

# 华西秋雨起止与秋冬季节大气环流转换<sup>\* 1</sup>

袁 旭 刘宣飞

YUAN Xu LIU Xuanfei

南京信息工程大学气象灾害省部共建教育部重点实验室,南京,210044

*Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China*

2013-02-22 收稿,2013-05-13 改回.

袁旭,刘宣飞. 2013. 华西秋雨起止与秋冬季节大气环流转换. 气象学报, 71(5): 913-924

**Yuan Xu, Liu Xuanfei. 2013. Onset-withdrawal dates of autumn persistent rains over western China and the associated autumn to winter evolution of the atmospheric circulation. *Acta Meteorologica Sinica*, 71(5): 913-924**

**Abstract** Based on the NCEP/NCAR reanalysis pentad dataset (1961 – 2010), the CMAP pentad rainfall dataset (1979 – 2008), and the conventional pentad rainfall records (1961 – 2010) over the 553 stations in China, the relationship between the autumn to winter evolution of the atmospheric circulation and onset-withdrawal dates of the autumn persistent rains (APR) over western China (WC) is investigated. The results show that the seasonal variation of rainfall over the WC is characterized by double peaks, one in summer and the other in autumn. The trough between the peaks happens in early August (pentad 44), while the rainfall decreases to below its annual mean in mid-October (pentad 57). Therefore, the onset and withdrawal dates of APR are defined in mid-August (pentad 45) and mid-October (pentad 57), respectively. The onset of APR corresponds with the starting of the transition from the east Asian summer monsoon (EASM) to winter monsoon (EAWM), with the landmark circulation change being SW to SE wind shift at 850 hPa over south of the middle and lower reaches of the Yangtze River (SMLRYR). The positive to negative reversal of the meridional SLP gradient (SLP in the sea minus SLP over the land) in East Asia happens in mid-August (pentad 45), causing the 850 hPa SW wind over the SMLRYR replaced by the SE wind. Such a SE wind will meet over the WC with the SW wind from the Bay of Bengal (BOB), thus forming convergence there both in the wind direction and water vapor. As a result, the rainfall over WC will strengthen again after its summer peak and the APR is thereby established. The ending of APR is associated with the retreat of the tropical SW monsoon from the BOB and the complete establishment of EAWM, with the landmark circulation change being SW to NE wind shift at 850 hPa over the BOB. As the negative to positive reversal of the zonal SLP gradient (SLP over land minus SLP in the sea) in East Asia occurs progressively from the north to the south, the EAWM will advance southward, with the NE wind reaching the SMLRYR in early September (pentad 51) and the South China Sea in mid-October (pentad 57). The SW wind from the BOB disappears, the WC is fully controlled by the continental cold high, and the monsoon meridional circulation changes into the winter-type Hadley Circulation in East Asia, a situation marking the complete establishment of EAWM and the withdrawal of APR. Therefore, the onset-withdrawal of APR may be associated with the asynchronous summer to winter transition between the EASM and the south Asia summer monsoon (SASM). Due to the cooperative contribution of the EASM and SASM, the APR thus becomes the last rainy season of the Asian summer monsoon in mainland China.

**Key words** Autumn persistent rains over western China, Sea level pressure gradient reversal, The east Asian summer monsoon, The east Asian winter monsoon

\* 资助课题:江苏高校优势学科建设工程项目(PAPD)。

作者简介:袁旭,主要从事季风海气相互作用研究。E-mail: Sara\_0913@foxmail.com

通讯作者:刘宣飞,主要从事季风与海气相互作用研究。E-mail: liuxf@nuist.edu.cn

**摘要** 根据 1961—2010 年平均的逐候 NCEP/NCAR 再分析资料、1979—2008 年平均的逐候 CMAP 降水资料以及 1961—2010 年逐候平均的中国 553 个台站降水资料,讨论了华西秋雨起止日期与秋冬季大气环流转换特征的关系。结果表明,华西地区降水年变化表现为明显的夏、秋双峰特征,8 月 4—8 日(第 44 候)为双峰间的低谷,10 月 8—12 日(第 57 候)以后降水降至年平均以下。由此,将华西秋雨建立和结束日期分别确定为 8 月 9—13 日(第 45 候)和 10 月 8—12 日(第 57 候)。华西秋雨的建立对应于东亚夏季风开始向冬季风转变,其标志性环流调整特征是江南地区的西南风转为东南风。东亚经向海平面气压梯度在 8 月 9—13 日(第 45 候)由南高北低转为南低北高,造成 850 hPa 江南地区的西南风转为东南风,该东南风与来自孟加拉湾的热带西南季风交汇于华西地区,形成风向和水汽的辐合,使得华西地区的降水在夏峰之后再次增强,华西秋雨由此建立。华西秋雨的结束则对应于孟加拉湾热带西南季风结束和东亚冬季风完全建立,其标志性环流调整特征是孟加拉湾地区的西南风转为东北风。随着东亚纬向海平面气压梯度由北向南依次发生东高西低向东低西高的转变,东亚冬季风也逐步向南推进,9 月 8—12 日(第 51 候)东北冬季风到达江南地区,10 月 8—12 日(第 57 候)进一步推进到南海地区,此时来自孟加拉湾的热带西南季风消失,造成华西地区完全受大陆冷高压控制,东亚季风经圈环流也转为冬季型哈得来环流,东亚冬季风完全建立,华西秋雨也随之结束。因此,华西秋雨起止可能与东亚夏季风、南亚夏季风向冬季风的转变时间不同步有关,东亚季风与南亚季风的共同作用使得华西秋雨成为亚洲夏季风在中国大陆上的最后一个雨季。

**关键词** 华西秋雨,气压梯度反转,东亚夏季风,东亚冬季风

**中图法分类号** P461

## 1 引言

受东亚季风影响,中国大部分地区的降水高峰出现在夏季。但也有一些地区的年降水除了夏季的主高峰外还有秋季的次高峰,这些地区就是秋雨区,其中,以华西地区的秋雨现象最为典型,称为华西秋雨(也称为秋绵雨、秋淋)。华西秋雨以绵绵细雨为主要特征,长时间的阴雨寡照对农业、交通运输及人民生活均产生诸多不利影响,华西秋雨是中国西南地区的主要气象灾害之一,中国国家气候中心已将其列入监测业务试行范围。

对华西秋雨的研究始于 20 世纪 30—40 年代,一般认为,华西秋雨属于过渡季节的局地气候现象(张宝堃,1941;吕炯,1942)。高由禧等(1958)通过不同纬度上各经度候雨量分布的变化和相对降水系数方法,将华西秋雨的起止日期分别确定为 8 月底和 10 月第 4 候。梁健洪(1989)分析了汉中、成都、昆明 3 个站的 8—11 月逐旬平均雨量、雨日变化,提出华西秋雨的起止日期分别为 8 月下旬和 10 月中旬。王遵娅等(2008)取(30°—35°N, 100°—110°E)代表秋雨区,将华西秋雨期确定为第 50—54 候。可见,由于资料和秋雨标准定义的不统一,目前,对华西秋雨的起止日期尚无一致认识。

华西秋雨起止日期的确定涉及到雨季的判断方法。雨季的判断方法可分为以下两类:一类采用降水或对流的绝对阈值作为雨季建立的标准,如 Lau

等(1997)以 6 mm/d 平均降水量作为亚洲季风雨季开始的标准,Murakami 等(1994)认为,当向外长波辐射低于 230 W/m<sup>2</sup> 时雨季开始,但这类方法所选择的绝对阈值一般只适用于热带季风区;另一类则采用降水的相对阈值作为雨季建立或结束的标准,如 Wang 等(2002)采用气候相对候降雨量(即逐候降雨量与 1 月降雨量之差),以 5 mm/d 为标准确定了亚洲季风区雨季的建立和撤退日期,王遵娅等(2008)将气候逐候降雨量进行了标准化,以 0.5 作为雨季建立和结束的标准研究了中国雨季的气候特征。然而,上述两类方法均只适用于全年干、湿季的转换,并不适用于华西秋雨建立日期的判定。虽然华西地区夏、秋降水峰值有间隔,但并不存在雨季的中断(王遵娅等,2008),华西秋雨的建立既非全年雨季的开始,也非一年中第 2 个雨季的开始(梁健洪,1989),而是夏季降水高峰过后雨量相对减弱到秋季时雨量的再次加强。因此,夏、秋两峰之间的低谷可视为夏雨和秋雨的分水岭。

