

# Spatial and Temporal Distribution of the Spring Persistent Rains and Its Climatic Characteristics

Longlong Gao<sup>1</sup>, Lijuan Wang<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Sheyang Meteorological Bureau, Yancheng Jiangsu

<sup>2</sup>Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing Jiangsu

Email: 1059702701@qq.com

Received: Dec. 8<sup>th</sup>, 2018; accepted: Dec. 20<sup>th</sup>, 2018; published: Dec. 27<sup>th</sup>, 2018

---

## Abstract

Based on the daily precipitation data from 753 stations in China during 1979 and 2010, the spatial scale (23° - 30°N, 110° - 120°E) and time range (from pentad 12 to 27) of the Spring Persistent Rains (SPR) are redefined. On this basis, by using the NCEP/NCAR reanalysis dataset, we analyzed the climatic circulation characteristics of the SPR. The results show that during the SPR period, the southwest wind speed center located on the southeast of Tibetan Plateau has always existed, and there is a strong upward motion over the SPR area. This configuration is conducive to water vapor transport to the SPR area and further produces precipitation. In the 850-hPa height field, the equipotential line on the southeast of Tibet Plateau is intensive and the cyclonic curvature here is large, which is an important reason for the enhanced southwest wind. In addition, the meridional and zonal land-sea thermal differences have important effect on the SPR, especially the zonal land-sea thermal differences between East Asia continent and the Western Pacific, for which has a good corresponding relationship with the SPR. The land-sea thermal differences are likely to be an important cause of the SPR, and it is significant for the definition of the nature of the SPR, because it is the fundamental driving force of the monsoon.

## Keywords

Spring Persistent Rains, Spatial and Temporal Distribution, Circulation Characteristics, Land-Sea Thermal Contrast

---

# 江南春雨的时空分布及其气候特征

高龙龙<sup>1</sup>, 王黎娟<sup>2</sup>

<sup>1</sup>射阳县气象局, 江苏 盐城

<sup>2</sup>南京信息工程大学, 江苏 南京

Email: 1059702701@qq.com

收稿日期: 2018年12月8日; 录用日期: 2018年12月20日; 发布日期: 2018年12月27日

## 摘要

本文利用1979~2010年中国753站逐日降水资料, 重新定义了江南春雨的时间范围(12~27候)和空间范围(23°~30°N, 110°~120°E)。在此基础上, 利用NCEP/NCAR再分析资料合成分析了江南春雨的气候态环流特征。结果表明: 在江南春雨期间, 上游青藏高原东南侧一直存在一个西南风速中心, 且江南地区有显著的上升运动, 这样的环流配置有利于水汽向江南地区输送, 产生降水。在850 hPa高度场上, 青藏高原东南侧等位势线较密集, 气旋性曲率较大, 是西南风增强的重要原因。另外, 经向和纬向海陆热力差异都对江南春雨有重要影响, 纬向海陆热力差异比经向海陆热力差异稍微强一点, 因为它对江南地区春季的降水有很好的对应关系。海陆热力差异很可能是造成江南地区降水的重要影响因子, 它也是季风的根本推动力, 对于江南地区副热带季风降水性质的定义有重要指示意义。

## 关键词

江南春雨, 时空分布, 环流特征, 海陆热力差异

Copyright © 2019 by authors and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

## 1. 引言

我国的主汛期为6到8月, 但是长江以南, 南岭以北地区在春季就已经盛行降水[1][2], 而且根据王谦谦等研究认为3到6月的降水量占比超过全年一半[3]。江南地区春季持续性降水会对农业、工业、交通、仓储等行业产生严重影响, 它是我国南方地区春季主要的自然灾害。因此, 研究其发生、发展规律, 对该区域的防灾减灾工作具有重要意义。

