华莉娟, 俞永强, 尹宝树. 2010. 热带印度洋偶极子模态的不对称性及其成因的数值研究 [J]. 大气科学, 34 (6): 1046-1058. Hua Lijuan, Yu Yongqiang, and Yin Baoshu. 2010. Numerical modeling of asymmetry of the Indian Ocean dipole and its mechanism [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (6): 1046-1058.

热带印度洋偶极子模态的不对称性及其 成因的数值研究

华莉娟1,2,3 俞永强3 尹宝树1,2

1 中国科学院海洋研究所,青岛 266071

2 中国科学院海洋环流与波动重点实验室,青岛 266071

3 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室,北京 100029

摘 要 热带印度洋偶极子 (Indian Ocean Dipole) 是印度洋海域内海洋和大气环流年际变化的主要特征模态之一,在热带海气耦合系统中起到非常重要的作用。同热带太平洋的 ENSO 现象类似,热带印度洋偶极子也呈现出显著的不对称性。本文利用中国科学院大气物理研究所发展的全球海洋环流模式,在观测风应力距平的强迫下,评估了模式对热带印度洋季节变化、热带印度洋偶极子 (IOD) 模态及其不对称性的模拟能力,并且通过数值试验分析了 IOD 模态不对称性特征及其对气候平均态的影响。对照观测资料,模式较好地再现了热带印度洋 SST 在季风驱动下的季节变化特征。在年际时间尺度上,模式不仅能够再现 IOD 指数的变化趋势,而且可以成功模拟出 IOD 模态的空间分布特征,即表层和次表层海温在西印度洋表现为正异常,在东印度洋表现为负异常。可见,对于热带印度洋而言,IOD 模态主要是对风应力异常的响应。热带印度洋海温与 Nino3.4 指数的相关性分析表明,模式能够模拟出超前热带太平洋 ENSO 现象 2~4 个月时海温的偶极子型分布,但是不能模拟出滞后 ENSO 现象 2 个月左右的全海盆增暖模态,可能是因为模式试验中没有考虑热通量年际异常的强迫。同时,模式模拟的 IOD 模态具有同观测结果相类似的不对称性,进一步的敏感性试验表明风应力的不对称性对偶极子指数的不对称性贡献较小,次表层及以下海温的不对称性可能主要受到海洋内部非线性动力过程的影响。通过数值试验,本 文还发现热带印度洋海温的不对称性对气候平均态会有影响,而这种不对称性长期积累后,会导致上层热带印度 洋温度层结趋于稳定状态。

关键词 热带印度洋偶极子 不对称 平均态 **文章编号** 1006-9895 (2010) 06-1046-13

中图分类号 P732 文南

文献标识码 A

Numerical Modeling of Asymmetry of the Indian Ocean Dipole and Its Mechanism

HUA Lijuan^{1,2,3}, YU Yongqiang³, and YIN Baoshu^{1,2}

1 Institute of Oceanology, Chinese Academy of Science, Qingdao 266071

2 Key Laboratory of Ocean Circulation and Waves (KLOCAW), Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071

3 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics (LASG), Institute of Atmospheric Physics (IAP), Chinese Academy of Sciences (CAS), Beijing 100029

Abstract The tropical Indian Ocean Dipole (IOD), which plays an important role in the tropical ocean - air coupled

收稿日期 2009-10-12, 2010-07-14 收修定稿

资助项目 中国科学院知识创新工程项目 KZCX2-YW-214, 国家自然科学基金资助项目 40975065、40821092

作者简介 华莉娟, 女, 1986年出生, 硕士, 主要从事数值模拟研究。E-mail: hualj@mail. iap. ac. cn

system, is one of the main characters on interannual variability of the Indian Ocean and atmospheric circulation, the IOD exhibits significant asymmetry which is similar to the ENSO phenomenon in the tropical Pacific Ocean. Forced by the observed wind stress anomaly, the seasonal cycle of the tropical Indian Ocean, the IOD mode, and asymmetry of the IOD are evaluated by an OGCM of LASG, IAP/CAS, in the study. Asymmetry of the IOD and its impact on the climatological mean state have also been simulated by the numerical experiments. The simulation results are similar to the observational ones, reproducing seasonal change of SST character forced by the monsoon. On interannual timescales, the model can successfully reproduce not only the trends of the time series of the IOD index, but also the spatial distribution of temperature anomalies, which is characterized by dipole with the reverse signs in the western and eastern tropical Indian Ocean (the western Tropical Indian Ocean shows positive anomaly, while the eastern tropical Indian Ocean shows negative anomaly) for both the surface and subsurface sea temperature. Therefore, for the tropical Indian Ocean, the results manifest that the IOD mode is mainly response to the asymmetry of wind stress anomaly. The analysis of correlation between the sea temperature in the tropical Indian Ocean and the Niño 3.4 index show that 2-4 months leading ENSO in the tropical Pacific Ocean the simulated IOD mode well agrees with the observed, while almost 2 months lagging ENSO in the tropical Pacific Ocean the simulated Indian Ocean basin mode disagrees with the observed, which is probably due to disconsidering the influence of net heat flux interannual anomaly in the numerical experiments. Meanwhile, the asymmetry of IOD simulated by the OGCM is similar to the observed. The experimental results forced by the wind stress anomaly illustrate that the asymmetry of wind stress anomaly slightly contributes to the asymmetry of the IOD index, and the asymmetry of temperature anomaly in the subsurface and deep ocean mainly result from the internal nonlinear dynamics in the tropical Indian Ocean. From the numerical experiments it is obviously found that the asymmetry of temperature impacts the climatological mean state, which makes temperature stratification of the upper ocean system more stable in the tropical Indian Ocean.

