

陈圣劼, 何金海, 吴志伟. 2013. 一种新的 El Niño 海气耦合指数 [J]. 大气科学, 37 (4): 815–828, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12045. Chen Shengjie, He Jinhai, Wu Zhiwei. 2013. New ocean–atmosphere coupling indices for El Niño [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37 (4): 815–828.

一种新的 El Niño 海气耦合指数

陈圣劼 何金海 吴志伟

南京信息工程大学大气科学学院/气象灾害省部共建教育部重点实验室, 南京 210044

摘 要 利用 1980~2010 年月平均 Hadley 中心海表温度、美国全球海洋资料同化系统 (GODAS) 海洋温度和 NCEP/NCAR 大气环流再分析资料, 通过对 2 个海洋要素 (海表温度 SST、上层热含量 HC) 和 5 个大气要素 (海平面气压 SLP、850 hPa 风场、200 hPa 速度势和对外长波辐射 OLR) 的多变量经验正交函数展开 (multivariate EOF, 简称 MV-EOF) 探讨了热带太平洋的主要海气耦合特征。结果表明, MV-EOF 分析的前两个耦合模态分别很好地对应了传统型 El Niño 和 El Niño Modoki 的海气耦合特征: 传统型 El Niño 期间, 伴随着赤道中东太平洋 SST 的异常增温, HC、SLP、200 hPa 速度势等要素总体呈东西反相的“跷跷板”变化, 低层 850 hPa 赤道中太平洋出现较强西风距平, 西北太平洋上空为反气旋性异常环流; El Niño Modoki 期间, SST 持续增温和 HC 正异常中心均显著西移至中太平洋, 低层 SLP 和高空 200 hPa 速度势均呈现纬向三极型异常分布, 低层异常强西风向西移至暖池东部, 西北太平洋上空呈现气旋性异常环流。两类 El Niño 的海气耦合特征存在显著差异, 较优的 El Niño 指数不仅可以客观描述和区分 El Niño 现象本身, 更要紧密联系两类事件所产生的大气响应。以往定量表征 El Niño 年际变化的指标大多立足于 SST 或 SLP, 本文选取 HC 作为研究指标, 定义了一组新的 El Niño 指数 HCEI 和 HCEMI。较以往基于 SST 的 El Niño 指数, HCEI 和 HCEMI 不仅能更清楚地表征和区分两类 El Niño (如 1993 年的传统型 El Niño 和 2006 年的 El Niño Modoki), 而且能更好地反映和区分两类 El Niño 与大气间的海气耦合特征, 为 El Niño 的监测和短期气候预测工作提供了一个新工具。

关键词 El Niño El Niño Modoki 海气耦合特征 热含量指数 MV-EOF

文章编号 1006-9895(2013)04-0815-14

中图分类号 P461

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12045

New Ocean–Atmosphere Coupling Indices for El Niño

CHEN Shengjie, HE Jinhai, and WU Zhiwei

Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education/ School of Atmospheric Science, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

Abstract Using the monthly mean Met Office Hadley Center sea surface temperature (SST) analyses data, Global Ocean Data Assimilation System ocean temperature data, and NCEP circulation reanalysis datasets for the period 1980–2010, the main ocean–atmosphere coupled processes over the tropical Pacific Ocean were investigated through the multivariate empirical orthogonal functions (MV-EOFs) of two thermal ocean parameters —SST and upper-ocean heat content (HC) — and five meteorological elements — sea level pressure (SLP), 850-hPa u wind, 850-hPa v wind, 200-hPa velocity potential, and outgoing longwave radiation (OLR). Our results show that the temporal and spatial distribution of the first and second MV-EOF modes of the ocean-atmosphere elements capture the ocean–atmosphere couplings of the canonical

收稿日期 2012-03-14, 2012-09-08 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展计划(973 计划)项目 2012CB417403, 江苏高校优势学科建设工程资助项目 PAPD, 国家自然科学基金项目 41205066

作者简介 陈圣劼, 女, 1987 年出生, 硕士研究生, 主要从事季风与海陆气相互作用研究。E-mail: chenshengjieshez@163.com

通讯作者 何金海, E-mail: hejhnew@nuist.edu.cn

El Niño and El Niño Modoki events, respectively. Associated with the warming center in the central and eastern tropical Pacific, the canonical El Niño phenomenon is also characterized by the “seesaw” pattern of east–west anti-phase changes in ocean–atmosphere elements such as HC, SLP, and 200-hPa velocity potential. Meanwhile, there are strong westerly anomalies in the central equatorial Pacific and anticyclonic circulation anomalies over the western North Pacific at low atmospheric levels. On the other hand, during the El Niño Modoki events, the centers of the positive anomalies of SST and HC moved west to the central equatorial Pacific, and the anomalies of SLP and 200-hPa velocity potential were characterized by a three-polar pattern. Moreover, the low-level strong westerly anomalies moved west to the east of the warm pool, and cyclonic circulation anomalies occurred over the western North Pacific. The ocean–atmosphere couplings of the two types of El Niño episodes were significantly different, which suggests that more sophisticated indices for El Niño are required to represent and separate the two events more effectively and to better identify their different atmospheric response. Here, in contrast to previously reported El Niño indices based on SST or SLP, the El Niño signal is represented by HC, and new indices based on HC are defined for the two types of events, which not only capture and characterize the two types more distinctly, for example, the 1993 El Niño and 2006 El Niño Modoki event, but better identify their ocean–atmosphere coupled process, providing a new approach to monitoring and short-term climate prediction of El Niño episodes.

Keywords El Niño, El Niño Modoki, Ocean–atmosphere coupling, Heat content indices, MV-EOF

1 引言

符淙斌和弗莱彻（1985）曾较早指出 El Niño 事件存在两种赤道增暖类型，一类是经典的赤道东太平洋增温型，另一类增暖中心位于日界线附近的中太平洋地区。20 世纪 90 年代以来，第二类增温型 El Niño 的频繁发生（Yeh et al., 2009），再次掀起了科学界对不同类型 El Niño 现象研究的热潮，Ashok et al. (2007) 将其命名为“El Niño Modoki”，也有学者称之为“Dateline El Niño”（Larkin and Harrison, 2005）、“Central Pacific (CP) El Niño”（Kao and Yu, 2009）或“Warm Pool El Niño”（Kug et al., 2009）。伴随着海表温度异常（SSTA）中心位置的差异，两类 El Niño 所引起的环流异常及其气候效应也都表现出不同的空间分布特征（Ashok et al., 2007; Weng et al., 2007, 2009; Ashok and Yamagata, 2009; Kao and Yu, 2009; Kug et al., 2009; Taschetto and England, 2009; Taschetto et al., 2009; Chen and Tam, 2010）。正确认识和区分两类 El Niño 对全球气候的监测和预测工作有着重要的科学意义和实用价值。

近年来，不少学者相继提出了几组 El Niño 指数来定量描述和区分传统型 El Niño 和 El Niño Modoki 事件，如 Niño3 和 EMI（Ashok et al., 2007）/IEMI 指数（Li et al., 2010a）、KaoEP 和 KaoCP 指数（Kao and Yu, 2009）、RenCT 和 RenWP 指数（Ren and Jin, 2011）、YuEP 和 YuCP 指数（Yu et al., 2011）等（详见表 2），曹璐（2011）定义了一个用 Niño 3

和 Niño 4 指数构建的指标组来监测不同类型 ENSO 事件。众多指标监测的结果有联系也有差别，如 1992 年被 EMI（Ashok et al., 2007）确立为 El Niño Modoki 年，而根据 IEMI 和 RenWP 指数判定，该年已不满足 El Niño Modoki 标准，结合 Niño 3，确立为传统型 El Niño；2006 年，根据 IEMI 判定是正常年，根据 RenWP 指数则被列为 El Niño Modoki 年。这种争持不可避免地给实际业务工作带来决策的困难（曹璐，2011）。哪个指数描述这两类事件最客观，目前尚无统一结论，其原因主要是两类 El Niño 的定义和划分并不明确以及判别指数优越性的标准无法统一。Ashok et al. (2007) 认为热带太平洋 SSTA EOF 分析的前两个模态很好地描述了传统型 El Niño 和 El Niño Modoki 的海温异常分布特征，第一模态中暖异常覆盖整个赤道中东太平洋区域，西界达到 170°E 以西，第二模态呈“马蹄形”纬向三极型分布，异常暖中心位于赤道中太平洋 160°E~140°W 区域，其东西两侧异常偏冷，如 2004 年的 El Niño 事件。Kao and Yu (2009) 提出另一种分型，利用联合回归（Combined regression）-EOF 方法（An, 2003）分别剔除 Niño4 和 Niño1+2 区海温的影响，得到东部（EP）和中部（CP）型 El Niño [见 Kao and Yu (2009) 的图 3]，EP 型暖异常主要位于东太平洋冷舌区，西界在日界线以东 160°W 附近，CP 型暖异常覆盖中太平洋，范围较大，可伸展至东太平洋。可见，这两种分型的冷暖异常空间分布存在一定差异，分型的差异必然导致判别指数优劣标准的不统一。Li et al. (2010a) 选择前一

种分类, 比较各指数与 SSTA EOF 分析前两个主分量之间的正交性和一致性, 认为 Niño3 和 IEMI 分别是描述传统型 El Niño 和 El Niño Modoki 的最优指数, 而 Niño 3.4 和 Niño 4 指数均存在混淆两类事件的可能。曹璐 (2011) 选择了后一种分型, 指出 Niño 3 指数可以有效地识别 EP 型 ENSO 事件, EMI 和 Niño 4 指数对 CP 型具有较强的监测能力。两类 El Niño 的划分和指数择优工作仍是 ENSO 研究领域的重点和难点。

