论文

热带印度洋-太平洋三极模态的理论探讨

连涛^{①②}, 陈大可^{①②*}, YouMin TANG^{②③}, 金宝刚^④

① 浙江大学海洋科学与工程学系, 杭州 310058;

② 卫星海洋环境动力学国家重点实验室, 国家海洋局第二海洋研究所, 杭州 310012;

③ Environmental Science and Engineering, University of Northern British Columbia, Prince George BC V2N 4Z9, Canada;

④ 北京应用气象研究所, 北京 100029

* 联系人, E-mail: dchen@sio.org.cn

收稿日期: 2013-05-13; 接受日期: 2013-08-28; 网络版发表日期: 2013-12-18

国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2013CB430302)、海洋公益性行业科研专项经费(编号: 201105018)和国家自然科学基金项目(批准号: 91128204, 41106019, 41106020)资助

摘要 热带太平洋的厄尔尼诺-南方涛动(El Niño-Southern Oscillation, ENSO)现象是过去几十年里海洋与气候研究的重点. 随着近年来印度洋偶极子模态(Indian Ocean Dipole, IOD)的提出, 热带印度洋中的短期气候变化也逐步被重视. 然而, 人们对这些现象的研究更多的是局限在单个的海盆之内, 而不是将其作为一个整体来思考. 观测表明, 在年际间尺度上, 热带印度洋和热带太平洋的海表温度异常(Sea Surface Temperature Anomaly, SSTA)和海表高度异常(Sea Surface Height Anomaly, SSHA)等物理量的有着很明显的反向变化趋势. 对这种反向变化可以给出一个简单的解释: 由于双圈沃克环流在暖池区辐聚上升, 海表风场在热带印度洋为西风, 在热带太平洋为东风; 它们通过驱动海水的上翻使得热带西印度洋与东太平洋 SSTA 变冷, SSHA 变低, 同时也通过暖水的堆积使得暖池区 SSTA 升高, SSHA 增加. 这样就在整个热带印度洋-太平洋地区形成了一个 SSTA 和 SSHA 的三极子结构. 随着热带印度洋-太平洋上空沃克环流圈的增强或减弱, 两个海洋之间的反向梯度关系也会随之做相应的调整, 并通过梯度与沃克环流之间的正反馈作用得以维持. 这一振荡模态被称为印-太三极子(Indo-Pacific Tripole, IPT). 本文将通过资料分析和一个简单的概念模型来讨论 IPT 模态的发展和变化机制, 并着重考虑 ENSO 与 IOD 对 IPT 模态的影响. 该模型包含了最基本的海洋与大气的物理变量和他们之间的相互作用, 可以为更深层次地理解和研究热带地区短期气候变化提供重要参考.

关键词厄尔尼诺
印度洋偶极子
印-太三极子

厄尔尼诺-南方涛动(El Niño-Southern Oscillation, ENSO)是地球气候系统中最重要年际振荡, 表现为海表温度异常(Sea Surface Temperature Anomaly, SSTA)在赤道太平洋东部区域(Niño 3.4 区域, 5°S~

5°N, 170°E~120°W)出现大范围变暖(Rasmusson 等, 1982). 在 ENSO 周期的尺度上, 赤道东西印度洋温度梯度的变化和厄尔尼诺指数(Niño3.4 的 SSTA)呈现出很高的负相关性(Nigam 等, 1993; Nicholson, 1997;

中文引用格式: 连涛, 陈大可, Tang Y M, 等. 2014. 热带印度洋-太平洋三极模态的理论探讨. 中国科学: 地球科学, 44: 169-186

英文引用格式: Lian T, Chen D K, Tang Y M, et al. 2014. A theoretical investigation of the tropical Indo-Pacific tripole mode. Science China: Earth Sciences, 57: 174-188, doi: 10.1007/s11430-013-4762-7

Yu 等, 1999). 即当赤道东太平洋冷舌区水域变暖时, 赤道西印度洋的 SSTa 也会相应增加, 同时伴随着整个暖池地区 SSTa 的降低. 反之, 当赤道东太平洋冷舌区水域变冷时, 赤道西印度洋的 SSTa 也会相应减小, 同时伴随着整个暖池地区海温的升高.

很长一段时间里, 人们认为印度洋由于尺度较小, 本身不能够有独立的模态, 其年际变化完全由热带太平洋的 ENSO 带动(Allan 等, 2001; Hastenrath, 2002). 然而 Saji 等(1999)通过分析 1961~1962, 1967~1968 和 1994~1995 三年的海表温度场和海表风场数据发现, 在这三个非 ENSO 年份里, 热带印度洋却有着与 ENSO 年份相似的 SSTa 分布. 合成分析表明在这些年份中, 印度洋东岸苏门答腊岛附近在夏季都有异常的东南风; SSTa 在印度洋东部出现负值而在热带印度洋中部则为正值. 进入秋季后, 整个热带印度洋上空都是东风异常, 负 SSTa 集中在热带印度洋东岸以南的海域, 而正 SSTa 占据了热带西印度洋的绝大部分地区, 印度洋出现明显的东西海表温差. Saji 等将这种年际尺度上的模态称为印度洋偶极

子(Indian Ocean Dipole, IOD), 并以 $10^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}$, $50^{\circ}\text{E}\sim 70^{\circ}\text{E}$ 与 $10^{\circ}\text{S}\sim 0^{\circ}$, $90^{\circ}\text{E}\sim 110^{\circ}\text{E}$ 的 SSTa 之差来表征 IOD 现象.

IOD 现象的提出使得印度洋开始吸引大批科学家的关注和研究, 并为 IOD 的存在提出了其他观测证据和理论模型(Ashok 等, 2001; Yamagata 等, 2003). 然而, 鉴于 IOD 无论是强度还是发生频率相比于 ENSO 来说都偏弱, 且长期的南方涛动指数 SOI 和 Saji 所定义的 IOD 指数有着非常显著的负相关, 部分科学家仍然认为, IOD 现象只是热带印度洋对 ENSO 现象的一种响应(Anderson, 1999), 而不是印度洋自身的一种独立模态.

利用多变量经验正交函数, Chen 等(2008)、Chen(2011)分析了 ENSO 与 IOD 之间的关系. 他们发现在整个热带印度洋-太平洋地区, SSTa 和海表高度异常(Sea Surface Height Anomaly, SSHa)均表现出一种三极子结构(图 1), 即当东印-西太暖池区的一极出现 SSTa 冷相位和 SSHa 负值时, 在东太平洋和西印度洋的另外两极存在 SSTa 暖相位和 SSHa 正值.

图 1 利用多变量经验正交函数(MEOF)分析对 1950~2001 年间秋季 SST, SSH 和海表风场数据得到的第一模态

数据来源为 SODA. 上图为 SST(颜色)和海表风场(矢量)的空间分布; 中图为 SSH(颜色)和海表风场(矢量)的空间分布; 下图为 MEOF 第一模态标准化后的时间序列. 引自 Chen 等(2008)

反之当东印-西太暖池区的一极出现 SSTa 暖相位和 SSHa 正值时, 在东太平洋和西印度洋的另外两极存在 SSTa 冷相位和 SSHa 负值. 这一三极模态在太平洋一侧与 ENSO 模态非常接近, 而在印度洋一侧则与 IOD 模态类似. 此外, 从这一模态的时间序列上看(图 1), 主要的峰值和表征 ENSO 的 Niño3.4 区指数非常接近. Chen 等(2008)因此认为热带印度洋-太平洋存在一个内在的模态, 并称之为热带印度洋-太平洋三极子(Indo-Pacific Tripole, IPT).

IPT 的动力学机制和大气环流异常有密切关系. 由于印度洋和太平洋上空的沃克环流共有有一个在暖池区域的上升分支, 它们之中一个的强度发生变化, 另一个也会通过大气桥的联系做出相应调整. 当 ENSO 出现的情况下, 热带太平洋的西风异常会减弱在太平洋上空的沃克环流强度, 包括在暖池上空的上升分支, 导致热带印度洋暖池区上空的沃克环流被削弱, 海表气压异常(Sea Level Pressure Anomaly, SLPA)增加. 减弱后的印度洋沃克环流再通过 SSTa 与海表风场异常(Sea Surface Wind Anomaly, SSWA)之间的正反馈(Bjerknes, 1969)使得热带印度洋西部 SSTa 偏热而东部 SSTa 偏冷, 从而在整体上出现热带印度洋-太平洋的 IPT 模态.

