科学通报 2017 年 第 62 卷 第 16 期: 1738 ~ 1751
论 文
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

全球变暖背景下 ENSO 特征的变化

夏杨, 孙旭光*, 闫燕, 封维扬, 黄芳, 杨修群

南京大学大气科学学院, 气候与全球变化研究院, 中国气象局-南京大学气候预测研究联合实验室, 南京 210023
* 联系人, E-mail: xgsun@nju.edu.cn

2017-01-03 收稿, 2017-02-11 修回, 2017-02-13 接受, 2017-05-03 网络版发表
国家自然科学基金(41275069, 41330420)、国家自然科学基金创新研究群体项目(41621005)和中央高校基本科研业务费专项资助

摘要 利用1895~2014年HadISST月平均海温资料和CO_2浓度加倍前后600年海气耦合模式CESM试验结果, 对比分析了全球变暖前后厄尔尼诺-南方涛动(El Niño-Southern Oscillation, ENSO)特征(强度及其中心位置、生命期与频率)的变化及其可能原因. 主要结论如下: 全球变暖后, 在观测和模拟中气候平均的海温增暖中心分别位于热带西太平洋(类拉尼娜型增暖)和热带东太平洋(类厄尔尼诺型增暖), 引起热带太平洋低层东风信风相应地增强和减弱, 从而改变了热带太平洋最强海气耦合的位置, 决定了ENSO演变特征的不同变化. ENSO事件强度中心位置在类拉尼娜型增暖背景态下更倾向于发生在赤道太平洋中部, 形成"中太平洋ENSO", 而在类厄尔尼诺型增暖背景态下则更偏向赤道东太平洋, 形成"东太平洋ENSO". 两种气候态的改变都会造成全球变暖后El Niño事件生命期的明显延长, 其中, 类厄尔尼诺型增暖的影响更大, 最大可延长约3个月, 极端El Niño事件生命期的增长更显著. 其主要原因是: 全球变暖一方面使热带西太平洋异常西风更早出现, 有利于El Niño事件的提早发生发展, 另一方面会减小热带太平洋温跃层的平均深度和热带中东太平洋赤道内外平均海温梯度, 分别减慢了海洋次表层负反馈Kelvin波的东传速率和减弱了El Niño暖信号的"放电"速率, 使El Niño事件衰亡速度减缓, 持续时间更长. 另外, 观测和模式结果均表明, ENSO事件强度和频率在全球变暖背景下明显增强和增多, 并且类拉尼娜型和类厄尔尼诺型增暖背景态会分别导致极端La Niña事件和极端El Niño事件频率显著增多. 本文研究结果很好地统一了观测和模式中不同气候背景态下ENSO特征变化的现象和机理, 为理解和预估全球变暖后ENSO特征的变化及其气候影响奠定了重要的科学理论基础.

关键词 全球变暖, 厄尔尼诺-南方涛动(ENSO), 强度, 生命期, 频率

厄尔尼诺-南方涛动(El Niño-Southern Oscillation, ENSO)是热带太平洋上年际尺度最显著的海气耦合信号. 作为热带太平洋地区海气系统中典型的大尺度环流异常演变特征, ENSO不仅会影响热带太平洋地区气候异常, 还会通过大气遥相关响应对热带外乃至全球的气候异常都产生重要的影响. 对于中国而言, ENSO事件带来的直接而显著的影响是打乱了季风活动规律, 导致南涝北旱[1,2]、暖冬凉夏、台风减少[3]等异常气候现象. 最近, 在全球气温达到最暖器测记录的气候背景下, 2014年9月~2016年5月发生了一次超强El Niño事件, 其最强海温峰值达到2.9℃, 并且持续了21个月, 在全球各地造成了重大的自然灾害, 这表明ENSO及其影响与全球变暖有密切联系. 而ENSO在全球变暖背景下的不同演变特征, 也决定着它对全球气候异常的影响差异[4], 值得深入研究.

Meehl等人[5]已经指出, 在气候变化的背景之下, ENSO的特征可能会在接下来的一个世纪中发生改

引用格式: 夏杨, 孙旭光, 闫燕, 等. 全球变暖背景下 ENSO 特征的变化. 科学通报, 2017, 62: 1738–1751
Xia Y, Sun X G, Yan Y, et al. Change of ENSO characteristics in response to global warming (in Chinese). Chin Sci Bull, 2017, 62: 1738–1751, doi: 10.1360/N972016-01225

© 2017《中国科学》杂志社

变. 许多研究表明, ENSO事件的频率会随着热带太平洋气候平均背景态的改变而变化, 例如, Jin[6], Zebiak 和 Cane[7], Wang 和 An[8] 通过改变 Zebiak-Cane(ZC)简单海气耦合模式相关参数指出, 在ZC模式中增加赤道纬向平均的温跃层深度会使ENSO周期变短, 频率增快. 利用复杂海气耦合模式, Merryfield[9]和Saenko[10]指出在IPCC AR4“A1B”情景试验中, 海表温度的增温强于次表层, 使海洋层结性增强, 从而导致波速增加, ENSO频率增加. Collins[11]利用第二代哈德莱中心的海气耦合模式研究发现, 当CO_2浓度增加到4倍时, 赤道太平洋南北两侧温跃层经向温度梯度增加, 导致ENSO事件中赤道内外热容量异常交换的速度加快, 模式ENSO频率增加. 另外, Cai等人[12]的研究也表明, 全球变暖后, 赤道中东太平洋海温增暖, 造成极端ENSO事件的频率增多. 然而, Fedorov和Philander[13]以及Wittenberg[14]却持相反观点. 他们研究发现, 在观测和海气耦合模式中, 当热带背景信风减弱时, 赤道温跃层深度纬向梯度减小, 东太平洋上升流和赤道纬向平流作用减弱, 会延迟赤道温跃层经向结构调整的时间, 因此全球变暖后, ENSO的周期变长, 频率变慢. 邓林等人[15]通过对4个海气耦合气候模式中CO_2浓度增加情景的研究发现, 不同模式中ENSO频率的变化并不相同, 这种模式依赖性主要源于不同模式中热带太平洋气候背景态对CO_2浓度增加的响应不同, 其中纬向和垂直平均的上层海洋赤道内外背景温度梯度变化对于ENSO频率变化是关键性的.

关于全球变暖背景下ENSO强度的变化, Tong和Mcphaden[16], Cravatte等人[17]和Power等人[18]通过观测分析发现, 过去30年间El Niño强度是增加的. 根据数值试验结果, Timmermann等人[19]和Collins[11]也均指出, CO_2浓度增加会引起赤道垂直温度梯度增加, 从而增强了海表温度异常对表面风应力的敏感度, 最终导致了ENSO振幅增加. 而Knutson等人[20,21]则认为, CO_2浓度增加会使赤道气候平均的纬向温度梯度和温跃层东西坡度减小, 海洋表层流变弱, 引起东太平洋垂直海洋热通量减弱, 最终导致ENSO振幅变弱. 另外, Collins等人[22]和Vecchi等人[23]认为, 全球变暖后, 由于大气和海洋的平均状态一直在发生改变, 因此ENSO的强度、频率和季节锁相性等也有可能发生变化, 依据ENSO现在对于CO_2的敏感度, 很难将CO_2增加对ENSO强度的影响与气候系统本身的噪音分离开来, 即ENSO活动是否会增强还不能完全确定.

最近研究发现[4,24,25], 依据ENSO事件在赤道太平洋发生的位置不同将其分为两类: 一类是发生在赤道东太平洋的传统ENSO事件, 即东太平洋ENSO时间(EP型ENSO), 另一类是发生在赤道中太平洋的ENSO事件, 即中太平洋ENSO事件(CP型ENSO). Kim和Yu[25]根据CMIP5模式结果发现, 这两类ENSO事件对气候变化的响应并不相同, 对于EP型ENSO, 海表面温度(SST)的变化从美国南部海岸一直扩展到中太平洋地区, 而对于CP型ENSO, 海表面温度变率以热带太平洋的中部为中心向副热带扩展. Yeh等人[26]还发现, CP型ENSO频率的增加与气候变化的背景态有关.

综上, 全球变暖对ENSO的影响已有很多研究, 但是关于ENSO强度、频率和生命期等特征的改变仍有很多不确定的地方, 特别是全球变暖背景下两类ENSO特征的变化还不清楚. 本文将基于已有的ENSO发生发展理论, 从观测和数值模拟两方面, 揭示出全球变暖影响下ENSO生命期与频率、强度及其中心位置的特征变化, 并给出其可能的理论解释.

