

叶洋波, 余锦华. 有无 El Niño 影响下热带北大西洋春季增暖的差异及可能成因[J]. 热带气象学报, 2021, 37(1): 126-135.

文章编号: 1004-4965(2021)01-0126-10

有无 El Niño 影响下热带北大西洋春季增暖的差异及可能成因

叶洋波, 余锦华

(南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室/气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 江苏 南京 210044)

摘 要: 热带北大西洋(Northern Tropical Atlantic, NTA)海温异常(sea surface temperature anomaly, SSTA)对美洲乃至全球的气候变率有着重要影响。利用再分析资料对 NTA 的暖 SSTA 进行诊断, 分析有、无 El Niño 影响下春季增暖的差异以及可能的成因。结果表明, 与 El Niño 有关的情形中关键区($5 \sim 25^{\circ}\text{N}$, $10 \sim 60^{\circ}\text{W}$)平均春季 SSTA 为 0.55°C , 无 El Niño 情形是 0.37°C ; 前者与冬季的显著正偏差出现在 NTA, 后者主要发生在 NTA 的东侧, 且正偏差的数值较小。El Niño 激发的热带外 Rossby 波活动通过加强北大西洋涛动(North Atlantic Oscillation, NAO)负位相, 引起 El Niño 峰值后 NTA 海域显著的西风异常, 暖 Kelvin 波加热 NTA 对流层大气, 增强其容纳水汽的能力, 减小海-气界面的垂直湿度梯度, 两者共同作用使海表蒸发减弱, 在 NTA 春季呈现显著暖 SSTA。与 El Niño 无关的情形中, NTA SSTA 的变化主要受热带海-气反馈过程的调制, 其与热带外 NAO 的季节内振荡有关, NAO 的季节平均负位相较弱, 异常西风值较小, 同时海-气垂直湿度梯度异常增大, 使春季 NTA 的增暖较弱。

关 键 词: NTA; 春季 SSTA; El Niño; 遥相关; NAO

中图分类号: P732

文献标志码: A

Doi: 10.16032/j.issn.1004-4965.2021.012

1 引 言

热带北大西洋(Northern Tropical Atlantic, NTA)海温异常(sea surface temperature anomaly, SSTA)对其周围地区如美国、南美和非洲的气候变率存在显著影响^[1]。当 NTA 在春季异常增暖时, 产生的正经向海温梯度会使得大西洋热带辐合带在春季的南移被抑制, 从而导致巴西东北部雨季出现降水不足以及撒哈拉以南干旱的发生^[2-4]。此外, NTA SSTA 还会影响全球其他地区的气候变化。如当 NTA 异常增暖时, 西北太平洋地区会有反气旋环流出现, 进而增强南海夏季风, 同时反气旋的存在抑制了对流的发生, 不利于台风生成^[5-6]。王惠美^[7]则发现 NTA SSTA 的阶段性增强对我国南部夏季高温事件的发生与持续有重要影响。同

时, NTA 春季异常增暖还可在随后的冬季诱发 La Niña^[8]。

大西洋经向模态(Atlantic Meridional Mode, AMM)是热带大西洋 SSTA 年际变化的主导模态^[9], 表现为热带大西洋 SSTA 的经向梯度, 当其正位相时, NTA 出现异常增暖, 并且该模态往往在春季达到最大值^[10]。同时, NTA 也是主导北大西洋海温的三极型模态的重要组成部分^[11-12], 在该模态下 NTA 海域伴有显著的 SSTA, 研究表明这是与北大西洋涛动(North Atlantic Oscillation, NAO)耦合的结果^[13-14]。NTA SSTA 的出现还被认为与 ENSO 有着密不可分的关系。近年来大量研究表明 ENSO 对热带大西洋 SSTA 变率有影响, 且影响显著区域位于 NTA, 往往在冬季迅速增温^[15-17]。随着对不同类型 El Niño 事件特征研究的兴起, 已有研究表明 El Niño Modoki 所伴随的较弱暖 SSTA

收稿日期: 2020-06-15; 修订日期: 2020-11-28

基金项目: 国家自然科学基金(41575083, 41730961)资助

通讯作者: 余锦华, 女, 安徽省人, 教授, 博士研究生导师, 主要从事热带气旋、极端天气气候等方面的研究。E-mail: jhyu@nuist.edu.cn

对热带北大西洋 SSTA 的强迫作用弱于传统型事件^[18]。

研究认为,El Niño 可通过对流层增温与大气桥遥相关引起 NTA 的增暖。对流层增温机制强调赤道中东太平洋暖海温异常信号通过 Kelvin 波与 Rossby 波加热北大西洋对流层,使大气层结更加稳定,抑制对流发生,并通过削弱海面蒸发,使海面获得的净热通量增加,导致海洋异常增暖^[19-20]。而大气桥遥相关则侧重 ENSO 信号通过 Walker 环流和 Hadley 环流异常以及太平洋北美型遥相关 (Pacific-North American, PNA) 传递给北大西洋中纬度地区^[21-22]。其中,El Niño 导致的 Walker 环流异常通过影响 NTA 海表的纬向气压梯度加强了赤道大西洋地区的信风,为 Bjerknes 反馈的发生提供了初始扰动,之后通过温跃层深度的变化影响海温^[23]。而 PNA 主要是通过削弱北大西洋副热带高压进而影响海表温度^[24]。在这一观点中,Walker 环流与 PNA 究竟谁是主要的影响因子仍有争议,Sutton 等^[25]认为两类机制之间可能存在着竞争关系。近年来,Javier 等^[26]的研究指出,El Niño 可以通过 Walker 环流异常导致亚马逊地区温度升高,进而诱发 Gill 响应,最终导致 NTA 异常增暖。此外,NTA 自身的海洋动力过程也对海温的发展有一定作用^[27]。

