

刘思佳,金荣花,肖天贵,等,2018.夏季东亚副热带西风急流高频斜压波波包分布特征[J].气象,44(3):372-381.

# 夏季东亚副热带西风急流高频斜压波 波包分布特征\*

刘思佳<sup>1</sup> 金荣花<sup>2</sup> 肖天贵<sup>1</sup> 杨宁<sup>1</sup>

<sup>1</sup> 成都信息工程大学,成都 610225

<sup>2</sup> 国家气象中心,北京 100081

**提 要:** 利用 1960—2015 年 NCEP 全球再分析日平均资料 and 我国 2426 站 20 时日降水量资料,采用 Morlet 小波分析方法和波包传播诊断分析方法,研究了夏季(6—8 月)东亚副热带西风急流的窄带信号和高频斜压波波包分布特征及其与夏季我国东部典型雨季的对应关系。结果表明:(1)滤除 30 d 尺度以上变化后的夏季多年平均 EASJ 表现为显著的 3~7 d 高频窄带信号,该频段涵盖了华南汛期 2~4 和 5~7 d、江淮梅雨季 5~7 d 以及 7 月下旬至 8 月北方暴雨的 2~4 和 6~8 d 的高频窄带信号,反映了夏季窄带信号的阶段性变化及其与我国东部典型雨季的对应关系。(2)与东亚副热带西风急流相对应的 3~7 d 高频斜压波波包大值带呈准纬向分布,代表强扰动区域,即急流带超地转强西风切变的动力不稳定区;波包低值区与南亚高压相对应,代表弱扰动区域,即弱风均压稳定区。进一步分析江淮梅雨季高频斜压波波包的分布特征表明,分别位于中纬度和高纬度的两条 5~7 d 高频斜压波波包带和高值区与影响江淮梅雨降水的斜压能量频散波导和关键区高能值有很好的对应关系。(3)与副热带西风急流相对应的位于 40°~55°N 的 3~7 d 高频斜压波波包带活动主要表现为经向位移和强度变化,其经向位移呈现先南落后北抬再波动的特征,强度表现为逐渐减弱而后加强的变化趋势。高频斜压波波包纬向分布变化以纬向风中心值位置突变为转折点分为两个阶段,表现出明显不同的波包分布特征。第一阶段有两个波包大值区,分别为黑海至里海地区 and 我国东北至日本岛地区;第二阶段有三个波包大值区,分别为黑海至里海地区、巴尔喀什湖西侧以及我国东北至日本岛地区,其中巴尔喀什湖西侧 3~7 d 高频斜压波波包扰动对我国东部降水有重要贡献。

**关键词:** 东亚副热带西风急流,高频斜压波,波包分布,气候特征

**中图分类号:** P466

**文献标志码:** A

**DOI:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2018.03.004

## Distribution of East Asian Subtropical Westerly Jet High Frequency Baroclinic Wave Packet in Summer

LIU Sijia<sup>1</sup> JIN Ronghua<sup>2</sup> XIAO Tianguai<sup>1</sup> YANG Ning<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

<sup>2</sup> National Meteorological Centre, Beijing 100081

**Abstract:** By using the daily reanalysis data of National Centers for Environmental Prediction-National Center for Atmospheric Research (NCEP) and daily precipitation data at 20:00 BT from Chinese meteorological stations during 1950—2015, and based on the methods of Morlet wavelet analysis and wave-packet propagation diagnosis (WPD), in this paper, we put emphasis on the research of high frequency baroclinic wave packets distribution and propagation climate characteristics of East Asian subtropical westerly jet (EASJ) in summer (June to August) and their corresponding relationships with the typical rainy season in eastern China. The results show that (1) after filtering out the monthly scale (30 days) cycle signals,

\* 国家自然科学基金项目(41575066)和国家科技支撑计划(2015BAC03B04)共同资助

2017年8月28日收稿; 2017年10月19日收修定稿

第一作者:刘思佳,主要从事中期天气过程分析与研究. Email:liusijiadaqi@163.com

通信作者:金荣花,主要从事中期天气过程分析与大尺度动力过程研究. Email:jinh@cm.cma.gov.cn

highlighted 3–7 d high frequency narrowband signals of the EASJ are obvious in the 200 hPa zonal winds, covering the high frequency narrowband signals of 2–4 d and 5–7 d in South China in the rainy season, 5–7 d in Jianghuai Region in Meiyu season and 2–4 d and 6–8 d in the rainstorms in the northern China from late July to August, which reflects the step changes of summer narrowband signals and the relationship with the typical rainy season in eastern China. (2) The 3–7 d high-frequency baroclinic wave packets corresponding to the East Asian subtropical westerly jet are quasi-zonal distribution, which represents the strong disturbance area, i. e., the dynamic instability zone of the strong west wind shears. The low-value region of the wave packet corresponds to the high pressure in South Asia, which represents the weak perturbation region, i. e., the weak wind pressure stability zone. The distribution characteristics of wave packets during the Meiyu season shows that the two 5–7 d high-frequency baroclinic wave-band and high value zones in the mid latitude and high latitude have a good correspondence with the high energy values of the baroclinic energy dispersive waveguides and the critical areas influencing the precipitation of the Yangtze River and the Meiyu season. (3) The 3–7 d high-frequency baroclinic wave band, located at  $40^{\circ}$ – $55^{\circ}$ N, corresponding to the subtropical westerly jet, has the regularity of meridional displacement and intensity changes. Its meridional displacement shows that it falls on the south and rises on the north and then fluctuates, and its intensity gradually weakens and then strengthens. The latitudinal evolution of the zonal winds is divided into two stages, which are characterized by significant differences in the distribution of the wave packets. The first stage has two large wave areas, which are the Black Sea to the Caspian Sea region and the northeast of China to the island of Japan; and the second stage has three large wave areas, including the Black Sea to the Caspian Sea, the west side of the Balkhash Lake and the northeastern region of Japan, of which the disturbance of 3–7 d high frequency baroclinic wave on the west side of the Balkhash Lake has an important contribution to the precipitation in eastern China.

