冬季大尺度环流对黑潮延伸体不同尺度海温异常的年代际响应特征及可能机制

张舰齐¹, 李崇银^{1,2*}, 张潮¹

1. 国防科技大学气象海洋学院, 长沙 410073;

2. 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

* 通讯作者, E-mail: lcy@lasg.iap.ac.cn

收稿日期: 2020-11-30; 收修改稿日期: 2021-06-29; 接受日期: 2021-08-18; 网络版发表日期: 2021-11-15

国家自然科学基金项目(批准号: 41490642)资助

摘要 大气环流对热带外海洋存在的不同尺度海温异常的响应研究一直是海气相互作用的热点问题, 特别是广泛活跃的中小尺度海温异常对大气的响应。本文使用区域气候模式RegCM4.6, 设计了三组不同初值的集合试验, 研究了冬季北太平洋地区大尺度环流对黑潮延伸体(KE, Kuroshio Extension)附近不同尺度海温异常的响应特征, 并探讨了可能机制。研究发现, 大尺度环流对KE中尺度海温异常的响应呈现出广泛的正异常响应, 而对KE大尺度海温异常的响应在北太平洋中部地区呈现出弱的斜压结构, 在北太平洋东部呈现相当正压结构的偶极型响应。诊断分析的结果进一步表明, 在KE中尺度海温异常的影响下, 主要体现了天气尺度瞬变涡旋反馈的加强。天气尺度瞬变涡旋反馈对北太平洋中东部大尺度环流异常起到重要作用, 而正压能量转换对北太平洋西部大尺度环流异常的维持起到重要作用; 在KE大尺度海温异常的影响下, 主要体现非绝热加热作用的增强, 非绝热加热反馈对大尺度环流异常有着重要贡献。

关键词 集合试验, 黑潮延伸体, 不同尺度, 瞬变涡旋, 非绝热加热

1 引言

一直以来, 大气对热带外海温异常的响应被认为是不显著的, 热带外地区更多地体现了大气对海洋的强迫作用(Frankignoul等, 1997; Alexander等, 2002), 但近些年来的数值模拟和观测研究的结果均表明, 热带外海温异常(SSTA, sea surface temperature anomaly)同样可在年代际时间尺度上显著地影响大气(Peng和

Whitaker, 1999; Liu等, 2006; Fang和Yang, 2016; Révelard等, 2018), 特别是不同尺度的SSTA均可对大气响应产生强迫(Ma等, 2015, 2017; Zhang等, 2020)。黑潮延伸体(KE, Kuroshio Extension)是热带外太平洋海气相互作用最活跃的地区, KE射流具有从稳定状态到不稳定状态的年代际变率(Qiu和Chen, 2005; Taguchi等, 2007; Qiu等, 2014), 同时这一海区也具有不同尺度的SSTA共同存在。大气对KE年代际变异模态(KEDV-

中文引用格式: 张舰齐, 李崇银, 张潮. 2022. 冬季大尺度环流对黑潮延伸体不同尺度海温异常的年代际响应特征及可能机制. 中国科学: 地球科学, 52(1): 171–185, doi: 10.1360/SSTe-2020-0338

英文引用格式: Zhang J, Li C, Zhang C. 2021. Response of atmospheric circulation to multiscale SST anomaly associated with Kuroshio Extension decadal variability warming in winter. Science China Earth Sciences, 64(12): 2098–2112, <https://doi.org/10.1007/s11430-020-9831-3>

IS, KE decadal variability induced SSTA)有显著的响应。观测结果表明, 北太平洋风暴轴会伴随着KE年代际变率而产生经向移动, 强度也会随之发生变化(Joyce等, 2009; O'Reilly和Czaja, 2015)。这种变化与低层大气的斜压性有直接关系, 强斜压性往往锚定在强海洋锋区附近(Sampe等, 2010; Yao等, 2016)。大尺度环流对KEDV-IS的响应表现出广泛的三极子型结构的响应, 类似于北太平洋涛动(NPO)和西太平洋遥相关(WP)型(NPO/WP, North Pacific oscillation/West Pacific teleconnection)(Révelard等, 2016), 这其中瞬变涡旋的非线性反馈具有重要作用。数值模式能否正确再现大气对热带外SSTA的正压结构响应, 一个关键的因素取决于模式能否较好地模拟天气尺度瞬变涡旋的异常响应, 这种异常响应与低层大气斜压性有直接关系。KEDV-IS中存在的海盆尺度的海洋锋是影响大气低层斜压性的关键, 其可显著地将风暴轴锚定在海洋锋区附近(Nakamura等, 2004; Minobe等, 2008; Taguchi等, 2012)。但同时也注意到, KEDV-IS除了大尺度的海温(KEDV-L, KEDV induced Large-scale SSTA)变化外还伴随着丰富的中尺度海温异常(KEDV-M, KEDV induced meso-scale SSTA)(Qiu和Chen, 2005; Cheng等, 2014; Liu等, 2020), 是北太平洋中尺度海洋涡旋最为活跃的地区。中小尺度SSTA可通过影响海表面温度进而影响大气边界层, 卫星观测资料和海面风场资料显示中尺度暖SSTA表面风速加强, 中尺度冷SSTA表面风速减弱, “垂直混合机制”较好地解释了这一现象(Wallace等, 1989)。也可观测到中尺度暖SSTA表面有强的风场辐合, 中尺度冷SSTA表面有风场辐散。因此也有“气压调整机制”的解释(Lindzen和Nigam, 1987)。同时, 中小尺度的SSTA可增强大气中水汽含量并通过潜热释放的形式影响高空大气。中小尺度SSTA同样可对风暴轴和大尺度环流产生明显的影响(Foussard等, 2018)。使用不同分辨率的数值模式研究发现, 高分辨率数值模式能够较好地抓住中小尺度SSTA, 从而使得风暴轴和大尺度环流响应加强(Ma等, 2015, 2017; Zhang等, 2020)。在大尺度海温异常信号中随机添加的中小尺度海温扰动可使得天气尺度瞬变涡旋反馈得到加强(Sun等, 2018)。中小尺度SSTA确实能够对天气气候产生较为明显的影响, 过去一直关注KEDV-IS对海盆尺度大气环流异常作用, 而并不了解KE不同尺度SSTA的作用, 尤其是广泛活跃的中小尺度SSTA的影

响, 因此在年代际时间尺度上其作用亟待被揭示。

2 数据、方法和数值试验方案

2.1 数据

(1) 本文所使用的海温数据来自美国国家大气和海洋管理局(National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA)提供的月平均最优插值数据集, 分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 。时间为1993~2012年。

(2) 在计算月平均的KE指数(KEI)中使用了法国AVISO(Archiving Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Center)中心提供的卫星高度计海表高度数据(sea surface height anomaly, SSHA), 分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ (Ducet等, 2000)。时间为1993年1月至2012年12月。

