2014~2016厄尔尼诺事件的机制分析

连涛¹, 陈大可^{1*}, 唐佑民^{1,2}

1. 卫星海洋环境动力学国家重点实验室, 国家海洋局第二海洋研究所, 杭州 310012;

2. Environmental Science and Engineering, University of Northern British Columbia, Prince George V2N 4Z9, Canada

* 通讯作者, E-mail: dchen@sio.org.cn

收稿日期: 2016-11-08; 接受日期: 2017-01-10; 网络版发表日期: 2017-03-02

国家自然科学基金项目(批准号: 41690121、41690124、41690120、41506025和41621064)、全球变化与海气相互作用专项项目(编号: GASI-IPOVAI-04和GASI-IPOVAI-06)和浙江省自然科学基金项目(编号: LQ15D060004)资助

摘要 2015~2016厄尔尼诺是有记录以来最强的厄尔尼诺事件之一. 在此之前的2014年还发生了一次较弱的厄尔尼诺事件. 本文系统地分析了形成这两次事件的动力机制. 结果表明, 2014年的弱厄尔尼诺有两个增暖阶段, 春夏季的增暖主要来源于西风爆发驱动的异常东向热平流和东传的下沉开尔文波, 而秋冬季的增暖主要来源于异常经向平流、净热通量和下沉开尔文波. 2015~2016年的极端厄尔尼诺事件则主要是在一系列西风爆发的驱动下, 通过持续的中太平洋东向热输运异常、东太平洋垂向热输运异常以及Bjerknes正反馈而形成. 西风爆发的多寡是造成这两次厄尔尼诺事件强度大相径庭的主因. 相比于1982~1983和1997~1998极端厄尔尼诺事件, 2015~2016极端厄尔尼诺在发生机制和空间形态上具有相当不同的特点. 只有在经典的厄尔尼诺理论框架中加入西风爆发的作用, 才能从一个统一的视角解释这些特点, 也才能进一步改进我们认识和预测厄尔尼诺的能力.

关键词 厄尔尼诺, 西风爆发事件, 上层海洋热含量

1 引言

厄尔尼诺-南方涛动(El Niño-Southern Oscillation, ENSO)是地球系统中最为强烈的短期气候震荡(McPhaden, 1999), 其主要表现之一是热带东太平洋海表温度(SST)每隔2~7年的大范围变暖或变冷(Rasmusson和Carpenter, 1982), 其中的暖事件称为厄尔尼诺, 冷事件称为拉尼娜. ENSO对全球大部分地区的气候系统有着举足轻重的影响(Philander, 1990; 连涛等, 2014; Sun等, 2015; Lian和Tang, 2017; Wang等,

2016; Zhang等, 2017), 因而自20世纪80年代以来就一直是海洋与大气科学研究的聚焦点, 并在其观测、理论和预测方面取得了长足的进展(Chen等, 1995, 2004; Neelin等, 1998; McPhaden, 1999; Chen和Cane, 2008). 然而, ENSO的一些基本问题目前还没有完全解决. 特别是2014~2016年不同寻常的厄尔尼诺事件, 对主流的ENSO理论及以此为基础的ENSO预测提出了严峻挑战.

经典理论认为, ENSO事件的发生和消亡取决于热带太平洋上层海洋热含量的变化和Bjerknes正反馈

中文引用格式: 连涛, 陈大可, 唐佑民. 2017. 2014~2016厄尔尼诺事件的机制分析. 中国科学: 地球科学, 47: 1014~1026, doi: [10.1360/N072016-00315](https://doi.org/10.1360/N072016-00315)
英文引用格式: Lian T, Chen D K, Tang Y M. 2017. Genesis of the 2014~2016 El Niño events. Science China Earth Sciences, 60: 1589~1600, doi: [10.1007/s11430-016-5315-5](https://doi.org/10.1007/s11430-016-5315-5)

机制(Bjerknes, 1969; Jin, 1997a, 1997b). 当热带太平洋上层海洋热含量较高时, 赤道中东太平洋的温跃层较深, 上升流的作用较弱, 导致SST暖异常; 在Bjerknes正反馈作用下, 暖异常会迅速增强, 最终形成厄尔尼诺事件. 当热带太平洋上层海洋热含量较低时, 情形正好相反, 赤道中东太平洋较浅的温跃层和较强的上升流导致冷异常, 在Bjerknes正反馈作用下形成拉尼娜. 这里的Bjerknes正反馈是指SST异常与纬向表面风场异常之间的正反馈, 其效应包含了SST异常与纬向平流异常之间的“纬向平流正反馈”和SST异常与次表层温度异常之间的“温跃层正反馈”(An和Jin, 2001).

从2013年冬季开始, 热带太平洋的热含量异常迅速增高, 并超过了1982~1983极端厄尔尼诺同期的热含量异常(<http://www.pmel.noaa.gov/tao/elNiño/www>). 此外, 赤道太平洋纬向流场异常从2014年1~3月陡然增长. 因此, 很多气候模式在2014年春季预测当年年末会发生一次较强的厄尔尼诺事件, 部分模式甚至预测了超强厄尔尼诺(http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/GODAS/ocean_briefing_gif/global_ocean_monitoring_2014_05.ppt). 赤道中、东太平洋的确在2014年有所增暖, 但一直没有出现强而持续的SST异常. 美国海洋大气局(NOAA)最终认定, 2014年只是一次弱厄尔尼诺事件. 另一方面, 热带太平洋上层海洋热含量从2014年夏季开始迅速减弱(<http://www.pmel.noaa.gov/tao/elNiño/www>). 气候模式2015年2月的预测表明, 2015年发生厄尔尼诺的几率只有50~60%, 有很多模式预测2015年不会有厄尔尼诺, 甚至有些模式预测有拉尼娜(http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/GODAS/ocean_briefing_gif/global_ocean_monitoring_2015_03.ppt). 然而, 再一次出乎意料的是, 2015年秋至2016年春发生了一次极端厄尔尼诺事件.