**Key words:** East Asian subtropical westerly jet, high frequency baroclinic wave, wave packet distribution, climate feature

## 引言

东亚副热带西风急流是全年活动在东亚上空对流层顶副热带地区强风带(盛承禹, 1986)。叶笃正等(1958)研究发现, 东亚副热带西风急流具有明显的季节变化特征, 其季节性的北跳是大气环流季节转换的标志, 是东亚地区划分自然季节的重要依据之一。东亚副热带西风急流作为影响中国乃至整个东亚地区天气气候的重要环流系统, 对东亚大气环流的季节转换、亚洲夏季风的爆发、中国东部雨带由南向北推进都有重要影响(陶诗言和陈隆勋, 1957; 李崇银等, 2004; 廖清海和陶诗言, 2004; 汪靖等, 2006; 孙凤华等, 2009; 金荣花等, 2012; 郭恒和张庆云, 2016)。Chang(1999a; 1999b)研究指出, 对流层上层副热带急流是北半球夏季大陆上最强的斜压波导, 沿急流传播的斜压波比其他地区更为连贯, 从地中海到里海附近为急流入口区,  $90^{\circ}$ E 以东是急流的

出口区。在急流波导中有天气尺度的波包自西向东传播, 存在波的下流传播效应。陶诗言和卫捷(2006)进一步研究指出, 1998年长江流域特大暴雨是由多尺度系统相互作用造成的, 其中高空副热带急流中的 Rossby 波列的异常活跃是一个重要的原因, 当沿着高空急流的准定常 Rossby 波向东传播到我国沿海海岸时, 会激发出一个长波脊或槽, 对西太平洋副热带高压的变动产生影响。梅士龙和管兆勇(2009)也对 1998年江淮流域梅雨期间对流上层斜压波的活动进行了研究, 结果表明, 斜压波组织成波包向下游传播且具有明显的下游频散效应, 高频斜压波动起源于里海附近, 沿着副热带急流带向下游传播。斜压波包所带来的扰动能量为长江流域暴雨的发生发展提供了必要的能量积聚。陶诗言等(2010)及王秀文等(2012)对近几年强降水过程分析表明, Rossby 波下游发展效应对东亚高空槽的形成与发展、我国江淮流域出现持续性强降雨天气过程有重要的影响。可见夏季东亚副热带西风急流带

上斜压扰动能量的传播对于我国夏季典型雨季以及产生暴雨的重要影响系统的发生发展和维持有着重要作用。但是这仅仅是基于典型洪涝年个例对高频斜压波波包的异常分布和传播及其对降水影响的研究结果,然而有必要系统地认识气候平均夏季东亚副热带西风急流的高频斜压波的显著性及其波包分布特征,为实际业务预报和理论分析提供基础参考,这正是本文研究的主要目的。

近年来,缪锦海等(2002)提出的利用观测资料进行波包传播的诊断方法(wave-packet propagation diagnosis, WPD),提供了波包传播诊断分析的有效工具,用于分析和诊断不同时间尺度上瞬变波包的分布和传播,研究重大天气过程和重要系统发生发展的形成机理。目前,WPD方法已有一些实际应用成果,如宋燕等(2006)研究了1996年波包传播特征与西太平洋副热带高压移动的关系,指出高频波包分布图上的强中心常与强扰动的低压、低槽发展相联系,而波包分布图上的低值区常与扰动强度较小的高压相联系;波包强中心的传播常常与槽脊的移动相联系;波包传播路径与高低纬的气流方向基本一致,并且在中高纬度地区,波包传播路径一般为先向东南移,后向东北移。肖天贵等(2008)研究了青藏高原夏季风强弱年波包传播特征及副热带高压与波包传播的关系,指出波包的大值区域和强降雨水区域基本一致,强降雨过程基本上产生于波包扰动能量积累的高值时段或处于高位相阶段。李湘等(2010)探讨了1998年东亚夏季风强弱变化与波包传播特征的关系,研究表明1998年东亚夏季风存在着加强和减弱的阶段性特征,其爆发、加强、北推东扩与波包的加强和传播有显著关联。WPD方法为研究天气气候提供了具有能量天气学意义的技术途径,通过研究波包的分布和传播往往可以揭示天气气候系统的发生和发展机理(肖天贵等,2010;李湘等,2007)。

本文将波包传播诊断方法应用于对夏季东亚副热带西风急流的波包分布特征的研究中,内容主要包括四个部分,第一部分介绍诊断分析方法和资料;第二部分利用Morlet小波方法对气候平均夏季东亚副热带西风急流高频斜压窄带信号的显著性及其统计特征进行分析;第三部分是核心内容,研究天气尺度斜压波包分布气候态特征;最后一部分是结论和讨论。

## 1 资料和方法

分析采用NCEP/NCAR全球逐日再分析资料,要素为水平纬向风和高度场,分布在17层等压面上,水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ,格点数为 $144 \times 73$ ,时间序列长度为1960—2015年共56年,主要研究时段为夏季6—8月。降水量资料为国家气象信息中心提供的我国2426站日降水量资料(20时—20时),分析中用Cressmen方法将降水量差值到 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的网格。

Morlet小波分析方法中小波函数为 $\varphi(t) = (1 - t^2)e^{-(t^2/2)}$ (邵晓梅等,2006)。小波变换图是小波函数的实部等值线图,表现特征量在不同时间尺度上的周期振荡;小波方差图是小波系数的平方在时间域上的积分,反映特征量时间序列波动能量随尺度的分布情况,可以用来确定特征量变化过程中存在的主周期。由于许多地球物理时间系列具有红噪声特征(即方差随着尺度的增加或频率的下降而增加),因此本文对由Morlet小波分析得到的周期进行了红噪声过程的显著性水平检验。

采用缪锦海等(2002)提出的WPD方法,计算夏季200 hPa纬向风的波包值,讨论夏季东亚副热带西风急流的波包分布特征。具体计算步骤:

(1) 采用高通滤波-差分滤波方法,得到窄带信号 $P(x, y, t)$ ;

(2) 求取已知窄带信号的希尔伯特(Hilbert)变换 $\hat{P}(x, y, t)$ ,实际上也就是求取已知窄带信号序列的正交序列, $\hat{P}(x, y, t) = A(x, y, t) \cdot \sin[kx + ly + \omega_0 t + \varphi(x, y, t)]$ ;

(3) 求取解析信号 $P_c(x, y, t)$ 的振幅就是窄带信号的包络,即 $|P_c(x, y, t)| = A(x, y, t)$ ,其中, $P_c(x, y, t) = P(x, y, t) + i\hat{P}(x, y, t)$ , $A(x, y, t) = \sqrt{P^2(x, y, t) + \hat{P}^2(x, y, t)}$ ;

