

邢会斌, 陈昇, 徐康, 等. 季风转换期印度洋经向热输运的年际变异及其机理[J]. 海洋学报, 2021, 43(12): 26–37, doi:10.12284/hyxb2021105
Xing Huibin, Chen Sheng, Xu Kang, et al. Interannual variability of meridional heat transport and its mechanism in the Indian Ocean during monsoon transitions[J]. Haiyang Xuebao, 2021, 43(12): 26–37, doi:10.12284/hyxb2021105

季风转换期印度洋经向热输运的年际变异及其机理

邢会斌^{1,2}, 陈昇^{1,3,4}, 徐康^{1,3,4}, 王卫强^{1,3,4*}

(1. 中国科学院南海海洋研究所 热带海洋环境国家重点实验室, 广东 广州 510301; 2. 中国科学院大学, 北京 100049; 3. 南方海洋科学与工程广东省实验室(广州), 广东 广州 511458; 4. 中国科学院南海生态与环境工程创新研究院, 广东 广州 511458)

摘要: 本文采用 SODA3.4.2 再分析数据和 POP2 海洋模式研究了季风转换期间(春季和秋季)热带印度洋经向热输运异常(Meridional Heat Transport Anomaly, MHTA)的年际变异特征。春季 MHTA 存在两个主要模态, 即一致模态和辐合辐散模态: 一致模态表现为热带印度洋上层一致的向北输运, 受热带印度洋海温一致模态相关的赤道反对称风场(赤道以北/南为东北风/西北风异常)调控; 辐合辐散模态则呈现关于赤道对称的表层辐散次表层辐合特征, 受控于赤道以南的热带西南印度洋和副热带东南印度洋海温偶极子。然而, 秋季 MHTA 仅表现为辐合辐散模态, 受到印度洋偶极子期间赤道东风和赤道外反气旋式风应力异常影响。此外, POP2 敏感性试验也验证了印度洋海温模态影响下异常风场对 MHTA 的调控作用, 即反对称的风引起一致向北的 MHTA, 赤道东风异常引起 MHTA 表层辐散、次表层辐合现象。因此, 热带印度洋海气耦合模态年际变化对印度洋上层热量再分配有着重要的意义。

关键词: 季风转换期; 经向热输运; 一致模态; 辐合辐散模态; 年际变率; 印度洋偶极子

中图分类号: P731.11

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2021)12-0026-12

1 引言

海洋是地球上最大的热库, 可以存储大量的热量, 并且可以直接通过海气界面与大气进行热交换, 故而海洋中热含量变化对全球气候有非常显著的影响^[1-2]。经向热输运(Meridional Heat Transport, MHT)是海洋热带-副热带之间热量交换的桥梁, 是海洋热量再分配的重要途径。就全球纬向和长期平均而言, 海洋和大气的经向热输送大小相当, 二者同等重要^[3-4]。因而, 海洋 MHT 的气候变率会影响大洋上层的热量分布, 从而影响全球气候。北印度洋受到以风应力为主导的动力强迫和以海面热通量为主导的热

力强迫, 在年平均情况下, 北印度洋得到热量^[5], 海洋得到的热量借由经向流跨赤道向南输运^[6-8]。以往有较多研究估算过印度洋年平均的 MHT, 量值从-0.2 PW 至-0.8 PW 不等^[9-15]。特别地, 印度洋 MHT 主要由海洋上层的埃克曼部分主导^[16-18], 且与海面净热通量和经向跨赤道流有关^[19-21]。年际尺度上, 印度洋 MHT 异常(MHT anomaly, MHTA)具有显著的准两年变化周期, 而准两年变化是印度洋海气耦合系统中最显著的特征之一^[22-23], 其中季风和印度洋偶极子(Indian Ocean Dipole, IOD)都有显著的准两年变化周期, 与 MHTA 存在着紧密联系。Webster 等^[24]发现异常偏强(弱)的季风可以导致异常偏强(弱)的 MHT, 使得北