纵观前人对两类 El Niño 的划分及其指数的设计, 均仅仅考虑了海洋 SSTA 的空间分布, 然而 El Niño 现象是热带太平洋大尺度海气相互作用的产物 (Bjerknes, 1969), 在气候研究领域里, 比 El Niño 增温现象本身更受关注的是其海气耦合过程及其气候效应。研究已证实两类 El Niño 的遥相关型和气候效应均存在显著差异。Weng et al. (2007, 2009) 通过分析 El Niño Modoki 对冬夏季环太平洋地区干湿气候条件的影响发现两类 El Niño 会引起北美和东南亚地区不同的降水分布型, El Niño Modoki 冬季美国西部北干南湿, 我国华南、台湾、日本南部等地区降水偏少, 夏季西北太平洋夏季风偏强, 东亚夏季风偏弱; 而传统型 El Niño 使得冬季美国西部大部偏湿, 东亚南部降水偏多, 夏季西北太平洋夏季风偏弱。Feng and Li (2011) 和 Zhang et al. (2011) 分别研究了春、秋季两类 El Niño 对我国降水的影响, 发现两类事件引起的华南春、秋季降水异常截然相反。因此较优的两类 El Niño 指数应不仅可以客观描述和区分 El Niño 现象本身, 更要紧密联系两类事件所产生的大气响应。本文着眼于不同类型 El Niño 的大气响应特征, 提取两类 El Niño 期间热带太平洋海气各要素相协同变化的成分, 设计一种新的 El Niño 和 El Niño Modoki 指数, 以期全面反映两类 El Niño 的海洋热力异常及其大气响应特征。

文章第三部分利用多变量经验正交函数方法 (Multivariate EOF, 简称 MV-EOF) (Wang, 1992; Wang and Wang, 1994; Wang et al., 2008) 对 1980~2010 年热带太平洋的海气耦合特征进行分型, 以此划分两类 El Niño。对于其中海洋热力要素的选取, 本文加以考虑了与表层和次表层海温均有关的上层热含量 (HC) 这一热力特征量。观测事实表明 El Niño 的海洋热力异常信号不仅出现在海洋表面, 在深层也有重要体现。赵永平等 (2007) 也曾强调

指出 SST 仅是 ENSO 事件在海洋表面的表现形式, 温跃层深度的变化是研究 ENSO 现象的最佳指标。HC 与次表层海温存在显著而稳定的密切联系, 可近似反映温跃层深度的变化 (陈锦年和王宏娜, 2009)。在 ENSO 年际循环的形成机制, 如“延迟振子”、“充放电”理论中, HC 的变化也都直接起着重要的动力作用 (Hasegawa and Hanawa, 2003)。而且在海气相互作用研究中, HC 比 SST 具有更好的稳定性, 对天气气候持续发展的作用也更大 (吴晓芬和许建平, 2010)。以往的 El Niño 指数均基于 SST, 本文选取 HC 作为 El Niño 现象的研究指标, 第四、五部分基于 HC 设计了一种新的 El Niño 海气耦合指数, 并将该指数与各 SST 指数作比较, 探究其优越性。新指数从海气耦合的角度对传统型 El Niño 和 El Niño Modoki 事件作区分, 强调了新指数对不同类型 El Niño 大气响应特征的反映, 为两类 El Niño 的监测和预测提供了一些新想法。

2 资料和方法

本文所用资料有: (1) 英国气象局 Hadley 中心全球月平均海表温度 (SST) 资料, 空间分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$; (2) 美国全球海洋资料同化系统 (GODAS) 月平均海表高度 (SSH) 和各层海温资料, 水平分辨率为 $1^\circ \times 1/3^\circ$, 海温垂直方向共 40 层: 5、15、25、35、45、55、65、75、85、95、105、115、125、135、145、155、165、175、185、195、205、215、225、238、262、303、366、459、584、747、949、1193、1479、1807、2174、2579、3016、3483、3972、4478 m; (3) NCEP/NCAR $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 月平均再分析资料, 所涉及的环流要素有海平面气压 (SLP) 和各层 u 、 v 风场; (4) NOAA 向外长波辐射 (OLR) 数据, 格点分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。分析时段为 1980 年 1 月至 2010 年 12 月。冬季是指前一年 12 月至当年 2 月。

一些海气要素的计算如下: (1) 参考 Hasegawa and Hanawa (2003) 计算热含量的方法, 本文将 366 m 以上 (27 层) 的垂直平均海温作为 HC 的估计值。(2) 速度势 ϕ 的定义为 $u_\phi = \partial \phi / \partial x$; $v_\phi = \partial \phi / \partial y$ 。

本文采用 MV-EOF 方法对热带太平洋的主要海气耦合特征进行分型。MV-EOF 方法在同时表现多个要素的空间分布以及各要素之间的空间联系方面具有优势, 可用来探讨复杂系统中相互作用的耦合过程 (Wang, 1992)。

3 热带太平洋海气耦合过程的主要模态

3.1 El Niño 型和 El Niño Modoki 型的海气耦合特征

El Niño 现象是热带太平洋海洋热力异常年际变化的主要模态,在这种强异常事件的作用下,各海气要素的时空变化往往是相互联系、相互协同的 (Bjerknes, 1969; Rasmusson and Carpenter, 1982; Wang et al., 2000)。Wang and Wang (1994) 曾利用 MV-EOF 方法分析了 1971~1992 年期间的热带太平洋海气耦合过程,将前两个主模态称为暖事件成熟期和发展期,其中第二模态中的海温异常分布恰巧与 90 年代后的 El Niño Modoki 事件相似。由于 Wang and Wang (1994) 分析时段较早且较短,为此本文再次利用该方法详细探讨了近 30 多年的热带太平洋海气耦合特征。为全面反映海洋热力—大气环流—降水三方面的耦合特征,本文对经标准化处理后的 7 个要素场 (SST、HC、SLP、850 hPa 纬向风 u 、850 hPa 经向风 v 、200 hPa ϕ 和 OLR) 进行 MV-EOF 展开。各模态的方差贡献如图 1a 所示,根据 North et al. (1982) 的法则前两个模态较为显著且相互独立,方差贡献率分别达 22.5% 和 9.0%,可重点分析这两个模态的时空特征。图 1b 给出了这两个模态分别可解释上述 7 个要素场的平均方差贡献率,第一、二模态均较好地表征了 SST、HC、SLP 和 200-hPa ϕ 的年际变化,第一模态可解释这 4 个要素场的相对方差贡献均超过 20%,SST 最大,HC 次之;第二模态均超过 5%,此时 HC 最大,SST 次之。表明 SST、HC、SLP 和 200-hPa ϕ 这四个要素场整体耦合得较为紧密,较为稳定,而 850 hPa 风场和 OLR 的变化可能受到非 El Niño 因素的影响,平均解释方差较小。

前两个模态的空间分布如图 2 所示,与 Wang and Wang (1994) 结果相一致但也存在差异。第一模态在海洋热力—大气环流—降水三方面均表现为传统型 El Niño 分布特征,亦即赤道西太平洋 SST 冷异常“V 形”包围中东太平洋暖异常;HC 异常变化的空间分布 (图 2c) 与 SST 有所不同,其零线位置位于中太平洋,较 SST 偏东约 30 个经度,纬向上呈东西“跷跷板”式偶极振荡,其中西太平洋负异常中心非常突出,覆盖整个暖池区,与东太平洋正异常中心具有同等量值,达到 -0.8,该模态可解释这些区域热含量距平年际变化局地方差的 64% 以上。与此相适应,海平面气压异常呈典型南方涛动 (SO) 分布,赤道中太平洋 (160°E~150°W) 西风增强,一直可延伸至南美沿岸,暖池以西印度洋上出现明显东风距平。中太平洋南北半球的环流异常整体呈气旋性切变,菲律宾附近和澳大利亚西北沿岸均出现一个闭合的反气旋性环流异常,我国东南沿海西南风异常增强。对流层高层 200 hPa 速度势和 OLR 场也都表现出东西反相的偶极型分布 (图 2e),中东太平洋上空辐散增强,西太平洋辐散减弱,对应着 Walker 环流的单圈异常,中东太平洋垂直上升运动加强,对流加深,进而降水增多,西太平洋情况相反。第一模态 El Niño 分布型海洋—大气—降水三者耦合紧密,较好地展现了 Wang et al. (2000) 提出的“太平洋—东亚”遥相关型。第二模态所反映的海气耦合特征与 El Niño 型有显著差异,各要素变化分布总体由纬向偶极型变为纬向三极型,Wang and Wang (1994) 将此模态称为 ENSO 发展期,然而分析 SST、HC 及各气象要素异常的空间特征,发现该分布与 Ashok et al. (2007) 提出的 El Niño Modoki 事件及其大气响应较为相似,主要特征表现为当中太平洋 SST 异常增温时,东、西

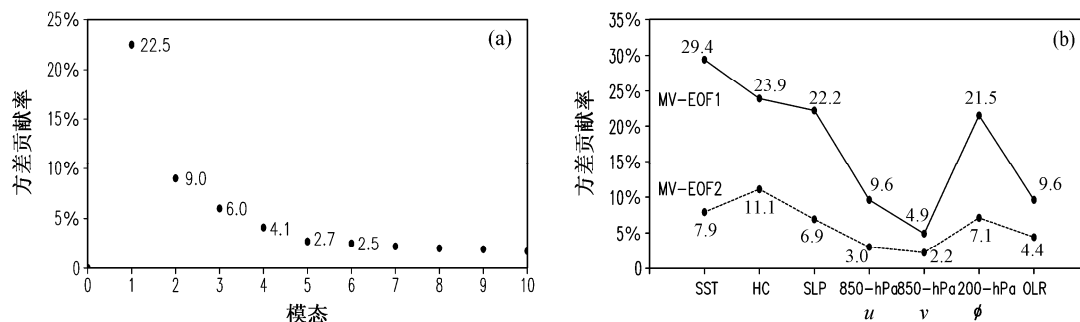


图 1 (a) MV-EOF 前 10 个模态的方差贡献率; (b) MV-EOF 第一、二模态分别解释各要素场的平均方差贡献率

Fig. 1 (a) Fractional variance explained by the first ten MV-EOF modes; (b) fractional variance for each field carried by the first and second modes of MV-EOF analysis

