氣候與環境研究
Climatic and Environmental Research

热带太平洋海表能量收支平衡特征及其与两类ENSO事件的联系

刘智媛 周连童

Variation Characteristics of Sea Surface Energy Balance over the Tropical Pacific and Its Relationship with Two Types of El Niño-Southern Oscillation (ENSO) Events

LIU Zhiyuan ZHOU Liantong

在线阅读 View online: https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2021.20113

您可能感兴趣的其他文章 Articles you may be interested in

两类El Niño型对西北太平洋季风槽及热带气旋生成的可能影响

Possible Impacts of Two Types of El Nio Events on the Western North Pacific Monsoon Trough and Tropical Cyclogenesis

气候与环境研究. 2018, 23(2): 150 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2017.17055

衰退年夏季西北太平洋异常反气旋季节内演变特征及其机制

Characteristics and Mechanisms of Sub-seasonal Evolution of Northwest Pacific Anomalous Anticyclone during the El Nio Decaying Summer

气候与环境研究. 2019, 24(4): 525 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2019.18156

El Niño发展年和La Niña年东亚夏季风季节内变化的比较

Comparison of Intraseasonal Variation of the East Asian Summer Monsoon between El Nio Developing Years and La Nia Years

气候与环境研究. 2018, 23(3): 321 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2017.17044

两类El Niño事件对我国西南地区冬季降水的影响

Impacts of Two Types of El Nio Events on Winter Precipitation in Southwest China

气候与环境研究. 2018, 23(6): 749 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2018.17165

副热带北太平洋SST在ENSO冷暖位相转变中的作用

The Influence of SST in Subtropical North Pacific on the Warm-Cold Phase Transition of ENSO

气候与环境研究. 2018, 23(4): 453 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2017.17062

全球变暖背景下热带太平洋海温长期趋势研究

Long Term Trend of Tropical Pacific Temperature under Global Warming

气候与环境研究. 2019, 24(6): 723 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2018.18072

关注微信公众号，获得更多资讯信息

刘智媛, 周连童. 2021. 热带太平洋海表能量收支平衡特征及其与两类 ENSO 事件的联系 [J]. 气候与环境研究, 26(6): 591−607. LIU Zhiyuan, ZHOU Liantong. 2021. Variation Characteristics of Sea Surface Energy Balance over the Tropical Pacific and Its Relationship with Two Types of El Niño-Southern Oscillation (ENSO) Events [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 26 (6): 591−607. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2021.20113

热带太平洋海表能量收支平衡特征及其与两类 ENSO 事件的联系

刘智媛[1, 2] 周连童[1]

1 中国科学院大气物理研究所季风系统研究中心, 北京 100190
2 成都市温江区气象局, 成都 611135

摘 要 利用月平均的 HadISST 海表温度、NCEP 再分析资料、OAFlux 海表面热通量及相关物理量资料、NCAR/NOAA 云量场资料，分析了热带太平洋海表热通量的年际特征，并且进一步分析了传统 El Niño 和 El Niño Modoki 事件中湍流热通量的异常演变特征以及影响因子。在热带太平洋上，净热通量的年际变化最大振幅出现在赤道太平洋上，且主要取决于潜热通量和短波辐射通量的变化。本文还利用两类 ENSO 事件旺盛期海温指数对不同时期海面热通量场的偏回归分析，考察了热带太平洋海表面热通量与两类 ENSO 事件中海温的联系。两类海温指数对各时期热带太平洋净热通量的回归均表现为赤道太平洋上存在显著的负异常，在 Niño3 指数偏回归下的负异常范围和强度都较 El Niño Modoki 指数回归的要大，且更偏于赤道东太平洋，而旺盛期海温对同期赤道东太平洋上湍流热通量的影响最大。

关键词 热带太平洋 热通量 传统 El Niño El Niño Modoki
文章编号 1006-9585(2021)06-0591-17 **中图分类号** P47 **文献标识码** A
doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2021.20113

Variation Characteristics of Sea Surface Energy Balance over the Tropical Pacific and Its Relationship with Two Types of El Niño-Southern Oscillation (ENSO) Events

LIU Zhiyuan[1, 2] and ZHOU Liantong[1]

1 *Center for Monsoon System Research*, *Institute of Atmospheric Physics*, *Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 100190
2 *Chengdu Wenjiang Meteorological Office*, *Chengdu* 611135

Abstract Based on the atmospheric data from NCEP, sea surface temperature (SST) data from the Hadley Center, sea surface heat fluxes and related physical data from OAFlux, and cloud data from NCAR/NOAA, the characteristics of heat fluxes were analyzed over the tropical Pacific and then the different characteristics and influential factors of turbulent heat fluxes between two types of ENSO events were investigated. The main conclusions are as follows: The maximum amplitude of the net heat flux variation is found over the equatorial Pacific, which is mainly caused by variations of the

收稿日期 2020-09-03；**网络预出版日期** 2021-05-24
作者简介 刘智媛，女，1992 年出生，硕士研究生，主要从事海气相互作用研究。E-mail: 418908178@qq.com
通讯作者 周连童，E-mail: zlt@mail.iap.ac.cn
资助项目 国家重点研发计划 2016YFA0600603，国家自然科学基金项目 42105063
Funded by National Key Research and Development Program of China (Grant 2016YFA0600603), National Natural Science Foundation of China (Grant 42105063)

latent heat flux and shortwave radiation flux. Using the SST indexes associated with two types of ENSO events, partial regressions are applied to investigate the influence of SST on the heat fluxes in every evolution stage. Negative anomalies of the net heat flux can be captured over the equatorial Pacific during the two types of ENSO events. However, the range and the amplitude of the anomalies are much broader and stronger over the equatorial Pacific under the partial regression of Niño3 than those of El Niño Modoki index (EMI). Besides, the SST of the maturing periods has the greatest impact on the contemporaneous turbulence heat fluxes over the equatorial eastern Pacific in both events.

Keywords Tropical Pacific, Heat flux, Traditional El Niño, El Niño Modoki

1 引言

海气界面的热通量包含辐射通量（短波辐射、长波辐射）和湍流通量（潜热、感热），作为衡量海洋和大气之间能量交换的指标，其主要取决于海表温度（Sea Surface Temperature, SST）和大气中的一些参数（Berry and Kent, 2011）。其中，就湍流热通量来说，其主要直接作用于近地层大气，并通过改变大气的热含量和水汽含量等物理参数来影响上层大气的环流。因此，海气界面湍流热通量与海面表层各个物理热力参数的关系可以很好地反映出海气之间的相互作用（Cayan, 1992a, 1992b; Fu et al.,1992; Alexander and Scott, 1997; 郑建秋等, 2009; Zhou, 2013; Zhou et al., 2015）。而且，不同区域海洋表面通量与各个物理参数的影响因素是不同的。东太平洋感热通量主要取决于海气温度差的分布，在西太平洋则主要受到海气温度差的影响。潜热通量在中、西太平洋上则都主要决定于海表面风速分布。而对于北太平洋副热带地区，冬季潜热通量主要受到海表面风速变化的影响，而其南北两侧海域，其则主要由海气比湿差决定，而感热通量在北太平洋主要由海气温差决定（郑建秋等, 2009）。此外，Cayan（1992a, 1992b）指出在海洋的中高纬区域，湍流热通量的最大异常值是由相关物理场的平均值和异常值共同决定，且潜热和感热通量的变化会受到较强的北风和西北风异常的影响，并且，热带海洋的大部分区域，风速是潜热通量主要的决定因子，这是由于热带海域有较大的海气湿度差背景。在北太平洋和北大西洋上湍流热通量与海表面风速有着显著的影响（Alexander and Scott, 1997）。而且，海气相互作用特征还表现在海表面湍流热通量与SST 变化的联系上，但这种联系随着时间尺度的不同、海域的不同也表现为不同的特征（Cayan, 1992a, 1992c）。在季节变化的时间尺度上，西太平洋暖池区海温季节内变化主要受到海表面热通量的影响（Hendon and Glick, 1997; 刘海龙等, 2001），且在西太平洋海域，潜热通量和短波辐射通量对SST 变化的贡献同等重要（Shinoda and Hendon, 1998）。此外，在西太平洋暖池的北边界海温的季节内变化受热通量影响更大，而东边界受热通量和纬向流共同的影响（胡石建, 2013）。在年际尺度上而言，南海区域海面热收支与海温的年际变化有很好的正相关关系，并且表现为海温的变化滞后于热收支的变化（王卫强等, 2000），而在赤道中东太平洋上，净热通量对 SST 有明显的负反馈作用（陈锦年, 1986）。在年代际的变化尺度上，热通量是北太平洋上海温的年代际变化主要的影响因子，且均表现为具有较强的季节依赖性（Alexander and Deser, 1995）。此外，辐射通量对海温也有着显著的影响（Ramanathan and Collins, 1991; 李博等, 2011）。就热带太平洋而言，多种数据资料均认为云—短波辐射强迫反馈在热带太平洋大部分海区均表现为对海温的负反馈（李志强和俞永强, 2011）。但在热带太平洋海域海温的年际尺度变化上，云—气候反馈在不同的海域却表现有显著不同的特征（Bony et al., 2004）。

ENSO 作为大尺度的海气相互作用的强烈体现，其对气候的影响范围远远超出了热带地区（Trenberth and Stepaniak, 2001）。近期研究表明，热带太平洋盛行两种不同类型的 ENSO 事件（Ashok et al., 2007; Ren and Jin, 2011; Xu et al., 2012）。两类 ENSO 对海气间耦合的热力学过程在对海温异常的贡献上也有不同的特征。例如，就海气界面热通量中的潜热通量而言，其变化对赤道中太平洋上 SST 的影响比赤道东太平洋更强（Kao and Yu, 2009），而潜热通量通常表现为抑制海温的局地变化（Lloyd et al., 2011, 2012），而水—蒸气反馈则一般认为有利于海温异常的增加（Chandra et al., 1998），此外由云反馈作用引起的辐射通量的异常则通常被认为是引起两类 ENSO 事件中海温不同的关键因素（Lloyd et al., 2011, 2012）。

两类 ENSO 增暖事件在海洋、大气中均呈现出明显不同的物理变化特征及其反馈机制，且对全世界的气候也造成了不同的影响。这些现象都提示我们有必要对两类 ENSO 事件进行分开研究。前人已经指出两类 ENSO 事件与赤道太平洋次表层海温的关系（赵永平等, 2006; Xu et al., 2012; 黎鑫和李崇银, 2014）。黎鑫和李崇银（2014）指出两类 El Niño 与赤道西太平洋次表层海温异常都有明显的负相关，但在不同相位阶段相关性的变化明显不同。两类 El Niño 生消过程中，赤道次表层海温异常的传播演变均起到了重要作用。赵永平等（2006）指出东部型 ENSO 事件的初始海温异常是从热带西太平洋次表层海温异常中心沿着温跃层向东向上传递，在热带太平洋形成 ENSO。中部型 ENSO 事件初始海温异常由热带中太平洋次表层异常中心沿温跃层向东向上传播到热带中东太平洋形成 ENSO。最近，Feng et al.（2018）分析了热带海表热含量和次表层热含量和两类 ENSO 的关系。Liu and Zhou（2018）分析了两类 ENSO 事件背景下潜热通量的演变特征。

通过以上回顾可以发现，海表面热通量的研究有助于进一步深入了解全球海洋、大气的相互作用以及各圈层的能量平衡。两类 ENSO 增暖事件在海洋、大气中均呈现出明显不同的物理变化特征及其反馈机制，且对全世界的气候也造成了不同的影响。这些现象都提示我们有必要对两类 ENSO 事件进行分开研究。然而，虽然海气界面热通量在不同时空尺度上的研究越来越多，但针对各个热通量的在两类 ENSO 事件演变过程中的差异却少有研究。本研究有助于理解 ENSO 的发生、发展和衰减的过程，也有助于理解两类 ENSO 背景下海表热通量的差异。全面了解热带海洋上热通量变化特征，是探究全球气候系统能量平衡和海气耦合研究的重要内容，且具有重要的科学意义。因此，本文将开展热带太平洋热通量与海温的联系以及两类 ENSO 事件演变过程中热通量的异常演变特征及可能原因的研究。

