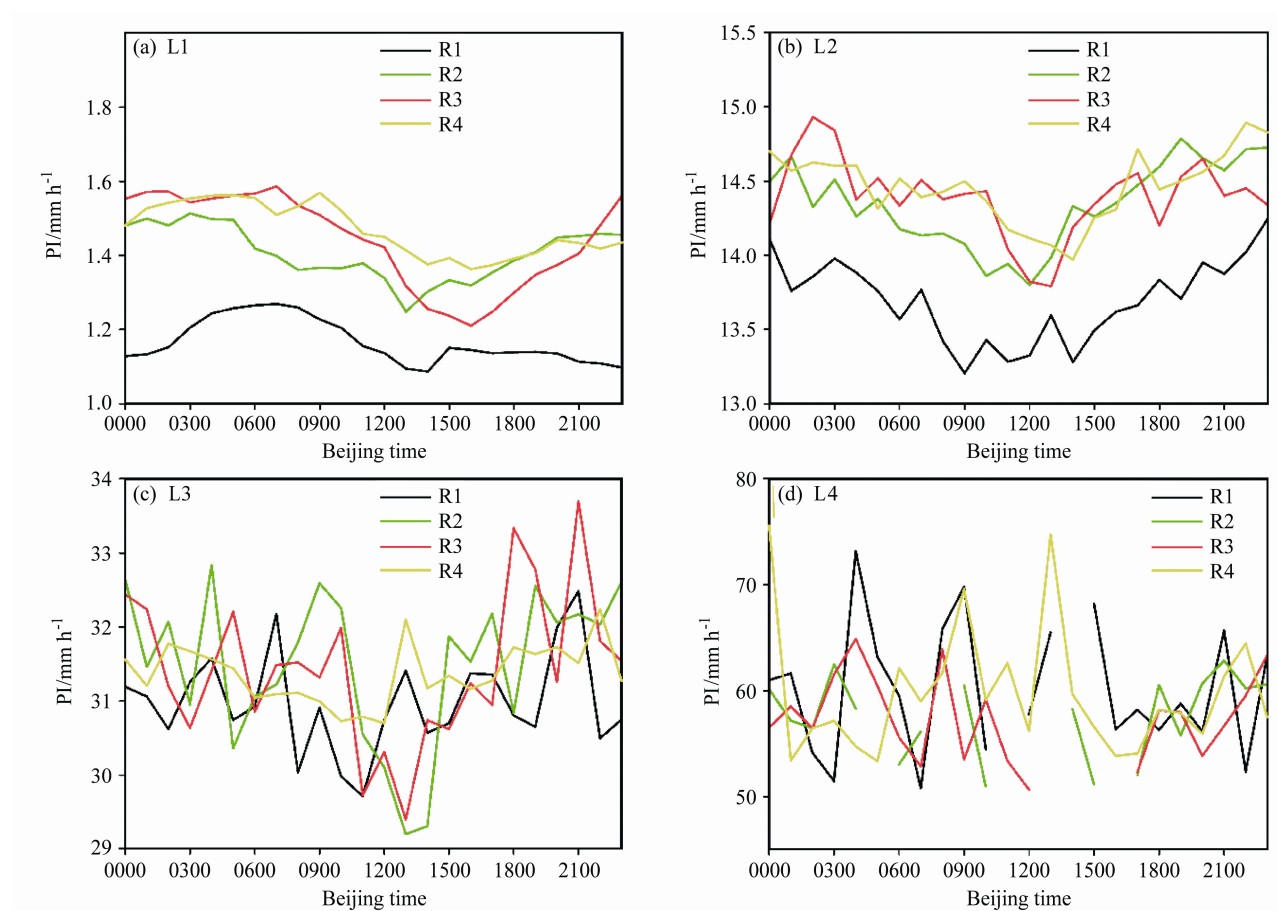


图 10 同图 9, 但为降水强度

Fig. 10 Same as Fig. 9, but for PI

et al., 2008)。本研究虽然利用高时空分辨率的降水数据对华北地区夏季不同降水特征量(降水量、频率和强度)日变化特征进行了更加细致的分析,并在一定程度上揭示了不同持续时间和不同强度降水对总降水日变化特征的影响及其区域性差异,对华北夏季降水日变化特征取得了较深入的认识,但对华北夏季降水日变化的形成机制还不清楚,今后需要利用高分辨率气候模式,通过数值模拟进一步深入探讨环流场、热力强迫等的日变化特征与降水日变化的联系,并揭示华北夏季降水日变化产生的物理机制。

