

苑俐, 肖子牛. 2017. 冬季黑潮延伸体海区海洋锋强度变化及其与北太平洋风暴轴的关系 [J]. 大气科学, 41 (6): 1141–1155. Yuan Li, Xiao Ziniu. 2017. The variability of the oceanic front in Kuroshio Extension and its relationship with the Pacific storm track in winter [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 41 (6): 1141–1155, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1705.16276.

# 冬季黑潮延伸体海区海洋锋强度变化及其与北太平洋风暴轴的关系

苑俐<sup>1</sup> 肖子牛<sup>2</sup>

1 中国气象科学研究院, 北京 100081

2 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室 (LASG), 北京 100029

**摘 要** 利用英国哈德莱中心 (Hadley Center) 1949~2014 年表层海温资料, 将黑潮延伸体海区海温经向梯度的大值区域的平均值定义为黑潮延伸体及其北部海洋锋强度指数 (KEFI), 利用数据分析方法研究了各季节 KEFI 的变化特征及其与北太平洋风暴轴的关系。分析表明, 各季节的 KEFI 存在明显的年际和年代际变化特征, 同时在冬季与北太平洋瞬时方差有显著正相关, 两者在风暴轴主体位置的相关性最为显著, 并且这种相关性在 KEFI 超前一个月时就所显现, 同时对后期风暴轴也有一定影响, 即冬季黑潮延伸体海区海洋锋的强度会影响风暴轴区域瞬时方差的变化。之后主要分析了这种影响的可能机制, 发现在冬季 KEFI 高值年, 由于海洋锋两侧的热量输送差异更加明显, 导致海洋锋附近的近表面气温经向梯度增强, 维持了近表面的斜压性, 促进涡动热量的向极输送和海洋锋南侧的向上输送, 有利于瞬时涡旋的发展。另外大尺度环流场与冬季黑潮延伸体海洋锋也有关系, 具体表现为, 在海洋锋强年, 阿留申低压加深, 副热带高压略有加强, 对应的对流层低层位势高度场在 40°N 以北有负变高, 以南有正变高, 同时高空极锋急流加强, 副热带西风急流减弱加宽北抬, 海洋锋偏弱年的变化则相反。因此, 冬季黑潮延伸体及其北部的海洋锋主要通过两侧海表热量输送差异不断产生气温梯度, 进而维持斜压性以促进上层风暴轴的发展。

**关键词** 黑潮延伸体 海洋锋 风暴轴

**文章编号** 1006-9895(2017)06-1141-15

**中图分类号** P461

**文献标识码** A

**doi:**10.3878/j.issn.1006-9895.1705.16276

## The Variability of the Oceanic Front in Kuroshio Extension and Its Relationship with the Pacific Storm Track in Winter

YUAN Li<sup>1</sup> and XIAO Ziniu<sup>2</sup>

1 Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

2 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Science and Geophysical Fluid Dynamics (LASG), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

**Abstract** The intensity index of Kuroshio extension and its northern front zone (KEF) is defined as the area average of meridional SST (sea surface temperature) gradient by using Hadley Center's surface sea temperature dataset (1949–2014), and the Kuroshio extension frontal intensity index (KEFI) has seasonal and 10 a interdecadal variations. In winter, the

**收稿日期** 2016-11-29; **网络预出版日期** 2017-05-27

**作者简介** 苑俐, 女, 1992 年出生, 硕士研究生, 主要从事海气相互作用等方面的研究。E-mail: yuanli\_cams@sina.com

**通讯作者** 肖子牛, E-mail: xiaozn@lasg.iap.ac.cn

**资助项目** 国家自然科学基金项目 41490642 (41490640)、41665004

**Funded by** National Natural Science Foundation of China (Grants 41490642/41690640, 41665004)

KEFI has a significant positive correlation with the transient variance in the North Pacific storm track area, and the positive relationship appears when KEFI leads the storm track by one month, which indicates that the intensity of KEF can influence the storm track in winter, and KEFI would influence the subsequent storm track. Further investigations on the possible mechanism reveal that when the winter SST front is stronger, a more significant difference between ocean-air heat fluxes on both sides of the KEF can strengthen the near-surface temperature gradient, which is favorable for the maintenance of the near-surface baroclinicity and the transient heat transport and eventually promotes the development of transient eddies. Additionally, the large-scale circulation is also affected by the KEF in winter. When the KEF is strong, the Aleutian Low deepens and the subtropical high strengthens; 500 hPa potential height increases (decreases) in the south (north), and the subtropical jet becomes weak but wide. It is found that the oceanic front promotes the development of the storm track by transporting heat upward and maintaining the air temperature gradient in winter.

**Keywords** Kuroshio Extension, Oceanic fronts, Storm tracks

## 1 引言

在北半球两大洋西部, 副热带西边界流由于海洋动力的驱动, 形成暖水向极输送, 并与中高纬上层冷空气形成温差对比, 从而产生强烈的由海洋指向大气的热量输送。包括 Gulf 急流和黑潮及其续流区域在内的西边界流, 对北太平洋中纬度海—气交换有重要意义 (Kwon et al., 2010)。黑潮延伸体是黑潮流系在日本岛南部海域附近向东流入北太平洋的续流部分, 观测资料表明, 黑潮延伸体在其北侧存在着明显的温度锋区, 冬季海表温度经向梯度可达  $3^{\circ}\text{C} (100 \text{ km})^{-1}$ , 海洋锋区附近的海气相互作用十分强烈, 在气候系统中起着重要作用 (Barnet et al., 1999; Wallace and Hobbs, 2006)。

早期对于大尺度海气相互作用的研究表明, 热带地区的海温会对大气产生影响, 而中高纬度地区海盆尺度上则以大气影响海洋为主。20 世纪 90 年代以来, 一系列高分辨率卫星资料的启用, 改变了人们对海洋锋等小尺度海气相互作用的认识 (Hashizume et al., 2002)。海洋锋区的海气相互作用不同于海盆尺度, 其表面风速与海温呈正相关, 表现为海洋对大气的强迫作用 (Xie, 2004; 徐海明等, 2008)。对于海洋锋影响大气的机制主要有两种: 一种是垂直混合机制, 即高温海区边界层大气不稳定会使垂直混合增强, 上层动量下传使海表风速增强 (Hayes et al., 1989; Wallace et al., 1989); 另一种是气压调整机制, 即暖海水加热大气使海平气压降低, 而冷水区则相反, 空气在气压梯度力的作用下由冷水区向暖水区加速 (Linzen and Nigam, 1987)。有研究表明两种机制在大气响应海洋锋变化的过程中都有所贡献 (Warner et al., 1990; Kelly et al., 2010), Xu and Xu (2015) 利用 WRF 模式研究黑潮海洋锋时发现, 表层风向不同时, 大气对黑潮海洋锋的响应有所不

同: 当表层风沿海洋锋时气压调整机制对大气的影  
响更为重要, 而当表层风向垂直于海洋锋时, 垂直  
混合机制起到更主要的作用。

近年来研究表明, 海洋锋对大气的影  
响不仅限于边界层, 还能影响到对流层大气, Minobe et al. (2008) 的研究指出, 跨湾流区的强经向海温梯度不仅能导致表面风场辐合, 进而在湾流区上空形成一条窄而强的降水带, 还能导致强的上升运动, 从而影响整层大气 (Tokinaga et al., 2009)。黑潮延伸体及其北部海洋锋区所在的中纬度北太平洋地区, 上层大气环流表现为显著的瞬变扰动, Blackmon (1976) 在 19 世纪 70 年代通过滤波资料发现这一特点, 并将瞬变方差局地极大值区域定义为风暴轴。北半球两大风暴轴分别位于北大西洋和北太平洋上空, 北大西洋风暴轴强于北太平洋风暴轴, 其中北太平洋风暴轴有强度和南北位置的变化, 同时伴随着纬向西风急流的异常 (Wettstein and Wallace, 2010)。Hoskins and Valdes (1990) 早在九十年代研究发现, 大气斜压不稳定性是风暴轴成长的至关重要的因素, 并定义了判定大气斜压不稳定性率的指数。同时有研究表明海洋锋对天气尺度涡旋有一定的影响: 在黑潮区域, 冷暖两侧的海气热量交换会在大气底部产生差异, 从而维持大气斜压性 (Nakamura et al., 2004); 春季黑潮延伸体海洋锋区的经向位移与 6 月太平洋区域风暴轴的南北位置有对应关系 (马静和徐海明, 2012); 副热带海洋锋的经向海温梯度加强时, 中纬度的高频涡旋 (2~7 d) 活动增强而低频涡旋 (10~90 d) 活动减弱 (Wang et al., 2016)。

可以猜想, 黑潮延伸体及其北部海洋锋两侧不同的海气热量交换, 对近表层以及上层大气环流必将产生一定影响, 原因是由于海温锋面会通过海气热量输送使上层大气产生较强的气温经向梯度, 并

导致表面大气具有强斜压性, 从而导致斜压涡动能迅速发展, 从而促进和维持风暴轴活动(赵永平和 McBean, 1995; Nakamura et al., 1997, 2004, 2008; Hotta and Nakamura, 2011; Ogawa et al., 2012), 因此黑潮延伸体及其北部的海洋锋区域是副热带北太平洋海气相互作用的关键区。

但是目前国内对于黑潮延伸体及其北部海洋锋强度变化对北太平洋风暴轴影响的研究还不多, 本文尝试定义一种可以表征黑潮延伸体及其北部海洋锋强度的指数, 并利用这种指数来分析黑潮延伸体及其北部海洋锋对北太平洋风暴轴的影响过程。

## 2 资料和方法

### 2.1 资料

(1) 英国哈德莱中心(Hadley Center)提供的逐月全球海温资料, 水平分辨率的为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ , 本文选取的时间段为1949年1月至2014年12月(Rayner et al., 2003)。

(2) 美国环境预报中心(National Center for Environmental Prediction, 简称NCEP)和美国国家大气研究中心(National Center for Atmosphere Research, 简称NCAR)联合发布的全球大气的再分析资料, 该资料采用了先进的全球同化系统和大量的观测资料, 包括多层高度、温度、风场、气压场等一系列大气要素变量。本文使用的为逐日及逐月的位势高度、多层风场和850 hPa气温场, 水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ , 资料始于1948年6月, 本文选取时间段为1949年1月至2014年12月。同时还使用了高斯分布(T62)的全球逐月表面感热和潜热通量(向上为正), 格点数为 $192 \times 94$ 。

(3) 美国 Woods Hole 海洋研究所提供的月平均海表净热通量(向下为正), 水平分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ , 所使用的资料长度为1984年1月至2009年12月(Yu et al., 2008)。该资料集合了浮标观测、轮船报告、卫星反演和同化资料, 最大限度的减小了数据的系统误差和随机误差。

