

增温停滞背景下西边界流潜热通量年代际趋势变化差异及成因分析

高英健¹ 任保华¹ 郑建秋¹ 潘云峰¹

¹ 中国科学技术大学地球和空间科学学院, 合肥 230026

摘要

本文使用美国伍兹霍尔海洋研究所发布的客观分析海气通量项目数据集及日本海洋科学技术中心的 Ishii 次表层温盐数据, 利用经验正交函数分析方法、小扰动展开、线性回归、海水热力学方程 2010 等方法, 主要研究在增温停滞背景 (1979 年~2000 年, 升温阶段; 2001 年~2013 年, 停滞阶段) 下, 北半球两支西边界流区域即黑潮及其延伸区域 (简称黑潮区域) 和墨西哥湾流区域 (简称湾流区域) 海表潜热通量的年代际趋势转变和影响因素, 以及内部热含量的年代际变化。结果表明, 两支西边界流在增温停滞背景下都发生了年代际尺度的趋势反转, 而反转的时间节点以及前后的反转趋势都不相同: 黑潮区域潜热通量年代际变化趋势于 2001 年左右由正转负; 而湾流区域潜热通量年代际变化趋势于 1993 年左右由负转正。其影响因子在前后阶段也有不同: 通过影响海表饱和比湿进而影响海气比湿差, 海表温度是影响黑潮区域全时间段以及湾流区域 1993~2013 时间段潜热通量变化的主要因素; 而风速通过直接的影响以及对空气湿度的影响也会对潜热通量变化产生间接影响, 主要在湾流区域的 1979~1992 时间段体现。黑潮及湾流区域 0~1000m 海水热含量的年代际变化同样存在差异: 黑潮区域表层热含量年代际变化同混合层一致; 湾流区域表层热含量年代际变化同深层相异, 而表层以下的变化较为一致; 两个区域的深层热含量变化都体现了增温停滞的现象, 黑潮区域可能存在下层至上层的影响; 而湾流区域可能存在上层至下层的影响。黑潮与湾流区域表面的差异可以归结为海洋与大气因素的影响差异, 而内部热含量年代际变化的垂直差异可能归结为两区域的结构差异。增温停滞对两区域的变化影响显著, 而区域的变化可能存在对增温停滞的反馈。

关键词 潜热通量 海水热含量 增温停滞 黑潮 湾流

文章编号 2019137C

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1907.19137

作者简介: 高英健, 男, 1992 年出生, 硕士研究生, 主要研究方向为全球气候变化及海气通量。

Email: dydara@mail.ustc.edu.cn

通讯作者: 任保华, Email: ren@ustc.edu.cn

资助项目: 国家自然科学基金 (41675066), 安徽省自然科学基金 (1908085MD108)

Funded by: National Natural Science Foundation of China (Grant 41675066) and Anhui Provincial Natural Science Foundation (Grant 1908085MD108).

收稿日期: 2019-4-1 网络预出版日期

The Differences and Possible Mechanisms of Inter-decadal Trend Shifts of Latent Heat Flux in Western Boundary Currents on the Warming Hiatus Background

GAO Yingjian¹, REN Baohua¹, ZHENG Jianqiu¹, and PAN Yunfeng¹

¹ School of Earth and Space, University of Science and Technology of China, Hefei 230026

Abstract The authors researched the inter-decadal trend shifts of latent heat flux (LHF) over the Kuroshio extension (KE) region and Gulf Stream (GS) region during the warming period and the warming hiatus period by using the latent heat flux data and relevant variables produced by the Objectively Analyzed Air-Sea Fluxes project (OAFlux) of the Woods Hole Oceanographic Institution, and the Ishii subsurface temperature and salinity data from Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology. Small perturbation method, EOF analyzation, and International Thermodynamic Equation Of Seawater – 2010 (TEOS-10) are applied in this research. Contrast inter-decadal trend shifts of latent heat flux exist in KE and GS region. The inter-decadal LHF trend of KE region shifts from positive to negative around 2001, while the GS region shifts from negative to positive around 1993. The variation of KE region is primarily resulted from sea surface temperature change (ocean-induced), while in GS region it is resulted from wind speed (1979~1992) (atmosphere-induced) and sea surface temperature (1993~2013). The inter-decadal variations of seawater heat content in KE and GS regions are also different: the inter-decadal variation of surface heat content in KE region is consistent with mixed layer; the inter-decadal variation of surface heat content in GS region is different from that in deep layer, while the changes below surface layer are more consistent; the deep heat content changes in both regions reflect the phenomenon of warming hiatus, and KE region may have the influence of the lower layer to the upper layer; while GS region may have the influence of the upper layer to the lower layer. The difference between the surface of KE and GS can be attributed to the difference between ocean and atmospheric factors, and the vertical difference of inter-decadal variation of internal heat content may be attributed to the structural difference between the two regions. All of those variations are associate with the warming hiatus, and may affect the warming hiatus conversely.

Keywords Latent heat flux, Ocean heat content, Warming hiatus, Kuroshio extension, Gulf stream

1 引言

海洋面积广袤，在海-气界面上存在着多种能量交换的机制，故在全球气候变化中影响重大。海-气界面上能量交换的机制统称为海表热通量，由于海洋与大气界面上存在着相当可观的蒸发过程，使得潜热通量成为海表热通量的重要组成部分之一。潜热通量受海-气界面上基本的气候变量如海气比湿差、海表风速等直接因素的影响。同时，影响潜热通量变化的基本气候变量之间也存在着相互的影响，如海气比湿差受海气温差以及风速的影响

(Cayan, 1992; Liu and Curry, 2006; Yu and Weller, 2007; Li et al., 2011a)。潜热通量的变化具有明显的时空特征, 在不同的时间尺度如季节、年际、年代际及长期等多尺度的变化上已有广泛研究 (Alexander and Scott, 1997; Behera et al., 2000; 郑建秋等, 2009), 在区域上也有相应的研究 (Kwon et al., 2010; 单永强等, 2016)。特别的, Li et al. (2011b) 探讨了北半球西边界流区域同海盆区域影响因子差异, 认为在全球增暖背景下西边界流区域热通量存在海洋主导因素的影响。

最近半个世纪以来, 全球气候经过了数个年代际尺度的变化, 其中全球表面温度的变化尤为显著。自 20 世纪 70 年代以来, 全球表面温度保持着迅速的上升趋势, 称为快速增温阶段。自 2000 年左右以来, 研究发现全球表面温度的上升趋势开始减弱甚至停滞, 不再具有之前的显著上升趋势。由于之前普遍认为温室气体排放等人类活动因素是导致全球气候变暖的主要原因, 然而在人类活动程度加剧的情况下全球表面温度的上升趋势并没有同预期般保持继续上升。这一“反常”的现象引起了广泛的关注, 被称为“增温停滞”现象 (Eastering and Wehner, 2009; Trenberth and Fasullo, 2013; Medhaug et al., 2017)。增温停滞现象于 2013~2014 年左右结束 (Hu and Fedorov, 2017), 故可认为 2000 年至 2013 年左右为增温停滞阶段。关于增温停滞的成因已有广泛研究并提出了多种可能的机制, 可归结为外部强迫和内部气候变率的共同影响 (Xie et al., 2016)。增温停滞不仅表现为表面温度的变化, 在海洋上也表现为海洋内部深层温度 (热含量) 的变化 (Chen and Tung, 2014; Drijfhout et al., 2014; Kintisch, 2014; Liu et al., 2016), 这种内部能量的变化可能是引起增温停滞现象的原因之一。总而言之, 在从之前的快速增温阶段到后来的增温停滞阶段的这一年代际尺度的气候变化背景 (下称为增温停滞背景) 下, 关于海-气界面上潜热通量的年代际变化具有以下问题值得关注: 其一, 在潜热通量显著变化的区域 (如西边界流区域), 潜热通量的年代际变化趋势是否存在差异, 以及这种差异是否表现为前后的趋势变化差异; 其二, 若在相似区域的潜热通量存在着相异的趋势变化, 该区域潜热通量的影响因子的变化在前后的趋势上以及不同时间的主导因子上是否存在差异; 其三, 这种区域差异在海洋表面以及内部的能量变化方面将有何体现; 最后, 这种差异同增温停滞的背景有何联系。本文将研究北半球两支西边界流区域在增温停滞背景下潜热通量的年代际趋势变化差异, 以及两区域潜热通量的影响因子如海气比湿差、海表风速及影响海气比湿差的海表温度等因素的变化差异, 进而确定区域间主导因子是否存在差异, 并归因为海洋或大气因素的影响; 更进一步的, 对两区域海洋深层热含量的变化进行研究, 探究年代际变化在不同深度上的变化特征, 以确立区域变化同全球气候变化背景即增温停滞的深远联系。

