

FGCM-1.0 耦合模式对热带印度洋偶极子的模拟*

李东辉^{1,2} 俞永强¹ 刘海龙¹ 谭言科³ 王学忠³

1. 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体物理学数值模拟国家重点实验室(LASG), 北京 100029;

2. 南京军区气象水文中心, 南京 210016; 3. 解放军理工大学气象学院, 南京 211101

摘要 分析了由中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体物理学数值模拟国家重点实验室(LASG)新近发展的耦合气候系统模式(FGCM-1.0)已积分300a的结果中40a模拟结果, 通过与多种观测资料的对比分析, 讨论了热带印度洋海温的气候变率特征, 并对气候变率中存在的热带印度洋偶极子(IOD)进行了重点讨论. 结果表明: 该模式能够模拟出热带印度洋海表温度距平(SS-TA)气候变化的整体一致性和偶极性的特征, 可以模拟出 IOD 出现的不规则年际变化特点; 模拟的 IOD 表现为 1 至 5a 周期变化, 其中具有统计性检验的周期集中在 1 至 3a 之间; 模拟的 IOD 存在季节位相锁定, 其主要发生在 8 至 10 月份, 在 10 至 12 月份发展到盛期; 该模式较好地模拟出 IOD 期间热带印度洋东西相反的海面高度距平分布以及表层洋流距平的分布; 该模式能够再现 IOD 期间海表面风应力异常和海-气界面热通量异常的基本分布特征. 但 FGCM-1.0 模式也存在一些不足之处, 对热带印度洋 SSTA 整体一致性变化的模拟偏弱, 对 SSTA 的偶极性变化模拟偏强; 模式模拟的 IOD 的发生和发展要滞后观测约 2 至 3 个月.

关键词 印度洋偶极子 耦合模式 模式评估

自从 Webster 等^[1]、Saji 等^[2]根据热带印度洋海表温度距平分析的结果指出赤道印度洋存在偶极子模态(IOD)以来, IOD 现象备受关注, 许多学者对此进行了深入的研究^[3-6]. Saji 等^[7]最新研究发现, 印度洋海温的变化存在气候趋势、年代际变化、海盆尺度的年际振荡和 IOD 等多种异常信号. Iizuka 等^[8]第一次利用高分辨率海气耦合模式成功模拟了 IOD, 在 50a 模式积分中共出现了 8 次, 揭示的特征与 Saji 等^[2]一致, 模式热通量分析表明, 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. 俞永强等^[9]利用由中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体物理学数值模拟国家重点实验室(LASG)发展的一个“灵活的”海洋-大气耦合环流模式模拟出 IOD 现象.

应该指出的是, 虽然近年来对全球海洋大气耦

合系统的数值模拟急速发展, 但目前世界上用于模拟全球气候的耦合模式还远未达到完善或成熟阶段, 模式的模拟能力还十分有限. 由于模式评估是发展和改进耦合气候系统模式的重要手段^[10,11], 对模式模拟能力的评估就显得尤为重要. 评估耦合模式模拟的平均气候态和季节变化有助于正确了解模式对基本气候状态的模拟能力, 而对于模拟的年际及其以上时间尺度气候变化的评估也是耦合气候系统模式的重要指标之一, 有助于进一步了解模式模拟和预测年际及其以上时间尺度气候变率的能力, 对模式中需要改进和完善的方面有深入的认识.

1 模式介绍

从 20 世纪 80 年代末至今, LASG 已经推出了 4 个全球海气耦合模式^[9,12-14], 其中, FGCM-0^[9]是

2005-01-10 收稿, 2005-03-23 收修改稿

* 国家自然科学基金(批准号: 40405010, 40231004)、国家重点基础研究发展规划(批准号: G200078502)和 LASG 开放课题共同资助
E-mail: lidonghui73@yahoo.com.cn

LASG 推出的第一个比较成功的非通量调整型全球海气耦合模式(或称直接耦合模式),对 FGCM-0 耦合模式的基本评估表明,模式可以模拟出大尺度的海洋和大气环流的基本特征,同 LASG 的前 3 个全球海气耦合模式相比,FGCM-0 模拟的 ENSO 事件的振幅明显增加,其空间分布特征与观测更为接近,FGCM-0 模拟的海面高度与卫星海面高度计资料相比较的结果表明,尽管耦合模式存在一定的系统误差,但仍然能在相当程度上模拟出海面高度季节和年际变化的基本特征^[15-18].在 FGCM-0 的基础上,利用 LASG 最新发展的高分辨率海洋环流模式 LICOM^[19,20],LASG 又发展了一个新版本的耦合模式 FGCM-1.0,其基本的分量模式组成见表 1.