对于这两次厄尔尼诺事件预测的失误迫使我们重新思考ENSO的动力机制. 显然, 仅仅依靠热带太平洋上层海洋热含量的变化无法对厄尔尼诺事件的强度进行预判. 观测研究表明, 历史上几乎每一次厄尔尼诺都伴随着西风爆发(WWB)事件(McPhaden, 2004; Lian等, 2014; Chen等, 2015), 即发生在热带西、中太平洋地区的高频西风异常事件(Harrison和Vecchi, 1997; 傅云飞和黄荣辉, 1997; Vecchi和Harrison, 2000; 严邦良和张人禾, 2002; Seiki和Takayabu, 2007). WWB能够通

过诱导东向平流异常将西太平洋暖池区的暖水带到赤道中、东太平洋, 并通过激发下沉开尔文波动引起赤道东太平洋增暖(McPhaden等, 1988, 1992; McPhaden, 2004; Lian等, 2014; Fedorov等, 2015), 也可能通过非线性调制作用对厄尔尼诺的演变产生影响(Rong等, 2011). 因此, WWB对厄尔尼诺的发生发展能产生重要作用. 此外, WWB还可以显著影响厄尔尼诺的形态. 最新研究表明, 厄尔尼诺可以大致分为三种类型(Chen等, 2015): 一是暖异常集中在赤道中、西太平洋, 强度较弱的暖池厄尔尼诺类型(Fu等, 1986; Larkin和Harrison, 2005; Ashok等, 2007; Kug等, 2009; Lian和Chen, 2012), 二是暖异常集中在赤道中、东太平洋, 强度中等的经典厄尔尼诺类型(Rasmusson和Carpenter, 1982), 三是暖异常集中在赤道东太平洋, 强度超强但发生数量很少的极端厄尔尼诺类型.

Chen等(2015)指出, 厄尔尼诺的强度和类型取决于WWB与赤道上层海洋热含量的相互作用. 当WWB发生在赤道上层海洋热含量较低的情况下时, WWB诱导的东向平流暖异常仅会在纬向平流正反馈作用下引起暖池厄尔尼诺事件. 当WWB发生在赤道上层海洋热含量较高的情况下时, 纬向平流和温跃层正反馈共同导致经典厄尔尼诺事件. 而当WWB的累积效应和赤道上层海洋热含量都很高时, 赤道东太平洋会在局地温跃层正反馈的作用下出现高强度暖异常, 表现为极端厄尔尼诺事件. 基于这一理论框架, Chen等(2015)、Li等(2015)以及张超和李双林(2015)认为2014年夏季WWB事件的缺失是当年最终没有产生强厄尔尼诺的原因. 这一观点也被Menkes等(2014)通过数值模式证实: 当在模式风场中人为加入1997年的强WWB事件后(McPhaden, 1999), 2014年年底赤道东太平洋的SST暖异常显著增强. 此外, 热带东南太平洋SST在2014年夏季的冷异常所导致的信风增强(Min等, 2015), 2014年年中所发生的东风爆发事件(刘伯奇等, 2015; Hu和Fedorov, 2016)也被认为与2014年年底没有发展出强厄尔尼诺事件有关.

本文针对2014~2016期间的厄尔尼诺事件, 系统地分析热带太平洋海气耦合系统的变化过程和机制. 特别是通过与历史上另外两次极端厄尔尼诺事件, 即1982~1983和1997~1998事件进行比较, 探究极端厄尔尼诺事件的成因, 讨论经典ENSO理论的不足, 并对可能的改进方案提出建议.

2 数据和方法

本文所使用的数据包括National Centers for Environmental Prediction(NCEP)提供的第二代日平均海表风场再分析资料(Kanamitsu等, 2002)和NCEP Global Ocean Data Assimilation System(NCEP-GODAS)所提供的海洋温度、3维流场和海表净热通量月平均再分析资料(Saha等, 2006). 海表风场资料分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 经纬度, 海洋变量分辨率为 $1/3^{\circ}$ 纬度 $\times 1.0^{\circ}$ 经度. 起止时间为1980年1月至2016年3月. 所有数据均采用直接减去气候态季节性变化和长期趋势的方法来获得异常信号.

我们用NCEP-GODAS海洋0~50m的温度平均来代表SST. 用 20°C 等温线深度(D20)来表示赤道太平洋温跃层深度. 用D20以上的暖水水柱体积(Warm Water Volume, WWV)来表示上层海洋热含量(Meinen和McPhaden, 2000). 根据Lian等(2014)和Chen等(2015)的定义, WWB事件为最大异常风速超过 7.0m s^{-1} , 同时异常风速超过 2.0m s^{-1} 的持续时间在5~30天范围内的纬向风场异常. 根据Chen等(2015), 我们用WWB在赤道太平洋($120^{\circ}\text{E}\sim 80^{\circ}\text{W}$, $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$)的空间积分, 即所谓WWB Wind Measure, 来度量WWB的作用. 常用的ENSO指数NINO3, NINO4和NINO3.4分别表示($150^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{W}$, $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$), ($160^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{W}$, $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$)和

($170^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{W}$, $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$)区域平均的SST异常.

SST异常随时间的变化, 即海洋表层的热量收支方程为(Jin等, 2003)

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial t} = & \left(-u' \frac{\partial T'}{\partial x} - \bar{u} \frac{\partial T'}{\partial x} - u' \frac{\partial T'}{\partial x} \right) \\ & + \left(-v' \frac{\partial T'}{\partial y} - \bar{v} \frac{\partial T'}{\partial y} - v' \frac{\partial T'}{\partial y} \right) \\ & + \left(-w' \frac{\partial T'}{\partial z} - \bar{w} \frac{\partial T'}{\partial z} - w' \frac{\partial T'}{\partial z} \right) \\ & + Q + Res, \end{aligned} \quad (1)$$

式中, T 、 u 、 v 和 w 分别代表海水温度, 纬向、经向和垂向速度在0~50m的垂向平均; Q 和 Res 分别表示海表净热通量和余项. 变量右上方有'表示异常, 上方有 $\bar{}$ 表示气候态平均. 方程(1)右侧三个括号内的项表示由纬向、经向和垂向平流产生的温度异常变化, 且每一项都包含三个分量. 我们用纬向1, 纬向2和纬向3分别表示第一个括号中的三项, 用经向1, 经向2, 经向3分别表示第二个括号中的三项, 用垂向1, 垂向2, 垂向3分别表示第三个括号中的三项.