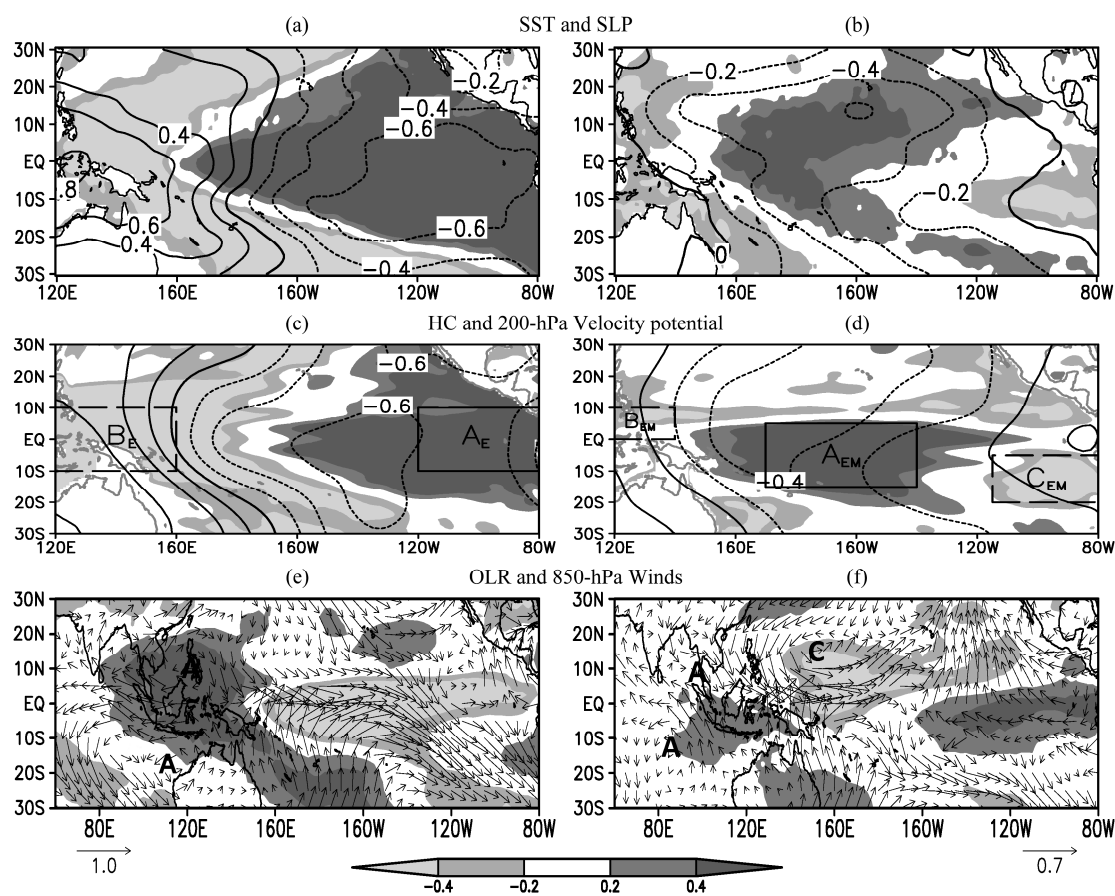


图2 热带太平洋海气各要素 MV-EOF 展开的第一空间模式 (a、c、e) 和第二空间模式 (b、d、f)。(a、b) SST (阴影) 和 SLP (等值线); (c、d) HC (阴影, 图中方框为下文热含量指数计算区) 和 200 hPa 速度势 (等值线); (e、f) OLR (阴影) 和 850 hPa 风场 (箭头)。C: 气旋; A: 反气旋
Fig. 2 Spatial patterns of the (a, c, e) first and (b, d, f) second MV-EOF modes of ocean–atmosphere elements over the tropical Pacific. (a, b) SST (shaded) and SLP (contour); (c, d) HC (shaded, boxes for calculation regions of the heat content indices below) and 200-hPa velocity potential (contour); (e, f) OLR (shaded) and 850-hPa winds (vector), cyclone and anticyclone are denoted by “A” and “C”, respectively

太平洋却异常偏冷, 中太平洋暖异常“马蹄形”包围东太平洋的冷异常, 其中中太平洋暖异常中心偏北, 东太平洋冷异常中心偏南; HC 正异常中心也位于赤道中太平洋但偏向南半球, 正异常可向西伸展到暖池东部 160°E , 表明 El Niño Modoki 期间中太平洋温跃层有所加深。Ashok et al. (2007) 研究指出中太平洋温跃层的变化不仅与暖池西部经向风辐合及暖池东部低层异常强西风对暖水的向东输送紧密联系, 也与赤道东太平洋冷异常带来的东风异常有关。从 MV-EOF2 低层 850 hPa 风场上 (图 2f) 也可以看到, 赤道西风异常大值区西移至暖池东部, 位置较传统型 El Niño 偏西偏北, 且东太平洋出现一定的东风异常。传统型 El Niño 期间的菲律宾和澳大利亚西北沿岸反气旋异常此时西移至印度洋, 同时在西北和西南太平洋均出现气旋性异常环流, 暖池西部经向风辐合明显。与海洋热力场、风场相适应, 低层海平面气压 SLP 呈现中间低两边

高的异常分布, 闭合负异常中心位于中太平洋北部地区, 与南方涛动分布相区别。高层 200 hPa 速度势负异常 (辐散增强) 中心由 140°W 西移至日界线附近, 中心偏北, 即意味着 Walker 环流异常上升支位置的西移, 同时东、西太平洋上高层辐合加强, 对应着赤道太平洋纬向上的双圈型 Walker 环流异常。在这种异常环流形势下, 深对流异常区也西移至暖池东部且偏向北半球, 与赤道西风异常区有较好的重合, 暖池西南部和 160°W 以东太平洋上对流减弱, 降水减少。由此可见, 热带太平洋海气各要素 MV-EOF 前两个模式所反映的异常空间型与 El Niño 和 El Niño Modoki 型海气耦合过程有很好的对应, 两者存在显著差异, 这种差异也会给全球天气气候带来显著不同的影响。

Wang and Wang (1994) 曾将 MV-EOF2 称为 ENSO 发展期, 是由于 MV-EOF 展开的前两个模式的时间系数 PC2 与 PC1 有较高的超前相关, 在超前

8 个月时, 相关系数达到 0.50, 超过了水平 0.01 的显著性检验, 且 $PC1 \times MV-EOF1$ 的量级是 $PC2 \times MV-EOF2$ 的三倍。然而, Ashok et al. (2007) 利用 EOF、旋转 EOF、复 EOF 等方法分析了热带太平洋 SSTA 年际变化的主要模态, 将 SSTA 第二模态 (与本文图 2b 相似) 空间型称为 El Niño Modoki 事件, 计算 $PC2$ 超前 $PC1$ 的最大相关为 0.43, 认为 SSTA 的前两个主模态不能互相解释。Li et al. (2010b) 与 Ashok et al. (2007) 观点一致, 进一步强调了 El Niño Modoki 事件与传统型 El Niño 的线性独立性, El Niño Modoki 并不能看作是传统型 El Niño 发生发展的一个位相。El Niño Modoki 事件的提出也已得到国内外众多学者的认可。因此, 为进一步说明这两个海气耦合模态之间的相互联系, 本文计算了 $PC1$ 与 $PC2$ (图 3a、b) 的超前滞后相关, 发现在 $PC2$ 超前滞后 $PC1$ 8 个月时相关系数达到最大, 分别为 0.39 和 -0.49, 从相关系数来看, El Niño 型前期有可能出现 El Niño Modoki 型海气耦合过程, 而后期可能出现 La Niña Modoki 型海气耦合过程, 后者可能性更大, 与 Yu et al. (2011) 研究指出的强中部型 La Niña 常常发生在强东部型 El Niño 之后的结论相一致。结合典型个例年 (Zhang et al., 2011) 分析 (图 3a、b), 发现近 30 年 El Niño 和 El Niño

Modoki 年分别与 MV-EOF 前两个主分量 $PC1$ 和 $PC2$ 大于 1.0 的峰值年有较好的对应关系。除 1982、1997/1998 两个强 El Niño 前期存在 El Niño Modoki 型海气耦合过程, 1994/1995 年 El Niño Modoki 后期表现出一定传统型 El Niño 海气耦合特征外, 传统型 El Niño (El Niño Modoki) 年与 $PC2$ ($PC1$) 大于 1.0 的峰值年基本无对应关系。而且 2000 年以来的 El Niño Modoki 之后均没有发生传统型 El Niño, 如 2002/2003、2004/2005 等, 很难将 El Niño Modoki 看成是传统 El Niño 的发展位相。因此, 尽管关于 El Niño Modoki 是否是 El Niño 的发生发展位相这一问题, 国际上争论激烈且尚无统一定论, 但近 30 年里热带太平洋上稳定确实存在上述两种类型的海气耦合过程, 且第二模态空间型有其自身独特性, 为此本文将满足上述两类海气耦合特征且能维持一段时间的事件分别称为传统型 El Niño 和 El Niño Modoki。

3.2 El Niño 型和 El Niño Modoki 型海气耦合模态的时间演变特征

利用 M-K 突变检验、Morlet 小波分析等方法简单分析了 $PC1$ 、 $PC2$ 的演变特征。从图 3 可以看出, 传统 El Niño 型时间系数近 30 年来呈显著下降趋势, 1998/1999 年 (图 3c) 发生突变, El Niño (La

