

赵玉春, 王叶红. 2020. 我国东南沿岸及复杂山地后汛期降水日变化的数值研究 [J]. 大气科学, 44(2): 371–389. ZHAO Yuchun, WANG Yehong. 2020. A Numerical Study of the Diurnal Variations in Second Rainy Season Rainfall in the Coastal and Mixed Topographical Regions of Southeast China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 44(2): 371–389. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1906.18264

我国东南沿岸及复杂山地后汛期降水日变化的数值研究

赵玉春^{1,2,3} 王叶红^{1,3}

1 厦门市气象局海峡气象开放实验室, 厦门 361012

2 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081

3 福建省灾害天气重点实验室, 福州 350001

摘 要 利用 2009~2017 年 7~9 月福建省逐小时地面加密自动站资料和 2015~2017 年 7~9 月厦门站的探空资料, 通过 K 均值聚类法和中尺度数值模式 (WRF3.9.1.1 版本) 理想数值模拟, 分析了我国东南沿岸及复杂山地 (福建) 后汛期降水日变化特征, 揭示了地形热力环流以及海陆风环流在热对流降水日变化形成中的作用, 探讨了环境温湿廓线及风垂直廓线对热对流降水日峰值强度和日峰值出现时间的影响。结果发现: 我国东南沿岸复杂山地 (福建) 后汛期降水日变化受地形热力环流和海陆风环流的影响和调制, 白天辐射加热在复杂山地形成的局地热力环流激发出对流降雨带, 午后受海风环流的影响, 对流降雨带组织发展达到峰值, 之后随着地形热力环流和海风环流减弱雨带逐渐减弱。武夷山及周边复杂山地的降水日变化主要受地形热力环流的影响, 在午后对流降水达到峰值, 夜间减弱几近消失。理想数值试验进一步证实了我国东南沿岸复杂山地地形热力环流对对流降雨的触发以及海陆风环流在山地对流雨带组织发展中的作用, 环境温湿廓线以及风垂直廓线对热对流降水日峰值强度以及日峰值出现的时间具有重要影响, 其中环境温湿廓线的大气抬升凝结高度、大气可降水量、大气的对流不稳定性以及大气中低层湿度分布的不同, 会影响热对流降水日峰值强度, 并通过影响山地热力对流触发时间, 改变热对流降水日峰值时间, 而环境风垂直廓线的低层气流强度和方向、中低层垂直风切变的不同, 会影响地形热力对流系统的启动、组织发展和移动等特征, 进而影响热对流降水日峰值强度以及热对流降水日峰值时间。

关键词 地形影响 海陆风 热对流降水 日变化

文章编号 1006-9895(2020)02-0371-19

中图分类号 P435

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1906.18264

A Numerical Study of the Diurnal Variations in Second Rainy Season Rainfall in the Coastal and Mixed Topographical Regions of Southeast China

ZHAO Yuchun^{1,2,3} and WANG Yehong^{1,3}

1 Laboratory of Straits Meteorology, Xiamen Meteorological Bureau, Xiamen 361012

2 State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Science, Beijing 100081

3 Fujian Key Laboratory of Severe Weather, Fuzhou 350001

收稿日期 2018-12-04; 网络预出版日期 2019-06-20

作者简介 赵玉春, 男, 1972 年出生, 博士, 主要从事暴雨形成机理与预测方法、中尺度动力学和中尺度数值模拟研究。E-mail: zhaoych@cma.gov.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 41675047、41075038, 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室开放课题 2018LASW-B01, 厦门市科技惠民计划项目 3502Z20174052

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 41675047, 41075038), Open Research Program of State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Science (Grant 2018LASW-B01), People-Benefited Scientific and Technological Program of Xiamen City (Grant 3502Z20174052)

Abstract In this paper, diurnal rainfall variations in the second rainy season in the coastal and mixed topographical regions of Southeast China (Fujian) were analyzed. The roles of topographical thermal circulations and land-sea breezes in the diurnal variations in thermal convective rainfall were investigated. The impacts of environmental temperature, moisture, and vertical wind profile on the time and intensity of diurnal peaks of convective rainfall were examined using hourly surface data from the automated weather station of Fujian province for the periods July to September of 2009–2017. With radio-soundings at Xiamen station for the periods July to September of 2015–2017 and K-mean clustering methodology, idealized numerical simulations were conducted using a mesoscale numerical model (WRF3.9.1.1). Results were as follows: diurnal rainfall variations for the second rainy season in the study regions of Southeast China (Fujian) were impacted and regulated by topographical thermal circulation and land-sea breezes. The topographical thermal circulation due to daytime heating initiated convective rainfall bands. The bands were organized and peaked during the afternoon sea breezes, then gradually weakened with the weakening topographical thermal circulation and sea breeze. Idealized numerical experiments further proved the role of topographical thermal circulation and sea breezes in the convective rainfall initiation and organization. Environmental temperature, moisture, and vertical wind profiles exerted an important impact on the diurnal peak intensity and time of occurrence of the convective rainfall. The atmospheric lifting condensation level, precipitable water, convective instability, and differential distribution of moisture at the mid-lower levels impacted the diurnal peak intensity of the convective rainfall and changed its time of occurrence through altering its time of initiation. Differences in low-level wind intensity and direction and vertical shear at the mid-lower levels impacted the initiation, organization, and movement of the topographical convection, and further impacted its diurnal peak intensity and time of occurrence.

Keywords Topographical effects, Land-sea breeze, Thermal convection precipitation, Diurnal variation

1 引言

降水日变化是地球大气最主要的振荡现象之一 (Kikuchi and Wang, 2008), 它的形成往往与大气中的各种日变化现象相联系, 如温度 (Durre and Wallace, 2001)、相对湿度 (Zhang et al., 2008)、水汽或大气可降水量 (Wu et al., 2003)、大气行星边界层 (于晓丽等, 2009)、低空急流 (简称 LLJ; 孙继松, 2005)、层积云 (李昀英等, 2003)、近地面流场 (刘新等, 2006)、对流 (平凡和罗哲贤, 2009)、城市热岛 (张佳华等, 2005) 甚至大尺度季风环流 (Keenan et al., 1989; Chen et al., 2017) 的日变化等。有关海洋和陆地上降水日变化及其不同模态和空间变率的成因, 已提出多种物理机制来对其加以解释。对于海洋上的降水日变化, 提出的主要物理机制有: (1) 云辐射加热差异机制, 即云和周围无云区间辐射加热差异的动力结果在水平散度场内产生的日变化可以调整对流 (Gray and Jacobson, 1977); (2) 云辐射垂直稳定度机制, 即对流云砧高空部分的短波辐射吸收增加云区的静力稳定度, 减弱垂直运动, 从而导致午后海洋降水的最小值, 相反夜间的长波冷却减小稳定度, 导致对流增强 (Randall et al., 1991); (3) 云辐射相对湿度机

制, 即夜间长波冷却充分地增加每一个地方的相对湿度, 导致卷入效应减小, 云的发展在夜间得到增强 (Dai, 2001); (4) 海面温度日变化机制, 即由于海洋表面层存在日变化, 其午后最大值造成洋面上新对流的生成, 由于局地湿静力能的消耗和海洋上短波通量的遮盖, 使得第二天在对流尾流区出现对流极小值 (Chen and Houze, 1997); (5) 大气气压潮机制, 即认为大气气压潮可能是低层辐合和降水的日调整因子 (Brier and Simpson, 1969), 但受到质疑 (Lindzen, 1978)。有关海洋上降水日变化提出的主要物理机制很难解释陆地上对流降水日变化模态和空间差异, 因为陆地上对流降水日变化的形成机制更为复杂。研究发现, 局地山脉地形高度不均匀性造成的地面加热高度差异驱动的热力环流会产生降水日变化 (Geerts et al., 2008)。高大山脉地区日对流降水系统形成后规律性地向下游移动, 可引起下游地区夜间降水极大值 (Yang and Smith, 2006)。具有不同加热属性地表在白天和晚上加热差异强迫的边界层力管环流是一些地区降水日变化形成的重要原因 (Rife et al., 2002)。山脉地形区白天加热形成的混合边界层激发的重力波传播对离岸地区日对流降水有重要作用 (Mapes et al., 2003), 重力波对日变化强迫存在着某种响应 (Clark, 1999)。海陆风环流是沿岸

陆地和水域上对流降水日变化的驱动因子 (Mori et al., 2004), 海陆风与局地热力环流相互作用后可调节局地降水日变化。可见, 在地形非均匀性、下垫面属性多样性以及海陆差异等的影响以及天气尺度系统的调整下, 不同区域降水日变化特征及其内在原因存在着很大的差异。

我国陆地降水日变化特征及其物理机制存在明显的地域和季节差异。研究表明, 青藏高原在午夜和午后分别存在一个日降水峰值 (Yuan et al., 2012); 青藏高原东侧邻近地区的降水峰值在午夜 (Yu et al., 2007a; 白爱娟等, 2008)。天山地区夏季日降水峰值在午后, 与地形热力作用有关; 天山以北邻近地区日降水峰值在夜间, 为天山地形上空对流向北传播的结果; 天山以南盆地日降水峰值在清晨 (Li et al., 2017)。华北太行山以西地区, 降水量和降水频率日峰值出现在傍晚, 在太行山以东平原和沿海地区日峰值一般出现在上午, 其中短时降水对傍晚降水日峰值贡献较大, 而长时降水则对凌晨峰值影响更大 (韩函等, 2017)。西南地区前汛期日降水峰值在夜间至清晨, 与夜间低空急流的加强密切相关 (Yuan et al., 2012), 而东南地区前汛期降水日峰值在午后, 与辐射加热及局地地形抬升有关 (Jiang et al., 2017)。长江中下游地区夏季降水日变化具有两个峰值, 分别发生在午后和清晨 (Zhou et al., 2008; 赵玉春等, 2012), 其中午后降水峰值往往由生命期较短 (小于 3 h) 的对流活动造成, 而夜间至清晨降水峰值与长生命史 (大于 6 h) 对流系统的活动有关 (Yu et al., 2007b), 大尺度强迫与青藏高原地形共同影响起到重要调制作用 (Chen et al., 2010)。华南沿岸地区日降水峰值在清晨, 在强风日主要与地形抬升和海陆摩擦差异有关, 在弱风日主要与海陆风有关 (Chen et al., 2016); 华南内陆山地日降水峰值在午后, 与地形热力效应及海陆风有关 (Zhao, 2014)。这些研究通过气候统计和气候模拟角度解释了降水日变化特征及其物理成因。

我国东南沿岸及复杂山地 (福建) 暖季受东亚季风进退的影响, 对流降水多发频发, 且存在明显的季节差异, 前汛期主要受西风槽、切变线、锋面系统以及西南暖湿扰动气流影响, 降水大值区主要位于内陆武夷山及周边地区, 后汛期主要受台风、热带低压、热带辐合带以及东风扰动系统影响, 降水大值区主要位于近岸鹭峰山至戴云山一带山地。

统计分析发现, 由于天气扰动系统影响的差异, 前、后汛期的降水日变化时空分布存在着明显差异, 前汛期日降水存在两个峰值, 午后为主峰值, 清晨为次峰值, 降水日峰值主要位于内陆武夷山及周边地区 (Zhang et al., 2017); 后汛期日降水在午后存在单峰值, 日降水主要位于近岸鹭峰山至戴云山一带山地。尽管统计分析发现降水存在明显日变化的规律, 但独特的大气环境、复杂地形以及海陆差异对对流降水发生发展以及降水日峰值时间和日峰值强度等究竟有何影响值得深入研究。本文以后汛期日对流降水为研究对象, 从天气角度重点探讨地形热力作用、海陆热力差异以及大气温湿垂直结构及风垂直切变对日对流降水启动、组织和发展以及日对流降水峰值时间和峰值强度的影响, 深入认识后汛期降水日变化时空特征及其内在物理机制。

2 资料与方法

2.1 观测资料与处理

文中使用的观测资料主要有: (1) 2009~2017 年 7~9 月福建省逐小时地面加密自动站资料; (2) 2015~2017 年 7~9 月厦门站的探空资料 (考虑到福建境内邵武和福州探空站受地形等因素的影响, 而厦门位于沿海受地形影响略小, 加之以后汛期其位于东风带系统上游, 故以厦门站作为代表站获取探空资料开展理想数值试验)。利用资料 (1) 对我国东南沿岸及复杂山地 (福建) 后汛期降水日变化、地形热力环流以及海陆风特征等进行分析。首先, 对多年日内逐小时降水和风资料进行平均 (剔除台风影响个例), 获得降水与风的气候平均日变化, 其中包含了移动性天气系统的影响; 其次, 为了尽可能剔除天气系统的影响, 获得主要由辐射强迫日变化引起的降水与风的日变化特征, 在多年平均前将逐小时值减去当日平均值, 之后再进行多年平均 (剔除台风影响个例), 获得降水与风的日偏差变化。利用资料 (2) 合成获得模式理想数值试验的温湿风廓线资料。对所有探空 (剔除台风影响样本) 进行平均, 获得后汛期平均温湿风垂直廓线, 平均温湿风垂直廓线的 $T\text{-log}P$ 图见图 1, 整个大气柱的可降水量 (P_w) 达 54 mm, 其中 850 hPa 以下大气相对湿度大, 抬升凝结高度 (P_{LCL}) 较低, 位于 964 hPa 附近, 700 hPa 以上大气相对较干, 大气为对流不稳定, 对流有效位能

