

# 冬季东亚副热带急流与温带急流的比较分析： 大尺度特征和瞬变扰动活动<sup>\*1</sup>

任雪娟<sup>1</sup> 杨修群<sup>1</sup> 周天军<sup>2</sup> 房佳蓓<sup>1</sup>  
REN Xuejuan<sup>1</sup> YANG Xiuqun<sup>1</sup> ZHOU Tianjun<sup>2</sup> FANG Jiabei<sup>1</sup>

1. 南京大学大气科学学院, 灾害性天气气候研究所, 南京, 210093

2. 中国科学院大气物理研究所 LASG, 北京, 100029

1. *Institute of Severe Weather and Climate, Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, China*

2. *National Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics (LASG),  
Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*

2007-08-17 收稿, 2008-01-03 改回.

**Ren Xuejuan, Yang Xiuqun, Zhou Tianjun, Fang Jiabei. 2010. Diagnostic comparison of the East Asian subtropical jet and polar-front jet: Large-scale characteristics and transient eddy activities. *Acta Meteorologica Sinica*, 68(1):1–11**

**Abstract** A diagnostic comparison of the East Asian subtropical jet (EASJ) and polar-front jet (EAPJ) in winter season is carried out by using ERA 40 monthly mean and daily reanalysis dataset. The comparison is based on the large-scale characteristics and the transient eddy activities. It is demonstrated that the EASJ and the EAPJ shown by the monthly mean data have no clear geographical boundary at upper levels. The distribution of the numbers of jet core extracted from the daily data exhibits distinct boundary mark at the latitude of the northern part of the Tibetan Plateau. There exist two areas with large numbers of jet cores, corresponding to the EASJ and EAPJ regions, respectively. The analysis of the synoptic-scale transient eddy activities (STEAs) over the East Asian region shows a spatial match among STEAs, EASJ, and EAPJ. The strong EASJ is accompanied by the weak south branch of the STEAs, while the weak EAPJ is accompanied by the north branch with more active STEAs, indicating that the EAPJ is a jet existing with the STEAs. Further analysis shows two anomalous modes of the winter EAPJ: One is the anti-cyclonic/cyclonic anomalous circulation pattern, and the other is the weakened/strengthened local westerly wind. The large-scale circulation anomalies related with the first mode are mainly concentrated in the European-Asian mid-high latitudes. It is influenced by the anomalous circulation in both the mid-high latitudes and the upstream area. When the local westerly wind over the EAPJ region is weakened/strengthened, the westerly jet from the east part of the EASJ to the western Pacific region shows an opposite variation. The atmospheric circulation anomaly shows the Eurasian (EU) pattern. The two major modes of the winter EAPJ are also closely linked with the STEA anomaly over East Asia. The STEA anomalies in the north branch of the STEA region propagate as wave train along the axis of the north branch of the STEA and cross the East Asian coastal areas to the oceanic region. However, the ones near the south branch of the STEA region become trapped over the eastern part of East Asia and its coastal areas at 200 hPa.

**Key words** East Asian subtropical jet, East Asian polar-front jet, Diagnostic comparison, Synoptic-scale transient eddy activities

**摘 要** 使用 ERA40 再分析的月资料和逐日资料, 从大尺度特征和瞬变扰动活动两个角度对冬季东亚副热带急流(EASJ)和东亚温带急流(EAPJ)进行了比较分析。结果表明, 使用月资料分析的 EASJ 与 EAPJ 在高层风场上没有清晰的地理分界区, 而使用逐日资料计算得到的冬季逐日急流发生数则以高原北部上空所处的纬度带为分界岭, 存在两个急流中心集中区, 分别

\* 资助项目: 国家自然科学基金项目(40775044, 40730953)和中国科学院知识创新工程领域前沿项目(IAP07303)。

作者简介: 任雪娟, 主要从事海气相互作用和气候动力学研究。Email: renxuej@nju.edu.cn

对应于 EASJ 和 EAPJ 区域。通过分析东亚上空天气尺度瞬变扰动活动(STEA)表明,与强盛的冬季 EASJ 相伴随的是较弱的南支 STEA,而与较弱的 EAPJ 相伴随的北支 STEA 却十分活跃,显示出 EAPJ 是与瞬变活动相伴而存的急流。进一步的诊断分析揭示了冬季东亚温带急流的两种主要异常模态,一种是 EAPJ 区域反气旋性/气旋性异常环流型,另一种是局地西风的减弱/增加。与第 1 种异常模态相关的北半球大尺度环流异常主要集中在欧亚中高纬地区,其形成受中高纬大气环流以及东亚上游大气环流异常的共同影响。当 EAPJ 局地西风减弱/增加时,EASJ 东段至西太平洋上空的西风急流呈现出与之相反的变化型,北半球大气环流异常表现为大气遥相关的欧亚(EU)型。冬季 EAPJ 的两种异常模态还与东亚上空 STEA 异常密切联系,其中在北支 STEA 区域出现的瞬变异常以波列的形式沿 STEA 北支轴线传播到达东亚沿海上空,然后东传入洋面上空,而对于靠近 STEA 南支轴线的异常扰动活动则只能存在于东亚东部及其沿海空空的 200 hPa 层上。

**关键词** 东亚副热带急流, 东亚温带急流, 比较分析, 天气尺度瞬变扰动活动

**中图法分类号** P466

## 1 引言

对流层高层环纬圈的急流带是中纬度大气环流系统中的重要成员之一。观测表明,大气中存在两种不同的急流:副热带西风急流和极锋急流。在冬季东亚地区,这两支急流分别位于青藏高原南侧的副热带地区上空和高原北侧约  $40^{\circ}$ — $60^{\circ}$ N 地区上空,分别被称为东亚副热带西风急流(EASJ)和东亚温带急流(EAPJ)(盛承禹,1986;邹进上等,1990)。这两支急流在东亚沿海上空交汇并在日本岛东南侧上空达到最大,而后在中东太平洋上空逐渐减弱。位于中纬度太平洋上空的急流曾被称为西太平洋急流(WOJ)(Cressman,1981)。由于自东亚至太平洋上空的急流主要以纬向西风为主导风向,所以,也有学者不分区域而把它们直接统称为东亚西风急流(Yang, et al,2002;毛睿等,2007)。

作为东亚—太平洋上空的重要环流系统和中国东部及东南部地区降水异常的强信号之一,西风急流本身的季节变化特征(盛承禹,1986;邹进上等,1990;Zhang, et al,2006)、急流与 ENSO(Yang, et al,2002)以及与东亚季风(Yang, et al,2002;Jhun, et al,2004;李崇银等,2004;廖清海等,2004;王小曼等,2002;孙力等,2002;周兵等,2003;况雪源等,2006;毛睿等,2007)等大尺度现象间的关系受到了广泛的关注。研究表明,EASJ 在 6 月中旬自高原南侧北跳至高原北侧的同时,EAPJ 消失;而 EASJ 于 10 月中旬的南撤则伴随着 EAPJ 在高原北侧的出现,反映了东亚大气环流的季节性迁移(叶笃正等,1958;盛承禹,1986;邹进上等,1990)。在年际尺度上,东亚上空逐年冬季的西风急流存在强度的变