Chen(2011)还讨论了 Saji 等(1999)强调的三次纯 IOD 事件. 他认为在这三次 IOD 事件中, 虽然在热带东太平洋没有大范围增暖现象, 但热带中太平洋区域呈现了正的 SSTa. 在 IPT 的框架下, 这一现象可以找到相应的解释. 在这些年份, 热带印度洋首先出现了 IOD 事件. IOD 事件伴随的东风异常会削弱印度洋上空的沃克环流, 热带东印度洋区域 SLPA 增加. 同样通过大气桥作用, 太平洋上空的沃克环流也会相应减弱. 在 SSTa 和 SSWA 之间正反馈的作用下, 这一异常效应会被加强, 最终使得热带太平洋区域性变暖. 由于热带东太平洋的 SSTa 变化(传统 ENSO)主要由温跃层驱动(Jin, 1997a, 1997b), 因此在这几次非 ENSO 年份, SSTa 的暖信号会集中在气候态温度梯度最大的地方, 即暖池的东边界(Picaut 等, 1997).

本文将通过系统性的分析来进一步描述 IPT 的时空变化结构, 并通过一个简单模型来诠释上述 IPT 的物理框架. 我们将特别研究在 IOD 现象出现的情况下, 热带太平洋的响应过程, 从而为 IPT 模态从理论上给予佐证.

1 资料与观测

1.1 资料

本文所涉及到的观测资料主要为有较长时间记录的区域月平均资料. SST 资料为 Hadley Centre Global Sea Ice and Sea Surface Temperature(HadISST)提供的从 1961 年 1 月到 2006 年 12 月间的的海数据, 水平分辨率为 $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ (Rayner 等, 2003). SSH 资料来自 AVISO 中心从 1993 年 1 月至 2006 年 12 月的周平均数据, 在热带地区分辨率为 $1/3^{\circ} \times 1/3^{\circ}$ (Ducet 等, 2000). SSW 和 SLP 资料是 National Centers for Environmental Prediction-National Center for Atmospheric Research(NCEP-NCAR)再分析产品(Kalnay 等, 1996), 时间从 1961 年 1 月至 2006 年 12 月, 水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$. OSCAR 中心利用卫星提供了自 1993 年 1 月开始到 2006 年底的分辨率为 $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ 的海表流场数据(Behringer 等, 2004). 由于垂向速度资料比较难以获得, 我们利用 Simple Ocean Data Assimilation(SODA)的同化结果来代替观测值(Carton 等, 2000a, 2000b). 垂向温度梯度采用 National Oceanographic Data Center(NODC)提供的气候平均求得(Levitus 等, 1992). 所有这些月平均数据均采用直接减去气候态季节性变化的方法来获得异常信号, 然后取五个月的滑动平均得到年际间号. 此外, 我们用 $5^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$, $40^{\circ}\text{E} \sim 80^{\circ}\text{E}$ 和 $5^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$ 内的区域平均数据来分别表示热带西印度洋和热带东印度洋; 用 $5^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\text{E} \sim 160^{\circ}\text{E}$; $5^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$, $160^{\circ}\text{E} \sim 150^{\circ}\text{W}$ 和 $5^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$, $150^{\circ}\text{W} \sim 90^{\circ}\text{W}$ 的区域平均分别表示热带西太平洋、热带中太平洋和热带东太平洋.

1.2 观测结果

图 2 的上图是标准化后的 1961~2006 年热带印度洋和热带太平洋的 SSTa 梯度, 这里的梯度定义为热带东西印度洋(太平洋)SSTA 之差. 可以看到在绝大多数年份, 热带太平洋和热带印度洋的 SSTa 梯度都呈现一种反向的变化趋势, 即当热带太平洋 SSTa 东高西低(东低西高)时, 热带印度洋 SSTa 却是东低西高(东高西低). 特别是在几次强 ENSO 事件中, 这种 SSTa 时间序列上看到的 IPT 模态体现得尤为明显. 尽管印度洋自身较多的高频信号(主要是 6 个月的信号, Sakova 等, 2006)使得 SSTa 曲线和太平洋相比稍显杂乱, 但这些高频信号的振幅都相对较小, 没有明

图2 1961~2006年热带印度洋(虚线)和太平洋(实线)标准化后的SSTA梯度(a)及滑动平均后的印度洋和太平洋的超前-滞后相关系数(实线)(b)

(a)中梯度的计算为热带东西印度洋(太平洋)区域平均温度之差。细线为直接减去气候态季节性信号后的SSTA,粗线为减去季节性信号并作5个月滑动平均之后的信号;(b)图中负值为印度洋领先,正值为太平洋领先。虚线为95%置信水平

显地影响到从SSTA梯度时间序列上看到的IPT模态。从两个序列的超前-滞后相关系数来看,太平洋异常领先印度洋异常2个月左右,相关系数达到-0.4,超过95%显著水平,说明IPT模态在大多数情况下始于热带太平洋异常。

IPT模态在SSWA场,海表流场异常(Sea Surface Current Anomaly, SSCA)场和SSHA梯度场上的时间序列为图3表示。SSWA场和SSCA场在两个大洋的定义区间分别为各自的中部,即 $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$, $60^{\circ}\text{E}\sim 100^{\circ}\text{E}$ 和 $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$, $160^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{W}$ 。SSHA梯度的定义区间与SSTA梯度定义区间相同。在SSWA的时间序列上,热带印度洋的高频信号要少得多,所以IPT模态更加明显。除1961年的IOD事件,SSWA场上都能看到热带印度洋和热带太平洋东西风异常交替出现的情景(图3(a))。同样,在海表流场异常SSCA序列

和SSHA梯度序列上也能看到反向SSCA或反向SSHA梯度的IPT模态(图3(b), (c))。两个海盆之间在这三个物理场上都有非常显著的负相关,相关系数分别达到-0.52, -0.76和-0.80,说明热带地区的IPT模态是一个非常强的海气耦合模态,且以强ENSO年份最为明显。

根据Meyers等(2007)的结果,我们选取了13次强ENSO事件合成后热带印度洋和热带太平洋SSTA和SSWA的时空分布($25^{\circ}\text{S}\sim 25^{\circ}\text{N}$, $40^{\circ}\text{E}\sim 90^{\circ}\text{W}$)。这13次ENSO事件分别是七次强厄尔尼诺事件:1965~1966, 1972~1973, 1976~1977, 1982~1983, 1986~1987, 1991~1992, 1997~1998;以及六次强拉尼娜事件:1964~1965, 1970~1971, 1973~1974, 1975~1976, 1984~1985, 1988~1989。在厄尔尼诺年份中的春季(图4(a), (b)),较弱的暖SSTA已经在热带中太平

图 3 标准化后 1961–2006 年热带印度洋与太平洋的纬向海表风场异常(a)、海表流场异常(b)及海表高度异常梯度(c)

虚线表示赤道印度洋, 实线表示赤道太平洋. 右上角数字为相应物理场的相关系数, 且均通过 95% 置信度检验

洋和东太平洋地区出现, 而在印度洋-太平洋的暖池区域, SSTA 则少许偏负相位. 此时的 SSWA 主要体现为热带太平洋上空较弱的西风异常, 最大异常值为 1.0 m s^{-1} , 发生在赤道 160°E 附近区域. 而从 SLPA 场看, 西太平洋上空 SLPA 有约为 0.25 hPa 的正异常, 而热带太平洋其他区域则为负异常, 说明热带太平洋上空的沃克环流开始减弱.

进入厄尔尼诺发展的夏季(图 4(c), (d)), 冷舌区 SSTA 迅速增加, 最大异常接近 1.0°C , 并向西延伸. 而热带西太平洋的 SSTA 开始下降, 最低达到 -0.5°C . 负的 SSTA 异常同时也在热带东印度洋蔓延. 与此同时, 热带西印度洋也开始变暖, 主要出现在热带偏北的西印度洋区域. 在 SSWA 场上, 由热带东太平洋升温导致的强西风异常呈带状展开在整个热带太平洋地区, 强度也从 1.0 增加到 2.0 m s^{-1} . 而在热带印度洋上空, 较弱的东风异常开始出现. 两个大洋之间的风场开始表现出反向趋势. 虽然相比春季, 异常风场的强度有了明显变化, 但异常风场并没有改变沃克

环流上升区的位置, 这一点反应在 SLPA 场上. SLPA 在暖池上空从 0.25 增强到了 0.5 hPa , 但热带太平洋 160°E 以东的 SLPA 都呈现负的异常, 说明沃克环流在进一步减弱, 但对流中心没有大的位移. 此外, 虽然热带印度洋的 SLPA 整体上为正相位, 但热带东印度洋的 SLPA 比热带西印度洋大 0.25 hPa , 说明印度洋上空的沃克环流也开始减弱.