### 2.2 黑潮延伸体海洋锋以及风暴轴的表征方法

由于海洋锋表现为强经向海温梯度, 本文利用海温的经向梯度大小来表示黑潮延伸体区及其北部海洋锋的强度, 并规定海温向北递减为正梯度, 计算公式表示为

$$g(i, j) = \frac{SST(i, j-1) - SST(i, j+1)}{2\Delta y}, \quad (1)$$

其中,  $i, j$  分别表征经向和纬向格点,  $g(i, j)$  为海温经向梯度,  $\Delta y$  为经向两个格点之间的距离(单位: 100 km)。图1为利用公式(1)计算得到的经向海温梯度分布, 可以看到在黑潮延伸体区及其北部, 梯度几乎都为正值。

表征风暴轴的方法可以分为拉格朗日观点和欧拉观点, 对于研究中纬度天气尺度瞬时扰动的问题, 欧拉方法更为简洁和实用, 这种方法不用考虑由于不用的追踪方法和不同的空间分辨率所造成的结果上的差异。一般以各种变量天气尺度(2.5~6 d)滤波方差或者均方差来表征风暴轴, 本文利用朱伟军等(2000)设计的31点数字滤波器, 从500 hPa逐日位势高度原始资料中直接滤出2.5~6 d的瞬变涡动, 将滤波资料按月份计算得到每月的月平均带通滤波方差即瞬变方差, 500 hPa位势高度场的瞬变方差的局地极大值可以代表风暴轴的位置和强度(朱伟军和孙照渤, 2000)。通常直接利用北太平洋区域天气尺度瞬变方差的EOF分解的前几模态来表征风暴轴的时空变化, 其中第一模态为中心强度变化型, 对应的时间系数可以定义为北太平洋风暴轴强度指数(North Pacific Stormaxis Intensity Index, 简称NII)(Lau, 1988; 胡增臻和黄荣辉, 1997; Chang and Fu, 2002)。同时, 利用这种滤波方法计算了1949~2014年冬季的涡动热量经向输送和垂直输送。本文中若无特殊说明, 风暴轴均指代北太平洋风暴轴, 海洋锋指代黑潮延伸体及其北部海洋锋区。

## 3 黑潮延伸体海洋锋指数

### 3.1 海洋锋强度指数的季节变化特征

利用公式(1)计算黑潮延伸体及其附近海域的海温经向梯度, 并进行多年季节平均(冬季: 12月、次年1月、2月; 春季: 3月、4月、5月; 夏季: 6月、7月、8月; 秋季: 9月、10月、11月), 图1为各季节海温经向梯度的空间分布, 可以明显看到, 在黑潮延伸体北侧有由西向东延伸的带状梯度正值区, 其中有一强中心和次中心区域, 中心强度和南北位置均存在明显季节变化: 在冬季(图1a)和春季(图1b), 黑潮延伸体海温梯度达到最大强度, 秋季强度最弱(图1d); 同时春季的中心区域达到最南端, 之后随季节变化向北推进, 在秋季达到最北; 带状模态也具有明显的季节变化, 在强度较强的冬季和春季, 带状分布处于收缩型, 次中心

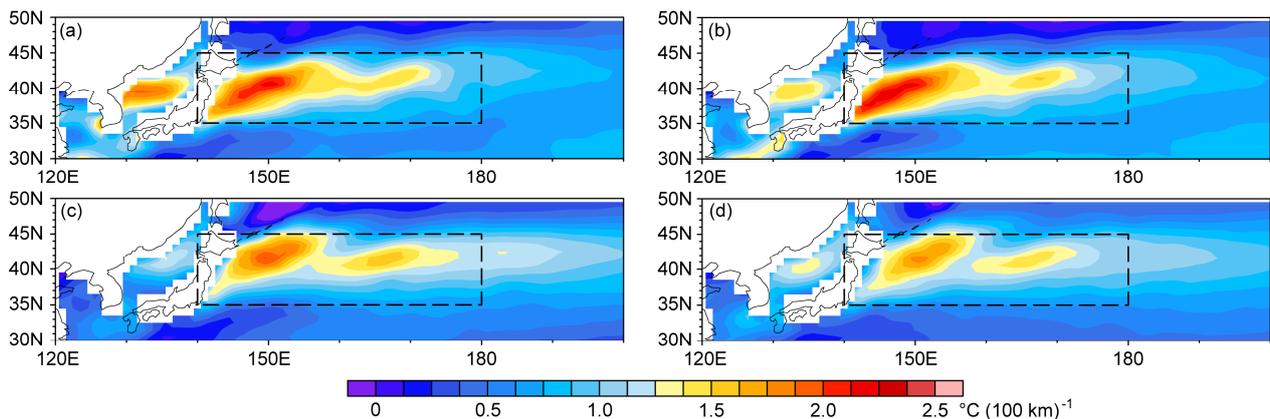


图1 1949~2014年黑潮延伸体及附近海域海温经向梯度季节分布[单位:  $^{\circ}\text{C} (100 \text{ km})^{-1}$ ]: (a) 冬季; (b) 春季; (c) 夏季; (d) 秋季。虚框内为所选区域

Fig. 1 Variation of meridional SST (sea surface temperature) gradient [units:  $^{\circ}\text{C} (100 \text{ km})^{-1}$ ] around Kuroshio extension in (a) winter, (b) spring, (c) summer, and (d) autumn during 1949–2014. The dashed box denotes the selected area for index calculation

强度较强且位置靠近于强中心，而在强度较弱的夏秋两季，带状分布偏于伸长型，次中心强度较弱并明显向东延展。

根据梯度的中心区域在不同季节的分布情况，原则上选取能够把所有强度超过  $1.5^{\circ}\text{C} (100 \text{ km})^{-1}$  的点包含在内的范围作为我们所研究的海洋锋区域，在本文中选取 ( $35^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{N}$ ,  $140^{\circ}\sim 180^{\circ}\text{E}$ ) 作为计算海洋锋强度指数 (Kuroshio Extension Frontal Index, 简称 KEFI) 的有效区域，对该区域内的经向海温梯度进行区域平均，并进行标准化，得到 KEFI。

对 KEFI 进行季节平均，并进行五点滑动平均和功率谱分析 (图 2)。可以看到，KEFI 在四季都存在  $2\sim 4 \text{ a}$  左右的低频变化周期。在更长时间的频段，春夏秋季均存在显著的十年周期的年代际变化，但冬季的变化周期却表现为  $6\sim 7 \text{ a}$  的显著变化周期。对于年际和年代际变化，这与 Qiu and Chen (2005) 指出的黑潮延伸体的强度及伸缩模态存在的年代际变化相似，其信号与太平洋十年涛动 PDO 指数有较好的相关性。

### 3.2 KEFI 与北太平洋风暴轴的关系

北太平洋风暴轴是北太平洋中纬度海气系统的成员之一，与黑潮延伸体有密切的关系。由于风暴轴是天气尺度涡动最强烈的区域，因此可以用天气尺度扰动动能达到一定阈值来定义风暴轴，同时扰动动能最强的区域也是位势高度扰动最强烈的区域，并且利用天气尺度平均位势高度瞬变方差来定义风暴轴可以简化对物理量的计算，减小计算误差。在本文中根据朱伟军等 (2000) 的定义方法，

将  $500 \text{ hPa}$  天气尺度位势高度瞬变方差大于  $20 \text{ dagpm}^2$  的区域视为风暴轴，接下来利用本文定义的黑潮延伸体海洋锋强度指数，分析研究各季节黑潮延伸体海洋锋与北太平洋风暴轴之间的关系。

图 3 反映的是各季节的 KEFI 与  $500 \text{ hPa}$  位势高度瞬变方差的相关系数场，每个季节的 KEFI 都在不同程度上与瞬变方差都有一定的相关性，从图中可见：冬季，显著正相关区域分布在中纬度北太平洋中部，同时在其南侧有显著负相关区域 (图 3a)；春季，中纬度北太平洋为一正相关带，向东延伸至北美大陆沿岸，南侧为负相关，相关性不显著 (图 3b)；夏季正相关区域位于  $130^{\circ}\text{E}\sim 180^{\circ}$  之间，与春季不同的是在北太平洋东部为负相关，相关性同样较弱 (图 3c)；秋季显著正相关区域增大，位于北太平洋中部，与其他季节的差异在于正相关分布型不再是东西带状，而在  $170^{\circ}\text{E}$  左右向南偏移，一直延伸至  $20^{\circ}\text{N}$ ，同时在中低纬度的北太平洋东部存在一个相对较弱的正相关中心 (图 3d)。从相关系数分布型可以看到，各季节均显现出大约以  $40^{\circ}\text{N}$  为界的北正南负型。但在秋、冬季节，KEFI 与北太平洋上的瞬变方差强度的相关性最为显著，且在风暴轴活跃区域为显著正相关。

风暴轴通常在冬季达到发展旺盛时期，这可能是冬季黑潮延伸体锋与风暴轴的关系最显著的原因之一。这种以北部为中心的正相关分布型与已有研究结果基本一致 (Nakamura et al., 2012)，即黑潮延伸体锋区较强时对应于风暴轴强度偏强。