1 数据和方法

1.1 数据与模式试验

本文使用的数据包括月平均海温资料、风场资料以及CESM海气耦合模式试验资料. 海温采用的是Hadley中心提供的HadISST1.1海温资料, 空间分辨率为1°×1°. 10 m纬向风和500 hPa垂直速度均采用NOAA-CIRES20 v2c再分析资料, 空间分辨率为2°×2°. 时间范围取为1895年1月~2014年12月.

全球变暖数值模拟试验使用了美国国家大气研究中心(NCAR)的通用地球系统模式CESM 1.0.4的模拟结果. 控制试验采用CESM默认的当代模式环境设置(B_2000), 大气、陆面、海冰和海洋完全耦合. 其中, 大气模式采用CAM4物理过程, 为欧拉谱模式, 水平分辨率为T31(约为3.75°×3.71°), 垂直方向有26层. 海洋模式为POP2, 水平分辨率为gx3v7(约为3.6°×1.6°), 垂直方向有60层. CO_2浓度水平为367 ppmv(1 ppmv=1×10^{-6} L/L, 下同). CO_2浓度加倍试验即为全球变暖试验, 仅将CO_2浓度水平改变为控制试验的2倍, 即734 ppmv, 其他模式设置与控制试验相

同. 两个试验分别从各自的第0年开始连续积分1600 a, 由于海洋模式达到积分平衡需要很长时间, 1000 a后海洋模式积分趋于稳定, 所以本文只对1000~1600 a的模式试验结果进行分析. 模式试验的不同深度海温资料以及1000 hPa的纬向风资料用来分析和理解全球变暖后ENSO的特征变化. Wang等人[27]已表明CESM模式在相同分辨率情况下对ENSO的模拟性能较好, 基本上能较好地再现ENSO的周期性和年际变率等主要气候特征. 本文进一步评估了所使用的CESM控制试验对ENSO基本特征的模拟能力, 结果发现CESM模式对ENSO事件中心强度和位置等的模拟虽有不足之处, 但它对ENSO的基本特性, 例如季节锁相性、周期性等都有较好模拟(图略). 因此本文利用CESM模式研究全球变暖对ENSO特征变化的影响仍然具有一定可靠性的.

1.2 方法

根据IPCC第五次评估报告[28]中的全球平均温度时间演变, 全球平均温度在20世纪60~70年代变暖显著. 由1895~2014年31 a滑动平均的Niño3指数均方根(RMS)和ENSO事件发生频数的时间演变(图略)可知, ENSO事件强度和发生频数均存在明显的世纪尺度变化特征, 在20世纪50~60年代有明显转变. 因此, 为了保证全球变暖前后研究时段长度的一致性并保证有足够的样本长度, 将1895~2014年观测资料平均分为前后两个时段, 即1895~1954和1955~2014年, 作为全球变暖前后两个阶段. 通过对比分析这两个时段气候平均态差异及其相联系的ENSO特征变化, 用来说明全球变暖对ENSO特征变化的影响. 在数值模式试验中, 全球变暖的影响通过CO_2浓度加倍来实现, 这也是引起全球变暖试验与控制试验中ENSO特征变化的唯一外强迫因子, 这两个试验之差能更好地反映全球变暖背景下ENSO特征的变化, 因为它们不包含观测资料中其他无关外强迫的影响.

ENSO是年际尺度强信号, 在资料分析之前, 本文利用集合经验模态分解(EEMD)[29]对与ENSO相联系的所有变量进行了年际尺度信号的提取. EEMD是经验模态分解(EMD)[30,31]的改进算法, 有效解决了EMD的混频现象, 在提取年循环分量以及年际和年代际分量上的鲁棒性(robustness)比其他方法更优越[32]. 具体而言, 本文通过EEMD方法对冬季Niño3和Niño4指数进行分解, 分别得到了16个信号分量. 通过对分量的频谱分析, 发现第3, 4个分量周期在2~7 a内, 属于年际信号. 将第3, 4个分量线性相加, 即得到了表征年际ENSO事件的Niño指数. 下文所有提及的Niño3和Niño4指数都是通过EEMD分解后得到的.

为了保证观测资料和模式资料中ENSO事件定义标准的一致性, 规定9月至次年5月中有6个月Niño3指数大于或等于当月标准差的2/3(小于该月标准差负值的2/3), 即定义发生了一次El Niño(La Niña)事件. 极端ENSO事件定义为El Niño(La Niña)事件发生时Niño3指数绝对值大于其全部时间序列标准差的1.5倍. 中等强度ENSO事件定义为Niño3指数绝对值小于其全部时间序列标准差的1.5倍的El Niño(La Niña)事件.

2 全球变暖背景下气候平均态的变化

图1为观测和模式中热带太平洋SST全年气候平均分布叠加500 hPa垂直速度及其与1000 hPa纬向风场气候态在全球变暖前后的变化. 由图1可见, 与观测相比, 全球变暖试验中热带太平洋主要增暖区域有明显的差异. 观测中, 全球变暖后热带中西太平洋暖池区增温最显著, 暖池明显增强(图1(a), (b)), 而冷舌区则异常偏冷, 造成了热带太平洋纬向SST梯度增大, 呈类拉尼娜型增暖(图1(c)). 与此相对应, 在150°W左右以下沉气流为主(图1(c)), 在热带太平洋中部形成强烈的低层大气辐散, 全球变暖后暖池区有显著的东风异常, 冷舌区有显著的西风异常(图1(d)). 模式控制试验中, 暖池区范围比观测偏小, 位置偏西、偏向赤道. 相应地, 冷舌位置比观测偏西10°左右, 并且热带东太平洋SST比观测略高(图1(e)). 全球变暖后, 暖池区向赤道两侧、向东扩展, 且温度增加(图1(f)). 但相对而言, 冷舌区增暖更为显著, 且增暖范围更大, 引起热带太平洋纬向SST梯度减弱, 呈类厄尔尼诺型增暖(图1(g)). 赤道中东太平洋增暖会在局地产生异常上升运动(图1(g)), 对流异常增强, 引起异常凝结潜热释放. 根据热带地区加热强迫的Gill[33]响应动力模型, 在加热中心西部赤道两侧大气低层会激发出气旋式Rossby波包, 即赤道北侧和南侧均为东风异常, 而赤道则为西风异常(图1(h)). 赤道太平洋在全球变暖后显著的异常西风与热带东太平洋SST异常增暖形成正反馈, 进一步维持了海洋和大气异常的气候态.