2　数据和方法

2.1　数据资料

（1）英国气象局哈德莱中心（Met Office Hadley Center）提供的 SST，水平分辨率为 1°（纬度）×1°（经度），时间自 1870 年始（Rayner et al., 2003），本文采用时间段为 1958～2009 年。

（2）美国伍兹霍尔海洋研究所（Woods Hole Oceanographic Institution, WHOI）提供的客观分析海气通量（Objectively Analyzed air−sea Fluxes, OAFlux）数据（Yu et al., 2008），主要包括有月平均近海层的潜热通量、感热通量以及相关的海表面气象资料（包括海表面温度、海表 2 m 大气温度、海表 2 m 空气比湿以及海表面 10 m 风速），分辨率为 1°（纬度）×1°（经度），时间跨度为 1958～2009 年以及 OAFlux 基于 ISCCP 观察的长波和短波辐射通量，空间分辨率为 1°（纬度）×1°（经度），时间跨度为 1984～2007 年。OAFIux 数据集适合进行年际尺度的海气相互作用研究（Yu et al., 2008），且在热带地区具有较好的适用性（Smith et al., 2010）。

（3）美国国家环境预报中心再分析资料 NCEP2（Kanamitsu et al., 2002），包括海表矢量风场和总云量场，分辨率为 2.5°（纬度）×2.5°（经度），时间自 1979 年始，本文采用时间段为 1984～2007 年。

（4）NCAR/NOAA（Liebmann and Smith, 1996）对外长波辐射资料，其分辨率为 2.5°（纬度）×2.5°（经度），时间跨度为 1974 年 6 月至 2013 年 12 月。

2.2　方法介绍

2.2.1　海表面热通量

海—气界面处影响海面热收支的主要有净短波辐射（到达海面的太阳总辐射减去反射辐射）、净长波辐射（海面长波辐射减去大气长波辐射）、净潜热、净感热 4 种界面通量交换过程。海表净热通量收支方程如下：

$$Q_{net} = Q_{sw} - Q_{lw} - Q_{lh} - Q_{sh}, \quad (1)$$

其中，Q_{net}为净热通量，Q_{sw}和 Q_{lw} 分别为进入海面的净短波辐射通量和海面向外的净长波辐射通量，Q_{lh} 和 Q_{sh} 为海面净潜热通量和净感热通量，以上各变量单位均为 W m^{-2}。其中，Q_{lw}、Q_{sh}、Q_{lh}取向上为正，Q_{net}、Q_{sw}取向下为正。当Q_{net}数值为正时，表示海洋得热，大气失热，即热量由大气向海洋方向传输。反之，Q_{net}为负时，表示海洋失热，大气得热，即热量由海洋向大气方向传输。

2.2.2　两类 ENSO 事件的分类及其演变时段的划分

本文采用 Niño3 指数和 El Niño Modoki 指数

（El Niño Modoki index, EMI）来划分两类 ENSO 事件，其中，Niño3 指数定义为（Ashok et al., 2007）：

$$\text{Niño3} = [\text{SSTA}]_{\text{EP}}, \quad (2)$$

其中 $[\text{SSTA}]_{\text{EP}}$ 代表赤道东太平洋（5ºS～5ºN，150ºW～90ºW）上的海温异常。EMI 定义为（Ashok et al., 2007）：

$$\text{EMI} = [\text{SSTA}]_{\text{A}} - 0.5[\text{SSTA}]_{\text{B}} - 0.5[\text{SSTA}]_{\text{C}}, \quad (3)$$

其中，括号代表的海温异常区域分别为：A（10°S～10°N，165°E～140°W），B（15°S～5°N，110°W～70°W）以及 C（10°S～20°N，125°E～145°E）。

图 1 给出了 Niño3 指数和 EMI 在 1958～2008 年间逐月的变化情况，我们定义传统的 El Niño 事件为 3 个月滑动平均的标准化 Niño3 指数连续 6 个月及其以上大于 0.5 个标准差，定义 El Niño Modoki 事件为 3 个月滑动平均的标准化 EMI 连续 7 个月及其以上大于 0.7 个标准差，且中太平洋海温异常超过 1°C。

根据以上分类方法，划分了 1958～2008 年间两类 ENSO 事件（表 1）。其中，在 1963/1964 年、1991/1992 年和 2002/2003 年事件中，Niño3 和 EMI 均达到了两类 ENSO 事件的判定条件，因此，根据冬季（12 月至次年 2 月）海温最大异常中心位置将 1963/1964 年划分为传统 El Niño 事件，而 1991/1992 年和 2002/2003 年划分为 El Niño Modoki 事件。

为了具体分析各热通量在两类 ENSO 事件的演变特征，对 ENSO 期间海温异常演变进行一个时段的划分。Niño3.4 指数可以体现赤道太平洋日界线到赤道东太平洋的海温异常，可用于表征来表示两类 ENSO 事件的强度（Trenberth and Stepaniak, 2001），因此我们合成了 1958～2009 年两类 ENSO 事件中全年的月平均 Niño3.4 指数（图 2）。可见，Niño3.4 指数在 ENSO 事件发展年的 10 月至次年 1 月具有较大值，因此，将 5～9 月划分为发展期（MJJAS），10 月至次年 1 月划分为旺盛期（ONDJ），次年 2～4 月为衰减期（FMA）。

为了考察对两类 ENSO 事件分类以及各时段划分的合理性，按照以上标准合成了 1958～2009 年两类 ENSO 事件在全年以及各个时期的月平均海温异常演变（图 3）。两类 ENSO 事件在赤道太平洋上表现出来的海温异常位置和异常强度最大振幅时期与前人研究相比相似（Yeh et al., 2009），可见，采用以上方法划分可以良好地体现两类 ENSO 期间海温的异常演变特征。

3 海表通量标准差分布特征

图 4 给出了热带太平洋海表净热通量 1984～

表 1 1958~2009 年两类 ENSO 事件年份

Table 1 Two types of ENSO events from 1958 to 2009

类型	年份
传统Niño	1963/1964年、1965/1966年、1969/1970年、1972/1973年、1976/1977年、1979/1980年、1982/1983年、1987/1988年、1997/1998年、2006/2007年
El Niño Modoki	1977/1978年、1986/1987年、1990/1991年、1991/1992年、1994/1995年、2002/2003年、2004/2005年

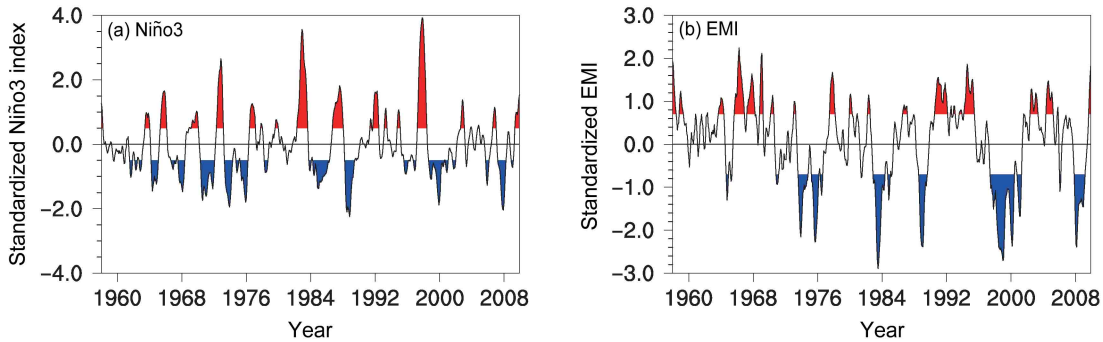

图 1 1958~2009 年 3 个月滑动平均的标准化（a）Niño3 指数（红/蓝色表示 Niño3 指数大于/小于 0.5/－0.5）和（b）El Niño Modoki 指数（EMI，红/蓝色表示 EMI 大于/小于 0.7/－0.7）的逐月时间序列演变

Fig. 1 Time series of the standardized 3-month moving average (a) Niño3 index (red/blue color indicates the Niño3 index greater/less than 0.5/－0.5) and (b) El Niño Modoki index (EMI) (red/blue color indicates the EMI greater/less than 0.7/−0.7) for the period of 1958–2009

2007 年全年以及不同时期下的年际变化的标准差分布。全年平均而言（图 4a），净热通量标准差最大值区出现在南北纬 20°以外，此外整个赤道太平洋南北纬 5°以内还存在东西带状分布的大值区域（标准差>25），最大值中心位于赤道 160°E 附近。从 3 个时期来看，赤道太平洋的纬向标准差大值带在各个时期均存在，但在发展期（图 4b）期间标准差大值带偏小（标准差>15）且不连续，比较零散，而旺盛期（图 4c）和衰减期（图 4d）赤道附近的标准差带状大值区和最大值中心都较明显，最大值介于赤道附近 150°E～150°W 的洋面上。这说明伴随着 ENSO 逐渐发展的过程，净热通量在热带太平洋的年际变化越来越强。

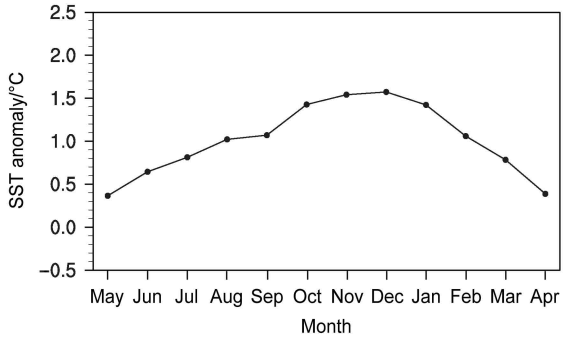

图 2　1958~2009 年两类 ENSO 事件合成的 Niño3.4 指数的演变

Fig. 2　Composite index of Niño3.4 of both ENSO events from 1958 to 2009

根据公式（1）可以知道，净通量由表面短波辐射、表面长波辐射以及潜热和感热通量决定的。因此，为了研究净通量的变化特征，下面将分析各个海表通量年际变化特征。

全年平均而言，短波辐射通量的标准差存在一大值区（标准差>18），主要介于赤道附近 150°E～150°W 的洋面上（图略）。标准差大值区在其他 3 个时期在该附近一直存在，但在发展期标准差相