在之后的秋季(图 4(e), (f)), 热带西印度洋和热带东太平洋的暖 SSTA 继续增加且逐渐扩展, SSTA 在热带太平洋冷舌区最大达到 2.0°C 左右, 在赤道西印度洋约为 0.25°C . 暖池区的冷水强度也逐渐增强, 两个海盆反向 SSTA 梯度的特征在这个阶段表现最为明显. 这时热带太平洋 160°E 到日界线附近的 SLPA 增强, 日界线以东减弱, 说明沃克环流的上升分支开始东移. 伴随着太平洋沃克环流上升支强度的减弱, 热带印度洋的 SLPA 梯度也进一步增强, 东印度洋和西印度洋 SLPA 之差达 0.5 hPa . 热带太平洋此时已经完全被强烈的西风控制, 而在热带东印度

图4 七次强厄尔尼诺事件合成后在厄尔尼诺事件当年的SSTA, SSWA 和 SLPA 分布

左图为 SSTA 场($^{\circ}\text{C}$), 右图颜色为 SSWA 场(m s^{-1}), 等值线为 SLPA 场(hPa), 加粗黑实线为零线

洋上空, 东风异常也变得非常明显, 最大风速出现在 90°E 附近, 强度约为 2.0 m s^{-1} . 此时在 SSTA 场, SLPA 场和 SSWA 场上看, IPT 模态的强度都达到了顶峰.

到了厄尔尼诺最鼎盛的冬季(图 4(g), (h)), 副热带西太平洋开始明显变冷, 而印度洋整体则进入正 SSTA 相位. SSTA 场 IPT 模态的中间一极此刻由印度洋-太平洋暖池区东移到太平洋暖池区. 这种东向的移动也同时反映在沃克环流的上升分支的位置. 热带太平洋正相位 SLPA 的边界此时已经东移到 160°W 处, 最大异常在赤道太平洋中部区域, 强度达到 1.0 hPa . 热带中太平洋的上升对流伴随着在热带西太平洋 120°E 处附近西风异常的出现和冷舌区东风异常的加强. IPT 模态最西侧一极从热带西印度洋扩张到整个热带印度洋区域, 而中间一极也向热带中太平洋靠拢.

类似地, 图 5 描述了六次强拉尼娜事件时整个热带印度洋-太平洋区域 SSTA, SSWA 和 SLPA 的变化.

从图中可以看到几乎和强厄尔尼诺事件同样结构但符号相反的 IPT 时空模态. 对比图 2 和图 3 给出的时间序列, ENSO 年份恰好是 IPT 最明显的时期. 对这些年份来说, IPT 模态就是 ENSO 现象在更大区域的表现形式.

同样地, 我们对 Saji 等(1999)所指出的 IOD 事件也做了合成分析(图 6). 在 IOD 发生当年的春季, SSTA 场并没有大的异常, 只是在中太平洋北部有较弱的暖 SSTA 信号(图 6(a), (b)). 然而在日界线以西, 热带印度洋-太平洋地区反向风场已经形成. 较强的带状东风异常出现在印度洋上空, 强度约为 1.0 m s^{-1} , 范围覆盖了整个印度洋季风区域. 而在太平洋部分, 则可以看到暖池区域有较弱的东向 SSWA 分布. 此时 SLPA 场在整个热带地区均为负相位. 进入夏季后, 苏门答腊岛附近的水域突然变冷到 -1.0°C 左右, 印度洋中西部区域 SSTA 则呈正相位. 在西印度洋 10°S 附近的 SSTA 为 0.25°C 左右. 热带印度洋的 IOD 模态逐步表现得明显起来. 西南太平洋此时已有弱的负

图 5 六次强拉尼娜事件合成后在拉尼娜事件当年的 SSTA, SSWA 和 SLPA 分布

说明同图 4

图 6 三次强 IOD 事件合成后在 IOD 事件当年的 SSTA, SSWA 和 SLPA 分布

说明同图 4

SSTA 出现, 副热带太平洋中部的暖水也慢慢向热带靠拢, 热带太平洋西部的偶极子结构也开始形成, 中太平洋和西太平洋 SSTA 之差约为 0.5° . 春季出现的反向风场在夏季也都得到了加强, 范围也有所扩大, 交汇于暖池区上空. 与此同时, 在热带西太平洋的南侧, 已经有正的 SLPA 出现.

在 IOD 模态最为显著的秋季, 太平洋中部的 SSTA 暖相位进一步增强, 位置也从 5°N 附近移动到赤道处. 而印度洋此时 SSTA 东西梯度达到最大. 此时在 SSTA 场上可以观测到最明显的、从热带西印度洋到暖池到热带中太平洋的热-冷-热 IPT 模态. 东风异常在热带印度洋上空更加强盛和统一, 强度从 2.0 增加到 3.0 m s^{-1} . 但在热带西太平洋上空的西风异常强度却有少许减弱并向热带以北发展. 从 SLPA 场看, 暖池区域, 特别是东印度洋区域的强度明显增强, 而热带西印度洋和中太平洋则有较强的负相位. 虽然沃克环流的强度在两个大洋上空都有所减弱, 但减弱位置都在暖池上空. 与 ENSO 引起的沃克环流的变化相比, IOD 引起的沃克环流异常更多的是强度上而非位置上的改变. 最后, 当 IOD 随着北半球冬季的到来而快速消失后, 西太平洋的 SSTA 回到 0°C 附近, 热带印度洋-太平洋地区 SSTA 场上表现出的 IPT 模态随之减弱. SSWA 场上, 异常的西风(东风)带则进一步北移, 热带地区的风场被零星分布的、无规则的风场所取代.

上述观测表明 IPT 模态既可以由 ENSO 驱动, 也可以由 IOD 激发. 从总体上看, 由 ENSO 所驱动的 IPT 是大范围、高强度的, 且在 SSTA 场、SSWA 场和 SLPA 场上同时体现. 而 IOD 事件对 IPT 的驱动在空间上是局部的, 在时间上是短暂的; 其影响范围没有 ENSO 导致的 IPT 模态广, 强度也不如 ENSO 事件时明显. 此外, IOD 所驱动的 IPT 模态主要是从 SSWA 开始, 说明异常风场的出现起到了很大的触发作用.

2 数值模型的构建

2.1 模型的提出

为了阐明 IPT 模态的物理过程, 我们建立了一个简单的盒子模型来模拟 IPT 模态沿赤道的变化. 模型覆盖热带印度洋和太平洋, 其分布参考了 Chang 等

(2000)所给出的范围. 水平方向上, 在热带印度洋一共布置了两个盒子来表示热带西印度洋($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$, $40^{\circ}\text{E}\sim 80^{\circ}\text{E}$)和热带东印度洋($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$); 在热带太平洋则用三个盒子分别覆盖热带西太平洋($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\text{E}\sim 160^{\circ}\text{E}$), 热带中太平洋(即 Niño 4 区域, $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$, $160^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{W}$)和热带东太平洋(Niño 3 区域, $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$, $150^{\circ}\text{W}\sim 90^{\circ}\text{W}$). 在垂直方向上, 采用 Zebiak 等 (1987) 一层半约化重力模式结构, 表层为深度固定的混合层, 次表层包括温跃层以上的水体, 底层为静止的深海.