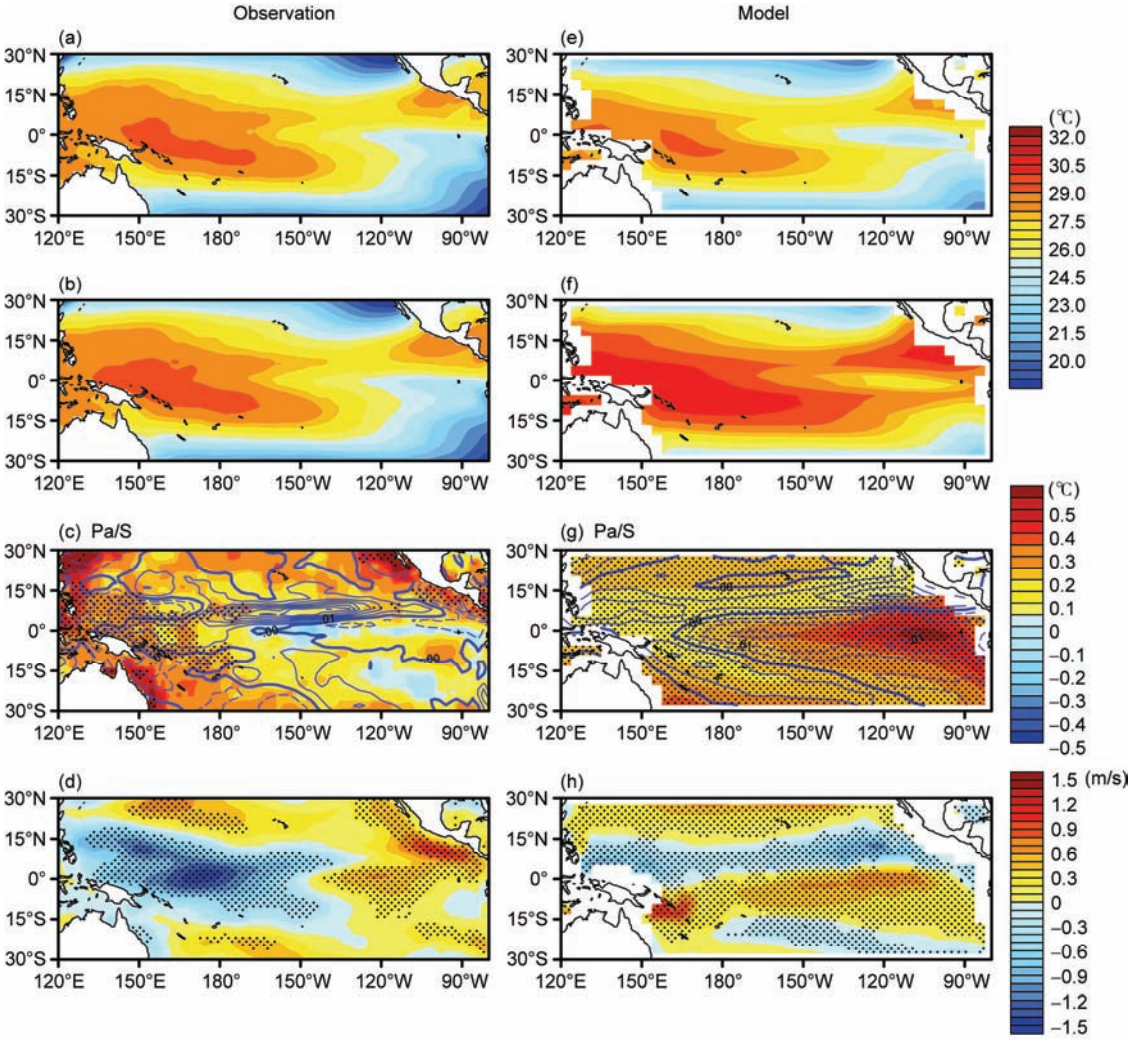

图 1 观测和模式中热带太平洋SST年平均气候态分布((a), (b), (e), (f))以及SST叠加 500 hPa垂直速度((c), (g))与 1000 hPa纬向风场((d), (h))年平均气候态在全球变暖前后的变化. 其中, (a)和(b)分别为观测资料中 1895~1954 和 1955~2014 年两时段年平均气候态, (c)和(d)为两个时段之差, (e)和(f)分别为模式控制试验和全球变暖试验年平均气候态, (g)和(h)为两试验之差(黑点区为通过 0.1 显著性水平检验的区域)

Figure 1 Spatial distribution of the climatologically averaged tropical Pacific SST ((a), (b), (e), (f)) for the periods of pre ((a), (e)) and post ((b), (f)) global warming, and the differences of SST overlayed 500 hPa ω (unit: Pa/s) ((c), (g)) and 1000 hPa zonal wind ((d), (h)) between post and pre global warming periods. (a)–(d) are derived from observations, and (e)–(h) are produced by CESM model. (a) and (b) represent the periods of 1895–1954 and 1955–2014, respectively, and (c) and (d) are their differences. (e) and (f) indicate the experiments of control run and double-CO_2 run, respectively, and (g) and (h) are their differences. The black dots denote the significant differences at 0.1 significance level based on Student's *t*-test

在全球变暖背景下，观测与模式中热带太平洋SST的主要增暖区域存在明显差异，这主要是由不同物理机制触发形成的. 对于类拉尼娜型增暖，在相同热带太平洋总体外加热强迫下东太平洋冷舌区上翻的冷水会抵消了大气辐射加热，产生了负的净长波辐射通量异常，进而减弱了冷舌区的增暖趋势，引起热带东西太平洋增暖差异. 在Bjerknes正反馈的作用下该差异进一步放大，即大气Walker环流和冷舌区冷水上翻均增强，赤道太平洋温跃层更加倾斜，暖池更暖、冷舌更冷，导致热带太平洋纬向SST梯度增大[34]. 而对于类厄尔尼诺型增暖，全球变暖背景下暖池区海表净辐射通量外强迫减小，由于暖池SST对海面热通量的变化非常敏感，暖池SST相应降低，引起Walker环流减弱. 整个赤道太平洋温跃层整体变浅、倾斜减小，大气对流辐合中心向东扩展，在异常西风分量的作用下有利于热带太平洋东部显著增温[23]. 以上两种机制的选择取决于海气耦合的强弱，当海气耦合增强时，Bjerknes机制起主要作用，产生类拉

尼娜型增暖；当海气耦合减弱时，热力学过程起主要作用，产生类厄尔尼诺型增暖[34]. 而观测与模式中海气耦合强度的不确定性可能来源于云与气溶胶气候效应的不确定.

热带太平洋上层热容量可由上层海洋平均温度来表征，上层海洋平均温度由海洋20℃等温线深度至海表处温度垂直积分的平均值计算得到，即:

$$\overline{T(x,y)}=\frac{1}{H(x,y)}\int_{-H(x,y)}^{0}T(x,y,z)\mathrm{d}z, \qquad (1)$$

式中, $H(x, y)$代表空间任意一点上20℃等温线的深度. 赤道地区(2°N~2°S的区域平均值)与赤道外(北半球2°~10°N和南半球2°~10°S的区域平均值)上层海洋平均温度之差描述了上层海洋热带经向温度梯度. 图2(a)为模式控制试验与全球变暖试验中气候平均的上层海洋热带经向温度梯度随经度的变化. 由图2(a)可见，无论是控制试验还是全球变暖试验，在热带西太平洋，由于暖池区的存在，赤道温度高于赤道外，形成正经向温度梯度. 而在热带中东太平洋，赤道冷舌造成赤道温度明显低于赤道外，形成显著的负经向温度梯度. 在全球变暖后，暖池区和冷舌区经向温度梯度强度均减小，冷舌区减小更明显，这意味着热带中东太平洋赤道地区增暖更显著，与SST最大增暖中心位置相一致(图1(g)). 图2(b)为模式控制试验与全球变暖试验中气候平均的温跃层深度随经度的变化及其差值. 在整个热带太平洋地区，温跃层深度在中太平洋地区170°W附近达到最大，在冷舌地区90°W附近达到最低值. 全球变暖后，除了150°E以西太平洋大部分地区温跃层深度都有所减小，其中在170°E~130°W之间减小程度最大.

3 ENSO强度及其中心位置的变化

首先，考虑观测和模式中ENSO的强度在变暖前后发生的变化. 图3是观测和模式中热带太平洋冬季SST方差的水平空间场及其在全球变暖前后的变化，用来表示ENSO冬季海温变率的空间分布特征. 对比观测和模式的控制试验，观测的海温变率大值中心主要分布在赤道中东太平洋地区，向中西太平洋延伸(图3(a), (b)). 模式控制试验的海温变率大值中心位于180°附近，整体变率的大值区比观测偏西20°左右，表明模式模拟的ENSO中心位置更偏向于中太平洋(图3(d)). 另外，模式的海温变率整体小于观测，表明模式模拟的ENSO强度比观测偏弱. 但整体来

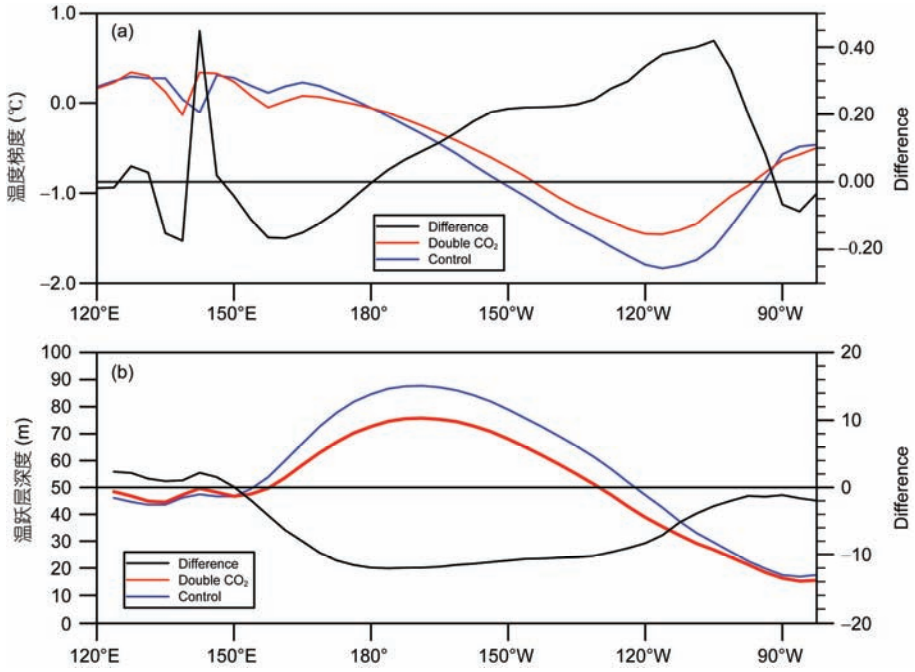

图 2 模式中控制试验(蓝色)与全球变暖试验(红色)中气候平均的上层海洋热带经向温度梯度(a)和赤道地区温跃层深度(5°N~5°S)(b)及其差值(黑色)随经度的变化