化和位置的南北移动,并通过东亚冬季风影响中国温度和降水(毛睿等,2007)。冬季自东亚至西太平洋上空的西风急流与 EAPJ 区域的西风有反相变化的特征,并且与东亚冬季风关系密切(Jhun, et al, 2004;毛睿等,2007)。而冬季 WOJ 强度的异常则与整个东亚—太平洋—北美冬季气候异常相关联,当冬季 WOJ 强度增强时,东亚冬季风加强,频繁的冷空气活动直接导致东亚地表温度降低(Yang, et al,2002)。东亚高空的急流还是连接大西洋—欧洲气候与东亚气候的纽带,冬季的北大西洋涛动(NAO)信号可以沿着急流带以波列形式东传至东亚以及太平洋地区,从而导致东亚冬、春季的气候异常(Watanabe,2004;Yu, et al, 2004,2007; Li, et al, 2005; Xin, et al, 2006)。东亚上空急流异常的形成存在多方面的原因,例如:Hadley 环流异常所导致的中纬度西风异常(Hou,1998);波与高空急流的相互作用,促使高空急流加速(高守亭等,1989)。另外,欧亚冬季积雪异常(陈海山等,2003a;2003b)和热带地区的对流活动异常(董敏等,1999)也与东亚冬季急流异常关系密切。

除了与大尺度环流有联系,东亚—太平洋西风急流还与天气尺度瞬变扰动活动(STEA)相伴而存(吴伟杰等,2006;任雪娟等,2007)。冬季强盛的急流带使得东亚沿海至太平洋中纬度地区成为全球大气强斜压区之一,因此,STEA 相对于其他纬度带更为活跃。在两支急流并存的亚洲大陆上空是南北两条 STEA 带(陶祖钰等,1994),它们在东亚沿海至日本岛北部上空汇合后不断加强并向东一直延伸到北美西北海岸,其大值区正好位于洋面上空急流带的东北侧(朱伟军等,2000;任雪娟等,2007)。近 10

年来的观测和理论分析证实:太平洋上空西风急流异常与该地区 STEA 异常间可以通过局地动力正反馈过程而产生高相关性和共存性(Carillo, 2000; 任雪娟等, 2007);同时,来自东亚大陆上空的 STEA 异常就像异常的“种子”,通过下游发展和斜压发展机制影响洋面上空瞬变扰动活动,从而造成洋面上空西风急流异常(Orlanski, 2005)。

观测表明,冬季 EAPJ 的风速要明显小于 EASJ 和 WOJ,而从月平均风场资料上看, EASJ 与 EAPJ 之间没有明显的小风速区将它们从地理位置上区分开,因此,近些年有关冬季 EASJ 与 EAPJ 比较分析的研究尚不多见, EAPJ 的异常特征及其成因问题还不清楚。由于东亚大陆上空 STEA 不如洋面上空活跃,因而,对于冬季 EASJ、EAPJ 与东亚大陆上空 STEA 间的关系问题也缺乏讨论。本文从大尺度环流和天气尺度瞬变扰动活动两个方面对冬季 EASJ 与 EAPJ 进行分析,探讨了两者的异常变化情况,对与之相联系的大尺度环流和天气尺度瞬变扰动异常特征也进行了分析。研究发现,这些研究为探讨东亚—太平洋冬季气候异常特征及其成因有一定意义。

## 2 资料和方法

本文所用的大气资料取自 ECMWF (European Center for Medium-Range Weather Forecasts)再分析资料 ERA40 中各常规气象变量的逐日资料和月平均数据集(Uppala, et al, 2005),该资料的经纬网格为  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ ,时间长度从 1957 年 9 月至 2002 年 8 月,本文中的冬季定义为 12 月—2 月。

为了揭示与急流相伴随的瞬变扰动活动特征,本文使用 ERA40 的逐日 00 和 12 时资料计算了逐日急流中心发生数和天气尺度瞬变扰动的动能。300 hPa 上逐日急流中心发生数计算如下:在东亚—太平洋( $20^\circ$ — $70^\circ\text{N}$ ,  $60^\circ\text{E}$ — $140^\circ\text{W}$ )范围内查找风速大值中心,若该中心满足:(1)该中心风速值  $\geq 30$  m/s, (2)该中心周围 24 个格点上的风速值均小于该中心的风速值,则定义该中心为一个急流中心,记下该中心的经纬度位置。对每年的 12 月、1 月和 2 月的逐日资料重复进行这一过程。若经判断某年冬季在某经纬格点上有  $n$  个急流中心发生,则定义该年冬季该格点的急流中心发生数为  $n$ 。文中的图 2 是用此方法得到的。天气尺度瞬变扰动的动能定

义为:  $K_e = \frac{1}{2}(\overline{u'^2 + v'^2})$ 。其中  $u, v$  分别表示风速的纬向分量和经向分量,带撇号量表示该量经过了 2.5—8.0 d 的带通滤波。计算和比较表明,如同用位势高度场和经向风场表示天气尺度瞬变扰动一样,  $K_e$  的位置和强度分布也可以代表中纬度天气尺度瞬变扰动活动特征。

本文还用到了 EOF、回归和相关等常用的诊断分析方法。

## 3 冬季东亚副热带急流、温带急流以及天气尺度扰动的气候分布特征

图 1 给出了气候平均冬季风速和相对涡度的纬度-高度剖面,所选经度代表了高原和高原以东的大陆上空。图 1 的两个垂直剖面上都清楚显示了 EASJ 在 200 hPa 高度处的闭合中心(急流核),其风速都超过了 40 m/s,在 EASJ 急流核下方风速值剧减。高原北侧 EAPJ 区域内风场的垂直结构则表现出与 EASJ 截然不同的特征,在整个对流层内,高原北侧自西向东都没有闭合的急流中心出现,仅仅有自高层向低层垂直延伸的锥状大风速带。在 700 hPa 以上, EASJ 区域内的垂直风切变明显强于 EAPJ 区域,而在 700 hPa 以下 EAPJ 的垂直风切变略强于 EASJ 区域。图 1 中还用粗等值线给出了相对涡度的垂直剖面,在整个对流层内,相对涡度大致以  $30^\circ\text{N}$  为零线,  $30^\circ\text{N}$  以南是强的反气旋性环流型,而  $30^\circ\text{N}$  以北的对流层中高层基本以气旋性环流为主。

由图 1 还可见,气候平均而言, EASJ 与 EAPJ 在高层风场上没有清晰的地理分界区,同时, EAPJ 在对流层高层没有闭合的急流中心,这些特征与南半球的副热带急流和极锋急流差别较大(Teresa, et al, 2001; Gallego, et al, 2005)。实际上,在逐日天气图上,沿着弯曲狭长的急流带上常常散布有多个风速大值中心(急流中心群),图 2 即是根据前文介绍的方法从逐日资料中统计出的 300 hPa 的气候平均冬季急流中心发生数, 200 hPa 的分布型与之十分相似(图略)。由图 2 可见,东亚高空存在南北两个急流中心集中区:狭长的南支自高原南侧纬向拉长到日界限以东地区;北支在高原北侧  $40^\circ$ — $65^\circ\text{N}$  的方形区域,并且自西北向东南延伸,最后在东亚沿海与南支汇合。这两个区域正好分别对应于 EASJ 和