对于热带西太平洋, 区域平均的 SSTA 热力学方程如下:

$$\frac{\partial T_{\text{WP}}}{\partial t} = -\lambda T_{\text{WP}} - \overline{u_{\text{WP}}} T_{\text{WP}}^{(x)} - \overline{u_{\text{WP}}} T_{\text{WP}}^{(z)} - \left\{ M(\overline{w_{\text{WP}}} + w_{\text{WP}}) - M(\overline{w_{\text{WP}}}) \right\} T_{\text{WP}}^{(z)} - \frac{M(\overline{w_{\text{WP}}} + w_{\text{WP}})}{h_{\text{WP}}} (T_{\text{WP}} - T_{\text{eWP}}) - \varepsilon T_{\text{WP}}^3. \quad (1)$$

方程右侧的第一项代表海气耦合过程中的线性负反馈, 如 SSWA-云-短波辐射之间的负反馈(Li 等, 2003)等; 第二项和第三项代表纬向平流引起的 SSTA 变化; 第四项和第五项是垂向对流引起的 SSTA 变化; 最后一项为 SSTA 的非线性衰减(Suarez 等, 1988). 在方程(1)里, T , u 和 w 分别代表 SSTA, 纬向 SSCA 和混合层垂向速度异常; λ 和 ε 分别表示线性项和非线性项耗散系数. 下标 WP 表示西太平洋(Western Pacific). 方程中函数 $M(x)$ 是一个取非负值的函数 (Zebiak 等, 1987), 这个函数的引入主要是考虑到向下的垂直流对混合层的温度变化没有影响, 其具体形式如下:

$$M(x) = \begin{cases} 0, & x \leq 0, \\ x, & x > 0. \end{cases} \quad (2)$$

方程(1)中第五项需要考虑由于温跃层变化而引进的混合层异常温度, 用 T_{eWP} 表示, 其中下标 e_WP 表示西太平洋进入的卷挟(Entrainment to Western Pacific), 表达式为

$$T_{\text{eWP}} = \zeta_{\text{p}} T_{\text{sub_WP}} + (1 - \zeta_{\text{p}}) T_{\text{WP}}, \quad (3)$$

$$T_{\text{sub_WP}} = \gamma \eta_{\text{WP}}, \quad (4)$$

其中 $T_{\text{sub_WP}}$ 表示次表层的温度异常; η_{WP} 代表热带西太平洋温跃层深度的异常, 其具体表达式稍后给出; γ 表示跃层的异常对次表层水温的影响系数; ζ_{p} 是一个无量纲常数, 表示进入热带西太平洋混合层的

水温. 下标 P 表示取值适用于所有热带太平洋盒子.

类似地, 热带中太平洋, 热带东太平洋, 热带西印度洋和热带东印度洋的热力学方程为

$$\begin{aligned} \frac{\partial T_{CP}}{\partial t} = & -\lambda T_{CP} - \overline{u_{CP} T_{CP}^{(x)}} - \overline{u_{CP} T_{CP}^{(x)}} \\ & - \left\{ M(\overline{w_{CP}} + w_{CP}) - M(\overline{w_{CP}}) \right\} \overline{T_{CP}^{(z)}} \\ & - \frac{M(\overline{w_{CP}} + w_{CP})}{h_{CP}} (T_{CP} - T_{eCP}) - \varepsilon T_{CP}^3, \end{aligned} \quad (5)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial T_{EP}}{\partial t} = & -\lambda T_{EP} - \overline{u_{EP} T_{EP}^{(x)}} - \overline{u_{EP} T_{EP}^{(x)}} \\ & - \left\{ M(\overline{w_{EP}} + w_{EP}) - M(\overline{w_{EP}}) \right\} \overline{T_{EP}^{(z)}} \\ & - \frac{M(\overline{w_{EP}} + w_{EP})}{h_{EP}} (T_{EP} - T_{eEP}) - \varepsilon T_{EP}^3, \end{aligned} \quad (6)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial T_{WIO}}{\partial t} = & -\lambda T_{WIO} - \overline{u_{WIO} T_{WIO}^{(x)}} - \overline{u_{WIO} T_{WIO}^{(x)}} \\ & - \left\{ M(\overline{w_{WIO}} + w_{WIO}) - M(\overline{w_{WIO}}) \right\} \overline{T_{WIO}^{(z)}} \\ & - \frac{M(\overline{w_{WIO}} + w_{WIO})}{h_{WIO}} (T_{WIO} - T_{eWIO}) - \varepsilon T_{WIO}^3, \end{aligned} \quad (7)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial T_{EIO}}{\partial t} = & -\lambda T_{EIO} - \overline{u_{EIO} T_{EIO}^{(x)}} - \overline{u_{EIO} T_{EIO}^{(x)}} \\ & - \left\{ M(\overline{w_{EIO}} + w_{EIO}) - M(\overline{w_{EIO}}) \right\} \overline{T_{EIO}^{(z)}} \\ & - \frac{M(\overline{w_{EIO}} + w_{EIO})}{h_{EIO}} (T_{EIO} - T_{eEIO}) - \varepsilon T_{EIO}^3. \end{aligned} \quad (8)$$

下标 CP, EP, WIO 和 EIO 分别表示热带中太平洋 (Central Pacific), 热带东太平洋 (Eastern Pacific), 热带西印度洋 (Western Indian Ocean) 和热带东印度洋 (Eastern Indian Ocean); 其余下标与方程(1)中的意义相同.

对于温跃层的变化, 主要考虑局地风场和海洋长波 (Suarez 等, 1988) 的影响. 具体形式如下:

$$\begin{aligned} \eta_{WP} = & -\frac{\alpha(L_{WP} + L_{CP})/2}{g'\rho H_{WCP}} U_{WCP}(t) \\ & - C_{R_WCP} U_{WCP}(t - \tau_{R_WCP}) \\ & - C_{R_CEP} U_{CEP}(t - \tau_{R_CEP}), \end{aligned} \quad (9)$$

$$\begin{aligned} \eta_{CP} = & 0 + C_{K_WCP} U_{WCP}(t - \tau_{K_WCP}) \\ & - C_{R_WCP} U_{WCP}(t - \tau_{R_WCP}) \\ & - C_{R_CEP} U_{CEP}(t - \tau_{R_CEP}), \end{aligned} \quad (10)$$

$$\begin{aligned} \eta_{EP} = & \frac{\alpha(L_{CP} + L_{EP})/2}{g'\rho H_{CEP}} U_{CEP}(t) + C_{K_WCP} U_{WCP}(t - \tau_{K_WCP}) \\ & - C_{R_WCP} U_{WCP}(t - \tau_{R_WCP}) \\ & - C_{R_CEP} U_{CEP}(t - \tau_{R_CEP}), \end{aligned} \quad (11)$$

$$\eta_{WIO} = -\frac{\alpha L_{IO}/2}{g'\rho H_{WIO}} U_{IO}(t) - C_{R_IO} U_{IO}(t - \tau_{R_IO}), \quad (12)$$

$$\eta_{EIO} = \frac{\alpha L_{IO}/2}{g'\rho H_{EIO}} U_{IO}(t) - C_{R_IO} U_{IO}(t - \tau_{R_IO}), \quad (13)$$

其中 α 代表风场和流场之间的耦合系数; g' 为约化重力系数; H 为气候态温跃层深度; L_{WP} , L_{CP} , L_{EP} 和 L_{IO} 分别表示热带西太平洋, 热带中太平洋, 热带东太平洋和热带印度洋海盆的长度; U 表示 SSWA; t 代表时间. 下标 WCP 和 CEP 分别表示热带西太平洋-热带中太平洋的边界和热带中太平洋-热带东太平洋的边界. C_K 和 C_R 代表由 SSWA 所引起的开尔文波 (Kelvin Wave, K) 和罗斯贝波 (Rossby Wave, R) 对跃层深度的影响. τ 表示某一波动从始发处传到该盒子中心所需要的时间. 例如公式(9)中的 τ_{R_WCP} 表示在 WCP 处的风场所引起罗斯贝波传递到热带太平洋西边界后反射回来并以开尔文波形式传递到热带西太平洋盒子中心需要的时间. 在这里, 海洋波动只考虑一层半海洋中第一斜压罗斯贝波和赤道开尔文波. 和前人的处理方法相同, 我们没有考虑开尔文波在东边界的反射 (Li 等, 2003).

跃层变化方程中的第一项是局地上层海洋压力梯度和风应力的平衡关系, 即东西两端温跃层深度随整个海盆上空的 SSHA 自动调整达到压力平衡过程的“跷板效应”. “跷板效应”需要一个不动的支点. 在本文中, 我们假设这个支点在热带中太平洋和热带东-西印度洋交界处, 所以中太平洋的第一项 (公式(10)) 设定为零. 其次, 基于开尔文波速度很快 (第一斜压速度大约 1 个半月可以横穿太平洋), 为了模型计算简单, 我们忽略了 U_{CEP} 和 U_{IO} 产生的开尔文波对热带东太平洋和热带东印度洋混合层 SSTA 的影响.