华西秋雨发生于秋冬季节转换期,该时期大气环流将发生季节性调整,东亚季风也将经历由夏季风到冬季风的转变过程(况雪源等,2008)。关于华西秋雨起止与秋冬季节大气环流转换的关系,高由禧等(1958)指出,当高空西风环流第 1 次在秋雨区出现、地面冬季风开始建立时,秋雨开始,当亚洲南部西风急流稳定在川黔上空、冬季天气过程盛行时,秋雨结束,此时印度季风撤离印度北部和中部,高原

雨季结束。张剑光(1988)指出,9月以后850 hPa上西南地区位于河南和陕西一带的反气旋西南侧,盛行东南风,仍具有夏季环流形势,气流辐合形成华西秋雨,与长江中下游地区的秋高气爽天气形成鲜明对比(高由禧,1958)。梁健洪(1989)认为,地面冬季风进入华西,对应华西秋雨的开始,当其再次加强时,华西秋雨结束。鲍媛媛等(2003)在分析2001年的华西秋雨时认为,巴尔喀什湖地区低压槽上不断分裂东移的冷空气与副热带高压(副高)西南侧的东南暖湿气流和来自孟加拉湾的西南暖湿气流交汇于四川盆地、陇南、陕南一带,致使该地区持续阴雨天气。王遵娅等(2008)的研究表明,华西秋雨期来自孟加拉湾的西南季风及其水汽输送仍然较强,该支气流与中国南海北部、西太平洋副高南侧的东南风水汽输送汇合于华西地区,使得秋雨持续。上述研究虽然揭示出华西秋雨起止与东亚夏季风向冬季风的转变过程有关,与孟加拉湾西南季风的维持有关,也与副高西南侧的东南气流及其水汽输送有关,但未对这些对应关系的内在物理联系进行深入系统分析。

由于海陆热力特性的差异,海平面气压场在东亚季风区呈现为冬、夏季相反的分布形态,纬向海平面气压梯度反转是东亚冬、夏季风切换的标志之一(郭其蕴,1983;祁莉等,2007)。事实上,东亚海平面气压场除了具有纬向差异外,还存在经向差异(赵平等,2006)。相对于春夏季节而言,对于秋冬季节东亚海平面气压的转变研究较少,相对于纬向海平面气压差异而言,对于经向海平面气压差异的关注不多,且均没有与华西秋雨的起止相联系。

随着对东亚季风及其雨季研究的深入,逐渐开始认识到江南春雨可能标志着东亚副热带夏季风的建立(Tian, et al, 1998;何金海等,2008,2010;任珂等,2010;祝从文等,2011;刘宣飞等,2013),而江淮梅雨则是东亚副热带夏季风雨带推进至江淮流域的一个阶段。华西秋雨作为出现在秋冬转换季节的一个雨季,一个自然的问题就是如何从东亚副热带夏季风的不同发展阶段重新审视华西秋雨现象,即华西秋雨是否与江南春雨、江淮梅雨等雨季一样,属于东亚副热带夏季风在其不同发展阶段所对应的雨季。如果是这样的话,则需从气候事件角度研究华

西秋雨在东亚季风由夏至冬季节转换中的角色。

本研究旨在揭示华西秋雨起止日期与秋冬季节大气环流转换特征的关系,这不仅有利于加深对华西秋雨自身的认识,也有助于了解华西秋雨在东亚季风由夏至冬季节转换中所扮演的角色。

## 2 资料和方法

本研究采用了以下资料:(1)1979—2008年平均的逐候CMAP(CPC Merged Analysis of Precipitation)降水资料(Xie, et al, 1997)。该资料为全球范围,水平分辨率 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ,包含来自GPI、OPI、SSM/I、MSU几种卫星的观测;(2)1961—2010年平均的逐候美国国家环境预测中心/美国国家大气研究中心(NCEP/NCAR)再分析资料(Kalnay, et al, 1996),包括海平面气压、1000—100 hPa共12层的水平风和垂直速度、近地面层( $\sigma = 0.995$ )水平风;(3)中国气象局国家气象中心资料室整编的1961—2010年中国553个台站逐日降水资料,并处理成逐候平均降水。以上资料1年均含73候,其中,第12候为2月25日—3月1日(无论是否为闰年)。

谐波分析方法常用于确定季风雨季的建立日期,如Murakami等(1994)和Wang(1994)采用降水的前4个谐波与年平均降水之和确定雨季的建立日期,但当雨季的建立比较突然或雨季维持时间较短时,该方法所确定的日期误差较大,特别是对于双峰型雨季该方法也不适合。Wang等(2002)对该方法进行了改进,经试验取前12个谐波比较合适,本研究将采用该改进后的谐波分析方法确定华西秋雨的气候起止日期。

## 3 华西秋雨的起止日期

### 3.1 华西地区降水的季节演变特征

为便于讨论华西秋雨的起止日期,首先分析华西地区降水的季节演变特征。图1为1979—2008年平均的CMAP降水年距平(逐候降水与年平均降水之差)沿 $100^{\circ}$ — $110^{\circ}$ E的纬度-时间(候)剖面,图中虚线表示降水年距平 $<0$ ,实线表示降水年距平 $>0$ ,而阴影区是降水年距平 $>2.4$  mm/d的区域。可见CMAP降水年距平在4月底—10月初(第24—

56 候)为正值,即这一时期的降水要大于其年平均值,其余时间为负值,说明一年中华西地区的降水主要集中在夏、秋两季。图中 2.4 mm/d 等值线清晰地勾勒出华西地区夏、秋降水的双峰特征。

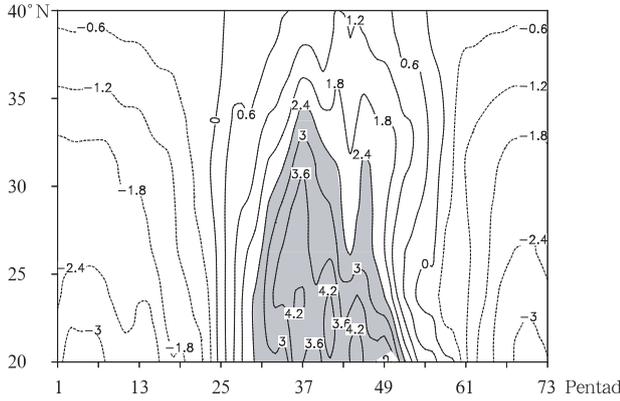


图 1 沿 100°—110°E 平均的 CMAP 年距平的纬度-时间(候)剖面

(等值线为 9 点平滑处理,阴影区为 >2.4 mm/d 的区域)

Fig. 1 Latitude-pentad section of the averaged CMAP annual departure over 100°—110°E

(The contours have been 9-point smoothed. Shadings denote areas where the CMAP annual departure > 2.4 mm/d)