(4) 将求出的各空间点的波包数值,绘制成波包分布图,再由波包分布图的连续变化,获得波包特征。本文在计算 $A(x, y, t)$ 过程中已将200 hPa纬向风场做了标准化,所得的波包值均为无量纲数值。

## 2 夏季东亚副热带西风急流窄带信号分析

通过分析1960—2015年夏季纬向风垂直结构

可以看出,西风急流中心的垂直高度主要位于对流层顶 200 hPa 等压面上,故选取 200 hPa 高度上纬向风资料作为波包诊断的基础资料。波包分布及其传播的研究是在某一频率域信号条件下进行的,不是全频域问题(缪锦海等,2002)。200 hPa 纬向风所包含的信号是全频域的,需要针对所研究的问题选取其中占主要贡献的某一频域信号进行分析。为此本文利用 1960—2015 年共 56 年夏季 200 hPa 纬向风资料,采用 Morlet 小波函数进行主频域分析,研究夏季副热带西风急流的占主要贡献的高频斜压波窄带信号,分析所得到的窄带信号已通过红噪声检验。

根据 1960—2015 年夏季多年平均逐日 200 hPa 纬向风分析,纬向风  $u \geq 30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  西风急流带主要位于  $30^\circ \sim 45^\circ \text{N}$ ,因此将  $30^\circ \sim 45^\circ \text{N}, 0^\circ \sim 360^\circ$  作为夏季北半球副热带西风急流关键区。图 1a 和 1b 给出 1960—2015 年夏季北半球西风急流关键区 200 hPa 平均纬向风小波分析图,可以看出夏季北半球西风

急流关键区 200 hPa 纬向风场存在两个明显的周期信号,即 17~20 和 31~34 d。也对 1960—2015 年逐年夏季北半球西风急流关键区 200 hPa 平均纬向风资料做小波方差图,提取每年显著的周期信号并统计 56 年显著周期频次(图 1c),发现在 10 和 18 d 左右出现较强周期振荡的频次较高,这两个显著周期在 56 年中分别出现过 10 次,后者与气候平均值 17~20 d 周期信号主频域相吻合。上述分析表明,夏季北半球副热带西风急流表现为明显的准双周(10 和 17~20 d)和 30 d 以上(31~34 d)的低频振荡特征。低频振荡现象是大气内部固有属性,在天气、气候的演变中扮演重要角色(Yasunari, 1979; Krishnamurti, 1985; 李崇银, 1990)。然而,本文所关注的高频斜压扰动是与逐日大气变化相关联,主要研究 7 d 左右及其以下的高频斜压波,因此下面将滤除月际(30 d 以上)尺度的变化后,对本文研究问题夏季东亚副热带西风急流进行小波分析。

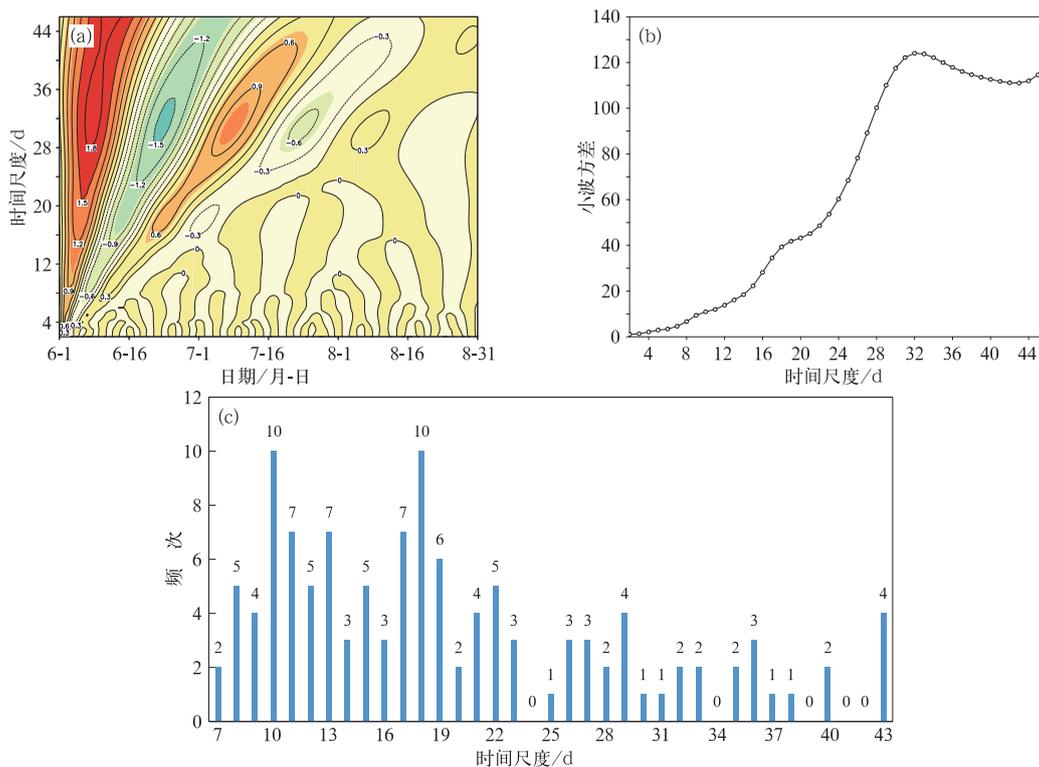


图 1 1960—2015 年夏季北半球西风急流关键区 200 hPa 平均纬向风小波分析图

(a) 平均小波变换图, (b) 平均小波方差图, (c) 逐年小波方差主周期频次统计

Fig. 1 Wavelet analysis of average summer zonal wind at 200 hPa key area of zonal wind in the Northern Hemisphere during 1960—2015

(a) average wavelet transform, (b) average wavelet variance,

(c) annual wavelet variance main cycle frequency statistics

况雪源和张耀存(2006)研究得出,东亚副热带西风急流中心 6 月位于  $150^{\circ}\text{E}$  西侧,7 月急流中心位置西移至  $80^{\circ}\text{E}$  附近上空,8 月急流中心略有东移但仍处于  $90^{\circ}\text{E}$  附近。结合实际观测分析和以往的研究结果,本文将夏季东亚副热带西风急流关键区取为  $30^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{N}$ 、 $80^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$ 。图 2a,2b 为 1960—2015 年夏季东亚副热带西风急流关键区 200 hPa 平均纬向风滤除 30 d 尺度以上变化的小波分析图。可以看出高频斜压波的周期信号凸显出来,小波方差图(图 2b)显示 3~7 d 的小波方差最突出,贡献大于 150,显著高于其他周期信号。同样对 1960—2015 年逐年夏季东亚西风急流关键区滤除 30 d 以上变化后的 200 hPa 平均纬向风做小波分析并提取显著的周期信号,统计 56 年显著周期频次(图 2c),发现在 3~7 d 周期振荡的频次较高,在 56 年中出现过的次数均大于 14 次,主峰值为 4 d,7 d 以上周期信号明显减弱,这与上述夏季东亚关键区平均纬