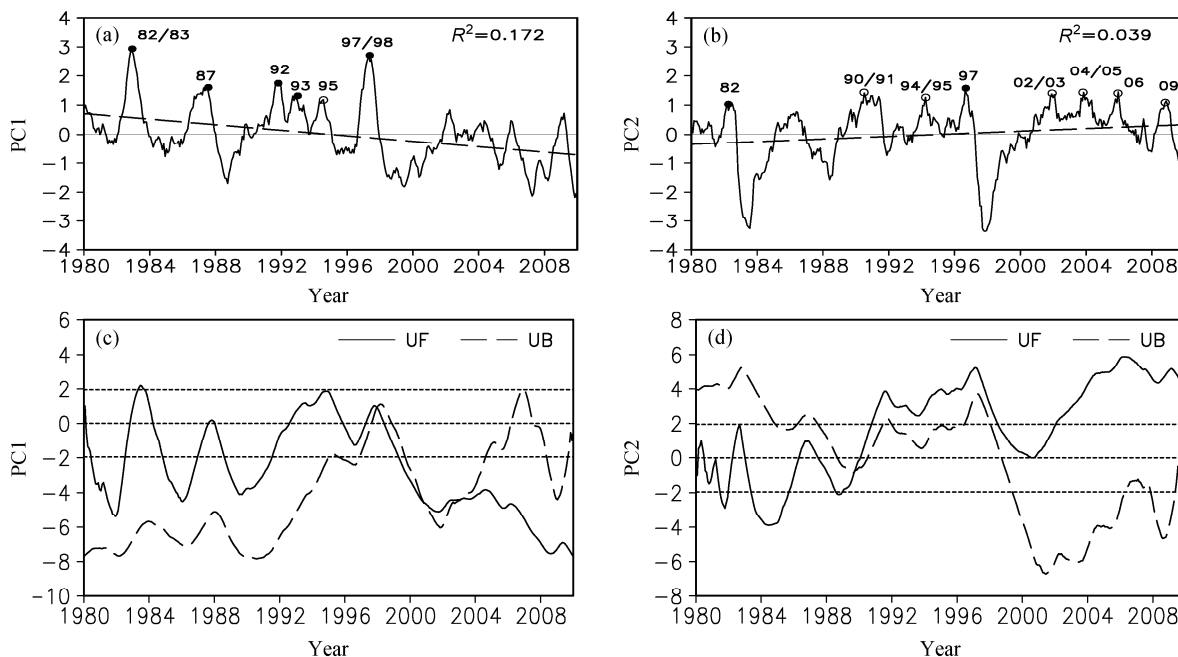


图 3 (a、b) 热带太平洋海气各要素 MV-EOF 前两个模态的时间系数 $PC1$ (a)、 $PC2$ (b) (虚线: 线性趋势线; R^2 : 趋势线的决定系数; 年份: PC 大于 1.0 的峰值年; 实心圆: 传统 El Niño 年; 空心圆: El Niño Modoki 年); (c、d) $PC1$ (c) 和 $PC2$ (d) 的 M-K 突变检验

Fig. 3 (a, b) The principal components (PCs) of (a) the first and (b) the second MV-EOF modes (the dotted line: trend line; R^2 : the coefficient of determination of the trend line; years: the peaks whose value is greater than 1.0; solid circle: El Niño events; hollow circle: El Niño Modoki events); (c, d) Mann-Kendall test break curve of (c) $PC1$ and (d) $PC2$

Niña) 型发生频率明显减少(增加); 而 El Niño Modoki 型时间系数近 30 年有上升趋势, 尤其是 1990 年后(图 3d), El Niño Modoki 型海气耦合模态频繁出现。利用 Morlet 小波分析方法分析了 PC1、PC2 的周期变化特征(图略), El Niño 型和 El Niño Modoki 型海气耦合模态都表现出显著的年际变化特征, 90 年代以前, PC1 具有显著的 4~5 a 的周期信号, 之后表现为 2~6 a 的周期演变。与 PC1 相比, PC2 早期 5~6 a 左右周期信号显著, 90 年代后期显著周期缩短为 3 a 左右。以上分析可知, 这两个模态的演变特征同样存在显著差异, 90 年代后的差异更明显。

4 一种新的 El Niño 海气耦合指数

在实际工作中, PC1 和 PC2 的计算较为复杂, 不便于直接作为监测两类 El Niño 海气耦合特征的指标, 为方便研究和监测, 可基于某一特征量(如 SST)来设计指数定量刻画 El Niño 现象, 同时该指数应对 El Niño 的大气响应也有较好的反映。以往的 El Niño 指数大都基于 SST, Kao and Yu (2009) 和 Yu et al. (2011) 曾指出两类 El Niño 期间, 赤道中东太平洋 SSTA 存在一定空间重叠, 有时较难直接区分。El Niño 的海洋热力异常信号不仅仅出现在海洋表面, 在海洋次表层也有重要体现, 甚至更明显(李崇银和穆明权, 1999; Chao et al., 2002; Hasegawa and Hanawa, 2003; Qian et al., 2004; 赵永平等, 2007; 黄玮等, 2011)。本文选取与表层和次表层海温均有关的 HC 作为 El Niño 现象的研究指标, 对两类 El Niño 的海气耦合过程进行监测和描述。在传统 El Niño 型和 El Niño Modoki 型海气耦合过程中, HC 异常同样表现出独特的空间分布(图 2c、d)。本文 3.1 节也分析指出前两个耦合模态可分别解释 HC 变化的较大方差, HC 在两类海气耦合特征分析中具有代表性, 尤其是第二模态。

4.1 一种基于 HC 定义的 El Niño 新指数

为了更直接更客观地描述和区分两类 El Niño 的海气耦合特征, 本文参考 Li et al. (2010a) IEMI 指数的设计思想, 基于 HC 定义两个新指数, 其原则是 El Niño (El Niño Modoki) 指数与 PC1 (PC2) 相关最大, 与 PC2 (PC1) 相关最小, 即希望 El Niño (El Niño Modoki) 热含量指数 HCEI (HCEMI) 尽可能地表征 El Niño (El Niño Modoki) 型海气耦合过程, 而不反映 El Niño Modoki (El Niño) 型的海

气耦合特征, 该两个指数所表征的两类事件彼此独立且区分明显。由此设计出的两个热含量指数 HCEI 和 HCEMI 的计算过程如下:

$$I_{HCEI} = A_{HCA, A_E} - B_{HCA, B_E}, \quad (1)$$

$$I_{HCEMI} = A_{HCA, A_{EM}} - 0.2 \times B_{HCA, B_{EM}} - 0.4 \times C_{HCA, C_{EM}}, \quad (2)$$

式中 I_{HCEI} 、 I_{HCEMI} 分别表示 HCEI 和 HCEMI, 等号右端下标 HCA 为热含量距平, 下标 A_E 、 B_E 、 A_{EM} 、 B_{EM} 、 C_{EM} 分别表示指数的计算区域(见图 2c、d, A_E : 10°S~10°N, 120°W~80°W; B_E : 10°S~10°N, 120°E~160°E; A_{EM} : 15°S~5°N, 170°E~140°W; B_{EM} : 0~10°N, 120°E~140°E; C_{EM} : 20°S~5°S, 115°W~80°W); 公式中各项系数通过多元线性回归分析所得。两个热含量指数之间的相关系数为 0.08, 低于 KaoEP 和 KaoCP (相关为 -0.48, Yu et al., 2011)、YuEP 和 YuCP (0.27, Yu et al., 2011) 以及 RenCT 和 RenWP (0.13, Ren and Jin, 2011), 可以更明显地区分两类事件。同时, 这两个指数与 PC1 和 PC2 的相关均分别高达 0.97, 对两类事件的海气耦合特征具有较好的表征能力。

4.2 HC 指数表征的两类 El Niño 海气耦合特征

利用 HCEI 和 HCEMI 确立两类 El Niño: 当标准化 HCEI (HCEMI) 经 3 个月滑动平均后, 达到阈值 1 (0.7) 倍的标准差并至少维持 5 个月时, 构成一次 El Niño (El Niño Modoki) 事件, 其中 El Niño Modoki 的临界值较低, 是由于传统型 El Niño 以强事件为主, 而 El Niño Modoki 强度较弱, 多为中等强度(曹璐, 2011)。表 1 和图 4 分别给出了 1980~2010 年期间共发生的 5 次 El Niño 和 6 次 El Niño Modoki 事件。图 4 中 Year (0) 表示发生当年, Year (+1) 表示次年, 结合图表可发现 5 次传统型 El Niño 均发生在 2000 年以前, 6 次 El Niño Modoki 两次发生在 90 年代, 其余 4 次均发生在 2000 年后。传统型 El Niño 强度明显强于 El Niño Modoki, 盛期平均强度约是 El Niño Modoki 的 1.5 倍。传统型盛期平均在冬季, 1982/1983 和 1997/1998 两次强 El Niño 事件较为典型, 而 El Niño Modoki 盛期多为当年秋季。HCEI、HCEMI 所表征的 5 次 El Niño 和 6 次 El Niño Modoki 事件年份与前人的统计结果(Zhang et al., 2011; 曹璐, 2011) 基本一致, 稍有区别的有 1993 年, Niño 3 和 Niño 3.4 指标认为是一般年份; 2006 年, IEMI 指标认为是正常年, 而 RenWP 和 HCEMI 均认为此次事件

已达 El Niño Modoki 标准; 1990 年 8 月~1992 年 7 月, 曹璐 (2011) 将此事件定义为东部型峰值、中部型传播, EMI 指标认为是 El Niño Modoki, IEMI 和 HCEMI 指数均认为该时段应分为两次独立事件: 1990 年 8 月至 1991 年 11 月期间为 El Niño Modoki, 1991 年 12 月~1992 年 7 月为传统型 El Niño。另外, 在 1997/1998 强 El Niño 前期 (1997 年 1 月~1997 年 4 月) 也存在较大的 HCEMI 值, 大于 0.7, 但其持续时间较短, 不作为 El Niño Modoki 事件列出。

