月内尺度上与冬季北太平洋大范围海温暖异常相联系的海 气相互作用特征

陈宏莉 ^{1,2} 徐海明 ^{1,2} 马静 ^{1,2} 邓洁淳 ^{1,2}

 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心/气象灾害教育部重点实验室/气候与环境变 化国际合作联合实验室,南京 210044;

2. 南京信息工程大学大气科学学院,南京 210044

摘要 本文采用 1985-2015 年美国气象环境预报中心及能源部 (NCEP/DOE) 再分析以及美 国国家海洋大气管理局 (NOAA) 海温 (SSTs) 等资料,基于大范围 SST 异常的确定规则, 在北太平洋区域选取了 8 个暖事件,采用跟随 SST 异常中心的动态合成方法,研究分析了 冬季北太平洋生命史为 50 天左右的大范围 SST 暖异常在其盛期前后的月内尺度海气结构特 征。结果表明: (1) 大范围 SST 暖异常前期主要表现为大气对海洋的强迫作用,后期则主 要表现为海洋对大气的强迫作用。 (2) SST 暖异常伴随的大气结构在前后期发生了明显的 转变,前期 SST 暖异常上空伴随着相当正压的偶极型气压异常 (即东北侧为异常高压而西 南侧为异常低压),对应大气偏东风异常。后期 SST 暖异常区北侧上空伴随着相当正压的 低压异常,南侧为弱高压异常,对应大气偏西风异常。(3)在 SST 暖异常后期大气出现了 气旋式环流异常响应,这主要是因为高频瞬变涡旋反馈强迫在起关键作用,且瞬变涡度的强 迫作用是主要贡献因子。 (4) 海流结构在前后期也发生了明显的转变,前期海洋动力过程 不利于维持 SST 暖异常,后期异常暖平流和异常下沉流均有助于维持 SST 暖异常及其对大 气的影响。

关键词 月内尺度;北太平洋;大范围海温异常;海气相互作用 文章编号 中图分类号 文献标识码 A doi:10.3878/i.issn.1006-9895.2106.21047

Characteristics of air-sea interaction associated with large-scale SST warm anomalies over the North Pacific in winter on submonthly timescales

Hongli CHEN^{1,2}, Haiming XU^{1,2}, Jing MA^{1,2}, Jiechun DENG^{1,2}

- 1. Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters (CICFEMD) / Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education (KLME) / Joint International Research Laboratory of Climate and Environment Change (ILCEC), Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044;
- 2. College of Atmospheric Science, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

收稿日期 2021-06-21; 网络预出版日期

第一作者 陈宏莉, 女, 1997 年出生, 硕士研究生, 主要从事海气相互作用研究。E-mail: chenhl1120@163.com 通讯作者 徐海明, E-mail: hxu@nuist.edu.cn

资助项目国家自然科学基金资助项目(41975106)

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grant 41975106)

Abstract Using the National Centers for Environmental Prediction/Department of Energy (NCEP/DOE) reanalysis 2 and the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) Sea Surface Temperatures (SSTs) during the period of 1985 - 2015, eight warm events in the North Pacific are selected based on the definition of large-scale SST anomalies. The dynamic composite method following the SST anomaly center is used to study the large-scale SST warm anomalies with a lifespan of 50 days over the wintertime North Pacific and associated characteristics of the air-sea interaction on submonthly timescales before and after their peak stages. The results show that: (1) the early stage of the large-scale SST warm anomalies is mainly characterized by the forcing of the atmosphere on the ocean, while the forcing of the ocean on the atmosphere dominates the late stage. (2) The atmospheric structure associated with the SST warm anomalies changes significantly from the early to late stages. The early stage shows an equivalent barotropic dipole pattern of pressure anomalies above the warmer SSTs, with an anomalous high in the northeast and an anomalous low in the southwest, which corresponds to the anomalous easterly wind over SST anomalies. At the late stage, the equivalent barotropic anomalous cyclone is located to the north of warmer SSTs, with a weak anomalous anticyclone to the south, which corresponds to the anomalous westerly wind over SST anomalies. (3) The cyclonic circulation anomaly occurs at the late stage due mainly to the high frequency transient eddy feedback forcing, in which the forcing of transient eddy vorticity feedback acts as the major contributing factor. (4) The structure of ocean current is also different between the early and late stages. At the early stage, the ocean dynamic process is not conducive to maintaining the SST warm anomalies. At the late stage, both anomalous warm advection and anomalous downwelling act to maintain the SST warming and thus its influence on the atmosphere.

Keywords Submonthly timescales; North Pacific; Large-scale SST anomalies; Air-sea interaction

1. 引言

近年来,气候变化广受关注,海气相互作用是气候研究中的一个重要课题。早在 20 世纪 60 年代,Bjerknes (1966,1969)和 Namias (1959,1963,1969)就分别提出了热带与中纬度海气相互作用问题。以厄尔尼诺-南方涛动为代表的热带海气相互作用相关研究已日趋成熟 (Neelin et al., 1998; Wang and Fiedler, 2006),并且可以用来解释气候变率的相关问题 (Ropelewswi and Halpert, 1996; Trenberth and Caron, 2000)。然而,由于中纬度大气斜压性强、内部变率大,中纬度海气相互作用的研究进展相对缓慢。中纬度海气相互作用不仅能直接影响中纬度气候变率,也可以通过"大气桥"间接影响其他地区的气候 (Vimont et al., 2003),因此,研究中纬度海气相互作用具有重要意义。

很多研究表明,中纬度大尺度海气相互作用主要表现为大气对海洋的强迫(Deser and Timlin, 1997; Kushnir et al., 2002; Tanimoto et al., 2003)。大气可以通过改变海气热通量交换 来强迫海洋(Frankignoul and Hasselmann, 1977; Frankignoul, 1985; Lau and Nath, 1996)。 Frankignoul and Hasselmann (1977)将超前滞后方法应用于海表面温度(SST, Sea Surface Temperature)的模拟:当大气超前 SST 意味着大气对海洋的强迫,而大气滞后 SST 则反映 了海洋对大气的影响。有研究指出在热带外地区的大气环流异常与海表温度异常之间的超前 相关大于滞后相关,这表明中纬度地区可能是大气对海洋的强迫占主导地位(Wallace and Gutzler, 1981)。Cayan (1992a, 1992b, 1992c)研究表明,尽管埃克曼流对中高纬地区的 SST 异常有一定影响,但海气热通量交换才是造成大尺度 SST 变率的关键因子:当北太平洋 SST 异常与热通量(向上为正)距平呈反相关关系时,热通量异常在 SST 暖异常区由大气指向 海洋时,海洋获得能量从而增温,热通量异常在 SST 冷异常区由海洋指向大气,海洋失去 热量从而降温。

不少研究采用统计方法表明中纬度存在海洋对大气的强迫,这些研究通过分析大尺度大 气环流异常与前期 SST 异常的相关关系说明海洋可能强迫大气(Namias, 1976; Davis, 1976; Rodwell and Folland, 2002)。Czaja and Frankignoul(2002)基于滞后最大协方差分析法对北 大西洋 SSTs 与 500 hPa 位势高度场进行分析,指出早夏马蹄形海温异常可维持到早冬时期, 并在大气中强迫出北负南正(冰岛低压与亚速尔高压均增强)的相当正压异常结构,进而影 响北大西洋涛动。类似地,Liu et al.(2006)发现北太平洋夏季也存在海洋对大气的影响。

