# 中国大陆降水日变化研究进展*

宇如聪[1] 李 建[1] 陈昊明[1] 原韦华[2]
YU Rucong[1] LI Jian[1] CHEN Haoming[1] YUAN Weihua[2]

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. 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
1. *State Key Laboratory of Severe Weather*, *Chinese Academy of Meteorological Sciences*, *Beijing* 100081, *China*
2. *State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics*, *Institute of Atmospheric Physics*, *Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 100029, *China*

2013-12-05 收稿,2014-03-26 改回.

宇如聪,李建,陈昊明,原韦华. 2014. 中国大陆降水日变化研究进展. 气象学报,72(5):948-968

**Yu Rucong, Li Jian, Chen Haoming, Yuan Weihua. 2014. Progress in studies of the precipitation diurnal variation over contiguous China. *Acta Meteorologica Sinica*, 72(5): 948-968**

**Abstract** This paper summarizes the recent progress in studies of the diurnal variation of precipitation over contiguous China. The main results are as follows. (1) The rainfall diurnal variation over contiguous China presents distinct regional features. In summer, precipitation peaks in the late afternoon over southern inland China and northeastern China, while it peaks around midnight over southwestern China. In the upper and middle reaches of Yangtze River valley, precipitation occurs mostly in the early morning. Summer precipitation over the central eastern China (most regions of the Tibetan Plateau) has two diurnal peaks, one in the early morning (midnight) and the other in the late afternoon. (2) The rainfall diurnal variation experiences obvious seasonal and sub-seasonal evolutions. In cold seasons, the regional contrast of rainfall diurnal peaks decreases, with an early morning maximum over most of the southern China. Over the central eastern China, diurnal monsoon rainfall shows sub-seasonal variations with the movement of the summer monsoon system. The rainfall peak mainly occurs in the early morning (late afternoon) during the active (break) monsoon period. (3) Cloud properties and occurrence time of rainfall diurnal peaks are different for long- and short-duration rainfall events. Long-duration rainfall events are dominated by stratiform precipitation, with the maximum surface rain rate and the highest profile in the late night to early morning, while short-duration rainfall events are more related to convective precipitation, with the maximum surface rain rate and the highest profile occurring between late afternoon and early night. (4) The rainfall diurnal variation is influenced by multi-scale mountain-valley and land-sea breezes as well as large-scale atmospheric circulation, and involves complicated formation and evolution of cloud and rainfall systems. The diurnal cycle of winds in the lower troposphere also contributes to the regional differences in the rainfall diurnal variation. (5) Evaluation of the model performance shows that the present numerical models are weak in simulating the rainfall diurnal variation over contiguous China. The simulations are not significantly improved by increasing the model horizontal resolutions alone. The key is to reduce the uncertainty in physical parameterizations related to the rainfall processes.

**Key words** Rainfall diurnal variation, Regional differences, Rainfall duration, Numerical simulation

**摘 要** 文章概述了中国大陆降水日变化的最新研究成果,给出了中国大陆降水日变化的整体图像,指出目前数值模式模拟降水日变化的局限性,为及时了解和掌握降水日变化研究进展、开展相关科学研究和进行降水预报服务提供了有价值的科学依据和参考。现有研究表明:(1)中国大陆夏季降水日变化的区域特征明显。在夏季,东南和东北地区的降水日峰值主要集中

* 资助课题:国家重点基础研究发展计划项目(2010CB951900)和国家自然科学基金委员会创新研究群体科学基金项目(41221064)。
作者简介:宇如聪,主要从事东亚气候特征及变率分析研究。E-mail:yrc@cma.gov.cn

在下午;西南地区多在午夜达到降水峰值;长江中上游地区的降水多出现在清晨;中东部地区清晨、午后双峰并存;青藏高原大部分地区是下午和午夜峰值并存。(2)降水日变化存在季节差异和季节内演变。冷季降水日峰值时刻的区域差异较暖季明显减小,在冷季南方大部分地区都表现为清晨峰值;中东部地区暖季降水日变化随季风雨带的南北进退表现出清晰的季节内演变,季风活跃(间断)期的日降水峰值多发生在清晨(下午)。(3)持续性降水和局地短时降水的云结构特性以及降水日峰值出现时间存在显著差异。持续性降水以层状云特性为主,地表降水和降水廓线的峰值大多位于午夜后至清晨;短时降水以对流降水为主,峰值时间则多出现在下午至午夜前。(4)降水日变化涉及不同尺度的山-谷风、海-陆风和大气环流的综合影响,涉及复杂的云雨形成和演变过程,对流层低层环流日变化对降水日变化的区域差异亦有重要影响。(5)目前数值模式对中国降水日变化的模拟能力有限,且模拟结果具有很强的模式依赖性,仅仅提高模式水平分辨率并不能总是达到改善模拟结果的目的,关键是要减少存在于降水相关的物理过程参数化方案中的不确定性问题。

**关键词** 降水日变化,区域差异,降水持续性,数值模拟

**中图法分类号** P426

## 1 引 言

日变化是以太阳辐射作为最主要驱动力的地球气候系统的最基本的变化周期,地球表面的温度场、风场、气压场、降水等诸多气象变量均表现出显著的日变化特征。由于地球表面复杂的海陆和地形分布导致了极不均匀的地表强迫,地球气候系统的日变化存在鲜明的区域差异,特别是降水的日变化差异更为显著。不同下垫面和地形的起伏,对太阳辐射过程的响应不同,形成了地表热力强迫的区域差异;而对气流的摩擦和阻挡作用不同,形成了动力强迫的区域差异。不同的热力和动力强迫是造成同纬度日变化气候特征区域差异的主要原因。降水日变化是地球气候系统中大气热力和动力过程对水循环过程综合影响的结果,涉及不同尺度陆-气、海-气、海-陆和山-谷的相互作用,涉及水汽相变和云雨演变、大气气溶胶和云雨水形成相互影响的物理过程。而降水日变化过程对地球系统的水循环、能量循环、生态环境以及人类活动都有重要影响,对地球气候系统有重要的反馈作用。研究降水日变化不仅有助于理解区域天气气候发展演变的物理规律,也有助于理解降水的形成机制,据此开展对数值模式结果的评估分析也将有助于认识数值模式模拟结果的不确定性问题,可为发展和改进数值模式明确切入点。

正是由于降水日变化研究的科学意义显著,早在20世纪初,降水日变化就已引起气象学家的关注(Hann, 1901)。Kincer(1916)在近百年前就指出,美国中部许多台站的降水峰值多出现在夜间;而美国东南沿海台站降水存在下午峰值。Ramage(1952)则通过分析中国东部以及日、韩数十台站降水日变化特征指出:沿海台站以清晨降水峰值为主,内陆地区以午后降水峰值为主。中国气象学家吕炯(1942)也指出了“巴山夜雨”的日变化气候特征。山-谷风和海-陆风日变化对降水日变化的影响也早已被认识(Bleeker, et al,1951; Kraus, 1963; Neumann, 1951)。

由于受资料的限制,此前降水日变化的研究多局限于局部区域或有限时段,难以对降水日变化开展全面系统的研究和理解。随着现代科学技术的发展、气象观测站网的日趋完善和数值模式能力的不断提高,高时空分辨率的气象观测资料和数值模式产品日趋丰富,系统的降水日变化研究在近20年进展显著。诸多研究均表明,降水变化的海陆差异明显,物理机制不同,且沿岸的日变化信号可能会通过重力波传播到临近海域(Dai, 2001; Sorooshian, et al, 2002; Yang, et al, 2001)。陆地降水日变化振幅大,主要为午后峰值,这来自于大气对辐射加热的响应。在复杂地形以及海陆分布的影响下,一些陆地地区也存在午夜至凌晨的峰值。针对陆地地区两种不同的降水峰值,Nesbitt等(2003)利用热带降雨测量卫星(TRMM)资料发现,中尺度对流系统(MCS)活动在傍晚最强,但降水峰值出现在深夜至凌晨;非中尺度对流系统降水多在午后达峰值。Yang等(2008)则指出,夏季层状云降水以夜间降水为主,并有下午次峰值存在;而对流多出现在白天。对于北美大平原地区的夜间降水峰值,落基山脉附近降水系统东传(Carbone, et al, 2002; Jiang, et al, 2006; Tian, et al, 2005; Carbone, et al, 2008)、山谷风效应(Wolyn, et al, 1994)和夜间低空急流(Higgins, et al, 1997)均被认为是其形成的重

要因素。大洋上深对流日振幅相对较小(Dai, 2001; Yang, et al, 2001),其凌晨峰值的机制比较复杂,可能来自于多种物理过程的共同影响,包括直接的云-辐射反馈(Randall, et al, 1991),晴空区与云区辐射的水平差异(Gray, et al, 1977)以及海洋表层日变化引起的深对流系统自身的演变(Chen, et al, 1997; Sui, et al, 1998)等。

中国西倚青藏高原,东临太平洋,地形和海陆分布极其复杂,无疑是降水日变化特征最丰富和区域特点最显著的地区,也是降水日变化科学问题最集中的地区,是开展降水日变化研究最理想的平台。开展中国区域的降水日变化研究不仅有助于提高对中国区域天气、气候发展演变规律的认识,对全面把握地球系统的水循环、能量循环和地球系统演变规律都有重要的借鉴作用。

中国降水日变化的系统研究开始于21世纪初,主要得益于中国气象局国家气象信息中心整理完成了国家级气象观测站网的部分小时观测资料和国际上高分辨卫星观测资料的广泛使用。本文主要是基于对中国降水日变化在21世纪以来的主要研究成果的概括性总结,给出中国降水日变化较完整的物理图像,以期能全面了解和理解中国降水日变化的丰富内涵,并为开展相关科学研究和降水预报服务提供科学依据和参考。

## 2 降水日变化的气候特征和区域差异

### 2.1 夏季降水的日变化

利用中国国家气象信息中心提供的国家地面气象站观测的逐时降水资料,Yu 等(2007b)揭示了中国大陆夏季降水存在显著的日变化,且区域特征鲜明。图1和图2分别为降水量日峰值出现的局地时间和几个代表性区域平均降水量的逐时演变情况:

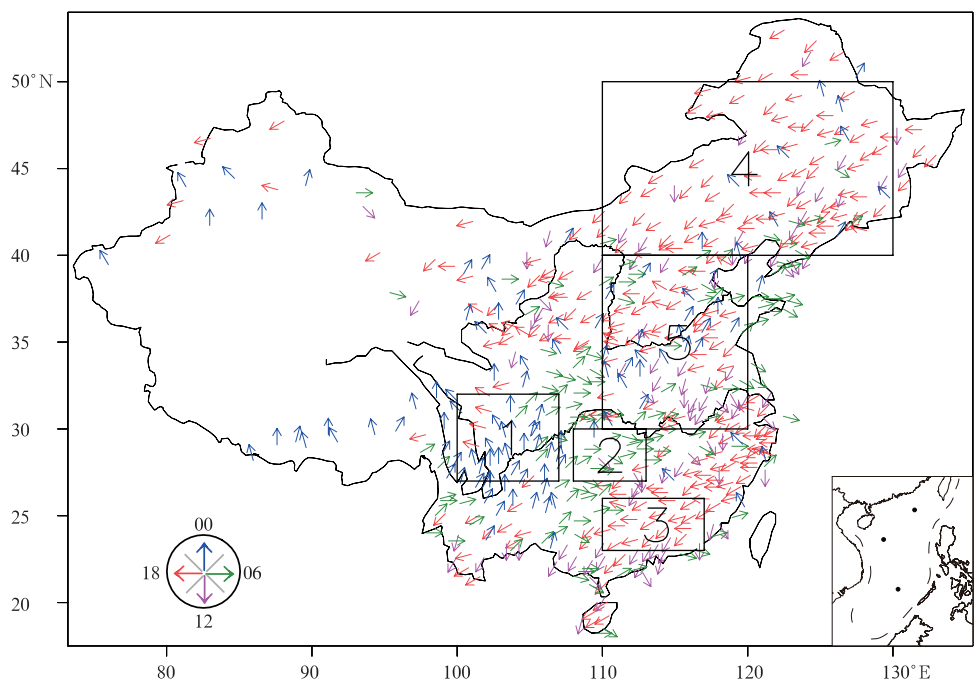


图1 1991—2004年夏季平均的降水日变化位相分布

(箭头表示降水达到峰值的局地时间,其中红(紫)色箭头表示15—20(09—14)时(地方时),蓝(绿)色箭头表示21—02(03—08)时;根据 Yu 等(2007b)重新绘制)

Fig. 1 Spatial distribution of the diurnal phase of the summer mean hourly precipitation during 1991-2004

(The unit vectors denote the phase clock of the maximum precipitation in local solar time (LST), the red (purple) vectors represent the peaks occurring in 15:00-20:00 (09:00-14:00) LST, and the blue (green) ones for 21:00-02:00 (03:00-08:00) LST; Redrawn based on Yu, et al, 2007b)