由于模型的南北边界在 5° , 所以在计算赤道区域的流场时, 需要考虑因地转关系引起的平流异常. 赤道外处 (副热带中太平洋地区) 温跃层的变化参数化为

$$\eta_{CP_OFF} = -C_{R_CEP} U_{CEP}(t - \tau_{R_CP_OFF}), \quad (14)$$

其中下标 CP_OFF 表示副热带中太平洋 (Off-Equatorial

Central Pacific). 虽然副热带印度洋地区有明显的罗斯贝波动(Xie 等, 2002; Zhou 等, 2008), 但在这个模型中, 由于印度洋只有一个风场, 副热带的罗斯贝波动不会对上层风场做出瞬时响应, 进而影响热带流场. 所以将罗斯贝波产生的副热带印度洋的跃层变化设为零. 此外, 由于模型关注于赤道上的变化, 副热带中太平洋地区只考虑温跃层一项变量, 没有其他控制方程.

根据 Gill(1980)的理论, 热带地区的异常加热(冷却)会导致局部上升(下降)对流. 这种上升(下降)对流将会在对流区右侧引起大气开尔文波, 进而出现东风(西风)异常; 同时, 对流也会在对流区的左侧引起左传的罗斯贝波进而出现西风(东风)异常. 这种深对流的出现要求局地 SSTA 大于 28°C . 因此, 在热带印度洋-太平洋地区, 这种对流主要集中在暖池区域. 当然, 在厄尔尼诺事件达到成熟期时, SST 在热带中太平洋地区也可以超过 Gill 理论要求的最低温度(Rasmusson 等, 1982). 但为简单起见, 我们只在暖池区考虑由这种异常加热(冷却)引起的风场异常, 且认为加热(冷却)仅仅与暖池地区 SSTA 及其上空 SSWA 的幅聚幅散有关. 在这个模型中, 暖池区为赤道东印度洋和西太平洋, 风场的聚散则近似为赤道印度洋风场和西-中太平洋风场之差:

$$Q = (T_{\text{WP}} + T_{\text{EIO}}) + \sigma(U_{\text{IO}} - U_{\text{WCP}}). \quad (15)$$

对于风场, 模型主要将取决于风场两侧的温度梯度和基于上述 Gill 理论的异常平流. 考虑到 Gill 效应只是在对流区附近影响较大, 在不接壤对流区的地方将不考虑该效应:

$$\begin{cases} U_{\text{IO}} = w_1(T_{\text{EIO}} - T_{\text{WIO}}) + \kappa * Q, \\ U_{\text{WCP}} = w_2(T_{\text{CP}} - T_{\text{WP}}) - \kappa * Q, \\ U_{\text{CEP}} = w_3(T_{\text{EP}} - T_{\text{CP}}) - 0 * Q, \end{cases} \quad (16)$$

其中 w_i 表示由温度梯度计算风场的系数; κ 表示暖池区异常热通量对风速的影响系数.

纬向的异常平流根据艾克曼(Ekman)理论将取决于其上方纬向风的拖曳, 以及地转平衡的影响:

$$u_{\text{WCP}} = \frac{\alpha U_{\text{WCP}}}{\rho h_{\text{WCP}} r} + \chi_p(\eta_{\text{WCP}} - \eta_{\text{CP_OFF}}), \quad (17)$$

$$u_{\text{CEP}} = \frac{\alpha U_{\text{CEP}}}{\rho h_{\text{CEP}} r} + \chi_p(\eta_{\text{CEP}} - \eta_{\text{CP_OFF}}), \quad (18)$$

$$u_{\text{IO}} = \frac{\alpha U_{\text{IO}}}{\rho h_{\text{IO}} r} + \chi_{\text{IO}}(\eta_{\text{WIO}} + \eta_{\text{EIO}}) / 2, \quad (19)$$

其中, h 表示气候态混合层的深度; r 是线性耗散系数; χ 是跃层深度差(印度洋内为热带的平均跃层深度)对局部流场的影响. 在该模型中, 我们假定在西印度洋西侧和东太平洋东侧流场均为零.

垂直方向速度取决于艾克曼抽吸作用和大尺度环流的幅聚幅散, 由连续方程给出:

$$w_{\text{WP}} = -\frac{\beta \alpha U_{\text{WP}}}{\rho f^2} + \frac{h_{\text{WP}}(u_{\text{WP}} - 0)}{L_{\text{WP}}}, \quad (20)$$

$$w_{\text{CP}} = -\frac{\beta \alpha U_{\text{CP}}}{\rho f^2} + \frac{h_{\text{CP}}(u_{\text{CEP}} - u_{\text{WCP}})}{L_{\text{CP}}}, \quad (21)$$

$$w_{\text{EP}} = -\frac{\beta \alpha U_{\text{EP}}}{\rho f^2} + \frac{h_{\text{EP}}(0 - u_{\text{CEP}})}{L_{\text{EP}}}, \quad (22)$$

$$w_{\text{WIO}} = -\frac{\beta \alpha U_{\text{IO}}}{\rho f^2} + \frac{h_{\text{WIO}}(u_{\text{IO}} - 0)}{L_{\text{WIO}}}, \quad (23)$$

$$w_{\text{EIO}} = -\frac{\beta \alpha U_{\text{IO}}}{\rho f^2} + \frac{h_{\text{EIO}}(0 - u_{\text{IO}})}{L_{\text{EIO}}}, \quad (24)$$

其中 f, β 分别是科里奥利力常数和行星位涡梯度.

2.2 模型变量的约束、基本态与参数的设置

由于 IOD 所驱动的 IPT 模态始于异常风场在热带印度洋的出现(图 6), 我们选择在模型的夏季对模型风场加以正弦曲线形态的异常外力扰动. 温跃层的深度在模型中不能小于局地混合层深度. 当突然的异常外力加于风场时, 很容易因为模型中的线性关系导致温跃层的异常增大, 因此对模型温跃层的变化幅度做如下限制:

$$\eta = \text{res_1} * \tanh(\eta / \text{res_1}), \quad (25)$$

其中 res_1 设为 50 m. 在这个方程的控制下, 温跃层最大振幅不会超过 50 m.

对于外加的 SSWA 异常直接作用于模型温跃层的“翘板效应”, 我们做类似约束:

$$\eta_{\text{tilting}} = \text{res_2} * \tanh(\eta_{\text{tilting}} / \text{res_2}), \quad (26)$$

其中 res_2 设为 30 m.

对于模型中所用到的所有季节性信号, 都采用取盒子范围内区域的观测平均值. 对于 SSTA 方程中的平流项, 当且仅当平流为入流时才参与计算. 垂直方向的梯度以混合层上的梯度求区域平均. 其余所有参数都将通过第 2 章中的观测资料给出, 部分参数参考 Zebiak 等(1987)及 Chang 等(2000)给出的范围. 附录列出了模型中用到的所有参数值和基本态值.

3 模型的计算结果

3.1 无异常外力时的结果

模型的初始值设为 $T_{WIO} = 0.5^{\circ}\text{C}$, 其余盒子 SSTA 为零. 图 7 为模型在无外力作用下从第 18~25 年 SSTA 的时间序列. 可以看到模型能很快调整而进入稳定状态. 东太平洋 SSTA 振荡的极大值为 0.4°C , 出现在厄尔尼诺年的十月份; 振荡的最小值为 -1.2°C , 出现在拉尼娜事件第二年的二月. T_{CP} 振幅约为 T_{EP} 的 1/3. 在相位关系上, 厄尔尼诺事件中 T_{CP} 的极大值落后于 T_{EP} 大约两个月, 而 T_{WP} 的极小值领先 T_{EP} 极大值三个月左右; 拉尼娜事件中 T_{CP} 的极小值落后 T_{EP} 一个月, T_{WP} 的极大值落后 T_{EP} 最大负相位三个月. 总体来说, 模型的结果在太平洋部分当厄尔尼诺发生时与观测相比(Rasmusson 等, 1982)尽管振幅偏小, 但在简单模型的范围内基本反映出了 ENSO 事件的主要特征. 对印度洋部分, 模拟的 T_{WIO} 与 T_{EIO} 振幅与 T_{WP} 为同一量级, 约为 0.15°C . 在厄尔尼诺年份, T_{WIO}

能一直保持与 T_{EP} 同符号的 SSTA 相位, 而 T_{EIO} 则与 T_{EP} 呈反相位变化, 且极小值滞后于 T_{EP} 一个月; 在拉尼娜年份, T_{WIO} 亦和 T_{EP} 同相位, 而 T_{EIO} 保持为正值, 且滞后 T_{EP} 最小值三个月. 在无外力的情况下, 模型的震荡主要在太平洋区域, 且异常信号领先于印度洋部分. 可以说, 模型成功地表现出了由 ENSO 所带动的热带印度洋-太平洋地区热(冷)-冷(热)-热(冷)的 IPT 结构.

