科学通报 2015 年 第 60 卷 第 22 期: 2136 ~ 2148
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS

2014 年赤道东太平洋 El Niño 事件发展以及停滞过程的成因

刘伯奇[①③*], 李健颖[③④], 毛江玉[②③], 任荣彩[③], 刘屹岷[③]

① 中国气象科学研究院, 北京 100081;
② 全球变化研究协同创新中心, 北京 100875;
③ 中国科学院大气物理研究所, 大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029;
④ 中国科学院大学地球科学学院, 北京 100049
* 联系人, E-mail: lbq@lasg.iap.ac.cn

2015-05-27 收稿, 2015-06-08 接受, 2015-07-10 网络版发表
中国科学院战略性先导科技专项(XDA11010402)、国家重点基础研究发展计划(2015CB453202)、国家自然科学基金(41328006, 41406033, 41475057)和中国气象科学研究院基本科研业务费专项(2015z001)资助

摘要 2014年2~3月, 在赤道西太平洋出现西风事件后, 赤道东太平洋产生了显著的暖海表温度异常(SSTA), 标志着一次El Niño事件开始发展, 但随着4月份之后西风事件的减弱消亡, 赤道东太平洋暖SSTA也随之衰减, 指示着2014年El Niño事件的发展在6~8月停滞. 资料分析表明, 2014年2月, 来自印度洋的MJO湿位相到达赤道西太平洋后, 西风事件产生, 触发了2014年El Niño事件. 3月初, MJO干位相传播至赤道西太平洋后, 西风事件开始减弱. 3月中旬以后, 东传MJO信号明显减弱, 这时赤道西太平洋海表东风异常的发展维持与赤道西-中太平洋SSTA的纬向梯度联系紧密. 在MJO信号消亡后, 赤道西太平洋的海表异常东风通过风-蒸发反馈作用令当地暖SSTA逐渐加强, 降低了局地海平面气压; 同时该异常东风令赤道中太平洋混合层出现了明显的异常冷平流, 抑制了赤道中太平洋的持续增暖, 使局地海平面气压升高, 从而加大了赤道西-中太平洋的纬向海平面气压梯度负异常, 使得赤道西太平洋的表面异常东风维持加强. 这种赤道西太平洋表面异常东风和赤道西-中太平洋SSTA纬向梯度异常的正反馈能够维持到8月份, 导致西风事件减弱消失, 造成El Niño事件的发展停滞.

关键词
El Niño 事件
西风事件
海气相互作用

赤道中东太平洋海表温度异常(SSTA)年际变化的最明显特征就是El Niño事件和La Niña事件的交替发生. 传统El Niño事件的特征是赤道东太平洋出现海盆尺度的暖SSTA, 而由于El Niño事件与赤道附近海平面气压的纬向振荡"南方涛动"(Southern Oscillation, SO)联系紧密[1,2], 因此也用El Niño-SO(ENSO)的暖位相来定义El Niño事件. 我国地处亚洲季风区, 亚洲夏季风控制着我国夏季的雨带分布特征和旱涝形势, 而ENSO作为亚洲夏季风年际变率最主要的外强迫因子之一, 受到国内外学者的广泛关注[3~5]. ENSO事件影响亚洲夏季风的主要途径有: (1) 通过"大气桥"影响全球其他海域的海表温度(SST)异常, 改变季风区的海陆热力对比, 进而调控亚洲夏季风环流[6,7]; (2) 通过引起Walker环流异常进而影响亚洲夏季风的爆发进程[8~10]; (3) 通过激发菲律宾海异常反气旋来影响亚洲夏季风[11~14]; (4) 通过影响春末夏初南亚高压的形成和演变特征来调控亚洲夏季风的爆发进程[15]; (6) 通过改变季风前冬、春欧亚大陆的

引用格式: 刘伯奇, 李健颖, 毛江玉, 等. 2014 年赤道东太平洋 El Niño 事件发展以及停滞过程的成因. 科学通报, 2015, 60: 2136–2148
Liu B Q, Li J Y, Mao J Y, et al. Possible mechanism for the development and suspending of El Niño event in 2014 (in Chinese). Chin Sci Bull, 2015, 60: 2136–2148, doi: 10.1360/N972014-01294

陆面状况来改变亚洲夏季风环流, 即ENSO的“间接效应”[16~18]. 因此, 深入研究和全面认识El Niño的形成和发展过程是提高亚洲夏季风预测能力的必要前提, 具有重要的科学意义.

El Niño事件的发展表现为前期堆积在赤道西太平洋的暖海水在局地海表西风异常的驱动下, 以下沉Kelvin波的形式东传至赤道东太平洋进而引起海表增暖的过程[19,20]. 观测事实表明, 与El Niño事件发生有关的高频风场变化决定了El Niño事件的演变和强度[21~23], 这种出现在赤道西太平洋暖池区的海面西风异常, 被称为“西风事件”(WWE)或“西风爆发”(WWB)[24,25]. 赤道西太平洋西风事件最早于20世纪中叶被气象学家发现[26], 之后随着观测资料的逐渐完善, 学者们对西风事件的研究也不断深入[27~31]. 按照西风事件的维持时间, 西太平洋的西风事件可以分成短时性(5~25 d)和维持性(30~90 d)西风事件, 其中短时性西风事件具有深厚的相当正压结构, 能够通过风应力的非线性作用, 影响El Niño事件的发展进程[32]; 而维持性西风事件具有明显的斜压结构, 能够激发出大尺度的海洋响应, 进而触发El Niño事件[33,34]. 热带西太平洋西风事件的成因比较复杂, 概括而言有以下4个方面: (1) 来自北半球中纬度的冷空气南侵[35~37], 尤其是在El Niño发生前, 偏强的东亚冬季风和澳大利亚夏季风的共同作用能够引起热带西太平洋的西风异常[38]; (2) 西太平洋的定常Rossby波响应表现为关于赤道对称的低空异常气旋式环流, 进而引起西风事件[39,40], 这种Rossby波响应有的与热带太平洋的气旋活动有关[41], 有的与对流层高层的Rossby波活动有关[42]; (3) 北太平洋振荡[1,43]和北半球环状模(或称为北极涛动)能够影响赤道西太平洋的西风异常[44,45]; (4) 赤道中西太平洋的MJO活动能够影响西太平洋暖池区西风事件的强度和频次, 而维持性西风事件与MJO的活跃位相紧密联系[46~48], 由MJO活动引起的西风事件更是直接触发了1997/1998年的超强El Niño事件[49].

2014年初, 国内外的科研机构基于不同的数值预报模式, 发布了对2014/2015年El Niño事件的预测结果, 指出2014年冬季可能发生21世纪首个超强El Niño事件, 因此备受关注[50]. 然而最近的观测数据说明, 2014年的El Niño事件于6月份开始减弱, 初步研究证明这与4月份赤道西太平洋西风事件的中断有关[51]. 然而, 造成2014年西风事件生成和消亡的原因还不十分清楚. 本文将利用最新的观测资料, 以2014年赤道太平洋海洋热状况的演变特征为切入点, 着重分析2014年春季赤道西太平洋西风事件的演变过程, 并解释造成2014年西风事件生消变化的可能原因, 从而理解2014年6~8月El Niño事件减弱的原因.

1 资料和方法

考虑到资料的时效性和空间分辨率, 本文采用NASA的卫星观测最优插值海表温度资料(水平分辨率0.25°×0.25°)[52]来描述2014年El Niño事件的发展过程. 同时, 本文使用NCEP全球海洋数据同化系统(Global ocean data assimilation system, GODAS)的输出结果来刻画热带海洋的表层和次表层特征, 水平分辨率0.333°×1.0°, 所用变量包括次表层海水温度(垂直方向40层)、海面高度和海表风应力[53]. 2014年春季赤道海洋上空大气环流和海气热通量的演变特征则使用NCEP/DOE R2再分析资料[54]来反映. 而降水资料则采用NOAA GPCP的卫星观测降水数据[55,56].

为了突出2014年热带海洋热状况和赤道大气环流的演变特征, 所有变量均取其相对于逐月气候平均态(1980~2013年)的距平场进行分析. 由于El Niño事件的发生发展与赤道西太平洋的西风事件密切相关, 而西风事件又具有季节内变化特征, 为了更好地捕获西风事件振荡周期的时间演变特征[57], 本文使用小波分析方法(以高斯六阶导数作为母小波)来提取赤道西太平洋暖池区逐日10 m纬向风异常(即西风事件)主要振荡周期的变化特征. 由于MJO是西风事件的重要成因之一, 为了探讨2014年西风事件与MJO的联系, 本文采用经过30~60 d滤波后的GPCP逐日降水和NCEP/DOE R2 10 m纬向风异常场来表征MJO对流-环流耦合系统的演变特征, 以揭示MJO在2014年西风事件形成发展中的作用.