2 数据及方法

首先确定本文研究主要区域的空间和时间范围。本文主要研究北半球两支西边界流区域即黑潮及其延伸区域（Kuroshio Extension, KE）以及墨西哥湾流区域（Gulf Stream, GS）。由于研究的变量是潜热通量及其影响因子的变化，其空间范围应潜热通量为年代际变化显著的区域；考虑到一定深度下的变化，垂直范围取 0~1000m，依需要进行垂直方向的插值；时间范围从 1979 年开始到增温停滞结束（2013 年），相关的气象数据处理成年平均数据。

本文使用的数据包括海表的通量数据及深度的温盐数据。海表热通量来源于美国伍兹霍尔海洋研究所提供的客观分析海气通量项目（Objectively Analyzed Air-Sea Fluxes project, OAFflux）数据集（Yu et al., 2008）。该数据集使用较为广泛（郑建秋等，2009；Kwon et al., 2010；Li et al., 2011a；Li et al., 2011b；Li and Ren., 2012；单永强等，2016），较浮标数据及数值模式数据等具有偏差小、精度高等特点。该数据集为通过客观分析方法整合了多方数据来源所得到的与海洋表面热通量相关的相应气象要素场数据，主要包括海表湍流热通量（潜热通量及感热通量），以及相关的海表温度、2m 气温、2m 空气湿度、10m 风速等。本文选用的数据为起止时间为 1979~2013 年的月平均数据，空间分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ ，并处理成为年平均数据。

本数据集中的潜热通量方向为向上为正，即其值为正时，表示海洋向大气输送热量；其值为负时，表示大气向海洋输送热量。另外，由于 OAFflux 数据集中并未提供海表饱和比湿 Q_s 这一变化量，本文应用到的海表饱和比湿采用间接的方法计算获得。根据 Magnus 经验公式可由海表温度计算出饱和水汽压：

$$e^* = 6.11 \times 10^{7.5T_s/(237.3+T_s)} \quad (1)$$

进而有：

$$Q_s = 0.98Q_{sat}(T_s) = 0.98 \times 0.622e^*/p \quad (2)$$

可得到海表饱和比湿，式（1）、（2）中 e^* 为饱和水汽压（单位：hPa）， Q_s 为海表饱和比湿（单位： g kg^{-1} ）， Q_{sat} 为纯水饱和比湿（单位： g kg^{-1} ）， T_s 为海表温度（单位： $^\circ\text{C}$ ），修正系数 0.98 为考虑到海水盐度造成的水汽压下降而做出的修正（Fairall et al., 1996）， p 为表面气压（单位：hPa）， $p=p_0=1000\text{hPa}$ 。

为了分析潜热通量中各参量对潜热通量变化的贡献，本文采用小扰动分解方法。由块体动力学公式（Liu et al., 1979），潜热通量可表示为：

$$LH = \rho L_e C_e U \Delta Q = \rho L_e C_e U (Q_s - Q_a) \quad (3)$$

式中 LH 为潜热通量 (latent heat flux, 单位: W m^{-2}), ρ 为空气密度 (单位: kg m^{-3}), L_e 为蒸发潜热 (单位: W s g^{-1}), C_e 为交换系数, U 为近海表风速 (单位: m s^{-1}), ΔQ 为海气比湿差 (单位: g kg^{-1}), Q_s 为海表饱和比湿 (单位: g kg^{-1}), Q_a 为近海表空气比湿 (单位: g kg^{-1})。小扰动方法即将变化量分解为气候态与扰动量之和, 对式 (3) 处理有:

$$\overline{LH} + LH' = \rho L_e C_e [(\bar{U} + U')(\overline{\Delta Q} + \Delta Q')] = \rho L_e C_e (\bar{U}\overline{\Delta Q} + \bar{U}\Delta Q' + U'\overline{\Delta Q} + U'\Delta Q') \quad (4)$$

$$\overline{LH} = \rho L_e C_e [\bar{U}\overline{\Delta Q} + \bar{U}'\Delta Q'] \quad (5)$$

$$LH' = \rho L_e C_e [\bar{U}\Delta Q' + U'\overline{\Delta Q} + U'\Delta Q' - \bar{U}'\Delta Q'] \quad (6)$$

式中 $U'\Delta Q'$ 及 $\bar{U}'\Delta Q'$ 项较其余项量级较小, 大小可以忽略 (Tanimoto et al., 2003), 故:

$$LH' = \rho L_e C_e (\bar{U}\Delta Q' + U'\overline{\Delta Q}) = \rho L_e C_e (\bar{U}Q_s' - \bar{U}Q_a' + U'\overline{\Delta Q}) \quad (7)$$

除 OAFlux 数据集中提供的海表面数据外, 本文还应用了日本海洋科学技术中心 (Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, JAMSTEC) 的 Ishii 次表层温盐数据 (Ishii et al., 2005)。该数据集为月平均的客观分析数据, 基于多套资料, 包括最新的世界大洋数据及地图集 (WODA)、法国发展研究所 (IRD) 热带太平洋温盐数据、基于估计的世纪现场观测海温数据集 (COBE-SST)、全球温盐资料项目 (GTSP) 以及 Argo 浮标数据, 并经过了投弃式温深计 (XBT) 的深度校正。资料时间范围为 1945~2012 年。水平范围为 $0.5^\circ \text{ E} \sim 359.5^\circ \text{ E}$ 、 $89.5^\circ \text{ S} \sim 89.5^\circ \text{ N}$, 分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 。垂直范围为 0~1500m, 共分 24 个标准层。本文选定水平范围同 OAFlux 数据集, 垂直范围 0~1000m, 时间范围为 1979~2012 年, 并处理为年平均数据。

本文对于海洋热含量 (Ocean Heat Content, OHC) 的计算可表示为:

$$OHC = \int_{h_2}^{h_1} \rho_{ocean} c_p T(z) dz \quad (8)$$

式中 OHC 为海水热含量 (单位: J), ρ_{ocean} 为海水密度 (单位: kg m^{-3}), c_p 为海水定压比热容 (单位: $\text{J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), T 为海温 (单位: K), h_1 、 h_2 为一层海水的上下深度 (单位: m), z 为海水深度 (单位: m)。 ρ_{ocean} 及 c_p 的计算使用了 Ishii 温盐数据, 计算方法采用由国际物理海洋科学联合会第 127 工作组 (The SCOR/IAPSO Working Group 127, WG127) 发布的海水热力学方程 2010 (Thermodynamic Equation of Seawater 2010, TEOS-10)。TEOS-10 建立了海水的基本性质即温度、盐度以及压强同海水吉布斯函数的关系, 是建立在完备的热力学理论框架下的方程组而非先前的海水状态方程 80 (Equation of State of Seawater 1980, EOS-80) 一样的经验公式, 是目前关于海洋科学建议使用的计算方法

(Feistel, 2003, 2008; Millero et al., 2008)。具体计算来自 WG127 官方发布的海水吉布斯函数程序包 Gibbs-SeaWater (McDougall and Barker, 2011)，程序包来源于 <http://www.teos-10.org> [2018-12-05]。

除上述方法以外，本文在研究中还采用了经验正交函数分析方法 (Empirical Orthogonal Function, EOF)、线性回归、滑动 t 检验等方法。

3 1979–2013 年北半球年平均海表潜热通量变化的时空特征

图 1 (a)、(b) 分别为 1979-2013 时间段全球无冰洋面 ($60^{\circ}\text{N}\sim 60^{\circ}\text{S}$) 及北半球区域平均的年平均潜热通量序列。为去除年际变化的影响，对原序列进行步长为 9 的滑动平均得到年代际序列。由图可见，无论是全球尺度及北半球，潜热通量的趋势变化都表现为于 2000 年前后发生一次反转，即由 2000 年之前的上升趋势转为 2000 年之后的下降趋势。为了进一步验证这一趋势转变的具体时间点，采用滑动 t 检验的方法，即由年代际序列得到趋势序列，并对趋势序列进行步长为 9 的滑动 t 检验。由图 1 (c)、(d) 可见，滑动 t 检验的结果同样可以验证这一现象，全球潜热通量趋势反转发生于 2000 年，北半球潜热通量趋势反转发生于 2001 年。关于 2000 年左右全球海表潜热通量 (蒸发率) 趋势反转已有相应的研究，确认这一趋势反转同增温停滞背景下海表温度分布的变化以及海表风速的变化相关 (Cao and Ren, 2019)。