从相关系数的空间分布中发现，冬季 KEFI 与

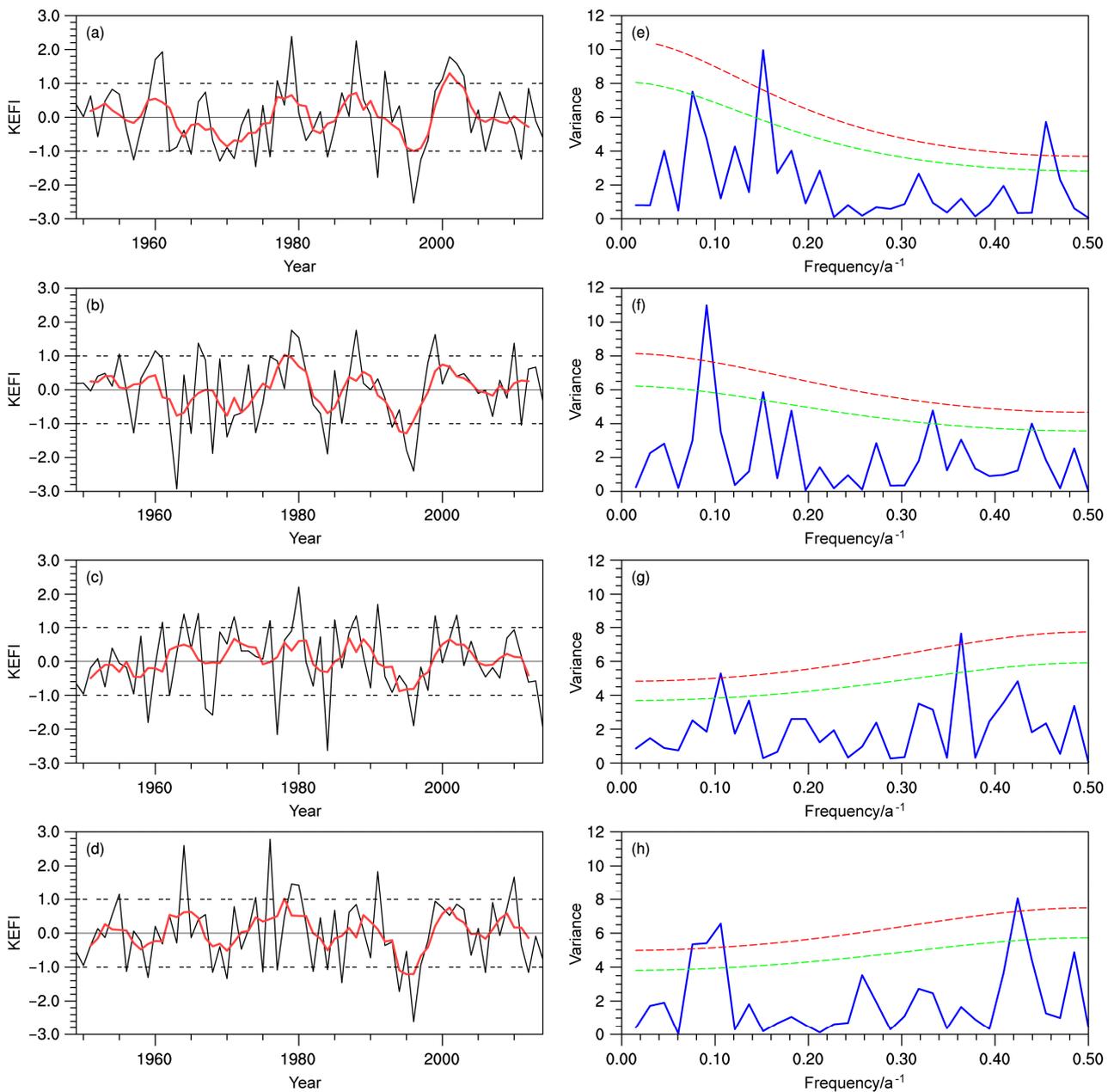


图2 1949~2014年海洋锋强度指数指数 (Kuroshio Extension Frontal Index, 简称 KEFI; 左列) 及功率谱分析 (右列) 季节变化: (a, e) 冬季; (b, f) 春季; (c, g) 夏季; (d, h) 秋季。(a-d) 中黑色实线为 KEFI, 红色实线为九点二次平滑结果; (e-h) 中蓝色实线为频率, 绿色和红色虚线分别为通过 90%和 95%的信度水平检验

Fig. 2 Variation of KEFI (Kuroshio Extension Frontal Index; left column) and power spectra (right column) in (a, e) winter, (b, f) spring, (c, g) summer, and (d, h) autumn during 1949–2014. The red solid line denotes the smoothing result in (a–d); in (e–h), the bluesolid line denote frequency, the green and red dotted lines indicate the 90% and 95% confidence levels, respectively

北太平洋风暴轴区域瞬变方差的关系最好, 为了探究这种相关性的产生原因, 图4进一步给出了冬季风暴轴与黑潮延伸体区域海温梯度的平均强度和位置, 以及冬季风暴轴强度指数 (NII) 与 KEFI 的时间序列图。为避免 ENSO 信号对中纬度海温和天气尺度涡旋的影响, 图4b 中的 NII 与 KEFI 均已线

性去除 ENSO 信号。从图4a 可以更为清楚地看到, 风暴轴所表征的天气尺度滤波方差主要集中在中纬度北太平洋区域, 东西向横跨近 100 个经度, 纬向范围在 30°~60°N 以内, 中心平均强度在 26 dagpm<sup>2</sup> 左右, 中心的气候态位置在 150°E~180°, 恰好位于黑潮延伸体出口区上空。因此, 黑潮延伸

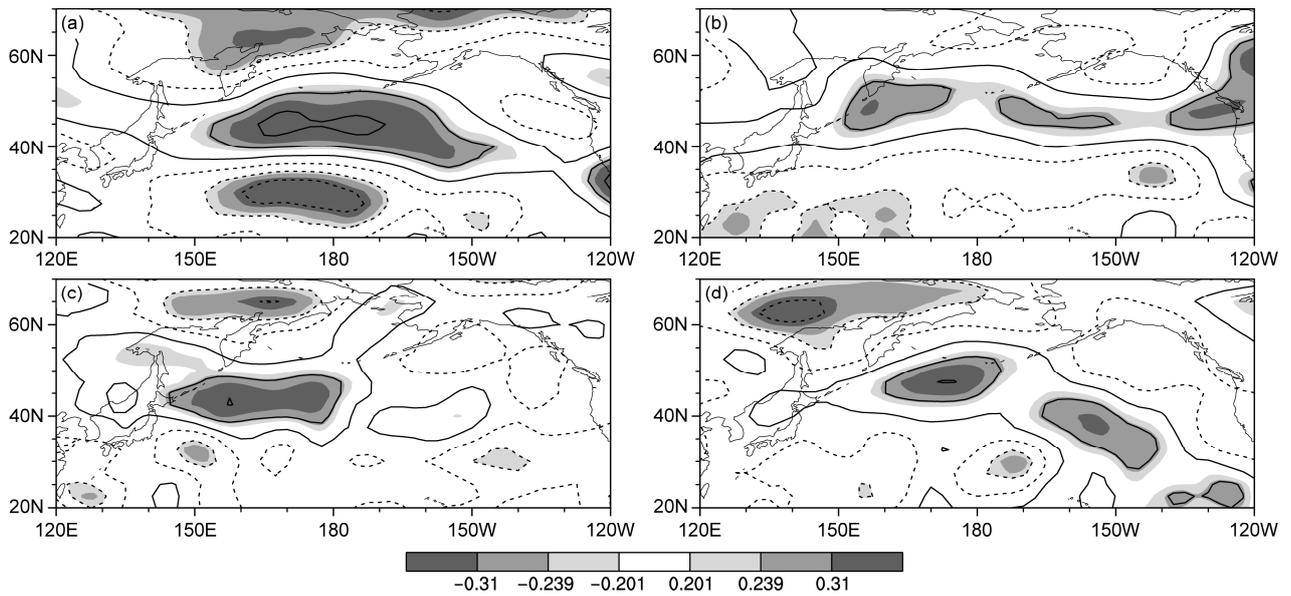


图3 1949~2014年各季节 KEFI 与同期 500 hPa 瞬变方差相关分布: (a) 冬季; (b) 春季; (c) 夏季; (d) 秋季。实线代表正相关, 虚线代表负相关; 填色颜色由浅至深表示分别达到 90%、95%、99% 的信度水平

Fig. 3 Correlation of KEFI and transient variance at 500 hPa in (a) winter, (b) spring, (c) summer, and (d) autumn from 1949 to 2014. The solid line represents positive correlation and the dotted line represents negative correlation; the shaded areas ranging from light to dark indicate 90%, 95%, and 99% confidence levels

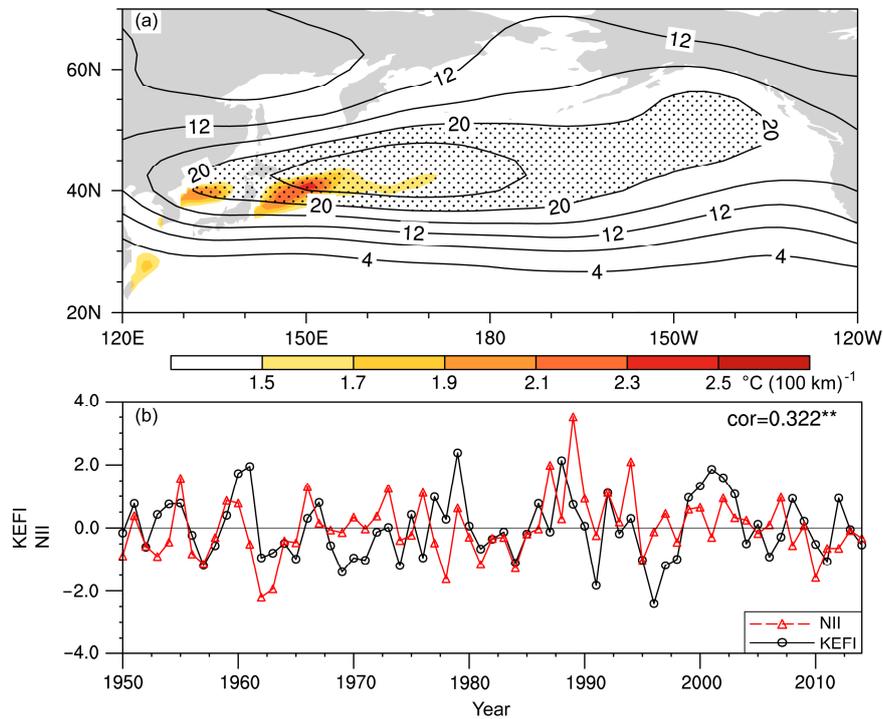


图4 1949/1950~2013/2014年 (a) 冬季平均的北太平洋 500 hPa 天气尺度位势高度滤波方差分布 (等值线, 单位:  $\text{dagpm}^2$ , 打点区域  $\geq 20 \text{ dagpm}^2$ ) 以及黑潮延伸海洋锋区域, 即海温经向梯度  $\geq 1.5^\circ\text{C} (100 \text{ km})^{-1}$  区域 (填色), 以及 (b) 冬季 KEFI 和 NII (北太平洋风暴轴强度指数) 的时间变化序列 (黑色线为 KEFI, 红色线为 NII)

Fig. 4 (a) Average of 500 hPa synoptic-scale geopotential height variance (contours, units:  $\text{dagpm}^2$ , dotted areas indicate variance  $\geq 20 \text{ dagpm}^2$ ) and the Kuroshio extension oceanic front (shaded), where meridional SST gradient  $\geq 1.5^\circ\text{C} (100 \text{ km})^{-1}$ , and (b) time series of KEFI and NII (North Pacific storm axis Intensity Index) in winter from 1949/1950 to 2013/2014

体作为下垫面, 其变化对上层的大气必然有一定的影响。从 NII 与 KEFI 的时间序列图中也可以看出 (图 4b), 二者的变化趋势比较一致, 特别在 1990 年以前, 除去个别年份几乎都为同向同趋势。同时, NII 与 KEFI 的同期相关系数为 0.322, 可以通过 99% 的信度水平检验。以上的分析从空间分布和时间变化的角度都进一步验证了冬季 KEFI 与北太平洋风暴轴强度有很好的同期正相关关系。

北太平洋风暴轴作为北半球中高纬度上重要天气尺度系统, 对下垫面海洋也会有一定的强迫作用, 而本文注重于研究海洋锋对风暴轴的可能影响, 同期相关不足以表明风暴轴对海洋锋强度变化的响应, 那么这里采用超前相关加以证明。图 5 给出 KEFI (3 月滑动平均) 与冬季瞬变方差的超前相关系数分布, 可以看到除了有非常显著的同期相关性以外, 当 KEFI 分别超前冬季瞬变方差两个月 (图 5a) 和一个月 (图 5b) 时, 也有很好的显著正相关, 特别在超前一个月时, 相关显著区域与同期大体一致, 说明 KEFI 在超前冬季一个月时, 就对冬季风暴轴的强度变化有所影响。另外, 冬季 KEFI 对后期北太平洋瞬变方差也存在着一定的持续影响, 可