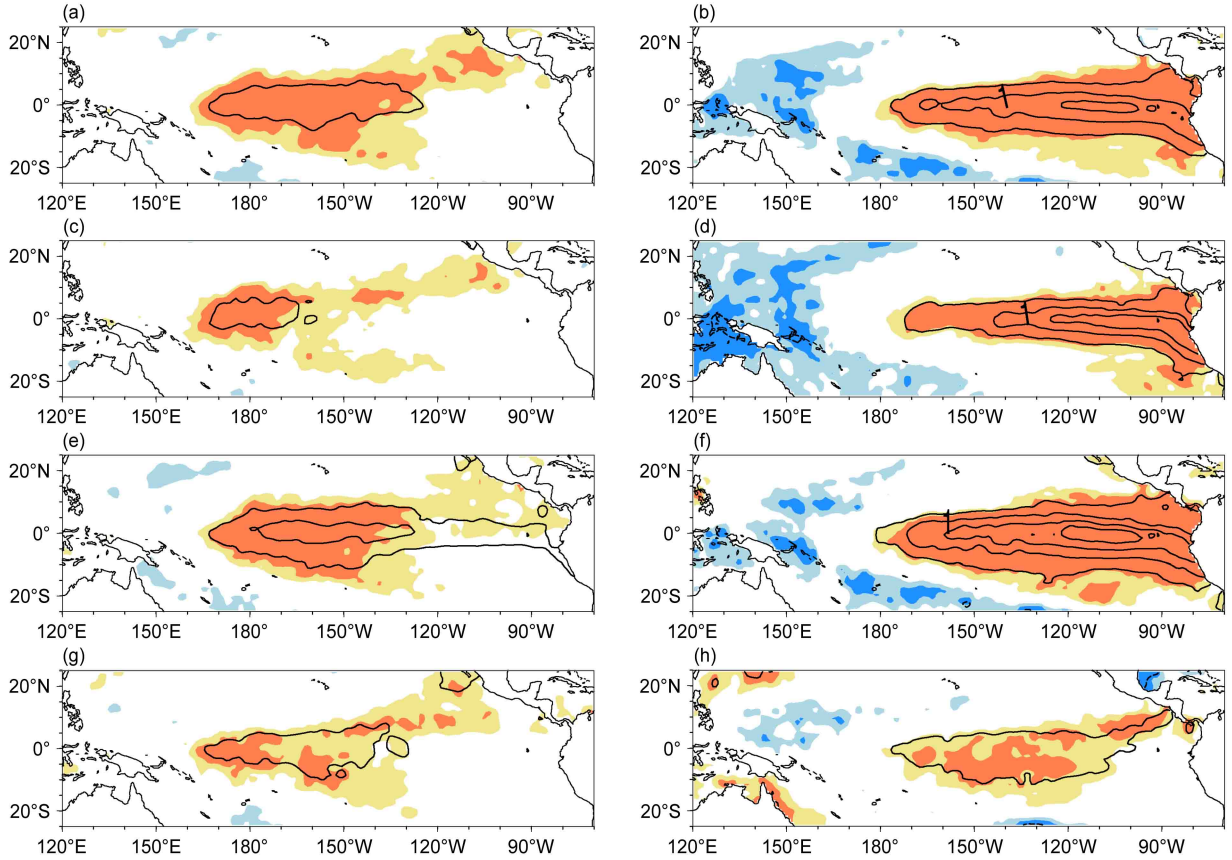

图 3　1958~2009 年合成的两类 ENSO 事件 El Niño Modoki（左列）和传统 El Niño（右列）的海温异常演变：（a、b）全年平均；（c、d）发展期；（e、f）旺盛期；（g、h）衰减期。等值线表示海温异常值，间距为 0.5°C，零线和负值已省略；暖色（红色、黄色）和冷色（蓝色、浅蓝）分别代表正值和负值，深色（红色、蓝色）和浅色（黄色、浅蓝）分别代表通过 99% 和 95% 的信度检验

Fig. 3　Composite Sea Surface Temperature Anomaly (SSTA) in El Niño Modoki (left) and El Niño (right) events of (a, b) annual averaged, in (c, d) developing period (MJJAS), (e-f) mature period (ONDJ), and (g-h) decaying period (FMA). Contours represent the SSTA and their interval are 0.5°C; zero contours and negative values are omitted. Warm colors (red, yellow) and cool colors (blue, light blue) represent positive and negitve values, respectively. Light and dark shadingsindicate the 95% and 99% confidence levels, respectively

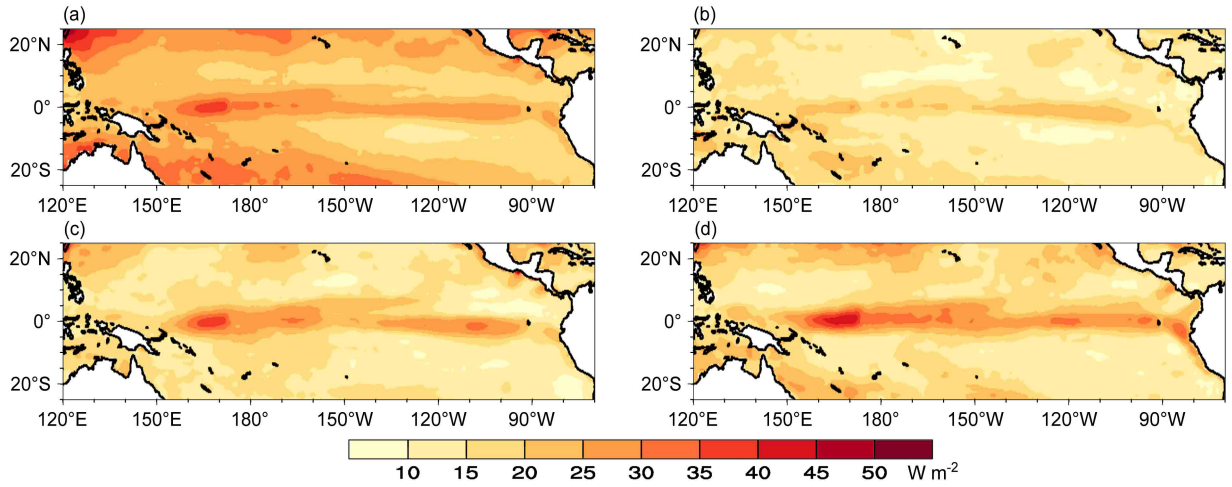

图 4 热带太平洋净热通量年际变化标准差分布：（a）全年平均；（b）发展期；（c）成熟期；（d）衰减期

Fig. 4 Standard deviations of the net heat flux of (a) annual averaged and in (b) developing period, (c) mature period, and (d) decaying period

对较小，旺盛期大值区与全年平均相似，而衰减期标准差大值区（标准差>15）可向东部一直可延伸至 90°W 附近，呈现纬向分布。总体来说，对比可以发现赤道短波辐射通量在赤道西太平洋变化的幅度大于东太平洋，且在西太平洋随纬度的增加变化幅度减小。这与赤道太平洋净通量的变化，特别是在 150°E～150°W 的洋面上相一致。并且也是随着 ENSO 的发展阶段年际变化逐渐增强。

全年平均长波辐射通量标准差在热带太平洋存在一大值区（标准差>12），位于（15°S～5°N，150°E～150°W）附近（图略）。其他 3 个时期标准差分布相似，最大值区域仍然位于赤道太平洋 150°E～150°W 附近，只是强度均相较全年减弱，且最大值区（标准差>10）比较零散。可见热带长波辐射通量在西太平洋的变化幅度仍旧大于东太平洋，且振幅大值中心在赤道西太平洋附近更偏向南半球。这说明长波辐射通量随着 ENSO 发展年际变化不显著。

全年平均潜热通量的标准差幅度大值区（标准差>20）均位于南北纬 10°以外的洋面上，呈现带状分布，而赤道中东太平洋也有标准差>18 的纬向分布的相对大值区（图略）。发展期和旺盛期两个时期的大值区（标准差>12）仅存在于赤道中东太平洋的狭长带状区域，衰减期赤道太平洋的带状大值区分裂消散，标准差的大值区域在热带太平洋分布也比较分散。这说明潜热通量在 ENSO 旺盛期的赤道东太平洋年际变化比较显著。

相比其他几个海面热通量，整个太平洋赤道附近感热通量的年际变化标准差均较小。全年平均感热通量标准差的大值区（标准差>5）主要位于南北纬 20°以外的热带太平洋地区，此外，赤道中西太平洋 160°E～150°W 存在一个纬向狭窄的标准差大值区（标准差>2），且该标准差相对大值区在其他 3 个时期均存在，但在发展期较弱。这说明感热通量在 ENSO 发展的不同阶段在赤道太平洋地区年际变化均不显著。

总体而言，净热通量、短波辐射通量在 3 个时期标准差分布变化情况相似，虽然分别在整个赤道太平洋以及赤道中西太平洋上的年际变化最大，但其年际变化均是从发展期到旺盛期逐渐加强，在衰减期尤其突出；而长波辐射通量在 3 个时期均在赤道中西太平洋变化显著，发展期尤其突出；辐射通量的年际变化大值区均存在于西太平洋暖池区域，这可能与西太平洋上更高的海温，更强对流引起的云量有关，而云对太阳辐射阻挡的影响反过来对海温也有重要的影响（Ramanathan and Collins, 1991）。潜热通量在 3 个时期中均以赤道中东太平洋变化较大，以旺盛期尤其突出。感热通量总体标准差变化较小，在衰减期的赤道中西太平洋变化较为突出。

4 两类 ENSO 不同发展阶段的海表通量演变特征

4.1 两类 ENSO 事件和前期发展期海表能量收支的联系

图 5 给出了 EMI 和 Niño3 指数对前期发展期海温及其海温趋势的偏回归。从图 5a 和 5c 可以看出，EMI 偏回归的海温正显著异常区域在赤道上

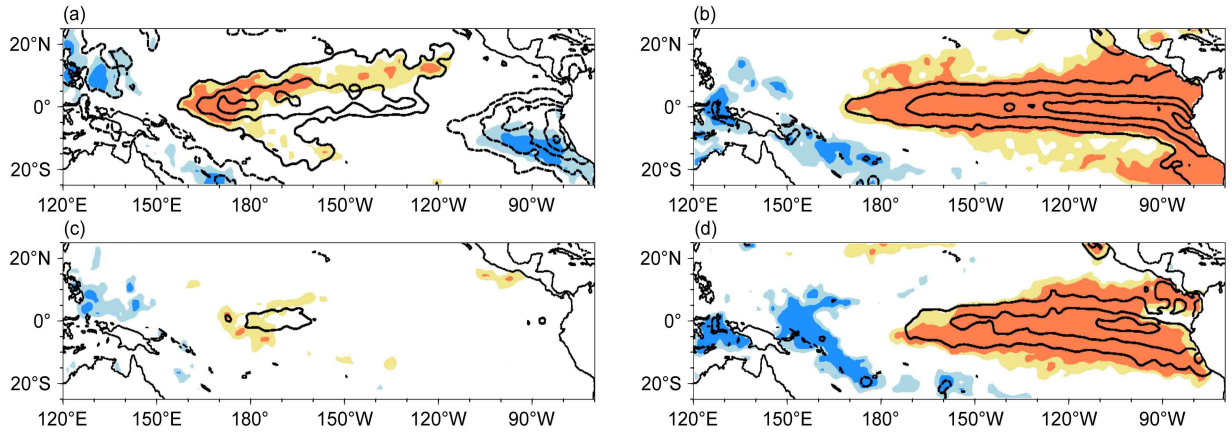

图 5　旺盛期海温指数 EMI（左列）和 Niño3（右列）对前期发展期（a、b）海温（等值线间隔分别为 0.1℃、0.2℃）及其（c、d）海温趋势（等值线间隔 0.05 ℃/Month）的偏回归。等值线为偏回归系数，零线已省略，负值为虚线；暖色（红色、黄色）和冷色（蓝色、浅蓝）分别代表正值和负值，深色（红色、蓝色）和浅色（黄色、浅蓝）分别代表通过 99% 和 95% 的信度检验

Fig. 5　Partial regression of the developing period (a, b) sea temperature (contour intervals are 0.1℃ and 0.2℃, respectively) and (c, d) sea temperature tendency (contour interval is 0.05 ℃/Month) with the mature period EMI (left) and Niño3 index (right). The contour lines represent the partial regression coefficient. Zero contours are omitted and negative values are dashed. Warm colors (red, yellow) and cool colors (blue, light blue) represent positive and negative, respectively. Light and dark shadings indicate the 95% and 99% confidence levels, respectively

主要位于 150ºE～150ºW，热带太平洋东西两侧有相应的偏回归负异常。Niño3 指数偏回归的情况下（图 5b 和 5d），海温表现出日界线附近及其以东的整个赤道太平洋的正异常，且海温趋势的正异常区也主要位于赤道日界线以东的海域。可见，两类 ENSO 事件在发展期已表现出了其典型的海温形式，而发展期传统 El Niño 事件中的海温异常振幅以及增暖程度都比 El Niño Modoki 事件强。