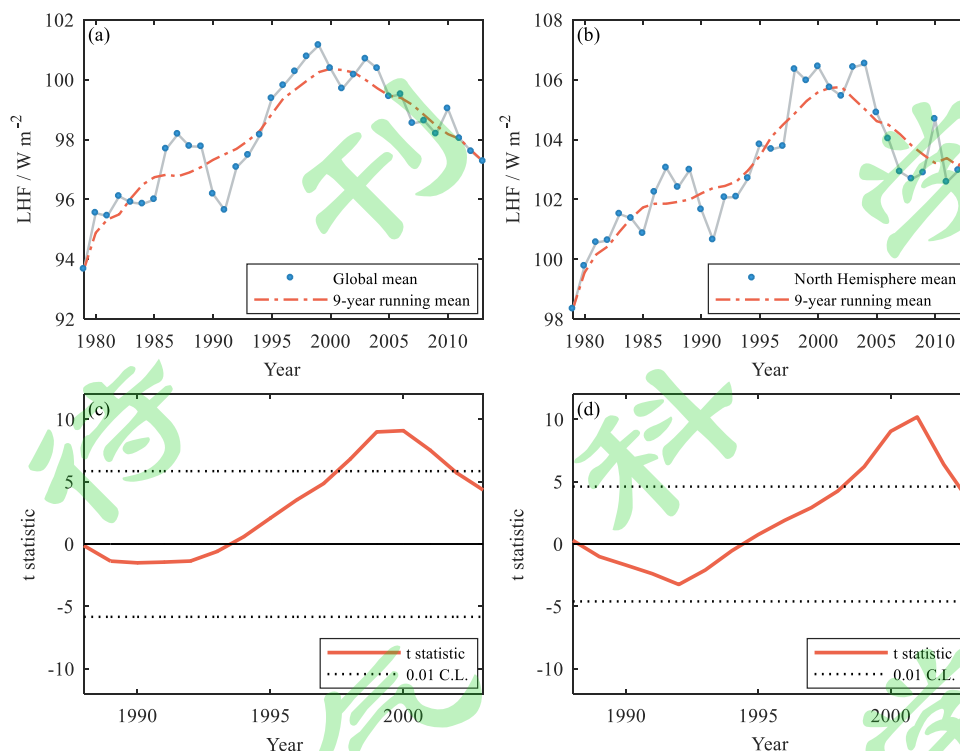


图1 全球及北半球平均的潜热通量变化序列 (a), (b), 及滑动 t 检验序列 (c), (d)

Fig. 1 Variations of area averaged latent heat flux (LHF): (a) global; (b) north hemisphere, and the trend test series by moving t test in these regions (c), (d)

根据以上结果, 确认了潜热通量以 2000 年左右分界的前后两个时间段年代际趋势反转的变化。而对于不同区域, 这种趋势反转变化无论在反转的时间点上以及空间的分布上都存在着差异。那么, 对于我们所关注的北半球西边界流区域, 这种变化在该区域有着怎样的特征呢? 为了考察这种变化的时空分布, 对北半球北太平洋部分区域及北大西洋部分区域的潜热通量距平值分别进行 EOF 分解。值得注意的是, 由于本文主要关注年代际趋势反转而不是长期趋势变化的时空特征, 故对原数据场进行了去除长期趋势的处理。

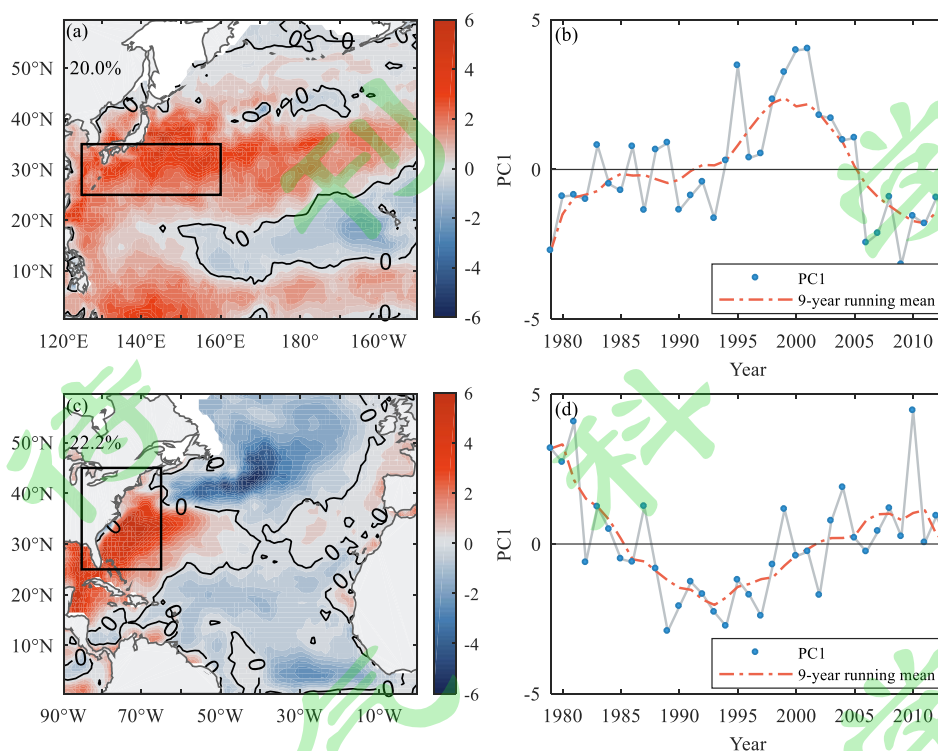


图2 北太平洋部分海域去除长期趋势的潜热通量 EOF 第一模态空间分布 (a) 及时间序列 (b)。北大西洋部分海域去除长期趋势的潜热通量 EOF 第一模态空间分布 (c) 及时间序列 (d)

Fig. 2 First EOF mode of detrended LHF in part of north Pacific region: (a) spatial pattern; (b) time series. First EOF mode of detrended LHF in part of north Atlantic region: (a) spatial pattern; (b) time series

图2 为对上述海域去除长期趋势的年平均潜热通量距平场分别进行的 EOF 分解第一模态空间分布和时间序列。从上述结果来看，西边界流区域，即黑潮区域以及湾流区域是前后趋势变化的集中区域。黑潮区域的变化同周边海域以及北半球、全球变化都较为接近，为以 2000~2001 年分界的趋势反转；而对于湾流区域，其趋势反转的时间点为 1993 年前后，且其趋势由下降转为上升，同黑潮区域乃至北半球的变化都存在这较大的差异。这一现象非常值得注意，作为北半球两支最为强大的边界流区域，在地理条件配置相近的条件下，黑潮区域同湾流区域在趋势反转发生的时间点以及前后趋势的正负都有显著区别。为了进一步分析这一现象，取 (125° E~160° E, 25° N~35° N) 为黑潮区域，取 (65° W~85° W, 25° N~45° N) 为湾流区域，求得这两个区域潜热通量的区域平均序列。对区域平均序列 9 年滑动平均得到年代际序列，进而得到趋势序列，再对趋势序列进行步长为 9 的滑动 t 检验，以确定趋势反转发生的确切时间点。结果如图 3，黑潮区域年代际趋势反转的时间点为 2001 年，湾流区域年代际趋势反转的时间点为 1993 年。

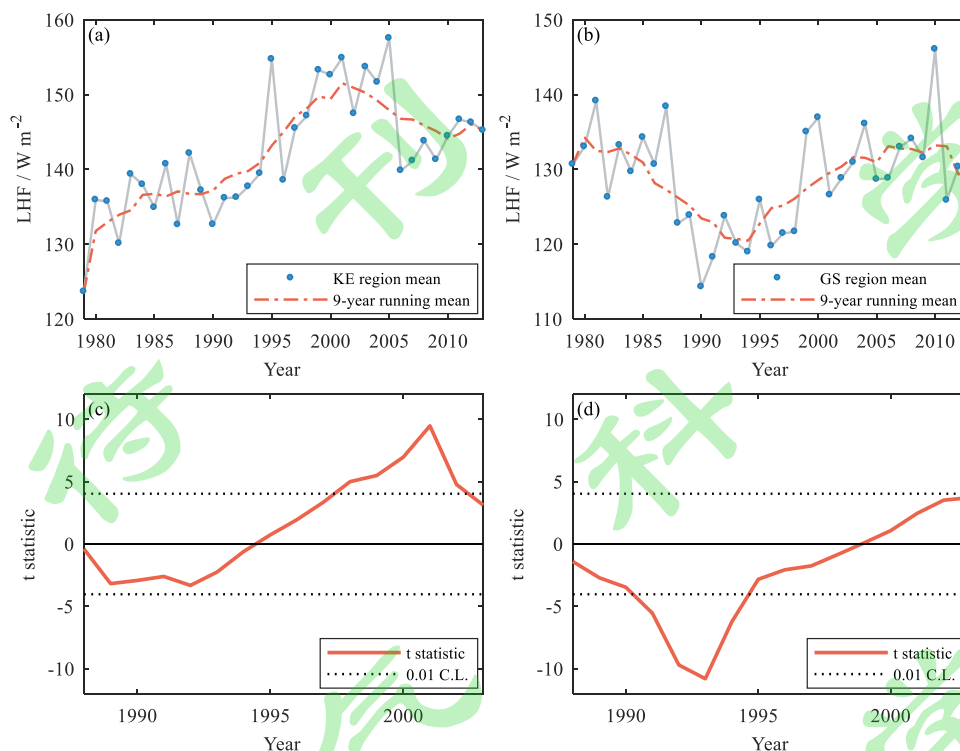


图3 区域平均的潜热通量变化序列：(a) 黑潮区域；(b) 湾流区域，及两区域滑动 t 检验序列 (c)、(d)

