

热带太平洋对风应力拖曳系数响应的敏感性试验

吴海燕¹, 张铭², 李崇银^{2,3}

(1. 解放军94855部队,衢州324001;2. 解放军理工大学气象学院,南京211101;3. 中国科学院大气物理研究所LASG实验室,北京100029)

摘要:为了检验一个准全球的海洋环流模式中热带太平洋对风应力变化的响应,使用NCEP月平均再分析资料计算的强迫场强迫该模式进行控制试验,在(10.5°S~9.5°N,159.75°E~110.25°W)的区域增大或减小风应力拖曳系数进行敏感性试验,并把试验结果与同时段的SODA资料进行分析比较。该模式基本能模拟出海洋环流的基本气候态,但是对一些细节描述还不够准确。试验结果表明,风应力减小时可以改善模式对热带东太平洋冷舌的模拟,而对次表层温度和流场的刻画能力较弱。增大风应力则对次表层温度和流场的模拟有所改善。通过对模式中热量收支的分析可知,平流过程、扩散过程对热带太平洋海表温度的变化起到了重要的作用;海表面热交换可以促使海温距平向相反的方向发展。垂直输送对赤道中东太平洋表层的降温起重要作用,抑制了次表层的增暖,水平平流过程则促进了赤道太平洋次表层的增暖。

关键词:海洋环流模式;风应力;拖曳系数;敏感性试验

中图分类号:P 731 **文献标识码:**A **文章编号:**1003-0239(2009)02-0034-10

1 引言

我国从20世纪80年代起开始发展原始方程的海洋环流模式(OGCM)。中国科学院大气物理研究所(IAP)大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室(LASG)已先后发展了4层、20层、30层海洋模式。随着垂直和水平分辨率的不断提高和一些成熟的参数化方法的应用,模式模拟风生环流和热盐环流的能力得到显著改善,但是大洋环流模式的发展仍不够完善,存在着一些共性问题也需要改进和解决,例如对赤道潜流和北赤道逆流的强度模拟偏弱,南赤道流的流速中心位置存在偏差,赤道太平洋地区的海温在暖池偏暖,对冷舌的模拟偏强且过于狭窄,等等。已有的研究表明,提高模式分辨率可在一定程度上改善这些问题^[1]。此外,海洋环流是由海表的风、热通量和淡水通量共同驱动的,海表风是热带上层环流的主要驱动力。观测研究表明,海表风场不仅决定了上层环流的平均状态,而且在环流的季节和年代际变化中也起到了重要作用^[2]。资料分析和数值试验结果也指出,风应力对海表温度气候场影响显著,热带太平洋风应力异常在El Niño事件的发生和消亡中有重要作用,与Niño 3区海面温度异常(SSTA)有很好的相

收稿日期:2008-06-11

基金项目:国家“973”项目(2007CB411805)

作者简介:吴海燕(1982-),女,工程师,主要从事海气相互作用和数值模式研究。

关系^[3-5]。模拟试验中,不同的风场可导致海洋模式不同的结果^[6-8]。俞永强等通过模式对不同来源的风应力响应的敏感性分析得出,大洋尤其是热带海洋对风应力强迫很敏感,选取合适的风应力可能会改善模拟结果^[7]。因此,在海洋环流模式试验中,风的准确程度直接关系到上层环流的模拟好坏以及温度结构的正确性。

目前,海表面风应力 τ 是用如下经验公式来计算:

$$\tau = \rho_a C_d |V_a| V_a \quad (1)$$

其中 ρ_a 为空气密度, V_a 为风矢量, $|V_a|$ 为风速; C_d 为大气对海面的拖曳系数,一般视为风速的函数,其数值约在 $(1.0\sim 2.5)\times 10^{-3}$ 的范围。拖曳系数的大小以及海面风的取值会直接影响到海表面风应力的大小,从而影响到海洋环流模式对海流、海温的模拟结果。本文中我们通过增加或者减小赤道中太平洋的风应力拖曳系数,用以考察热带太平洋对风应力的响应,从而改善模式对热带太平洋的模拟效果。

2 模式介绍及试验方案

本文所使用的海洋环流模式是李东辉的较高水平分辨率($1.5^\circ\times 1^\circ$)模式^[9],它基本保留了L30T63^[10]的动力框架和物理过程。模式不考虑北冰洋,北边界在 65°N ,南边界取到 68°S ,在南北边界取刚壁边界条件,温盐法向导数为0。出于热带上层环流模拟的考虑,模式垂直方向分为不等距的23层,其中最上面300m有12层,每一层都是25m。模式最深层到1898m。模式地形场从美国海军海洋办公室(Naval Oceanographic Office)DBDB5(Digital Bathymetric Data Base 5 minute)海洋深度资料中提取,DBDB5的分辨率为 $(1/12)^\circ$,在模式中去掉了对大洋环流计算影响不大的部分内海和边缘海。水平粘性系数在南北纬 10° 之间取 $0.5\times 10^4\text{m}^2\text{s}^{-1}$,其余海域取 $2\times 10^4\text{m}^2\text{s}^{-1}$ 。模式初始温盐场采用Levitus气候平均温盐资料^[11],海表面强迫场,即海表温度、气压、相对湿度(计算混合比)、海面风速(计算风应力)、云量和太阳短波辐射,则用L30T63的强迫场再经双线性插值得到。