但在一些与 El Niño 无关的年份,NTA 海域也有春季异常增暖现象。有、无 El Niño 两种情形的春季 NTA 暖 SSTA 特征有什么区别,其形成机制的差异怎样? 本文将给出合理的解释。

2 资料和方法

2.1 资 料

(1) 英国哈德莱中心的月平均海表温度资料

$$\frac{\partial \langle T \rangle}{\partial t} = - \langle u \frac{\partial T}{\partial x} \rangle - \langle v \frac{\partial T}{\partial y} \rangle - \langle w \frac{\partial T}{\partial z} \rangle + \frac{Q_{sw} - Q_{LW} - Q_{LH} - Q_{SH}}{\rho c_w h} + R \quad (1)$$

其中, u 、 v 、 w 指海洋中三维海流流速, Q_{sw} 、 Q_{LW} 、 Q_{LH} 和 Q_{SH} 分别指海面净向下太阳短波辐射、净向上长波辐射、潜热通量与感热通量(向上为正)。 ρ 指海水密度, c_w 指海水比热容, h 指海洋混合层深度, R 为残余项。 $\langle A \rangle = \frac{1}{h} \int_0^h A dz$, 反映物理量在混合层的垂直平均。 ρ 的取值参考 Large 等^[30]的方法

HadISST,分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 。该资料包含了观测资料与卫星资料,并在空间上实现了全球覆盖,被广泛应用于气候变化、海气相互作用等分析中。

(2) 美国国家环境预报中心的 GODAS 资料集中的月平均海流流速、温度与混合层深度资料,分辨率为 $0.333^\circ \times 1^\circ$,除混合层深度为单层外,其他资料垂直方向为 $5 \sim 4\,478$ m(垂直速度为 $10 \sim 4\,739$ m)共 40 层。该资料集包含三维海流流速、混合层深度等海洋资料。

(3) 欧洲中期天气预报中心的 ERA5 再分析资料中的 500 hPa 日位势高度、500 hPa 月平均位势高度与温度、月平均海平面气压、10 m 风场、2 m 露点温度、降水量、海面净太阳短波辐射、净长波辐射、潜热通量和感热通量,分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。该套资料由 ERA-interim 改进而来,在 2019 年正式公布,有更高的时空分辨率,更好地考虑了全球降水和蒸发平衡以及对流层的过程,并且使用了很多创新的方法。

(4) 美国国家大气海洋局的每月 Niño3.4 海温指数。该指数基于 HadISST 资料集计算得到。

对于上述资料本文选取时段为 1980 年 1 月—2019 年 10 月。

2.2 方 法

(1) 选用 NOAA 提供的 Niño3.4 海温指数,以指数至少连续 6 个月大于 0.5 标准差,筛选 1980—2019 年间的 El Niño 事件。筛选出 11 次事件:1982/1983 年、1986/1988 年、1991/1992 年、1994/1995 年、1997/1998 年、2002/2003 年、2004/2005 年、2006/2007 年、2009/2010 年、2014/2016 年、2018/2019 年。

(2) 基于以下公式^[28-29]对海洋混合层进行热收支诊断:

取为 $1\,026$ kg/m³, c_w 取 $3\,996$ J/(kg·°C)。

(3) 在讨论潜热通量收支时,采用了邵庆秋等^[31]使用的公式:

$$H_L = \rho_a L C_E U_{10} (q_s - q) \quad (2)$$

其中, U_{10} 代表 10 m 风速, q_s 为海表温度下的饱和比湿, q 为大气 2 m 处的实际比湿,分别由海表温

度与大气 2 m 露点温度计算得到。 $\rho_a=1.25 \text{ kg/m}^3$ 为近地层空气密度, $L=2.46 \times 10^6 \text{ J/kg}$ 为水的汽化潜热, $C_E=1.28 \times 10^{-3}$ 为交换系数^[32]。

(4) 为探究 NAO 与 NTA 春季 SSTA 的联系, 本文采取了 Li 等^[33]提出的公式:

$$\text{NAOI} = \hat{P}_{35^\circ\text{N}} - \hat{P}_{65^\circ\text{N}} \quad (3)$$

$$W = \frac{p \cos \varphi}{2|U|} \cdot \left(\frac{U}{a^2 \cos^2 \varphi} \left[\left(\frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} \right)^2 - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda^2} \right] + \frac{V}{a^2 \cos \varphi} \left[\frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} \frac{\partial \psi'}{\partial \varphi} - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda \partial \varphi} \right] \right. \\ \left. + \frac{U}{a^2 \cos \varphi} \left[\frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} \frac{\partial \psi'}{\partial \varphi} - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda \partial \varphi} \right] + \frac{V}{a^2} \left[\left(\frac{\partial \psi'}{\partial \varphi} \right)^2 - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \varphi^2} \right] \right) \quad (4)$$

其中:上标“'”代表相对于气候态的扰动, $\psi' = \frac{\Phi'}{f}$, $U=(U, V)$ 表示气候态的基本流场, φ 、 λ 、 Φ 、 $f=2\Omega \sin \varphi$ 、 $a=6371 \text{ km}$ 、 $\Omega=7.292 \times 10^{-5} \text{ rad/s}$ 、 p 分别代表纬度、经度、位势、地转参数、地球半径、地球自转速率和气压。本文用日资料计算该物理量,再整合为月资料。