Fig. 3 Variations of area averaged LHF: (a) Kuroshio Extension (KE) region; (b) Gulf Stream (GS) region, and the trend test series by moving t test in these regions (c), (d)

4 北半球西边界流区域海表潜热通量变化的成因分析

上文通过滑动 t 检验确定了北半球两个西边界流区域的趋势反转时间点：黑潮区域趋势反转发生于 2001 年，由上升转为下降；湾流区域趋势反转发生于 1993 年，由下降转为上升。根据块体动力学公式 (Liu et al., 1979)，潜热通量的变化是由海表 10m 风速、海表饱和比湿以及海表 2m 比湿而控制的。当潜热通量发生趋势反转时，其参量也应出现相应的变化。根据公式，海气比湿差与风速直接影响潜热通量的变化，而海气比湿差又由海表饱和比湿和近海表空气比湿共同控制。同时，风速也可以通过影响近海表空气比湿间接影响潜热通量的变化。图 4 给出了黑潮区域以及湾流区域潜热通量以及相应各个参量的变化序列。由图可以看出，对于这两块区域而言，海气比湿差都与潜热通量有着相近的变化趋势，而考虑到影响海气比湿差的海表饱和比湿项、2m 空气比湿项以及风速项，黑潮区域同湾流区域的变化有所不同：对于黑潮区域，海气比湿差的变化主要由海表饱和比湿控制，而 2m 空气比湿变化不明显；对于湾流区域，在潜热通量趋势反转前，海气比湿差体现出

明显的下降趋势，与此同时，海表饱和比湿变化不明显，2m 空气比湿有明显上升，10m 风速明显下降，且风速趋势反转的时间略早于 2m 空气比湿。在潜热通量趋势反转后，影响海气比湿差的主要因子变为海表饱和比湿，而 2m 空气比湿以及风速的变化较之前有所减弱。

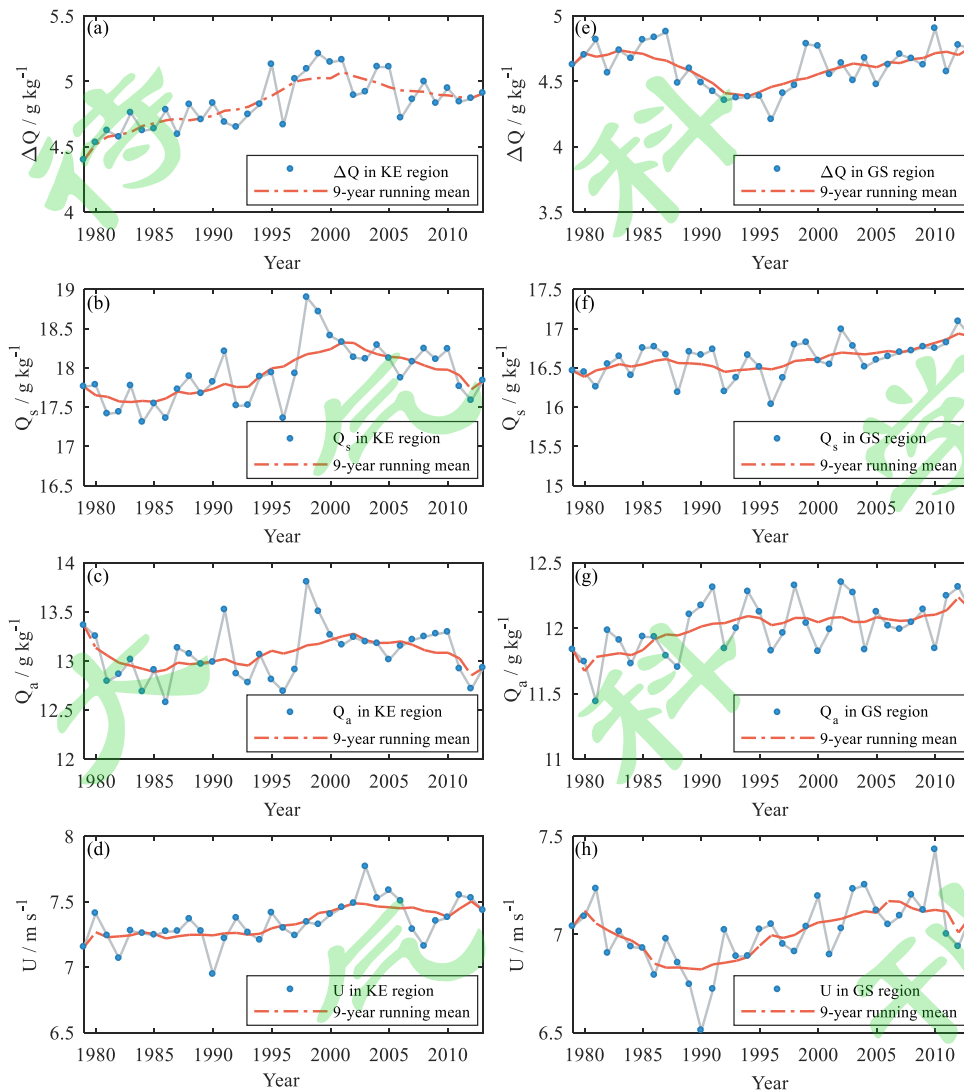


图 4 区域平均的潜热通量各影响因子的变化序列：(a~d) 黑潮区域；(e~h) 湾流区域

Fig. 4 Area averaged associate attributors of LHF: (a~d) KE region; (e~h) GS region

为了定量的分析潜热通量的各个参量对于总体趋势变化的贡献，以及其前后贡献能力的差异，以两个区域的趋势反转时间点分界，确立反转前及反转后两个时间段。对每一区

域的前后两个时间段的潜热通量距平做小扰动分解。具体方法见数据与方法部分。

对比北半球两个西边界流区域，对潜热通量各个小扰动分量进行区域平均，并求得相应的线性趋势（已由 Santer et al. (2000) 的方法去除自相关影响），可以定量的看出黑潮区域同湾流区域潜热通量的变化特征和成因都有显著区别。如之前的结果，黑潮区域于 2001 年前后发生趋势反转。在 1979~2000 时间段，黑潮区域潜热通量表现为显著上升，上升速率达 $0.88 \pm 0.36 \text{ W m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ；而海气比湿差项同潜热通量变化程度一致，为 $0.88 \pm 0.28 \text{ W m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ；对于影响海气比湿差项的海表饱和比湿项及 2m 空气比湿项，前者变化显著，达 $1.25 \pm 0.78 \text{ W m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ，而后者变化不显著；风速项变化相对不明显。在 2001~2013 时间段，潜热通量依然保持了较为显著的变化，只是相较于之前的显著上升而转为下降，变化速率为 $0.78 \pm 0.80 \text{ W m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ；影响因子中海表饱和比湿项变化显著，变化速率为 $-1.20 \pm 0.93 \text{ W m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 。

对于湾流区域，潜热通量趋势变化反转时间点为 1993 年前后。在 1979~1992 时间段，潜热通量显著下降，变化趋势达 $-1.15 \pm 0.82 \text{ W m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ；对于直接影响潜热通量变化的海气比湿差及风速两项，相较于黑潮区域单一的海气比湿差项的变化，湾流区域风速项的变化同样显著，下降速率达 $-0.57 \pm 0.47 \text{ W m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ；海气比湿差项变化速率为 $-0.68 \pm 0.63 \text{ W m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ，且其主要的变化由 2m 空气比湿项影响，海表饱和比湿项变化不显著。对于 1993~2013 时间段，潜热通量表现出显著上升的趋势，而主要的影响因子变得同黑潮区域类似，为海表饱和比湿影响的海气比湿差项主要控制，风速项仍然保持了较为显著的上升速率，但同前者相比速率较小。

总而言之，对于黑潮区域，影响潜热通量变化的主要控制因子在前后两个阶段皆为海表饱和比湿项。而湾流区域在趋势转变前影响因子主要为 2m 空气比湿控制的海气比湿差项以及风速项，趋势转变后影响因子主要为海表饱和比湿项。由公式，海表饱和比湿由海表温度控制，所以在黑潮区域的全部阶段以及湾流区域的后一阶段，影响这两区域潜热通量变化的主要因子即为海表温度（海洋因素）；而对于湾流区域的前一阶段，已知风速的变化可以影响近海表空气比湿进而影响潜热通量（Cayan, 1992），从湾流区域风速趋势反转的时间点略早于近海表空气比湿也可证实，即影响湾流区域于 1979~1992 时间段潜热通量变化的主要因子为风速以及风速影响的近海表空气比湿（大气因素）。

表 1 黑潮及湾流区域潜热通量距平及海气比湿差项、海气比湿差项、海表饱和比湿项、2m 空气比湿项及 10m 风速项于趋势反转前后变化趋势

Table 1 Linear trends of latent heat flux, the term of air-sea humidity difference, the term of surface specific

humidity, the term of 2m-air specific humidity, the term of 10m-wind speed before and after the trend shifts