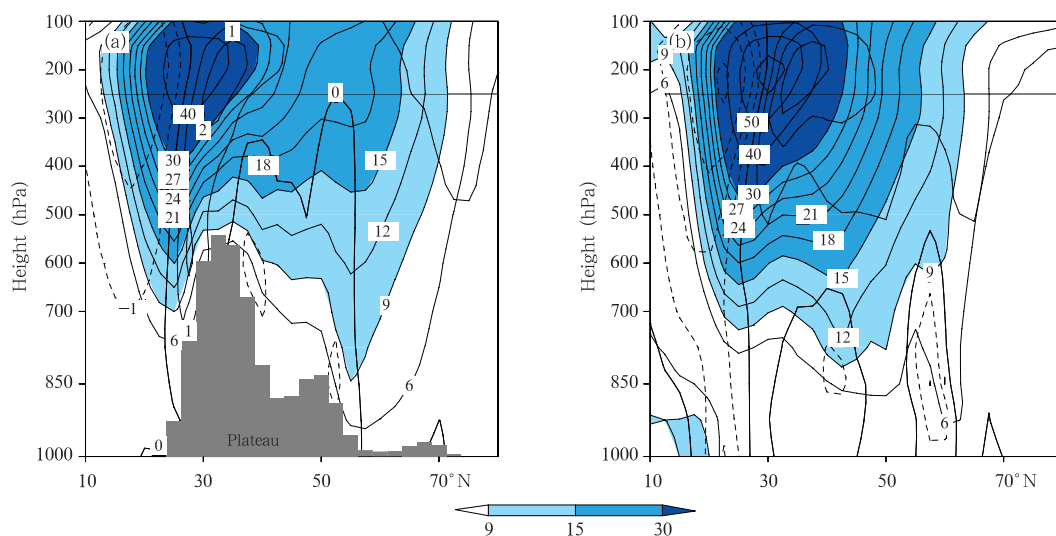


图1 气候平均冬季风速(细等值线和阴影区)和相对涡度(粗等值线)的纬度-高度剖面  
(风速的等值线间隔为3(当风速小于30 m/s时)和10(当风速大于等于30 m/s时),  
相对涡度的等值线间隔为 $1 \times 10^{-5}$ /s; a. 70°—100°E 平均, b. 沿 115°E)

Fig. 1 The climatological DJF mean latitude-height cross-sections of wind speed (thin line and shaded area) and relative vorticity (thick line). (a) 70°—100°E averaged and (b) along 115°E.  
(The intervals of wind speed are 3 and 10 corresponding to the wind speed smaller than 30 m/s and larger than 30 m/s, respectively. The interval of relative vorticity is  $1 \times 10^{-5}$ /s)

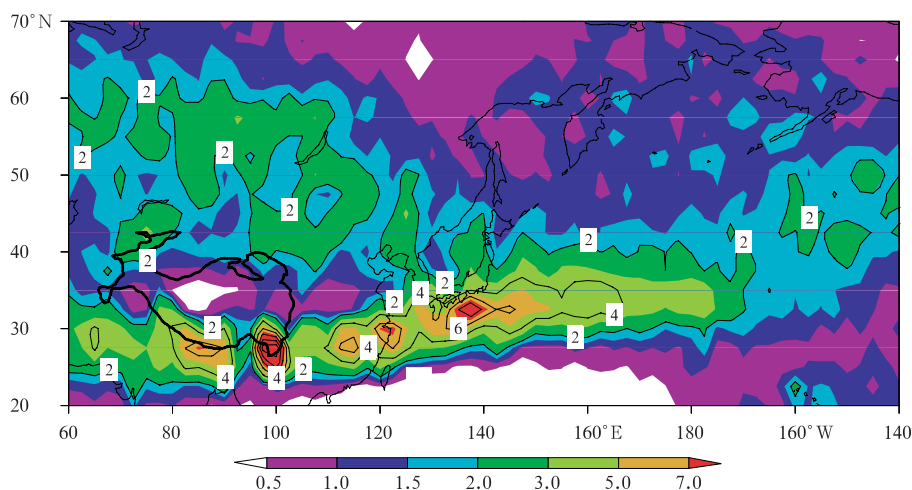
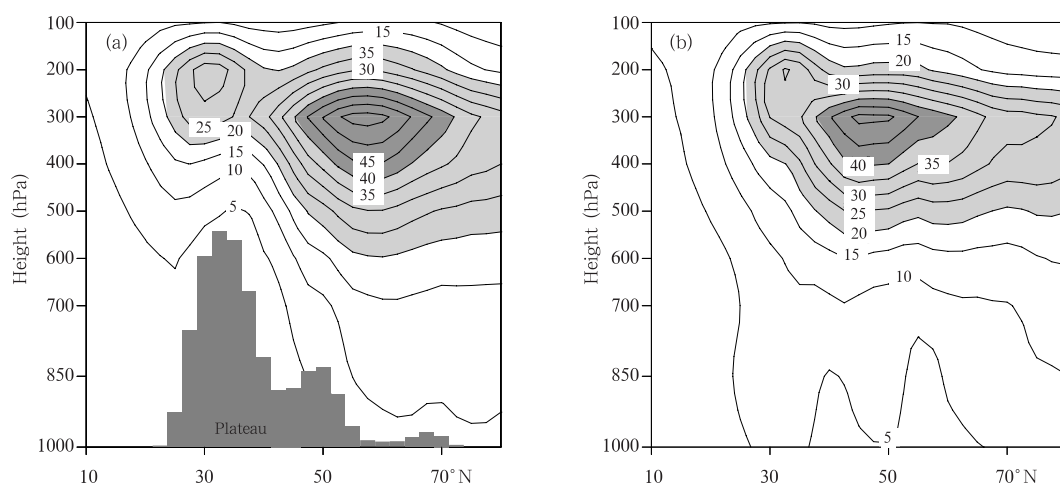


图2 气候平均冬季 300 hPa 逐日急流发生数分布(单位:个/冬季)  
Fig. 2 The climatological DJF mean jet-center numbers at 300 hPa

EAPJ 所在的区域。另外,南支的逐日急流发生数要明显多于北支,而北支的逐日急流发生数目不但少,而且空间分布比较零散。在高原上空,特别是高原北部上空所处的纬度带是逐日急流中心很少存在的区域,这一区域很自然地成为南支和北支急流中心发生数的分界岭,也可以看作是 EASJ 和 EAPJ 天然的分界线。

从东亚地区气候平均冬季 STEA 纬度-高度剖面(图 3)可见,对流层高层存在两个 STEA 闭合高

值中心,分别对应于南北两支 STEA 活跃带(图 3a),其中,北支最强,分布在高原以北的广大区域,并在 300 hPa 高度上存在闭合中心;南支位于 35°N 以南自西向东的狭长区域内,并在 200 hPa 最显著,其强度只有北支的一半。南北两支 STEA 之间是扰动活动的小值区,显示出大地形对扰动活动的抑制作用。由以上可见,与强盛的冬季 EASJ 相伴随的是较弱的南支 STEA,而较弱的 EAPJ 却与活跃的北支 STEA 相伴而存。