IPT 的结构在时间-经度图上能够看得更加清楚. 图 8(a)为模型 SSTA 与 SSWA 随时间增长的空间变化规律. 在厄尔尼诺年份(第 23 年), 热带东太平洋的 SSTA 会在当年春季迅速增长, 并随后逐渐向西传播; 热带西太平洋则在当年夏季出现负 SSTA, 同时伴随着西风异常在太平洋上空的生成. 几乎在厄尔尼诺发生的同时, 热带西印度洋的 SSTA 就开始升高, 使得在厄尔尼诺年的夏初 SSTA 场就出现了 IPT 模态, 而反向的风场则在两个月后明显形成. 需要指出的是, 热带东印度洋明显的冷相位出现在西太平洋变

图 7 模型在标准状态下从第 18~25 年 5 个盒子区域 SSTA 的时间序列

图8 模型在标准状态下 SSTA 与 SSWA(a)、温跃层异常与 SSCA(b)随时间的经度分布图

(a)中箭头指示 SSWA(m s^{-1}); (b)中箭头指示 SSCA(m s^{-1})

冷的两个月后,所以真正意义上的印度洋偶极子发生的时间应当在厄尔尼诺年的秋季(Saji等,1999).在拉尼娜年份(第25年),结构相同、符号相反的IPT模态也能明显看出.由于在模型中没有考虑暖池位置随ENSO发展的变化,模拟的IPT没有如观测中一样出现热带印度洋由半海盆尺度模态向整个海盆尺度模态转变.从温跃层深度异常和SSCA上看(图8(b)),在ENSO年份,模拟的温跃层深度亦表现出深(浅)-浅(深)-深(浅)的IPT模态.

3.2 有异常外力时的结果

从IOD年份的观测来看,异常的风场起到了很关键的作用(图6).由于模拟的IPT模态呈三年周期,所以我们将连续三年分别在印度洋施加模拟印度洋夏季风异常的外力,用以测试模型在印度洋出现IOD事件时的响应.异常风场的加入时间为6~8月,时间上呈正弦分布,最大强度为 1.5 m s^{-1} .

图9是在模型第21年施加异常风场后各变量的

时间-经度图.外力的加入会立刻引起印度洋SSTA的变化(图9(a)).西印度洋在当年夏季便有约 0.2°C 左右的正SSTA异常,而东印度洋SSTA能长期维持在 -0.4°C .印度洋在异常风场加入后不久便表现出了明显的西高东低的IOD模态.赤道西太平洋SSTA随着IOD的出现很快的下降,而太平洋中部在外力加载后逐渐增温,最大SSTA为 0.3°C ,与无外力时的最大正异常相当.从风场的角度看,较强的西风异常在外力加入后迅速出现在赤道西-中太平洋上空,其引起的下涌开尔文波会减弱东太平洋负的温跃层异常(图9(b)),进而减缓东太平洋变冷的步伐,使得其没有明显的异常出现.SSTA场和SSWA场在热带印度洋和热带中西太平洋区域的局部IPT结构由此得以形成.尽管我们施加的异常风场强度偏大(约为模型年际SSWA的2倍),但是模型的稳定性并没有因此受到很大程度的影响.在IOD年份结束后,模型自然地回到原先的震荡轨迹中.除在某些细节上存在差异之外,无外力作用下的IPT模态可以迅速重现.

图9 模型在外力作用于第21年后, SSTA与SSWA(a)、温跃层异常与SSCA(b)随时间的经度分布图

说明同图8

通过分析热带中太平洋 SSTA 的贡献项, 可以看到热带中太平洋变暖的原因主要是由于水平平流的增强(图 10(a)), 这个因素在加入外力的年份贡献了约 $0.07^{\circ}\text{C}/\text{月}$ 的 SSTA 升温. 模型中热带太平洋的水平平流由 4 项决定, 分别是西太平洋而来的 $u'_x \bar{T}$, $\bar{u} T'_x$ 和从东太平洋而来的 $u'_x \bar{T}$, $\bar{u} T'_x$. 图 10(b) 描述了这四项在震荡中的变化过程, 可以看到热带西太平洋异常暖平流是引起热带中太平洋升温的唯一原因, 其对 SSTA 的贡献达到 $0.1^{\circ}\text{C}/\text{月}$. 这说明热带中太平洋变暖实际上是由于暖池整体向热带中太平洋的入侵. 通过比较地转作用和风应力作用, 可以看到这种入侵主要是由 SSWA 产生的风应力异常引起(图 10(c)). 换句话说, 风应力诱导的异常热平流是中太平洋变暖的主因.

如果加入异常风场的时间是模型的拉尼娜年份(第 22 年, 图 11(a)), 原本西冷东热的热带印度洋也会有类似 IOD 的模式, 但强度要比第 21 年的情况弱.

在 IOD 的月份里, SSTA 在西印度洋的最大值仅有 0.1°C 左右, 在东印度洋的最小值平均也只有 -0.3°C . 暖池区下降的对流会削弱原有的在热带太平洋上盛行的东风异常, 使得拉尼娜现象较快地消失而西太平洋的暖水能够更加持久地出现. 由于热带太平洋暖池上空的东风异常被削弱, 在接下来的一年里, 热带太平洋温跃层异常基本上为零(图 11(b)). 热带东太平洋只有依靠在外力施加之前所引起的波动缓慢变化, 由此也不会引发明显的 SSWA 异常. 热带印度洋部分因为没有了太平洋的带动, 自身的变化也并不明显. 直到第 24 年, 模型的热带东太平洋才在模型固有震荡的调整之下开始一个很弱的厄尔尼诺年份, 然后逐渐回归到模型的内在 IPT 模式.

如果加入异常风场的时间是厄尔尼诺现象发生的第 23 年(图 12(a)), 原来处在冷相位的东印度洋 SSTA 会进一步加剧, 而西印度洋 SSTA 也较之自由震荡时增加. 热带印度洋此时表现的 IOD 模式和第 21 年加入外力相当. 对于太平洋部分, 暖池区下降

图 10 模型中太平洋在外力作用下从第 20~23 年的 SSTA 变化率(a)、SSTA 水平平流项部分中由 WP(蓝色)与 EP(红色)区域所决定的变化率(b)、太平洋由西太平洋暖平流中风应力项(虚线)和地转项(实线)的贡献(c)

(a)中蓝线表示线性衰减项 $-\lambda T$; 棕线表示水平对流项 $-\bar{T}^x u - \bar{u} T^x$; 绿线表示异常垂直对流项 $-\bar{w} T^z$; 黑线表示由 SSTA 引起的对流衰减项 $-\bar{w} T^z/h$; 红线表示跃层变化的影响 $\bar{w} \eta/h$; 紫线表示非线性衰减项 $-\varepsilon T^3$. (b)中变化率中异常温度梯度项为实虚线, 异常平流项为虚线

的对流会增强热带太平洋上空的西风异常, 使其能达到 1.0 m s^{-1} 的速度, 两倍于无外力扰动时的强度. 此外, 异常风场能使得东太平洋厄尔尼诺 SSTA 的强度从原来的 0.4°C 显著上升到 0.6°C , 并保持热带中太平洋 SSTA 正位相的持续的时间从原来的 7 个月增加到 9 个月左右. 热带西太平洋上空的强西风异常会引起赤道两侧较强的上涌罗斯贝波(图 12(b)), 进而于次年的夏季通过温跃层的调整引起一个加强的拉尼娜事件. 不过相对于前两种情况, 在厄尔尼诺年施加异常风场几乎没有造成 IPT 模态在时间上的断裂. 模型的震荡可以最快地回到无外力作用时的轨迹中.