以看到当北太平洋瞬变方差滞后冬季 KEFI 一个月时 (图 5d), 在北太平洋中纬度即黑潮延伸体海区下游及北部地区, 存在正相关并且有两个显著正相关中心, 而南北两侧为负相关, 说明冬季的黑潮延伸体海洋锋增强时, 后期的北太平洋瞬变方差也会有所增强。上述结果说明, 冬季北太平洋风暴轴会受到前期海洋锋强度的影响, 而且冬季海洋锋也会影响后期北太平洋风暴轴, 二者的同期相关性最为显著, 这可能是由于风暴轴对海洋锋也存在着影响。那么下面就对冬季黑潮延伸体海洋锋对北太平洋风暴轴的影响机制进行深入分析。

## 4 冬季海洋锋影响北太平洋风暴轴的可能机制

### 4.1 冬季北太平洋上风暴轴对海洋锋的响应

为比较 KEFI 异常典型年的大气环流背景的不同, 我们对 1949/1950 年至 2013/2014 年 65 个冬季进行统计, 将 KEFI 超过  $\pm 0.7$  个标准差的年份定义为海洋锋的正位相年份和负位相年份, 得到 16 个正位相年份 (1953/54 年、1959/60 年、1960/61 年、1966/67 年、1976/77 年、1978/79 年、1985/86 年、

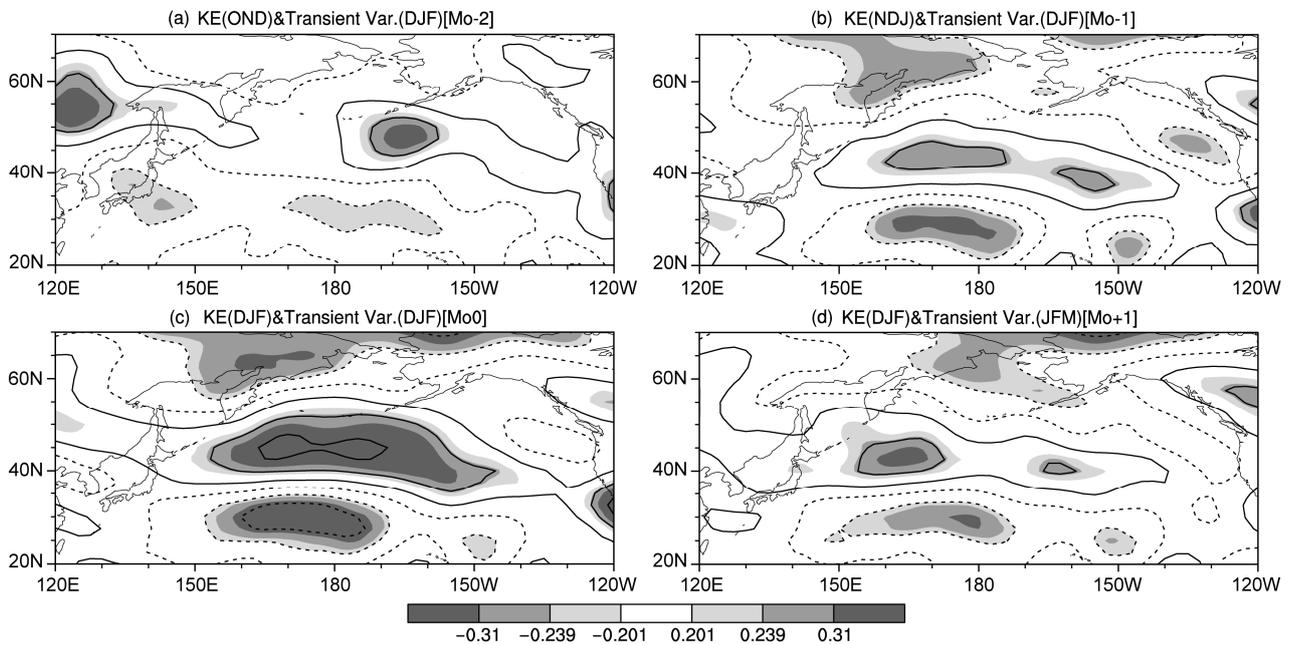


图 5 KEFI (3 月滑动平均) 与冬季瞬变方差的相关分布: KEFI 分别超前冬季北太平洋瞬变方差 (a) 两个月、(b) 一个月和 (c) 同期的相关系数; (d) 冬季 KEFI 与后期滞后一个月的北太平洋瞬变方差的相关系数分布。实线代表正相关, 虚线代表负相关, 填色颜色由浅至深表示分别达到 90%、95% 和 99% 的信度水平

Fig. 5 Correlation coefficients between (a) two-month-lead, (b) one-month-lead, and (c) simultaneous KEFI (3-month moving average) with winter transient variance over the North Pacific, and correlation coefficient between winter KEFI (3-month moving average) and one-month-lag transient variance over the North Pacific. The solid line represent positive correlation, the dotted lines represent negative correlation, and the shaded areas ranging from light to dark indicate 90%, 95%, and 99% confidence levels

1987/88 年、1991/92 年、1998/99 年、1999/2000 年、2000/01 年、2001/02 年、2002/03 年、2007/08 年和 2011/12 年)和 16 个负位相年份(1956/57 年、1961/62 年、1962/63 年、1964/65 年、1968/69 年、1969/70 年、1970/71 年、1973/74 年、1975/76 年、1983/84 年、1990/91 年、1994/95 年、1995/96 年、1996/97 年、2005/06 年和 2010/11 年), 对这两组 KEFI 异常年份的风场、位势高度场和海平面气压场等进行合成分析。

图 6 为 KEFI 在正负位相年瞬变方差异常合成场, 打点区域均能达到 95% 的信度水平。在 KEFI 处于正位相时, 瞬变方差在风暴轴主体位置及东部地区有增强趋势, 最大显著正异常中心位于气候态位置以东, 即风暴轴强度中心将向东偏移, 而南北两侧显著减弱(图 6a); 同时当 KEFI 为负位相时, 瞬变方差在风暴轴主体位置及附近地区的强度有显著减弱(图 6b)。将合成场与之前的相关系数分布场(图 3)进行对比, 发现合成场与相关系数场的分布特征比较一致, 可以说明海洋锋强度与北太

平洋风暴轴的强度及位置变化确实存在一定关系。

#### 4.2 冬季近表面海气交换对海洋锋异常的响应

关于海洋锋影响风暴轴的可能途径, 我们首先考虑到是海气交换, 海表热通量是一个可以较为直观表征海气交换的物理量, Nakamura et al. (2004) 发现北太平洋亚北极锋区的海温异常对海气热输送有着一定的强迫作用, 在海洋锋区两侧不同的海气热力对比下, 海表热量输送会有明显的差异, 即暖侧向上的热通量增加。

图 7 为在黑潮延伸体及附近海区的净海表感热(图 7a)和潜热输送(图 7b)在海洋锋正负位相年的差值场, 可以看到两种净热输送的正负异常分布型大体一致, 都以  $40^{\circ}\text{N}$  左右为界限, 南侧为向上输送热量的正异常, 北侧为向下输送热量的负异常, 表明在海洋锋较强的年份, 海洋锋南部向大气输送的热量偏多, 而北侧偏少。这是由于热通量通常由海温异常、气温异常及风异常产生, 其中风场产生的热输送异常量级较其他二者小很多可以忽略(Nakamura et al., 2004)。当冬季不断有冷空气从

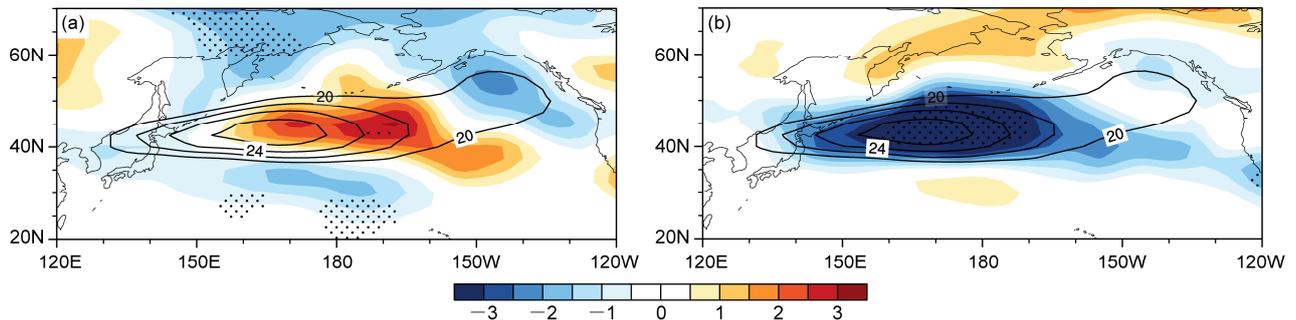


图 6 1949/1950~2013/2014 年冬季 KEFI 位于 (a) 正位相、(b) 负位相时 500 hPa 瞬变方差的异常分布(等值线为冬季风暴轴气候态分布, 单位:  $\text{dagpm}^2$ ; 打点区域表示达到 95% 的信度水平)

Fig. 6 Composite analyses of transient variance anomalies at 500 hPa (shaded) during (a) positive and (b) negative phases of winter KEFI from 1949/1950 to 2013/2014 (contours indicate the storm track climatology, units:  $\text{dagpm}^2$ , the dotted areas indicate the composite anomalies at the 95% confidence level)

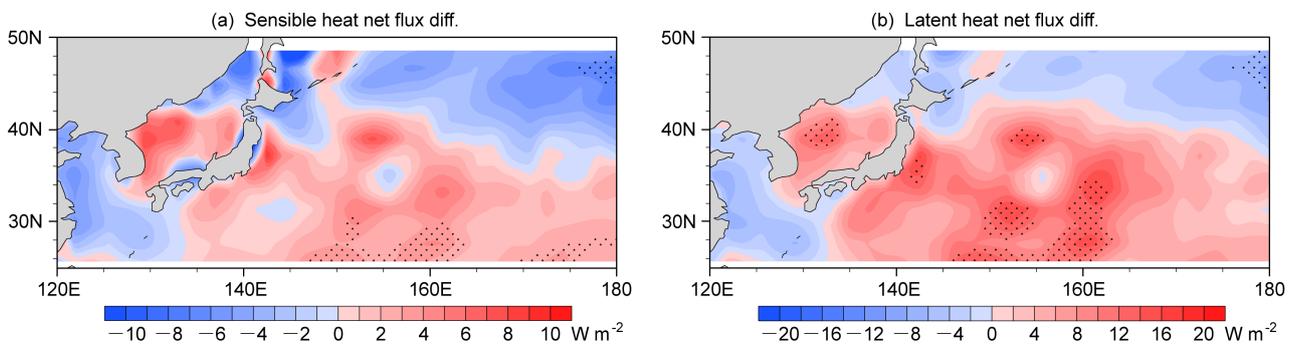


图 7 1949/1950~2013/2014 年冬季 (a) 感热输送和 (b) 潜热输送在 KEFI 正、负位相年的差值场(单位:  $\text{W m}^{-2}$ ), 向上输送为正, 打点区域通过 90% 信度水平的检验

Fig. 7 Composite differences (units:  $\text{W m}^{-2}$ ) of (a) the sensible heat flux anomalies and (b) latent heat flux anomalies between positive and negative phases of KEFI in winter from 1949/1950 to 2013/2014. Upward transport is positive, and the dotted areas indicate composite differences at the 90% confidence level.