图 6 给出了 EMI 和 Niño3 指数对前期发展期海表各热通量的偏回归。两个海温指数对净热通量的偏回归在赤道太平洋上表现均表现为负异常（图 6a 和 6b），可见相应区域海温增加时，向下的净热通量减小。EMI 偏回归下净热通量负异常区主要纬向分布于 150˚E～120˚W 的赤道太平洋上，Niño3 指数偏回归下则几乎横跨了整个赤道太平洋，且异常强度相比在 EMI 偏回归的情况下也更强。

净热通量为什么会在不同海温指数下出现这种差异，将从能量收支平衡公式（1）分析其产生差异的原因。从公式（1）可以看出，净热通量主要和短波辐射、长波辐射、潜热通量和感热通量决定的。下面将对这几个物理量进行回归分析:

两个海温指数对短波辐射通量的偏回归在热带太平洋上也表现有明显的负异常（图 6c 和 6d）。在 EMI 偏回归下，负异常区域主要位于赤道西太平海域的赤道太平洋上和热带的东南太平洋海域。而 Niño3 指数回归情况下负异常则主要存在于 150˚E～120˚W 区域，负异常区域相比 EMI 偏回归情况下更偏东，且异常强度也更强。在 EMI 偏回归下，短波辐射和净热通量在热带太平洋上有相似的空间分布。

两个海温指数对长波辐射通量的偏回归的主要表现为正异常（图 6e 和 6f），可见 ENSO 事件中海温增加对前期向上长波辐射有显著的影响，而在 EMI 偏回归情况下正异常主要位于赤道中东太平洋，Niño3 指数偏回归的情况下正异常位于东、西太平洋沿岸。

两个海温指数对潜热通量的偏回归的异常差异较大（图 6g 和 6h），EMI 偏回归情况下，除了在赤道中东太平洋出现正异常之外，还在赤道西太平洋和热带南太平洋西部出现潜热通量的负异常。而 Niño3 指数偏回归的潜热通量在热带太平洋正异常更明显，主要位于赤道东太平洋海域及其澳大利亚以东的海域，可见海温的增加有利于向上的潜热增加，且潜热通量和净热通量在热带东太平洋上有相似的空间分布特征。

两个海温指数对感热通量的偏回归正负异常值较小（图 6i 和 6j），EMI 偏回归的情况下的感热通量正异常主要位于赤道中西太平洋，而 Niño3 指数偏回归的情况下正异常主要位于赤道中太平洋和赤道东太平洋以南的海域，可见 ENSO 事件中海

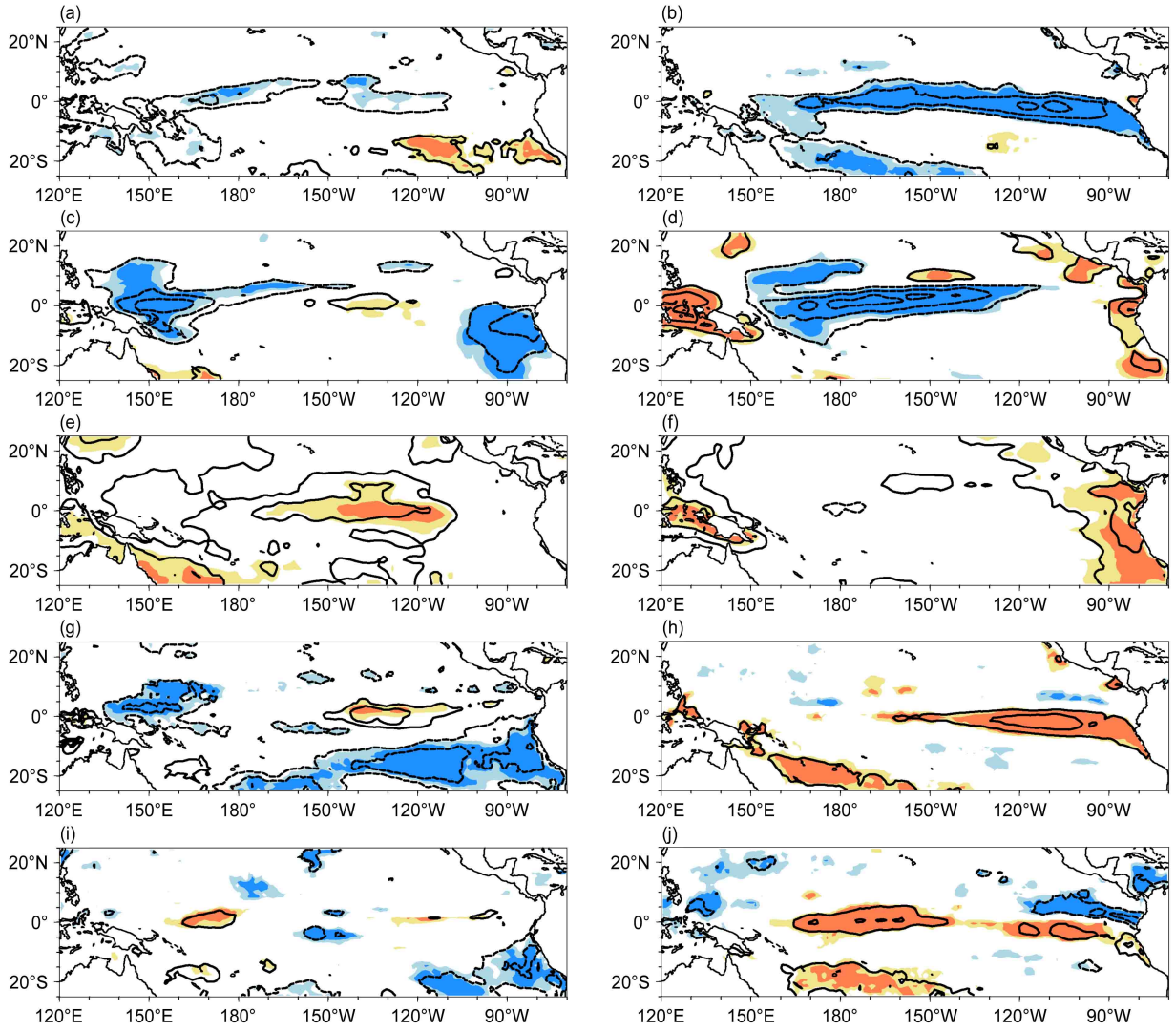

图 6 旺盛期海温指数 EMI（左列）和 Niño3（右列）对前期发展期热带太平洋（a、b）净热通量（等值线间隔 5 W/m^2）、（c、d）短波辐射通量（等值线间隔 3 W/m^2）、（e、f）长波辐射通量（等值线间隔 2 W/m^2）、（g、h）潜热通量（等值线间隔分别为 3 W/m^2、5 W/m^2）、（i、j）感热通量（等值线间隔 0.8 W/m^2）的偏回归。等值线为偏回归系数，零线已省略，负值为虚线。浅色（黄色、浅蓝）和深色（红色、蓝色）分别代表通过 95% 和 99% 的信度检验

Fig. 6 Partial regression of the developing period (a, b) net heat flux (contour interval is 5 W/m^2), (c, d) shortwave radiation flux (contour interval is 3 W/m^2), (e, f) long-wave radiation flux (contour interval is 2 W/m^2), (g, h) latent heat flux (contour intervals are 3 W/m^2 and 5 W/m^2), and (i, j) sensible heat flux (contour interval is 0.8 W/m^2) with the mature period EMI (left) and Niño3 index (right). The contour line represents the partial regression coefficient. Zero contours are omitted and negative values are dashed. The light (yellow, light blue) and dark shading (red, blue) indicate the 95% and 99 % confidence levels, respectively

温的增加，对赤道上向上的感热有增强的作用，且感热通量和净热通量在热带东太平洋上有相似的空间分布特征。

为了进一步验证两类 ENSO 事件和发展期海表不同物理量的关系，利用合成方法分析他们之间的关系。从 1984～2017 年中分别挑选了 3 次传统 El Niño 年（1987/1988 年、1997/1998 年、2006/2007 年）和 6 次 El Niño Modoki 事件（1986/1987 年、1990/1991 年、1991/1992 年、1994/1995 年、2002/2003 年、2004/2005 年）（见表 1）。

做了两类 ENSO 事件中不同通量异常的合成分析（图略），除了在 El Niño Modoki 事件中，短波辐射负异常相比回归分析的结果更偏北以外，其余通量的异常区域和合成结果相似。可见，回归分析可以表示 ENSO 发展期通量异常的演变特征，同样合成分析了旺盛期和衰减期的不同通量情况，

与偏回归相似，因此，采用偏回归分析各时期不同通量的演变特征，后不再赘述。

4.2　两类 ENSO 事件和发展期海表能量收支关系的可能成因

为了进一步分析两类 ENSO 事件和发展期海表能量收支关系的可能成因。我们也给出了两类 ENSO 事件海温指数对向外长波辐射通量（OLR）、总云量（Cloud）以及海表面 10 m 风速（U）以及风矢量（wind）、海气比湿差（Humidity diff.）的偏回归（图 7）。这可以显示出热带太平洋上关键区域的局地的海气相互作用的过程。从图 7a 和 7b 可以看出，EMI 和 Niño3 指数偏回归的对流旺盛区分别位于赤道西太平洋以及 150°E～90°W 的赤道太平洋海域，与该时期两类指数回归的短波辐射通量有着良好的对应关系，在 ENSO 发展期，海温升高，海面上空的对流增加，云量增加（图 7c 和 7d），有利于短波辐射的减小（图 6c 和 6d）。此外，从风矢量场上来看（图 7e–7f），赤道太平洋上均出现了显著的西风异常，在 EMI 偏回归的情况下位于赤道西太平洋，而 Niño3 指数偏回归的情况下则向东一直延伸至赤道中太平洋，从风速上来看，两类 ENSO 指数回归的风速异常在赤道太