2 2014年El Niño事件的演变特征

2014年1月, 热带太平洋暖SSTA首先出现在赤道西太平洋暖池区(3°S~3°N, 130°~170°E), 而局地海表西风异常很弱, 甚至存在东风异常. 这种纬向风异常和SSTA的配置令热量在热带西太平洋堆积, 形成有利于El Niño事件发展的前期信号, 这时冷SSTA控制着赤道中东太平洋(图1(a)). 之后, 伴随着海表西

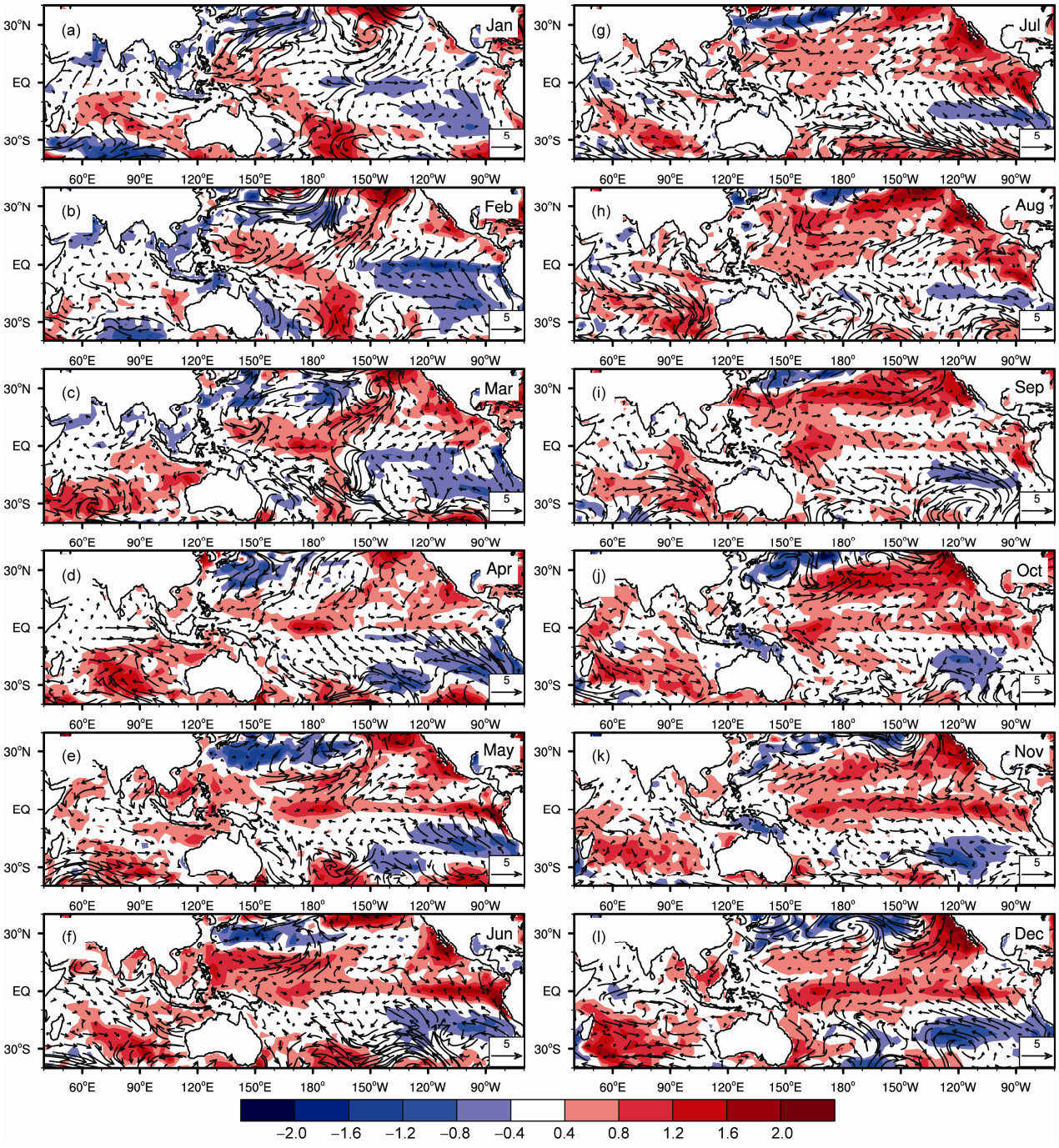


图 1 2014 年海表温度异常(阴影, ℃)与海表风应力异常(矢量, N cm^{-2})的逐月演变特征

Figure 1 Monthly evolution of the sea surface temperature anomaly (SSTA, shading, °C) and the anomalous sea surface wind stress (vectors, N cm^{-2}) in 2014

风异常出现在赤道西太平洋暖池区, 热带西太平洋暖SSTA于2月份开始向东扩张(图1(b)). 3月份, 赤道西太平洋暖池区的表面西风异常仍然维持并加强, 同时热带西太平洋暖SSTA东传明显加速, 暖SSTA前沿跨过日界线, 进入赤道中太平洋(图1(c)). 4月份, 赤道太平洋暖SSTA继续向东传播, 然而赤道西太平洋的西风异常开始减弱(图1(d)). 上述暖SSTA在5月份到达赤道东太平洋, 暖异常中心超过1.5℃, 这时赤道太平洋的西风异常已经很弱(图1(e)). 赤道东太平洋的暖SSTA在5月份继续发展, 至6月份时, 秘鲁

沿岸的暖SSTA最大值甚至超过2℃，并且暖SSTA向西延伸至140°W附近(图1(f))．但是，与1997年超强El Niño事件的发展过程(图略)相比，2014年6月份的赤道西太平洋并未出现冷SSTA，且赤道西太平洋的西风异常明显减弱，甚至出现了东风异常．由于缺少稳定的异常西风强迫，2014年El Niño事件于6~7月突然开始减弱，表现为暖SSTA快速收缩，同时暖中心极值也明显减小(图1(f)和(g))，8月份赤道东太平洋的暖SSTA范围继续减小，标志着2014年El Niño事件的发展停滞(图1(h))．随后，赤道东太平洋的暖SSTA又开始缓慢发展，与之伴随的是中、东赤道太平洋的西风异常加强，最终形成了一次弱El Niño事件(图1(i)~(l))．可见，2014年El Niño事件的发展过程与赤道西太平洋西风事件的演变特征联系紧密，2~3月，在赤道西太平洋出现西风异常后，El Niño事件快速发展，而在6月份之后，赤道西太平洋西风异常明显减弱，随后El Niño事件的发展也趋于停滞，进而破坏了El Niño发展的季节锁相，这可能是导致2014年El Niño事件较年初预测结果明显偏弱的重要原因．值得注意的是，在此期间赤道西太平洋始终被暖SSTA控制，这与1997年的超强El Niño事件的发展过程形成明显对比．

赤道太平洋暖SSTA和异常降水的耦合东传是El Niño事件快速发展的重要特征．然而，这种SSTA-降水异常的耦合关系在2014年El Niño事件的发展过程中并未出现(图2(a)和(b))．在2014年3月份之前，赤道太平洋的暖SSTA位于赤道西太平洋暖池区，这时异常降水中心也处于暖池区上空(图2(a)和(b))．3月份，