大陆向海洋上移动, 由于南北两侧的海温差异使海洋锋南侧的海气热力对比增强, 海洋会释放更多的热量到大气中, 而由于北侧热力对比弱, 释放的热量相对较少。

近表面大气受到海表热通量的加热后, 其气温会随之升高, 并且由于两侧热通量的差异, 两侧气温变化有所差异, 使气温经向梯度发生变化。图 8 为 850 hPa 高度上气温的经向梯度在海洋锋正负位相年的平均分布和差值场 (负值代表气温向北递减), 由于太阳辐射不均匀, 在北太平洋区域气温经向梯度均为负值, 即向北递减, 同时在黑潮及黑潮延伸体区域上空有一个带状大值区, 东西范围在  $120^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$  之间, 南端在黑潮区域即  $25^{\circ}\text{N}$  左右, 北端位于黑潮延伸体以北即  $40^{\circ}\text{N}$  附近, 与海温梯度的位置有很好的对应关系。当海洋锋偏强时 (图 8a), 黑潮延伸体上空的大值区同样加强并向东伸, 最强梯度可以达到  $-1.3^{\circ}\text{C} (100\text{ km})^{-1}$ , 中心位置位于  $(35^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}, 130^{\circ}\sim 155^{\circ}\text{E})$  范围内, 且  $-1.2^{\circ}\text{C} (100\text{ km})^{-1}$  等梯度线向东伸至  $160^{\circ}\text{E}$ ; 当海洋锋偏弱时 (图 8b), 中心强度较强年有明显减弱, 同时带状形态向西收缩,  $-1.2^{\circ}\text{C} (100\text{ km})^{-1}$  等梯度线东端收缩至  $150^{\circ}\text{E}$ ; 差值场中能明显看出, 海洋锋偏强时气温向极递减的经向梯度在黑潮延伸体及附近

区域有显著增强, 南北两侧表现为气温向极异常递增 (图 8c)。在海洋锋偏强年, 海洋锋北侧较南侧向上释放热量更多, 导致南侧对流层低层的气温升高, 气温向极递减的趋势增强, 这种气温经向梯度分布有利于风暴轴发生发展所需的斜压性的维持 (Nakamura et al., 2009)。

由于海洋锋与风暴轴存在着显著的同期正相关, 上述海表热通量以及气温梯度的变化是否也受到风暴轴的影响? 下面我们用一元线性回归方法, 简单分析海洋锋和风暴轴分别对海表热通量和气温梯度的影响。图 9 为冬季海温经向梯度、850 hPa 气温梯度以及海表净热通量分别回归至 KEFI 和 NII 的回归系数空间分布。通过对比回归结果可以发现, 风暴轴强度对海温经向梯度的影响不大 (图 9b); 海洋锋加强有利于在黑潮延伸体海区产生向上的净热量输送 (图 9c), 而风暴轴产生的影响作用则与之相反 (图 9d); 相应地, 气温梯度对 KEFI 和 NII 的响应程度也有所差异, 海洋锋增强会使黑潮延伸体海区及下游区域的 850 hPa 气温增强 (图 9e), 同时在该区域风暴轴的影响作用不明显 (图 9f)。

根据以上结果, 可以说明海表热通量以及气温梯度在海洋锋高低值年的异常变化主要是由海洋锋强度引起的。

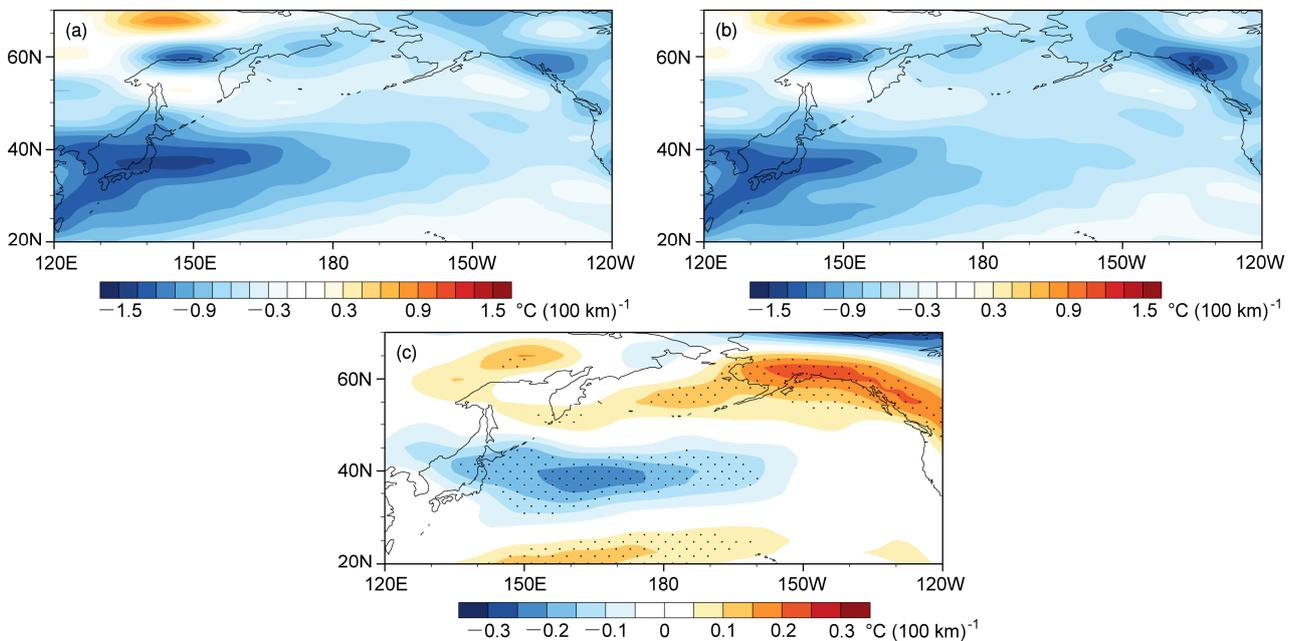


图 8 1949/1950~2013/2014 年冬季 850 hPa 气温经向梯度在 KEFI (a) 正位相年、(b) 负位相年的合成及其 (c) 差值分布 [负值表示气温向极递减, 单位:  $^{\circ}\text{C} (100\text{ km})^{-1}$ ], 打点区域表示达到 95% 的信度水平

Fig. 8 Composite analyses of meridional air temperature gradient at 850 hPa during (a) positive and (b) negative phases of winter KEFI, and (c) the difference during 1949/1950–2013/2014. Negative values indicate the temperature decreases poleward, units:  $^{\circ}\text{C} (100\text{ km})^{-1}$ ; dotted areas indicate composite differences at the 95% confidence level

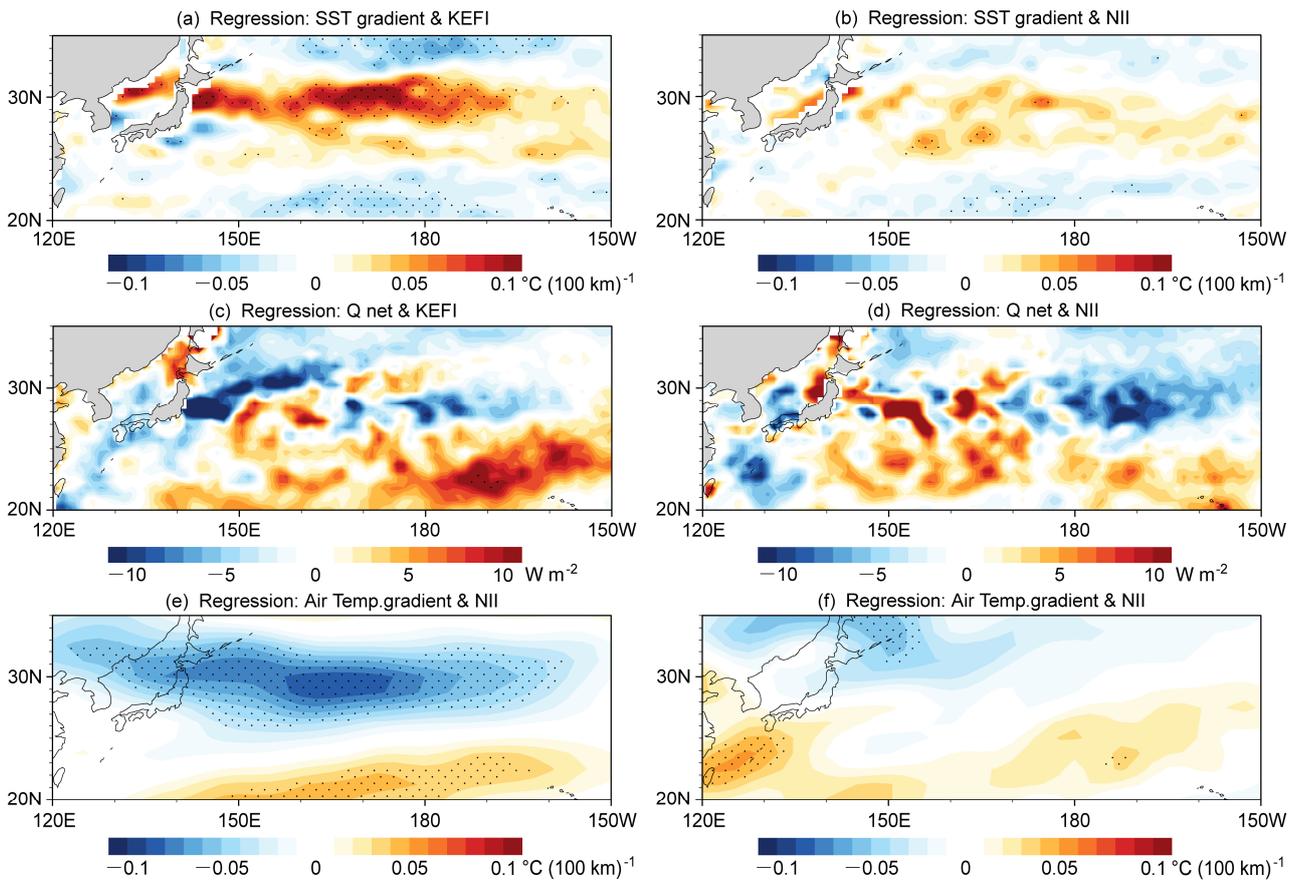


图9 冬季(a-b)海温经向梯度、(c-d)海表净热通量以及(e-f)850 hPa气温梯度分别回归至冬季KEFI(左列)和NII(右列)的回归系数空间分布,打点区域表示通过95%的信度检验