向风气候态小波方差图分析得出的结论基本一致。

此外,从小波变换图(图 2a)发现高频斜压波周期信号具有阶段性特征。6 月 1—11 日多尺度高频特征明显,2~4 和 5~7 d 频域的周期信号显著,此时雨带位于  $20^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{N}$ (图 2d),与华南汛期雨季相对应。陆日宇等(2013)也曾研究指出东亚高空急流的季内振荡变化具有多种时间尺度。6 月 20 日至 7 月 15 日 5~7 d 频域的周期信号显著,雨带位于  $28^{\circ}\sim 34^{\circ}\text{N}$ ,正值江淮梅雨季,可以看出此阶段的小波实部值明显强于其他阶段,表明周期性特征明显,这与梅士龙和管兆勇(2008;2009)发现的江淮梅雨季对流层上层斜压波高频信号明显的结论相吻合。7 月 23 日之后同样表现为多尺度高频特征,2~4 和 6~8 d 频域的周期信号显著,对应我国北方雨季。小波分析得出的周期信号的阶段性特征与夏季我国东部地区典型雨带季节性北抬相对应,并且表现为不同的周期特征,这表明,对于副热带西风急流与我

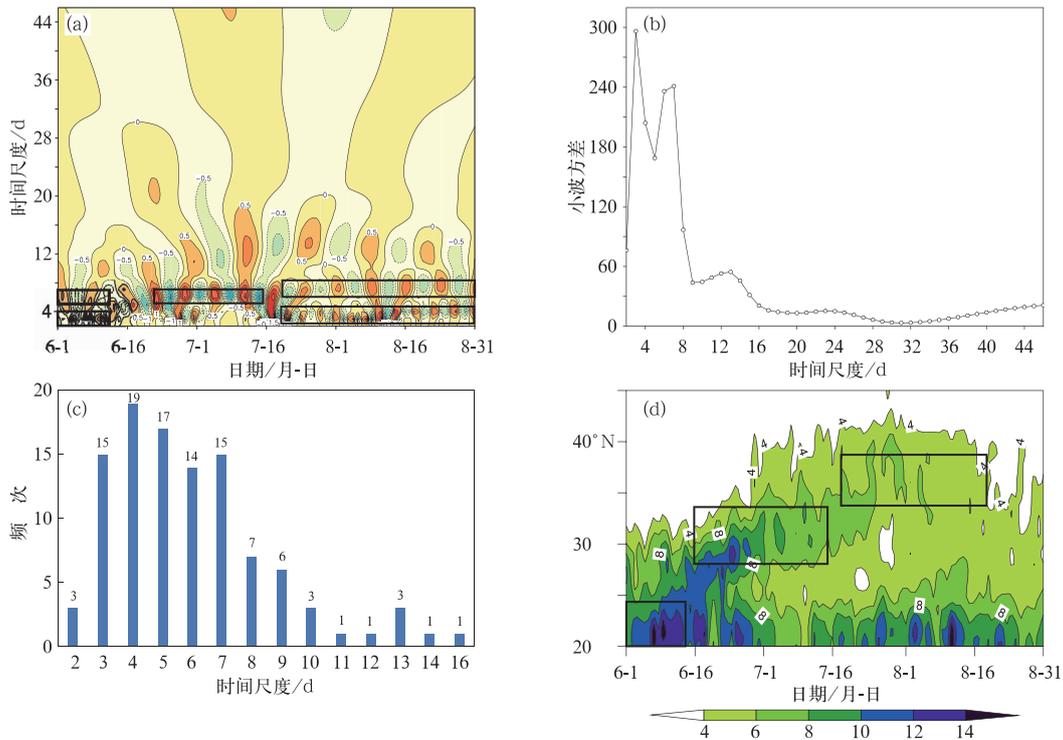


图 2 1960—2015 年夏季东亚西风急流关键区 200 hPa 平均纬向风滤除 30 d 以上变化的小波分析图

(a) 平均小波变换图, (b) 平均小波方差图, (c) 逐年小波方差频次统计,  
(d) 同期累计降水逐日演变(单位: mm, 范围  $110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ )

Fig. 2 Wavelet analysis of average summer zonal wind at 200 hPa in key area of zonal wind in East Asia without above 30 d change during 1960–2015

(a) average wavelet transform, (b) average wavelet variance, (c) annual wavelet variance frequency statistics, (d) daily evolution of accumulated precipitation over the same period (unit: mm,  $110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ )

国东部夏季降水的关系问题研究,需分雨季进行探讨分析提供了科学依据。

由上述分析可见,3~7 d的窄带信号为夏季东亚副热带西风急流的显著高频信号特征,且涵盖了我国夏季东亚副热带西风急流从华南汛期2~4和5~7 d、到江淮梅雨季5~7 d以及7月下旬至夏季结束的2~4和6~8 d的高频窄带信号,因此,在下文分析中主要针对3~7 d的窄带信号对夏季东亚副热带西风急流200 hPa纬向风进行高频斜压波波包分布及传播气候特征的研究。

### 3 夏季东亚副热带西风急流的高频斜压波波包分布气候特征

#### 3.1 高频斜压波波包空间分布

图3为1960—2015年北半球夏季平均200 hPa纬向风以及3~7 d高频斜压波波包合成图。夏季副热带西风急流平均200 hPa纬向风(图3a)大值带( $u \geq 20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ )位于 $30^\circ \sim 45^\circ \text{N}$ ,呈准纬向分布,这与丁一汇等(1988)以及李辑等(2014)的研究结果相一致。环北半球副热带西风急流表现为两个急流带,其中一个急流带从地中海向东至西北太平洋,另