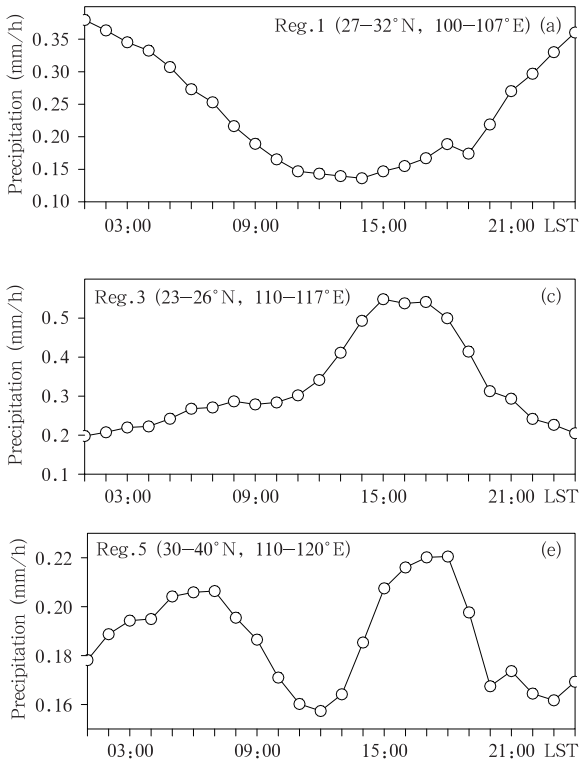


图 2　1991—2004 年夏季 5 个区域(a—e)平均的降水(单位：mm/h)日变化曲线(区域平均的范围见图 1；根据 Yu 等(2007b)重新绘制)

Fig. 2　Diurnal variations of the 1991－2004 mean summer precipitation (unit: mm/h) averaged over five regions of China (The five regions are marked in Fig. 1; Redrawn based on Yu, et al, 2007b)

在青藏高原东部和四川盆地，降水量在午夜达到峰值，全天演变呈现出一峰一谷型，中午为降水最少的时段；在四川盆地以东、长江中游地区，降水峰值出现在清晨 6 时(地方时)左右；中国大陆东南和东北部均表现为较统一的午后降水峰值，两区域的演变曲线也具有很好的一致性，都为 17 时前后的单峰型；中国中东部地区降水峰值时刻的空间分布比较复杂，该地区降水表现为半日循环，具有清晨和午后两个幅度相当的降水峰值，在正午和夜间分别达到降水量最小值。

Yu 等(2007b)在揭示降水日变化具有显著区域特征的同时，还指出不同区域的降水日位相可能存在一定关联。长江流域是降水日变化随空间演变的一个典型范例，长江上游地区以夜雨为主，在午夜达到日峰值；中游地区为清晨峰值。比较图 2a、b 可知，长江中游地区降水日位相较上游地区整体滞后约 6 h；在下游地区日位相进一步向后推移，很多站点出现了午后峰值。从 27°—29°N 平均的时间-经度降水比例(对应小时降水量占日累积降水量的百分比)分布(图 3)可以更清晰地看到长江流域降水峰值自西向东逐步滞后的特征。尽管这种降水日位相的逐步滞后与降水系统自西向东的传播过程十分类似，但个例分析显示源于长江上游地区的降水系统并不总是按此位相规律东传，其机理将在后面着重讨论。

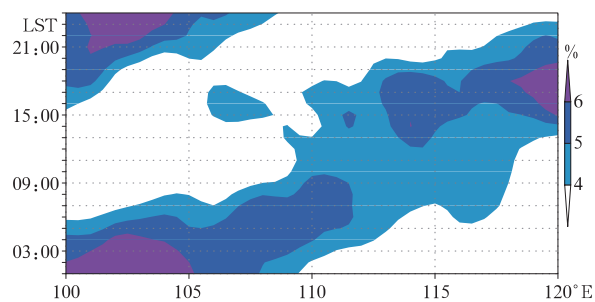


图 3　经向平均(27°—29°N)的夏季标准化降水量(用日平均降水量标准化，单位：%)日变化随经度的分布(Yu, et al, 2007b)

Fig. 3　Time-longitude cross section (27°－29°N) of mean diurnal variations in hourly precipitation percentage relative to the daily total rainfall amount (Yu, et al, 2007b)

近年来随着气象卫星探测技术的迅速发展，各类卫星降水产品得到了越来越广泛的应用。Zhou 等(2008)利用逐时的 PERSIANN(Precipitation

Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks)和逐3 h的TRMM 3B42卫星降水资料,对卫星资料再现中国大陆夏季降水日变化特征进行了较详细的评估。分析表明,卫星资料能够反映中国西南地区降水日循环的夜雨特征、以及华南和东北地区降水的午后峰值;但卫星降水资料未能再现出中国中东部清晨降水峰值,只表现为单一的午后峰值;在长江中游地区,卫星资料中虽存在与台站资料一致的清晨峰值,但其明显偏弱,且过高估计了该地区的午后降水。针对卫星资料高(低)估中国长江中下游地区下午(清晨)降水这一问题,Yuan等(2012a)分析指出,相对于台站降水,卫星资料中下午(清晨)弱降水偏多(少)可能是造成这一现象的重要原因之一,并且卫星资料的偏差可能与不同时段降水系统中冰相粒子的含量不同有关。

受台站分布密度的限制,中国西部地区,特别是青藏高原地区的降水日变化特征在图1中并未得到完整展现,青藏高原南部仅有的几个站点呈现出较一致的夜雨峰值。利用卫星资料(红外黑体温度和TRMM降水),Fujinami等(2005)对台站资料稀缺的青藏高原地区的降水日变化进行了分析,指出在高原上方高云在午后13时沿着28.5°N和30.2°N的山脊开始发展,并在18时达到峰值。随后高云向29.3°N的谷地地区移动,并维持到次日清晨。TRMM降水资料呈现出与高云一致的日变化,在高地为午后峰值,谷地为夜间峰值。由于高原地区站点多位于海拔相对较低的谷地,因此在图1中台站观测降水呈现出夜雨峰值。后文将围绕地形导致的日变化差异进行更详细的讨论。

## 2.2 降水日变化的季节变化与暖季季节内演变

Li等(2008b)分析了中国南方地区降水日变化的季节演变特征,指出了冷季、暖季间降水日位相的差异。由图1可知,在夏季中国南方地区降水日峰值出现时间具有明显的东西差异:西南地区为夜间至清晨峰值,而东南地区为比较一致的午后降水峰值。而在冷季(11月至次年3月),西南和东南地区的日位相差异较小。如图4a所示,中国南方地区在冷季呈现出一致的午夜至清晨的降水峰值,西南地区台站降水的峰值时刻与夏季差异不大,而东南地区的峰值时刻发生了大幅变化,72.2%的站点在00—08时(地方时)达到日最大降水量,仅有两个高山站和两个沿海站点仍为与夏季一致的午后至傍晚峰值。图4b、c分别给出了西南和东南地区降水日位相的逐月演变。在冷季,两个地区均表现为单一的清晨降水峰值。暖季期间(5—9月),西南地区仍维持清晨降水峰值,仅在盛夏8月出现一个午后(15时)的次峰值;东南地区则在整个暖季均表现为强的午后(16—17时)降水峰值。

中国东部季风区降水主要集中在暖季,且在季风环流和季风雨带经向移动的影响下,暖季降水具有显著的季节内演变特征。基于TRMM微波辐射计资料,Chen等(2009)将暖季降水区分为5—6月和7—8月两个时段进行了分析,指出在5—6月降水日变化的振幅较前期有了大幅增加,清晨降水控制着中国东南部大部分地区;进入盛夏(7—8月)后,午后降水愈发强盛并控制了华南大部分地区,而清晨降水范围显著缩减。Yuan等(2010)利用逐时台站观测资料对中国中东部地区暖季降水日变化的季节内演变进行了针对性分析,根据季风雨带的活动规律,将中东部地区降水按日期划分为4个阶段:6月中下旬、7月中上旬、7月下旬至8月中旬、8月下旬至9月上旬,并分别给出了这4个阶段降水日峰值的出现时间(图5)。整体来看,中国中东部地区暖季降水日峰值主要出现在清晨和午后两个时段,这与上面描述的双峰型特征一致。比较4个阶段可知,清晨降水峰值多呈带状分布且随主雨带位置南北向移动。在6月中下旬,清晨峰值区位于30°N附近;到了7月上中旬,则北移至淮河流域;在7月下旬至8月中旬,中国华北地区进入主雨季且降水峰值调整至清晨;随着时间推移,8月下旬至9月上旬季风雨带南撤,清晨峰值区也同步南移至淮河流域。在清晨峰值区呈带状南北移动的同时,其南北两侧夏季风主雨带以外的站点则大多表现为午后降水峰值。在图5中,4个阶段的清晨峰值区位置用Reg.1-4进行标识,在这4个区域里,若夏季风雨带位于(离开)该区域,则将这一时段定义为季风活跃期(间断期),发现4个区域具有非常一致的特征:季风活跃期降水表现为显著的清晨峰值,而间断期降水主要集中在午后至前半夜。Xu等(2011)也对暖季降水进行了区分,在梅雨前(4月1日—5月11日)、梅雨期(5月15日—6月25日)和盛夏(7月1日—8月16日)3个时段分别考察降水及相关系统的日变化情况,发现在梅雨期尽管中国东部地

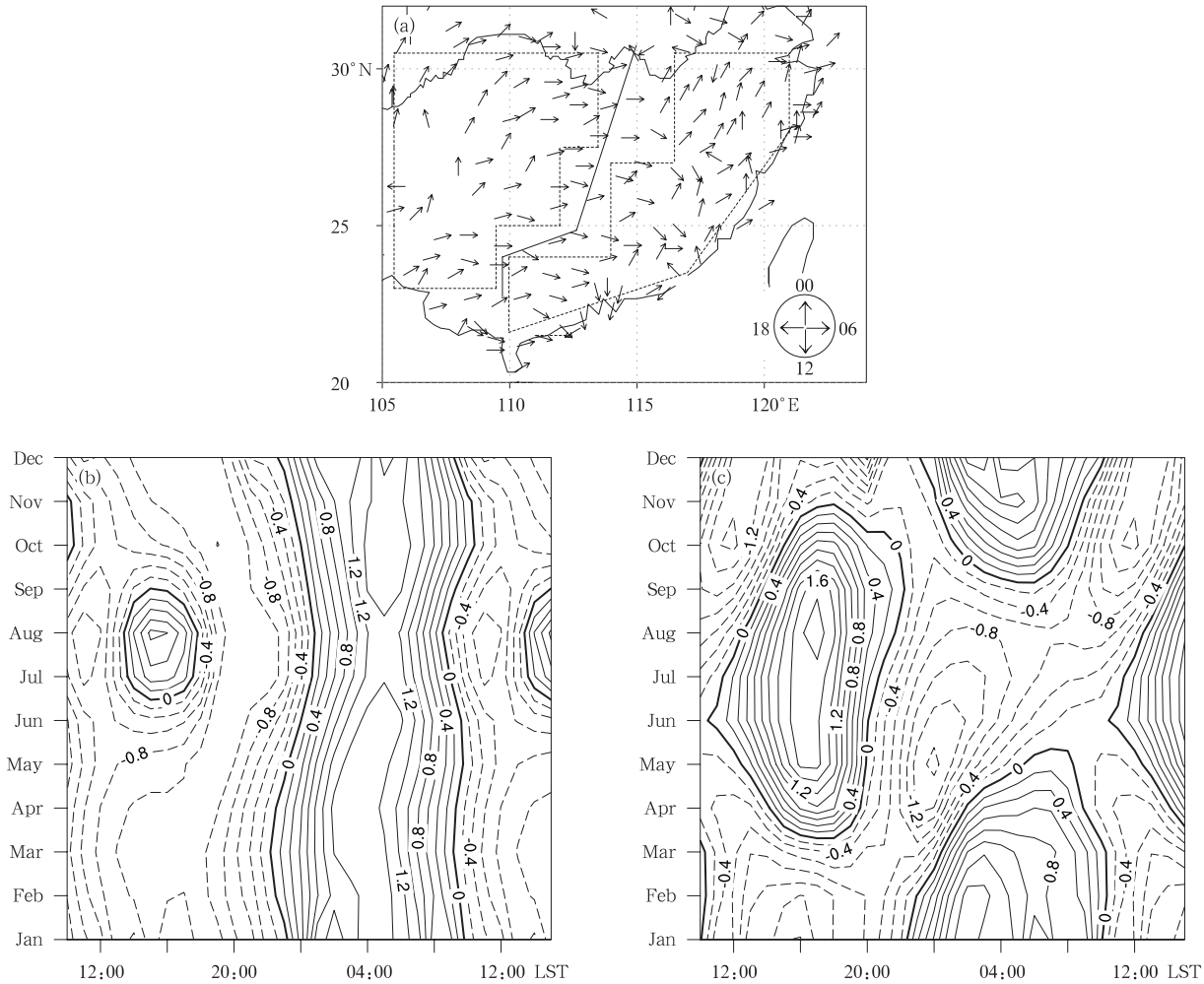


图 4 (a)1991—2004 年冷季(11—3 月)降水日变化位相分布

(箭头表示降水达到峰值的局地时间，虚线多边形标示出西南、东南两个区域)，

(b)西南和(c)东南两个区域标准化降水量日变化的逐月季节演变(根据 Li 等(2008b)重新绘制)