Key words Tropical Indian Ocean Dipole (IOD), asymmetry, the mean state

1 引言

印度洋海区的海温变化具有多种时间一空间模 态。例如, El Niño 现象是热带太平洋最显著的年 际变化特征,对全球气候具有一定的影响,特别是 可以引起整个热带印度洋海盆的增暖 (Weare, 1979; Klein et al., 1999; Lau and Nath, 2000, 2003; Alexander et al., 2002; Du et al., 2009)。此 模态是印度洋 SST 异常的 EOF 第一模态, 被称为 印度洋海盆模态 (Indian Ocean Basin Mode, 简称 IOBM) (Yang et al., 2007), 它被认为与 ENSO 现 象有关主要是因为大气通过遥相关调制海表热通量 (Alexander et al., 2002),在ENSO事件峰值之后 驱动了整个印度洋海盆的 SST 异常。印度洋 SST 异常的 EOF 第二模态是偶极子模态,即西印度洋 增暖而东印度洋变冷的现象。Saji et al. (1999)通 过分析热带印度洋海表温度距平指出印度洋 SSTA 的变化存在一种偶极子模态,即(10°S~10°N, 50°E~70°E) 海区与 (10°S~0°, 90°E~110°E) 海 区平均的海温具有反相变化的特征。另外, Webster et al. (1999) 通过分析 1997~1998 年的观测资 料同样发现了印度洋偶极子,并且指出它是由印度 洋海—陆—气相互作用所激发的现象。这种赤道印 度洋海温偶极子型振荡不仅表现在海表水温的变化 中,而且明显地表现在次表层海温的变化中(Anderson, 1999)。随后巢纪平等(2003)的研究指 出,海洋次表层的偶极子比表层更显著。许多大气 和海洋要素的年际异常都与印度洋偶极子 (IOD) 模态有关, IOD 可以通过影响对流层低层流场直接 作用于夏季风,还能通过影响对流层上层青藏高原 反气旋以及西太平洋副热带高压作用于亚洲夏季风 (李崇银和穆明权, 2001)。Yamagata et al. (2002) 通过观测资料提出大气对 IOD 的响应表现在风和 长波辐射方面的变化, Behera and Yamagata (2003) 随后又通过观测发现海洋水平压力也会对 IOD产生响应。这些海洋和大气的同步变化说明 Bjerknes 反馈机制 (Bjerknes, 1969) 对 IOD 的发 展演变起着重要的作用(Chang et al., 2006)。很 多研究 (Saji et al., 1999; Webster et al., 1999; 李 崇银和穆明权, 2001)还发现, IOD 对热带印度洋

及其周边地区和东亚地区的异常气候有一定影响。 因此,模式能否模拟出偶极子现象是评估模式的重 要指标之一,也对研究气候变化意义重大, lizuka et al. (2000) 第一次利用海气耦合模式成功模拟出 了 IOD, 并且通过热通量分析表明, 受海洋动力过 程强烈影响的热带海气相互作用对 IOD 的产生至 关重要。此后,很多模式都成功模拟出了 IOD (Gualdi et al., 2003; Lau and Nath, 2004; Yu et al., 2002)。李东辉等 (2005) 在对数值模拟结果的 分析中指出:赤道印度洋表面异常东风引起的异常 环流结构是偶极子发生、发展的主要动力学原因, 其表面异常东风转换为异常西风所引起的异常环流 结构调整是偶极子消亡的主要动力学原因;海气界 面热通量异常的交换对热带印度洋海表温度距平偶 极子模态的形成和演变起着重要的作用; 垂直输送 作用是热带印度洋次表层海温偶极子模态发生和演 变的主要物理机制。IOD 与 ENSO 现象是否有关, 也存在不少争议,有研究 (Yamagata et al., 2004; Meyers et al., 2007) 发现某些正 IOD 事件 (印度洋 东南侧近赤道的 SST 异常降低, 而印度洋西侧近 赤道的 SST 异常偏高 发生时间对应着 El Niño 年,某些负 IOD 事件(印度洋东南侧近赤道的海面 温度 SST 异常偏高, 而印度洋西侧近赤道的 SST 异常降低)发生时间对应着 La Niña。而 Yu et al. (2005)在研究中指出,在不同的大气驱动条件下, 与 IOD 有关的海洋温跃层变化更多地限制在 10°S 以北的区域,与ENSO有关的海洋温跃层的变化则 更多地限制在 10°S 以南的区域。热带印度洋既有 多样的海温变化,也展示了大尺度大气和海洋环流 的变化,时间尺度包括季节变化和年际变化等多种 (Boyer et al., 2005; Levitus et al., 2005)。印度洋 各种要素的年际变化与全球海洋一大气变化、天气 和气候变化的关系被许多学者研究(Vecchi and Harrison, 2004; Song et al., 2007), 结果显示印度 洋在全球气候变化中有一定的重要性。