一个急流带从北美洲向东至北大西洋中部。前者在强度和空间尺度均远远超过后者,而且急流带上出现两个 $>30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的急流中心区,分别位于里海和我国西北地区 $90^\circ \text{E}$ 附近,我国西北地区上空的急流中心为急流带上最强中心。3~7 d高频斜压波波包(图3b)大值带呈准纬向分布,位于纬向风大值带北侧。波包大值带上存在两个大值中心区,中心值 $>0.48$ ,分别位于鄂霍次克海地区以及加拿大中部平原,前者覆盖范围大于后者,可以明显地看出波包大值区有向下游扩展的趋势。同时在黑海至里海地区存在一个次大值中心区,中心值 $>0.39$ 。Chang (1999a;199b)曾研究指出对流层上层副热带急流是北半球夏季大陆上最强的斜压波导,沿急流传播的斜压波比其他地区更为连贯,从地中海到里海附近为急流入口区, $90^\circ \text{E}$ 以东是急流的出口区。在急流波导中有天气尺度的波包自西向东传播,能量通过“频散效应”和斜压发展机制影响下游的扰动发展和维持。此外,在副热带西风急流南侧即非洲西部至中南半岛存在大范围的波包低值区(波包值 $<0.12$ ),其中在阿拉伯半岛地区以及孟加拉湾附近波包值 $<0.09$ 。波包值的大小代表了扰动能量的强弱,波包值的强弱变化代表了扰动能量的积累和释放(陈伟斌等,2009)。可以看出,波包大值带与副热

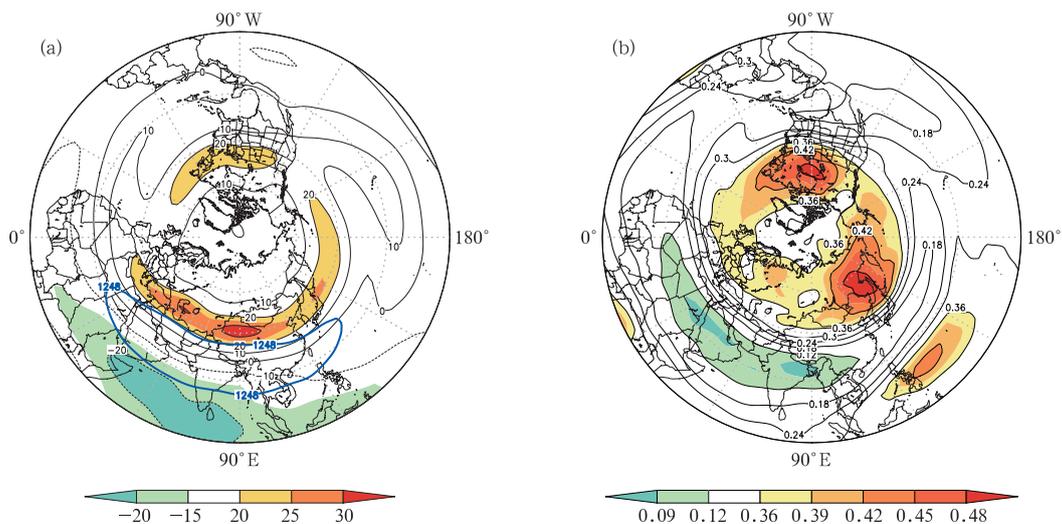


图3 1960—2015年北半球夏季(a)200 hPa平均纬向风场及位势高度场(黑线及填色为纬向风,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ;蓝线为南亚高压的位势高度等值线,单位:dagpm)以及(b)平均3~7 d高频斜压波波包分布(最外围纬圈表示赤道)

Fig. 3 (a) Average summer zonal wind and geopotential height fields at 200 hPa (Black line and shaded area represent zonal wind, unit:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ; blue line is geopotential height contour of South Asian high, unit: dagpm), (b) average 3-7 d high frequency baroclinic wave packets (The outermost parallel circle is equator) in summer Northern Hemisphere during 1960-2015

带西风急流带相对应,代表强扰动区域即超地转强西风切变的动力不稳定区;波包低值区与南亚高压相对应,代表弱扰动区域即弱风均压稳定区。宋燕等(2006)在研究1996年波包传播特征与西太平洋副热带高压移动的关系时,也指出高频波包分布图上的强中心常与强扰动的低压、低槽发展相联系,而波包分布图上的低值区常与扰动强度较小的高压相联系。

上文提到3~7 d频域的周期信号具有阶段性特征,且与夏季我国东部地区典型雨季有很好的对应关系,下面以信号最显著的第二阶段6月20日至7月15日为例,进一步分析该频域斜压波包的分布特征及其与我国江淮梅雨的关系。由1960—2015年6月20日至7月15日5~7 d高频斜压波波包平均分布图(图4)可以明显看出梅雨期间在欧亚中高纬地区存在两条波包带,一条位于 $55^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{N}$ 从乌拉尔山活动中心向东经贝加尔湖至鄂霍次克海地区波包带,张庆云和陶诗言(1998)和潘婕等(2008)曾研究指出中高纬贝加尔湖和鄂霍次克海地区是影响我国江淮梅雨的关键区,该地区阻塞形势的建立对我国梅雨季节持续性降水起着关键性作用;另外一条位于 $40^{\circ}\sim 55^{\circ}\text{N}$ 从黑海向东直至日本岛以东地区,带上有两个波包中心,分别位于黑海至里海和我国东北地区至日本岛,该波包带与东亚副热带西风急流带相伴,代表梅雨期间对流层上层与副热带西风急流相对应5~7 d高频斜压波波包分布主要特征。梅士龙和管兆勇(2009)曾对1998年江淮流域梅雨期间对流上层高频斜压波的活动进行了研究,指出高频斜压波波包起源于里海附近,沿着副热带急流带向下游传播,带来的扰动能量为长江流域

暴雨的发生发展提供了必要的能量积聚。该研究结论与本文从气候态的表征结果相一致,本文从气候态特征进一步验证了高频斜压波带存在的合理性以及对梅雨影响的重要性。

### 3.2 夏季东亚副热带西风急流高频斜压波波包时间演变

图5a为1960—2015年夏季200 hPa  $80^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$ 平均纬向风逐日演变。从图中可以看出,夏季东亚副热带西风急流轴先缓慢北抬后南落,6月1—6日稳定在 $35^{\circ}\text{N}$ ;6月7日北跳至 $37.5^{\circ}\text{N}$ ,这是夏季副热带西风急流的第一次北跳;7月2日急流轴北抬至 $40^{\circ}\text{N}$ ,此后处于稳定状态,直至7月29日北抬至 $45^{\circ}\text{N}$ ,达到夏季最北位置,并在此纬度维持到8月5日;8月6日开始,副热带西风急流南落并且稳定在 $42.5^{\circ}\text{N}$ 。这与李崇银等(2004)、Lin and Lu(2009)、董丽娜等(2010)以及金荣花(2012)等关于东亚副热带西风急流的经向位移活动的研究结果一致。