为进一步看清华西地区降水的双峰特征,根据王遵娅等(2008)的取法,将(30°—35°N, 100°—110°E)定义为华西地区,图 2a 给出了该地区平均的 CMAP 季节变化曲线,其中,实心圆曲线是 CMAP 前 12 个谐波之和,空心圆曲线为原始 CMAP。可见,取谐波分析的前 12 个波,既能消除 CMAP 原始资料中的季节内振荡信号,又保留了华西地区降水的双峰特征,降水最大值出现在夏季,秋季次之且明显大于春季,7 月 5—9 日(第 38 候)、8 月 19—23 日(第 47 候)分别对应为降水的夏峰、秋峰位置,其降水量分别为 5.3、4.4 mm/d,7 月底—8 月初(第 43 候)为两峰之间的低谷,但其降水量也维持在 4 mm/d 水平,仍属雨季,即夏雨和秋雨之间并不存在雨季的中断现象,而到了 10 月 13—17 日(第 58 候),降水则降至年平均水平以下。

### 3.2 华西秋雨的起止日期

根据华西地区降水的以上特征,给出华西秋雨区范围的判别标准:(1)取 9—10 月(第 50—61 候)代表秋季,4—5 月(第 19—30 候)代表春季(梁健洪,1989),秋季降水大于春季降水;(2)降水季节演变表现为夏、秋双峰特征。以上两个条件均满足的区域定义为华西秋雨区。根据 1979—2008 年 CMAP 格点降水资料及 1961—2010 年中国 553 个台站

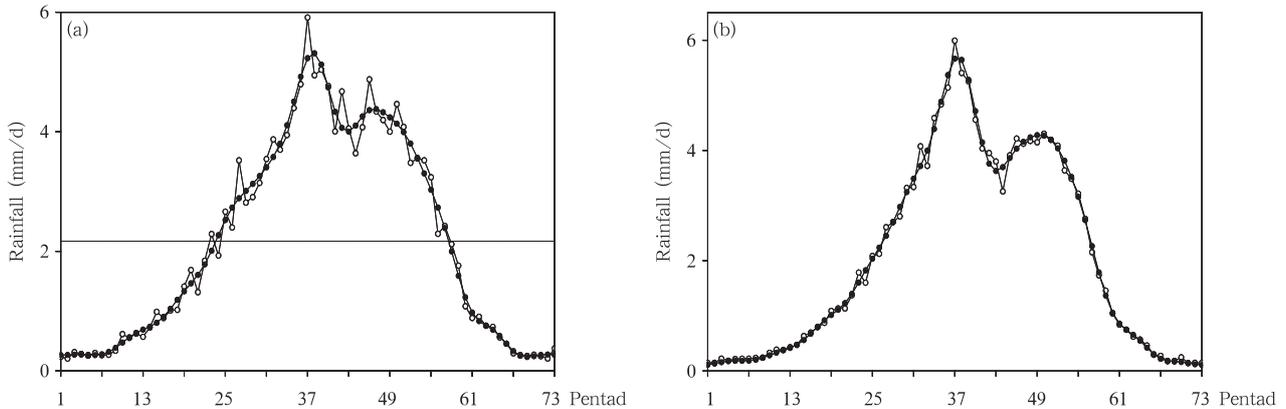


图 2 区域(30°—35°N, 100°—110°E)平均的逐候 CMAP 降水(a)和 39 个秋雨站平均的逐候降水(b)的季节变化(实心圆曲线为降水的前 12 个谐波之和,空心圆曲线为原始降水,水平直线为年平均降水)

Fig. 2 Seasonal curves (a) from the CMAP rainfalls over (30°—35°N, 100°—110°E) and (b) from the 39 stations rainfalls over the APR region

(Thin line with open circles denotes the original rainfall, thick line with solid circles denotes the summation of the mean and the first 12 Fourier harmonics of the rainfalls, and the horizontal line is the annual mean rainfall)

降水资料的谐波分析结果,逐格点逐站点地进行是否属于华西秋雨区的判别,结果有 39 个站点属于华西秋雨区,华西秋雨区主要包括四川、重庆、西藏东部、云南北部、陕西南部、青海东南部和甘肃东南部地区(图 3),由 CMAP 格点降水资料和中国台站降水资料得到的华西秋雨区空间分布相互吻合,且与已有的结果(高由禧等,1958;梁健洪,1989;白虎志等,2004)大同小异,只是对西藏东部的秋雨区过去关注较少,这可能与高原资料缺乏有关。此外,海南省虽然也满足本研究提出的华西秋雨区条件,但因其属于热带系统降水,未对其做研究。

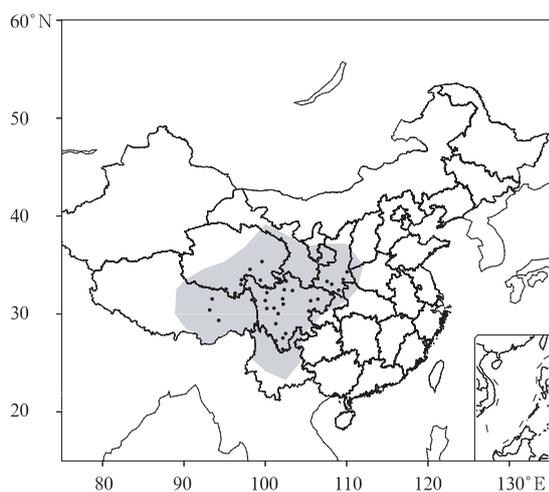


图 3 华西秋雨的空间分布  
(阴影区为 CMAP 格点资料确定的华西秋雨区,  
黑色点为属于华西秋雨区的台站)  
Fig. 3 Geographical coverage of the APR  
(Shading denotes the area of the APR obtained  
by the CMAP. Dots denote the stations of the APR)

图 2b 为华西秋雨区 39 个台站平均的降水季节变化曲线。可见华西秋雨的夏峰出现在 6 月底—7 月初(第 37 候),秋峰在 8 月 24—28 日(第 48 候),8 月 4—8 日(第 44 候)为双峰间的低谷,10 月 8—12 日(第 57 候)以后降水降至年平均以下。按照夏、秋两峰之间的低谷为夏雨和秋雨的分水岭这一思路,定义夏、秋双峰之间降水低谷的次候为华西秋雨的建立日期。图 2b 中,华西地区的降水在秋峰之后呈单调下降的趋势,并无明显特征可以区分秋雨的结束日期,为此将降水降至年平均以下的时间定义为华西秋雨的结束日期。由此将气候意义上的华西秋雨建立和结束日期确定为 8 月 9—13 日(第 45 候)和 10 月 8—12 日(第 57 候),华西秋雨期约为 2 个

月。

应该指出,本研究提出的华西秋雨建立日期在 8 月 9—13 日,比以前认为的 8 月底—9 月初建立日期要偏早些,而华西秋雨结束日期则与以前的研究结论接近(高由禧等,1958;梁健洪,1989;王遵娅等,2008)。由于本研究对华西秋雨的定义与以往文献有所不同,后面将通过与华西秋雨建立、结束日期相对应的大气环流调整特征来进一步讨论其合理性。

## 4 华西秋雨起止与秋冬季节大气环流转换

### 4.1 海平面气压

伴随着华西秋雨的建立,东亚地区海平面气压场发生明显改变。图 4 给出了华西秋雨建立后(8 月 14—28 日(第 46—48 候)平均)与建立前(7 月 25 日—8 月 8 日(第 42—44 候)平均)海平面气压场的差值分布,图中呈现出大陆气压升高、海洋气压降低的特征,升高、降低最显著的地区分别位于华北、北太平洋,说明伴随着华西秋雨的建立,大陆冷高压开始迅速发展,东亚副热带夏季风已经开始向冬季风转变。