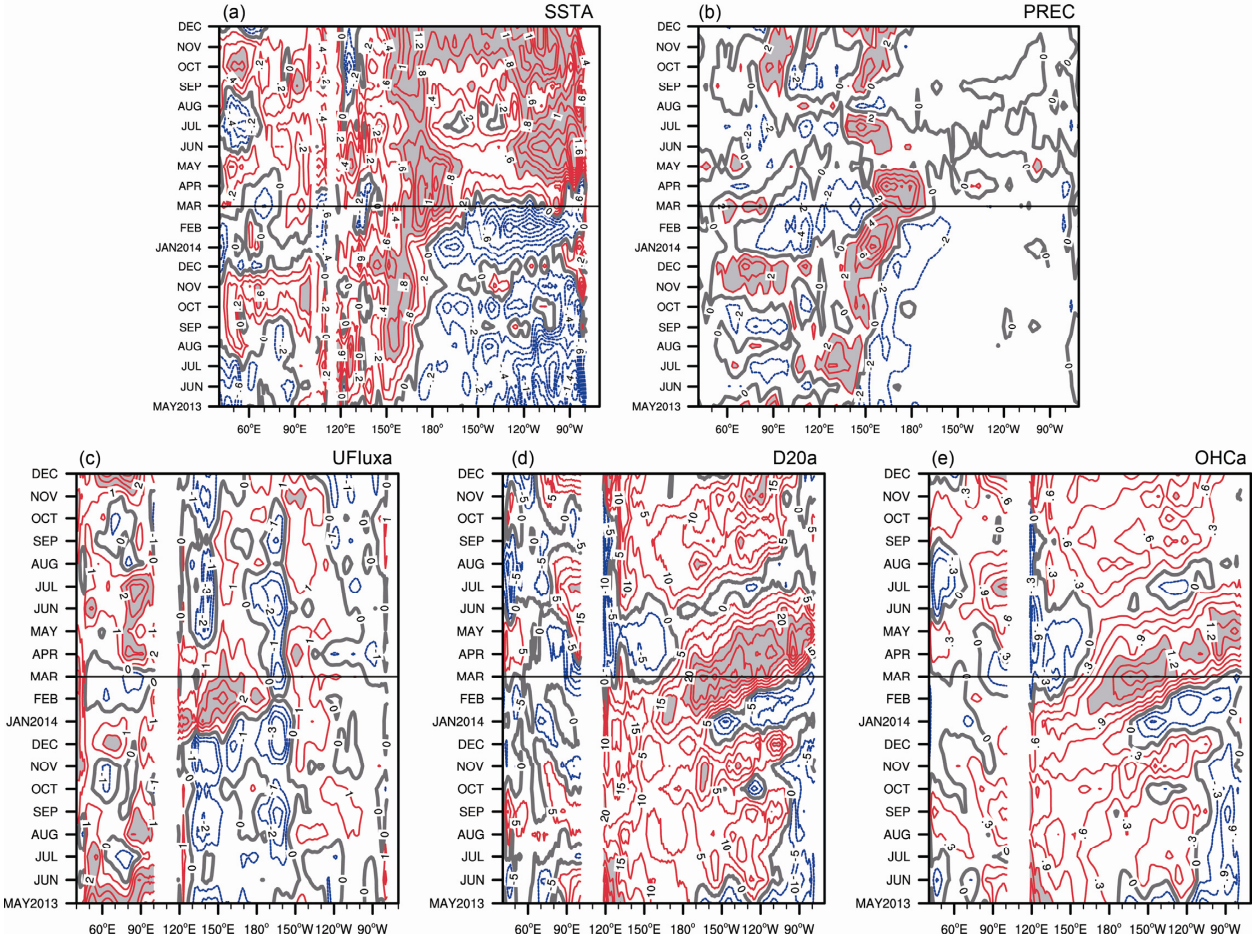


图 2　2013 年 5 月至 2014 年 12 月赤道附近(3°S~3°N 平均) (a) 逐日 SSTA(℃)、(b) 降水异常(mm d^{-1})、(c) 表面纬向风应力异常(N cm^{-2})、(d) 斜温层厚度异常(m)和(e) 上部海洋热含量(K)的时间-经度剖面

Figure 2　Time-longitudinal crossing section of (a) anomalies of daily SSTA (°C), (b) precipitation (mm d^{-1}), (c) sea surface zonal wind stress (N cm^{-2}), (d) thermocline depth (m) and (e) upper oceanic heat content (K) near the equator (averaged from 3°S to 3°N)

在赤道西太平洋暖池区出现西风异常后, 暖SSTA开始向东扩展, 同时降水异常区前沿也东移至日界线附近. 随后, 虽然赤道东太平洋的暖SSTA在3~5月期间不断加强, 但此时赤道西太平洋的暖SSTA却一直维持, 对应着异常降水区始终位于日界变更线附近的海面上空, 说明降水异常并未随着暖池东扩而逐渐东移. 6~8月, 赤道东太平洋的暖SSTA开始减弱, 而这时异常降水区又西撤至赤道西太平洋暖池区, 随后El Niño事件发展停滞. 9~12月, 赤道中东太平洋的暖SSTA再度发展(图2(a)), 相应地异常降水中心又开始自西太平洋向东移动(图2(b)).

除了SSTA和降水异常, 赤道西太平洋的西风异常能够通过海洋次表层动力过程影响El Niño事件的发展. 2~3月, 当赤道西太平洋西风异常明显加强时(图2(c)), 能够激发出赤道太平洋的东传下沉Kelvin波, 使得斜温层逐渐增厚(图2(d)), 并造成次表层深厚的暖海水开始向东传播(图2(e)), 导致了El Niño事件的快速发展. 随后, 赤道西太平洋的西风异常在5月份之后明显减弱, 并转为东风异常(图2(c)), 相应地, 赤道东太平洋的斜温层变浅(图2(d)), 异常暖水下沉减弱(图2(e)), 进而令El Niño事件在6~8月发展停滞. 而在发展停滞之后的9~12月, 虽然赤道东太平洋的斜温层开始增厚, 同时上部海洋热含量异常逐渐升高, 但其增幅明显弱于超强El Niño事件.

可见, 赤道西太平洋西风事件的生成和消亡对应着2014年El Niño事件的发生和发展停滞, 而西风事件的减弱消亡不利于赤道东太平洋暖SSTA的持续加强, 使2014年初预测的“超强”El Niño事件无法形成. 事实上, 4~8月赤道西太平洋西风事件的减弱消亡与随后较弱El Niño事件之间的对应关系也存在于以往的历史事件中(如1991, 2002和2009年). 与1997/1998年的超强El Niño事件相比, 虽然这些年份前冬春的海洋热状况和1997/1998年相似, 但春夏季赤道西太平洋西风事件的减弱令随后的El Niño事件明显偏弱. Menkes等人[51]的数值试验结果也证明了春季西太平洋西风事件对超强El Niño发生的重要作用, 他们用2014年春季的西风事件来驱动1997年的海温场, 结果令1997年的El Niño事件明显减弱, 这与观测统计的结果一致. 因此, 弄清北半球春夏季赤道西太平洋西风事件的发展演变规律是准确预测El Niño强度的关键, 而进一步分析造成2014年赤道西太平洋西风事件生成消亡的动力机制则成为提高El Niño强度预测能力的必要前提.

3 2014年西风事件形成和消亡的可能原因

对比海面风场异常和次表层海温异常分布可知(图2(c)和(e)), 2~3月份出现在赤道西太平洋的西风事件是2014年El Niño事件的触发因子, 而4月份中旬之后赤道西太平洋被异常东风控制, 随着异常东风的不断发展, El Niño事件于6~8月发展停滞. 由于触发El Niño事件的西风事件与MJO联系密切, 如1997/1998年[49], 因此需要首先分析2014年热带海洋上空的MJO活动特征, 及其与热带海洋热状况变化之间的联系.

3.1 东传MJO的作用

2014年春季赤道西太平洋10 m纬向风异常的小波分析结果说明, 显著的30~60 d季节内振荡(ISO)出现在1月中旬至3月中旬(图3(a)). 在此期间, 降水和对流层低层纬向风异常沿赤道自印度洋东传至西太平洋, 并且降水超前于纬向风异常, 表现为东传MJO的传播特征(图3(b)). 对比图3(a)和(b)可知, 当这支MJO的湿位相于2月中旬到达赤道西太平洋暖池区后, 局地30~60 d低层西风异常迅速加强(图3(b)), 造成了2月下旬至3月上旬的西风事件, 进而引起赤道太平洋的次表层异常暖海水东传. 因此, 来自赤道印度洋的东传MJO是造成2014年2~3月赤道西太平洋西风事件的主要原因.