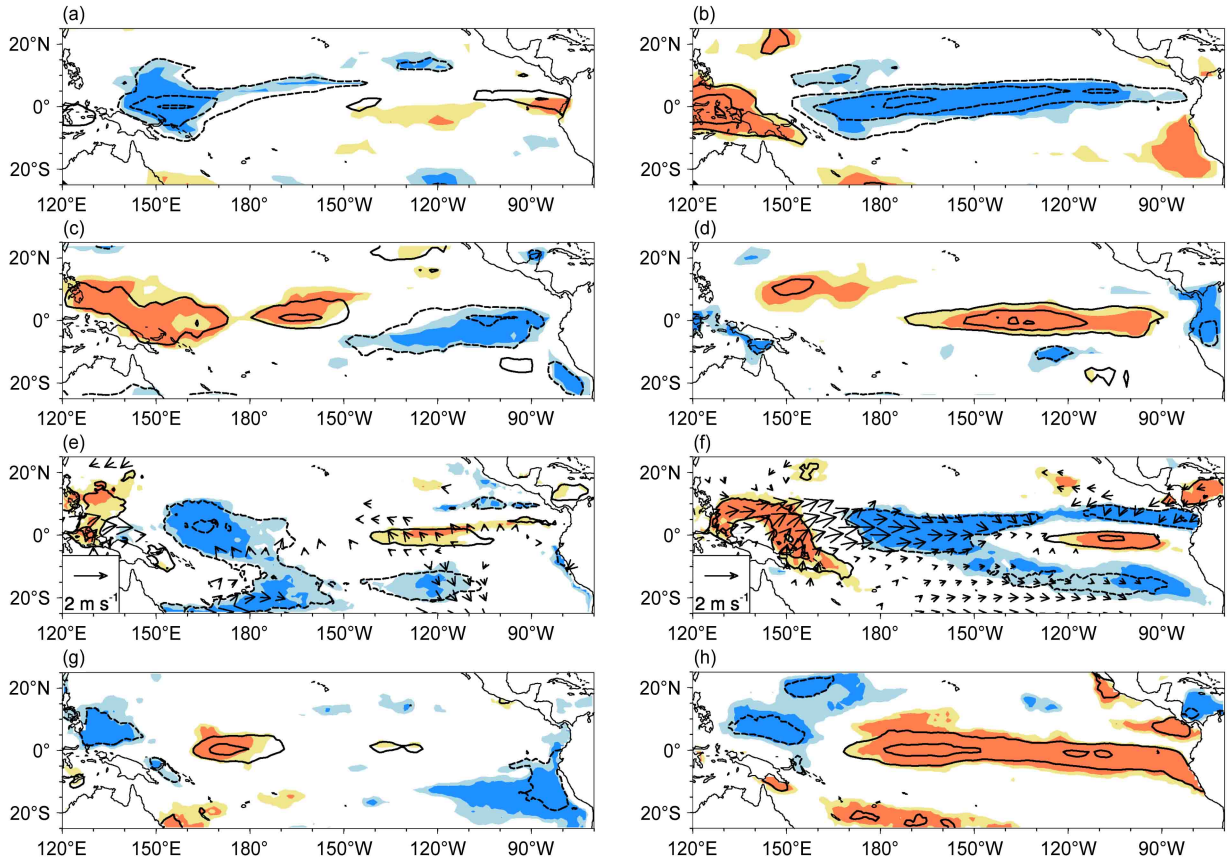

图 7　旺盛期海温指数 EMI（左列）和 Niño3（右列）对前期发展期热带太平洋（a、b）向外长波辐射（等值线间隔 3 W/m^2）、（c、d）总云量（等值线间隔 2%）、（e、f）海表面风速（等值线间隔 0.2 m/s）以及风矢量（风矢量场仅显示通过 95% 信度检验的区域，经向风或者纬向风任何一个通过显著性检验则风矢量通过显著性检验）、（g、h）海气比湿差（等值线间隔 0.2 g/kg）的偏回归。等值线为偏回归系数，零线已省略，负值为虚线。暖色（红色、黄色）和冷色（蓝色、浅蓝）分别代表正值和负值，深色（红色、蓝色）和浅色（黄色、浅蓝）分别代表通过 99% 和 95% 的信度检验

Fig. 7　Partial regression of the developing period (a, b) outgoing long-wave radiation (contour interval is 3 W/m^2), (c, d) total amount of cloud (contour interval is 2%), (e, f) surface wind vector (contour interval is 0.2 m/s), velocity potential (vectors, only the surface wind anomaly vectors that are significant at the 95% confidence level are shown, which meridional wind or zonal wind is significant at the 95% confidence), and (g, h) air–sea humidity difference (contour interval is 0.2 g/kg) with the mature period EMI (left) and Niño3 index (right). The contour line represents the partial regression coefficient. Zero contours are omitted and negative values are dashed. Warm colors (red, yellow) and cool colors (blue, light blue) represent positive and negative, respectively. The light (yellow, light blue) and dark shading (red, blue) indicate the 95% and 99 % confidence levels, respectively

平洋上均呈现“＋－＋”的三极型分布，EMI 偏回归的负异常中心相较 Niño3 指数偏回归情况更偏西且振幅也偏弱，从而有利于在 EMI 偏回归下潜热通量偏弱（图 6g）。而海气比湿差（图 7g 和 7h）在 EMI 偏回归情况下正异常中心位于赤道中西太平洋附近，而在 Niño3 指数偏回归的情况下则位于 170°E 以东的赤道太平洋海域，赤道中太平洋存在极值中心。可见，在两类 ENSO情况下，赤道太平洋上的风场出现异常的西风分量，风速有所减弱，这将不利于蒸发，但赤道太平洋上的海气比湿差增加，这有利于蒸发。

为了进一步验证两类 ENSO 事件和发展期海表不同物理量的关系，利用合成方法分析他们之间的关系。我们做了发展期两类 ENSO 事件中热带太平洋各物理量场的合成分析（图略），两类 ENSO 事件中合成的物理量异常场与偏回归中异常场相似。同样合成分析了旺盛期和衰减期的不同物理场的异常情况，与偏回归相似，因此，采用偏回归分析各时期不同物理量场的特征，后面不再赘述。

4.3 两类 ENSO 事件和旺盛期海表能量收支的联系

图 8 表示旺盛期 EMI 和 Niño3 指数偏回归的同期旺盛期海温和海温趋势。相比发展期，海温正异常振幅均更大（图 8a 和 8b）。然而，海温趋势则大大减小（图 8c 和 8d）。可见，旺盛期两类 ENSO 事件中的赤道太平洋上，海温基本均达到了最大的正异常，增加趋势也不再明显。

两类 ENSO 指数对同期旺盛期的净热通量进行了偏回归分析（图 9）。从图 9a 和 9b 可以看出，此时期两指数相应偏回归的净热通量的负异常范围和强度均达到最大，在 EMI 和 Niño3 指数偏回归情况下分别位于赤道中西太平洋 150°E～150°W 附近和日界线以东的赤道太平洋上，但值得注意的是，在 Niño3 指数偏回归的情况下，负异常在东太平洋赤道以北的区域并不明显。

短波辐射通量在两类指数偏回归的情况下相应区域的负异常相较发展期向东移动（图 9c 和 9d）。在 EMI 偏回归的情况下，其与净热通量负值的空间位置比较一致。长波辐射通量在 EMI 偏回归的情况下在热带太平洋的异常分布仍然比较零散（图 9e），但在 Niño3 指数偏回归的情况下，其空间分布和短波辐射的比较一致（图 9f）。此外，两类海温指数偏回归的同期旺盛期的潜热通量正异常达到最大（图 9g 和 9h），在 EMI 偏回归情况下潜热正异常大值区仍然位于赤道中东太平洋附近，而在 Niño3 指数偏回归情况下，赤道东太平洋异正异常区的径向范围有所增大，其空间分布和净热通量的比较一致。此外感热通量的量级和其他几项相比是最小的，但异常强度较发展期有所增强（图 9i-9j），且其空间分布和净热通量的也比较一致。

4.4 两类 ENSO 事件和旺盛期海表能量收支关系的可能成因

为了进一步分析两类 ENSO 事件和旺盛期海表能量收支关系的可能成因。图 10 显示了旺盛期 EMI 与 Niño3 指数对同期各物理量的偏回归。就对外长波辐射（OLR）而言（图 10 a 和 10b），此时两类指数偏回归的负异常区域相较发展期不仅向东部延伸，且强度加强，相应的云量场正异常分别位于赤道中太平洋附近和赤道中太平洋到东太平洋

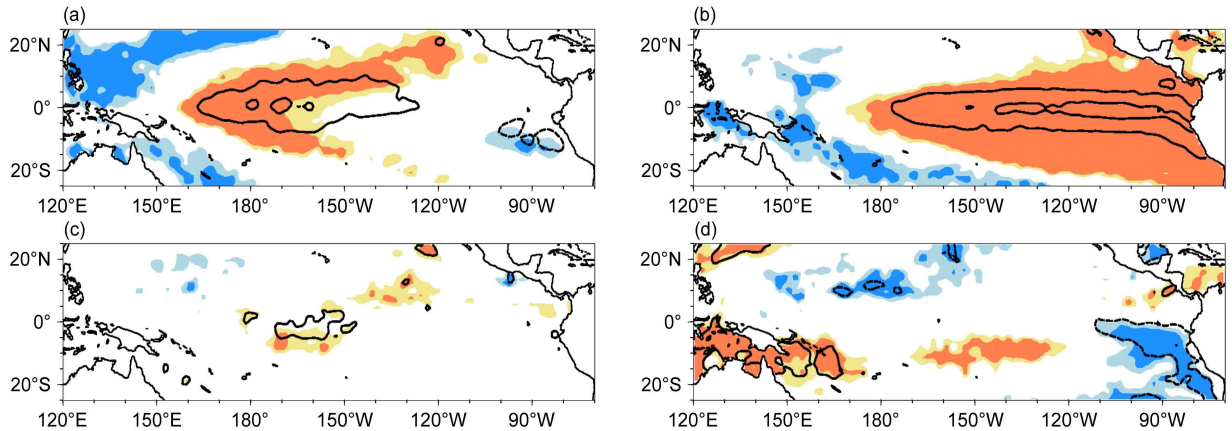

图 8 同图 5，但为旺盛期海温指数 EMI（左列）和 Niño3（右列）对同期旺盛期（a、b）海温（等值线间隔分别为 0.3℃、0.5℃）及其（c、d）海温趋势（等值线间隔 0.05℃/Month）的偏回归

Fig. 8 Same as Fig. 5, but for the partial regression of the mature period (a, b) sea temperature (contour intervals are 0.3 °C and 0.5 °C, respectively) and (c, d) sea temperature tendency (contour interval is 0.05 °C/Month) with the mature period EMI (left) and Niño3 index (right)

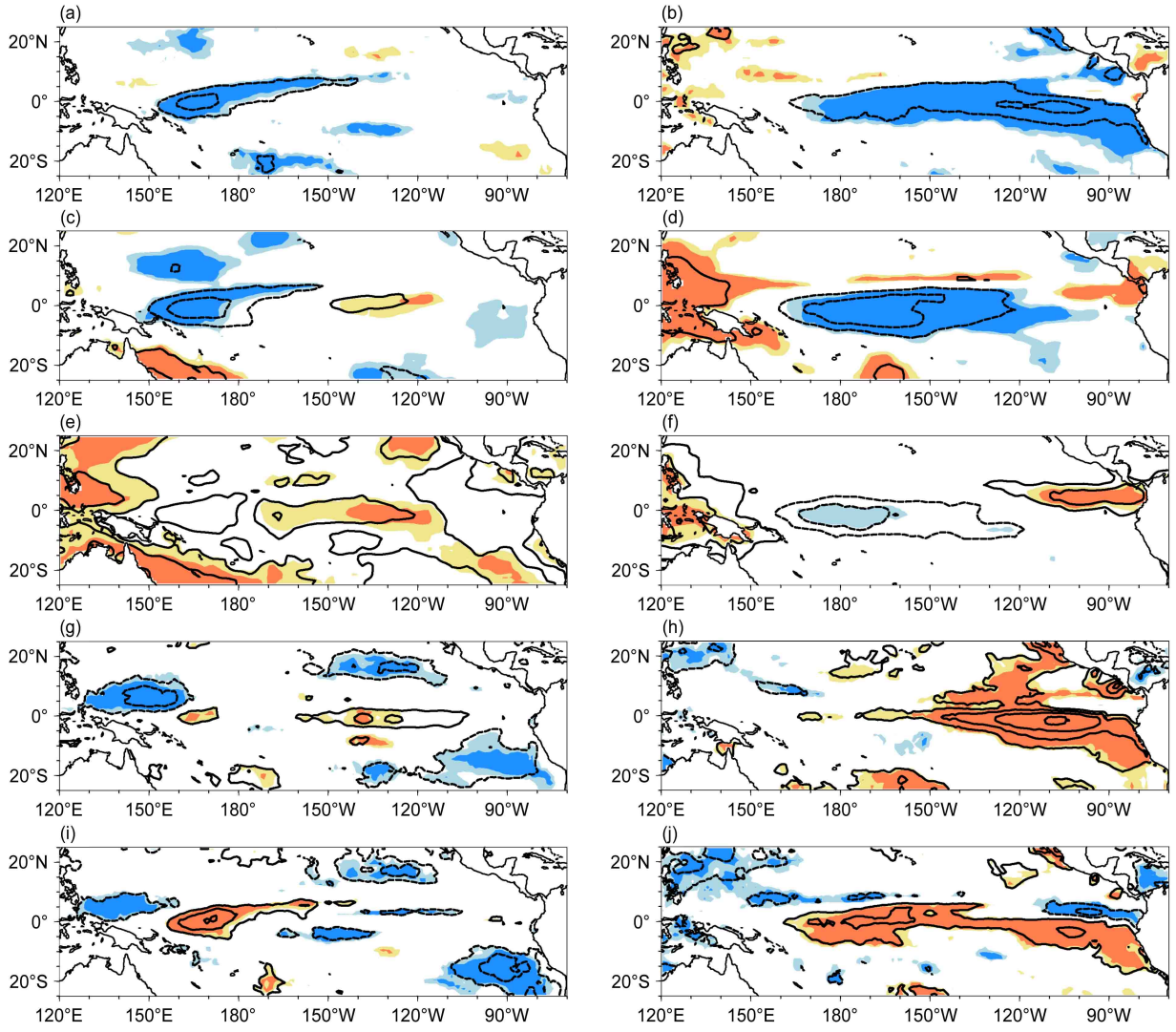

图 9　同图 6，但为旺盛期海温指数 EMI（左列）和 Niño3（右列）对同期旺盛期热带太平洋（a、b）净热通量（等值线间隔 10 W/m^2）、（c、d）短波辐射通量（等值线间隔 6 W/m^2）、（e、f）长波辐射通量（等值线间隔 2 W/m^2）、（g、h）潜热通量（等值线间隔 4 W/m^2）、（i、j）感热通量（等值线间隔 0.8 W/m^2）的偏回归

