

陈鲜艳, 胡博, 木本昌秀, 等. 2009. 赤道不稳定波对海气相互作用影响的数值模拟分析 [J]. 大气科学, 33 (1): 145-154. Chen Xianyan, Hu Bo, Kimoto Masahide, et al. 2009. A numerical simulation study of influence of tropical instability waves on air-sea interaction [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (1): 145-154.

赤道不稳定波对海气相互作用影响的数值模拟分析

陈鲜艳¹ 胡博² 木本昌秀³ 李维京¹

1 国家气候中心, 北京 100081

2 中国气象局, 北京 100081

3 东京大学气候系统研究中心, 日本

摘 要 赤道不稳定波 (tropical instability waves) 存在于热带东太平洋赤道附近, 通常于每年的春末夏初出现, 以约 0.6 m/s 速度向西传播, 波周期为 20~40 天左右, 波长约为 1000~2000 km。本文利用一个全球高分辨率海气耦合模式对赤道不稳定波在赤道附近的热量输送进行分析, 表明赤道不稳定波产生指向赤道的热通量, 从而部分抵消了热带东太平洋地区由 Ekman 辐散和温度平流导致的强冷却效应, 维持热带地区的热量平衡。其对赤道冷舌区的增暖作用可以消除和减弱气候模式中热带东太平洋地区的系统性冷偏差, 能使冷舌的强度和分布得到合理的改善, 对气候模式的改进和发展具有潜在贡献。赤道不稳定波还可以改变赤道海洋上空低层大气层结稳定度, 导致近地层强的风场辐合辐散, 并进一步影响大气混合层的温度、风场等气象要素。模拟分析结果还表明, 赤道不稳定波对大气强迫产生二次响应, 改变赤道上空逆温层的垂直位移和逆温强度。研究赤道不稳定波对热带海洋气候及其海气相互作用机理的理解具有重要意义。

关键词 赤道不稳定波 热带东太平洋 热量输送 海气相互作用

文章编号 1006-9895 (2009) 01-0145-10

中图分类号 P461

文献标识码 A

A Numerical Simulation Study of Influence of Tropical Instability Waves on Air - Sea Interaction

CHEN Xianyan¹, HU Bo², KIMOTO Masahide³, and LI Weijing¹

1 National Climate Center, Beijing 100081

2 China Meteorological Administration, Beijing 100081

3 Center for Climate System Research, University of Tokyo, 5-1-5, Kashirwanoha, Kashirwa, Japan

Abstract Satellite observations of sea surface temperature (SST) have recently revealed an existence of unstable oscillations in the equatorial eastern Pacific and Atlantic. These oscillations appear as 20-40-day periodical fluctuations with westward phase speed of 0.4-0.6 m/s and wave length of 1000-2000 km during the boreal summer and fall. They are generally called tropical instability waves (TIWs). They are believed to play an active role in the oceanic heat fluxes in the tropical ocean, locally inducing strong air-sea coupling.

In this study, TIWs simulated by a high-resolution atmosphere-ocean coupled general circulation model are investigated. The horizontal resolution of the model is 120 km in the atmosphere and 30 km by 20 km in the ocean. Model simulations show good agreement with observed main features associated with TIWs. In the numerical simu-

收稿日期 2007-06-11, 2007-09-29 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展规划项目 2006CB403606

作者简介 陈鲜艳, 女, 1975 年出生, 高级工程师, 目前从事气候应用与服务方面的研究。E-mail: chenxy@cma.gov.cn

lations, it is estimated that the strong cooling effect induced by the equatorial upwelling is partly (about 30%–40%) offset by the equatorward heat flux due to TIWs eddies in the eastern tropical Pacific. Furthermore, the TIWs cast a positive feedback on the atmosphere through changing the vertical mixing just above the TIWs. Though the eddy oscillations induced by TIWs south of equator are much weaker than those north of equator, a similar atmospheric response to TIWs is simulated in the atmospheric mixed layer.

Key words tropical instability waves, the eastern tropical Pacific, heat flux, air–sea interaction

1 引言

随着 20 世纪 70 年代以来卫星遥感技术的不断应用,对海洋环境的监测技术和能力也在不断提高。1977 年,Legeckis (1977) 在太平洋海表温度红外云图上发现赤道不稳定波动,之后科学家们又相继在海平面高度距平、海表面叶绿素浓度、海洋盐度等监测图中发现赤道不稳定波的扰动。赤道不稳定波由海洋内部不稳定引发,如波动赤道附近主要洋流的径向切变导致的正压不稳定 (Philander, 1976, 1978)、浮力作用引发的斜压扰动 (Cox, 1980)、有效位能向动能的转化 (Semtner et al., 1980) 等。通常,波动于春末夏初季节 120°W 附近爆发并向西传播,波长大约为 $1000\sim 2000\text{ km}$,周期约为 $20\sim 40$ 天,传播相速度约为 $0.4\sim 0.6\text{ m/s}$,在热带东太平洋和热带东大西洋最为明显。

受赤道地区偏东气流影响,热带东太平洋地区由东向西的温度平流以及自下而上的上翻流,对热带东太平洋具有强烈的冷却效应,是形成热带东太平洋地区冷舌的重要因子。目前,国际上现有气候模式评估表明无论是单独的海洋模式还是耦合的大气-海洋气候模式,普遍存在赤道太平洋模拟的海表温度误差,主要表现为赤道冷舌偏强、偏窄并过分西伸。观测发现赤道不稳定波可以产生指向赤道的热通量,这部分热通量可以部分抵消由 Ekman 辐散作用产生的指向极地的热通量 (Swenson et al., 1999)。然而遗憾的是,由于海洋观测样本稀少,对于赤道不稳定热量输送的估计只是基于为数不多的几个浮标数据。如果赤道不稳定波动确实可以抵消一部分热带东太平洋的冷却效应,那么热带不稳定波可影响热带东太平洋的热力作用,将在一定程度上减弱大气和海洋模式的系统误差,对提高热带东太平洋海温的模拟性能有所贡献。因此,利用一个高分辨率的全球海-气耦合模式分析赤道不稳定波在热带海洋能量收支中的作用显得很有必要。