	Kuroshio Extension Region		Gulf Stream Region	
	1979~2000	2001~2013	1979~1992	1993~2013
LH'	$0.88 \pm 0.36^{***}$	$-0.78 \pm 0.80^*$	$-1.15 \pm 0.82^{**}$	$0.65 \pm 0.41^{***}$
$\rho L_e C_e \bar{U} \Delta Q'$	$0.88 \pm 0.28^{***}$	-0.46 ± 0.63	$-0.68 \pm 0.63^*$	$0.67 \pm 0.30^{***}$
$\rho L_e C_e \bar{U} Q_a'$	0.37 ± 0.68	-0.74 ± 0.82	$0.89 \pm 0.83^{**}$	0.10 ± 0.41
$\rho L_e C_e \bar{U} Q_s'$	$1.25 \pm 0.78^{***}$	$-1.20 \pm 0.93^{**}$	0.21 ± 0.94	$0.77 \pm 0.44^{***}$
$\rho L_e C_e U' \Delta Q$	0.11 ± 0.15	-0.23 ± 0.53	$-0.57 \pm 0.47^{**}$	$0.17 \pm 0.20^*$

注：表中单位为 $W m^{-2} yr^{-1}$ ，***、**、*分别为通过 99%、95%、90%的信度检验。

5 北半球西边界流区域海水热含量年代际时空特征及变化差异

上文确认了除湾流区域在 1979~1992 这一时间段之外，对于两个西边界流区域而言，造成潜热通量变化的主要因子都为海表饱和比湿。而海表饱和比湿只是海表温度的函数（见数据与方法部分），可以认为在北半球两个西边界流区域造成潜热通量变化的主要控制因子中，海表温度的变化占据重要地位。Tomita and Kubota（2005）的研究也指出海表温度的区域增暖对于黑潮区域海表湍流热通量的显著正趋势具有重要影响。图 5 为黑潮区域及湾流区域平均的海表温度序列，由图可知，两区域海表温度的变化存在差异：黑潮区域海表温度的年代际变化表现出增温停滞型的特征，而湾流区域海表温度表现出持续的增暖，且后期增暖的趋势高于前期。

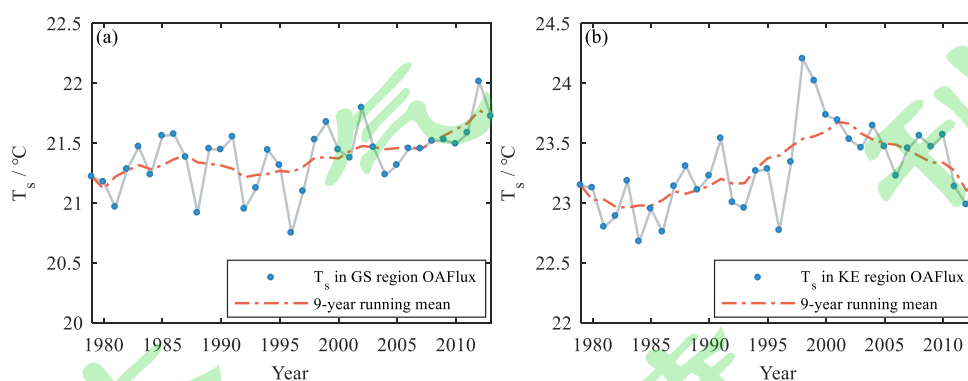


图 5 区域平均的海表温度变化序列：(a) 黑潮区域；(b) 湾流区域

Fig. 5 Variations of area averaged sea surface temperature: (a) KE region; (b) GS region

考虑到海气界面上变化复杂，各气候变量间互相影响。为了考察表面的变化特征是否

同深层相关联或较为独立，以及表层与深层之间是否存在着影响与联系，针对这两个区域，利用 Ishii 次表层温盐数据以及 TEOS-10 海水热力学方程计算海水热含量的空间分布（热含量密度），通过 EOF 分析的方法研究两区域海水热含量密度的时空变化特征。值得注意的是，海温及海水热含量存在着明显的年际变化，故对各个深度下的海水热含量距平序列进行了 9 年滑动平均处理以保留了年代际及以上时间尺度的变化特征。另外，由于 Ishii 数据在深度上并不是均匀的，为保证在 EOF 分析中各个深度上权重一致，考虑到实际的物理情况，即海洋中自温跃层之下海温（热含量）的变化大致保持单调，故对原始分层数据进行多项式插值。首先分析两个区域的特征值谱（图 6），特征值对应的模态是否显著由 North 准则判定（North et al., 1982）。可以看出，对于黑潮区域，其第一模态相较其他模态最为显著，第二模态虽然也通过了 North 准则，但不是非常显著；对于湾流区域，其前两个模态都比较显著。故对黑潮区域的第一模态以及湾流区域的前两个模态进行分析。值得注意的是，由于 EOF 分析所得出的主要模态为原气候数据场中成分较大的变化特征，可作为总体特征的分析，更细节的变化需要进行进一步研究。

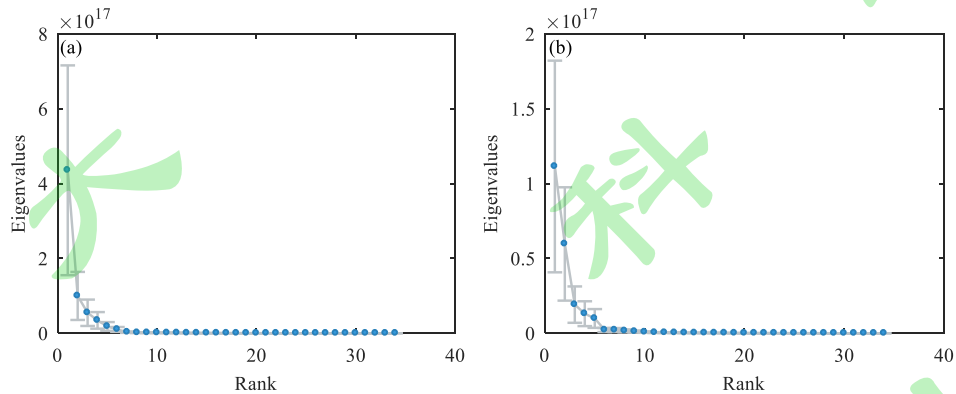


图 6 海水热含量 EOF 分析特征值谱：(a) 黑潮区域；(b) 湾流区域

Fig. 6 Eigenvalues spectrums of ocean heat content (OHC): (a) KE region; (b) GS region

首先分析黑潮区域，该区域第一模态非常显著（图 7）。由空间分布，第一模态表现为以 400m 左右为界上下相异的变化。结合时间序列 PC1，可认为第一模态为上层增温停滞型的变化。

