

# 冬季黑潮延伸体区域海表温度锋对 北太平洋风暴轴的影响<sup>\*</sup>

刘明洋<sup>1</sup> 李崇银<sup>1,2</sup> 陈 雄<sup>1</sup> 谭言科<sup>1</sup>

LIU Mingyang<sup>1</sup> LI Chongyin<sup>1,2</sup> CHEN Xiong<sup>1</sup> TAN Yanke<sup>1</sup>

1. 中国人民解放军理工大学气象海洋学院,南京,211101

2. 中国科学院大气物理研究所 LASG 国家重点实验室,北京,100029

1. *Institute of Meteorology and Oceanography, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101, China*

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

2016-04-28 收稿,2016-10-06 改回.

刘明洋,李崇银,陈雄,谭言科等. 2017. 冬季黑潮延伸体区域海表温度锋对北太平洋风暴轴的影响. 气象学报, 75(1):98-110

Liu Mingyang, Li Chongyin, Chen Xiong, Tan Yanke. 2017. The variation of wintertime Kuroshio Extension SST front and its influence on the Pacific storm track. *Acta Meteorologica Sinica*, 75(1):98-110

**Abstract** This paper analyzes the variation of wintertime Kuroshio Extension SST front and its influence on the Pacific storm track using NOAA daily Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (SST) data and NCEP/NCAR daily atmospheric re-analysis data. Results show that the strength of wintertime Kuroshio Extension SST front has significant interannual to interdecadal variations, and mostly shows interdecadal variation. The interannual and interdecadal variations are independent of each other. The interdecadal variation of the strength of wintertime Kuroshio Extension SST front has significant influences on the Pacific storm track, but the interannual variation doesn't. When the SST front is strong, the baroclinicity significantly decreases over the region from the downstream to the eastern Pacific, and increases over the Okhotsk Sea and the region near Alaska; the baroclinic energy transfer from the mean available potential energy to the eddy available potential energy (BCEC1) increases over the Pacific south of 45°N, and decreases over the Pacific between 35°–45°N; the baroclinic energy transfer from the eddy available potential energy to eddy kinetic energy (BCEC2) significantly increases over the western Pacific north of 35°N and eastern Pacific north of 45°N, and only decreases over the southern adjacent band region, resulting the strengthening of Pacific storm track over the Pacific north of 40°N and the weakening of Pacific storm track over the Pacific south of 40°N, and vice versa. When the position of SST front shifts northward, the baroclinicity over the Pacific south of 45°N weakens, while both BCEC1 and BCEC2 reduce over the central and eastern Pacific south of 45°N, resulting in weakening of the Pacific storm track over the Pacific south of 45°N. Meanwhile, the baroclinicity over the Pacific north of 45°N increases, especially over the region near the Gulf of Alaska. BCEC1 and BCEC2 both significantly increase over the Kuroshio extension and the central and eastern Pacific north of 45°N where the Pacific storm track finally strengthens, and vice versa. Both the strength and position variations of wintertime Kuroshio Extension SST front have significant influences on the Pacific storm track, and the physical mechanisms behind need to be further studied.

**Key words** Winter, Kuroshio Extension, SST front, Pacific storm track

\* 资助课题:国家重点基础研究发展计划 973 项目(2013CB956203)、国家自然科学基金项目(41490642,41475070 和 41375069)。

作者简介:刘明洋,主要从事海气相互作用研究。E-mail: liumingyang0115@163.com

通讯作者:李崇银,主要从事天气气候变化及其动力学研究。E-mail: lcy@lasg.iap.ac.cn

**摘要** 利用 NOAA 最优插值逐日海表温度资料和 NCEP/NCAR 的逐日大气再分析资料,分析了冬季黑潮延伸体区域海表温度锋的变化及其对北太平洋风暴轴的影响。结果表明,冬季黑潮延伸体区域海表温度锋强度和纬度位置既存在年际变化,也存在年代际变化,且强度和位置的变化是相互独立的。冬季黑潮延伸体区域海表温度锋强度的年际变化对北太平洋风暴轴没有显著的影响,而其年代际变化则对北太平洋风暴轴具有非常显著的影响,当冬季海表温度锋偏强时,大气斜压性在鄂霍次克海及阿拉斯加附近区域上空增强,而在海表温度锋下游至东太平洋区域上空显著减弱,平均有效位能向涡动有效位能的斜压能量转换在  $45^{\circ}\text{N}$  以北的太平洋区域上空有所增多,而在  $30^{\circ}\text{--}45^{\circ}\text{N}$  的太平洋区域上空有所减少,涡动有效位能向涡动动能的斜压能量转换在  $35^{\circ}\text{N}$  以北的西太平洋区域以及  $45^{\circ}\text{N}$  以北的东太平洋区域都显著增加,而仅在其南部边缘存在东西带状的减弱区域,导致  $40^{\circ}\text{N}$  以北海区北太平洋风暴轴增强, $40^{\circ}\text{N}$  以南海区北太平洋风暴轴减弱,冬季海表温度锋偏弱时则有与之相反的结果。冬季黑潮延伸体区域海表温度锋纬度位置的变化对北太平洋风暴轴也存在较显著的影响,当海表温度锋位置偏北时,在其下游  $45^{\circ}\text{N}$  以南的太平洋区域上空大气斜压性减弱, $45^{\circ}\text{N}$  以南的中东太平洋区域上空区域平均有效位能向涡动有效位能、以及涡动有效位能向涡动动能的斜压能量转换都减少;而在  $45^{\circ}\text{N}$  以北的太平洋区域上空大气斜压性增强,在阿拉斯加湾附近上空尤其显著,在黑潮延伸体区域附近以及  $45^{\circ}\text{N}$  以北的中东太平洋上空平均有效位能向涡动有效位能、以及涡动有效位能向涡动动能的斜压能量转换都显著增加,导致北太平洋风暴轴在其气候平均态轴线两侧呈现北正南负的偶极子形态;海表温度锋位置偏南时则有与之相反的结果。冬季黑潮延伸体区域海表温度锋强度和位置的变化均对北太平洋风暴轴具有显著的影响,其具体的物理机制还需要进一步的研究。

**关键词** 冬季,黑潮延伸体,海表温度锋,北太平洋风暴轴

**中图法分类号** P461

## 1 引言

黑潮是沿着北太平洋西部边缘向北流动的一支强西边界海流,它具有高温、高盐、流量大、流速大、厚度厚、流幅窄等特征(Nitani, 1972; Su, et al, 1990; Bryden, et al, 1991)。黑潮的主干经吐噶喇海峡进入太平洋后,沿日本列岛南部海区向东的海流被称为黑潮延伸体(Qiu, 2003)。冬季,黑潮延伸体区域因温度比较高而释放巨大的热量加热大气,是全球气候系统热量经向输送的关键海区之一,在全球气候变化中起着非常重要的作用。黑潮延伸体是黑潮与亲潮交汇的区域,高温的黑潮与低温的亲潮相汇形成明显的海洋温度锋区,海洋锋的作用使该区域成为中纬度海洋与大气相互作用的关键区域(Barnett, et al, 1999; Wallace, et al, 2006)。

Mizuno 等(1983)用 300 m 深度处的  $12^{\circ}\text{C}$  等温线代表黑潮延伸体区域的温度锋,对其进行了先期性研究。Chen (2008) 利用 TMI (TRMM Microwave Imager) 的海温数据以及卫星高度计数据研究了黑潮延伸体区域海表温度锋的位置和强度,发现黑潮延伸体区域海表温度锋在  $143^{\circ}\text{E}$  和  $150^{\circ}\text{E}$  存在两个脊状弯曲,其平均位置向东南延伸至  $34^{\circ}\text{N}$  然后转向东。黑潮延伸体区域海表温度锋的平均强度在第一个弯曲处最大,然后向下游逐渐递减。黑潮延伸体区域海表温度锋位置的季节变化很弱,秋季