20世纪60年代以来, 有关我国南方春季持续性降水天气现象的研究多着眼于从天气学或中短期预报的角度[4][5]。直到Tian等[6]首次提出将江南春雨作为气候事件来研究, 受到越来越多学者的重视。丁一汇等[7]用25°~28°N, 110°E以东地区代表江南。万日金等[8]采用降水量和850 hPa风场作为衡量标准, 将江南春雨的起止日期分别定为第13候和第27候, 并且将春雨区范围扩大到长江中下游30°N以南和110°E以东的地区。除了对江南春雨的起止时间和空间范围进行研究, 更多的是寻找江南春雨影响因素及其形成机制。万日金等[9]认为青藏高原东南侧强劲的西南风是形成江南春雨的直接原因, 同时, 高原热力作用形成的气旋性低压环流也是有利于江南春雨的形成。何金海等[10]通过对海陆热力差异的研究, 发现江南地区的降水与纬向海陆热力差异的转化密切相关。胡雅君等[11]探讨了前冬赤道太平洋海温异常与江南春雨之间的可能机理。刘高等[12]从前期信号出发, 发现春雨发生前, 当持续存在偏弱的温带急流和偏北的副热带急流共同配置时, 有利于江南春雨事件的发生。

综上所述, 目前有关江南春雨的起止划分仍然存在争议, 春雨开始日期的确定仍是天气分析和预报上的难点。因研究目的不同和资料限制, 各自强调的特征也有差别。所以, 本文采用Ting等[13]较为客观的划分降水区的方法定义江南春雨, 确定江南春雨的时空范围, 并且分析江南春雨的气候特征, 这将

为江南春雨的天气预测和短期气候预测提供科学依据和思路。

## 2. 资料与方法

本文资料长度均为 1989~2010 年, 主要包括: 1) 中国气象局国家气候中心提供的全国 753 站逐日降水资料; 2) CMAP 全球逐候降水总量资料; 水平分辨率是  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ ; 3) NCEP/NCAR 逐日再分析资料, 包括温度、风场、位势高度、地面气压等, 水平分辨率为  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。另外, 本文采用和 CMAP 降水资料一致的处理方法, 一年分为 73 候。

大气视热源  $Q_1$  的计算方法采用“倒算法”, 公式如下:

$$Q_1 = c_p \left[ \frac{\partial T}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla T + \omega \left( \frac{p}{p_0} \right)^k \frac{\partial \theta}{\partial p} \right] \quad (1)$$

其中,  $T$  为温度;  $\omega$  为  $P$  坐标下的垂直速度;  $p_0$  为 1000 hPa;  $k = R/C_p$ ;  $V$  为水平风矢量。 $Q_1$  等式右边三项分别是温度局地变化项、温度平流项和温度垂直运动项。

本文采用 Yanai 等[14]计算大气视热源的方案。假设对流层顶  $\omega$  为 0, 将(1)式进行整层大气积分, 得到:

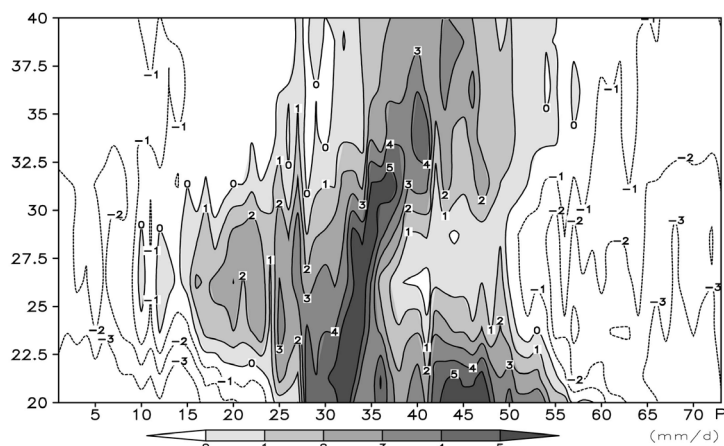
$$\langle Q_1 \rangle = \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_s} Q_1 dp \quad (2)$$

(2)式中,  $p_s$  为地面气压;  $p_t$  指的是大气层顶气压(设  $p_t$  为 100 hPa)

## 3. 江南春雨的时空分布

### 3.1. 江南春雨的起止时间

首先, 从气候意义上简单介绍一下我国东部地区的降水随时间分布情况, 图 1 是 1979~2010 年 CMAP 候降水与年平均降水差值沿  $110^\circ \sim 120^\circ \text{E}$  的纬度 - 时间(候)剖面图, 图中正值表示逐候降水大于年平均降水, 相应的负值表示逐候降水低于年平均降水。可以发现, 我国东部地区的雨季最先出现于  $30^\circ \text{N}$  以南地区, 时间大约第 10 候开始, 然后范围逐渐扩大, 一直维持到 27 候左右, 之后雨带明显南扩, 我国进入主汛期, 先后形成江淮梅雨和华北雨季。