去线性趋势针对格点上的月资料进行,以 1981—2010 年为气候态时段,相对其偏差为气候扰动。

3 NTA 春季 SSTA 变化特征

3.1 NTA 春季 SST 特征及暖事件的分离

针对本文关注的 NTA 春季海表温度 (sea surface temperature, SST), 首先以 1980—2019 年的资料给出北大西洋春季 SST 的标准差分布 (图 1)。之后选取标准差大值区 (10~60°W, 5~25°N) 作为关键区。以关键区春季区域平均 SSTA 为指数, 来定量描述 NTA 春季海温变化的强度。在对该指数进行标准化与去线性趋势后, 以大于 0.5 为标准筛选 NTA 春季暖海温事件。共筛选出 11 次暖事件: 1980、1981、1983、1987、1988、1996、1997、1998、2005、2010、2013 年。将 NTA 春季暖海温事件以是否发生在 El Niño 衰减年分为两种情形: 如表 1 所示, 发生在 El Niño 衰减年的春季暖 NTA, 即情形 1 的年份有 1983、1987、1988、1998、2005、2010 年; 与 El Niño 无直接关联的春季暖 NTA, 即情形 2 的年份有 1980、1981、1996、1997、2013 年。

计算 NAO 指数, 代表 NAO 的强度与位相。其中, P 代表 80°W~30°E 纬向平均的月海平面气压, $\hat{P}$ 则表示经过标准化处理。

(5) 在讨论 El Niño 信号在对流层中层传递时, 计算了 T - N 波活动通量^[34], 该物理量的二维表达式如下:

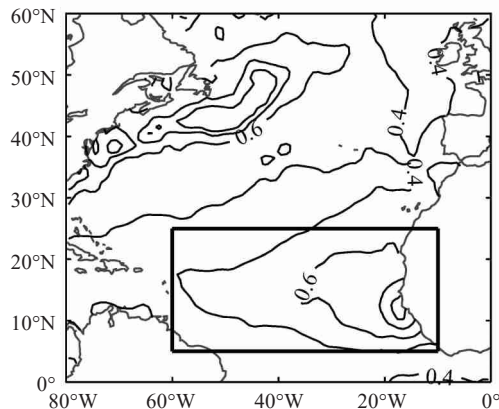


图1 北大西洋春季 SST 标准差分布图 方框表示关键区 (10~60°W, 5~25°N)。

表1 NTA 春季海温暖事件分类结果

暖事件类型	年份
El Niño 衰减年暖事件(情形 1)	1983 1987 1988 1998 2005 2010
无 El Niño 暖事件(情形 2)	1980 1981 1996 1997 2013

3.2 SSTA 分布特征

图 2a、2b 是两种情形下 NTA 春季合成 SSTA 分布, 两种情形的暖 SSTA 都分布于整个 NTA 海域, 最显著的都出现在 NTA 东侧。但绝大部分海域情形 1 的暖 SSTA 强于情形 2。图 2c、2d 给出了两种情形下春季与前冬 SSTA 的合成差场。情形 1 的 NTA 春季 SSTA 较冬季有明显增暖, 而情形 2 下增暖的范围与强度都较弱。因此, 可认为情形 1 的暖 SSTA 有相当一部分是在春季内形成, 而情形 2 下春季贡献较少, 主要是前期已出现增暖并持续到了春季。

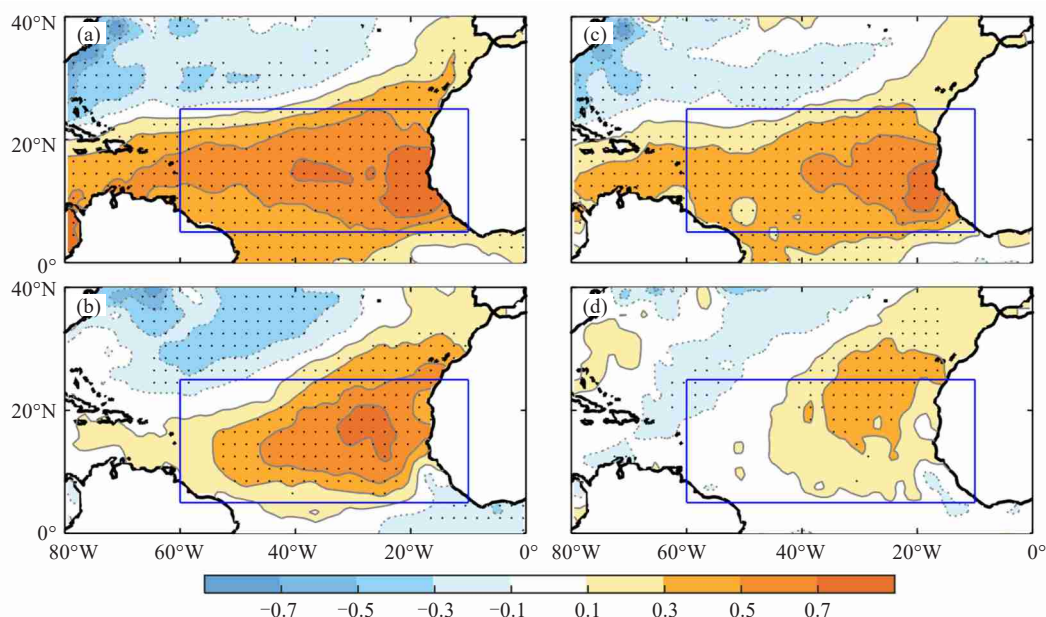


图2 情形1下(a,c)、情形2下(b,d)NTA春季合成SSTA及 $SSTA_{MAM(1)} - SSTA_{DJF(0-1)}$ 分布(填色,单位:°C)
点区表明通过0.05显著性检验,蓝色方框表示关键区(10~60°W, 5~25°N)。

4 两种情形 NTA SSTA 变化物理过程的对比

混合层是大气与海洋之间水汽、热量和动量交换的发生地,研究其内部过程对理解海温变化的机制有重要意义。Li等^[28]提出了对混合层进行诊断的方程,他们认为混合层海温的变化可由温度平流与海表热通量解释。同时,他们还考虑了混合层时空变化的影响。为明确动力与热力过程在NTA春季增暖中的贡献,本文将诊断方程(公式(1))应用于NTA的关键区。由于使用不同资料集等问题,热力项的距平对于混合层深度较敏感,而关注海域的混合层年际变率远小于季节变化,故本文在实际应用时通过按格点取每月的气候态值代替原始值保留了混合层深度的季节特征而忽略了年际变率,将热力项转化为线性项考虑。