Fig. 9 Distributions of the regression coefficients for (a-b) SST meridional gradient, (c-d) surface net heat fluxes, (e-f) air temperature at 850 hPa regressed on KEFI (left panels) and NII (right panels) in winter. Dotted areas denote regression coefficients at the 95% confidence level

### 4.3 冬季涡动热量输送对海洋锋的响应

通过上面的初步分析可以发现,海洋锋对上层大气的影响主要是通过热量输送的方式来实现,那么与风暴轴相联系的涡动热量输送随海洋锋的强弱变化会有怎样的响应呢?下面给出 $150^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 纬向平均的涡动热量垂直输送(图10)和850 hPa涡动热量经向输送(图11)在海洋锋正负位相年的分布及差值场,正值代表向上输送。涡动热量垂直输送的大值区主要位于黑潮延伸体区域 $30^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{N}$ 范围内,在海洋锋偏强的年份(图10a),中心位置向南偏移至 $30^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ ,同时强度明显增强;当海洋锋偏弱时(图10b),涡动热量向上输送偏弱,平均纬度位置在 $35^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{N}$ ;在差值场中能清晰看到以 $40^{\circ}\text{N}$ 为界,南侧有涡动热量向上输送的正异常,北侧为负异常,异常中心能通过95%的信度检验,这种异常在垂直方向上可以到达300 hPa的高度,异常的大值中心在500 hPa左右,与风暴轴的所在

的高度相对应(图10c)。说明海洋锋增强使锋区南侧的涡动热量向上输送增强,北侧减弱,产生这种现象的原因主要是因为南侧下垫面海气热力对比比较强,垂直混合作用增强,使涡动热量垂直输送增强。

接下来分析涡动热量经向输送对海洋锋的响应。涡动热量经向输送的分布形态和气候位置与风暴轴相似,主要位于北太平洋中纬度 $30^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{N}$ 范围内,正值代表向极输送。在海洋锋正位相年(图11a),涡动热量经向输送主体位置的西部明显增强,最大输送中心在 $150^{\circ}\sim 170^{\circ}\text{E}$ ,最大值为 $8.5\text{ K m s}^{-1}$ ,并且整体形态向东扩展;在海洋锋负位相年(图11a),涡动热量经向输送整体减弱,最大值为 $7\text{ K m s}^{-1}$ ,主体位置相对正位相年基本不变,经向范围有所收缩。这种差异同样反映在海洋锋正负位相年涡动经向热量输送差值图上(图11c),由图可见,在黑潮延伸体海洋锋所在的纬度范围内,即 $35^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{N}$ ,

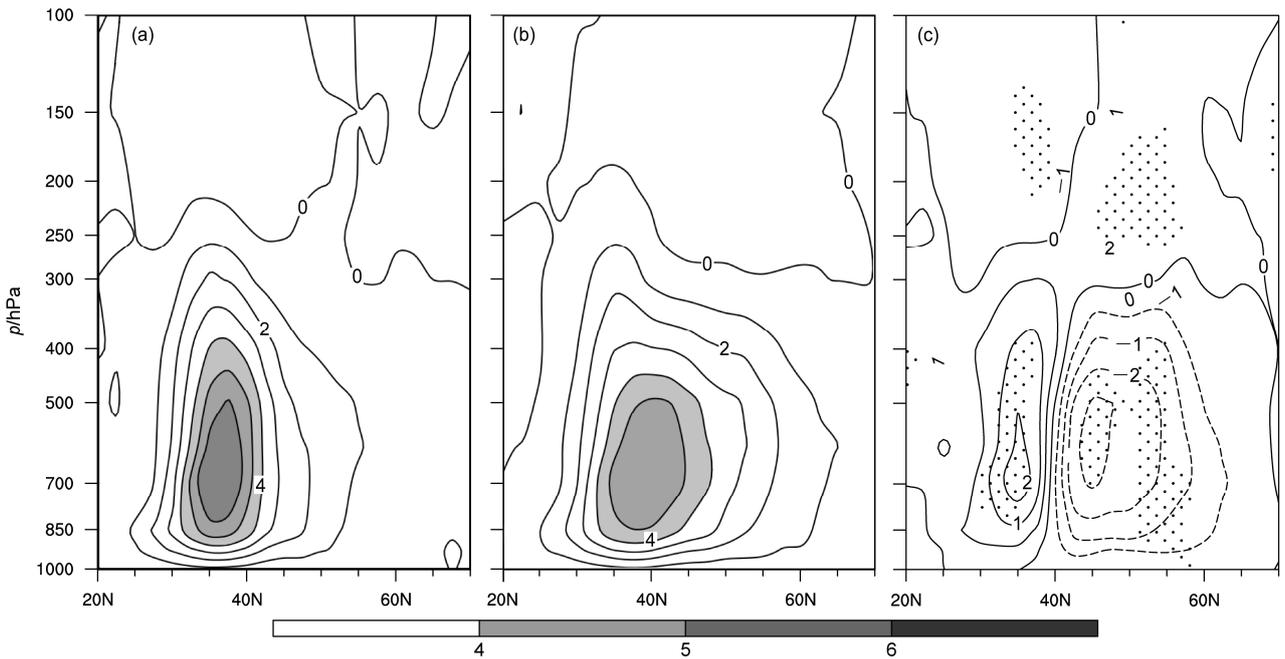


图 10 1949/1950~2013/2014 年冬季 150°~160°E 纬向平均的涡动热量垂直输送  $\omega'T'$  在 KEFI (a) 正位相年、(b) 负位相年的合成及其 (c) 差值分布 (单位:  $0.01 \text{ K m s}^{-1}$ )。为了更加直观, 这里将垂直速度放大 100 倍, 同时规定向上为正; (a、b) 中等值线间隔为 1, (c) 中为 0.5; 填色区域代表大于  $0.04 \text{ K m s}^{-1}$ ; 打点区域表示通过 95% 的信度检验

Fig. 10 Composite analysis of upward eddy heat fluxes  $\omega'T'$  (averaged over  $150^\circ\text{--}160^\circ\text{E}$ ) during (a) positive and (b) negative phases of winter KEFI, and (c) the difference during 1949/1950–2013/2014 (units:  $0.01 \text{ K m s}^{-1}$ ).  $\omega$  is amplified by one hundred times and upward is positive, the shadings represent the values  $>0.04 \text{ K m s}^{-1}$  and the dotted areas denote composite differences at the 95% confidence level

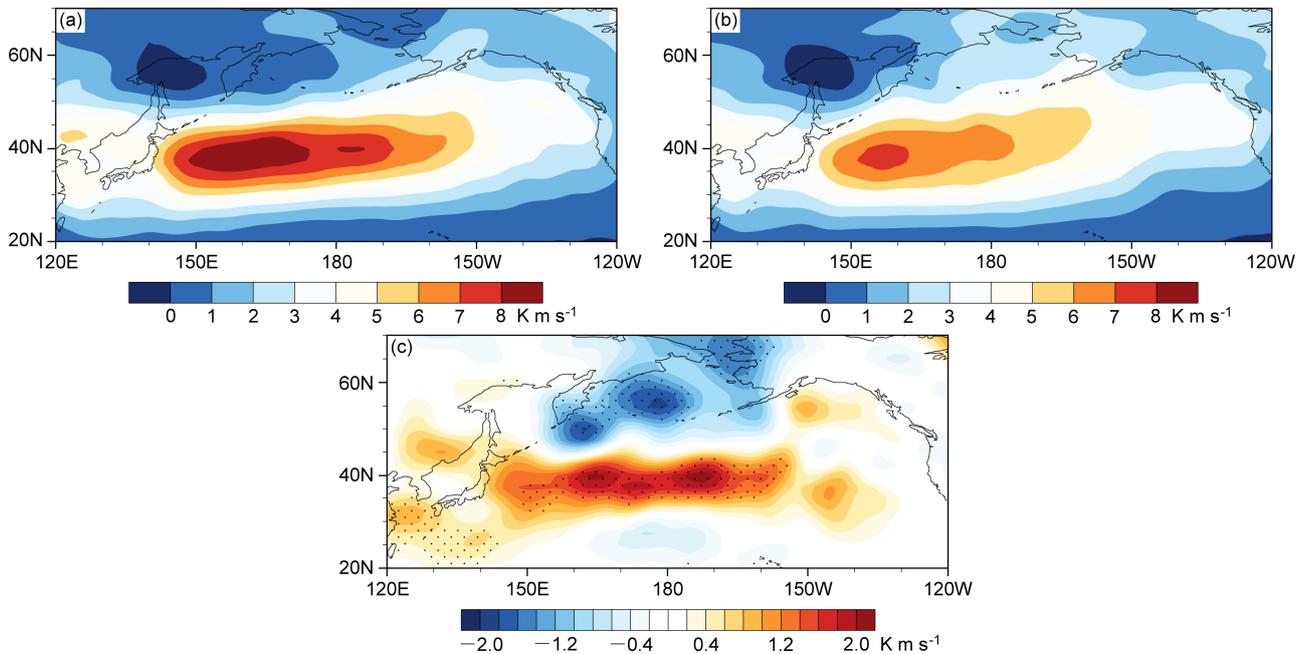


图 11 1949/1950~2013/2014 年冬季 850 hPa 异常涡动经向热量输送 (单位:  $\text{K m s}^{-1}$ ) 在 KEFI 位于 (a) 正、(b) 负位相年的合成场及其 (c) 差值场, 打点区域表示通过 95% 的信度检验

Fig. 11 The poleward eddy heat fluxes  $V'T'$  at 850 hPa during (a) positive and (b) negative phases of winter KEFI, and (c) the difference during 1949/1950–2013/2014 (units:  $\text{K m s}^{-1}$ ). The dotted areas denote composite differences at the 95% confidence level

有显著的正异常,呈带状分布,西起  $140^{\circ}\text{E}$  东至  $150^{\circ}\text{W}$ ,同时北侧为负异常。

从涡动热量输送对海洋锋强度变化的响应情况来看,在海洋锋偏强年,锋南侧向上的涡动热量垂直输送增强,北侧减弱,同时  $850\text{ hPa}$  上的涡动热量经向输送在海洋锋主体位置附近表现为向极热量输送增强,两侧减弱,这种海洋锋增强时所强迫出的涡动热量输送异常都有利于表征瞬变涡旋强度的风暴轴发展,与风暴轴对海洋锋的响应一致。