3 2014~2016期间的厄尔尼诺事件

图1a给出了1980年1月到2016年3月NINO3.4区3

图1 SST异常的3个月滑动平均在NINO3.4区(a)、NINO3区(b)和NINO4区(c)的变化
红色实线表示 0.5°C 和 -0.5°C 阈值, 单位为 $^{\circ}\text{C}$

个月滑动平均的SST异常. 可以看到, 自2014年4月至2016年3月NINO3.4区SST异常一直在 0.5°C 以上, 但在2015年2月有一明显低值. 期间最大SST异常为 3.13°C , 超过了1997~1998时的 3.11°C 和1982~1983时的 2.57°C . 然而, 如果从更靠东边的NINO3区SST异常来看, 此次事件强度排在1997~1998厄尔尼诺事件之后(图1b). 值得注意的是, 与1982~1983和1997~1998极端厄尔尼诺不同, 这次事件在赤道中西太平洋, 即NINO4区也有明显的变暖(图1c), 在2015年11月达到了 1.79°C , 超过了2009~2010最强暖池厄尔尼诺时期中西太平洋的SST异常值(Lee和McPhaden, 2010). 此外, NINO4区SST异常在2014年9月也有一个峰值, 强度大于同期NINO3区域SST异常. 不难看出, 2014~2016厄尔尼诺事件不但持续时间长、强度大, 而且存在着明显不同于以往厄尔尼诺事件的空间形态.

图2a给出了SST异常从2014年1月至2016年3月的时间-经度变化. 可以看出, 这一期间的SST演变历经了6个主要阶段. 暖异常最先于2014年2~5月出现在赤道中西太平洋 $160^{\circ}\text{E}\sim 170^{\circ}\text{W}$ 处, 最大强度为 1.58°C (第一阶段). 随后在2014年4~6月, 赤道东太平洋 $120^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{W}$ 处出现强度为 3.62°C 的暖异常(第二阶段), 但这一异常并没有像传统厄尔尼诺事件一样继续发展, 反而在当年8月消失. 紧接着, 赤道中西太平洋再一次发生了暖

异常, 位置在 $150^{\circ}\text{E}\sim 180^{\circ}$, 并逐渐向东移动(第三阶段). 同时赤道东太平洋再次变暖, 最大暖异常于2014年12月出现在 $120^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{W}$, 强度为 2.05°C (第四阶段). 进入2015年后, 中西部的暖异常突然下降, 但在3~4月又有所回升. 日期变更线附近的SST异常在2015年4月达到 2.04°C , 随后缓慢减弱并继续向东传播(第五阶段). 最后一次增暖, 也是最强的一次, 是从2015年4月开始, 从东太平洋逐步向西传播, 并一直持续至2016年春天, 其最大强度为 4.21°C , 位于赤道 100°W 附近(第六阶段). 需要指出的是, 虽然这次事件的强度峰值不如1982~1983与1997~1998事件时大(1983和1998年3月在 80°W 处的暖异常为 6.24°C), 但其高值SST异常的范围大而且比较偏西. 这就是为何从NINO3.4指数看, 2015年的厄尔尼诺为有记录以来最强.

前人的研究指出, 东向平流异常和温跃层变化造成的垂向流异常, 是导致厄尔尼诺的主要因素(An和Jin, 2001). 图2b和c给出了纬向风场异常和D20异常从2014年1月至2016年3月的发展变化. 最明显的特征是, 在2014年春季和大约整个2015年, 赤道西、中太平洋有很强的高频西风异常, 也就是WWB事件(图2b). 于2014年春季发生在 $130^{\circ}\sim 170^{\circ}\text{E}$ 处的WWB激发了一组很强的下沉开尔文波动, 如向东传播的D20正异常所示(图2c), 这很可能导致了接下来赤道东太平洋的增

图2 SST异常(a)、纬向风场异常(b)和D20深度异常(c)从2014年1月至2016年3月间在 $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$ 平均的时间-经度变化
(a)中的1~6所显示的矩形区域表示图3中用来计算热量收支的6个增暖阶段

暖(第二阶段). 虽然在2014年夏、秋季似乎没有强WWB出现, 但8月和10月发生在日期变更线附近的两个短暂的WWB事件也引发了较弱的下沉开尔文波(图2b和c), 可能对年底赤道东太平洋的增暖(第四阶段)有贡献. 在2015年, 不断发生的WWB事件持续激发下沉开尔文波动, 使得赤道中、东太平洋连续出现东向传播的D20正异常信号, 明显有利于强厄尔尼诺的发生(第六阶段).

为了详细分析2014~2016厄尔尼诺事件中各个阶段暖事件的成因, 图3针对6个阶段的区域平均SST异常(图2中的6个矩形框)给出了海洋表层的热量收支. 注意每一阶段的截止时间定在该阶段SST异常达到最大值的时刻, 所以图3所示是暖异常发展期的热收支. 在第一阶段, 增暖主要是纬向平流项异常所导致(图3a). 由于此时SST异常发生在气候态温跃层较深的赤道中西太平洋, 垂向流没有明显的贡献. 对比图2b, 纬向平流项异常应主要来自于WWB驱动的东向平流异常. 净热通量也对第一阶段的增暖起到了辅助作用. 在第二阶段, 增暖主要由第一阶段的WWB所激发的下沉开尔文波在赤道东太平洋导致的垂向流异常引发(图3b). 在第三阶段, 与大多数中西太平洋增暖不同, 纬向平流项反而起到了抑制增暖的作用(图3c), 这可能是因为此时不仅缺少WWB, 而且有东风异常(图2b). 这一阶段增暖的主导项是经向平流和净热通量. 在第四阶段, 虽然纬向和垂向流都起到了加热SST的

作用, 但最大的贡献来源于方程的余项(图3d), 主要包括水平和垂直方向的混合. 第五阶段的增暖与第一阶段类似, 也是由同时期WWB引起的异常东向平流所导致(图3e). 第六阶段是典型的厄尔尼诺发展期, 各个平流项都对增暖有贡献, 但以温跃层加深引起的上升流减弱贡献最大(图3f), 由海表净热通量提供的强烈负反馈也是这一时期的重要特征. 需要注意的是, 对于第四和第五阶段, 余项的贡献是相当大的. 这表明在热量收支方程中没有显式表达的项, 如海洋涡动和湍动过程, 对SST异常的变化有重要贡献.