采用以上的初始温盐场和海表面强迫场,将模式从静止状态开始积分600年,以达到比较稳定的状态。在此基础上,将NCEP月平均再分析资料中的海表面强迫场经双线性插值后,再用该场强迫模式积分25年(考虑到计算代价和存储空间的问题,模式模拟积分25年,即1948~1972年),以此作为控制试验。在赤道太平洋($10.5^\circ\text{S}\sim 9.5^\circ\text{N}$, $159.75^\circ\text{E}\sim 110.25^\circ\text{W}$),我们改变拖曳系数作为敏感性试验,其中放大拖曳系数试验简称为EXP1,减小拖曳系数试验为EXP2,敏感性试验中拖曳系数乘以的系数场分布如图1所示。

本文截取1958年1月~1972年12月15年的试验积分,对其作15年平均,再对平均后的结果进行分析讨论,用以考察该模式的模拟能力和分析热带太平洋对拖曳系数也即对风应力的响应。本文中与模式对比的资料则采用美国UMD的SODA(Simple Ocean Data Assimilation)全球海洋同化分析资料^[12],其基于GFDL MOM2.b物理框架的海洋模式对海洋上层的温度、盐度和海流作了同化分析后所得,同化的资料包括World Ocean

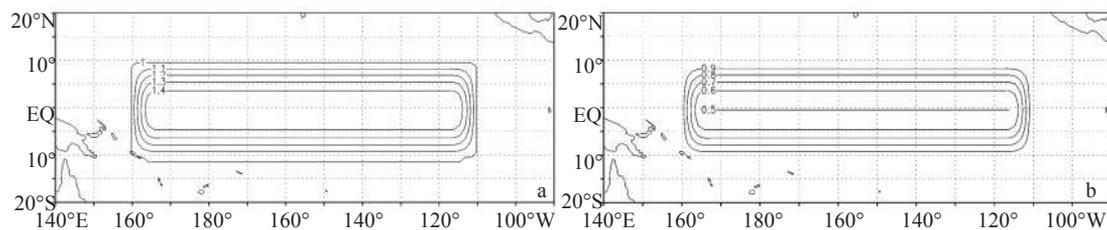


图1 拖曳系数乘以的系数场分布(a)EXP1(b)EXP2

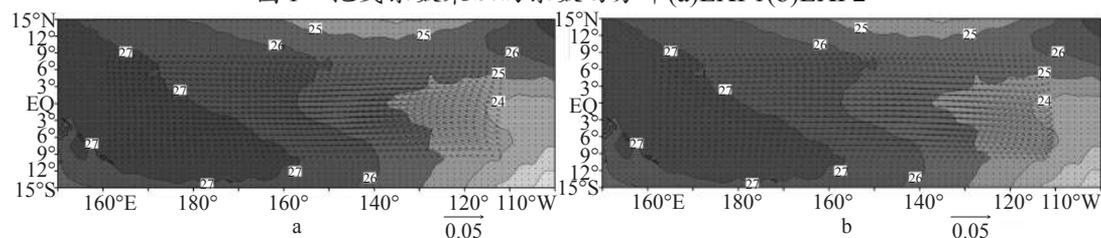


图2 风应力异常形势图,阴影为温度场(a)EXP1(b)EXP2

Atlas-94 的温度和盐度切面资料(MBT, XBT, CTD 以及站点资料)、海洋表层温度(SST)资料、海平面高度计资料。该资料覆盖 $75.25^{\circ}\text{S}\sim 89.25^{\circ}\text{N}$ 的全球海洋,分辨率为 $0.5^{\circ}\times 0.5^{\circ}$ 。

在分析试验结果之前先讨论敏感性试验与控制试验中风应力的异常状态(本文中的异常均指敏感性试验与相应控制试验的差,以下都作这样的理解,不再赘述),图2给出了EXP1、EXP2的风应力异常形势。EXP1中海表风应力在赤道中太平洋以东风异常为主,EXP2则与其相反,以西风异常为主。下面将分别对异常情形下热带太平洋的热力结构、动力结构、环流结构和热量收支作出分析。