表 1 FGCM-1.0 耦合模式的基本分量模式组成

分量模式类别	分量模式名称及其分辨率
大气分量模式	community atmosphere model, 简记为 CAM2 ^[21] , 水平分辨率为 $2.8^\circ \times 2.8^\circ$, 垂直方向分为 26 层
陆面分量模式	community land model, 简记为 CLM ^[22] , 水平分辨率为 $2.8^\circ \times 2.8^\circ$, 垂直方向为 10 层
海洋分量模式	LICOM ^[19,20] , 水平分辨率取为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, 垂直方向分为 30 层
海冰分量模式	热力-动力学海冰模式 ^[23,24] , 水平分辨率取为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, 垂直方向分为 5 层

FGCM-1.0 继承了 FGCM-0 中以通量耦合器为中心的基本结构,但是 FGCM-1.0 与 FGCM-0 在许多方面都有差别,其中最主要的区别体现在如下几个方面:(1)海洋分量模式的水平分辨率,由 1.875° 提高到 0.5° ,单独的海洋模式积分结果表明水平分辨率的提高极大地改善了热带大尺度海洋环流的特征,如模拟出更加合理的温跃层和北赤道逆流等^[19,20];(2)大气分量模式的垂直分辨率由 18 层提高到 26 层;(3)FGCM-0 使用的是恢复性盐度边界条件,FGCM-1.0 则在盐度方程的边界条件中直接引入淡水通量的计算,其中包括了蒸发、降水、径流和海水结冰时的盐析过程,即 FGCM-1.0 包含了完整的水分循环过程;(4)FGCM-1.0 在正式耦合之前没有进行任何 Spinup 过程.

目前 FGCM-1.0 已完成 300a 的模式耦合积分,本文选取其中 40a 的积分结果用于评估分析,对选取的时段没有进行特别的考虑,具体选取的时段为第 161 到第 200 模式年,并与 40a(1959 年 1 月至

1998 年 12 月)Reynolds 月平均海表温度(SST)资料^[25]、Carton 海洋同化资料^[26,27]和 NCAR/NCEP 大气再分析资料^[28]进行比较分析.

2 热带印度洋海温气候变率的特征分析

图 1 给出 Reynolds 热带印度洋海表温度距平(SSTA)资料^[25] EOF 分析得到的第 1 和第 2 个特征向量及其时间系数,前两个特征向量的方差贡献分别为 42.3%和 9.8%.第 1 个特征向量在整个热带印度洋符号一致,均为正,而且大值区主要集中在热带印度洋南北纬 10° 之间,而第 2 个特征向量的符号具有东西相反的特征,在热带印度洋表现为西正东负,西部的正值分布比较均匀,大的负值区主要集中在热带东南印度洋.这个分析结果说明,热带印度洋 SSTA 的变化以整个海盆尺度的同号变化(整体一致型)为主,其次是西部与东南部符号相反的东西差异型(偶极型).对两个特征向量的时间系数分别进行小波分析(图略)可知,第 1 个特征向量的时间系数的小波全谱存在 3, 10 和 32a 的峰值周期,表明其既有年际变化的特点又有年代际变化的特点,图 1(c)表明,在 20 世纪 70 年代末海盆尺度 SSTA 呈现整体增暖趋势;第 2 个特征向量的时间系数主要表现为 2, 5 和 12a 的峰值周期,其主要以年际时间尺度的变化为主.

对 40a 模式结果中热带印度洋 SSTA 进行 EOF 分析(图 2). EOF 分析结果表明,模拟得到的第 1 个特征向量的空间分布在热带印度洋的大部分海区为正,但在热带东南印度洋、孟加拉湾和阿拉伯海的局部海域出现负值,第 2 个特征向量的空间分布在热带印度洋表现为西正东负的特点,但与图 1 对比可以看出,耦合模式得到的第 2 特征向量负值范围偏大,东部的负值区向热带西南印度洋扩展,大的负值区不只集中在热带东南印度洋,在赤道附近以及赤道以北的孟加拉湾中也比较显著.模式计算得到的前 2 个特征向量的方差贡献分别为 27.9%和 14.2%,与观测的 EOF 分析结果相比,模拟得到的第一个特征向量的方差贡献偏小,而第二个特征向量的方差贡献偏大,表明模式对热带印度洋 SSTA 整体一致性变化的模拟偏弱,对 SSTA 的偶极性变化模拟偏强.对耦合模式得到的两个特征向量的时间系数进行小波分析(图略)可知,两个时间