4 极端厄尔尼诺事件的比较

如上所述, 热带太平洋在2014~2016年期间经历了一系列SST增暖阶段, 大致可分为2014年3月到2015年2月的弱厄尔尼诺事件和2015年3月至2016年3月的极端厄尔尼诺事件. 在这一节中, 我们将通过与1982~1983和1997~1998两次极端厄尔尼诺事件的比较, 重点分析2015~2016极端厄尔尼诺事件的成因. 图4a给出了NINO3.4区域SST异常在1982~1983, 1997~1998和2015~2016极端厄尔尼诺时期的变化. 对于2015~2016厄尔尼诺事件, NINO3.4从前一年3月开始为正异常, 而1982~1983和1997~1998厄尔尼诺在当年3月才出现正异常(图4a). 从增长速度看, 2015~2016厄尔尼诺基本与1982~1983厄尔尼诺持平, 低于1997~1998厄尔尼

图3 2014~2016厄尔尼诺事件中6个变暖阶段区域平均的表层热量收支
单位为°C/每月

图4 NINO3.4 SST异常(a)、赤道太平洋WWV异常(b)和赤道太平洋东向平流异常(c)在1982~1983、1997~1998和2015~2016极端厄尔尼诺时期的变化

年(-1)、年(0)和年(1)分别表示厄尔尼诺发生的前一年,当年和后一年。(a)单位为 $^{\circ}\text{C}$;(b)单位为 10^{14} m^3 ;(c)单位为 m s^{-1}

诺的的增速。但由于2015年3月NINO3.4区域已经有较大的SST正异常(0.69°C),该区域SST异常在当年11月的峰值略高于1997~1998年厄尔尼诺的峰值。

伴随2015~2016厄尔尼诺的赤道太平洋WWV异常与1982~1983和1997~1998相比有很大差异(图4b)。除了2014年1~3月和2014年7~8月两个时段外,赤道太平洋WWV异常没有明显的增加。特别是从2015年1月开始,WWV异常一直停留在低值。与此不同的是,1982~1983和1997~1998事件在厄尔尼诺当年WWV出现了很大的正异常。由于WWV代表了赤道太平洋上层海洋的热含量,图4b表明,2015~2016极端厄尔尼诺事件并没有相应的赤道上层海洋热含量增加,也就是说,经典的ENSO“热含量充-放”机制不能解释这次显著的增暖过程。当然,尽管整个赤道太平洋平均的WWV异常接近于零,赤道东太平洋的D20还是在WWB和Bjerknes正反馈作用下有明显的加深(图2c),导致东太平洋的暖异常(图3f)。对于另一个显著影响SST异常的过程,即东向平流异常,2015~2016厄尔尼诺期间的强度基本与1997~1998持平,且明显高于1982~1983(图

4c)。需要指出的是,东向平流在2014年1~3月随着同期的WWB事件有一个迅速增长过程,导致了当年春季赤道中太平洋SST的变暖(图2a中第一阶段)。但随着2014年夏季WWB的缺失,东向平流异常减弱。

图5比较了三次厄尔尼诺事件中SST异常的热量收支情况。在NINO3.4区域(图5a~c),同上面的分析一致,2015~2016事件中SST异常的增暖与1982~1983持平,低于1997~1998的增速(图5a~c)。纬向平流在2015~2016年的作用比1982~1983年大,但比1997~1998年小。垂向流的作用在1997~1998事件中最大,在1982~1983事件中最小。此外,2015~2016年净热通量项起到了显著的降温作用。在赤道东太平洋($120^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{W}$, $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$)区域(图5d~f),由于D20异常在2015~2016年相对较小,在上升流最强的赤道东太平洋,2015~2016事件中垂向流对局地SST异常加热的作用最弱。这也是为什么虽然有持续的下沉开尔文波动,但与1982~1983和1997~1998厄尔尼诺不同,2015~2016厄尔尼诺在赤道东太平洋靠近南美洲沿岸地区没有最大的SST暖异常(图2a)。值得注意的是,净热通量在这些厄尔尼诺事件中一般起

图5 1982~1983(a)、1997~1998(b)和2015~2016(c)厄尔尼诺事件中NINO3.4(左)和(120°~80°W, 5°S~5°N)(右)区域SST异常年平均热量收支
单位为℃/每月

着抑制暖异常的作用, 唯一例外是在NINO3.4区域净热通量对1982~1983增暖起了辅助作用(图5a). 这也许与早期的数据质量有关.