Figure 2 Zonal variations of tropical upper ocean meridional temperature gradients (a) and equatorial tropical thermocline depths (5°N–5°S) (b) pre (blue) and post (red) global warming and their difference (black)

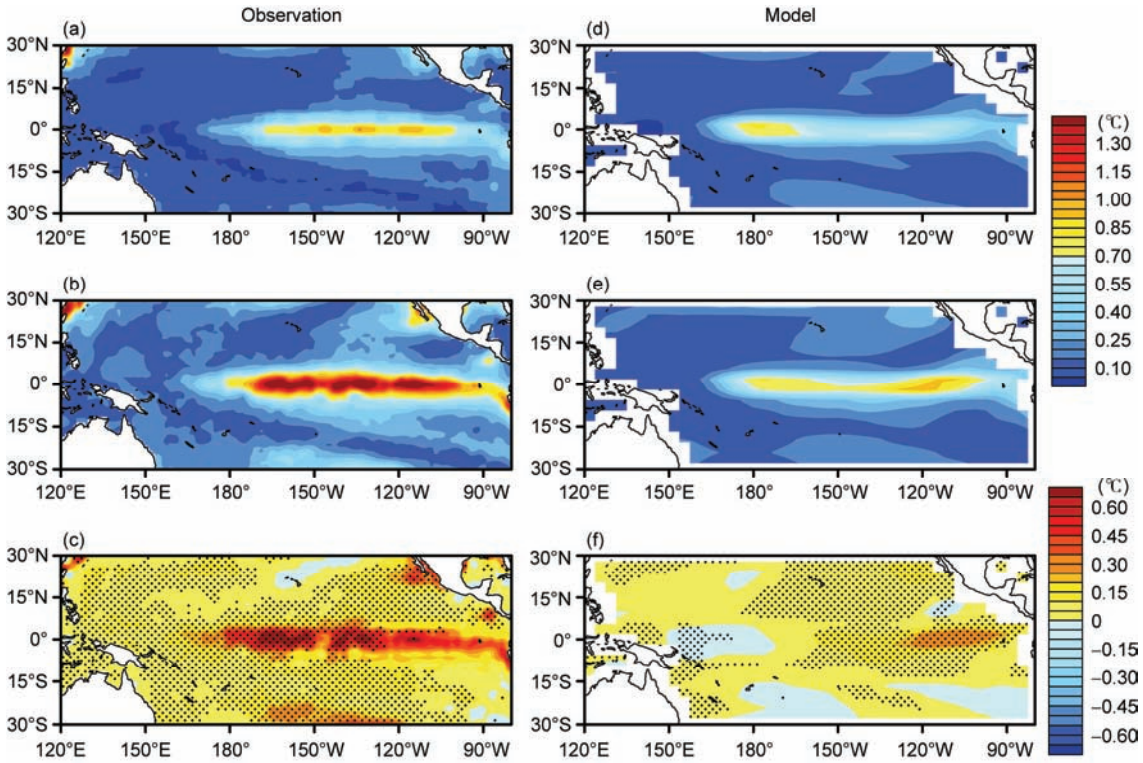

图 3 观测和模式中热带太平洋冬季SST方差的水平分布((a), (b), (d), (e))以及在全球变暖前后的变化((c), (f)). 其中, (a)和(b)分别为观测资料中1895~1954 和 1955~2014 年两时段冬季SST方差, (c)为两个时段之差, (d)和(e)分别为模式控制试验和全球变暖试验冬季SST方差, (f)为两试验之差(阴影为通过 0.1 显著性水平检验的区域)

Figure 3 Spatial distribution of the winter SST variance in the tropical Pacific pre ((a), (d)) and post ((b), (e)) global warming and their difference ((c), (f)). (a)–(c) are derived from observations and (d)–(f) are produced by CESM model. (a) and (b) represent the periods of 1895–1954 and 1955–2014, respectively, and (c) is their differences. (d) and (e) indicate the experiments of control run and double-CO_2 run, respectively, and (f) is their differences. The black dots denote the significant differences at 0.1 significance level based on Student's *t*-test

说，CESM模式基本能模拟出ENSO变率的主要空间分布. 对比全球变暖前后的结果，不论是观测还是模式中，热带太平洋大部分区域的海温变率在全球变暖后都显著增大，说明ENSO强度在全球变暖后明显增大. 这种变化可能主要与温跃层深度的改变有关. 在模式中，全球变暖后热带太平洋温跃层深度整体都显著减小(图2(b))，导致混合层的海水变浅，更容易受到大气的影响，海气耦合更加剧烈，ENSO事件整体的强度随之增大.

虽然观测和模式都表明ENSO事件的强度增大，但两者在ENSO强度增大的主要区域有明显的差异. 观测中，全球变暖后，在赤道中太平洋地区(160°W附近)冬季SST方差有最为显著的增加(图3(c))；而模式结果表明，在全球变暖试验中，冬季SST方差在冷舌区域(110°W附近)显著增加，在暖池的部分区域略有降低(图3(f)). 这说明观测和模式中，全球变暖后ENSO事件强度中心位置的变化有明显差异，即观测中ENSO事件的强度中心有向赤道中太平洋移动的趋势，有利于CP型ENSO的形成，而模式中ENSO事件更倾向于发生在赤道东太平洋，表现为EP型ENSO.

分别用冬季Niño3指数和Niño4指数来表征EP型ENSO和CP型ENSO的强度，将两者之间的关系通过散点图表示在图4中，用来表征全球变暖后观测和模式ENSO事件强度中心的偏移情况. 对于研究时段所有年份Niño3指数和Niño4指数的关系(图4(a)，(c))，两者之间有很好的正相关，表明它们都能很好地指示ENSO事件的发生. 在全球变暖后，观测中Niño4指数相对于Niño3指数的线性拟合直线的斜率变大(图4(a))，这意味着当ENSO事件发生时，Niño4区海温距平大于Niño3区海温距平，海温异常信号向赤道中太平洋偏移，主要表现为CP型ENSO. 而在模式中，Niño4指数相对于Niño3指数的线性拟合直线的斜率变小(图4(c))，表明全球变暖后ENSO事件海温异

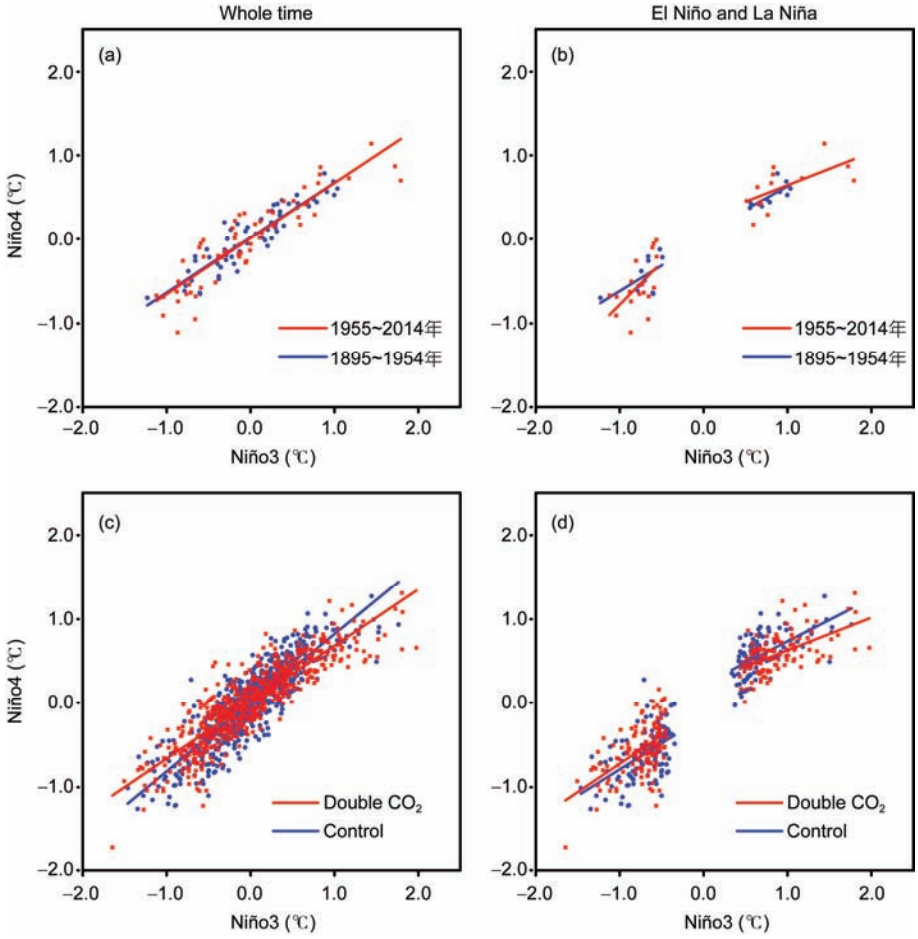

图 4 观测((a), (b))和模式((c), (d))中冬季Niño3 指数和Niño4 指数的散点图和线性关系拟合. 蓝色点为全球变暖前, 红色点为变暖后

Figure 4 Scatter diagram with linear fitting between winter Niño3 and Niño4 indices in observation ((a), (b)) and model ((c), (d)). Blue and red denote pre and post global warming, respectively

常信号向赤道东太平洋偏移, 主要以EP型ENSO为主. 若把El Niño事件和La Niña事件分开讨论(图4(b), (d)), 观测中全球变暖前后El Niño事件对应的线性拟合直线斜率基本一致, 表明赤道太平洋暖海温异常中心的东西位置变化并不明显; 而对于La Niña事件, 全球变暖后拟合直线的斜率明显增大, 冷海温异常中心偏向于赤道中太平洋地区, 更容易发生CP型La Niña事件(图4(b)). 与观测结果相反, 在模式中, La Niña事件拟合直线斜率在全球变暖前后没有明显差异, 表明赤道太平洋冷海温异常中心东西位置变化不大, 但El Niño事件拟合直线斜率却在全球变暖后显著变小, 赤道太平洋暖海温异常中心向东偏移, 更有利于EP型El Niño事件的发生(图4(d)).