图3(a)还表明, 30~60 d周期的MJO信号在3月中旬以后明显减弱. 已有研究表明, 维持时间较短的西风事件(5~25 d)无法激发出大尺度的海洋响应[33,34]. 事实上, 在2014年3月中旬以后, 赤道西太平洋的西风异常快速减弱, 并在4~5月份转为东风异常, 这种东风异常能够维持到8月(图2(c)), 这直接导致了6~8月El Niño事件的发展停滞[51]. 而在2014年9月以后, El Niño事件继续发展, 此时赤道西太平洋的MJO信号和低频西风异常又逐渐加强(图3(a)和(b)). 可见, 3月中旬以后MJO信号的减弱是导致赤道西太平洋西风异常无法稳定维持的原因之一. 而在MJO减弱后, 赤道西太平洋的暖SSTA明显加强, 同时赤道中太平洋的暖SSTA则有所减弱, 这种赤道西-中太平洋SSTA纬向梯度的变化可能会进一步影响赤道西太平洋暖池区的海表异常纬向风. 因此, 有必要进一步分析MJO信号减弱后, 赤道中、西太平洋纬向SSTA的

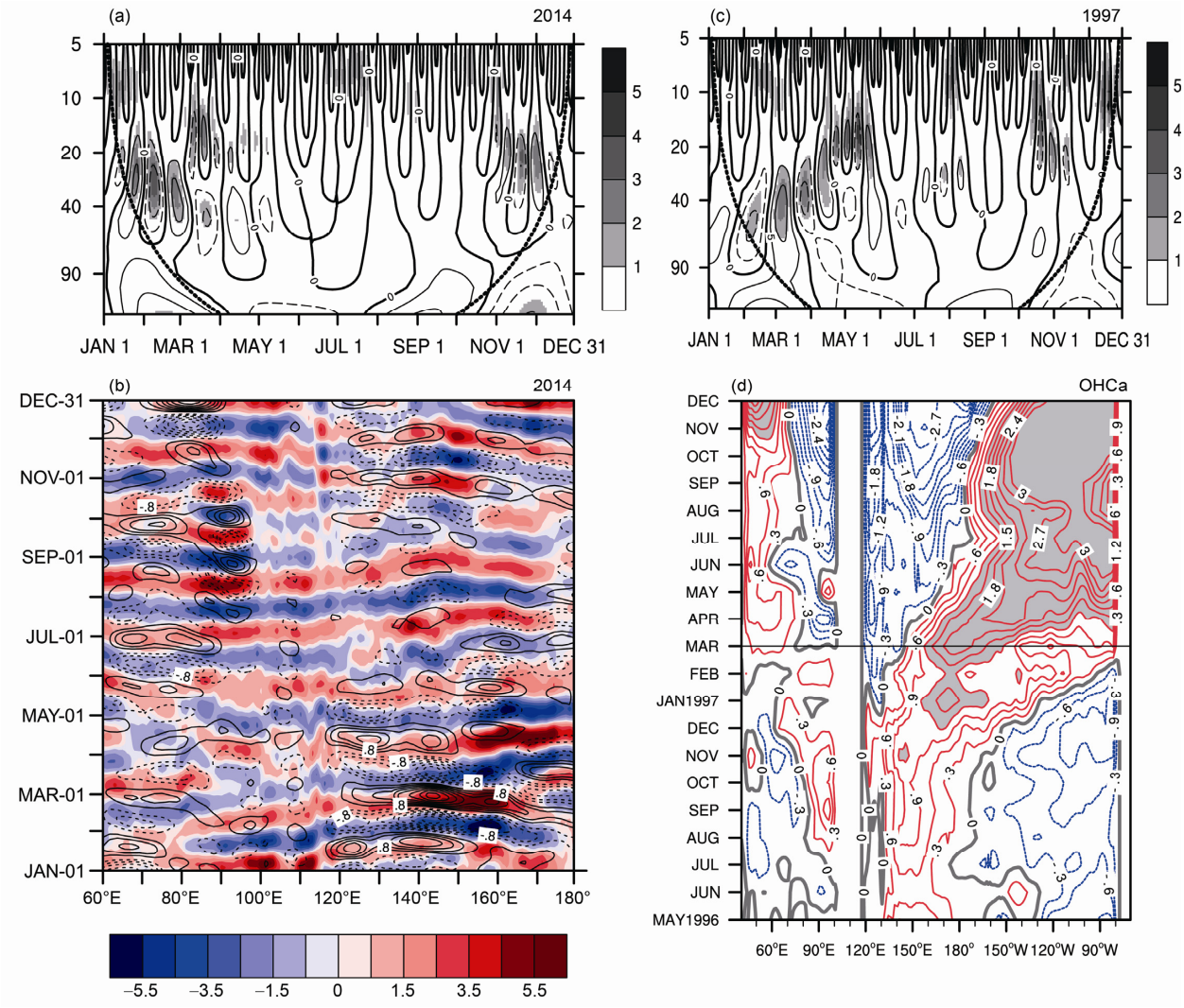


图 3 2014 年(a)和 1997 年(c)赤道西太平洋(3°S~3°N, 120°~150°E)10 m 纬向风异常的小波功率谱(阴影表示通过 95%显著置信度水平的周期); (b) 2014 年 30~60 d 滤波后赤道附近(沿 3°S~3°N 平均)GPCP 降水异常(阴影, mm d^{-1})和 10 m 纬向风异常(等值线, m s^{-1})的时间-经度剖面; (d) 1996 年 5 月至 1997 年 12 月赤道附近(3°S~3°N 平均)上部海洋热含量(K)的时间-经度剖面

Figure 3 Wavelet analyses of 10 m zonal wind anomalies over equatorial western Pacific (3°S–3°N, 120°–150°E) in 2014 (a) and 1997 (c), respectively (shading are for the periods exceeding 95% confidence level); (b) time-longitudinal crossing section of the 30–60 d filtered anomalies of GPCP rainfall (shading, mm d^{-1}) and 10 m zonal wind (contours, m s^{-1}) near the equator (averaged from 3°S to 3°N) in 2014; (d) the 3°S–3°N averaged time-longitudinal crossing section of upper oceanic heat content (K) from May 1996 to Dec 1997

演变特征, 及其与赤道西太平洋西风事件减弱消亡的内在联系.

3.2 赤道中、西太平洋SSTA的影响

图2(a)说明4~8月赤道西太平洋暖SSTA快速发展, 而赤道中太平洋暖SSTA则逐渐减弱. 由于赤道太平洋SSTA的变化既受海气热通量影响, 又与海洋次表层的动力过程有关, 而海洋混合层平均海温能够较好地反映海表温度的变化, 因此对混合层平均海温异常进行热收支分析能够揭示造成赤道太平洋SSTA变化的主要原因. 海洋混合层温度的热收支方程为

$$\frac{\partial T'}{\partial t}=-\left(\vec{V}'\cdot\nabla\overline{T}+\overline{\vec{V}}\cdot\nabla T'+V'\cdot\nabla T'\right)$$
$$-\left(w'\cdot\frac{\partial\overline{T}}{\partial z}+\overline{w}\cdot\frac{\partial T'}{\partial z}+w'\cdot\frac{\partial T'}{\partial z}\right)+\frac{Q'_{\text{net}}}{\rho C_p H}+R, \qquad (1)$$

式中, $(\overline{\ })$ 表示变量的气候平均年循环值, $(')$ 表示变

量相对于年循环气候态的异常值, $\vec{V}$ 表示二维水平洋流, w表示海洋中的垂直速度, ∇表示二维梯度算子 $\left(\frac{\partial}{\partial x}+\frac{\partial}{\partial y}\right)$, Q_{net}表示海气净热通量(向下为正), $\rho=10^3$ kg m^{-3}表示海水密度, $C_p=4000$ J kg^{-1} K^{-1}表示海水的定压比热, H则表示混合层厚度, R表示残差项. 方程(1)右侧的 $-(\vec{V}'\cdot\nabla\overline{T}+\overline{\vec{V}}\cdot\nabla T'+V'\cdot\nabla T')$ 表示由混合层水平平流异常引起的海温异常, $-\left(w'\cdot\frac{\partial\overline{T}}{\partial z}+\overline{w}\cdot\frac{\partial T'}{\partial z}+w'\cdot\frac{\partial T'}{\partial z}\right)$ 表示由海水垂直输送异常造成的海温异常, $\frac{Q'_{\text{net}}}{\rho C_p H}$ 则表示由海气净热通量异常导致的海温异常. 诊断结果表明, 2014年混合层水平平流异常和垂直输送异常主要来自 $-\vec{V}'\cdot\nabla\overline{T}$ 和 $-w'\cdot\frac{\partial\overline{T}}{\partial z}$ (图略).

图4是2014年赤道附近混合层热收支方程的时间-经度剖面. 在MJO盛行的1~2月, 赤道西太平洋存在表面西风异常(图2(c)), 局地混合层平均异常海温降低, 而赤道中-东太平洋的混合层异常海温却开始升高(图4(a)). 3月中旬以后, MJO明显减弱, 这时赤道西太平洋的海表西风异常迅速减小, 而赤道西太平洋-中太平洋-东太平洋的混合层平均异常海温自西向东呈现"升高-降低-升高"的"三明治"结构, 这种赤道太平洋的混合层异常海温变化特征可以维持到6月初(图4(a)). 随后赤道东太平洋的混合层暖海温异常开始减弱, 标志着2014年El Niño事件的发展停滞, 在此期间赤道西太平洋出现了明显的东风异常, 西风事件消亡(图2(c)).