偏北,春季偏南,而其低频变化较强。

黑潮延伸体海表温度锋锋区较强的海-气作用会对大气产生影响,Small 等(2008)研究发现,在锋区附近区域是海洋强迫大气运动,这与大尺度气候模式中的情况相反。边界层大气对海表温度锋具有很强的响应,由于温度锋区域海温梯度较大,产生了穿越锋区的大气-海洋温度和湿度差异,这会引起近表层稳定性、表层应力、感热和潜热通量的变化(Sweet, et al, 1981; Businger, et al, 1984; Hayes, et al, 1989)。根据对 QuikSCAT 的表层风速资料的分析,Chelton 等(2004)指出穿越温度锋的风场散度和旋度表现为一致的结构。大气对海表温度锋的响应甚至可以达到边界层以上的自由大气(Xu, et al, 2011)。Minobe 等(2010)在研究大气对湾流海洋锋的响应时发现,此响应主要存在两种模态,且具有不同的季节变化和空间分布,冬季湾流区域为浅层加热模态,在边界层内感热加热较强,对流层低层潜热加热较强;夏季佛罗里达流以及湾流西部为深层加热模态,在对流层中层以及高层存在显著的潜热加热。Tokinaga 等(2009)发现在日本东侧的黑潮延伸体区域,大气响应表现为降雨增强,云出现更为频繁,闪电活动增多。Nakamura 等(2014)通过一个区域大气环流模式的数值模拟试验指出,西北太平洋海表温度锋强度和位置变化对该区域大气环流有很强的影响,海表温度锋南北位置的变化将

会使对流层急流位置变动,且会引起大气温度异常。

大气风暴轴一般是指大气中 2.5—6 d 瞬时扰动最活跃的区域(Blackmon, 1976, 1977),代表了大气中天气尺度系统(风暴)的重要活动特征,风暴在大气系统中起到了重新分配热量和能量的作用,从而有利于维持大气中温度、能量、湿度以及其他基本因子的平衡(Held, et al, 1989);同时,风暴的活动也是中纬度地区海洋-大气能量交换的一种重要途径。黑潮延伸体区域海洋锋区与北太平洋风暴在位置上有很强的对应关系(任雪娟等, 2007),该区域是激发大气中天气尺度系统活动的重要区域。Hoskins 等(1990)利用一个定长波模型证明了非绝热加热对维持中纬度西边界流上空的平均斜压性具有重要作用,可以抵消增长性斜压涡旋对经向温度梯度和低层斜压性的减弱效应。Nakamura 等(2004)进一步提出一种可能的机制,认为穿越强海表温度梯度的不同感热加热增强了低层大气狭窄区域的斜压性并锚定了其上空的风暴轴。有学者(Chen, et al, 2010; Ogawa, et al, 2012)利用区域大气数值模式研究指出,风暴轴的强度和结构受中纬度地区增强的海表温度梯度影响很大,其所处纬度位置对海洋温度锋也很敏感。

关于风暴轴对黑潮延伸体区域海表温度锋低频变化的响应目前人们关注较少, Joyce 等(2009)发现近表层的天气尺度扰动的年际变率与黑潮延伸体区域海表温度锋(定义为 200 m 深度 14°C 等温线的第一主分量)弱的经向位移存在显著但并不完全一致的关系。Nakamura 等(2012)在研究冬季黑潮路径对日本南部台风路径的影响时发现,与海表温度锋远离海岸相比,当海表温度锋更靠近海岸时台风将得到更快的发展并且沿着一条更为清楚的路径移动。

本研究将就北太平洋风暴轴对黑潮延伸体区域海表温度锋低频变化的响应进行研究,揭示其主要过程及机理,这有助于进一步理解中纬度海-气相互作用的机制。

## 2 资料和方法

### 2.1 资料

海表温度数据使用了美国国家海洋大气局(NOAA)的逐日最优插值海温资料(OISST),分辨率为  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ; 大气数据来自美国国家环境预

报中心(NCEP)和美国国家大气科学研究中心(NCAR)的全球大气逐日再分析资料,主要使用 850 hPa 的经向风场、纬向风场、温度场等,水平分辨率为  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。资料时段均为 1981 年 9 月 1 日—2015 年 2 月 28 日。

### 2.2 黑潮延伸体区域海表温度锋强度和位置指数的定义

为了与北侧的亲潮延伸体海表温度锋区别开来,将研究区域选在  $(31.875^\circ\text{—}37.625^\circ\text{N}, 141^\circ\text{—}153^\circ\text{E})$ , 计算黑潮延伸体区域海表温度锋强度和位置指数的具体步骤为:

(1)首先计算研究区域范围内的海表温度( $T$ )水平梯度  $\nabla T$

$$\nabla T = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2} \quad (1)$$

(2)用研究区域内每一经度值上海温水平梯度最大值的点表征黑潮延伸体区域海表温度锋,用此海温水平梯度最大值来表征黑潮延伸体区域海表温度锋强度,用其所在纬度表征黑潮延伸体区域海表温度锋位置。

(3)计算研究区域内黑潮延伸体区域海表温度锋纬向平均强度和位置的时间序列,用此时间序列作为黑潮延伸体区域海表温度锋的强度和位置指数。

### 2.3 北太平洋风暴轴的表达

位势高度扰动方差、扰动动能和经向输送扰动热通量这 3 个物理量的中心大小和位置均可以反映出风暴轴的强弱和位置(傅刚等, 2009),在此选用经向输送扰动热通量  $\overline{vT'}$  ( $v$  为经向风速,  $T$  为大气温度)表征北太平洋风暴轴,首先由 NCEP/NCAR 逐日大气再分析资料计算出月平均值,然后用逐日资料减去月平均值,由此得到大气瞬变资料,利用朱伟军等(2000)介绍的 31 点带通滤波器从大气瞬变资料中提取出天气尺度(2.5—6 d)的振荡分量,计算得到经向输送扰动热通量  $\overline{vT'}$ 。

Hoskins 等(1990)强调了大气斜压不稳定性增长率是斜压波(风暴轴)成长至关重要的因素,为风暴轴的发展提供了斜压能量,其斜压不稳定性增长率为

$$\sigma = 0.31f \left| \frac{\partial V}{\partial z} \right| N^{-1} \quad (2)$$

式中,  $f$  为科里奥利参数,  $V$  为风速,  $N$  为 Brunt

Vaisala 频率(Lindzen, et al, 1980),根据其大小来判断北太平洋风暴轴的发展。一般来说 $\sigma$ 越大,斜压性越强,有利于风暴轴的发展,反之亦然。

提取各种气象要素的低频和低频信号,最常使用的方法是滤波,文中使用 Lanczos 滤波器(Duchon, 1979)提取出黑潮延伸体区域海表温度锋强度的年际变化和年代际变化。采用的主要分析方法还有经验正交函数分解、相关分析、合成分析,显著性检验使用  $t$  检验。

### 3 冬季黑潮延伸体区域海表温度锋的变化

#### 3.1 冬季黑潮延伸体区域海表温度锋强度变化

从 1981—2014 年冬季黑潮延伸体区域海表温度锋平均强度的纬向分布(图 1a)可以看到,黑潮延伸体区域海表温度锋强度自西向东逐渐递减,海温水平梯度在西部最大值可达到  $4.5^{\circ}\text{C}/(100\text{ km})$ ,东部约为  $2.5^{\circ}\text{C}/(100\text{ km})$ 。从 1981—2014 年冬季黑潮延伸体区域海表温度锋强度指数的时间变化(图 1b 黑色实线)可以看出,20 世纪 80 年代前期—中期,海表温度锋较弱,80 年代后期—90 年代前期海表温度锋较强,90 年代后期,海表温度锋较弱,2000 年后明显增强,但 2004—2006 年又有所减弱,其后海表温度锋显著增强。黑潮延伸体区域海表温度锋强度的时间变化序列既包含年际变化信号,又包含年代际变化信号。

选取海表温度锋强度指数大于平均值 + 0.5 倍标准差的年份为海表温度锋强年,海表温度锋强度

指数小于平均值 - 0.5 倍标准差的年份为海表温度锋弱年,由此得到黑潮延伸体区域海表温度锋的强年有 9 年(2003、2004、2008、2009、2010、2011、2012、2013、2014 年),弱年有 11 年(1981、1985、1987、1993、1994、1996、1997、1998、1999、2001、2006 年),可见海表温度锋强年集中在 2002 年后,而弱年除 2006 年外,集中在 2001 年前,因此海表温度锋强度变化主要表现为年代际的变化特征。使用 Lanczos 滤波器(Duchon, 1979)滤出了黑潮延伸体区域海表温度锋强度的年代际变化(图 1b 中黑色点线),选取 1993—2002 年为海表温度锋强度较弱的时段,而 2003—2014 年为其强度较强的时段,图 2a、b 分别给出海表温度锋强、弱时段的海表温度水平梯度合成场,图 2c、d 分别给出海表温度异常合成场,可以看出当海表温度锋强度较强时,黑潮延伸体区域海温水平梯度较大,海表温度锋南侧海温偏高,北侧海温偏低;而当海表温度锋强度较弱时,黑潮延伸体区域海温水平梯度较小,海表温度锋南侧为两个东西向的海温偏低中心,其北侧海温基本上整体偏高。