表 1 El Niño 和 El Niño Modoki 事件特征
Table 1 El Niño and El Niño Modoki events during 1980–2010

	序列	起始年月	结束年月	峰值月 (季节)
El Niño	1	1982–08	1983–08	1982–12 (冬)
	2	1987–01	1987–11	1987–05 (春)
	3	1991–12	1992–07	1992–03 (春)
	4	1993–03	1993–07	1993–05 (春)
	5	1997–05	1998–05	1997–12 (冬)
El Niño Modoki	1	1990–08	1991–11	1991–10 (秋)
	2	1994–07	1995–01	1994–09 (秋)
	3	2002–01	2003–07	2002–10 (秋)
	4	2004–02	2005–03	2004–08 (夏)
	5	2006–07	2006–12	2006–10 (秋)
	6	2009–08	2010–01	2009–11 (秋)

为检验 HCEI/HCEMI 表征两类 El Niño 海气耦合特征的能力, 同时进一步说明前两个模式所揭示出的两类海气耦合的主要特征不仅仅是 MV-EOF 数学分析的结果, 我们对上述 5 次 El Niño 和 6 次 El Niño Modoki 事件各月海气耦合各特征量的距平 (SST、HC、SLP、OLR、850 hPa 风场和 200 hPa 速度势及赤道太平洋垂直各层海温) 进行了合成分析 (图 5)。图中两类 El Niño 海气耦合各特征量的

异常分布与 3.1 节分析较一致。在海洋热力要素场上, 传统型 El Niño 期间, 赤道中东太平洋 SST 持续增温明显; 海洋各深度海温异常 OTA 也表现出特定的空间分布 (图 5c), 温跃层东 (西) 部变深 (浅), 西太平洋冷异常在次表层向东部暖异常楔入, 使得中太平洋海温异常上正下负, 值得注意的是, 海温异常极值中心均不位于海表, 而是位于次表层深度上。因此, HC 异常呈东西偶极型, 正负中心分别位于东西太平洋上。而 El Niño Modoki 期间, 赤道中太平洋 SST 持续增温明显, 西太平洋和东南太平洋出现较弱负距平; 中太平洋的持续增温信号在海洋表层和次表层均有表现, 最大正异常中心位于次表层 100~150 m 深度上, 西太平洋冷异常相比传统 El Niño 时面积显著减小, 中心西移约 20 个经度, 东太平洋次表层 100~200 m 深度上存在较弱负异常; 相应的, HC 暖异常主体位于中太平洋上, 暖区西界可达 160°E, 冷异常主要分布于暖池西北部 and 热带东南太平洋。与 SST 相似, HC 也呈纬向三极型, 与传统型 El Niño HC 分布有显著差异, 因此从热含量场也可以对两类事件作出较好的区分。与海洋热力异常相适应, 热带太平洋上空的环流异常在两类 El Niño 期间同样呈现出各自所特有的空间分布。传统型 El Niño 事件中, SLP 和 200 hPa 速度势均为东负西正的偶极反相分布; 在中太平洋有异常强西风, 强西风异常南北两侧经向风辐合明显且存在气旋性切变, 西北太平洋上空此时呈现反气旋性异常环流。与传统型大气响应相区别, El Niño Modoki 期间, SLP 和 200 hPa 速度势负距平中心向西移至中太平洋地区, 东、西太平洋上出现显著正距平; 赤道低层西风异常大值区及其南北两侧经向风辐合区也西移至暖池上空, 同时东

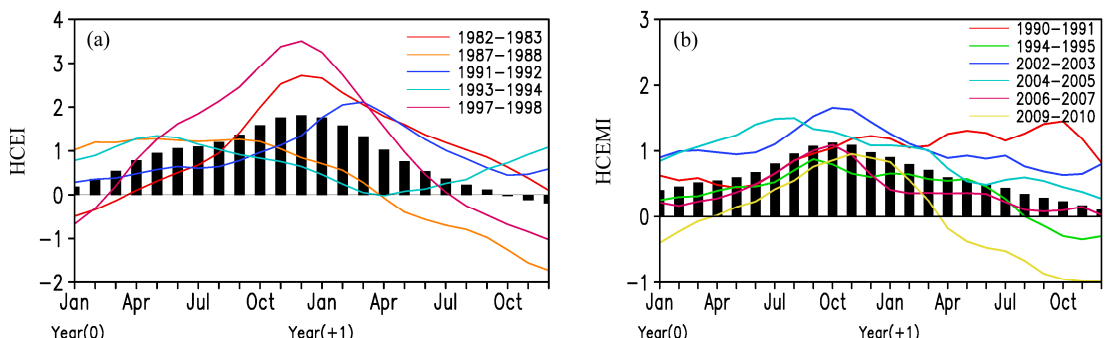


图 4 各 El Niño 事件的 (a) HCEI 指数值和 (b) El Niño Modoki 的 HCEMI 指数值。黑色曲线表示事件的指数平均值; 横坐标的 Year (0) 表示发生当年, Year (+1) 表示次年
Fig. 4 (a) HCEI of El Niño and (b) HCEMI of El Niño Modoki. The black lines: mean values of the HCEI and HCEMI; Year (0): the occurrence year, Year (+1): the next years

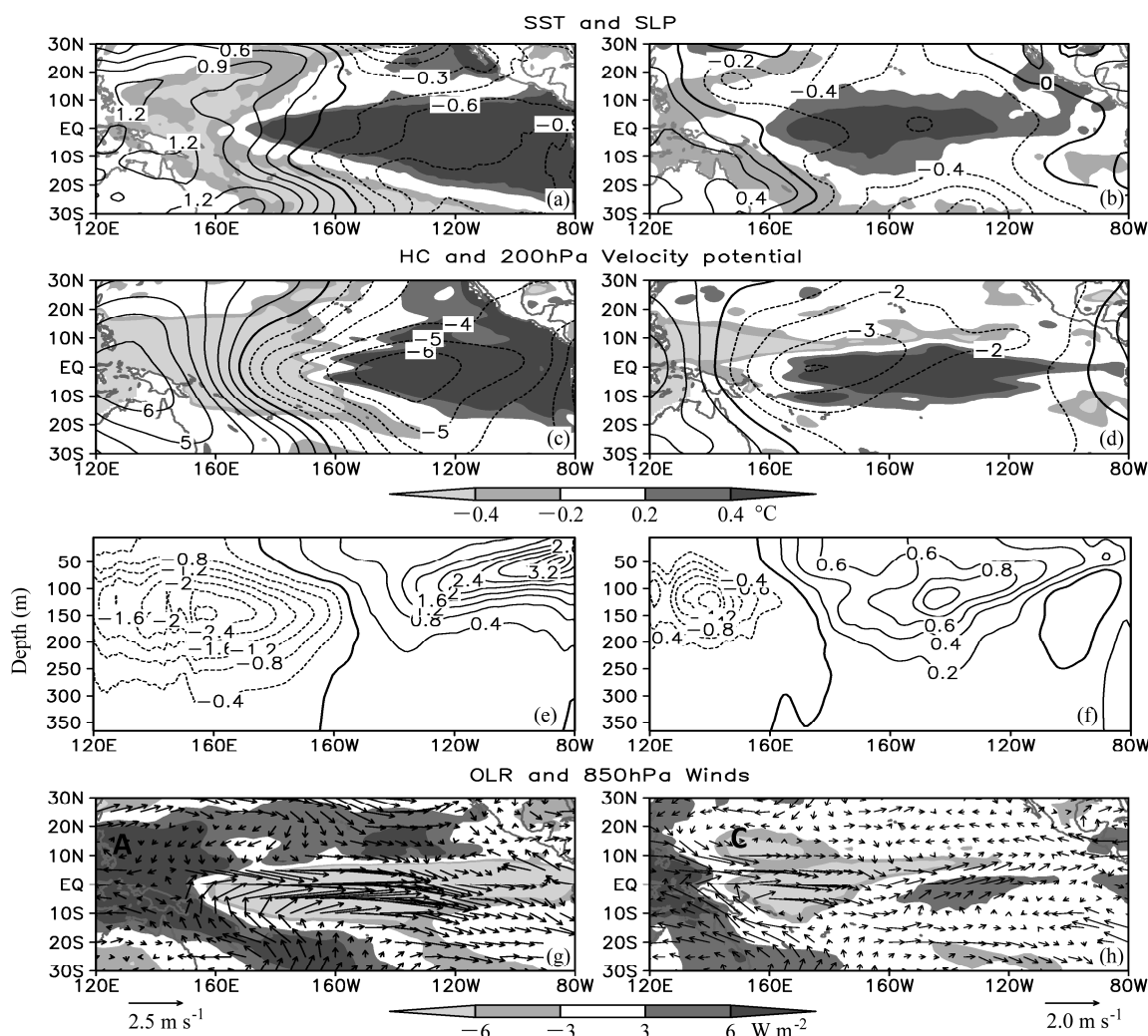


图5 El Niño (a、c、e、g) 和 El Niño Modoki (b、d、f、h) 海气各要素的距平合成。(a、b) SST (阴影, 单位: $^{\circ}\text{C}$) 和 SLP (等值线, 单位: hPa); (c、d) 赤道太平洋地区 ($10^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}$) 海温距平的经度—深度剖面 (单位: $^{\circ}\text{C}$); (e、f) HC (阴影, 单位: $^{\circ}\text{C}$) 和 200 hPa 速度势 (等值线, 单位: $5 \times 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$); (g、h) OLR (阴影, 单位: W m^{-2}) 和 850 hPa 风场 (箭头, 单位: m s^{-1})。C: 气旋; A: 反气旋