热带东太平洋是全球海气耦合最活跃的地区之一。Wallace et al. (1989) 和 Hayes et al. (1989) 发现在热带东太平洋上空风场从冷舌上空流向极地时会发生明显的水平辐散,提出形成这种现象是由于赤道冷舌区的冷海水温度与冷舌以北暖海水温度形成强烈的温度梯度导致垂直混合发生变化造成:当边界层的气流由赤道冷水区向北流动至暖水上方,边界层大气温度层结降低,因此近洋面的风切变响应减弱,从而导致该地区的风速增加而形成辐散。Xie et al. (1998) 发现冷舌附近风应力的扰动变化与赤道不稳定波扰动变化是同相位的,并指出赤道不稳定波不仅对近洋面层风应力有影响,可能还会影响到大气边界层低层。近年来,越来越多的科学家注意到赤道不稳定波及其引发的赤道地区的海气相互作用 (Liu et al., 2000; Chelton et al., 2001; Hashizume et al., 2001; Small et al., 2003)。然而,迄今为止大部分研究都把研究重点放在赤道以北区域,对赤道以南的赤道不稳定波的研究则少有涉及。因此,对赤道不稳定波动在热带海洋热量输送中的作用以及对赤道南北上空大气边界层的系统研究将有助于我们更好地理解赤道不稳定波,也可帮助我们进一步理解热带东太平洋地区的海气相互作用。本文利用一个高分辨率的全球海洋-大气耦合模式,在成功模拟赤道不稳定波的波动形态和分布特征的前提下,对赤道不稳定波在热带海洋能量平衡中的作用以及对海气相互作用的贡献作一些探讨。

2 模式简介

本文所用的模式为 MIROC 3.2 (Hasumi et al., 2004)。模式由 5 个成分组成,包括大气模式、陆面模式、河流模式、海冰模式和海洋模式。

大气模式为球面原始方程谱模式,水平分辨率为 T106,相当于 1.125° (经度) $\times 1.125^{\circ}$ (纬度) (约 120 km)。垂直方向采用 $p-\sigma$ 垂直坐标混合共有 56 层,模式顶约为 40 km 。模式的参数化方案

包括: 积云对流参数化、大尺度凝结参数化、辐射交换参数化、表层通量参数化、垂直扩散参数化、重力波拖曳参数化等。其中, 积云对流参数化方案建立在简化的 Arakawa-Schubert 积云参数化方案基础上。根据 Pan et al. (1998) 将闭合假设作了改进, 从原来的诊断闭合修改为预报闭合, 将云底质量通量改进为预报量。引进 Emori et al. (2001) 的经验积云抑制方案, 当积云的平均环境相对湿度小于某一阈值 (如在 MIROC 模式中取为 0.8) 时积云对流就停止发展。大尺度凝结参数化则建立于 LeTreut et al. (1991) 的基础之上, 将次网格总水量的混合比的分布假设为一个函数分布。参数化主要描述网格尺度的凝结、降水过程以及相应的凝结加热、预降水、云摩擦系数、云水和水汽之间的相变等。根据液态云水量和总云水量的比值来判定云的相态 (固态或液态), 下降的白云则处理成冰, 在此过程中还引入了气溶胶的次级效应。

海洋模式 COCO (CCSR ocean component model) (Hasumi, 2003) 采用球坐标系下的斜压原始方程组, 取静力近似和 Boussinesq 近似。水平分辨率为 $0.28125^\circ \times 0.1875^\circ$, 垂直方向采用 $p-\sigma$ 混合坐标, 垂直方向上共有 47 层, 其中有 17 层位于海洋温跃层。海底地形采用高分辨率 $2'$ 地形, 并首次将海底的地形高度插值到模式网格中。海洋模式的数值方法包括: 正压-斜压耦合模态、动量平流算法、跟踪平流算法等。在海洋模式中采用了边界条件参数化方法, 用瑞利拖曳表征涡动效应。在正压-斜压耦合模态算法中根据 Killworth et al. (1991) 的方法, 垂直积分原始方程中的动量方程和连续方程, 当正压分量与斜压分量耦合在一起时, 采用 2 次斜压步长时间平均积分以满足连续方程 (Dukowicz et al., 1994)。跟踪平流算法基于 UTOPIA (uniformly third-order polynomial Interpolation) (Leonard et al., 1993) 算法。应用时, 水平方向和垂直方向分别处理, 水平方向处理时采用通量积分法, 垂直方向上采用 QUICKEST (quadratic upstream interpolation) (Leonard et al., 1979)。前者可以使动量守恒, 而后者使形态守恒。深层海底密度大的海水沿坡下降形成深海下沉流是海底边界层条件参数化重要过程。在海洋模式中采用 Nakano et al. (2003) 的边界条件参数化方法, 用 Rayleigh 拖曳表征涡动地转效应, 增强垂直扩散表示沉积作用, 其中 Rayleigh

拖曳系数在 2000 m 以上设定与科里奥利力参数相同, 2000 m 以下为 0。

MIROC 中各模式的分辨率和网格系统以及时间积分都是独立的, 每 3 小时进行一次热量、水汽、动量等通量交换, 完成各模式间的耦合。目前该模式已完成了一系列基本气候态的模拟及其效能检验, 已用于全球气候研究, 并分别参加了国际耦合模式比较计划 (CMIP)、大气环流模式比较计划 (AMIP) 的比较研究, 其模拟结果被应用于 IPCC (政府间气候变化专门委员会) 第四次评估报告, 在 ENSO、东亚季风等方面具有良好的模拟性能 (Chen et al., 2005; Kimoto et al., 2005; 胡博等, 2007), 对中低纬地区大气和海洋的动力、热力学特征 (巢纪平等, 2002) 的模拟较为成功。

3 赤道不稳定波经向热通量

利用工业革命前的气候场作为初始和边界场, MIROC 首先进行时间长度为 109 年的模式起转 (spinup) 积分来消除模式积分前期气候漂移的影响, 模式达到平衡后, 又进行 100 年的控制试验。考虑到赤道不稳定波是热带东太平洋的高频瞬变波, 波动信号在逐日资料中明显, 故在以下的分析中, 本文取控制试验的第 18 模式年的逐日模拟结果作分析, 其他年份的分析结果与第 18 模式年的结果相似。图 1 (见文后彩图) 为模式模拟的热带东太平洋第 18 模式年 10 月 12~14 日平均的海表温度图。赤道以北 2°N 附近有一明显的波浪状温度扰动, 这就是赤道不稳定波。赤道以南 2°S 也有相似的波动, 但波动强度较弱。由图 1 中可以看出, 波动在赤道以北表现为顺时针方向扰动, 在赤道以南表现为逆时针方向扰动。对比 TRMM 卫星观测结果 (Chelton et al., 2000), 可以看到模式模拟结果与观测结果在赤道不稳定波的位置、强度上基本一致。在图 1 中, 还可以看到赤道以南冷舌与其南部的海水温度梯度附近也存在赤道不稳定波, 波动振幅稍小, 范围较大, 这在最近的卫星图片上得到了证实。在热带太平洋海域, 受赤道偏东风牵引, 赤道洋流从东太平洋流向西太平洋, 使高温暖水不断在西太平洋堆积。相反, 赤道东太平洋海水上翻形成赤道东太平洋上涌冷流, 同时冷水不断向西流动产生指向极地的径向 Ekman 辐散。在赤道附近, 平均纬向洋流的经向热通量赤道以北为

