

热带大西洋对全球变暖的响应

董文静, 刘福凯, 罗义勇

(中国海洋大学 海洋与大气学院, 山东 青岛 266100)

摘要: 与太平洋和印度洋不同, 全球变暖下热带大西洋变化的研究较少。本文使用地球系统模型 CESM(Community Earth System Model), 发现全球变暖后热带大西洋在秋季的升温类似大西洋尼诺 (Atlantic Niño)的正位相, 即大西洋西部增暖幅度小于东部; 在夏季类似大西洋尼诺的负位相, 即大西洋西部增暖幅度大于东部。利用覆盖(overriding)技术, 分离了风应力、风速和 CO₂ 的直接热效应对海洋升温的作用, 探讨了大西洋尼诺本身和全球变暖作用下类似大西洋尼诺正位相(下文简称“类大西洋尼诺升温”)的形成机制。结果表明, 这两种情况下的形成机制基本相同, 风应力的变化是导致大西洋东部暖异常的主要机制。但两者之间也存在区别: 1) 全球变暖下海表温度的季节变化振幅减小, 而大西洋尼诺时变化不大; 2) 全球变暖下西风异常主要集中在大西洋东部, 而大西洋尼诺时主要集中在大西洋中部; 3) 除风应力外, CO₂ 的热效应对类尼诺升温的变化也有一定影响。

关键词: 热带大西洋; 全球变暖; 大西洋尼诺; 类大西洋尼诺升温

中图分类号: P47 文献标识码: A 文章编号: 1000-3096(2020)06-0012-10

DOI: 10.11759/hyxx20190126001

大西洋尼诺事件, 也称为大西洋赤道变化模态或赤道大西洋纬向变化模态, 是赤道大西洋年际变化的主要模态。它能够引起赤道大西洋海表温度的冷暖交替变化, 对区域降水和生态系统也有深远影响^[1-2]。将大西洋尼诺现象与太平洋厄尔尼诺现象对比, 峰值期时它们有许多相似之处: 最高值发生在冷舌区、沿赤道的纬向温度梯度减小、沿赤道的温跃层倾斜减弱^[3-4]。大西洋尼诺和太平洋厄尔尼诺两个事件的形成均与海气 Bjerknes 正反馈密切相关^[5]。关于大西洋尼诺正位相向负位相的过渡, Foltz 等^[6]提出了一种与赤道罗斯比波和西边界反射相关的延迟负反馈, 类似于解释厄尔尼诺-南方涛动(El Niño - southern oscillation, ENSO)现象循环的延迟振荡反馈^[7-8]。然而, 与太平洋厄尔尼诺相比, 大西洋尼诺的强度更小, 峰值的季节不同(大西洋尼诺的峰值期是北半球夏季), 峰值期的持续时间更短(3个月), 可预测性较低^[3, 9-10]。而且, 大西洋的 Bjerknes 正反馈强度也比太平洋弱, 这说明大西洋尼诺的形成机制与厄尔尼诺存在差异^[1, 3]。

全球变暖下, 热带太平洋和热带印度洋的响应已经有大量的研究。通常在模型预测中, 温室气体排放会导致热带太平洋的类厄尔尼诺升温(El Niño-like)和热带印度洋的类印度洋偶极子正位相

(pIOD-like)^[11-13]。而类厄尔尼诺(El Niño-like)响应与厄尔尼诺本身有较大区别。例如, 前者情景下上层海洋层结增强、温跃层变浅, 而后者层结减弱、温跃层加深^[18]。此外, 研究已经发现, 热带太平洋气候变化由动力学机制驱动^[14], 厄尔尼诺发展的主要原因是东风减弱。而全球变暖下类厄尔尼诺发展的主要原因则是东风减弱和 CO₂ 热效应减小。前者对季节的变化贡献很大, 后者则对热带太平洋年平均温度升高的贡献更大^[13]。在热带印度洋, 全球变暖引起的类印度洋偶极子正位相(pIOD-like)与印度洋偶极子正位相(pIOD)具有几乎相同的形成过程和相关季节特性, 两种情况下产生东部热带冷却异常的主要机制都是风应力(WStr)反馈机制^[13]。

与热带太平洋和印度洋相比, 目前为止关于热带大西洋对全球变暖响应的研究很少, 最近 Tokinaga 等^[16]通过分析 1950—2009 年的观测数据, 发现全球变暖后热带大西洋在北半球秋季有一个类大西洋尼诺正位相的响应, 特点为赤道东大西洋

收稿日期: 2019-01-26; 修回日期: 2019-03-18

基金项目: 太平洋环流对全球变暖的响应的形成机制及其气候效应 (41376009)

[Foundation: The formation mechanism of Pacific circulation in response to global warming and its climate effects, No. 41376009]

作者简介: 董文静(1991-), 女, 山东滨州人, 汉族, 学生, 硕士, 主要从事海气相互作用研究, 电话: 18765951916, E-mail: mirror_ouc@163.com

(Equatorial Eastern Atlantic, EEA)海表面温度(sea surface temperature)SST 变暖增强, 贸易风减弱, 温跃层沿赤道变平。在此基础上, 本文拟利用地球系统模型(Community Earth System Model), 分析全球变暖导致的类大西洋尼诺升温现象的变化特征, 并将这种变化特征与大西洋尼诺现象本身对比, 探讨两者形成机制的异同。通过分析, 我们发现在全球变暖下热带大西洋呈现类大西洋尼诺升温, 这证实了Tokinaga 等^[16]的发现。在季节变化尺度上, 全球变暖引起的类大西洋尼诺升温在北半球夏季(5—7 月)较弱, 而在北半球秋季(8—10 月)最明显。此外, 我们还进行了一系列覆盖实验, 以分离风应力、风速和CO₂ 的直接热效应对类大西洋尼诺升温及大西洋尼诺的作用, 结果表明这两种情况下, 风应力反馈对赤道东大西洋温度异常的形成均起主要作用。本文还进一步分析了热收支平衡, 以进一步验证类尼诺升温和大西洋尼诺的形成机制。

本文的其余部分结构如下: 下一节将介绍模型和数值实验。在第 3 节介绍合成大西洋尼诺事件和计算热收支平衡的方法。第 4 节中, 比较了类大西洋尼诺升温和大西洋尼诺之间的海洋与气象的变化特征, 其中包括平均态变化特征、季节变化特征、次表层变化特征和北向热输运变化特征。在第 5 节中进行了热收支平衡分析。第 6 节则对研究结果进行了总结和讨论。