图3 同图1,但为 STEA( $\text{m}^2/\text{s}^2$ )Fig. 3 Same as Fig. 1, but for STEA ( $\text{m}^2/\text{s}^2$ )

#### 4 冬季急流异常与大尺度环流和天气尺度扰动异常

##### 4.1 冬季温带急流异常及其与大尺度环流的关系

对( $35^{\circ}\text{--}75^{\circ}\text{N}$ ,  $60^{\circ}\text{--}130^{\circ}\text{E}$ )内标准化的冬季200 hPa 纬向风和经向风进行 EOF 分解。在进行 EOF 分解之前,去除风场资料中的长期趋势。图 4

是 EOF 分解后前两个模态的空间分布型和对应的时间系数,其中时间系数已经标准化处理,并分别简称为  $T_1$  和  $T_2$ ,这两个模态对应的方差贡献百分率分别是 31.2% 和 19.4%。由图 4 可见,冬季 EAPJ 的异常主要表现为 EAPJ 区域内异常的反气旋/气旋性环流型(第 1 模态)和西风减弱/增强(第 2 模态)。

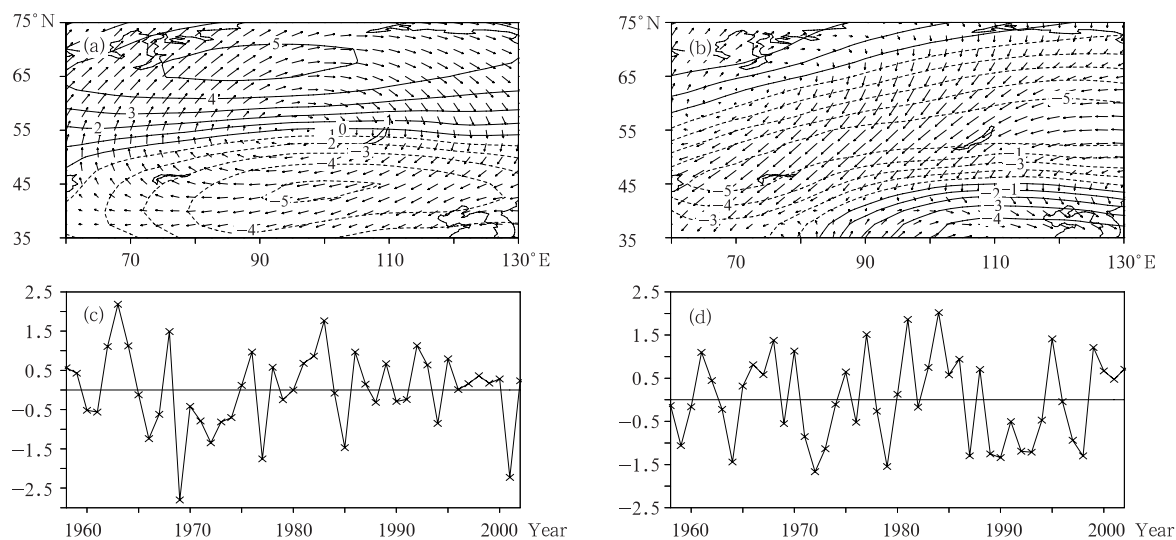


图4 200 hPa 冬季风场 EOF 分解的第 1 和第 2 模态空间型(a,b)及其标准化后的时间系数(c,d)

(图 a,b 中等值线是 EOF 分解结果中纬向风场的空间型。图 c,d 中横坐标的 1960 指 1960 年冬季)

Fig. 4 Spatial patterns (a, b) and normalized time coefficients (c, d) of the first two leading EOF modes of the wind field at 200 hPa in winter

(The isoline in (a) and (b) is the zonal component of the spatial pattern.

1960 on the abscissa in (c) and (d) indicates the winter of 1960)

为了分析冬季 EAPJ 异常时北半球大尺度环流异常的分布特征,选取以上第 1、2 模态时间系数  $T_1$ 、 $T_2$  中大于(小于)1.0(−1.0)的年份为正(负)异常年,根据这种正负异常年的划分,得到北半球冬季 200 hPa 纬向风和 500 hPa 位势高度场的合成差值场(图 5)。可见,当 EAPJ 区域出现异常的反气旋性环流型时(第 1 模态),相关的北半球大尺度环流异常主要集中在欧亚中高纬地区,具体表现为 EAPJ 区域 500 hPa 位势高度升高, EASJ 北侧至 55°N 范围内东亚西风显著减弱,而高纬西风增强,另外,东南亚和南亚部分地区也存在异常西风。而当 EAPJ 区域出现西风减弱/增强时(第 2 模态),500 hPa 位势高度场表现为自欧洲—西北亚—东亚(东亚沿海)的大气波列型,这正是 Wallace(1981)给出的大气遥相关型中的欧亚遥相关(EU)型,  $T_2$  与冬季 EU 型指数间的相关系数高达 0.86 也说明了这一点。此时,在回归的北半球 200 hPa 纬向风空间型中, EAPJ 区域的西风与 EASJ 东段至 WOJ 区域的西风呈反相变化关系。

Yang 等(2002)、毛睿等(2007)以及 Jhun 等(2004)在研究冬季东亚—太平洋西风急流异常特征

时都使用高层纬向风定义了各种急流指数,比如, Yang 等(2002)使用(30°—35°N, 130°—160°E)范围内标准化的冬季 200 hPa 纬向风序列构成东亚急流强度指数(EAJSI),该指数与 EAPJ 区域内纬向风强度呈反相变化。鉴于这种反相变化特征, Jhun 等(2004)定义了这两个区域内冬季 300 hPa 纬向风之差的标准化序列构成指数(EAWMI),并指出该指数能够较好地反映东亚冬季风异常特征。毛睿等(2007)定义(30°—35°N, 127.5°—155°E)内标准化的冬季 200 hPa 纬向风序列为冬季东亚西风急流强度指数,而用区域(15°—25°N, 100°—115°E)与(30°—40°N, 100°—115°E)内冬季 200 hPa 纬向风之差的标准化序列定义为切变指数,用以表征东亚中纬度西风急流带位置的南北移动。计算本文中的  $T_2$  与 EAJSI、EAWMI 以及与毛睿等的强度指数间的相关系数,分别为:0.73、0.85 和 0.75,它们之间的高相关性表明图 4 中第 2 模态在反映 EAPJ 区域西风异常增强/减弱的同时,也代表了 EASJ 至西太平洋区域西风异常减弱/增强的变化特征。本文的  $T_1$  与毛睿等的切变指数间的相关系数为 0.46,超过 99% 信度检验( $\alpha_{0.01} = 0.37$ ),因此,图 4 中的第 1