Fig. 5 Composite of ocean–atmosphere elements over the tropical Pacific during (a, c, e, g) El Niño events and (b, d, f, h) El Niño Modoki events. (a, b) SST (shaded, unit: $^{\circ}\text{C}$) and SLP (contour, unit: hPa); (c, d) HC (shaded, unit: $^{\circ}\text{C}$) and 200-hPa velocity potential (contour, unit: $5 \times 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$); (e, f) the longitude–depth section of subsurface temperature anomalies averaged over $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$ (unit: $^{\circ}\text{C}$); (g, h) OLR (shaded, unit: W m^{-2}) and 850-hPa winds (vector, unit: m s^{-1}). Cyclone and anticyclone are denoted by “A” and “C”, respectively

南太平洋上出现小范围的东风异常, 西北太平洋上表现为气旋性环流异常。以上分析验证了 El Niño 和 El Niño Modoki 型这两个海气耦合模态的客观存在, 也表明 HCEI 和 HCEMI 指数可以较好地表征和区分两类 El Niño 及其大气响应。

对于几个有争议的个例年, 如 1993、1991、1992 和 2006 年, 利用 HCEI 和 HCEMI 指数可以作出较好的区分。如图 6 所示, 1993 年 3 月至当年 7 月和 2006 年 7 月至当年 12 月赤道中东太平洋 SST 均显著增加, 暖距平中心达 0.8°C 以上, 零散分布于整个中东太平洋, 从 SST 场很难直接对这两年的 El

Niño 事件进行识别。而 HC 异常有很大差异, 1993 年 HC 正 (负) 异常中心集中分布于东 (西) 太平洋上, 为传统型 El Niño; 2006 年, HC 正异常大区向西移至中太平洋, 东太平洋虽然仍有 HC 正异常, 但其南北两侧出现显著负异常, 更倾向 El Niño Modoki 分布。环流场以 SLP 和 OLR 异常分布为例, 也可看出这两年大气响应的差异, 1993 年 SLP 表现为典型的南方涛动, 整个赤道中东太平洋对流加深, 总体更接近 El Niño 型。而 2006 年, 中太平洋 SLP 偏低, OLR 负异常中心位于暖池东部, 中东太平洋上对流大面积减弱, 更接近 El Niño Modoki 型。

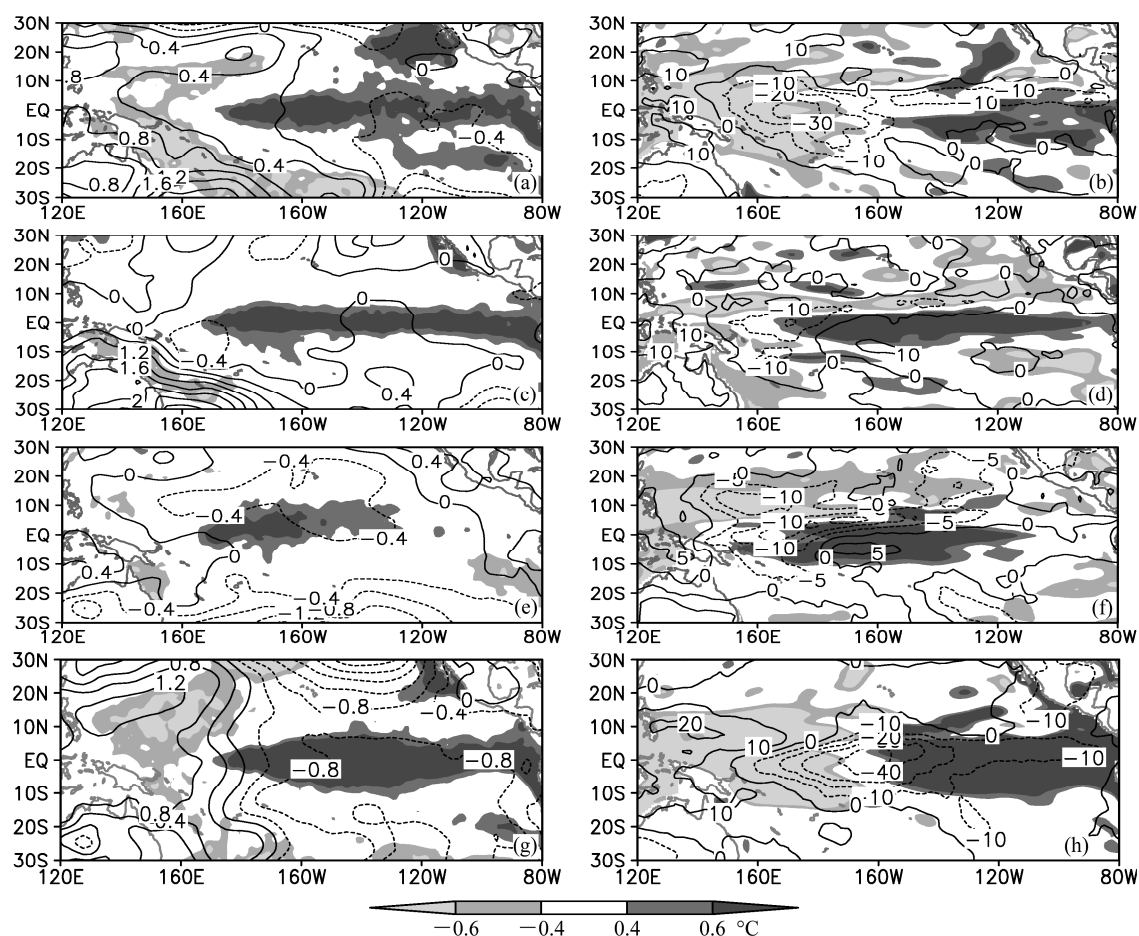


图6 (a、b) 1993 年 El Niño、(c、d) 2006 年 El Niño Modoki、(e、f) 1990/1991 年 El Niño Modoki 和 (g、h) 1991/1992 年 El Niño 海气各要素异常分布。(a、c、e、g) SST (阴影, 单位: $^{\circ}\text{C}$) 和 SLP (等值线, 单位: hPa); (b、d、f、h) HC (阴影, 单位: $^{\circ}\text{C}$) 和 OLR (等值线, 单位: W m^{-2})

Fig. 6 Composite of ocean-atmosphere elements during (a, b) 1993 El Niño, (c, d) 2006 El Niño Modoki, (e, f) 1990/1991 El Niño Modoki, and (g, h) 1991/1992 El Niño events. (a, c, e, g) SST (shaded, unit: $^{\circ}\text{C}$) and SLP (contour, unit: hPa); (b, d, f, h) HC (shaded, unit: $^{\circ}\text{C}$) and OLR (contour, unit: W m^{-2})

对于 1991~1992 年, 图 6e-h 分别给出了 1990 年 8 月~1991 年 11 月和 1991 年 12 月~1992 年 7 月这两个时段的平均海气耦合特征, 可以发现无论从 SST、HC, 还是 SLP 和 OLR, 都可以清楚地看到这两个时段海洋热力及大气响应空间分布的差异, 所表现出的海气耦合特征与 MV-EOF 前两个模态较为相似。为此, 应将 1990~1992 年区分为两次独立事件, 前期为 El Niño Modoki, 后期为传统型 El Niño。

5 各指数表征和区分两类 El Niño 海气耦合特征能力的比较

在气候研究领域, 人们所关注的不仅仅是 El Niño 现象本身, 往往更侧重于研究与海洋 El Niño 现象相协同的大气响应, 也即文中第 3 部分所阐述

的 El Niño 海气耦合过程, 为此本文将热力异常与环流联系的紧密性作为指数的择优标准, 比较选择一组既能识别 El Niño 和 El Niño Modoki 现象, 又能紧密联系和准确区分两类 El Niño 大气响应的指数。表 2 给出了各 El Niño 指数与 PC1、PC2 和一些海气监测指数的相关系数, 分析发现 HCEI 与代表 El Niño 型海气耦合特征的 PC1 相关最高, 与代表 Modoki 型的 PC2 相关也达到最小, Niño 3、Niño 3.4 次之。值得注意的是, 表征东部型 El Niño 的 KaoEP 指数并不是描述本文传统型海气耦合特征的较优指数, 相反更倾向于反映 La Niña Modoki 的海气耦合过程, 其原因主要是两类事件的划分存在一定差异, KaoEP 表征的东部型 El Niño, 偏暖区主要位于赤道东太平洋冷舌区 (Kao and Yu, 2009), 西界在日界线以东 160°W , 暖异常面积较传统型明

表 2 各 El Niño 和 El Niño Modoki 指数的定义及其与 PC1、PC2 和一些海气监测指数的相关系数
Table 2 Definition of all El Niño and El Niño Modoki indices, the correlation coefficients of the Niño indices with PCs and some ocean–atmosphere monitoring indices