由于中纬度 SSTs 相对较低,海温变化难以引起深对流,观测研究很难确定海洋对大气的强迫作用。因此,前人应用不同的全球大气环流模式开展了这方面的研究,但所得结果存在明显差异。例如,一些大气环流模式模拟的大气对海温异常的响应在垂直方向上表现为相当正压结构(Palmer and Sun,1985; Latif and Barnett, 1994; Peng et al., 1995),一些模式则表现为大气斜压响应特征(Hense et al., 1990; Ting, 1991),而有些模式甚至没有响应(Lau and Nath, 1994)。此外,同一季节大气对中纬度海温异常响应也存在明显差异。Peng et al. (1995) 采用全球谱模式模拟北大西洋西部 SST 暖异常对大气的强迫作用,发现 11 月的大气响应在垂直方向上表现为相当正压的位势高度正异常,而 1 月则表现为相当正压结构的负异常,表明大气对中纬度 SST 异常的响应可能还依赖于基本气流。

已有研究揭示了中纬度地区存在海洋对大气的强迫,但这些研究局限于海洋锋区、中尺度涡旋等尺度相对较小的区域性海气相互作用(Nonaka and Xie, 2003;徐蜜蜜等, 2010, 2012;马静等, 2014),而关于海盆尺度海洋对大气的强迫作用的研究主要基于统计相关分析,缺乏直接的观测证据。徐海明和崔梦雪(2018)基于月平均资料对中纬度大尺度海温异常的海气关系进行了探讨,认为中纬度地区主要表现为大气对海洋的影响,但同时也存在海洋对大气的反馈,但月内或更短时间尺度上是否存在海洋对大气的强迫作用还有待研究。

本文结合 1985-2015 年的观测和再分析资料,使用跟随 SST 异常中心的动态合成方法, 揭示月内时间尺度上与冬季中纬度北太平洋大尺度 SST 暖异常相联系的局地海气相互作用 特征,探究更短时间尺度上大范围 SST 暖异常发展不同阶段的海气关系,试图找到海洋反 馈大气的直接观测证据。

2. 资料与方法

2.1 资料

本文采用美国国家海洋大气管理局(NOAA, National Oceanic and Atmospheric Administration)的逐日海温异常资料(Reynolds et al., 2002),其利用超高分辨率扫描辐射计数据对 SSTs 进行最优插值,水平分辨率为 0.25°×0.25°。候平均海温和三维洋流数据均来 自美国环境预测中心(NCEP, National Centers for Environmental Prediction)全球海洋资料 同化系统(GODAS, Global Ocean Data Assimilation System)的海洋再分析资料(Behringer and Xue, 2004),该数据集的空间分辨率为 1°(经度)×1/3°(纬度),垂直方向共有 40 层即 5-4478 m,其中 5-200m的分辨率为 10m,本文取海洋上层的 15 层进行分析。

大气环流场以及非绝热加热场均使用 NCEP 及能源部(DOE, Department of Energy)提供的第二套逐日再分析资料(Kanamitsu et al., 2002),该数据集表现的辐射过程有所改善,其水平分辨率为 T62 高斯分布,纬向上 1.875°等距分布,经向上不等距分布。上述再分析资料的研究时段均与海温异常数据保持一致,即 1985-2015 年。

2.2 分类合成方法

本文参照徐海明和崔梦雪(2018)对大范围海温异常区域的判别方法,定义了北太平洋

大范围海温异常,即在北太平洋地区(20°~55°N,150°E~135°W),|SST 异常|≥1的点与 SST 异常中心至少相隔10个经纬距,则可记录为一次大范围海温异常,其水平尺度约为1000 km。本文首先统计了1985-2015年所有大范围 SST 暖异常事件的生命史(图1),发现一次增暖的事件的生命史主要集中在50天左右,然后选取该生命史内的8个暖事件(表1),最后通过合成方法研究了与此类大范围海温暖事件相联系的月内尺度海气特征。



图 1 1985-2015 年各个生命史内大范围海表温度(SST)暖异常事件的个数 Figure 1. Number of large-scale Sea Surface Temperature (SST) warm anomaly events in each lifespan during the period of 1985-2015

表 1 8 个大范围海温暖异常事件的发生时间

Table 1. The occurrence time of eight large-scale sea surface temperature warm anomalies events

暖异常个例	时间
1994 年	11月下旬~1月上旬
1998 年	11月下旬~1月上旬
1999 年	1月上旬~2月中旬
2001 年	11月下旬~1月上旬
2007 年	1月中旬~2月下旬
2008 年	12月下旬~2月上旬
2010年	12月中旬~1月下旬
2012 年	12月上旬~1月中旬

这里使用的合成方法为中心动态合成,即借鉴跟踪热带气旋(李英等,2005)和跟踪海 洋涡旋中心(马静等,2014)动态合成法,使用伴随大范围 SST 异常中心的动态合成方法。 该方法区别于简单的算术平均合成,可以减少样本物理量在区域内抵消造成的负面影响,保 证大范围海温异常结构的相对完整,更能抓住样本的主要物理特征。

本文使用的变量均通过去线性趋势、傅利叶高通滤波与空间九点平滑等预处理,且需要 把日距平资料处理为10天(即一旬)距平资料。需要指出的是,本文中冬季的时间范围为 每年11月一次年2月。

2.3 大气斜压性指数

斜压性通常是用静力稳定度和水平温度梯度共同表示,后者根据热成风平衡关系,相当于水平风的垂直切变(Charney, 1947; Eady, 1949)。本文使用 Hoskins and Valdes (1990)定义的大气斜压性指数进行分析,计算方法如公式(1)所示。

$$\sigma_{BI} = 0.31 g N^{-1} T^{-1} \left| \frac{\partial T}{\partial y} \right| = 0.31 f \left| \frac{\partial V}{\partial z} \right| N^{-1}$$
(1)

其中,N表示浮力振荡频率,f表示科氏参数,T为气温,z为高度,V为水平速度。大 气斜压性指数越大,天气尺度的运动越容易发生(Simmons and Hoskins, 1978)。不考虑对 流层低层的水平切变和水汽过程,该指数可以较好地指示大气斜压性(Nakamura and Sampe, 2002; Nakamura and Yamane, 2010)。

2.4 高频瞬变涡旋反馈强迫

高频瞬变涡旋反馈强迫(TEFF, Transient Eddy Feedback Forcing)表示由于高频瞬变涡旋的热量通量和涡动通量的辐合辐散而造成的低频位势倾向,在中高纬度地区 TEFF 很强。 计算公式(2)中的位势倾向可以用来表征 TEFF 的作用(Lau and Holopainen, 1984; Holopainen and Fortelius, 1987; 施宁, 2013; Zhang et al., 2017)。

$$\begin{cases} g \left[\frac{1}{f} \nabla^2 + f \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{1}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \right) \right] \frac{\partial z}{\partial t} = D_{heat} + D_{vor} + R' \\ D_{heat} = f \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\nabla \cdot \overline{V'\theta'}}{\overline{S}} \right) \\ D_{vor} = -\nabla \cdot \overline{V'\varsigma'} \end{cases}$$
(2)