由全球变暖前后气候平均态变化可知, 全球变暖会引起观测和模式中热带太平洋气候平均SST分别出现类拉尼娜型和类厄尔尼诺型增暖, 与此相联系的海气系统气候态差异决定了EP型和CP型ENSO事件的发生[35]. 其中, 类拉尼娜型增暖会使赤道太平洋纬向温度梯度增大, Walker环流增强, 在西太平洋暖池附近东风显著增强, 东太平洋冷舌附近出现显著的异常西风(图1(c), (d)). 这种气候平均的低层纬向风场变化会导致El Niño事件发生时, 西太平洋暖池附近西风异常明显减弱, SST异常暖信号难以通过赤道Kelvin波传到东太平洋地区, 所以El Niño事件最大SST正异常中心偏向中太平洋; 当La Niña事件发生时, 气候平均的暖池区东风异常和冷舌区西风异常会在热带中太平洋地区产生异常辐散, 造成海温在中太平洋区域较低, La Niña事件SST冷中心更容易在中太平洋而不是东太平洋出现, 形成CP型La Niña事件. 反之, 类厄尔尼诺型增暖会减小赤道太平

洋纬向温度梯度，导致Walker环流减弱，整个赤道太平洋地区存在显著的西风异常(图1(g), (h)). 在此异常气候背景态下，El Niño事件发生时强烈的西风异常会使SST异常暖信号东传至赤道东太平洋，形成EP型El Niño事件；而整个热带太平洋气候平均的异常西风会使La Niña事件发生时东风异常减弱，La Niña事件最大SST负异常中心偏向赤道东太平洋. 因此，在观测中，全球变暖后ENSO事件最大SST异常中心主要往赤道中太平洋移动，主要以CP型ENSO为主，而在模式中，ENSO事件最大SST异常中心偏向于赤道东太平洋，主要以EP型ENSO为主.

4 ENSO生命期和频率的变化

ENSO具有季节锁相性，一般在春夏季发生发展，秋冬季成熟，次年春夏季衰亡[36]. ENSO的演变过程和生命期可用Niño3指数的季节变化来表征. 图5是ENSO事件合成的Niño3指数和日界线附近赤道太平洋区域(155°~185°E; 5°N~5°S)面积平均纬向风异常的演变图. 由图5可见，在El Niño事件(La Niña事件)发展阶段，Niño3指数逐渐增大(减小)，赤道中西太平洋异常西风(或东风)开始出现并逐渐增强，两者均在ENSO事件成熟阶段达到最大(或最小)，之后在其衰亡阶段逐渐减弱，完成了一个跨两年的ENSO生命期. 全球变暖后，观测中的El Niño事件发生时间稍早一些，其成熟阶段(11月)强度更强，并在其后维持Niño3区海温正异常的时间偏长一些，表明El Niño事件在全球变暖后生命期延长了(图5(a)). 对于极端El Niño事件，全球变暖后发生发展时间比全球变暖前偏早，其衰亡阶段的持续时间比全球变暖前明显偏晚，生命期显著变长，同时其成熟阶段强度也明显加强(图5(c)). 而对于中等强度El Niño事件，全球变暖后发生发展时间和衰亡时间比之前都有明显的提前，生命期略有变长，其强度也变大(图5(d)). 因此，极端El Niño事件生命期在全球变暖后的增长对观测的El Niño事件生命期的延长起主要贡献. 在模式中，El Niño事件的Niño3指数在全球变暖试验中比控制试验也提前出现正异常，成熟阶段也更大，并在其衰亡阶段维持较大正异常的时间也更长，表明模式中El Niño事件生命期在全球变暖后也延长了(图5(e)). 同样，模式中的极端El Niño事件和中等强度El Niño事件在全球变暖后强度更强，在其衰亡阶段，它们的SST暖异常信号衰减速度比全球变暖前更慢(图5(g), (h))，生命期相应延长，特别是极端El Niño事件更显著(图5(g)). 通过以上分析认为，全球变暖后，观测与模式都表明ENSO事件的生命期延长. 对于La Niña事件而言，无论是在观测还是在模式中，其生命期和成熟位相强度在全球变暖前后都没有明显变化(图5(b), (f)).

根据延迟振子理论[37,38]，西太平洋西风异常会激发出沿赤道东传的暖性Kelvin波和沿赤道两侧西传的冷性Rossby波，一方面东传的暖性Kelvin波会导致El Niño事件的发生，另一方面，西传的冷性Rossby波经西边界反射后成为冷性Kelvin波再向东传播，促使El Niño事件消亡. 显然，热带中西太平洋纬向异常西风出现的早晚和维持时间的长短以及赤道Kelvin波的传播速度对ENSO事件生命期有重要影响. 日界线附近赤道太平洋地区的西风异常可以很好地指示ENSO事件的演变过程和生命期(图5)[39]，其在全球变暖前后的变化可以用来理解ENSO事件发生发展的早晚. 对于观测的El Niño事件，全球变暖后，日界线附近的异常西风爆发时间提前1~2个月(图5(a))，这会更早地激发出东传的暖性Kelvin波，引起赤道东太平洋SST暖异常提早出现，使El Niño事件发生时间提前. 极端El Niño事件中西风爆发时间在全球变暖后提前约6个月(图5(c))，会使之更易提早发生发展. 在模式中，El Niño事件发生发展阶段的西风异常同样在全球变暖后有所提前(图5(e))，但主要是由中等强度El Niño事件中西风异常主导的(图5(h)). 对于La Niña事件，观测和模式中日界线附近东风异常在全球变暖前后没有的明显早晚变化(图5(b), (f))，所以其发生发展开始日期也没有太大差异. 另外，由赤道Kelvin波相速度公式 $c=\sqrt{gH}$ 可知，日界线附近西风异常所激发的沿赤道东传的Kelvin波相速度主要由赤道太平洋温跃层深度决定. 在全球变暖后，赤道太平洋地区温跃层深度变浅(图2(b))，因此，ENSO事件中赤道东传的Kelvin波相速度也相应变慢，从而引起太平洋西边界反射的冷性Kelvin波向东传播速度变慢，造成El Niño事件的消亡偏晚(图5)，生命期持续时间更长.