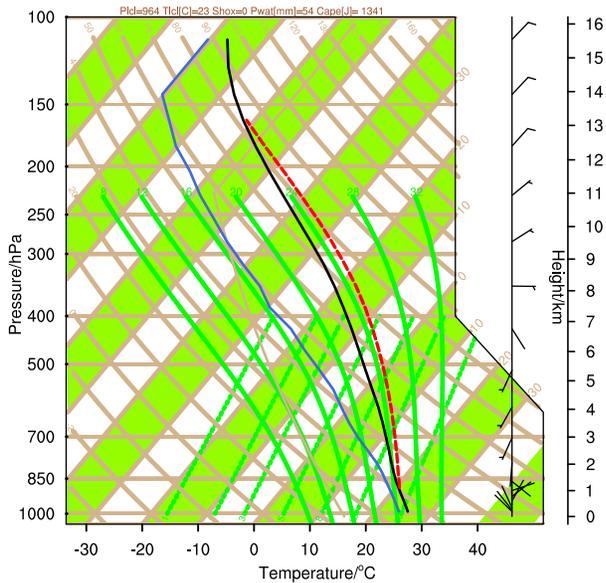


图1 厦门探空站平均温度(单位: $^{\circ}\text{C}$)、湿度(单位: g kg^{-1})和风(风标, 单位: m s^{-1})垂直廓线的 $T\text{-log}P$ 图。黑色粗实线为温度, 蓝色粗实线为露点温度, 红粗虚线为气块温度

Fig.1 $T\text{-log}P$ profiles of mean temperature (units: $^{\circ}\text{C}$), humidity (units: g kg^{-1}), and wind (wind barb units: m s^{-1}) at Xiamen station. Solid thick black, solid thick blue, and dashed thick red lines indicate temperature, dew-point temperature, and parcel temperature, respectively

(CAPE) 为 1341 J kg^{-1} 。

为了获取不同类型的温湿廓线分布, 首先利用探空样本资料计算出位温和比湿, 再插值到模式输入所需高度层上, 获得探空样本的温湿廓线, 然后对所有温湿廓线样本采用 K 均值聚类法 (MacQueen, 1967) 进行分类平均, 获得 10 类温湿廓线, 其温湿廓线的主要特征见表 1。可以发现, 尽管不同类

型温湿廓线应以差异为主, 但相对所有样本平均的温湿廓线而言, 通过 K 均值聚类法给出的温湿廓线存在一定共性, 即对流层低层大气相对湿度皆较大, 导致不同类型温湿廓线的 P_{LCL} 皆较低, 最高位于 950 hPa , 最低位于 978 hPa , 而对流层中高层大气相对湿度较低, 这与后汛期我国沿海东南复杂山地大多数受副热带高压控制有关。但也存在明显的差异, 一是不同类型廓线的 P_w 存在较大的差异, 最大的 P_w 达 61 mm , 最小的仅 45 mm ; 二是不同类型廓线的大气对流不稳定性存在一定的差异, 最大 CAPE 达 2450 J kg^{-1} , 最小 CAPE 仅 439 J kg^{-1} ; 另外, 不同类型湿度垂直分布上也存在着一定的差异, 这些差异可能对我国东南沿岸复杂山地辐射强迫引发的对流系统发生发展及对流降水强度存在一定的影响。

同样, 对所有风垂直廓线也采用 K 均值聚类法进行分类平均, 获得了 10 类风垂直廓线 (图 2)。分析发现, 不同类型的风垂直廓线具有一些共性, 即对流层中低层 (3 km 以下) 的风速较小, 不利于水汽输送和区域性和大范围强降水的发生; 另外中低层 ($0\sim 3 \text{ km}$) 的风垂直切变弱, 不利于对流系统的组织化发展和长时间维持。同时, 不同类型的风垂直廓线存在着明显的差异, 对流层中层至低层 ($0\sim 6 \text{ km}$) 风的方向存在着一定的差异, 平均风的大小和方向不同, 这在一定程度上影响对流单体的传播 (Zhao and Wang, 2012); 风随高度的变化存在一定的差异, 尤其是对流层中上层, 这在一定程度上影响对流系统周边层状云和冰相水物质的形成与发展 (Parker, 2007)。

表 1 厦门探空站 10 类温湿廓线特征及其计算的物理量

Table 1 Features of temperature and humidity profiles and their physical variables at Xiamen Station

类型号	温湿廓线特征量			湿度垂直分布特征
	CAPE/ J kg^{-1}	P_w/mm	$P_{\text{LCL}}/\text{hPa}$	
TH01	1406	58	965	700~500 hPa 较平均略湿
TH02	1342	51	966	700~500 hPa 较平均略干
TH03	1563	55	962	700~150 hPa 较平均略湿
TH04	439	49	959	850~450 hPa 较平均略干
TH05	1487	61	978	1000~400 hPa 较平均略湿
TH06	1174	55	966	500~350 hPa 较平均略湿, 850 hPa 以下较平均略干
TH07	915	52	950	600~200 hPa 较平均略干, 850 hPa 以下较平均略干
TH08	1693	54	962	700~200 hPa 较平均略干, 850~700 hPa 较平均略湿
TH09	2450	45	969	950~250 hPa 较平均略干, 700 hPa 附近出现极大干区
TH10	2150	54	956	850~650 hPa 较平均略干, 650~600 hPa 较平均略湿

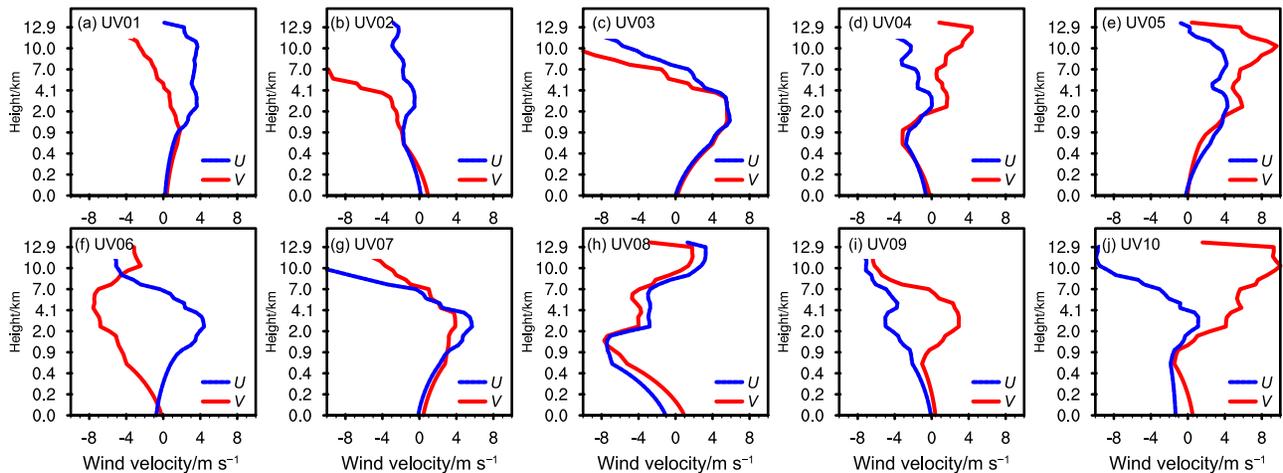


图2 采用 K 均值聚类法获得的厦门探空站 (a-j) 10 类风垂直廓线分布 (横坐标为风速, 单位: m s^{-1})

Fig. 2 Ten categories of vertical wind profiles at Xiamen Station analyzed by K-mean clustering (x-coordinate is wind velocity, units: m s^{-1})

2.2 模式与试验设计

数值研究使用美国国家环境预报中心 (NCEP) 和大气研究中心 (NCAR) 等研究机构联合开发的 WRF 区域模式 (3.9.1.1 版本), 动力核采用非静力方案。模拟不进行嵌套, 采用单区域方案, 其水平网格距为 $2 \text{ km} \times 2 \text{ km}$, 共 601×601 个格点。垂直方向上为 42 层 σ 坐标, 并对边界层进行适当加密, 时间积分步长设为 10 s 。数值模拟与试验采用全物理过程, 主要物理方案选取如下: 云微物理过程选取 WRF Single-Moment 6-class 方案 (Hong and Lim, 2006), 长波和短波辐射用 RRTMG 方案 (Iacono et al., 2008), 地表层物理过程为 Eta Similarity 方案, 陆面过程选用 5 层热辐散方案, 行星边界层过程为 Yonsei University 非局地 K 方案 (Hong et al., 2006), 不使用积云对流参数化方案。

数值试验中温湿和风廓线采用分类处理后的厦门探空资料。模式地形采用 USGS 的 $30''$ 分辨率地形, 设置区域中心点为 (26°N , 118°E) 后插值到 $2 \text{ km} \times 2 \text{ km}$ 格点上, 再放入理想数值试验模块, 模拟区域范围见图 3, 将我国东南沿岸复杂山地 (福建) 置于模式中心区域。为了模拟海陆差异, 陆地植被属性设置为灌木湿地 (18), 海洋无植被, 其属性设置为水体 (16), 陆地土壤设置为粉沙质粘壤土 (8), 海洋土壤属性设置为水 (14)。地表温度设置为 297 K , 近地面温度设置为 300 K 。为了减少模拟结果影响因素, 模式中不考虑地球旋转作用, 将科氏力 f 设置为零, 模式边界采用周期性边界条件。考虑到模拟的为后汛期热

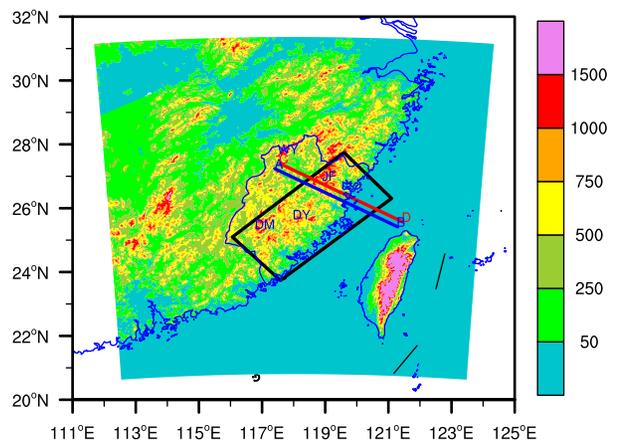


图3 模式区域设置及模式地形 (阴影, 单位: m) 分布, 四边形为后文进行平均的区域, WY、JF、DY 和 DM 分别指示武夷山、鹫峰山、戴云山和玳瑁山, AB 和 CD 为后图垂直剖面位置

Fig. 3 (a) Set-up of the model domain and model topography (shadings, units: m). The quadrilateral shows the area of averaging; WY, JF, DY, and DM indicate Wuyi, Jiufeng, Daiyu, and Daimao Mountains, respectively; lines AB and CD are the cross-sections used in later figures

对流降水及辐射驱动需要一定的时间, 模式初始时间统一设定为 8 月 1 日 20:00 (北京时, 下同), 模式共积分 48 h, 忽略前 12 h 模拟结果, 重点分析 12~36 h 的模拟结果, 36~48 h 模拟结果仅用于附带考察模式对次日午后对流模拟情况。

为了探讨地形、海陆差异、环境温湿廓线以及风廓线对午后对流发展的影响, 设计了一组数值试验 (见表 2)。首先, 为了弄清仅有辐射强迫下沿海复杂山地的近地面 (边界层) 流场, 在平均温湿

表 2 数值试验设计一览表

Table 2 Set-up of model experiments

试验名称	温湿廓线	风廓线	海陆差异	试验目的
DRY	平均温湿廓线, 模式各层比湿减半	无(静止大气)	有	考察干大气条件复杂地形与海陆差异影响下的近地面环流
DRY_NS	平均温湿廓线, 模式各层比湿减半	无(静止大气)	无	考察干大气条件无海陆差异影响下复杂山地的近地面环流
WET	平均温湿廓线	无(静止大气)	有	考察湿大气条件沿海复杂山地热对流发展
WET_NS	平均温湿廓线	无(静止大气)	无	考察湿大气条件无海陆差异影响下复杂山地热对流发展
AVE	平均温湿廓线	平均风廓线	有	用来对比了解温湿风廓线对沿海复杂山地热对流发展的影响
WET_01(-10)	TH01(-10)类温湿廓线	无(静止大气)	有	探讨不同温湿廓线对沿海复杂山地午后对流发展的影响
WND_01(-10)	平均温湿廓线	UV01(-10)类风廓线	有	探讨不同风廓线对沿海复杂山地午后对流发展的影响