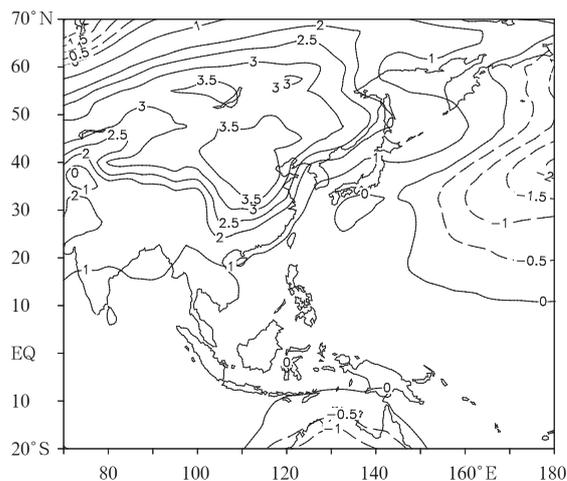


图 4 华西秋雨建立前后海平面气压场的变化  
(第 46—48 候平均减第 42—44 候平均,单位: hPa)  
Fig. 4 Difference of the SLP between after  
and before the onset of APR  
(pentad 46 - 48 minus pentad 42 - 44, units: hPa)

图 5a 给出了沿 110°—120°E 平均的海平面气压经向偏差(定义为各纬度上的气压与 0°—50°N 平均气压之差)的时间(候)-纬度分布。可见,大约以 20°N 为界,东亚海平面气压经向梯度在冬季呈现为

北高南低态势,而夏季则为北低南高分布,冬季比夏季的经向梯度数值大且维持时间长。因此,一年之中东亚经向气压梯度的方向将经历两次转变。图5b为沿30°—40°N平均的海平面气压纬向偏差(定义为各经度上的气压与110°—170°E平均气压之差)的时间(候)-经度分布。图中反映的冬季西高东低、夏季西低东高气压分布形势十分清晰,冬、夏季分布形势的维持时间大体相当。一年之中东亚纬向气压梯度的方向也发生了两次转变。其中,发生在秋冬季节的经向和纬向气压梯度转变及其与华西秋

雨起止的联系是本研究关注的重点。

为定量计算东亚地区纬向、经向海平面气压梯度,用区域(22.5°—32.5°N,110°—120°E)减区域(22.5°—32.5°N,160°—170°E)的气压差代表副热带地区的纬向气压梯度,区域(45°—55°N,110°—120°E)减区域(45°—55°N,160°—170°E)的气压差代表中纬度地区的纬向气压梯度,区域(10°—20°N,110°—120°E)减区域(30°—40°N,110°—120°E)的气压差代表经向气压梯度,图6为东亚纬向、经向海平面气压梯度随季节的演变曲线。可见由夏至冬,

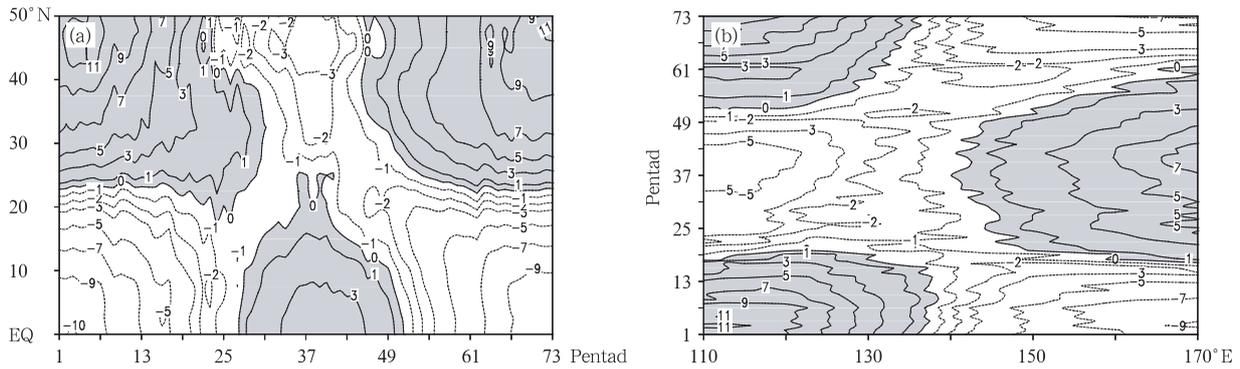


图5 沿110°—120°E平均的海平面气压经向偏差的时间(候)-纬度分布(a)与沿30°—40°N平均的海平面气压纬向偏差的时间(候)-经度分布(b)(等值线间隔为1 hPa,阴影区代表正值)

Fig. 5 Latitude-pentad section of the meridional departure of SLP along 110°—120°E (a) and longitude-pentad section of the zonal departure of SLP along 30°—40°N (b) (The contour interval is 1 hPa. Shadings denote the positive areas)

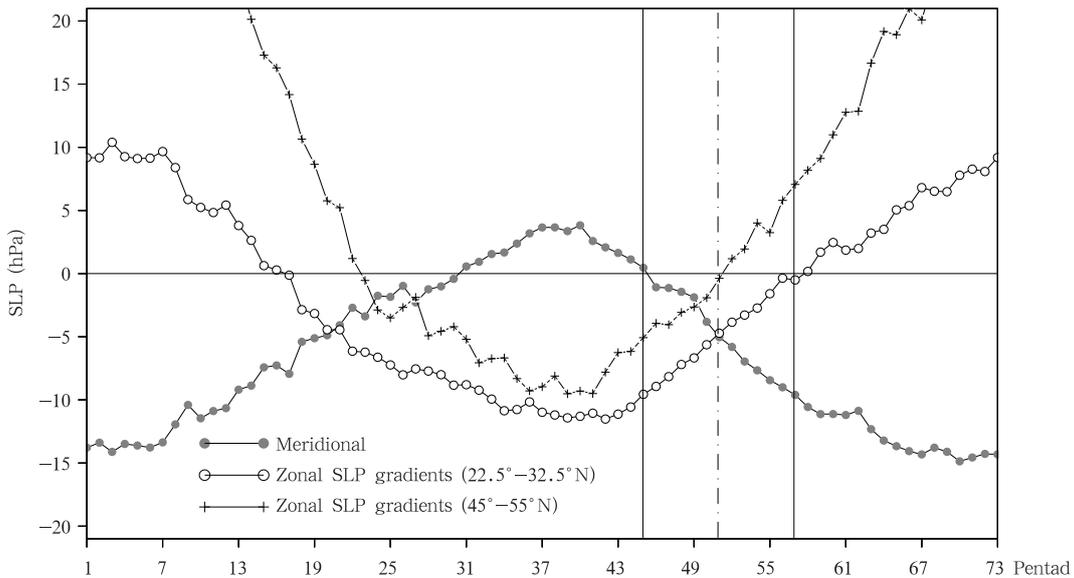


图6 东亚地区经向、纬向海平面气压梯度的季节演变曲线 (两条竖实线分别代表华西秋雨的建立和结束时间,竖虚线表示第51候)

Fig. 6 Seasonal evolutions of the meridional and zonal SLP gradients over East Asia (The vertical solid lines denote the onset and withdrawal dates of the APR; The vertical dashed line denotes pentad 51)

伴随着华西秋雨的建立,东亚经向海平面气压梯度在8月9—13日(第45候)由南高北低转为南低北高。随着东亚冬季风由北向南推进,中纬度地区的纬向海平面气压梯度于9月8—12日(第51候)由东高西低转为东低西高,而副热带地区的纬向海平面气压梯度转变则发生在华西秋雨结束之时(10月8—12日,第57候)。由于地理位置的不同,秋冬季节南海地区受热带辐合带(ITCZ)低压系统控制,而北太平洋地区则处于西太平洋副高影响之下,由此造成东亚经向气压梯度的反转时间要早于纬向气压梯度。

#### 4.2 低层风场

伴随着海平面气压梯度的上述季节变化,低层风场也会发生相应改变,下面分析华西秋雨建立与结束前后850 hPa风场的分布(图7a<sub>1</sub>—a<sub>4</sub>)。