为了更细致地分析这三次极端厄尔尼诺事件的差异, 图6给出了NINO3.4区热量收支里每一分量在这三次事件中的大小. Jin等(2003)指出, 对于极端厄尔尼诺事件, 特别是1997~1998事件, 非线性垂向热输运

(式(1)中 $-w' \frac{\partial T'}{\partial z}$)对于赤道东太平洋SST异常的增长有重要的作用. 然而, 我们的结果表明, 该非线性项对1997~1998和2015~2016极端厄尔尼诺事件并没有起到明显的增强作用, 反而有减弱局地SST暖异常的效果(图6中的垂向3). 进一步的分析发现, 1997年和2015年年末赤道东太平洋具有向下(垂向速度为负值)而不是向上(垂向速度为正值)的速度异常(图未给出). 由于

图6 1982~1983(a)、1997~1998(b)和2015~2016(c)厄尔尼诺事件中NINO3.4区域SST异常年平均热量收支
纬向、经向和垂向后面的数字表示方程(1)中各项的分量, 单位为℃/每月

该地区此时异常垂向温度梯度为负(次表层温度异常高于SST异常), 所以非线性垂向热输运的效果是减弱局地SST异常. 此外, 垂向热输运的第一个分量, 即 $-w'\frac{\partial T'}{\partial z}$ 在1982年是负的, 而在1997年和2015年都是正的(图6中的垂向1). 这也是因为1982年NINO3.4区域的垂向速度异常是正值, 而在1997和2015年垂向速度都是负值. 这些与Jin等(2003)不一致的结果, 一方面可能是由于我们所采用的资料不同, 另一方面可能与GODAS产品中通过连续方程而计算出的垂向速度包含较大不确定性有关. 在垂向热输运的三个分量中, 由气候态上升流作用于异常垂向温度梯度产生的分量, $-\bar{w}\frac{\partial T'}{\partial z}$, 在三次极端厄尔尼诺事件中都对加热SST起到了最重要的作用(图6中的垂向2), 表明这三次极端事件都伴随着强烈的温跃层正反馈.

通过图6, 我们也可以解释为什么2015年赤道东向平流异常比1982年大许多(图4c), 但纬向平流热输运对NINO3.4的加热作用并没有比1982年明显增高(图5a和c). 异常东向平流对SST异常的作用是方程(1)中纬向平流项中的第一个分量, 即 $-u'\frac{\partial T'}{\partial x}$. 2015~2016年该项确实比1982~1983年大很多, 且与1997~1998年强度持平(图6中的纬向1), 表明纬向平流正反馈在1997~1998和2015~2016事件中起着重要作用. 然而, 纬向平流项中的另外两个分量, 即 $-\bar{u}\frac{\partial T'}{\partial x} - u'\frac{\partial T'}{\partial x}$ 在2015~2016年有明显大于1982~1983的负作用(图6中的纬向2和纬向3). 这里有两个原因: 第一, 在2015年年初, 赤道中西太平洋已经出现了很强的SST增暖(即第5阶段), 导致2015年前半年 $\frac{\partial T'}{\partial x}$ 为负值. 由于气候态纬向平流也是负值, $\bar{u}\frac{\partial T'}{\partial x}$ 会减弱NINO3.4区域的SST异常. 而在1982和1997年赤道中西太平洋并没有如此强的暖SST异常, 所以 $-\bar{u}\frac{\partial T'}{\partial x}$ 抑制SST异常的作用没有这么明显. 如果图6中对热量收支的计算限定在厄尔尼诺当年的7~12月, 那么对所有三次极端厄尔尼诺事件, $-\bar{u}\frac{\partial T'}{\partial x}$ 都起到辅助SST异常增长的作用(图未给出). 第二, 如前所述, 2015年和1997年赤道东向平流的强度远比1982年大, 因此 $-u'\frac{\partial T'}{\partial x}$ 在这两年抑制SST增暖的作用也比1982年大. 正是这两个原因导致2015年NINO3.4区域纬向热输运对SST异常的总贡献并不明显高于1982年(图5a和c).

5 上层海洋热含量与西风爆发事件对厄尔尼诺的影响

上层海洋热含量(WWV)在2015年没有大的异常(图4b), 但强WWB事件却很多(图2b), 导致东向平流异常非常大(图4c). 图7a给出了1982、1997和2015极端厄尔尼诺时期5个月滑动平均的WWB Wind Measure指标. 可以看出, 2015年和1997年的WWB Wind Measure明显高于1982年. 为了进一步说明是WWB而不是低频风场的不同造成了这三次极端厄尔尼诺事件不同, 图7b比较了伴随这几次事件的非WWB Wind Measure. 这里我们定义“非WWB Wind Measure”为日平均风场中除去WWB后在赤道太平洋的空间积分. 因此, 非WWB Wind Measure表示了风场对SST的低频Bjerknes正反馈. 由图可见, 对于非WWB Wind Measure指标, 这些事件的差别不大, 且变化趋势一致. 因此, 对于这三次极端厄尔尼诺事件, 纬向风场的主要区别在于1982年没有持续的强WWB发生, 直接导致了1982~1983极端厄尔尼诺事件伴随较弱的东向平流异常. 总的来说, 对于1982~1983事件, 赤道上层海洋热含量变化是主导因子; 对于2015~2016事件, WWB驱动纬向热输运是主要因子; 而对于1997~1998事件, 两者都很重要.

为了进一步分析上层海洋热含量在ENSO循环中的作用, 图8给出了自1980年至今所有ENSO事件中WWV异常和NINO3.4指数的分布. 从图中可见, WWV所代表的上层海洋热含量变化确实是ENSO循环的一个重要因素: 厄尔尼诺主要发生在WWV异常为正值时, 而拉尼娜主要发生在WWV异常为负值时. WWV异常和NINO3.4存在显著正相关(99%置信程度), 相关系数为0.716. 然而, 也有一些厄尔尼诺事件, 如1987~1988, 1994~1995事件, 发生在WWV为负值期间; 同时也有一些拉尼娜事件, 如2000~2001, 2005~2006, 2008~2009和2011~2012事件, 发生在WWV为正值期间, 表明上层海洋热含量异常不是预判ENSO事件发生的充分条件. 此外, 单纯依赖WWV异常很难对ENSO事件的强度给出准确判断. 例如, 2015年的超强厄尔尼诺事件所对应的WWV异常非常弱, 而拉尼娜事件的强度则更对WWV异常不甚敏感.