1 数据与方法

1.1 CESM 模式介绍

本文使用 CESM 模式, 具体版本是 1.1.2(<http://www.cesm.ucar.edu/models/cesm1.1/index.html>)。它由大气、海洋、陆面等分量模式组成, 并由耦合器进行各个分量模式之间的数据信息交换和模式运行。其

中大气模式为 CAM5, 陆面模式为 CLM4, 海洋模式为 POP2。CAM5 和 CLM4 的空间分辨率为 1.9°×1.9°, 垂向分为 30 层。POP2 的空间分辨率为 1°, 在赤道附近南北向加密为约 0.3°。垂直方向有 60 个非均匀分层, 上层海洋分辨率高, 从上到下分辨率依次递减, 表层 10 m, 底层接近 250 m。

从国家大气研究中心 (National Center for Atmospheric Research, NCAR)控制实验(1861—2005 年)的结束时间起始, 首先, 我们使用 CESM 模型在 RCP8.5 场景下运行了 94 a(2006—2099 年), 得到海洋和大气变量日平均的输出, 此实验记为“CPL85”(表 1)。需要注意的是, RCP8.5 是 IPCC 第五次报告中提出的一种碳排放场景假设, 即到 2100 年时, 空气中的二氧化碳浓度达到工业革命前的浓度高 3~4 倍。在覆盖实验中, 我们首先用 CPL85 实验中 2006 年的大气强迫数据(包括风、气温、气压、比湿、降水率、空气密度、净短波辐射和向下的长波辐射)反复驱动 POP2, 从而得到 94 a 的“CTRL”实验(表 1)。接下来我们使用 CPL85 实验 94 a 的大气强迫场驱动 POP2, 得到“FULL”(表 1)实验。另外, 为了隔离风应力(风速)变化的影响, 我们用 2006 年的风应力(风速)反复驱动海洋, 所有其他场与 FULL 一样使用 94 a 数据的循环, 从而得到 STRS(“SPED”)实验。需要注意的是, STRS 实验中的风应力和 SPED 中的风速对 SST 的作用机制有很大不同, 风应力的贡献主要通过风应力-垂向流速-SST 机制(即 Bjerknes 正反馈机制)实现, 而风速对海表面温度的贡献则主要是通过风速-蒸发-SST 机制(即 WES 机制)实现。另外, 我们同时固定 2006 年的风应力和风速从而得到 WIND 实验, 以验证 STRS 实验和 SPED 实验的可加性, 结果也验证了两个实验有较好的线性可加性。

表 1 CESM1.1 和 POP2 实验介绍

Tab. 1 Experiments with CESM1.1 and POP2

实验名称	运行时间/a	描述
CPL85	94	CESM 模式从 2006 到 2099 年在 RCP85 情景下的模拟
FULL	94	利用 CPL85 实验 2006—2099 年的大气场驱动 POP2
CTRL	94	利用 CPL85 实验 2006 年的大气场驱动 POP2
STRS	94	同 FULL, 但是风应力驱动固定在 2006 年
SPED	94	同 FULL, 但是风速驱动固定在 2006 年
WIND	94	同 FULL, 但是风应力和风速驱动固定在 2006 年

由此, FULL-STRS 实验可以计算出风应力对海洋变化的影响(WStr 反馈), FULL-SPED 实验可以计算出风速的贡献(WES 反馈), WIND-CTRL 实验可以计算出 CO₂ 的直接热效应(CO₂)。需要强调的是, 这里 WES 反馈仅考虑了风速变化对海洋的直接热效应, 不包括完全耦合模式中 WES 反馈对大气过程的间接影响^[11]。FULL-CTRL 实验模拟了耦合 CESM1.1 模型中的全部效应, 包含了上面的所有反馈。我们后续的研究结果都基于月平均场, 大西洋尼诺下各物理量的异常值来源于各实验的数值场减去本身的气候态平均, 而全球变暖下的类尼诺升温则是计算了 2006—2099 年的线性趋势场。

这一实验方法已经被成功运用于太平洋类厄尔尼诺升温等现象的研究中^[13, 18], 充分说明了该技术的可靠性。从物理性质上讲, 前人运用该实验得出的结论和理论结果较吻合, 如: 风应力效应造成的海温变化主要集中在次表层, 而 CO₂ 的直接效应所造成的温度变化大多从表层向下递减。前人得到的结论也发表在一系列期刊上, 得到了广泛认可。

1.2 分析方法

1.2.1 热收支平衡方程

热收支平衡分析是分析海洋混合层响应机制的重要方法, 本文选择 55 m 作为固定底部计算赤道东大西洋的热收支平衡。

热收支平衡方程为:

$$T_t = Q_n + Q_x + Q_y + Q_z + Q_r, \quad (1)$$

式中, T_t 为混合层温度(mixing layer temperature, MLT) 随时间的变化; $Q_n = (Q_0 - Q_h) / \rho_0 C_p h$, 其中 Q_0 为海表面热通量(surface heat flux), Q_h 为短波辐射在混合层底的量值, $\rho_0 = 1\ 025\ \text{kg/m}^3$ 和 $C_p = 2\ 850\ \text{J/(kg}\cdot\text{K)}$ 分别是海水密度和海水绝热系数; Q_x 和 Q_y 分别为纬向(zonal advection)和经向(meridional advection)的温度平流;

Q_z 是垂直对流(vertical advection)过程; Q_r 是方程的余项, 代表了次网格尺度和时间尺度为月以下的运动过程, 以及在方程计算过程中可能出现的误差。虽然由于缺乏更高时空分辨率的数据, 次网格尺度和月以下尺度的海洋动力过程不能被精确计算, 但是混合层热收支方程中的余项主要是由于垂直扩散作用导致, 因而可以被看作垂直扩散(vertical diffusion)项。在方程中, 右边四项的和代表三个维度上海洋的运动过程和扩散作用导致的海洋热输运(ocean heat transport)。

混合层热收支方程的一个优点是可以定量地比较导致温度变化的各种过程的贡献, 从而确定各项的相对重要性。在热收支方程中, 正的热收支项代表海洋从大气吸收热量, 而负的热收支项代表海洋向大气释放热量。

本文使用公式(1), 计算了 MLT 的年际变化及其相关过程。

1.2.2 合成大西洋尼诺(Atlantic Niño)