华西秋雨建立前(7月25日—8月8日(第42—44候)平均,图7a<sub>1</sub>),南亚西南季风十分强盛,其中,位于孟加拉湾的西南气流可北上直接进入华西地区,中国南海—西太平洋热带辐合带呈西北—东南走向,江南地区盛行西南偏南气流,副高主体的脊线约位于32°N,在130°E以西副高脊线北抬;华西秋雨建立后(8月14—28日(第46—48候)平均,图7a<sub>2</sub>),南亚西南季风除强度有所减弱外基本维持不变,副高主体脊线南撤至30°N附近,中国南海—西太平洋热带辐合带进一步加强,另外,还有两个特别值得注意的变化,一个是山东半岛的反气旋性环流增强,另一个是江南地区转为东南气流控制。

江南地区西南气流转为东南气流是华西秋雨建立的标志性环流调整,与前述的东亚经向海平面气压梯度在8月9—13日(第45候)发生反转(图6)相匹配,即在纬向气压梯度维持东高西低的背景下,伴随着经向气压梯度由南高北低转为南低北高,江南地区风场也由西南气流转为东南气流。注意到此时南亚西南季风气流仍然维持,该西南气流与江南地区的东南气流交汇于华西地区,形成风向的辐合,造成华西地区的降水在夏峰之后再次增加,华西秋雨由此建立。

华西秋雨结束前(9月23日—10月7日(第54—56候)平均,图7a<sub>3</sub>),南亚西南季风仍然存在,只是位置整体南移,从孟加拉湾北上的西南偏南气流仍可到达华西地区,南海—西太平洋热带辐合带调整为东—西走向,气旋性环流中心位于南海和菲

律宾以东,江南地区的东南气流进一步转为东北气流,山东半岛的反气旋性环流形成闭合中心,且反气旋性环流范围覆盖整个中国大陆,该反气旋性环流已与副高主体分离,在130°E附近形成一鞍形场;华西秋雨结束后(10月13—27日(第58—60候)平均,图7a<sub>4</sub>),印度半岛东南侧、南海、菲律宾以东的3个闭合气旋性环流共同组成热带辐合带,孟加拉湾已无西南气流北上进入华西地区,位于中国大陆的反气旋性环流进一步加强,江南地区的东北气流进一步加强并向南推进到了南海地区。

孟加拉湾西南季风结束是华西秋雨结束的标志性环流调整,此时东亚冬季风也推进到南海地区。当中纬度地区的纬向海平面气压梯度于9月8—12日(第51候)发生反转时(图6),江南地区的东南风进一步转为东北风,而当副热带地区的纬向海平面气压梯度在10月8—12日(第57候)反转时,东亚东北冬季风已推进到南海,此时孟加拉湾的西南季风也已撤退,华西地区处于单一的大陆冷高压控制之下,降水降至年平均以下,华西秋雨也随之结束。

考虑到华西地区的海拔较高,有些地方已经高出850 hPa高度,图7b<sub>1</sub>—b<sub>4</sub>给出了华西秋雨建立与结束前后近地面层的风场分布,除了东亚冬季风的建立及向南推进在近地面层超前于850 hPa外,其余情况与850 hPa类似。

图8给出了华西秋雨期(8月9日—10月12日(第45—57候)平均)的850 hPa风场及整层垂直积分的水汽通量和水汽通量散度分布。由图可见,由于来自孟加拉湾的西南季风气流和江南地区的东南季风气流交汇于华西秋雨区(图8a),风向的辐合造成水汽在华西秋雨区辐合(图8b)。

为进一步分析850 hPa风场在华西秋雨建立与结束前后的演变特征,选取3个代表性区域:江南地区(20°—30°N, 110°—120°E)、南海地区(7.5°—17.5°N, 110°—120°E)和孟加拉湾地区(20°—25°N, 85°—90°E),图9给出这3个地区的纬向风和经向风季节演变曲线。

华西秋雨建立前,江南地区经向风和纬向风均为正,表明该地区为西南气流,但西南气流呈减弱趋势。华西秋雨建立后,江南地区经向风仍维持为南风,但纬向风由西风转为东风,即江南地区转为东南气流控制,这种状态一直维持到9月8—12日(第51候),之后江南地区进一步转为东北气流。可见

江南地区纬向风的反转使得该地区由西南季风转为

东南季风,标志着华西秋雨的建立。

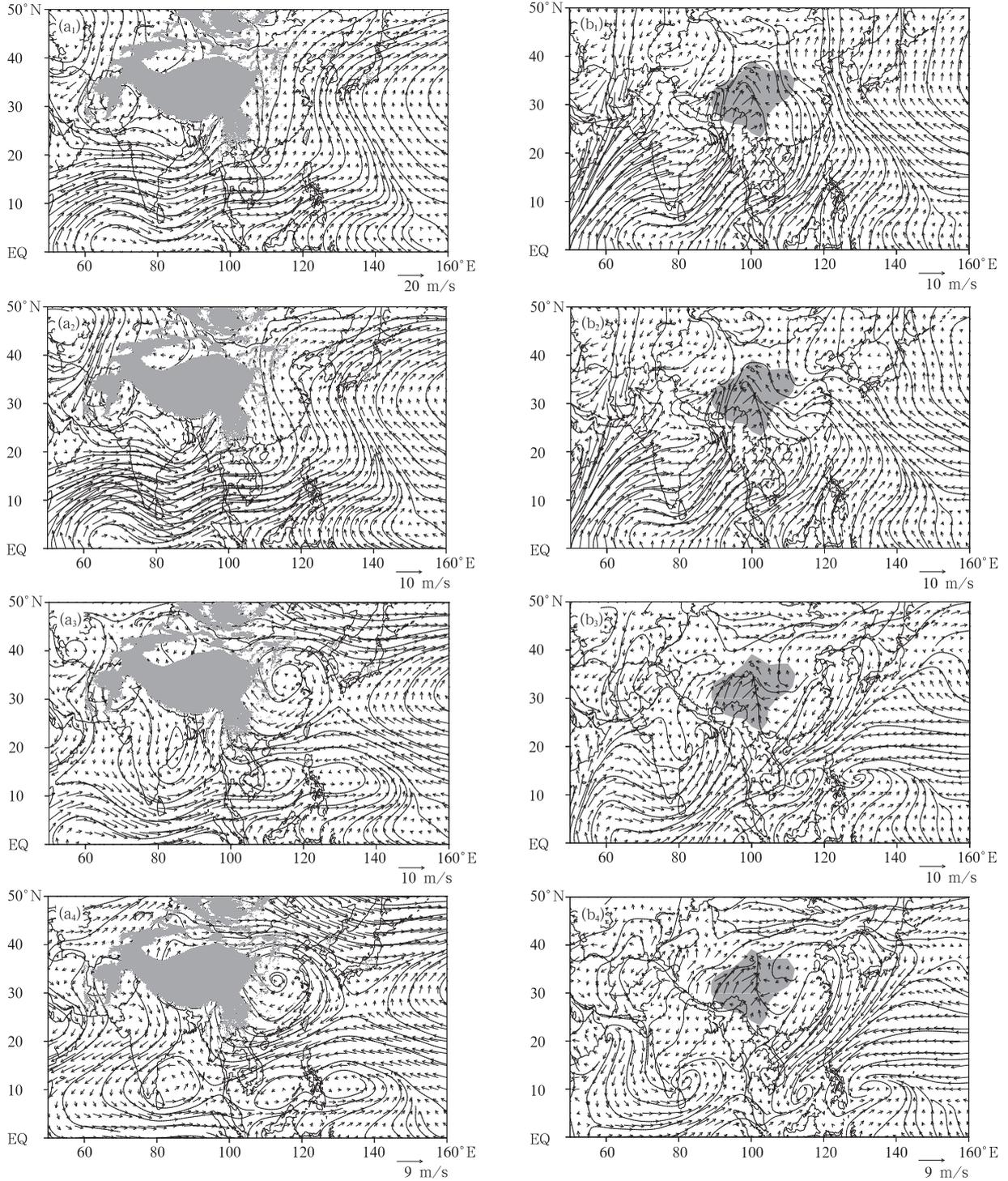


图7 华西秋雨建立与结束前后 850 hPa(a<sub>1</sub>—a<sub>4</sub>,阴影区表示高原)与近地面(b<sub>1</sub>—b<sub>4</sub>,阴影区表示华西秋雨区)风场分布 (a<sub>1</sub>、b<sub>1</sub>: 第42—44候, a<sub>2</sub>、b<sub>2</sub>: 第46—48候, a<sub>3</sub>、b<sub>3</sub>: 第54—56候, a<sub>4</sub>、b<sub>4</sub>: 第58—60候)