收稿日期: 2021-03-19; 修订日期: 2021-04-30。

基金项目: 中国科学院战略性先导科技专项(XDA20060502); 国家自然科学基金(42076020, 41776023); 中国科学院青年创新促进会人才专项(2020340); 中国科学院南海海洋研究所南海新星项目(NHXX2018WL0201); 南方海洋科学与工程广东省实验室(广州)人才团队引进重大专项(GML2019ZD0306); 中国科学院南海生态环境工程创新研究院自主部署项目(ISEE2018PY06); 中国科学院重点部署项目(ZDRW-XH-2019-2); 热带海洋环境国家重点实验室(中国科学院南海海洋研究所)自主研究项目(LTOZZ2101)。

作者简介: 邢会斌(1991—), 男, 河北省邯郸市人, 博士研究生, 主要从事环流动力学研究。E-mail: hbxing@scsio.ac.cn

*** 通信作者:** 王卫强(1971—), 男, 研究员, 主要从事印度洋环流动力学和海气相互作用研究。E-mail: weiqiang.wang@scsio.ac.cn

印度洋异常偏冷(暖),翌年夏季风也异常偏弱(强)。此外,MHTA和IOD也有一定的联系^[25-27],MHTA可以显著影响季风的强弱,而季风异常又可以通过调制海盆两侧垂向流进而影响IOD的变化。Sun等^[28]指出混合层MHTA向两极输运的年际特征与IOD有关。

与其他大洋不同,印度洋是个半封闭的大洋,印度洋海域的北边界只到20°N左右,因而形成了显著的海陆热力差异,使热带印度洋成为全球典型的季风区。春季和秋季作为印度洋季风转换期,期间海洋热力状况和高低空大气环流既可以影响季风爆发的早晚和强度,也对非洲、东亚和南亚等周边国家和地区的气候变化有重要的影响^[29-33]。热带印度洋最典型的年际模态——海温海盆一致模(Indian Ocean Basin Mode, IOB)^[34-35]和印度洋偶极子^[25,36-37]均发生在季风转换期,且具有明显的季节锁相特征。IOB是热带印度洋海面温度异常(Sea Surface Temperature Anomaly, SSTA)对厄尔尼诺(El Niño)事件的滞后响应^[35,38-39],呈现出整个热带印度洋一致增暖或冷却的特征,在春季达到峰值,与南亚夏季风有密切关系^[40]。IOB一方面可以引起对流层开尔文波,波动东传至东印度洋从而维持菲律宾反气旋的存在,进而影响亚洲夏季风^[41];也可以通过水汽输运的“大气桥”过程来影响南亚夏季风降水的强度和持续时间^[40,42]。IOD则是热带印度洋固有的海气耦合年际模态,表现为热带东、西印度洋异常相反的海温偶极子特征,在秋季达到峰值。IOD期间东南印度洋跨赤道水汽输送可以影响印南亚夏季风及其降水^[43-44],且IOD和El Niño对夏季风的作用相当^[45-47]。Sharma等^[48]研究发现夏-秋季赤道纬向风可以通过印度洋东边界沿岸开尔文波和反射罗斯贝波来影响印度中部夏季风降水。季风也可以影响IOD变化,异常偏强的夏季风可以引起赤道东风异常,进而通过印度洋海洋动力响应影响表层和次表层海水温度梯度来影响IOD^[49-52]。此外,Zhang等^[53]指出南海夏季风可以增强苏门答腊和爪哇岛沿岸的西南风,也可以影响IOD的发展。综上所述,季风转换期热带印度洋典型的海气耦合模态可以改变印度洋海洋热力状况,进而通过海气相互作用影响季风的变异,因而具有重要的气候意义。

前人研究发现,热带印度洋MHTA具有显著的准两年周期,与印度洋典型的海气耦合模态IOB和IOD相关,然而这两种模态是否主导了季风转换期MHTA的年际变异,目前还缺乏进一步的研究。除此之外,在这些海气耦合模态影响MHTA年际变异过程中,以往的研究仅仅关注了异常风场强迫下海洋表

层流场的变异,而海洋次表层过程在其中的角色还缺乏进一步的了解,也较少有工作关注海洋次表层过程对MHTA的影响。因此,结合再分析海洋同化资料和海洋模式敏感性试验,本文重点研究热带印度洋春季和秋季MHTA主要年际模态和变异机理,并进一步对春季和秋季主要年际模态进行了对比分析。