从1960—2015年夏季 $80^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$ 平均3~7 d高频斜压波波包逐日演变图(图5b)中可以看出,在 $40^{\circ}\sim 55^{\circ}\text{N}$ 存在一条波包带,位于副热带西风急流带北侧,其活动表现为经向位移和强度变化。根据波包带经向位移情况,将其夏季演变过程分为四个阶段:第一个阶段为6月1—19日,此阶段波包带缓慢南移,波包强度呈由强到弱的变化趋势,6月19日南落至 $42^{\circ}\text{N}$ ,达到整个夏季最南位置,其中,6月1—11日波包强度较大,超过0.46,相对应纬向风值也较大,之后波包强度减弱,纬向风值也同样呈减小趋势。第二个阶段为6月20日至7月15日,此阶段波包带位置缓慢北抬而后稳定,波包强度继续呈减弱趋势,7月4日北抬至 $45^{\circ}\text{N}$ 并在此处稳定维持至7月14日,强度减弱至0.41。第三个阶段为7月16日至8月3日,此阶段波包带再次缓慢北抬而后稳定,波包强度呈增强趋势,7月21日波包带北抬至 $50^{\circ}\text{N}$ ,并在此处稳定至8月3日,强度缓慢增大至0.46。第四个阶段为8月4—31日,在此阶段波包中心位置南北摆动,波包强度继续增强,强度增大至0.47,相对应的纬向风逐渐增大,其中8月8日北抬至最北位置 $52^{\circ}\text{N}$ 。由此可见,与气候态东亚副热带西风急流的变化一致,波包大值区的经向移动与强度变化关系密切,呈现阶段性特征。夏季波包强度由强到弱再到强,相对应其经向位移呈现由

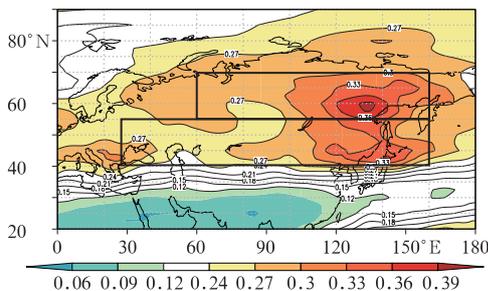


图4 1960—2015年6月20日至7月15日5~7 d高频斜压波波包平均分布图

Fig. 4 The average 5-7 day high frequency baroclinic wave packets from 20 June to 15 July in 1960-2015

南到北再到波动的变化趋势。李湘等(2007)也曾研究表明东亚夏季风的加强、南北移动与波包传播有显著关联。

下面考察夏季东亚副热带西风急流高频斜压波波包经向的分布及其变化特征。给出 1960—2015 年夏季 200 hPa 30°~45°N 平均纬向风逐日演变(图 6a)以及 1960—2015 年夏季 40°~55°N 平均 3~7 d 高频斜压波波包逐日演变(图 6b)。根据急流中心位置的变化,主要分为两个阶段:第一个阶段为 6 月 1—24 日,在此阶段中急流主中心位于 140°E 处,主要存在两个波包中心区,分别为黑海至里海地

区以及我国蒙古高原至日本岛地区。Chang (1999b)曾研究指出从地中海到里海附近为急流入口区,通过能量频散,为下游天气系统的发生发展提供必要的斜压发展能量。第二个阶段为 6 月 25 日至夏季结束,在此阶段中急流中心位于 90°E 附近。Zhang et al(2006)以及况雪源和张耀存(2006)曾研究指出夏季东亚高空急流风速最大中心在 6 月底到 7 月中旬具有东西方向位置的突变特征,与本文的分析结果一致,也说明将副热带西风急流的纬向分布变化分为两个阶段是合理的。此阶段主要存在三个波包中心区,分别位于黑海至里海地区、巴尔喀什

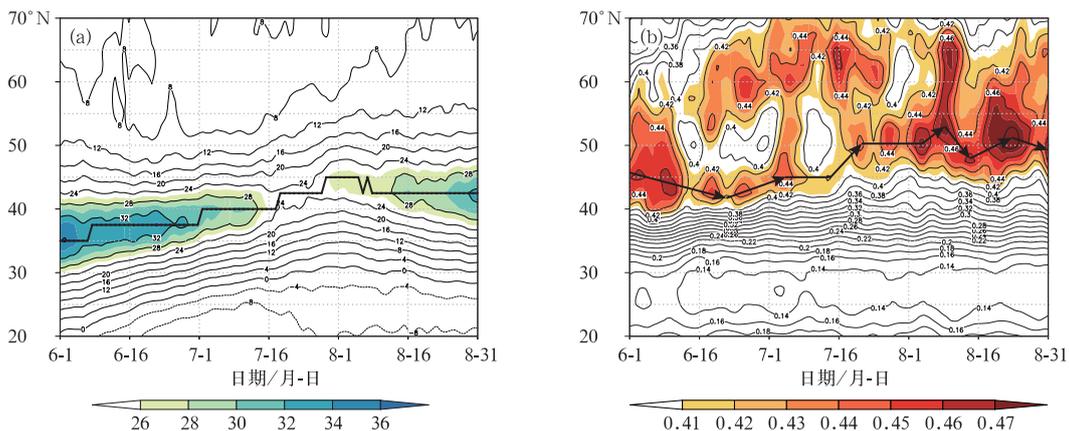


图 5 1960—2015 年夏季(a)200 hPa 80°~150°E 平均纬向风逐日演变(单位:  $m \cdot s^{-1}$ , 黑线为急流中心)和(b)80°~150°E 平均 3~7 d 高频斜压波波包逐日演变

Fig. 5 (a) Average summer zonal wind daily evolution at 200 hPa (unit:  $m \cdot s^{-1}$ , black line: jet center) and (b) average 3—7 d high frequency baroclinic wave packets daily evolution along 80°—150°E in summer of 1960—2015