Fig. 9　Same as Fig. 6, but for the partial regression of the mature period (a, b) net heat flux (contour interval is 10 W/m^2), (c, d) shortwave radiation flux (contour interval is 6 W/m^2), (e, f) long-wave radiation flux (contour interval is 2 W/m^2), (g, h) latent heat flux (contour interval is 4 W/m^2), and (i, j) sensible heat flux (contour interval is 0.8 W/m^2) with the mature period EMI (left) and Niño3 index (right)

（图 10c 和 10d），就旺盛期而言，此时短波辐射通量、对外长波辐射通量以及云量场有极好的对应关系，体现出海温增加，上空对流加大，整层云量增多，有利于短波辐射减小的过程（图 9c 和 9d）。

此外，此时两类 ENSO 指数偏回归情况下西风异常强度相较对发展期的偏回归也所增强（图 10e 和 10f），且最大异常中心也向东移动，在 EMI 与 Niño3 指数偏回归情况下分别位于赤道西太平洋和赤道中太平洋上空。此外，两类 ENSO 指数偏回归情况下海表风速的异常强度也有所加大，分别位于赤道西太平洋上空的正异常减弱，在赤道上空基本呈现“－＋”的偶极型风速异常分布，在 EMI 偏回归下，其空间分布和潜热比较一致。而海气比湿差场（图 10i–10j）相比发展期的回归情况仅表现在正异常强度上的增加，有利于潜热通量增强（图 9g 和 9h）。

4.5　两类 ENSO 事件和衰减期海表能量收支的联系

图 11 给出了旺盛期 EMI 和 Niño3 指数对后期衰减期海温以及海温趋势的偏回归。虽然此时两类海温指数对海温的回归在热带太平洋大部分海域仍然为正异常，但是正异常强度相较旺盛期已经有明显减小（图 10a 和 10b），而此时海温趋势均为负，

在 El Niño Modoki 情况下，海温异常衰减缓慢，而在传统 El Niño 情况下，海温异常呈现快速衰减的特征（图 11c 和 11d）。

图 12 给出了旺盛期两类海温指数对衰减期各个热通量场的偏回归结果。对于净热通量而言（图 12a 和 12b），EMI 偏回归的情况下，其在赤

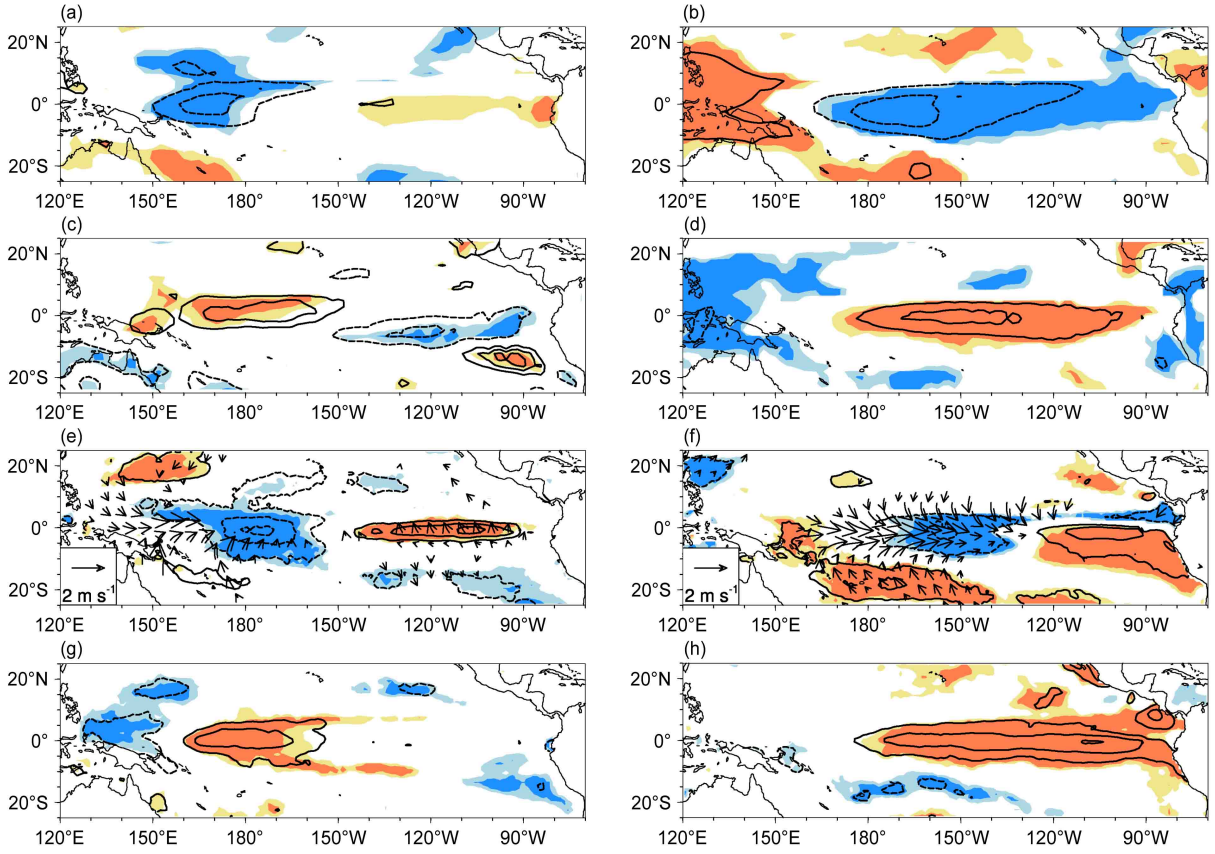

图 10 同图 7，但为旺盛期海温指数 EMI（左列）和 Niño3（右列）对同期旺盛期热带太平洋（a、b）向外长波辐射（等值线间隔 6 W/m^2）、（c、d）总云量（等值线间隔分别为 2%、4%）、（e、f）海表面风速以及风矢量（等值线间隔 0.2 m/s）、（g、h）海气比湿差（等值线间隔 0.2 g/kg）的偏回归

Fig. 10 Same as Fig. 7, but for the partial regression of the mature period (a, b) outgoing long-wave radiation (contour interval is 6 W/m^2), (c, d) total amount of cloud (contour intervals are 2% and 4%, respectively), (e, f) surface wind vector (contour interval is 0.2 m/s), velocity potential (contour), and (g, h) air–sea humidity difference (contour interval is 0.2 g/kg) with the mature period EMI (left) and Niño3 index (right)

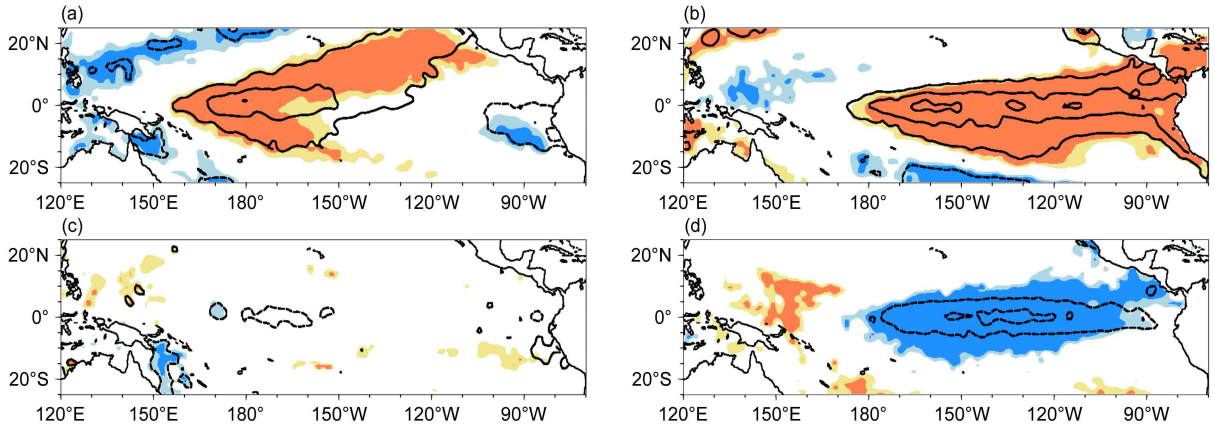

图 11 同图 5，但为旺盛期海温指数 EMI（左列）和 Niño3（右列）对后期衰减期（a、b）海温（等值线间隔 0.2 ℃）及其（c、d）海温趋势（等值线间隔分别为 0.05 ℃/Month、0.1 ℃/Month）的偏回归

Fig. 11 Same as Fig. 5, but for the partial regression of the decaying period (a, b) sea temperature (contour interval is 0.2 °C) and (c, d) sea temperature tendency (contour intervals are 0.05 °C/Month and 0.1 °C/Month, respectively) with the mature period EMI (left) and Niño3 index (right)

道中西太平洋 150°E～150°W 附近有显著的负异常中心，且异常中心极值强度还超过了旺盛期，而在 Niño3 指数偏回归的情况下，负异常虽然仍然位于日界线以东的赤道太平洋上，但强度相比旺盛期已经减弱。

对于短波辐射而言（图 12c 和 12d），两类指数偏回归的衰减期短波辐射通量异常强度相比旺盛期偏回归的情况并没有明显减小，特别在 EMI 偏回归情况下，赤道中西太平洋上的负异常相比旺盛期的负异常强度有所增大，且负异常范围在以北的赤道太平洋上东伸至 130°W，而 Niño3 指数偏回归情况下负异常范围则东伸至赤道东太平洋海域，但强度变化不大，其空间分布和净通量比较一致，说明短波辐射对净热通量有明显的贡献。对于长波辐射而言（图 12e 和 12f），其正异常在 EMI 偏回归情况下仍旧分布零散，主要位于赤道外海域，而 Niño3 指数偏回归情况下则未出现显著的正负异常情况。

而两类指数偏回归的潜热通量也有较前两个时期有较大的区别（图 12g 和 12h），EMI 偏回归的潜热正异常中心位于赤道中西太平洋小部分区域，而在 Niño3 指数偏回归情况下，虽然正异常仍位于

