

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, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.13151. Ma Jing, Xu Haiming, Dong Changming. 2014. Atmospheric response to mesoscale oceanic eddies over the Kuroshio Extension: Case analyses of warm and cold eddies in winter [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38 (3): 438–452.

# 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

马静<sup>1,2</sup> 徐海明<sup>1,2</sup> 董昌明<sup>3</sup>

1 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室, 南京 210044

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, 南京 210044

3 加利福尼亚大学地球物理及行星物理研究所, 洛杉矶 90095

**摘 要** 采用动态合成、带通滤波等方法, 通过对冬季黑潮延伸区暖、冷两个中尺度海洋涡旋的分析, 研究了大气对中尺度海洋涡旋的响应特征。结果表明, 海表温度 (SST) 与近海面风速的正相关关系在涡旋的动态合成图上清晰可见, 暖 (冷) 涡上空对应 10 m 风速的极大 (小) 值, 即海洋对大气的强迫作用在日时间尺度上表现显著; SST 高低值中心基本对应 10 m 风无辐散区, 暖 (冷) 涡上空为异常正 (负) 涡度分布; 暖 (冷) 涡上空潜热、感热通量增大 (减小), 降低 (增大) 大气稳定度, 从而加强 (减弱) 边界层垂直混合作用, 使得海洋大气边界层增厚 (变薄)。暖 (冷) 涡旋上空对应摩擦速度极大 (小) 值, 反映了湍流粘性力在高 (低) 海温中心增大 (减小) 的特征, 表明动量垂直混合机制在中小尺度海气相互作用中起着主要作用。中尺度海洋涡旋能够影响大气瞬变扰动, 大气瞬变扰动强度在暖 (冷) 涡下游上空出现极大 (小) 值, 该影响不仅表现在海洋大气边界层, 在自由大气中低层也有较为清晰的反映。此外, 从能量转换的角度入手, 发现斜压能量转换在中尺度海洋涡旋影响大气瞬变扰动强度中贡献明显。

**关键词** 黑潮延伸区 中尺度海洋涡旋 动态合成 海洋大气边界层 瞬变扰动

**文章编号** 1006-9895(2014)03-0438-15

**中图分类号** P461

**文献标识码** A

**doi:**10.3878/j.issn.1006-9895.2013.13151

## Atmospheric Response to Mesoscale Oceanic Eddies over the Kuroshio Extension: Case Analyses of Warm and Cold Eddies in Winter

MA Jing<sup>1,2</sup>, XU Haiming<sup>1,2</sup>, and DONG Changming<sup>3</sup>

1 Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

2 Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

3 Institute of Geophysics and Planetary Physics, University of California, Los Angeles 90095, USA

**Abstract** The response of the atmosphere to mesoscale oceanic eddies is investigated by using dynamic composite and bandpass filters with particular focus on one warm eddy and one cold eddy over the Kuroshio Extension during the winter season. Results show positive correlation between sea surface temperature (SST) and wind speed at 10-m on dynamic

**收稿日期** 2013-04-15, 2013-09-04 收修定稿

**资助项目** 国家重大科学研究计划——“太平洋印度洋对全球变暖的响应及其对气候变化的调控作用” 2012CB955600, 国家自然科学基金项目 41275094, 江苏高校优势学科建设工程项目 (PAPD), 江苏省高校“青蓝工程”, 江苏省研究生培养创新工程项目 CXZZ13\_0498

**作者简介** 马静, 女, 1987 年出生, 博士研究生, 主要从事海气相互作用研究。E-mail: majingmarulai@163.com

**通讯作者** 徐海明, E-mail: hxu@nuist.edu.cn

composites, indicating remarkable oceanic forcing at daily time scales. Significantly weak divergence appears over the warm (cold) eddy center with positive (negative) vorticity anomaly. Latent and sensible heat fluxes increase (decrease) over the warm (cold) eddy, thus weakening (enhancing) atmospheric stability and thickening (thinning) the marine atmospheric boundary layer with strong (weak) vertical mixing. The maximum (minimum) center of frictional velocity, which represents turbulent viscous forces, lies over the warm (cold) eddy, indicating the substantial role of the vertical mixing mechanism in mesoscale and microscale ocean-atmosphere interaction. Mesoscale oceanic eddies can exert their influence on atmospheric transient disturbance intensity, which is significant both in the boundary layer and the mid-lower troposphere. Moreover, baroclinic energy conversion is found to play a critical role in the oceanic forcing of atmospheric transient disturbances.

**Keywords** Kuroshio Extension, Mesoscale oceanic eddy, Dynamic composite, Marine atmospheric boundary layer, Transient disturbance

## 1 引言

海气相互作用是气候研究中的一个重要课题。人们对热带海气相互作用的研究已日趋成熟,并取得了较为一致的认识,而中纬度的海气相互作用是近几十年气候研究中一个非常有挑战和争议的科学问题。在海盆尺度上,无论观测还是模式分析都表明:海表温度(SST)异常主要是大气强迫的结果(Palmer et al., 1985; Deser and Timlin, 1997)。

自 20 世纪 90 年代以来,散射计、被动遥感仪、红外辐射计等高分辨率卫星观测资料大量出现,为人们认识中纬度中小尺度的海气相互作用提供了条件。许多学者对诸如黑潮及其延伸体、墨西哥湾流等强海流地区的海气相互作用特征进行了大量研究。Nonaka and Xie (2003)通过对季节平均 AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) 海温和 ERS (European Remote Sensing Satellite) 风速的分析发现,黑潮延伸区近表面风速与 SST 存在着同位相关关系。徐海明等(2008)采用高分辨率卫星观测资料研究发现,黑潮海洋锋区上 SST 与海表面风速之间存在明显的正相关关系,特别是当海洋锋区强并在其上产生明显的海洋波动的春季,海温与海表面风速之间的正相关关系表现得更为显著。索马里海流 (Vecchi et al., 2004)、南极绕极流 (O'Neill et al., 2003; White and Annis, 2003)、巴西暖流和墨西哥湾流 (White and Annis, 2003) 等海区也存在类似的 SST 与近海面风速的同位相关关系。此外,这种耦合关系也为数值模式结果所验证 (Small et al., 2003, 2008; Yu and Liu, 2003; Song et al., 2004)。这种不同于海盆尺度的海气相互作用特征反映了海洋对大气的强迫作用。

目前,人们提出了两种解释近表面风速与 SST

正相关的机制。一种是 Lindzen and Nigam (1987) 提出的海平面气压调整机制,海温高值区大气增暖,海平面气压降低,而在低海温区海平面气压则升高。另一种是 Wallace et al. (1989) 提出的垂直混合机制,即暖海水使得海洋边界层大气变得不稳定,垂直混合作用加强,引起边界层中高层大动量的下传,使海表风速增大;相反地,海温低值区大气稳定度增强,垂直混合受到抑制,海表面风速减小。但是,究竟是哪种机制在中小尺度海气相互作用过程中起主导作用至今仍存在较大争议,有待进一步的探讨。

有研究表明,中纬度海洋对大气的强迫作用并不局限在大气低层,还可以扩展至对流层。Minobe et al. (2008) 研究发现,墨西哥湾流区域海温引起的表面风辐合与垂直运动能显著影响云 (Minobe et al., 2010) 和降水 (Kuwano-Yoshida et al., 2010; Minobe et al., 2010)。Xu et al. (2011) 发现春季东海黑潮海洋锋区的暖侧积云对流频发、雨(云)顶高度增加、闪电活动频繁。此外,有研究表明 (Nakamura, 2012),日本南部海岸移动气旋的路径和发展速率的变化与黑潮是蛇曲路径还是直行路径密切相关。

除强海流区的海气相互作用以外,中纬度海洋涡旋对大气的的影响也受到了人们的关注。研究表明 (Robinson, 1983),中尺度海洋涡旋以长期封闭环流为主要特征,通常典型的空间尺度为 50~500 km,时间尺度为几天到上百天,在海洋环流和热量、质量的输送方面起着重要作用,是海洋物理环境的一个重要组成部分。

北太平洋上有两个涡旋动能的纬向高值带,主要高值带位于黑潮延伸体,它是一支伴随有大量涡旋的纬向型海洋急流 (Qiu, 2002; Liu et al., 2012);

次高值带处于副热带区域,从吕宋海峡一直延伸至夏威夷群岛。Xu et al. (2010) 研究了 2004~2005 年黑潮延伸体大弯曲时期出现在日本岛南侧的冷性涡旋对大气的影 响。资料分析表明,该冷涡水平尺度为 500~600 km,从 2004 年夏季维持到翌年夏季,在其上空,海表风速减小,云中液态含水量和降水均减少。

Xu et al. (2010) 研究中关注的海洋涡旋空间尺度较大,维持时间较长,对局地气候产生了一定的影响。那么,空间尺度更小、时间尺度更短的中尺度海洋涡旋对大气的强迫作用又会呈现怎样的特征?此外,已有的研究大多从月、季尺度考虑中小尺度的海气相互作用特征,鲜有以日为时间尺度的相关研究,跟踪某个特定海洋涡旋并探讨其上大气响应的研究工作就更不多见。日时间尺度上 SST 与 10 m 风速的同位相关关系是否依然成立?中纬度海洋涡旋对大气的影 响是否可以突破边界层高度进而影响对流层大气?本文从这几个问题出发,采用中尺度涡旋判别方法选取冬季黑潮延伸区的典型中尺度海洋涡旋个例,对移动涡旋上空的大气响应进行了研究。

## 2 资料与方法

### 2.1 资料

#### (1) 中尺度海洋涡旋资料

合理定义中尺度海洋涡旋并追踪其移动路径是开展本研究的前提。目前,确定涡旋的算法主要有三类,第一类基于物理特征,通过设定某一特定参数的阈值来确定涡旋;第二类则基于流场的几何特征,以即时流线的形状或弯曲来确定涡旋;第三类是混合法,即综合考虑前两种方法。Dong et al. (2011) 提出了一种新的涡旋检测方法,利用高分辨率的卫星遥感海温资料得到热成流速度场,通过对热成流速度场几何特征的分析识别涡旋中心,确定涡旋中心位置、大小、极性、强度,并追踪其路径。由于它完全依赖流场的几何特征,因此属第二类算法。该算法已在南加利福尼亚海湾等的涡旋活动研究 (Dong et al., 2012) 中得到检验,该涡旋判别方法的具体介绍详见参考文献 (Dong et al., 2011)。