在公式(2)中,"'"表示 8 天以内的高频滤波场,"⁻"表示除高频场以外的低频滤 波场,静力稳定度 $\sigma = -(\alpha/\theta)(\partial\theta/\partial p)$,且 $\sigma = \sigma(p)$, $\alpha = 1/\rho$ 为比容, \overline{s} 表示 $-\partial\theta/\partial p$ 在北半球的平均 量,z为高度,V'为高频水平速度, $f=1\times10^{4}s^{-1}$ 为45°N的科氏参数,R'表示准地转位涡平衡 中的剩余项,如低频水平平流、非绝热加热等因子。下标"heat"和"vor"分别表示高频瞬 变涡旋的热量通量和涡动动量通量的作用。

垂直边界层设定为 1000hPa 和 100hPa, 边界条件需要满足(3)式:

$$\begin{cases} -\frac{gp}{R} \left(\frac{p_0}{p}\right)^{R/C_p} \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial z}{\partial t}\right)_{heat} = -\nabla \cdot \overline{V'\theta'} \\ \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial z}{\partial t}\right)_{m} = 0 \end{cases}$$
(3)

公式(3)中的 *R* 为气体常数, C_p 为定压比热。将由 D_{vor} 项所引起的 TEFF 记为 TEFF-vor, 由 D_{heat} 引起的 TEFF 记为 TEFF-heat, TEFF-vor 与 TEFF-heat 的线性叠加记为 TEFF-all。对 于公式(2)中的二维拉普拉斯算子,本文基于球谐函数在球面上对其进行展开,且主要使 用 T21 截断,具体计算步骤与 Holopainen and Fortelius (1987)、施宁(2013)一致。

2.5 混合层热量收支方程

混合层热量收支方程是研究诊断 SST 变率的重要工具(Dinniman and Rienecker, 1999; Wang et al., 2012; Zhang et al., 2013)。本文参照 Zhang et al. (2019),给出海表温度变化方程,此处假定 SST 等同于混合层平均温度。

$$\frac{\partial SST}{\partial t} = -u \frac{\partial SST}{\partial x} - v \frac{\partial SST}{\partial y} - w \frac{\Delta T_m}{H} + \frac{Q_{net}}{\rho_0 c_p H} + R''$$
(4)

公式(4)中, ΔT_m 表示混合层和紧临混合层下方内部海洋之间的温度差,u、v、w为混合层三维洋流速度,H为混合层深度, ρ_0 为海水密度, c_p 为海水定压比热容。 Q_{net} 为向下表面净热通量的总和,包括感热通量、潜热通量、长波辐射通量以及短波辐射通量。R''为剩余项,包括次网格尺度过程、扩散等因子。由此公式可知,局地 SST 的变化主要受海洋温度水平平流、垂直输送以及海表净热通量的控制,其中海温水平平流和垂直输送主要反映了海洋的动力过程,净热通量项则代表了海气之间的热量交换。

3. 大范围海温暖异常的海气特征

3.1 海气界面的主要特征

图 2 给出了区域平均的海表温度、净热通量以及全风速异常随时间的演变。由图可见, 海表温度经历了一次明显的增暖和降温过程,随着海表温度的升高和下降,海表净热通量(向 上为正)也随之发生了一次明显的改变。在 SST 异常达到峰值之前,海表净热通量异常为 负值,即大气失去热量,海洋得到热量,从而使得海表温度上升,这清楚表明了此时的海气 关系主要表现为大气对海洋的强迫作用。在 SST 异常达到峰值之后,海表净热通量异常则 发生了明显转变,由前期的负值转变为正值,即由前期海洋从大气获得热量变为向大气输送 热量,从而加热大气、冷却海洋,表明此时海气关系由前期的大气强迫海洋转变为海洋对大 气的强迫作用。

以上在 SST 异常达到峰值前后海气关系的明显改变在海表风速异常的转变中得到进一步印证。由图 2 可见,在 SST 异常达到峰值之前,海表风速为负异常,风速相对较小,海 表风速与海表温度异常之间成明显的反位相关系;而在 SST 异常达到峰值以后,海表风速 转变为正异常,风速明显增加,海表风速与海表温度异常之间形成明显的同位相关系。大量 研究表明,当 SST 异常与海表风速之间构成同位相关系(正相关)时,海气之间主要表现 为海洋对大气的强迫作用(Nonaka and Xie, 2003; Koseki and Watanabe, 2010;徐蜜蜜等, 2010; 马静等, 2014)。海洋强迫大气的过程可用动量垂直混合机制加以解释(Wallace et al., 1989), 即高海温可使海洋上空大气边界层不稳定性增加,大气边界层不稳定性增加则会增强边界层 垂直混合,进而导致高层风动量下传,海表风速随之增强。

海气关系由前期的大气强迫海洋转变为后期的海洋强迫大气,在整个海气关系转变的过程中,海表热通量、海表温度以及10m风场这三者之间存在较好的配置关系。由图2可知,前期风速相比同期较小,洋面失去的热量较少,相应地SST也随之增加;而后期风速明显增大,洋面失去的热量增多,相应地SST也随之下降。



图 2 海表温度(SST)异常(实线,单位: ℃)、海表净热通量异常(短虚线,单位: W/m²) 以及 10m 全风速异常(长虚线,单位: m/s)的动态合成区域(经度-10°~10°,纬度-5°~5°) 平均值随时间(5个旬,盛期表示为"Ten-days(0)")的演变。其中海表净热通量为净感热 通量、净潜热通量、净长波辐射通量以及净短波辐射通量的总和

Figure 2. Time evolution (namely five ten-days, and the peak stage is expressed as "Ten-days(0)") of composited SST anomalies (solid line, unit: $^{\circ}$ C), net heat flux anomalies (short dashed line, unit: W/m^2) and 10m wind speed anomalies (long dashed line, unit: m/s) in the area of 10° latitude by

20° longitude centered relative to each SST anomaly center. The net heat flux of the sea surface is the sum of sensible heat net flux, latent heat net flux, net longwave radiation flux and net shortwave radiation flux

为了更清楚地表征海气关系,图3给出了SST暖异常前期、盛期和后期的湍流热通量 异常和净辐射通量异常(向上为正)的空间分布。前期净感热通量和净潜热通量负异常的区 域对应SST暖异常(图3a1、b1),且潜热通量负异常远强于感热通量负异常,这种负异 常与风速的减小有关。从净辐射通量异常分布(图3c1、d1)可见,SST暖异常中心区的净 短波辐射通量主要为正异常、净长波辐射通量主要为负异常,但净辐射通量异常明显弱于湍 流热通量异常。因此,热量从大气传输到海洋,海表获得热量致使SST升高,这表明前期 的海气关系主要为大气对海洋的强迫作用。盛期湍流热通量异常和净辐射通量异常在SST 暖异常区域为负值(图3a2-d2),总体上仍表现为大气对海洋的强迫作用。后期(图3a3 --d3)湍流热通量异常和净辐射通量异常的空间分布均发生了明显转变,SST暖异常区域的 感热通量、潜热通量和净长波辐射通量由前期的负异常转变为正异常,此时热量从海洋传输 到大气,海表失去热量致使SST降低,这表明后期的海气关系主要表现为海洋对大气的强 迫作用。总体来看,潜热通量和感热通量异常在SST暖异常事件中起着主导作用。