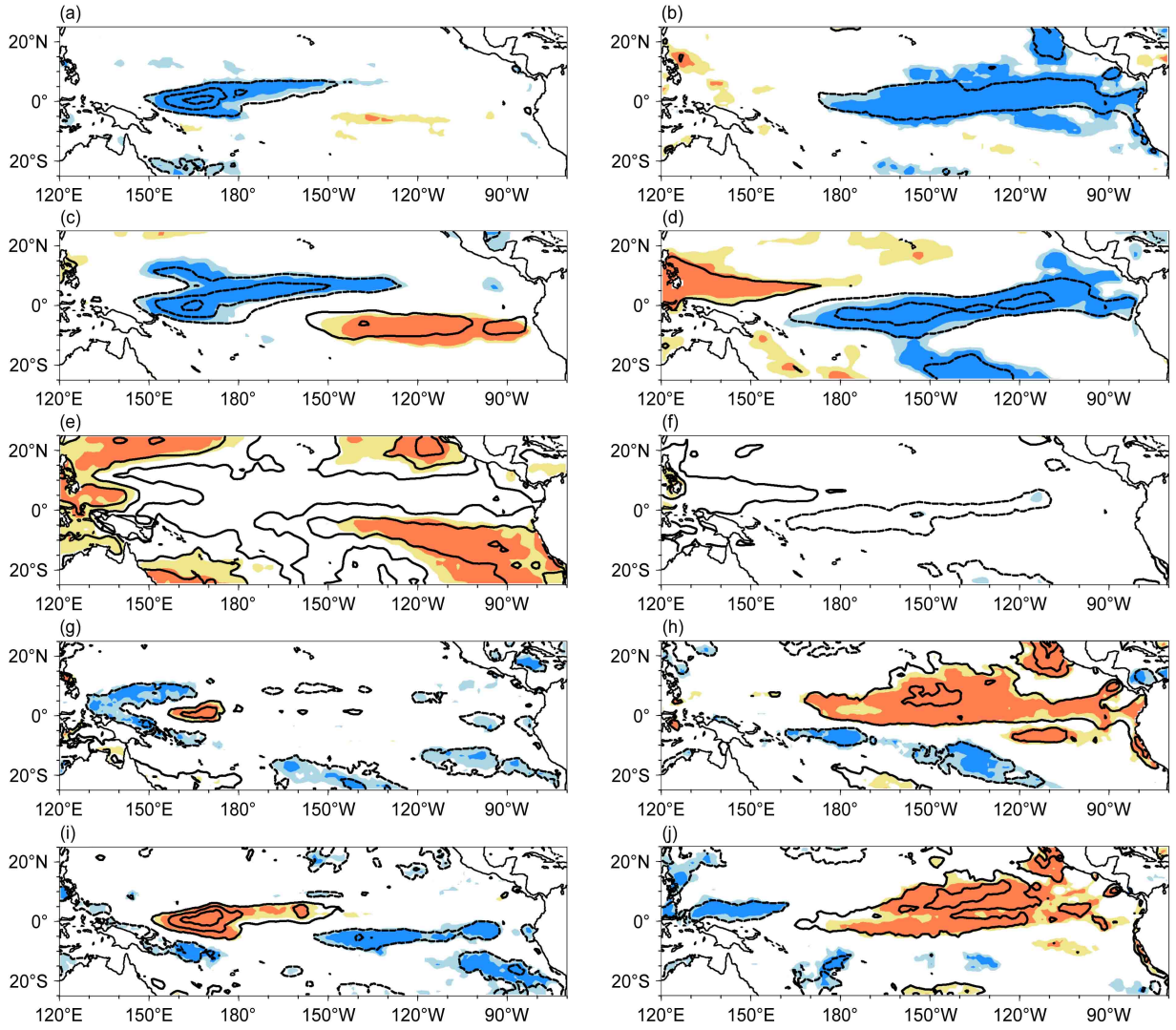

图 12　同图 6，但为旺盛期海温指数 EMI（左列）和 Niño3（右列）对后期衰减期热带太平洋（a、b）净热通量（等值线间隔 10 W/m^2）、（c、d）短波辐射通量（等值线间隔 6 W/m^2）、（e、f）长波辐射通量（等值线间隔 2 W/m^2）、（g、h）潜热通量（等值线间隔 4 W/m^2）、（i、j）感热通量（等值线间隔 0.8 W/m^2）的偏回归

Fig. 12　Same as Fig. 6, but for the partial regression of the decaying period (a, b) net heat flux (contour interval is 10 W/m^2), (c, d) shortwave radiation flux (contour interval is 6 W/m^2), (e, f) long-wave radiation flux (contour interval is 2 W/m^2), (g, h) latent heat flux (contour interval is 4 W/m^2), and (i, j) sensible heat flux (contour interval is 0.8 W/m^2) with the mature period EMI (left) and Niño3 index (right)

赤道中东太平洋的大片海域，但强度有所减弱，其空间分布和净热通量比较一致。感热通量由于其数值较小（图 12i 和 12j），强度也随之减弱，只是在 Niño3 偏回归的情况下赤道中东太平洋的正异常区向北部偏移，其空间分布和净热通量比较一致。

4.6 两类 ENSO 事件和衰减期海表能量收支的联系的可能原因

为了进一步分析两类 ENSO 事件和衰减期海表能量收支关系的可能成因。旺盛期 EMI 与 Niño3 指数对后期衰减期各个物理量的偏回归分析（图 13）。从各个物理量的回归可见，在 Niño3 指数偏回归的情况下，各个物理量场的强度都迅速减弱，但在 EMI 偏回归的情况下，相较旺盛期而言，其物理量场的减弱的程度较小，对外长波辐射和云量场的变化均不大，且赤道中心太平洋上的海气比湿差异常还有增加的情况。

5 结论和讨论

5.1 结论

本文利用月平均的 HadISST 海表温度、NCEP 再分析资料、OAFlux 海表面热通量及相关物理量资料、NCAR/NOAA 云量场资料，分析了热带太平洋海表热通量的年际特征。进一步利用偏回归方法分析了 EMI 和 Niño3 指数对海表面热通量和大气各个物理量的影响因子以及相关的局地海气相互作用的过程，其主要结论如下：

（1）潜热通量和短波辐射通量在海气界面热通量交换过程中可能起到主要的作用。此外，就热带太平洋而言，赤道太平洋是海表面净热通量年际变化最显著的区域。这与前人的研究结果类似（刘海龙等, 2001; Yu et al., 2007; 胡石建, 2013）。

（2）在 ENSO 发展期，两类海温指数偏回归

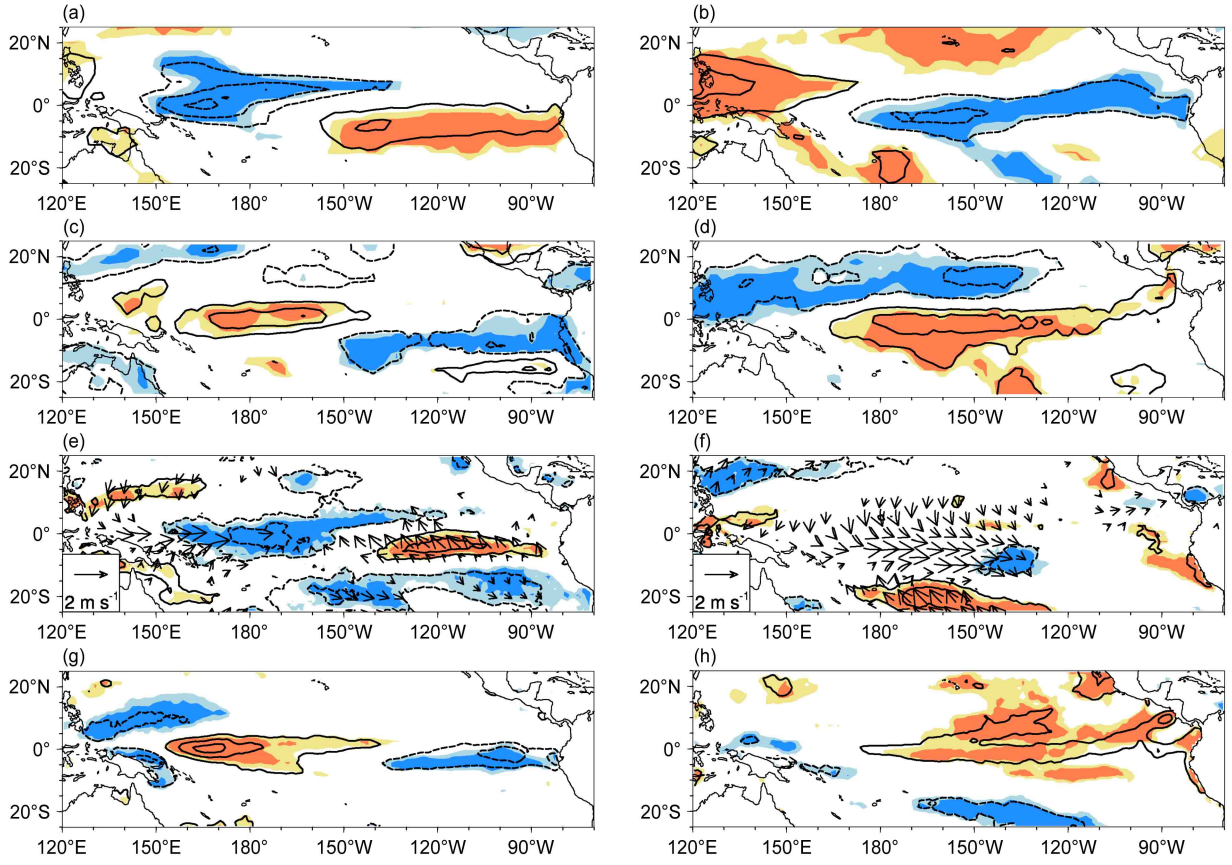

图 13 同图 7，但为旺盛期海温指数 EMI（左列）和 Niño3（右列）对后期衰减期热带太平洋（a、b）向外长波辐射（等值线间隔 5 W/m^2）、（c、d）总云量（等值线间隔 2%）、（e、f）海表面风速（等值线间隔 0.2 m/s）以及风矢量、（g、h）海气比湿差（等值线间隔 0.2 g/kg）的偏回归

Fig. 13 Same as Fig. 7, but for partial regression of the decaying period (a, b) outgoing long-wave radiation (contour interval is 5 W/m^2), (c, d) total amount of cloud (contour interval is 2%), (e, f) surface wind vector (contour interval is 0.2 m/s) and velocity potential (vectors), and (g, h) air–sea humidity difference (contour interval is 0.2 g/kg) with the mature period EMI (left) and Niño3 index (right)

的净热通量负异常区域的位置有所不同，在 EMI 偏回归情况下，负异常主要位于赤道中西太平洋 150°E～120°W 附近洋面上，而在 Niño3 指数偏回归下，负异常主要位于日界线以东的赤道太平洋上。在 EMI 偏回归下，净热通量主要和短波辐射有密切关系。该区域海温的异常增暖造成上空对流的发展，对外长波辐射减小，上空云量场增加，从而使得向下的短波辐射减小。而在 Niño3 指数偏回归情况下，净热通量和潜热通量有密切关系。该区域海气比湿差的增加和海表面风场的增加都有利于蒸发加大，这对向上的潜热通量有正贡献。

（3）在 ENSO 旺盛期，相比于发展期，两类海温指数偏回归的净热通量负异常的范围和强度都有所增大，在 EMI 偏回归情况下，负异常主要位于赤道中西太平洋 150°E～150°W 附近洋面上，而在 Niño3 指数偏回归情况下，负异常主要位于日界线以东的赤道太平洋上，并且其范围向南北扩展。在 EMI 指数偏回归下，净热通量主要和短波辐射以及感热通量有密切关系。该区域海温的异常增暖造成上空对流的发展，对外长波辐射减小，上空云量场增加，从而使得向下的短波辐射减小。而在 Niño3 指数偏回归情况下，净热通量和潜热通量以及感热通量有密切关系。该区域海气比湿差的增加和海表面风场的增加都有利于蒸发加大，这对向上的潜热和感热通量有正贡献。