#### (2) TMI 资料

TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) 卫星于 1997 年 11 月 27 日发射升空,是第一颗专

门用于定量测量热带和亚热带降雨的气象卫星,其观测范围在南北纬 40°之间,共搭载 5 种仪器:测雨雷达 PR、微波成像仪 TMI (TRMM Microwave Imager)、可见光和红外扫描仪、闪电图像仪以及云和地球辐射能量系统 (何会中等, 2004)。TMI 测量的海表温度排除了云的影响,因此较为准确可靠,该资料时长为 1997 年 12 月~2010 年 9 月,水平分辨率为  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 。本文选用 2006 年的逐日 TMI 海表温度、风速资料。

#### (3) QuikSCAT 卫星数据

1999 年 7 月,美国宇航局发射了一颗专门用来观测海表面风场的 Quick Scatterometer (简称 QuikSCAT) 卫星,该卫星搭载的微波散射仪可观测每天全球海洋上的海表面 10 米处风矢量场,其水平分辨率为  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ ,资料时段为 1999 年 7 月~2009 年 11 月 (Liu et al., 2000)。

#### (4) CFSR 资料

美国国家环境预报中心 (NCEP) 的 CFSR (Climate Forecast System Reanalysis) 数据 (Saha et al., 2006) 是一种新的海—陆—气完全耦合的高分辨率再分析数据,其水平分辨率为  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ ,垂直分层为 37 层,资料长度为 1979 年 1 月~2010 年 12 月,利用它可以发现大气海洋环境中一些尺度更小的细微特征。本文选用逐 6 小时 CFSR 资料,用到的变量有:边界层高度、纬向风速、经向风速、垂直速度、摩擦速度等。值得一提的是,该资料同化了 QuikSCAT 风速 (Sasaki et al., 2012), 其对流层风速等变量的质量也相对较高。

#### (5) J-OFURO 海表热通量资料

J-OFURO 海表热通量资料是日本东海大学海洋科学与技术学院利用卫星资料建立的海洋表面通量数据集,提供海表潜热通量、感热通量、10 m 气温、10 m 风速等资料。本文采用该数据集第二版的逐日资料,水平分辨率为  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ ,资料时段为 2002 年 1 月~2007 年 12 月 (详细介绍见 [http://dtsv.scc.u-tokai.ac.jp/j-ofuro/\[2012-10-01\]](http://dtsv.scc.u-tokai.ac.jp/j-ofuro/[2012-10-01]))。

### 2.2 主要方法

#### (1) 典型涡旋个例的选取

Dong et al. (2011) 利用 2006~2008 年黑潮延伸体区域的 REMSS (Remote Sensing System) 海温数据集 (空间分辨率为 9 km), 分析了该区域中尺度海洋涡旋的基本特征。结果表明,尺度在 50 km 左右的涡旋最多,与第一斜压变形半径相近;平均

生命史以 6 天居多。

本文依照 Dong et al. (2011) 的涡旋判别方法, 挑选了 2006 年冬季维持时间在 50 天左右的中尺度海洋涡旋, 最终选取了其中两个个例, 一个暖涡, 一个冷涡。

暖涡从 2006 年 1 月 2 日维持到 2 月 21 日, 其移动路径见图 1a。由图可见, 该暖涡移动幅度较大, 涡旋中心分布在 (28.5°~31.5°N, 172°~174.5°E) 较为广阔的范围内。1 月 29 日该涡旋面积最大, 形态如图 1b。其纬向跨度近 2 度, 经向跨度为 3 度左右, 属典型中尺度海洋涡旋。另一个个例是在 (30°~35°N, 154°~156°E) 范围内移动的冷涡, 路径见图 1c。该冷涡持续时间为 2006 年 11 月 3 日至 12 月 31 日, 12 月 29 日该冷涡面积达最大, 纬向跨度近 2 度, 经向跨度则大于 3 度, 也属于典型中尺度海洋涡旋 (形态见图 1d)。

## (2) 动态合成方法

为跟踪移动中的中尺度海洋涡旋, 考虑其结构、周围环境的分布及变化, 参照李英等 (2005) 提出的跟随热带气旋的动态合成方法, 类似得到跟随海洋涡旋中心的动态合成分析方法, 公式为:

$$\bar{S}_i(x, y) = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N S_i(x, y), \quad (1)$$

其中  $S_i(x, y)$  为  $t$  时刻物理量场,  $\bar{S}_i(x, y)$  为其样本均值,  $(x, y)$  为所选区域的坐标。以各时刻海洋涡

旋中心所在位置作为移动坐标原点及动态区域合成中心, 针对特定时刻和区域坐标点  $(x, y)$ , 求取物理量  $S_i(x, y)$  的  $N$  个样本平均值, 由此获得不同样本涡旋移动过程中一系列合成图像。这种合成分析与简单的算数平均在物理意义上有显著的不同。它减少了样本物理量平均时的相互抵消作用, 使得涡旋结构保持相对完整, 涡旋与周围环境系统的相对位置也基本保持原状。同时, 能够抓住样本物理量的主要特征, 避免单个样本分析时出现的特殊性。Li et al. (2011) 采用了动态合成方法追踪 2008 年 6 月出现在青藏高原上空的低涡, 研究了低涡生成、发展和东移的机制, 发现大气热源的垂直不均匀分布在低涡发展东移过程中起着重要作用。依照 Dong et al. (2011) 的涡旋判别方法, 本文选取的中尺度暖涡合成样本数为 44 个, 冷涡的合成样本数为 56 个。

## (3) 31 点带通滤波

设  $X(t)$  为包含各种频率成分的输入序列,  $h_k$  为对称数字滤波器,  $Y(t)$  为滤波后得到的包含我们所需频率成分的新序列:

$$Y(t) = \sum_{k=-N}^N h_k X(t-k). \quad (2)$$

在  $N=15$  时, 可滤出周期为 2.5~6 天的天气尺度涡动部分。从滤波器的频率响应函数曲线来看, 有很好的滤波效果 (邓兴秀和孙照渤, 1994)。

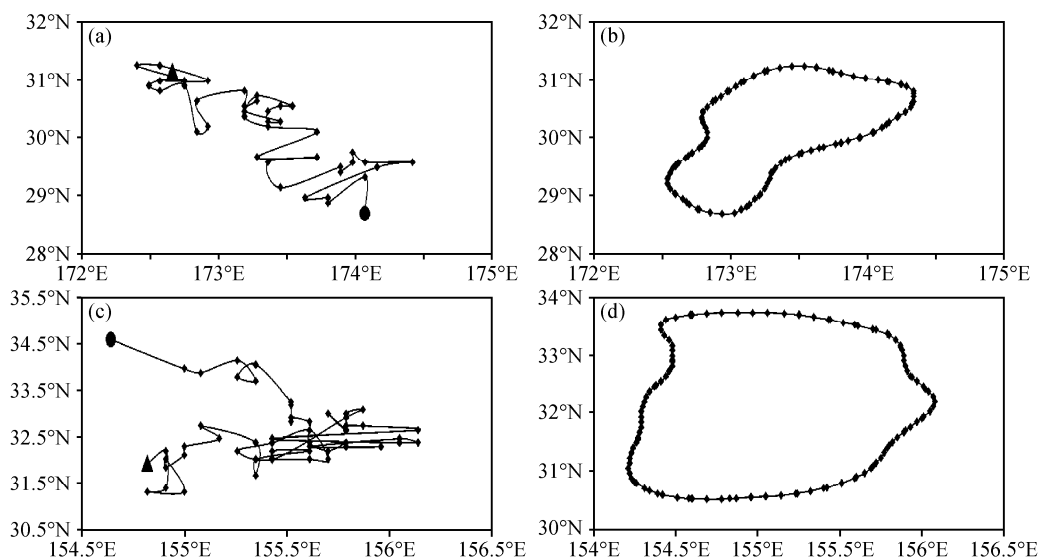


图 1 (a, b) 暖涡、(c, d) 冷涡、(a, c) 路径 (圆点表示涡旋初始位置, 三角形表示涡旋终点位置) 和 (b, d) 形状 (1 月 29 日的暖涡形状及 12 月 29 日的冷涡形状)

Fig. 1 (a, c) Tracks and (b, d) shapes of (a, b) warm eddy and (c, d) cold eddy (the beginning and ending locations are denoted by dot and triangle, respectively; panels (b) and (d) present the warm and cold eddy shapes on January 29th and December 29th, respectively)

此外, 本文还采用了滑动滤波等方法。

### 3 中尺度暖、冷涡对海洋大气边界层的影响

#### 3.1 暖、冷涡旋对 10 m 风速的影响

Nonaka and Xie (2003)、徐海明等 (2008) 通过对季节平均风速和海温的分析发现, 黑潮及其延伸区的近表面风速与 SST 存在着同位相关关系。那么, 在日时间尺度上, 黑潮延伸区中尺度海洋涡旋上空的 10 m 风速又有着怎样的分布特征呢?