2 数据和方法

2.1 数据

文中风应力、海水温度和流速数据来自于美国马里兰大学开发的3.4.2版本简单海洋同化的再分析数据集(Simple Ocean Data Assimilation v3.4.2, SODA3.4.2)^[54]。SODA3.4.2是基于美国国家海洋和大气管理局地球物理流体动力学实验室CM2.5(Geophysical Fluid Dynamics Laboratory CM2.5, GFDL CM2.5)耦合模式的海洋单元Modular Ocean Model v5^[55]。模式的海表面风场和热通量强迫来自ERA-Interim(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Reanalysis Interim)数据集^[56]。产品的时间范围为1980年1月至2016年12月,水平分辨率为0.5°×0.5°,在垂向上分为不均匀的50层,在海洋上层分辨率较高,随着深度的加深,分辨率相对粗糙。与2.2.4版本相比,3.4.2版本同化的水文和海温观测数量提升了40%,大大提升了模式在热带和极地的精度,在上层海洋的系统误差已经和无模式客观统计分析(No Model Statistical Objective Analysis)的结果相当,是研究热带海洋动力过程很合适的一套再分析产品^[57-59]。

文中海表面温度数据使用的是英国气象局哈德利中心(Met Office Hadley Centre)提供的HadISST(Hadley Centre Global Sea Ice and Sea Surface Temperature Dataset)数据集^[60],水平分辨率为1.0°×1.0°。本文使用的10 m风场数据来自于欧洲中期天气预报中心(European Center for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF)发布的第五代全球气象再分析产品(ERA5),该产品覆盖时间从1979年至今,大气再分析数据水平分辨率为0.25°×0.25°^[61]。

2.2 海洋模式

本文利用美国国家大气研究中心公开的通用地球系统模式(the Community Earth System Model version 1.2.2, CESM)^[62]中海洋动力模式(the Parallel Ocean Program version 2.0, POP2)^[63-64]进行敏感性试验来研究印度洋季风转换期间不同海温模态引起的风场异常对MHTA年际变异的影响。POP2海洋模式由美国洛斯阿拉莫斯国家实验室开发,是一个静力、自由

表面的原始方程组模式^[63]。本文模拟试验中,海洋和海冰动力模式采用格林兰偏极网格,具有近似 1° 的水平分辨率,径流采用 $1^\circ \times 1^\circ$ 的水平网格。垂直方向上,海洋模式共包含 60 个不等距的层次,其中在上 305 m 深度分为 27 层。

2.3 方法

本文中经向热输运计算公式为

$$Q_m = \rho C_p \iint v T dx dz, \quad (1)$$

式中, Q_m 为经向热输运 (PW), C_p 为海水的比热容 ($3986 \text{ J}/(\text{kg} \cdot ^\circ\text{C})$), ρ 为海水密度 ($1025 \text{ kg}/\text{m}^3$), v 为经向流速 (单位: m/s), T 为海水温度 (单位: $^\circ\text{C}$)。

将海水温度和经向速度进行平均态和异常态分解:

$$v = \bar{v} + v', \quad (2)$$

$$T = \bar{T} + T', \quad (3)$$

则得到经向热输运异常:

$$Q'_m = \rho C_p \iint v' \bar{T} dx dz + \rho C_p \iint \bar{v} T' dx dz + \rho C_p \iint v' T' dx dz. \quad (4)$$

本文中还使用到 IOD 和 IOB 指数: IOD 指数是热带西印度洋 ($10^\circ\text{S} \sim 10^\circ\text{N}$, $50^\circ \sim 70^\circ\text{E}$) 和东南热带印度洋 ($10^\circ\text{S} \sim 0^\circ$, $90^\circ \sim 110^\circ\text{E}$) 二者区域平均的 SSTA 之差^[36]; IOB 指数用热带印度洋 ($20^\circ\text{S} \sim 20^\circ\text{N}$, $40^\circ \sim 120^\circ\text{E}$) 区域平均 SSTA 经验正交分解 (Empirical Orthogonal Function, EOF) 第一模态对应的时间序列来表征。综合所有资料, 本文研究时段为 1980–2016 年, 为了更好地反映经向热输运年际特征, 所有变量均扣除了趋势和气候态。