(3) 区域气候模式RegCM4.6所使用的初值和边界的数据来自美国国家环境预测中心和大气研究中心(National Centers for Environmental Prediction-National Center for Atmospheric Research, NCEP/NCAR), 分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ (Kalnay等, 1996)。

2.2 方法

(1) 本文使用了Qiu等(2014)定义的KEI, 这种指数是使用特定区间($31^{\circ}\text{N} \sim 36^{\circ}\text{N}$, $140^{\circ}\text{E} \sim 165^{\circ}\text{E}$)的月平均SSHA作为月平均的KEI。计算了20年(1993~2012年)冬季期间月平均并标准化后的KEI如图1a所示, 可发现KEI呈现出了较为明显的年代际变化特征。由于初冬和深冬时期, KE海区海气相互作用最为激烈, 因此本文的冬季定义为当年的10月至次年1月份(October, November, December, January, ONDJ)。使用冬季月平均的KEI回归的SST如图1b所示, 可以发现, 在KE稳定状态时, 北太平洋中部存在大尺度海温变暖现象, 在其北侧和北太平洋东部海温显著变冷, 此种海温型代表了KEDV-IS。同时, 也伴随着丰富的中尺度海温异常。

(2) 取KE影响最为显著的变暖区域($30^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$, $140^{\circ}\text{E} \sim 170^{\circ}\text{W}$), 并使用 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ Loess空间滤波器对SSTA进行尺度分离, 分离的结果如图1c和1d所示。可见, 由空间滤波器所分离出的中尺度海温异常为冷海温异常和暖海温异常呈现相间分布的特征, 为KE中尺度海温异常KEDV-M。由空间滤波器分离出的大尺度海温异常在 150°E 以东地区呈现出了大尺度一致增暖异常KEDV-L。

图1 KEI和由KEI回归SST所得到的SSTA, 以及由Loess空间滤波器分离SSTA得到的不同尺度的SSTA(单位: °C)

(a) 冬季期间(ONDJ)标准化后的月平均KEI(1993~2012年); (b) KEI回归的海温场; (c) $5^\circ \times 5^\circ$ 的Loess空间滤波器所得到的KEDV-M; (d) $5^\circ \times 5^\circ$ 的Loess空间滤波器所得到的KEDV-L. 打点区域为通过90%可信度检验的区域

2.3 数值试验方案

本文所使用的是区域气候模式RegCM4.6(Giorgi等, 2012), 该模式经过多年发展, 广泛应用于区域气候模拟与预测. 模式采用海表通量Zeng方案(Zeng等, 1998). 边界层采用非局地扩散Holtslag边界层方案(Holtslag和Boville, 1993), 积云对流参数化方案采用对流质量通量式Tiedtke方案. 模式水平分辨率为 $0.3^\circ \times 0.3^\circ$, 垂直分层23层. 模式模拟区域覆盖整个北太平洋($120^\circ\text{E} \sim 140^\circ\text{W}$, $20^\circ\text{N} \sim 80^\circ\text{N}$), 中心格点位于(45°N , 180°)点处.

试验共有三组, 采用不同的初值, 每组集合试验包含16个成员(表1). 三组试验区别在于下垫面海温异常强迫不同. 第一组试验为控制试验(记为CTRL试验), 所使用的海温场为多年气候态月平均海温场(1993~2012年)作为下垫面海温场. 第二组试验为敏感性试验1(记为KSTS试验), 下垫面海温为在多年气候态月平均海温场的基础上, 取KEDV-IS显著变暖的区间($140^\circ\text{E} \sim 160^\circ\text{W}$, $32^\circ\text{N} \sim 40^\circ\text{N}$)叠加到气候态海温异常场, 作为第二组试验的下垫面海温场. 第三组试验为敏感性试验2(MEFS), 下垫面海温为在气候态月平均海温的基础上, 取KEDV-L在区间($140^\circ\text{E} \sim 160^\circ\text{W}$, $32^\circ\text{N} \sim 40^\circ\text{N}$)的大尺度海温异常叠加到气候态海温异常场, 作为第三组试验的下垫面海温场. 上述试验在叠加异常海温时, 均使用了平滑函数对边界处的虚假不连续进行了多次处理, 使其更为接近真实海温场. 数值试验时间积分为

从9月1日00时到次年2月2日18时, 第一个月为模式Spin-up时间. 每个集合成员的初始条件均来自于1981、1982、1985、1986、1989、1990、1997、1998、2000、2001、2002、2003、2004、2005、2006和2007每一年中的9月1日. 所有试验的边界条件为每隔6h的气候态边值条件, 此气候态边值条件为(1981~2010)30年平均的6h间隔的大气再分析资料. 每两组试验之差的结果代表着不同含义, 如KSTS-CTRL代表着大气对KEDV-IS的响应, KSTS-MEFS代表着大气对中尺度海温异常KEDV-M的响应, MEFS-CTRL则代表着大气对大尺度海温异常KEDV-L的响应.

显著性检验的方法为双样本 t 检验, 双样本 t 检验主要用来检验两组数值试验是否具有显著差异. 文中两个相互独立的样本数量分别为 $n_1=16$ 和 $n_2=16$, 两个样本的平均值分别为 $\bar{x}^s$ 和 $\bar{x}^c$. 假设为两个独立样本之间无显著性差别, 统计检验量遵循自由度为 n_1+n_2-2 , s^2 为两个独立样本方差的无偏估计, $\bar{\bar{x}}^c$ 和 $\bar{\bar{x}}^s$ 代表两个独立样本冬季期间的平均. 双样本 t 检验的计算公式为

$$t = \frac{\bar{\bar{x}}^s - \bar{\bar{x}}^c}{s \sqrt{\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2}}}. \quad (1)$$

s^2 的计算为

$$s^2 = \frac{\sum_{i=1}^{n_1} (x_i^s - \bar{\bar{x}}^s)^2 + \sum_{i=1}^{n_2} (x_i^c - \bar{\bar{x}}^c)^2}{n_1 + n_2 - 2}. \quad (2)$$

根据自由度, 查询统计 t 检验表 t_α , 若满足 $t_\alpha > |t|$ 则接

表1 使用RegCM4.6设计的三组不同初值的集合试验^{a)}

试验名称	初始场和下垫面海温强迫场	侧边界条件
控制试验Control simulation (CTRL)	下垫面海温初始场为气候态月平均海温场, 大气初始场来自16个年份中的9月1日	NCEP2 reanalysis data 的6h的气候态 (1981~2010)侧边界条件
敏感试验1KEDV-induced SST simulation (KSTS)	下垫面海温初始场为气候态月平均海温场, 但在KE海区 (30°N~40°N, 140°E~170°W)叠加KEDV-IS, 大气初始场来自16个年份中的9月1日	NCEP2 reanalysis data 的6h的气候态 (1981~2010)侧边界条件
敏感试验2Meso-scale filtered simulation (MEFS)	下垫面海温初始场为气候态月平均海温场, 但在KE海区 (30°N~40°N, 140°E~170°W)叠加KEDV-L, 大气初始场来自16个年份中的9月1日	NCEP2 reanalysis data 的6h的气候态 (1981~2010)侧边界条件

a) 时间积分为从9月1日00时至次年2月2日18时, 大气(海温)分辨率为 $0.3^\circ \times 0.3^\circ (0.25^\circ \times 0.25^\circ)$

受原假设, 若不满足则拒绝原假设. 统计显著性设为90%的可信度水平.