图 2a 给出了暖涡个例在维持时段内 SST 与 TMI 10 m 风速的动态合成分布, 合成区域选为以涡旋为中心的东西南北各两度范围内。涡旋中心对应 SST 高值, 中心位置几乎重合, 风速大值区与 SST 高值区也有着较好的配合。图 2b 为 SST 与 QuikSCAT 10 m 风速的动态合成分布。与图 2a 比较可见, QuikSCAT 10 m 风速与 TMI 风速差异较小, 其 10 m 风速与 SST 的配置关系与图 2a 相似, 但风速“槽脊”的坡度小于 TMI 风速的“槽脊”坡度。两套风速资料均反映出 SST 与海表风速的同位相关关系, 增强了结果的可信度。

由冷涡个例 SST 与 TMI 10 m 风速的动态合成分布 (图 3a) 可见, 涡旋中心对应 SST 低值, 但 SST 低值中心略偏向涡旋中心的东北侧。与 SST 分布相配合, TMI 10 m 风速等值线在低海温中心附近由南向北隆起, 即在 SST 低值区对应风速“倒槽”。图 3b 是冷涡个例 SST 与 QuikSCAT 10 m 风速的动态合成分布。总体而言, QuikSCAT 10 m 风速资料比 TMI 风速资料偏大, 与 SST 的配置关系与图 3a 相似, 但风速“倒槽”的坡度小于 TMI 风速“倒槽”。此外, 从 QuikSCAT 10 m 风矢量的动态合成分布可以看到, 在涡旋中心附近, 10 m 风矢顺时针旋转, 形成了反气旋性涡旋。

为突出海温与风速的配置关系, 进一步分析了去除纬向 31 点滑动平均的 SST 和 10 m 风速、风矢的分布。图 2c 给出了暖涡个例去除纬向 31 点滑动平均的 SST 和 TMI 10 m 风速的动态合成分布。SST 与 10 m 风速的同位相关关系在该图上得到更为直接的反映, SST 正、负值分别与 10 m 风速的正、负值对应。从去除纬向 31 点滑动平均的 SST 和 QuikSCAT 10 m 风速的动态合成图 (图 2d) 上可以看到与图 2c 相似的分布形态。去除纬向 31 点滑动平均的 SST 和 QuikSCAT 10 m 风矢的合成分布直观

地给出了风矢量与 SST 配置关系, 在海温高值中心为异常西北风分布, 合成区域第一象限东部为异常东南风分布。

从冷涡个例去除纬向 31 点滑动平均的 SST 与 TMI 10 m 风速的动态合成分布 (图 3c) 上同样可清晰地看到 SST 与 10 m 风速的显著正相关关系。但相较于暖涡而言, 冷涡的 SST 正负值与 10 m 风速的正负值分布有着一定的位相偏移, 风速负值中心偏向 SST 负值中心的西北一侧。从去除纬向 31 点滑动平均的 SST 和 QuikSCAT 10 m 风速的动态合成图 (图 3d) 上可以看到, 虽然近表面风速的分布与图 3c 有不同之处, 但涡旋中心附近海面风速与 SST 同为负值的分布形态在两图均得到了很好的呈现。此外, 在涡旋中心附近, 去除纬向 31 点滑动平均的 QuikSCAT 10 m 风速与 SST 的同位相程度要优于 TMI 风速。

从冷涡个例去除纬向 31 点滑动平均的 SST 和 QuikSCAT 10 m 风矢的合成分布上可以看到, 在海温低值中心为异常东风分布, 合成区域第一象限东部为异常西北风分布, 第二、三象限为东南风异常, 第四象限则为偏东风异常。

以上对暖、冷涡 SST 与 10 m 风速分布的分析与 Nonaka and Xie (2003)、White and Annis (2003) 等的研究结论一致, 即在较小空间尺度上, SST 与近海表风速成正相关关系, 反映了海洋对大气的强迫作用。此外, 有别于前人的研究工作, 我们发现 SST 与海表风速的同位相关关系在日时间尺度上依然成立, 表明海洋对 10 m 高度大气的影响能够得到迅速的体现。

#### 3.2 暖、冷涡旋对 10 m 风散度、涡度的影响

海温变化能够改变 10 m 风速, 那么必然会引起 10 m 风散度、涡度的变化。图 4a 给出了暖涡个例 SST 与 QuikSCAT 10 m 风散度的动态合成分布。从图上不难发现, 在海温高值中心附近, 散度介于  $1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  与  $-1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  之间, 海温高值中心上空对应无辐散区, 辐合、辐散区则分布在涡旋外围。从 SST 与 QuikSCAT 10 m 风涡度的动态合成图 (图 4b) 上可以看到, 由于背景场为西风主导, 且西风由南向北逐渐增大, 使得切变涡度为负, 合成区域内几乎均为负涡度分布, 但相较于东西两侧而言, 涡旋中心的涡度绝对值最小。这表明, 对应海温“低—高—低”分布, 涡度分布也存在显著差异, 呈“强反气旋性—弱反气旋性—强反气旋性”

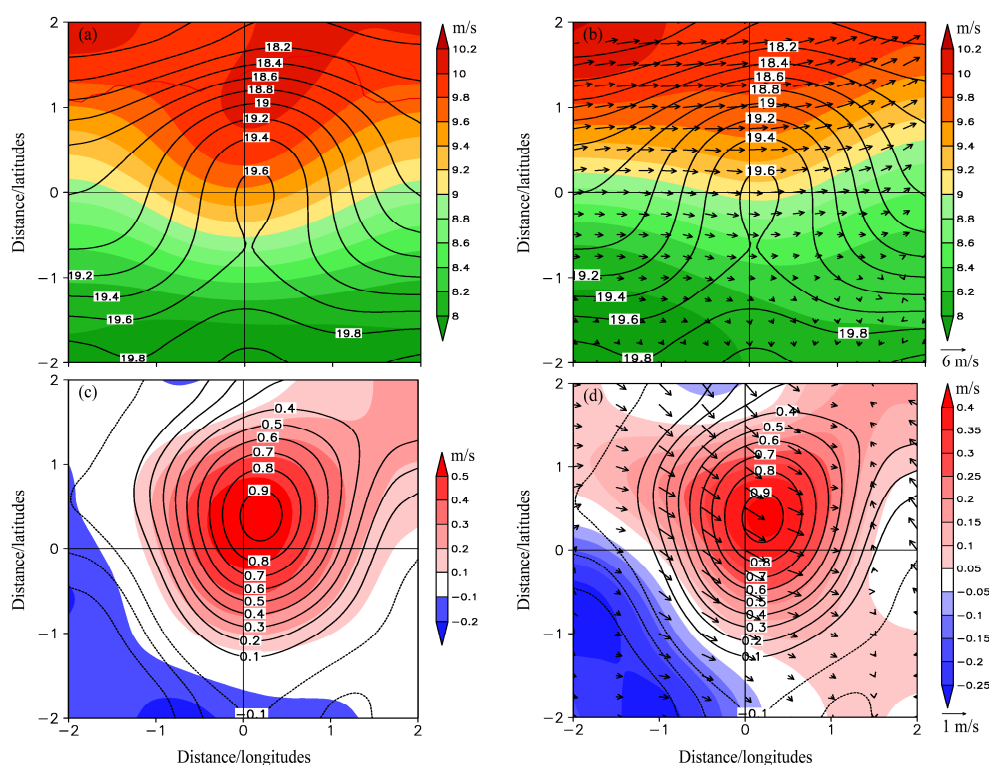


图2 (a) 暖涡 SST 与 TMI 10 m 风速、(b) QuikSCAT 10 m 风速和风矢的动态合成图以及去除纬向 31 点滑动平均的 (c) SST 与 TMI 10 m 风速、(d) QuikSCAT 10 m 风速和风矢的动态合成。SST 用等值线表示，单位为 $^{\circ}\text{C}$ （下同）；风速用阴影表示，单位： $\text{m/s}$

Fig. 2 Dynamic composites of (a) SST and TMI wind speed at 10 m, (b) SST and QuikSCAT wind speed and wind vector at 10 m for the warm eddy; (c), (d) same as (a), (b), but that zonal 31-point moving average is removed. SST and wind speed are denoted by contours and shadings, respectively. Units of wind speed and SST are  $\text{m/s}$  and  $^{\circ}\text{C}$  (the same hereinafter), respectively

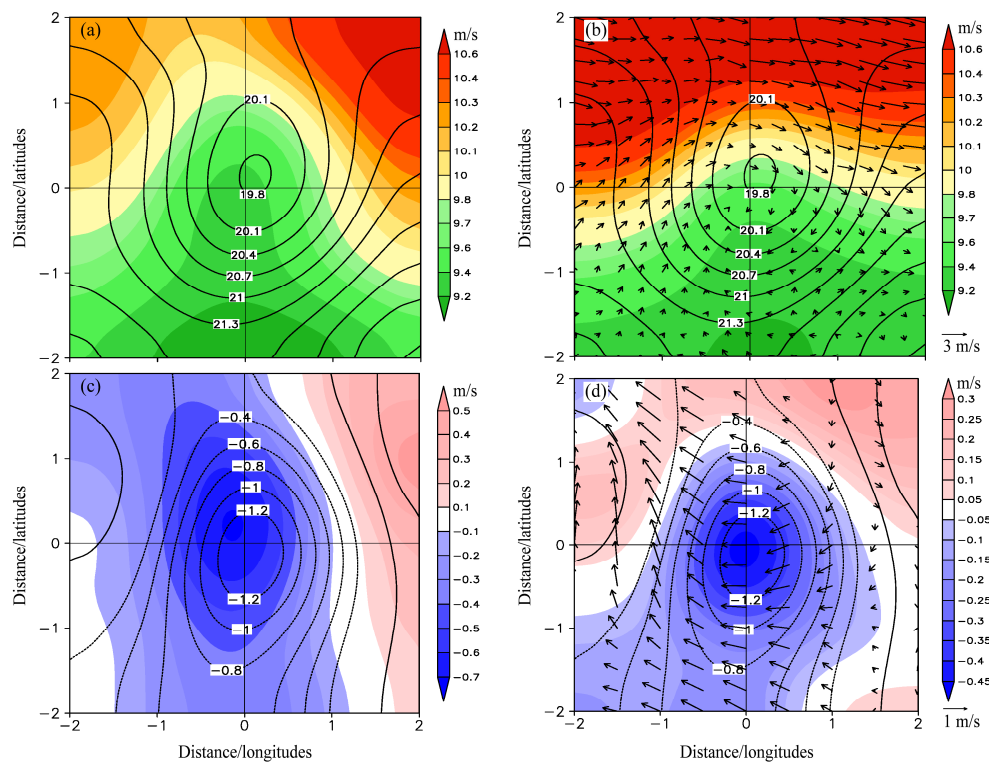


图3 同图2，但为冷涡个例

Fig. 3 Same as Fig. 2, but for the cold eddy

分布。暖涡中心对应异常气旋性涡度的特征在去除纬向 31 点滑动平均的涡度动态合成分布图上表现更为清晰(图略)。

以上分析得到的 10 m 风散度、涡度与海表温度的配置关系与 O'Neill et al. (2003)、Chelton et al. (2004) 的研究结果相似。他们的研究表明, 近表面涡度近似线性正比于横风方向 (Crosswind direction) 的 SST 梯度, 散度则线性正比于下风方向的 SST 梯度。这是不难理解的: 基本气流为西风主导时, 暖涡上空风速增大, 其东西两侧风速相对偏小, 那么在暖涡西侧会出现风的辐散, 东侧则为辐合; 相应地, 在南北方向上, 涡旋中心上空叠加的正异常风速使得其上空出现异常的气旋式涡度。