与太平洋厄尔尼诺指数区域不同, 大西洋没有普遍共识的类似指数区域^[2]。在本研究中, MLT 变化最大的区域位于赤道东大西洋区域(对应 Zebiak^[9]在 1993 年定义的 ATL3 区域)。定义 MLT 变化最大的区域 ATL0(3°N—3°S, 15°W—10°E)为本文的研究区域。为了筛选大西洋尼诺事件, 我们首先去除 CPL85 数据时间序列(2006—2099 年)的趋势项, 得到赤道东大西洋区域的 MLT 异常(图 1)。本文将两倍标准差(0.98°C)作为选择标准, 大于 0.98°C 的时间定义为一个大西洋尼诺事件。通过这种方法, 我们从 94 a 的模拟时间序列中识别出 13 个大西洋尼诺事件。图 2 展示了这 13 个事件合成的季节变化: 温度异常在北半球夏季(6 月)达到峰值(图 2 中虚线黑线), 这个结果与前人^[1-2]的研究相近。为了便于讨论, 我们将大西洋尼诺的变化分为

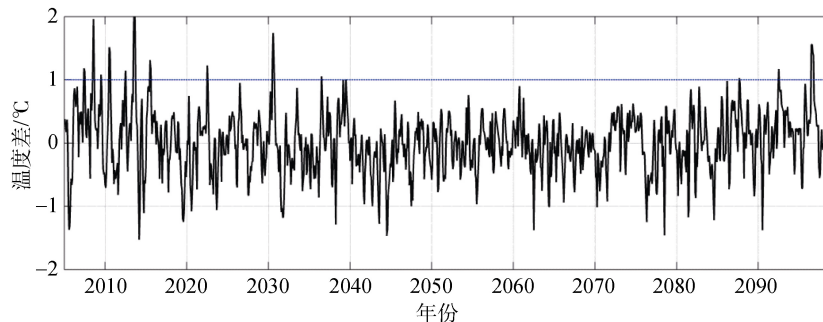


图 1 赤道东大西洋混合层温度(mixing layer temperature, MLT)异常的时间序列

Fig. 1 Monthly MLT anomaly at EEA region

注: 蓝色虚线表示此时间序列的两倍标准差(约 0.98 °C)

三个不同的阶段: (a)1—4月的形成期; (b)5—7月的峰值期; (c)8—12月的衰减期。在下一节中, 可以看到合成大西洋尼诺事件能够很好地表现出大西洋尼诺现象的主要特征。

由于 FULL-CTRL 实验结果准确地再现了 CPL85 实验结果的年际变化, 我们使用 CPL85 实验中确定的 13 个事件的发生时间, 用于覆盖实验中大西洋尼诺事件的合成(图 2 黑色实线)。发现 CPL85 实验合成大西洋尼诺事件的变化特征与 FULL-CTRL 实验(图 2 黑色虚线)基本相似, 但振幅略大, 这可能是由于 ocean-only 实验中缺乏高频海气通量的原因。如图所示, WStr 效应在大西洋尼诺变化中起主导作用(图 2 蓝色线), 而 WES 效应的贡献可以忽略不计(图 2 红色线)。有趣的是, 我们发现在没有风应力和风速影响时, CO₂ 的直接热效应能够在大西洋尼诺期间引起暖异常(图 2 绿色线)。

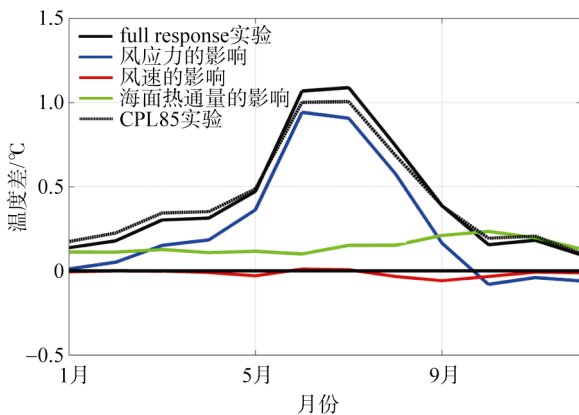


图 2 合成大西洋尼诺事件在各实验中的季节变化
Fig. 2 Seasonal evolution of the Atlantic Nino composite at CPL85 simulation

本文后面的分析主要基于 CPL85 模拟实验, 以及通过覆盖实验进一步提取各反馈过程在大西洋尼诺和类尼诺升温中的作用。由于 CPL85 实验结果和 FULL-CTRL 实验几乎相同, 所以下文中只展示

FULL-CTRL 实验的结果。此外, 由于 FULL-SPED (WES 反馈)对热带大西洋变化的影响微不足道, 因此在本文的剩余部分中, 我们并没有给出 WES 反馈的结果。为了便于与大西洋尼诺 MLT 特征相比较, 本文去掉了全球变暖下热带大西洋海域(20°S—20°N, 3°S—3°N 的平均)的平均升温。在这种情况下, 如果 MLT 升温小于海域变暖平均, 即表现为图 3b、图 4b 和图 5b 中的冷信号。

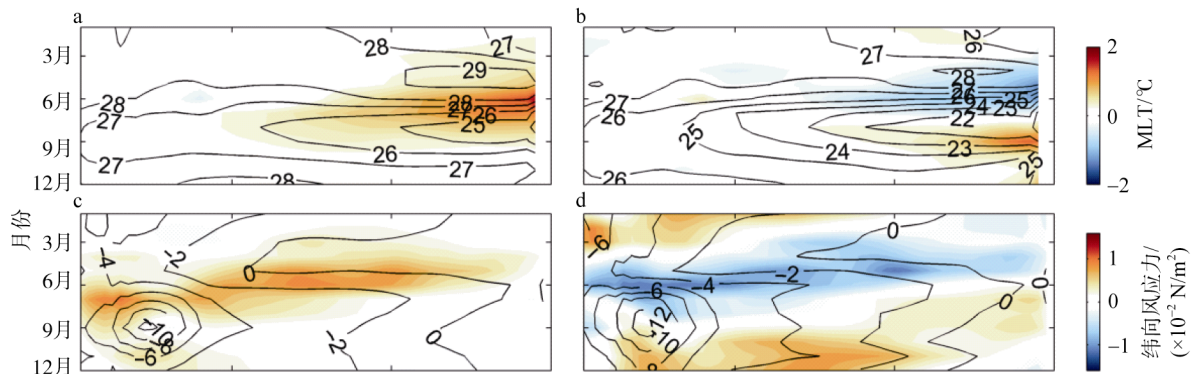
2 结果与分析

2.1 热带大西洋的海洋和大气变化

2.1.1 季节变化

图 3 分别展示了大西洋尼诺和类尼诺升温情况下沿赤道 MLT 和环流的季节变化。与之前的研究^[1, 3]一致, 在大西洋尼诺正位相期间, 赤道大西洋中、西部的西风异常导致赤道东大西洋 MLT 异常, 并且延迟约 1 个月(图 3a 和图 3c)。赤道东大西洋的 MLT 异常在峰值期最高达到约 2°C。此外, 赤道大西洋表层流减弱(图 3e), 上升流减弱(图 3g), 上层海洋层结减弱(图 3i)。赤道大西洋西风异常的逐渐减弱, 也导致了大西洋尼诺现象的衰减。赤道东大西洋的大西洋尼诺异常最为突出, 覆盖实验的结果显示风应力在大西洋尼诺事件中起到至关重要的作用(图 4 左侧)。也就是说, WStr 效应对赤道东大西洋 MLT 异常变暖以及季节变化起主导作用, 而 CO₂ 的热效应对其异常变暖以及季节变化几乎没有贡献。