Fig.7 Distribution of 850 hPa (from a<sub>1</sub> to a<sub>4</sub>; shadings denote the Tibetan Plateau) and near surface (from b<sub>1</sub> to b<sub>4</sub>; shadings in right panels denote the APR domain) winds around the onset-withdrawal of the APR

(a<sub>1</sub> and b<sub>1</sub>: 42-44 pentad, a<sub>2</sub> and b<sub>2</sub>: 46-48 pentad, a<sub>3</sub> and b<sub>3</sub>: 54-56 pentad, a<sub>4</sub> and b<sub>4</sub>: 58-60 pentad)

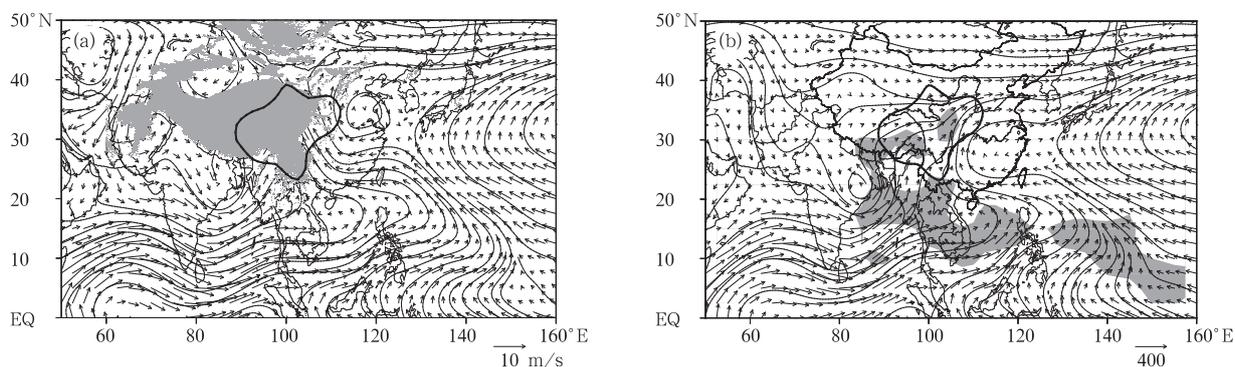


图 8 华西秋雨期(第 45—57 候平均)(a)850 hPa 风场(阴影区为高原,黑色曲线包围的区域为华西秋雨区)及(b)整层垂直积分的水汽通量和水汽通量散度(矢量和流线表示水汽通量,阴影区为水汽通量散度小于  $-5 \times 10^{-5} \text{ kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$  的区域)

Fig. 8 850 hPa winds (a) and the vertical-integrated water-vapor flux and its divergence (b) during pentad 45 – 57 (In Fig. 8a, shadings denote the Tibetan Plateau and thick line denotes the APR area. In Fig. 8b, the vector and streamline denote the water-vapor flux and shadings denote the areas where the water-vapor flux divergence is less than  $-5 \times 10^{-5} \text{ kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ )

华西秋雨结束前,江南地区在 9 月 8—12 日(第 51 候)之后为东北气流,但此时南海和孟加拉湾地区的经向风仍为南风。华西秋雨结束后,江南地区的东北风向南扩展到南海地区,孟加拉湾地区的南风也骤减并转为北风。可见东亚东北冬季风推进到

南海地区,孟加拉湾地区热带西南季风消失,标志着华西秋雨的结束。

综观江南地区 850 hPa 风向的季节演变,由夏至冬经历了由西南风向东南风、再向东北风的转变过程(图 9 下方用 3 种颜色条表示),其中,西南风和

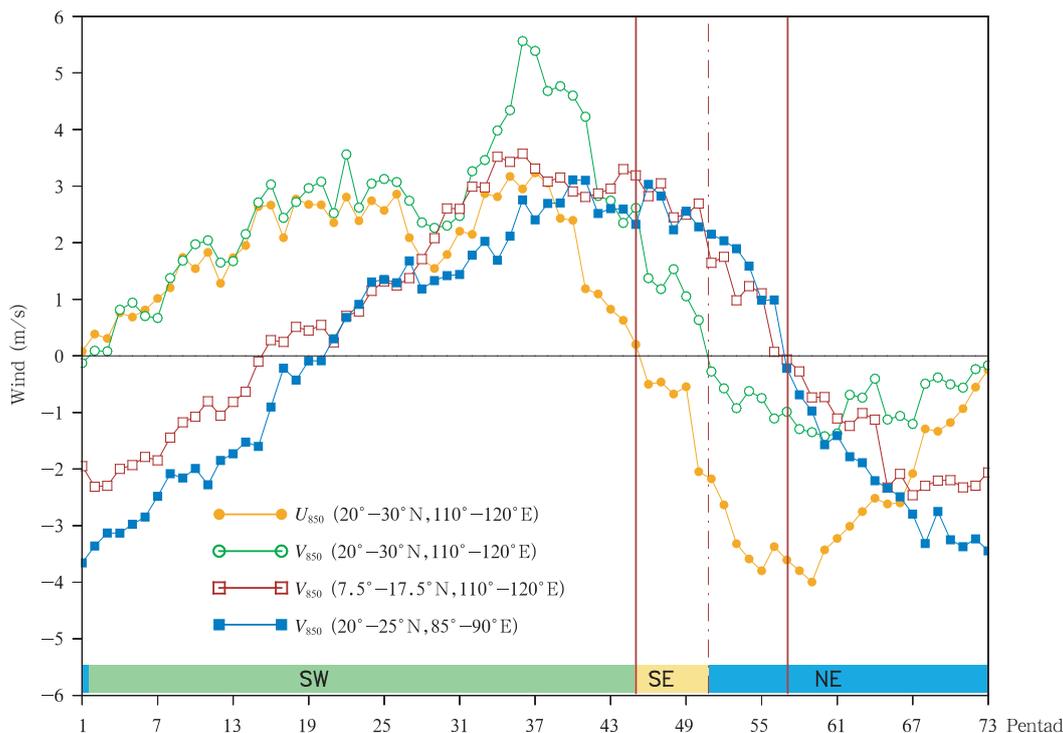


图 9 江南、南海和孟加拉湾地区 850 hPa 纬向风、经向风的季节演变

(两条竖实线分别代表华西秋雨的建立和结束时间,竖虚线表示第 51 候,底部的颜色条表示江南地区盛行西南、东南和东北风的时段)

Fig. 9 Seasonal evolutions of zonal and meridional winds at 850 hPa over the SMLRYR ( $20^{\circ} - 30^{\circ}\text{N}, 110^{\circ} - 120^{\circ}\text{E}$ ), the South China Sea ( $7.5^{\circ} - 17.5^{\circ}\text{N}, 110^{\circ} - 120^{\circ}\text{E}$ ), and the BOB ( $20^{\circ} - 25^{\circ}\text{N}, 85^{\circ} - 90^{\circ}\text{E}$ )

(The vertical solid lines denote the onset and withdrawal dates of the APR. The vertical dashed line denotes pentad 51; The three blocks at the bottom denote the durations of SW, SE, and NE winds over the SMLRYR)