近年来,热带海温异常的不对称性受到了越来 越多研究者的关注。例如,对于热带太平洋,有很 多文章提到了 ENSO 的不对称性 (An and Jin, 2004; Monahan and Dai, 2004; An et al., 2005)及 其对平均态的影响 (Rodgers et al., 2004)。对于热 带印度洋,也有一些探讨 IOD 不对称性的文章, Hong et al. (2008a)通过观测发现 IOD 在正位相 和负位相之间存在很强的不对称性,而正位相的振 幅较大。同时发现在 IOD 成熟位相(9~11月)的 东印度洋海温异常,存在很强的负偏斜度,而在西 印度洋海温异常偏斜度并不显著,因此说明 IOD 的不对称性主要由东印度洋海温异常的负偏斜度造 成。Hong et al. (2008b)随后又通过敏感性实验进 一步发现,模式和观测结果都说明 IOD 的这种负 的不对称性是由非线性的海洋温度平流和云一辐 射—SST 反馈两者所产生的。Zheng et al. (2010) 也研究了 IOD 不对称性的起源及其对全球变暖的 影响,指出与东太平洋和东大西洋不同,东赤道印 度洋的温跃层很深,它对负温跃层深度异常的反馈 比正温跃层深度异常的反馈贡献更大,因此,这种 深的平均温跃层是温跃层反馈、IOD 正负位相不对 称的最终原因。

本文利用中国科学院大气物理研究所的全球海 洋环流模式模拟了热带印度洋海温的季节和年际变 化特征,对 IOD 指数、IOD 在表层及次表层空间分 布特征、IOD 与 ENSO 的关系进行了模拟分析,检 验了模式对热带印度洋 IOD 的模拟能力。同时, 本文还设计了两个敏感性试验,利用模式试验研究 风应力距平对 IOD 的发展有何贡献?进一步探讨 了印度洋 IOD 模态的物理机制及其对气候平均态 的影响。

2 模式介绍及试验方案

LICOM (State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Climate system Ocean Model) (刘海龙等, 2004) 是中国科 学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值 模拟实验室的气候系统海洋模式。LICOM 模式广 泛应用于海气相互作用、气候变化的模拟等研究 中,许多研究 (Liu et al., 2004; Yu et al., 2008) 指 出,该模式可以合理再现大尺度海洋环流的结构。 我们使用的最新版本 LICOM 2.0 引进了一些新的 参数化方案,包括湍流混合方案(Canuto and Dubovikov, 2005)、短波辐射穿透方案和等密度面 混合方案 (Gent and Williams, 1990; Large et al., 1997)。另外, LICOM 2.0 提高了水平和垂直分辨 率,它的水平分辨率为1°×1°,在南北纬10°范围内

加密到 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$; 垂直方向分为 30 层,其中上层 150 m海洋每隔 10 m为一层; 北边界取到 88° N,南 边界取到 75° S。模式在海表采用气候平均的热通量 和风应力分别作为温度方程和动量方程的边界条 件,同时海表温度和海表盐度分别向观测的海表温 度和海表盐度 (Levitus and Boyer, 1994; Levitus et al., 1994) 恢复,从无运动状态开始积分,温度 和盐度采用 Levtitus 资料的气候平均值作为初始 值,积分 500 年,模式基本达到稳定。

在模式 spin-up 稳定后,采用欧洲中心再分析 44年(1958~2001年)(Uppala et al., 2005)的气 候月平均风应力作为强迫场继续积分44年,其它 边界条件不变,这样得到的试验为对照试验(control run);为了研究热带印度洋 IOD 模态及其不对 称性的原因,设计了两个风应力敏感性试验:试验 1是在气候月平均风应力作为强迫场的基础上,在 热带印度洋南北纬 30°区域内添加欧洲中期天气预 报中心 40 年再分析资料 (ERA40) 的月平均风应 力距平场,积分44年;试验2与试验1类似,在气 候月平均风应力基础上将风应力距平场添加进热带 印度洋南北纬 30°区域内,区别在于添加的月平均 风应力距平的方向与试验1相反。这样设计试验是 考虑到海温的不对称性可能来源于两个方面,第一 是作为外强迫的风应力距平的不对称性, 第二是海 洋内部动力过程。这样模拟的结果可以直接对比风 应力距平和海洋内部非线性动力过程对 IOD 不对 称性的贡献, 探讨 IOD 可能的物理机制。

为了检验海洋模式在热带印度洋区域的模拟能力,本文采用 SODA 2.0 同化资料 (Simple Ocean Data Assimilation) (Carton and Giese, 2004) 作为标准与模式结果进行比较分析。