	指数	定义	MVPC1	MVPC2	CPI	SOI	COI
El Niño	Niño 1+2	SSTA (10°S~0°, 90°W~80°W)	0.71	−0.31	−0.60	−0.47	−0.69
	Niño 3	SSTA (5°S~5°N, 150°W~90°W)	0.85	0.03 [#]	−0.43	−0.67	−0.82
	Niño 3.4	SSTA (5°S~5°N, 170°W~120°W)	0.88 [*]	0.23	−0.30 ^{###}	−0.75 [*]	−0.83 [*]
	KaoEP (Kao and Yu, 2009)	联合回归 EOF (回归因子: Niño 4) 的 PC1	0.46	−0.59	−0.72 [*]	−0.26	−0.47
	RenCT (Ren and Jin, 2011)	$\text{RenCT} = \text{Niño}3 - \alpha \text{Niño}4, \alpha = \begin{cases} 2/5, \text{Niño}3 \cdot \text{Niño}4 > 0 \\ 0, \text{otherwise} \end{cases}$	0.79	−0.10	−0.52	−0.61	−0.49
	YuEP (Yu et al., 2011)	OTA (100m 以上, 5°S~5°N, 90°W~80°W)	0.79	−0.17	−0.53	−0.61	−0.81
	HCEI	$I_{\text{HCE}} = A_{\text{HCA}, A_E} - B_{\text{HCA}, B_E}$	0.97 ^{**}	−0.02 ^{###}	−0.42 [#]	−0.76 ^{**}	−0.85 ^{**}
El Niño Modoki	Niño 4	SSTA (5°S~5°N, 160°E~150°W)	0.79	0.45	0.00	−0.70	−0.69
	TNI (Trenberth and Stepaniak, 2001)	Niño 1+2−Niño 4	0.28	−0.61	−0.65 [*]	−0.08 ^{###}	−0.32
	EMI (Ashok et al., 2007)	$\text{EMI} = [\text{SSTA}]_A - 0.5 \times [\text{SSTA}]_B - 0.5 \times [\text{SSTA}]_C$ (A: 10°S~10°N, 165°E~140°W; B: 15°S~5°N, 110°W~70°W; C: 10°S~20°N, 125°E~145°E)	0.39	0.72	0.45	−0.46	−0.28
	IEMI (Li et al., 2010a)	$\text{IEMI} = 3.0 \times [\text{SSTA}]_A - 2.0 \times [\text{SSTA}]_B - [\text{SSTA}]_C$ (A: 10°S~10°N, 165°E~140°W; B: 15°S~5°N, 110°W~70°W; C: 10°S~20°N, 125°E~145°E)	0.15 [#]	0.74	0.57	−0.27	−0.06 ^{###}
	KaoCP (Kao and Yu, 2009)	联合回归 EOF (回归因子: Niño 1+2) 的 PC1	0.62	0.58	0.25	−0.60	−0.46
	RenWP (Ren and Jin, 2011)	$\text{RenWP} = \text{Niño}4 - \alpha \text{Niño}3, \alpha = \begin{cases} 2/5, \text{Niño}3 \cdot \text{Niño}4 > 0 \\ 0, \text{otherwise} \end{cases}$	0.47	0.62	0.34	−0.47	−0.35
	YuCP (Yu et al., 2011)	OTA (100 m 以上, 5°S~5°N, 160°E~150°W)	0.49	0.76 [*]	0.39	−0.54	−0.47
	HCEMI	$I_{\text{HCEM}} = A_{\text{HCA}, A_{\text{EM}}} - 0.2 \times B_{\text{HCA}, B_{\text{EM}}} - 0.4 \times C_{\text{HCA}, C_{\text{EM}}}$	0.08 ^{###}	0.97 ^{**}	0.70 ^{**}	−0.23 [#]	−0.15 [#]

注: **、*: 最大值、次大值; ###、#: 最小值、次小值。

显减小,有可能会与 La Niña Modoki 事件发生混淆。对于 El Niño Modoki 指数,与 PC2 一致(相关系数 0.70 以上)且与 PC1 正交(相关系数低于 0.30)较明显的指数有 IEMI 和 HCEMI,其中 HCEMI 与 Modoki 型 PC2 相关最高,与传统 El Niño 型 PC1 相关最小。另外发现 Niño 4 指数与 PC1 相关 0.79,而与 PC2 相关仅有 0.45,更侧重反映的是传统型海气耦合特征,而非 Modoki 型。可见,对比所有基于 SST 的 El Niño 指数,两个 HC 指数与两类 El Niño 海气耦合过程的联系都更紧密。

为进一步说明 HC 指标在表征两类 El Niño 海气耦合特征上的优越性,本文计算了各指数与中太平洋海平面指数 CPI (Behera and Yamagata, 2010)、南方涛动指数 SOI 以及太平洋对流涛动指数 COI (郭艳君和翟盘茂, 1998)的相关。Kug et al. (2009)曾指出,冷舌 El Niño 成熟期,赤道海平面异常呈东正西负的偶极“跷跷板”型,中太平洋为正负异常过渡区,而暖池 El Niño 事件中,正异常极值中

心位于中太平洋上。Behera and Yamagata (2010)的研究也表明 21 世纪频繁发生的 El Niño Modoki 使得中太平洋海平面异常升高。计算发现, HCEMI 与 CPI 的相关最高,达 0.70,其次是 TNI 指数,而 Niño 4 指数与 CPI 几乎正交,无法反映 El Niño Modoki 与中太平洋海平面异常的关系,即无法表征海平面场上的 El Niño Modoki 现象。对于传统型 El Niño, CPI 与各指数均为负相关,相关性较弱的有 Niño 3.4、HCEI 指数,相关性最强是 KaoEP 指数,相关达−0.72,进一步表明 Kao EP 指数更侧重反映的是东太平洋增温,中太平洋增温不明显甚至降温的 El Niño,与传统的中东太平洋增温型存在一定差异。海洋 El Niño 指数是否也可适用到大气环流场上,即该指数是否可表征大气中的“El Niño”现象,从各 El Niño 指数与 SOI 和 COI 的相关可以发现 HCEI 与这两个大气涛动现象联系最紧密, Niño 3.4、Niño 3 指数次之。Niño 4 指数与 SOI 和 COI 也存在较高相关,分别为−0.70 和−0.69, Niño 4

指数所反映的大气响应特征更偏向传统型。比较其他 El Niño Modoki 指数, TNI (Trenberth and Stepaniak, 2001) 与 SOI 相关最小, IEMI 与 COI 相关最小, 其次均为 HCEMI 指数, 表明 HCEMI 也可以很好地区分出传统 El Niño 型和 El Niño Modoki 型大气响应。利用两个 HC 指数来探究 El Niño 和 El Niño Modoki 的气候效应是否也存在一定优势? 由前文分析可知, 两类 El Niño 对西北太平洋上空的环流形势有着不同甚至完全相反的影响, 即意味着该区域气候在不同类型 El Niño 期间存在很大差异。以 El Niño 对西北太平洋夏季风 (WNPSM) 的影响为例分析, 通过计算几种 El Niño 和 El Niño Modoki 指数与西北太平洋夏季风强度指数 WNPSMI (Wang et al., 2001) 的相关 (表 3), 发现冬季 El Niño 使得 WNPSM 偏弱, 而夏季发生 El Niño Modoki 时 WNPSM 偏强, 与 Weng et al. (2007, 2009) 结论吻合。冬季 HCEI 和夏季 HCEMI 与 WNPSM 存在较高的相关, 均通过水平 0.01 的显著性检验, 其中 HCEMI 较 IEMI 与 WNPSM 的相关更明显, 且春季 HCEMI 对 WNPSM 的影响也较为显著, 通过了水平 0.01 的显著性检验, 表明春季 HCEMI 对西北太平洋夏季风的变化有着一定预测作用, 而 IEMI 指数不能体现这一点。由此可见, 利用这两个 HC 指标也可以更明显地直接揭示出两类 El Niño 所引起的气候异常。

表 3 前期冬春季和同期夏季传统型 El Niño 和 El Niño Modoki 指数与 WNPSMI 的相关系数

Table 3 The correlation coefficients of El Niño and El Niño Modoki indice in pervious winter and spring and corresponding summer with WNPSMI

	冬	春	夏
Niño 3	-0.54**	-0.33	0.12
Niño 3.4	-0.48**	-0.27	0.34
HCEI	-0.53**	-0.32	-0.01
IEMI	0.14	0.25	0.47**
HCEMI	0.27	0.46**	0.55**

注: *, **: 通过水平 0.05、0.01 的显著性检验

6 结论与讨论

较优的 El Niño 和 El Niño Modoki 指数应不仅可以客观描述 El Niño 现象本身, 更要紧密联系两类事件所产生的大气响应。本文着眼于不同类型 El Niño 的大气响应, 提取两类 El Niño 期间热带太平洋海气各要素相协同变化的特征, 选取海洋上层热含量 HC 作为 El Niño 信号的研究指标, 并基于 HC

设计了一种新的 El Niño 和 El Niño Modoki 指数, 得到以下主要结论:

(1) 利用 MV-EOF 方法对热带太平洋海气耦合过程进行分型, 发现第一、二主模态中的 SST 和 HC 异常空间型与 Ashok et al. (2007) 定义的两类 El Niño 较一致, 各环流要素的空间配置较全面地反映了传统型 El Niño 和 El Niño Modoki 的海气耦合特征, 且近 30 年的 El Niño 和 El Niño Modoki 年与 MV-EOF 前两个主分量 PC1、PC2 的峰值年有较好的对应关系。

(2) 与传统型 El Niño 期间海气各要素东西反相的“跷跷板”式变化相区别, El Niño Modoki 事件中, SST 持续增温区主要位于中太平洋, 西太平洋和东南太平洋有较弱负距平, SST 异常大值区可一直向下延伸到次表层深度, 因此中太平洋 HC 的异常增加也较为明显。有趣的是, HC 负异常在暖池北部较为突出, 这可能与 El Niño Modoki 期间东太平洋 HC 冷异常北半球分支的西传堆积有关, 有待进一步分析验证。与此热力特征相耦合, 低层 SLP 和高空 200 hPa 速度势异常也均呈现出中间低两边高的异常分布, 负距平中心向西移至中太平洋上空, 即意味着 Walker 环流异常上升支的西移, 赤道太平洋纬向上表现为双圈型 Walker 环流异常; 同时赤道低层西风异常大值区及其南北两侧经向风辐合区西移至暖池上空, 东南太平洋上出现小范围的东风异常, 西北太平洋上空此时呈现气旋性环流异常。两类 El Niño 的海气耦合过程存在显著差异。

(3) 以往定量表征 El Niño 年际变化的指标大多立足于 SST 或 SLP, 然而 El Niño 的海洋热力异常信号不仅出现在海洋表面, 在海洋次表层深度上也有重要体现。HC 的变化与次表层海温存在显著而稳定的密切联系, 可近似反映温跃层深度的变化。在诸多 ENSO 年际循环的形成机制中, HC 的变化也都直接起着重要的动力作用 (Hasegawa and Hanawa, 2003), 而且 HC 比 SST 具有更好的稳定性, 对天气气候持续发展的作用也更大 (吴晓芬和许建平, 2010)。本文直接从 HC 场出发, 设计了两个新的 El Niño 指数 HCEI 和 HCEMI。新指数全面描述了两类 El Niño 的海气耦合特征, 其优越性表现在: 对于有争议的 El Niño 个例年, 如 1991、1992、1993 和 2006 年, 新指标从热含量场异常作出了更明确的区分; HCEI (HCEMI) 与 PC1 (PC2) 的相关高达 0.97, 与 PC2 (PC1) 的相关仅有一 0.02 (−0.09),