3 热力结构分析

在模式的计算结果中,第1层海温的深度为12.5m,本文用该层的海温代表模式中的海表温度(SST),而SODA资料的SST则取15m深的海温。海表至温跃层间为海水表层,表层以下则为次表层。模式控制试验得到的SST跟SODA资料(见图3a)相比,除了在热带地区外,控制试验的结果较好地再现了SST的分布型式。两者差值的大值区主要集中在南北半球的中高纬海区 and 海陆边界处。在黑潮和湾流区、非洲中、南部沿岸、南美洲中、南部沿岸以及新几内亚岛附近海区模拟的SST明显偏暖;而在白令海、赤道中、东太平洋、赤道西大西洋和南、北半球中、高纬部分海区模拟的SST偏冷(见图3b)。模式模拟的赤道东太平洋冷舌稍偏冷,向西伸展略多且过于狭窄地集中在赤道附近,模拟的赤道西太平洋偏暖,这些也是大多数海洋模式的通病,这可能与模式分辨率过低和模式中的扩散过程有关。

在改变风应力后,SST异常主要在热带太平洋,在EXP1中,赤道太平洋为以负异常为主,赤道西太平洋边界处和副热带太平洋有正异常(见图3c),EXP2则与之相反(见图3d)。

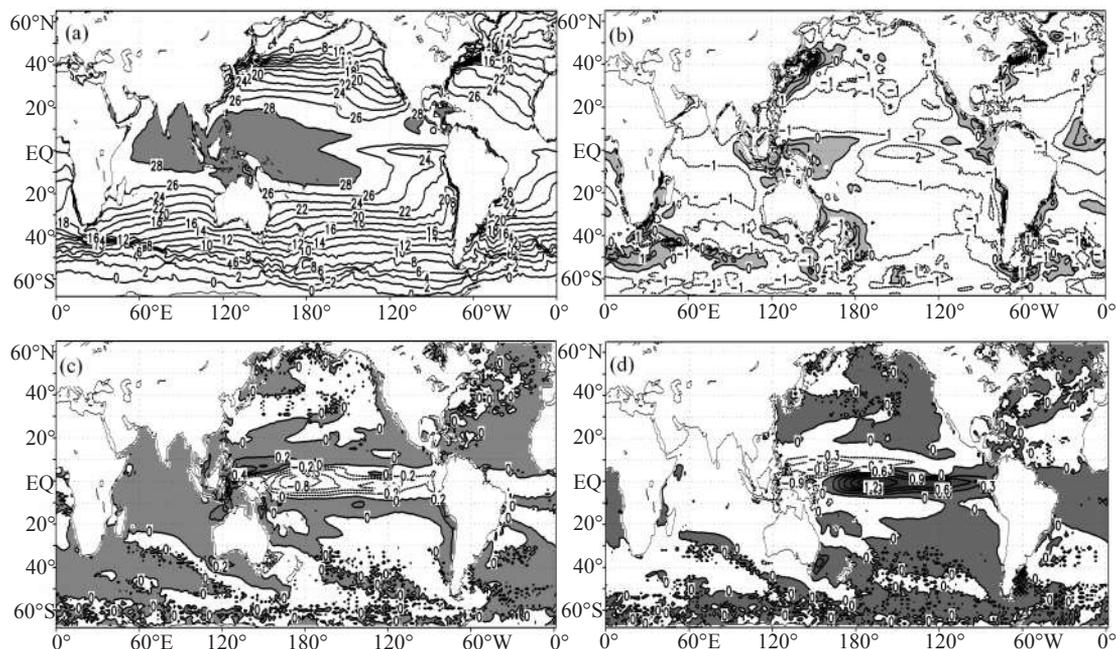


图3 SODA 资料15年平均SST(a)、控制试验与SODA资料差值(b)、EXP1中SST异常(c)及EXP2中SST异常(d)的分布

从赤道附近($2^{\circ}\text{S}\sim 2^{\circ}\text{N}$ 平均)15年平均垂直温度剖面可见, SODA资料(参见图4a)、控制试验(见图4b)和敏感性试验的结果都显示, 在 20°C 等温线附近等温线密集; 这表明海表混合层与深层海洋之间存在的一个厚度较小、温度垂直梯度较大的过渡层, 也即温跃层。赤道上的温跃层在热带上层海洋的季节和年际变化中都有重要的作用。太平洋地区与海表的暖池和冷舌相对应的是次表层温跃层的倾斜, 从SODA资料来看, 在西太平洋温跃层的深度约为 $160\sim 180\text{m}$, 而在东太平洋深度约为 $40\sim 50\text{m}$ 。控制试验模拟出了东高西低的趋势, 但是对温跃层深度的模拟还存在一定偏差, 主要问题是模拟的垂直温度梯度偏强, 印度洋、中西太平洋温跃层深度偏浅。这说明该模式对温跃层的描述还有待改进之处。