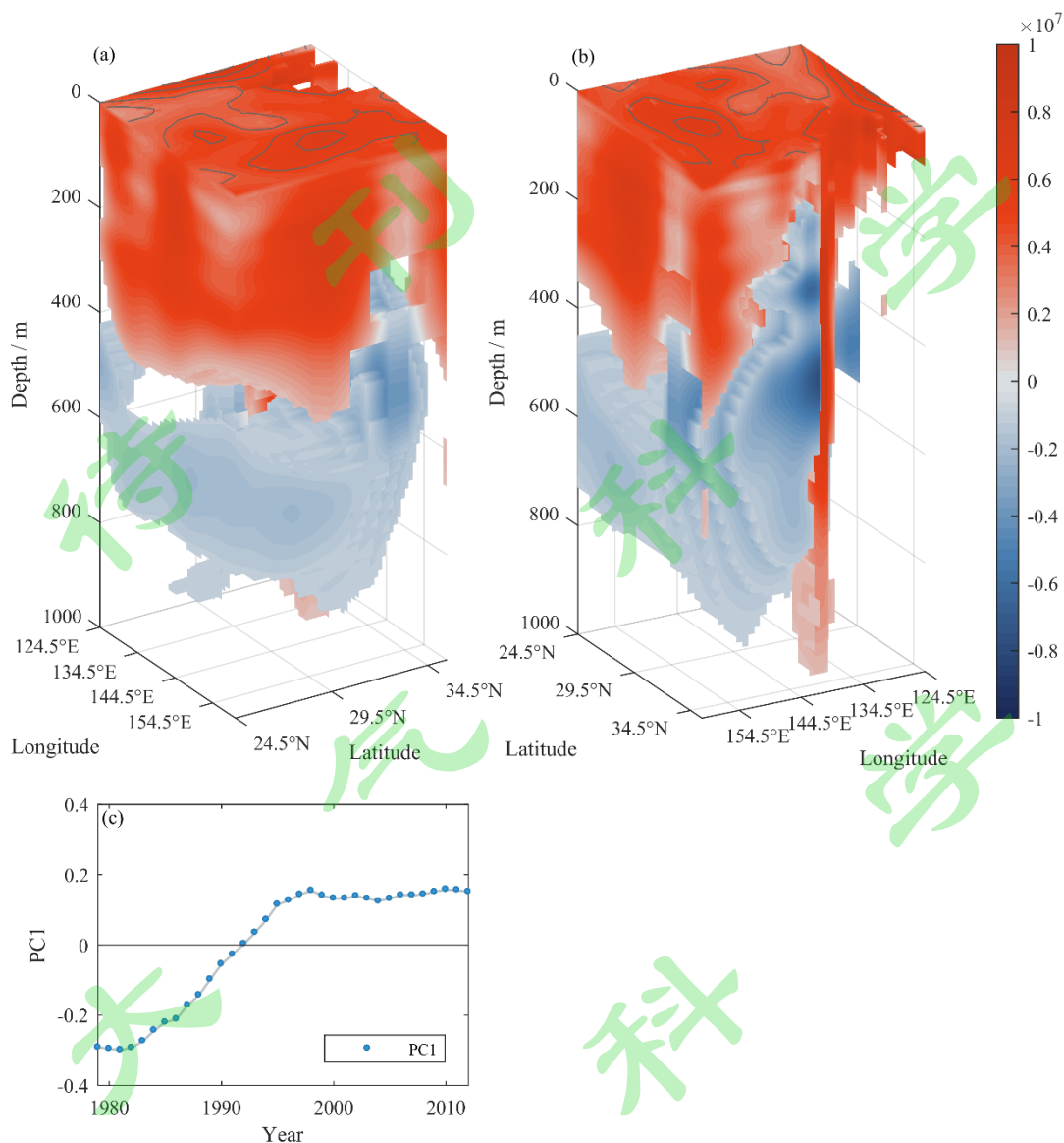


图7 1979~2012年黑潮区域海水热含量 EOF 分析第一模态：(a) 空间分布；(b) 同 (a)，但以垂直轴顺时针旋转 90 度；(c) 时间序列

Fig. 7 First EOF mode of OHC in KE region from 1979 to 2012: (a) spatial pattern; (b) As in (a), but 90 degrees rotated clockwise around vertical axis; (c) time series

对于湾流区域，该区域第一模态（图 8）为全空间整体较为一致的变化，结合时间序列 PC1，湾流区域第一模态表现出总体增温停滞型的变化；对于第二模态（图 9），可以看出在表层存在较为集中的区域，变化特征主要体现为表层（湾流区域北部）的变化，这一变化模式同湾流区域海表温度的变化较为接近。比较湾流区域的前两个显著模态，这两个模态分别代表了海洋整体及海洋表面，表明了湾流区域海水热含量整体同表面的年代际变化特征存在差异。

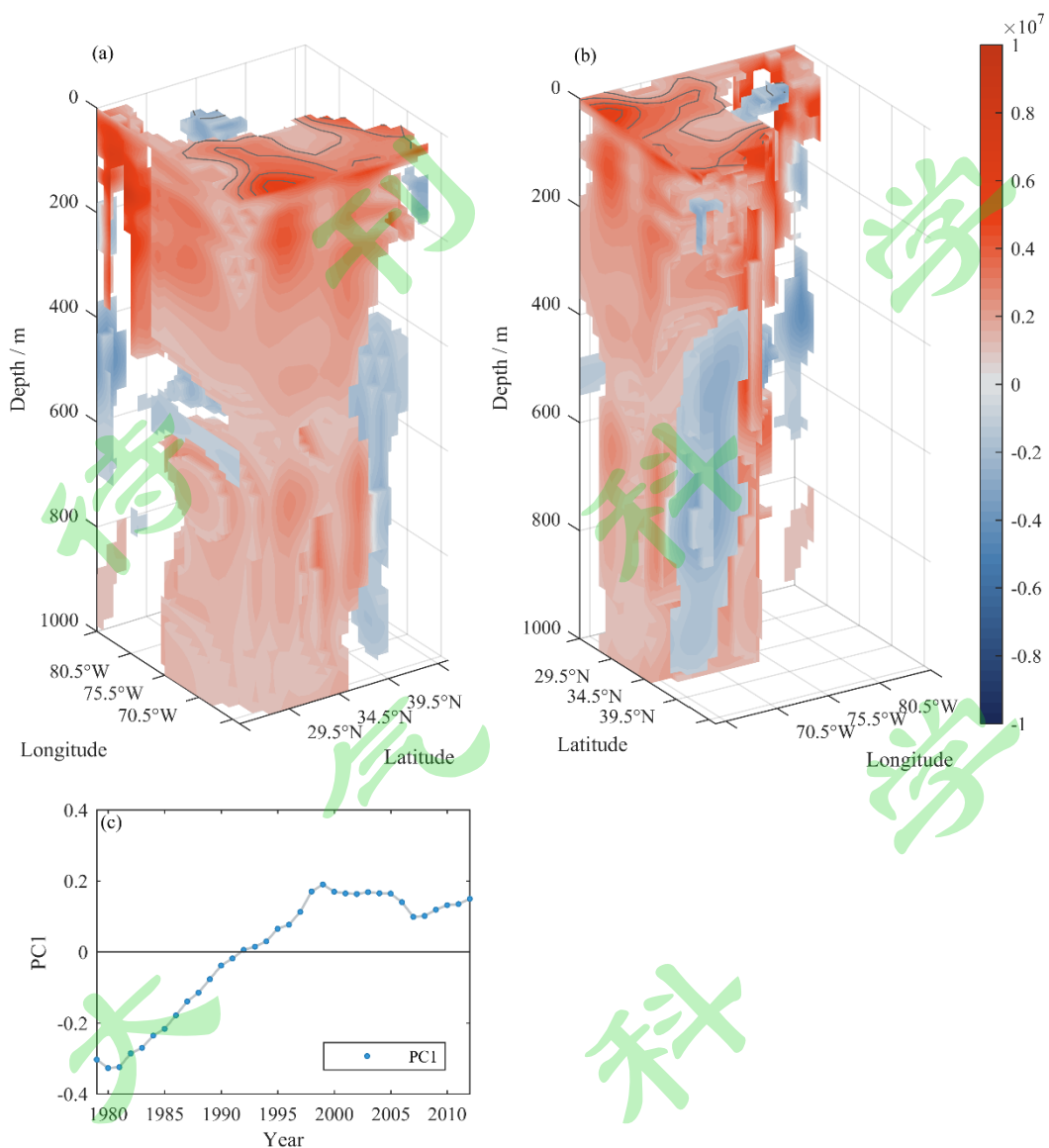


图 8 1979~2012 年湾流区域海水热含量 EOF 分析第一模态：(a) 空间分布；(b) 同 (a)，但以垂直轴顺时针旋转 90 度；(c) 时间序列

Fig. 8 First EOF mode of OHC in GS region from 1979 to 2012: (a) spatial pattern; (b) As in (a), but 90 degrees rotated clockwise around vertical axis; (c) time series