#### 3.2 冬季黑潮延伸体区域海表温度锋纬度位置变化

从 1981—2014 年冬季黑潮延伸体区域海表温度锋平均纬度位置随经度的变化(图 3a)可以看到,黑潮延伸体区域海表温度锋在  $143^{\circ}\text{E}$  和  $150^{\circ}\text{E}$  附近所在位置偏北,这可能与黑潮延伸体的两个大弯曲有关。从 1981—2014 年冬季黑潮延伸体区域海表温度锋纬度位置的时间变化(图 3b)可以看出,黑潮延伸体区域海表温度锋纬度位置存在年代际变化,

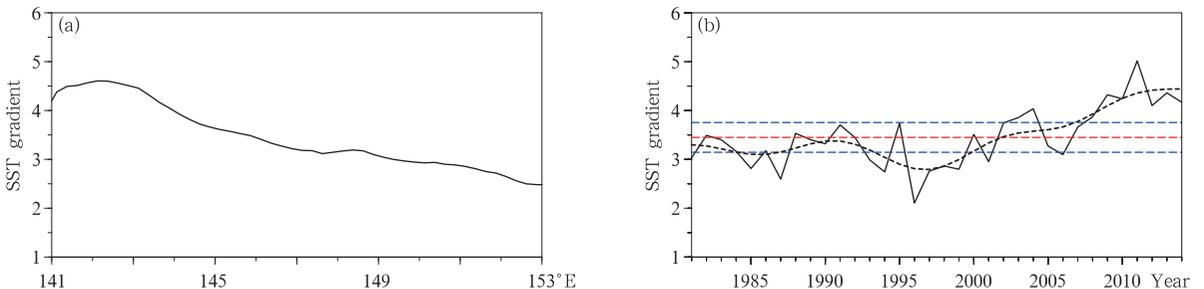


图 1 1981—2014 年冬季黑潮延伸体区域海表温度锋平均强度(单位:  $^{\circ}\text{C}/(100\text{ km})$ )随经度(a)和时间(b)的变化(红色点线为平均值,蓝色点线为平均值  $\pm 0.5$  倍标准差,黑色点线为滤出的海表温度锋强度的年代际变化)

Fig. 1 Longitudinal (a) and temporal variation (b) of averaged wintertime strength ( $^{\circ}\text{C}/(100\text{ km})$ ) of the SST front in the Kuroshio Extension region during 1981—2014

(The red dotted line shows the mean value, the blue dotted lines indicate the  $\pm 0.5$  standard deviations, the black dotted line represents the interdecadal variation of the SST front in the Kuroshio Extension region)

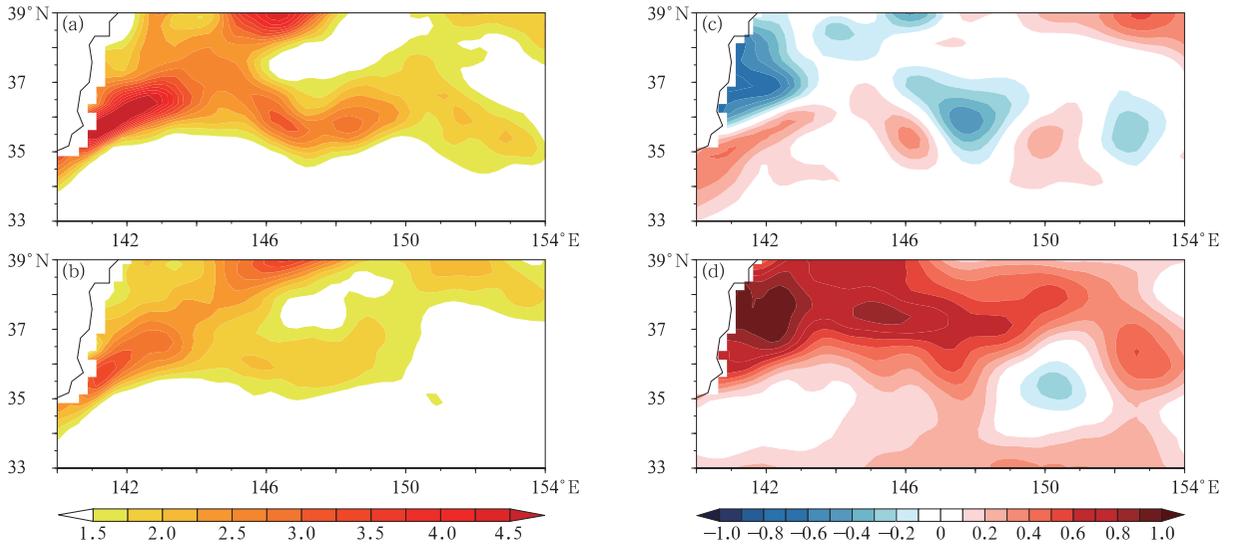


图2 对应海表温度锋强(a,c)、弱(b,d)时段年合成的海表温度梯度场(a,b;  $^{\circ}\text{C}/(100\text{ km})$ )及海温距平场(c,d;  $^{\circ}\text{C}$ )

Fig. 2 The composite SST gradient (a, b;  $^{\circ}\text{C}/(100\text{ km})$ ) and SSTA (c, d;  $^{\circ}\text{C}$ ) in the Kuroshio Extension region for strong (a, c) and weak (b, d) SST front years

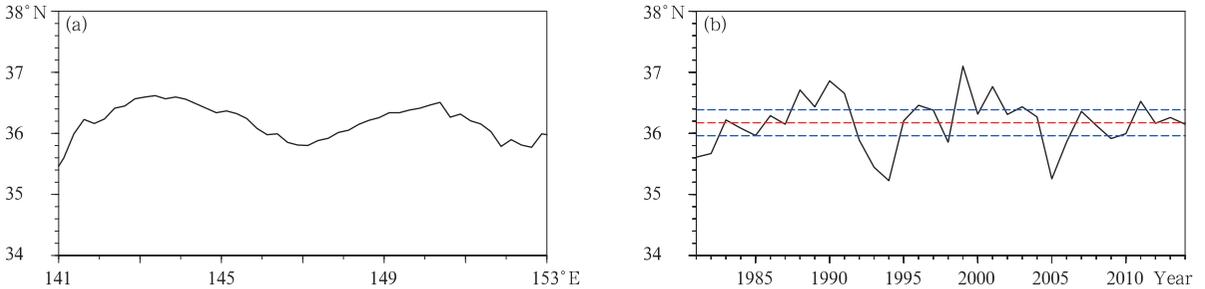


图3 1981—2014年冬季黑潮延伸体区域海表温度锋平均纬度位置随经度(a)和时间(b)的变化 (红色点线为平均值,蓝色点线为平均值 $\pm 0.5$ 倍标准差)

Fig. 3 Longitudinal (a) and temporal (b) variations of averaged wintertime latitude position of the SST front in the Kuroshio Extension region during 1981 - 2014

(The red dotted line shows the mean value, the blue dotted lines indicate the  $\pm 0.5$  standard deviations)

但主要表现为显著的年际变化特征。20世纪80年代前期,海表温度锋偏南,80年代中期—后期,海表温度锋偏北,90年代前期,海表温度锋偏南,90年代中期—2003年,海表温度锋偏北,2004—2006年,海表温度锋偏南,其后海表温度锋位置主要偏北,但有小变化。

选取海表温度锋位置指数大于平均值 + 0.5 倍标准差的年份为海表温度锋偏北年,海表温度锋位置指数小于 - 0.5 倍标准差的年份为海表温度锋偏南年,得到海表温度锋偏北(1988、1989、1990、1991、

1996、1999、2001、2003、2011年)和偏南(1981、1982、1992、1993、1994、1998、2005、2006、2009年)的年份各9年。分别给出海表温度锋偏北(图4a)、偏南年(图4b)的海表温度梯度合成场和海表温度锋偏北(图4c)、偏南年(图4d)的海表温度距平合成场,可以看出在海表温度锋偏北年,海温水平梯度大值区偏北,海表温度锋位置海温偏高,在其南、北两侧海温偏低。而在海表温度锋偏南年,海温水平梯度大值区偏南,海表温度锋的位置海温偏低,而在其南、北两侧海温偏高。