#### 4.4 冬季大尺度大气环流与海洋锋的关系

风暴轴的变化除了与海表热量输送所产生的斜压性有关,同时与大尺度环流背景场的关系也很密切,特别是与急流的强弱和定常、瞬变波的输送

多少有关。事实上,风暴轴、急流与海洋锋之间有相互影响的反馈关系,东亚副热带急流减弱有利于风暴轴的发展,而海洋锋的位置可以通过极锋急流锚定风暴轴的中心位置,相反当东亚副热带急流增强时,会引导涡旋进入急流轴,风暴轴将被抑制 (Nakamura et al., 2004)。为了深入分析海洋锋异常时可能对上层大气环流产生的影响,下面给出在 KEFI 高低值年大尺度环流场的异常合成场 (图 12)。

如图 12a 所示,在海洋锋正位相年,冬季北太平洋北部的阿留申低压加深,中低纬东部副热带高压略有增强,而在负位相年变化相反 (图 12b)。而在  $500\text{ hPa}$  位势高度场上,当海洋锋处于正位相时,对流层低层  $500\text{ hPa}$  位势高度场在北太平洋区域

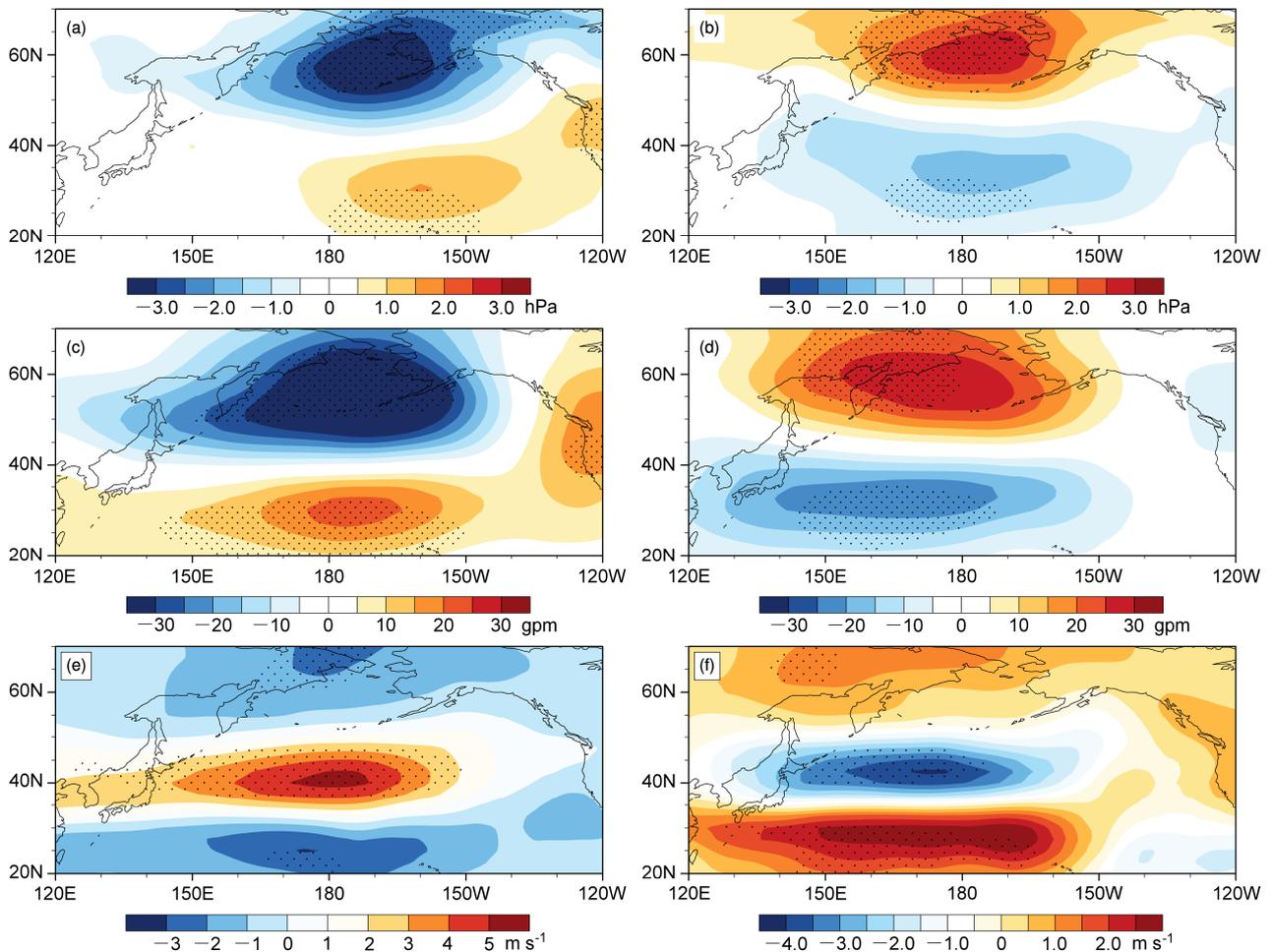


图 12 1949/1950~2013/2014 年冬季 (a, b) 海平面气压异常场 (单位: hPa)、(c, d)  $500\text{ hPa}$  异常高度场 (单位: gpm) 以及 (e, f)  $200\text{ hPa}$  异常全风速场 (单位:  $\text{m s}^{-1}$ ) 在 KEFI 正位相年 (左列)、负位相年 (右列) 的合成场。打点区域通过 95% 的信度检验

Fig. 12 (a, b) Sea level pressure anomalies (units: hPa), (c, d)  $500\text{ hPa}$  potential height anomalies (units: gpm), and (e, f)  $200\text{ hPa}$  wind speed anomalies (units:  $\text{m s}^{-1}$ ) in positive (left column) and negative (right column) phases of winter KEFI during 1949/1950~2013/2014. The dotted areas denote composite anomalies at the 95% confidence level

40°N 以北为显著负异常, 以南为正异常 (图 12c); 而当海洋锋强度处于负位相时, 异常分布与正位相年相反 (图 12d), 位势高度的正负异常中心均能通过信度水平为 95% 的检验。这种南北偶极子异常分布与西太平洋遥相关型 (Western Pacific, 简称 WP) 特征非常相似, 即当 KEF 强度偏强 (弱) 时, 对应负 (正) WP 型遥相关。有研究发现, WP 遥相关型可以影响冬季风暴轴在入口区的强度变化和南北位移 (朱伟军和孙照渤, 2000), 杨国杰等 (2010) 等认为瞬时强迫对冬季 WP 遥相关型的有加强或削弱作用。

北太平洋上空的西风急流带是影响东亚—太平洋地区天气和气候的重要环流系统之一, 急流的变化与海表海温异常加热、大气内部瞬变扰动等都有密切关系, 图 11e-f 为 200 hPa 全风速在海洋锋正负异常年的异常分布, 在海洋锋正位相年 (图 12e), 在 40°N 附近有风速正异常, 冬季极锋急流主要位于 40°~60°N, 其南侧风速加强, 北侧风速减弱, 极锋急流偏南, 同时冬季副热带西风急流所在的 20°~30°N 内为负异常, 即副热带西风急流减弱并向极移动; 而在海洋锋负位相年 (图 12f), 这种异常情况相反, 海洋锋南侧副热带西风急流加强, 而北侧极锋急流减弱北移。极锋急流和副热带急流在海洋锋强年的相对变化, 有利于风暴轴的发展, 这是由于风暴轴、急流和海洋锋之间存在着相互作用, 当副热带急流的强度减弱, 定常波热量输送减弱, 瞬变波的热量输送增强, 风暴轴将得到加强 (Nakamura et al., 2002; 朱伟军和李莹, 2010), 与对应的风暴轴的变化情况一致。

对比海平面气压场、风场以及位势高度场的异常分布可以发现, 当海洋锋为正位相时, 海平面气压场在 40°N 以南有正变压, 北侧有负变压; 500 hPa 位势高度场有类似 WP 遥相关型的异常变化, 即在 40°N 以北有负变高, 以南为正变高; 200 hPa 高空极锋急流加强, 而副热带西风急流减弱并北移。各要素场的异常变化多以 40°N 为界, 从图 1a 中已经看到, 40°N 大致对应冬季海温梯度最大值区。因此, 黑潮延伸体锋区的强经向海温梯度, 会导致在急流入口区附近, 对流层中低层产生异常的近地面斜压性的发展, 同时副热带急流减弱北抬, 根据 Nakamura et al. (2004) 的理论, 副热带急流减弱对应风暴轴加强。另外, 环流场的异常变化与 WP 遥相关型的发生发展有关, 而杨国杰等 (2010) 的研

究也表明, 瞬变强迫对 WP 型的形成和维持有加强作用。但这种遥相关型的具体产生原因还有待进一步探究。

## 5 结论与讨论

本文首先利用海温资料观察到黑潮延伸体海区海洋锋的存在, 并通过海温经向梯度的空间分布定义了一种可以表征黑潮延伸体海洋锋强度的指数, 并初步分析了该指数各季节的年际及年代际变化特征, 之后发现冬季该指数与北太平洋风暴轴有很好的相关性, 进而对冬季黑潮延伸体海洋锋强度影响北太平洋风暴轴的机制进行了探讨。文章主要得到如下结论:

(1) 黑潮延伸体海洋锋指数各季节基本都具有 2~4 a 和 7~10 a 周期变化, 但冬季的长周期略短, 为 7~8 a, 其他季节为 10 a 左右。

(2) 黑潮延伸体海洋锋强度与北太平洋风暴轴强度在冬季有最显著正相关, 影响的主要机制是, 当海洋锋偏强时, 锋两侧感热和潜热输送的差异, 在低层产生经向气温向极递减的趋势增强, 强气温梯度使涡动热量经向输送和锋区南侧的垂直输送增强, 同时通过不断的热量释放, 维持低层气温梯度, 恢复减弱的大气低层斜压性, 促进风暴轴的发展。

(3) 海洋锋的变化与大尺度环流场也有一定关系, 主要表现为海洋锋强年北太平洋北侧海平气压偏低, 500 hPa 位势高度场有正变高, 极锋急流增强而副热带西风急流减弱, 高低空环流场的变化同样促进风暴轴的发展。

本文定义的表征黑潮延伸体海洋锋强度的指数可以直观反映海洋锋的强度变化, 并且与黑潮延伸体的变化特征有很好的对应关系, 可以阐释黑延锋对北太平洋风暴轴的影响过程。

黑潮延伸体海洋锋的强度取决于南北两侧的海温异常, 其北侧为亲潮, 南侧为黑潮, 所以强度的变化同时受到这两只强边界流的共同作用, 而黑潮与亲潮的相对变化在本文中并没有深入探讨, 还需要以后更细致的研究。另外本文中仅讨论了海洋锋对风暴轴的影响, 但是海洋与大气之间的作用是双向, 风暴轴的增强会通过能量下传和罗斯贝波影响黑潮延伸体区域的海温和中尺度涡的变化, 所以对于海洋锋单向影响风暴轴的作用还需要数值模式进一步验证。