正,赤道以南为负值(图 2a),表现出对赤道地区强烈的冷却效应。由于赤道不稳定波在赤道以北扰动方向为顺时针,赤道以南扰动方向为逆时针,计算赤道不稳定波的涡动经向热通量 ($v'T'$, v' 、 T' 为径向洋流速度、海温与 40 天滑动平均的离差),结果显示赤道不稳定波经向热通量在赤道以北为负值(指向南),而在赤道以南为正值(指向北),即均指向赤道方向(图 2b)。图 3 给出了混合层内赤道不稳定波波动季节平均的经向涡动热通量辐合,沿赤道有一明显的热通量辐合带,在 $140^{\circ}\text{W}\sim 110^{\circ}\text{W}$ 间即赤道不稳定波最活跃区热通量辐合最强,表明赤道不稳定波将热量向赤道辐合,可在一定程度上抵消热带东太平洋特别是赤道冷舌区的强冷却效应。

经计算,发现赤道不稳定波动季(6~11月)平均赤道不稳定波指向赤道的热通量辐合约为 71 W/m^2 ,而年平均的 Ekman 辐散为 187 W/m^2 ,季节平均为 224 W/m^2 。表明赤道不稳定波向赤道输送的热量可达到 Ekman 辐散向赤道外地区输送热

量的 $1/3$ 左右。这个结果与 Hansen et al. (1984) 利用海洋浮标观测得到的结论相似。这个计算结果是很有意义的,表明赤道不稳定波在其波动活跃季节可以通过对冷舌输送热量,对热带东太平洋地区的强冷却效应在一定程度上产生平衡和抵消作用。其次,从模式模拟结果来看,赤道不稳定波在其活跃区域,即在热带东太平洋的上混合层的纬向、经向和垂直方向分别产生 $0.1\times 10^{-7}\text{ }^{\circ}\text{C/s}$ 、 $3.0\times 10^{-7}\text{ }^{\circ}\text{C/s}$ 和 $-1.7\times 10^{-7}\text{ }^{\circ}\text{C/s}$ ($-\partial \overline{uT'}/\partial x$ 、 $-\partial \overline{vT'}/\partial y$ 和 $-\partial \overline{wT'}/\partial z$) 的加热率,从而得到一个 $1.4\times 10^{-7}\text{ }^{\circ}\text{C/s}$ 的赤道不稳定波的波动加热效应。这与 Wang et al. (2001) 利用观测资料估计的 $1.1\times 10^{-7}\text{ }^{\circ}\text{C/s}$ 的波动加热率基本一致,意味着赤道不稳定波可使赤道地区特别是冷舌附近海表温度在一个波动周期(约 25 天)提高约 0.3°C ,或者相当于在整个赤道不稳定波活动季节(6~11月)提高海表温度约 2°C 。因此,赤道不稳定波对赤道地区的热量输送对海洋-大气耦合的数值气候模式发展有重要的影响。目前,

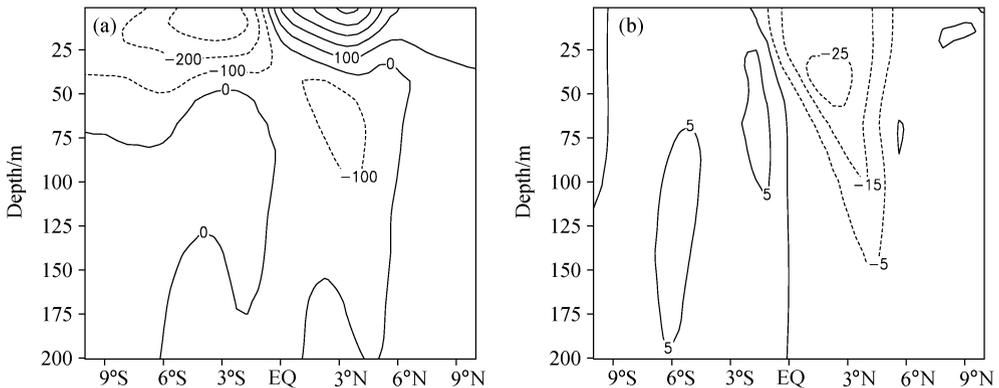


图 2 $120^{\circ}\text{W}\sim 140^{\circ}\text{W}$ 纬向平均的 (a) 平均经向热通量 \overline{vT} 和 (b) 涡动经向热通量 $v'T'$ 的纬度-深度剖面图模拟结果(单位: $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{K}$)
Fig. 2 The simulated (a) mean meridional heat flux \overline{vT} and (b) eddy meridional heat flux $v'T'$ averaged between 140°W and 120°W . Units: $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{K}$

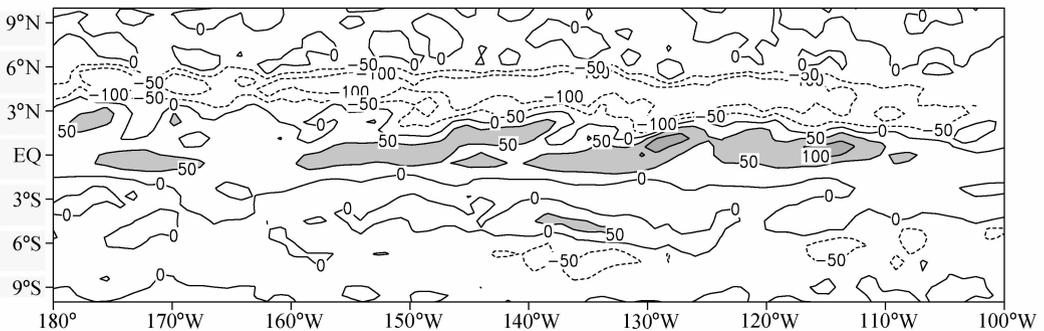


图 3 热带中东太平洋混合层赤道不稳定波经向涡动热通量辐合分布(6~12月波动季节平均,单位: W/m^2)
Fig. 3 Meridional eddy heat flux convergence (W/m^2) integrated between surface and 100 m during the tropical instability waves (TIWs) season (1 Jun - 1 Dec)