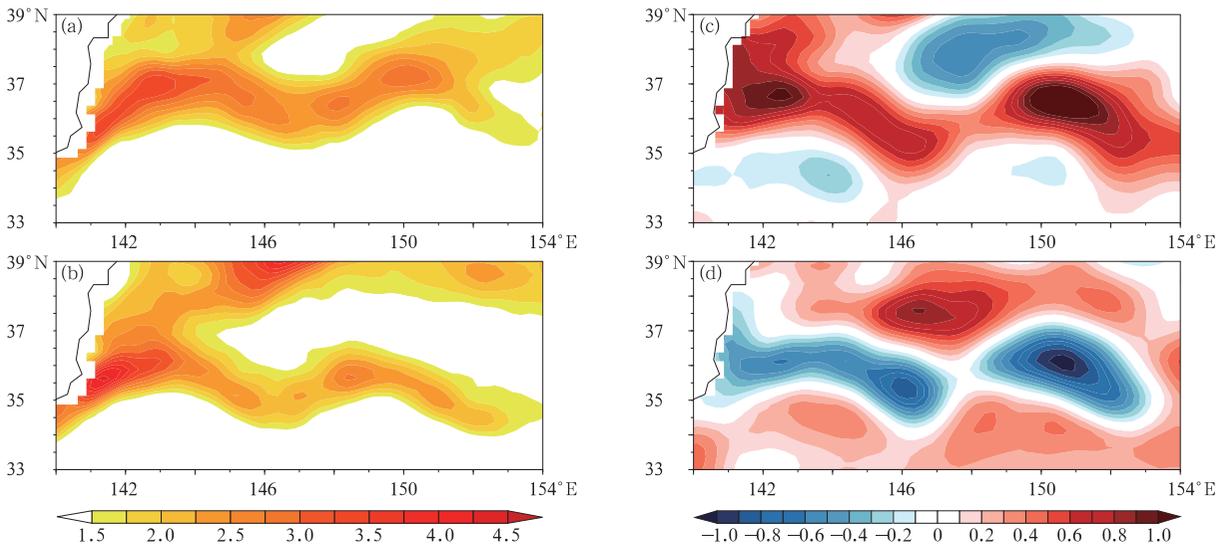


图4 同图2,但为海表温度锋的纬度位置的偏北(a、c)、偏南年(b、d)  
Fig. 4 Same as Fig. 2 but for the abnormally northward (a, c)  
and southward (b, d) SST front years

#### 4 冬季北太平洋风暴轴对黑潮延伸体区域海表温度锋变化的响应

前文研究了黑潮延伸体区域海表温度锋的变化,发现其强度和位置都具有明显的年际到年代际低频变化特征。这里将主要分析北太平洋风暴轴对黑潮延伸体区域海表温度锋变化的响应。与冬季气候平均态黑潮延伸体区域海表温度锋分布(图略)对比,图5给出850 hPa气候平均态的北太平洋风暴轴正好位于海表温度锋上空偏北的位置。以36°N为轴线的附近区域是黑潮延伸体区域海表温度锋最强的海区,而大气风暴轴轴线的入口至中心段正好跨越这一区域,表明大气中的天气尺度扰动与黑潮延伸体在地域上具有一定依存关系。同时可以看到,850 hPa 风暴轴的分布形态与风速矢量分布大体一致,这是由于在海表温度锋区(36°N附近),较强的海温梯度激发产生较强的大气斜压性,使得斜压涡旋在那里不断生成及活动,其天气尺度涡旋随风向下游运动,引起热量的向极输送;同时,由于运动中的斜压涡旋强度不断减弱,风暴轴的强度中心主要位于上游。

对北太平洋区域(20°—70°N, 120°E—120°W)850 hPa 的 $\overline{vT}$ 进行了经验正交函数分解(图6),得到了北太平洋风暴轴经验正交函数分解前3个空间

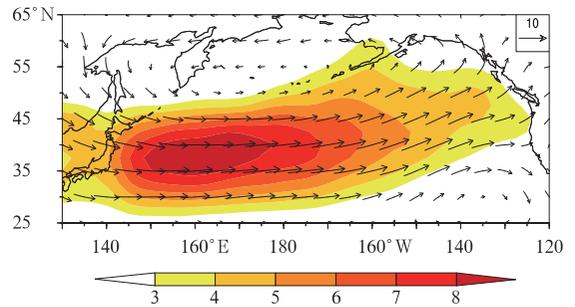


图5 冬季气候平均态850 hPa  $\overline{vT}$   
(色阶,  $m \cdot K/s$ )、风速矢量( $m/s$ )的分布特征  
Fig. 5 Climatological  $\overline{vT}$  (shading,  $m \cdot K/s$ )  
and wind vectors ( $m/s$ ) at 850 hPa in the winter

模态和时间系数,前3个模态方差贡献率分别为43.29%、11.86%、6.04%。第1模态表现为整体一致性变化,中心位置位于(40°N,160°E)左右,与图5气候平均态的风暴轴中心位置基本吻合,其对应的时间系数主要表现出显著的年代际变化特征;第2模态表现为风暴轴南、北位置的变化,其对应的时间系数既包含年际变化,同时也包含年代际变化;第3模态表现为风暴轴东、西位置的变化,其对应的时间系数主要表现出显著的年际变化特征。图1b与3b给出的黑潮延伸体区域海表温度锋的强度和位置指数相关系数仅为0.11,二者不具有显著的协变性,因此下面分别从黑潮延伸体区域海表温度锋强度和位置变化两个角度出发,利用合成分析探究北太平

洋风暴轴对黑潮延伸体区域海表温度锋低频变化的

响应。

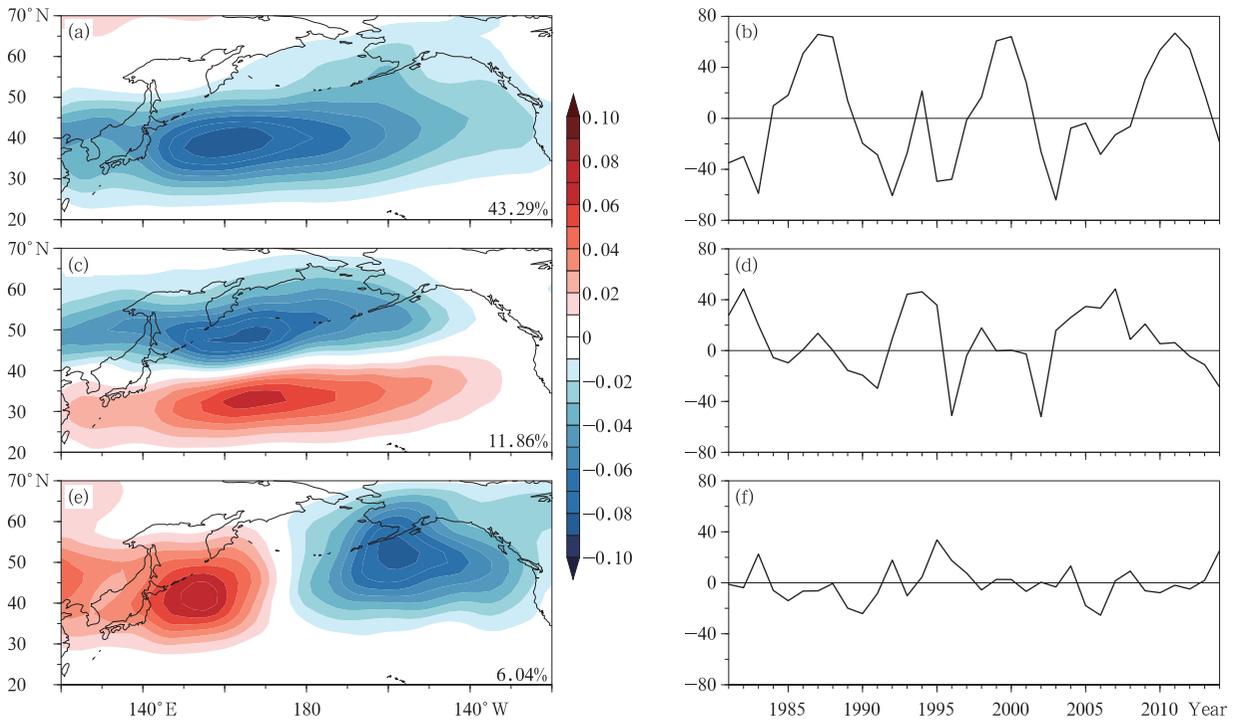


图6 冬季北太平洋风暴轴经验正交函数分解第1模态(a)及其时间系数(b)、第2模态(c)及其时间系数(d)、第3模态(e)及其时间系数(f)