廓线的基础上将各层比湿减半, 设计了干试验 DRY; 将海洋水体设置成与陆地相同的植被及土壤属性, 设计了试验 DRY_NS, 进一步了解海陆差异对沿海复杂山地的近地面(边界层)流场的影响。其次, 在干试验 DRY 和 DRY_NS 的基础上, 采用平均温湿廓线设计了湿试验 WET 和 WET_NS, 探讨辐射强迫下有、无海陆差异时沿海复杂山地热对流的发展特征。最后, 利用分类平均获得的 10 类温湿廓线, 设计了试验 WET_01 至 WET_10, 探讨不同温湿廓线对沿海复杂山地午后对流发展的影响; 并利用分类平均获得的 10 类风垂直廓线, 设计了试验 WND_01 至 WND_10, 探讨不同风垂直廓线对沿海复杂山地午后对流发展的影响。另外, 利用平均温湿风垂直廓线, 设计了试验 AVE, 用以对比了解温湿风垂直廓线对沿海复杂山地热对流发展的影响。

3 观测统计特征

分析我国东南沿岸复杂山地(福建)后汛期多年平均的地面逐小时降水分布和变化(2009~2017年7~9月平均)发现: 08:00 存在两条弱雨带, 一条位于闽赣交接的武夷山一带, 一条位于东南沿岸山地一带, 且沿海山地雨带范围略大强度略强, 两条雨带中间为弱降水区甚至无降水区; 此时东南沿岸至内陆山地 80~120 km 一带盛行近乎平行于海岸线的 $1\sim 2\text{ m s}^{-1}$ 东北风气流, 内陆近地面风弱; 地面温度场上, 内陆山地温度较沿海地区低, 沿海地区为一条近乎平行于海岸线的温度高值带(图略)。09:00~11:00, 两条雨带近于维持, 强度和范围变化不大(图 4a); 此时沿海至内陆山地 80~120 km 一带由东北风逐渐转为偏东风甚至东南风, 内陆地区近地面风场略有加强, 在高地

形区形成辐合气流(图 4a), 这与吴滨等(2013)利用福建沿海高度梯度测风塔多层风观测数据统计的海风出现时间基本一致; 内陆至沿海一带地面温度快速上升, 在沿海山地形成一条温度高值带, 而海岸线附近温度相对较低(图 4a)。12:00~14:00, 这两条雨带逐渐增强, 较强的降水区在离海岸 80~120 km 高山地形区发展起来, 使东南沿岸山地一带雨带较武夷山一带雨带更强, 这两条雨带间的无降水区逐渐发展为有降水区(图 4b); 沿海至内陆山地 80~120 km 一带逐渐形成与海岸线近乎垂直的东南风(图 4b); 内陆至沿海一带地面温度继续上升, 海岸线附近维持相对较低的温度带(图 4b)。15:00~17:00, 这两条雨带快速增至最强, 范围也发展至最大, 且较强的降水区略向沿海地区推进(图 4c); 沿海至内陆山地 80~120 km 一带与海岸线近乎垂直的东南风维持(图 4c); 内陆至沿海一带地面温度维持 1 h 后略有下降(图 4c)。18:00~20:00, 沿海山地雨带逐渐减弱并略向内陆移动, 武夷山雨带快速减弱(图 4d); 沿海至内陆山地 80~120 km 一带与海岸线近乎垂直的东南风由北向南逐渐转为东北风和偏东风(图 4d); 内陆至沿海一带地面温度快速下降(图 4d), 这也与吴滨等(2013)统计的陆风出现时间基本一致。21:00~23:00, 沿海山地雨带和武夷山附近雨带进一步减弱(图 4e); 沿海至内陆山地 80~120 km 一带转为东北风, 内陆近地面风变弱(图 4e); 内陆地面温度进一步下降, 温度变得比沿海温度更低, 沿海变为温度高值带(图 4e)。00:00~02:00, 沿海山地雨带略向沿海一侧移动, 武夷山雨带近乎消失(图 4f); 沿海至内陆山地 80~120 km 一带维持东北风(图 4f); 沿海维持温度相对高的高值带(图 4f)。03:00~

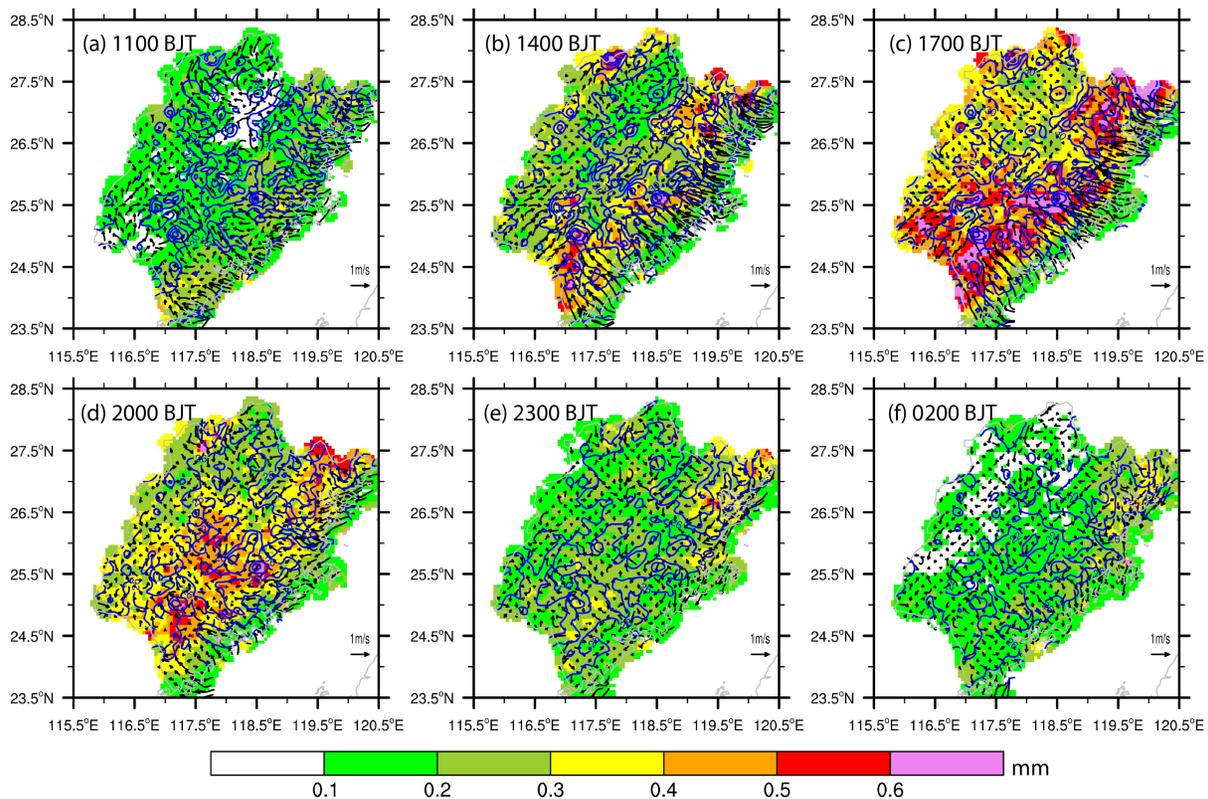


图 4 我国东南沿岸复杂山地（福建）2009~2017 年 7~9 月（a-f）11:00 至次日 02:00 3 h 间隔的平均地面 1 h 降水（阴影，单位：mm）、温度（等值线，单位： $^{\circ}\text{C}$ ）和风（矢量，单位： m s^{-1} ）的分布与演变

Fig. 4 Distribution and evolution of 1-h surface rainfall (shadings, units: mm), temperature (contours, units: $^{\circ}\text{C}$), wind (vectors, units: m s^{-1}) from (a) 1100 BJT to (f) 0200 BJT with 3-h intervals averaged over July to September of 2009–2017 in the mixed topographical and coastal areas of Southeast China (Fujian)

07:00，内陆地区维持弱降水甚至无降水，沿海山地一带维持弱降水带，06:00 武夷山一带开始有弱雨带形成；沿海至内陆山地 80~120 km 一带维持东北风；沿海维持温度相对高的高值带（图略）。

上述地面降水和风的分布及其日变化不仅与辐射加热强迫有关，还与天气系统活动有关，为了尽可能消除天气系统影响，了解辐射加热强迫引起的降水日变化特征，分析了我国东南沿岸复杂山地（福建）后汛期地面降水和风多年平均的日偏差分布及其变化特征（图 5），结果发现：08:00~11:00，闽赣交接地带武夷山地区为零散降水正偏差，东南沿岸山地存在一带状零散分布的降水正偏差；沿海至内陆山地 80~120 km 从近于垂直海岸线西北扰动气流，逐渐转变为东北乃至偏东扰动气流；内陆为从高地形区流出的辐散扰动流逐渐转变为向高地形区汇合的辐合扰动流（图 5a）。12:00~14:00，正的降水偏差在内陆山地及沿海山地逐渐发展起来，正的降水偏差大值区主要位于高地形

区，沿岸地区无降水正偏差，武夷山地区的降水正偏差逐渐增强并沿地形形成带状；沿海至内陆山地 80~120 km 形成与海岸线近于垂直的东南扰动气流，内陆高地形区的辐合扰动流逐渐增强（图 5b）。15:00~17:00，沿海至内陆山地形成带状的降水正偏差区，并进一步向内陆地形区延伸，降水正偏差达到最大，沿岸地区无降水正偏差，武夷山地区的降水正偏差达最大后开始有所减弱；沿海至内陆山地 80~120 km 维持与海岸线近于垂直的东南扰动气流，内陆高地形区维持汇合的辐合扰动流（图 5c）。18:00~20:00，沿海至内陆山地的降水正偏差逐渐减弱，并移至闽中南地区；沿海至内陆山地 80~120 km 的东南扰动气流快速减弱，内陆正降水偏差区为辐散扰动流，武夷山地区也为向外流出的辐散扰动流（图 5d）。21:00~23:00，内陆正降水偏差区快速减弱乃至消失；沿海至内陆山地 80~120 km 一带逐渐发展为西北扰动气流（图 5e）。00:00~02:00，除沿岸地区维持弱的正降水

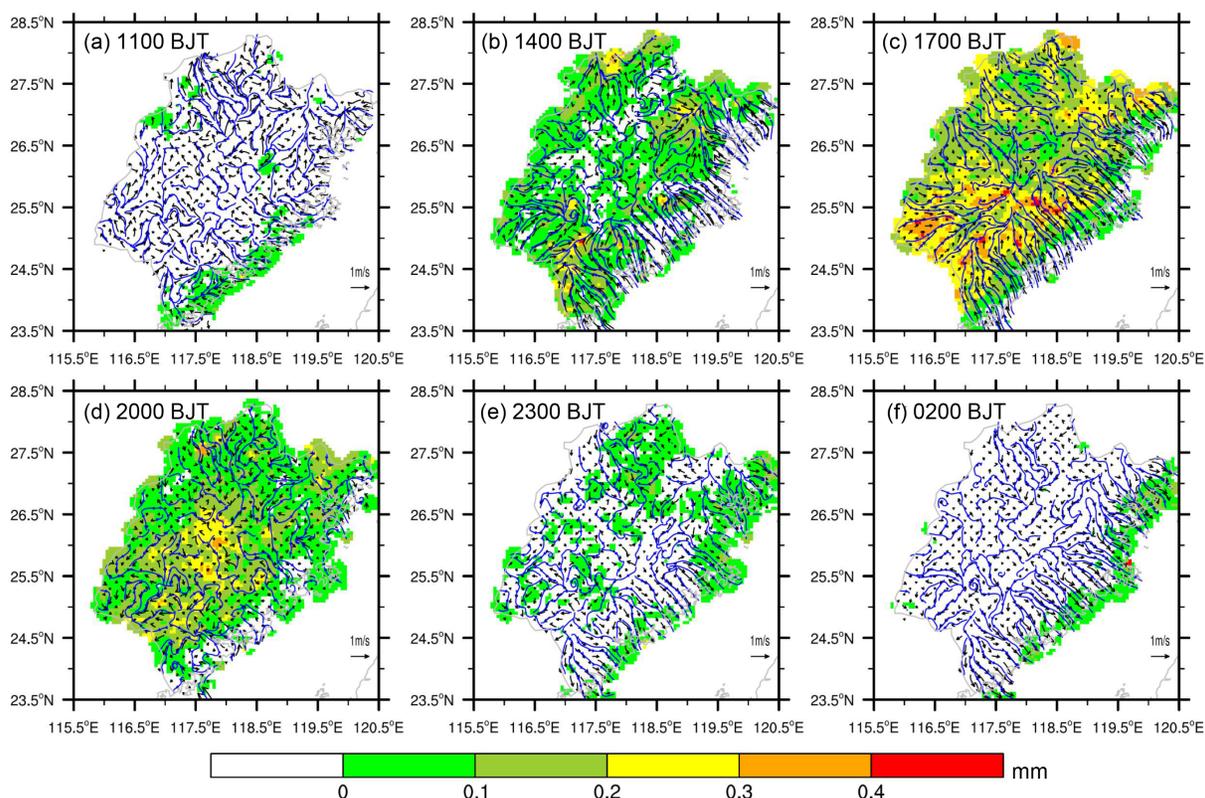


图5 我国东南沿岸复杂山地(福建)2009~2017年7~9月(a)11:00至(f)02:00 3 h间隔的地面1 h降水(阴影,单位: mm)和风(矢量,单位: m s^{-1})及其流线的平均日偏差分布与演变