全球大部分气候模式模拟的热带海表温度与实测值之间仍存在一定的偏差,特别是赤道东太平洋冷舌过于强盛,小于 27°C 的等温线通常会延伸到日界线以西,比观测偏西约 30° 经度。赤道不稳定波抵消了部分赤道冷效应,则可以在一定程度上减弱冷舌强度。因此,模式中成功模拟赤道不稳定波可以部分消除或减弱因模式气候与真实气候差异引起的系统性偏冷的误差,能使冷舌强度和分布得到合理的改善,对模式的气候平均态模拟具有重要作用。晏红明等(2007)通过对赤道地区印度海温梯度模的研究发现,赤道地区大洋内部温度梯度的强度可以加强或减弱大范围海温梯度引起的辐合辐散强度,进而影响小范围地区的降水变化,影响赤道地区的降水分布和风场变化,因此,冷舌强度的模拟对研究热带太平洋地区的降水分布和季风活动起着十分重要的作用。

为了进一步分析赤道不稳定波对热带气候的贡献,我们分析了不同大气、海洋分辨率下 MIROC 耦合模式热带气候的模拟,其中所有模式中的物理参数和耦合方案完全相同。分析结果表明,高大气高海洋分辨率模式下赤道不稳定波的模拟最为成功,而在低分辨率特别是低海洋分辨率模式下几乎没有模拟出赤道不稳定的波动。尽管高分辨率的 MIROC 海气耦合模式(本文分析所用)仍然没有解决非通量调整的大气-海洋耦合数值模式的赤道地区表层海表温度(SST)冷舌偏冷且过于西伸的问题,但赤道太平洋地区 SST 与冷舌的模拟结果与低分辨率模式的模拟结果相比有了明显的改善, 26°C 等温线在赤道附近的顶点位于 170°W 附近,比低分辨率模式中的 26°C 等温线顶点位置(约 175°E)东移约 1600 km ,并且冷舌的强度也比低分辨率模式有所减弱,模拟结果更接近于观测。

4 大气边界层对赤道不稳定波的强迫响应

Wallace et al. (1989) 和 Hayes et al. (1989) 发现冷舌附近强烈的海表温度梯度,即海表温度冷锋,可引起上空风场明显的辐散,提出这是由于海表温度的突然变化导致大气边界层的混合交换发生相应变化引起的垂直混合交换机制所致。当热带东太平洋上空近表层的空气随着东南信风从南半球吹向北半球,穿越至赤道东太平洋冷舌上空时空气骤

然遇到下方的冷海表,大气层结变得稳定,近表层风速相应减小,冷舌上空的空气继续北上到达赤道以北的暖洋面时,大气边界层又经历从稳定层结到不稳定层结的过程,引发浮力作用湍流,风速增大,由此导致在冷舌上空出现明显的风场辐合,冷舌锋上空出现风场辐散。

由图 1 可见,海表风应力的辐散区正位于波浪状冷舌海表温度锋面位置,风应力的辐散随着冷舌的波动变化而变化。这个模拟结果与观测结果(Chelton et al., 2001)完全一致,也证实了 Wallace et al. (1989) 和 Hayes et al. (1989) 的热带东太平洋冷舌上空垂直混合交换机制假设。从图 1 中也可以看出,风应力的辐散与赤道不稳定波的位置基本一致。

为了进一步表现赤道不稳定波和风应力之间的关系,这里给出海表温度和风应力的单点 [$(2^{\circ}\text{N}$, 120°W) 海表温度] 回归系数图(Xie et al., 1998) [图 4 (见文后彩图)]。赤道不稳定波信号从海表温度的回归系数清晰可见,其中赤道以北不稳定波的波动明显,赤道以南的不稳定波波动较弱。另外,根据垂直混合机制,当东南信风经过暖海表温度距平时风速增大,进而信风从暖海表吹向冷海表温度距平时风速将会减小。因此在暖(冷)海表温度回归系数上方为东南(西北)风应力,表明风速加大(减小),导致暖(冷)海表温度回归系数以西出现风应力辐合(散)。

当赤道不稳定波向西传播时,风应力的辐合辐散随着冷暖海表温度距平几乎同时向西传播。风应力辐合辐散向西传播的速度与海表温度距平向西传播速度相近,两者几乎同位相(图 5)(Xie et al., 1998; Liu et al., 2000; Hashizume et al., 2001)。我们同时注意到,赤道以南风应力也出现了与海表温度距平同位相的辐合辐散向西传播,表明赤道以南的不稳定波也同样引起了大气边界层相同的响应。由于赤道以南海洋表面赤道不稳定波动的振幅较弱,明显波动主要出现于 $8\sim 10$ 月,因此赤道以南大气边界层的响应也较赤道以北的大气响应强度弱,响应时间短。

由于边界层大气对海洋强迫的响应时间大约为数天,而表层海洋对大气强迫的响应时间大约为数周,通过对比图 6 中向西传播海表温度距平和风应力辐合辐散,发现两者爆发时间相近,传播速度一