对比控制试验和敏感性试验结果, 从赤道附近垂直温度剖面图上 20°C 等值线的走向可见, 风应力的改变对赤道温跃层深度影响明显; 控制试验模拟的 20°C 等值线偏浅, 垂直温度梯度过大(图略)。敏感性试验赤道太平洋垂直温度异常剖面图则显示: EXP1中西太平洋边界为正异常, 在表层以负异常为主, 在次表层为正异常; 且等值线有从西向东抬升的趋势, 东太平洋次表层正异常较小且厚度较薄, 在约 150m 以下已经转变为负异常(见图4c)。EXP2形势大体与EXP1相反, 在东太平洋次表层为正异常所占据(见图4d)。仅从赤道东太平洋来看减小风应力可以使得温度变暖, 但这样做会使 20°C 等值线变得更浅, 也即对次表层温度的模拟不利。

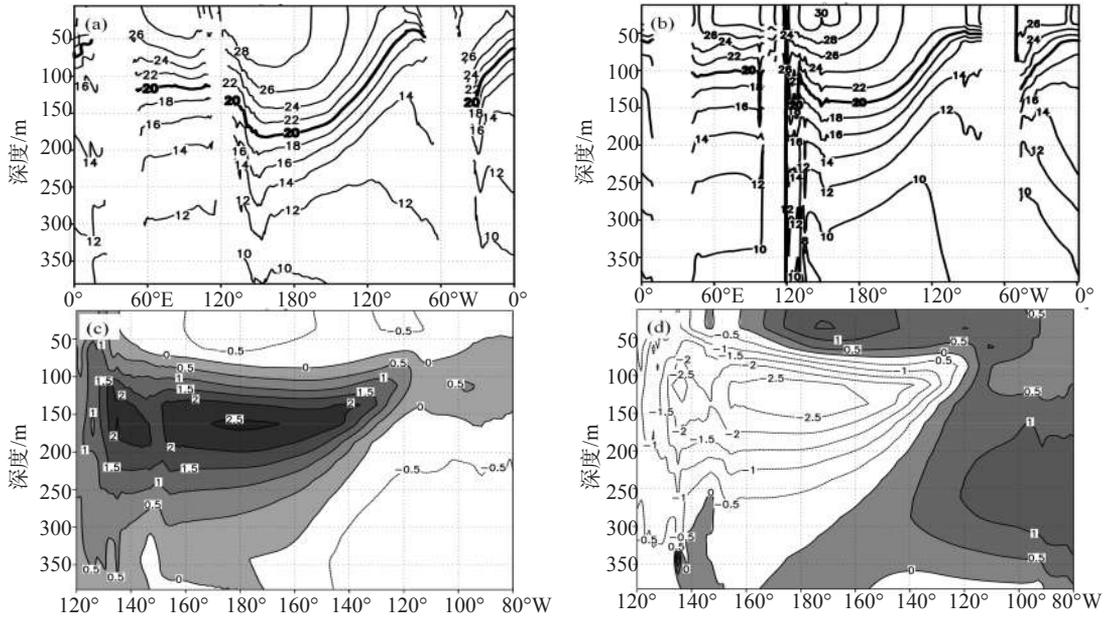


图4 沿赤道($2^{\circ}\text{S}\sim 2^{\circ}\text{N}$ 平均)垂直剖面的平均温度及其异常(a)SODA资料(b)控制
试验(c)EXP1中海温异常(d)EXP2中海温异常

4 动力结构和环流异常的分析

在异常海表强迫下,热带太平洋的动力结构和环流特征将发生变化,下面将从海表面高度、水平环流以及垂直环流异常等方面来分析海洋动力结构和环流的异常特征。

海表高度可以反映大尺度环流的特征,这是由于海面高度尽管反映的是海平面的几何高度,但却可以体现海洋温跃层厚度的变化。在异常东风的作用下(EXP1),赤道中东太平洋海水西向异常流动,海水在热带中、西太平洋堆积,海表高度差呈现西正东负的位相分布特点(图略)。Ekman抽吸和科氏力的作用使海水在赤道中东太平洋辐散,海面高度降低。在异常西风的作用下(EXP2),赤道中东太平洋海水东向异常流动,海水在热带东太平洋堆积,海表高度差呈现西负东正的位相分布特点(图略)。海水在赤道中东太平洋辐合,海面高度升高。

20°C 等温线深度异常可用来表征温跃层的厚度变化。由于EXP1赤道中东太平洋海水西向异常流动,海水在热带中、西太平洋堆积,使得赤道中、西太平洋温跃层异常加深(图略),当海水东向异常流动时则与之相反(图略),这从沿赤道垂直剖面平均温度的异常也可看出。