与暖涡个例的分析类似, 图 4c 给出了冷涡个例的 SST 与 QuikSCAT 10 m 风散度的动态合成分布。在海温低值中心附近, 散度介于  $-4 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  与  $4 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  之间, 海温低值中心上空 10 m 风场近于无辐散。从 SST 与 QuikSCAT 10 m 风涡度的动态合成图(图 4d)上可以看到, 涡旋中心为负涡度分布, 负涡度中心略偏向涡旋中心的西北侧。涡度的这种分布与 QuikSCAT 10 m 风矢图上可辨的反气旋性涡旋分布一致。基本气流为西风主导时, 冷涡上空风速减小, 其东西两侧风速相对偏大, 那么在冷涡西侧会出现风的辐合, 东侧则为辐散; 相应地, 在南北方向上, 涡旋中心上空叠加的负异常风速使得其上空出现异常的反气旋式涡度。

### 3.3 暖、冷涡旋对热通量、边界层高度的影响

海气热通量是海气相互作用最直接的反映。海气界面处的潜、感热通量是热量通过海表面从海洋进入大气的重要方式, 海表面温度的变化会影响海气温度差及海表风速, 加强或减弱潜、感热通量。因此, 除了分析海洋涡旋上空的近表面风速分布特征外, 我们还进一步分析了海气热通量、边界层高度与两个冷暖涡旋的配合情况。

图 5a 为暖涡个例 SST 与潜热通量的动态合成分布。总体来看, 潜热通量由南向北逐渐增大, 极大值分布在涡旋中心西北侧, 这与风速的分布是紧密相关的, 不难发现该图与图 2a、b 中风速的分布极为相似。关注沿涡旋中心纬度一线的潜热通量分布可以发现, 潜热通量东西差异显著, 自西向东为“小—大—小”分布。在 SST 高值中心对应潜热通量高值区, 涡旋中心的潜热通量大于  $145 \text{ W/m}^2$ 。感热通量的动态合成分布形态(图 5b)与潜热通量类

似, 暖涡中心感热通量大于  $20 \text{ W/m}^2$ 。

由冷涡个例的 SST 与潜热通量的动态合成分布(图 5c)可见, 潜热通量在海温低值中心附近由南向北隆起, 即在 SST 低值区对应潜热通量“倒槽”, 涡旋中心潜热通量小于  $150 \text{ W/m}^2$ 。感热通量的动态合成分布形态(图 5d)与图 5c 极为相似, 冷涡中心感热通量小于  $10 \text{ W/m}^2$ 。同样需要指出, 该个例中潜热通量由南向北逐渐增大的分布与风速的分布密切相关, 东西向的差异则主要体现了冷涡的影响。

图 6a 是暖涡 SST 与边界层高度的动态合成分布。可以清楚地看到, 沿涡旋中心纬度一线, 边界层高度自西向东呈“小—大—小”分布, 在 SST 高值中心为最大, 达 1160 m 左右。从冷涡个例 SST 与边界层高度的动态合成分布(图 6b)上不难发现, 与 SST 分布相配合, 边界层高度等值线在海温低值中心附近由南向北隆起, 在 SST 低值区对应边界层高度低值, 为 1200 m 左右。

海洋上空边界层高度的变化主要受海上的天气尺度过程以及中尺度过程产生的垂直运动强迫以及气团的平流作用的影响, 具体来说, 大气边界层高度受到湍流卷夹率、大尺度垂直速度以及积云质量通量的影响 (Suarez et al., 1983), 其中湍流卷夹率是决定大气边界高度的主要因素。而湍流卷夹率与浮力通量和稳定度密切相关, 浮力通量又是由感热通量、潜热通量和云顶辐射通量组成的。如前所述, 在暖涡上空为潜热、感热通量大值分布, 因此在暖涡上空对应边界层高度大值也就得到较为合理的解释: SST 偏高, 潜热、感热释放增加, 减小大气低层的稳定度, 加强空气的垂直混合作用, 使得边界层高度升高。而当 SST 偏低时, 向上的潜热、感热通量减小, 大气低层稳定度增大, 空气的垂直混合作用减弱, 使得边界层高度降低。

### 3.4 暖、冷涡旋影响近海面风的机制分析

大气边界层高度与 SST 的同位相配置关系一定程度上支持了 Wallace et al. (1989) 提出的近海面风速与 SST 同位相的垂直混合机制, 即海水升温使得海洋边界层大气变得不稳定, 垂直混合作用加强, 引起边界层中高层大动量的下传, 使海表风速增大。但这只是定性推论, 为更清晰地分析暖、冷涡旋影响海表面风的机制, 接下来给出更为细致的探讨。

摩擦速度是气流内部摩擦力(湍流切应力)和



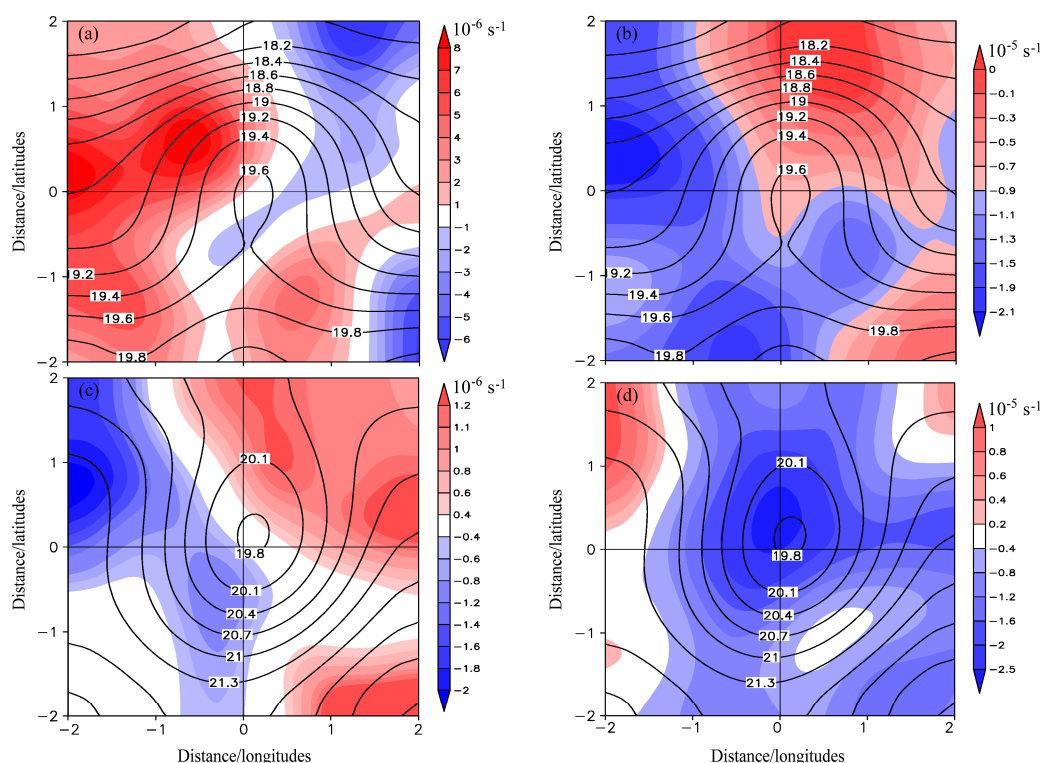


图4 (a, b) 暖涡和 (c, d) 冷涡 SST 与 QuikSCAT 10 m 风 (a, c) 散度 (单位:  $1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ )、(b, d) 涡度 (单位:  $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) 的动态合成分布。SST 用等值线表示, 散度、涡度用阴影表示

Fig. 4 Dynamic composites of SST and (a, c) divergence (unit:  $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ), (b, d) vorticity (unit:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) at 10 m for the (a, b) warm and (c, d) cold eddies. SST is denoted by contours and divergence and vorticity are shaded

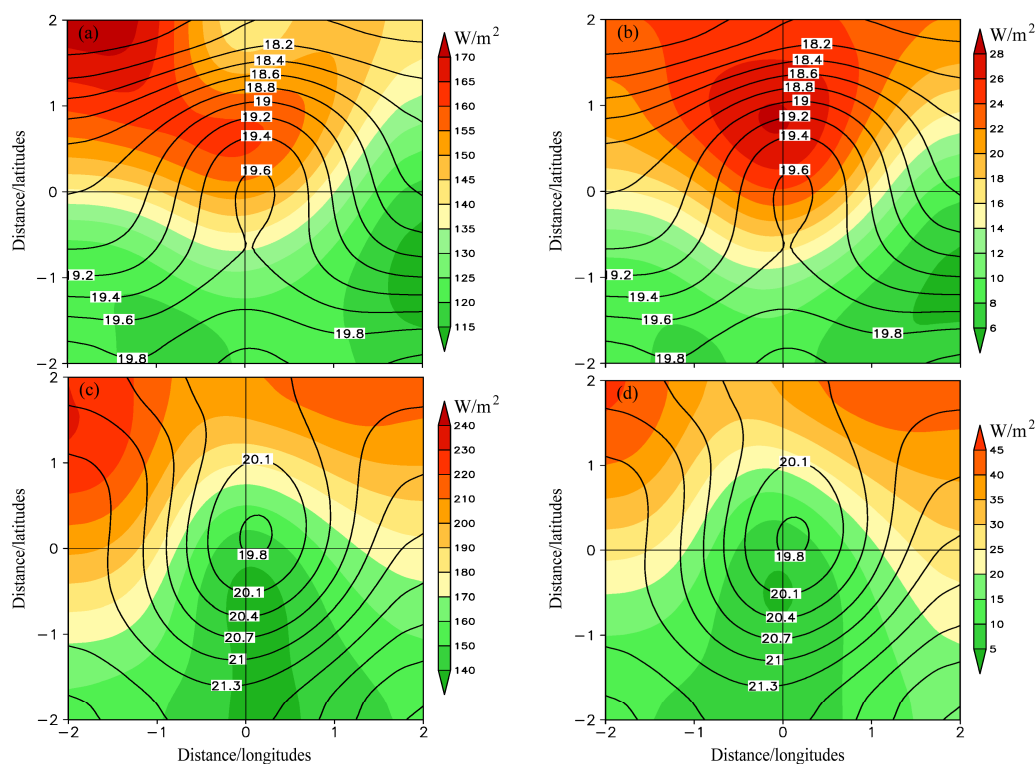


图5 (a, b) 暖涡和 (c, d) 冷涡 SST 与 (a, c) 潜热通量、(b, d) 感热通量的动态合成。SST 用等值线表示, 通量用阴影表示, 通量单位:  $\text{W/m}^2$