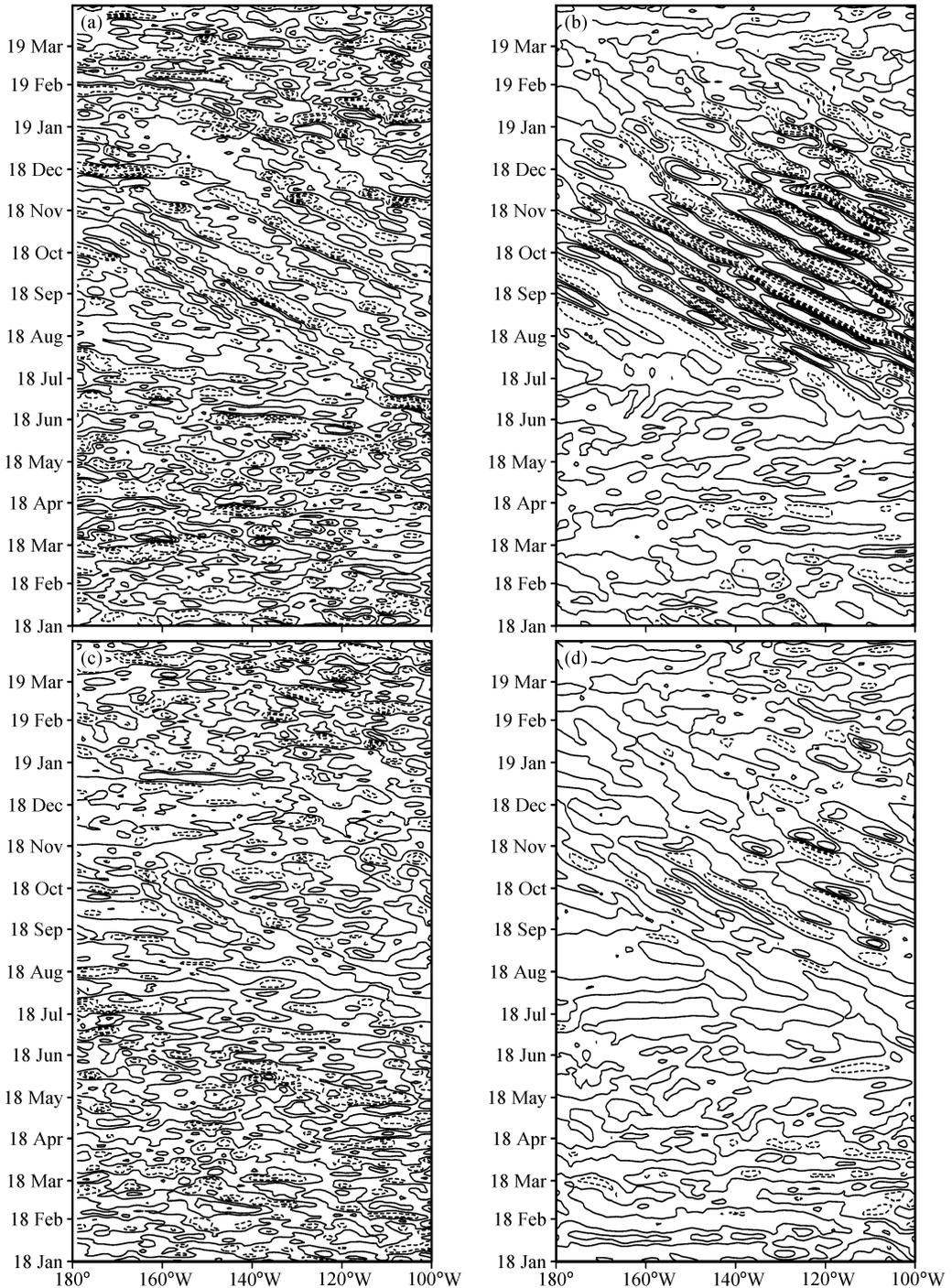


图5 模拟的10~50天带通滤波风应力辐散(a、c, 等值线间隔 $4 \times 10^{-7} \text{N/m}^3$)和海表温度(b、d, 等值线间隔 0.5°C)的时间-经度剖面图: (a、b) 2°N ; (c、d) 2°S

Fig. 5 Time-longitude cross sections of simulated 10-50-day band-pass filtered (a, c) wind stress divergence with $4 \times 10^{-7} \text{N/m}^3$ interval and (b, d) SST with 0.5°C interval along (a, b) 2°N and (c, d) 2°S

致,几乎同位相,表明赤道不稳定波是一种海洋内部的波动,并在其传播过程中引发风场发生相应的响应,而非大气风场强迫海洋的结果。

赤道不稳定波在其传播过程中引发大气边界层

响应,同时不稳定波在传播中由于海气相互作用又受到大气对海洋波动的反馈作用影响。从大气角度说,不稳定波向西传播过程中,暖海表温度距平以西为风应力辐合,风速减弱造成湍流混合及潜热蒸

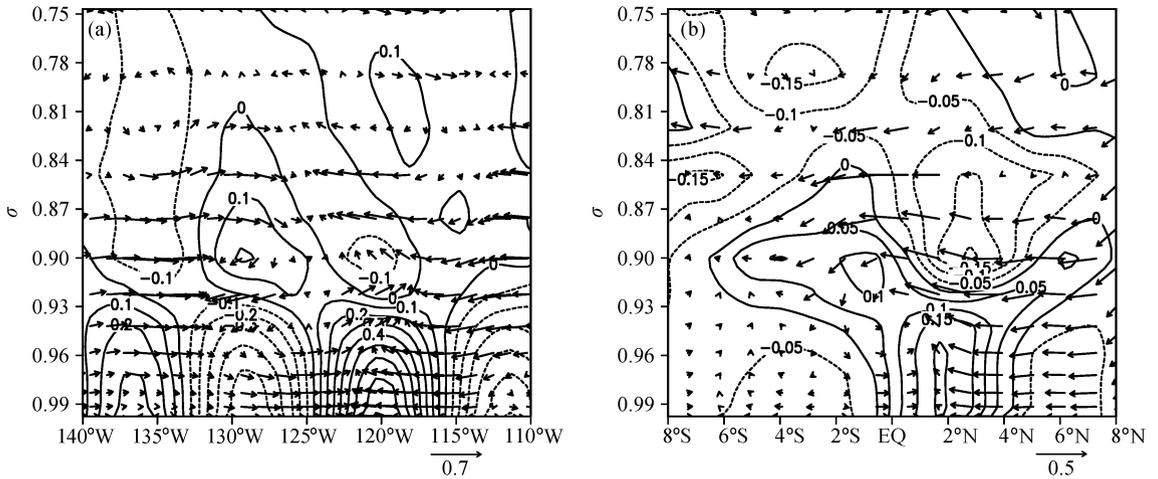


图 6 模拟的热带东太平洋地区大气温度(单位: $^{\circ}\text{C}/^{\circ}\text{C}$)及环流(水平分量单位为 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}$, 垂直分量单位为 $-10^{-3}\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}$)对 (2°N , 120°W) 单点海表温度回归系数垂直剖面图: (a) 沿赤道纬向环流; (b) 沿 140°W 经向环流

Fig. 6 Regression coefficients of air temperature ($^{\circ}\text{C}/^{\circ}\text{C}$) and circulation ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}$ for the horizontal component, $-10^{-3}\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}$ for the vertical component) over the tropical eastern Pacific Ocean against SST at (2°N , 120°W): (a) Zonal circulation along the equator; (b) meridional circulation along 140°W

发冷却的减少, 这样有利于维持正海表温度距平, 从而促进正海表温度距平向西传播。因此, 热带东太平洋赤道不稳定波自西向东逐渐传播是一个海气相互作用的结果。

赤道不稳定波动对大气的直接影响高度可达到 700 m 左右 ($\sigma=0.92$, 图 6), 海表温度暖(冷)距平上空, 大气温度升高(降低)。700 m 高度以上, 气温距平符号变成反相, 并在 1000 m 左右 ($\sigma=0.9$) 高度达到极值, 到约 1300 m ($\sigma=0.88$) 减弱, 表明赤道不稳定波引发海洋上空 700~1300 m 之间大气的二次响应。尽管风场噪音较大, 风场回归系数也基本表现出与温度场相似的响应(图略), 海表暖温度距平上为东风距平及南风距平, 冷温度距平上空为西风距平及北风距平。边界层风场对赤道不稳定波的响应再次验证了垂直混合机制, 即暖水上空垂直混合加强、风速增加, 冷水上空垂直混合减弱、风速减弱。垂直混合机制的直接影响高度可达 400 m 左右 ($\sigma=0.96$), 二次响应高度约 700 m。