在热带大西洋, 类尼诺升温和大西洋尼诺引起的 MLT 异常季节变化及风场异常的季节变化均有明显差异。北半球夏季, 类大西洋尼诺升温时, 东风正异常最大, 而在大西洋尼诺正位相期间, 东风负异常最大(图 3d)。类似地, 热带大西洋对类大西洋尼诺升温和大西洋尼诺正位相的反应基本是相反的: 赤道东大西洋 MLT 暖异常达到最小(图 3b), 纬向流速增大(图 3f), 上升流加强(图 3h), 上层海洋层结增大(图 3j)。在北半球



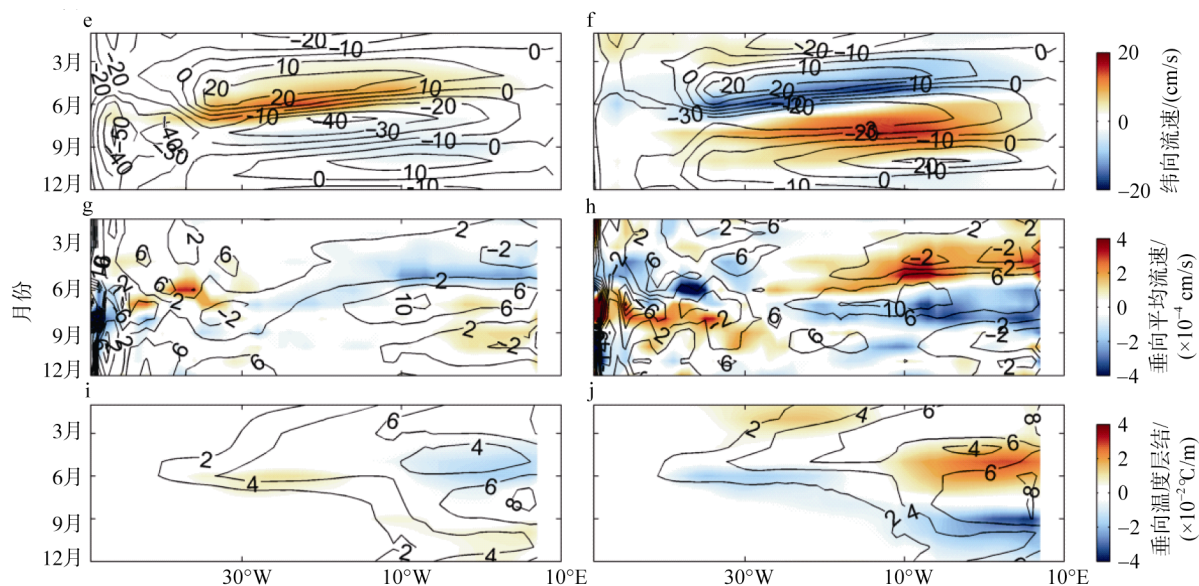


图3 大西洋尼诺(左)和全球变暖类尼诺升温(右)情景下海洋特征异常沿赤道(2.5°S—2.5°N)的季节变化

Fig. 3 Seasonal evolution of anomalies during the warm Atlantic Nino composite (left) and GW (right) along equator (between 2.5°S and 2.5°N)

注: 类尼诺升温情景下表现的是 94 a 的趋势值; 等值线分别是各量 CPL85 的原始值

秋季, 纬向风应力异常方向快速转换, 而在大西洋尼诺事件发生时, 风异常随时间逐渐减弱。因此, 在北半球夏季出现类大西洋尼诺降温之后, 在秋季又出现了类大西洋尼诺升温。覆盖实验进一步表明, 类尼诺

升温和大西洋尼诺引起的 MLT 的季节变化均由 WStr 效应主导(图 4a 和图 4b); 与大西洋尼诺不同(图 4c), 类尼诺升温引发的层结变化是 WStr 效应和 CO₂ 的热效应正变化的叠加(图 4d)。