图 3 净感热通量异常(a1-a3)、净潜热通量异常(b1-b3)、净短波辐射通量异常(c1

-c3)和净长波辐射通量异常(d1-d3)(阴影,单位: W/m²)在大范围海温暖异常前期
 [ten-days(-1)](a1-d1)、盛期[ten-days(0)](a2-d2)、后期[ten-days(+1)](a3-d3)的合成分布。等值线为 SST 异常(单位: ℃,间隔为 0.5℃)

Figure 3. Composited anomalies of sensible heat net flux (a1-a3), latent heat net flux (b1-b3), net shortwave radiation flux (c1-c3) and net longwave radiation flux (d1-d3) (colors, unit: W/m²) at the early stage [ten-days(-1)] (a1-d1), peak stage [ten-days(0)] (a2-d2), and late stage [ten-days(+1)] (a3-d3) of large-scale SST anomalies. The contours are SST anomalies (unit: °C, interval: 0.5 °C)

综上,从海表净热通量、海表风速与海表温度的时间演变和空间配置关系可以推断, SST 暖异常发展前期海气关系主要表现为大气对海洋的强迫作用,后期则主要表现为海洋对 大气的强迫作用。

3.2 海洋的主要特征

由前文的结果可知,与 SST 暖异常相联系的海气关系由前期大气对海洋的强迫作用转变为后期海洋对大气的强迫作用,海气界面的热通量在其中起重要作用。前人研究表明埃克曼抽吸引起的上升流和水平温度平流也可能导致海温变化(Latif and Barnett, 1994; Qiu, 2003),所以不能排除海洋动力过程的影响。图4给出了海水位温异常的时间一深度剖面,由图可见,海洋上层(5m-50m)的位温异常与 SST 暖异常的演变趋势一致,海洋上层位温也经历了一次明显的增暖和降温过程,SST 暖异常前期的海洋位温逐渐增大,盛期达到峰值,后期逐渐减小。值得注意的是,50m 深度以下的位温在整个 SST 暖异常发展过程中一直升高,即在 SST 正异常达到峰值之前海洋暖异常比较浅薄,从 105m 深度以下的"冷舌"可知此时 SST 暖异常区域存在异常上翻流;在 SST 正异常达到峰值之后海洋暖异常较前期 深厚,此时可能有下沉流和混合效应等海洋动力学过程在起作用。





Figure 4. Time-depth cross sections of composited sea water potential temperature anomalies (contours, unit: °C) in the area of 10° latitude by 20° longitude centered relative to each SST anomaly center

为进一步探讨海洋动力过程的作用,图5给出了不同阶段混合层三维洋流异常的合成分

布。前期(图 5 a),SST 暖异常区域北部存在异常上翻流,南部存在异常下沉流,向南的 海流异常表明 SST 暖异常区域存在异常冷平流,此时海洋动力过程不利于维持 SST 暖异常, 前期海气关系主要表现为大气对海洋的强迫作用。盛期(图 5 b),SST 暖异常区域的海流 异常一致向南,且 SST 暖异常中心区存在异常上翻流,异常的冷平流和冷水上翻均不利于 SST 增温,此时的海气关系与前期相同,依然表现为大气强迫海洋。后期(图 5 c),洋流 结构发生了明显变化,由前期向南的海流异常转变为向北的海流异常,即温度平流由前期的 异常冷平流转变为后期的异常暖平流,SST 暖异常中心区存在异常下沉流,表明此阶段可能 是海洋动力学过程维持了 SST 暖异常,有助于海洋影响大气,即海洋通过向上的净热通量 加热大气从而衰减海表温度,这反映了后期的海气关系主要表现为海洋对大气的强迫作用。



图 510m 深度的水平海流异常场(矢量,单位: cm/s)和海洋上层 50m 平均的垂直速度异 常场(阴影,单位: 10⁻⁵cm/s)在大范围海温暖异常前期[ten-days(-2)](a)、盛期[ten-days(0)] (b)、后期[ten-days(+2)](c)的合成分布。等值线为 SST 异常(单位: °C,间隔为 0.5°C) **Figure 5.** Composited anomalies of the horizontal ocean current at 10m depth (vectors, unit: cm/s) and the vertical velocity averaged in the upper 50m (colors, unit: 10⁻⁵ cm/s) at the early stage [ten-days(-2)] (a), peak stage [ten-days(0)] (b), and late stage [ten-days(+2)] (c) of large-scale SST anomalies. The contours are SST anomalies (unit: °C, interval: 0.5 °C)

分析海洋结构特征可知,SST 暖异常达到峰值前后的海气关系发生了明显的改变,SST 暖异常发展前期以大气影响海洋为主,后期可能以海洋影响大气为主,且海洋动力过程在前期不利于海温暖异常的维持,但在后期有利于维持海温暖异常。

3.3 大气的主要特征

图 6 给出了 SST 暖异常不同阶段 200、500 和 850 hPa 的位势高度以及海平面气压异常 的合成分布。前期(图 6 a1—d1) SST 暖异常伴随着偶极型的海平面气压(SLP, Sea Level Pressure)异常,在 SST 暖异常区东北部 SLP 异常偏高,西南部 SLP 异常偏低,对流层从 低层到高层大气位势高度异常空间型态与 SLP 类似,异常中心与 SLP 异常中心基本重合, 相应地对流层整层表现为一致的东南风异常。此时 SST 暖异常区域的偏东风异常叠加在背 景西风气流上使得风速减小,海表热通量也随之减小。盛期(图 6 a2—d2) SST 暖异常伴随 着相当正压的偶极型位势高度异常,在 SST 暖异常区东部位势高度异常偏高,西部位势高 度异常偏低,相应地风场在对流层整层表现为一致的南风异常。后期(图 6 a3—d3)大气异 常结构发生了明显转变,SST 暖异常区及其北侧上空表现为相当正压的位势高度负异常结 构,SST 暖异常南侧在 500hPa 以上为位势高度正异常,相应地风场也发生了改变,由前期 的东南风异常转变为整层一致的西风异常,且 SST 暖异常区域的西风异常叠加在背景西风 场上使得风速增加,海表热通量也随之增加。