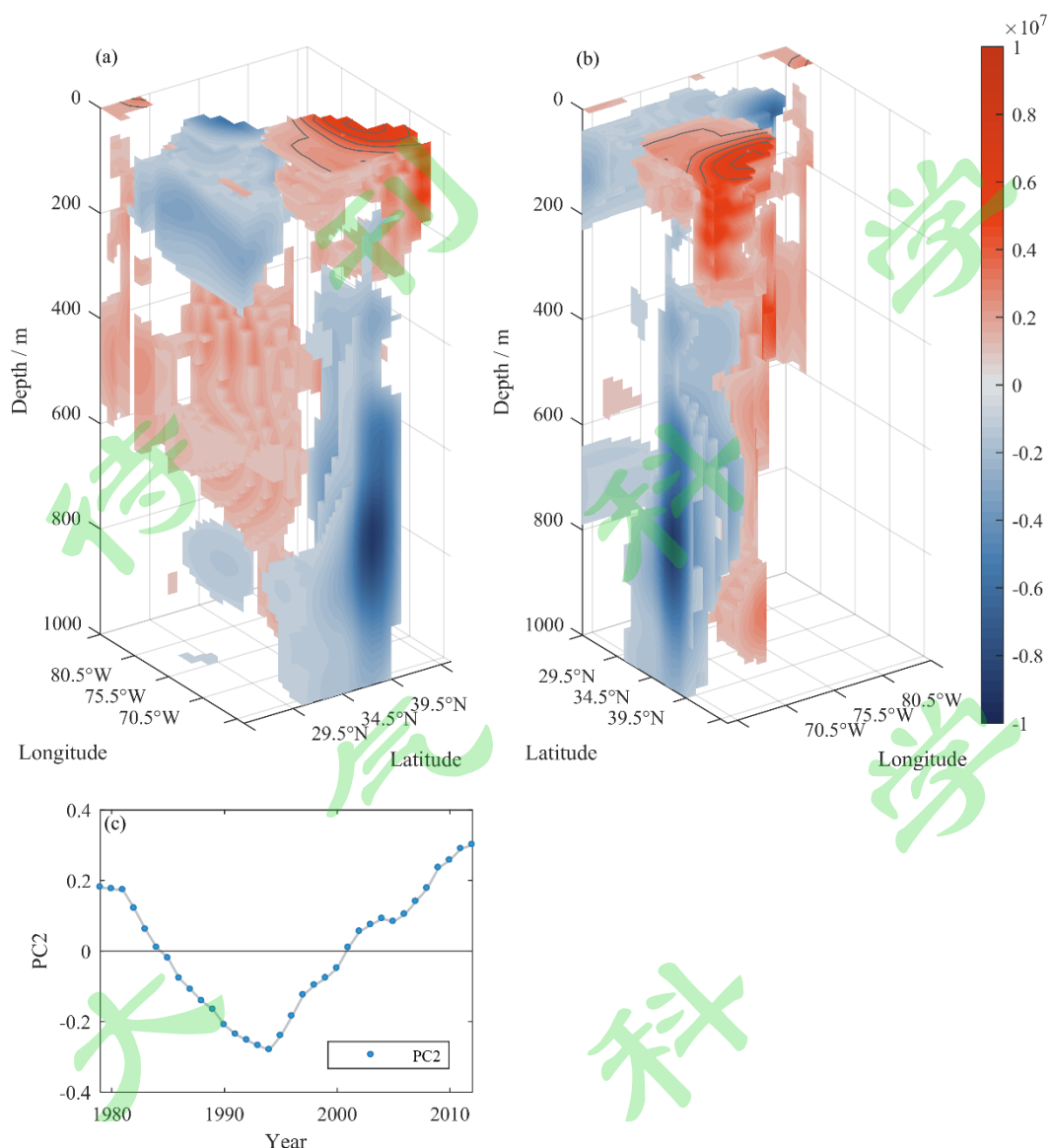


图9 1979~2012年湾流区域海水热含量EOF分析第二模态：(a) 空间分布；(b) 同(a)，但以垂直轴顺时针旋转90度；(c) 时间序列

Fig. 9 Second EOF mode of OHC in GS region from 1979 to 2012: (a) spatial pattern; (b) As in (a), but 90 degrees rotated clockwise around vertical axis; (c) time series

EOF分析的结果表明了黑潮及湾流区域海水热含量随深度变化存在差异。对此进行进一步研究，对两区域不同深度海水热含量的年代际趋势变化序列进行滑动t检验，求得两区域年代际趋势变化的显著时间点随不同深度的分布，以确定不同深度之间可能的相互影响关系。如图10，由滑动t检验结果表明，对于黑潮区域下层的趋势反转时间点普遍早于上层，表面至接近200m左右保持了一致的于2001年左右的年代际趋势反转，趋势由正转负；而200~800m表现为于1991~1992年左右的由正转负的年代际趋势转变。由此推测可

能存在下层对上层的影 响，越接近表层及混合层，变化越一致；对于湾流区域，除表层表现为 1995 年左右的由负转正年代际转变外，总体热含量整体变化较为一致，集中在 1998 年至 2002 年，趋势转变由正向负，表现出增温停滞特征的年代际变化，近表层至 200m 左右反转时间点集中在 1998 年，200~800m 的趋势反转点主要集中在 2002 年，略滞后于上层。这表明黑潮及湾流区域热含量在垂直结构上的互相影响形式存在可能的差异：黑潮区域 200m 以下热含量趋势变化早于表层至 200m，可能存在下层对上层的影 响；湾流区域除表层外，近表层至 200m 的热含量趋势变化略早于 200~800m，可能存在上层对下层的影 响。

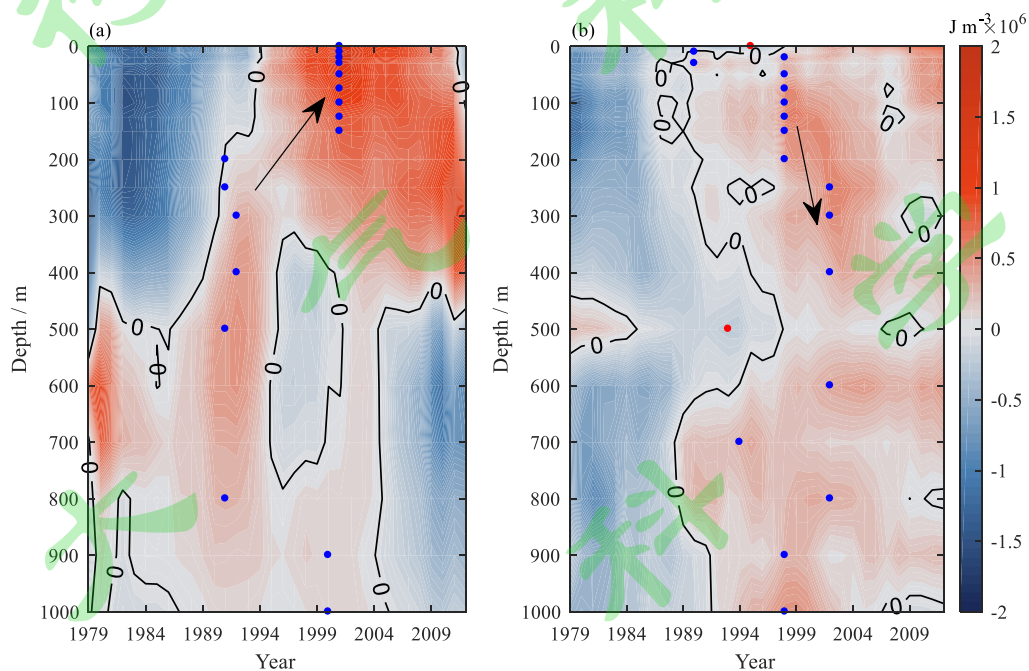


图 10 西边界流区域海水热含量 0~1000m 各深度年代际变化：(a) 黑潮区域；(b) 湾流区域。蓝色点代表年代际趋势由正转负，红色点代表年代际趋势由负转正

Fig. 10 Inter-decadal variations of OHC from 0~1000m in western boundary currents: (a) KE region; (b) GS region. Blue dots indicate up-to-down trend shifts; red dots indicate down-to-up trend shifts

6 总结与讨论

应用 OAFflux 客观分析数据集以及 Ishii 次表层温盐数据，利用 EOF 分解，线性回归、小扰动展开以及 TEOS-10 海水热力学方程等方法，对北半球两个西边界流区域在增温停滞背景下的海表潜热通量年代际趋势变化的特征及成因进行了分析。主要有以下结论：

(1) 两个北半球西边界流区域，即黑潮区域以及湾流区域在 1979~2013 时间段内海表潜热通量都发生了趋势的反转，但是变化趋势存在差异：黑潮区域潜热通量于 2001 年左右

发生反转，由上升转为下降；湾流区域潜热通量于 1993 年左右发生反转，由下降转为上升。趋势变化均由统计显著，变化时间点由滑动 t 检验验证。

(2) 由小扰动展开方法定量分析表明，两个北半球西边界流区域潜热通量变化的影响因素存在差异：对于黑潮区域，其主要控制因子在前后两个阶段皆为海表饱和比湿项。而湾流区域在趋势转变前的主要控制因子为 2m 空气比湿控制的海气比湿差项以及风速项，趋势转变后影响因子主要为海表饱和比湿项。进一步而言，在黑潮区域的全部阶段以及湾流区域的后一阶段（1993~2013），影响这两区域潜热通量变化的主要因子为海表温度，即体现了海洋因素的影响；而对于湾流区域的前一阶段（1979~1992），影响潜热通量变化的主要因子为风速以及风速影响的近海表空气比湿，即体现了大气因素的影响。

(3) 两个区域不仅海表潜热变化以及海表温度的年代际变化存在差异，深层海水热含量的年代际变化同样存在差异：结合 EOF 分析结果与滑动 t 检验结果表明：黑潮区域第一模态较为显著，表现为集中在 200m 以上至表面一致的增温停滞型变化，200~800m 趋势反转时间点早于上层，可能存在从下至上的影响；对于湾流区域，第一、第二模态较为显著，分别表现为整体的增温停滞及在表面存在的可能受海气界面上因素影响的变化特征，同时存在可能的从上至下的影响。