Fig. 5 Distribution and evolution of diurnal perturbations of 1-h surface rainfall (shadings, units: mm), wind (vectors, units: m s^{-1}) and streamlines from (a) 1100 BJT to (f) 0200 BJT with 3-h intervals averaged over July to September of 2009–2017 in the mixed topographical and coastal areas of Southeast China (Fujian)

偏差带之外,其他地区的正降水偏差基本消失;沿海至内陆山地 80~120 km 西北扰动气流逐渐加强,内陆山地为向外流出的辐散扰动流(图 5f)。03:00~07:00,沿岸地区降水偏差带维持极弱的正降水偏差,沿海至内陆山地 80~120 km 西北扰动气流开始有所减弱(图略)。

由此可见:(1)我国东南沿岸复杂山地(福建)后汛期降水具有明显的日变化特征,降水最大峰值出现在 17:00 附近。(2)日变化雨带主要有两个,一个是位于离海岸线 50~200 km 甚至更深入内陆的复杂山地雨带,另一个是武夷山地雨带;前者为主雨带,降水范围大,午后在复杂山地皆有发展,后者为副雨带,降水范围小;前者夜间维持,雨带移至沿岸地区,但降雨强度弱,后者夜间几近消失。(3)近岸的复杂山地雨带的日变化不仅与山地热力环流有关,还与海陆差异有关,而武夷山地雨带主要与山地热力环流有关。(4)山地及沿海岸地区降水日变化存在明显的非对称性,高地形山地午后热力对流降水强,沿海岸夜间

降水弱。需要指出的是,上述观测资料统计得到了降水日变化特征及其与地形热力环流和海陆风发展演变间的联系,但降水日变化特征可能包含多种因素影响,其中辐射日强迫下地形热力环流和海陆风演变在降水日变化中究竟扮演着什么角色,其他因子如大气环境条件对降水日变化的形成和发展是否存在影响又如何影响等并不清楚。蔡榕硕等(2003)利用二维非弹性运动方程组数值模式对台湾海峡海陆风做了成功的数值模拟,下面利用先进的中尺度数值模式 WRF,通过理想数值试验来做进一步的探讨,揭示降水日变化的形成机制及其内在影响因子。

4 数值试验模拟结果分析

4.1 地形热力环流的日变化

为了单纯了解复杂地形区辐射日强迫对近地面及大气边界层环流的影响,设计了无海陆差异的干大气试验(试验 DRY_NS),对模拟结果分析发现:08:00~10:00,复杂地形区的地形热力环流开

始逐渐形成，即气流沿着地形爬升，并在高地形区形成气流汇合区，在低地形区形成气流辐散区；11:00~13:00，随着辐射加热的增强，地形热力环流逐渐增强（图略）。14:00，地形热力环流达到盛期，在山地地形区形成强的汇合气流，其中武夷山地区地形最高，汇合气流最强，地形热力环流可达 $3\sim 4\text{ m s}^{-1}$ ，鹭峰山地形区汇合气流强度次之，戴云山以及玳瑁山地形区再次之，而在平原或者山脉之间的低地形区，形成明显的辐散气流（图 6a）。15:00~16:00，地形热力环流强度维持甚至略有增强；17:00~18:00，由于辐射加热快速减弱，地形热力环流也开始快速减弱，逐渐变为仅在地形区维持汇合气流；19:00，地形热力环流几近消失，近地面几为静风；20:00~21:00，短波辐射加热转为长波辐射冷却，地形热力环流开始转变位相，即高地形区变为辐散气流区，低地形区变为辐合气流区；22:00~01:00，转相后的地形热力环流逐渐增强（图略）。02:00，转相后的地形热力环流达到盛期，低地形区形成明显的汇流（图 6b）。03:00~05:00，转相后的地形热力环流维持 1~2 h 后开始减弱；06:00~07:00，转相后地形热力环流达到最弱，并重新在山地地形区形成辐合流，在低地形区形成辐散流（图略）。刘新等（2007）研究结果表明，高原大地形热力作用日变化能引起低层大气环流的日变化，这里的数值试验表明，中尺度地形热力作用日变化能引起局地环流日变化。

从垂直于海岸线的低层环流及温湿剖面来看，08:00~10:00，由于辐射加热，在山地地形区等温线明显上凸，大气温度较周边同高度地区明显偏高，在热力作用下形成爬坡流，且地形高度差大的一侧爬坡气流强度强，气流在山顶上升。11:00~13:00，高地形区与周边同高度地区的大气温差进一步加大，75 km 距离内最大温差达 3°C 以上，爬坡流进一步增强，并逐渐形成中尺度垂直环流（图略）。14:00，中尺度垂直环流进入盛期，高地形区垂直上升支达到 3 km 高度处，在 2~3 km 高度处形成相对湿度大值中心，下沉支位于离高地形区 80~100 km，相对湿度较低（图 7a）。15:00~17:00，高地形区上凸等温线逐渐回缩，垂直环流维持 1~2 h 后开始减弱。18:00~19:00，地形高度差小的一侧垂直环流消失，地形高度差大的一侧垂直环流仍然维持。20:00~01:00，随着辐射冷

却，高地形区的等温线逐渐下凹，高、低地形区的温差开始反相，地形高度差大的一侧的垂直环流快速消失，并逐渐形成下坡流。02:00，高、低地形区的温差最大达 -2°C ，但高地形区未形成明显的下沉支，下坡流未形成垂直环流，2~3 km 高度处相对湿度大值中心移至高地形区两侧（图 7b）。03:00 至 06:00，地形高度差大的一侧在 1 km 以下高度形成并维持垂直环流。07:00，该垂直环流减弱（图略）。

4.2 海陆风环流的日变化

考虑海陆热力差异后，地形热力环流叠加了海陆风环流的影响，试验 DRY 的模拟结果分析发现：一方面，由于沿岸靠海一侧低层大气温度日变化小，白天海风加强了沿岸的地形热力环流及其垂直环流，大气温度和湿度的垂直分布也发生了变化；夜间陆风对沿岸反相的地形热力环流也略有加强。对比试验 DRY 和 DRY_NS 的模拟结果（试验 DRY 减去试验 DRY_NS）可以清晰地看到这一点：08:00~12:00，沿岸及其靠海一侧地面偏差气流从弱的西北风逐渐减弱并转向为弱的东南风（图略）。13:00~14:00，东南风快速增强并向内陆发展（图略）。15:00~17:00，东南风维持发展至最强，向内陆推进 50~100 km，并在内陆爬升至 500 m 左右的山地（图 8a）。18:00~20:00，东南风快速减弱，仅靠海一侧维持（图略）。21:00~04:00，靠海一侧东南风逐渐减弱消失，沿岸开始形成弱的偏北风（图 8b）。05:00~07:00，沿岸靠海一侧形成弱的东北风带（图略）。

从垂直于海岸线的低层偏差环流的剖面来看，08:00~10:00，大气低层偏差气流由山地流向海洋逐渐转为由海洋吹向山地，无明显的垂直环流。11:00~13:00，沿岸大气低层由海洋吹向山地的偏差气流逐渐增强，并发展出一个垂直环流。14:00 该垂直环流进一步加强，垂直环流圈的高度在 2 km 以下，气流在沿岸山地上升，到 1~2 km 高度后回流并在离岸 80~100 km 处下沉；由于海洋蒸发及该偏差环流的作用，海洋低层相对湿度加大，并加大了垂直环流上升支的相对湿度（图略）。15:00~17:00，该垂直环流圈和湿度偏差分布进一步发展和维持（图 9a）。18:00~19:00，上升支气流快速减弱并离岸移动，沿岸山地爬坡气流快速减弱。20:00~00:00，800 m 以下离岸气流逐渐加强并向海一侧发展（图略）。01:00~07:00，

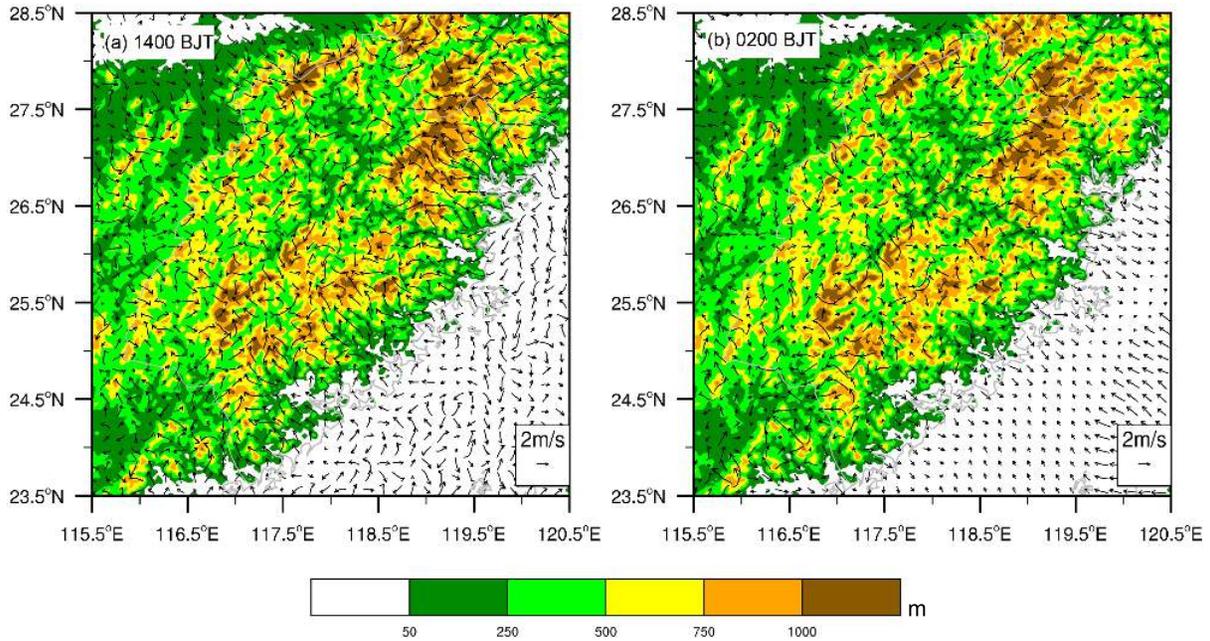


图 6 试验 DRY_NS 模拟的 (a) 14:00 和 (b) 02:00 地面风场 (矢量, 单位: m s^{-1}) (图中阴影为地形, 单位: m)

Fig. 6 Surface wind (vectors, units: m s^{-1}) simulated by Experiment DRY_NS at (a) 1400 BJT and (b) 0200 BJT. Shadings indicate model topography, units: m

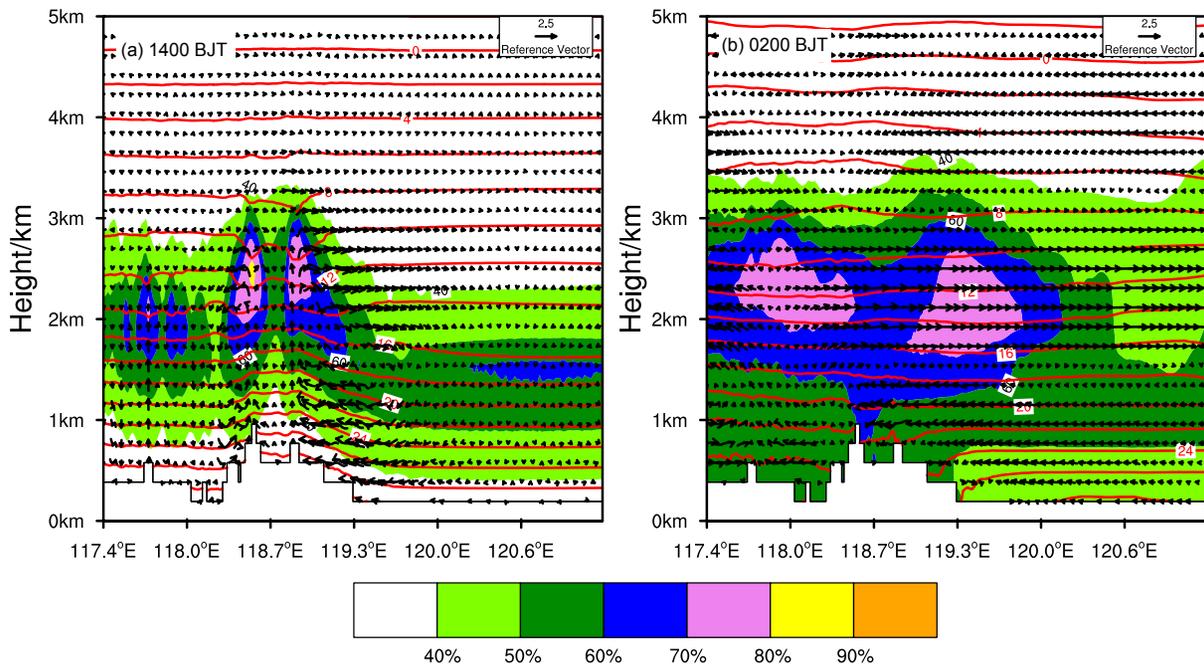


图 7 试验 DRY_NS 模拟的 (a) 14:00 和 (b) 02:00 沿图 3 中 AB 至 CD 平均的温度 (实线, 单位: $^{\circ}\text{C}$)、相对湿度 (阴影) 和风场 (矢量, 单位: m s^{-1}) 垂直剖面图