2.4 数值模式的验证

前人的统计分析结果显示, 海盆尺度的大气环流对KE年代际变异模态的响应呈现广泛的三极子结构型响应. 如Révelard等(2016)使用超前大气1~2个月的KEI, 在去除ENSO的影响后, 回归大气位势高度场后显示这种响应呈现出相当正压结构的三极子结构型. 在北太平洋西北部和北太平洋东部靠近北美大陆西海岸上空有显著的位势高度正异常, 而在阿拉斯加湾及以北地区有广泛的位势高度负异常. 数值试验结果显示, 大气对KEDV-IS的响应也呈现出了与此类似的三极子结构型响应, 如图2所示. 高层大气中在40°N附近的北太平洋西部和北太平洋东部均出现了位势高度正异常, 而在阿拉斯加地区上空出现了位势高度负异常. 低层大气响应也呈现了三极子结构型响应, 区别是在北太平洋西部位势高度正异常中心位于勘察加半岛附近, 因而北太平洋西部位势高度的响应呈现出了随高度的升高向西和向南倾斜的斜压特征. 这一结果也与人统计分析的结果较为一致(Révelard等, 2016). 这一方面证实KE年代际海温异常的确能够对海盆尺度的大气环流产生深刻的影响, 也证实数值模式能够较为准确地模拟这种响应.

3 大气对大尺度海温异常的响应

3.1 大尺度环流的响应形态

我们更为关注KE年代际变率模态中不同尺度的海温异常对大尺度环流异常的响应, 如图3所示, 发现

在KEDV-L的影响下, 在250hPa上, 北太平洋东部上空位势高度呈现出南正北负的偶极型结构的异常响应, 850hPa的北太平洋东部具有相类似的响应, 但正异常偏弱. 在北太平洋中部地区高层180°附近有少量的正异常信号, 但在低层大气180°附近有显著的负位势高度异常, 呈现弱的斜压结构.

3.2 可能的机制分析

3.2.1 高频天气尺度瞬变涡旋的反馈作用

对于大尺度环流对KEDV-L的响应过程中, 海温异常能够直接影响非绝热加热从而影响大尺度环流异常, 同时海温异常的经向梯度能改变大气斜压性并引发天气尺度瞬变涡旋产生异常, 而天气尺度瞬变涡旋反馈可能是维持大尺度环流对KEDV-L响应型的可能原因(Nakamura等, 1987; Lau, 1988; Lau和Nath, 1991). 天气尺度瞬变涡旋反馈可将斜压大气异常响应调整为相当正压结构(Peng和Whitaker, 1999; Fang和Yang, 2016). 但同时也注意到, 非绝热加热对KEDV-L的响应的垂直梯度变化也可维持大气斜压结构(Tao等, 2020). 准地转位涡方程为我们提供了分析判断这种情况的可能性. 在中纬度地区, 由非绝热加热和非线性瞬变涡旋强迫项构成的准地转位涡方程的表达式为(Fang和Yang, 2016):

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{V}_h \cdot \nabla \right) \left[\frac{1}{f} \nabla^2 \bar{\phi} + f + \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{f}{\sigma_1} \frac{\partial \bar{\phi}}{\partial p} \right) \right] = -f \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\alpha}{\sigma_1} \frac{\bar{Q}_d}{T} \right) - f \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\alpha}{\sigma_1} \frac{\bar{Q}_{\text{eddy}}}{T} \right) + \bar{F}_{\text{eddy}}, \quad (3)$$

式中, ϕ 为位势高度, f 为科式力参数, α 为空气密度的倒数, σ_1 为静力稳定度参数, T 为温度, $\mathbf{V}_h$ 为水平地转风

图 2 大气位势高度对KEDV-IS的响应(填色, 单位: m)(KSTS-CTRL)

(a) 250hPa位势高度场响应; (b) 925hPa位势高度异常响应. 打点区域为通过90%可信度检验的区域

速, 拔号代表冬季平均. $\bar{Q}_d$ 为冬季期间平均的非绝热加热. $\bar{Q}_{\text{eddy}}$ 为冬季平均的天气尺度瞬变涡旋加热, 其表达式为

$$\bar{Q}_{\text{eddy}} = -\nabla \cdot \nabla_h \bar{T}' - \frac{\partial \bar{\omega}' T'}{\partial p} + \frac{R}{C_p p} \bar{\omega}' T', \quad (4)$$

式中, 撇号代表2~8天的天气尺度滤波结果, ω 为 p 坐标系下的垂直速度, R 为干空气比气体常数, C_p 为定容热容. F_{eddy} 为瞬变涡旋涡度强迫项, 其表达式为 $F_{\text{eddy}} = -\nabla \cdot \nabla_h \zeta'$, ζ 为相对涡度, 这项意义为瞬变涡旋对涡度的通量输送散度. 由上述几项导致的位势高度倾向方程如式(5)所示, 对式(5)使用超松弛迭代法SOR (successive over-relaxation)(Hadjdimos, 2000)反转算子 $\left(\frac{1}{f} \nabla^2 + \frac{f}{\sigma_1} \frac{\partial^2}{\partial p^2}\right)$ 求解由与瞬变涡旋加热有关项 $F1$ 、瞬变涡旋涡度强迫项 $F2$ 和与非绝热加热有关项 $F3$ 所导致的位势高度倾向为

$$\begin{aligned} & \left(\frac{1}{f} \nabla^2 + \frac{f}{\sigma_1} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \left(\frac{\partial \Delta \bar{\phi}}{\partial t} \right) \\ &= \underbrace{-f \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\alpha}{\sigma_1} \frac{\Delta \bar{Q}_{\text{eddy}}}{T} \right)}_{F1} + \underbrace{\frac{\Delta F_{\text{eddy}}}{F2}}_{F2} \\ & \quad \underbrace{-f \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\alpha}{\sigma_1} \frac{\Delta \bar{Q}_d}{T} \right)}_{F3}. \end{aligned} \quad (5)$$

这里 Δ 代表冬季期间变量对KEDV-L的异常响应. 在数值求解过程中, 边界值的设置参考了Lau和Holopainen(1984)的设置. 在KEDV-L的影响下, 式(5)经SOR方法求解后得到的位势高度倾向如图4所示. 可以发现 $F1$ 对KEDV-L的响应对位势高度场倾向的强迫主