图5给出了模拟的沿赤道($2^{\circ}\text{S}\sim 2^{\circ}\text{N}$ 平均)垂直剖面平均洋流异常的分布。在异常东风的作用下(EXP1),海水在赤道中、东太平洋异常涌升,在赤道西太平洋异常下沉,构成了赤道次表层逆时针异常环流。该异常环流与中、西部海面高度增加、东部海面高度降低以及表层海水异常降温、次表层海水异常增温是相对应的。EXP2变化与之相反,在

东太平洋边界200m以下的涌升流将西边的暖水带上来。

从模拟的沿150°W垂直剖面洋流距平矢量异常(见图6)可见,在EXP1(EXP2)中,海水在赤道异常涌升(下沉),在赤道南北两侧异常下沉(涌升),构成赤道两侧两个垂直经向距平环流圈。这与海表的异常辐合辐散是相对应的。

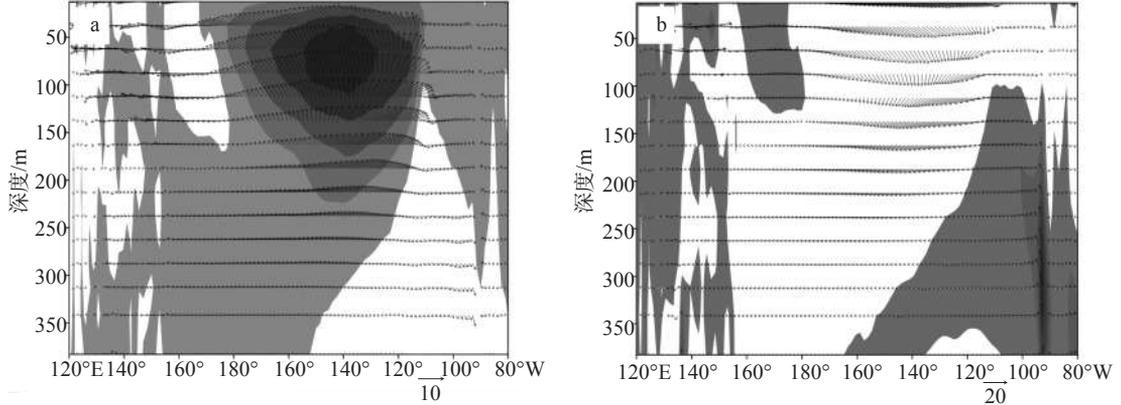


图5 沿赤道(2°S~2°N平均)垂直剖面洋流异常,阴影区表示异常上升运动(纬向流速: 10^2ms^{-1} ;垂直流速: 10^6ms^{-1})(a)EXP1(b)EXP2

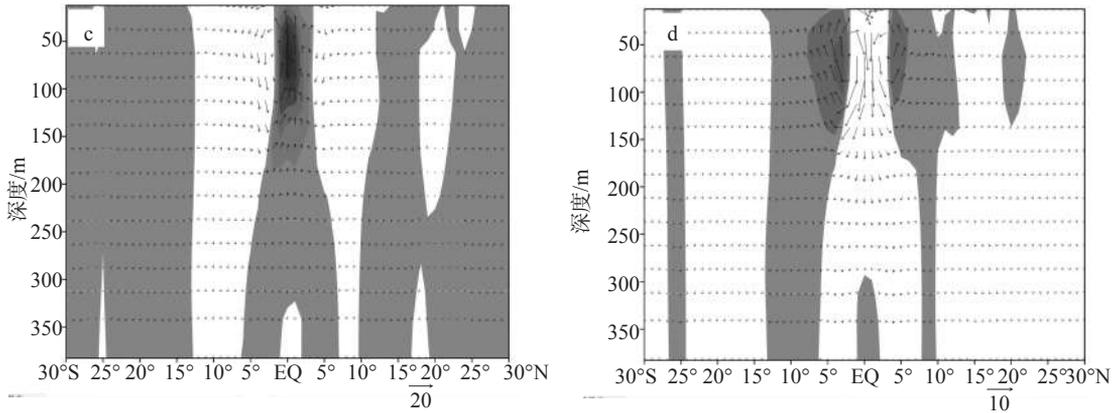


图6 沿150°W垂直剖面平均洋流异常,阴影区表示异常上升运动(经向流速: 10^2ms^{-1} ;垂直流速: 10^6ms^{-1})(a)EXP1(b)EXP2

5 热量收支分析

在模式中,海水温度 T 的变化可以写成

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y}\right) - w \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{Q_s}{\rho C_p h} + S_w + D \quad (2)$$

其中, $-u \cdot \partial T / \partial x$ 为纬向平流项, $-v \cdot \partial T / \partial y$ 为经向平流项, $-w \cdot \partial T / \partial z$ 为垂直输送项, D 表示扩散项, S_w 表示太阳短波透射项, Q_s 表示表面净热通量, ρ 为海水的位密度, C_p 为海水的定压比容, h 为最上层网格元的厚度。根据上式, 构成海表海温变化的因素有平