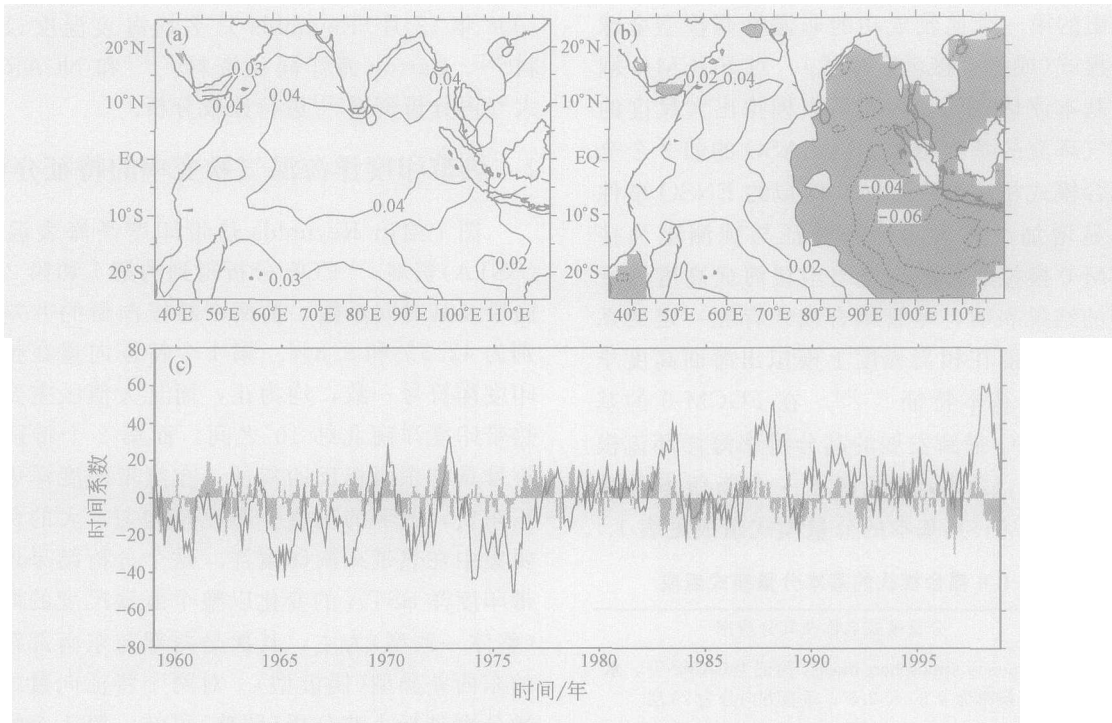


图1 Reynolds 热带印度洋 SSTA 资料^[25] 的 EOF 分析

(a) 第 1 个特征向量的空间分布; (b) 第 2 个特征向量的空间分布; (c) 前 2 个特征向量时间系数的变化.
((a), (b) 中阴影区为负值区域, (c) 中实线和柱状阴影分别表示第 1 个和第 2 个特征向量的时间系数)