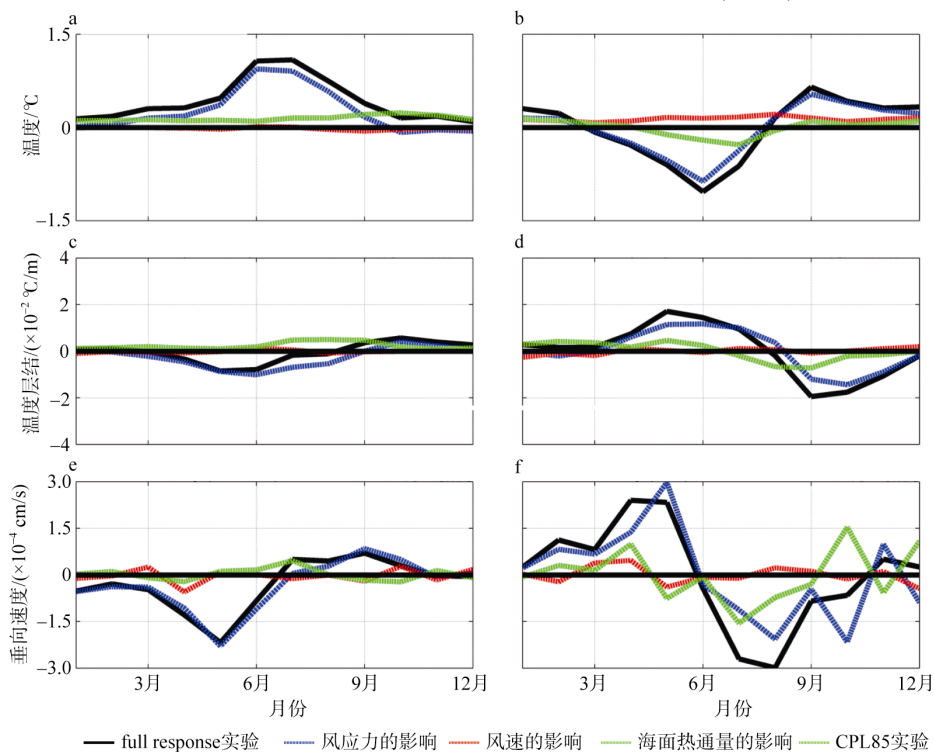


图4 大西洋尼诺(左)和全球变暖类尼诺升温(右)情景下海洋特征在赤道东大西洋的变化

Fig. 4 The At Nino-(left) and GW-induced (right) changes

注: a, b: MLT; c, d: 55 m 深的层结; e, f: 表面到 55 m 深垂直流速平均

有趣的是, 我们的研究表明, 在类尼诺升温下, MLT 的季节循环位相提前, 幅度减小(图 3b)。从气候学的角度看, 赤道大西洋 MLT 呈现出明显的季节周期。季节周期的特点是 MLT 在 4—6 月(7—9 月)变暖(冷), 历经 1~2 个月的相位提前和振幅下降, 暖异常在 5—7 月(8—10 月)达到最小(最大)。季节循环信号减弱这一现象在其他海洋特征中也有体现(图 3d、图 3f、图 3h 和图 3j)。这一结果与 Tokinaga 等^[16]的观察研究一致, 他们也发现在过去 60 a 里赤道大西洋的季节循环减弱。

2.1.2 大西洋尼诺正相位和类尼诺升温的空间特征

我们之后重点研究了大西洋尼诺正位相和类

尼诺升温峰值期的空间特征, 以及二者之间的异同。图 5 左侧各图显示的是大西洋尼诺在其峰值期的各种特征: 图 5a 中的大西洋尼诺正位相与太平洋厄尔尼诺正位相非常相似, 但仅限于赤道区域; 赤道东大西洋暖异常最大, 其最大值区西部的信风减弱(图 5a 和图 5b); 信风减弱导致表面西向流减弱, 赤道上升流减弱(图 5e 和图 5g), 温跃层变平(图 6c), 以及进一步的升温, 即 Bjerknes 正反馈机制。此外, 海洋的变化特征还包括整个赤道的净热损失(图 5k), 东(西)部层结(图 5i)的显著减弱(增强)等。

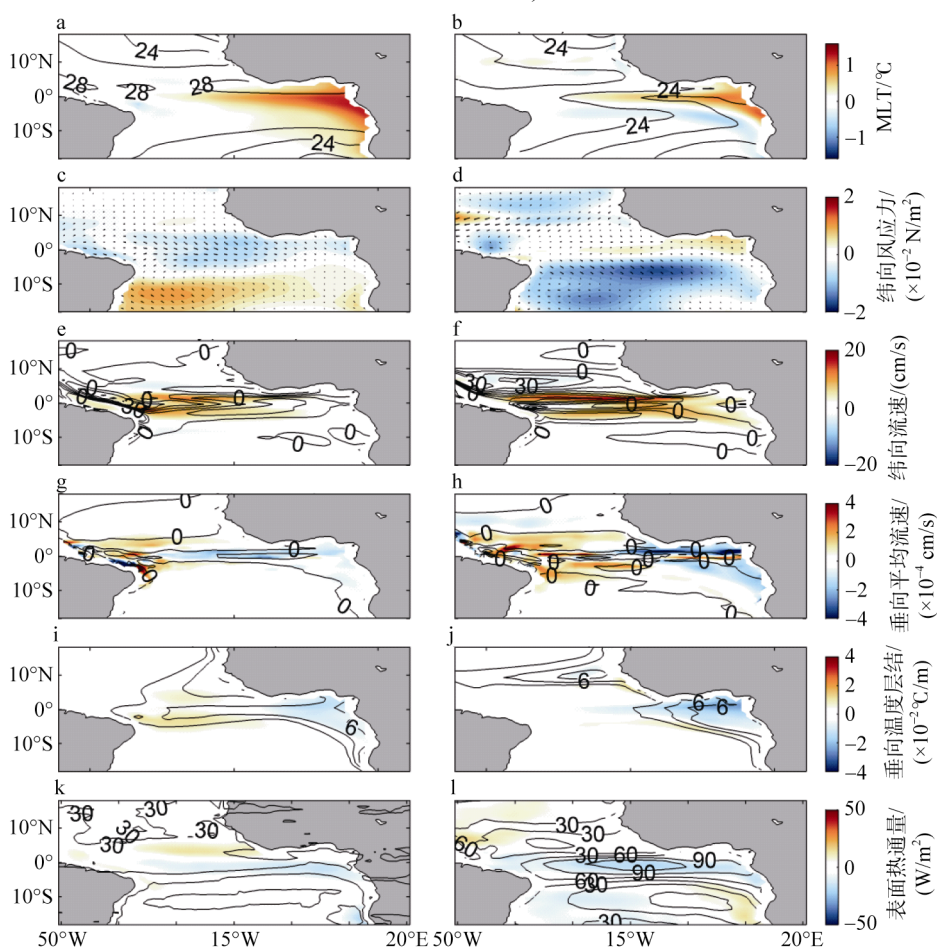


图 5 大西洋尼诺(左)和全球变暖类尼诺升温(右)情景下在其峰值期各海洋特征的空间分布

Fig. 5 The warm Atlantic Nino- (left) and GW-induced (right) changes during MJJ and ASO respectively

注: 类尼诺升温情境下表现的是 94 a 的趋势值; 等值线分别是各量 CPL85 的原始值

图 5 右侧各图展示了北半球秋季类尼诺升温情况下各海洋特征量趋势的空间分布。在赤道大西洋, MLT 呈现出明显的类似大西洋尼诺正位相的模式: 中部和东部赤道变暖加剧, 西部变暖减弱(图 5b)。对比图 5 的左右两侧, 尽管类尼诺升温与大西洋尼诺

正位相之间有很多相似之处, 但差异也很明显: 大西洋尼诺比类尼诺升温关于赤道的对称性更大; 后者在热带大西洋东南部暖异常最小, 这可能与信风变化(见图 5d)的非对称性有关^[11, 13, 17]。类尼诺升温和大西洋尼诺的另一个显著区别在于赤道东大西洋

上层海洋的层结特征不同: 在大西洋尼诺期间, 西部层结增强, 东部层结减少; 但在类尼诺升温情况下, 这种特征不存在(图 5j 和图 5i 比较)。造成这种差异的原因在于风应力异常不同: 类尼诺升温情况下赤道东大西洋西风异常而大西洋尼诺期间赤道东大西洋则为东风异常(图 5d 和图 5c, 图 3c 和图 3d)。风应力的纬向位移则使赤道东大西洋层结加强, 赤道西大西洋层结减弱。