Fig. 7 Vertical cross-section of temperature (solid lines, units: $^{\circ}\text{C}$), relative humidity (shadings), and wind fields (vectors, units: m s^{-1}) averaged from lines AB to CD in Fig. 3 at (a) 1400 BJT and (b) 0200 BJT, simulated by Experiment DRY_NS

离岸气流维持, 未有明显的垂直环流形成 (图 9b)。

由此可见: (1) 海陆热力差异形成的海陆风具有明显的非对称性, 午后海风强, 并存在明显的

中尺度垂直环流, 午夜陆风弱, 无明显的次级环流发展; (2) 海面的存在使得大气低层温湿垂直结构发生明显变化, 海面边界层湿度明显加大, 并向

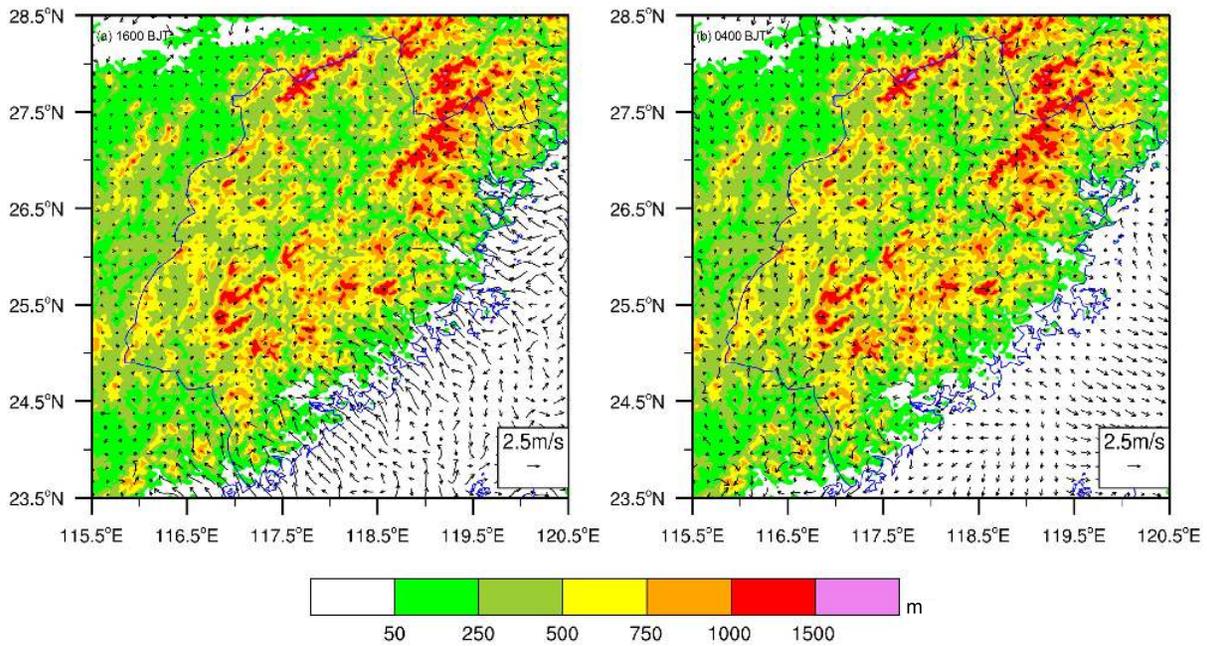


图 8 试验 DRY 与 DRY_NS 模拟的 (a) 16:00 和 (b) 04:00 地面风场差值 (试验 DRY 减去试验 DRY_NS, 矢量, 单位: m s^{-1}) (图中阴影为地形, 单位: m)

Fig. 8 Difference in simulated surface wind (vectors, units: m s^{-1}) between Experiment DRY and DRY_NS (Experiment DRY minus Experiment DRY_NS) at (a) 1600 BJT and (b) 0400 BJT (shadings indicate model topography, units: m)

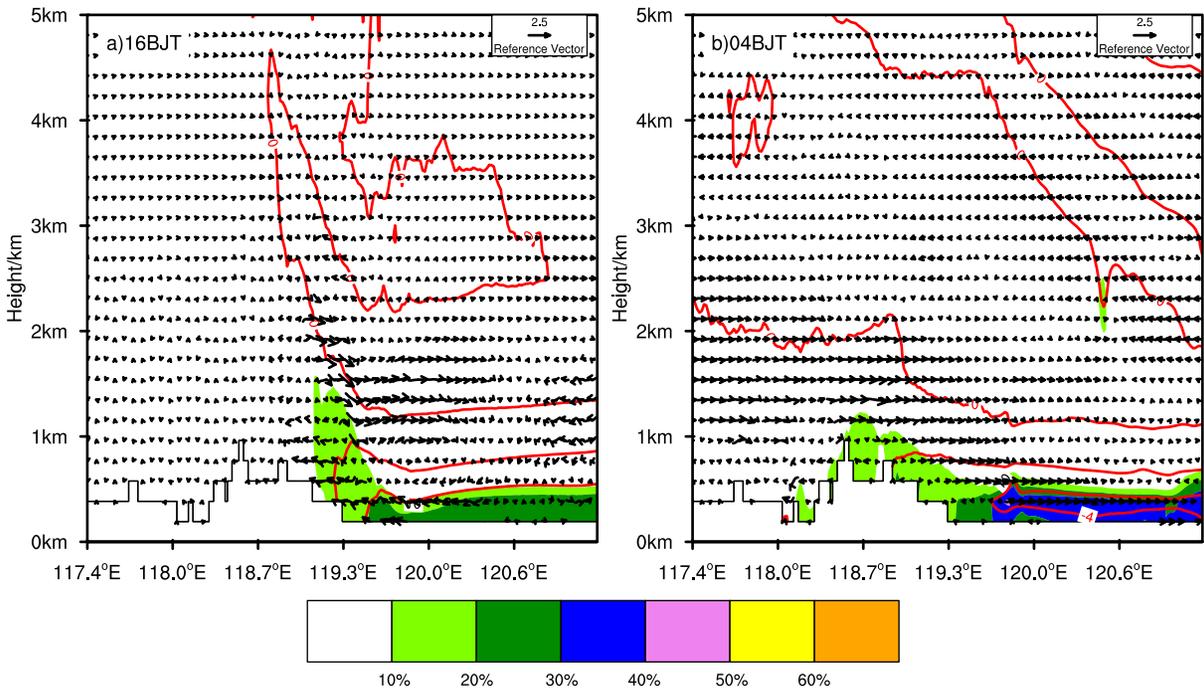


图 9 试验 DRY 与 DRY_NS 模拟的 (a) 16:00 和 (b) 04:00 沿图 3 中 AB 至 CD 平均的温度 (实线, 单位: $^{\circ}\text{C}$)、相对湿度 (阴影) 和风场 (矢量, 单位: m s^{-1}) 差值 (试验 DRY 减去试验 DRY_NS) 的垂直剖面图

Fig. 9 Vertical cross-section of the differences in temperature (solid lines, units: $^{\circ}\text{C}$), relative humidity (shadings), and wind fields (vectors, units: m s^{-1}) averaged from lines AB to CD in Fig. 3 between Experiment DRY and DRY_NS at (a) 1600 BJT and (b) 0400 BJT

上升支输送, 有利于沿岸山地对流的发展; (3) 海陆差异加大了沿岸山地上空的大气温度差异, 海

陆风环流叠加在地形性热力环流上, 有利于午后沿岸山地对流的组织和发展。

4.3 地形热对流降水的日变化

分析无海陆差异的湿大气数值试验（试验 WET_NS）的模拟结果发现，由于初始大气存在明显的对流不稳定能量，加之抬升凝结高度低，在辐射强迫下形成的地形热力环流很快激发出对流，鹭峰山和戴云山北侧地区对流呈现出一定的自组织发展特征，具体而言：08:00~10:00，随着地形热力环流的逐渐发展，地形区逐渐形成浅对流，零散分布于复杂地形上空，对流尺度小（图略）。11:00~13:00，对流逐渐发展，大多零散对流逐渐消失，但在高地形区维持对流，且对流尺度有所增大，逐渐发展为较深的对流，高地形区近地面维持气流辐合特征（图 10a）。14:00~15:00，对流在高地形区发展到盛期，其中鹭峰山和戴云山北侧上空的对流发展最为旺盛，且近地面出现辐散气流，对流开始移动，呈现出一定的自组织发展特征，玳瑁山和戴云山南侧以及武夷山地区的对流就地发展（图 10b）。16:00~18:00，鹭峰山和戴云山北侧地区的对流向东移出高地形区至沿岸山地（图 10c），并逐渐减弱，玳瑁山和戴云山南侧的对流未呈现出组织化发展和移动特征，对流也逐渐减弱，而武夷山地区的对流降水至 18:00 减弱近消失。19:00~20:00，移至沿岸山地的对流快速减弱消失，而玳瑁山和戴云山之间地区维持对流（图 10d）。21:00~01:00，玳瑁山和戴云山之间地区对流逐渐向西移动并减弱消失（图 10e）。02:00~07:00，武夷山一带开始有弱对流出现，并沿闽赣交接地带的山地发展（图 10f）。刘新等（2007）通过数值模拟发现高原大地形热力作用的日变化能够引起降水的日变化，这里的数值试验表明，中尺度地形热力作用形成的局地环流日变化，也能引起局地降水的日变化。

4.4 海陆风对地形热对流降水的影响

邱晓暖和范绍佳（2013）对近年来有关海陆风的研究进行回顾总结后认为，海陆风在一定天气背景下对近岸降水有一定的触发和加强作用。这里对有无海陆差异的湿大气数值试验（试验 WET 和 WET_NS）结果进行对比分析发现，海陆风对地形热力对流的形成和组织发展具有不可忽视的作用。由于夜间陆风的发展，08:00 沿岸带形成一条很弱的对流带，09:00~10:00，随着山地热力对流的逐渐发展，海岸的弱对流带快速减弱消失（图略）。11:00~13:00，随着海风发展加强，离岸 100~120 km 山地热对流的组织发展逐渐受到海风的影响（图

11a）。14:00~15:00，山地热对流的自组织发展明显受到海风的影响，鹭峰山和戴云山北侧地区离岸 100~120 km 的山地热对流在向沿岸一侧移动时，在海风前沿逐渐组织发展成一条带状对流（图 11b）。16:00 离岸 100~120 km 山地对流在海风前沿形成一条完整的近于平行海岸线的对流带。17:00~18:00，该对流带向沿岸一侧移动发展，且鹭峰山和戴云山北侧地区的对流移速略快（图 11c）。19:00~21:00，平行于海岸线的对流带快速减弱消失，其中鹭峰山和戴云山北侧地区的对流带更快减弱消失，玳瑁山和戴云山之间地区对流减弱但维持（图 11d）。22:00 至次日 07:00，对流发展特征与试验 WET_NS 基本一致（图 11e-f）。

4.5 温湿垂直廓线对降水日峰值时间和强度的影响

不同温湿廓线条件下，大气抬升凝结高度、大气可降水量以及大气的对流不稳定度等皆存在着一定的差异，这一方面会影响山地热对流触发的时间，进而改变降水日变化峰值时间，另一方面影响热对流强度及其降水强度。从 10 类温湿廓线模拟的山地热对流平均降水来看（图 12）：首先，不同温湿廓线模拟的山地热对流平均降水强度存在着明显的差异，其中试验 WET_05 模拟的降水峰值最大，平均降水强度达 2.7 mm h^{-1} ，较试验 AVE 强，而试验 WET_09 模拟的降水峰值最小，平均降水强度不足 1.2 mm h^{-1} ，较试验 AVE 明显偏弱。由表 1 可知，试验 WET_05 中温湿廓线计算的 P_w 最大， P_w 达到 61 mm，模拟的峰值降水强度也最大，而试验 WET_09 的 P_w 最小，仅为 45 mm，模拟的峰值降水强度也最小。但从对流不稳定能量条件来看，试验 WET_09 温湿廓线计算的 CAPE 最大为 2450 J kg^{-1} ，而试验 WET_05 的 CAPE 较试验 WET_09 要小，仅为 1487 J kg^{-1} 。由此可见，在对流不稳定能量足够满足对流发生发展的条件下，在无大尺度强迫及大尺度水汽通量辐合作用时，模拟的降水强度主要与大气可降水量有关。但这又并非简单的线性关系，试验 WET_02、WET_04、WET_07 以及 WET_09 的 P_w 小于试验 AVE 的 P_w ，其模拟的峰值降水强度较试验 AVE 弱；试验 WET_01 和 WET_05 的 P_w 大于试验 AVE 的 P_w ，其模拟的峰值降水强度较试验 AVE 强；但试验 WET_03、WET_06、WET_08 以及 WET_10 的 P_w 与试验 AVE 的 P_w 相同或略大，试验 WET_03 和