热带太平洋沿赤道上空约 1000 m 高空通常存在一层浅薄的温度逆温层。Hashizume et al. (2002) 发现大气逆温层高度可以随着海表温度变化产生垂直位移, 海表温度升高 2°C 可以将逆温层底的高度抬升约 300 m, 同样, 海表温度的降低可将逆温层底的高度降低。赤道附近海表温度扰动主要由赤道不稳定波引起, 认为赤道不稳定波引发的大气边界层

响应可达到赤道上空逆温层高度, 或者说赤道不稳定波可以引发逆温层高度位移效应 (Hashizume et al., 2002)。

图 7 (见文后彩图) 为模式模拟得到在赤道不稳定波波动季节沿 130°W 赤道以北 (2°N) 和赤道以南 (2°S) 大气温度的时间-高度垂直剖面。假设 18°C 等温线为逆温层起始高度, 可以看到逆温层高度约位于 $\sigma=0.92$, 即 700 m 高度左右。随时间变化逆温层高度也表现出升高、降低的起伏。当海表温度高的海表上空逆温层高度升高, 海表温度低的海表上空逆温层温度降低, 模式模拟得到的逆温层变化与 Hashizume et al. (2002) 在热带太平洋上空观测到的现象非常一致。不仅如此, 我们还发现由于赤道不稳定波的扰动, 海表温度发生周期性波动, 海表温度波动一方面可以改变逆温层高度, 另一方面还可以改变逆温强度。如图 7 中所示, 11 月 1 日赤道 2°N 附近海表温度距平为明显负距平, 当日逆温层底部位于 $\sigma=0.93$, 约比平均高度下降 100 m。逆温层中心气团温度比逆温层外温度降低约 2°C 左右, 逆温强度与前期相比明显加强; 11 月 10 日左右, 2°N 附近海表温度偏高, 当日逆温层底部升高至 $\sigma=0.9$, 逆温强度很弱, 逆温层几乎减弱消失。

赤道不稳定波产生的垂直混合机制导致赤道上空逆温层高度变化, 而逆温层强度变化则是大气对赤道不稳定波二次响应的结果。海表温度升高加热

其上空边界层中大气,将逆温层底部抬高。由于逆温层底升高,则原来平均逆温层高度附近的暖空气被逆温层以下的冷空气替代,形成相反的温度距平符号。同样,海表温度降低造成相同的响应,但符号正好相反。假设海表温度变化引起逆温层以上的气压变化忽略不计。由于海表温度升高,导致其上空气压升高并在平均逆温层高度附近达到最大,随着继续向上温度距平符号反向,气压也相应减小,气压距平的变化导致原来平均逆温层高度附近风场变化。因此从图 7 看出,大气温度距平符号改变的高度正是气压距平最大的高度。

赤道以南大气边界层对赤道不稳定波的响应要弱得多,然而大气相应的调节与赤道以北的大气响应一致。由于热带东太平洋是理解热带气候动力学、热力学的关键区域,并且也是目前气候模式对热带东太平洋气候模拟的技术难点区域。通过进一步理解赤道不稳定波在热带东太平洋的作用,对提高气候模式对热带气候的模拟能力有重要作用。

5 结论

本文利用全球大气-海洋耦合模式 MIROC3.2 的模拟,发现具有甚高水平及垂直分辨率的全球耦合模式可以将赤道不稳定的波动特征很好的再现出来。模式的良好再现性为我们提供了研究赤道不稳定在热带太平洋气候尤其是海气耦合方面的作用。

赤道不稳定波动对热带东太平洋赤道地区的热量收支具有较大的影响,可以部分平衡和抵消作用赤道冷舌区域由海洋上翻流产生的 Ekman 冷却效应,可向赤道输送 Ekman 冷却效应的 1/3 热量。目前,世界上大部分气候模式所模拟的热带海表温度具有明显的冷偏差。因此,模式中能否成功模拟赤道不稳定波也是检验模式模拟性能的指标之一。可以想像,如果模式中没有模拟出赤道不稳定波,那么赤道附近洋流的上翻流以及向西的温度平流将会给这片海域带来较大的冷效应,导致模式的系统性冷偏差增大。对不同大气、海洋分辨率下 MIROC 耦合模式热带气候的模拟分析证实了这一点,分析结果表明高分辨率模式下赤道不稳定波的模拟较为成功,同时高分辨率模式下赤道地区的冷舌模拟要比低分辨率模式的模拟更接近观测。由于赤道不稳定波波动对热带东太平洋地区冷效应的平衡作用,模式的冷偏差在一定程度上得到抑制或减弱,

这对于气候模式尤其是海洋模式的发展具有重要意义,尤其是可以减少因模式气候与真实气候差异引起的系统性冷误差。需要指出的是,赤道不稳定波虽对热带东太平洋地区冷舌过强及过于西伸的模拟有一定程度的改善,对 SST 模拟具有潜在的重要影响,但由于热带太平洋地区海气相互作用强烈,赤道 SST 以及冷舌的模拟最终由海表热通量的加热作用以及海洋动力过程的冷却作用相互平衡后控制。

赤道不稳定波对边界层大气具有明显的强迫作用。赤道不稳定波导致的海表温度扰动可引发热带东太平洋上空大气边界层直接响应及二次响应。赤道不稳定波动在正的海表温度距平上大气边界层的温度和风速随之增加,而赤道不稳定波动在负的海表温度距平上大气边界层的温度和风速降低。海表温度的变化导致海洋上空的逆温层高度也随之发生变化。赤道不稳定波暖海表温度距平可以抬升逆温层高度,在一定程度上由于暖水上空湍流增加,逆温层消失;冷海表温度距平可以降低逆温层高度,并加强逆温层的逆温强度。逆温强度的改变反过来又通过海气相互作用影响热带气候。