将图8中的WWV换成WWB Wind Measure指数, 我们可以考察WWB对ENSO事件特别是极端厄尔尼诺事件的作用(图9). 可以看出, WWB Wind Measure

图7 赤道太平洋WWB Wind Measure指数(a)和非WWB Wind Measure指数(b)在1982~1983、1997~1998和2015~2016极端厄尔尼诺时期5个月的滑动平均
年(-1)、年(0)和年(1)分别表示厄尔尼诺发生的前一年、当年和后一年. 单位为 10^6m

图8 厄尔尼诺年份(红色)和拉尼娜年份(蓝色)的赤道太平洋WWV异常(10^{14}m^3)与NINO3.4 SST异常($^{\circ}\text{C}$)
 R 表示两者的相关系数. WWV异常为所给年份的年平均, NINO3.4 SST异常为当年冬季(12月至次年2月)的平均

在厄尔尼诺事件和拉尼娜事件之间存在明显的分界线: 厄尔尼诺只发生在WWB Wind Measure指数大于 $2.0 \times 10^6\text{m}$ 的范围; 而除了1983~1984拉尼娜事件之外, 所有的拉尼娜事件对应的WWB Wind Measure均小于

$2.0 \times 10^6\text{m}$. 此外, WWB Wind Measure指数与NINO3.4区域的SST异常也存在显著正相关(99%置信程度), 相关系数为0.836. 2015和1997年的WWB Wind Measure指数特别高, 而2015年的WWV并无明显异常(图8), 这

图9 厄尔尼诺年份(红色)和拉尼娜年份(蓝色)的赤道太平洋WWB Wind Measure(10^6m)与NINO3.4 SST($^{\circ}\text{C}$)异常

R 表示两者的相关系数. WWB Wind Measure为所给年份的年平均, NINO3.4 SST异常为当年冬季(12月至次年2月)的平均

表明只要WWB足够多而且强,即使上层海洋热含量接近于平均状态,也能发生超强厄尔尼诺.但在一般情况下,WWB Wind Measure指数同样不足以成为预判ENSO事件发生的充分条件.

值得注意的是,WWV与WWB Wind Measure之间在考虑NINO3.4指数后的偏相关系数为-0.345,WWV与NINO3.4指数之间在考虑到WWB Wind Measure之后的偏相关系数为0.801,WWB Wind Measure与NINO3.4指数之间在考虑到WWV之后的偏相关系数为0.640.以上偏相关系数均超过95%置信水平.这些结果说明,WWB和WWV都可以显著地、独立地影响ENSO,但WWB和WWV之间没有显著正相关.因此,有必要将WWB引入ENSO理论框架,从而完善现有的仅考虑到WWV变化的ENSO动力机制解释.综合考虑WWB和赤道上层海洋热含量异常可以更加全面地判断厄尔尼诺事件的强度.

6 讨论与结论

2015~2016厄尔尼诺是有记录以来最强的厄尔尼诺事件之一.在此次超强事件之前的2014年还发生了一次弱厄尔尼诺事件.本文利用NCEP2大气再分析资料和NCEP-GODAS海洋再分析资料,系统地分析了这两次事件所伴随的动力过程.结果表明,2014年的弱厄尔尼诺有两个增暖阶段,春夏季的增暖主要来源于

WWB驱动的异常东向热平流和东传的下沉开尔文波,而秋冬季的增暖主要来源于异常经向平流、净热通量和下沉开尔文波.2015~2016年的极端厄尔尼诺事件则主要是在一系列WWB的驱动下,通过持续的中太平洋纬向热输运异常、东太平洋垂向热输运异常以及Bjerknes正反馈而形成.WWB的多寡是造成这两次厄尔尼诺事件强度大相径庭的主要原因.

相比于1982~1983和1997~1998的两次极端厄尔尼诺事件,2015~2016极端厄尔尼诺在发生机制和空间形态上具有相当不同的特点.首先,不同于1982和1997年,2015年的赤道太平洋上层海洋热含量没有明显异常,说明赤道上层海洋热量的堆积不是产生厄尔尼诺的必要条件,更不是充分条件.这一发现无法用经典的ENSO理论来解释.其次,2015年存在强烈而持续的WWB,其总体效应与1997年相当,远远大于1982年.这说明只要WWB足够多而且强(2015),或上层海洋热含量足够大(1982),或二者兼而有之(1997),都有可能催生超强厄尔尼诺.因此需要在经典的ENSO理论框架中加入WWB的作用.再次,与1982~1983和1997~1998厄尔尼诺相比,2015~2016厄尔尼诺的暖中心偏西.也就是说,在温跃层反馈应该最强的靠近南美沿岸的区域,增暖反而不是最强.这很可能是因为2015年温跃层(热含量)异常不够大的缘故.

极端厄尔尼诺是较少出现的厄尔尼诺事件,但其

对全球气候系统能产生巨大的影响(Pearcy和Schoener, 1987; Changnon, 2000; 占瑞芬等, 2016)。前人的研究指出, 大气对流的非对称性(Hoerling等, 1997; Kang和Kug, 2002), 生物过程反馈(Timmermann和Jin, 2002; Marzeion等, 2005), 热带不稳定波(Vialard等, 2001)以及来自印度洋的反馈(Okumura和Deser, 2010)都有可能导致极端厄尔尼诺。然而, 综合我们分析的这三次极端厄尔尼诺事件来看, 其产生和发展离不开WWB的作用和/或热带太平洋上层海洋热含量的变化。考虑到ENSO指数与WWB指数及赤道上层海洋热含量指数之间分别存在显著的正相关关系, 我们可以考虑建立一个包括WWB指数及赤道上层海洋热含量指数的综合指标, 作为判断极端厄尔尼诺是否发生的参考。