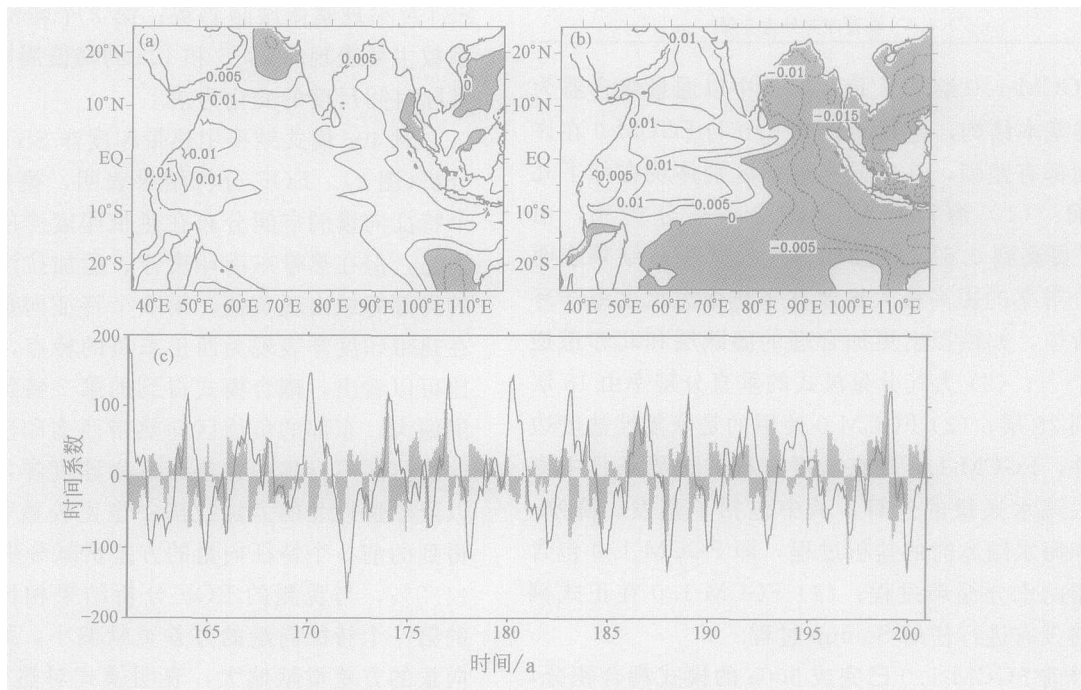


图2 模拟的热带印度洋 SSTA 的 EOF 分析

(a) 第 1 个特征向量的空间分布; (b) 第 2 个特征向量的空间分布; (c) 前 2 个特征向量时间系数的变化.
((a), (b) 中阴影区为负值区域, (c) 中实线和柱状阴影分别表示第 1 个和第 2 个特征向量的时间系数)

系数都以年际变化为主,其中第1个特征向量的时间系数的峰值周期为3a,第2个特征向量的时间系数存在着1至5a的周期变化,两个时间系数都没有体现出年代际变化的特点,表明模式主要模拟出了热带印度洋 SSTA 的年际变化特征. 总体而言,FGCM-1.0 模式能够模拟出热带印度洋 SSTA 气候变化的整体一致性和偶极性的特征,在下文中对模式模拟的 IOD 进行详细地分析和讨论.

3 热带印度洋偶极子的特征分析

3.1 印度洋偶极子指数

按照 Saji 等^[7]对 IOD 指数(DMI)的定义,对 Reynolds SSTA 资料^[25]和 FGCM-1.0 模式模拟结果分别计算了经标准化后的 DMI(图 3). 其中,观测和模拟得到的 DMI 时间序列的标准差分别为 0.216和 0.745℃,由此可知,模式模拟的 DMI 振幅平均偏大 0.5℃左右,表明模式对热带印度洋 SSTA 的模拟偏强. 从图 3 可以看到,模式较好的模拟了 IOD 出现的不规则年际变化特点. 对观测和模式结果得到的 DMI 分别进行小波分析(图略),从观测的 DMI 局地小波标准化功率谱可以看到,贯穿整个分析时域的功率谱大值轴线集中在 1 至 6a 周期,其中,1 至 4a 周期更为显著. 对于模拟结果而言,功率谱的大值轴线主要位于 1 至 5a 周期,其中达到 0.1 信度的谱分布位于 1 至 3a 周期之间. 由

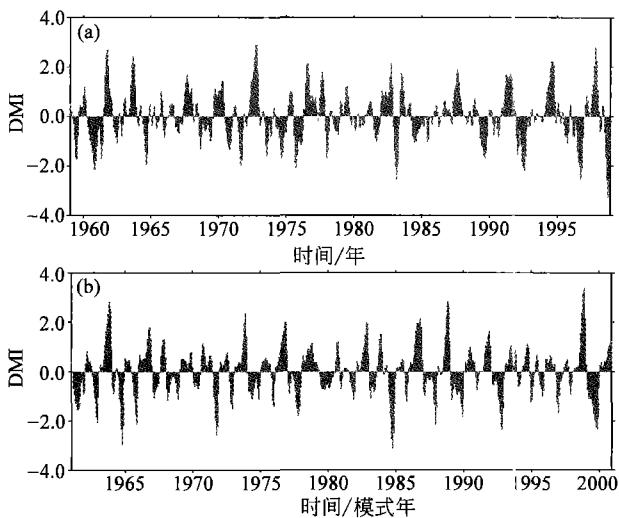


图 3 标准化的 DMI 随时间的变化

(a) 由 Reynolds SSTA 资料^[25]得到; (b) 由模拟结果得到

此可见,模式模拟的 IOD 周期略短.