Fig. 5 Dynamic composites of SST and (a, c) latent heat flux, (b, d) sensible heat flux for the (a, b) warm and (c, d) cold eddies. SST is denoted by contours and fluxes are shaded. Unit of fluxes:  $\text{W/m}^2$



摩擦力做功（湍流切应力做功）的量度，具体表达式如下：

$$(T_{zx} / \rho) = u_*^2, \quad (3)$$

式中， $u_*$  为摩擦速度， $T_{zx}$  为湍流切应力， $\rho$  是空气密度，可见摩擦速度是湍流切应力与空气密度比值的平方根，具有速度量纲。在近地面气层里大体上不随高度变化，常作为对各项湍流参数起支配作用的特征速度，广泛用于近地面层以致整个大气边界层结构及大气湍流扩散问题的定量分析。CFSR 资料提供了摩擦速度这一重要的边界层变量，可以为海表温度与近海面风速的正相关关系的机制分析进一步提供依据。

从暖涡去除纬向 31 点滑动平均的 SST 与摩擦速度的动态合成分布图（图 7a）上可以看到，摩擦速度与 SST 的正负值分布非常相似，表明对应海温高值中心，摩擦速度为极大值分布。冷涡个例（图 7b）中，海温低值中心与摩擦速度的极小值很好地对应，略有位相偏移。与图 2、图 3 中的近海面风速的动态合成分布对照可见，摩擦速度的分布与近海面风速极其相似，尤与 TMI 风速更为相近。

摩擦速度体现的是湍流粘性力的大小，以上得到的分布特征表明，暖（冷）涡上空的近地面层有湍流粘性力的极大（小）值分布。湍流粘性力  $T_{zx}$  表示为  $-\overline{\rho u'w'}$ ，是法向为  $z$  轴的平面上湍流粘性力在  $x$  方向的分量，它具有扰动动量通量的含义（扰动动量通量表达式为： $Q_{zx} = \overline{\rho u'w'}$ ）。因此，湍流粘性力是湍流运动引起大气各层之间动量交换的表现，其值越大，高低层动量交换越显著，这正是动量垂直混合机制（Wallace et al., 1989）的内涵。

为进一步验证以上推断，采用 31 点带通滤波器从逐日纬向风、垂直速度资料中滤出 2.5~6 天的天气尺度波动，进而给出动态合成纬向扰动动量垂直输送沿暖涡中心纬度的经度—高度剖面图（图 8a）。可以清楚地看到，在海温高（低）值上空对应纬向扰动动量垂直输送的极大（小）值，极值中心随高度有一定的西倾。沿冷涡中心纬度的经度—高度剖面图（图 8b）上同样可见纬向扰动动量垂直输送与海温的正相关的分布特征，动量垂直输送随高度无明显倾斜。值得注意的是，这里用到的是等压面垂直速度，纬向扰动动量垂直输送的正值表征扰动西风动量的向下输送，负值则表示其向上输送，而边界层里风速随高度增大，因此，高（低）海温可以加强（减弱）动量的垂直混合作用，从而

增大（减小）近海面风速。还注意到，暖、冷涡上空的纬向扰动动量垂直输送分布的东西差异一直延伸至 600 hPa，表明中尺度海洋涡旋可能对中低层大气产生影响。

海平面气压调整机制（Lindzen and Nigam, 1987）中，暖（冷）海温上空对应近海面气温的高（低）值，海表面气压降低（升高），进而引起海表风速的变化。但是，这里探讨的中尺度海洋涡旋上空并没有出现海表面气压的极值分布（图略）。综合以上分析不难发现，在本文探讨的中尺度海洋涡旋影响大气的过程中，主要是垂直混合机制在起作用。

## 4 中尺度暖、冷涡对大气瞬变扰动的影响及可能机制分析

### 4.1 暖、冷涡旋对大气瞬变扰动的影响

Inatsu et al. (2002) 研究表明，黑潮延伸区的海温变率能够改变大气斜压性，进而影响太平洋风暴轴。Nakamura et al. (2004) 和 Taguchi et al. (2009) 研究发现，海洋锋区两侧海气热量交换的差异能够维持大气的斜压性，从而促进风暴轴的加强。风暴轴是指 2.5~6 天天气尺度瞬变波最强烈的区域，同时也代表天气尺度瞬变波本身。这些研究均探讨了黑潮区大尺度海温变化对大气瞬变扰动的影响。

Nonaka and Xie (2003) 和 Xu et al. (2010) 研究表明，日本以南黑潮的蛇曲和直行两种路径会显著影响局地风速、云量和降水。实际上，这两种路径差异的集中表现是日本以南出现冷性海洋涡旋，这些研究强调了水平尺度为 500~600 km 的较大尺度海洋涡旋对大气的强迫作用，但没有考虑路径差异对大气瞬变扰动的影响。近期的研究（Nakamura, 2012）发现，黑潮蛇行时，副热带气旋远离日本南部海岸，趋向于消散；黑潮直行时，气旋则靠近南部海岸，维持时间较长；蛇形路径时气旋的发展速率比直行时小 41%。事实上，气旋路径和强度的变化是大气瞬变扰动的一种反映，该研究揭示了较大尺度海洋涡旋对大气瞬变扰动的影响。

为了探讨中尺度冷暖涡旋对大气瞬变扰动的可能影响，我们采用 31 点带通滤波器，从逐日经向风资料中滤出 2.5~6 天的天气尺度波动，并以经向风的天气尺度滤波方差来表征大气瞬变扰动的强度。图 9a 为暖涡个例 SST 与 10 m 经向风滤波方

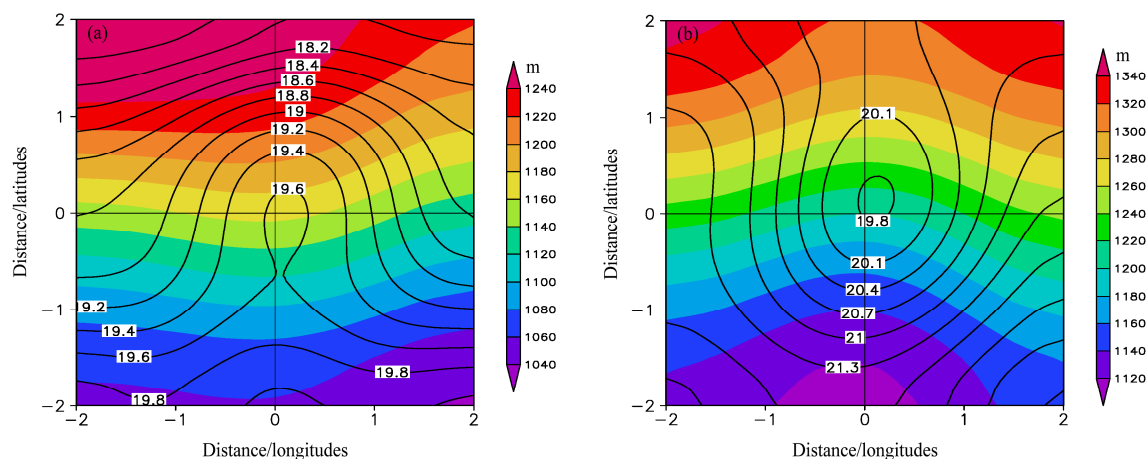


图6 (a)暖涡、(b)冷涡 SST 与边界层高度(单位: m)的动态合成, SST 用等值线表示, 边界层高度用阴影表示

Fig. 6 Dynamic composites of SST and the height of planetary boundary layer (HPBL) for the (a) warm and (b) cold eddies. SST is denoted by contours and HPBL is shaded. Unit of HPBL: m

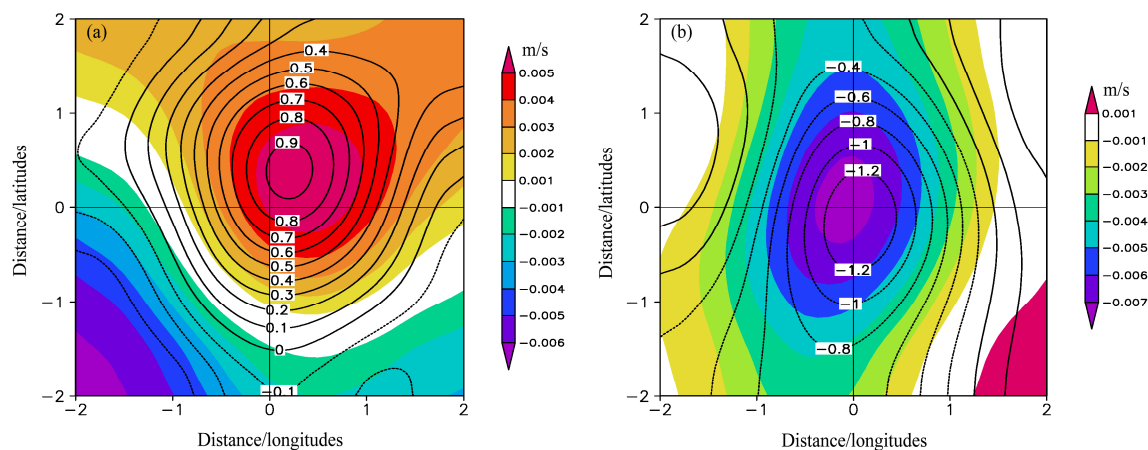


图7 (a)暖涡、(b)冷涡去除纬向31点滑动平均的 SST 与摩擦速度(单位: m/s)的动态合成. SST 用等值线表示, 摩擦速度用阴影表示

Fig. 7 Dynamic composites of SST and frictional velocity that zonal 31-point moving average is removed for the (a) warm and (b) cold eddies. SST and frictional velocity are denoted by contours and shading, respectively. Unit of frictional velocity is m/s