2.1.3 类尼诺升温和大西洋尼诺的次表层变化

图 6 所示为大西洋尼诺正位相和类尼诺升温两

种情况下沿赤道的温度和温跃层深度的次表层变化。模式结果再现了大西洋尼诺正位相的温跃层变化的主要观测特征: 夏季西部加深, 东部变浅(图 6c)。符合 Foltz 等^[6]提出的负反馈机制。

在类大西洋尼诺负位相时期, 因为类尼诺升温的风应力异常与大西洋尼诺相反, 所以类尼诺升温的次表层温度异常也与大西洋尼诺完全相反(图 6d 与图 6c)。赤道大西洋温跃层的温度异常在东西部正负不同, 在类大西洋尼诺正位相时期, 东西部全部变成正值(图 6f)。

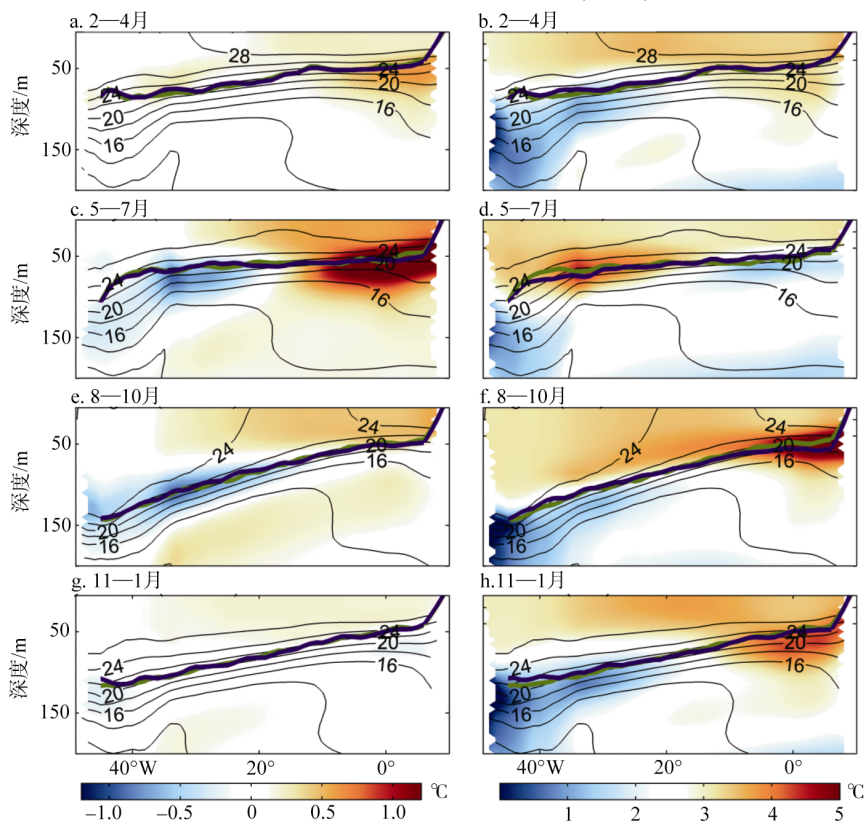


图 6 大西洋尼诺(左)和全球变暖类尼诺升温(右)情境下沿赤道(2.5°S—2.5°N 的平均)温度异常的季节变化

Fig. 6 Seasonal evolution of temperature anomalies along equator (averaged between 2.5°S and 2.5°N) during the warm Atlantic Niño composite (left) and GW (right)

注: 绿线和蓝线: 混合层底深度(绿色是 2006—2025 年的平均, 左侧蓝色是合成大西洋尼诺的平均, 右侧蓝色则是 2080—2099 年的平均); 等值线: CPL85 的 94 a 平均值; 温跃层深度是取的温度梯度的最大值

在类尼诺升温和大西洋尼诺现象下, 次表层温度异常都要比表面温度异常大得多且东部温度异常最大值均在 200 m 左右。说明在这两种情况下海洋动力都很重要。

2.2 混合层热收支分析

为了进一步了解大西洋变暖机制, 我们利用公式(1)分析了赤道大西洋热量收支平衡, 并分别计算了它们对大西洋尼诺和类尼诺升温的响应。图 7 展

示了大西洋尼诺和类尼诺升温下 MLT 趋势的季节变化。根据结果我们发现, 两种情况下垂向对流(升温)和扩散(降温)对赤道东大西洋温度异常的贡献都非常显著, 而经纬向水平平流和净热通量等其他项的贡献几乎可以忽略不计。