按照 Saji 等^[7]判断 IOD 发生的标准,表 2 和表 3 分别给出了从观测和模拟结果中提取的正 IOD 年和负 IOD 年. 表 2 显示,从 1959 到 1998 年的 40a 期间共出现了 12 次正 IOD 和 12 次负 IOD,其中,1983 年上半年出现了一次负 IOD,在下半年出现了一次正 IOD. 表 2 中的 IOD 与 Saji 等^[7]提取的 IOD 相比,除了 1993 年的负 IOD 没有包括以外,其余的 IOD 都包括在表 2 中. 从图 3(a)可以看到,1993 年的 DMI 明显没有达到 IOD 发生的标准,这是由于本文所用资料与 Saji 等^[7]采用的资料不同的缘故. 从表 3 可以看到,40a 模拟结果中出现 12 个正 IOD 和 11 个负 IOD. 资料和模式结果中出现的 IOD 都明显不具有固定的周期变化,正(负)IOD 出现的时间相差最短约 1a,观测资料中 1975 年和 1983 年出现的负 IOD 相隔时间最长约 8a,模式结果中相邻正(负)IOD 之间最长可相差 7a. 在观测资料中,约 77%的相邻正(负)IOD 的时间间隔在 1 至 4a 之间,模式结果中多数相邻正(负)IOD 的时间间隔在 1 至 3a 之间,约为总数的 62%,这些结果与前面 DMI 小波分析的结论是一致的.

表 2 Reynolds SST 资料^[25]中 1958 至 1998 年间的正 IOD 和负 IOD

IOD 类别	IOD 发生年份
正 IOD	1961, 1963, 1967, 1972, 1976, 1977, 1982, 1983, 1987, 1991, 1994, 1997
负 IOD	1960, 1964, 1970, 1971, 1973, 1974, 1975, 1983, 1989, 1992, 1996, 1998

表 3 FGCM-1 模拟结果中第 161 至 200 模式年间出现的正 IOD 和负 IOD

IOD 类别	IOD 发生的模式年
正 IOD	163, 166, 167, 173, 176, 178, 182, 186, 188, 191, 198, 200
负 IOD	161, 162, 164, 165, 171, 177, 184, 187, 189, 192, 199

Saji 等^[2]选择了 6 次极端 IOD 事件(1961, 1967, 1972, 1982, 1994 和 1997 年)合成了 IOD 的演变,发现它具有很强的季节位相锁定. 通过计算观测和模拟结果中 IOD 初期和盛期月份占总数百分率的分布可知,观测的 IOD 大多发生在 6 至 8 月份,约占总数的 70.8%,有 87.5%的 IOD 在 8 至

11月份发展到最强,表明多数IOD在北半球的夏季发生和发展,在秋季达到盛期,确实存在着季节锁相的特征;模式模拟的IOD也存在很强的季节位相锁定,模拟的IOD主要发生在8至10月,占总数的78.2%,高达95.7%的IOD在10至12月发展到盛期.模拟结果和观测相比,模拟的IOD的发生和发展要滞后约2至3个月.

分析观测和模拟的IOD的持续时间(图略)可知,IOD的生命史一般较短.观测的IOD大多数持续3至5个月,占总数的87.5%,其中最长的IOD持续了7个月,在40a的时间内出现了2次(1960年7月至1961年1月的负IOD和1972年6月至1972年12月的正IOD).模拟的IOD持续时间在3至5个月的比例为91.3%,其中最长的IOD持续了8个月(第199模式年5月至12月出现的负IOD).

3.2 与IOD相关的热带印度洋异常动力结构

耦合模式中的大洋环流模式没有采用刚盖近似,因此海表面高度(SSH)是一个预报量,它可以反映出海洋模式大尺度的运动特点,也可以体现出海洋温跃层厚度的变化.图4给出了SODA海表面高度距平(SSHA)资料^[26,27]和模拟的SSHA与DMI

的线性回归系数分布.图中可以看出,在IOD发生期间,观测的SSHA在热带印度洋表现为西正东负分布特征,正值中心在赤道偏南的热带中印度洋,负值中心位于苏门答腊岛和爪哇岛以西海区;模拟的SSHA在热带印度洋同样表现为西正东负分布特征,但西部的正值中心分布在赤道两侧,东部的负值区范围偏大,负值的绝对值也偏大.