几乎正交, 该指数较好地表征了两类 El Niño 的海气耦合模态; HCEI 与南方涛动、太平洋对流涛动等传统型 El Niño 大气响应的联系最为密切, HCEMI 与南方涛动、太平洋对流涛动指数的相关均较小, 两个 HC 指数对不同类型 El Niño 的大气响应特征也作出了较好的区分; 以 El Niño 对西北太平洋夏季风的影响为例, 分析发现利用这两个 HC 指标可以更明显地直接揭示出两类 El Niño 所产生的不同的气候影响。

新指数 HCEI 和 HCEMI 不仅从海洋热力场上更明显地区分了两类 El Niño, 而且更好地反映了大气对两类 El Niño 的响应特征, 对今后不同类型 El Niño 的监测及其短期气候预测工作有所帮助。但该指数对于研究两类 El Niño 的气候效应和提高两类 El Niño 的可预测性有多大程度的帮助尚需深入探讨。

参考文献 (References)

- An S I. 2003. Conditional maximum covariance analysis and its application to the tropical Indian Ocean SST and surface wind stress anomalies [J]. *J. Climate*, 16: 2932–2938.
- Ashok K, Yamagata T. 2009. Climate change: The El Niño with a difference [J]. *Nature*, 461: 481–484, doi: 10.1038/461481a.
- Ashok K, Behera S K, Rao S A, et al. 2007. El Niño Modoki and its possible teleconnection [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 112: C11007, doi: 10.1029/2006JC003798.
- Behera S, Yamagata T. 2010. Imprint of the El Niño Modoki on decadal sea level changes [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 37: L23702, doi: 10.1029/2010GL045936.
- Bjerknes J. 1969. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 97: 163–172.
- Chao J P, Yuan S Y, Chao Q C, et al. 2002. A data analysis study on the evolution of El Niño/La Niña cycle [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 19 (5): 837–844.
- 曹璐. 2011. 两类 ENSO 事件的监测及大气的响应 [D]. 南京大学硕士学位论文, 64pp.
- Cao Lu. 2011. Two types of ENSO and atmospheric circulation responses [D]. M. S. dissertation (in Chinese), Nanjing University, 64pp.
- Chen G H, Tam C Y. 2010. Different impacts of two kinds of Pacific Ocean warming on tropical cyclone frequency over the western North Pacific [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 37: L01803, doi: 10.1029/2009GL041708.
- 陈锦年, 王宏娜. 2009. 西太平洋暖池热状况变化特征及其东传过程 [J]. *海洋与湖沼*, 40 (6): 669–673.
- Chen Jinnian, Wang Hongna. 2009. The variation of heat status in the West Pacific warm pool and its eastward propagation [J]. *Oceanologia Et Limnologia Sinica* (in Chinese), 40 (6): 669–673.
- Feng J, Li J P. 2011. Influence of El Niño Modoki on spring rainfall over South China [J]. *J. Geophys. Res.*, 116: D13102, doi: 10.1029/2010JD015160.
- 符淙斌, 弗莱彻 J. 1985. “埃尔尼诺” (El Niño) 时期赤道增暖的两种类型 [J]. *科学通报*, 8: 596–599.
- Fu Congbin, Fletcher J. 1985. Two types of warming over Equator during El Niño [J]. *Chinese Science Bulletin* (in Chinese), 8: 596–599.
- 郭艳君, 翟盘茂. 1998. 一个新的 ENSO 监测指标的研究 [J]. *应用气象学报*, 9 (2): 169–177.
- Guo Yanjun, Zhai Panmao. 1998. A new index for ENSO monitoring [J]. *Quarterly Journal of Applied Meteorology*, 9 (2): 169–177.
- Hasegawa T, Hanawa K. 2003. Heat content variability related to ENSO events in the Pacific [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 33: 407–421.
- 黄玮, 曹杰, 黄潇, 等. 2011. 热带太平洋海温等 20°C 深度面的演变规律及其与 ENSO 循环的联系 [J]. *热带气象学报*, 27 (1): 82–88.
- Huang Wei, Cao Jie, Huang Xiao, et al. 2011. The evolution of 20°C isothermal depth in tropical Pacific and its association with ENSO cycle [J]. *Journal of Tropical Meteorology*, 27 (1): 82–88.
- Kao H Y, Yu J Y. 2009. Contrasting eastern-Pacific and central-Pacific types of ENSO [J]. *J. Climate*, 22: 615–632, doi: 10.1175/2008JCLI2309.1.
- Kug J S, Jin F F, An S I. 2009. Two types of El Niño events: Cold tongue El Niño and warm pool El Niño [J]. *J. Climate*, 22: 1499–1515, doi: 10.1175/2008JCLI2624.1.
- Larkin N K, Harrison D E. 2005. On the definition of El Niño and associated seasonal average U. S. weather anomalies [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 32: L13705, doi: 10.1029/2005GL022738.
- 李崇银, 穆明权. 1999. 厄尔尼诺的发生与赤道西太平洋暖池次表层海温异常 [J]. *大气科学*, 23 (5): 513–521.
- Li Chongyin, Mu Mingquan. 1999. El Niño occurrence and sub-surface ocean temperature anomalies in the Pacific warm pool [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 23 (5): 513–521.
- Li G, Ren B H, Yang C Y, et al. 2010a. Indices of El Niño and El Niño Modoki: An improved El Niño Modoki index [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 27 (5): 1210–1220.
- Li G, Ren B H, Yang C Y, et al. 2010b. Traditional El Niño and El Niño Modoki revisited: Is El Niño Modoki linearly independent of traditional El Niño? [J]. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 3 (2): 70–74.
- North G R, Bell T L, Cahalan R F, et al. 1982. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 110: 699–706.
- Qian W H, Zhou Y F, Liang J Y. 2004. Potential contribution of maximum subsurface temperature anomalies to the climate variability [J]. *International Journal of Climatology*, 24 (2): 193–212.
- Rasmusson E M, Carpenter T H. 1982. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 110: 354–384.
- Ren H L, Jin F F. 2011. Niño indices for two types of ENSO [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 38: L04704, doi: 10.1029/2010GL046031.
- Taschetto A S, England M H. 2009. El Niño Modoki impacts on Australian rainfall [J]. *J. Climate*, 22: 3167–3174.
- Taschetto A S, Ummenhofer C C, Gupta A S, et al. 2009. Effect of anomalous warming in the central Pacific on the Australian monsoon [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 36: L12704, doi: 10.1029/2009GL038416.
- Trenberth K E, Stepaniak D P. 2001. Indices of El Niño evolution [J]. *J.*

- Climate, 14: 1697–1701.
- Wang B. 1992. The vertical structure and development of the ENSO anomaly mode during 1979–1989 [J]. *J. Atmos. Sci.*, 49 (8): 698–712.
- Wang B, Wang Y. 1994. Development of El Niño during 1971–1992 [J]. *Transactions of Oceanology and Limnology*, 2 (2): 26–40.
- Wang B, Wu R G, Fu X H. 2000. Pacific–East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? [J]. *J. Climate*, 13: 1517–1537.
- Wang B, Wu R G, Lau K M. 2001. Interannual variability of the Asian summer monsoon: Contrasts between the Indian and the western North Pacific–East Asian monsoons [J]. *J. Climate*, 14: 4073–4090.
- Wang B, Wu Z W, Li Jianping, et al. 2008. How to measure the strength of the East Asian summer monsoon [J]. *J. Climate*, 21 (17): 4449–4463.
- Weng H Y, Ashok K, Behera S K, et al. 2007. Impacts of recent El Niño Modoki on dry/wet conditions in the Pacific rim during boreal summer [J]. *Climate Dyn.*, 29: 113–129, doi: 10.1007/s00382-007-0234-0.
- Weng H Y, Behera S K, Yamagata T. 2009. Anomalous winter climate conditions in the Pacific rim during recent El Niño Modoki and El Niño events [J]. *Climate Dyn.*, 32 (5): 663–674, doi: 10.1007/S00382-008-0394-6.
- 吴晓芬, 许建平. 2010. 海洋上层热含量的分布特征、变化模态及观测手段综述 [J]. *海洋学研究*, 28 (1): 46–54. Wu Xiaofen, Xu Jianping. 2010. A summary of upper ocean heat content in the tropical western Pacific Ocean and its distribution features, variation patterns and observations [J]. *Journal of Marine Sciences (in Chinese)*, 28 (1): 46–54.
- Yeh S W, Kug J S, Dewitte B, et al. 2009. El Niño in a changing climate [J]. *Nature*, 461 (7263): 511–514.
- Yu J Y, Kao H Y, Lee T, et al. 2011. Subsurface ocean temperature indices for central-Pacific and eastern-Pacific types of El Niño and La Niña events [J]. *Theor. Appl. Climatol.*, 103: 337–344, doi: 10.1007/s00704-010-0307-6.
- Zhang W J, Jin F F, Li J P, et al. 2011. Contrasting impacts of two-type El Niño over the western North Pacific during boreal autumn [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 89 (5): 563–569.
- 赵永平, 陈永利, 王凡, 等. 2007. 热带太平洋海洋混合层水体振荡与 ENSO 循环 [J]. *中国科学 (D 辑: 地球科学)*, 37 (8): 1120–1133. Zhao Yongping, Chen Yongli, Wang Fan, et al. 2007. Mixed layer water oscillation over tropical Pacific Ocean and ENSO cycle [J]. *Science in China (Series D): Earth Sciences (in Chinese)*, 37 (8): 1120–1133.