**Figure 1.** Curve Latitude-time cross section of the difference between CMAP climatological (1979~2010) pentad mean precipitation and yearly mean precipitation averaged over  $110^\circ \sim 120^\circ \text{E}$  (units: mm/d)

**图 1.** 1979~2010 年 CMAP 候降水与年平均降水差值沿  $110^\circ \sim 120^\circ \text{E}$  的纬度 - 时间剖面(单位: mm/d)

本文采用国家气候中心提供的全国 753 站逐日降水资料做对比分析, 参考现有研究的定义[15], 将长江以南地区开始出现大范围的 4 mm/d 以上, 且降水中心稳定维持的雨带的候数定义为江南春雨的开始时间。通过全国降水逐候分布图(图略)看, 发现从第 12 候开始降水量明显增大, 达到 4 mm/d 以上, 且降水中心基本稳定维持在 27°N 附近, 因此本文将第 12 候定义为江南春雨的开始时间。一般认为, 南海季风于 28 候爆发[16], 冬季环流向夏季环流转变, 在第 27 候江南地区仍是雨带中心, 但第 28 候时雨带明显南移到华南沿海地带, 所以将第 27 候定义为江南春雨的结束时间。

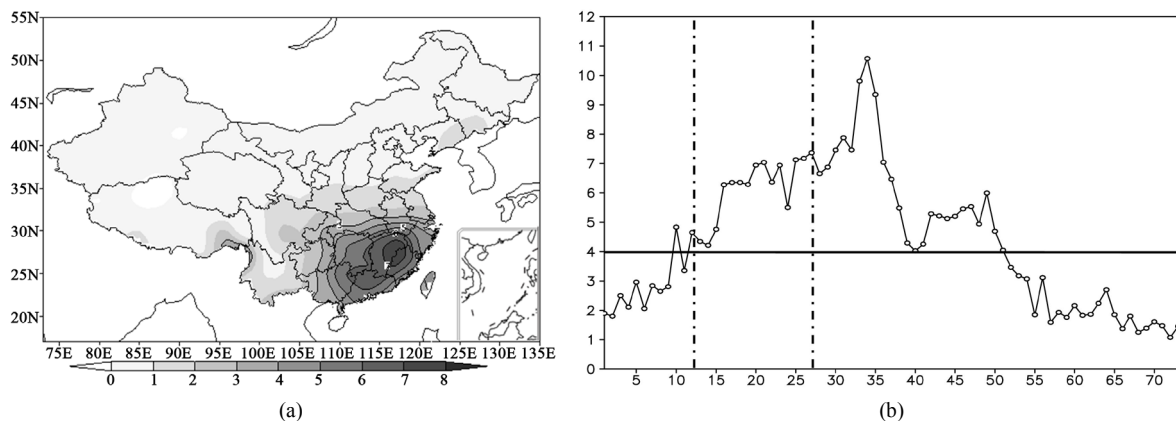
### 3.2. 江南春雨的空间范围

对于江南春雨的空间划分已有不少研究, 但基本都含有 25°~28°N, 110°~120°E 区域, 本文称为核心关键区。然后根据 Ting 等[13]划分降水区的方法, 确定春雨期核心区域降水变率最大的站点为江西广昌站。再以此站为基点, 计算其与全国其它站点降水的单点相关, 相关系数在基点处为 1, 然后向周围逐渐减小, 其中通过 99% 的显著性检验的站点共有 48 个, 主要位于湖南南部、江西、浙江西南部、福建、广东北部(图略), 大致位于 23°~30°N, 110°~120°E。本文所确定的江南春雨区域相对之前的研究更为客观、更能代表江南春雨的降水信息[15]。因此, 本文将以这 48 站降水量的平均值作为江南春雨的降水量。

## 4. 江南春雨的气候特征

### 4.1. 降水

本文已经确定江南春雨期为 12~27 候, 图 2(a) 是表示这一时段的平均降水量, 可以发现在 30°N 以南, 110°E 以东的江南地区有降水大值带, 成东北-西南走向, 普遍达到 5 mm/d 以上的降水量, 中心带位于福建江西交界处的武夷山脉地区, 降水更是达到 7 mm/d。