Fig. 6 Spatial patterns of (a) the first eigenvector, (c) the second eigenvector, and (e) the third eigenvector of wintertime  $\overline{vT'}$ , and their corresponding time coefficient series (b), (d), (f)

#### 4.1 北太平洋风暴轴与黑潮延伸体区域海表温度锋强度变化的关系

图7a、b中等值线给出的是1981—2014年冬季气候平均态850 hPa的风暴轴形态,与其他学者(傅刚等,2009; O'Reilly, et al, 2015)研究给出的风暴轴模态基本一致,贯穿整个太平洋上空且呈东北—西南向倾斜,大值中心位于日本东部海域上空。图7a、b中的色阶区分别是海表温度锋年代际时间变化序列强、弱时段所合成的冬季850 hPa北太平洋风暴轴,图7c是二者的差值场。从差值场上可以清楚地看到,当冬季海表温度锋偏强时,40°N以北海区的北太平洋风暴轴增强,40°N以南海区的北太平洋风暴轴减弱。当冬季海表温度锋偏弱时,则有与之相反的结果。而对海表温度锋年际变化时间序列强、弱年进行合成分析时(图略),北太平洋风暴轴的变化均没有通过显著性检验,这表明对北太平洋风暴轴有显著影响的主要是黑潮延伸体区域海表温度

锋强度的年代际变化信号。至于两种时间尺度变化的影响会出现明显差异的原因,初步可以认为主要与其强度有关,由于海表温度锋强度的年际变化较弱,大气对其强度变化的响应也较弱;而海表温度锋强度的年代际变化很强,其较大的变化振幅使大气运动产生显著的强迫响应。当然,这还需要在将来的数值试验中进行验证。

#### 4.2 北太平洋风暴轴与黑潮延伸体区域海表温度锋纬度位置变化的关系

图8a、b中等值线给出的是1981—2014年冬季气候平均态850 hPa的风暴轴形态,图8a、b中的色阶区分别是海表温度锋强、弱年所合成的冬季850 hPa北太平洋风暴轴,图8c是二者的差值场。从差值场上可以清楚地看到,当冬季海表温度锋偏北时,北太平洋风暴轴在其气候平均态轴线两侧呈现北正南负的偶极子形态;而当冬季海表温度锋偏南时,则有与之相反的结果。这些结果反映了北太平洋风暴

轴南北位置变化,与经验正交函数分解得到的第2 对北太平洋风暴轴南北位置的影响。模态空间场类似,体现了海表温度锋纬度位置变化

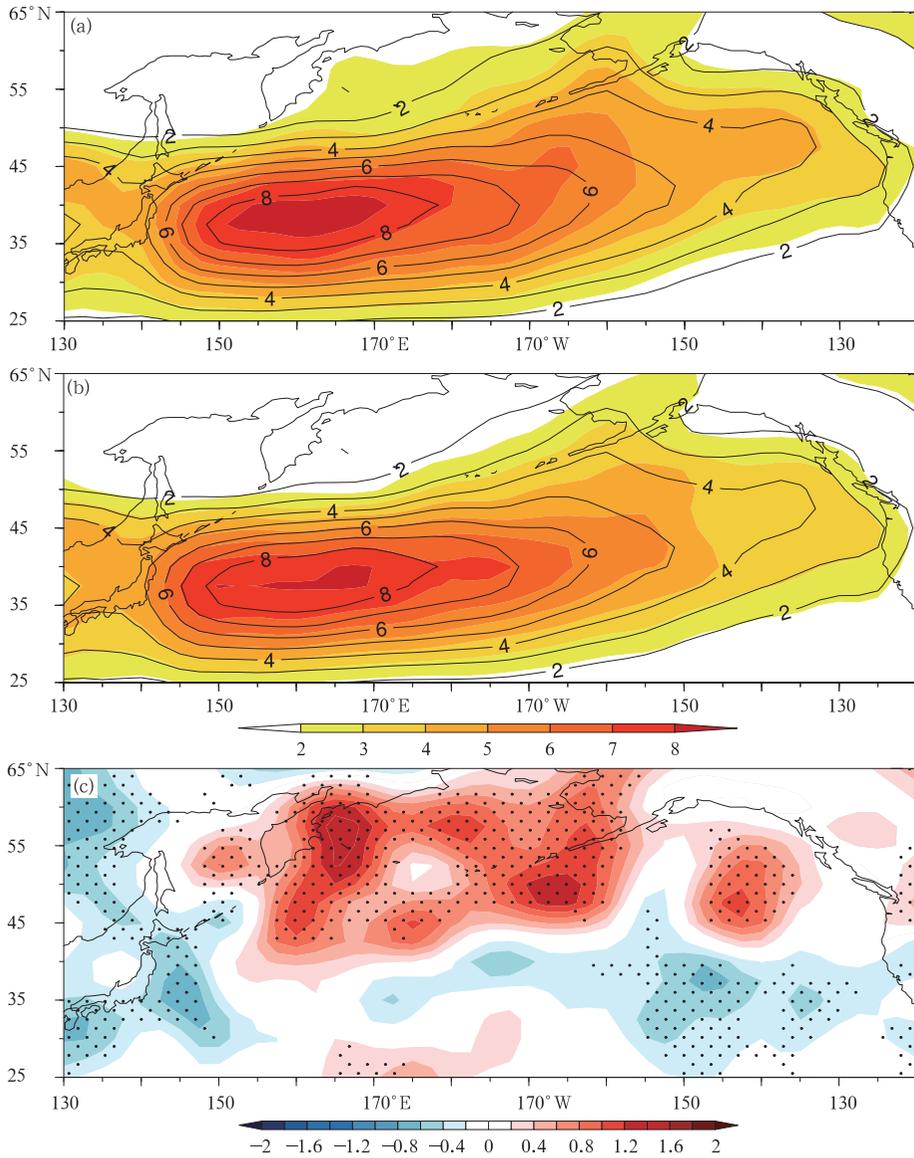


图7 对应海表温度锋(色阶)年代际时间变化序列偏强(a)和偏弱(b)时冬季850 hPa  $\overline{vT'}$  的分布特征及其强弱时段的差值场(c)(单位:  $m \cdot K/s$ ) (等值线为气候平均态的分布,打点区域通过了0.1的显著性检验)

Fig. 7  $\overline{vT'}$  at 850 hPa in the winter for strong (a) and weak (b) SST front (shading) in the Kuroshio Extension Region, and (c) the difference between (a) and (b) ( $m \cdot K/s$ ; Contours indicate the climatological  $\overline{vT'}$  at 850 hPa in the winter, and the dotted areas indicate the differences exceed the 90% confidence level)