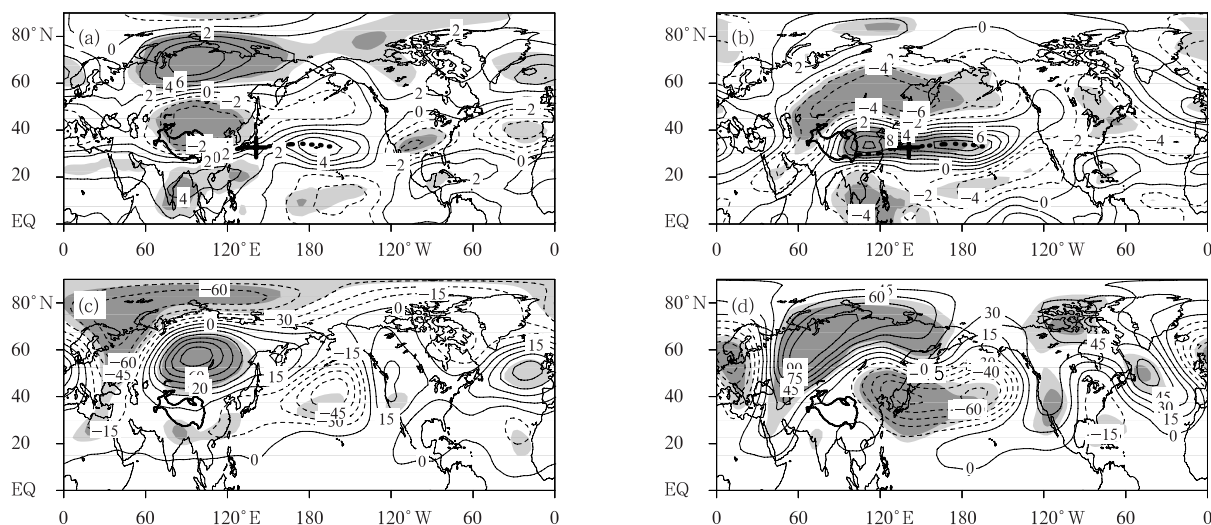


图 5 冬季 200 hPa 纬向风(a,b;单位:m/s)和 500 hPa 位势高度场(c,d;单位:gpm)合成差值场(均为正异常年-负异常年)

(深(浅)色阴影区表示超过  $\alpha = 0.01(0.05)$   $t$  差异显著性检验的区域;a,b 中的黑点线和加号分别表示气候平均西风急流轴和急流中心的位置;a,c 为第 1 模态,b,d 为第 2 模态)

Fig. 5 Composite differences of the zonal wind at 200 hPa (a,b;units: m/s) and geopotential height at 500 hPa (c,d;units: gpm) in winter (positive-negative)

(Statistically significant regions according to  $t$  test at  $\alpha = 0.01(0.05)$  level are dark (shallow) shaded. The dark dotted line and plus mark in (a) and (b) indicate climatological westerly jet axis and jet center, respectively. a,c: the first mode, b,d: the second mode)

模态部分显示了 EASJ 位置的南北移动特征。

已有的诊断分析和数值模拟研究表明,欧亚中高纬冬季积雪异常可以通过积雪的辐射冷却效应引起大气温度场和位势高度场异常,从而激发出冬季大气 EU 遥相关型(陈海山等,2003a; 2003b),由此造成图 4 中第 2 模态 EAPJ 区域的西风增强/减弱和 EASJ 至西太平洋区域的西风减弱/增强。为了揭示图 4 中第 2 模态异常型的形成原因,计算了  $T_1$  与冬季大西洋东部(EA)型指数(Wallace, 1981)和北极涛动(AO)指数(Thompson, 1998)间的相关系数,分别是 0.57 和 -0.45,这说明冬季 EAPJ 局地异常反气旋性/气旋性环流型的形成受中高纬大气环流以及上游大气环流异常的共同影响,为了进一步分析这种影响,取北区( $50^{\circ}$ — $65^{\circ}$ N,  $75^{\circ}$ — $115^{\circ}$ E, 代表中高纬

地区)和南区( $22.5^{\circ}$ — $30^{\circ}$ N,  $85^{\circ}$ — $120^{\circ}$ E, 代表副热带地区),求得南区与北区 850—300 hPa 厚度层大气温差之差,这一温差越大表明南区越暖而北区越冷,通过热成风关系会导致高原北侧  $40^{\circ}$ N 附近西风增强,反之亦然。图 6 给出了冬季以上南北区温差的标准化序列,它与  $T_1$  间的相关系数为 -0.94,呈反相变化趋势。进一步的分析发现,10 和 11 月在以上南区和北区的上游一侧也存在一对类似的南北区域,它们是,北区( $50^{\circ}$ — $65^{\circ}$ N,  $60^{\circ}$ — $90^{\circ}$ E)和南区( $27.5^{\circ}$ — $35^{\circ}$ N,  $60^{\circ}$ — $70^{\circ}$ E),其南北区温差的标准化序列见图 6 中的虚线,它与  $T_1$  的相关系数是 -0.49,而与图 6 中冬季南北区温差线的相关系数为 0.55,这说明中高纬大气环流和东亚上游环流异常可以通过影响欧亚中高纬和副热带地区的大气温度对比型,从而导致

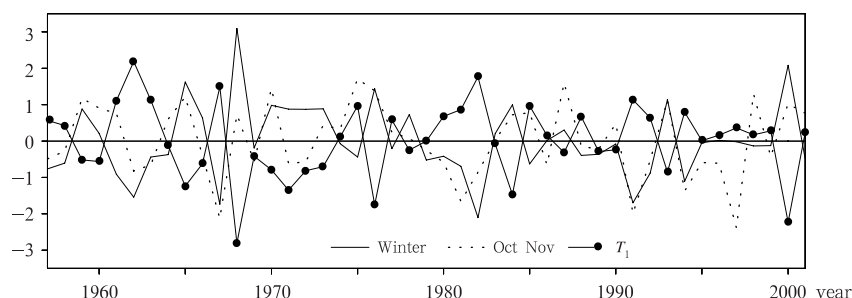


图 6 南区与北区 850—300 hPa 厚度层大气温差的标准化序列

Fig. 6 Normalized time series of 850–300 hPa temperature difference between south and north areas

EAPJ 局地环流异常型的形成。

#### 4.2 天气尺度瞬变扰动活动异常及其传播特征

图 7 是根据  $T_1$  和  $T_2$  回归的冬季 200 hPa 层 STEA 动能异常的空间分布型,可以看到,在冬季急流发生异常的同时,东亚高空的 STEA 异常也十分

显著。对于第 1 模态,在  $45^{\circ}$ N 以北的大陆上空 STEA 在 200 hPa 上显著增强/减弱,而从高原西北部沿纬向延伸到东亚沿海地区的 STEA 减弱/增强。对于第 2 模态,大陆上空的 STEA 异常主要集中在北支 STEA 地区。