东北风的维持时间较长,为该地区夏季和冬季的基本模态,而东南风的维持时间仅为 1 个月(8 月 9 日—9 月 12 日,第 45—51 候),属过渡模态。

4.3 垂直经向环流

最后分析华西秋雨建立、结束前后东亚垂直经向环流的演变。图 10a—c 为华西秋雨建立前后沿 110°—120°E 平均的垂直环流剖面变化。在华西秋雨建立前后(图 10a, b),东亚从赤道至 30°N 整层均

呈上升运动,而下沉支在 10°S 以南区域,整个区域都维持着一种反哈得来环流,即季风经圈环流(陈隆勋等,1991)。从图 10c 看出,与华西秋雨建立前相比,季风经圈环流在华西秋雨建立后是减弱的。结合图 7a<sub>2</sub> 可知,中国东部仍为偏南季风的特征,可以认为东亚副热带夏季风在华西秋雨开始后仍然控制着中国,只是强度有所减弱,华西秋雨属东亚副热带夏季风降水的性质。

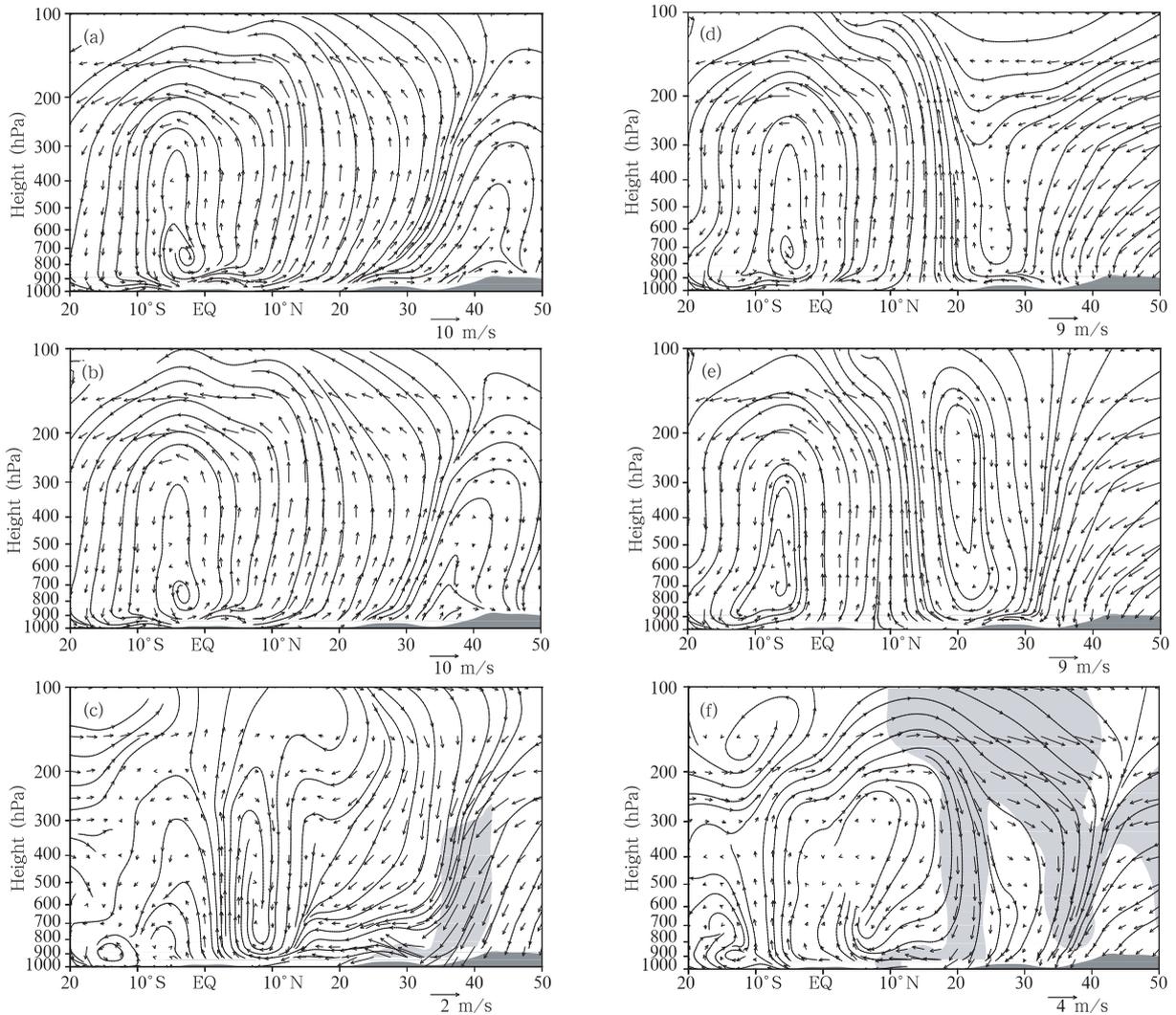


图 10 华西秋雨建立、结束前后沿 110°—120°E 平均的垂直-经向环流

(a. 第 42—44 候, b. 第 46—48 候, c. 第 46—48 候减第 42—44 候, d. 第 54—56 候, e. 第 58—60 候, f. 第 58—60 候减第 54—56 候;垂直速度已扩大 100 倍, c, f 阴影区表示风矢量模 > 1.5 m/s 的区域)

Fig. 10 Height-latitude sections along 110°—120°E around the onset - withdrawal of the APR

a. pentad 42 - 44, b. pentad 46 - 48, c. pentad 46 - 48 minus pentad 42 - 44, d. pentad 54 - 56, e. pentad 58 - 60, f. pentad 58 - 60 minus pentad 54 - 56

(The vertical velocity is multiplied by 100. Shadings in Figs. 10c and 10f denote areas with the modulus of winds > 1.5 m/s)

图 10d—f 是华西秋雨结束前后沿  $110^{\circ}$ — $120^{\circ}$ E 平均的垂直环流剖面变化。在华西秋雨结束前,  $15^{\circ}$ — $30^{\circ}$ N 低层和高层均为偏北风, 低纬度上升、高纬度下沉运动明显, 该纬带的垂直环流圈并没有形成闭合。华西秋雨结束后,  $15^{\circ}$ — $30^{\circ}$ N 垂直环流圈由于高层转为南风而闭合, 并与南半球的另一垂直环流圈共同构成了典型的冬季型双哈得来环流, 这是东亚冬季型环流建立的标志(王启等, 1997)。因此, 华西秋雨结束标志着东亚副热带夏季风的彻底撤退和东亚冬季风的完全建立, 华西秋雨也就成为了东亚副热带夏季风在中国大陆的最后一个雨季。

## 5 结论与讨论

根据 1961—2010 年平均的逐候 NCEP/NCAR 再分析资料、1979—2008 年平均的逐候 CMAP 降水资料以及 1961—2010 年平均的逐候中国 553 个站降水资料, 讨论了华西秋雨起止日期和秋冬季节大气环流转换特征的关系。得到以下结论:

(1) 华西地区降水年变化表现为明显的夏、秋双峰特征, 由此特征出发定义了华西秋雨区范围, 得到气候意义上的华西秋雨建立和结束日期分别为 8 月 9—13 日(第 45 候)和 10 月 8—12 日(第 57 候)。

(2) 华西秋雨的建立对应于东亚夏季风开始向冬季风转变, 其标志性环流调整特征是江南地区的西南风转为东南风。东亚经向海平面气压梯度在 8 月 9—13 日(第 45 候)由南高北低转为南低北高, 造成 850 hPa 江南地区的西南风转为东南风, 该东南风与来自孟加拉湾的热带西南季风交汇于华西地区, 形成风向和水汽的辐合, 使得华西地区的降水在夏峰之后再次增强, 华西秋雨由此建立。