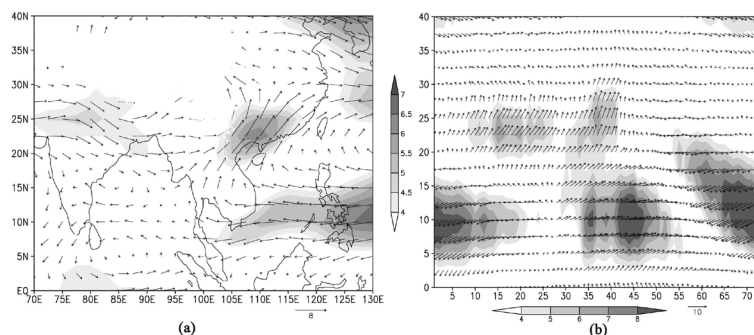
**Figure 2.** (a) Mean precipitation distribution during the SPR from 1979 to 2010 (units: mm/d); (b) Climatological (1979-2010) pentad mean precipitation and yearly mean precipitation averaged of 48 stations in Jiangnan area (The abscissa is time (pentad) and the ordinate is precipitation. units: mm/d)

**图 2.** (a) 1979~2010 年江南春雨期气候态平均降水量分布(单位: mm/d); (b) 1979~2010 年气候态平均的江南地区 48 站平均的逐候降水(横坐标为时间(候), 纵坐标为降水量单位: mm/d)

本文将以江南地区 48 个代表站的降水量的平均值作为江南春雨的降水量。图 2(b) 反映的是 1979~2010 年气候态平均的江南地区的逐候降水分布图, 发现从 12 候降水稳定维持在 4 mm/d 以上, 标志着雨季的开始; 在第 16 候降水有明显的加强, 达到 6 mm/d, 这符合 Lau 等[17]提出季风雨和深对流降水标准; 在 27 候以后出现的降水的减少, 标志着江南春雨雨季的结束。另外 28 候南海季风爆发, 标志着冬季环流向夏季环流的突变。所以将江南春雨的时间范围定义在 12~27 候是比较合理的。

## 4.2. 850 hPa 风场

首先看一下江南春雨期对流层低层 850 hPa 风场的分布, 由图 3(a)可见, 在青藏高原的东南侧出现的 5 m/s 的西南风, 风速中心位于 20°~25°N, 105°~115°E 区域, 而江南春雨区正好位于该风速中心的下游, 有利于江南地区的风速辐合, 产生降水。还可以发现该风速中心主要由两支气流汇合而成, 分别是中纬度西风气流在青藏高原南侧的分支和西太平洋副高南侧的东风在中南半岛转向东北的气流。图 3(b)是气候平均 850 hPa 风场的时间 - 纬向剖面图, 其中纬向平均(105°~115°E)选取的是风速中心所在纬度, 可以清楚的看到在第 10 候开始出现了 4 m/s 以上的西南风; 在 12 候左右加强扩大到 20°~25°N, 这与春雨爆发时间吻合; 到 27 候以后风速减小, 低于 4 m/s, 江南地区降水减少, 也标志江南春雨雨季的结束, 另外发现在南海地区 28 候风向发生反转, 南海季风爆发, 冬季环流向夏季环流突变, 雨带开始由南海向北推进。西南风速中心和江南地区降水的变化在时间上几乎一致, 说明随着西南风的增强为江南地区带来水汽输送, 这是江南春雨形成的直接原因。

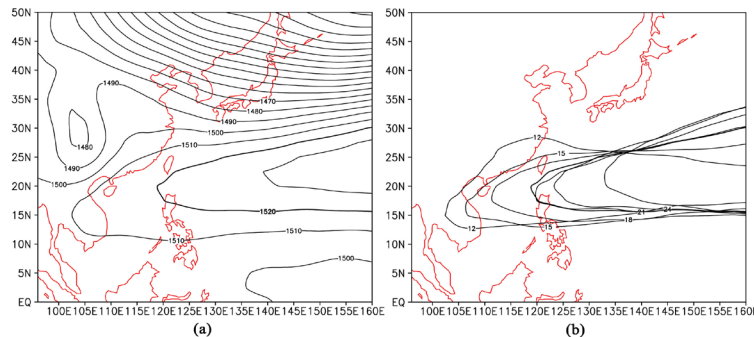


**Figure 3.** (a) Time averaged wind vector field at 850 hPa during the SPR; (b) Latitude-time cross section of the 850 hPa wind field averaged over 105° - 115°E in climatological state (units: m/s)