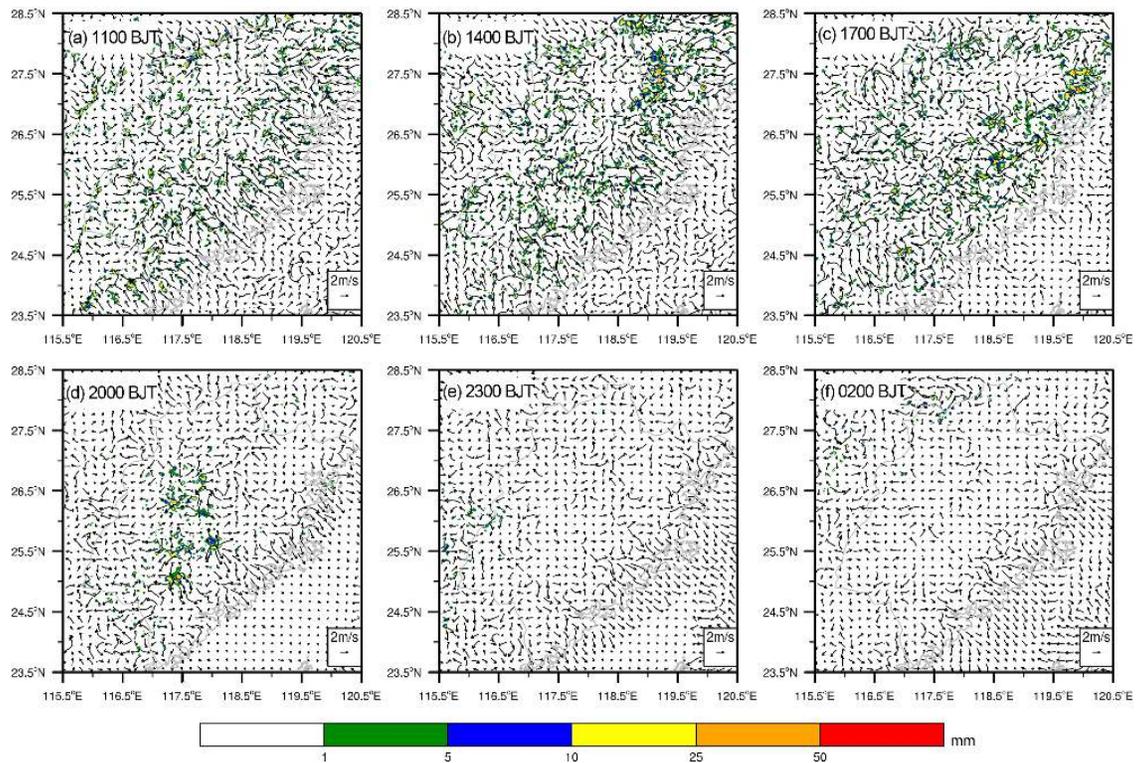


图 10 试验 WET_NS 模拟的 (a) 11:00、(b) 14:00、(c) 17:00、(d) 20:00、(e) 23:00 和 (f) 02:00 的 1 h 降水 (阴影, 单位: mm) 和地面风场 (矢量, 单位: m s^{-1})

Fig. 10 1-h rainfall (shadings, units: mm) and surface wind fields (vectors, units: m s^{-1}) at (a)1100 BJT, (b)1400 BJT, (c)1700 BJT, (d)2000 BJT, (e)2300 BJT, and (f)0200 BJT, simulated by Experiment WET_NS

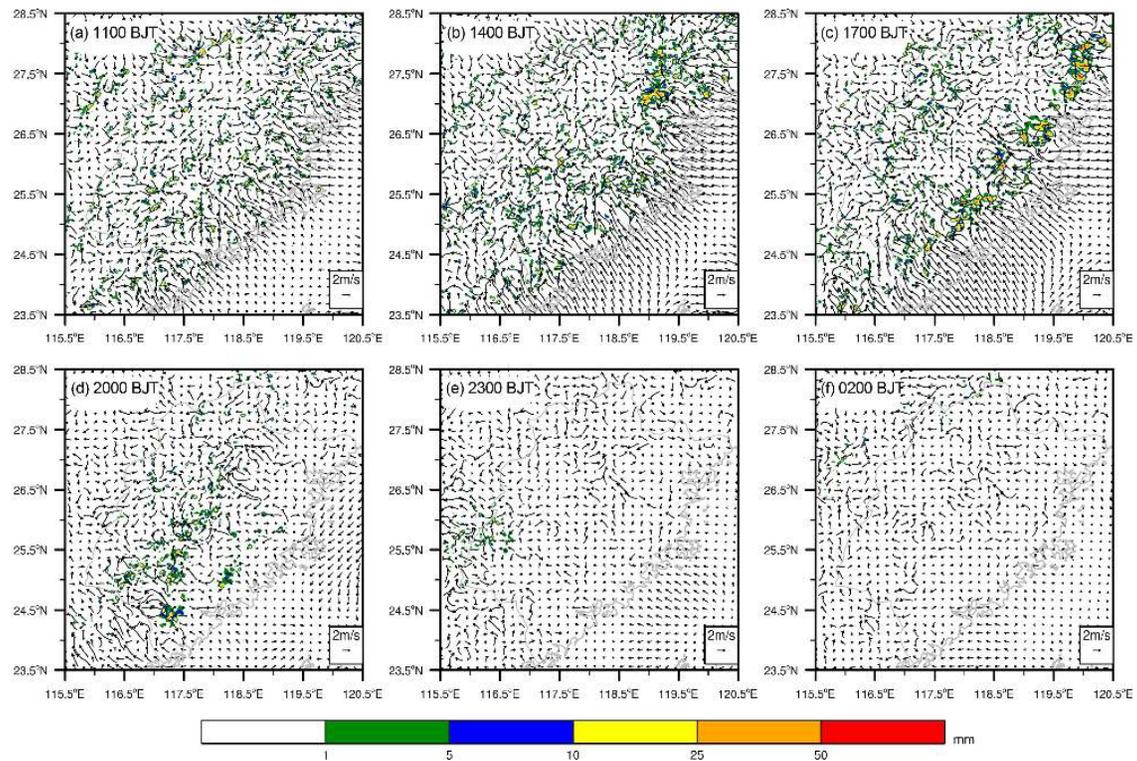


图 11 同图 10, 但为试验 WET 模拟

Fig. 11 Same as Fig. 10, but for Experiment WET

WET_08 模拟的峰值降水强度与试验 AVE 接近, 试验 WET_06 以及 WET_10 较试验 AVE 略弱, 这可能与 CAPE 和 P_{LCL} 不同有关, 即 CAPE 和 P_{LCL} 的不同, 可以影响模拟的降水强度。例如, 试验 WET_10 与试验 AVE 的 P_w 相同, 其 CAPE 较试验 AVE 的大, 但其 P_{LCL} 较试验 AVE 的要高, 模拟的峰值降水强度较试验 AVE 弱。当然, 其他因素如自由对流高度以及平衡高度等也可能在一定程度上影响峰值降水强度。

其次, 不同温湿廓线模拟的山地热对流降水峰值时间发生了一定的变化, 试验 AVE 的对流降水峰值时间位于 17:00, 其中试验 WET_05、WET_03 和 WET_02 对流降水峰值时间相对试验 AVE 提前了 1 小时, 试验 WET_08 相对试验 AVE 提前了 2 小时, 而试验 WET_06、WET_07 和 WET_04 相对试验 AVE 滞后了 1 小时, 试验 WET_09 相对试验 AVE 滞后了 2 小时, 仅试验 WET_01 和 WET_10 与试验 AVE 相同。分析各组试验模拟的对流演变发现, 对流降水峰值时间与对流启动过程有关。如试验 WET_09 中对流启动数量较试验 AVE 偏少, 对流启动时间也较试验 AVE 略偏晚, 因而降水峰值强度较试验 AVE 偏弱, 降水峰值出现时间也较试验 AVE 偏晚; 而试验 WET_05 中对流启动时间较试验 AVE 略偏早, 发展也较试验 AVE 略偏快, 因而降水峰值强度较试验 AVE 偏强, 降水峰值出现时间也较试验 AVE 偏早。对不同温湿廓线特征及其物理量进一步分析发现 (见表 1), 尽管不同温湿廓线计算的 P_{LCL} 较低且差异不大, P_{LCL} 最高位于 950 hPa (试验 WET_07), 最低位于 978 hPa (试验 WET_05), 但大气中低层的湿度分布存在着较大的差异。具体而言, 试验 WET_05、WET_03、WET_02 和 WET_08 的低层 (P_{LCL} 至 700 hPa) 较试验 AVE 略湿, 对流降水峰值时间较试验 AVE 有所提前; 试验 WET_06、WET_07、WET_04 和 WET_09 较试验 AVE 略干, 对流降水峰值时间较试验 AVE 有所滞后; 而试验 WET_01 为 700~500 hPa 较试验 AVE 略湿, 试验 WET_10 为 800~650 hPa 较试验 AVE 略干, 650~500 hPa 较试验 AVE 略湿, 对流降水峰值时间与试验 AVE 基本一致。由此可见, 大气中低层的湿度特征可能是影响对流启动过程和对流降水峰值时间的主要因素。上述数值试验分析可见, 大气温湿廓线可通过影响对流降水的发生发展而影响降

水的日变化特征, 而我国东南沿岸复杂山地 (福建) 大气温湿廓线存在的季节差异, 可能是该地区降水日变化存在着明显季节差异 (杨萍等, 2017; Zhang et al., 2017) 的原因之一。

4.6 环境风垂直廓线对降水日峰值时间和强度的影响

模拟结果分析发现, 不同的环境风垂直廓线下模拟的复杂地形区热对流降水峰值强度存在着明显的差异, 这表明环境风垂直廓线对热对流降水峰值强度有重要影响。由图可见 (图 13), 试验 AVE 模拟的热对流降水峰值强度最强, 试验 WND_02 与试验 AVE 接近, 区域平均的降水峰值强度约 2.0 mm h^{-1} ; 试验 WND_01、WND_04 和 WND_10 的热对流降水峰值强度接近且较试验 AVE 略弱, 区域平均降水峰值强度约 1.6 mm h^{-1} ; 试验 WND_03、WND_05、WND_07 和 WND_09 热对流降水峰值强度接近且较试验 AVE 更弱, 区域平均降水峰值强度约 1.2 mm h^{-1} ; 试验 WND_06 和 WND_08 热对流降水峰值强度最小, 区域平均降水峰值强度仅约 0.9 mm h^{-1} 。进一步分析发现, 不同环境风垂直廓线下降水峰值强度不同的主要原因在于低层气流的大小和方向、中低层垂直风切变存在明显的差异, 这些因素影响热对流系统的组织发展和移动, 进而造成降水峰值强度出现明显的差异。具体而言, 试验 WND_06 (WND_08) 的低层气流为东南风 (东北风), 且气流强度较试验 AVE 明显偏强, 中低层垂直风切变矢量与低层气流方向一致, 热对流系统在基本气流的作用下向偏西北 (偏西南) 方向移动, 加之午后发展起来的海风与低层气流一致, 这不利于热对流系统的组织发展, 因而模拟的降水峰值最小。试验 WND_02 低层气流方向与试验 AVE 不同, 但与试验 AVE 一样气流很弱, 中低层垂直风切变矢量与试验 AVE 一致, 因而模拟的降水峰值与试验 AVE 接近。试验 WND_01 和 WND_10 低层气流方向与试验 AVE 相同, 试验 WND_04 低层气流方向与试验 AVE 不同, 但三者与试验 AVE 一样气流很弱, 且中低层垂直风切变矢量与试验 AVE 相反, 因而模拟的降水峰值比试验 AVE 略弱。试验 WND_03、WND_05 和 WND_07 (WND_09) 低层气流为西南风 (东北风), 气流强度较试验 AVE 偏强, 且中低层垂直风切变矢量与低层气流方向一致, 热对流系统在基本气流的作用下向偏东

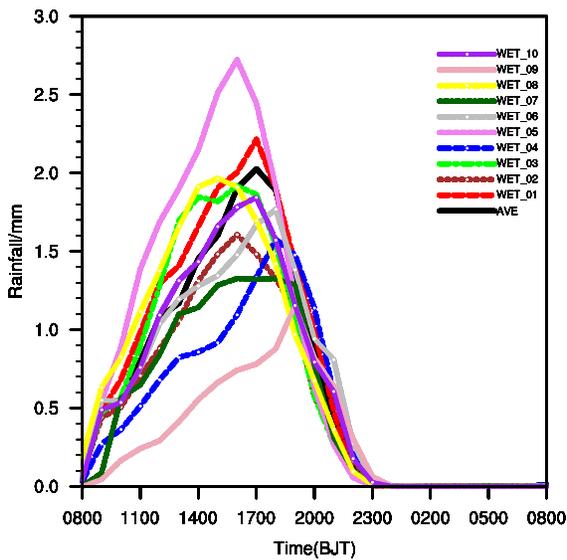


图 12 试验 AVE 及试验 WET_01 至 WET_10 模拟的区域平均 (图 3 中四边形区域) 的逐小时降水 (单位: mm) 演变
Fig. 12 Evolution of hourly rainfall (units: mm) averaged over the quadrilateral in Fig.3, simulated by Experiment AVE and Experiments WET_01 to WET_10