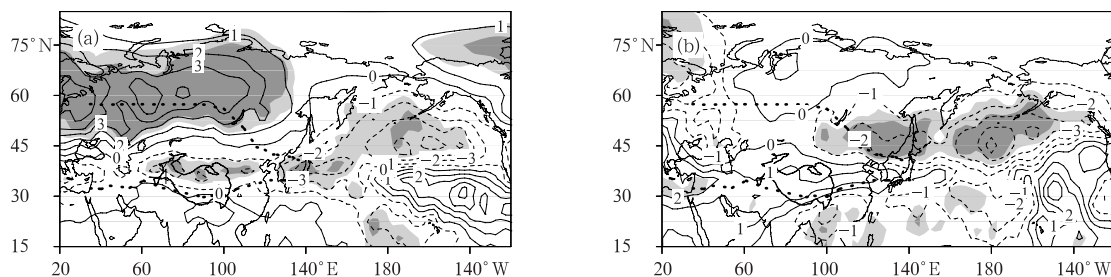


图 7  $T_1$  (a) 和  $T_2$  (b) 回归的冬季 200 hPa STEA 空间分布型(等值线)

(深(浅)色阴影区表示超过  $\alpha = 0.01(0.05)t$  差异显著性检验的区域)

Fig. 7 The regressed fields of the winter STEA at 200 hPa against  $T_1$  (a) and  $T_2$  (b)

(Statistically significant regions according to a  $t$  test at  $\alpha = 0.01(0.05)$  level are dark (shallow) shaded)

图 7 中大陆上空的 STEA 异常还一直延伸到中纬度北太平洋地区。已有的研究表明, 北太平洋局地大尺度大气和海洋环流异常可以造成洋面上空 STEA 异常(朱伟军等, 2000), 同时, 模拟研究发现, 东亚上空 STEA 异常的东传也会引起下游洋面上

空 STEA 异常(Orlanski, 2005)。那么, 伴随东亚急流异常而产生的东亚 STEA 异常是否会沿着某种途径传播到大洋上空, 从而引起洋面上空 STEA 异常? 为此从图 7a、7b 中分别选出东亚沿海 STEA 异常值最大的区域, 分别是: ( $35^{\circ}-40^{\circ}\text{N}$ ,  $135^{\circ}-$

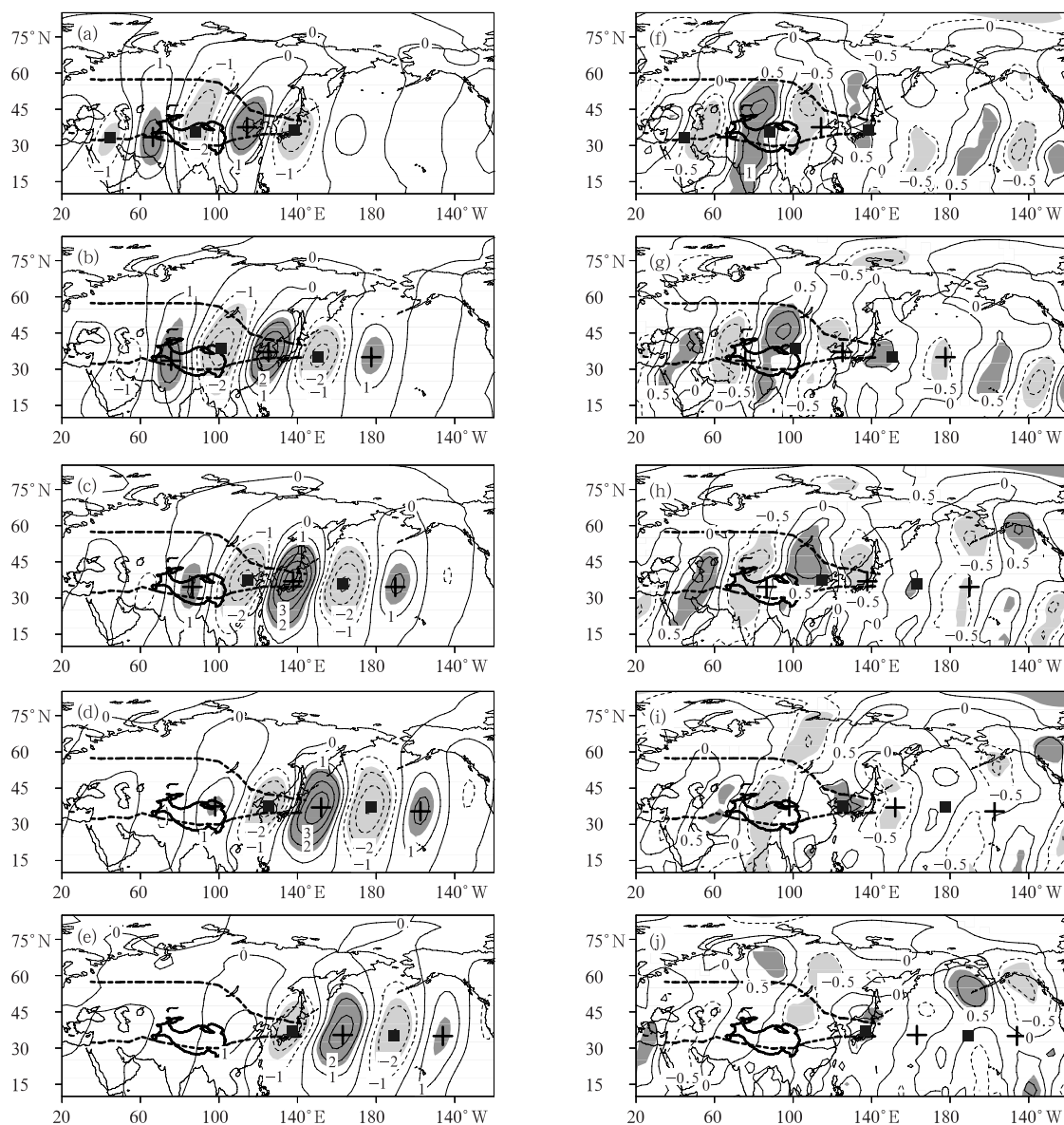


图 8 200 hPa 上基准点 1 的 STEA 波列传播型

(a—e. 气候场, f—j. 第 1 模态正负异常年合成的差值场; a, f. -2 d, b, g. -1 d, c, h. 0 d, d, i. 1 d, e, j. 2 d;

图中等值线是回归的值, 阴影区是超过 95% 信度检验的区域。图中“+”和“-”表示基准点 1 的气候场各时滞的波列中心位置, 粗黑线分别示意东亚上空南北两支 STEA 的轴线)

Fig. 8 Regression maps of 200 hPa synoptic-scale meridional wind for the base point 1

(a—e: climatological mean; f—j: composite differences of the first mode. a, f: -2 d; b, g: -1 d; c, h. 0 d;

d, i: 1 d, e, j: 2 d. The contour in figures is the regression value. Magnitude larger than 95% significance is colored. Marks “+” and “-” show the centers of the wave trains in the left panels. Two thick lines indicate the axis of the south and north branches of the STEA over East Asia, respectively)