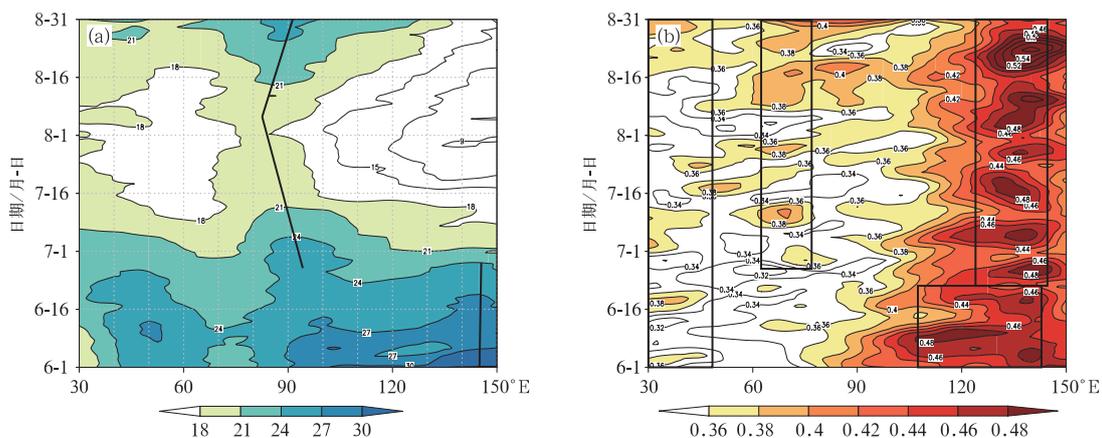


图 6 1960—2015 年夏季(a)200 hPa 30°~45°N 平均纬向风逐日演变(单位:  $m \cdot s^{-1}$ , 黑线为急流中心)和(b)40°~55°N 平均 3~7 d 高频斜压波波包逐日演变

Fig. 6 (a) Average of summer zonal wind daily evolution at 200 hPa along 30°—45°N (unit:  $m \cdot s^{-1}$ , black line: jet center) and (b) average 3—7 d high frequency baroclinic wave packets daily evolution along 40°—55°N in summer of 1960—2015

湖西侧以及我国东北至日本岛地区。与上一阶段相比,蒙古高原至日本岛地区的波包中心区范围缩小为我国东北至日本岛地区,巴尔喀什湖西侧的波包中心区凸显出来。梅士龙和管兆勇(2008)研究表明天气尺度瞬变扰动在巴尔喀什湖西北侧较易发生,向下游传播的有组织的斜压波为江淮流域带来了必需的冷空气及能量积聚,对长江流域的强降水过程产生影响。从图中同样可以看出巴尔喀什湖西侧的波包中心区与位于其东侧的 $90^{\circ}\text{E}$ 附近纬向风大值区相对应,活动主要表现为范围和强度变化。其中在7月8日至8月13日阶段,纬向风逐渐减小至 $18\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 并稳定维持,巴尔喀什湖西侧的波包中心也逐渐减小并稳定维持在0.38;8月14日之后纬向风逐渐增大,巴尔喀什湖西侧的波包中心范围和强度同样逐渐增大。由此可见,巴尔喀什湖西侧的3~7 d高频斜压波波包中心的变化与东亚副热带西风急流的强度变化有较好的对应关系。

## 4 结论与讨论

本文利用1960—2015年NECP全球逐日再分析资料和1960—2015年中国国家站日降水观测资料,采用波包传播诊断方法,系统分析和研究了气候平均夏季东亚副热带西风急流的高频斜压波波包分布特征,得出以下结论:

(1) 夏季北半球副热带西风急流表现为明显的准双周(10和17~20 d)和30 d以上(31~34 d)的低频振荡特征。滤除30 d尺度以上变化后的夏季多年平均东亚副热带西风急流3~7 d高频窄带信号明显,该频域涵盖了华南汛期2~4和5~7 d、江淮梅雨季5~7 d以及7月下旬至8月北方暴雨的2~4和6~8 d的高频窄带信号。东亚副热带西风急流窄带信号表现出与夏季中国东部典型雨季相对应的阶段性特征,这为东亚副热带西风急流分不同的雨季进行针对性研究提供了科学依据。

(2) 与副热带西风急流带相对应的3~7 d高频斜压波波包大值带呈准纬向分布,代表强扰动区域,即急流带超地转强西风切变的动力不稳定区;波包低值区与南亚高压相对应,代表弱扰动区域,即弱风均压稳定区。

进一步分析江淮梅雨季高频斜压波波包的分布特征表明,分别位于中纬度和高纬度的两条5~7 d高频斜压波波包带和高值区与影响江淮梅雨降水的

斜压能量频散波导和关键区高能值有很好的对应关系。其中,位于 $40^{\circ}\sim 55^{\circ}\text{N}$ 从黑海向东直至日本岛以东地区的中纬度波包带上有两个波包中心,分别位于黑海至里海和我国东北地区至日本岛,该波包带与东亚副热带西风急流带相伴随,表明江淮梅雨期间,高频斜压波波包源自里海沿副热带西风急流带向下游传播,为长江流域降水提供了必要的斜压扰动发展的能量。

(3) 与副热带西风急流相对应的位于 $40^{\circ}\sim 55^{\circ}\text{N}$ 的3~7 d高频斜压波波包带,其活动表现为经向位移和强度变化。根据其经向位移情况,将夏季演变过程分为四个阶段:第一个阶段为6月1—19日,波包带缓慢南移,波包强度减弱;第二个阶段为6月20日至7月15日,波包带位置缓慢北抬而后稳定,强度持续减弱;第三个阶段为7月16日至8月3日,波包带再次缓慢北抬而后稳定,强度开始增强;第四个阶段为8月4—31日,波包带位置南北摆动,强度继续增强。

(4) 以副热带西风急流中心位置突变为转折点,将3~7 d高频斜压波波包纬向分布的逐日演变过程分为两个阶段,两个阶段的波包分布明显不同。第一阶段为6月1—24日,急流中心位于 $140^{\circ}\text{E}$ 附近,主要存在两个波包中心区,分别位于黑海至里海地区和我国东北至日本岛地区。第二阶段为6月25日至夏季结束,急流中心位于 $90^{\circ}\text{E}$ 附近,主要存在三个波包中心区,分别位于我国东北至日本岛地区、巴尔喀什湖西侧以及黑海至里海地区,其中巴尔喀什湖西侧高频斜压波波包与东亚副热带西风急流中心的强度变化有较好的对应关系,其扰动对夏季我国东部降水有重要贡献。

本文利用Morlet小波分析方法以及WPD方法研究了夏季东亚副热带西风急流高频斜压波波包分布特征,指出波包分布呈现明显的阶段性特征且与夏季我国东部典型雨季有很好的对应关系,但是,不同的阶段性特征是否也造成不同雨季的影响机理的差异,有待进一步细致和深入研究。