要体现在北太平洋东部上空, 如图4a和4b所示, 在40°N附近及以南的北太平洋东部地区, 其对位势高度场的正异常响应有一定的贡献. $F1$ 对KEDV-L的响应对位势高度场的反馈在低层大气的北太平洋东部有弱的正异常. $F2$ 对位势高度场的反馈呈现鞍型场的相当正压结构, 如图4c和4d所示, 特别是在北太平洋东部呈现出南正北负的结构, 这与位势高度对KEDV-L的响应在北太平洋东部呈现南正北负的相当正压结构是一致的. $F2$ 对北太平洋东部相当正压结构的位势高度异常响应有正贡献. 但同时也注意到, 在KE海区以及北太平洋中部上空, $F2$ 对KEDV-L的响应对位势高度场的反馈所形成的鞍型场是负异常, 而位势高度场对KEDV-L的响应在北太平洋中部高空为较弱的正异常响应, 可见在这一区域中 $F2$ 对位势高度场的强迫并非主要的. $F3$ 对KEDV-L的响应对位势高度场倾向的反馈如图4e和4f所示, 这里的非绝热加热主要包括数值模式积分中积云对流过程的潜热释放, 大尺度凝结降水的潜热释放, 垂直涡旋扩散加热和辐射加热, 其中垂直涡旋扩散包含了低层大气感热通量加热. $F3$ 对KEDV-L的响应对位势高度场倾向的反馈在KE海区及北太平洋中部的高空产生了强的正异常, 而在低层大气产生了位势高度负异常, 表现为强斜压结构. 这可能是大尺度环流对KEDV-L的响应在北太平洋中部上空呈现较弱斜压性的主要原因, 也说明非绝热加热可能有着更为重要的作用.

3.2.2 正压与斜压能量转换

上述部分主要分析了高频天气尺度瞬变涡旋等对大尺度环流响应的反馈, 针对冬季平均的大尺度环流对KEDV-L的异常响应, 我们可将这种异常响应视为

图3 位势高度场对KEDV-L的响应(填色, 单位: m)(MEFS-CTRL)

(a) 250和850hPa位势高度异常响应; (b) 850hPa位势高度对大尺度海温异常的响应. 打点区域为通过90%可信度检验的区域

图4 在KEDV-L的影响下, 由天气尺度瞬变涡旋加热强迫、天气尺度瞬变涡旋涡度强迫和非绝热加热强迫导致的位势高度倾向异常(填色, 单位: $10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$)(MEFS-CTRL)

(a), (b)分别为250和850hPa天气尺度瞬变涡旋加热强迫的位势高度倾向异常; (c), (d)分别为250和850hPa天气尺度瞬变涡旋涡度强迫的位势高度倾向异常; (e), (f)分别为250和850hPa非绝热加热强迫的位势高度倾向异常. 打点区域为通过90%可信度检验的区域

季节尺度的低频扰动. 然而对这种季节尺度异常的低频扰动, 仍可以通过其与气候态基本气流间相互作用,

并通过相关的能量转化而得以维持. 很多研究指出, 类似于NPO/WP型的低频模态可通过正压能量或斜压能

量转换从基本气候态基流中吸收能量而得以自维持 (Hoskins等, 1985; Nakamura等, 1987). 正压能量转换和斜压能量转换的计算如下:

$$TE = \frac{v'^2 - u'^2}{2} \left(\frac{\partial u_c}{\partial x} - \frac{\partial v_c}{\partial y} \right) - u'v' \left(\frac{\partial u_c}{\partial y} + \frac{\partial v_c}{\partial x} \right), \quad (6)$$

$$TP = \frac{R}{pS_p} \left(-u'T' \frac{\partial T_c}{\partial x} - v'T' \frac{\partial T_c}{\partial y} \right). \quad (7)$$

式中, u 为纬向风, v 为经向风, $S_p = (R/p) \left[(RT_c/pC_p) - (dT_c/dp) \right]$. 这里撇号代表季节尺度低频扰动, 下角标 c 代表气候态的季节平均, 在数值试验中为气候态集合试验CTRL的结果. 上述公式中, 当TE为正时, 代表了从气候态基本气流动能向低频模态的动能转化, 而当TE为负时则相反. 当TP为正时, 代表气候态基本气流有效位能向低频模态有效位能的转化, 而当TP为负时则相反. 在KEDV-L的影响下, 正压能量转换计算如图5a和5b所示, 可以发现高层大气250hPa的正压能量转换主要存在于40°N以南的北太平洋中部地区, 此区域气候态基本气流动能可向低频模态动能转换, 但对主要存在于北太平洋东部的大尺度环流异常的维持贡献较弱. 计算的低层

850hPa的正压能量转换几乎未呈现任何显著的信号. 斜压能量转换计算如图5c和5d所示, 可以发现, 无论是高层250hPa或者低层850hPa, 大气斜压能量转换主要存在于北太平洋中部地区, 而对于维持北太平洋东部显著的低频模态所起到的作用较弱.

3.2.3 能量转换效率评估

为进一步比较高频天气尺度瞬变涡旋反馈、非绝热加热和相关气候态基流与低频模态间能量转换对大尺度环流异常维持的相对贡献, 依据Okajima等(2018), 这里比较了各个能量转换效率. 能量转换效率 R 为相关能量除以总能量, 计算为

$$R = \frac{E}{APE + KE}. \quad (8)$$

总能量包括有涡动有效位能APE(available potential energy)和涡动动能KE(kinetic energy). 计算方式为

$$APE = \frac{R}{pS_p} \left(\frac{T'^2}{2} \right), \quad (9)$$

$$KE = \frac{u'^2 + v'^2}{2}.$$

来自于天气尺度瞬变涡旋反馈而形成的季节尺度

图5 KEDV-L的影响下, 正压能量转换和斜压能量转换(填色, 单位: $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$)

(a)和(b)分别为250和850hPa正压能量转换; (c)和(d)分别为250和850hPa斜压能量转换. 打点区域为通过90%可信度检验的区域, 黑色等值线为气候态纬向风(单位: m s^{-1}), 绿色等值线为位势高度异常对KEDV-L的响应(单位: m)

低频模态的动能为 CK_H , 有效位能为 CP_H , 下角标 H 代表高频天气尺度瞬变涡旋和非绝热加热反馈形成的相关能量:

$$CK_H = u' \left[-\frac{g}{f} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial \phi'}{\partial t} \right) \right] + v' \left[-\frac{g}{f} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial \phi'}{\partial t} \right) \right], \quad (10)$$

$$CP_H = -\frac{g}{S_p} T' \left[\frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial \phi'}{\partial t} \right) \right]. \quad (11)$$