140°E)(图 7a,基准点 1)和(42.5°—47.5°N,145°—150°E)(图 7b,基准点 2),将某年冬季这两个区域经天气尺度滤波后的经向风进行区域平均,从而形成两个基准点各自 90 d 的逐日时间序列,将两个基准点序列分别与 90 d 的空间场进行时滞回归,可以反映该年冬季与基准点相关的 STEA 的传播情况。对 45 个冬季的回归场进行气候平均,就得到了 STEA 传播的气候特征。同样选出前文  $T_1$ 、 $T_2$  中不小于(不大于)等于 1.0(-1.0)的年份为正负异常年进行合成,从而看出正负异常年 STEA 传播之不同。这种时滞回归的方法在冬季中纬度斜压波传播和下游发展特征的研究方面得到应用(Lim, et al, 1991;Chang,1993)。根据以往的研究,冬季 STEA 的气候传播型具有东移特征(Lim, et al,1991;陶祖钰等,1994)。

图 8 就是使用上述方法得到的基准点 1 的 STEA 气候传播型(图 8a—8e)和正负异常年传播型的差异(图 8f—8j)。由图 8c 可见,在相对的第 0 天,可以看到一个波列自高原经东亚东部上空后穿越西太平洋到达太平洋海盆中部,而在 -2 d 和 -1 d 时(图 8a,8b),可以看到这个波列来自于高原西南侧的南支 STEA 带地区,在 +1 和 +2 d 时(图 8d、8e),可以看到这个波列离开大陆进一步东传,东传至

日界线东侧后明显减弱。在正负异常年的差值场上(图 8f—8j),在 -2 d 至 0 d 时,异常波列在东亚及海上空均存在,但这种异常波列在随后的 2 d 里并不能以波列形式进一步东传到中纬度太平洋上空。

图 9 是基准点 2 的情况,气候平均而言,大陆上空的 STEA 以波列形式沿 STEA 北支轴线先向东南再向东传至大洋上空,并比基准点 1 东传的更远处(见图中各时刻波列的中心位置)。图 9 中各时刻的异常波列几乎是沿着气候波列的途径东传,只是东传到洋面上空后异常波列的空间位相更偏向高纬度带,并可以到达北美西北沿岸上空,因此图 7b 中大洋上空 STEA 异常可以部分的归结为大陆上空异常 STEA 东传的结果。对于图 7 中存在于北太平洋上空的 STEA 异常,使用同样的方法探讨了其异常的来源,发现其气候波列和异常波列都有着与图 9 类似的传播型。因此,与冬季东亚高空急流异常相伴随的 STEA 异常会沿 STEA 的北支轴线以波列形式到达东亚沿海,并进一步东传至中纬度北太平洋上空;而对于靠近 STEA 南支轴线而远离北支轴线的异常扰动活动则只能存在于 200 hPa 的东亚东部及其沿海上空。由此可见,能够影响中纬度北太平洋上空 STEA 异常的上游“异常种子”(Orlanski,2005)具有区域选择性。

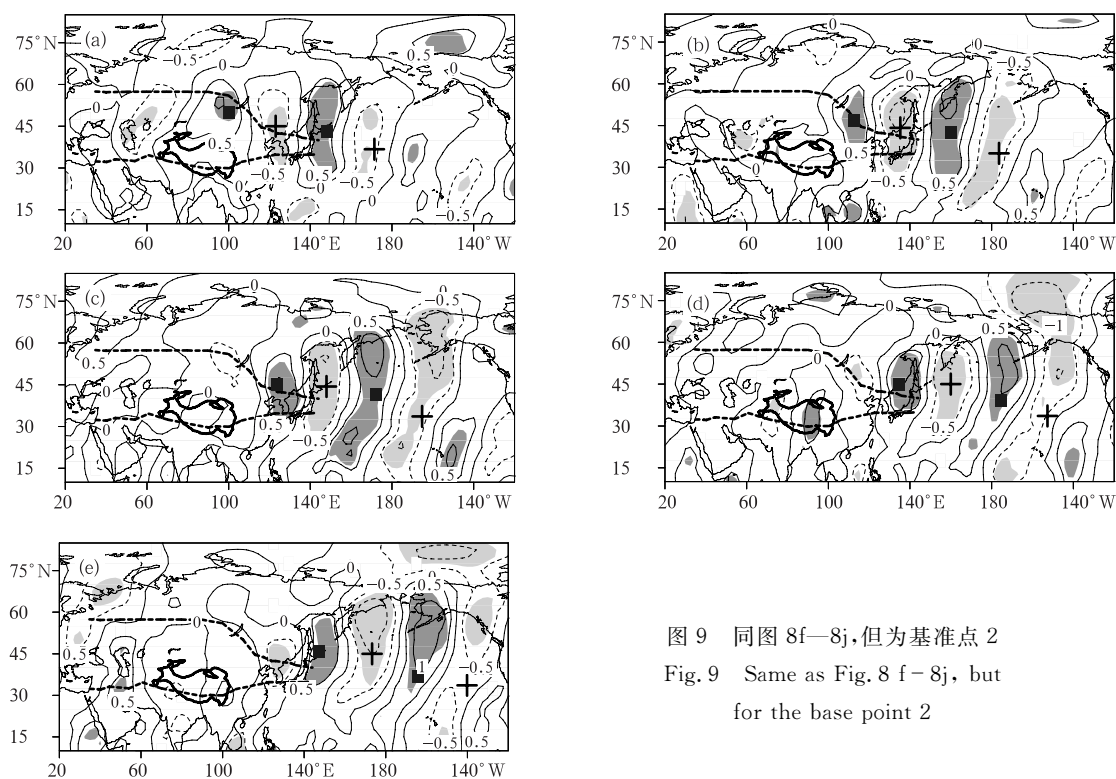


图 9 同图 8f—8j,但为基准点 2

Fig. 9 Same as Fig. 8 f—8j, but for the base point 2

## 5 结论和讨论

本文使用 ERA40 资料分析了冬季东亚副热带西风急流(EASJ)、温带急流(EAPJ)以及相伴随的天气尺度瞬变扰动活动(STEA)的气候分布特征,对 EAPJ 的异常结构以及相关的大尺度环流异常、STEA 异常及其传播特征也进行了探讨,所得的结论如下。

(1) 月资料分析的 EASJ 与 EAPJ 在高层风场上没有清晰的地理分界区,同时,EAPJ 在对流层高层没有闭合的急流中心,而使用逐日资料计算得到的冬季逐日急流发生数则以高原北部上空所处的纬度为分界岭,存在南北两个急流中心集中区,分别对应于 EASJ 和 EAPJ 区域。在东亚上空,STE A 与急流的空间匹配型为:与较强的冬季 EASJ 相伴随的是较弱的南支 STEA,而较弱的 EAPJ 却与活跃的北支 STEA 相伴而存。在这两支 STEA 之间是 STEA 不活跃的地区。

(2) 冬季 EAPJ 存在两种主要异常模态,一种是 EAPJ 区域反气旋性/气旋性异常环流型,此时北半球大尺度环流异常主要集中在欧亚中高纬地区,另一种是局地西风的减弱/增加,对应的大尺度环流异常表现为大气遥相关的 EU 型。中高纬大气环流和东亚上游环流异常可以通过影响欧亚中高纬和副热带地区的大气温度对比型造成 EAPJ 局地环流异常型的形成。