3 结果分析

3.1 热带印度洋平均态

图1为热带印度洋44年平均的2月和8月的 SST,选取2月和8月代表冬季和夏季,是因为海 洋对风应力强迫和热通量强迫的响应大约会滞后一 到两个月。图1表明模拟结果与 SODA 资料的结 果相吻合,模拟的 SST 空间分布特征与观测结果 一致,表现出显著的季节变化。与热带太平洋不 同,热带印度洋海温的季节变化主要受到季风环流 的驱动。例如,在北半球冬季,热带印度洋 SST 最 明显的特征是暖水区(水温>28℃)向西南扩展, 整个热带印度洋海温较暖,同时其东部与西太平洋 暖池相连。这是因为冬季风时期,东南信风维持在 10°S以南,而10°S到赤道为西北风,赤道以北则 受东北风控制,因此,赤道两侧有向北的 Ekman 输 送,从大陆上吹来的干冷空气使得印度洋北端潜热 释放增加,导致海温降低。而在北半球夏季,热带 印度洋 SST 最明显的特征是暖水区向东北方向收 缩,与冬季特征相反,这是因为夏季风时期,东南 信风达到全年最强,位置也最靠北,接近5°S,强大 的越赤道西南季风在索马里沿岸带来大量的冷水上 翻,夏季季风在赤道以北有一向东分量,以南有一 向西分量,从而在赤道两侧有一致向南的 Ekman 输送,同时赤道上纬向风应力很弱,经向风应力直 接驱动海水向北输送。模式可以再现热带印度洋 SST 的上述季节变化特征,但不足之处在于冬季和 夏季模拟的 29℃以上高海温区域范围比 SODA 同 化资料要大一些。其主要原因在于次表层模拟的误 差较大,从海温的垂直剖面图2来看,次表层海温 偏暖更为显著。因此,模式误差的来源主要不是来 自海表, 而是模拟的赤道上翻太弱。模式的赤道上 翻较弱的原因可能有两个,一是与强迫模式的风应 力有关,二是模式的分辨率在赤道附近还是太低无 法真实地模拟赤道地区的海洋动力过程。

图 2 为 1958~2001 年热带印度洋南北纬 2°平 均的海温剖面,文中其他图形中利用的数据与图 2 一样均为 44 年的资料。从图 2 中可以看出,模式 可以再现赤道温跃层的基本结构,温跃层在东印度 洋深西印度洋浅,它的平均深度(以 20℃等温线为 基准)在 120 m 左右。热带印度洋温跃层表现出东 深西浅的特性,是因为赤道印度洋上年平均为西 风,暖水在赤道印度洋东部堆积。这与赤道太平洋 的情形正好相反,赤道太平洋上年平均纬向风为东 风,所以温跃层西深东浅。虽然模拟的温跃层结构 接近观测结果,但模式也存在一些偏差,主要表现 在模拟的最低温度比观测偏高 3℃左右,且温跃层 附近的温度垂直梯度较观测偏小。

3.2 热带印度洋偶极子的模拟

通过分析试验 1 和试验 2 模拟的 SST 标准差 (图略),发现模拟的标准差比 SODA 资料要小,这 是因为模式试验仅仅考虑了风应力距平的驱动,而 模拟的 SST 是向气候平均值恢复的,因此模拟的



图 1 1958~2001 年多年平均的 (a、b) 2 月和 (c、d) 8 月的 SST (单位: ℃): (a、c) SODA 资料; (b、d) 对照试验 Fig. 1 The averaged (a, b) Feb SST and (c, d) Aug SST from 1958 to 2001: (a, c) SODA data; (b, d) the control run

年际变化相比观测偏小。试验1和试验2的SST 标准差相似,而两个试验的区别仅在于风应力距平 的方向相反,因此说明相反的风应力距平不影响 SST 标准差的大小。根据观测资料,在赤道印度 洋,其西偏北海区的 SST 和东偏南海区的 SST 具 有反相变化的特征,为了描写这种偶极子型海温变 化,我们定义了偶极子指数。图3给出了标准化的 IOD 指数图, 这里 IOD 指数定义与 Saji et al. (1999)中的方式完全一样,即以(10°S~10°N, 50°E~70°E) 海区平均 SSTA 与 (10°S~0°, 90°E~ 110°E) 海区平均 SSTA 的差作为偶极子指数。为 了方便比较, 画图时取试验2的偶极子指数的相反 数与观测和试验1对比,从图3中可以看出三条曲 线趋势完全一致,峰值位置对应良好,模式与观测 结果较吻合,只是模拟的峰值大小与观测略有差 别。同时还可以发现海温偶极子指数既有年际变化 (周期主要为4~5年),也有明显的年代际变化 (周期主要为20年左右),并且偶极子指数正值偏 多,说明 IOD 模态以正位相居多。在此考虑一下 偶极子指数的偏斜度,偏斜度的公式 (An et al., 2005) 为

skewness =
$$\frac{m_3}{(m_2)^{\frac{3}{2}}}$$
,

其中 $m_k = \sum_{i=1}^{N} (x_i - \bar{x})^k / N, x_i$ 表示第 *i* 个月的偶极子指数, \bar{x} 表示多个偶极子指数的气候平均值, N 表示样本总数, 在文中指 528 个月。偏斜度的物理意义是:当偏斜度为正值时,暖异常的振幅大于冷异常的振幅;当偏斜度为负值时,冷异常的振幅大于暖异常的振幅。通过计算 SODA 资料、试验 1、试验 2 的偶极子指数的偏斜度分别是 1.303、1.662、0.6505, 三个偏斜度都为正数,说明 SODA 资料、试验 1、试验 2 的暖异常的振幅均大于冷异常的振幅。试验 1 和试验 2 的暖异常的振幅均大于冷异常的振幅。试验 1 和试验 2 的偏斜度同号,说明风应力距平的不对称性对偶极子指数的不对称性贡献不显著。