另一方面，根据充放电振子理论[6]，赤道西太平洋热容量和西风异常可以为ENSO事件的发生提供触发条件，对其发展过程进行“充电”，而赤道太平洋热容量的“放电”过程则为ENSO事件的消亡提供了负反馈机制，“放电”速度与热带中东太平洋赤道内外热

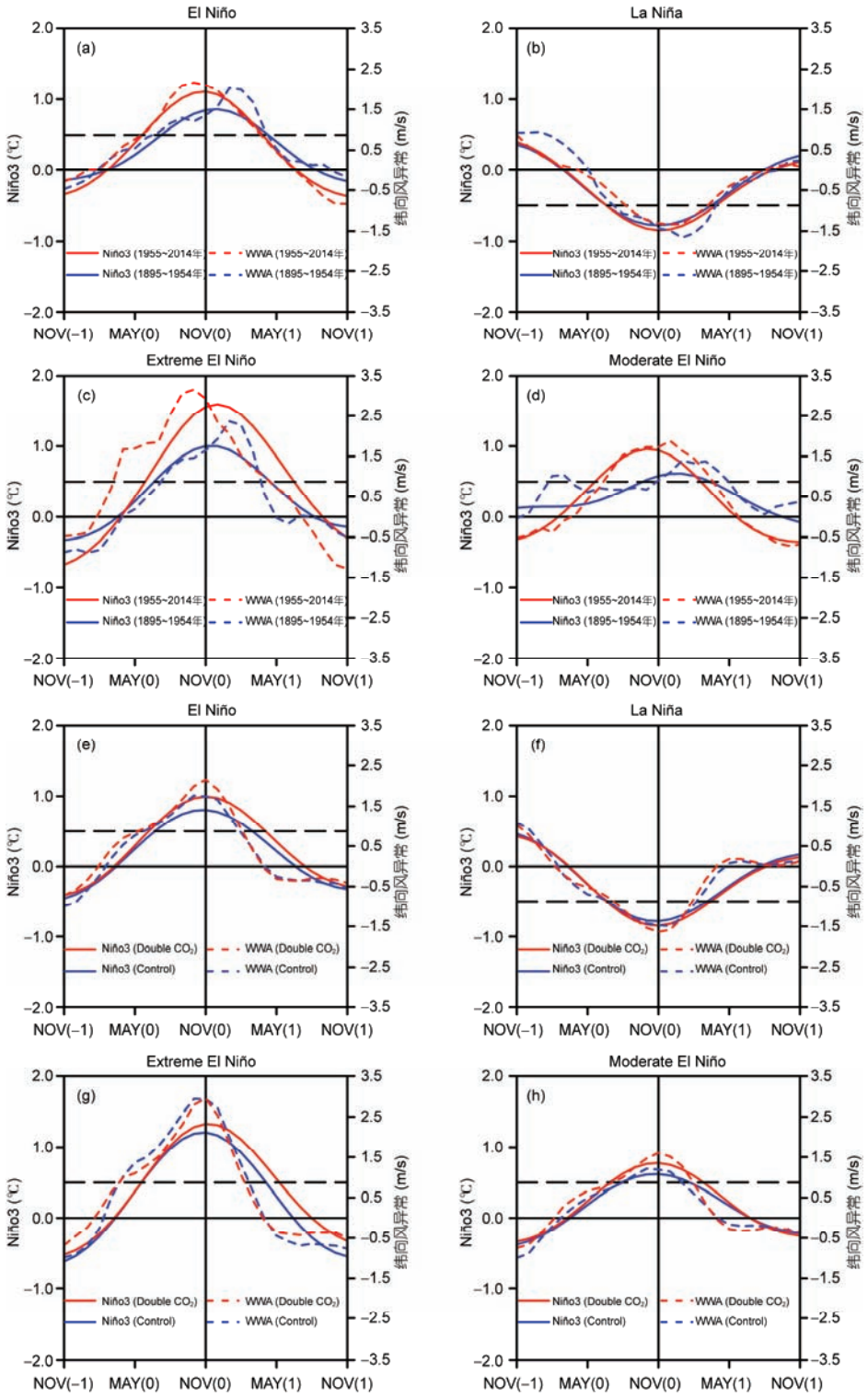

图 5 观测(a)~(d)和模式(e)~(h)中ENSO事件合成的Niño指数与日界线附近赤道太平洋区域(155°~185°E; 5°N~5°S)面积平均纬向风异常的位相演变. (a), (e) El Niño事件; (b), (f) La Niña事件; (c), (g) 极端El Niño事件; (d), (h) 中等强度El Niño事件. 横坐标代表ENSO事件生命期演变过程的月份, 其中, −1, 0 和 1 分别代表ENSO事件发生的前一年、当年和后一年

Figure 5 Evolvement of composite Niño3 index and western-central Pacific (155°–185°E; 5°N–5°S) zonal wind anomaly in lifetime of El Niño ((a), (e)), La Niña ((b), (f)), extreme El Niño ((c), (g)) and moderate El Niño ((d), (h)) events. The *X* axis represents the month, where −1, 0, and 1 denote the previous year, the current year and the next year of an ENSO event, respectively. (a)–(d) Derived from observations; (e)–(h) produced by CESM model

容量交换速度有关. 因此, “充、放电”过程时间越长, ENSO事件的生命期就越长, 反之则越短. 赤道内外热容量梯度的变化影响ENSO事件“充、放电”速度, 当赤道内外温度梯度较小时, 充放电速度减慢, 能量被积聚和耗散的速度减慢, ENSO生命期延长; 反之, 当赤道内外温度梯度较大时, 充放电速度加快, ENSO生命期缩短. 全球变暖后, 观测和模式中西风异常会更早地为El Niño事件“充电”, 使其提早爆发. 同时, 由模式中热带太平洋上层海洋气候平均的经向温度梯度变化可知, 热带中东太平洋赤道内外经向温度梯度强度明显减小, 使赤道内外热容量交换速度减慢, 导致El Niño事件衰亡阶段“放电”速度变慢, 生命期延长.

除了生命期外, ENSO事件的发生频率在全球变暖后也有明显的变化. 为了便于观测和模式中ENSO事件频率的比较, 将ENSO事件的实际发生数除以统计样本总年数, 转化为统一单位, 即: 次/百年. 全球变暖后, 观测的ENSO事件发生频率比全球变暖前增多17.24次/百年, 增长了47.62%. 其中, El Niño事件的频率由全球变暖前的17.24次/百年上升至22.41次/百年, 增长了29.99%; La Niña事件的频率则由18.96次/百年上升至31.03次/百年, 增长了63.66%, 其频率的增长明显大于El Niño事件(图6(a)). 极端ENSO事件的发生频率在全球变暖后也有明显增加(增长21.47%), 其中, 极端El Niño事件的发生频率基本不变, 而极端La Niña事件的频率则显著增长, 约为200.58%(图6(b)). 模式中ENSO事件的发生频率在全球变暖后也有所增加(约增长11.64%), 增长幅度低于观测. 其中, El Niño事件的频率由全球变暖前的17.33次/百年增加至18.33次/百年, 仅增加了5.77%, 全球变暖前后基本持平; La Niña事件的发生频率由18.5次/百年上升至21.67次/百年, 增长了17.14%, 增加趋势较为明显. 极端ENSO事件的发生频率在全球变暖后12.44%, 其中, El Niño事件的频率增加了约1.83次/百年, 而极端La Niña事件的频率却下降了1.67次/百年. 可以看出观测和模式中全球变暖后ENSO事件, 特别是极端ENSO事件频率的变化并不一致, 这些差异主要与全球变暖背景下气候平均的热带太平洋SST增暖类型不同有关. 观测中, 类拉尼娜型增暖中心位置位于赤道中西太平洋, 这会使赤道太平洋纬向温度梯度增大, 即赤道中西太平洋海温高东太平洋海温低, Walker环流增强, 低层东风信风增强, 西太平洋异常西风减弱, 会更有利于La Niña事件的发生发展. 同时, 由于气候背景态海气系统异

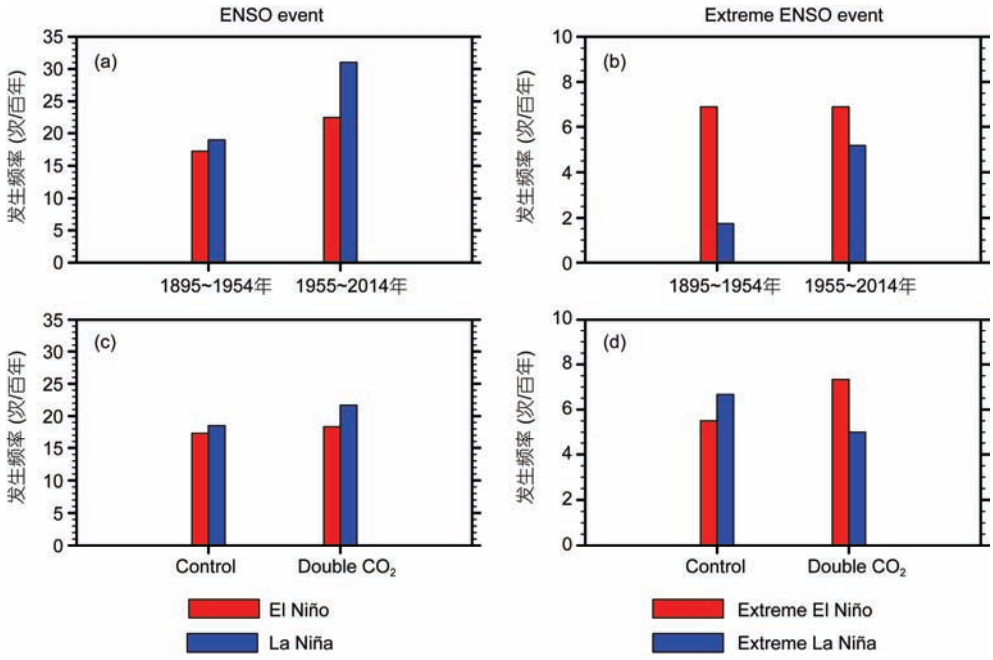

图 6 观测((a), (b))和模式((c), (d))中全球变暖前后ENSO事件((a), (c))和极端ENSO事件((b), (d))的发生频率

Figure 6 Frequency of occurrence of the all ENSO events ((a), (c)) and the extreme ENSO events ((b), (d)) pre and post global warming in observation ((a), (b)) and model ((c), (d))