图 6 200hPa (a1—a3)、500hPa (b1—b3)、850hPa (c1—c3)的位势高度异常(阴影,单位: gpm)、风场异常(矢量,单位: m/s)以及海平面气压异常(d1—d3;阴影,单位: hPa)在大范围海温暖异常前期[ten-days(-1)](a1—d1)、盛期[ten-days(0)](a2—d2)、后期[ten-days(+1)](a3—d3)的合成分布。等值线为SST异常(单位: °C,间隔为0.5°C) **Figure 6.** Composited anomalies of geopotential height (colors, unit: gpm), wind (vectors, unit: m/s) at 200hPa (a1—a3), 500hPa (b1—b3), and 850hPa (c1—c3) at the early stage [ten-days(-1)](a1—d1), peak stage [ten-days(0)](a2—d2), and late stage [ten-days(+1)](a3—d3) of large-scale SST anomalies. Correspondingly, the composited sea level pressure (colors, unit: hPa) and SST anomalies (contours, unit: °C, interval: 0.5 °C) are also shown in d1, d2, d3

上述 SST 暖异常前期对应的大气环流结构与 Kushnir et al. (2002)、徐海明和崔梦雪 (2018)的研究结果相似但略有不同。Kushnir et al. (2002)指出北太平洋 SST 暖异常对应 上空大气东风异常,以及北部反气旋环流异常和南部气旋环流异常的偶极型结构;徐海明和 崔梦雪(2018)基于月平均资料研究指出,大气影响海洋时 SST 暖异常伴有偶极型的东北 部反气旋环流异常和西南部气旋环流异常结构。值得注意的是,徐海明和崔梦雪(2018)研 究指出海洋影响大气时 SST 暖异常伴随着北部异常高压和南部异常低压的偶极型结构,与 本文 SST 暖异常后期海洋强迫大气时展现的大气响应结构明显不同。

为了进一步表明大气位势高度异常与温度异常的垂直结构及其与 SST 暖异常的配置关系,图 7 给出了不同阶段温度和位势高度异常沿 SST 异常中心的经向一高度剖面。前期(图 7 a1-a3) SST 暖异常的大气位势高度异常在垂直方向上表现出相当正压的高压异常,其从

海表向上延伸至对流层顶,高压异常中心位于 300hPa;而在 SST 暖异常以南则表现为相当 正压的低压异常,但异常幅度较弱。相应地,SST 暖异常上空大气有较强的暖异常,且从低 层向上延伸至 300 hPa,此时存在异常下沉气流,而 300 hPa 以上则转变为大气温度异常偏 冷。盛期(图 7 b1-b3)大气位势高度异常在对流层表现为相当正压的高压异常,异常中心 位于 150 hPa,且大气暖异常从对流层低层向上延伸至 150 hPa。后期(图 7 c1-c3)环流垂 直结构也发生了明显的转变,大气位势高度在 SST 暖异常北侧表现出从海平面向上延伸至 对流层顶的相当正压低压异常,SST 暖异常南侧则表现出较弱的高压异常,且大气暖异常集 中在 850hPa 以下,对应有异常的上升气流。



图 7 大范围海温暖异常前期[ten-days(-1)] (a1-c1)、盛期[ten-days(0)] (a2-c2)、后期 [ten-days(+1)] (a3-c3) 的风场异常 (矢量,单位: 10^{-2} Pa/s) 和气温异常 (阴影,单位: °C) (a1-a3)、位势高度异常 (阴影,单位: gpm) (b1-b3) 沿 SST 异常中心经度的纬度— 高度合成剖面。(c1-c3)为 SST 异常 (单位: °C) 沿其中心所在经度的纬度合成 **Figure 7.** Latitude-height cross sections of composited anomalies of wind (vectors in a1-a3, unit: 10^{-2} Pa/s), air temperature (colors in a1-a3, unit: °C), and geopotential height (colors in b1-b3, unit: gpm) along the SST anomaly center's longitude at the early stage [ten-days(-1)] (a1-c1), peak stage [ten-days(0)] (a2-c2), and late stage [ten-days(+1)] (a3-c3) of large-scale SST anomalies. Correspondingly, the composited SST anomalies (unit: °C) are showed in c1, c2, c3

综合大气和海洋结构特征的分析结果可以推断,大尺度 SST 暖异常后期海洋对大气的 强迫作用比前期大气对海洋的强迫作用弱,相当正压的气旋式环流异常结构可能在月内或更 短时间尺度上才会清楚地表现出来,在季节尺度或月尺度上仍然表现为相当正压的反气旋异 常结构(Okajima et al., 2014; 徐海明和崔梦雪, 2018)。

4. 后期气旋式环流异常的形成机制

从前文可知,SST 暖异常后期的海气关系主要表现为海洋对大气的强迫作用并在其北侧 上空出现了相当正压的气旋式环流异常结构,该大气环流的异常响应明显不同于前人的研究 结果(Kushnir et al., 2002; Okajima et al., 2014; 徐海明和崔梦雪, 2018)。目前普遍认为中纬 度海洋热力异常主要通过两种途径影响大气(邱爽等, 2014):一种是通过非绝热加热的直 接强迫作用, Hoskins and Karoly (1981)通过线性定常模式诊断大气环流场对热源强迫的响应结构,认为中纬度 SST 暖异常使低层大气加热,根据线性理论大气响应为对流层低层位势高度负异常、高层为正异常的斜压结构;另外一种则是通过大气瞬变涡旋活动的间接强迫作用(Kushnir et al., 2002; 邱爽等, 2014; Fang and Yang, 2016)。Kushnir et al. (2002)认为SST 暖异常使得对流层高层的瞬变涡动通量向外辐散,高层大气为了平衡涡度通量的辐散必然产生辐合进而引起中层大气下沉,相应地对流层低层空气辐散产生高压异常,从而使中纬度大气响应出相当正压结构。

为了解释上述相当正压位势高度负异常结构的形成机制,图8给出了SST 暖异常不同 阶段的大气斜压性指数异常分布。从该指数的时间演变可以看出,前期 SST 暖异常区的大 气斜压性指数主要表现为负异常,后期大气斜压性指数则表现为正异常,其空间型发生了明 显改变,表明后期 SST 暖异常区域的大气斜压性增强,瞬变涡旋活动易发生。图9给出了 850hPa 上异常的热量经向通量 $\overline{v'T'}$ 和 300hPa 上异常的西风动量通量 $\overline{u'v'}$ 在 SST 暖异常不同 阶段的合成分布(其中"1"表示8天以内的高频滤波场,"一"则表示暖事件的时间合成 场)。由图9可见,前期SST暖异常区域的 $\overline{v'T'}$ 和 $\overline{u'v'}$ 主要表现为负异常,后期 $\overline{v'T'}$ 和 $\overline{u'v'}$ 均转变为一致的正异常,表明瞬变扰动活动带来的热量经向通量和西风动量通量在 SST 暖 异常后期增强,瞬变涡旋活动在起作用。为量化瞬变涡旋活动对位势高度场的强迫作用,图 10 给出了后期 TEFF-heat、TEFF-vor、TEFF-all 异常在不同层次的空间分布。TEFF-heat (图 10 a1-a3) 在 300hPa 上主要表现为北部正异常南部负异常的结构,在 500hPa 和 850hPa 上 则表现为北部负异常南部正异常的结构,即 TEFF-heat 异常在对流层高、低层呈反位相分布 的斜压结构。TEFF-vor 异常(图 10 b1-b3)和 TEFF-all 异常(图 10 c1-c3)从对流层低 层到高层表现出北负南正的相当正压结构,与位势高度异常场的位相分布一致,且 TEFF-vor 的最大值位于对流层高层。因此 TEFF-vor 异常和 TEFF-heat 异常在 300hPa 会部分抵消,而 在850hPa则相互叠加,所以TEFF-all异常在对流层中低层的作用比高层更明显,这与Lau and Nath(1991)的结论一致。总体来看,TEFF-all 异常与TEFF-vor 异常在强度和地理位置上 均较为一致,同时 TEFF-heat 异常的强度小于 TEFF-vor 异常,由此可推断出 TEFF-all 对后 期气旋式环流异常结构的强迫作用主要来自于 TEFF-vor 的贡献,这与施宁(2013)的结论 相似。