图 4 给出了 IOD 指数与 SST 的相关系数。绘 图时使用试验 2 本身的相关系数,没有再乘一1。 从图 4 中可以看出:在 IOD 发生时,热带西印度洋 SST 为正异常,热带东印度洋 SST 为负异常,与实 际情况相符,证明模式可以成功模拟出 IOD 模态。 模拟结果与观测相比,热带西印度洋的增暖区域范 围较吻合,只是模拟结果的增暖区域中心较观测略 微东移,在西印度洋的偏北部和偏南部也出现了部 分降温区域。模拟的热带东印度洋的降温区域范围 较观测偏大,且在赤道附近降温区域边界有些西 伸。总体来说,模式较好地再现了观测的 IOD 空 间分布特征。

图 5 给出了南北纬 2°平均的 IOD 指数和温度 的相关系数, 绘图时与图 4 一样使用试验 2 本身的 相关系数。从图 5 中可以看出:在 IOD 发生时,赤 道西印度洋表现为海温正异常,赤道东印度洋表现 为海温负异常。图 5 与图 4 的空间分布特征一致, 次表层与表层情况对应良好,均表现为西正东负。 巢纪平等(2003)指出:在热带印度洋上不用表层 海温资料而改用次表层海温资料分析海温距平的分 布和变化时,发现在海温距平的西、东方向分布上 存在物理意义上的偶极子模态。本文用到的 LI-COM海洋模式也成功模拟出了热带印度洋次表层 存在海温距平西正东负的分布特征,与表层海温距 平的分布特征类似。模拟结果与观测相比,次表层 以下的冷异常区域范围较小,但模式与观测的冷异 常区域中心位置均在 80°E, 深度 90 m 附近, 两者 的暖异常区域范围及其中心位置对应较好。结合图 4 和图 5 可以看出, 无论是模拟的海表温度异常还 是次表层海温异常的空间型式,试验1和试验2都 给出了与观测相当一致的结果,表明对海洋而言, 风应力距平是 IOD 模态产生的最关键因子, 这也 与之前研究 (Anderson, 1999; Saji et al., 1999; Webster et al., 1999)的结论基本一致。

图 6 给出了观测 Niňo3. 4 指数与 10°S~0°平均 的印度洋海温超前滞后 1 年的相关系数(为了方便 比较,画图时取了试验 2 相关系数的相反数与观测 和试验 1 对比)从图中可以看出试验 1 和试验 2 的 结果类似,但是与观测存在一些差别。观测结果显 示:超前热带太平洋 ENSO 现象 2~4 个月时,热 带西印度洋相关系数为正,海温增暖,热带东印度 洋相关系数为负,海温变冷,表现为明显的海温偶 极子型分布即 IOD。IOD 与 ENSO 存在一定的季 节相关性,很多季节统计的结果也显示 IOD 指数 与 Niňo3 (5°N~5°S, 90°W~150°W)指数的相关 系数在秋季非常显著(Allan et al., 2001; Baquero-Bernal et al., 2002; Hendon, 2003),研究指出 IOD 与 ENSO 的这种联系主要是通过 Walker 环流



图 2 1958~2001 年热带印度洋南北纬 2°平均的海温剖面 (单位:℃): (a) SODA 资料; (b) 对照试验

Fig. 2 The averaged sea temperature averaged between $2^{\circ}S$ and $2^{\circ}N$ as a function of longitude and depth: (a) SODA data; (b) the control run



图 3 标准化的 SODA 资料(黑线)、试验 1(红线)、试验 2(绿线)的偶极子指数图(为方便比较起见,试验 2模拟的 IOD 指数乘一1) Fig. 3 The normalized index of the Indian Ocean Dipole (IOD) from the SODA data (black line), EXP 1 (red line), EXP 2 (green line) (The IOD index in EXP 2 is multiplied by -1 for convenient comparison)





异常实现的(李崇银和穆明权, 2001; Behera et al., 2006)。

通过观测资料还可以发现:滞后 ENSO 现象 2 个月左右,整个印度洋海域相关系数为正值,整个 海域海温增暖,表现为印度洋海盆模态 IOBM。试 验1和试验2没有表现出全海盆增暖的模态,是因 为模式试验中没有考虑热通量距平等因素。实际中 的 IOBM 受到风应力距平和热通量等因素的影响, Du et al. (2009)强调了海洋表层热通量对印度洋海盆的增暖作用重大,原因是 SSTA 的 EOF 分析的第一模态主要与 El Niño 有关 (Klein et al., 1999; Lau and Nath, 2000, 2003; Alexander et al., 2002), ENSO 现象使得大气环流发生改变,包括减少了云的覆盖量、降低蒸发等,最终导致热带印度洋全海盆的增暖现象。但在试验设计中我们只考虑了风应力距平,没有考虑热通量异常等因素,所以



图 5 南北纬 2°平均的 IOD 指数和海温的相关系数: (a) SODA 资料; (b) 试验 1; (c) 试验 2 Fig. 5 The correlation coefficients between the IOD index and sea temperature averaged between 2°S and 2°N from (a) SODA data, (b) EXP 1, (c) EXP 2



图 6 观测 Niño 3.4 指数与 10°S~0°平均的印度洋海温超前滞后 12 个月的相关系数 (试验 2 的相关系数乘上-1): (a) SODA; (b) 试验 1; (c) 试验 2

Fig. 6 The 12-month lag correlation between Niño3. 4 index and sea temperature in the Indian Ocean averaged between 10° S and 0 from (a) SODA data, (b) EXP 1, (c) EXP 2. The correlation coefficient from EXP 2 is multiplied by -1