图3显示了两种情形下关键区混合层的诊断结果,图中给出的值反映了整层海温异常的变率,当该值为正时,表明海温有增暖趋势,反之亦然。对情形1的诊断结果与实际演变非常接近,对情形2的诊断结果与实际演变的趋势相似,但在拐点处残余项较大(图3a、3d)。情形2诊断效果不佳可能与海-气相互作用存在季节内振荡特征有关,使基

于月资料的中心差方案的残余项较大。两种情形下NTA最初的增暖都与海表潜热通量异常密不可分,且其在NTA增暖过程中一直是主导因素,而其他三种热通量作用都较弱(图3b、3e)。海洋自身动力过程较热力过程的影响更弱(图3c、3f)。

混合层内过程的影响具有滞后性,针对春季,应该关注提前一个月即2—4月(1)(月份(1))表示NTA春季异常增暖的月份)内发生的过程。在图3,这一时段通过填色标注出。两种情形下混合层内的过程在这一时段中有明显差异:情形1下,变率达到峰值,并开始缓慢下降,表明海温增暖速率放缓;而情形2下,变率在2月(1)发生骤降,之后缓慢回升,表明暖海温冷却速率放缓。

图3a、3d显示两种情形在前年冬季开始增暖,情形1下增暖持续到了春季,而情形2下则出现了季节内振荡。图4给出了两种情形在变率达到峰值时各项的具体贡献。情形1中,混合层增暖的峰值速率接近0.18 °C/月,而情形2则为0.15 °C/月左右。在两种情形中,四种热通量都利于增暖,且以潜热通量异常的作用为主,而动力项的作用则相反。该图还反映了诊断方程的效果:情形1中,动力项与热力项之和与实际情况下的增暖比较接近,但情形2中两者之和只能部分解释增暖的成因。

前文得到了两种情形都是以潜热通量异常为

主导形成的结论,这与 Saravanan 等^[2]研究结果一致。Chiang 等^[20]曾研究过 El Niño 对 NTA SSTA 的影响,他们认为 ENSO 信号通过削弱海表的东北信风进而导致了潜热通量异常。那么情形 2 下潜

热通量异常为何出现?同时,湿度条件对潜热通量异常的出现有何影响?为了解决这两个问题,本文采用了邵庆秋等^[31]使用的方法(公式(2)),分析潜热通量异常的成因。

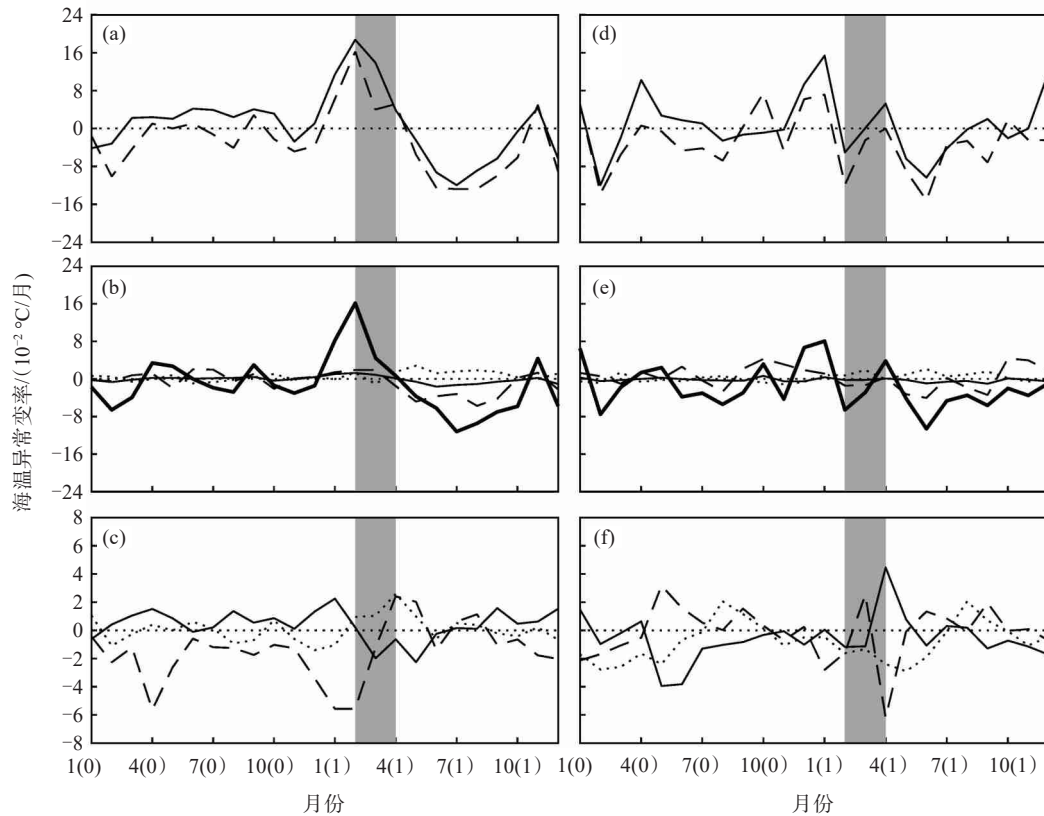


图3 情形1下、情形2下合成混合层海温异常变率(实线,单位: 10^{-2} °C/月)与动力项和热力项之和(虚线)导致的变率(a,d);短波辐射(虚线)、长波辐射(点线)、潜热通量(粗实线)及感热通量项(细实线)导致的变率(b,e);纬向(实线),经向(虚线)与垂直平流(点线)导致的变率(c,f) 月份(1)表示NTA春季异常增暖年的月份,月份(0)则表示前一年的月份。