流过程、垂直输送过程、表面热交换、太阳短波透射以及海水扩散；在表层以下引起海温变化的主要因子有平流过程、垂直输送过程、海水扩散。由于试验中短波辐射没有改变，因此不考虑太阳短波透射项的变化。

在表层，EXP1中赤道太平洋由于纬向平流而导致的加热以负异常为主(图略)，异常的向西海流把中东赤道太平洋的冷水向西输送，使赤道太平洋海水异常降温。EXP2中赤道太平洋由于纬向平流而导致的加热以正异常为主(图略)，异常的向东海流减弱了中东赤道太平洋冷水的向西输送，使赤道太平洋海水异常增温。EXP1中经向平流导致的加热在赤道中东太平洋上为正的异常变化，两侧以负异常为主，热带西太平洋以正异常为主(见图7a)。这是由于异常北向流在热带东太平洋的赤道以南有异常的离岸辐散且为冷平流，在赤道附近以及热带西太平洋有异常辐合，辐合(散)作用致使表层海水温度为正(负)的异常变化。EXP2中经向平流导致的加热异常符号则与EXP1相反(见图7b)。

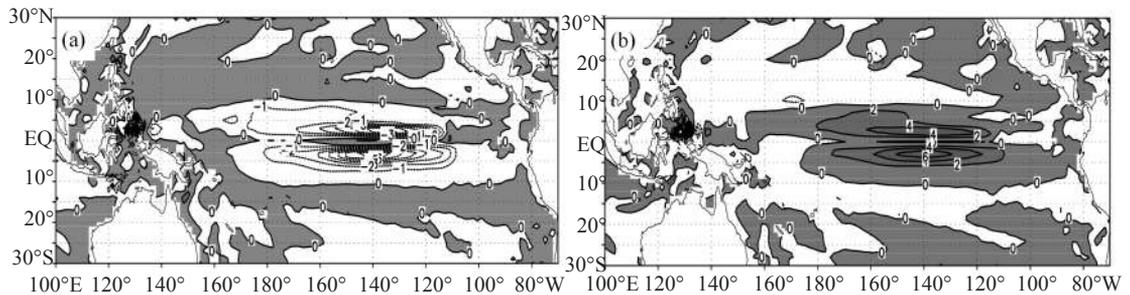


图7 热带太平洋海表面经向平流引起的异常温度变化率(单位: $10^{-7}Ks^{-1}$),
阴影区表示正异常(a)EXP1(b)EXP2

EXP1中海表面垂直输送引起的异常温度变化率在赤道太平洋以负异常为主(图略)，主要是由于冷水上翻带来了冷平流。EXP2中则由于冷水上翻减弱，垂直输送引起的异常温度变化率以正异常为主(图略)。

赤道太平洋海表热交换引起的海表面加热在EXP1中以正异常为主(见图8a)，说明这段时间大气向海洋有加热作用，而海表温度为负异常，在西太平洋暖水区以负异常为主而海表温度为正异常，这可以表明海表面热交换具有促进温度异常向相反模态转换的

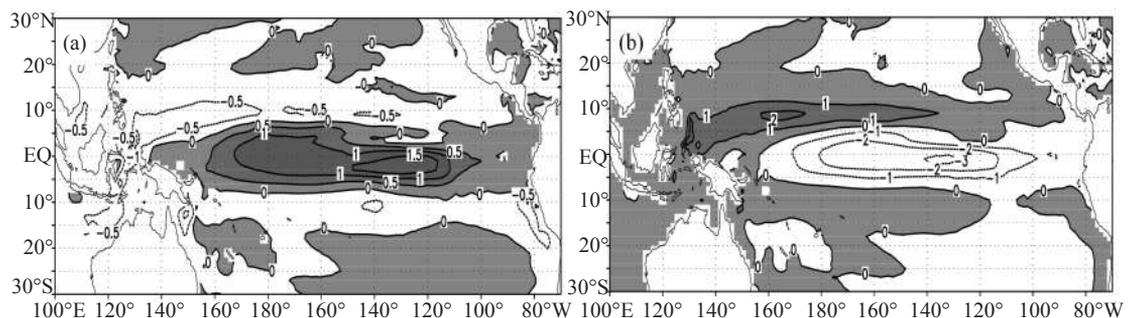


图8 热带太平洋海表面热交换引起的异常温度变化率(单位: $10^{-7}Ks^{-1}$),
阴影区表示正异常(a)EXP1(b)EXP2

作用。EXP2中海表面热交换也具有促进温度异常向相反方向变化的作用(见图8b)。下面对这一现象进行解释。

参照文献[13], 模式中洋面和冰面的海表热通量(Q_T)可统一表示为:

$$Q_T = S_{\text{net}} - R - L - H \quad (3)$$

其中 S_{net} 、 R 、 L 、 H 分别为净短波辐射、净长波辐射、潜热和感热通量。按照Haney(1971)公式进行Taylor展开并取一阶近似, 最后可得到如下形式的Haney型海表热通量(Q_A)公式:

$$Q_A = D(T_A - T_g) + Q \quad (4)$$

其中 T_A 为海表气温, 由NCEP资料提供; T_g 为下垫面温度即海表温度, 为模式计算量, 风应力变化时 T_g 发生变化。关于 D 、 Q 的计算在此不作赘述。通过对模式输出的净长波辐射、潜热和感热的结果分析表明, 净长波辐射、潜热通量为正值, 即释放热量, 感热通量在赤道太平洋冷舌区为负值(吸收热量), 其他地区为正值(释放热量)。风应力增大时, 赤道中东太平洋海温降低(T_g 减小), 长波辐射、潜热通量有负异常(即释放的热量减少), 感热通量为负异常(即吸收热量增加), 这样海表吸收的热量增加, 海温会升高。赤道西太平洋及赤道中东太平洋降温区的两侧海温升高(T_g 增加), 长波辐射、潜热、感热通量有正异常(即释放的热量增加), 这样海表吸收的热量减少, 海温会降低。因此, 海表面热交换也具有促进温度异常向相反方向变化的作用, 从异常大小上来看, 潜热通量起主要作用, 其次为感热通量。

海水扩散造成的海表异常温度变化率分布不太规则(图略)。在赤道中东太平洋, 海水扩散造成的海表异常温度变化率在EXP1中为负, 对海表有降温作用, 在赤道两侧海水扩散造成的海表异常温度变化率则为正。

以上对海表异常温度变化的分析表明, 平流过程对热带太平洋SST的变化起到了重要的作用; 海表面热交换可以促使海温距平向相反的方向发展。

我们还分析了赤道太平洋(2°S~2°N平均)垂直剖面上纬向平流、经向平流、垂直输送和海水扩散引起的异常温度变化率。对EXP1的分析结果表明: 垂直输送和纬向平流所引起的海水异常温度变化率的量值相对较大, 经向平流和海水扩散引起的异常温度变化率值相对较小。垂直输送在西太平洋暖池区以正的异常加热为主, 引起异常增温, 在赤道中、东太平洋为负的异常加热, 导致异常降温。纬向和经向平流对赤道东太平洋次表层海水有异常增暖作用。海水扩散在海表以下以正异常为主。对EXP2的分析结果与EXP1相比, 分布形势相似, 但符号相反。通过以上分析可知, 垂直输送对赤道中东太平洋表层的降温起重要作用, 抑制了次表层的增暖, 水平平流过程则促进了赤道太平洋次表层的增暖。

6 结论

本文的主要结论为:

(1)控制试验所模拟的多年平均海温分布型式与SODA资料相比是可接受的,模拟的东太平洋冷舌稍偏冷,向西伸展略多且过于狭窄地集中在赤道附近,西太平洋偏暖。模式模拟出了赤道太平洋温跃层深度东高西低的趋势,但是对温跃层深度的模拟还存在一定偏差,主要问题是模拟的垂直温度梯度偏强,印度洋、中西太平洋温跃层深度偏浅。改变拖曳系数(风应力)时,SST异常主要在热带太平洋,增大赤道中东太平洋风应力时赤道太平洋为以负异常为主,西太平洋边界和副热带太平洋有正异常;减小该风应力则与之相反。风应力的改变对赤道温跃层深度影响明显。仅从赤道东太平洋来看减小该风应力可以使得温度变暖,但减小该风应力后对次表层温度模拟则不利。

(2)增大赤道中东太平洋风应力时,赤道中东太平洋海水有西向异常流动,海水在热带中、西太平洋堆积,东西方向上在赤道中、东太平洋异常涌升,在赤道西太平洋异常下沉;南北方向上在赤道异常涌升,赤道南北两侧异常下沉。异常环流与中、西部海面高度增加、东部海面高度降低以及表层海水异常降温、次表层海水异常增温是相对应的。减小该风应力时变化与其相反。

(3)通过对模式中热量收支的分析可知,平流过程对热带太平洋SST的变化起到了重要的作用;海表面热交换可以促使海温距平向相反的方向发展,其中潜热通量起主要作用,其次为感热通量。垂直输送对赤道中东太平洋表层的降温起重要作用,抑制了次表层的增暖,水平平流过程则促进了赤道太平洋次表层的增暖。