### 4.3 原因分析

从冬季黑潮延伸体区域海表温度锋强度年代际变化时间序列偏强与偏弱时期850 hPa斜压不稳定性率的差值场(图9a)上可以看到,当冬季海表温度锋

偏强时,在其下游至东太平洋区域上空大气斜压性显著减弱,在鄂霍次克海及阿拉斯加附近区域上空大气斜压性增强;当冬季海表温度锋偏弱时,则有与之相反的结果。

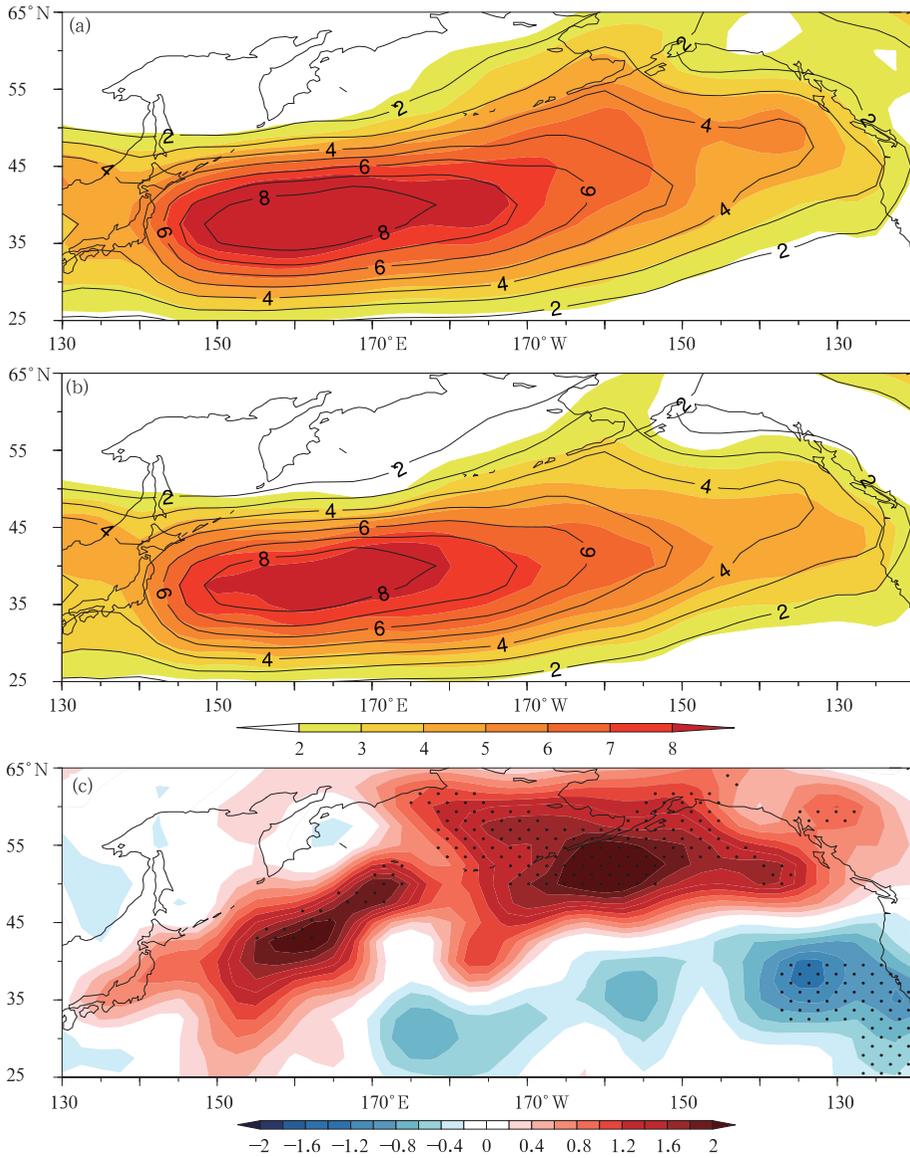


图 8 对应海表温度锋(色阶)偏北(a)和偏南(b)时冬季 850 hPa  $\overline{vT'}$  的分布特征及其两者的差值场(c)  
(单位:  $m \cdot K/s$ ; 等值线为气候平均态的分布; 打点区域通过 0.1 显著性检验)

Fig. 8  $\overline{vT'}$  at 850 hPa in the winter for abnormally northward (a) and southward (b) SST front (shading) in the Kuroshio Extension region, and (c) the difference between (a) and (b) ( $m \cdot K/s$ ; Contours indicate the climatological  $\overline{vT'}$  at 850 hPa in the winter, and the dotted areas are for values exceeding the 90% confidence level)

此外,考虑到影响涡旋利用时间平均流斜压性的效率不仅取决于大气斜压不稳定性增长率,其他影响因素还有很多(Chang, 2001),因此诊断分析局地斜压能量转换(BCEC)很有必要。参照 Cai 等(2007)的研究,从平均有效位能(MAPE)向涡动有效位能(EAPE)的斜压能量转换为

$$BCEC1(MAPE \rightarrow EAPE) = -C_1 \left( \frac{p_0}{p} \right)_{c_p} \left( -\frac{d\theta}{dp} \right)^{-1} (\overline{uT'} \frac{\partial \overline{T}}{\partial x} + \overline{vT'} \frac{\partial \overline{T}}{\partial y}) \quad (3)$$

从涡动有效位能向涡动动能(EKE)的斜压能量转换为

$$BCEC2(EAPE \rightarrow EKE) = -C_1 (\overline{\omega T'}) \quad (4)$$

式中,  $C_1 = \left( \frac{p_0}{p} \right)_{c_p} \left( \frac{R}{g} \right)$ ,  $R, \omega, \theta, c_p, c_v$  分别为干空气气体常数、垂直速度、位温、干空气的定压比热容(定容比热容)。MAPE、EAPE、EKE 这 3 个物理量在前人的研究中被广泛应用于风暴轴变率以及全球变暖方面的研究(Yin, 2005; Mizuta, et al, 2011;

Wu, et al, 2011)。

图 9b、c 分别为冬季黑潮延伸体区域海表温度锋年代际时间变化序列偏强与偏弱时 850 hPa 上局地斜压能量转换 BCEC1 (MAPE → EAPE) 与 BCEC2 (EAPE → EKE) 的差值场。从差值场可以清楚地看到,在海表温度锋强年,平均有效位能向涡动有效位能的斜压能量转换在 45°N 以北的太平洋

区域上空有所增加,而在 30°—45°N 的太平洋区域上空有所减少,涡动有效位能向涡动动能的斜压能量转换在 35°N 以北西太平洋区域以及 45°N 以北东太平洋区域都显著增加,而仅在其南部边缘区域存在东西带状的减弱。在海表温度锋弱年,则有与之相反的结果。

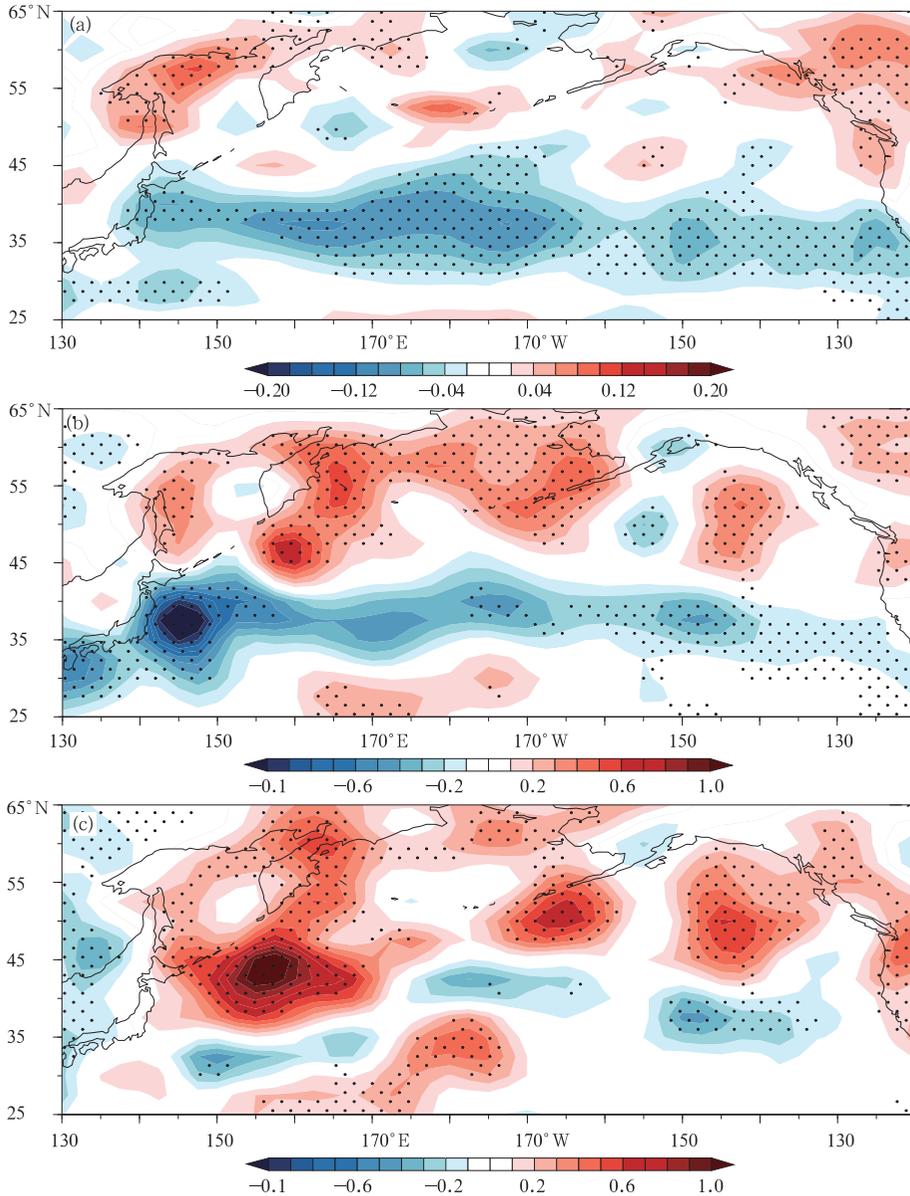


图 9 冬季黑潮延伸体区域海表温度锋年代际时间变化序列偏强与偏弱时 850 hPa 斜压不稳定率差值场(a,单位: d<sup>-1</sup>), 平均有效位能向涡动有效位能的斜压能量转换(MAPE→EAPE)的差值场(b), 涡动有效位能向涡动动能的斜压能量转换(EAPE→EKE)的差值场(c) (单位: W/m<sup>2</sup>) (图中打点区域通过 0.1 的显著性检验)