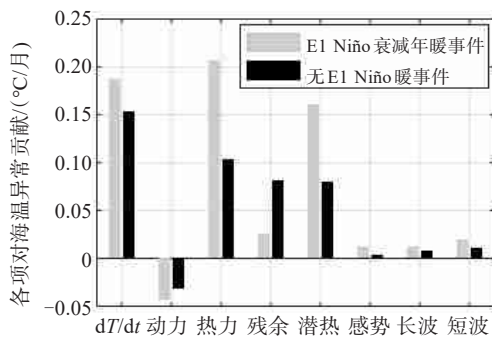


图4 两种情形下海温变率峰值时各项贡献(单位:°C/月) 灰色代表情形1在2月的情况,黑色代表情形2在1月的情况。

图5给出了两种情形前期与潜热通量异常有关的物理量分布。图5a、5c显示了1—3月(1)合成风速与垂直湿度梯度条件。情形1下,NTA东部

垂直湿度梯度减小,且有显著的西风异常。西风异常会削弱气候态的东北信风,使得风速减弱。而情形2下西风异常较弱,在NTA中部有大范围垂直湿度梯度异常正值区,两者存在竞争关系。图5b、5d显示了2—4月(1)合成潜热通量异常分布。在情形1中,NTA存在潜热通量负异常,且大部分通过显著性检验。而情形2下却没有明显的异常分布,这是由于该事件此时正处于潜热通量异常由正转负的过程中(图3e),季节平均无法体现这一过程。简言之,情形1下潜热通量负异常主要是西风异常作用的结果,同时NTA东部还受到垂直湿度梯度减小的影响;而情形2下则是西风异常导致的,但垂直湿度梯度异常增大,抑制了潜热通量负异常的发展。

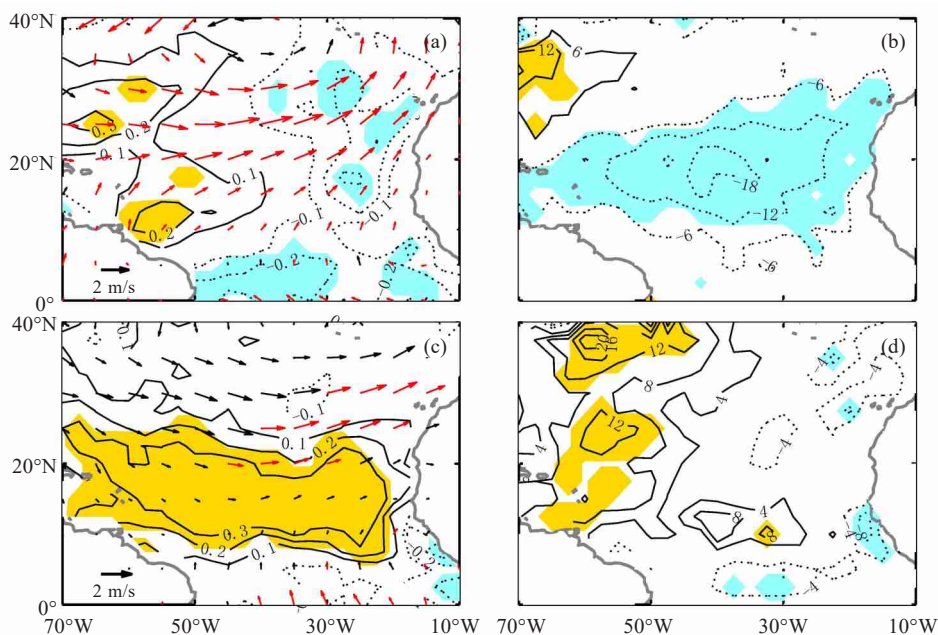


图5 情形1下、情形2下1—3月(1)合成10 m风场异常(箭头,单位:m/s)及海表饱和比湿与大气2 m处实际比湿差值的异常分布(等值线,单位:g/kg) (a,c); 2—4月(1)合成潜热通量异常(等值线,单位:W/m²) (b,d) 通过0.05显著性检验区域填色,风矢量通过0.05显著性检验者标红,b,d中潜热通量异常向上为正,向下为负。

5 两种情形 NTA 春季 SSTA 变化差异的可能成因

5.1 与NAO的联系

经过前文的分析,发现两种情形的形成都与西风异常有关,那么两类暖事件下西风异常出现的原因是否一致? Bates^[35]的研究表明,激发NTA SSTA的西风异常扰动可能是由ENSO、NAO和其他环流导致的。其中NAO指的是亚速尔高压(北大西洋副热带高压)和冰岛低压之间气压的反向变化关系。当它呈现负位相时,北大西洋副热带高压减弱,其南部会出现西风异常^[17]。

图6给出了两种情形下NAO指数及关键区SSTA的演变。两种情形前期NAO指数都存在季节内振荡,但情形1中指数在2月(1),即El Niño峰值后,达到最低值。表2结果显示当SSTA落后NAO指数1个月时,两者呈负相关且相关系数为-0.486,通过了0.05显著性检验(临界值为0.404)。表明El Niño通过NAO使春季NTA增暖显著。情形2,图6中的黑色虚线显示,NAO从11月(0)到12月(0)减小最明显,这样的NAO变化使12月(0)北大西洋的副高减弱,减小东北信风,减

小潜热通量(图3e),使SSTA从12月(0)到1月(1)的增暖最显著,在1月(1)—3月(1)增暖维持。可见,NAO变化的差异可能是两种情形下不同SSTA变化的主要因素。