分析SODA表层洋流距平资料^[26,27]和模拟的表层洋流距平与DMI的线性回归系数矢量分布(图5)可知,在IOD期间,观测的表层洋流距平最显著的特征是在赤道附近存在一支异常的西向流,海水在赤道东印度洋辐散,在赤道西印度洋辐合,这样的洋流结构有利于海水在赤道东印度洋上翻,SSHA下降,SSTA降低,在赤道西印度洋下沉,SSHA升高,SSTA增加.模拟结果存在与观测类似的特征,但赤道附近的异常西向流的回归系数偏大,且一直西伸到印度洋的西部边界.

3.3 海气界面异常的动量和热通量交换

异常的海-气热交换和海面风场的动力强迫是决定SSTA分布的重要因素,因此,分析耦合模式中计算的IOD期间海表面风应力异常和海-气界面热通量异常有助于对模拟结果的进一步认识.

图6给出了SODA表面风应力距平资料^[26,27]和模拟的表面风应力距平与DMI的线性回归系数矢量分布.从观测的表面风应力距平的回归系数分布可以看出,在IOD期间65°E以东的赤道附近盛行异常东风,在赤道西印度洋以异常北风为主,在热带东南印度洋存在一个异常的逆时针环流.模拟的结果表明,在IOD期间赤道附近的异常东风可西伸到50°E附近,在赤道印度洋的西边界存在异常南风,赤道以南大部分海区都被异常的逆时针环流所控制.对比观测和模拟结果可知,模拟的赤道附近异常东风范围向西扩展,赤道以南的逆时针环流风场范围偏大,这可能是导致模拟的热带东印度洋SSTA和SSHA负值范围向西扩展的主要原因之一.

海表面热交换包括净短波辐射通量、净长波辐射通量、感热通量和潜热通量的交换.分析NCAR/NCEP再分析资料^[28]和模拟的表面热通量距平与DMI的线性回归系数分布(图略)可知,在IOD期间,观测和模拟的热带印度洋海区的表

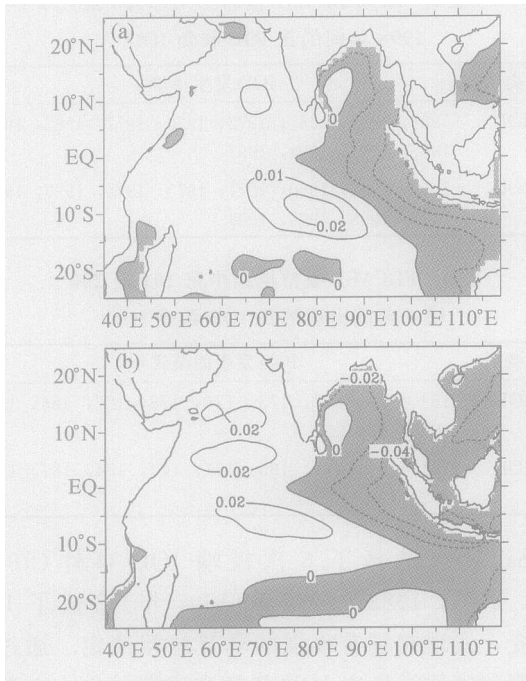


图4 热带印度洋SSHA与DMI的线性回归系数分布
(a)由SODA海洋同化资料^[26,27]得到;(b)由模拟结果得到
(图中阴影区为负值区域,单位:m)

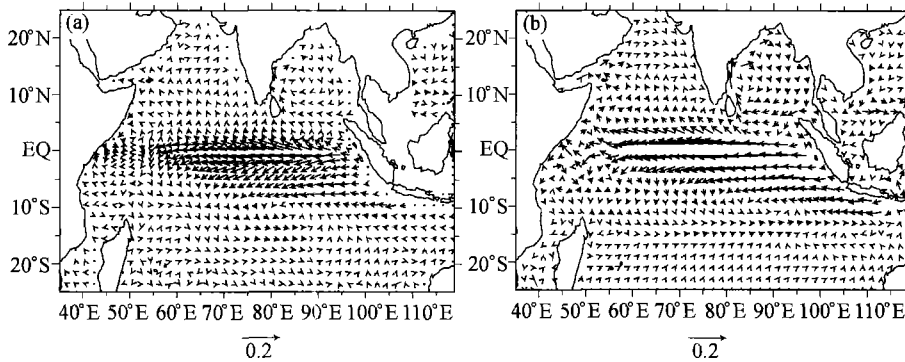


图5 热带印度洋表层洋流距平与DMI的线性回归系数矢量分布

(a) 由SODA海洋同化资料^[26,27]得到; (b) 由模拟结果得到(单位: $m \cdot s^{-1}$)