Fig. 9 Differences in baroclinic instability growth rate (a, d<sup>-1</sup>), BCEC1 (MAPE→EAPE) (b), and BCEC2 (EAPE→EKE) (c) (W/m<sup>2</sup>) at 850 hPa in the winter between strong and weak SST fronts in the Kuroshio Extension region (The dotted areas are for values exceeding the 90% confidence level)

图 10a 为冬季黑潮延伸体区域海表温度锋偏北与偏南时 850 hPa 斜压不稳定率的差值场,可以看到,当冬季海表温度锋偏北时,在海表温度锋下游 45°N 以南的太平洋区域上空大气斜压性减弱,在 45°N 以北的太平洋上空区域大气斜压性增强,在阿拉斯加湾附近上空区域尤其显著。在图 10b、c 分别给出的 BCEC1、BCEC2 差值场中,在黑潮延伸体附

近区域以及 45°N 以北的中东太平洋上空区域平均有效位能向涡动有效位能的斜压能量转换、以及涡动有效位能向涡动动能的斜压能量转换都显著增加,45°N 以南的中东太平洋区域上空减少;当冬季海表温度锋偏南时,则有与之相反的结果。对比图 6d 给出的北太平洋风暴轴的变化,有相当好的一致性。

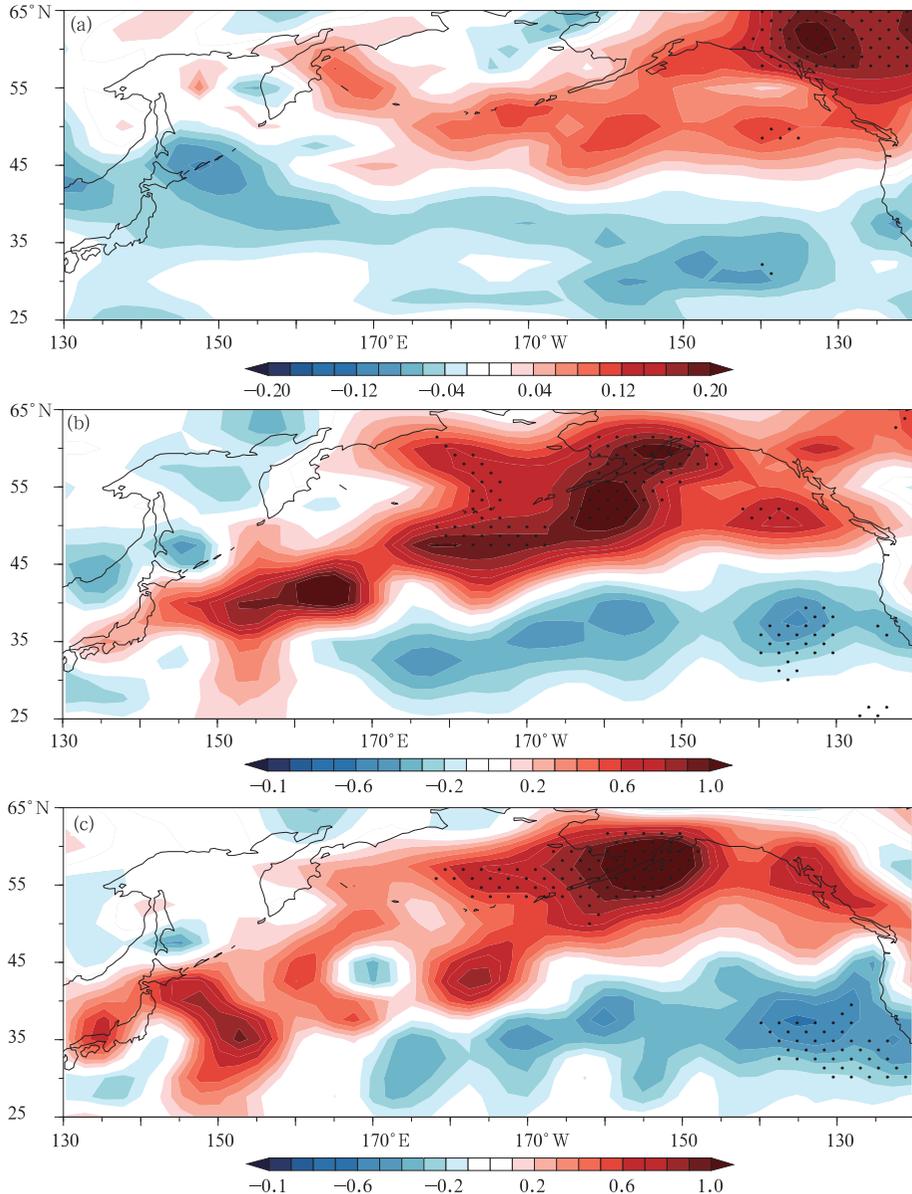


图 10 冬季黑潮延伸体区域海表温度锋偏北与偏南时 850 hPa 斜压不稳定率差值场(a,单位: $d^{-1}$ ),平均有效位能向涡动有效位能的斜压能量转换(MAPE→EAPE)差值场(b),涡动有效位能向涡动动能的斜压能量转换(EAPE→EKE)差值场(c)(单位: $W/m^2$ )(图中打点区域通过 0.1 显著性检验)

Fig. 10 Differences in baroclinic instability growth rate (a,  $d^{-1}$ ), BCEC1(MAPE→EAPE) (b), and BCEC2 (EAPE→EKE) (c) ( $W/m^2$ ) at 850 hPa in the winter between abnormally northward and southward SST fronts in the Kuroshio Extension region (The dotted areas are for values exceeding the 90% confidence level)

## 5 总结和讨论

本文研究了冬季黑潮延伸体区域海表温度锋与北太平洋风暴轴的协同变化。利用1981—2014年冬季卫星观测的海表温度数据计算得到黑潮延伸体区域海表温度锋的强度指数和位置指数,这两个指数分别用来构造正、负状态的北太平洋风暴轴合成场,结合对大气斜压性不稳定增长率以及局地斜压能量转化的分析,得到如下主要结论:

(1)冬季黑潮延伸体区域海表温度锋强度自西向东逐渐递减,在 $143^{\circ}\text{E}$ 和 $150^{\circ}\text{E}$ 附近其位置偏北,这与黑潮延伸体的两个大弯曲有关。冬季黑潮延伸体区域海表温度锋强度和纬度位置既存在年际变化,也存在年代际变化,且二者并不具有协变性。

(2)冬季黑潮延伸体区域海表温度锋强度的年际变化对北太平洋风暴轴没有显著的影响,而其年代际变化则对北太平洋风暴轴具有非常显著的影响,当冬季海表温度锋偏强时,大气斜压性在鄂霍次克海及阿拉斯加附近区域上空增强,在海表温度锋下游至东太平洋区域上空显著减弱,平均有效位能向涡动有效位能的斜压能量转换在 $45^{\circ}\text{N}$ 以北的太平洋区域上空有所增加,而在 $30^{\circ}$ — $45^{\circ}\text{N}$ 的太平洋区域上空有所减少,涡动有效位能向涡动动能的斜压能量转换在 $35^{\circ}\text{N}$ 以北的西太平洋区域以及 $45^{\circ}\text{N}$ 以北的东太平洋区域都显著增加,而仅在其南部边缘存在东西带状的减弱区域,导致 $40^{\circ}\text{N}$ 以北海区的北太平洋风暴轴增强, $40^{\circ}\text{N}$ 以南海区的北太平洋风暴轴减弱。冬季海表温度锋偏弱时则有与之相反的结果。