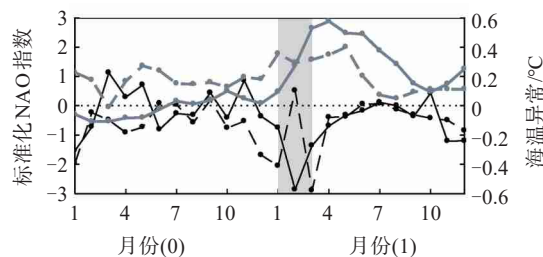


图6 两种情形下合成标准化NAO指数与关键区SSTA(单位:°C)演变曲线 实线表示情形1,虚线表示情形2,黑色为NAO指数,灰色为SSTA。

图7显示了两种情形在1—3月(1)时合成海平面气压及风场异常分布。两种情形下都呈现NAO负位相,但情形1负位相发展更强,与Zhang等^[36]观点一致,国内类似相关方面的研究也有不少成果^[37-38]。相应地,亚速尔地区出现了气旋性环流异常,其南部的西风异常削弱了东北信风,为暖海温的发生发展提供了动力条件。而情形2下仅在NTA东北部有较弱的西风异常,使得暖海温的发展较弱。

表2 关键区 SSTA(单位:°C)与标准化 NAO 指数的滞后与超前相关系数

时间间隔/月		-3	-2	-1	0	1	2	3
滞后与超前相关系数	情形 1	0.044	0.010	-0.086	-0.302	-0.486	-0.476	-0.415
	情形 2	0.160	0.341	0.083	-0.307	-0.509	-0.331	-0.225

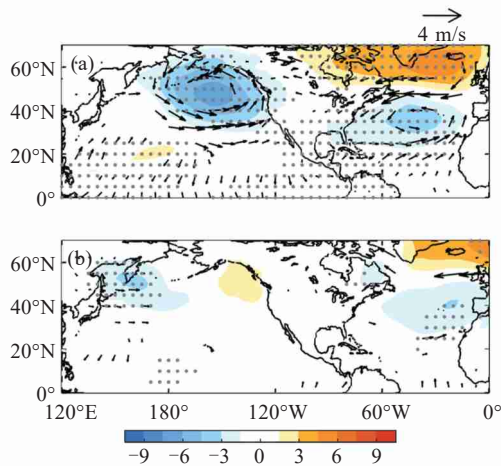


图7 情形1(a)与情形2(b)下1—3月合成海平面气压异常(填色,单位:hPa)和10 m风异常(箭头,单位:m/s)
点区表示通过0.05显著性检验,风矢量仅给出通过0.05显著性检验者。

5.2 情形1下El Niño的遥响应

图8显示了两种情形在1—3月(1)期间500 hPa合成位势高度与温度异常分布。情形1下,位势高度异常呈现PNA正位相与类似NAO负位相型。情形2同样呈现类似NAO负位相型,与前一类事件相比强度较弱且位置偏东。两种情形下温

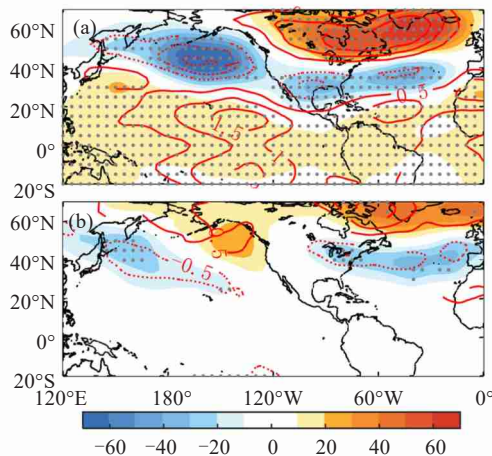


图8 情形1(a)与情形2(b)下1—3月(1)合成500 hPa位势高度异常(填色,单位:gpm)与温度异常(等值线,单位:°C)
点区表示通过0.05显著性检验。

度异常在赤道太平洋的分布有显著差异。情形1中,El Niño激发的Kelvin波东传至热带大西洋地区,且暖中心北移到了NTA上空。正是由于Kelvin波的加热作用,NTA上空环境变得更加稳定,抑制了对流的发生,同时大气增暖,使得大气容纳水汽的能力增强,减小了海-气间的垂直湿度梯度,使海面的蒸发减弱。进一步证实了前文中关于垂直湿度梯度利于NTA获得潜热通量异常能量的分析,并且与Yulaeva等^[19]和Chiang等^[20]的观点一致。而情形2仅在加拿大东北部存在暖中心。

图9显示了两种情形在1—3月(1)下合成降水异常与500 hPa $T-N$ 波活动通量异常分布。两种情形下的降水异常有明显差异。情形1下,赤道中东太平洋有强降水正异常,这是该地区强烈暖SSTA作用的结果。降水释放的大量能量加热大气,激发了Rossby波能量向东向北传播到热带外北大西洋地区,使北大西洋副热带高压减弱,中高纬的位势高度增加,加强并维持了NAO负位相(图8a、9a)。除此之外,Rossby波能量还可以通过PNA波列输送至亚速尔地区^[39]。情形2下,几乎没有异常的波能量来自大西洋上游地区,主要是大西洋自身的能量异常输送。

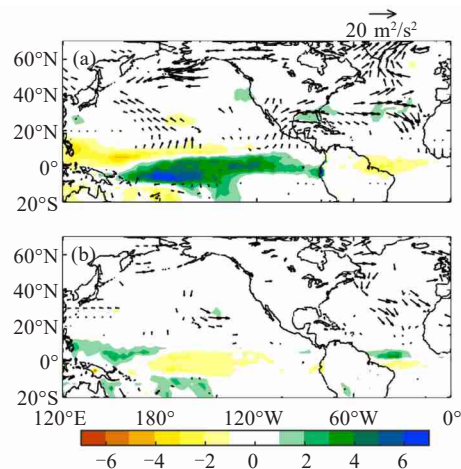


图9 情形1(a)与情形2(b)下1—3月(1)合成降水异常(填色,单位:mm/day)与500 hPa $T-N$ 波活动通量异常(箭头,单位: m^2/s^2)
矢量仅给出通过0.05显著性检验者。