4 讨论与结论

本文首先通过对观测资料的合成分析, 系统地

研究了热带太平洋和热带印度洋 SSTA, SSWA 和 SLPA 在 ENSO 和 IOD 年份的时空分布. 结果表明, IPT 模态是热带海气耦合系统的一个内在模态, 可由太平洋的 ENSO 或印度洋的 IOD 激发, 但以前者为主. 在 ENSO 年份, IPT 通常在夏季开始出现, 秋冬两季最为显著; 在厄尔尼诺(拉尼娜)秋季, SSTA 和 SSHA 在暖池区(热带西太平洋和东印度洋)为负(正), 而在热带东太平洋和西印度洋为正(负), 相应地沃克环流减弱(增强), 两个海盆中的 SSWA 呈反向变化; 在冬季, 由于东印度洋的风异常和气候态季风相互抵消, IPT 模态的最西一极扩展到整个热带印度洋. 在 IOD 年份, IPT 模态的强度较 ENSO 时期弱, 仅在夏、秋两季有所体现; 反向的 SSWA, 经向 SSTA 梯度和 SLPA 梯度虽然也比较明显, 但在空间上局限于热带印度洋和热带西-中太平洋区域.

图 11 模型在外力作用于第 22 年后, SSTA 与 SSWA(a)、温跃层异常与 SSCA(b)随时间的经度分布图

说明同图 8

在一个简化的理论模型框架下, 我们讨论了 IPT 模态的演变过程. 结果表明, 热带印度洋-太平洋的 IPT 结构能完全被 ENSO 所驱动. 当 ENSO 发生时, 随着热带西太平洋海表温度的变化和其上空风场的聚散, 热带印度洋上空的风场经大气桥的作用而改变; 改变后的风场通过温跃层的变化在热带印度洋建立起海表温度和海表风场之间的正反馈, 从而在整个热带印度洋-太平洋呈现出 IPT 结构. 当模型处在无 ENSO 事件的年份时, 通过在热带印度洋施加类似于印度洋夏季风异常的外力, 能够通过大气桥影响热带西太平洋和中太平洋, 并在当年秋季生成一个缩小的 IPT 模态; 此时热带太平洋中部的加热主要是由从西太平洋暖池区进入的暖平流所引起. 当异常风场出现在拉尼娜年份时, 太平洋的冷相位会相对快速地回到无异常状态; 而当异常风场出现在厄

尔尼诺年份时, 其诱导的 IOD 可以增强太平洋厄尔尼诺的强度及其持续时间.

资料分析和理论模型的结果都表明, ENSO 和 IOD 现象在年际尺度上有着很强的相关性, 这种相关性很大程度上表现为 IPT 模态. 当热带太平洋有 ENSO 事件发生时, 热带印度洋会有 IOD 事件的响应, 两个海盆之间的相互作用通过双圈沃克环流的改变而联系在一起. 由于 ENSO 本身强度较强, 持续时间较长, 它所带动的沃克环流变化相对明显, 表现出的 IPT 模态也相对显著. 反之, 当热带东太平洋没有较大异常而热带印度洋出现 IOD 现象时, IOD 也可以通过沃克环流的减弱来影响热带太平洋. 然而由于 IOD 的强度较弱, 持续时间较短, 加之热带东太平洋主要由海洋内部热含量变化控制, 所以由 IOD 带动的 IPT 模态影响范围仅局限于在热带印度洋和西-

图 12 模型在外力作用于第 23 年后, SSTA 与 SSWA(a)、温跃层异常与 SSCA(b)随时间的经度分布图

说明同图 8

中太平洋.

热带印度洋-太平洋海盆之间的相互作用在前人的研究中已经得到一定的关注. 例如, Chang 等(2000)用盒子模型对热带地区准两年震荡信号进行了探讨. 本文在 IPT 的理论框架内, 成功模拟了热带中-西太平洋的局部偶极子现象. 应当指出, 由 IOD 引起的热带中太平洋变暖的现象和近年来提出的“暖池厄尔尼诺”现象(Ashok 等, 2007; Kug 等, 2009)有很多的相似之处. 譬如, 它们的暖 SSTA 都位于热带太平洋中部, 而在东太平洋冷舌地区几乎没有信号(Lian 等, 2012); 又如, 它们都是从第一年夏季开始生成, 于当年初冬达到最大, 然后在第二年春天迅速消失; 再如, 热带太平洋中部的升温过程都主要是由西太平洋流入的暖平流决定(Kug 等, 2009). “暖池厄尔尼诺”现象的成因现在仍是学术界争论的热点问题之一(Kug 等,

2009; Yeh 等, 2009; Yu 等, 2010). 我们的结果表明, 这一现象很可能与来自印度洋的影响有关, 由热带印度洋异常(特别是夏季风异常)激发的 IPT 模态无疑能引起热带中太平洋的暖异常.

最后应该指出, 本文所建立的 IPT 海气耦合模型是高度简化了的概念性模型. 虽然模型的基本结构和参数都是基于观测资料, 但用 5 个盒子的平均状态和变化代表整个热带太平洋-印度洋显然过于理想化. 此外, 虽然模型中包含了主要的海洋动力过程(如平流、混合和赤道长波)及海气耦合过程(如表面风场与海表温度梯度的关系), 但未涉及平流与混合的相互作用(Wang 等, 1990)、混合的各种机制(Chen 等, 1994)以及热带海气系统的“热力耦合”(Chen 等, 2008). 在后续工作中我们将利用全球环流耦合模式开展进一步的研究.

附录

附表 1 模型中用到的主要参数

参数	数值	单位	参数	数值	单位
λ	125^{-1}	day^{-1}	ξ_p	$150/H$	无
ε	1.0	$\text{day}^{-1} \text{K}^{-2}$	ξ_{IO}	$50/H$	无
r	1.5	day^{-1}	χ_p	$1.0/H$	m s^{-1}
w_1	1.0	$\text{m s}^{-1} \text{K}^{-1}$	χ_{IO}	$2.25/H$	m s^{-1}
w_2	1.0	$\text{m s}^{-1} \text{K}^{-1}$	α	0.02	$\text{Kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$
w_3	0.5	$\text{m s}^{-1} \text{K}^{-1}$	g'	U_k^2/H	Kg m^{-3}
γ	0.1	K m^{-1}	$C_{\text{K_WCP}}$	7	s
κ	0.5	$\text{J}^{-1} \text{m s}^{-1}$	$C_{\text{R_WCP}}$	7	s
σ	0.1	$\text{K m}^{-1} \text{s}$	$C_{\text{R_CEP}}$	1	s
δ	1.0	J K^{-1}	$C_{\text{R_IO}}$	7	s
U_k	1.5	m s^{-1}			

其中, w_i 由观测通过线性回归获得; λ , r , γ , ξ 和 σ 根据 Zebiak 等(1987)给出; C_i , α , χ_i 和 κ 通过尺度分析给出(Chang 等, 2000).

水平平流基本态:

$$\overline{u_{\text{IO}}^x} = 0.1 + 0.15 \sin\left(\frac{2\pi(i-5)}{6}\right), \quad (\text{A-1})$$

$$\overline{u_{\text{WCP}}^x} = 0.15 \sin\left(\frac{2\pi(i-5)}{12}\right), \quad (\text{A-2})$$

$$\overline{u_{\text{CEP}}^x} = \begin{cases} -0.2 + 0.2 \cos\left(\frac{2\pi(i-6)}{6}\right), & i = 1 \sim 7, \\ -0.22, & i = 8 \sim 12. \end{cases} \quad (\text{A-3})$$

垂直速度基本态:

$$\overline{w_{\text{WIO}}} = \left(0.5 + 0.6 \cos\left(\frac{2\pi(i-5)}{6}\right)\right) \times 10^{-6}, \quad (\text{A-4})$$

$$\overline{w_{\text{EIO}}} = \left(1.0 + 1.0 \cos\left(\frac{2\pi(i-2)}{6}\right)\right) \times 10^{-6}, \quad (\text{A-5})$$

$$\overline{w_{\text{WP}}} = \left(0.3 + 0.8 \cos\left(\frac{2\pi(i-4)}{12}\right)\right) \times 10^{-6}, \quad (\text{A-6})$$

$$\overline{w_{\text{CP}}} = \left(1.0 - 1.5 \sin\left(\frac{2\pi(i-11)}{24}\right)\right) \times 10^{-6}, \quad (\text{A-7})$$

$$\overline{w_{\text{EP}}} = \left(3.0 + \sin\left(\frac{2\pi(i-10)}{12}\right)\right) \times 10^{-6}. \quad (\text{A-8})$$