上述公式中撇号为季节尺度的低频扰动, 其中式(10)中的位势高度异常倾向 $\frac{\partial \phi'}{\partial t}$ 来自于天气尺度瞬变涡旋涡度强迫或天气尺度瞬变涡旋加热反馈的结果, 代表了高频天气尺度瞬变涡旋反馈所导致的低频模态动能, 相关的能量转换效率计算分别为 CK_{en} 和 CP_{en} . CP_H 中的位势高度倾向异常 $\frac{\partial \phi'}{\partial t}$ 来自于非绝热加热反馈的结果, 代表了非绝热加热所导致的低频模态的有效位能, 相应的能量转换效率计算为 CP_{dh} . 这里将模拟区域划分为三个部分, 分别为北太平洋西部($25^{\circ}N \sim 60^{\circ}N$, $120^{\circ}E \sim 160^{\circ}E$)、北太平洋中部($25^{\circ}N \sim 60^{\circ}N$, $160^{\circ}E \sim 160^{\circ}W$), 以及北太平洋东部($25^{\circ}N \sim 60^{\circ}N$, $160^{\circ}W \sim 120^{\circ}W$). 计算能量转换效率后分别在这一地区进行区域积分, 得到的相关能量转化效率如图6所示, 其中 CK 为通过式(6)计算的低频模态与气候态基本气流间

正压能量转换得到的相关能量转换效率, CP 为通过式(7)计算的低频模态与气候态基本气流间斜压能量转换得到的相关能量转换效率. 在KEDV-L的影响下, 北太平洋西部各项能量转换效率相差不大, 但在北太平洋中部, 非绝热加热能量转换效率相对较大. 在北太平洋东部, 天气尺度瞬变涡旋反馈导致的能量转化仍然占有主要位置. 可见, 在KEDV-L的影响下, 非绝热加热与瞬变涡旋反馈对大尺度环流异常的贡献占有主要地位.

3.3 经圈平面次级环流诊断

天气尺度波的经向传播通常可引起天气尺度瞬变涡旋正反馈的作用, 这种作用通过加强涡旋动量通量经向辐合从而维持急流异常(Robinson, 2006; Gerber和Vallis, 2007). 在这一过程中, 涡旋热通量驱动斜压性向极移动, 并且伴随着经圈平面内次级环流的形成(Vallis, 2006). 在KEDV-L的影响下, 瞬变涡旋反馈仅在北太平洋东部有作用, 而在北太平洋中部的非绝热加热异常对大气环流起到主要作用. 从位涡角度来看, 非绝热加热可在高层产生反气旋位涡, 而在低层大气产生气旋式位涡(Hoskins等, 1985; Ahmadi-Givi, 2002), 从而可对大尺度环流异常产生影响. 同时, 斜压不稳定可看成为高层中高值位涡与低层位涡之间相互作用和加强的过程(Hoskins等, 1985). 这两种过程都会引起不同特征的经圈平面次级环流. 因此这里计算

图6 能量转化效率 R

分别为在KEDV-L的影响下, 在北太平洋西部、北太平洋中部和北太平洋东部, 低频正压能量转换效率(CK), 斜压能量转化效率(CP), 高频天气尺度瞬变涡旋涡度反馈相关的能量转换效率(CK_{ev}), 瞬变涡旋加热反馈相关的能量转换效率(CK_{eh})和非绝热加热相关的能量转化效率(CP_{dh})

图 7 在KEDV-L的影响下, 非绝热加热(填色, 单位: K s^{-1})与经圈平面内环流在 $130^{\circ}\text{E}\sim 125^{\circ}\text{W}$ 平均(矢量箭头)
1mb=100Pa

了在KEDV-L的影响下, 引发的经圈平面次级环流如图7所示. 可以发现, 在KEDV-L的影响下, 在非绝热加热大值区($30^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$)附近有明显的顺时针次级环流, 而在这一区间以北有显著的偏北风异常, 这种特征的次级环流可能与非绝热加热有关. 同时可发现, KEDV-L引起的非绝热加热在区间($30^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$)较强. 这种强烈的非绝热加热似乎可能会引起 40°N 以北地区强烈的北风异常, 从而带来较强的冷平流.

为进一步诊断经圈平面次级环流形成的可能原因, 并比较天气尺度瞬变涡旋反馈与非绝热加热对大尺度环流异常影响的异同, 这里使用模式中纬向风预报倾向方程, 将变量写为平均加扰动量, 并结合连续

性方程可得到次级环流诊断方程为

$$\frac{1}{f} \frac{\partial^2 \chi}{\partial y^2} + \frac{f}{\sigma_1} \frac{\partial^2 \chi}{\partial p^2} = \frac{1}{\sigma_1} \frac{\partial}{\partial p} \nabla \cdot \left(\frac{-\overline{u'v'}}{1}, \frac{f}{\partial \theta / \partial p} \overline{\theta'v'} \right) - \frac{R}{\sigma_1 p C_p} \frac{\partial \overline{Q_d}}{\partial y}, \quad (12)$$

$$\overline{v} = -\frac{\partial \chi}{\partial p}, \quad \overline{\omega} = \frac{\partial \chi}{\partial y}. \quad (13)$$

上式中撇号为2~8天的天气尺度滤波结果, 拨号代表冬季平均. χ 为流函数, θ 为位温, $(\overline{v}, \overline{\omega})$ 均为异常响应的经向和垂直速度, Q_d 为非绝热加热. 式(12)等号右端包含了瞬变涡旋对动量和热量的输送, 体现了EP通量(Eliassen-Palm flux)的作用(Eliassen和Palm, 1960), 它是综合表征天气尺度波的动量和热量经向和垂直输送的矢量. 求解式(12)带有边值问题的非线性泊松方程(在南北边界 $\overline{v} = 0$, 上下边界 $\overline{\omega} = 0$), 求解结果如图8所示. 可以发现在KEDV-L的影响下, EP通量散度的垂直梯度引发了经圈平面内较弱的逆时针次级环流, 但更为显著地体现在非绝热加热的经向梯度引起的顺时针环流以及 40°N 以北的偏北风. 这与大尺度经圈平面内次级环流较为相似, 因而可能是其形成的主要原因. 因此, KEDV-L的作用可能更多地体现了非绝热加热的作用.

4 大气对中尺度海温异常的响应

4.1 大尺度环流的响应形态

大尺度环流对KEDV-M的异常响应如图9所示, 可

图 8 在KEDV-L影响下, 涡旋动量和热量通量散度(a)以及非绝热加热(b)引发的经圈平面次级环流

图9 位势高度场对KEDV-M的响应(填色, 单位: m)(KSTS-MEFS)
(a) 250hPa位势高度异常响应; (b) 850hPa位势高度的响应. 打点区域为通过90%可信度检验的区域

图10 在KEDV-M的影响下(KSTS-MEFS), 由天气尺度瞬变涡旋加热强迫、天气尺度瞬变涡旋涡度强迫和非绝热加热强迫导致的位势高度倾向异常(填色, 单位: $10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$)

(a), (b)分别为250和850hPa天气尺度瞬变涡旋加热强迫的位势高度倾向异常; (c), (d)分别为250和850hPa天气尺度瞬变涡旋涡度强迫的位势高度倾向异常; (e), (f)分别为250和850hPa非绝热加热强迫的位势高度倾向异常. 打点区域为通过90%可信度检验的区域

发现高层大气位势高度场对KEDV-M的响应类似于位势高度场对KEDV-IS的响应型, 分别在北太平洋西部

和北太平洋东部靠近北美大陆西海岸附近有较为显著的位势高度正异常; 而在低层大气850hPa, 北太平洋东

图 11 KEDV-M的影响下, 正压能量转换和斜压能量转换(填色, 单位: $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$)(KSTS-MEFS)

(a)和(b)分别为250和850hPa正压能量转换; (c)和(d)分别为250和850hPa斜压能量转换. 打点区域为通过90%可信度检验的区域. 黑色等值线为气候态纬向风(单位: m s^{-1}), 绿色等值线为位势高度异常对KEDV-M的响应(单位: m)

部仍然有显著的位势高度正异常, 但在北太平洋西部位势高度场信号较弱, 并且在北太平洋西部位势高度异常出现了由低层大气到高层大气向西向南倾斜的斜压结构.