Fig. 4 (a) Spatial distributions of the diurnal phase of the 1991－2004 mean hourly precipitation for cold seasons (November－March) (The unit vectors denote the phase clock of the maximum precipitation in LST; two distinct regions are denoted by dashed frames: southwestern and southeastern China); The diurnal cycle of precipitation, standardized in each month for (b) southwestern and (c) southeastern China (redrawn based on Li, et al, 2008b)

区降水峰值出现在清晨，但深对流活动仍是午后最多；在盛夏，东亚大部分地区表现为午后降水峰值，但中国东部偏北的区域却以清晨降水为主，该区域深对流和闪电活动多见于午后，中尺度对流系统是清晨降水的主要来源。同样关注东亚地区降水日变化的季节内演变，Geng 等(2007)设计了一个以梅雨锋所在纬度为 0 的相对坐标系(经度仍为实际经度)，并基于这个坐标系对梅雨锋及其南北两侧的降水日变化情况进行了分析。其结果显示，TRMM 测雨雷达观测到的反射率在梅雨区具有显著的清晨峰值，而在梅雨区的南北两侧峰值却出现在正午前和午后。

降水日变化的季节内演变不仅表现为上述日位相的变化，在不同区域间降水日位相的关联特征上亦有体现。Bao 等(2011)将暖季划分为梅雨前(5 月 15 日—6 月 15 日)、梅雨(6 月 15 日—7 月 15 日)和梅雨后(7 月 15 日—8 月 15 日)3 个时段，并利用 CMORPH(Climate Prediction Center MORPHing technique)降水产品对各时段的降水日位相东传特征进行了分析。其结果指出，在梅雨前，源于

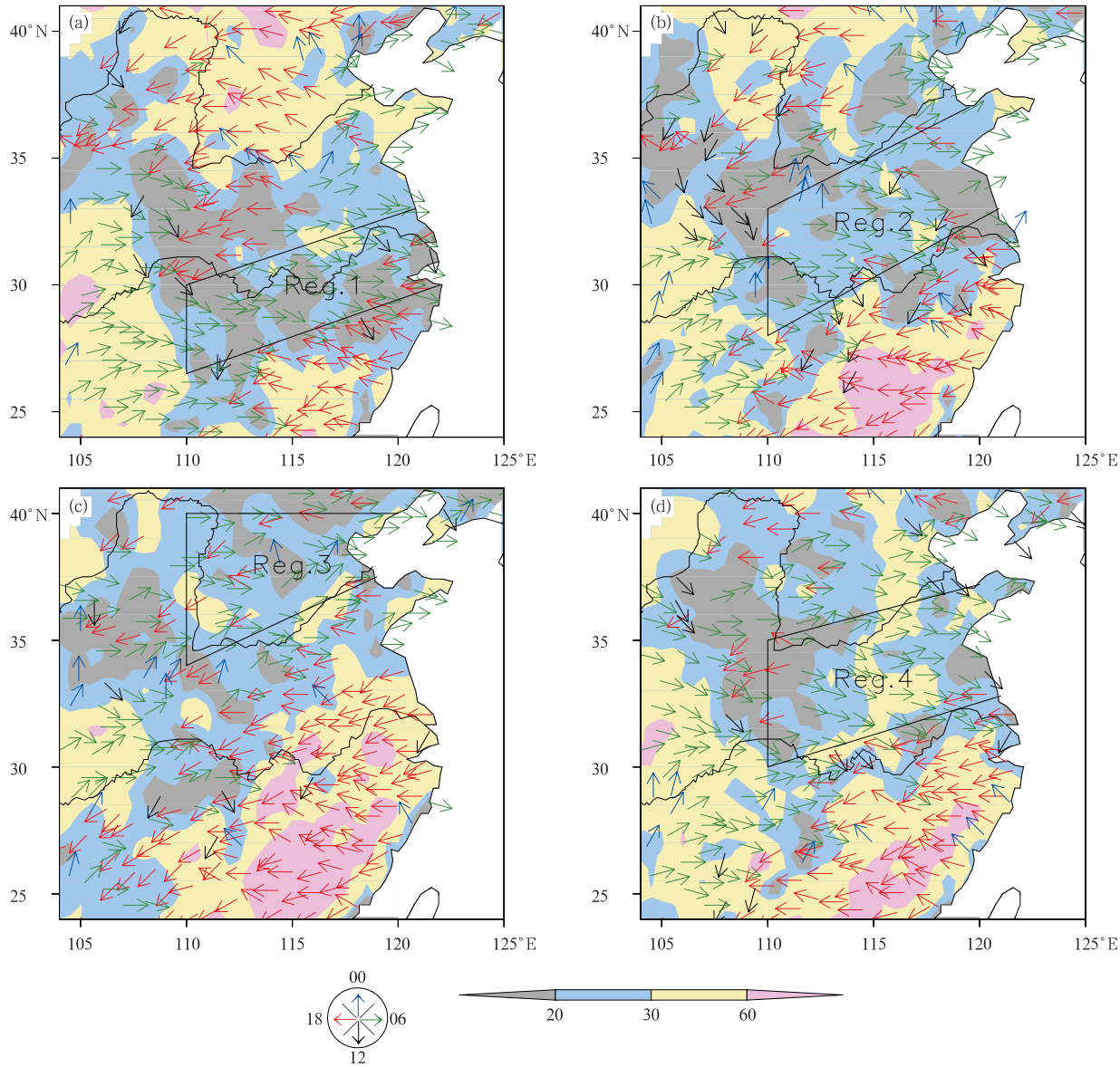


图 5 不同时段平均的降水频次日变化的位相分布(箭头方向和颜色)和振幅(填色)的空间分布(a. 6 月中下旬, b. 7 月中上旬, c. 7 月下旬至 8 月中旬, d. 8 月下旬至 9 月上旬; 其中红色(绿色)箭头表示降水峰值时间出现在 02—08 (20—02)时(地方时),蓝色(黑色)箭头表示降水峰值时间出现在 14—20(08—14) 时;黑色实线多边形标示出四个关键区;Yuan, et al,2010)

Fig. 5 Spatial distributions of the diurnal peaks (LST) and amplitude (% of daily mean) of rainfall diurnal cycle averaged in (a) mid- and late June, (b) early and mid-July, (c) late July to mid-August, and (d) late August to early September (The shading represents the amplitude, and unit vectors denote the LST of the maximum precipitation (see phase clock and colors). The green (blue) vectors represent the diurnal peaks occurring between 02:00 and 08:00 (20:00 and 02:00) LST, and the red (black) vectors for the diurnal peaks occurring between 14:00 and 20:00 (between 08:00 and 14:00) LST. Four distinct regions are also labeled; Yuan, et al, 2010)

青藏高原东坡的日降水峰值以 15 m/s 的速度向东传播,可经 2000 km 的距离抵达中国东部沿海;在梅雨期,日位相的平均东移速度降至 13 m/s,且东传范围限制在 114°E 以西;到了梅雨后,东传速度仅

为 9 m/s，且范围进一步缩减至 113°E 以西。Xu 等(2011)基于对 TRMM 资料的分析也给出了相似的结果：自青藏高原东部向东的降水日位相传播在梅雨发生前和梅雨期间较明显，但随着东亚季风的北进而逐步减弱，并最终在盛夏停止东传。

## 3 降水日变化区域差异的原因分析

### 3.1 不同降水事件日变化的区域差异

特殊的地理位置和复杂的地形与海陆分布，使得中国降水日变化的区域特征复杂多样，这种区域差异与不同降水事件的演变特征密切相关。根据不同的持续时间，降水可以分为持续性降水和短时降水；根据不同的物理特性，降水可以分为层状云降水和对流降水。

#### 3.1.1 不同持续时间降水的日变化差异

Yu 等(2007a)将降水事件按照持续时间分类，定义持续时间小于 3 h 的降水事件为短时降水事件，而持续时间长于 6 h 的降水事件为持续性降水事件。结果发现短时降水的发生频率较高，在中国中东部地区，超过 55%的暖季(5—9 月)降水事件均为短时降水。持续性降水对总降水量的贡献更大，特别是沿长江流域，超过 66%的暖季降水量来自于持续性降水事件(Yu，et al，2007a 的图 1)。两类降水事件在暖季也表现出不同的降水日变化特征。从降水峰值时间看，中国中东部地区清晨、午后的降水双峰值与降水持续性密切相关：短时降水事件的极大值多出现在午后或傍晚，而持续性降水的峰值多在午夜后至清晨(图6)，且长江流域降水日峰值出现时间向东滞后主要是持续性降水的贡献(Chen，et al，2010)。短时降水主要由太阳辐射加热日变化导致的局地热力不稳定引起，其峰值位相分布没有明显的区域差异。持续性降水日变化的峰值时间则存在东西以及南北差异：沿长江流域，持续性降水的峰值存在位相向东滞后；在中国东部，从南北方向上看，大约以淮河为界，北部地区的持续性降水主要在 06 时之前达到峰值，南部的长江下游地区降水峰值却大约出现在 08 时(原韦华等，2014)。

另外，不同持续时间降水事件的日变化也存在显著的季节差异和年代际变化。图 7 给出了中国西南和东南区域平均的短时降水和持续性降水日变化的季节演变。暖季短时降水在西南和东南地区均出现在下午，而在冷季，短时降水峰值在西南地区出现在午夜至凌晨，在东南地区存在凌晨和下午双峰并存的特征。持续性降水在西南地区全年均表现为午夜至凌晨的峰值，而在东南地区尽管凌晨峰值也全年存在，但是在暖季持续性降水的午后峰值要强于夜间峰值(Li，et al，2008b)。通过分析近 40 年台站观测的逐时降水资料，Li等(2011)发现华北地

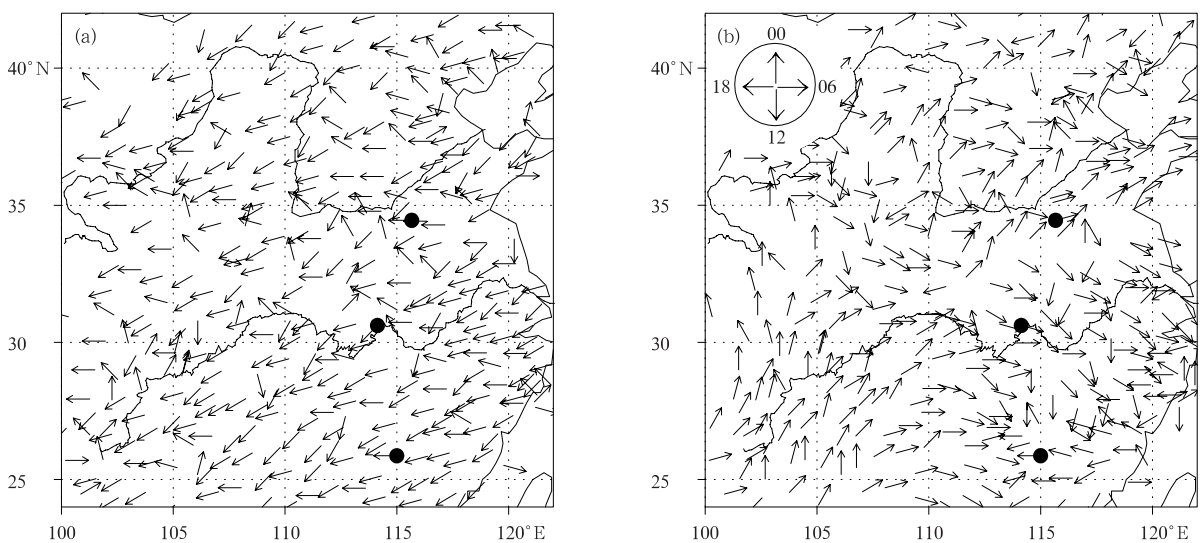


图 6 台站观测的 1991—2004 年暖季(5—9 月)平均的短时降水(a)和持续性降水(b)日变化位相分布(Yu，et al，2007a)

Fig. 6 Spatial distributions of the diurnal peaks of summer mean (a) short- and (b) long-duration rainfall events (The vectors denote the LST when the maximum rainfall occurs; Yu，et al，2007a)