(3) 冬季 EAPJ 的两种异常模态还与东亚上空 STEA 异常密切联系,其中在北支 STEA 区域出现的 STEA 异常就像“异常的种子”,能够以波列的形式沿 STEA 北支轴线到达东亚沿海上空,然后东传入洋面上空,而对于靠近 STEA 南支轴线的异常扰动活动则只能存在于东亚东部及其沿海空空的 200 hPa 层上。

从上述的分析看,本文分析得出的冬季东亚急流的异常特征与前人所作的研究有一致之处。同时,本文的特色在于从逐日资料的统计分析和从大气内部的瞬变动力学角度来研究急流与瞬变的关系,有助于我们更好地理解东亚大陆上空两支急流的特征,本文的研究显示 EAPJ 是与 STEA 相伴的急流,这与 EASJ 有本质的区别。另外,与东亚急流异常相伴随的 STEA 异常信号东传入海后,可以通过瞬变与大尺度环流的动力和热力反馈过程影响北

太平洋气候异常,从而增加了东亚与太平洋气候异常的关联性。

## 参考文献

- 陈海山,孙照渤. 2003a. 欧亚积雪异常分布对冬季大气环流的影响, I: 观测研究. 大气科学, 27(3): 304-316
- 陈海山,孙照渤,朱伟军. 2003b. 欧亚积雪异常分布对冬季大气环流的影响, II: 数值模拟. 大气科学, 27(5): 847-860
- 董敏,余建锐,高守亭. 1999. 东亚西风急流变化余热带对流加热关系的研究. 大气科学, 23(1): 62-70
- 高守亭,陶诗言,丁一汇. 1989. 表征波与流相互作用的广义 E-P 通量. 中国科学(B辑), 7: 774-784
- 况雪源,张耀存. 2006. 东亚副热带西风急流位置异常对长江中下游夏季降水的影响. 高原气象, 25(3): 382-389
- 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. 大气科学, 28(5): 641-656
- 廖清海,高守亭,王会军等. 2004. 北半球夏季副热带西风急流变异及其对东亚夏季风气候异常的影响. 地球物理学报, 47(1): 10-18
- 毛睿,龚道溢,房巧敏. 2007. 冬季东亚中纬度西风急流对我国气候的影响. 应用气象学报, 18(2): 137-146
- 任雪娟,张耀存. 2007. 冬季 200 hPa 西太平洋急流异常与海表加热和大气瞬变扰动的关系探讨. 气象学报, 65(4): 550-560
- 盛承禹. 1986. 中国气候总论. 北京: 科学出版社, 85-89
- 孙力,安刚等. 2002. 中国东北地区夏季旱涝的大气环流异常特征. 气候与环境研究, 7(1): 102-113
- 陶祖钰,胡爱学. 1994. 北半球冬季非定长扰动的气候分析. 大气科学, 18(3): 320-330
- 王小曼,丁治英,张兴强. 2002. 梅雨暴雨与高空急流的统计与动力分析. 南京气象学院学报 25(1): 111-117
- 吴杰伟,何金海, Chung Hyo-Sang 等. 2006. 夏季东亚高空急流与天气尺度波动的气候特征之间的联系. 气候与环境研究, 11(4): 525-534
- 叶笃正,陶诗言,李麦村. 1958. 在六月和十月的大气环流突变现象. 气象学报, 29(4): 249-263.
- 周兵,韩桂荣,何金海. 2003. 高空西风急流对长江中下游暴雨影响的数值试验. 南京气象学院学报, 26(5): 595-604
- 朱伟军,孙照渤. 2000. 冬季北太平洋风暴轴的年际变化及其与 500hPa 高度以及热带和北太平洋海温的联系. 气象学报, 58(3): 309-320
- 邹进上,江静,王梅华. 1990. 高空气候学. 北京: 气象出版社, 200-212
- Carillo A, et al. 2000. Storm tracks and zonal mean flow variability: A comparison between observed and simulated data. Clim Dyn, 16: 219-228
- Chang E K M. 1993. Downstream development of baroclinic waves as inferred from regression analysis. J Atmos Sci, 50: 2038-2053
- Cressman G P. 1981. Circulations of the west Pacific jet stream. Mon Wea Rev, 109: 2450-2463

- Gallego D, Ribera P, Garcia-Herrera R, et al. 2005. A new look for the Southern Hemisphere jet stream. *Clim Dyn*, 6: 607-621
- Hou A Y. 1998. Hadley circulation as a modulator of the extratropical climate. *J Atmos Sci*, 55:2437-2457
- Jhun J G, Lee E J. 2004. A new East Asian winter monsoon index and associated characteristics of the winter monsoon. *J Clim*, 17:711-726
- Li Jian, Rucong Yu, Tianjun Zhou, et al. 2005. Why is there an early spring cooling shift downstream of the Tibetan Plateau? *J Clim*, 18(22):4660-4668
- Lim G. H, Wallace J M. 1991. Structure and evolution of baroclinic waves as inferred from regression analysis. *J Atmos Sci* 48: 1718-1732
- Orlanski I. 2005. A new look at the Pacific storm track variability: sensitivity to tropical SSTs and to upstream seeding. *J Atmos Sci*, 62:1367-1390
- Teresa M B, Atallah E H, Bosart L F, et al. 2001. The wintertime Southern hemisphere split jet: structure, variability, and evolution. *J Clim*, 14:4191-4215
- Thompson D W, Wallace J M. 1998. The Arctic oscillation signature in the winter geopotential height and temperature fields. *Geophys Res Lett*, 25(9):1297-1300
- Uppala S M, Kållberg P W, Simmons A J, et al. 2005. The ERA-40 re-analysis. *Quart J R Meteor Soc*, 131:2961-3012
- Wallace J M, Gutzler D S. 1981. Teleconnection in the geopotential heightfield during the Northern Hemisphere winter. *Mon Wea Rev*, 109(4):784-812
- Watanabe M. 2004. Asian jet waveguide and a downstream extension of the North Atlantic oscillation. *J Climate*, 17:4674-4691
- Xin Xiaoge, Yu Rucong, Zhou Tianjun, et al. 2006. Drought in late spring of South China in recent decades. *J Climate*, 19(13): 3197-3206
- Yang S, Lau K M, Kim K M. 2002. Variation of the East Asian jet stream and Asian-Pacific-American winter climate anomalies. *J Clim*, 15:306-325
- Yu Rucong, Zhou Tianjun. 2004. Impacts of winter-NAO on March cooling trends over subtropical Eurasia continent in the recent half century. *Geophys Res Lett*, 31, L12204, doi:10.1029/2004GL019814
- Yu Rucong, Zhou Tianjun. 2007. Seasonality and three-dimensional structure of the interdecadal change in East Asian monsoon. *J Climate*, 20:5344-5355
- Zhang Y, Kuang X, Guo W, et al. 2006. Seasonal evolution of the upper-tropospheric westerly jet core over East Asia. *Geophys Res Lett*, 33, L11708, doi:10.1029/2006GL026377