赤道太平洋SSTA的演变对赤道西太平洋暖池区表面异常风场的改变具有重要作用, 而SSTA的演变既受与大气对流有关的海气净热通量影响, 也与海洋动力过程有关. 向下海气净热通量包括向下净短波辐射、向下净长波辐射、向下表面感热通量和向下表面潜热通量(图5). GODAS海洋再分析资料的海气热通量强迫取自NCEP/DOE R2, 并根据观测的海表温度对其进行了订正, 同时GODAS还考虑了穿透混合层的太阳短波辐散[58], 以上原因导致了GODAS和NCEP/DOE R2的净海气热通量资料存在差异(图5(a)和(b)). 但是, 考虑到资料的时效性及其内部动力过程的一致性, 仍可以使用NCEP/DOE R2的海气热通量各分量进行定性研究. 2014年1月至2月中旬, 当MJO湿位相到达赤道西太平洋暖池区时(图3(b)), 局地异常西风盛行, 这时MJO湿位相引起的对流降水通过云-辐射反馈减小了到达海表的太阳短波辐射(图5(c)), 而局地异常西风则与此时的气候平均弱西风同向叠加, 增加了当地海面蒸发, 从而令向下潜热通量减小(图5(f)), 因此这时赤道西太平洋的冷SSTA主要与局地向下太阳短波辐射和潜热通量的减少有关. 在此期间, 风生洋流引起的混合层暖平流异常令赤道中太平洋SST升高(图4(c)), 而赤道西太平洋西风异常激发出的次表层东传下沉Kelvin波导致了赤道东太平洋的异常增暖(图4(d)). MJO干位相于3月初到达赤道西太平洋(图3(b)), 相应地局地西风异常有所减弱, 这时由于对流减弱, 更多太阳短波辐射到达海表(图5(c)), 令赤道西太平洋的向下净海气热通量增大(图4(b)), 导致了局地出现暖SSTA. 另一方面, 由于表面异常西风减小, 混合层平流作用减弱(图4(c)), 令赤道中太平洋SSTA的增暖开始变缓, 而赤道东太平洋仍在东传下沉暖Kelvin波的影响下逐渐升温(图4(d)). 3月中旬之后, MJO信号明显减弱(图3(a)), 这时向下太阳短波辐射令赤道西太平洋的暖SSTA继续加强(图4(b)和5(c)), 与之对应的是局地异常海平面气压的明显降低, 从而在赤道西太平洋和中太平洋之间形成了纬向气压梯度负异常(图6(a)), 使赤道西太平洋的西风异常继续减小, 并在4月中旬产生东风异常(图6(b)). 一方面, 该东风异常与赤道西太平洋的气候平均弱西风反向, 增加了向下潜热通量(图5(f)), 令局地暖SSTA不断升高(图2(a)和4(a)), 相应地异常海平面气压逐渐降低(图6(a)); 另一方面, 该东风异常与赤道中太平洋的混合层冷平流相对应, 受其影响, 赤道中太平洋SSTA的增暖速率明显减缓(图2(a)和4(a)), 局地异常海平面气压开始升高(图6(a)), 从而加强了赤道西-中太平洋的纬向海平面气压梯度负异常, 这有利于赤道西太平洋表面东风异常的维持发展. 上述赤道西-中太平洋SSTA纬向梯度和赤道西太平洋表面东风异常之间的正反馈能够维持到8月份, 抑制了西风事件的再次发生. 赤道西太平洋东风异常的逐渐增强会在6~8月通过温跃层的上升运动, 加强赤道东太平洋的冷水上翻(图4(d)), 最终引起2014年El Niño事件的发展停滞(图2(a)和4(a)). 而在9月之后, 赤道中、东太平洋的混合层异常海温又开始升高(图4(a)), 这主要是源自局地的异常暖平流和东传的异常下沉Kelvin波(图4(c)

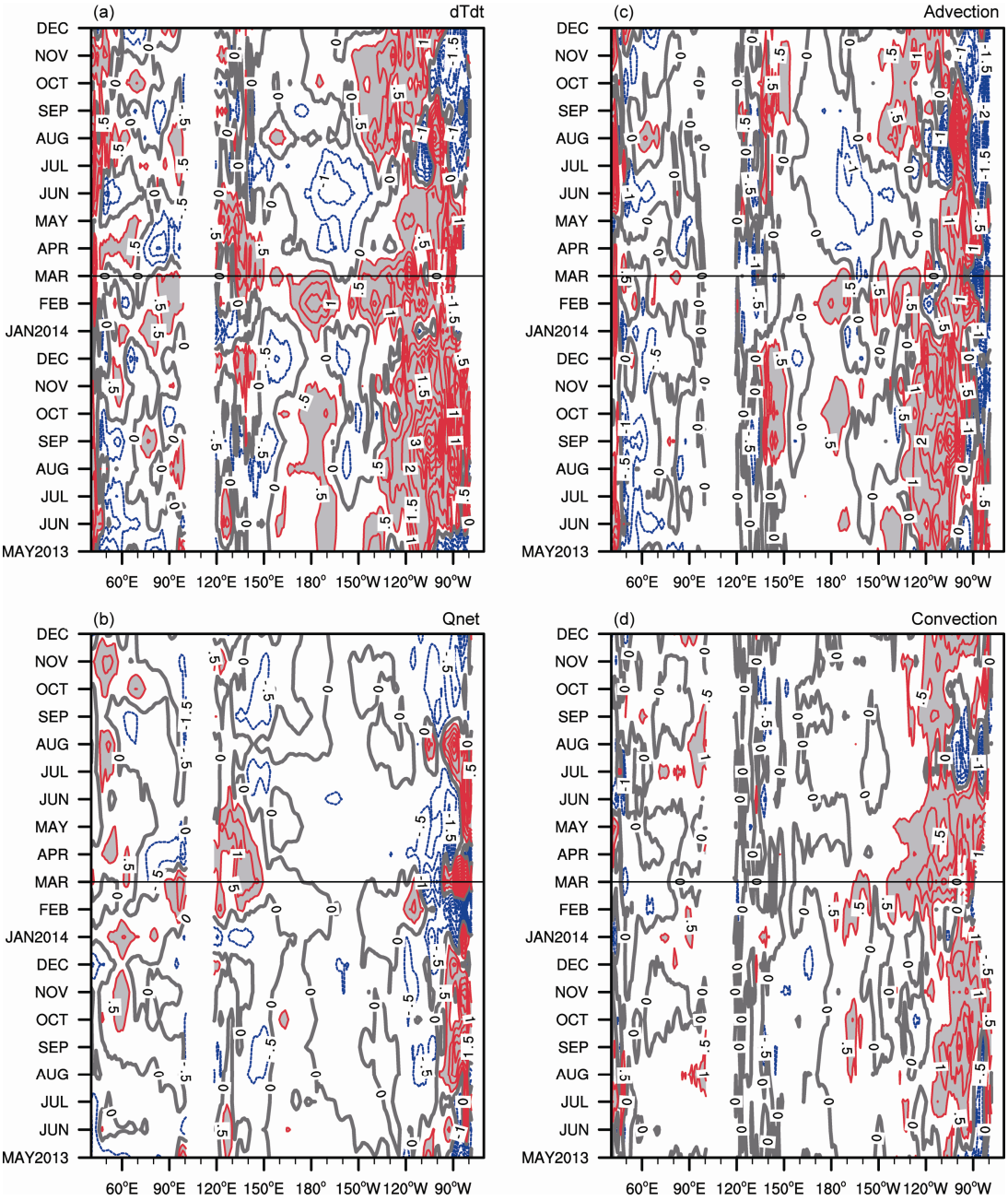


图 4 2013 年 5 月至 2014 年 12 月赤道附近(3°S~3°N 平均)海洋混合层热平衡方程各项的时间-经度剖面(K month^{-1}). (a) 混合层平均海温异常的时间倾向; (b) 海气净热通量造成的混合层平均海温变化; (c) 混合层平均水平平流造成的海温变化; (d) 混合层垂直运动引起的海温变化

Figure 4 The 3°S–3°N averaged time-longitudinal crossing section of each term in the heat budget equation of oceanic mixed layer (K month^{-1}). (a) Time tendency of anomalous temperature in mixed layer; (b) temperature variations due to air-sea net heat flux; (c) temperature changes induced by horizontal advection; (d) temperature changes in terms of entrainment

和(d)). 可见, 在MJO信号衰亡后, 赤道西-中太平洋的SSTA与赤道西太平洋西风事件的消亡之间存在密切联系, 这种联系既与赤道西太平洋的海气相互作用有关, 又与赤道中、东太平洋的海洋动力过程相联系, 是海、气耦合系统协同变化的结果.