尽管在本文研究并没有涉及赤道不稳定波的年际变化和年际变率,但已有观测表明,赤道不稳定波的活动与热带太平洋的冷舌强度有关,因而波动的强度受到 ENSO 事件的影响 (Contreas, 2002; Yu et al., 2003; An, 2007)。当热带太平洋处于 ENSO 暖位相期,太平洋东南信风减弱,赤道涌升流强度减小,相应的冷舌区域的海表温度锋减弱甚至消失,赤道不稳定波强度减弱;而热带太平洋处于 ENSO 冷舌区域的海表温度锋加强,赤道不稳定波强度相应加强,赤道不稳定的活动与 ENSO 事件的强度具有线性关系。因此,研究赤道不稳定波对热带海洋气候及其海气相互作用机理的理解具有重要意义。

参考文献 (References)

- An Soon-Il. 2007. Interannual variation of the instability waves in the tropical Pacific Ocean, The Eugene Rasmusson Symposium, 87th AMS Annual Meeting, San Antonio, TX.
- 巢纪平, 陈鲜艳, 何金海. 2002. 风应力对热带斜压海洋的强迫 [J]. 大气科学, 26 (5): 577-594. Chao Jiping, Chen Xianyan, He Jinhai. 2002. The windstress force upon the tropical baroclinic ocean [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese),

- 26 (5): 577–594.
- Chelton D B, Wentz F J, Gentemann C L, et al. 2000. Satellite microwave SST observations of transequatorial tropical instability waves [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 27: 1239–1242.
- Chelton D B, Esbensen S K, Schlax M G, et al. 2001. Observations of coupling between surface wind stress and sea surface temperature in the eastern tropical Pacific [J]. *J. Climate*, 14: 1479–1298.
- Chen Xianyan, Masahide Kimoto, Maya Takahashi. 2005. Changes in ENSO in response to greenhouse warming as simulated by the CCSR/NIES/FRCGC coupled GCM. *SOLA*, 1: 149–152.
- Contreras R F. 2002. Long-term observations of tropical instability waves [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 32: 2715–2722.
- Cox M. 1980. Generation and propagation of 30-day waves in a numerical model of the Pacific [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 10: 1168–1186.
- Dukowicz J K, Smith R D. 1994. Implicit free-surface method of the Bryan-Cox-Semtner ocean model [J]. *J. Geophys. Res.*, 99: 7991–8014.
- Emori S, Nozawa, T, Numaguti A, et al. 2001. Importance of cumulus parameterization for precipitation simulation over East Asia in June [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 79: 937–947.
- Hansen D V, Paul C A. 1984. Genesis and effects of long waves in the equatorial Pacific [J]. *J. Geophys. Res.*, 89: 10431–10440.
- Hashizume H, Xie S-P, Liu W T, et al. 2001. Local and remote response to tropical instability waves: A global view from space [J]. *J. Geophys. Res.*, 106: 10173–10185.
- Hashizume H, Xie S-P, Fujiwara M, et al. 2002. Direct observations of atmospheric boundary layer response to slow SST variations on the Pacific equatorial front [J]. *J. Climate*, 15: 3379–3393.
- Hasumi H. 2000. CCSR ocean component model (COCO) version 2.1 [R]. CCSR report, 13, 68pp.
- Hasumi H, Emori S. 2004. K-1 Model developers. K-1 coupled model (MIROC) description, K-1 Tech. Rep. 1, 34 pp., Cent. For Clim. Syst. Res., Univ. of Tokyo, Kashiwa, Japan
- Hayes S P, McPhaden M J, Wallace J M. 1989. The influence of sea surface temperature on surface wind in the eastern equatorial Pacific [J]. *J. Climate*, 2: 1500–1506.
- 胡博, 李维京, 陈鲜艳, 等. 2007. 全球增暖对 ENSO 影响的数值模拟研究 [J]. *大气科学*, 31 (2): 214–221. Hu Bo, Li Weijing, Chen Xianyan, et al. 2007. A numerical simulation study on ENSO in response to global warming [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 31 (2): 214–221.
- Kilworth P D, Webb D J, Stainforth D, et al. 1991. The development of a free-surface Bryan-Cox-Semtner ocean model [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 21: 1333–1348.
- Kimoto M. 2005. Simulated change of the East Asian circulation under global warming scenario [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 32: L16701.
- Legeckis R. 1977. Long waves in the eastern equatorial Pacific Ocean: A view from a geostationary satellite [J]. *Science*, 197: 1179–1181.
- Leonard B P. 1979. A stable and accurate convective modelling procedure based on quadratic upstream interpolation [J]. *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*, 19: 59–98.
- Leonard B P, MacVean M. K, Lock A P. 1993. Positivity-preserving numerical schemes for multi-dimensional advection [C]. NASA Tech. Memo. 106055, ICOMP-93-05, 62.
- LeTreat H, Li Z-X. 1991. Sensitivity of an atmospheric general circulation and model to prescribed SST changes: Feedback effects associated with the simulation of cloud optical properties [J]. *Climate Dyn.*, 5: 175–187.
- Liu W T, Xie X, Polito P S, et al. 2000. Atmospheric manifestation of tropical instability waves observed by QuickSCAT and Tropical Rain Measuring Mission [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 27: 2545–2548.
- Nakano H, Sugihara N. 2002. Effects of bottom boundary layer parameterization on reproducing deep and bottom waters in a World Ocean model [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 32: 1209–1227.
- Pan D-M, Randall D A. 1998. A cumulus parameterization with prognostic closure [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 124: 949–981.
- Philander S G H. 1976. Instabilities of zonal currents, 1 [J]. *J. Geophys. Res.*, 81: 3725–3735.
- Philander S G H. 1978. Instabilities of zonal currents, 2 [J]. *J. Geophys. Res.*, 83: 3679–3682.
- Semtner A J, Holland W R. 1980. Numerical simulation of equatorial ocean circulation. 1, A basic case in turbulent equilibrium [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 10: 667–693.
- Small R J, Xie S-P, Wang Y. 2003. Numerical simulation of atmospheric response to Pacific tropical instability waves [J]. *J. Climate*, 16: 3723–3741.
- Swenson M S, Hansen D V. 1999. Tropical Pacific Ocean mixed layer heat budget: The Pacific cold tongue [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 29: 69–81.
- Wallace J M, Mitchell T P, Deser C. 1989. The influence of sea surface temperature on surface wind in the eastern equatorial Pacific: Seasonal and interannual variability [J]. *J. Climate*, 2: 1492–1499.
- Wang C, Weisberg R H. 2001. Ocean circulation influences on sea surface temperature in the equatorial central Pacific [J]. *J. Geophys. Res.*, 106: 19515–19526.
- Xie S-P, Ishiwatari M, Hashizume H, et al. 1998. Coupled ocean-atmospheric waves on the equatorial front [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 25: 2185–2188.
- 晏红明, 李崇银. 2007. 赤道印度洋纬向海温梯度模及其气候影响 [J]. *大气科学*, 31 (1): 64–76. Yan Hongming, Li Chongyin. 2007. A study of the sea surface temperature zonal gradient mode in the equatorial Indian ocean and its influence on climate [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 31 (1): 64–76.
- Yu J, Liu W T. 2003. A linear relationship between ENSO intensity and tropical instability wave activity in the eastern Pacific ocean [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 30: 1735.