## 参考文献

- 陈伟斌,肖天贵,谌芸,等,2009.重庆“7.17”暴雨过程的波包分布及传播特征[J].暴雨灾害,28(2):126-130.
- 丁一汇,赵深铭,傅秀琴,1988.5—10月全球热带和副热带200 hPa多年平均环流的研究(二)——行星风系[J].大气科学,12(3):242-249.
- 董丽娜,郭品文,张福颖,2010.初夏至盛夏东亚副热带西风急流变化

- 与江淮出梅的关系[J]. 大气科学学报, 33(1):74-81.
- 郭恒, 张庆云, 2016. 华南前汛期盛期中国东部降水异常模态的环流特征及成因分析[J]. 气候与环境研究, 21(6):633-652.
- 金荣花, 2012. 东亚副热带西风急流中期变化及其对梅雨异常的影响[D]. 南京: 南京信息工程大学.
- 金荣花, 李维京, 张博, 等, 2012. 东亚副热带西风急流活动与长江中下游梅雨异常关系的研究[J]. 大气科学, 36(4):722-732.
- 况雪源, 张耀存, 2006. 东亚副热带西风急流季节变化特征及其热力影响机制探讨[J]. 气象学报, 64(5):564-575.
- 李崇银, 1990. 大气中的季节内振荡[J]. 大气科学, 14(1):32-45.
- 李崇银, 王作台, 林士哲, 等, 2004. 东亚夏季风活动与东亚高空西风急流位置北跳关系的研究[J]. 大气科学, 28(5):641-658.
- 李辑, 房一禾, 李菲, 胡春丽, 2014. 辽宁初夏降水大尺度环流影响因素及2012年初夏异常多雨成因分析[J]. 气象, 40(9):1114-1122.
- 李湘, 肖天贵, 金荣花, 2010. 1998年副热带高压活动与波包传播特征的研究[J]. 热带气象学报, 26(5):571-576.
- 李湘, 肖天贵, 向洋, 2007. 1998年东亚夏季风波包传播特征研究[J]. 成都信息工程学院学报, 22(3):365-368.
- 廖清海, 陶诗言, 2004. 东亚地区夏季大气环流季节循环进程及其在区域持续性降水异常形成中的作用[J]. 大气科学, 28(6):835-846.
- 陆日宇, 林中达, 张耀存, 2013. 夏季东亚高空急流的变化及其对东亚季风的影响[J]. 大气科学, 37(2):331-340.
- 梅士龙, 管兆勇, 2008. 对流层上层斜压波波包活动与2003年江淮流域梅雨的关系[J]. 大气科学, 32(6):1333-1340.
- 梅士龙, 管兆勇, 2009. 1998年长江中下游梅雨期间对流层上层斜压波波包的传播[J]. 热带气象学报, 25(3):300-306.
- 缪锦海, 肖天贵, 刘志远, 2002. 波包传播诊断的理论基础和计算方法[J]. 气象学报, 60(4):461-467.
- 潘婕, 布和朝鲁, 纪立人, 等, 2008. 夏季欧亚中高纬环流持续异常事件的Rossby波传播特征[J]. 大气科学, 32(3):615-628.
- 邵晓梅, 许月卿, 严昌荣, 2006. 黄河流域降水序列变化的小波分析[J]. 北京大学学报(自然科学版), 42(4):503-509.
- 盛承禹, 1986. 中国气候总论[M]. 北京: 科学出版社.
- 宋燕, 缪锦海, 琚建华, 2006. 波包传播特征与西太平洋副热带高压移动的关系[J]. 气象学报, 64(5):576-582.
- 孙风华, 张耀存, 郭兰丽, 2009. 中国东部夏季降水与同期东亚副热带急流年代际异常的关系[J]. 高原气象, 28(6):1308-1315.
- 陶诗言, 陈隆勋, 1957. 夏季亚洲大陆上空大气环流的结构[J]. 气象学报, 28(3):233-247.
- 陶诗言, 卫捷, 2006. 再论夏季西太平洋副热带高压的西伸北跳[J]. 应用气象学报, 17(5):513-525.
- 陶诗言, 卫捷, 梁丰, 张小玲, 2010. Rossby波的下游效应引发我国高影响天气的分析[J]. 气象, 36(7):81-93.
- 汪靖, 刘宣飞, 韩桂荣, 等, 2006. 2005年江淮流域入梅偏晚的成因分析[J]. 气象, 32(12):76-81.
- 王秀文, 李勇, 周兵, 2012. Rossby波列传播效应在梅汛期强降雨中期预报中的应用研究[J]. 气象, 38(9):1070-1077.
- 肖天贵, 李江林, 李湘, 等, 2008. 青藏高原夏季风强弱年波包传播特征分析[J]. 高原气象, 27(5):956-966.
- 肖天贵, 孙渤瀚, 葛非, 2010. 四川“9.22”暴雨过程的波包分布及传播特征[J]. 气象科学, 30(2):185-192.
- 叶笃正, 陶诗言, 李麦村, 1958. 在6月和10月大气环流的突变现象[J]. 气象学报, 29(4):249-263.
- 张庆云, 陶诗言, 1998. 亚洲中高纬度环流对东亚夏季降水的影响[J]. 气象学报, 56(2):199-211.
- Chang E K M, 1999a. Characteristics of wave packets in the upper troposphere. Part II: seasonal and hemispheric variations[J]. J Atmos Sci, 56(11):1729-1747.
- Chang E K M, Yu D B, 1999b. Characteristics of wave packets in the upper troposphere. Part I: northern hemisphere winter[J]. J Atmos Sci, 56(11):1708-1728.
- Krishnamurti T N, 1985. Summer monsoon experiment - a review[J]. Mon Wea Rev, 113(9):1590.
- Lin Zhongda, Lu Riyu, 2009. Abrupt northward jump of the East Asian upper-tropospheric jet stream in mid-summer[J]. J Meteorol Soc Japan, 86(6):857-866.
- Yasunari T, 1979. Cloudiness fluctuations associated with the Northern Hemisphere summer monsoon[J]. J Meteorol Soc Japan, 57(3):227-242.
- Zhang Yaocun, Kuang Xueyuan, Guo Weidong, et al, 2006. Seasonal evolution of the upper-tropospheric westerly jet core over East Asia[J]. Geophys Res Lett, 33(11):L11708.