4 结论和讨论

2014年5月, 赤道东太平洋出现了暖SSTA, 中心值超过了1.5℃, 标志着El Niño事件进入发展阶段, 然而, 该暖SSTA在5月份之后开始减弱, 随后El Niño

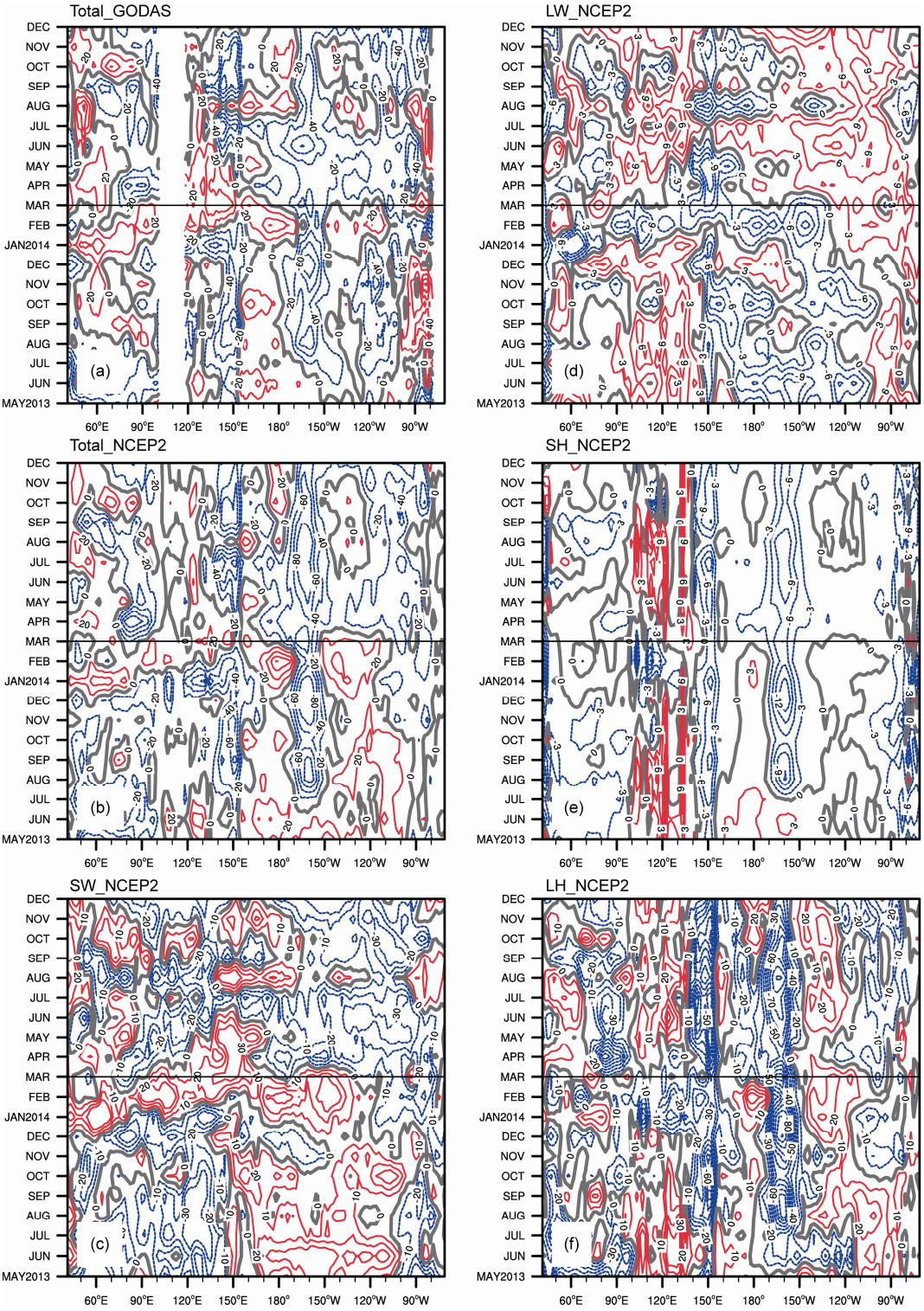


图 5 2013 年 5 月至 2014 年 12 月赤道附近(3°S~3°N 平均)海气热通量异常的时间-经度剖面(W m^{-2}, 向下为正). (a) GODAS 海气净热通量异常; (b) NCEP2 海气净热通量异常; (c) NCEP2 净短波辐射异常; (d) NCEP2 净长波辐射异常; (e) NCEP2 表面感热通量异常; (f) NCEP2 表面潜热通量异常

Figure 5 The 3°S–3°N averaged time-longitudinal crossing section of air-sea heat flux anomalies from May 2013 to Dec 2014 (W m^{-2}, downward is positive). The anomalies of (a) GODAS air-sea net heat flux; (b) NCEP2 air-sea net heat flux; (c) NCEP2 net solar radiation; (d) NCEP2 net longwave radiation; (e) NCEP2 surface sensible heat flux; and (f) NCEP2 surface latent heat flux in order

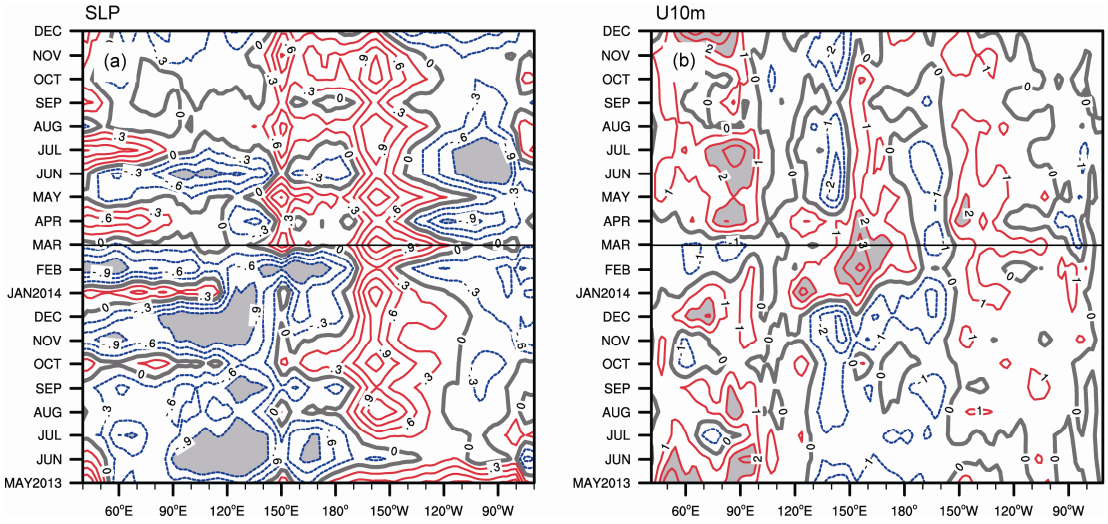


图 6 2013 年 5 月至 2014 年 12 月赤道附近(3°S~3°N 平均) (a) 海平面气压异常(hPa)和(b) 10 m 纬向风异常(m s^{-1})的时间-经度剖面

Figure 6 The 3°S–3°N averaged time-longitudinal crossing section of (a) anomalous SLP (hPa) and (b) 10 m zonal wind (m s^{-1}) from May 2013 to Dec 2014

事件在6~8月发展停滞, 这与2014年初国内外各研究机构预测的“超强”El Niño事件明显不同. 本文以2014年El Niño事件的发展和停滞过程为切入点, 重点分析了赤道西太平洋西风事件生成和消亡的原因, 揭示了MJO演变特征和赤道西-中太平洋海气耦合过程对2014年El Niño事件发展进程的影响和指示意义, 主要结论如下.

(1) 2014年1~2月, 在来自赤道印度洋的MJO湿位相到达赤道西太平洋地区后, 出现了西风事件, 引起2014年El Niño事件的快速发展. 但是, 随着MJO信号在3月中旬之后快速减弱, 赤道西太平洋的西风异常无法维持, 西风事件消亡, 进而导致El Niño事件在6月份以后发展停滞. 因此, 3月中旬之后, MJO信号的减弱是造成2014年El Niño事件发展停滞的原因之一.