3 季风转换期经向热输运主要年际模态及其成因分析

3.1 主要年际模态

春季 (3–5 月) 和秋季 (9–11 月) 是印度洋冬、夏季风的转换期, 转换期经向热输运变异可以调制季风爆发的早晚和强度。为了探究热带印度洋春季和秋季 MHTA 的主要年际变化, 对纬向平均的 MHTA 进行 EOF 分析。结果表明: 热带印度洋春季和秋季 MHTA 存在显著的年际变异 (图 1)。春季第一模态和第二模态的解释方差分别为 32% 和 21%, 第三模态解释方差仅仅为 8%, 远小于前两个模态。同时, 对 EOF 分解的模态进行 North 检验, 结果表明春季第一和第二模态是显著且独立的 (图略), 因此, 春季 MHTA 存在两个主要年际模态。春季第一、第二模态时间序列 (Principal Component, PC) 的标准差 (Standard Deviation, STD) 分别为 0.74 和 0.61 (图 2)。春季主模态在 $12^\circ\text{S} \sim 10^\circ\text{N}$ 内的热带上层印度洋呈现一致向北输运的特征, 极值中心大概在 5°S , 平均影响深度为 50 m, 且影响深度在赤道以南较深 (图 1a)。春季第二模态表现为关于赤道对称的辐合辐散特征, 即在表层 (一般为混合层, 深度为 50 m) 内, 赤道以南为负异常, 以北为正异常; 在次表层 (一般深度为 50–130 m) 内则呈现出与混合层内正好相反的特征, 即在赤道以南为正异常, 以北为负异常 (图 1c)。混合层 (次表层) 正、负极值中心出现在 2°N (2°S) 和 2°S (2°N) 附近, 且主要分布在 $10^\circ\text{S} \sim 10^\circ\text{N}$ 。方差贡献和时空变异

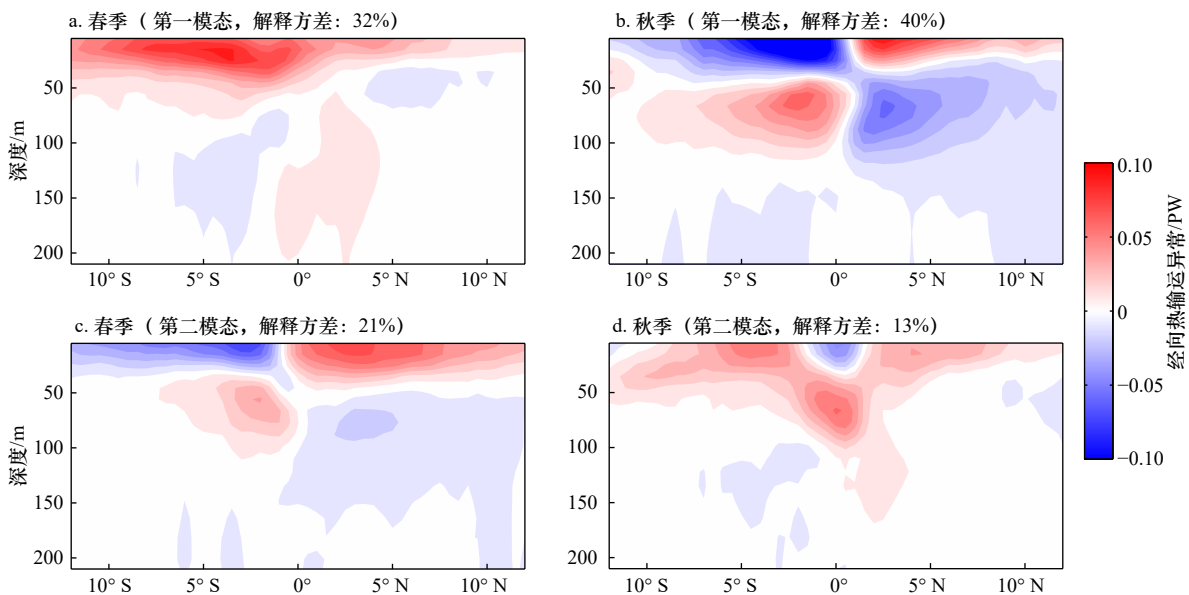


图 1 春季和秋季经向热输运异常 EOF 分解的空间分布

Fig. 1 Major interannual modes of meridional heat transport anomaly during monsoon transitions