模拟结果与观测不完全一致,同时也证实了热通量 异常对全海盆增暖模态具有很大的贡献。

3.3 热带印度洋海温不对称性及其对平均态的影响

为了考察印度洋海温异常的不对称性,图7给 出了南北纬2°平均的温度偏斜度的剖面图,偏斜度 的计算方法与3.2节中给出的一致。观察图7可 知,模拟结果与SODA资料表现的偏斜度分布趋势 大体一致,只是在具体的经度和深度范围上有些差 别。SODA资料显示:50°E~100°E、海表至水深 80m范围内偏斜度为负值,50°E~60°E、水深180~ 220m范围内偏斜度也为负值,表现为冷异常;其 它区域偏斜度为正值,表现为暖异常。试验1结 果:50°E~100°E、海表至水深80m范围内偏斜度 为负值(与观测一致),45°E~80°E、水深120~ 220m范围内偏斜度也为负值,表现为冷异常;其 它区域偏斜度为正值,表现为暖异常。试验2结 果: 50°E~100°E、海表至水深 80 m 范围内偏斜度 为负值(与观测一致), 40°E~100°E、水深 160~ 220 m 范围内偏斜度也为负值,表现为冷异常;其 它区域偏斜度为正值,表现为暖异常。试验1 和试 验2 的结果相似,表明即使风应力距平相反,也不 会影响海温偏斜度的空间分布特征,这意味着风应 力距平的不对称性对次表层及以下海温的不对称性 贡献不显著,因此,可能是海洋内部的非线性动力 过程对次表层及以下海温的偏斜度起了主导作用。

图 8 是南北纬 2°平均的海温差剖面图,其中图 7b 与图 8a 的分布形态对应良好,图 7b 中偏斜度为 负值的区域,图 8a 中对应地表现为冷异常;而图 7b 中偏斜度为正值的区域,图 8a 中对应地表现为 暖异常。并且图 7b 和图 8a 均在 95°E、水深 40 m 附近存在冷异常极值,在 75°E、水深 120 m 附近存 在暖异常极值。同样,图 7c 与图 8b 也存在类似的



Fig. 7 Skewness of sea temperature averaged between 2°S and 2°N from (a) SODA data, (b) EXP 1, (c) EXP 2



图 8 南北纬 2°平均的海温差剖面图 (单位:℃): (a) 试验 1 减去对照试验; (b) 试验 2 减去对照试验 Fig. 8 Temperature differences averaged between 2°S and 2°N (units: ℃): (a) Between EXP 1 and the control run; (b) between EXP 2 and the control run

对应关系。这说明热带印度洋的海温不对称性对气 候平均态有影响,结合图2所给出的海温剖面,图 7和图8中海温的不对称性会使得图2中次表层附 近的高温海域变冷而次表层以下的低温海域变暖, 因此这种不对称性长期积累后会使上层热带印度洋 温跃层加深,从而使其趋于稳定状态。

4 结论

本文利用一个全球海洋环流模式 LICOM,在 不同风应力强迫下进行了三个数值试验,并与 SODA同化资料进行了对比分析,评估了 LICOM 模式模拟热带印度洋海温的季节变化和年际变化的 能力,并根据敏感性试验的结果探讨了海温不对称 性的物理机制及其对气候平均态的影响。本文的主 要结论如下:

(1)在观测通量强迫下,海洋模式可以较好地 再现热带印度洋 SST 的季节变化特征。冬季,热带 印度洋 SST 最明显的特征是暖水区(水温>28℃) 向西南扩展,整个热带印度洋海温较暖,同时其东 部与西太平洋暖池相连;夏季,热带印度洋 SST 最 明显的特征是暖水区向东北方向收缩,与冬季特征 相反。同时模式再现了赤道温跃层东深西浅的基本 结构。

(2)模式模拟的 IOD 指数与观测的变化趋势 一致,成功模拟出了偶极子指数的年际变化和年代 际变化特征,并且发现风应力距平的不对称性对偶 极子指数的不对称性贡献不大。模式还成功模拟出 在 IOD 发生时,热带西印度洋 SST 为正异常而热 带东印度洋 SST 为负异常的空间分布特征。同时 也模拟出在 IOD 发生时,赤道西印度洋为海温正 异常而赤道东印度洋为海温负异常的物理意义上的 次表层偶极子型分布特征。因此无论是海表温度异 常还是次表层海温异常的空间分布型态,模式都与 观测相当一致,这表明对热带印度洋而言,风应力 距平是 IOD 模态产生的最关键外部强迫因子。

(3)模式模拟了观测的 Niño3.4 指数与南纬 10°到 0°平均的印度洋海温超前滞后 1 年的相关系 数,结果显示:超前热带太平洋 ENSO 现象 2~4 个月时,相关系数在热带西印度洋为正,在热带东 印度洋为负,海温距平分布表现为偶极子特征。模 式与观测结果基本一致,说明在不考虑热通量年际 变化的情况下,风应力异常也可以导致 IOD 模态, 因此对热带印度洋而言 IOD 模态主要是对风应力 异常的响应。观测资料还表明滞后 ENSO 现象 2 个月左右,相关系数在整个印度洋海域为正值,表现为印度洋海盆模态 IOBM。但模式试验没有模拟 出全海盆增暖的模态,因为数值试验中没有考虑热 通量距平等因素。