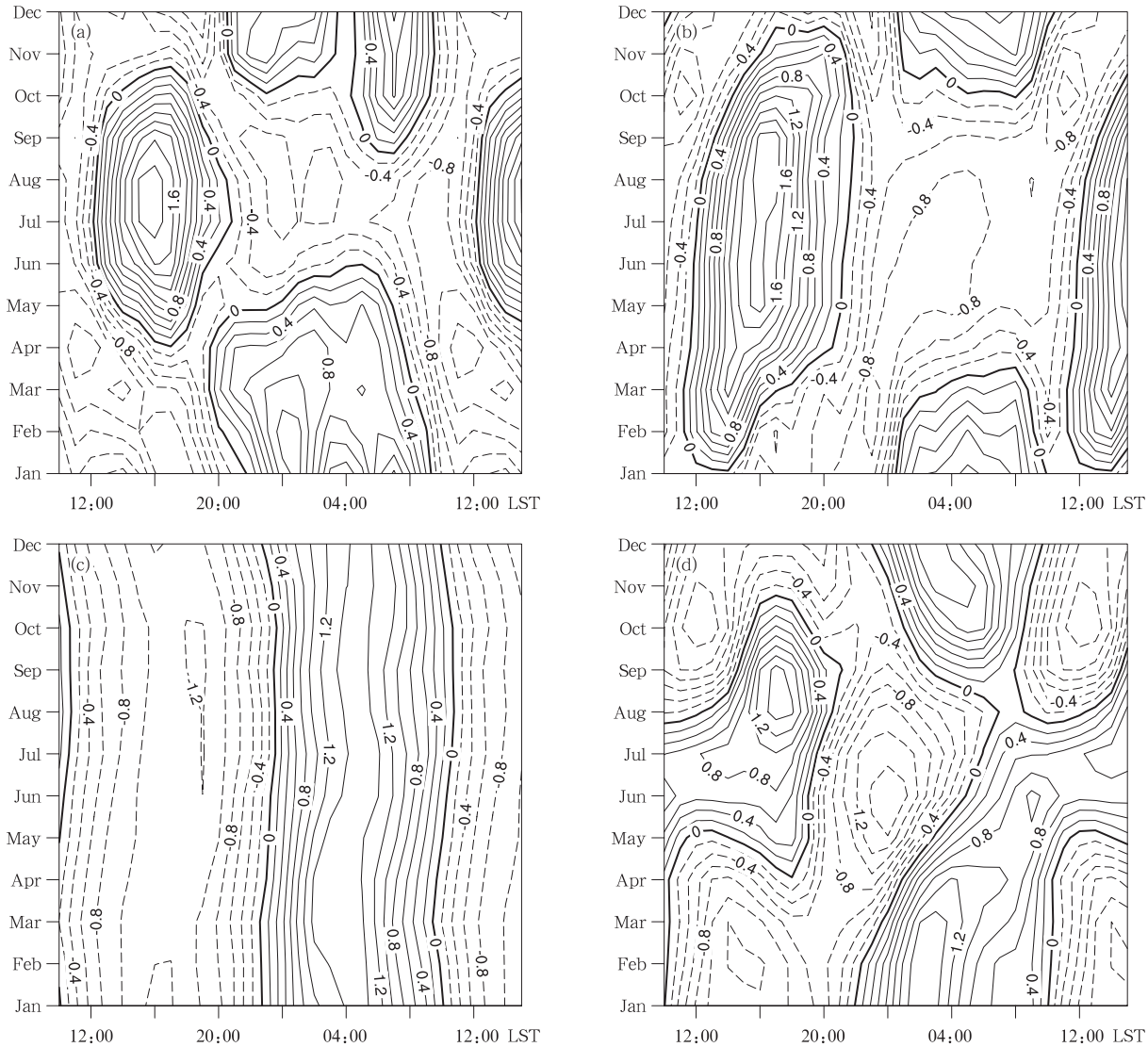


图 7 西南(a、c)和东南(b、d)区域平均的短时降水(a、b,1—3 h)和持续性降水(c、d,大于 6 h)标准化降水量日变化的季节演变(区域平均的范围见图 4a;Li, et al, 2008b)

Fig. 7 Seasonal variation of the diurnal cycle of short- (a, b, 1－3 h) and long-duration (c, d, longer than 6 h) precipitation, standardized in each month for southwestern (a, c) and southeastern (b, d) China (The regions for average are marked in Fig. 4a; Li, et al, 2008b)

区盛夏总降水量显著减小主要由持续性降水所致,特别是发生在午夜至清晨的持续性降水。基于北京单站的分析亦证实:在近 40 多年间,北京市夏季短持续性降水的降水总量逐步增多,而长持续性降水事件的降水总量却大幅减少(Li, et al, 2008a)。在长江中下游地区,出现在清晨的持续性降水量以及频次显著增加。Yuan 等(2013a)指出,近 40 年间,华北地区的清晨降水占总降水比例减少,而江淮地区清晨降水比例增加。持续性降水与季风环流和季风雨带紧密相连,其年代际变化特征与近几十年来东亚夏季对流层上层冷却,夏季风减弱的独特气候背景密切相关(Yu, et al, 2004b, 2007c; Zhou, et al, 2009)。

### 3.1.2 对流和层状云降水的日变化差异

根据物理特性的不同,降水可分为对流降水和层状云降水(Houze, 1993)。对流降水通常对应强烈的上升运动和不稳定层结,而层状云降水多发生于相对稳定的层结中(Houze, 1997; Tao, et al, 1993)。基于 TRMM 2A25 的分析表明(Yu, et al, 2010),中国南方大部分地区对流降水和层状云降水

占夏季总降水的比例相当,但空间分布不均:西南地区,层状云降水处主导地位;江淮地区,两种降水所占比例大致相当;华南地区,对流降水比例较高。夏季对流降水和层状云降水的日变化特征明显不同。对流降水峰值主要出现在午后,但在高原东部的四川盆地,仍有少数对流降水峰值出现在午夜至清晨(图 8b)。对于层状云降水,西南地区降水峰值主要出 现在夜间至清晨,落后对流降水约4 h;而在110°E

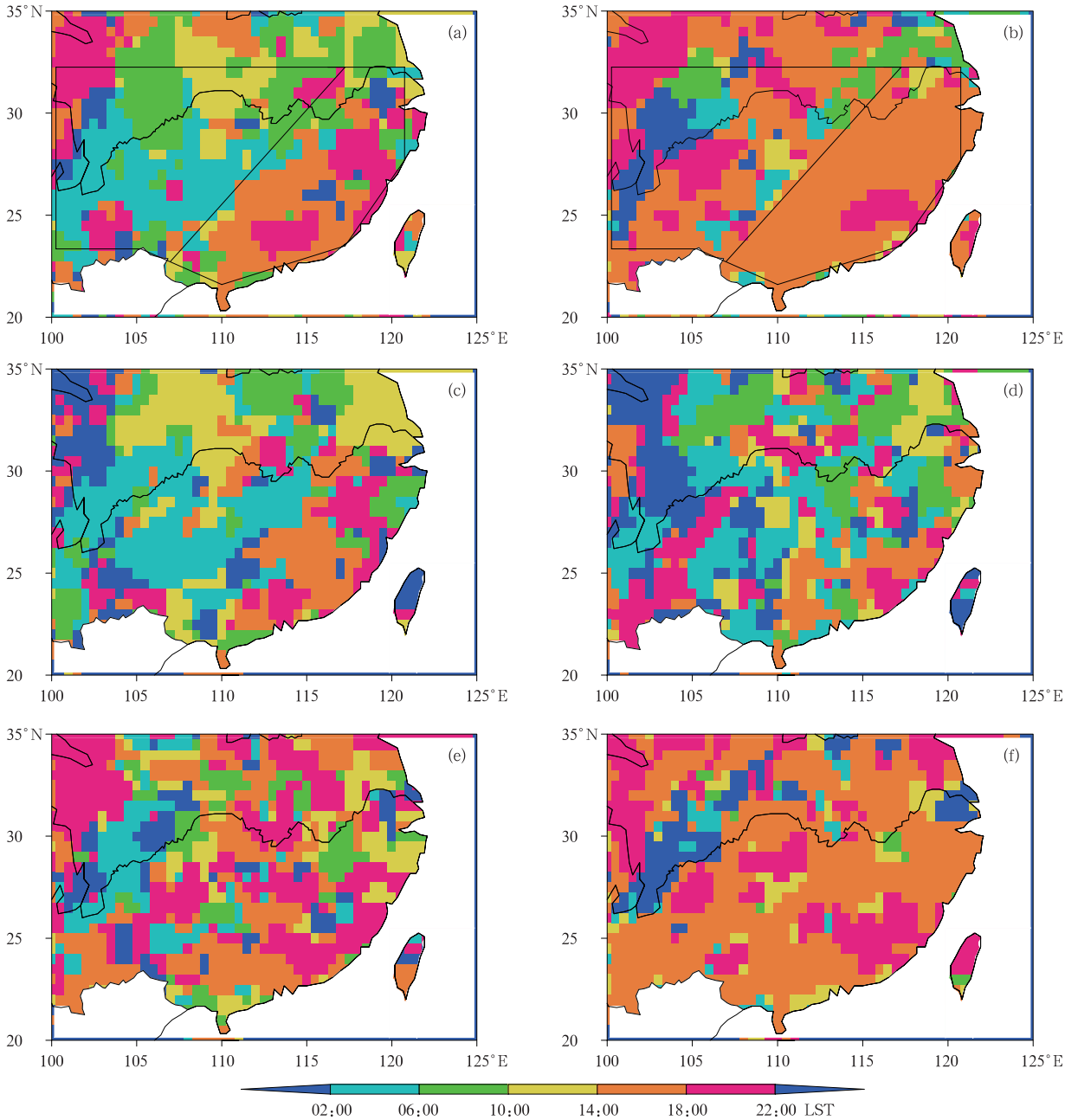


图 8 TRMM 2A25 中 1998—2006 年夏季平均的层状云降水(a)、对流降水(b)、持续性层状云降水(c)、持续性对流降水(d)、短时层状云降水(e)和短时对流降水(f)的日变化峰值的局地时间

(图 a 中黑色实线多边形标示出西南、东南两个区域;根据 Yu 等(2010)重新绘制)

Fig. 8 Spatial distributions of the diurnal phase (LST) of summertime mean stratiform rain rate (a), convective rain rate (b), stratiform long-duration rainfall events (c), convective long-duration rainfall events (d), stratiform short-duration rainfall events (e), and convective short-duration rainfall events (f), as detected by TRMM PR during 1998 – 2006 (Two distinct regions are labeled in (a); redrawn based on Yu, et al, 2010)

以东地区,层状云降水峰值主要出现在午后至傍晚(图 8a)。不同持续时间的对流降水和层状云降水也表现出不同的日变化特征。通过将 TRMM 2A25 数据与台站逐时降水数据结合,将层状云、对流降水分别分为持续性和短时降水后发现,层状云降水主要源于持续性层状云降水,而对流降水中则以短时对流降水比例略大。与总的对流降水和层状云降水相比,持续性(短时)的对流降水和层状云降水峰值出现在夜间(午后)的区域均显著增多(图 8c—f)。但是,在四川盆地(华南沿海的局部地区),无论是层状云降水还是对流降水,无论是短时降水还是持续性降水,降水峰值时间均出现在夜间(午后)。

除地表降水率外,对流云与层状云降水廓线的日变化亦存在显著差异,且主要表现在"雨顶"高度上(刘鹏等, 2010)。图 9 给出东南和西南地区平均的降水廓线在不同时刻的垂直分布(Yu, et al, 2010)。在西南地区,层状云降水的近地表降水率和雨顶高度均在午夜达到最大(图 9a);东南地区,层状云降水的近地表降水率在下午达到最大,而雨顶高度却在傍晚达到最高(图 9b)。两个地区的层状云近地表降水率和雨顶高度均在中午降到最低。相对于层状云降水,对流降水廓线的日变化振幅更加显著。在整个南方地区,对流降水的近地表降水率和雨顶高度均在下午达到峰值,而在早晨降到最低。但在东部地区(图 9d),日落后对流降水很快减弱,并在夜间维持较低值;而西部地区(图 9c),傍晚至午夜时段对流降水的雨顶高度和近地表降水率仍维持在较高水平。

综上所述,中国中东部地区短时和持续性降水、对流和层状云降水的日变化均存在显著的区域特征,反映出不同区域动力和热力强迫因子对降水日变化的不同贡献。短时和对流降水的午后峰值多来自于局地的热力强迫,而持续性和层状云降水夜间至清晨的峰值与大尺度环流的强迫密切相关。

### 3.2 不同尺度山谷风和海陆风的影响

在中国中东部地区,复杂的地形分布导致了地表风场存在显著的山谷风特征(Yu, et al, 2009),对局地的降水日变化特征影响显著(Wang, et al, 2012; Yin, et al, 2011; Zhuo, et al, 2013)。He 等(2010)认为山谷风热力环流是引起华北地区暖季山区和谷地降水日变化差异的重要原因。沿燕山—太行山系,山区太阳辐射加热导致降水峰值多在午后发生,其后在对流层中层平均气流引导下向下游及东南方向传播,可能与华北平原地区的清晨降水峰值的形成有关。同时,山谷风环流的上升支有利于局地降水的形成或加强,夜间山谷风环流的上升支与平原地区低层夜间西南急流叠加,有利于暖湿气流的输送,从而有助于平原地区夜间降水峰值形成。赵玉春等(2012)基于 2010 年 6—7 月加密观测资料的分析也指出局地热力强迫对长江中游地区不同地形处的降水日变化有重要贡献。高地形区在白天(夜间)的升温(降温)幅度大于平原区,地形造成的地面温度日变化差异可驱动地形性热力流,白天(夜间)高地形区为地形性辐合(辐散)热力流:平原区为地形性辐散(辐合)热力流。白天大气稳定度的降低和对流有效位能的增加有利于午后热对流的形成,而夜间抬升凝结高度的降低、相对湿度的增大和大气可降水量的增加有利于清晨对流系统的发生发展。

青藏高原地区下午和午夜降水峰值并存的特征可能也与局地地形强迫导致的山谷风作用有关(Fujinami, et al, 2005; Singh, et al, 2009)。对青藏高原色齐拉山地区 8 个站点暖季加密观测数据的分析进一步证实了高原不同地形区降水日变化与局地热力强迫的关系(Chen, et al, 2012b)。基于色齐拉山各站暖季降水量峰值时间的分析发现,山坡站显示出一致的午后降水峰值,而山谷站则与高原上大多常规观测台站一致,表现出午夜降水峰值(Chen, et al, 2012b 的图 4),这些观测特征清晰地展示出降水日位相与地形地理位置的关联。地表风场的分析亦显示出山谷风的特征(Chen, et al, 2012b 的图 5),这与山坡与山谷站不同的降水日峰值时间对应,表明局地热力环流对降水日变化有重要贡献。