(3) 华西秋雨的结束则对应于孟加拉湾热带西南季风结束和东亚冬季风完全建立, 其标志性环流调整特征是孟加拉湾地区的西南风转为东北风。随着东亚纬向海平面气压梯度由北向南依次发生东高西低向东低西高的转变, 东亚冬季风也逐步向南推进, 9 月 8—12 日(第 51 候)东北冬季风到达江南地区, 10 月 8—12 日(第 57 候)进一步推进到南海地区, 此时来自孟加拉湾的热带西南季风消失, 造成华西地区完全受大陆冷高压控制, 东亚季风经圈环流也转为冬季型哈得来环流, 东亚冬季风完全建立, 华西秋雨也随之结束。

由于江南地区的东南气流与来自孟加拉湾的热

带西南季风气流在华西地区的辐合促使了华西秋雨的建立, 这两支气流中的任何一支若有方向上的微小偏差均会导致辐合区域的改变, 从而导致华西秋雨区范围年际变化较大(何敏, 1984; 梁健洪, 1989), 图 3 给出的华西秋雨范围是气候平均状态下的分布, 每年的分布情况与此会有出入。此外, 东南和西南气流的辐合, 由于气流的夹角小, 其辐合强度一般不会太强, 可能是造成华西秋雨以绵绵细雨为主要降水特征的原因, 但这需作进一步的分析。

华西秋雨的气候成因, 目前比较公认的观点是由冷空气活动造成, 秋季频繁南下的冷空气与停滞在该地区的暖湿空气相遇, 使锋面活动加剧而产生较长时间的阴雨(白虎志等, 2004; 贾小龙等, 2008; 柳艳菊等, 2012), 但也有研究(刘富明, 1982)认为, 东亚副热带季风与高原季风的同步转变是华西秋雨形成的直接原因。本研究认为, 华西秋雨的气候成因必须立足于其发生地点和时间来寻找, 从地理位置看, 华西地区正好位于  $105^{\circ}$ E 这一东亚季风和南亚季风均有影响的地区(Wang, et al, 2002), 从发生时间看, 秋雨发生在由夏季向冬季的季节转换期。由于东亚夏季风和南亚夏季风所处的地理位置不同, 由夏季风向冬季风的转变自然首先从纬度较高的东亚季风系统开始(陈隆勋等, 1991)。本研究指出, 当东亚副热带夏季风开始向东亚冬季风转变时, 华西秋雨建立, 此时孟加拉湾的西南季风仍盛行; 而当孟加拉湾的西南季风结束时, 华西秋雨也随之结束, 此时东亚冬季风已经向南推进到南海地区。东亚季风和南亚季风由夏向冬的季节转换每年均会循环往复地发生, 因此, 华西秋雨是一种每年都会出现的气候现象(任炳谭等, 1987), 只不过其年际变化明显(冯丽文等, 1983; 徐桂玉等, 1994; 陈忠明等, 2001)。由此推测, 华西秋雨的气候成因可能与东亚季风和南亚季风在由夏到冬季季节转换中的位相不同步有关, 东亚季风与南亚季风的共同作用使得华西秋雨成为亚洲夏季风在中国大陆上的最后一个雨季, 这值得深入研究。

**致谢:** 感谢 NCEP/NCAR 提供再分析资料和 CMAP 降水资料以及中国国家气候中心提供的中国站点降水资料。

## 参考文献

白虎志, 董文杰. 2004. 华西秋雨的气候特征及成因分析. 高原气象, 23(6): 884-889

- 鲍媛媛, 阿布力米提, 李峰等. 2003. 2001年华西秋雨时空分布特点及其成因分析. 应用气象学报, 14(2): 215-222
- 陈隆勋, 朱乾根, 罗会邦等. 1991. 东亚季风. 北京: 气象出版社, 362pp
- 陈忠明, 刘富明, 赵平等. 2001. 青藏高原地表热状况与华西秋雨. 高原气象, 20(1): 94-99
- 冯丽文, 郭其蕴. 1983. 华西秋雨的多年变化. 地理研究, 2(1): 74-84
- 高由禧. 1958. 东亚的秋高气爽. 气象学报, 29(2): 83-92
- 高由禧, 郭其蕴. 1958. 我国的秋雨现象. 气象学报, 29(4): 264-273
- 郭其蕴. 1983. 东亚夏季风强度指数及其变化的分析. 地理学报, 38(3): 201-216
- 何金海, 赵平, 祝从文等. 2008. 关于东亚副热带季风若干问题的讨论. 气象学报, 66(5): 683-696
- 何金海, 祁莉, 刘丹妮等. 2010. 东亚大气环流由冬向夏的转变时间及其特征. 气象科学, 30(5): 591-596
- 何敏. 1984. 我国主要秋雨区的分布及长期预报. 气象, 10(9): 10-13
- 贾小龙, 张培群, 陈丽娟. 2008. 2007年我国秋季降水异常的成因分析. 气象, 34(4): 86-94
- 况雪源, 张耀存, 刘健. 2008. 秋冬季节转换期东亚环流变化特征及机制分析. 高原气象, 27(1): 17-25
- 梁健洪. 1989. 华西秋雨的时空分布. 地理科学, 9(1): 51-59
- 刘富明. 1982. 大气环流由夏到秋的转变及其与四川秋雨形成的原因. 四川气象科技, (2): 1-6
- 刘宣飞, 袁旭. 2013. 江南春雨的两个阶段及其降水性质. 热带气象学报, 29(1): 99-105
- 柳艳菊, 孙冷, 孙丞虎等. 2012. 2011年秋季华西秋雨异常及成因分析. 气象, 38(4): 456-463
- 吕炯. 1942. 巴山夜雨. 气象学报, 16(1-2): 36-53
- 祁莉, 何金海, 张祖强等. 2007. 纬向海陆热力差异的季节转换与东亚副热带季风环流. 科学通报, 52(24): 2895-2899
- 任炳谭, 李惠颖. 1987. 两千年华西秋雨的初步研究. 气象, 13(9): 21-24
- 任珂, 何金海, 祁莉. 2010. 东亚副热带季风雨带建立特征及其降水水质分析. 气象学报, 68(4): 550-558
- 王启, 丁一汇. 1997. 东亚冬季风的演变特征. 应用气象学报, 8(2): 186-196
- 王遵娅, 丁一汇. 2008. 中国雨季的气候学特征. 大气科学, 32(1): 1-13
- 徐桂玉, 林春育. 1994. 华西秋雨特征及成因探讨. 气象科学, 12(4): 149-154
- 张宝堃. 1941. 四川气候区域. 气象学报, 15(3-4): 111-144
- 张剑光. 1988. 西南区气候基本特征及其成因. 西南师范大学学报, (1): 153-164
- 赵平, 张人禾. 2006. 东亚-北太平洋偶极型气压场及其与东亚季风年际变化的关系. 大气科学, 30(2): 307-316
- 祝从文, 周秀骥, 赵平等. 2011. 东亚副热带夏季风建立与中国汛期开始时间. 中国科学(地球科学), 41(8): 1172-1181
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bull Amer Meteor Soc, 77(3): 437-471
- Lau K M, Yang S. 1997. Climatology and interannual variability of the southeast Asian summer monsoon. Adv Atmos Sci, 14(2): 141-162
- Murakami T, Matsumoto J. 1994. Summer monsoon over the Asian continent and western North Pacific. J Meteor Soc Japan, 72: 719-745
- Tian S F, Yasunari T. 1998. Climatological aspects and mechanism of Spring Persistent Rains over central China. J Meteor Soc Japan, 76(1): 57-71
- Wang B. 1994. Climatic regimes of tropical convection and rainfall. J Climate, 7: 1109-1118
- Wang B, Lin H. 2002. Rainy season of the Asian-Pacific summer monsoon. J Climate, 15(4): 386-396
- Xie P, Arkin P A. 1997. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observation, satellite estimates and numerical model outputs. Bull Amer Meteor Soc, 78(11): 2539-2558