(4) 通过比较风应力距平相反条件下的敏感性 试验,发现改变风应力距平的方向对海温不对称性 的模拟影响不大,这表明海洋内部的非线性动力过 程对热带印度洋次表层及以下海温的不对称性起主 要作用,而风应力本身的不对称性对其贡献不大。 同时,热带印度洋的海温不对称性对气候平均态有 影响,这种不对称性长期积累后会使上层热带印度 洋趋于稳定状态。

致谢 非常感谢两位匿名审稿人对本文提出的宝贵意见。

参考文献 (References)

- Alexander M A, Bladé I, Newman M, et al. 2002. The atmospheric bridge: The influence of ENSO teleconnections on air – sea interaction over the global oceans [J]. J. Climate, 15: 2205 – 2231.
- Allan R, Don Chambers, Wasyl Drosdowsky, et al. 2001. Is there an Indian Ocean dipole, and is it independent of the El Niño – Southern Oscillation? [J] CLIVAR Exchanges. 6 (3): 18-22.
- An S I, Jin F F. 2004. Nonlinearity and asymmetry of ENSO [J]. J. Climate, 17: 2399-2412.
- An S I, Ham Y G, Kug J S, et al. 2005. El Niño La Niña asymmetry in the coupled model intercomparison project simulations [J]. J. Climate, 18: 2617 – 2627.
- Anderson D. 1999. Extremes in the Indian Ocean [J]. Nature, 401: 337-339.
- Baquero-Bernal A, Latif M, Legutke S. 2002. On dipole-like variability of sea surface temperature in the tropical Indian Ocean [J]. J. Climate, 15: 1358-1368.
- Behera S K, Yamagata T. 2003. Influence of the Indian Ocean Dipole on the Southern Oscillation [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 81: 169-177.
- Behera S K, Luo J J, Masson S, et al. 2006. A CGCM study on the interaction between IOD and ENSO [J]. J. Climate, 9: 1688 – 1705.
- Bjerknes J. 1969. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific [J]. Mon. Wea. Rev, 97: 163-172.
- Boyer T P, Levitus S, Antonov J I, et al. 2005. Linear trends in salinity for the World Oceans, 1955 – 1998 [J]. Geophys. Res. Lett, 32, L01604, doi: 10.1029/2004GL021791.
- Canuto V M, Dubovikov M S. 2005. Modeling mesoscale eddies [J]. Ocean Model., 8: 1-30, doi: 10.1016/j.ocemod.2003.11.003.
- Carton A, Giese B. 2004. Simple ocean data assimilation (SODA)

reanalysis effort [C]. CLIVER Workshop on Ocean Reanalysis, Natl. Cent. For Atmos. Res., Boulder, Colo.

1057

- Chang P, Yamagata T, Schopf P, et al. 2006. Climate fluctuations of tropical coupled systems—The role of ocean dynamics [J]. J. Climate, 20: 5122-5174.
- 巢纪平,袁绍宇,蔡怡. 2003. 热带印度洋的大尺度海气相互作用 事件 [J]. 气象学报,61 (2):251-256. Chao Jiping, Yuan Shaoyu, Cai Yi. 2003. Large-scale air - sea interaction in the tropical Indian Ocean [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese),61 (2): 251-256.
- Du Y, Xie S P, Huang G, et al. 2009. Role of air sea interaction in the long persistence of El Niño-induced North Indian Ocean warming [J]. J. Climate, 8: 2023 – 2038.
- Meyers G, McIntosh P, Pigot L, et al. 2007. The years of El Niño, La Niña, and interactions with the tropical Indian Ocean [J]. J. Climate, 13: 2872-2880.
- Gent P R, McWilliams J C. 1990. Isopycnal mixing in ocean circulation models [J]. J. Phys. Oceanogr, 20: 150-155.
- Gualdi S, Guilyardi E, Navarra A, et al. 2003. The interannual variability in the tropical Indian Ocean as simulated by a CGCM [J]. Climate Dyn, 10: 567-582.
- Hendon H H. 2003. Indonesian rainfall variability: Impacts of EN-SO and local air - sea interaction [J]. J. Climate, 16: 1775 -1790.
- Hong Chicherng, Li Tim, Ho Lin, et al. 2008a. Asymmetry of the Indian Ocean dipole. Part I: Observational analysis [J]. J. Climate, 18: 4834-4848.
- Hong Chicherng, Li Tim, Luo Jingjia. 2008b. Asymmetry of the Indian Ocean dipole. Part II: Model diagnosis [J]. J. Climate, 18: 4839-4858.
- Iizuka S, Matsuura T, Yamagata T. 2000. The Indian Ocean SST dipole simulated in a coupled general circulation model [J]. Geophys. Res. Lett., 27 (20): 3369-3372.
- Klein S A, Soden B J, Lau N C. 1999. Remote sea surface temperature variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge [J]. J. Climate, 12: 917-932.
- Large W G, Danabasoglu G, Doney S C, et al. 1997. Sensitivity to surface forcing and boundary layer mixing in a global ocean model: Annual-mean climatology [J]. J. Phys. Oceanogr., 27: 2418 – 2447.
- Lau N C, Nath M J. 2000. Impact of ENSO on the variability of the Asian – Australian monsoons as simulated in GCM experiments [J]. J. Climate, 13: 4287 – 4309.
- Lau N C, Nath M J. 2003. Atmosphere ocean variations in the Indo-Pacific sector during ENSO episodes [J]. J. Climate, 16: 3 – 20.
- Lau N C, Nath M J. 2004. Coupled GCM simulation of atmosphere ocean variability associated with zonally asymmetric SST changes in the tropical Indian Ocean [J]. J. Climate, 17: 245 – 265.
- Levitus S, Boyer T P. 1994. World Ocean Atlas 1994 Vol. 4: Tem-

perature [M]. NOAA Atlas NESDIS 4, U. S. Department of Commerce, Washington D. C., 117pp.