参考文献 (References)

Bhatt B C, Nakamura K. 2006. A climatological-dynamical analysis associated with precipitation around the southern part of the Himalayas [J]. *J. Geophys. Res.*, 111 (D2): D02115, doi:10.1029/2005JD006197.

Chakraborty A, Krishnamurti T N. 2008. Improved forecasts of the diurnal cycle in the Tropics using multiple global models. Part II: Asian summer monsoon [J]. *J. Climate*, 21 (16): 4045–4067, doi:10.1175/

2008JCLI2107.1.

Chen G X, Sha W M, Iwasaki T. 2009a. Diurnal variation of precipitation over southeastern China: Spatial distribution and its seasonality [J]. *J. Geophys. Res.*, 114 (D13), doi:10.1029/2008JD011103.

Chen G X, Sha W M, Iwasaki T. 2009b. Diurnal variation of precipitation over southeastern China: 2. Impact of the diurnal monsoon variability [J]. *J. Geophys. Res.*, 114 (D21), doi:10.1029/2009JD012181.

Chen H M, Yu R C, Li J, et al. 2010. Why nocturnal long-duration rainfall presents an eastward-delayed diurnal phase of rainfall down the Yangtze River valley [J]. *J. Climate*, 23 (4): 905–917, doi:10.1175/2009JCLI3187.1.

Dai A G, Wang J H. 1999. Diurnal and semidiurnal tides in global surface pressure fields [J]. *J. Atmos. Sci.*, 56 (22): 3874–3891, doi:10.1175/1520-0469(1999)056<3874:DASTIG>2.0.CO;2.

Dai A G, Giorgi F, Trenberth K E. 1999a. Observed and model-simulated diurnal cycles of precipitation over the contiguous United States [J]. *J. Geophys. Res.*, 104 (D6): 6377–6402, doi:10.1029/98JD02720.

Dai A G, Trenberth K E, Karl T R. 1999b. Effects of clouds, soil moisture, precipitation, and water vapor on diurnal temperature range [J]. *J. Climate*, 12 (8): 2451–2473, doi:10.1175/1520-0442(1999)012<2451:EOCSMP>2.0.CO;2.