除了局地地形和海陆分布的影响外,在中国副热带地区,大尺度"山谷风"和"海陆风"作用可能也是影响该区域的降水日变化特征形成的机制之一(Yuan, et al, 2012b)。青藏高原平均海拔超过 4000 m,其热力作用对下游气候有显著影响(Kuo, et al, 1981; Wu, et al, 2006, 2007; 叶笃正等, 1979)。相对于东侧的四川盆地和东部平原等"谷地",青藏高原可被视为"山区"。午后,在太阳辐射加热的影响下,高原上空 700—500 hPa 存在暖的位温槽。对应于高原午后的热力状况,对流层中下层存在从盆地吹向高原的东风异常,高原上空存在较强的上升运动,上升运动在高原近地面可超过 0.4 Pa/s(Yuan, et al, 2012b 的图 10)。同时,午后底层

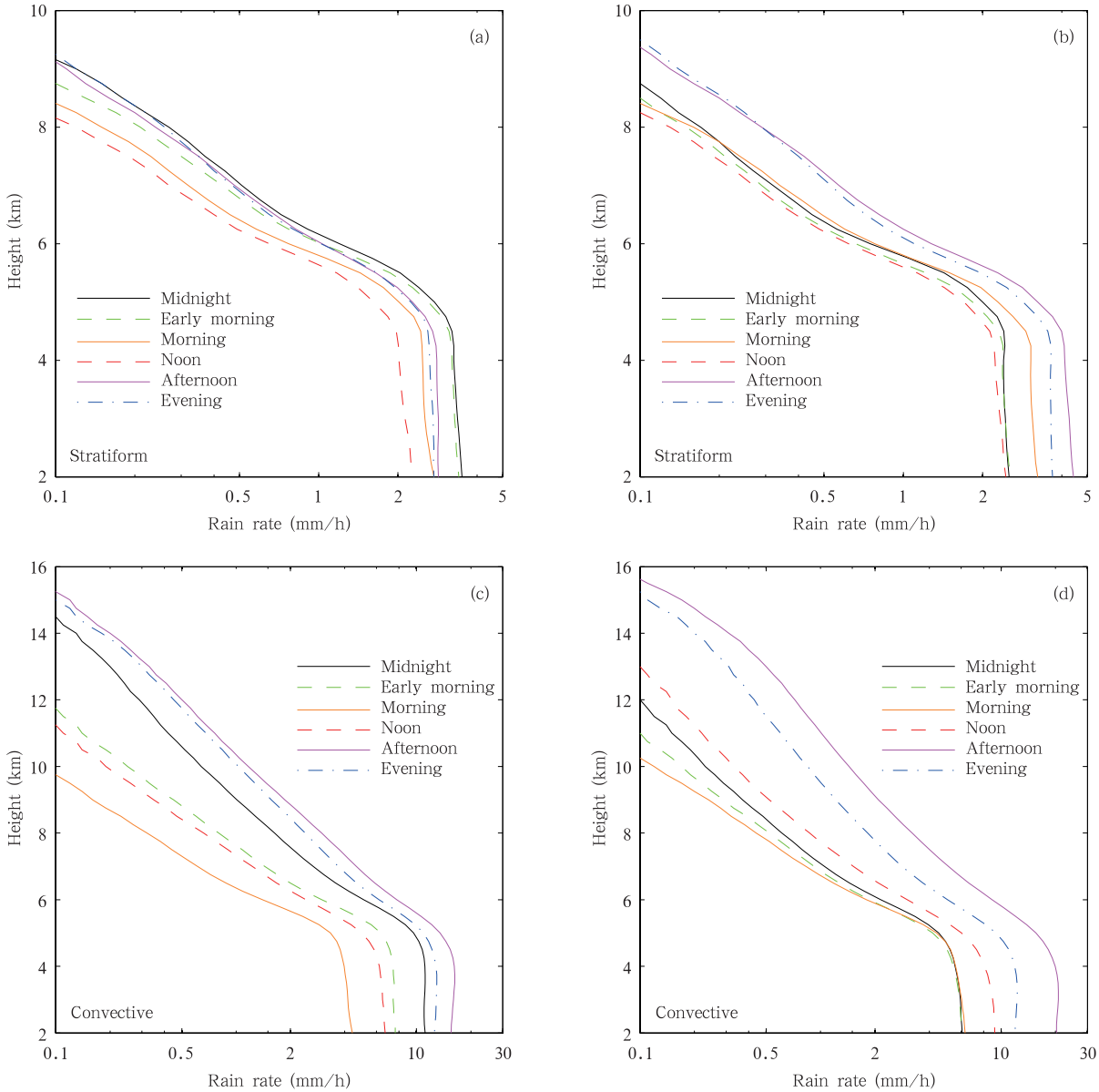


图 9 西南(a、c)和东南(b、d)地区夏季平均的层状云降水(a、b)和对流降水(c、d)垂直廓线

(区域平均的范围见图 8a;Yu, et al, 2010)

Fig. 9 Diurnal variations of the stratiform (a,b) and convective (c,d) precipitation profiles averaged over southwestern (a,c) and southeastern (b,d) China

(The regions for average are marked in Fig. 8a; Yu, et al, 2010)

的饱和湿静力能温度与湿静力能温度整层最低值非常接近(Yuan,et al, 2012b 的 图 11),亦说明此时高原上的温湿条件有利于湿对流的形成。此时,深厚的大陆性层状云存在于高原下游的西南地区(Yu,et al, 2004a),减弱了该区域白天地表的太阳辐射,使该区域午后地表温度相对较低(Li,et al, 2008b)。伴随着对流层中层的西风,西南地区对流层中层被来自高原的暖湿平流控制,使大气层结趋于稳定,不利于午后对流和降水的生成。夜间,高原和西南地区的热力状况以及风场发生了转变,高原上空为弱的温度脊并盛行下沉气流;低层异常风吹向西南地区,造成该区域低层辐合以及较强的上升运动(Yuan,et al, 2012b 的图 10)。在中层弱的冷平流以及云顶长波辐射冷却(Lin,et al, 2000)的共

同作用下,西南地区的降水于午夜至清晨达到峰值。

中东部平原地区相对于高原可以被认为是“谷地”,而相对于其东侧的海洋则可被认为是“陆地”。Huang 等(2010b)也指出东亚局地的海陆风环流与全球尺度的大气潮耦合产生行星尺度的海陆风,对东亚夏季降水日变化的分布可能存在影响。可能正是在大尺度“山谷风”和“海陆风”的共同作用下,中东部地区的清晨和下午降水比例较为接近,而东海地区为清晨的降水峰值。台站和 TRMM 3B42 降水数据中,中东部地区的下午降水比例均自西向东逐渐增加,并于海岸线附近达到最大,可看作是大尺度“山谷风”和“海陆风”互相作用的结果。这种复杂性同样体现在大尺度环流上:在“陆地”上,东部地区下午存在对流层整层的上升运动(Yuan, et al, 2012b 的图 10)以及正的对流有效位能(Yuan, et al, 2012b 的图 11);而在夜间,虽然热力条件可能相对不适宜降水的产生,但作为“谷地”,该区域对流层的中低层仍存在较强的上升运动。中东部平原的清晨降水峰值可能与此时的大尺度上升运动有关(Yuan,et al, 2012b)。

### 3.3 对流层低层环流日变化的影响

长江流域夏季降水峰值位相自西向东滞后是中国降水日变化的一个重要特征。Bao 等(2011)指出,青藏高原地区下午产生的降水系统可能在对流层中层西风气流的引导下传播到下游平原地区,引起上述降水位相滞后现象,且这一位相滞后与梅雨锋雨带密切相关。梅雨前,西太平洋副热带高压(副高)偏南偏东,西风环流最强且偏南,导致降水系统东传速度最快,传播距离最远。梅雨后的情形正好与之相反。梅雨期的情形介于上述两者之间,且与夏季平均的情形最接近。Huang 等(2010a)分析 WRF 模式模拟的一个降水个例结果时也认为,青藏高原东坡的山谷风环流对东传系统的维持有贡献。在合适的天气条件下,午后高原东坡生成的对流系统可在夜间东传到下游谷地。

但如上所述,源于高原东坡的降水系统并不是总按日峰值的演变规律向东传播(Yu, et al, 2007b),对流系统向下游的传播不能完全解释长江流域夏季降水日峰值向东滞后特征。Yu 等(2007a)指出,长江流域的暖季降水主要来自于持续性降水的贡献,而此类降水事件与大尺度环流密切相关,特别是低层西南季风气流是维持长江流域夏季降水的重要系统(Chen, et al, 1995; Ding, et al, 2001; Wang, et al, 2000)。合成分析的结果表明(Chen, et al, 2010),夏季长江流域发生持续性夜雨时,低空西南急流显著增强,长江流域为上升运动控制。同时,低空急流加强了水汽输送,为长江流域降水系统的发生、发展提供了充足的水汽。

对流层低层风场存在显著日变化(Krishnamurti, et al, 2000; Lindzen, 1967; Wallace , et al, 1974),其对降水日变化有重要影响。在中国中东部地区,夏季低层环流日变化导致的异常风场(减去日平均值)存在自午夜到午后顺时针旋转的特征,其与地形的相互作用可引起低层的辐合辐散场及相应垂直运动日变化,这是引起长江流域持续性降水开始时间自西向东滞后的重要原因,而持续性降水发生至达到峰值需要一段积累时间,因此峰值位相也向东滞后(Chen, et al, 2010)。傍晚(20 时(北京时),图 10a、b),异常东风一致吹向高原,在高原东坡辐合并引起强上升运动,有利于长江上游的降水在傍晚发生。经过一段时间的累积后,长江上游的降水多在 3—6 h 后达到峰值。凌晨(02 时(北京时)),长江流域被西南风异常控制,异常的南风气流可在高原下游引起异常的气旋性环流,有利于低层的辐合。同时,低层异常的西南气流增强了低纬度的暖湿气流向长江中游的输送。低层辐合与夜间增强的水汽输送均有利于长江中游降水的发生。此外,该时刻在淮河以北地区(33°N 以北)附近存在上升运动,有利于该区域降水的形成(Chen, et al, 2010 的图 8)。清晨(08 时(北京时),图 10c、d),长江以南西南季风气流增强,而其以北为偏北风异常,长江中下游地区均为上升气流控制,有利于降水的发生发展。此异常辐合带以及上升气流带在季节内时间尺度上随夏季风主雨带南北移动,与夏季风主雨带的清晨降水峰值相对应(Chen, et al, 2013; Yuan, et al, 2010)。同时,淮河以北和以南地区对流层低层异常辐合带和上升运动出现时间的不同,可能也是造成两区域持续性降水峰值时间差异的原因之一(原韦华等, 2013)。Chen 等(2012a)利用 TRMM 卫星降水亦证实了风场与降水在日变化时间尺度上的联系。