图 8 700hPa 上大气斜压性指数异常(阴影,单位: K/day)在大范围 SST 暖异常发展前期 [ten-days(-1)](a)、盛期[ten-days(0)](b)、后期[ten-days(+1)](c)的合成分布。等值线为 SST 异常(单位: ℃,间隔为 0.5℃)

Figure 8. Composited anomalies of atmospheric baroclinicity index at 700hPa (colors, unit: K/day) at the early stage [ten-days(-1)] (a), peak stage [ten-days(0)] (b), and late stage [ten-days(+1)] (c) of large-scale SST anomalies. The contours are SST anomalies (unit: °C, interval: 0.5 °C)



图 9 850hPa 上异常的热量经向通量 $\overline{v'T'}$ (a1—a3; 阴影,单位:m·K/s)和 300hPa 上异常的西风动量通量 $\overline{u'v'}$ (b1—b3; 阴影,单位:m²/s²)在大范围海温暖异常前期[ten-days(-1)] (a1—b1)、盛期[ten-days(0)] (a2—b2)、后期[ten-days(+1)] (a3—b3)的合成分布。等值线为SST 异常(单位: ℃,间隔为 0.5℃)

Figure 9. Composited anomalies of meridional heat flux $\overline{v'T'}$ at 850hPa (colors in a1—a3, unit: m·K/s) and westerly momentum flux $\overline{u'v'}$ at 300hPa (colors in b1—b3, unit: m²/s²) at the early stage [ten-days(-1)] (a1—b1), peak stage [ten-days(0)] (a2—b2), and late stage [ten-days(+1)] (a3—b3) of large-scale SST anomalies. The contours are SST anomalies (unit: °C, interval: 0.5 °C)



图 10 大范围海温暖异常后期[ten-days(+1)],高频瞬变涡旋的热量通量(TEFF-heat)异常(a1-a3;等值线,单位:m/day)、涡动通量(TEFF-vor)异常(b1-b3;等值线,单位:m/day)、总通量(TEFF-all)异常(c1-c3;等值线,单位:m/day)在300hPa(a1-c1)、500hPa(a2-c2)、850hPa(a3-c3)的合成分布

Figure 10. Composited anomalies of Transient Eddy Feedback Forcing heat flux (TEFF-heat) (contours in a1—a3, unit: m/day), vorticity flux (TEFF-vor) (contours in b1—b3, unit: m/day), and total flux (TEFF-all) (contours in c1—c3, unit: m/day) at 300hPa (a1—c1), 500hPa (a2—c2), and 850hPa (a3—c3) at the late stage [ten-days(+1)] of large-scale SST anomalies

综合上述分析可知,高频瞬变涡旋反馈强迫是 SST 暖异常后期大气响应为相当正压气 旋式环流异常结构的关键原因,且涡动动量通量的辐合辐散作用在位势高度负异常结构的形 成中起主要作用,其本质是海表温度暖异常加热低层大气,使低层出现了气旋式涡度,高频 瞬变涡旋将涡动动量向上层输送,致使对流层整层出现了相当正压结构的气旋式环流异常。 这表明大气异常由非绝热加热、瞬变加热强迫和瞬变涡度强迫共同作用,且瞬变涡度强迫更 有利于维持大气异常的相当正压结构。

5. 结论与讨论

本文使用 1985—2015 年 NCEP/DOE 逐日再分析资料以及 NOAA 最优插值逐日 SST 异 常数据,基于自定义的大范围 SST 异常,在北太平洋区域选取了 8 个暖事件,采用跟随 SST 异常中心的动态合成方法分析了与冬季北太平洋生命史为 50 天左右的大范围 SST 暖异常相 联系的月内尺度海气特征,得出以下几个主要结论:

(1)冬季中纬度地区大范围海温暖异常演变过程中存在不同的海气关系,前期主要表现为大气对海洋的强迫作用,后期则主要表现为海洋对大气的强迫作用。

(2)大范围 SST 暖异常对应的大气结构在不同阶段表现明显不同。SST 暖异常前期(图 11 a),整个对流层表现为偶极型的位势高度异常分布,即 SST 暖异常东北侧为位势高度正异常,而其西南侧为位势高度负异常,对应有大气偏东风异常,此时热量从大气向海洋传输,海表获得热量致使 SST 升高。SST 暖异常盛期(图 11 b),其上空伴有相当正压的偶极型位势高度异常(即东侧为位势高度正异常而西侧为位势高度负异常),对应大气南风异常。 SST 暖异常后期的大气异常结构发生了明显改变(图 11 c),SST 暖异常区北侧上空伴随着相当正压的位势高度负异常,南侧表现为较弱的位势高度正异常,对应大气偏西风异常,此时热量从海洋向大气传输,海表面失去热量致使 SST 降低。

(3) 大范围 SST 暖异常对应的海流结构在不同阶段表现也不一致。SST 暖异常前期和 盛期(图 11 a、b)海洋存在异常冷平流以及异常上翻流,海洋动力过程不利于维持海温增 暖,此阶段的 SST 暖异常主要由大气强迫造成。SST 暖异常后期(图 11 c),异常暖平流 和异常下沉流维持了 SST 暖异常,有助于海洋影响大气。



图 11 冬季北太平洋地区大范围 SST 暖异常(a)前期大气影响海洋、(b)盛期、(c)后 期海洋影响大气时的大气海洋结构特征示意图(海平面红色实心圆代表 SST 暖异常, "A" 和"C"分别表示异常反气旋和异常气旋中心,直线箭头为盛行风向,波浪形箭头为异常海 流方向)

Figure 11. Schematic diagram of atmospheric structure features associated with large-scale SST warm anomalies over the North Pacific in winter for (a) atmospheric forcing on ocean at the early stage, (b) peak stage, and (c) oceanic forcing on atmosphere-ocean at the late stage (The red solid circles at the sea surface indicate SST warm anomalies. "A" and "C" respectively stands for anomalous anticyclone and anomalous cyclone centers. The straight arrow indicates the prevailing wind direction, and the wavy arrow for the anomalous ocean current direction)

(4)在 SST 暖异常发展后期大气出现了气旋式环流异常响应,其中高频瞬变涡旋反馈 强迫对大气环流从异常反气旋转变为异常气旋起着关键作用,且瞬变涡度的强迫作用是主要 的贡献因子。SST 暖异常达到峰值之后,大气斜压性增强,瞬变涡旋活动增加,瞬变扰动带 来的热量经向通量和西风动量通量也增强,高频瞬变涡旋的热量通量和涡动动量通量的辐合 辐散作用使得大尺度 SST 暖异常上空大气呈现出相当正压的气旋式环流异常。