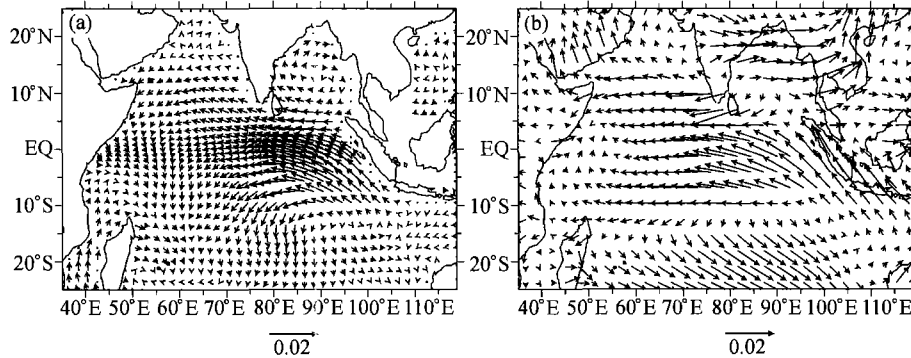


图6 热带印度洋海表面风应力距平与DMI的线性回归系数矢量分布

(a) 由SODA海洋同化资料^[26,27]得到; (b) 由模拟结果得到(单位: $N \cdot m^{-2}$)

面净短波辐射通量和潜热通量的回归系数的绝对值明显大于另外两个热通量,表明表面净短波辐射通量和潜热通量与IOD的相关性相对较强。模拟和观测的主要区别在于,模拟的异常净短波辐射通量的负值范围偏大,正值区域只集中在赤道西印度洋附近,模拟的异常潜热通量在赤道以南的正值中心位置偏西。与观测相比,虽然模拟结果能够反映出IOD期间海表面异常热通量的基本特征,但模拟的异常热通量回归系数的绝对值普遍偏大,这可能是造成模式对IOD模拟偏强的主要原因。

4 结论

本文根据FGCM-1.0耦合模式40a的模拟结果和40a的Reynolds月平均SST资料^[25]、SODA海洋同化资料^[26,27]和NCAR/NCEP大气再分析资料^[28],对比分析了热带印度洋SST的气候变率特征,对气候变率中存在的偶极子现象进行了重点讨

论。结果表明:

(1) 模式能够模拟出热带印度洋SSTA气候变化的整体一致性和偶极性的特征,但模式对热带印度洋SSTA整体一致性变化的模拟偏弱,对SSTA的偶极性变化模拟偏强,对于SSTA的年代际变化特征在40a模式结果中没有得到明显的体现。

(2) 模式模拟的IOD表现为不规则年际变化特点。模拟的IOD出现1至5a周期变化,其中具有统计性检验的周期集中在1至3a之间。

(3) 模拟的IOD存在很强的季节位相锁定,其主要发生在8至10月份,在10至12月份发展到盛期。较观测相比,模拟的IOD发生和发展要滞后约2至3个月。

(4) 模式能够模拟出IOD期间热带印度洋东西相反的SSHA变化以及表层洋流距平的分布。

(5) 模式能够模拟再现IOD期间海表面风应力异常和海—气界面热通量异常的基本分布特征,但

模拟的异常热通量与 DMI 的回归系数的绝对值普遍偏大, 这可能是造成模式对 IOD 模拟偏强的主要原因。

致谢 本文中耦合模式 FGCM-1.0 的长期积分是在中国科学院大气物理研究所科学计算和信息中心的大力支持下才得以完成, 特别是王鹏飞和赵洪岗两位工程师给予作者极大的帮助, 在此表示衷心感谢。