常型与La Niña事件形成的年际海气系统异常结构是一致的，会进一步增强了La Niña事件，容易造成极端La Niña事件频率显著增加．与此相对应，模式中，类厄尔尼诺型增暖会减小赤道太平洋纬向温度梯度，这将导致Walker环流减弱，低层东风信风减弱，而西太平洋异常西风偏强，会更有利于El Niño事件的形成．El Niño事件发生时，赤道太平洋纬向温度梯度减小，Walker环流异常减弱，与气候背景场的变化趋势一致．二者叠加，会进一步增强了El Niño事件，从这种意义上来讲类厄尔尼诺型增暖则更易产生极端El Niño事件．

5 结论

ENSO是影响全球年际气候异常最显著的热带太平洋强信号，全球气候变暖对其特征变化有重要影响．本文通过对比分析观测资料和模式试验中全球变暖前后ENSO特征的改变，给出了全球变暖后ENSO事件强度及中心位置、生命期与频数的变化，并根据ENSO形成和演变的相关理论，通过全球变暖后的气候背景态的变化探讨了ENSO特征变化的形成机理．研究结果很好地统一了观测和模式中不同气候背景态下ENSO特征变化的现象和机理，为理解和预估全球变暖后ENSO特征的变化及其气候影响奠定了重要的科学理论基础．主要结论如下(图7)：

全球变暖后，在观测和模拟中热带太平洋气候平均的SST增暖中心分别位于热带西太平洋暖池区和热带东太平洋冷舌区，呈类拉尼娜型和类厄尔尼诺型增暖．热带太平洋类拉尼娜型增暖会增大热带太平洋纬向温度梯度，增强Walker环流，使热带太平洋低层东风分量增强，而热带太平洋类厄尔尼诺型增暖的作用则相反．基于模式试验结果，由于赤道中东太平洋海温的显著增暖，赤道内外的经向温度梯度也明显减小，同时，热带太平洋中东部的海洋温跃层深度也显著降低．

两种类型气候平均态的增暖会引起热带太平洋低层东风信风相应地增强和减弱，从而改变了热带太平洋最强海气耦合的位置，决定了ENSO演变特征(强度及中心位置、生命期与频率)的不同变化．观测和模式结果均表明，全球变暖后ENSO事件强度会增强，但在观测中，热带太平洋类拉尼娜型气候平均态增暖会使ENSO事件强度中心位置偏向赤道太平洋中部，形成CP型ENSO，且更易产生极端La Niña事件；而在模式中，热带太平洋类厄尔尼诺型气候平均态增暖会使ENSO事件强度中心偏向赤道东太平洋，形成EP型ENSO，且更易产生极端El Niño事件．对于生命期来说，两种类型气候态的改变都会造成全球

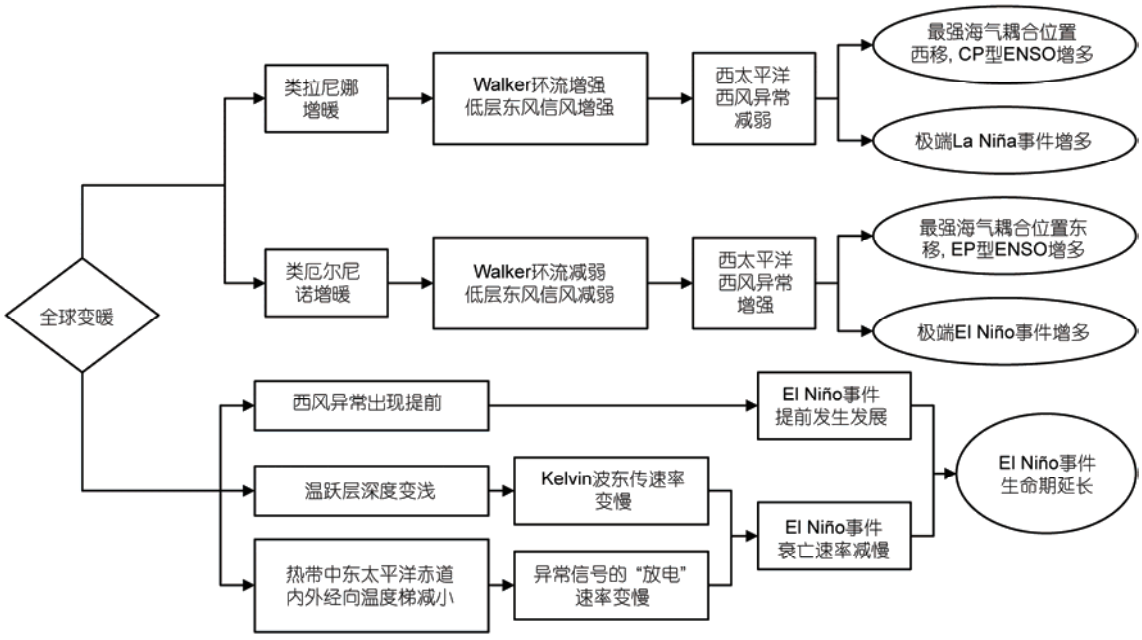

图 7 全球变暖引起ENSO特征变化的示意图

Figure 7 The schematic diagram of global warming caused ENSO changes

变暖后El Niño事件生命期的延长，其中类厄尔尼诺型增暖型的影响更大，最大可延长约3个月，并且极端El Niño事件生命期的增长更显著，但是La Niña事件生命期在全球变暖前后没有明显变化．El Niño事件生命期延长的主要原因是：全球变暖一方面通过使热带中西太平洋异常西风提早出现，造成El Niño事件更早发生发展，另一方面通过变浅的温跃层深度减慢了海洋次表层负反馈Kelvin波的东传速度，通过减小的热带中东太平洋赤道内外经向温度梯度减缓了El Niño暖信号的“放电”速率，导致El Niño事件衰亡速度更慢，持续时间更长．另外，全球变暖后，观测和模式中ENSO事件发生频率均一致性增多，其中La Niña事件频率的增长明显大于El Niño事件．但是对于极端ENSO事件发生频率，观测中类拉尼娜型增暖会造成极端La Niña事件频率显著增加，而模式中类厄尔尼诺型增暖则更易产生极端El Niño事件．

虽然观测和模式对于全球变暖后ENSO特征改变的结果差别较大，但是本文的目的在于通过比较观测与模式之间差异形成的原因，揭示全球变暖后ENSO特征变化在不同气候背景情况下的可能机理．本文研究发现，气候背景态的不同是导致ENSO特征发生改变的重要原因，也是模式偏离观测结果的主要原因．观测与模式中全球变暖后ENSO特征的变化虽然存在差异，但都是由相同的物理机制驱动的．该研究结果可用于未来可能发生的不同情景，为预估全球变暖后ENSO特征的变化及其气候影响奠定一定科学理论基础．

参考文献

1 Sun X G, Yang X Q. Numerical modeling of interannual anomalous atmospheric circulation patterns over East Asia during different stages of an El Niño event (in Chinese). Chin J Geophys, 2005, 48: 501–510 [孙旭光，杨修群. El Niño 演变不同阶段东亚大气环流年际异常型的数值模拟．地球物理学报, 2005, 48: 501–510]

2 Sun X G, Yang X Q. Numerical simulation of El Niño abnormal effect on the interannual climate in East Asia (in Chinses). Acta Oceanol 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]

3 Yu Z H, Yang X Q, Ren L X. El Niño (in Chinese). Nanjing: Hohai University Press, 2001 [余志豪，杨修群，任黎秀．厄尔尼诺．南京：河海大学出版社, 2001]

4 Fu C B, Fletcher J. Two types of warming of the equator during the El Niño period (in Chinese). Chin Sci Bull, 1985, 31: 126 [符淙斌, Fletcher J. “埃尔尼诺”(El Niño)时期赤道增暖的两种类型．科学通报, 1985, 31: 126]

5 Meehl G A, Collins M, Jones P D, et al. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the 4th Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2007. 747–845

6 Jin F F. An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part I: Conceptual model. J Atmos Sci, 1997, 54: 811–829

7 Zebiak S E, Cane M A. A model El Niño-Southern Oscillation. Mon Weather Rev, 1987, 115: 2262–2278

8 Wang B, An S. A mechanism for decadal changes of ENSO behavior: Roles of background wind changes. Clim Dyn, 2002, 18: 475–486