本文通过增大或减小拖曳系数的敏感性试验检验了一个准全球海洋模式中热带太平洋对该风应力的响应。风应力减小时可以改善模式对热带东太平洋冷舌的模拟,但对次表层温度和流场的模拟变差。增大风应力则对次表层温度和流场的模拟有所改善。综合来看,增大风应力有利于改善模式对海温、海流的模拟能力。该模式基本能模拟出海洋环流的基本气候态,但是对上层的一些细节描述尚不准确,例如热带太平洋暖池偏暖冷舌西伸,赤道环流刻画能力弱,温跃层描述存在较大偏差,等等。在分析中还可见该模式对水平平流模拟偏弱,对垂直输送模拟偏强,因此,在提高模式分辨率来加强对细节的刻画时,还可以考虑在调整风应力的同时也可相应地改变海洋垂直混合等方案,从而进一步改善模式的模拟能力。

参考文献:

- [1] 张学洪,俞永强,刘海龙.海洋环流模式的发展和应用 I.全球海洋环流模式[J].大气科学,2003,27(4):607-617.
- [2] PHILANDER S G H. El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation[M]. San Diego: Academic Press, 1990.
- [3] 张人禾,黄荣辉. 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. 资料诊断和理论分析[J]. 大气科学,1998,22(4):587-599.
- [4] 严邦良,黄荣辉,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 II. 模式结果分析[J]. 大气科学,2001,25(6):160-172.
- [5] 严邦良,张人禾. 热带西太平洋风应力异常在 ENSO 循环中作用的数值试验[J]. 大气科学,2002, 26(3):315-329.
- [6] HARRISON D E, KESSLER W S K, GIESE B J. Ocean circulation model hindcasts of the 1982-83 El Niño: Thermal variability along the ship-of-opportunity tracks[J]. J Phys Oceanogr, 1989,19(4):397-418.
- [7] 俞永强, IZARDA, 张学洪,等. IAP/LASG 海洋环流模式对风应力的响应[J]. 大气科学, 2001,25(6):721-739.

- [8] HACKERT E C, BUSALACCHI A J, MURTUGUDDE R. A wind comparison study using an ocean general circulation model for the 1997 ~ 1998 El Niño[J]. *J. Geophys. Res.*,2001,106(C2):2345-2362.
- [9] 李东辉. 大洋环流模式的建立及其应用[D]. 南京:解放军理工大学气象学院,2005.
- [10] JIN Xiang-ze, ZHANG Xue-hong, ZHOU Tian-jun. Fundamental framework and experiments of the Third Generation of IAP/LASG World Ocean General Circulation Model[J]. *Adv Atmos Sci.*, 1999, 16(2):197-215.
- [11] LEVITUS S, BOYER T P. World Ocean Atlas 1994: Temperature and Salinity[M]. Washington D C:US Department of Commerce, 1994.
- [12] CARTON J A, GIESE B S. SODA: A Reanalysis of Ocean Climate[J]. *J Geophys Res.*, 2006, submitted.
- [13] 刘海龙, 俞永强, 李薇, 等. LASG/IAP 气候系统海洋模式(LICOM1.0)参考手册[M]. 北京:科学出版社, 2004.29.

Sensitivity experiments of the response of tropical Pacific to the wind stress in an Oceanic General Circulation Model

WU Hai-yan¹, ZHANG Ming², LI Chong-yin^{2,3}

(1. No.94855 Troops of PLA, Quzhou 324001 China; 2. Institute of Meteorology, PLA Univ. of Sci. &Tech., Nanjing 211101 China; 3. LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029 China)

Abstract: Sensitivity experiments are done to evaluate the response of tropical Pacific to the wind stress in an Oceanic General Circulation Model. Three different wind stress deriving from NCEP monthly mean reanalysis data are used to force the model, which are original computed stress data(called control experiment) and increasing or decreasing drag coefficient in the area ($10.5^{\circ}\text{S}\sim 9.5^{\circ}\text{N}$, $159.75^{\circ}\text{E}\sim 110.25^{\circ}\text{W}$)(called sensitivity experiments),and then compare the results with the contemporaneous SODA reanalysis data. The results show that reducing the wind stress can improve the ability to simulate sea surface temperature (SST), but weaken the ability to simulate the temperature and flow in subsurface, while the case is different when increasing the wind stress. Advection and diffusion terms are important to the SST change, while surface heat flux makes SST changing to the inverse direction. Vertical transportation plays important role in SST cooling in equatorial central and east pacific, and restrains temperature warming in subsurface. Horizontal advection promotes temperature warming in subsurface. Although this model can simulate the basic climatic form, many schemes, such as improving resolution, adjudting wind stress, changing mix schemes, should be altered to improve the simulation ability.

Keywords: Oceanic General Circulation Model; wind stress; drag coefficient; sensitivity experiment