2.2.1 垂直对流

在气候态平衡中, 垂直对流是赤道东大西洋区域的主要冷却项(图 7e 等值线), 是由风应力引起的

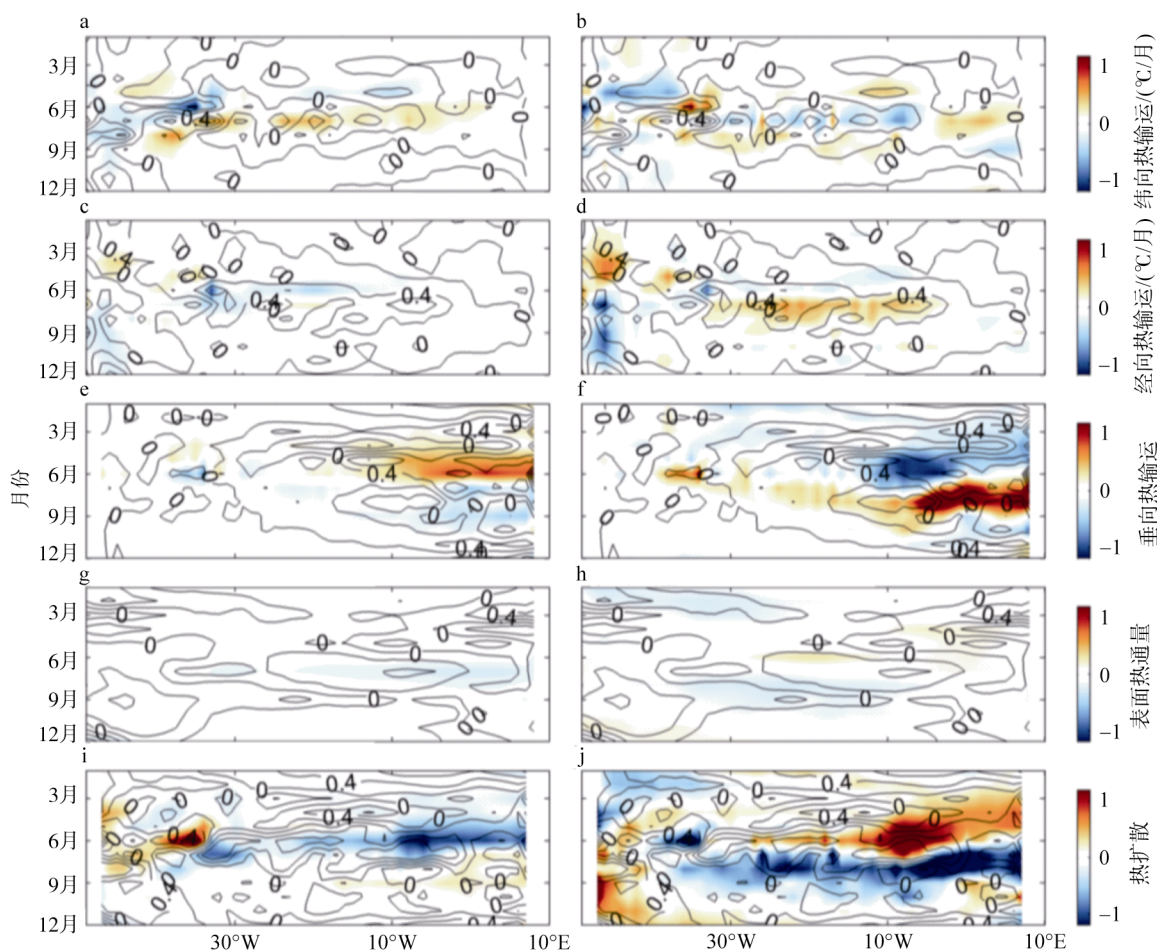


图 7 大西洋尼诺(左)和全球变暖类尼诺升温(右)情景下热收支平衡方程各项的季节分布

Fig. 7 Seasonal evolution of changes in the heat budget terms during warm Atlantic Nino (left) and GW (right) along the equator (between 2.5°S and 2.5°N)

注: 等值线分别是各量 CPL85 的原始值

强上升流(图 3g 等值线)和垂向温度梯度增大(图 3i 等值线)造成的。根据图 8, 垂直对流冷异常变弱对赤道东大西洋的温度暖异常贡献最大, 从而促进大西洋尼诺现象的发展和衰减, 这与 Richter^[1]的实验结果一致。垂向热输运异常是赤道东大西洋垂向速度减小(图 4g)和层结变弱(图 3i)共同的结果。而垂向速度和层结的变化都与风应力有关, 前者是由于赤道东风减弱, 艾克曼抽吸减弱, 上升流速减弱; 后者则是因为赤道东风减弱, 赤道大西洋西部水团堆积减少, 温跃层坡度变缓, 赤道大西洋西部的层结变弱。因此 WStr 效应的主导作用可以被证实。并且覆盖实验也可以验证 WStr 效应的主导作用(图 8)。

类尼诺升温情况下的垂直对流导致北半球夏季温度负异常, 秋季温度正异常, 即决定了类尼诺升温下 MLT 的季节变化(图 7d 和 7b 比较)。覆盖实验进一步表明, 与大西洋尼诺现象不同, CO₂ 的热效应对赤道东大

西洋的类尼诺升温的季节变化也有一定贡献。然而, 就类尼诺升温相位变化而言, WStr 效应的贡献要大很多。

2.2.2 扩散

气候态平衡中, 扩散项是赤道东大西洋主要的加热项。在类尼诺升温和大西洋尼诺情况下, 在扩散和垂直热输运异常之间都存在补偿关系(图 7c 和图 7e, 图 7d 和图 7f)。例如, 在大西洋尼诺正位相和类尼诺升温的峰值期, 赤道东大西洋的特征均为扩散项减小, 加热减弱, 垂向热输运项增大, 冷却加强。覆盖实验进一步表明, 与大西洋尼诺现象(图 8)不同, WStr 和 CO₂ 的热效应对类尼诺升温的季节变化都有贡献, 但是前者绝对占主导地位(图 8)。

2.2.3 净热通量

净表面热通量对赤道大西洋 MLT 的正异常有次要贡献。在大西洋尼诺正位相时期, 海洋的失热阻碍了类大西洋尼诺升温现象的发生(图 7g)。当把变化

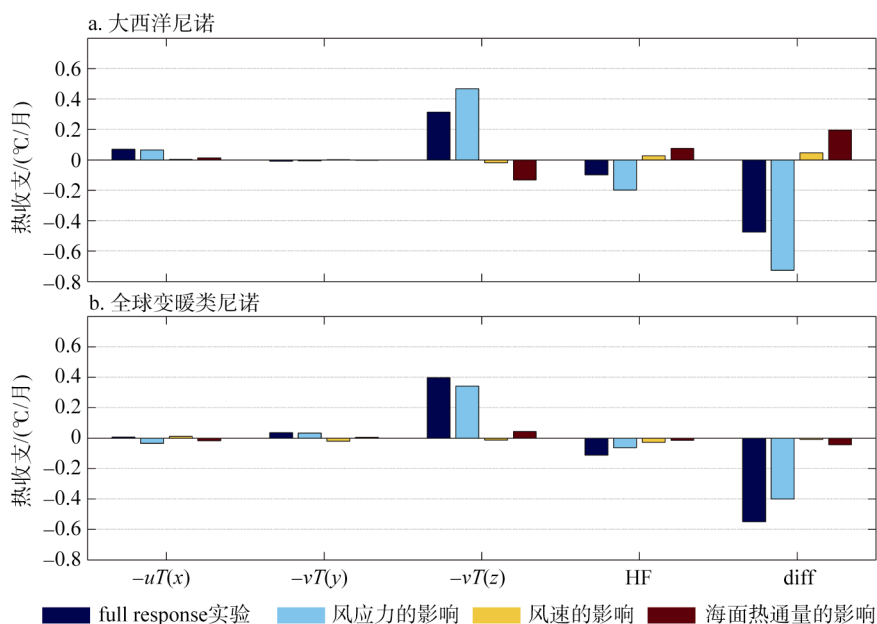


图 8 覆盖实验各元素在峰值期对热收支平衡方程各项贡献的平均
Fig. 8 The Atlantic Niño- (up) and GW-induced (down) changes in the heat budget terms

响应分解为 WStr 和 CO₂ 的热效应时, 我们发现, 如果只在 WStr 效应的作用下, 海洋的净热通量会减少更多(图 8)。这证明了 Bjerknes 正反馈在大西洋尼诺的生成中起到正面作用。

2.2.4 纬向和经向平流

纬向和经向热输运在热带大西洋与其他收支项相比贡献很少。覆盖的实验进一步证实, 无论是在类尼诺升温还是大西洋尼诺中, 赤道东大西洋纬向热输运异常变化的原因都以 WStr 效应为主(图 8)。