(3)冬季黑潮延伸体区域海表温度锋纬度位置的变化对北太平洋风暴轴也存在较显著的影响,当海表温度锋位置偏北时,在海表温度锋下游 $45^{\circ}\text{N}$ 以南的太平洋区域上空大气斜压性减弱,而在 $45^{\circ}\text{N}$ 以北的太平洋上空区域大气斜压性增强,在阿拉斯加湾附近上空区域尤其显著, $45^{\circ}\text{N}$ 以南的中东太平洋上空区域平均有效位能向涡动有效位能的斜压能量转换、以及涡动有效位能向涡动动能的斜压能量转换都减少,在黑潮延伸体区域附近以及 $45^{\circ}\text{N}$ 以北的中东太平洋上空区域平均有效位能向涡动有效位能的斜压能量转换、以及涡动有效位能向涡动动能的斜压能量转换都显著增加,导致北太平洋风暴轴在其气候平均态轴线两侧呈现北正南负的偶极子

形态;海表温度锋位置偏南时则有与之相反的结果。

本研究分别分析了冬季黑潮延伸体区域海表温度锋强度和位置的变化以及对北太平洋风暴轴的影响,并初步探讨了其原因。所得结论既有与已有研究相同的部分,也存在较明显的不同(O'Reilly, et al, 2015),这可能与所选择的指数不同以及黑潮延伸体区域海气相互作用的复杂性有关。目前还不十分清楚整个物理机制,需要在今后进行深入研究。

## 参考文献

- 傅刚, 毕玮, 郭敬天. 2009. 北太平洋风暴轴的三维空间结构. 气象学报, 67(2): 189-200. Fu G, Bi W, Guo J T. 2009. Three-dimensional structure of storm track over the North Pacific. Acta Meteor Sinica, 67(2): 189-200 (in Chinese)
- 任雪娟, 杨修群, 韩博等. 2007. 北太平洋风暴轴的变异特征及其与中纬度海气耦合关系分析. 地球物理学报, 50(1): 92-100. Ren X J, Yang X Q, Han B, et al. 2007. Storm track variations in the North Pacific in winter season and the coupled pattern with the midlatitude atmosphere-ocean system. Chinese J Geophys, 50(1): 92-100 (in Chinese)
- 朱伟军, 孙照渤. 2000. 冬季北太平洋风暴轴的年际变化及其与500 hPa高度以及热带和北太平洋海温的联系. 气象学报, 58(3): 309-320. Zhu W J, Sun Z B. 2000. Interannual variability of northern winter Pacific storm track and its association with 500 hPa height and tropical and northern Pacific Sea surface temperature. Acta Meteor Sinica, 58(3): 309-320 (in Chinese)
- Barnett T P, Pierce D W, Saravanan R, et al. 1999. Origins of the midlatitude Pacific decadal variability. Geophys Res Lett, 26(10): 1453-1456
- Blackmon M L. 1976. A climatological spectral study of the 500mb geopotential height of the Northern Hemisphere. J Atmos Sci, 33(8): 1607-1623
- Blackmon M L. 1977. An observational study of the Northern Hemisphere wintertime circulation. J Atmos Sci, 34(7): 1040-1053
- Bryden H L, Roemmich D H, Church J A. 1991. Ocean heat transport across  $24^{\circ}\text{N}$  in the Pacific. Deep Sea Res A Oceanogr Res Papers, 38(3): 297-324
- Businger J A, Shaw W J. 1984. The response of the marine boundary layer to mesoscale variations in sea-surface temperature. Dyn Atmos Oceans, 8(3-4): 267-281
- Cai M, Yang S, Van den Dool H M, et al. 2007. Dynamical implications of the orientation of atmospheric eddies: A local energetics perspective. Tellus A, 59(1): 127-140
- Chang E K M. 2001. GCM and observational diagnoses of the seasonal and interannual variations of the Pacific storm track during the cool season. J Atmos Sci, 58(13): 1784-1800
- Chelton D B, Schlax M G, Freilich M H, et al. 2004. Satellite measurements reveal persistent small-scale features in ocean

- winds. *Science*, 303(5660): 978-983
- Chen G, Plumb R A, Lu J. 2010. Sensitivities of zonal mean atmospheric circulation to SST warming in an aqua-planet model. *Geophys Res Lett*, 37(12): L12701
- Chen S M. 2008. The Kuroshio extension front from satellite sea surface temperature measurements. *J Oceanogr*, 64(6): 891-897
- Duchon C E. 1979. Lanczos filtering in one and two dimensions. *J Appl Meteor*, 18(8): 1016-1022
- Hayes S P, McPhaden M J, Wallace J M. 1989. The influence of sea-surface temperature on surface wind in the eastern equatorial Pacific: Weekly to monthly variability. *J Climate*, 2(12): 1500-1506
- Held I M, Lyons S W, Nigam S. 1989. Transients and the extratropical response to EL Niño. *J Atmos Sci*, 46(1): 163-176
- Hoskins B J, Valdes P J. 1990. On the existence of storm-tracks. *J Atmos Sci*, 47(15): 1854-1864
- Joyce T M, Kwon Y O, Yu L. 2009. On the relationship between synoptic wintertime atmospheric variability and path shifts in the Gulf Stream and the Kuroshio Extension. *J Climate*, 22(12): 3177-3192
- Lindzen R S, Farrell B. 1980. A simple approximate result for the maximum growth rate of baroclinic instabilities. *J Atmos Sci*, 37(7): 1648-1654
- Minobe S, Miyashita M, Kuwano-Yoshida A, et al. 2010. Atmospheric response to the Gulf Stream: Seasonal variations. *J Climate*, 23: 3699-3719
- Mizuno K, White W B. 1983. Annual and interannual variability in the Kuroshio Current system. *J Phys Oceanogr*, 13(10): 1847-1867
- Mizuta R, Matsueda H, Endo H, et al. 2011. Future change in extratropical cyclones associated with change in the upper troposphere. *J Climate*, 24(24): 6456-6470
- Nakamura H, Sampe T, Tanimoto Y, et al. 2004. Observed associations among storm tracks, jet streams and midlatitude oceanic fronts//Wang C, Xie S P, Carton J A. *Earth's Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction*. *Geophys Monogr*, AGU, 147: 329-345
- Nakamura H, Nishina A, Minobe S. 2012. Response of storm tracks to bimodal Kuroshio path states south of Japan. *J Climate*, 25(21): 7772-7779
- Nakamura M, Miyama T. 2014. Impacts of the oyashio temperature front on the regional climate. *J Climate*, 27(20): 7861-7873
- Nitani H. 1972. *Beginning of the Kuroshio*//Stommel H, Yoshida K. *Kuroshio; Physical Aspects of the Japan Current*. Seattle: University of Washington Press, 129-164
- O'Reilly C H, Czaja A. 2015. The response of the Pacific storm track and atmospheric circulation to Kuroshio Extension variability. *Quart J Roy Meteor Soc*, 141(686): 52-66
- Ogawa F, Nakamura H, Nishii K, et al. 2012. Dependence of the climatological axial latitudes of the tropospheric westerlies and storm tracks on the latitude of an extratropical oceanic front. *Geophys Res Lett*, 39(5): L05804
- Qiu B. 2003. Kuroshio extension variability and forcing of the Pacific decadal oscillations: responses and potential feedback. *J Phys Oceanogr*, 33(12): 2465-3482
- Small R J, de Szoeke S P, Xie S P, et al. 2008. Air-sea interaction over ocean fronts and eddies. *Dyn Atmos Oceans*, 45(3-4): 274-319
- Su J, Guan B, Jiang J. 1990. The Kuroshio. Part I: Physical features. *Oceanogr Mar Biol Ann Rev*, 28: 11-71
- Sweet W, Fett R, Kerling J, et al. 1981. Air-sea interaction effects in the lower troposphere across the north wall of the Gulf Stream. *Mon Wea Rev*, 109(5): 1042-1052
- Tokenaga H, Tanimoto Y, Xie S P, et al. 2009. Ocean frontal effects on the vertical development of clouds over the western North Pacific: In situ and satellite observations. *J Climate*, 22(16): 4241-4260
- Wallace J M, Hobbs P V. 2006. *Atmospheric Science: An Introductory Survey*. 2nd ed. New York: Academic Press, 483pp
- Wu Y, Ting M F, Seager R, et al. 2011. Changes in storm tracks and energy transports in a warmer climate simulated by the GFDL CM2.1 model. *Climate Dyn*, 37(1-2): 53-72
- Xu H M, Xu M M, Xie S P, et al. 2011. Deep atmospheric response to the spring Kuroshio over the East China Sea. *J Climate*, 24(18): 4959-4972
- Yin J H. 2005. A consistent poleward shift of the storm tracks in simulations of 21st century climate. *Geophys Res Lett*, 32(18): L18701