对极端厄尔尼诺的预测无疑是ENSO研究的重中之重。传统理论认为ENSO的可预测性主要由初始误差的增长限制(Chen等, 1995, 2004; Mu等, 2007; Peng等, 2015; Song等, 2015; Zheng等, 2015), 因而潜在的预测提前量应该在几年的量级上。然而从我们的结果来看, WWB对ENSO的重要作用不容忽视。如果考虑到WWB的作用, 可预测性应该既由初始条件又由半随机扰动过程控制, 预测模式必须真实模拟WWB或对其进行参数化。问题是我们目前对WWB本身的产生机制还不甚了解。前人的工作指出, WWB与MJO、东亚寒潮以及赤道对流罗斯贝波等过程有关(Keen, 1982; Chen等, 1996; Yu和Rienecker, 1998; Puy等, 2016), 但这些结果既不能完全被实测资料所证实(Oh等, 2015), 也很难解释为什么热带太平洋没有与WWB同等数量的东风爆发(Seiki和Takayabu, 2007)。我们下一步将探讨WWB的成因和可预报性, 以期提高对厄尔尼诺, 特别是极端厄尔尼诺的预测能力。

致谢 本文中所用到的NCEP2数据可以从(<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis2.html>)下载。NCEP-GODAS数据可以从(<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.godas.html>)下载。

参考文献

- 傅云飞, 黄荣辉. 1997. 东亚西风异常活动对热带西太平洋西风爆发及ENSO发生的作用. *大气科学*, 4: 485–492
- 连涛, 陈大可, TANG Y M, 金宝刚. 2014. 热带印度洋-太平洋三极模态的理论探讨. *中国科学: 地球科学*, 44: 169–186

- 刘伯奇, 李健颖, 毛江玉, 任荣彩, 刘屹岷. 2015. 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*, 60: 2136–2148
- 严邦良, 张人禾. 2002. 热带西太平洋大气气候基本态与厄尔尼诺期间赤道附近西风异常. *海洋学报*, 24: 39–50
- 占瑞芬, 丁一汇, 吴立广, 雷小途. 2016. ENSO在青藏高原积雪与西北太平洋热带气旋生成频数关系中的作用. *中国科学: 地球科学*, 46: 1358–1370
- 张超, 李双林. 2015. 为什么2014年没有发展成强El Niño. *科学通报*, 60: 1941–1951
- An S I, Jin F F. 2001. Collective role of thermocline and zonal advective feedbacks in the ENSO mode. *J Clim*, 14: 3421–3432
- Ashok K, Behera S K, Rao S A, Weng H, Yamagata T. 2007. El Niño Modoki and its possible teleconnection. *J Geophys Res*, 112: C11007
- Bjerknes J. 1969. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon Weather Rev*, 97: 163–172
- Changnon S A. 2000. El Niño, 1997–1998: The Climate Event of the Century. New York: Oxford University Press. 232
- Chen D, Cane M A. 2008. El Niño prediction and predictability. *J Comp Phys*, 227: 3625–3640
- Chen D, Cane M A, Kaplan A, Zebiak S E, Huang D. 2004. Predictability of El Niño over the past 148 years. *Nature*, 428: 733–736
- Chen D, Lian T, Fu C, Cane M A, Tang Y, Murtugudde R, Song X, Wu Q, Zhou L. 2015. Strong influence of westerly wind bursts on El Niño diversity. *Nat Geosci*, 8: 339–345
- Chen D, Zebiak S E, Busalacchi A J, Cane M A. 1995. An improved procedure for El Niño forecasting: Implications for predictability. *Science*, 269: 1699–1702
- Chen S S, Houze Jr R A, Mapes B E. 1996. Multiscale variability of deep convection in relation to large-scale circulation in TOGA COARE. *J Atmos Sci*, 53: 1380–1409
- Fedorov A V, Hu S, Lengaigne M, Guilyardi E. 2015. The impact of westerly wind bursts and ocean initial state on the development, and diversity of El Niño events. *Clim Dyn*, 44: 1381–1401
- Fu C, Diaz H F, Fletcher J O. 1986. Characteristics of the response of sea surface temperature in the central Pacific associated with warm episodes of the southern oscillation. *Mon Weather Rev*, 114: 1716–1739
- Harrison D E, Vecchi G A. 1997. Westerly wind events in the tropical Pacific, 1986–95. *J Clim*, 10: 3131–3156
- Hoerling M P, Kumar A, Zhong M. 1997. El Niño, La Niña, and the nonlinearity of their teleconnections. *J Clim*, 10: 1769–1786
- Hu S, Fedorov A V. 2016. Exceptionally strong easterly wind burst stalling El Niño of 2014. *Proc Natl Acad Sci USA*, 113: 2005–2010
- Jin F F. 1997a. An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part I: Conceptual model. *J Atmos Sci*, 54: 811–829
- Jin F F. 1997b. An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part