Dai A G, Trenberth K E. 2004. The diurnal cycle and its depiction in the

- community climate system model [J]. *J. Climate*, 17 (5): 930–951, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<0930:TDCAD>2.0.CO;2.
- Dai A G, Lin X, Hsu K L. 2007. The frequency, intensity, and diurnal cycle of precipitation in surface and satellite observations over low- and mid-latitudes [J]. *Climate Dyn.*, 29 (7–8): 727–744, doi:10.1007/s00382-007-0260-y.
- He H Z, Zhang F Q. 2010. Diurnal variations of warm-season precipitation over northern China [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 138 (4): 1017–1025, doi:10.1175/2010MWR3356.1.
- Joyce R J, Janowiak J E, Arkin P A, et al. 2004. CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution [J]. *J. Hydrometeorol.*, 5 (3): 487–503, doi:10.1175/1525-7541(2004)005<0487:CAMTPG>2.0.CO;2.
- Kishtawal C M, Krishnamurti T N. 2001. Diurnal variation of summer rainfall over Taiwan and its detection using TRMM observations [J]. *J. Appl. Meteor.*, 40 (3): 331–344, doi:10.1175/1520-0450(2001)040<0331:DVOSRO>2.0.CO;2.
- Liang X Z, Li L, Dai A G, et al. 2004. Regional climate model simulation of summer precipitation diurnal cycle over the United States [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 31 (24), doi:10.1029/2004GL021054.
- Lin X, Randall D A, Fowler L D. 2000. Diurnal variability of the hydrologic cycle and radiative fluxes: Comparisons between observations and a GCM [J]. *J. Climate*, 13 (23): 4159–4179, doi:10.1175/1520-0442(2000)013<4159:DVOTHC>2.0.CO;2.
- Mao J Y, Wu G X. 2012. Diurnal variations of summer precipitation over the Asian monsoon region as revealed by TRMM satellite data [J]. *Sci. China Earth Sci.*, 55 (4): 554–566, doi:10.1007/s11430-011-4315-x.
- Nesbitt S W, Zipser E J. 2003. The diurnal cycle of rainfall and convective intensity according to three years of TRMM measurements [J]. *J. Climate*, 16 (10): 1456–1475, doi:10.1175/1520-0442-16.10.1456.
- Oki T, Musiak K. 1994. Seasonal change of the diurnal cycle of precipitation over Japan and Malaysia [J]. *J. Appl. Meteor.*, 33 (12): 1445–1463, doi:10.1175/1520-0450(1994)033<1445:SCOTDC>2.0.CO;2.
- 潘杨, 沈艳, 宇婧婧, 等. 2012. 基于最优插值方法分析的中国区域地面观测与卫星反演逐时降水融合试验 [J]. *气象学报*, 70 (6): 1381–1389.
- Pan Yang, Shen Yan, Yu Jingjing, et al. 2012. Analysis of the combined gauge-satellite hourly precipitation over China based on the OI technique [J]. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 70 (6): 1381–1389, doi:10.11676/qxb2012.116.
- Qian J H. 2008. Why precipitation is mostly concentrated over islands in the Maritime Continent [J]. *J. Atmos. Sci.*, 65 (4): 1428–1441, doi:10.1175/2007JAS2422.1.
- Qian J H, Robertson A W, Moron V. 2010. Interactions among ENSO, the monsoon, and diurnal cycle in rainfall variability over Java, Indonesia [J]. *J. Atmos. Sci.*, 67 (11): 3509–3524, doi:10.1175/2010JAS3348.1.
- Qian T T, Dai A G, Trenberth K E, et al. 2006. Simulation of global land surface conditions from 1948 to 2004. Part I: Forcing data and evaluations [J]. *J. Hydrometeorol.*, 7 (5): 953–975, doi:10.1175/JHM540.1.
- Reiter E R, Tang M C. 1984. Plateau effects on diurnal circulation patterns [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 112 (4): 638–651, doi:10.1175/1520-0493(1984)112<0638:PEODCP>2.0.CO;2.
- Saito K, Keenan T, Holland G, et al. 2001. Numerical simulation of the diurnal evolution of Tropical Island convection over the Maritime Continent [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 129 (3): 378–400, doi:10.1175/1520-0493(2001)129<0378:NSOTDE>2.0.CO;2.
- 沈艳, 潘杨, 宇婧婧, 等. 2013. 中国区域小时降水量融合产品的质量评估 [J]. *大气科学学报*, 36 (1): 37–46.
- Shen Yan, Pan Yang, Yu Jingjing, et al. 2013. Quality assessment of hourly merged precipitation product over China [J]. *Trans. Atmos. Sci.* (in Chinese), 36 (1): 37–46, doi:10.3969/j.issn.1674-7097.2013.01.005.
- Shen Y, Zhao P, Pan Y, et al. 2014. A high spatiotemporal gauge-satellite merged precipitation analysis over China [J]. *J. Geophys. Res.*, 119 (6): 3063–3075, doi:10.1002/2013JD020686.
- Sorooshian S, Gao X, Hsu K, et al. 2002. Diurnal variability of tropical rainfall retrieved from combined GOES and TRMM satellite information [J]. *J. Climate*, 15 (9): 983–1001, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<0983:DVOTRR>2.0.CO;2.
- Sun J H, Zhang F Q. 2012. Impacts of mountain-plains solenoid on diurnal variations of rainfalls along the Mei-yu front over the East China plains [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 140 (2): 379–397, doi:10.1175/MWR-D-11-00041.1.
- Wallace J M. 1975. Diurnal variations in precipitation and thunderstorm frequency over the conterminous United States [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 103 (5): 406–419, doi:10.1175/1520-0493(1975)103<0406:DVIPAT>2.0.CO;2.
- Wang C C, Chen G T J, Carbone R E. 2004. A climatology of warm-season cloud patterns over East Asia based on GMS infrared brightness temperature observations [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 132 (7): 1606–1629, doi:10.1175/1520-0493(2004)132<1606:ACOWCP>2.0.CO;2.
- Williams M, Houze R A. 1987. Satellite-observed characteristics of winter monsoon cloud clusters [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 115 (2): 505–519, doi:10.1175/1520-0493(1987)115<0505:SOCOWM>2.0.CO;2.
- Wu P M, Hamada J I, Mori S, et al. 2003. Diurnal variation of precipitable water over a mountainous area of Sumatra Island [J]. *J. Appl. Meteor.*, 42 (8): 1107–1115, doi:10.1175/1520-0450(2003)042<1107:DVOPWO>2.0.CO;2.
- Yin S Q, Li W J, Chen D L, et al. 2011. Diurnal variations of summer precipitation in the Beijing area and the possible effect of topography and urbanization [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 28 (4): 725–734, doi:10.1007/s00376-010-9240-y.
- Yu R C, Zhou T J, Xiong A Y, et al. 2007a. Diurnal variations of summer precipitation over contiguous China [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 34 (1): 223–234, doi:10.1029/2006GL028129.
- Yu R C, Xu Y P, Zhou T J, et al. 2007b. Relation between rainfall duration and diurnal variation in the warm season precipitation over central eastern China [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 34 (13), doi:10.1029/2007GL030315: 173–180.
- Yu R C, Li J. 2012. Hourly rainfall changes in response to surface air temperature over eastern contiguous China [J]. *J. Climate*, 25 (19): 6851–6861, doi:10.1175/JCLI-D-11-00656.1.
- 宇婧婧, 沈艳, 潘杨, 等. 2013. 概率密度匹配法对中国区域卫星降水资料的改进 [J]. *应用气象学报*, 24 (5): 544–553.
- Yu Jingjing, Shen Yan,