（4）在 ENSO 衰减期，相比于旺盛期，两类海温指数回归的净热通量负异常的范围和强度都没有发生明显衰减，在 EMI 指数偏回归情况下，负异常仍位于赤道中西太平洋 150°E～150°W 附近洋面上，而在 Niño3 指数偏回归下，负异常仍主要位于日界线以东的赤道太平洋上。在 EMI 偏回归下，净热通量主要和短波辐射以及感热通量有密切关系。该区域海温的异常增暖造成上空对流的发展，对外长波辐射减小，上空云量场增加，从而使得向下的短波辐射减小。而在 Niño3 指数偏回归情况下，净热通量和短波辐射、潜热通量以及感热通量都有密切关系。该区域海气比湿差的增加和海表面风场的增加都有利于蒸发加大，这对向上的潜热和感热通量有正贡献。同时该区域海温的异常增暖造成上空对流的发展，对外长波辐射减小，上空云量场增加，从而使得向下的短波辐射减小，有利于该区域净热通量负异常。

5.2　讨论

本文主要研究了两类 ENSO 事件中海表面热通量与海温的联系，并从湍流热通量及其影响因子入手，重点分析了两类 ENSO 事件各时期的及其关键海区的海气相互作用。但本文涉及的分析多是海气相互作用的现象方面，对于具体判断两类 ENSO 期间海气间相互作用还存在不足的地方。此外，对两类 ENSO 事件中海气耦合进行全面的了解还需要进一步深入分析，具体包含有以下几个方面：

（1）由于本文中使用月平均数据，在研究海气相互作用的位相关系研究上有一定的限制。此外，大尺度风场往往可以影响海洋环流，从而影响海表面热通量，因此，非局地作用在决定海表面热通量的变化上的贡献也不可忽视。

（2）本文对海气界面热通量以及相关热力参数的分析仅停留在现象的角度，对两类 ENSO 事件背后相关的物理机制的解释和分析不够深入，这也是未来研究中需要深入研究的问题。

（3）本文没有具体分析海洋中的动力过程，而海洋中的动力参数对海表面热通量也有显著影响，这将不利于对海气相互作用进行全面的了解。这也是未来研究需要进一步深入研究的问题。

参考文献（References）

Alexander M A, Deser C. 1995. A mechanism for the recurrence of wintertime Midlatitude SST anomalies [J]. J. Phys. Oceanogr., 25(1): 122−137. doi:10.1175/1520-0485(1995)025<0122:AMFTRO>2.0.CO;2

Alexander M A, Scott J D. 1997. Surface flux variability over the North Pacific and North Atlantic Oceans [J]. J. Climate, 10(11): 2963−2978. doi:10.1175/1520-0442(1997)010<2963:SFVOTN>2.0.CO;2

Ashok K, Behera S K, Rao S A, et al. 2007. El Niño Modoki and its possible teleconnection [J]. J. Geophys. Res., 112(C11): C11007. doi:10.1029/2006JC003798

Berry D I, Kent E C. 2011. Air –sea fluxes from ICOADS: The construction of a new gridded dataset with uncertainty estimates [J]. Int. J. Climatol., 31(7): 987−1001. doi:10.1002/joc.2059

Bony S, Dufresne J L, Le Treut H, et al. 2004. On dynamic and thermodynamic components of cloud changes [J]. Climate Dyn., 22(2): 71−86. doi:10.1007/s00382-003-0369-6

Cayan D R. 1992a. Latent and sensible heat flux anomalies over the Northern Oceans: The connection to monthly atmospheric circulation [J]. J. Climate, 5(4): 354−369. doi:10.1175/1520-0442(1992)005<0354:LASHFA>2.0.co;2

Cayan D R. 1992b. Variability of latent and sensible heat fluxes

estimated using bulk formulae [J]. Atmos. -Ocean, 30(1): 1−42. doi:10.1080/07055900.1992.9649429

Cayan D R. 1992c. Latent and sensible heat flux anomalies over the Northern Oceans: Driving the sea surface temperature [J]. J. Phys. Oceanogr., 22(8): 859−881. doi:10.1175/1520-0485(1992)022<0859:LASHFA>2.0.CO;2

Chandra S, Ziemke J R, Min W, et al. 1998. Effects of 1997−1998 El Niño on tropospheric ozone and water vapor [J]. Geophys. Res. Lett., 25(20): 3867−3870. doi:10.1029/98GL02695

陈锦年. 1986. 南海区域海面热量平衡特性及其对海温场的影响 [J]. 海洋湖沼通报, (1): 1−7. Chen Jinnian. 1986. The characteristics of the heat balance in the south sea and it's influence on the sea temperature field [J]. Transactions of Oceanology and Limnology (in Chinese), (1): 1−7. doi:10.13984/j.cnki.cn37-1141.1986.01.001

Feng J Q, Jin F F, Hu D X, et al. 2018. Oceanic processes of upper ocean heat content associated with two types of ENSO [J]. J. Oceanogr., 74(2): 219−238. doi:10.1007/s10872-017-0452-y

Fu C B, Diaz H, Fan H J. 1992. Variability in latent heat flux over the tropical Pacific in association with recent two ENSO events [J]. Adv. Atmos. Sci., 9(3): 351−358. doi:10.1007/BF02656945

Hendon H H, Glick J. 1997. Intraseasonal air–sea interaction in the tropical Indian and Pacific Oceans [J]. J. Climate, 10(4): 647−661. doi:10.1175/1520-0442(1997)010<0647:IASIIT>2.0.CO;2

胡石建. 2013. 西太平洋暖池变异及其机制研究 [D]. 中国科学院海洋研究所博士学位论文, 176pp. Hu Shijian. 2013. On the variability of the Western Pacific warm pool and its mechanism [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, 176pp.

Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, et al. 2002. NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2) [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 83(11): 1631−1644. doi:10.1175/Bams-83-11-1631

Kao H Y, Yu J Y. 2009. Contrasting eastern-Pacific and central-Pacific types of ENSO [J]. J. Climate, 22(3): 615−632. doi:10.1175/2008JCLI2309.1

李博, 周天军, 林鹏飞, 等. 2011. 冬季北太平洋海表面热通量异常和海气相互作用的耦合模式模拟 [J]. 气象学报, 69(1): 52−63. Li Bo, Zhou Tianjun, Lin Pengfei, et al. 2011. The wintertime North Pacific surface heat flux anomaly and air–sea interaction as simulated by the LASG/IAP ocean−atmosphere coupled model FGOALS_sl.0 [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 69(1): 52−63. doi:10.11676/qxxb2011.005

黎鑫, 李崇银. 2014. 两类 El Niño 的发生与赤道太平洋次表层海温异常 [J]. 科学通报, 59(21): 2098–2107. Li Xin, Li Chongyin. 2014. Occurrence of two types of El Niño events and the subsurface ocean temperature anomalies in the equatorial Pacific [J]. Chinese Science Bulletin, 59(21): 3471−3483.

李志强, 俞永强. 2011. 耦合模式热带太平洋云—气候反馈模拟误差评估 [J]. 大气科学, 35(3): 457−472. Li Zhiqiang, Yu Yongqiang. 2011. Assessment of cloud–climate feedback simulation bias of coupled ocean−atmosphere model in the tropical Pacific [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35(3): 457−472. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.03.07

Liebmann B, Smith C A. 1996. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77(6): 1275−1277.

刘海龙, 张学洪, 李薇. 2001. 西风爆发时赤道西太平洋热量平衡的诊断分析 [J]. 大气科学, 25(3): 303−316. Liu Hailong, Zhang Xuehong, Li Wei. 2001. A diagnosis of the heat balance in the western equatorial Pacific warm pool during the westerly wind bursts [J] Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese) 25(3)303−316doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2001.03.02

Liu Z Y, Zhou L T. 2018. Evolution features of the surface latent heat flux anomalies over the tropical Pacific associated with two types of ENSO events [J]. Theor. Appl. Climatol., 134(1): 721−737. doi:10.1007/s00704-017-2264-9

Lloyd J, Guilyardi E, Weller H. 2011. The role of atmosphere feedbacks during ENSO in the CMIP3 models. Part II: Using AMIP runs to understand the heat flux feedback mechanisms [J]. J. Climate, 37(7): 1271−1292. doi:10.1007/s00382-010-0895-y

Lloyd J, Guilyardi E, Weller H. 2012. The role of atmosphere feedbacks during ENSO in the CMIP3 models. Part III: The shortwave flux feedback [J]. Climate Dyn., 25(12): 4275−4293. doi:10.1175/JCLI-D-11-00178.1

Ramanathan V, Collins W. 1991. Thermodynamic regulation of ocean warming by cirrus clouds deduced from observations of the 1987 El Niño [J]. Nature, 351(6321): 27−32. doi:10.1038/351027a0

Rayner N A, Parker D E, Horton E B, et al. 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century [J]. J. Geophys. Res., 108(D14): 4407. doi:10.1029/2002JD002670

Ren H L, Jin F F. 2011. Niño indices for two types of ENSO [J]. Geophys. Res. Lett., 38(4): L04704. doi:10.1029/2010GL046031

Shinoda T, Hendon H H. 1998. Mixed layer modeling of intraseasonal variability in the tropical western Pacific and Indian oceans [J]. J. Climate, 11(10): 2668−2685. doi:10.1175/1520-0442(1998)011<2668:MLMOIV>2.0.CO;2

Smith S R, Hughes P J, Bourassa M A. 2010. A comparison of nine monthly air –sea flux products [J]. Int. J. Climatol., 31(7): 1002−1027. doi:10.1002/joc.2225

Trenberth K E, Stepaniak D P. 2001. Indices of El Niño evolution [J]. J. Climate, 14(8): 1697−1701. doi:10.1175/1520-0442(2001)014<1697:LIOENO>2.0.CO;2

王卫强, 王东晓, 齐义泉. 2000. 南海表层水温年际变化的大尺度特征 [J]. 海洋学报, 22(4): 8–16. Wang Weiqiang, Wang Dongxiao, Qi Yiquan. 2000. Large scale characteristics of interannual variability of sea surface temperature in the South China Sea [J]. Acta Oceanologica Sinica (in Chinese), 22(4): 8–16.

Xu K, Zhu C W, He J H. 2012. Linkage between the dominant modes in Pacific subsurface ocean temperature and the two type ENSO events [J]. Chinese Science Bulletin, 57(26): 3491−3496. doi:10.1007/s11434-012-5173-4

Yeh S W, Kug J S, Dewitte B, et al. 2009. Erratum: El Niño in a changing climate [J]. Nature, 462(7273): 674. doi:10.1038/nature08546

Yu L S, Jin X Z, Weller R A. 2007. Annual, seasonal, and interannual variability of air–sea heat fluxes in the Indian Ocean [J]. J. Climate, 20(13): 3190−3209. doi:10.1175/JCLI4163.1

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 variable [R]. OAFlux project technical report, OA-2008-01.

赵永平, 陈永利, 张勐宁, 等. 2006. 两类 ENSO 事件赤道太平洋次表层海温异常的演变特征 [J]. 水科学进展, 17(1): 7−13. Zhao Yongping, Chen Yongli, Zhang Mengning, et al. 2006. Evolution characteristics of the subsurface temperature anomaly in the equatorial Pacific to two pattern ENSO events [J]. Advances in Water Science (in Chinese), 17(1): 7−13. doi:10.3321/j.issn:1001-6791.2006.01.002

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. 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

Zhou L T. 2013. Influence of thermal state of warm pool in Western Pacific on sensible heat flux [J]. Atmospheric Science Letters, 14(2): 91−96. doi:10.1002/asl2.422

Zhou L T, Chen G S, Wu R G. 2015. Change in surface latent heat flux and its association with tropical cyclone genesis in the western North Pacific [J]. Theor. Appl. Climatol., 119(1): 221−227. doi:10.1007/s00704-014-1096-0