**图 3.** (a) 江南春雨期平均 850 hPa 风场; (b) 气候平均 850 hPa 风场的纬向平均(105°~115°E)时间 - 纬向剖面图(单位: m/s)

## 4.3. 850 hPa 高度场

图 4(a)是江南春雨期 850 hPa 高度场, 由图可见, 在青藏高原东南侧等位势密集, 气旋性曲率较大, 西南风在此处也特别强劲, 1520 线位于 120°E 以西的菲律宾和台湾之间。而在江南春雨期, 1520 线有很大的变动(图 4(b)), 是逐渐的向东偏北退的, 从 12 候的位于中南半岛到 27 候位于 130°E 以东, 可见西太平洋副高西伸脊点对江南地区的降水有重要的影响。

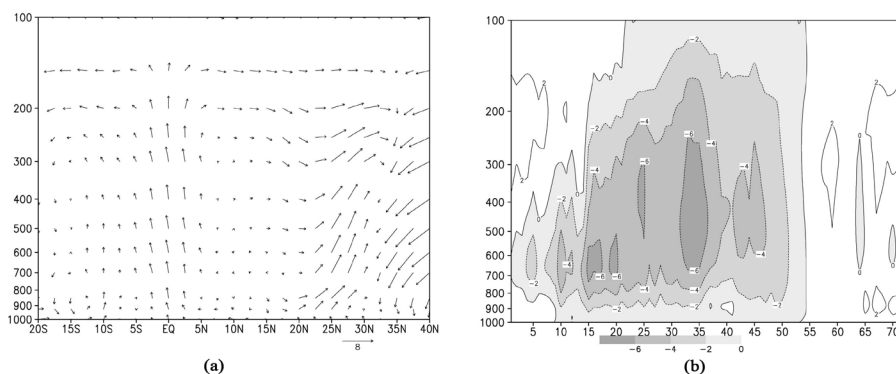


**Figure 4.** (a) The composite of 850 hPa geopotential height field during the SPR (units: gpm); (b) 1520 gpm line drawn every 3 pentad during the SPR (The thick line is the average line)

**图 4.** (a) 江南春雨期平均的 850 hPa 等高线(单位: gpm); (b) 江南春雨期每 3 候画出的 1520 线(其中粗线是平均线)

#### 4.4. 垂直速度

图 5(a)是江南春雨期沿  $110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$  经向垂直环流场,就平均而言,冬季型 Hadley 环流场已不复存在,在  $23^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$  是上升运动,而且强度比赤道地区还强。纵观全年江南地区的上升运动(图 5(b)),发现在第 5 候对流层低层出现了较弱的上升运动,垂直速度零线达到 500 hPa;到了 12 候左右对流运动加强,垂直速度零线达到 300 hPa,而此时江南地区上游西南风爆发,这样的环流配置有利于江南地区降水的环境;另外,在 14 候以后垂直零线已经达到 200 hPa 以上,  $-4 \times 10^{-2} \text{ Pa/s}$  接近 300 hPa,表明江南地区的降水具有对流性降水的特性。



**Figure 5.** (a) The average meridional ( $110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ ) vertical circulation field in the SPR; (b) The composite of meridional vertical circulation averaged over  $110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$  during the SPR (the upward movement ( $\omega$ ) is magnified by 100 times (units:  $10^{-2} \text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ )

**图 5.** (a) 江南春雨期平均经向( $110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ )垂直环流场; (b) 气候平均江南地区垂直速度随时间 - 高度剖面图(其中上升运动是  $\omega \times 100$  (单位:  $10^{-2} \text{ Pa/s}$ ))