4.2 可能的机制分析

4.2.1 高频天气尺度瞬变涡旋的反馈

我们仍然首先从天气尺度瞬变涡旋反馈的角度出发, 研究天气尺度瞬变涡旋对大尺度低频环流的反馈. 同样使用SOR方法对式(5)反演求得的位势高度倾向如图10所示. 与瞬变涡旋加热有关的 $F1$ 项对KEDV-M的响应对位势高度场的反馈如图10a和10b所示. 可以发现, 在 40°N 以北的北太平洋中东部及阿拉斯加湾地区, $F1$ 项对KEDV-M的响应对位势高度场的反馈有显著的负异常, 而在 40°N 附近及以南的北太平洋东部地区有显著的正异常, 这对北太平洋东部的位势高度场异常有一定的正贡献. 但在低层大气, 特别是在KE海区上空, 其对位势高度场反馈有正异常, 并呈现出斜压结构. 在KE海区, 北太平洋中东部及北美大陆西海岸上空, 与瞬变涡旋强迫有关的 $F2$ 项对KEDV-M的响应对位势高度场的反馈均有正异常, 并且这种正异

常的反馈呈现出相当正压结构, 但强的信号主要表现在北太平洋中东部上空(图10c和10d), 且强度量级比 $F1$ 项反馈的结果更强. 由此可判断, $F2$ 项对KEDV-M的响应对位势高度异常有主要的正贡献, 并主要体现在北太平洋中东部上空. 与非绝热加热有关的 $F3$ 项对KEDV-M的响应对位势高度场的反馈如图10e和10f所示, 在高层大气中, $F3$ 项几乎没有任何作用, 而在低层大气中对 55°N 以北的位势高度场反馈有作用, 但量级也相对较小.

4.2.2 正压与斜压能量转换

由以上的分析可见, 在KEDV-M的影响下, 天气尺度瞬变涡旋反馈主要在北太平洋中东部产生较强的信号响应, 并且可能是北太平洋中东部位势高度场异常的主要贡献量. 但对于在北太平洋西部较强的位势高度异常响应, 天气尺度瞬变涡旋反馈在这一地区较弱, 因此北太平洋西部位势高度异常响应可能不是主要由天气尺度瞬变涡旋反馈导致的. 我们仍然从正压能量或斜压能量转换的角度分析季节尺度低频模态异常从基本气候态基流中吸收能量而得以自维持的可能性. 在KEDV-M的影响下, 高层250hPa的正压能量转换如

图 12 能量转化效率R

分别为在KEDV-M的影响下, 在北太平洋西部、北太平洋中部和北太平洋东部, 低频正压能量转换效率(CK), 斜压能量转化效率(CP), 高频天气尺度瞬变涡旋涡度强迫反馈相关的能量转换效率(CK_ev), 瞬变涡旋加热反馈相关的能量转换效率(CK_eh)和非绝热加热相关的能量转化效率(CP_dh)

图 13 在KEDV-M的影响下(KSTS-MEFS), 非绝热加热(填色, 单位: K s^{-1})与经圈平面内环流在 $130^{\circ}\text{E}\sim 125^{\circ}\text{W}$ 平均(矢量箭头)

图11a所示, 可见在北太平洋西部地区急流处右后侧有较强的正压能量转换, 也意味着季节尺度的低频模态异常能够从基本气流中不断地吸收动能而得以维持, 因此正压能量转化可能是北太平洋西部位势高度异常维持的原因之一. 在北太平洋东部急流出口处, 发现有较强的正压能量转换的负异常, 这说明有低频模态的动能不断向基本气流动能转换, 基本气流得到维持, 而低频模态不断丧失动能, 因而必然有其他过程对低频模态能量进行补充, 这可能是由天气尺度瞬变涡旋反馈过程进行补充的. 低层850hPa的正压能量转换几

乎很弱(图11b). 斜压能量转换对高层大气的影响相对较弱, 如图11c所示, 其主要存在于北太平洋东部靠近北美大陆西海岸, 但是强度也相对较弱. 斜压能量转化在低层大气中有明显的信号, 如图11d所示, 其主要存在于北太平洋西部和北太平洋中部, 北太平洋西部 40°N 以北地区有显著的负异常, 这说明低层大气的低频模态有效位能将不断失去而向气候态基本气流转换, 从而使得低频模态异常变得很弱. 这可能是低层大气位势高度异常在北太平洋西部地区偏弱的主要原因. 总的来看, 高层大气的正压能量转化和低层大气的斜压能量转换是北太平洋西部位势高度异常的主要因素, 这种情况可使得位势高度异常从低到高表现为向西向南倾斜的特征.

4.2.3 能量转换效率评估

这里仍然采用能量转换效率评估高频天气尺度瞬变涡旋反馈和低频模态与气候态基流相互作用并通过正压能量和斜压能量转换维持自身的相对重要性. 评估的结果如图12所示, 可以发现在北太平洋西部地区, 正压能量转换有较高的效率; 北太平洋中部地区和北太平洋东部地区具有较高的天气尺度瞬变涡旋导致的相关能量转换效率. 从能量转换的角度来看, 北太平洋西部地区正压能量转换对大尺度低频环流模态的维持有重要作用, 而北太平洋中东部的天气尺度瞬变涡旋反馈有着重要作用.

图 14 在KEDV-M的影响下(KSTS-MEFS), 涡旋动量和热量通量散度(a)以及非绝热加热(b)引发的经圈平面次级环流

4.3 经圈平面次级环流诊断

如前述, 天气尺度波的经向传播通常可引起天气尺度瞬变涡旋正反馈的作用, 这种作用通过加强涡旋动量通量的经向辐合从而维持高空急流(eddy-driven jet)(Robinson, 2006; Gerber和Vallis, 2007). 在这一过程中, 涡旋热通量驱动斜压性向极移动, 并且伴随着经圈平面内次级环流的形成(Vallis, 2006). 在KEDV-M的影响下, 天气尺度瞬变涡旋反馈占有重要的作用. 这里我们计算了KEDV-M引发的经圈平面次级环流如图13所示. 可以发现, 在KEDV-M的影响下, 经圈平面出现了不同于KEDV-L影响下的经圈平面顺时针环流特征, 而是有着类似于Ferrel环流的逆时针次级环流, 这值得猜测可能是天气尺度瞬变涡旋动量和热量的共同作用引发的. 在KEDV-M影响下, 较强的瞬变涡旋热通量和动量通量的经向输送可能引发经圈平面内逆时针环流, 并促使斜压性向极移动.