(2) 除了MJO信号的衰亡, 赤道西-中太平洋的海气耦合过程是导致2014年赤道西太平洋西风事件减弱消亡的重要原因. 3月初, 在MJO干位相到达赤道西太平洋后, 赤道西太平洋获得的向下太阳短波辐射增加, 导致向下的海表净热通量增大, 局地海温升高, 相应地海平面气压降低, 在赤道西-中太平洋形成负的纬向海平面气压梯度, 赤道西太平洋的海表东风异常开始形成. 3月中旬以后, MJO信号显著减弱, 这时赤道西太平洋的海表东风异常一方面减小了局地表面风速, 令向下潜热通量增大, 造成赤道西太平洋的持续升温, 海平面气压随之不断降低; 另一方面该东风异常会造成赤道中太平洋混合层中的冷平流, 赤道中太平洋的增温速率明显变缓, 当地海平面气压开始升高. 因此, 赤道西-中太平洋的海平面气压梯度负异常得以维持, 进一步加强了赤道西太平洋暖池区的海表异常东风. 这种海气耦合过程的正反馈能够加强赤道西太平洋暖池区的海表异常东风, 最终令西风事件完全消亡, 而El Niño事件的发展也在6~8月停滞.

本文结果表明, 除了东传MJO, 赤道西-中太平洋的海气耦合过程在2014年El Niño事件的发展过程中也扮演着重要角色, 尤其是在MJO信号衰亡以后, 这种赤道西太平洋海表风异常与赤道西-中太平洋海气耦合过程的正反馈对2014年6~8月El Niño事件的发展停滞具有决定作用. 值得注意的是, 受观测资料所限, 目前再分析资料中的海气热通量数据仍存在很大的不确定性, 不同资料之间的差异较大, 因此未来需采用多套资料“集合”的方法来减小数据的不确定性. 此外, 与1997/1998年“超强”El Niño事件的发展过程相比, 2014年春季的El Niño信号发展速率更快. 而与1997年春季的西风事件相比, 2014年春季的西风事件强度偏弱, 这可能是因为2014年来自赤道印度洋的东传MJO在3月中旬明显减弱, 而1997年3月的东传MJO则突然加强(图3(c)). 而在1997年3月以后, 赤道西太平洋始终存在次表层冷海温异常(图3(d)), 这说明MJO的年际变化会产生不同强度的西风事件, 进而导致El Niño事件发展进程的差异. 然而, 为何2014年的MJO会在3月中旬之后突然减弱仍

有待研究, 同时图4(a)也表明, 在MJO减弱时, 10~20 d ISO信号却变得显著, 而这种10~20 d ISO对2014年El Niño事件发展进程的影响也尚不清楚. 同时, 在经历了发展停滞之后, 2014年El Niño事件于9月份开始再度发展, 但其强度明显偏弱, 而导致赤道东太平洋暖SSTA再次加强的原因也需要进一步研究.

参考文献

1 Walker G T, Bliss E. World Weather V. Mem R Meteor Soc, 1932, 4: 53–84
2 Bjerknes J. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. Mon Weather Rev, 1969, 97: 163–172
3 Zhu Y M, Yang X Q, Chen X Y, et al. Interdecadal variation of the relationship between ENSO and summer interannual climate variability in China (in Chinese). J Trop Meteorol, 2007, 23: 105–116 [朱益民, 杨修群, 陈晓颖, 等. ENSO与中国夏季年际气候异常关系的年代际变化. 热带气象学报, 2007, 23: 105–116]
4 Sun X G, Yang X Q. Numerical simulations of the interannual climate responses of East Asia to an El Niño event (in Chinese). Acta Ocean Sin, 2007, 29: 21–30 [孙旭光, 杨修群. El Niño对东亚气候年际异常影响的数值模拟. 海洋学报, 2007, 29: 21–30]
5 Ren X J, Zhang Y C. Western Pacific jet stream anomalies at 200 hPa in winter associated with oceanic surface heating and transient eddy activity. J Meteorol Res, 2007, 21: 277–289
6 Klein S A, Soden B J, Lau N C. Remote sea surface temperature variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge. J Clim, 1999, 12: 917–832
7 Alexander M A, Blade I, Newman M, et al. The atmospheric bridge: The influence of ENSO teleconnections on air-sea interaction over the global oceans. J Clim, 2002, 15: 2205–2231
8 Webster P J, Yang S. Monsoon and ENSO, selectively interactive systems. Q J R Meteorol Soc, 1992, 118: 877–926
9 Wu G X, Meng W. Gearing between the Indo-monsoon circulation and the Pacific-Walker circulation and the ENSO. Part I. Data analysis (in Chinese). Chin J Atmos Sci, 1998, 22: 470–480 [吴国雄, 孟文. 赤道印度洋-太平洋地区海气系统的齿轮式耦合和ENSO事件I. 资料分析. 大气科学, 1998, 22: 470–480]
10 Ju J H, Slingo J M. The Asian summer monsoon and ENSO. Q J R Meteorol Soc, 1995, 121: 1133–1168
11 Zhang R H, Sumi A, Kimoto M. A diagnostic study of the impact of El Niño on the precipitation in China. Adv Atmos Sci, 1999, 16: 229–241
12 Wang B, Wu R G, Fu X H. Pacific-East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? J Clim, 2000, 13: 1517–1536
13 Zhang R H, Sumi A. Moisture circulation over East Asia during El Niño episode in Northern winter, spring and autumn. J Meteorol Soc Jpn, 2002, 80: 213–227
14 Wang B, Zhang Q. Pacific-east Asian teleconnections. Part II: How the Philippine Sea anomalous anticyclone is established during El Niño development. J Clim, 2002, 15: 3252–3265
15 He J H, Liu B Q, Wu G X. Formation of South Asian High from late spring to early summer and its association with ENSO events (in Chinese). Chin J Atmos Sci, 2014, 38: 670–684 [何金海, 刘伯奇, 吴国雄. 春末夏初南亚高压的形成过程及其与ENSO事件的联系. 大气科学, 2014, 38: 670–684]
16 Meehl G A. Influence of the land surface in the Asian summer monsoon: External conditions versus internal feedbacks. J Clim, 1994, 7: 1033–1049
17 Yang S. ENSO-snow-monsoon assicaitons and seasonal-interannual predictions. Int J Climatol, 1996, 16: 125–134
18 Yang S, Lau K M. Influences of sea surface temperature and ground wetness on Asian summer monsoon. J Clim, 1998, 11: 3230–3246
19 Zhang R H, Huang R H. Dynamical roles of zonal wind stresses over the Tropical Pacific on the occurring and vanishing of El Niño Part I: Diagnostic and theoretical analyses (in Chinese). Chin J Atmos Sci, 1998, 22: 597–609 [张人禾, 黄荣辉. El Niño事件发生和消亡中热带太平洋纬向风应力的动力作用 I. 资料诊断和理论分析. 大气科学, 1998, 22: 597–609]
20 Yan B L, Huang R H, Zhang R H. Dynamical roles of zonal wind stresses over the Tropical Pacific on the occurring and vanishing of El Niño Part II: Analyses of modeling results (in Chinese). Chin J Atmos Sci, 2001, 25: 160–172 [严邦良, 黄荣辉, 张人禾. El Niño事件发生和消亡中热带太平洋纬向风应力的动力作用 II. 模式结果分析. 大气科学, 2001, 25: 160–172]
21 Lau K M, Chan P H. Intraseasonal and interannual variations of tropical convection: A possible link between 40–50 day oscillation and ENSO? J Atmos Sci, 1988, 45: 506–521
22 Fedorov A V. The response of the coupled tropical ocean-atmosphere to westerly wind bursts. Q J R Meteorol Soc, 2002, 128: 1–23
23 Chen X R, Wang Z G. Westerly anomaly, eastward propagation of the subsurface temperature anomaly and El Niño event (in Chinese). Acta Ocean Sin, 2003, 25: 19–27 [陈幸荣, 王彰贵. 西风爆发、次表层暖水东移与厄尔尼诺现象. 海洋学报, 2003, 25: 19–27]

24 Luther D S, Harrison D E. Observing long-period fluctuations of surface winds in the tropical Pacific: Initial results from island data. Mon Weather Rev, 1984, 112: 285–302

25 Harrison D E, Vecchi G A. Westerly wind events in the tropical Pacific, 1986–1995. J Clim, 1997, 10: 3131–3156

26 Palmer C. Tropical meteorology. Q J R Meteorol Soc, 1952, 78: 128–154

27 Harrison D E, Giese B S. Episodes of surface westerly winds as observed from islands in the western tropical Pacific. J Geophys Res, 1991, 96: 3221–3237