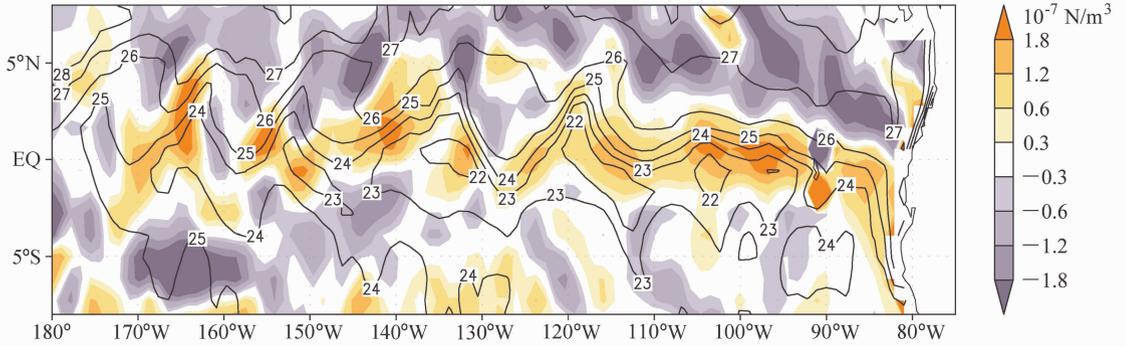


图 1 模式模拟得到的第 18 模式年 10 月 12~14 日平均的海表温度(等值线, 单位: °C)及风应力辐散(阴影)

Fig. 1 Simulated SST distribution (contour) overlaid by wind stress divergence (shaded) averaged over 12–14 Oct of model year 18

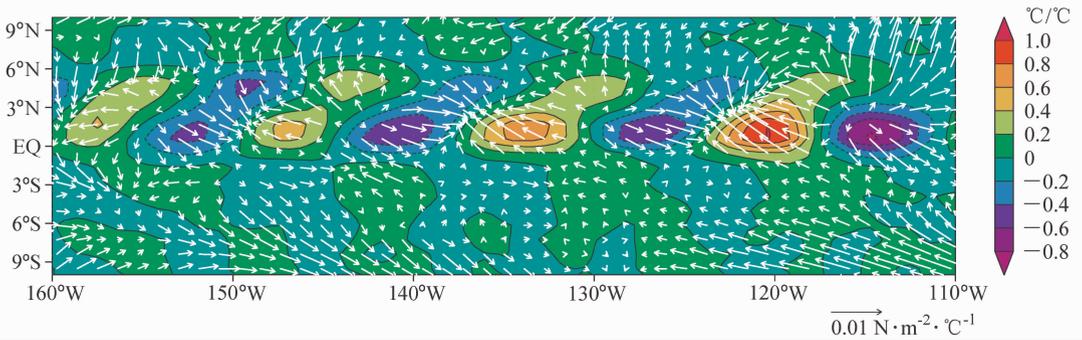


图 4 模拟的 (2°N, 120°W) 单点海表温度对热带东太平洋地区海表温度(阴影)和风应力(矢量)回归系数图

Fig. 4 Simulated regression coefficients of SST (shaded) and wind stress (vector) against 10–50-day band-pass filtered SST at (2°N, 120°W)

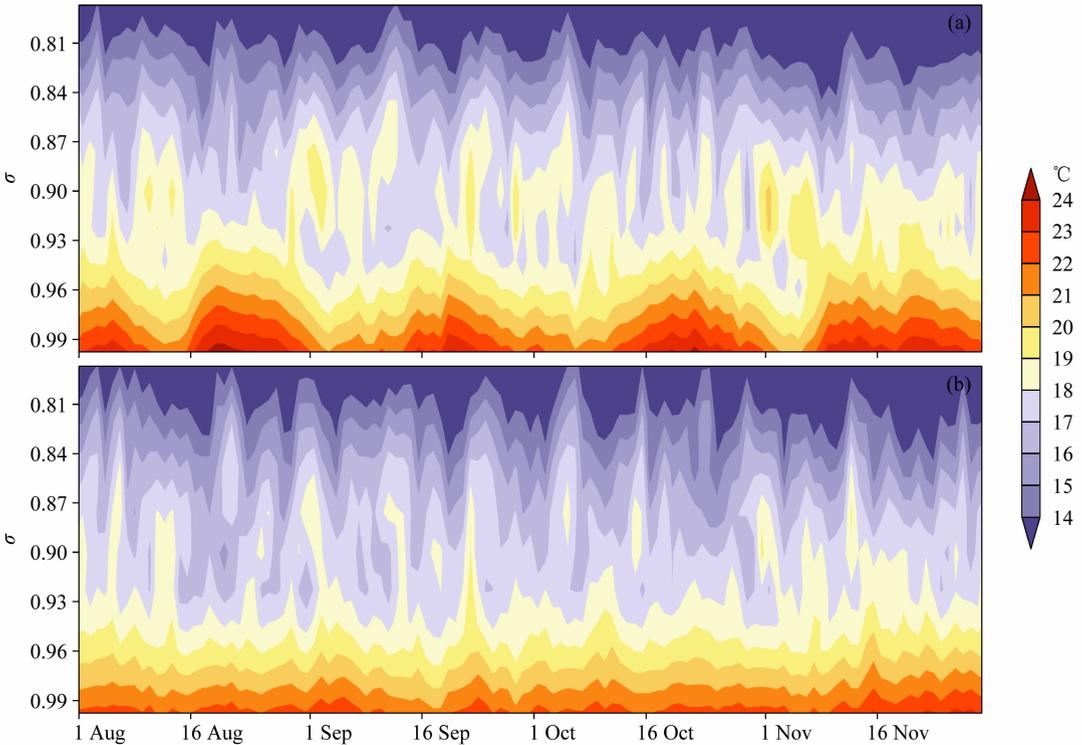


图 7 模拟的赤道不稳定波波季节内沿 130°W(a)赤道以北(2°N)和(b)赤道以南(2°S)大气温度的时间-高度垂直剖面(单位: °C)

Fig. 7 Simulated air temperature during the highly developed wave season at (a) 2°N and (b) 2°S along 130°W