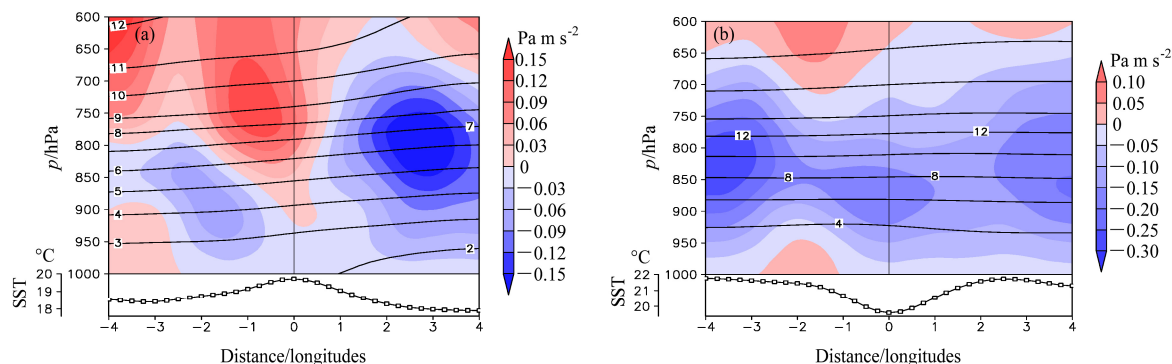


图8 动态合成纬向扰动动量垂直输送(阴影, 单位:  $\text{Pa m s}^{-2}$ )、纬向风速(等值线, 单位: m/s)沿(a)暖、(b)冷涡中心纬度的经度—高度剖面, 下方小图为海温沿(a)暖、(b)冷涡旋中心纬度的动态合成分布

Fig. 8 Longitude-height cross sections of composite vertical transportation of transient zonal momentum (shaded,  $\text{Pa m s}^{-2}$ ) and zonal wind (contour, m/s) along eddy center's latitude for the (a) warm eddy and (b) cold eddy. Dynamic composites of SST along (a) warm and (b) cold eddy center's latitudes are also shown in lower small panels

差的动态合成分布。由图可见, 10 m 经向风滤波方差自西向东逐渐增大, 极大值位于海温高值中心东侧。从冷涡上空 10 m 经向风滤波方差的动态合成分布图(图 9b)上可以看到, 10 m 经向风滤波方差自西北象限向东南象限逐渐减小, 而极小值则位于冷涡中心东南侧。是什么因素使得海温与 10 m 经向风滤波方差呈现出这样的配置关系呢? 我们注意到, 暖涡上空的 10 m 风场为西风主导, 10 m 经向风滤波方差极大值分布于暖涡中心东侧, 而冷涡个例中东北象限为强西北风分布, 其他象限风速较弱, 10 m 经向风滤波方差的极小值位于冷涡中心东南侧。由以上分析推测, 10 m 风场与滤波方差的这种配合关系可能反映了大尺度环境场的平流作用。

除 10 m 经向风滤波方差与 SST 有着以上配置关系以外, 更高层大气是否有类似的反映呢? 鉴于此, 我们给出了动态合成经向风滤波方差沿暖、冷涡中心纬度(实际计算中沿涡旋中心南北各  $0.5^\circ$  的平均做经度—高度剖面, 下同)的经度—高度剖面(图 9c、d)。不难发现, 600 hPa 以下各层等压面上的经向风滤波方差均在海温高值中心东(西)侧达到极大(小), 并随高度明显东倾。从图中叠加的纬向风速(等值线)分布可以看到, 各等压面上均为西风控制, 表明 600 hPa 等压面以下的经向风滤波方差极大值均出现在暖涡中心下游。此外, 西风随高度增大, 其平流作用也相应增强, 滤波方差极值随高度东倾的现象可能也与背景场的平流作用有关。冷涡个例中, 在 600 hPa 层以下, 海温低值中心东侧上空为经向风滤波方差的极小值分布, 滤波方差随高度东倾的趋势较之暖涡更为显著。

需要注意的是, 暖、冷涡个例中 SST 与经向风滤波方差的这种配置关系一直延伸至 600 hPa, 这表明两个中尺度海洋涡旋对大气瞬变扰动强度的影响可以突破海洋大气边界层, 在自由大气中低层也有较为清晰的反映。

以上分析得到的中尺度海洋涡旋与大气瞬变扰动的配合关系充分体现了中纬度海洋对大气的强迫作用。这种强迫作用不仅体现在海洋锋大尺度的位置变动上(Joyce et al., 2009; 马静和徐海明, 2012), 而且在中尺度涡旋这样的空间尺度上也有明显反映。

#### 4.2 暖、冷涡旋影响大气瞬变扰动的可能机制

在中纬度大尺度大气运动的能量循环过程中, 扰动动能的变化主要取决于以下两种过程: 斜

压扰动形成的暖空气上升、冷空气下沉可以使有效位能转化为扰动动能, 称为斜压能量转换过程; 大气的涡旋结构则会通过对角动量的输送使扰动动能与平均运动动能相互转化, 此为压能能量转换过程。扰动动能分布与经向风滤波方差非常相似(图略), 通过对扰动动能变化机制的研究也就能够给出瞬变扰动强度变化的原因。

为探究斜压与压能能量转换过程在大气瞬变扰动强度变化中的相对贡献, 我们首先对表征斜压能量转化的涡动热量垂直输送  $-\overline{\omega'\alpha'}$  ( $\omega'$  表示等压面坐标下的瞬变垂直速度,  $\alpha'$  表示瞬变比容)进行了动态合成, 并进一步给出其沿暖、冷涡中心纬度的经度—高度剖面图(图 10)。从图上可以看到,  $-\overline{\omega'\alpha'}$  均为正值, 表明热量垂直向上输送, 对应暖空气上升过程, 从而使得扰动有效位能向扰动动能转化。在暖涡(图 10a)的上下游,  $-\overline{\omega'\alpha'}$  的分布有明显差异, 上游为极小值, 下游为极大值; 冷涡个例(图 10b)则相反, 极大、极小值分别出现在冷涡的上、下游。注意到,  $-\overline{\omega'\alpha'}$  值越大, 表明热量的垂直向上输送越强, 扰动有效位能向扰动动能的转换也越大, 即大气瞬变扰动增强; 反之亦然。暖(冷)涡下游斜压能量转换明显强(弱)于上游, 因此大气瞬变扰动极大(小)值出现在下游。另需指出的是, 暖涡上空  $-\overline{\omega'\alpha'}$  分布的东西差异在 600 hPa 以下均较为清晰, 冷涡个例中则只延伸至 800 hPa, 推测经向风滤波方差的分布还受到其他物理过程的影响。综合以上分析可知, 斜压能量转换在中尺度海洋涡旋影响大气瞬变扰动的过程中贡献显著。

根据 Simmons et al. (1983) 的研究, 压能能量转换(简称为 CK)定义如下:

$$CK = (v'^2 - u'^2) / (2 \cdot (\partial \bar{u} / \partial x - \partial \bar{v} / \partial y)) - u'v'(\partial \bar{u} / \partial y + \partial \bar{v} / \partial x)$$

CK 大于 0 表示平均运动动能向扰动动能转换, 瞬变扰动强度增大, CK 小于 0 则对应瞬变扰动动能减小。由动态合成 CK 沿暖、冷涡中心纬度的经度—高度剖面图(图 11)可见, 800 hPa 等压面以下, CK 极大值分布在暖涡的下游。与图 9a 对照发现, 在 800 hPa 以下, CK 的分布与经向风滤波方差分布有着较好的配合关系。冷涡个例中, 在 600 hPa 以下, CK 极小值均分布在冷涡的下游。冷涡下游的显著负值分布表示瞬变扰动动能向平均动能的明显转化, 对应经向风滤波方差减小; 暖涡下游 CK