9 Merryfield W J. Changes to ENSO under CO_2 doubling in a multimodel ensemble. J Clim, 2006, 19: 4009–4027

10 Saenko O A. Influence of global warming on baroclinic rossby radius in the ocean: A model intercomparison. J Clim, 2006, 19: 1354–1360

11 Collins M. The El Niño-Southern Oscillation in the second Hadley Centre coupled model and its response to greenhouse warming. J Clim, 2000, 13: 1299–1312

12 Cai W, Borlace S, Lengaigne M, et al. Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming. Nat Clim Change, 2014, 4: 111–116

13 Fedorov A V, Philander S G. A stability analysis of tropical ocean-atmosphere interactions: Bridging measurements and theory for El Niño. J Clim, 2001, 14: 3086–3101

14 Wittenberg A T. ENSO response to altered climates. Doctor Dissertation. Princeton: Princeton University, 2002

15 Deng L, Yang X Q, Xie Q. Frequency variation of ENSO and its mechanism in coupled climate model under increasing carbon dioxide concentration (in Chinese). Chin Sci Bull, 2010, 55: 163–170 [邓林，杨修群，谢倩．二氧化碳浓度增加情景下耦合气候模式中的ENSO 频率变化及其机制．科学通报, 2010, 55: 163–170]

16 Tong L, McPhaden M J. Increasing intensity of El Niño in the central-equatorial Pacific. Geophys Res Lett, 2010, 37: L14603, doi: 10.1029/2010GL044007

17 Cravatte S, Delcroix T, Zhang D, et al. Observed freshening and warming of the Western Pacific Warm Pool. Clim Dyn, 2009, 33: 565–589

18 Power S, Delage F, Chung C, et al. Robust twenty-first-century projections of El Niño and related precipitation variability. Nature, 2013, 502: 541–545

19 Timmermann A, Oberhuber J, Bacher A, et al. Increased El Niño frequency in a climate model forced by future greenhouse warming. Nature, 1999, 398: 694–697

20 Knutson T R, Manabe S. Impact of increased CO_2 on simulated ENSO-like phenomena. Geophys Res Lett, 1994, 21: 2295–2298

21 Knutson T R, Manabe S, Gu D. Simulated ENSO in a global coupled ocean-atmosphere model: Multidecadal amplitude modulation and CO_2 sensitivity. J Clim, 1997, 10: 138–161

22 Collins M, An S I, Cai W J, et al. The impact of global warming on the Tropical Pacific Ocean and El Niño. Nat Geosci, 2010, 3: 391–397

23 Vecchi G A, Soden B J, Wittenberg A T, et al. Weakening of tropical Pacific atmospheric circulation due to anthropogenic forcing. Nature, 2006, 441: 73–76

24 Ashok K, Behera S K, Rao S A, et al. El Niño modoki and its possible teleconnection. J Geophys Res, 2007, 112: C11007, doi: 10.1029/2006JC003798

25 Kim S T, Yu J. The two types of ENSO in CMIP5 models. Geophys Res Lett, 2012, 39: 221–228

26 Yeh S W, Kug J S, Dewitte B, et al. El Niño in a changing climate. Nature, 2009, 461: 511–514

27 Wang Z Y, Li Y, Liu B, et al. Global climate internal variability in a 2000-year control simulation with Community Earth System Model (CESM). Chin Geogr Sci, 2015, 25: 263–273

28 Stocker T F, Qin D, Plattner G K, et al. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel On Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2013. 33–115

29 Wu Z H, Huang N E. Ensemble empirical mode decomposition: A noise assisted data analysis method. Adv Adapt Data Anal, 2009, 1: 1–41

30 Huang N E, Shen Z, Long S R, et al. The empirical mode decomposition and the Hilbert spectrum for nonlinear and nonstationary time series analysis. Proc Roy Soc London, 1998, 454: 903–995

31 Huang N E, Wu Z. A review on Hilbert-Huang transform: Method and its applications to geophysical studies. Rev Geophys, 2008, 46: RG2006, doi: 10.1029/2007RG000228

32 Qian C. A new method of establishing a climate anomaly reference frame and its verification and application (in Chinese). Doctor Dissertation. Beijing: Institute of Atmospheric Physics Chinese Academy of Sciences, 2009 [钱诚. 一个建立气候距平参照系的新方法及其检验和应用. 博士学位论文. 北京: 中国科学院大气物理研究所, 2009]

33 Gill A E. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. Q J R Meteorol Soc, 1980, 106: 447–462

34 Cane M A, Clement A C, Kaplan A, et al. Twentieth-century sea surface temperature trends. Science, 1997, 275: 957–960

35 Lai W C, Herzog M, Graf H. Two key parameters for the El Niño continuum: Zonal wind anomalies and Western Pacific subsurface potential temperature. Clim Dyn, 2015, 45: 3461–3480

36 Rasmusson E M, Carpenter T H. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. Mon Weather Rev, 1982, 110: 354–384

37 Suarez M J, Schopf P S. A delayed action oscillator for ENSO. J Atmos Sci, 1988, 45: 3283–3287

38 Battisti D S, Hirst A C. Interannual variability in a tropical atmosphere-ocean model: Influence of the basic state, ocean geometry and nonlinearity. J Atmos Sci, 1989, 46: 1687–1712

39 Zhang 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: 587–599 [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: Ⅰ.资料诊断和理论. 大气科学, 1998, 22: 587–599]

Summary for “全球变暖背景下 ENSO 特征的变化”

Change of ENSO characteristics in response to global warming

XIA Yang, SUN XuGuang*, YAN Yan, FENG WeiYang, HUANG Fang & YANG XiuQun

China Meteorological Administration-Nanjing University Joint Laboratory for Climate Prediction Studies, Institute for Climate and Global Change Research, School of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210023, China
* Corresponding author, E-mail: xgsun@nju.edu.cn

By using datasets of HadISST monthly SST from 1895 to 2014 and 600-year simulations of two CESM model experiments with/without doubling of CO_2 concentration, ENSO characteristics (such as intensity, maximum signal location, lifetime and frequency) are compared pre- and post- global warming. The analysis periods are defined by the eras of 1895–1954 and 1955–2014 in the observations and the two model experiments, without and with doubling of CO_2 concentration, in the model, respectively. The main conclusions are as follows. Due to global warming, the maximum climatological SST warming occurs in the tropical western Pacific (La Niña-like background warming) and the tropical eastern Pacific (El Niño-like background warming) for observations and model, respectively, resulting in opposite zonal SST gradient anomalies in the tropical Pacific. The La Niña-like background warming induces intense surface divergence in the tropical central Pacific, which enhances the easterly trade winds in the tropical central-western Pacific and shifts the strongest ocean-atmosphere coupling westward, correspondingly. On the contrary, the El Niño-like background warming causes westerly winds in the whole tropical Pacific and moves the strongest ocean-atmosphere coupling eastward. Different background warmings determine the different evolution characteristics of ENSO events. Under the background of La Niña-like warming, ENSO tends to develop and mature in the tropical central Pacific, because the background easterly wind anomaly weakens the ENSO-induced westerly wind anomaly in the tropical western Pacific, leading to the so-called “Central Pacific ENSO (CP ENSO)”. However, the so-called “Eastern Pacific ENSO (EP ENSO)” is likely formed due to increased westerly wind anomaly by the El Niño-like background warming. ENSO lifetime is significantly extended under both the El Niño-like and the La Niña-like background warmings, and especially, it can be prolonged by up to 3 months in the situation of El Niño-like background warming. The prolonged El Nino lifetime mainly applies to extreme El Niño events, which is caused by two processes in response to global warming. On the one hand, the earlier outbreak of the westerly wind bursts (WWB) in the tropical western Pacific makes El Niño occur earlier. On the other hand, the climatological thermocline depth becomes shallower in the tropical Pacific, which can slow down the eastward propagation speed of the negative-feedback Kelvin wave in the subsurface ocean. In addition, the climatological upper-ocean temperature gradient between the equator and off-equator reduces in the tropical central-eastern Pacific, which can weaken the “discharge” rate of the ENSO warm signal. Both of the above processes make El Niño decay slowly and persist longer. Results from both observations and the model also show that the frequency of ENSO events greatly increases due to global warming, and many more extreme El Niño and La Niña events appear under the El Niño-like and the La Niña-like background warmings, respectively. Based on the theories of ENSO evolution, this study shows the possible changes of ENSO characteristics in response to global warming, and reconciles the phenomena and mechanisms of different characteristics of ENSO changes in observations and models, which are essential for the understanding and prediction of the change of ENSO characteristics and its impact under the global warming background in the future.

global warming, El Niño-Southern Oscillation (ENSO), intensity, lifetime, frequency

doi: 10.1360/N972016-01225