- Levitus S, Burgett R, Boyer T P. 1994. World Ocean Atlas 1994 Vol. 3: Salinity [M]. NOAA Atlas NESDIS 3, U. S. Department of Commerce, Washington D. C., 99pp.
- Levitus S, Antonov J, Boyer T. 2005. Warming of the world ocean, 1955 - 2003 [J]. Geophys. Res. Lett, 32: L02604, doi: 10. 1029/2004GL021592.
- 李崇银,穆明权. 2001. 赤道印度洋海温偶极子振荡及其气候影响 [J]. 大气科学,25(4):433-443. Li Chongyin, Mu Mingquan. 2001. The dipole in the equatorial Indian Ocean and its impacts on climate [J]. Chinese J. Atmos. Sci (in Chinese), 25(4):433-443.
- 李东辉,张铭,张瑰,等. 2005. 热带印度洋偶极子发生和演变机制的数值研究 [J]. 海洋科学进展,23 (2): 18-26. Li donghui, Zhang Ming, Zhang Gui, et al. 2005. The study of the occurrence and evolution mechanism of the tropical Indian Ocean dipole [J]. Advances in Marine Science (in Chinese), 23 (2): 18-26.
- 刘海龙,张学洪,俞永强,等. 2004. LASG/IAP 气候系统海洋模式 参考手册 [M]. 北京:科学出版社, 108pp. Liu Hailong, Zhang Xuehong, Yu Yongqiang, et al. 2004a. Manual for LASG/IAP Climate System Ocean Model (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 108pp.
- Liu H, Zhang X, Li W, et al. 2004. An eddy-permitting oceanic general circulation model and its preliminary evaluation [J]. Adv. Atmos. Sci, 21 (5), 675-290.
- Monahan A H, Dai A. 2004. The spatial and temporal structure of ENSO nonlinearity [J]. J. Climate, 17: 3026-3036.
- Rodgers K B, Friederichs P, Latif M. 2004. Tropical Pacific decadal variability and its relation to decadal modulations of ENSO [J]. J. Climate, 17: 3761–3774.
- Saji N H, Goswami B N, Viayachandrom P N, et al. 1999. A dipole mode in the tropical Indian Ocean [J]. Nature, 401: 360-363.
- Song Q, Vecchi G A, Rosati A J. 2007. Indian Ocean variability in the GFDL coupled climate model [J]. J. Climate, 20: 2895 – 2916.

- Uppala S, Kallberg P, Simmons A, et al. 2005. The ERA-40 reanalysis. Quart [J]. J. Roy. Meteor. Soc, 131: 2961-3012.
- Vecchi G A, Harrison D E. 2004. Interannual Indian rainfall variability and Indian Ocean sea surface temperature anomalies [M]//Wang C, Xie S-P, Carton J A. Earth Climate: The Ocean Atmosphere Interaction. Geophysical Monograph, Washington D. C.; Amer, Geophys. Union, 147; 247–260.
- Weare B C. 1979. A statistical study of the relationships between ocean surface temperatures and the Indian monsoon [J]. J. Atmos. Sci, 36: 2279 – 2291.
- Webster P T, Moore A M, Loschnigg J P, et al. 1999. Coupled ocean- atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997 – 98 [J]. Nature, 401: 356 – 360.
- Yamagata T, Behera S K, Rao S A, et al. 2002. The Indian Ocean dipole: A physical entity [J]. CLIVAR Exchanges, 24: 15-18, 20-22.
- Yamagata T, Behera S K, Luo J J, et al. 2004. Coupled ocean atmosphere variability in the tropical Indian Ocean [M]//Ocean – Atmosphere Interaction and Climate Variability. Amer. Geophys. Union, 147: 189-212.
- Yang J, Liu Q, Xie S P, et al. 2007. Impact of the Indian Ocean SST basin mode on the Asian summer monsoon [J]. Geophys. Res. Lett, 34: L02708, doi: 10.1029/2006GL028571.
- Yu W, Xiang B, Liu L, et al. 2005. Understanding the origins of interannual thermocline variations in the tropical Indian Ocean [J]. Geophys. Res. Lett., 32: L24706, doi: 10. 1029/ 2005GL024327.
- Yu Y Q, Yu R C, Zhang X H, et al. 2002. A flexible coupled ocean – atmosphere general circulation model [J]. Adv. Atmos. Sci., 19: 169 – 190.
- Yu Y Q, Hai H, Wang B, et al. 2008. Coupled model simulations of climate changes in the 20th century and beyond [J]. Adv. Atmos. Sci., 25 (4): 641-654.
- Zheng X T, Xie S P, Vecchi G A, et al. 2010. Indian Ocean dipole response to global warming: Analysis of ocean – atmospheric feedbacks in a coupled model [J]. J. Climate, 23: 1240–1253.