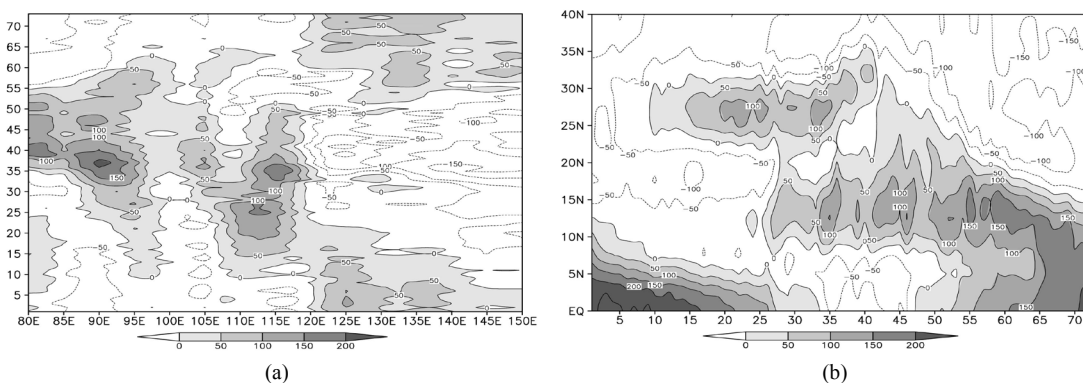
#### 4.5. 海陆热力差异

大气热源是指大气中的非绝热加热,它以感热、潜热和辐射加热的形式加热大气,是大气环流的驱动力。图 6(a)是  $23^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$  平均的整层大气热量源/汇纬向偏差(定义为各经度上的大气热量源/汇与  $80^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$  平均热量源/汇的差)。可以发现,大陆和海洋是以  $120^{\circ}\text{E}$  为分界线,在年初大陆是冷源,海洋是热源。西太平洋地区大气热源向冷源的转换,在各经度上是不一样的,是依次向西推迟的,时间跨度是 7 到 20 候。大陆这边最早出现反转的是  $80^{\circ}\sim 85^{\circ}\text{E}$ ,在第 5 候出现强度较小、范围较窄的热源区,但是在 25 候又转为较弱的冷源区。在第 10 候左右中南半岛北侧青藏高原东南角转为热源,并随着时间逐步向西扩大范围,时间跨度从 10 候到 35 候。中国东部( $110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ )平均而言在第 12 候出现反转,由冷源转为热源,16 候开始增强,达到  $50 \text{ W/m}^2$ ,19~27 候达到最强为  $100 \text{ W/m}^2$ 。而江南地区的大气热量源/汇的反转与江南春雨爆发的日期吻合,纬向海陆热力差异的增强与降水具有一致性的变化。

图 6(b)则是反映  $110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$  平均的整层大气热量源/汇经向偏差(定义为各纬度上的大气热量源/汇与  $0^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$  平均热量源/汇的差)。  $12^{\circ}\text{N}$  以南的地区从年初向南逐渐转为冷源,时间跨度是 1~34 候。而在江南地区在第 10 候左右由冷源转为热源,14 候开始增强,达到  $50 \text{ W/m}^2$ ,19~27 候达到最强为  $100 \text{ W/m}^2$ 。南海地区在 25 候时由冷源转为热源,一致持续到年末。在江南春雨期南海地区作为冷源,江南大陆地区作为热源,经向巨大的热力对比势必影响江南地区的降水。

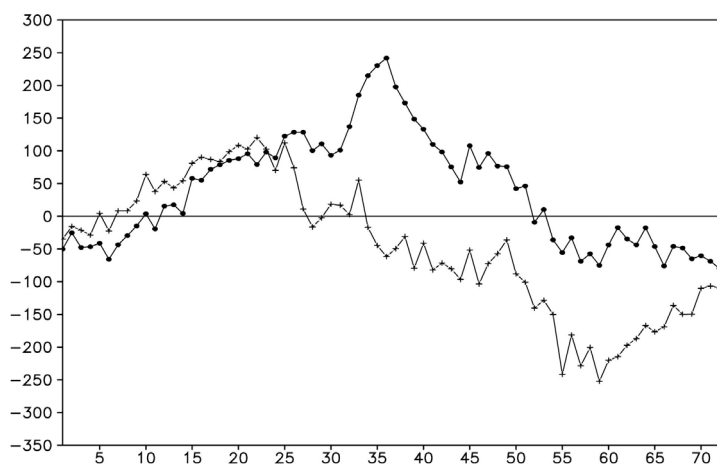
江南地区的纬向热力差异和经向热力差异的变化几乎是一致的,那么到底是哪个起到主要作用呢,需要进一步的研究。下面选取东西两侧纬向偏差大值区为关键区(东亚大陆:  $100^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ ,西太平洋:  $130^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$ ),求  $23^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$  纬向平均海陆热力差异如图 7。江南地区纬向海陆热力差异的反转时间正好是