参 考 文 献

- Webster P J, Moore A M, Loschnigg J P, et al. Coupled ocean-atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997—1998. *Nature*, 1999, 401: 356—360
- Saji N H, Goswami B N, Vinayachandran P N, et al. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 1999, 401: 360—363
- Yu L S, Rienecker M M, Indian Ocean warming of 1997—1998. *J Geophys Res*, 2000, 105(C7): 16923—16939
- 李崇银, 穆明权. 赤道印度洋海温偶极子振荡及其气候影响. *大气科学*, 2001, 25(4): 433—443
- 巢纪平, 袁绍宇, 蔡 怡. 热带印度洋的大尺度海气相互作用事件. *气象学报*, 2003, 61(2): 251—255
- 谭言科, 张人禾, 何金海. 热带印度洋海温的年际异常及其海气耦合特征. *大气科学*, 2003, 27(1): 53—66
- Saji N H, Goswami B N, Vinayachandran P N, et al. A drpole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 1999, 401: 360—363
- Iizuka S, Matsuura T, Yamagata T. The Indian Ocean SST dipole simulated in a coupled general circulation model. *Geophys Res Lett*, 2000, 27(20): 3369—3372
- Yu Y Q, Yu R C, Zhang X H, et al. A flexible global coupled climate model. *Adv Atmos Sci*, 2002, 19: 169—190
- Gates W L, Henderson-Sellers A, Boer G J, et al. Climate models-evaluation. In: Houghton L T, Callander L G, Harris N, et al, eds. *Climate Change 1995, the Science of Climate Change, Contribution of Working Group I to Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. United Kingdom and New York, NY, USA, 1996. Cambridge: Cambridge University Press, 1996, 572
- Covey C, Joussaume S, Kattsov V, et al. Model evaluation. In: Houghton T, Ding Y, Griggs D J, et al, eds. *Climate Change 2001, the Science of Climate Change, Contribution of Working Group I to third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. United Kingdom and New York, NY, USA, 2001. Cambridge: Cambridge University Press, 2001, 881
- Zhang X H, Bao N, Yu R C, et al. Coupling scheme experiments based on an atmospheric and an oceanic GCM. *Chinese J Atmos Sci*, 1992, 16(2): 129—144
- 陈克明, 张学洪, 金向泽, 等. 一个用于全球气候变化研究的海洋大气环流耦合模式. I. 模式的形成及性能. *海洋学报*, 1997, 19(3): 21—32
- 吴国雄, 张学洪, 刘 辉, 等. LASG 全球海洋—大气—陆面系统模式 (GOALS/LASG) 及其模拟研究. *应用气象学报*, 1997, 8(增刊): 15—28
- 张学洪, 俞永强, 宇如聪, 等. 海洋环流模式的发展和应用. I. 全球海洋环流模式. *大气科学*, 2003, 27(4): 607—617
- 张学洪, 俞永强, 宇如聪, 等. 一个大洋环流模式和相应的海气耦合模式的评估. I. 热带太平洋年平均状态. *大气科学*, 2003, 27(6): 949—970
- Yu Y Q, Zhang X H, Guo Y F. Global coupled ocean-atmosphere general circulation models in LASG/IAP. *Adv Atmos Sci*, 2004, 21(3): 444—455
- 李雁翎, 俞永强, 张学洪, 等. 热带太平洋和印度洋海面高度季节循环和年际变化的数值模拟. *大气科学*, 2004, 28(4): 493—509
- 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. 北京: 科学出版社, 2004, 107
- Liu H L, Zhang X H, Li W, et al. An eddy-permitting oceanic general circulation model and its preliminary evaluations. *Adv Atmos Sci*, 2004, 21: 675—690
- Kiehl J T, Gent P R, Bonan G B, et al. Description of the NCAR Community Climate Model (CCM3). NCAR Tech Note NCAR/TN—420 1 STR, 1996, 152
- Bonan G B, Oleson K W, Vertenstein M, et al. The land surface climatology of the Community Land Model coupled to the NCAR Community Climate Model. *J Climate*, 2002, 15: 3123—3149
- Bitz C M, Holland M M, Eby M, et al. Simulating the ice-thickness distribution in a coupled climate model. *J Geophys Res*, 2001, 106: 2441—2463
- Lipscomb W H. Remapping the thickness distribution in sea ice models. *J Geophys Res*, 2001, 106: 13989—14000
- Reynolds R W, Smith T M. Improved global sea surface temperature analyses using optimum Interpolation. *J Climate*, 1994, 7: 929—948
- Carton J A, Chepurin G, Cao X, et al. A simple ocean data assimilation analysis of the global upper ocean 1950—1995. Part I: Methodology. *J Phys Oceanogr*, 2000, 30(2): 294—309
- Carton J A, Chepurin G, Cao X. A simple ocean data assimilation analysis of the global upper ocean 1950—1995. Part II: Results. *J Phys Oceanogr*, 2000, 30(2): 311—326
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. The NCEP/NCAR 40—year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1996, 77(3): 437—472