28 Fu Y F, Huang R H. The effect of the westerly anomalies over the Tropical Pacific on the occurrence of ENSO events (in Chinese). Chin J Atmos Sci, 1996, 20: 641–654 [傅云飞, 黄荣辉. 热带太平洋西风异常对ENSO事件发生的作用. 大气科学, 1996, 20: 641–654]

29 Zhang Z Q, Ding Y H, Zhao Z C. On the westerly wind outbursts in equatorial western Pacific during the onset and development phases of ENSO and before (in Chinese). Acta Meteorol Sin, 2000, 58: 11–25 [张祖强, 丁一汇, 赵宗慈. ENSO发生前和发展初期赤道西太平洋西风异常的爆发问题. 气象学报, 2000, 58: 11–25]

30 Huang R H, Zhang R H, Yan B L. Dynamical effect of the zonal wind anomalies over tropical western Pacific on ENSO cycles. Sci China Ser D-Earth Sci, 2001, 44: 1089–1098 [黄荣辉, 张人禾, 严邦良. 热带西太平洋纬向风异常对ENSO循环的动力作用. 中国科学D辑: 地球科学, 2001, 31: 697–704]

31 Yan B L, Zhang R H. A numerical test of the effects of wind anomaly over the equatorial western Pacific on ENSO cycle (in Chinese). Chin J Atmos Sci, 2002, 26: 315–329 [严邦良, 张人禾. 热带西太平洋风应力异常在ENSO循环中作用的数值试验. 大气科学, 2002, 26: 315–329]

32 Rong X Y, Zhang R H, Li T, et al. Upscale feedback of high-frequency winds to ENSO. Q J R Meteorol Soc, 2011, 137: 894–907

33 Kiladis G N, Meehl G A, Weickmann K M. Large-scale circulation associated with westerly wind bursts and deep convection over the western equatorial Pacific. J Geophys Res, 1994, 99: 18527–18544

34 Fasullo J, Webster P J. Atmospheric and surface variations during westerly wind bursts in the tropical Pacific. Q J R Meteorol Soc, 2000, 126: 899–924

35 Arkin P, Webster P J. Annual and interannual variability of tropical-extratropical interactions: An empirical study. Mon Weather Rev, 1985, 113: 1510–1523

36 Li C Y. The frequent activity of the stronger trough in East Asia and El Niño occurrence (in Chinese). Sci China Ser B, 1988, 667–674 [李崇银. 频繁的东亚大槽活动与El Niño的发生. 中国科学B辑, 1988, 667–674]

37 Wang X, Wang C Z, Zhou W, et al. Remote influence of North Atlantic SST on the equatorial westerly wind anomalies in the western Pacific for initiating an El Niño event: An atmospheric general circulation model study. Atmos Sci Lett, 2013, 14: 107–111

38 Zheng Y, Zhang R, Bourassa M A. Impact of East Asian winter and Australian summer monsoons on the enhanced surface westerlies over the western tropical Pacific Ocean preceding the El Niño onset. J Clim, 2014, 27: 1928–1944

39 Nitta T. Development of twin cyclone and twin cyclone and westerly bursts during the initial phase of the 1986–1987 El Niño. J Meteorol Soc Jpn, 1989, 67: 677–681

40 Xue F, He J X. The influence of the extra tropical atmospheric disturbances on ENSO (in Chinese). Chin J Geophys, 2007, 50: 1311–1318 [薛峰, 何卷雄. 外热带大气扰动对ENSO的影响. 地球物理学报, 2007, 50: 1311–1318]

41 Harrison D E, Giese B S. Episodes of surface westerly winds as observed from islands in the western tropical Pacific. J Geophys Res, 1991, 96: 3221–3237

42 Kiladis G N, Wheeler K M. Horizontal and vertical structure of observed tropospheric equatorial Rossby waves. J Geophys Res, 1995, 100: 22981–22997

43 Rogers J C. The North Pacific Oscillation. Int J Climatol, 1981, 1: 39–57

44 Nakamura T, Tachibana Y, Honda M, et al. Influence of the Northern Hemisphere annular mode on ENSO by modulating westerly wind bursts. Geophys Res Lett, 2006, 33: L07709, doi: 10.1029/2005GL025432

45 Chen S F, Yu B, Chen W. An analysis on the physical process of the influence of AO on ENSO. Clim Dyn, 2014, 42: 973–989

46 Lau K M, Peng L, Sui C H, et al. Dynamics of super cloud clusters, westerly wind bursts, 30–60 day oscillation and ENSO: A unified view. J Meteorol Soc Jpn, 1989, 67: 205–219

47 Sui C H, Lau K M. Multiscale phenomena in the tropical atmosphere over the western Pacific. Mon Weather Rev, 1992, 120: 407–430

48 Li G L, Li C Y. Activity of atmospheric intraseasonal oscillation and El Niño (in Chinese). J Trop Meteorol, 1998, 14: 54–62 [李桂龙, 李崇银. 大气季节内振荡的活动与El Niño. 热带气象学报, 1998, 14: 54–62]

49 McPhaden M J. Genesis and evolution of the 1997–98 El Niño. Science, 1999, 283: 950–954

50 Tollefson J. El Niño tests forcasters. Nature, 2014, 508: 20–21

51 Menkes C E, Lengaigne M, Vialard J, et al. About the role of westerly wind events in the possible development of an El Niño in 2014. Geophys Res Lett, 2014, 41, doi: 10.1002/ 2014GL061186

52 Reynolds R W, Rayner N A, Smith T M, et al. An improved *in situ* and satellite SST analysis for climate. J Clim, 2002, 15: 1609–1625
53 Behringer D W, Xue Y. Evaluation of the global ocean data assimilation system at NCEP: The Pacific Ocean. Eighth Symposium on Integrated Observing and Assimilation Systems for Atmosphere, Oceans, and Land Surface. In: AMS 84th Annual Meeting, 2004. 11–15
54 Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, et al. NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). Bull Am Meteorol Soc, 2002, 83: 1631–1643
55 Huffman G J, Adler R F, Morrissey M, et al. Global precipitation at one-degree daily resolution from multi-satellite observations. J Hydrometeor, 2001, 2: 36–50
56 Adler R F, Huffman G J, Chang A, et al. The version-2 global precipitation climatology project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present). J Hydrometeor, 2003, 4: 1147–1167
57 Torrence C, Compo G P. A practical guide to wavelet analysis. Bull Am Meteorol Soc, 1998, 79: 61–78
58 Huang B, Xue Y, Zhang D, et al. The NCEP GODAS ocean analysis of the tropical Pacific mixed layer heat budget on seasonal to interannual time scales. J Clim, 2010, 23: 4901–4925

Possible mechanism for the development and suspending of El Niño event in 2014

LIU BoQi[1,3], LI JianYing[3,4], MAO JiangYu[2,3], REN RongCai[3] & LIU YiMin[3]

[1] *Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China;*
[2] *Joint Center for Global Change Studies, Beijing 100875, China;*
[3] *State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics (LASG), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China;*
[4] *Department of the Geophysical Sciences, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*

The El Niño event in 2014 starts with the substantial warm sea surface temperature anomaly (SSTA) in the equatorial eastern Pacific, following the westerly wind event (WWE) over equatorial western Pacific from February to March 2014. But it is suspended from June to August after the warm SSTA in equatorial eastern Pacific weakening in April when the WWE disappears. Results show that the 2014 El Niño event is triggered by the WWE, which is induced by the wet phase of MJO propagating eastward from the equatorial Indian Ocean in February. In early March the dry phase of MJO arrives at equatorial western Pacific to weaken the WWE. And the MJO is decayed evidently after mid March. Afterwards the anomalous easterly over equatorial western Pacific is determined by the zonal SSTA gradient in equatorial western-central Pacific. After the MJO disappearance, the anomalous surface easterly could warm the local SST via the wind-evaporation feedback to enhance the sea surface depression *in situ*. Thus the evident cold advection anomalies are formed in the mixed layer of equatorial central Pacific, where the continuous warming is prevented to increase the local sea surface pressure. As a result, a negative zonal gradient of sea surface pressure anomalies is enhanced over the equatorial western-central Pacific, developing the anomalous easterly over the equatorial western Pacific. Such positive feedback between the easterly anomalies over equatorial western Pacific and the zonal SSTA gradient in equatorial western–central Pacific maintains from June to August 2014, when the El Niño event is suspended with the absence of WWE.

El Niño event, westerly wind event, air-sea interaction

doi: 10.1360/N972014-01294