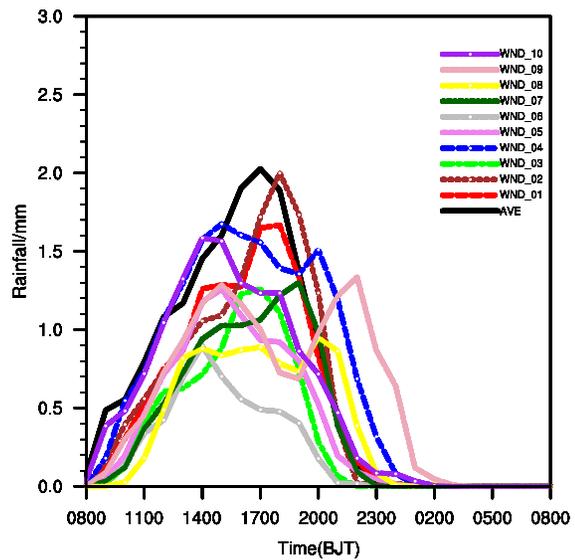


图 13 试验 AVE 及试验 WND_01 至 WND_10 模拟的区域平均的 (图 3 中四边形区域) 逐小时降水 (单位: mm) 演变
Fig. 13 Evolution of hourly rainfall (units: mm) averaged over the quadrilateral in Fig.3, simulated by Experiment AVE and Experiments WND_01 to WND_10

南 (偏东北) 方向移动, 因而模拟的降水峰值较试验 AVE 明显更弱。

分析还发现, 环境风垂直廓线的低层气流的大小和方向、中低层垂直风切变的不同, 不仅造成降水峰值强度发生变化, 而且还会造成降水峰值时间发生变化, 即环境风垂直廓线对热对流降水日变化峰值时间也有重要影响。具体而言, 试验 WND_03 与试验 AVE 的降水峰值时间一致, 位于 17:00; 试验 WND_06 和 WND_10 的降水峰值较试验 AVE 提前了 3 h; 试验 WND_04、WND_05、WND_08 和 WND_09 的降水峰值较试验 AVE 提前了 2 h, 其中试验 WND_04、WND_08 和 WND_09 还存在两个降水峰值; 而试验 WND_01 和 WND_02 较试验 AVE 滞后 1 h; 试验 WND_07 较试验 AVE 滞后 2 h。进一步分析热对流系统的启动、组织发展和移动特征发现, 不同的环境风垂直廓线, 由于其低层气流的强度和方向、中低层垂直风切变以及风随高度变化等多方面因素的不同, 地形性热对流系统的启动、组织发展和移动的特征存在着明显差异 (图略), 进而进一步影响了对流降水峰值出现的时间。可见, 大气风垂直廓线也可通过影响对流降水的发生发展而影响降水日变化特征, 我国东南沿岸复杂山地 (福建) 风垂直廓线存在的季节性差异, 也可能是该地区降水日变化存在着明显季节差

异 (杨萍等, 2017; Zhang et al., 2017) 的影响因素。

4.7 温湿风廓线试验模拟集合平均

试验 WET_01 至 WET_10 和试验 WND_01 至 WND_10 给出了不同温湿廓线和风垂直廓线下我国东南沿岸及复杂山地热对流发展及降水日变化特征, 尽管为均匀大气条件下的理想模拟情况, 但在一定程度上反映了大气多样性对降水日变化的影响, 其平均状况应能在一定程度上反映实际降水日变化的基本特征。对 20 个试验的地面降水和风场进行集合平均后发现: (1) 集合平均的地面风场很好地反映了白天辐射加热后高地形区如武夷山、鹫峰山以及戴云山等的热力辐合流和低地形区的热力辐散流 (图 14a); 同时也很好地模拟了海陆风的发展, 午后海风逐渐达到盛期 (图 14b、c), 日落后海风快速减弱 (图 14d、e), 而夜间陆风很弱 (图 14f), 这与观测统计特征基本一致 (图 4 和图 5)。(2) 集合平均的地面逐时降水也较好地反映了热对流发展及降水日变化特征, 即位于鹫峰山至戴云山一带的主雨带, 以及位于武夷山一带的次雨带, 热对流降水至 14:00 发展旺盛, 并在海风的影响下组织发展, 在 17:00 左右达到最强 (图 14b、c), 海风减弱后闽南一带维持较明显的对流降水 (图 14d), 这与观测统计特征也基本一致 (图 4 和图 5)。可见, 理想数值试验集合平

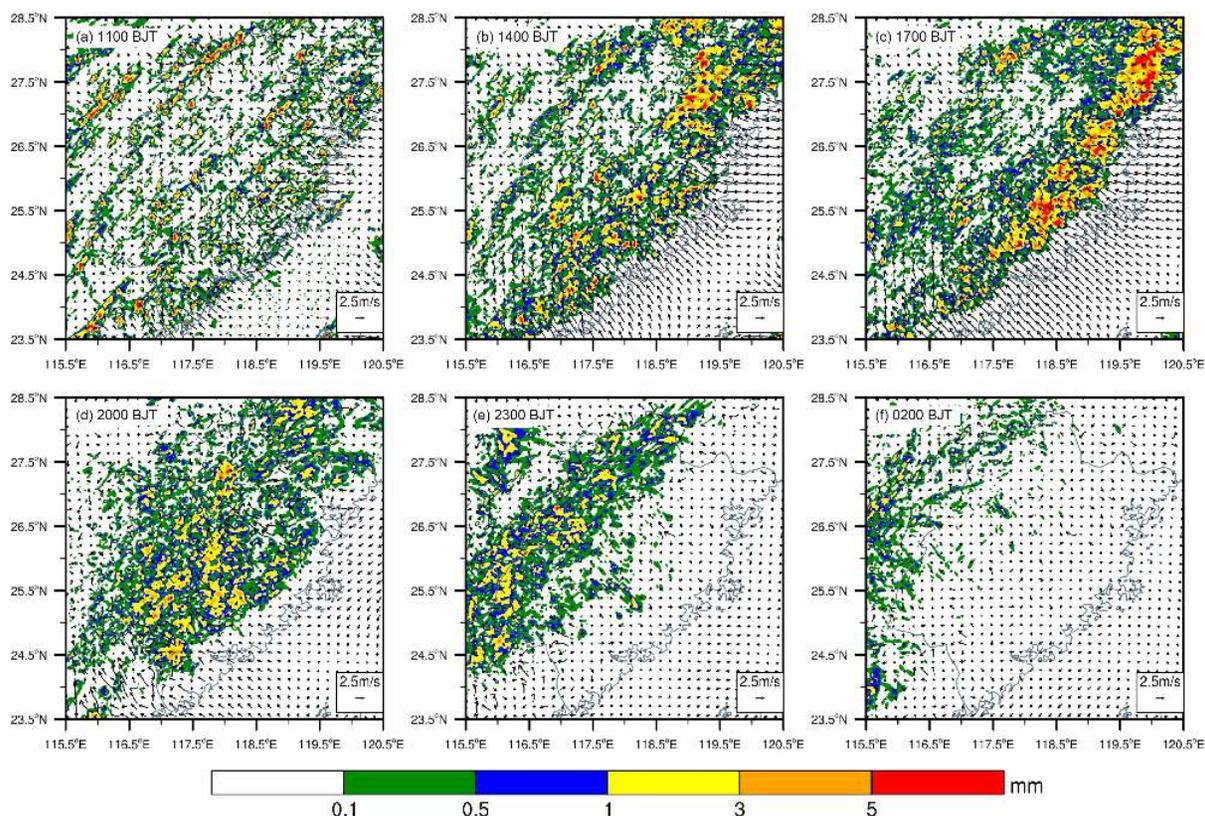


图 14 试验 WET_01 至 WET_10 试验以及 WND_01 至 WND_10 模拟的 (a) 11:00、(b) 14:00、(c) 17:00、(d) 20:00、(e) 23:00 和 (f) 02:00 地面风场 (矢量, 单位: m s^{-1}) 和 1 h 降水 (阴影, 单位: mm) 的集合平均

Fig. 14 Ensemble means of surface winds (vectors, units: m s^{-1}) and 1-h rainfall (shadings, units: mm) at (a) 1100 BJT, (b) 1400 BJT, (c) 1700 BJT, (d) 2000 BJT, (e) 2300 BJT, and (f) 0200 BJT, simulated by Experiments WET_01 to WET_10 and WND_01 to WND_10

均结果抓住了我国东南沿岸及复杂山地热对流发展及降水日变化的主要统计特征, 这从侧面说明了理想数值试验的合理性, 也从侧面说明了 K 均值分类的温湿风垂直廓线抓住了我国东南沿岸及复杂山地后汛期大气环境条件的主要特征。

5 结论和讨论

本文首先利用 2009~2017 年福建地面加密自动站观测资料, 分析了我国东南沿岸及复杂山地 (福建) 后汛期降水日变化特征以及地形热力环流和海陆风演变 (尤其是海风) 与降水日变化的联系; 然后使用 2015~2017 年厦门站探空资料, 通过 K 均值聚类法给出我国东南山地沿岸带后汛期主要温湿廓线类型和环境风垂直廓线类型; 最后利用 WRF 中尺度数值模式, 设计理想数值试验和对比分析, 重点探讨了地形热力效应以及海陆热力差异效应对我国东南山地 (福建) 后汛期降水日变化的影响及其作用的相对重要性, 并研究了大气温湿廓线以及环境风垂直廓线对后汛期降水日变化的影

响, 得到的主要结论如下:

(1) 观测资料统计分析表明, 我国东南沿岸复杂山地 (福建) 后汛期降水具有明显的日变化特征, 降水最大峰值出现在 17:00 附近。日变化雨带主要有两个, 一个位于离海岸线 50~200 km 甚至更深入内陆的复杂山地雨带, 另一个位于武夷山地形带; 其中近岸的复杂山地雨带的日变化不仅与山地热力环流有关, 还与海陆差异有关, 海陆风对沿海山地降水日变化具有一定的调制作用, 午后海风有利于加强山地热力对流, 夜间陆风有利于沿岸 (甚至离岸) 地区降水发展, 而武夷山地形雨带主要与山地热力环流有关。

(2) 干大气的理想数值试验表明, 由于辐射加热强迫, 我国东南复杂山地高地形区如武夷山、鹞峰山、戴云山以及玳瑁山等白天形成明显的地形热力辐合流, 夜间形成地形热力辐散流, 并具有显著的非对称性, 即午后热力作用下的爬坡流在山顶上升, 并形成局地热力垂直环流, 而午夜难以形成反相垂直环流。海陆热力差异形成的海陆风也具有

明显的非对称性, 午后海风强, 并发展出明显的局地垂直环流, 午夜陆风弱, 无明显的次级环流发展。

(3) 湿大气的理想数值试验表明, 我国东南复杂山地形成地形热力辐合流可触发对流形成降水, 模拟的降水峰值位于 17:00 左右, 与观测统计的降水峰值时间基本一致。海陆热力差异的存在, 一方面使得大气低层温湿垂直结构发生明显变化, 海面边界层湿度加大后向山地上升支输送, 有利于沿岸山地对流的发展, 另一方面海陆风环流叠加在地形性热力环流上, 有利于午后沿岸山地对流的组织和发展。

(4) 不同温湿廓线的理想数值试验表明, 不同温湿廓线的 P_{LCL} 、 P_w 以及 CAPE 等存在明显差异, 这一方面会影响山地热力对流触发时间, 进而改变降水日变化峰值时间, 另一方面还影响热对流强度及其降水强度, 其中大气中低层的湿度分布特征可能是影响对流启动过程和对流降水日峰值时间的主要因素。

(5) 不同风垂直廓线的理想数值试验表明, 不同的环境风垂直廓线低层气流强度和方向、中低层垂直风切变以及风随高度变化等方面差异, 会影响地形性热对流系统的启动、组织发展和移动等特征, 从而进一步影响热对流降水峰值强度以及热对流降水日峰值出现的时间。

需要指出的是, 不同温湿和风垂直廓线的理想数值试验的集合平均抓住了后汛期我国东南沿岸及复杂山地热对流发展及降水日变化的主要观测统计特征, 但由于未考虑天气尺度温度、水汽以及风等环境场的非均匀性、大尺度强迫及其非均匀性以及天气扰动系统等因素的影响, 这些因素对热对流发展及其降水日变化的影响还有待进一步的研究。另外, 本文数值试验结果表明, 大气环境条件在一定程度上会影响对流降水的启动和降水强度, 进而影响降水日变化特征, 这从侧面说明我国东南沿岸及复杂山地(福建)降水日变化特征的季节差异(前汛期双峰结构, 后汛期单峰结构), 除了与天气系统活动的季节差异有关外, 可能还与大气环境条件(温湿和风垂直廓线)的差异有关, 这也有待进一步的研究。