第 12 候, 从此开始东亚大陆相对于西太平洋是热源, 一直持续到 50 候, 之后再次发生反转, 西太平洋转为热源。联系江南地区的逐候降水变化(图 2(b)), 发现其与纬向海陆热力差异的变化基本一致, 如果将大于 4 mm/d 的降水定义为雨季的话, 从第 12 候一直到 50 候, 在此期间, 大陆处于热源, 西太平洋处于冷源, 其它时间, 正好相反。从两者的变化趋势来看, 也基本吻合, 当纬向海陆热力差异增强, 江南地区的降水也增强。



**Figure 6.** (a) Pentad changes of vertically integrated atmospheric heat source/sink zonal deviation averaged over  $20^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ ; (b) Pentad changes of vertically integrated atmospheric heat source/sink vertical deviation averaged over  $110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$  (units:  $\text{W}/\text{m}^2$ )

**图 6.** (a)  $23^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$  平均的整层大气热量源/汇纬向偏差的逐候变化; (b)  $110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$  平均的整层大气热量源/汇经向偏差的逐候变化(单位:  $\text{W}/\text{m}^2$ )



**Figure 7.**  $23^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$  latitudinal average sea-land thermal difference perpentad (East Asia continent:  $100^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ , Western Pacific:  $130^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$ ) and  $110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$  meridional mean sea-land thermal difference perpentad (East Asian continent:  $20^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ , South China Sea:  $10^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ ) The cross mark indicates the climatic average of the zonal difference in the  $\langle Q1 \rangle$ ; The solid circle represents the climatic average of the latitudinal difference in the  $\langle Q1 \rangle$  (units:  $\text{W}/\text{m}^2$ )

**图 7.**  $23^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$  纬向平均海陆热力差异逐候演变(东亚大陆:  $100^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ , 西太平洋:  $130^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$ )和  $110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$  经向平均海陆热力差异逐候演变(东亚大陆:  $20^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ , 南海地区:  $10^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ ) (叉号表示经向 $\langle Q1 \rangle$ 差值的气候平均, 实心圆表示纬向 $\langle Q1 \rangle$ 差值的气候平均)单位:  $\text{W}/\text{m}^2$

而江南地区的经向热力差异方面, 选取南北两侧经向偏差大值区为关键区(东亚大陆:  $20^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ , 南海地区:  $10^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ )求  $110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$  经向平均海陆热力差异, 如图 7 江南地区经向海陆热力差异的反转时间为第 7 候, 早于江南春雨爆发日期第 12 候, 然后在 28 候再次发生反转, 即在第 7 到 27 候, 东亚大陆相对于南海地区是热源, 热源转为冷源的日期正好对应江南春雨的结束日期。

综上所述, 东亚大陆 - 西太平洋之间的纬向海陆热力差异的反转和增强对江南地区的降水具有重要影响, 而东亚大陆与南海地区的经向海陆热力差异对江南地区春季的降水也是具有重要影响的。从热力差异对比的角度来看, 纬向海陆热力差异比经向海陆热力差异稍微强一点, 而且它们对江南地区春季的降水都有很好的对应关系。海陆热力差异很可能是造成江南地区降水的重要影响因子, 它也是季风的根本推动力, 对于江南地区降水性质的定义有重要作用。

## 5. 结论

针对目前江南春雨标准不统一的现状, 本文采用较为客观的划分降水区的方法定义了江南春雨, 并结合 NCEP/NCAR 再分析资料, 从气候态角度出发, 研究江南春雨形成的环流特征。得到以下主要结论:

1) 确定了江南春雨的时间范围(12~27 候)和空间范围(23°~30°N, 110°~120°E), 并且江南地区的降水以 48 个分布比较均匀的代表站的平均降水来表示。

2) 在江南春雨期间, 江南地区的上游青藏高原东南侧一直存在西南风速中心, 而江南地区有很强的上升运动, 这样的环流配置有利于水汽向江南地区输送, 产生降水。另外在 850 hPa 高度场上, 青藏高原东南侧等位势线密集, 气旋性曲率较大, 是西南风增强的重要原因。