值得注意的是,本文为了探究月内尺度上与冬季北太平洋大范围 SST 暖异常相联系的 局地海气相互作用特征,主要分析了 10 天(旬)平均的观测场,而 5 天(候)平均观测场 也展示出了相似的结果,这进一步验证了月内尺度上海洋对大气的影响。类似地,我们也分 析了此段时间内 6 个大范围冷海温异常事件相联系的海气特征,其局地海气关系与暖海温异 常相联系的海气关系一致:即前期主要表现为大气对海洋的影响,后期则主要表现为海洋对 大气的影响,然而其对应的大气环流异常分布则与暖海温异常合成的结果刚好相反。此外, 统计发现大范围海温异常事件发生的频次具有明显的年际变化特征,其原因也值得进一步研 究。Wang et al. (2012)基于季节内时间尺度研究指出,在夏季黑潮及其延伸体区对流不稳 定引发的异常降水和对流加热使得大气环流从前期的反气旋转为后期的气旋,即大气强迫造 成的海温变暖可能通过触发对流不稳定而影响大气。这表明 SST 季节内变率在不同季节可 能有不同的作用机制,因此仍需进一步探究其他季节中月内尺度大范围 SST 异常的海气特 征及其物理机制。

参考文献

- Behringer D W, Xue Y. 2004. Evaluation of the global ocean data assimilation system at NCEP: The Pacific Ocean [C]// AMS 84th annual meeting. Eighth symposium on integrated observing and assimilation systems for atmosphere, oceans, and land surface. Seattle, Washington: Washington State Convention and Trade Center, 11–15.
- Bjerknes J. 1966. A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature [J]. Tellus, 18(4): 820–829.
- Bjerknes J. 1969. Atmospheric teleconnections from the equatorial pacific [J]. Mon. Wea. Rev., 97(3): 163–172.
- Cayan D R. 1992a. Latent and sensible heat flux anomalies over the northern oceans: driving the sea surface temperature [J]. J. Phys. Oceanogr., 22(8): 859–881.
- Cayan D R. 1992b. Latent and sensible heat flux anomalies over the northern oceans: the connection to monthly atmospheric circulation [J]. J. Climate, 5(4): 354–369.
- Cayan D R. 1992c. Variability of latent and sensible heat fluxes estimated using bulk formulae [J]. Atmos. -Ocean, 30(1): 1–42.

- Charney J G. 1947. The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current [J]. J. Atmos. Sci., 4(5): 135–162.
- Czaja A, Frankignoul C. 2002. Observed impact of Atlantic SST anomalies on the North Atlantic Oscillation [J]. J. Climate, 15(6): 606–623.
- Davis R E. 1976. Predictability of sea surface temperature and sea level pressure anomalies over the North Pacific Ocean [J]. J. Phys. Oceanogr., 6(3): 249–266.
- Deser C, Timlin M S. 1997. Atmosphere-ocean interaction on weekly timescales in the North Atlantic and Pacific [J]. J. Climate, 10(3): 393–408.
- Dinniman M S, Rienecker M M. 1999. Frontogenesis in the North Pacific oceanic frontal zones a numerical simulation [J]. J. Phys. Oceanogr., 29(4): 537–559.
- Eady E T. 1949. Long waves and cyclone waves [J]. Tellus, 1(3): 33–52.
- Fang J B, Yang X Q. 2016. Structure and dynamics of decadal anomalies in the wintertime midlatitude North Pacific ocean–atmosphere system [J]. Climate Dyn., 47(5-6): 1989–2007.
- Frankignoul C, Hasselmann K. 1977. Stochastic climate models, Part II Application to sea-surface temperature anomalies and thermocline variability [J]. Tellus, 29(4): 289–305.
- Frankignoul C. 1985. Sea surface temperature anomalies, planetary waves, and air-sea feedback in the middle latitudes [J]. Rev. Geophys., 23(4): 357–390.
- Hense A, Glowienka-Hense R, Von Storch H, et al. 1990. Northern hemisphere atmospheric response to changes of Atlantic Ocean SST on decadal time scales: a GCM experiment [J]. Climate Dyn., 4(3): 157–174.
- Holopainen E, Fortelius C. 1987. High-frequency transient eddies and blocking [J]. J. Atmos. Sci., 44(12): 1632–1645.
- Hoskins B J, Karoly D J. 1981. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing [J]. J. Atmos. Sci., 38(6): 1179–1196.
- Hoskins B J, Valdes P J. 1990. On the existence of storm tracks [J]. J. Atmos. Sci., 47(15): 1854–1864.
- Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, et al. 2002. NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2) [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 83(11): 1631–1643.
- Koseki S, Watanabe M. 2010. Atmospheric boundary layer response to mesoscale SST anomalies in the Kuroshio Extension [J]. J. Climate, 23(10): 2492–2507.
- Kushnir Y, Robinson W, Blade I, et al. 2002. Atmospheric GCM response to extratropical SST anomalies: synthesis and evaluation [J]. J. Climate, 15(16): 2233–2256.
- Latif M, Barnett T P. 1994. Causes of decadal climate variability over the North Pacific and North America [J]. Science, 266(5185): 634–637.
- Lau N C, Holopainen E O. 1984. Transient eddy forcing of the time-Mean flow as identified by geopotential tendencies [J]. J. Atmos. Sci., 41(3): 313–328.
- Lau N C, Nath M J. 1991. Variability of the baroclinic and barotropic transient eddy forcing associated with monthly changes in the midlatitude storm tracks [J]. J. Atmos. Sci., 48(24): 2589–2613.
- Lau N C, Nath M J. 1994. A modeling study of the relative roles of tropical and extratropical SST anomalies in the variability of the global atmosphere-ocean system [J]. J. Climate, 7(8): 1184–1207.
- Lau N C, Nath M J. 1996. The role of the 'atmospheric bridge' in linking tropical Pacific ENSO events to extratropical SST anomalies [J]. J. Climate, 9(9): 2036–2057.