参考文献 (References)

白爱娟, 刘长海, 刘晓东. 2008. TRMM 多卫星降水分析资料揭示的

青藏高原及其周边地区夏季降水日变化 [J]. *地球物理学报*, 51(3): 704–714. Bai Aijuan, Liu Changhai, Liu Xiaodong. 2008. Diurnal variation of summer rainfall over the Tibetan Plateau and its neighboring regions revealed by TRMM multi-satellite precipitation analysis [J]. *Chin. J. Geophys. (in Chinese)*, 51(3): 704–714. doi:10.3321/j.issn:0001-5733.2008.03.011

Brier G W, Simpson J. 1969. Tropical cloudiness and rainfall related to pressure and tidal variations [J]. *Quart. J. Royal Meteor. Soc.*, 95(403): 120–147. doi:10.1002/qj.49709540309

蔡榕硕, 严邦良, 黄荣辉. 2003. 台湾海峡海陆风数值模式与数值模拟试验 [J]. *大气科学*, 27(1): 86–96. Cai Rongshuo, Yan Bangliang, Huang Ronghui. 2003. A numerical model and its simulation of the land and sea breeze over the Taiwan strait [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 27(1): 86–96. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2003.01.08

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

Chen S S, Houze R A. 1997. Diurnal variation and life-cycle of deep convective systems over the tropical Pacific warm pool [J]. *Quart. J. Royal Meteor. Soc.*, 123(538): 357–388. doi:10.1002/qj.49712353806

Chen X C, Zhang F Q, Zhao K. 2016. Diurnal variations of the land-sea breeze and its related precipitation over South China [J]. *J. Atmos. Sci.*, 73(12): 4793–4815. doi:10.1175/JAS-D-16-0106.1

Chen X, Zhang F, Zhao K. 2017. Influence of monsoonal wind speed and moisture content on intensity and diurnal variations of the Mei-Yu season coastal rainfall over South China [J]. *J. Atmos. Sci.*, 74(9): 2835–2856. doi:10.1175/JAS-D-17-0081.1

Clark J H E. 1999. Gravity waves driven by diurnal fluctuations in mesoscale heating [J]. *J. Atmos. Sci.*, 56: 769–783. doi:10.1175/1520-0469(1999)056<0769:GWDBDF>2.0.CO;2

Dai Aiguo. 2001. Global precipitation and thunderstorm frequencies. Part II: Diurnal variations [J]. *J. Climate*, 14: 1112–1128. doi:10.1175/1520-0442(2001)014<1112:GPATFP>2.0.CO;2

Durre I, Wallace J M. 2001. The warm season dip in diurnal temperature range over the eastern United States [J]. *J. Climate*, 14: 354–360. doi:10.1175/1520-0442(2001)014<0354:TWSDDID>2.0.CO;2

Geerts B, Miao Q, Demko J C. 2008. Pressure perturbations and upslope flow over a heated, isolated mountain [J]. *Mon. Wev. Rev.*, 136(11): 4272–4288. doi:10.1175/2008MWR2546.1

Gray W M, Jacobson R W. 1977. Diurnal variation of deep cumulus convection [J]. *Mon. Wev. Rev.*, 105(9): 1171–1188.

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

Hong S, Lim J. 2006. The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6) [J]. *J. Kor. Meteor. Soc.*, 42: 129–151.

- doi:10.1109/CANDAR.2017.58
- Hong S Y, Noh Y, Dudhia J. 2006. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 134(9): 2318–2341. doi:10.1175/MWR3199.1
- Iacono M J, Delamere J S, Mlawer E J, et al. 2008. Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models [J]. *Journal of Geophysical Research*, 113: D13103. doi:10.1029/2008JD009944
- Jiang Z, Zhang DL, Xia R, et al. 2017. Diurnal variations of presummer rainfall over southern China [J]. *J. Climate*, 30(2): 755–773. doi:10.1175/JCLI-D-15-0666.1
- Keenan T, McBride J L, Holland G J, et al. 1989. Diurnal variations during the Australian Monsoon EXperiment (AMEX) Phase II [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 117(11): 2535–2552. doi:10.1175/1520-0493(1989)117<2535:DVDTAM>2.0.CO;2
- Kikuchi K, Wang B. 2008. Diurnal precipitation regimes in the global tropics [J]. *J. Climate*, 21(11): 2680–2696. doi:10.1175/2007JCLI2051.1
- Li J, Chen T R, Li N N. 2017. Diurnal variation of summer precipitation across the central Tian Shan Mountains [J]. *J. Appl. Meteor. Clim.*, 56(6): 1537–1550. doi:10.1175/JAMC-D-16-0265.1
- Lindzen R. 1978. Effect of daily variations of cumulonimbus activity on the atmospheric semidiurnal tide [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 106: 526–533. doi:10.1175/1520-0493(1978)106<0526:EODVOC>2.0.CO;2
- 刘新, 吴国雄, 李伟平. 2006. 夏季青藏高原加热和环流场的日变化 [J]. *地球科学进展*, 21(12): 1273–1282. Liu Xin, Wu Guoxiong, Li Weiping. 2006. The diurnal variation of the atmospheric circulation and diabatic heating over the Tibetan Plateau [J]. *Adv. Earth Sci. (in Chinese)*, 21(12): 1273–1282. doi:10.3321/j.issn:1001-8166.2006.12.009
- 刘新, 王军, 吴国雄, 等. 2007. 欧亚地形对夏季南亚大气环流日变化影响的数值模拟研究 [J]. *大气科学*, 31(3): 389–399. Liu Xin, Wang Jun, Wu Guoxiong, et al. 2007. Numerical modeling of the influence of Eurasian orography on the diurnal change of summer atmospheric circulation [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 31(3): 389–399. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2007.03.02
- 李昉英, 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 [J]. *气象学报*, 61(6): 733–743. Li Yunying, Yu Rucong, Xu Youping, et al. 2003. The formation and diurnal changes of stratiform clouds in southern China [J]. *Acta Meteor. Sin. (in Chinese)*, 61(6): 733–743. doi:10.3321/j.issn:0577-6619.2003.06.010
- MacQueen J. 1967. Some Methods for Classification and Analysis of Multivariate Observations [M]. Proceedings of the 5th Berkeley Symposium on Mathematical Statistics and Probability, University of California Press, Berkeley, 1: 281–297.
- Mapes B E, Warner T T, Xu M. 2003. Diurnal patterns of rainfall in northwestern South America. Part III: Diurnal gravity waves and nocturnal convection offshore [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 131: 830–844. doi:10.1175/1520-0493(2003)131<0830:DPORIN>2.0.CO;2
- Mori S, Jun-Ichi H, Tauhid Y I, et al. 2004. Diurnal land-sea rainfall peak migration over Sumatera Island, Indonesian Maritime Continent, observed by TRMM satellite and intensive rawinsonde soundings [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 132(8): 2021–2039. doi:10.1175/1520-0493(2004)132<2021:dlrmpo>2.0.CO;2
- Parker M D. 2007. Simulated convective lines with parallel stratiform precipitation. Part I: An archetype for convection in along-line shear [J]. *J. Atmos. Sci.*, 64: 267–288. doi:10.1175/JAS3853.1
- 平凡, 罗哲贤. 2009. 热带对流活动日变化的模拟研究 [J]. *物理学报*, 58(6): 4319–4327. Ping Fan, Luo Zhexion. 2009. Simulation of the diurnal variation of the tropical convection [J]. *Acta Phys. Sin. (in Chinese)*, 58(6): 4319–4327. doi:10.3321/j.issn:1000-3290.2009.06.111
- 邱晓暖, 范绍佳. 2013. 海陆风研究进展与我国沿海三地海陆风主要特征 [J]. *气象*, 39(2): 186–193. Qiu Xiaonuan, Fan Shaojia. 2013. Progress of sea-land breeze study and the characteristics of sea-land breeze in three coastal areas in China [J]. *Meteor. Mon. (in Chinese)*, 39(2): 186–193. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2013.02.007
- Randall D A, Harshvardhan, Dazlich D A. 1991. Diurnal variability of the hydrologic cycle in a general circulation model [J]. *J. Atmos. Sci.*, 48(1): 40–62. doi:10.1175/1520-0469(1991)048<0040:DVOTHC>2.0.CO;2
- Rife D L, Warner T T, Chen F, et al. 2002. Mechanisms for diurnal boundary layer circulations in the Great Basin Desert [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 130(4): 921–938. doi:10.1175/1520-0493(2002)130<0921:mfdblc>2.0.CO;2
- 孙继松. 2005. 北京地区夏季边界层急流的基本特征及形成机理研究 [J]. *大气科学*, 29(3): 445–452. Sun Jisong. 2005. A study of the basic features and mechanism of boundary layer jet in Beijing area [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 29(3): 445–452. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2005.03.12
- 吴滨, 林长城, 文明章, 等. 2013. 福建沿海地区海陆风的时空分布特征 [J]. *应用海洋学学报*, 32(1): 125–132. Wu Bin, Lin Changcheng, Wen Mingzhang, et al. 2013. Spatial and temporal distribution characteristic of sea-land breeze over the Fujian coast [J]. *J. Appl. Oceanogr. (in Chinese)*, 32(1): 125–132. doi:10.3969/J.ISSN.2095-4972.2013.01.017
- 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
- 杨萍, 肖子牛, 石文静. 2017. 基于小时降水资料研究北京地区降水的精细化特征 [J]. *大气科学*, 41(3): 475–489. Yang Ping, Xiao Ziniu, Shi Wenjing. 2017. Fine-scale characteristics of rainfall in Beijing urban area based on a high-density autonomous weather stations (AWS) dataset [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 41(3): 475–489. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1606.16134
- Yang S, Smith E A. 2006. Mechanisms for diurnal variability of global tropical rainfall observed from TRMM [J]. *J. Climate*, 19(20): 5190–5226. doi:10.1175/jcli3883.1
- 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: L01704. 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: L13703. doi:10.1029/2007gl030315
- Yuan W H, Yu R C, Zhang M H, et al. 2012. Regimes of diurnal variation of summer rainfall over subtropical East Asia [J]. *J. Climate*, 25(9): 3307–3320. doi:10.1175/JCLI-D-11-00288.1
- 于晓丽, 谢强, 王东晓. 2009. 1998 年季风爆发期南海大气边界层的日变化 [J]. *热带海洋学报*, 28(2): 31–35. Yu Xiaoli, Xie Qiang, Wang Dongxiao. 2009. Diurnal cycle of marine atmospheric boundary layer during the 1998 summer monsoon onset over South China Sea [J]. *J. Trop. Oceanogr. (in Chinese)*, 28(2): 31–35. doi:10.3969/j.issn.1009-5470.2009.02.005
- Zhang W, Huang A, Zhou Y, et al. 2017. Diurnal cycle of precipitation over Fujian Province during the pre-summer rainy season in southern China [J]. *Theor. Appl. Clim.*, 130(3-4): 993–1006. doi:10.1007/s00704-016-1927-2
- Zhang Y, Klein S A, Liu C, et al. 2008. On the diurnal cycle of deep convection, high-level cloud, and upper troposphere water vapor in the Multiscale Modeling Framework [J]. *J. Geophys. Res.*, 113: D16105. doi:10.1029/2008JD009905
- Zhao Y C. 2014. Diurnal variation of rainfall associated with tropical depression in South China and its relationship to land-sea contrast and topography [J]. *Atmosphere*, 5(1): 16–44. doi:10.3390/atmos5010016
- 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 [J]. *气象*, 38(10): 1196–1206. Zhao Yuchun, Xu Ming, Wang Yehong, et al. 2012. A characteristic analysis on diurnal variations of convective rainfall along the Yangtze River middle valleys in 2010 flooding season [J]. *Meteor. Mon. (in Chinese)*, 38(10): 1196–1206. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2012.10.005
- Zhao Y C, Wang Y H. 2012. Impacts of vertical wind shear on mesoscale topographical convective precipitation [J]. *Chin. J. Geophys.*, 55(5): 509–529. doi:10.1002/cjg2.1746
- Zhou T, Yu R, Chen H, 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: 3997–4010. doi:10.1175/2008JCLI2028.1
- 张佳华, 侯英雨, 李贵才, 等. 2005. 北京城市及周边热岛日变化及季节特征的卫星遥感研究与影响因子分析 [J]. *中国科学 D 辑*, 35(z1): 187–194. Zhang Jiahua, Hou Yingyu, Li Guicai, et al. 2005. A satellite remote-sensing study on the seasonal features of diurnal variation in Beijing city and its surroundings and its impact factor analysis [J]. *Sci. China Ser. D (in Chinese)*, 35(z1): 187–194. doi:10.3969/j.issn.1674-7240.2005.z1.018