- Pan Yang, et al. 2013. Improvement of satellite-based precipitation estimates over China based on probability density function matching method [J]. *J. Appl. Meteor. Sci.* (in Chinese), 24 (5): 544–553, doi:10.3969/j.issn.1001-7313.2013.05.004.
- 原韦华, 宇如聪, 傅云飞. 2014. 中国东部夏季持续性降水日变化在淮河南北的差异分析 [J]. *地球物理学报*, 57 (3): 752–759. Yuan Weihua, Yu Rucong, Fu Yunfei. 2014. Study of different diurnal variations of summer long-duration rainfall between the southern and northern parts of the Huaihe River [J]. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 57 (3): 752–759, doi:10.6038/cjg20140306.
- Zhang G J. 2003. Roles of tropospheric and boundary layer forcing in the diurnal cycle of convection in the U.S. southern great plains [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 30 (24), doi:10.1029/2003GL018554.
- 张庆云. 1999. 1880 年以来华北降水及水资源的变化 [J]. *高原气象*, 18 (4): 486–495. Zhang Qingyun. 1999. The variations of the precipitation and water resources in North China since 1880 [J]. *Plateau Meteor.* (in Chinese), 18 (4): 486–495, doi:10.3321/j.issn:1000-0534.1999.04.003.
- Zhou T J, Yu R C, Chen H M, et al. 2008. Summer precipitation frequency, intensity, and diurnal cycle over China: A comparison of satellite data with rain gauge observations [J]. *J. Climate*, 21 (16): 3997–4010, doi:10.1175/2008JCLI2028.1.
- Zhuo H, Zhao P, Zhou T J. 2013. Diurnal cycle of summer rainfall in Shandong of eastern China [J]. *Int. J. Climatol.*, 34 (3): 742–750, doi:10.1002/joc.3718.