- 李英, 陈联寿, 雷小途. 2005. Winnie(1997)和 Bilis(2000)变性过程的湿位涡分析 [J]. 热带气 象学报, 21(2): 142–152. Li Ying, Chen Lianshou, Lei Xiaotu. 2005. Moisture potential vorticity analysis on the extratropical transition processes of Winnie (1997) and Bilis (2000) [J]. Journal of the Tropical Meteorological (in Chinese), 21(2): 142–152.
- Liu Q, Wen N, Liu Z. 2006. An observational study of the impact of the North Pacific SST on the atmosphere [J]. Geophys. Res. Lett., 33(18): 1–5.
- 马静, 徐海明, 董昌明. 2014. 大气对黑潮延伸区中尺度海洋涡旋的响应——冬季暖, 冷涡个 例分析 [J]. 大气科学, 38(3): 438-452. Ma Jing, Xu Haiming, Dong Changming. 2014. Atmospheric response to mesoscale oceanic eddies over the Kuroshio Extension: case analysis of warm and cold eddies in winter [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38(3): 438-452.
- Nakamura H, Sampe T. 2002. Trapping of synoptic-scale disturbances into the North Pacific subtropical jet core in midwinter [J]. Geophys. Res. Lett., 29: 1761-1776.
- Nakamura M, Yamane S. 2010. Dominant anomaly patterns in the near-surface baroclinicity and accompanying anomalies in the atmosphere and oceans. Part II: North Pacific basin [J]. J. Climate, 23(24): 6445–6467.
- Namias J. 1959. Recent seasonal interactions between North Pacific waters and the overlying atmospheric circulation [J]. J. Geophys. Res., 64(6): 631–646.
- Namias J. 1963. Large-scale air-sea interactions over the North Pacific from summer 1962 through the subsequent winter [J]. J. Geophys. Res., 68(22): 6171–6186.
- Namias J. 1969. Seasonal interactions between the North Pacific Ocean and the atmosphere during the 1960's [J]. Mon. Wea. Rev., 97(3): 173–192.
- Namias J. 1976. Negative ocean-air feedback systems over the North Pacific in the transition from warm to cold seasons [J]. Mon. Wea. Rev., 104(9): 1107–1121.
- Neelin J D, Battisti D S, Hirst A C, et al. 1998. ENSO theory [J]. J. Geophys. Res. -Oceans, 103(C7): 14261–14290. doi:10.1029/97JC03424.
- Nonaka M, Xie S P. 2003. Covariations of sea surface temperature and wind over the Kuroshio and its extension: evidence for ocean-to-atmosphere feedback [J]. J. Climate, 16(9): 1404–1413.
- Okajima S, Nakamura H, Nishii K, et al. 2014. Assessing the importance of prominent warm SST anomalies over the midlatitude North Pacific in forcing large-scale atmospheric anomalies during 2011 summer and autumn [J]. J. Climate, 27(11): 3889–3903.
- Palmer T N, Sun Z B. 1985. A modelling and observational study of the relationship between sea surface temperature in the North-West Atlantic and the atmospheric general circulation [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 111(470): 947–975.
- Peng S, Mysak L, Derome J, et al. 1995. The differences between early and midwinter atmospheric responses to sea surface temperature anomalies in the northwest Atlantic [J]. J. Climate, 8(2): 137–157.
- 邱爽,房佳蓓,杨修群. 2014. LBM 模式中中纬度大气对热源和涡度强迫的响应 [J]. 气象科 学, 34(2): 149-161. Qiu Shuang, Fang Jiabei, Yang Xiuqun. 2014. Mid-latitude atmospheric responses to heat and vorticity forcing using a linear baroclinic model [J]. Journal of the Meteorological Sciences (in Chinese), 34(2): 149-161.
- Qiu B. 2003. Kuroshio Extension variability and forcing of the Pacific Decadal Oscillations: responses and potential feedback [J]. J. Phys. Oceanogr., 33(12): 2465–2482.

- Reynolds R W, Rayner N A, Smith T M, et al. 2002. An improved in situ and satellite SST analysis for climate [J]. J. Climate, 15(2002): 1609-1625.
- Rodwell M J, Folland C K. 2002. Atlantic air-sea interaction and seasonal predictability [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 128(583): 1413–1443
- Ropelewswi C F, Halpert M S. 1996. Quantifying Southern Oscillation-precipitation relationships [J]. J. Climate, 9(5): 1043–1059.
- 施宁. 2013. 高频瞬变涡动反馈强迫对东亚/太平洋事件演变过程的作用[J]. 大气科学, 37(6): 1187-1198. Shi Ning. 2013. Role of high-frequency transient eddy feedback forcing in the evolution of East Asia-Pacific events [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37(6): 1187-1198.
- Simmons A J, Hoskins B J. 1978. The life cycles of some nonlinear baroclinic waves [J]. J. Atmos. Sci., 35(3): 441–432.
- Tanimoto Y, Nakamura H, Kagimoto T, et al. 2003. An active role of extratropical sea surface temperature anomalies in determining anomalous turbulent heat flux [J]. J. Geophys. Res. -Oceans, 108(C10). doi: 10.1029/2002JC001750.
- Ting M. 1991. The stationary wave response to a midlatitude SST anomalies in an idealized GCM [J]. J. Atmos. Sci., 48(10): 1249–1275.
- Trenberth K E, Caron J M. 2000. The Southern Oscillation revisited: sea level pressures, surface temperatures, and precipitation [J]. J. Climate, 13(24): 4358–4365.
- Vimont D J, Wallace J M, Battisti D S. 2003. The seasonal footprinting mechanism in the Pacific: implications for ENSO [J]. J. Climate, 16 (16): 668–2675.
- Wallace J M, Gutzler D S. 1981. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter [J]. Mon. Wea. Rev., 109(4): 784–812.
- Wallace J M, Mitchell T, 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.
- Wang C, Fiedler P C. 2006. ENSO variability and the eastern tropical Pacific: a review [J]. Prog. Oceanogr., 69(2): 239–266.
- Wang L, Li T, Zhou T. 2012. Intraseasonal SST variability and air-sea interaction over the Kuroshio Extension region during boreal summer [J]. J. Climate, 25(5): 1619–1634.
- 徐海明, 崔梦雪. 2018. 与冬季北太平洋大范围海温异常相联系的海气特征 [J]. 大气科学学 报, 41(03): 330–343. Xu Haiming, Cui Mengxue. 2018. Atmospheric-oceanic features associated with large-scale SST anomalies over the North Pacific in winter [J]. Transactions of Atmospheric Sciences (in Chinese), 41(03): 330–343.
- 徐蜜蜜,徐海明,朱素行.2010. 春季我国东部海洋温度锋区对大气的强迫作用及其机制研究 [J]. 大气科学,34(6):1071-1087. Xu Mimi, Xu Haiming, Zhu Suxing. 2010. Ocean-to-atmosphere forcing in the vicinity of the sea surface temperature front in East China Sea during spring time and its possible mechanisms [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34(6): 1071-1087.
- 徐蜜蜜,徐海明,朱素行,等.2012. 我国东部海洋温度锋区对大气的强迫作用——季节变化 [J]. 大气科学,36(3): 590-606. Xu Mimi, Xu Haiming, Zhu Suxing, et al. 2010. Ocean-to-atmosphere forcing in the vicinity of the sea surface temperature front in East China Sea—Seasonal variations [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36(3): 590-606.

- Zhang L Y, Xu H M, Shi N, et al. 2017. Responses of the East Asian jet stream to the North Pacific subtropical front in spring [J]. Adv. Atmos. Sci., 34(2): 144–156.
- Zhang L Y, Xu H M, Ma J, et al. 2019. North Pacific subtropical sea surface temperature frontogenesis and its connection with the atmosphere above [J]. Earth Syst. Dynam., 10(2): 261–270.
- Zhang W J, Jin F F, Zhao J X, et al. 2013. On the bias in simulated ENSO SSTA meridional widths of CMIP3 models [J]. J. Climate, 26(10): 3173–3186.