- II: A stripped-down coupled model. *J Atmos Sci*, 54: 830–847
- Jin F F, An S I, Timmermann A, Zhao J. 2003. Strong El Niño events and nonlinear dynamical heating. *Geophys Res Lett*, 30: 1120
- Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, Yang S K, Hnilo J J, Fiorino M, Potter G L. 2002. NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2). *Bull Amer Meteorol Soc*, 83: 1631–1643
- Kang I S, Kug J S. 2002. El Niño and La Niña sea surface temperature anomalies: Asymmetry characteristics associated with their wind stress anomalies. *J Geophys Res*, 107: 4372–4381
- Keen R A. 1982. The role of cross-equatorial tropical cyclone pairs in the southern oscillation. *Mon Weather Rev*, 110: 1405–1416
- 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 Clim*, 22: 1499–1515
- Larkin N K, Harrison D E. 2005. On the definition of El Niño and associated seasonal average U.S. weather anomalies. *Geophys Res Lett*, 32: L13705
- Li J, Liu B, Li J, Mao J. 2015. A comparative study on the dominant factors responsible for the weaker-than-expected El Niño event in 2014. *Adv Atmos Sci*, 32: 1381–1390
- Lian T, Chen D. 2012. An evaluation of rotated EOF analysis and its application to tropical Pacific SST variability. *J Clim*, 25: 5361–5373
- Lian T, Chen D, Tang Y, Wu Q. 2014. Effects of westerly wind bursts on El Niño: A new perspective. *Geophys Res Lett*, 41: 3522–3527
- Lian T, Tang Y M. 2017. Frequency-specified EOF analysis and its application to Pacific decadal oscillation. *Sci China Earth Sci*, 60: 341–347
- Lee T, McPhaden M J. 2010. Increasing intensity of El Niño in the central-equatorial Pacific. *Geophys Res Lett*, 37: L14603
- Marzeion B, Timmermann A, Murtugudde R, Jin F F. 2005. Biophysical feedbacks in the tropical Pacific. *J Clim*, 18: 58–70
- McPhaden M J. 1999. Genesis and evolution of the 1997–98 El Niño. *Science*, 283: 950–954
- McPhaden M J. 2004. Evolution of the 2002/03 El Niño. *Bull Amer Meteorol Soc*, 85: 677–695
- McPhaden M J, Bahr F, Du Penhoat Y, Firing E, Hayes S P, Niiler P P, Richardson P L, Toole J M. 1992. The response of the western equatorial Pacific Ocean to westerly wind bursts during November 1989 to January 1990. *J Geophys Res*, 97: 14289
- McPhaden M J, Freitag H P, Hayes S P, Taft B A, Chen Z, Wyrski K. 1988. The response of the equatorial Pacific Ocean to a westerly wind burst in May 1986. *J Geophys Res*, 93: 10589
- Meinen C S, McPhaden M J. 2000. Observations of Warm water volume changes in the equatorial Pacific and Their relationship to El Niño and La Niña. *J Clim*, 13: 3551–3559
- Menkes C E, Lengaigne M, Vialard J, Puy M, Marchesiello P, Cravatte S, Cambon G. 2014. About the role of Westerly Wind Events in the possible development of an El Niño in 2014. *Geophys Res Lett*, 41: 6476–6483
- Min Q, Su J, Zhang R, Rong X. 2015. What hindered the El Niño pattern in 2014? *Geophys Res Lett*, 42: 6762–6770
- Mu M, Xu H, Duan W. 2007. A kind of initial errors related to “spring predictability barrier” for El Niño events in Zebiak-Cane model. *Geophys Res Lett*, 34: L03709
- Neelin J D, Battisti D S, Hirst A C, Jin F F, Wakata Y, Yamagata T, Zebiak S E. 1998. ENSO theory. *J Geophys Res*, 103: 14261–14290
- Oh J H, Jiang X, Waliser D E, Moncrieff M W, Johnson R H, Ciesielski P. 2015. A momentum budget analysis of westerly wind events associated with the Madden-Julian oscillation during DYNAMO. *J Atmos Sci*, 72: 3780–3799
- Okumura Y M, Deser C. 2010. Asymmetry in the duration of El Niño and La Niña. *J Clim*, 23: 5826–5843
- Pearcy W G, Schoener A. 1987. Changes in the marine biota coincident with the 1982–1983 El Niño in the northeastern Subarctic Pacific Ocean. *J Geophys Res*, 92: 14417–14428
- Peng Y, Song J, Xiang J, Sun C. 2015. Impact of observational MJO forcing on ENSO predictability in the Zebiak-Cane model: Part I. Effect on the maximum prediction error. *Acta Oceanol Sin*, 34: 39–45
- Philander S G H. 1990. El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation. London: Academic Press. 293
- Puy M, Vialard J, Lengaigne M, Guilyardi E. 2016. Modulation of equatorial Pacific westerly/easterly wind events by the Madden-Julian oscillation and convectively-coupled Rossby waves. *Clim Dyn*, 46: 2155–2178
- Rasmusson E M, Carpenter T H. 1982. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the southern oscillation/El Niño. *Mon Weather Rev*, 110: 354–384
- Rong X, Zhang R, Li T, Su J. 2011. Upscale feedback of high-frequency winds to ENSO. *Q J R Meteorol Soc*, 137: 894–907
- Saha S, Nadiga S, Thiaw C, Wang J, Wang W, Zhang Q, Van den Dool H M, Pan H L, Moorthi S, Behringer D, Stokes D, Peña M, Lord S, White G, Ebisuzaki W, Peng P, Xie P. 2006. The NCEP climate forecast system. *J Clim*, 19: 3483–3517
- Seiki A, Takayabu Y N. 2007. Westerly wind bursts and their relationship with intraseasonal variations and ENSO. Part I: Statistics. *Mon Weather Rev*, 135: 3325–3345
- Song Z, Shu Q, Bao Y, Yin X, Qiao F. 2015. The prediction on the 2015/16 El Niño event from the perspective of FIO-ESM. *Acta Oceanol Sin*, 34: 67–71
- Sun R, Ling Z, Chen C, Yan Y. 2015. Interannual variability of thermal front west of Luzon Island in boreal winter. *Acta Oceanol Sin*, 34: 102–108
- Timmermann A, Jin F F. 2002. Phytoplankton influences on tropical

- climate. *Geophys Res Lett*, 29: 19-1–19-4
- Vecchi G A, Harrison D E. 2000. Tropical Pacific sea surface temperature anomalies, El Niño, and equatorial westerly wind events. *J Clim*, 13: 1814–1830
- Vialard J, Menkes C, Boulanger J P, Delecluse P, Guilyardi E, McPhaden M J, Madec G. 2001. A model study of oceanic mechanisms affecting equatorial Pacific Sea surface temperature during the 1997–98 El Niño. *J Phys Oceanogr*, 31: 1649–1675
- Wang H, Liu K, Qi D, Gao Z, Fan W, Zhang Z, Wang G. 2016. Causes of seasonal sea level anomalies in the coastal region of the East China Sea. *Acta Oceanol Sin*, 35: 21–29
- Yu L, Rienecker M M. 1998. Evidence of an extratropical atmospheric influence during the onset of the 1997–98 El Niño. *Geophys Res Lett*, 25: 3537–3540
- Zhang X M, Chen C, Lian T, Chen D K. 2017. Spatiotemporal modes of global sea surface temperature variability. *Sci China Earth Sci*, 60: 508–516
- Zheng F, Wang H, Wan L. 2015. Roles of initial ocean states on predicting the 2002/03 central Pacific El Niño. *Acta Oceanol Sin*, 34: 72–79