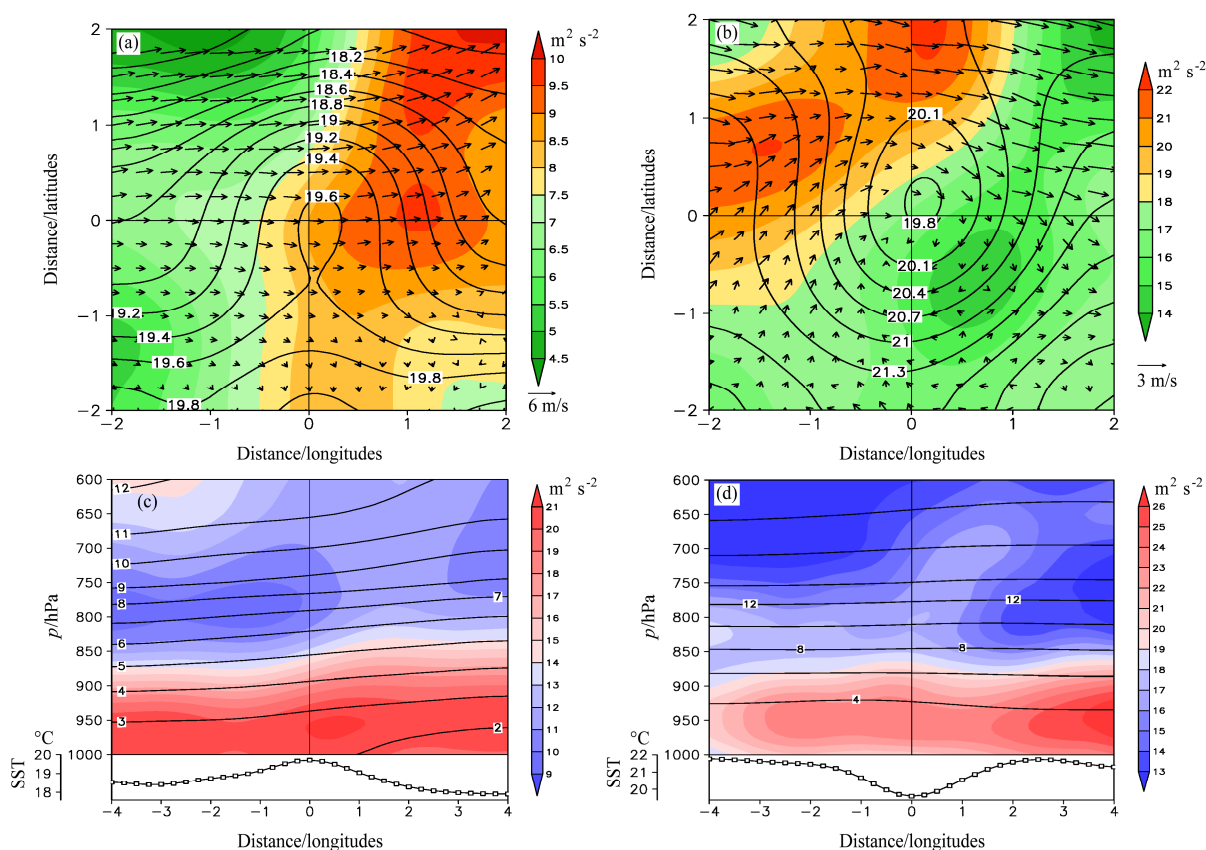


图9 (a) 暖、(b) 冷涡 SST (等值线)、10 m 经向风滤波方差 (阴影, 单位:  $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ ) 和 QuikSCAT 10 m 风矢的动态合成分布以及动态合成经向风滤波方差 (阴影)、纬向风速 (等值线, 单位:  $\text{m/s}$ ) 沿暖 (c)、冷 (d) 涡中心纬度的经度—高度剖面。下方小图同图 8

Fig. 9 Dynamic composites of SST and the variance of filtered meridional wind at 10 m for the (a) warm and (b) cold eddies. SST is denoted by contours and the variance of filtered meridional wind is shaded. Unit of the variance:  $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ . Longitude-height cross sections of the composite filtered meridional wind variance (shaded) and zonal wind (contour,  $\text{m/s}$ ) along eddy center's latitudes for the (c) warm eddy and (d) cold eddy. Small lower panels are the same as Fig. 8

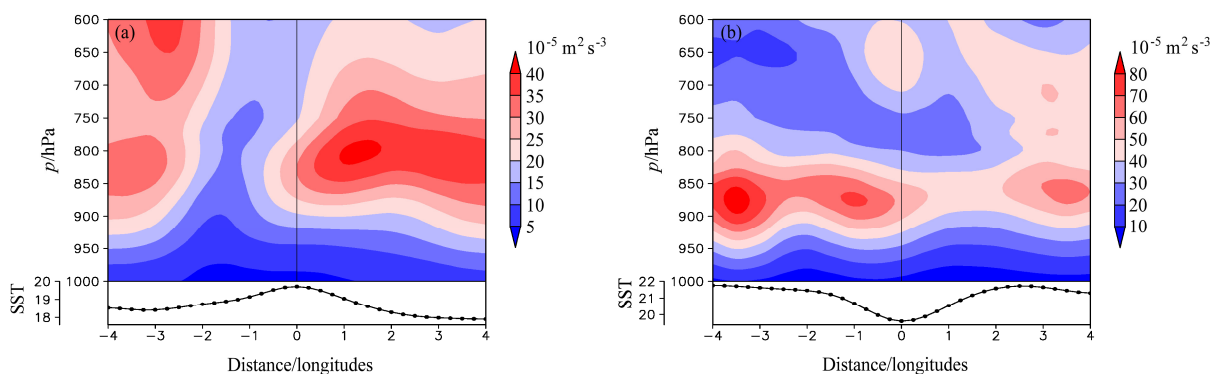


图10 动态合成涡动热量垂直输送  $-\overline{\omega'\alpha'}$  (阴影, 单位:  $10^{-5} \text{m}^2 \text{s}^{-3}$ ) 沿 (a) 暖、(b) 冷涡中心纬度的经度—高度剖面。下方小图同图 8

Fig. 10 Longitude-height cross sections of composite synoptic-scale vertical eddy heat fluxes (shaded, unit:  $10^{-5} \text{m}^2 \text{s}^{-3}$ ) along (a) warm and (b) cold eddy center's latitudes. Small lower panels are the same as Fig. 8

值偏大则表征瞬变扰动动能向平均运动动能的转化较少, 对应经向风滤波方差较大, 但暖涡个例中 800 hPa 以上的 CK 分布无法解释经向风滤波方差的分布。以上分析表明, 正压能量转换在海洋涡旋对大气瞬变扰动的影响过程中有一定的贡献。但

是, 与图 10 对照不难发现, 正压能量转换比斜压能量转换小一个量级, 因此, 大气瞬变扰动在海洋涡旋上下游的分布特征主要由斜压能量转换所决定。

在上一节中, 我们推测大尺度环境场的平流作

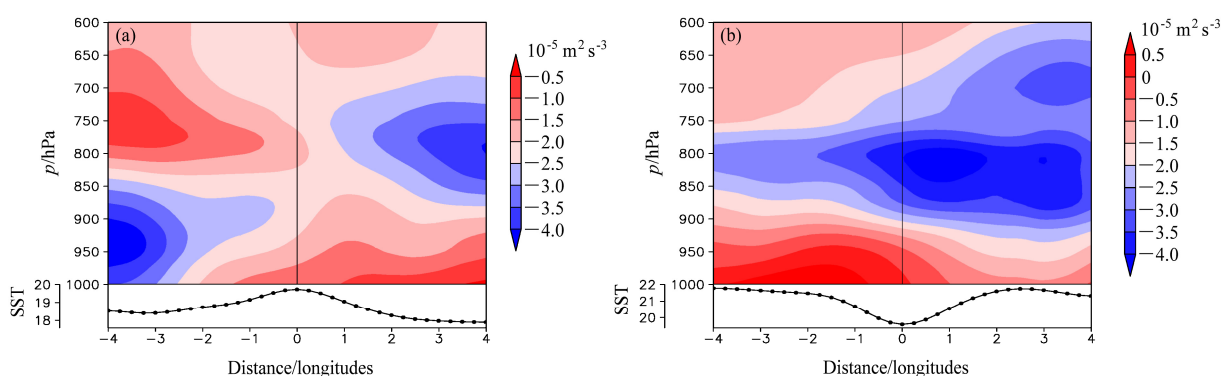


图 11 动态合成正压能量转换 CK (阴影, 单位:  $10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$ ) 沿 (a) 暖、(b) 冷涡中心纬度的经度—高度剖面。下方小图同图 8

Fig. 11 Longitude–height cross sections of composite barotropic energy conversion (shaded, unit:  $10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$ ) along (a) warm and (b) cold eddy center's latitudes. Small lower panels are the same as Fig. 8

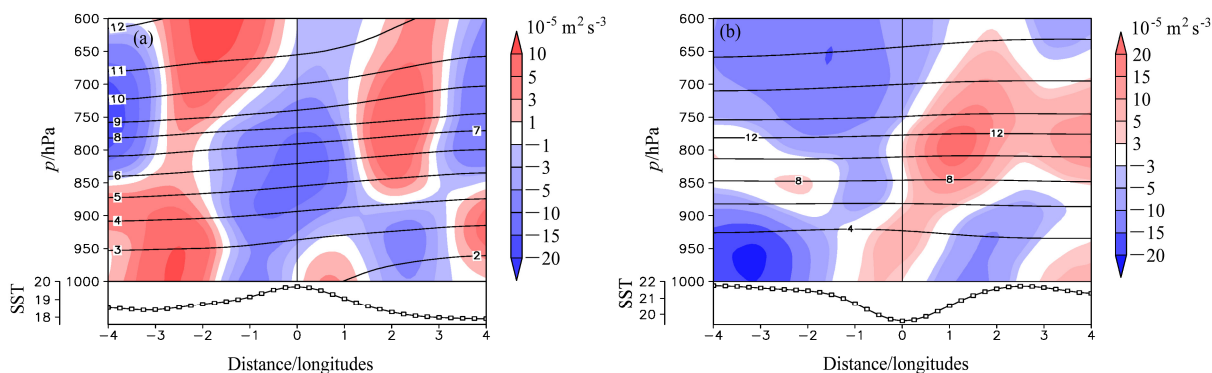


图 12 动态合成平均气流对瞬变动能的平流输送项 (阴影, 单位:  $10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$ ) 和纬向风速 (等值线, 单位:  $\text{m/s}$ ) 沿 (a) 暖、(b) 冷涡中心纬度的经度—高度剖面。下方小图同图 8

Fig. 12 Longitude–height cross sections of composite transient kinetic energy advected by background flow (shaded, unit:  $10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$ ) and zonal wind (contour,  $\text{m/s}$ ) along (a) warm and (b) cold eddy center's latitudes. Small lower panels are the same as Fig. 8

用对大气瞬变扰动强度的分布有着重要作用, 接下来我们对基流对瞬变动能平流项给出定量分析。图 12a 给出了平均气流对瞬变动能的平流输送项沿暖涡中心纬度的经度—高度剖面, 可以看到, 在 900 hPa 以下, 暖涡中心的两侧分别为极大、极小值分布, 表明平均气流对瞬变动能的平流作用使得上游局地瞬变动能减弱, 下游局地瞬变动能增加。900 hPa 层以上, 平流输送项明显东倾, 与瞬变扰动强度的分布有较好的对应。从平流输送项沿冷涡中心纬度的经度—高度剖面图 (图 12b) 上可以看到, 900 hPa 等压面以下, 冷涡中心的东侧为极小值分布, 表明平均气流对瞬变动能的平流作用使得下游局地瞬变动能减弱; 900 hPa 层以上, 平流输送项的东倾程度大于暖涡个例 (可能与基本气流强于暖涡有关), 与瞬变扰动强度的分布对应较好。与图 10、图 11 对照可见, 基流的平流作用与斜压能量转换同等量级, 其对瞬变扰动强度的分布