6 结论与讨论

为解释有、无 El Niño 两种情形下 NTA 春季增暖物理机制的区别以及 El Niño 强迫 NTA 的途径,本文分析了两种情形下 SSTA 分布特征的差异,诊断热力与动力的相对贡献,研究了潜热通量异常出现的原因和 El Niño 信号可能的传播机制。

(1) 两种情形的暖 SSTA 都分布于整个 NTA 海域,但情形 1 增暖强于情形 2,关键区平均 SSTA 为 0.55°C ,而后者是 0.37°C 。情形 1 的 NTA 春季 SSTA 较冬季有明显增暖,而情形 2 下增暖的范围与强度都较弱。

(2) 两种 NTA 增暖情形主要由热力项中的潜热通量异常导致,其他三种热通量贡献较少。而动力项则不利于海温增暖,但其影响较弱。

(3) El Niño 影响的情形,在西风异常与东部海-气界面的垂直湿度梯度减弱共同作用下,潜热通量负异常导致海面失去的热量减少,使 SSTA 增暖显著。无 El Niño 情形,西风异常弱于情形 1,减

小的海面蒸发弱于前者,海-气垂直湿度梯度增大,使海面蒸发增强。该情形下,NTA 春季增暖,主要是受到 NAO 负位相作用的冬季增暖的延续。海面蒸发变化与 SSTA 间的负反馈关系,使 SSTA 存在季节内振荡特征。

(4) El Niño 激发的 Rossby 波能量通过 $T-N$ 波活动通量异常与 PNA 加强 NAO 负位相,抑制了其自身的季节内振荡,进而导致 NTA 地区东北信风显著减弱。同时,暖 Kelvin 波东传,加热了 NTA 上空大气,使得大气容纳水汽的能力增强,减小了海-气界面的垂直湿度梯度。

(5) 在情形 2 中,增暖可能由 NAO 自身内部变率导致。但此时 NAO 存在季节内振荡,不利于暖 SSTA 的持续。因此该类事件下 NTA 春季增暖的强度与范围都不比前者。

本文主要使用了月资料进行诊断和分析,有关两种情形下,NAO 的变化及其对北大西洋热带地区海-气耦合的调制过程,需要利用更高的时间分辨率资料做进一步深入的研究。

参 考 文 献:

- [1] REASON C J, SMART S. Tropical south east Atlantic warm events and associated rainfall anomalies over southern Africa[J]. *Frontiers in Environmental Science*, 2015, 3: 24.
- [2] SARAVANAN R, CHANG P. Interaction between tropical Atlantic variability and El Niño-Southern Oscillation[J]. *J Climate*, 2000, 13(14): 2 177-2 194.
- [3] HASTENRATH S. Circulation and teleconnection mechanisms of Northeast Brazil droughts[J]. *Progress in Oceanography*, 2006, 70(2-4): 407-415.
- [4] TASCHETTO A S, WAINER I. The impact of the subtropical South Atlantic SST on South American precipitation[J]. *Annales Geophysicae*, 2008, 26(11): 3 457-3 476.
- [5] YU J H, LI T, TAN Z M, et al. Effects of tropical North Atlantic SST on tropical cyclone genesis in the western North Pacific[J]. *Climate Dyn*, 2016, 46(3): 865-877.
- [6] 徐集云,霍利微,宋超辉,等. 热带北大西洋海温异常对南海夏季风的影响及其机理[J]. *大气科学学报*, 2019, 42(2): 293-302.
- [7] 王惠美. 热带大西洋热力异常对我国南方夏季高温的影响及机制研究[D]. 北京:中国气象科学研究院,2018.
- [8] HAM Y, KUG J, PARK J, et al. Sea surface temperature in the north tropical Atlantic as a trigger for El Niño/Southern Oscillation events[J]. *Nature Geoscience*, 2013, 6(2): 112-116.
- [9] CHIANG J C H, VIMONT D J. Analogous Pacific and Atlantic meridional modes of tropical atmosphere-ocean variability[J]. *J Climate*, 2004, 17(21): 4143-4158.
- [10] 杨韵,李建平,谢飞,等. 热带北大西洋模态年际变率的研究进展与展望[J]. *地球科学进展*, 2018, 33(8): 808-817.
- [11] BJERKNES J. Atlantic air-sea interaction[J]. *Adv Geophy*, 1964, 10: 1-82.
- [12] WU R G, YANG S, LIU S, et al. Changes in the relationship between northeast China summer temperature and ENSO[J]. *J Geophys Res*, 2010, 115(D21): D21107.