3 总结和讨论

研究结果表明, 热带大西洋对全球变暖的响应在北半球秋季和夏季相反。前者与大西洋尼诺正位相特征非常相似, 包括赤道信风减弱, 赤道东大西洋变暖加剧, 同时温跃层加深; 与之相反, 后者的特征是与北半球秋季相反的大西洋尼诺负位相对应。

大西洋尼诺和全球变暖下的类尼诺升温的特征及相关的形成机制都非常相似。特别是, 在这两种情况下, Bjerknes 正反馈对赤道东大西洋温度异常都有非常大贡献。然而, 它们之间的区别也很明显:

- 1) 类尼诺升温下西风异常主要集中在大西洋东部, 而大西洋尼诺时主要集中在大西洋中部;
- 2) 除风应力外, CO₂ 的热效应对类尼诺升温的变化也有一定影响。

与之前对热带太平洋和印度洋的研究相比^[13], 我们发现了三个热带海洋之间有趣的相似和不同之处。WStr 效应在三个热带海洋表面温度变化的季节变化中都占绝对主导地位, 这表明 Bjerknes 正反馈在调节热带气候系统中的重要性。尽管有这些相似之处, 它们之间的区别也很明显:

- 1) 太平洋和印度洋的升温分别类厄尔尼诺和印度洋偶极子的正位相, 而大西洋在不同季节的升温呈现大西洋尼诺的不同位相。
- 2) 太平洋, CO₂ 的热效应对赤道海温变化的贡献很大(47%)^[13], 而在印度洋和大西洋, CO₂ 的热效应对赤道海温变化的贡献非常小。

参考文献:

- [1] Richter I, Behera S K, Masumoto Y, et al. Multiple causes of interannual sea surface temperature variability in the equatorial Atlantic Ocean[J]. Nat Geosci, 2012, 6: 43-47.
- [2] Lutz K, Rathmann J, Jacobeit J. Classification of warm and cold water events in the eastern tropical Atlantic Ocean[J]. Atmos Sci Lett, 2013, 14: 102-106.
- [3] Keenlyside N S, Latif M. Understanding equatorial atlantic interannual variability[J]. J Clim, 2007, 20: 131-142.
- [4] Philander S G H. Unusual conditions in the tropical Atlantic Ocean in 1984[J]. Nature, 1986, 322: 236-238.
- [5] Bjerknes J. Atmospheric teleconnections from the

- equatorial Pacific[J]. *Mon Wea Rev*, 1969, 97: 163-172.
- [6] Folland C K, Colman a W, Rowell D P, et al. Predictability of northeast Brazil rainfall and real-time forecast skill, 1987-98[J]. *J Clim*, 2001, 14: 1937-1958.
- [7] Suarez M J, Schopf P S. A delayed action oscillator for ENSO[J]. *J Atmos Sci*, 1998, 45: 3283-3287.
- [8] Battisti D S. Dynamics and thermodynamics of a warming event in a coupled tropical atmosphere-ocean model[J]. *J Atmos Sci*, 1988, 45: 2889-2919.
- [9] Zebiak S E. Air-Sea Interaction in the Equatorial Atlantic Region[J]. *J Clim*, 1993, (6): 1567-1586.
- [10] Carton J A, Huang B. Warm Events in the Tropical Atlantic[J]. *J Phys Oceanogr*, 1994, 24: 888-903.
- [11] Lu J, Zhao B. The role of oceanic feedback in the climate response to doubling CO₂[J]. *J Clim*, 2012, 25: 7544-7563.
- [12] Xie S P. On the genesis of the equatorial annual cycle[J]. *J Clim*, 1994, 7: 2008-2013.
- [13] Luo Y, Lu J, Liu F, et al. Understanding the El Niño-like oceanic response in the tropical Pacific to global warming[J]. *Clim Dyn*, 2014, 45: 1945-1964.
- [14] DiNezio P N, Clement A C, Vecchi G A, et al. Climate response of the equatorial Pacific to global warming[J]. *J Clim*, 2009, 22: 4873-4892.
- [15] Collins M, An S I, Cai W. et al. The impact of global warming on the tropical Pacific Ocean and El Niño[J]. *Nature Geosci*, 2010, 3: 391-397.
- [16] Tokinaga H, Xie S P. Weakening of the equatorial Atlantic cold tongue over the past six decades[J]. *Nature Geoscience*, 2010, 4(4): 222-226.
- [17] Xie S P, Deser C, Vecchi G A, et al. Global warming pattern formation: sea surface temperature and rainfall[J]. *J Clim*, 2010, 23: 966-986.
- [18] Liu F, Luo Y, Lu J, et al. Response of the tropical Pacific Ocean to El Niño versus global warming[J]. *Climate Dynamics*, Springer Berlin Heidelberg, 2017, 48(3-4): 935-956.

Response of the tropical Atlantic Ocean to global warming in CESM

DONG Wen-jing, LIU Fu-kai, LUO Yi-yong

(College of Oceanic and Atmospheric Sciences, Ocean University of China, Qingdao 266100, China)

Received: Jan. 26, 2019

Key words: Tropical Atlantic Ocean; global warming; Atlantic Niño; Atlantic Niño-like response

Abstract: There has been little discussion of the changes in the tropical Atlantic attributable to global warming (GW). Here, we used the Community Earth System Model (CESM), and found that GW induces an Atlantic Niño-like warming pattern in boreal autumn and a cold Atlantic Niño-like warming pattern in boreal summer in the tropical Atlantic Ocean. Applying an overriding technique to the CESM's ocean component (version 2 of the Parallel Ocean Program), this study isolated the effects of wind stress, wind speed, and thermal warming on the response of the tropical Atlantic Ocean to global warming, and, further, investigated the similarities and differences in formation mechanisms underlying the changes in the tropical Atlantic Ocean between the Atlantic Niño and GW. Results showed that the underlying formation mechanism was quite similar in both cases, with wind-thermocline-SST feedback being the leading mechanism producing the anomalous warming over the eastern tropics in both cases. There were also some significant distinctions between them: 1) GW featured an overall reduction in amplitude and phase advance of the seasonal cycle of the mesosphere-lower troposphere (MLT) while the Atlantic Niño caused less disruption of the seasonal cycle; 2) westerly wind anomalies were most prominent in the eastern equatorial Atlantic during the warm phase of GW while in the central equatorial Atlantic during the warm Atlantic Niño; 3) air-sea interactions made some contribution to GW, however to a lesser degree than the wind stress effect.

(本文编辑: 李晓燕)