作用明显, 尤其对冷涡上空的经向风滤波方差分布有重要贡献。

## 5 结论与讨论

本文采用动态合成、带通滤波等方法, 以冬季黑潮延伸区暖、冷两个中尺度海洋涡旋为例, 研究了中尺度海洋涡旋对大气的强迫特征, 得到以下主要结论:

(1) SST 与海表风速的正相关关系在涡旋的动态合成图上清晰可见, 暖 (冷) 涡上空对应 10 m 风速大 (小) 值, 表明在日时间尺度上海洋对大气的强迫作用显著。SST 变化引起的海表风速变化改变大气散度、涡度, 涡旋中心基本处在海表风无辐散区, 暖 (冷) 涡上空为异常正 (负) 涡度分布。

(2) SST 变化及相伴的表面风速变化使得潜热、感热通量近乎同位相变化, 并由此改变大气稳定度、边界层垂直混合作用和海洋大气边界层高



度。具体关系如下: SST 升高(降低)增大(减小)潜热、感热通量,降低(增大)大气稳定度,加强(减弱)边界层垂直混合作用,使得海洋大气边界层增厚(变薄)。暖(冷)涡旋上空的摩擦速度、纬向扰动动量垂直输送均为极大(小)值分布,反映了湍流粘性力在高(低)海温中心增大(减小),表明动量垂直混合机制在中小尺度海气相互作用中起着主要作用。

(3) 中尺度海洋涡旋能够对大气瞬变扰动强度产生影响,该影响不仅表现在海洋大气边界层,在自由大气中低层也有较为清晰的反映。大气瞬变扰动强度在暖(冷)涡下游上空出现极大(小)值,大尺度环流的平流作用在其中起了重要作用。此外,从能量转换的角度探讨了中尺度海洋涡旋影响大气瞬变扰动的机制,发现斜压能量转换贡献显著。

需要指出的是,中纬度大气一个显著的特征是存在很强的内部变率,文中中尺度暖、冷涡个例期间大气瞬变扰动存在的显著差异多大程度来自这两个时段大气内部变率的不同并不清楚。为此,我们对发生在 2006 年 5 月 12 日至 6 月 16 日、2007 年 2 月 12 日至 3 月 29 日、2009 年 1 月 1 日至 2 月 2 日等多个涡旋(图略)进行了类似分析,发现大气瞬变扰动强度极大(小)值位于中尺度暖(冷)涡下游的分布特征普遍存在,由此推断海洋对大气瞬变扰动的影响是主要的。

另需指出,中尺度海洋涡旋的典型空间尺度为 50~500 km,时间尺度为几天到上百天,频谱较宽。本文研究的两个涡旋个例的空间尺度约为 200~300 km,维持时间在 50 天左右,基于这两个涡旋发现的大气瞬变扰动强度分布特征显然并不适用于尺度较小的涡旋,较小尺度涡旋对大气有着怎样的影响还有待进一步研究。此外,本文仅对选取的两个中尺度海洋涡旋个例做了较为详尽的分析,得到的大气响应特征是否普遍存在?其他季节是否有着同样的特征?这些问题均需要开展进一步的研究。

## 参考文献 (References)

- Chelton D B, Schlax M G, Freilich M H, et al. 2004. Satellite measurements reveal persistent small-scale features in ocean winds [J]. *Science*, 303 (5660): 978–983.
- 邓兴秀, 孙照渤. 1994. 北半球风暴轴的时间演变特征[J]. *南京气象学院学报*, 17 (2): 165–170.
- Deng Xingxu, Sun Zhaobo. 1994. Characteristics of temporal evolution of northern storm tracks [J]. *Journal of Nanjing*

- Institute of Meteorology (in Chinese)*, 17 (2): 165–170.
- Deser C M, Timlin M S. 1997. Atmosphere-ocean interaction on weekly timescales in the North Atlantic and Pacific[J]. *J. Climate*, 10 (3): 393–408.
- Dong C M, Nencioli F, Liu Y, et al. 2011. An automated approach to detect oceanic eddies from satellite remotely sensed sea surface temperature data[J]. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 8 (6): 1055–1059.
- Dong C M, Lin X Y, Liu Y, et al. 2012. Three-dimensional oceanic eddy analysis in the Southern California Bight from a numerical product [J]. *J. Geophys. Res.*, 117 (C7): C00H14, doi: 10.1029/2011JC007354.
- 何会中, 崔哲虎, 程明虎, 等. 2004. TRMM 卫星及其数据产品应用 [J]. *气象科技*, 32 (1): 13–18.
- He Huizhong, Cui Zhehu, Cheng Minghu, et al. 2004. TRMM satellite and application of its products [J]. *Meteorological Science and Technology (in Chinese)*, 32 (1): 13–18.
- Inatsu M, Mukougawa H, Xie S P. 2002. Tropical and extratropical SST effects on the midlatitude storm track [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 80 (48): 1069–1076.
- Joyce T M, Kwon Y O, Yu L S. 2009. On the relationship between synoptic wintertime atmospheric variability and path shifts in the Gulf Stream and the Kuroshio Extension [J]. *J. Climate*, 22 (12): 3177–3192.
- Kuwano-Yoshida A, Minobe S, Xie S P. 2010. Precipitation response to the Gulf Stream in an atmospheric GCM [J]. *J. Climate*, 23 (13): 3676–3698.
- Li L, Zhang R H, Wen M. 2011. Diagnostic analysis of the evolution mechanism for a vortex over the Tibetan Plateau in June 2008 [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 28 (4): 797–808.
- 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 Tropical Meteorology (in Chinese)*, 21 (2): 142–152.
- 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): 2418–2435.
- Liu T W, Xie X S, Polito P S, et al. 2000. Atmospheric manifestation of tropical instability wave observed by QuickSCAT and Tropical Rain Measuring Mission [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 27 (16): 2545–2548.
- Liu Y, Dong C M, Guan Y P, et al. 2012. Eddy analysis in the subtropical zonal band of the North Pacific Ocean [J]. *Deep-Sea Research I*, 68: 54–67.
- 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 Jing, Xu Haiming. 2012. 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.
- Minobe S, Kuwano-Yoshida A, Komori N, et al. 2008. Influence of the Gulf Stream on the troposphere [J]. *Nature*, 452 (7184): 206–209.
- Minobe S, Miyashita M, Kuwano-Yoshida A, et al. 2010. Atmospheric response to the Gulf Stream: Seasonal variations [J]. *J. Climate*, 23 (13): 3699–3719.
- Nakamura H, Sampe T, Tanimoto Y, et al. 2004. Observed associations among storm tracks, jet streams and midlatitude oceanic fronts [J].

- Geophys. Monogr. Ser., 147: 329–345.
- 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.
- 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.
- O'Neill L W, Chelton D B, Esbensen S K. 2003. Observations of SST-induced perturbations of the wind stress field over the Southern Ocean on seasonal timescales [J]. *J. Climate*, 16 (14): 2340–2354.
- Palmer T, 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.
- Qiu B. 2002. The Kuroshio Extension system: Its large-scale variability and role in the midlatitude ocean-atmosphere interaction [J]. *J. Oceanogr.*, 58 (1): 57–75.
- Robinson A R. 1983. *Eddies in Marine Science* [M]. New York: Springer, 609pp.
- Saha S, Nadiga S, Thiaw C, et al. 2006. The NCEP climate forecast system [J]. *J. Climate*, 19 (15): 3483–3517.
- Sasaki Y N, Minobe S, Asai T, et al. 2012. Influence of the Kuroshio in the East China Sea on the early summer (Baiu) rain [J]. *J. Climate*, 25 (19): 6627–6645.
- Simmons A J, Wallace J M, Branstator G W. 1983. Barotropic wave propagation and instability, and atmospheric teleconnection patterns [J]. *J. Atmos. Sci.*, 40 (6): 1363–1392.
- Small R J, Xie S P, Wang Y Q. 2003. Numerical simulation of atmospheric response to Pacific tropical instability waves [J]. *J. Climate*, 16 (22): 3723–3741.
- Small R J, de Szoeke S P, Xie S P, et al. 2008. Air-sea interaction over ocean fronts and eddies [J]. *Dyn. Atmos. Oceans*, 45 (3–4): 274–319.
- Song Q T, Hara T, Cornillon P, et al. 2004. A comparison between observations and MM5 simulations of the marine atmospheric boundary layer across a temperature front [J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 21 (2): 170–178.
- Suarez M J, Arakawa A, Randall D A. 1983. The parameterization of the planetary boundary layer in the UCLA general circulation model: Formulation and results [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 111 (11): 2224–2243.
- Taguchi B, Nakamura H, Nonaka M, et al. 2009. Influences of the Kuroshio/Oyashio Extensions on air-sea heat exchanges and storm-track activity as revealed in regional atmospheric model simulations for the 2003/04 cold season [J]. *J. Climate*, 22 (24): 6536–6560.
- Vecchi G A, Xie S P, Fischer A S. 2004. Ocean-atmosphere covariability in the western Arabian Sea [J]. *J. Climate*, 17 (6): 1213–1224.
- 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.
- White W B, Annis J L. 2003. Coupling of extratropical mesoscale eddies in the ocean to westerly winds in the atmospheric boundary layer [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 33 (5): 1095–1107.
- 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.
- Xu H M, Tokinaga H, Xie S P. 2010. Atmospheric effects of the Kuroshio large meander during 2004–05 [J]. *J. Climate*, 23 (17): 4704–4715.
- Xu H M, Xu M M, Xie S P, et al. 2011. Deep atmospheric response to the spring Kuroshio over the East China Sea [J]. *J. Climate*, 24 (18): 4959–4972.
- Yu J Y, Liu W T. 2003. A linear relationship between ENSO intensity and tropical instability wave activity in the eastern Pacific Ocean [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 30 (14): 1735, doi: 10.029/2003GL017176.