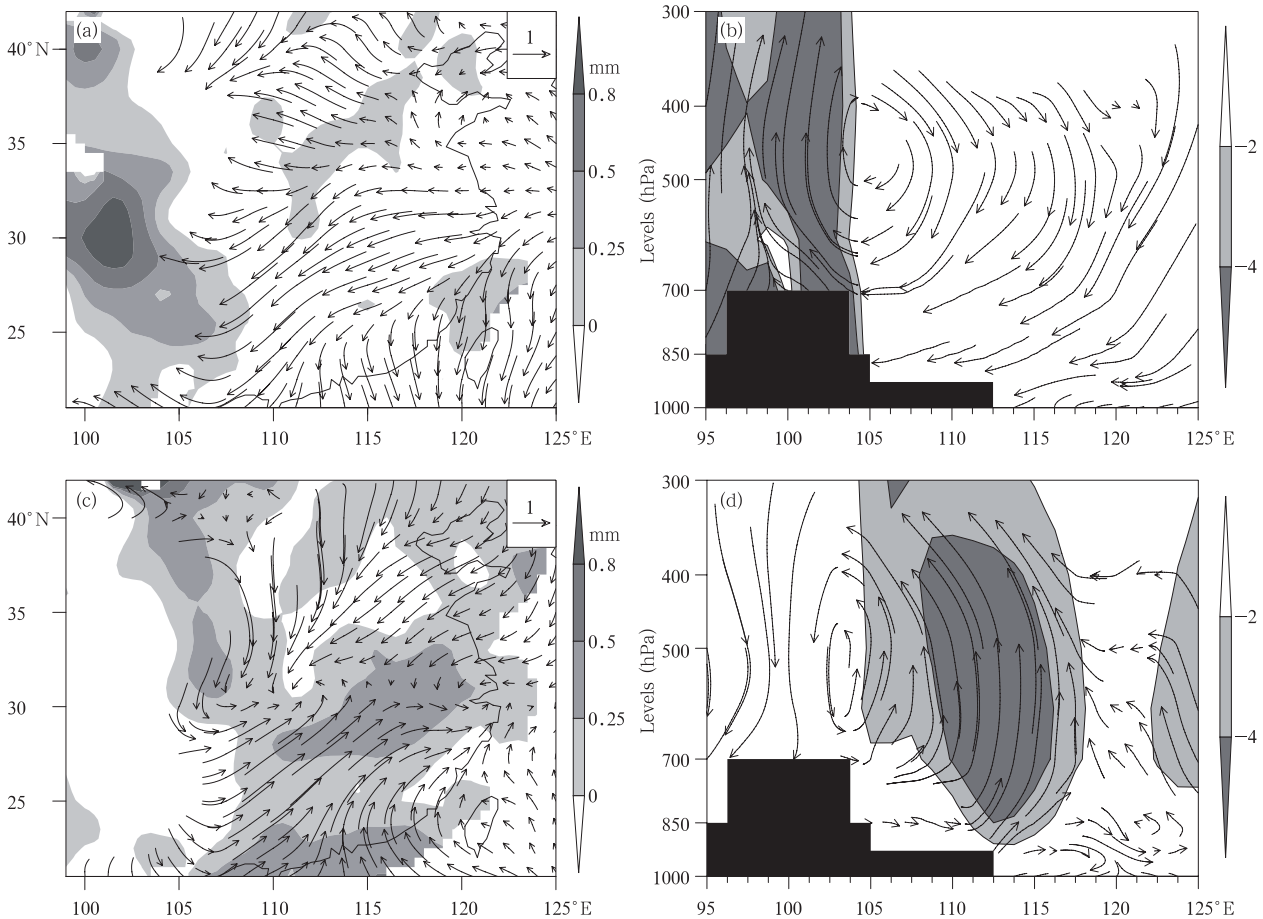


图 10 1991—2004 年夏季合成的持续性降水发生日(a)20 时(北京时)850 hPa 异常风场(减去日平均值,单位:m/s)分布(矢量箭头)和 20—02 时的持续性降水异常(填色)以及(b) 20 时经向平均(27°—33°N)的异常纬向环流(阴影为垂直速度,单位:$10^{-2}$ Pa/s;黑色矩形为地形);(c),(d) 同(a),(b),但为 08 时的情形(根据 Chen 等(2010)重新绘制)

Fig. 10 (a) Composite JJA mean 850 hPa wind anomalies (vectors; unit: m/s) at 20:00 BT in long-duration rainfall days for the 1991 - 2004 period. The shading denotes the normalized long-duration rainfall amount accumulated in the six hours after 20:00 BT (i. e., 20:00 - 02:00 BT). (b) The composite anomalous zonal circulation averaged between 27° and 33°N at 20:00 BT. The grey shading denotes the meridionally averaged vertical velocity (unit: $10^{-2}$ Pa/s), whereas the black shading denotes the topography. (c), (d) Same as (a), (b), but for 08:00 BT (Redrawn based on Chen, et al, 2010)

除长江流域外,低层风场日循环引起的夜间温度平流变化对华南夏季清晨降水次峰值亦有贡献(Huang, et al, 2011)。午夜,异常的南风气流使得暖空气从南海暖洋面流向华南冷陆面,有利于增加凌晨华南低层大气温度。低层的暖平流与上层的辐射冷却耦合在一起,降低了华南清晨大气稳定度。除了温度平流外,辐射加热/冷却导致的海陆热力差异是加强清晨热力不稳定的重要因子。分析水汽收支进一步指出风场日变化引起的凌晨至上午从南海向华南的水汽辐合维持了华南清晨降水。

## 4 数值模式对中国区域降水日变化的模拟偏差

研究降水日变化特征,不仅是理解降水形成和演变过程的重要途径,同时也是检验数值模式、确定模拟不确定性的重要标准(Lin, et al, 2000; Randall, et al, 1991; Slingo, et al, 1987)。这一部分将对数值模式对中国降水日变化特征的再现能力以及

导致模式模拟偏差的关键过程进行回顾和讨论。

### 4.1 数值模式对降水日变化的模拟结果

针对区域模式,戴泽军(2010)首次较为全面地评估分析了区域天气模式 AREM 对中国区域夏季降水日变化的模拟。结果表明,模式可以模拟出东南沿海、东北的午后峰值与四川盆地的夜雨峰值;模式模拟与台站观测的逐时降水日变化序列的相关系数在中国大部分地区为正值,且在华南和东北的部分地区超过 0.6;但模式低估了长江中下游地区发生在清晨的降水次峰值,四川盆地的夜雨范围也较观测中偏西、偏小。关注四川盆地地区,沈沛丰等(2011)分析发现区域气候模式 RegCM3 可以再现四川盆地夏季降水的夜间峰值,并且指出夜雨峰值主要由对流降水贡献,大尺度降水的日变化较弱。

对于全球模式,Yuan(2013)分析了参与第五阶段耦合模式比较计划的 6 个全球大气环流模式模拟的中国降水日变化,结果显示所有模式均可以较好再现东部沿海的夜间降水峰值,但大多数模式模拟的中国大陆地区的降水日变化的区域特征不明显(Yuan, 2013 的图 5)。HadGEM2-A、inmcm4 和 MRI-AGCM3-2H 模拟的中国高原以东陆地地区多为正午前后的降水峰值,不能再现四川盆地的午夜降水峰值和江淮地区的清晨降水次峰值;BCC-CSM1-1 和 FGOALS-g2 模拟的陆地降水则均多为夜间峰值,不能再现江淮地区的午后降水主峰值;虽然 MRI-CGCM3 模拟的盆地降水峰值出现在上午,但该区域的夜间降水比例高于江淮地区,这与观测特征更为接近(Yuan, 2013 的图 5)。王东阡等(2009)通过分析 MIROC 的夏季模拟结果发现:模式模拟的降水日变化振幅与观测相比较弱;夜雨出现在高原东侧,较观测偏西;在江淮地区,模式仅能再现下午时段的降水峰值;观测中华南地区的午后降水峰值(局地时间 17 时)在模拟结果中出现在 21 时前后。

综上所述,模式对降水日变化的模拟偏差具有很强的模式依赖性:一些模式模拟的陆地地区降水日变化区域差异很小,难以同时准确再现四川盆地的夜雨和华南地区的午后降水峰值;一些模式则可以部分再现上述区域差异,但模拟的夜雨范围通常较观测偏西、偏小,模拟的华南沿海午后峰值时间也通常与观测存在一定偏差。

### 4.2 影响降水日变化模拟的主要因子

#### 4.2.1 水平分辨率

由于降水日变化受不同尺度的动力和热力因子影响,高分辨率模式中的地形更加精确,对动力以及热力强迫的刻画更加细致,因此,提高模式分辨率可能改进对降水日变化的模拟。Satoh 等(2013)比较两组不同水平分辨率(11.2 和 5.6 km)的全球可分辨云模式 NICAM 模拟的华南地区夏季降水日变化峰值时间,指出低分辨率版本模拟的降水峰值比观测落后,而高分辨率试验中的午后降水峰值时间则与观测完全一致。进一步的分析表明,高分辨率版本模拟的湿静力能达到峰值的时间较低分辨率版本更早,这可能是两个版本降水日变化峰值存在差异的重要原因。

然而,并非提升所有模式的水平分辨率均可以改善降水日变化的模拟。对比不同水平分辨率的 AREM 模拟结果表明,分辨率从 75 km 提升到 37 km后,模拟结果显著改善,主要表现为模拟中夜雨峰值的时间和范围与观测更为接近;但进一步提升分辨率至 15 km 后,模式模拟效果反而变差,四川盆地的夜雨范围减小,区域平均的降水峰值出现在下午(戴泽军, 2010)。此外,高、低分辨率版本的 CAM5(约 2.5°和 0.5°)模拟的夏季总降水日变化特征存在一定的不同(图 11a、d),但四川盆地和江淮地区的夏季层状云和对流降水日变化特征没有明显差异(Yuan,et al, 2013b)。层状云降水峰值均出现在清晨,与卫星资料中一致(图 11c、f);而两组试验中的对流降水峰值均出现在局地 14 时前后,较观测提前,均未能再现四川盆地夜间对流降水的次峰值(图 11b、e)。与低分辨率版本相比,高分辨率试验中两类降水日变化的振幅增强,层状云降水占总降水的比例增加。提高模式的水平分辨率,而降水日变化的模拟效果并未显著改善,这可能是由于与实际天气过程不同,模式中更加细致的地形引起的大气环流变化,需要通过各种参数化方案才可以对降水产生作用。因此,影响模拟偏差的关键过程可能存在于与降水相关的物理过程参数化方案之中。

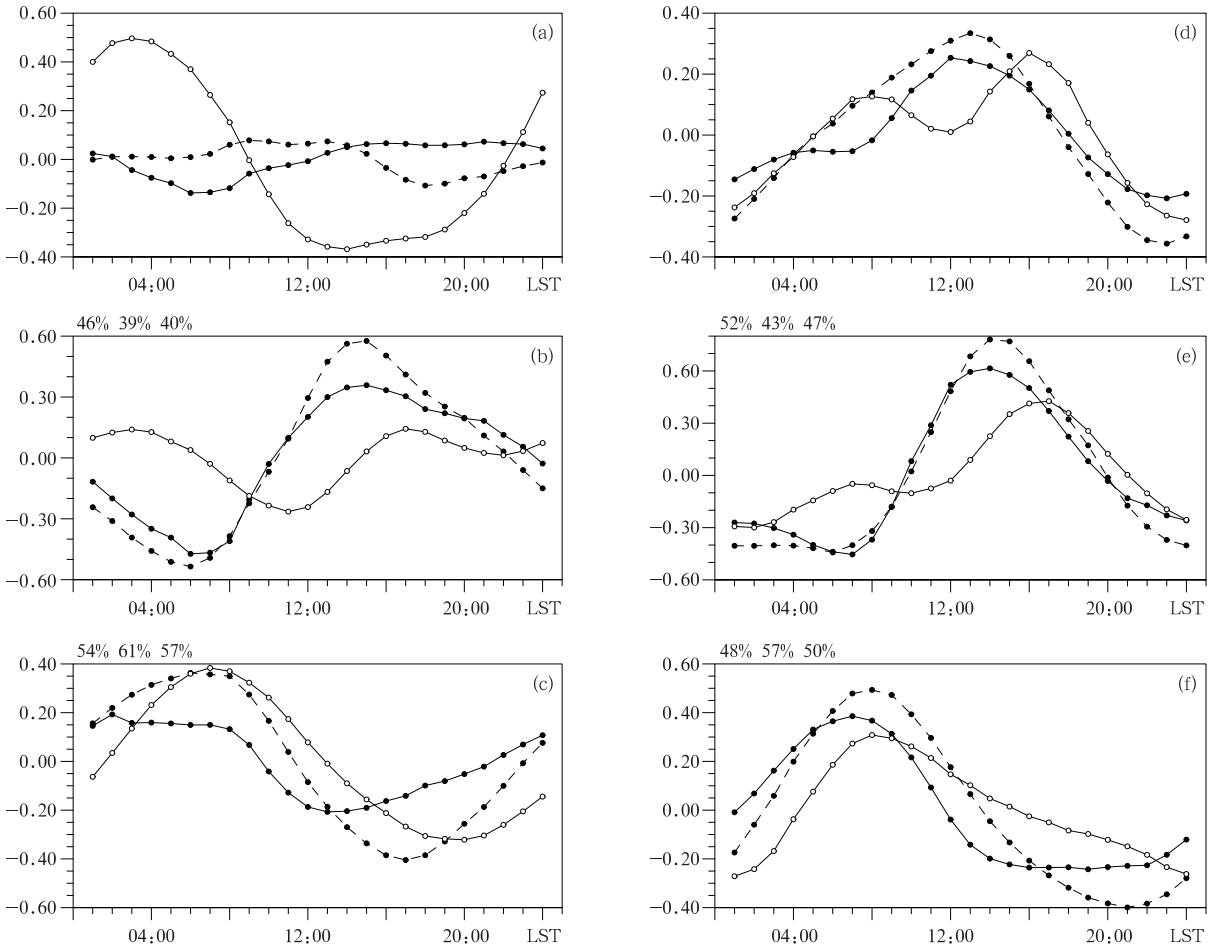


图 11 观测(圆圈实线)以及高(黑圆点虚线)、低(黑圆点实线)分辨率 CAM5 模式模拟的标准化后(相对于日平均值)四川盆地(28°—35°N,103°—108°E;a、b、c)、江淮地区(28°—35°N,112°—120°E;d、e、f)平均的总降水(a、d)、对流降水(b、e)和层状云降水(c、f)的日变化

(图中左上角分别是高、低分辨率 CAM5 模式和观测中对流(层状云)降水占总降水比例;根据 Yuan 等(2013b)重新绘制)

Fig. 11 Diurnal variations of normalized (by the daily mean) total (a,d), convective (b,e) and stratiform (c,f) rainfall in observations (solid lines with open circles), fine (dashed lines with dots) and coarse (solid lines with dots) resolution CAM5 outputs averaged in the Sichuan basin (28°-35°N, 103°-108°E; a,b,c) and Jianghuai area (28°-35°N,112°-120°E;d,e,f). The percentages of convective (stratiform) rainfall to total rainfall from coarse and fine resolution CAM5 runs and the observations are marked on the top-left sides of the figures (Redrawn based on Yuan, et al, 2013b)