为进一步诊断经圈平面内次级环流的形成原因, 并比较天气尺度瞬变涡旋反馈与非绝热加热对大尺度环流异常影响的异同, 数值求解式(12)带有边值问题的非线性泊松方程(在南北边界 $\bar{\sigma} = 0$, 上下边界 $\bar{\omega} = 0$), 求解结果如图14所示. 可以发现在KEDV-M的影响下, EP通量散度的垂直梯度引发了较为明显的逆时针次级环流(式(12)等号右端第一项), 类似于KEDV-M影响下的经圈平面内次级环流, 因而可能是其主要贡献量. 而非绝热加热的经向梯度对经圈平面内次级环流的贡献较弱(式(12)等号右端第二项), 这说明KEDV-M的作用主要体现了天气尺度瞬变涡旋的正反馈作用.

5 讨论与总结

为进一步探讨KEDV-IS中存在的不同尺度海温异常对大尺度环流异常的影响以及存在其中可能的机制, 本文使用区域气候模式RegCM4.6, 设计了三组具有不同初值的集合试验, 得到以下结论.

(1) 北太平洋冬季大尺度环流对KEDV-IS的响应表现为广泛的三极子型结构, 这与人统计分析的结果较为一致. 研究大尺度环流对KE不同尺度海温异常的响应发现, 这种广泛的三极子型结构的响应主要是由KEDV-M贡献的, 而KEDV-L的作用则是使北太平洋中部呈现较弱斜压性. 使用准地转位涡方程进行诊断并结合相关的能量转化分析大尺度环流异常维持的原因后发现, KEDV-M引起的大尺度环流异常型在北太平洋中东部地区主要是由高频天气尺度瞬变涡旋反馈导致的, 而在北太平洋西部地区的大尺度环流异常响应可通过正压能量转换从基本气候态基流中吸收动能而得以自维持. KEDV-L造成的在北太平洋中部地区大气环流场呈现弱斜压性主要是由非绝热加热导致的, 而在北太平洋东部地区, 天气尺度瞬变涡旋反馈对偶极型大气环流异常仍然起到主要作用.

(2) 不同尺度的KEDV-IS引起的经圈平面内次级环流具有明显的不同. KEDV-M强迫出类似于Ferrel环流的逆时针经圈平面次级环流. KEDV-L则强迫出经圈平面内顺时针环流, 并且在40°N以北有强的偏北风异常. 通过经圈平面次级环流诊断方程可以发现, KEDV-M的作用是更凸显了天气尺度瞬变涡旋对动量和热量的输送作用, 从而引发了经圈平面内的逆时针次级环流. 而在KEDV-L的影响下, 非绝热加热的作用

引发了顺时针环流, 并且能够引发40°N以北的偏北气流。上述分析表明, 不同尺度的KEDV-IS对大尺度环流的影响过程和机制均不同。

总的来看, KEDV-M的作用较多地体现了天气尺度瞬变涡旋反馈的作用, 对大尺度环流和风暴轴均有重要的调整作用(Foussard等, 2018; Wang等, 2019)。而KEDV-L则较多地体现了非绝热加热的作用。同时也注意到, KEDV-L的作用除了体现更强的非绝热加热作用外, 也具有增强瞬变涡旋的作用, 关于这种瞬变涡旋增强的原因仍需进一步探讨, 有研究发现, 除了海洋锋能够通过改变低层大气斜压性从而影响风暴轴外, 大尺度海温异常提供的潜热加热仍然有可能影响风暴轴的发展(Businger等, 2005; Booth等, 2012; Wang等, 2019)。文中在KEDV-L的影响下, 增强的天气尺度瞬变涡旋则可能为大尺度海温异常导致的感热和潜热异常的结果, 这仍然需要做进一步研究。

参考文献

Ahmadi-Givi F. 2002. A review of the role of latent heat release in extratropical cyclones within potential vorticity framework. *J Earth Space Phys*, 28: 7–20

Alexander M A, Bladé I, Newman M, Lanzante J R, Lau N C, Scott J D. 2002. The atmospheric bridge: The influence of ENSO teleconnections on air-sea interaction over the global oceans. *J Clim*, 15: 2205–2231

Booth J F, Thompson L A, Patoux J, Kelly K A. 2012. Sensitivity of midlatitude storm intensification to perturbations in the sea surface temperature near the Gulf Stream. *Mon Weather Rev*, 140: 1241–1256

Businger S, Graziano T M, Kaplan M L, Rozumalski R A. 2005. Cold-air cyclogenesis along the Gulf-Stream front: Investigation of diabatic impacts on cyclone development, frontal structure, and track. *Meteorol Atmos Phys*, 88: 65–90

Cheng Y H, Ho C R, Zheng Q, Kuo N J. 2014. Statistical characteristics of mesoscale eddies in the North Pacific derived from satellite altimetry. *Remote Sens*, 6: 5164–5183

Ducet N, Le Traon P Y, Reverdin G. 2000. Global high-resolution mapping of ocean circulation from TOPEX/Poseidon and ERS-1 and -2. *J Geophys Res*, 105: 19477–19498

Eliassen A, Palm E. 1960. On the transfers of energy in stationary mountain waves. *Geophys Publ*, 22: 1–23

Fang J B, Yang X Q. 2016. Structure and dynamics of decadal

anomalies in the wintertime midlatitude North Pacific ocean-atmosphere system. *Clim Dyn*, 47: 1989–2007

Foussard A, Lapeyre G, Plougonven R. 2018. Storm track response to oceanic eddies in idealized atmospheric simulations. *J Clim*, 32: 445–463

Frankignoul C, Müller P, Zorita E. 1997. A simple model of the decadal response of the ocean to stochastic wind forcing. *J Phys Oceanogr*, 27: 1533–1546

Gerber E, Vallis G. 2007. Eddy-zonal flow interactions and the persistence of the zonal index. *J Atmos Sci*, 64: 3296–3311

Giorgi F, Coppola E, Solmon F, Mariotti L, Sylla M B, Bi X, Elguindi N, Diro G T, Nair V, Giuliani G, Turuncoglu U U, Cozzini S, Güttler I, O'Brien T A, Tawfik A B, Shalaby A, Zakey A S, Steiner A L, Stordal F, Sloan L C, Brankovic C. 2012. RegCM4: Model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains. *Clim Res*, 52: 7–29