3) 经向和纬向海陆热力差异都对江南春雨有重要影响, 纬向海陆热力差异比经向海陆热力差异稍微强一点, 而它们对江南地区春季的降水都有很好的对应关系。海陆热力差异很可能是造成江南地区降水的重要影响因子, 它也是季风的根本推动力, 对于江南地区降水性质的定义有重要作用。

## 参考文献

- [1] 高由禧, 徐淑英, 郭其蕴, 等. 中国的季风区域和区域气候//东亚季风的若干问题[M]. 北京: 科学出版社, 1962: 49-63.
- [2] 吴宝俊, 彭治班. 江南岭北春季连阴雨研究进展[J]. 科技通报, 1996, 12(2): 65-70.
- [3] 王谦谦, 陈绍东. 江南地区汛期降水与热带海温关系的 SVD 分析[J]. 干旱气象, 2004, 22(3): 11-16.
- [4] 孙锦铨, 陈永秀. 长江中下游春季连阴雨天气气候分析[J]. 气象, 1991, 17(5): 29-34.
- [5] 何财福, 吴宝俊, 彭治班. 南岭准静止锋附近加热场特征及其对锋面维持的作用[J]. 应用气象学报, 1992, 3(4): 437-443.
- [6] Tian S F, Yasunari T. (1998) Climatological aspects and mechanism of spring persistent rains over central China. JOURNAL-METEOROLOGICAL SOCIETY OF JAPAN SERIES 2, 76: 57-71.  
[https://doi.org/10.2151/jmsj1965.76.1\\_57](https://doi.org/10.2151/jmsj1965.76.1_57)
- [7] 丁一汇, 张莉. 青藏高原与中国其他地区气候突变时间的比较[J]. 大气科学, 2008, 32(4): 794-805.
- [8] 万日金, 吴国雄. 江南春雨的时空分布[J]. 气象学报, 2008, 66(3): 310-319.
- [9] 万日金, 吴国雄. 江南春雨的气候成因机制研究[J]. 中国科学(D 辑: 地球科学), 2006, 36(1): 936-950.
- [10] 何金海, 祁莉, 韦晋, 等. 关于东亚副热带季风和热带季风的再认识[J]. 大气科学, 2007, 31(6): 1257-1265.
- [11] 胡雅君, 刘屹岷, 吴琼, 等. 影响江南春雨年际变化的前期海洋信号及可能机理[J]. 大气科学, 2017, 41(2): 395-408.
- [12] 刘高平, 朱坚, 杨开围, 等. 江南春季连阴雨的频数特征及其前期环流信号[J]. 气象科学, 2015, 35(4): 474-479.
- [13] Ting, M.F. and Wang, H. (1997) Summer time U.S. Precipitation Variability and Its Relation to Pacific Sea Surface Temperature. *Journal of Climate*, **10**, 1853-1873.  
[https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1997\)010<1853:SUSPVA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1997)010<1853:SUSPVA>2.0.CO;2)
- [14] Yanai, M., Li, C. and Song, Z. (1992) Seasonal Heating of the Tibetan Plateau and Its Effects on the Evolution of the Asian Summer Monsoon. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, **70**, 319-351.  
[https://doi.org/10.2151/jmsj1965.70.1B\\_319](https://doi.org/10.2151/jmsj1965.70.1B_319)
- [15] 王黎娟, 高龙龙. 江南春雨的时空分布特征及其旱涝年环流差异[J]. 大气科学学报, 2017, 40(3): 310-320.



- [16] 高辉, 朱艳峰. 2007 年南海夏季风爆发前后大气环流的非典型性突变特征[J]. 大气科学学报, 2009, 32(4): 467-473.
- [17] Lau, K.M. and Yang, S. (1997) Climatology and Interannual Variability of the Southeast Asian Summer Monsoon. *Advances in Atmospheric Sciences*, **14**, 141-161 <https://doi.org/10.1007/s00376-997-0016-y>

**知网检索的两种方式:**

1. 打开知网页面 <http://kns.cnki.net/kns/brief/result.aspx?dbPrefix=WWJD>  
下拉列表框选择: [ISSN], 输入期刊 ISSN: 2168-5711, 即可查询
2. 打开知网首页 <http://cnki.net/>  
左侧“国际文献总库”进入, 输入文章标题, 即可查询

投稿请点击: <http://www.hanspub.org/Submission.aspx>  
期刊邮箱: [ccrl@hanspub.org](mailto:ccrl@hanspub.org)