## 参考文献 (References)

- Barnett T P, Pierce D W, Saravanan R, et al. 1999. Origins of the midlatitude Pacific decadal variability [J]. *Geophysical Research Letters*, 20 (10): 1453–1456.
- Blackmon M L. 1976. A climatological spectral study of the 500 mb geopotential height of the Northern Hemisphere [J]. *J. Atmos. Sci.*, 33 (8): 1607–1623, doi:10.1175/1520-0469(1976)033<1607:ACSSOT>2.0.CO;2.
- Chang E K M, Fu Y F. 2002. Interdecadal variations in Northern Hemisphere winter storm track intensity [J]. *J. Climate*, 15 (6): 642–658, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<0642:IVINHW>2.0.CO;2.
- Hashizume H, Xie S P, Fujiwara M, et al. 2002. Direct observations of atmospheric boundary layer response to SST variations associated with tropical instability waves over the eastern equatorial Pacific [J]. *J. Climate*, 15(23): 3379–3391, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<3379:DOOABL>2.0.CO;2.
- 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]. *J. Climate*, 2 (12): 1500–1506, doi:10.1175/1520-0442(1989)002<1500:TIOSSST>2.0.CO;2.
- Hoskins B J, Valdes P J. 1990. On the existence of storm-tracks [J]. *J. Atmos. Sci.*, 47 (15): 1854–1864, doi:10.1175/1520-0469(1990)047<1854:OTEOST>2.0.CO;2.
- Hotta D, Nakamura H. 2011. On the significance of the sensible heat supply from the ocean in the maintenance of the mean baroclinicity along storm tracks [J]. *J. Climate*, 24 (13): 3377–3401, doi:10.1175/2010JCLI3910.1.
- 胡增臻, 黄荣辉. 1997. 冬季热带西太平洋对流活动异常的年际变化及其对北太平洋风暴轴的影响 [J]. *大气科学*, 21 (5): 513–522. Hu Z Z, Huang R H. 1997. The interannual variation of the convective activity in the tropical West Pacific in winter and its effect on the storm track in the North Pacific [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 21 (5): 513–522, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1997.05.01.
- Kelly K A, Small R J, Samelson R M, et al. 2010. Western boundary currents and frontal air-sea interaction: Gulf Stream and Kuroshio extension [J]. *J. Climate*, 23 (21): 5644–5667, doi:10.1175/2010JCLI3346.1.
- Kwon Y O, Alexander M A, Bond N A, et al. 2010. Role of the Gulf Stream and Kuroshio-Oyashio systems in large-scale atmosphere-ocean interaction: A review [J]. *J. Climate*, 23 (12): 3249–3281, doi:10.1175/2010JCLI3343.1.
- Lau N C. 1988. Variability of the observed midlatitude storm tracks in relation to low-frequency changes in the circulation pattern [J]. *J. Atmos. Sci.*, 45 (19): 2718–2743, doi:10.1175/1520-0469(1988)045<2718:VOTOMS>2.0.CO;2.
- Lindzen R S, Nigam S. 1987. On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics [J]. *J. Atmos. Sci.*, 44 (17): 2418–2436, doi:10.1175/1520-0469(1987)044<2418:OTROSS>2.0.CO;2.
- 马静, 徐海明. 2012. 春季黑潮延伸体海洋锋区经向位移与东亚大气环流的关系 [J]. *气象科学*, 32 (4): 375–384. Ma J, Xu H M. 2010. The relationship between meridional displacement of the oceanic front in Kuroshio extension during spring and atmospheric circulation in East Asia [J]. *Journal of the Meteorological Sciences (in Chinese)*, 32 (4): 375–384, doi:10.3969/2012jms.0092.
- Minobe S, Kuwano-yoshida A, Komori N, et al. 2008. Influence of the Gulf Stream on the troposphere [J]. *Nature*, 452 (7184): 206–209, doi:10.1038/nature06690.
- Nakamura H, Lin G, Yamagata T. 1997. Decadal climate variability in the North Pacific during the recent decades [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78 (10): 2215–2225, doi:10.1175/1520-0477(1997)078<2215:DCVITN>2.0.CO;2.
- Nakamura H, Izumi T, Sampe T. 2002. Interannual and decadal modulations recently observed in the Pacific storm track activity and East Asian winter monsoon [J]. *J. Climate*, 15 (14): 1855–1874, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<1855:IADMRO>2.0.CO;2.
- Nakamura H, Nishina A, Minobe S. 2012. Response of storm tracks to bimodal Kuroshio path states south of Japan [J]. *J. Climate*, 25 (21): 7772–7779, doi:10.1175/JCLI-D-12-00326.1.
- Nakamura H, Sampe T, Tanimoto Y, et al. 2004. Observed associations among storm tracks, jet streams and midlatitude oceanic fronts [M]// Wang C, Xie S P, Carton J A. *Earth's Climate*. Washington: American Geophysical Union, 147: 329–345, doi:10.1029/147GM18.
- Nakamura H, Sampe T, Goto A, et al. 2008. On the importance of midlatitude oceanic frontal zones for the mean state and dominant variability in the tropospheric circulation [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 35 (15): L15709, doi:10.1029/2008GL034010.
- Nakamura M, Yamane S. 2009. Dominant anomaly patterns in the near-surface baroclinicity and accompanying anomalies in the atmosphere and oceans. Part I: North Atlantic basin. *Journal of Climate*, 22 (22): 880–904.
- 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 [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 39 (5): L05804, doi:10.1029/2011GL049922.
- Qiu B, Chen S M. 2005. Variability of the Kuroshio extension jet, recirculation gyre, and mesoscale eddies on decadal time scales [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 35 (11): 2090–2103, doi:10.1175/JPO2807.1.
- Rayner N A, Parker D E, Horton E B, et al. 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century [J]. *J. Geophys. Res.*, 108 (D14): 4407, doi:10.1029/2002JD002670.
- 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]. *J. Climate*, 22 (16): 4241–4260, doi:10.1175/2009JCLI2763.1.
- Wallace J M, Hobbs P V. 2006. *Atmospheric Science: An Introductory Survey* [M]. 2nd ed. Amsterdam: Elsevier.
- Wallace J M, Mitchell T P, Deser C. 1989. The influence of sea-surface temperature on surface wind in the eastern equatorial Pacific: Seasonal and interannual variability [J]. *J. Climate*, 2 (12): 1492–1499, doi:10.1175/1520-0442(1989)002<1492:TIOSSST>2.0.CO;2.
- Wang L Y, Hu H B, Yang X Q, et al. 2016. Atmospheric eddy anomalies associated with the wintertime North Pacific subtropical front strength and their influences on the seasonal-mean atmosphere [J]. *Science China*

- Earth Sciences, 59 (10): 2022–2036, doi:10.1007/s11430-016-5331-7.
- Warner T T, Lakhtaki M N, Doyle J D, et al. 1990. Marine atmospheric boundary layer circulations forced by Gulf Stream sea surface temperature gradients [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 118 (2): 309–323, doi:10.1175/1520-0493(1990)118<0309:MABLCF>2.0.CO;2.
- Wettstein J J, Wallace J M. 2010. Observed patterns of month-to-month storm-track variability and their relationship to the background flow [J]. *J. Atmos. Sci.*, 67 (5): 1420–1437, doi:10.1175/2009JAS3194.1.
- Xie S. P. 2004. Satellite observations of cool ocean–atmosphere interaction [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 85 (2): 195–208, doi:10.1175/BAMS-85-2-195.
- 徐海明, 王琳玮, 何金海. 2008. 卫星资料揭示的春季黑潮海区海洋对大气的影响及其机制研究 [J]. *科学通报*, 53 (4): 463–470. Xu Haiming, Wang Linwei, He Jinhai. 2008. Observed oceanic feedback to the atmosphere over the Kuroshio Extension during spring time and its possible mechanism [J]. *Chinese Science Bulletin*, 53 (12): 1905–1912, doi:10.1007/s11434-008-0138-3.
- Xu M M, Xu H M. 2015. Atmospheric responses to Kuroshio SST front in the East China Sea under different prevailing winds in winter and spring [J]. *J. Climate*, 28 (8): 3191–3211, doi:10.1175/JCLI-D-13-00675.1.
- 杨国杰, 任雪娟, 孙旭光, 等. 2010. 大气瞬变强迫对冬季西太平洋遥相关型影响 [J]. *气象科学*, 30 (3): 285–291. Yang Guojie, Ren Xuejuan, Sun Xuguang, et al. 2010. Primary analysis of the effect of the transient eddy forcing on western Pacific teleconnection pattern in winter [J]. *Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 30 (3): 285–291, doi:10.3969/j.issn.1009-0827.2010.03.001.
- Yu L S, Jin X Z, Weller R A. 2008. Multidecade global flux datasets from the objectively analyzed air–sea fluxes (OAFlux) project: Latent and sensible heat fluxes, ocean evaporation, and related surface meteorological variables [R]. OAFlux Project Technical Report (OA-2008-01), Woods Hole, Mass: Woods Hole Oceanographic Institution.
- 赵永平, McBean G A. 1995. 黑潮海域海洋异常加热与北半球大气环流的相互作用 [J]. *海洋与湖沼*, 26 (4): 383–388. Zhao Yongping, McBean G A. 1995. Air-sea interaction between the Kuroshio region marine heating anomaly and Northern Hemisphere atmospheric circulation [J]. *Oceanologia et Limnologia Sinica (in Chinese)*, 26 (4): 383–388.
- 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 [J]. *气象学报*, 58 (3): 309–320. Zhu Weijun, Sun Zhaobo. 2000. Interannual variability of northern winter Pacific storm track and its association with 500 hPa height and tropical and northern Pacific sea surface temperature [J]. *Acta Meteor. Sinica (in Chinese)*, 58 (3): 309–320, doi:10.11676/qxxb2000.032.
- 朱伟军, 李莹. 2010. 冬季北太平洋风暴轴的年代际变化特征及其可能影响机制 [J]. *气象学报*, 68 (4): 477–486. Zhu Weijun, Li Ying. 2010. Inter decadal variation characteristics of winter North Pacific storm tracks and its possible influencing mechanism [J]. *Acta Meteor. Sinica (in Chinese)*, 68 (4): 477–486, doi:10.11676/qxxb2010.046.
- 朱伟军, 孙照渤, 闵锦忠, 等. 2000. 冬季赤道中东太平洋区域海表温度异常对北太平洋风暴轴年际变化的影响 [J]. *热带气象学报*, 16 (1): 91–96. Zhu Weijun, Sun Zhaobo, Min Jinzhong, et al. 2000. Influence on northern Pacific storm track of equatorial central and eastern Pacific SSTa during winter [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 6 (1): 91–96, doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2000.01.012.