本文主要研究北半球两个西边界流区域潜热通量于增温停滞背景下的年代际趋势转变差异以及可能成因。对于湾流区域存在的主要因子的年代际转变，在年代际尺度的两个阶段内造成影响潜热趋势变化的主要因子由大气因素向海洋因素转变的主要原因即为海表饱和比湿及海表温度于前后两阶段内不同的年代际变化特征。进一步而言，即为自 20 世纪 90 年代初湾流区域海表温度的趋势上升。考虑到在北大西洋海域存在的主要年代际海温变化模态，北大西洋年代际振荡（Atlantic Multidecadal Oscillation, AMO）在这一海域广泛存在。由 AMO 指数在年代际尺度的变化上可以看出，其于 20 世纪 90 年代初左右开始出现了正趋势，意味着开始向正相位进行转变，而在 20 世纪 90 年代初之前，AMO 指数则表现为相对稳定的负相位。对比 GS 区域的年代际尺度的海温变化序列，二者相关性良好。一定程度上可以认为是北大西洋存在的自然变率（AMO）引起自 20 世纪 90 年代初开始的湾流区域海表温度的正趋势，进而通过影响海表饱和比湿项的正趋势从而引起潜热通量的正趋势，使得在这一阶段海洋因素对于潜热通量趋势变化贡献显著，超过了存在的大气因素的贡献，进而使得海洋因素成为了后一阶段的主要因子，造成了前后两个阶段主要因子由大气向海洋的转变。对于海水热含量的变化，考虑到增温停滞的气候变化背景，黑潮区域以及湾流区域内部的能量变化都保持了同增温停滞较为一致的变化。西边界流区域是海

洋内部动力作用强烈的区域，理论上海表温度的变化应同内部的热含量变化保持一致，从而对海表的湍流热通量产生影响。黑潮区域的变化特征能很好的验证这一观点，并同以往的研究相符（Tomita and Kubota, 2005; Li et al., 2011b）；然而对于湾流区域，在放大了研究的时间范围后，无论是在该区域某一时间段表层潜热通量的影响因子以及海表温度同内部热含量的年代际垂直变化差异都表现出了同黑潮区域相异的变化特征。表层潜热通量及各参量的差异可能来自两个西边界流区域在海气相互作用机制上的复杂性；而内部热含量上层与下层之间的可能影响推测来源于两个西边界流的结构差异，这可能同湾流区域存在的深层西边界流—大西洋经向反转流（Deep Western Boundary Current-Atlantic Meridional Overturning Circulation, DWBC-AMOC）有关。总而言之，无论是在表层以及内部的能量变化，增温停滞现象同两区域的关联是密切的。关于本研究还有以下展望：其一，进一步探寻湾流区域同黑潮区域相异的海气作用机制；其二，进一步探寻两个区域内部热含量的垂直结构上存在的可能影响差异是否同 DWBC-AMOC 相关，以及其同增温停滞现象的深层次联系；其三，考虑到增温停滞现象于 2013 年结束，两个区域海气界面上的变化是否会反过来影响增温停滞现象，而各自的影响能力和机制是否存在差异；其四，上述的差异是否可以通过气候模式的模拟结果体现。这是我们未来将继续研究的课题。

参考文献 (References)

- Alexander M A, Scott J D. 1997. Surface flux variability over the North Pacific and North Atlantic oceans [J]. *Journal of climate*, 10(11): 2963-2978.
- Behera S K, Salvekar P S, Yamagata T. 2000. Simulation of interannual SST variability in the tropical Indian Ocean [J]. *Journal of Climate*, 13(19): 3487-3499.
- Cao N, Ren B H. 2019. Regime shift of global oceanic evaporation in the late 1990s using OAFflux dataset [J]. *Theoretical & Applied Climatology*, 136(3-4): 1407-1417.
- Cayan D R. 1992. Latent and sensible heat flux anomalies over the northern oceans: The connection to monthly atmospheric circulation [J]. *Journal of climate*, 5(4): 354-369.
- Chen X, Tung K K. 2014. Varying planetary heat sink led to global-warming slowdown and acceleration [J]. *Science*, 345(6199): 897-903.
- Drijfhout S S, Blaker A T, Josey S A, et al. 2014. Surface warming hiatus caused by increased heat uptake across multiple ocean basins [J]. *Geophysical Research Letters*, 41(22): 7868-7874.
- Easterling D R, Wehner M F. 2009. Is the climate warming or cooling? [J]. *Geophysical Research Letters*, 36(8): L08706.
- Fairall C W, Bradley E F, Rogers D P, et al. 1996. Bulk parameterization of air-sea fluxes for tropical ocean-global atmosphere coupled-ocean atmosphere response experiment [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 101(C2): 3747-3764.
- Feistel R. 2003. A new extended Gibbs thermodynamic potential of seawater [J]. *Progress in Oceanography*, 58(1): 43-114.
- Feistel R. 2008. A Gibbs function for seawater thermodynamics for -6 to 80°C and salinity up to 120 g kg^{-1} [J]. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 55(12): 1639-1671.
- Hu S, Fedorov A V. 2017. The extreme El Niño of 2015–2016 and the end of global warming hiatus [J]. *Geophysical Research Letters*, 44(8): 3816-3824.
- Ishii M, Kimoto M, Sakamoto K, et al. 2005. Subsurface Temperature And Salinity Analyses [DB]. Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory. <https://doi.org/10.5065/Y6CR-KW66>. Accessed† 1 Dec 2018.
- Kintisch E. 2014. Is Atlantic holding Earth's missing heat? [J]. *Science*, 345(6199): 860–861.
- Kwon Y O, Alexander M A, Bond N A, et al. 2010. Role of the Gulf Stream and Kuroshio–Oyashio systems in large-

- scale atmosphere–ocean interaction: A review [J]. *Journal of Climate*, 23(12): 3249-3281.
- Li G, Ren B H, Yang C Y, et al. 2011a. Revisiting the trend of the tropical and subtropical Pacific surface latent heat flux during 1977–2006 [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D10): 0148-0227.
- Li G, Ren B H, Zheng J Q, et al. 2011b. Net air–sea surface heat flux during 1984–2004 over the North Pacific and North Atlantic oceans (10°N–50°N): annual mean climatology and trend [J]. *Theoretical and applied climatology*, 104(3-4): 387-401.
- Li G, Ren B H. 2012. Evidence for strengthening of the tropical Pacific Ocean surface wind speed during 1979–2001 [J]. *Theoretical and applied climatology*, 107(1-2): 59-72.
- Liu J, Curry J A. 2006. Variability of the tropical and subtropical ocean surface latent heat flux during 1989–2000 [J]. *Geophysical Research Letters*, 33(5): L05706.
- Liu W T, Katsaros K B, Businger J A. 1979. Bulk parameterization of air-sea exchanges of heat and water vapor including the molecular constraints at the interface [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 36(9): 1722-1735.
- Liu W, Xie S P, Lu J. 2016. Tracking ocean heat uptake during the surface warming hiatus [J]. *Nature communications*, 7: 10926.
- McDougall T J, Barker P M. 2011. Getting started with TEOS-10 and the Gibbs Seawater (GSW) oceanographic toolbox [J]. *SCOR/IAPSO WG*, 127: 1-28.
- Medhaug I, Stolpe M B, Fischer E M, et al. 2017. Reconciling controversies about the ‘global warming hiatus’ [J]. *Nature*, 545(7652): 41-47.
- Millero F J, Feistel R, Wright D G, et al. 2008. The composition of Standard Seawater and the definition of the Reference-Composition Salinity Scale [J]. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 55(1): 50-72.
- North G R, Bell T L, Cahalan R F, et al. 1982. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions [J]. *Monthly weather review*, 110(7): 699-706.
- Santer B D, Wigley T M L, Boyle J S, et al. 2000. Statistical significance of trends and trend differences in layer - average atmospheric temperature time series [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D6): 7337-7356.
- 单永强, 任保华, 齐义泉, 等. 2016. 西太平洋-南海地区潜热通量长期变化趋势的南北差异及成因分析 [J]. *气候与环境研究*, 21(4): 467-478, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2016.15241. Shan Yongqiang, Ren Baohua, Qi Yiquan, et al. 2016. The north-south contrast of long-term trend of latent heat flux in West Pacific-South China Sea and the possible mechanism [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 21(4): 467-478, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2016.15241.

- 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]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108(C10): 0148-0227.
- Tomita H, Kubota M. 2005. Increase in turbulent heat flux during the 1990s over the Kuroshio/Oyashio extension region [J]. *Geophysical research letters*, 32(9): L09705.
- Trenberth K E, Fasullo J T. 2013. An apparent hiatus in global warming? [J]. *Earth's Future*, 1(1): 19-32.
- Xie S P, Kosaka Y, Okumura Y M. 2016. Distinct energy budgets for anthropogenic and natural changes during global warming hiatus [J]. *Nature Geoscience*, 9(1): 29-33.
- Yu L S, Weller R A. 2007. Objectively analyzed air-sea heat fluxes for the global ice-free oceans (1981–2005) [J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88(4): 527-540.
- Yu L S, Jin X Z, Weller R A. 2008. Multidecade global flux datasets from the objectively analyzed air-sea fluxes (OAFlux) project: Latent and sensible heat fluxes, ocean evaporation, and related surface meteorological variables [R]. OAFlux Project Tech. Rep. OA-2008-01.
- 郑建秋, 任保华, 李根. 2009. 北太平洋海气界面湍流热通量的年际变化 [J]. *大气科学*, 33(5): 1111-1121, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2009.05.20. Zheng Jianqiu, Ren Baohua, Li Gen. 2009. Interannual variability of air-sea turbulent heat fluxes over the North Pacific [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 33(5): 1111-1121, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2009.05.20.