Hadjidimos A. 2000. Successive overrelaxation (SOR) and related methods. *J Comput Appl Math*, 123: 177–199

Holtslag A A M, Boville B A. 1993. Local versus nonlocal boundary-layer diffusion in a global climate model. *J Clim*, 6: 1825–1842

Hoskins B J, McIntyre M E, Robertson A W. 1985. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Q J R Meteorol Soc*, 111: 877–946

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 Clim*, 22: 3177–3192

Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, Collins W, Deaven D, Gandin L, Iredell M, Saha S, White G, Woollen J, Zhu Y, Leetmaa A, Reynolds R, Chelliah M, Ebisuzaki W, Higgins W, Janowiak J, Mo K C, Ropelewski C, Wang J, Jenne R, Joseph D. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Amer Meteorol Soc*, 77: 437–471

Lau N C. 1988. Variability of the observed midlatitude storm tracks in relation to low-frequency changes in the circulation pattern. *J Atmos Sci*, 45: 2718–2743

Lau N C, Holopainen E O. 1984. Transient eddy forcing of the time-mean flow as identified by geopotential tendencies. *J Atmos Sci*, 41: 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 Atmos Sci*, 48: 2589–2613

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 Atmos Sci*, 44: 2418–2436

Liu Q Y, Wen N, Liu Z Y. 2006. An observational study of the impact of the North Pacific SST on the atmosphere. *Geophys Res Lett*, 33:

L18611

- Liu Q Y, Zhang S P, Jia Y L. 2020. Study about ocean eddy effect on strong convection in local atmosphere over the Kuroshio Extension region. *Adv Earth Sci*, 35: 441–451
- Ma X H, Chang P, Saravanan R, Montuoro R, Hsieh J S, Wu D X, Lin X P, Wu L X, Jing Z. 2015. Distant influence of Kuroshio eddies on North Pacific weather patterns? *Sci Rep*, 5: 17785
- Ma X H, Chang P, Saravanan R, Montuoro R, Nakamura H, Wu D X, Lin X P, Wu L X. 2017. Importance of resolving Kuroshio front and eddy influence in simulating the North Pacific storm track. *J Clim*, 30: 1861–1880
- Minobe S, Kuwano-Yoshida A, Komori N, Xie S P, Small R J. 2008. Influence of the Gulf Stream on the troposphere. *Nature*, 452: 206–209
- Nakamura H, Tanaka M, Wallace J M. 1987. Horizontal structure and energetics of Northern Hemisphere wintertime teleconnection patterns. *J Atmos Sci*, 44: 3377–3391
- Nakamura H, Sampe T, Tanimoto Y, Shimo A. 2004. Observed associations among storm tracks, jet streams and midlatitude oceanic fronts. In: Wang C, Xie S P, Carton J A, eds. *Earth's Climate: The Ocean—Atmosphere Interaction*. Geophysical Monograph Series. Washington: American Geophysical Union. 329–345
- Okajima S, Nakamura H, Nishii K, Miyasaka T, Kuwano-Yoshida A, Taguchi B, Mori M, Kosaka Y. 2018. Mechanisms for the maintenance of the wintertime basin-scale atmospheric response to decadal SST variability in the North Pacific subarctic frontal zone. *J Clim*, 31: 297–315
- O'Reilly C H, Czaja A. 2015. The response of the Pacific storm track and atmospheric circulation to Kuroshio Extension variability. *Q J R Meteorol Soc*, 141: 52–66
- Peng S L, Whitaker J S. 1999. Mechanisms determining the atmospheric response to midlatitude SST anomalies. *J Clim*, 12: 1393–1408
- Qiu B, Chen S M. 2005. Variability of the Kuroshio Extension jet, recirculation gyre, and mesoscale eddies on decadal time scales. *J Phys Oceanogr*, 35: 2090–2103
- Qiu B, Chen S M, Schneider N, Taguchi B. 2014. A coupled decadal prediction of the dynamic state of the Kuroshio Extension system. *J Clim*, 27: 1751–1764
- Révelard A, Frankignoul C, Sennéchal N, Kwon Y O, Qiu B. 2016. Influence of the decadal variability of the Kuroshio Extension on the atmospheric circulation in the cold season. *J Clim*, 29: 2123–2144
- Révelard A, Frankignoul C, Kwon Y O. 2018. A multivariate estimate of the cold season atmospheric response to North Pacific SST variability. *J Clim*, 31: 2771–2796
- Robinson W A. 2006. On the self-maintenance of midlatitude jets. *J Atmos Sci*, 63: 2109–2122
- Sampe T, Nakamura H, Goto A, Ohfuchi W. 2010. Significance of a midlatitude SST frontal zone in the formation of a storm track and an eddy-driven westerly jet. *J Clim*, 23: 1793–1814
- Sun X G, Tao L F, Yang X Q. 2018. The influence of oceanic stochastic forcing on the atmospheric response to midlatitude North Pacific SST anomalies. *Geophys Res Lett*, 45: 9297–9304
- Taguchi B, Xie S P, Schneider N, Nonaka M, Sasaki H, Sasai Y. 2007. Decadal variability of the Kuroshio Extension: Observations and an Eddy-Resolving Model Hindcast. *J Clim*, 20: 1459
- Taguchi B, Nakamura H, Nonaka M, Komori N, Kuwano-Yoshida A, Takaya K, Goto A. 2012. Seasonal evolutions of atmospheric response to decadal SST anomalies in the North Pacific subarctic frontal zone: Observations and a coupled model simulation. *J Clim*, 25: 111–139
- Tao L F, Yang X Q, Fang J B, Sun X G. 2020. PDO-related wintertime atmospheric anomalies over the midlatitude North Pacific: Local versus remote SST forcing. *J Clim*, 33: 6989–7010
- Vallis G K. 2006. *Atmospheric and Ocean Fluid Dynamics: Fundamentals and Large-Scale Circulation*. Cambridge: Cambridge University Press
- 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 Clim*, 2: 1492–1499
- Wang L Y, Hu H B, Yang X Q. 2019. The atmospheric responses to the intensity variability of subtropical front in the wintertime North Pacific. *Clim Dyn*, 52: 5623–5639
- Yao Y, Zhong Z, Yang X Q. 2016. Numerical experiments of the storm track sensitivity to oceanic frontal strength within the Kuroshio/Oyashio Extensions. *J Geophys Res Atmos*, 121: 2888–2900
- Zeng X B, Zhao M, Dickinson R E. 1998. Intercomparison of bulk aerodynamic algorithms for the computation of sea surface fluxes using TOGA COARE and TAO data. *J Clim*, 11: 2628–2644
- Zhang C, Liu H L, Xie J B, Lin P F, Li C Y, Yang Q, Song J. 2020. North Pacific storm track response to the mesoscale SST in a global high-resolution atmospheric model. *Clim Dyn*, 55: 1597–1611

(责任编辑: 吴立新)