### 4.2.2 物理过程

为了确定物理过程对模式模拟降水日变化的影响,可行的方法之一是对再分析资料中的降水日变化特征进行研究。由于再分析资料中的降水场完全由模式输出,不受观测资料直接影响,因而可看作是在基本真实的环流场强迫下,由当前最先进的数值预报模式计算输出,能够反映出目前模式参数化过程导致的偏差对降水日变化模拟的影响。戴泽军等(2011)计算 NCEP1、NCEP2、ERA40 和 JRA25 四套再分析产品中 4 个时段夏季降水量占全天降水比例发现,四套再分析资料中 4 个时次的降水比例与台站观测差异明显(图 12)。台站观测中,中国东部(四川盆地及云贵高原)降水主要出现在 14—20(20—08)时(北京时),但在 NCEP1 中却多发生在 02—08(08—14)时。NCEP2 和 ERA40 的降水主要发生在 08—14 时,而在台站观测中这一时段的降水比例最低。JRA25 的降水主要分布在 14—20 时,与观测比较一致,但比例比观测偏大;JRA25 同时也可以部分再现观测中四川盆地的夜雨,但夜雨范围和比例偏小。这一结果表明,即使是在基本正确的环流场的强迫下,物理过程引起的降水日变化模拟偏差仍十分显著。

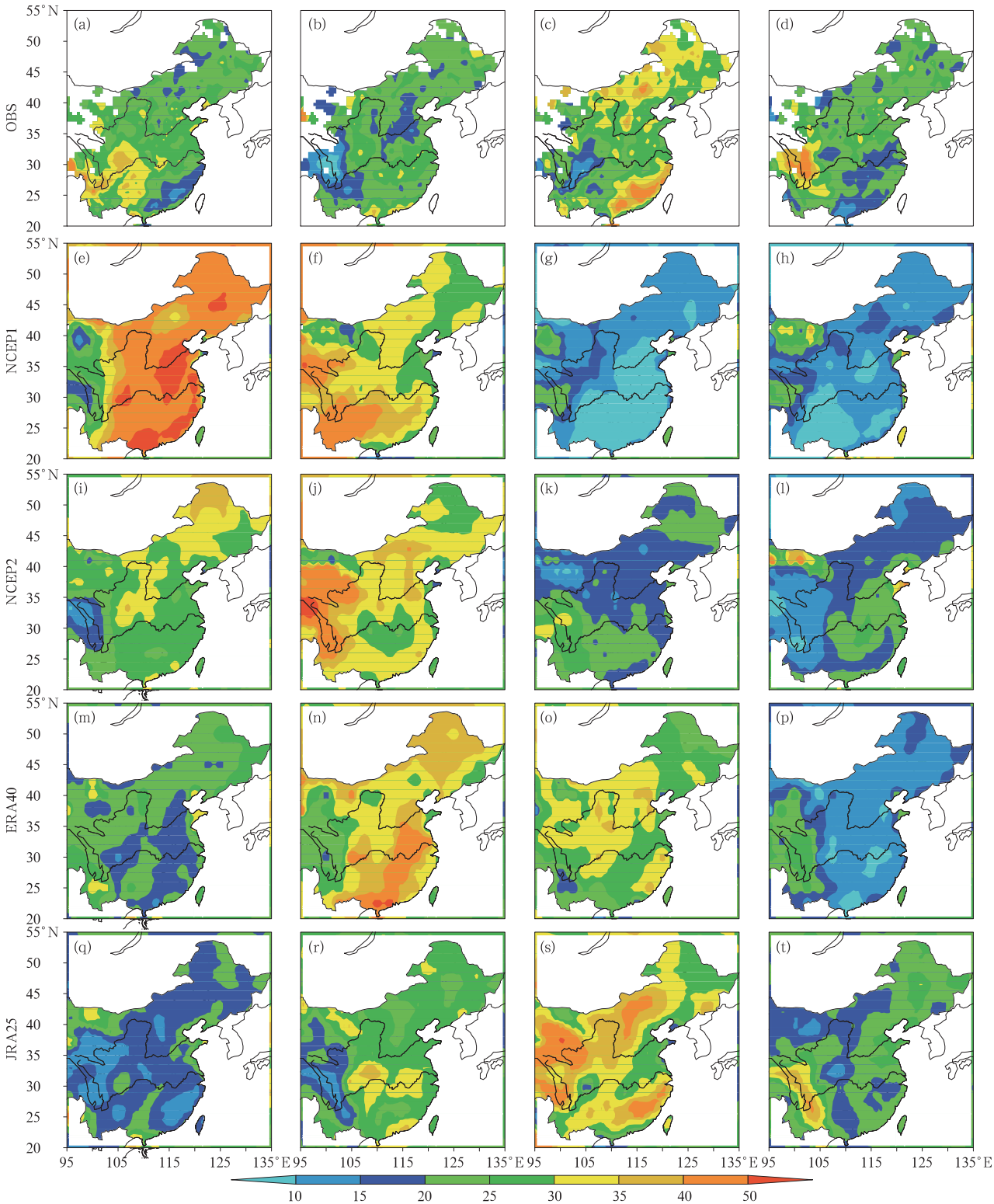


图 12 1991—2002 年夏季观测和再分析资料 02—08 时(北京时,第 1 列)、08—14 时(第 2 列)、14—20 时(第 3 列)及 20—02 时(第 4 列)4 个时段降水量占日总降水量百分比的空间分布(单位:%;图中第 1—5 行分别对应台站观测(OBS)、NCEP1、NCEP2、ERA40 和 JRA25;戴泽军等,2011)

Fig. 12 Spatial distributions of the percentage of summer rainfall occurring in 02:00 - 08:00 BT (1st column), 08:00 - 14:00 BT (2nd column), 14:00 - 20:00 BT (3rd column), and 20:00 - 02:00 BT (4th column) to total rainfall revealed by the station data (1st row), NCEP1 (2nd row), NCEP2 (3rd row), ERA40 (4th row), and JRA25 (5th row) during 1991 - 2002 (unit: %; Dai, et al, 2011)

数值模式对降水日变化的模拟涉及辐射传输、陆面过程、积云对流参数化和边界层等多种过程。为探讨研究不同物理参数化方案在降水日变化模拟中的作用，黄安宁等(2008)利用一个9层区域气候模式的模拟结果发现，陆面过程、辐射传输方案对降水日变化的模拟影响较小，而降水日变化峰值对积云对流参数化方案较为敏感。Grell方案仅能较好再现四川盆地的夜间降水，Kuo和Anthes-Kuo方案则仅能模拟出华南和东北的午后降水峰值，3个方案均无法再现江淮地区清晨和午后双峰并存的现象。对NCEP的区域谱模式以及WRF模式试验结果的分析也表明(Koo，et al，2010)，降水日变化峰值时间主要由积云对流参数化方案决定，边界层方案则可以对降水日变化振幅的模拟产生影响。

在数值模式中，除了积云对流参数化方案产生的对流降水之外，大尺度凝结过程同样会产生部分降水。Yuan(2013)将总降水分为对流降水和大尺度降水后发现，分析中涉及的6个全球大气环流模式均能较好地再现观测中大尺度降水海-陆一致的清晨峰值，而模式模拟的偏差主要源于对流降水(Yuan，2013的图7)。BCC-CSM1-1和FGOALS-g2模拟陆地对流降水峰值均出现在夜间，而HadGEM2-A、inmcm4和MRI-AGCM3-2H模拟的陆地对流降水峰值则出现在正午前后。MRI-CGCM3模拟的大尺度和对流降水的日变化特征与HadGEM2-A等模式并无明显差别，其模拟的总降水日变化特征较其他模式略好，是模拟中两类降水比例更为合理造成的。由于大尺度降水的模拟可能与大尺度环流场有关，进一步分析表明，各个模式均可以较好地再现再分析资料中对流层低层风场的顺时针旋转。Yuan(2013)的结果进一步将模式模拟降水日变化特征的不确定性指向了积云对流参数化方案。

## 5 总结和讨论

本文在总结中国降水日变化最新主要研究成果的基础上，给出了中国降水日变化的整体气候特征和区域差异，归纳了已揭示出的中国降水日变化的科学内涵，指出了目前数值模式对中国区域降水日变化模拟的局限性。可为相关科技和业务人员及时掌握中国降水日变化的全貌和降水日变化相关研究现状，以及把握数值模式的不确定性问题等提供有益的参考依据。现将主要结果列举如下：

(1)中国降水日变化有鲜明的区域特征：中国大陆东南和东北地区的降水日峰值都集中出现在下午；西南地区多在午夜达到降水峰值；长江中上游地区的降水多出现在清晨；江淮、黄淮地区呈现出清晨、午后双峰并存；青藏高原大部分地区是下午和午夜峰值并存。

(2)降水日变化存在显著的季节变化，暖季午后峰值更为突出，冷季清晨峰值更突出。由于夏季风雨带的季节内北进和南撤，暖季降水具有鲜明的季节内演变，季风活跃(间歇)期的日降水峰值多发生在清晨(下午)。

(3)持续性和短时降水在云结构特性和降水日峰值发生时间两方面均存在显著差异：持续性降水以层状云特性为主，峰值降水时间和降水廓线峰值大多位于午夜后至清晨，并在长江流域表现为自西向东峰值发生时间逐渐滞后的特点；短时降水以对流降水为主，降水和降水廓线峰值时间多出现在下午至午夜前。

(4)不同尺度的山-谷风和海-陆风对降水日变化影响显著。除了山地在午后傍晚达到降水峰值而山谷在清晨降水最多的特征外，高原大地形到相对地势较低的东部平原，再到东部海区，构成了一个大尺度的“山-谷”和“陆-海”相接和交替的下垫面强迫，导致了大区域尺度上的日变化差异。

(5)对流层低层环流日变化对降水日变化的区域差异有重要影响。对流层低层环流日变化异常的顺时针转向对长江流域持续性降水日变化峰值自西向东滞后、淮河南北的持续性降水峰值差异以及华南夏季降水的清晨次峰值等有重要影响。

(6)针对数值模式的评估分析指出，目前数值模式对中国降水日变化的模拟能力仍十分有限，提高模式水平分辨率并不能总是达到改善模拟效果的目的，模拟的不确定性主要存在于物理过程参数化方案中。

降水日变化受局地下垫面强迫和大气环流的综合影响，涉及到复杂的云、雨形成和演变过程，对地球系统水循环和能量循环以及人类日常生活都有重要影响。开展降水日变化研究，是掌握降水演变规律，改进数值模式和提高气象预测水平的重要途径之一，有重要的理论价值和应用价值。尽管已开展了相当广泛的研究，但仍然受观测技术和资料的局

限,研究工作仍有待于进一步地深入。随着现代观测技术的不断发展和高时空分辨率多种观测资料的不断丰富,未来降水日变化的研究要着重关注以下几个方面:(1)要把降水日变化研究与云的演变过程结合起来,了解降水对应云系的宏观和微观特性以及降水系统的立体结构等细致特征,以更好地认识和掌握降水的演变规律。李昀英等(2003)分析中国南方地区层状云的日变化特征时指出,华南和高原以东地区层云量的日变化特征不同,华南沿海地区层积云呈现03—06时峰值和14时左右谷值的单峰型日变化特征,而高原以东地区中层层状云的形成主要受大尺度环流的控制,日变率较小。Chen等(2012c)基于卫星亮温数据的分析也指出,中国南方地区夏季云的日变化显著,多数区域深对流云的发生频率在傍晚最高,而中层云在夜间出现最频繁,并且云的日变化和降水的日变化二者的区域差异存在较好的一致性。(2)应注重把降水日变化与降水演变过程联系起来。目前降水日变化的研究主要还是局限于降水量(少数涉及到降水的频次和强度)的日变化位相和振幅的揭示和理解,缺乏与降水过程的联系。尽管有文章同时给出了降水量、频次和强度的日变化位相特征,但并未进一步分析其中的差异及所涉及的科学问题。宇如聪等(2013)提出了降水过程的不对称性特征,即降水开始后较快达到降水强度的峰值,但从峰值到降水结束则经历更长时间。其结果暗示了降水量、频次和强度的日变化位相应存在对应的超前或滞后特征,而不应是此前相关研究所指出的基本一致;同时也提示要关注降水开始和结束的时空分布特征。比如,Chen等(2010)给出了长江流域暖季持续性降水最频繁的开始和峰值时间分布。大多区域的短时降水多在下午至傍晚开始,且很快到达峰值,而持续性降水多在夜间开始,并在3—6 h后达到峰值。(3)在充分认识降水日变化的演变规律及其物理机制的基础上,还要更有针对性地将降水日变化研究与精细化预报服务的相关工作紧密结合起来。比如,通过对业务数值模式降水日变化再现能力的细致评估,建立有效的日变化相关的误差订正,以给出更加有效的高时间分辨率模式预报产品。同时,也可以基于数值模式产品的日降水预报,结合当地降水日变化规律的把握,直接开展精细化的预报服务订正。