- [13] CAYAN D R. Latent and sensible heat flux anomalies over the northern oceans: driving the sea surface temperature[J]. *J Phys Oceanog*, 1992, 22(8): 859-881.
- [14] DELWORTH T L, GREATBATCH R J. North Atlantic interannual variability in a coupled ocean-atmosphere model[J]. *J Climate*, 1996, 9(10): 2 356-2 375.
- [15] ENFIELD D B, MAYER D A. Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño-Southern Oscillation[J]. *J Geophys Res Oceans*, 1997, 102(C1): 929-945.
- [16] PENLAND C, MATROSOVA L. Prediction of tropical Atlantic sea surface temperatures using linear inverse modeling[J]. *J Climate*, 1998, 11(3): 483-496.
- [17] DING R Q, LI J P. Winter persistence barrier of sea surface temperature in the northern tropical Atlantic associated with ENSO[J]. *J Climate*, 2011, 24(9): 2 285-2 299.
- [18] AMAYA D J, FOLTZ G R. Impacts of canonical and Modoki El Niño on tropical Atlantic SST[J]. *J Geophys Res*, 2014, 119(2): 777-789.
- [19] YULAEVA E, WALLACE J M. The signature of ENSO in global temperature and precipitation fields derived from the microwave sounding unit[J]. *J Climate*, 1994, 7(11): 1 719-1 736.
- [20] CHIANG J C H, SOBEL A H. Tropical tropospheric temperature variations caused by ENSO and their influence on the remote tropical climate[J]. *J Climate*, 2002, 15(18): 2 616-2 631.
- [21] LAU N, NATH M. The role of the “atmospheric bridge” in linking tropical Pacific ENSO events to extratropical SST anomalies[J]. *J Climate*, 1996, 9(9): 2 036-2 057.
- [22] ALEXANDER M, BLADÉ I, NEWMAN M, et al. The atmospheric bridge: the influence of ENSO teleconnections on air-sea interaction over the global oceans[J]. *J Climate*, 2002, 15(16): 2 205-2 231.
- [23] SASAKI W, DOI T, RICHARDS K J, et al. The influence of ENSO on the equatorial Atlantic precipitation through the Walker circulation in a CGCM[J]. *Climate Dyn*, 2015, 44(1-2): 191-202.
- [24] WALLACE J M, GUTZLER D S. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter[J]. *Mon Wea Rev*, 1981, 109(4): 784-812.
- [25] SUTTON R T, JEWSON S P, ROWELL D P. The elements of climate variability in the tropical Atlantic region[J]. *J Climate*, 2000, 13(18): 3 261-3 284.
- [26] JAVIER G S, CHRISTOPHE C, DOUVILLE H, et al. Revisiting the ENSO Teleconnection to the Tropical North Atlantic[J]. *J Climate*, 2017, 30(17): 6 945-6 957.
- [27] CHANG P, FANG Y, SARAVANAN R, et al. The cause of the fragile relationship between the Pacific El Niño and the Atlantic Niño[J]. *Nature*, 2006, 443(7 109): 324-328.
- [28] LI T, ZHANG Y S, LU E, et al. Relative role of dynamic and thermodynamic processes in the development of the Indian Ocean dipole: An OGCM diagnosis[J]. *Geophys Res Lett*, 2002, 29(23): 25-1-25-4.
- [29] NNAMCHI H C, LI J, KUCHARSKI F, et al. Thermodynamic controls of the Atlantic Niño[J]. *Nature Communications*, 2015, 6(1): 1 567-1 586.
- [30] LARGE W G, DANABASOGLU G, DONEY S C, et al. Sensitivity to surface forcing and boundary layer mixing in a global ocean model: Annual-mean climatology[J]. *J Phys Oceanog*, 1997, 27(11): 2 418-2 447.
- [31] 邵庆秋,周明煜,李兴生. 洋面动量,感热和潜热通量计算的研究[J]. *大气科学*, 1991, 15(3): 9-17.
- [32] BUNKER A F. Computations of surface energy flux and annual air-sea interaction cycles of the North Atlantic Ocean[J]. *Mon Wea Rev*, 1976, 104(9): 1 122-1 140.
- [33] LI J P, WANG X L. A new North Atlantic Oscillation index and its variability[J]. *Adv Atmos Sci*, 2003, 20(5): 661-676.
- [34] TAKAYA K, NAKAMURA H. A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow[J]. *J Atmos Sci*, 2001, 58(6): 608-627.
- [35] BATES S C. Seasonal influences on coupled ocean-atmosphere variability in the tropical Atlantic Ocean[J]. *J Climate*, 2010, 23(3): 582-604.
- [36] ZHANG W J, WANG Z Q, STUECKER M F, et al. Impact of ENSO longitudinal position on teleconnections to the NAO[J]. *Climate Dyn*, 2019, 52(1-2): 257-274.
- [37] 赵晓彤,余锦华,廖桢桦,等. 北大西洋热带气旋生成频数变化对海温异常响应特征的研究[J]. *热带气象学报*, 2020, 36(2): 208-218.
- [38] 刘甫,明杰,张翰,等. 热带气旋“凤凰”(2014)的结构演变及其引起的海洋响应分析[J]. *热带气象学报*, 2020, 36(4): 552-561.
- [39] HOSKINS B J, KAROLY D J. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing[J]. *J Atmos Sci*, 1981, 38(6): 1 179-1 196.

INFLUENCE OF EL NIÑO ON SPRING WARMING IN THE NORTHERN TROPICAL ATLANTIC AND POSSIBLE CAUSES OF THE INFLUENCE

YE Yang-bo, YU Jin-hua

(Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education / Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China)

Abstract: Sea surface temperature anomaly (SSTA) in the Northern Tropical Atlantic (NTA) has important effects on climate variation in the Americas and the world at large. Reanalysis data are used to diagnose warm NTA SSTA, and the difference in spring warming with or without the influence of El Niño and the possible causes of the difference are analyzed. The results show that the average spring SSTA related to El Niño reaches 0.55°C in the key area ($5^{\circ}\text{N}\sim 25^{\circ}\text{N}$, $10^{\circ}\text{W}\sim 60^{\circ}\text{W}$), while the one without the influence of El Niño only reaches 0.37°C ; the significant positive deviation between the former and winter occurs in the NTA, while the latter occurs mainly on the east side of the NTA, and the value of the positive deviation is relatively small. The El Niño-induced anomalous activity flux of Rossby wave outside the tropics leads to significant westerly anomalies in the NTA by strengthening the negative NAO phase after the mature phase of El Niño. The warm Kelvin wave heats the troposphere over the NTA, enhancing its ability to hold water vapor and reducing the vertical humidity gradient at the sea-air interface. Under the combined impact of them two, the evaporation in sea surface decreases, leading to warm SSTA in spring in the NTA. When there is no influence of El Niño, the variation of NTA SSTA is mainly modulated by the tropical sea-air feedback process and related to the intra-seasonal oscillation of NAO outside the tropics. The seasonal mean negative phase of NAO is relatively weak, and thus the anomalous westerly wind is small, while the vertical humidity gradient at the sea-air interface increases, leading to weaker NTA warming.

Key words: NTA; spring SSTA; El Niño; teleconnection; NAO