水平温度梯度基本态:

$$\overline{T_{\text{IO}}^x} = \left(0.6 + 0.8 \cos\left(\frac{2\pi(i-8)}{12}\right)\right) \left/\left(\frac{L_1}{2}\right)\right., \quad (\text{A-9})$$

$$\overline{T_{\text{WCP}}^x} = \left(-1.0 - 0.5 \cos\left(\frac{2\pi(i-9)}{12}\right)\right) \left/\left(\frac{L_{\text{WP}} + L_{\text{CP}}}{2}\right)\right., \quad (\text{A-10})$$

$$\overline{T_{\text{CEP}}^x} = -1.0 + 0.4 \cos\left(\frac{2\pi(i-5)}{12}\right) \left/\left(\frac{L_{\text{CP}} + L_{\text{EP}}}{2}\right)\right. \quad (\text{A-11})$$

垂直温度梯度基本态:

$$\overline{T_{\text{WIO}}^z} = 0.05 + 0.03 \cos\left(\frac{2\pi(i-5)}{6}\right), \quad (\text{A-12})$$

$$\overline{T_{\text{EIO}}^z} = 0.02 + 0.02 \cos\left(\frac{2\pi(i-5)}{12}\right), \quad (\text{A-13})$$

$$\overline{T_{\text{WP}}^z} = 0.04, \quad (\text{A-14})$$

$$\overline{T_{\text{CP}}^z} = 0.02, \quad (\text{A-15})$$

$$\overline{T_{\text{EP}}^z} = \begin{cases} 0.1 + 0.02 \cos\left(\frac{2\pi(i-4)}{6}\right), & i = 1 \sim 6, \\ 0.08, & i = 7 \sim 12. \end{cases} \quad (\text{A-16})$$

参考文献

- Allan R J, Chambers D, Drosowsky W, et al. 2001. Is there an Indian Ocean dipole, and is it independent of the El Niño-Southern Oscillation? *Clivar Exch*, 6: 18–22
- Anderson D. 1999. Extremes in the Indian Ocean. *Nature*, 401: 327–328
- Ashok K, Guan Z, Yamagata T. 2001. Impact of the Indian Ocean Dipole on the relationship between the Indian Monsoon rainfall and ENSO. *Geophys Res Lett*, 28: 4499–4502
- Ashok K, Behera S K, Rao S A, et al. 2007. El Niño Modoki and its possible teleconnection. *J Geophys Res*, 112: C11007, doi: 10.1029/2006JC003798
- Behringer D W, Xue Y. 2004. Evaluation of the global ocean data assimilation system at NCEP: The Pacific Ocean. Preprints, Eighth Symp. on Integrated Observing and Assimilation Systems for Atmosphere, Oceans, and Land Surface. Seattle: Amer Meteor Soc. 2.3
- Bjerknes J. 1969. Atmospheric tele-connections from the equatorial Pacific. *Mon Weather Rev*, 97: 163–172

- Carton J A, Chepurin G, Cao X, et al. 2000a. A Simple Ocean Data Assimilation analysis of the global upper ocean 1950-1995, Part 1: Methodology. *J Phys Oceanogr*, 30: 294–309
- Carton J A, Chepurin G, Cao X, 2000b. A Simple Ocean Data Assimilation analysis of the global upper ocean 1950–1995, Part 2: Results. *J Phys Oceanogr*, 30: 311–326
- Chang C P, Li T. 2000. A theory for the tropical tropospheric biennial oscillation. *J Atmos Sci*, 57: 2209–2224
- Chen D, Cane M A. 2008. El Niño prediction and predictability. *J Comput Phys*, 227: 3625–3640
- Chen D. 2011. Indo-Pacific Tripole: An intrinsic mode of tropical climate variability. *Adv Geosci*, 24: 1–18
- Chen D, Busalacchi A J, Rothstein L M. 1994. The Roles of vertical mixing, solar radiation and wind stress in a model simulation of the tropical Pacific seasonal cycle. *J Geophys Res*, 99: 20345–20359
- Ducet N, Le Traon P Y, Reverdin G. 2000. Global high resolution mapping of ocean circulation from TOPEX/Poseidon and ERS-1 and -2. *J Geophys Res*, 105: 19477–19498
- Gill A E. 1980. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart J Roy Meteor Soc*, 106: 447–462
- Hastenrath S. 2002. Dipoles, temperature gradients, and tropical climate anomalies. *Bull Amer Meteor Soc*, 83: 735–738
- Jin F F. 1997a. An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part I: Conceptual model. *J Atmos Sci*, 54: 811–829
- Jin F F. 1997b. An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part II: A stripped-down coupled model. *J Atmos Sci*, 54: 830–847
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. *Bull Amer Meteor Soc*, 77: 437–472
- Kug J S, Jin F F, An S I. 2009. Two types of El Niño events: Cold tongue El Niño and warm pool El Niño. *J Clim*, 22: 1499–1515
- Levitus S, Gelfeld R. 1992. NODC Inventory of Physical Oceanographic Profiles, Key to Oceanographic Records Documentation. Washington DC: Natl Oceanic Data Cent. 18
- Li T, Wang B, Chang C P, et al. 2003. A theory for the Indian Ocean dipole-zonal mode. *J Atmos Sci*, 60: 2119–2135
- Lian T, Chen D. 2012. An evaluation of rotated EOF analysis and its application to tropical Pacific SST variability. *J Clim*, 25: 5361–5373
- Meyers G, McIntosh P, Pigot L, et al. 2007. The years of El Niño, La Niña and interactions with the tropical Indian Ocean. *J Clim*, 20: 2872–2880
- Nigam S, Shen H S. 1993. Structure of oceanic and atmospheric low-frequency variability over the tropical Pacific and Indian Oceans. Part I: COADS observations. *J Clim*, 6: 657–676
- Nicholson S E. 1997. An analysis of the ENSO signal in the tropical Atlantic and western Indian Oceans. *Intl J Climatol*, 17: 345–375
- Picaut J, Masia F, du Penhoat Y. 1997. An advective-reflective conceptual model for the oscillatory nature of the ENSO. *Science*, 277: 663–666
- Rasmusson E M, Carpenter T H. 1982. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Mon Weather Rev*, 110: 354–384
- Rayner N A, Parker D E, Horton E B, et al. 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J Geophys Res*, 108: 4407, doi: 10.1029/2002JD002670
- Sakova I, Meyers G A, Coleman R. 2006. Interannual variability in the Indian Ocean using altimeter and IX1-expendable bathy-thermograph (XBT) data: Does the 18-month signal exist? *Geophys Res Lett*, 33: 1–5
- Saji N H, Goswami B N, Vinayachandran P N, et al. 1999. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 401: 360–363
- Suarez M J, Schopf P S. 1988. A delayed action oscillator for ENSO. *J Atmos Sci*, 45: 3283–3287
- Wang D P, Chen D, Sherwin T J. 1990. Coupling between mixing and advection in shallow sea front. *Cont Shelf Res*, 10: 123–136
- Xie S P, Annamalai H, Schott F A, et al. 2002. Structure and mechanisms of South Indian Ocean climate variability. *J Clim*, 15: 864–878
- Yamagata T, Behera S K, Rao S A, et al. 2003. The Indian Ocean Dipole: A physical mode. *Bull Am Meteorol Soc*, 84: 1418–1422
- Yeh S W, Kug J S, Dewitte B, et al. 2009. El Niño in a changing climate. *Nature*, 461: 511–514
- Yu J Y, Kim S T. 2010. Three evolution, patterns of central Pacific El Niño. *Geophys Res Lett*, 37: L08706, doi: 10.1029/2010GL042810
- Yu L, Rienecker M M. 1999. Mechanisms for the Indian Ocean warming during 1997–98 El Niño. *Geophys Res Lett*, 26: 735–738
- Zebiak S, Cane M A. 1987. A model El Niño-Southern Oscillation. *Mon Weather Rev*, 115: 2262–2278
- Zhou L, Murtugudde R, Jochum M. 2008. Seasonal influence of Indonesian Throughflow in the southwestern Indian Ocean. *J Phys Oceanogr*, 38: 1529–1541