## 参考文献


戴泽军. 2010. AREM夏季降水日变化的模拟评估分析[D]. 北京:中国科学院大气物理研究所,137pp

戴泽军,宇如聪,李建等. 2011. 三套再分析资料的中国夏季降水日变化特征. 气象,37(1):21-30

黄安宁,张耀存,朱坚. 2008. 物理过程参数化方案对中国夏季降水日变化模拟的影响. 地球科学进展,23(11):1174-1184

李昀英,宇如聪,徐幼平等. 2003. 中国南方地区层状云的形成和日变化特征分析. 气象学报,61(6):733-743

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

吕炯. 1942. 巴山夜雨. 气象学报,16(S1):36-53

沈沛丰,张耀存. 2011. 四川盆地夏季降水日变化的数值模拟. 高原气象,30(4):860-868

王东阡,张耀存. 2009. 气候系统模式MIROC对中国降水和地面风场日变化的模拟. 南京大学学报(自然科学),45(6):724-733

叶笃正,高由禧. 1979. 青藏高原气象学. 北京:科学出版社,316pp

宇如聪,原韦华,李建. 2013. 降水过程的不对称性. 科学通报,58(15):1385-1392

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. 地球物理学报,57(3):752-759

赵玉春,徐明,王叶红等. 2012. 2010年汛期长江中游对流降水日变化特征分析. 气象,38(10):1196-1206

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

Bleeker W, Andre M J. 1951. On the diurnal variation of precipitation, particularly over central U S A, its relation to large-scale orographic circulation systems. Quart J Roy Meteor Soc, 77(332):260-271

Carbone R E, Tuttle J D, Ahijevych D A, et al. 2002. Inferences of predictability associated with warm season precipitation episodes. J Atmos Sci, 59(13):2033-2056

Carbone R E, Tuttle J D. 2008. Rainfall occurrence in the U. S. warm season: The diurnal cycle. J Climate, 21(16):4132-4146

Chen G, Sha W M, Iwasaki T. 2009. Diurnal variation of precipitation over southeastern China: Spatial distribution and its seasonality. J Geophys Res, 114: D13103, Doi 13110.11029/12008jd011103

Chen G, Sha W, Iwasaki T, et al. 2012a. Diurnal variation of rainfall in the Yangtze River Valley during the spring-summer transition from TRMM measurements. J Geophys Res, 117(D6): D06106

Chen G, Sha W, Sawada M, et al. 2013. Influence of summer monsoon diurnal cycle on moisture transport and precipitation over eastern China. J Geophys Res, 118(8):3163-3177

Chen H, Yu R, Li J, et al. 2010. Why nocturnal long-duration rainfall presents an eastward-delayed diurnal phase of rainfall down the Yangtze River Valley. J Climate, 23(4): 905-917

Chen H, Yuan W, Li J, et al. 2012b. 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

Chen H, Yu R, Wu B. 2012c. FY-2C-derived diurnal features of clouds in the southern contiguous China. J Geophys Res, 117 (D18): D18101, doi: 10.1029/2012JD018125

Chen S, Houze R A. 1997. Diurnal variation and life-cycle of deep convective systems over the tropical pacific warm pool. Quart J Roy Meteor Soc, 123(538): 357-388

Chen Y, Li J. 1995. Large-scale conditions favorable for the development of heavy rainfall during Tamex-Iop-3. Mon Wea Rev, 123(10): 2978-3002

Dai A G. 2001. Global precipitation and thunderstorm frequencies. Part Ⅱ: Diurnal variations. J Climate, 14(6): 1112-1128

Ding Y, Zhang Y, Ma Q, et al. 2001. Analysis of the large-scale circulation features and synoptic systems in East Asia during the intensive observation period of GAME/HUBEX. J Meteor Soc Japan, 79(1B): 277-300

Fujinami H, Nomura S, Yasunari T. 2005. Characteristics of diurnal variations in convection and precipitation over the southern Tibertan Plateau during summer. SOLA, 1: 49-52

Geng B, Yamada H. 2007. Diurnal variations of the Meiyu/Baiu rain belt. SOLA, 3: 61-64

Gray W M, Jacobson R W. 1977. Diurnal variation of deep cumulus convection. Mon Wea Rev, 105(9): 1171-1188

Hann J. 1901. Lehrbuch der Meteorologie. Leipzig: CH Tauchnitz, 805pp

He H, Zhang F. 2010. Diurnal variations of warm-season precipitation over Northern China. Mon Wea Rev, 138(4): 1017-1025

Higgins R W, Yao Y, Yarosh E S, et al. 1997. Influence of the Great Plains low-level jet on summertime precipitation and moisture transport over the central United States. J Climate, 10 (3): 481-507

Houze R A. 1993. Cloud Dynamics. San Diego: Academic Press, 573pp

Houze R A. 1997. Stratiform precipitation in regions of convection: A meteorological paradox. Bull Amer Meteor Soc, 78(10): 2179-2196

Huang H L, Wang C C, Chen G T J, et al. 2010a. The role of diurnal solenoidal circulation on propagating rainfall episodes near the eastern Tibetan Plateau. Mon Wea Rev, 138(7): 2975-2989

Huang W R, Chan J C L, Wang S Y. 2010b. A planetary-scale land-sea breeze circulation in East Asia and the western North Pacific. Quart J Roy Meteor Soc, 136(651): 1543-1553

Huang W R, Chan J C L. 2011. Maintenance mechanisms for the early-morning maximum summer rainfall over southeast China. Quart J Roy Meteor Soc, 137(657): 959-968

Jiang X, Lau N C, Klein S A. 2006. Role of eastward propagating convection systems in the diurnal cycle and seasonal mean of summertime rainfall over the U. S. Great Plains. Geophys Res Lett, 33: L19809

Kincer J B. 1916. Daytime and nighttime precipitation and their economic significance. Mon Wea Rev, 44(11): 628-633

Koo M S, Hong S Y. 2010. Diurnal variations of simulated precipitation over East Asia in two regional climate models. J Geophys Res, 115(D5): D05105

Kraus E B. 1963. The diurnal precipitation change over the sea. J Atmos Sci, 20(6): 551-556

Krishnamurti T N, Kishtawal C M. 2000. A pronounced continental-scale diurnal mode of the Asian summer monsoon. Mon Wea Rev, 128(2): 462-473

Kuo H L, Qian Y F. 1981. Influence of the Tibetian Plateau on cumulative and diurnal changes of weather and climate in summer. Mon Wea Rev, 109(11): 2337-2356

Li J, Yu R C, Wang J J. 2008a. Diurnal variations of summer precipitation in Beijing. Chin Sci Bull, 53(12): 1933-1936

Li J, Yu RC, Zhou TJ. 2008b. Seasonal variation of the diurnal cycle of rainfall in the southem contiguous China. J Climate, 21 (22): 6036-6043

Li J, Yu R C, Yuan W H, et al. 2011. Changes in duration-related characteristics of late-summer precipitation over eastern China in the past 40 years. J Climate, 24(21): 5683-5690

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 Climate, 13(23): 4159-4179

Lindzen R S. 1967. Thermally driven diurnal tide in the atmosphere. Quart J Roy Meteor Soc, 93(395): 18-42

Nesbitt S W, Zipser E J. 2003. The diurnal cycle of rainfall and convective intensity according to three years of TRMM measurements. J Climate, 16(10): 1456-1475

Neumann J. 1951. Land breezes and nocturnal thunderstorms. J Meteor, 8(1): 60-67

Ramage C S. 1952. Diurnal variation of summer rainfall over east China, Korea and Japan. J Atmos Sci, 9(2): 83-86

Randall D A, Harshvardhan, Dazlich D A. 1991. Diurnal variability of the hydrologic cycle in a general circulation model. J Atmos Sci, 48(1): 40-62

Satoh M, Kitao Y. 2013. Numerical examination of the diurnal variation of summer precipitation over southern China. SOLA, 9: 129-133

Singh P, Nakamura K. 2009. Diurnal variation in summer precipitation over the central Tibetan Plateau. J Geophys Res, 114: D20107

Slingo A, Wilderspin R C, Brentnall S J. 1987. Simulation of the diurnal cycle of outgoing longwave radiation with an atmospheric

GCM. Mon Wea Rev, 115(7): 1451-1457

Sorooshian S, Gao X, Hsu K, et al. 2002. Diurnal variability of tropical rainfall retrieved from combined GOES and TRMM satellite information. J Climate, 15(9): 983-1001

Sui C H, Li X, Lau K M. 1998. Radiative-convective processes in simulated diurnal variations of tropical oceanic convection. J Atmos Sci, 55(13): 2345-2357

Tao W K, Lang S, Simpson J, et al. 1993. Retrieval algorithms for estimating the vertical profiles of latent-heat release-their applications for TRMM. J Meteor Soc Japan, 71(6): 685-700

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: D08108, doi: 10. 1029/2004JD005275

Wallace J M, Tadd R F. 1974. Some further results concerning the vertical structure of atmospheric tidal motions within the lowest 30 kilometers. Mon Wea Rev, 102(11): 795-803

Wang W C, Gong W, Wei H. 2000. A regional model simulation of the 1991 severe precipitation event over the Yangtze-Huai River Valley. Part I: Precipitation and circulation statistics. J Climate, 13(1): 74-92

Wang J, Zhang R, Wang Y. 2012. Areal differences in diurnal variations in summer precipitation over Beijing metropolitan region. Theor Appl Climatol, 110(3): 395-408

Wolyn P G, Mckee T B. 1994. The mountain plains circulation east of a 2-km-high north south barrier. Mon Wea Rev, 122(7): 1490-1508

Wu G X, Mao J Y, Duan A M, et al. 2006. Current progresses in study of impacts of the Tibetan Plateau on Asian summer climate. Acta Meteor Sinica, 20(2): 144-158

Wu G X, Liu Y M, Zhang Q, et al. 2007. The Influence of mechanical and thermal forcing by the Tibetan Plateau on Asian climate. J Hydrometeor, 8(4): 770-789

Xu W, Zipser E J. 2011. Diurnal variations of precipitation, deep convection, and lightning over and east of the eastern Tibetan Plateau. J Climate, 24(2): 448-465

Yang G Y, Slingo J. 2001. The diurnal cycle in the tropics. Mon Wea Rev, 129(4): 784-801

Yang S, Smith E A. 2008. Convective-stratiform precipitation variability at seasonal scale from 8 yr of TRMM observations: Implications for multiple modes of diurnal variability. J Climate, 21(16): 4087-4114

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. Adv Atmos Sci, 28(4): 725-734

Yu R C, Wang B, Zhou T J. 2004a. Climate effects of the deep continental stratus clouds generated by the Tibetan Plateau. J Climate, 17(13): 2702-2713

Yu R C, Wang B, Zhou T J. 2004b. Tropospheric cooling and summer monsoon weakening trend over East Asia. Geophys Res Lett, 31(22): L22212, doi: 10.1029/2004GL021270

Yu R C, Xu Y P, Zhou T J, et al. 2007a. Relation between rainfall duration and diurnal variation in the warm season precipitation over central eastern China. Geophys Res Lett, 34(13): L13703

Yu R C, Zhou T J, Xiong A Y, et al. 2007b. Diurnal variations of summer precipitation over contiguous China. Geophys Res Lett, 34(1): L01704

Yu R C, Zhou T J. 2007c. Seasonality and three-dimensional structure of interdecadal change in the East Asian monsoon. J Climate, 20(21): 5344-5355

Yu R C, Li J, Chen H M. 2009. Diurnal variation of surface wind over central eastern China. Climate Dyn, 33(7-8): 1089-1097

Yu R C, Yuan W H, Li J, et al. 2010. Diurnal phase of late-night against late-afternoon of stratiform and convective precipitation in summer southern contiguous China. Climate Dyn, 35(4): 567-576

Yuan W H, Yu R C, Chen H M, et al. 2010. Subseasonal characteristics of diurnal variation in summer monsoon rainfall over central eastern China. J Climate, 23(24): 6684-6695

Yuan W H, Li J, Chen H M, et al. 2012a. Intercomparison of summer rainfall diurnal features between station rain gauge data and TRMM 3B42 product over central eastern China. Int J Climatol, 32(11): 1690-1696

Yuan W H, Yu R C, Zhang M H, et al. 2012b. Regimes of diurnal variation of summer rainfall over subtropical East Asia. J Climate, 25(9): 3307-3320

Yuan W H. 2013. Diurnal cycles of precipitation over subtropical China in IPCC AR5 AMIP simulations. Adv Atmos Sci, 30(6): 1679-1694

Yuan W H, Yu R C, Li J. 2013a. Changes in the diurnal cycles of precipitation over eastern China in the past 40 years. Adv Atmos Sci, 30(2): 461-467

Yuan W H, Yu R C, Zhang M Y, et al. 2013b. Diurnal cycle of summer precipitation over subtropical East Asia in CAM5. J Climate, 26(10): 3159-3172

Zhou T J, Yu R C, Chen H M, et al. 2008. Summer precipitation frequency, intensity, diurnal cycle over China: A comparison of satellite data with rain gauge observations. J Climate, 21(16): 3997-4010

Zhou T J, Gong D Y, Li J, et al. 2009. Detecting and understanding the multi-decadal variability of the East Asian Summer Monsoon: Recent progress and state of affairs. Meteor Z, 18(4): 455-467

Zhuo H, Zhao P, Zhou T J. 2013. Diurnal cycle of summer rainfall in Shandong of eastern China. Int J Climatol, 34(3): 742-750, doi: 10. 1002/joc. 3718