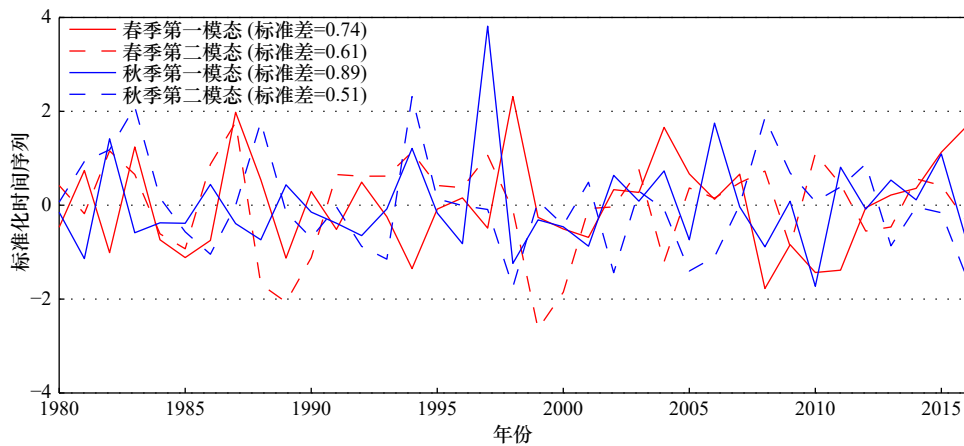


图2 EOF分解的标准化时间序列

Fig. 2 The corresponding normalized principal components of EOF analyses

结果均表明,春季MHTA第一和第二模态贡献相当,二者皆为春季MHTA的主要模态,分别称为春季一致模态和春季辐合辐散模态。秋季第一模态解释方差为40%,第二模态的解释方差仅仅为13%,远小于第一模态,表明秋季MHTA只有一个主要模态,PC1的STD为0.89(图2)。秋季MHTA第一模态出现了关于赤道对称的辐合辐散特征,基本特征与春季第二模态类似,但表层和次表层的特征更明显,称之为秋季辐合辐散模态;第二模态则呈现出向北的输运特征,最深可达100 m,在赤道附近的混合层内出现弱的南向输运(图1b,图1d)。综上所述,热带印度洋MHTA在春季存在两个显著年际模态,在秋季仅存在一个显著年际模态,分别称之为春季一致模态、春季辐合辐散模态和秋季辐合辐散模态。

根据式(1)至式(4),MHTA可以分解为:由经向流速异常和平均温度引起的 $v\bar{T}$ 项,经向温度异常和平均流速引起的 $\bar{v}T$ 项和经向流速异常和经向温度异常引起的 vT 项。将分解项进行分别回归春季和秋季MHTA年际模态对应的标准化时间序列(Normalized Principal Component, NPC),结果如图3所示。热带印度洋春季和秋季MHTA的年际模态均受经向流速异常主导的 $v\bar{T}$ 项控制,海温变化引起的 $\bar{v}T$ 项和海温异常和经向流速异常共同变化引起的 vT 项对MHTA贡献甚微。纬向平均的等温线在12°S~12°N分布相对平坦,并不能引起上述的年际模态。以上分析表明,季风转换期热带印度洋MHTA主要年际模态由纬向平均的经向流速异常导致。

3.2 变异机理

为了进一步揭示MHTA年际模态的形成机制,将印度洋SSTA和海表面风应力异常回归到春季一

致模态、春季辐合辐散模态、秋季辐合辐散模态所对应的标准化时间序列(图4)。

与春季一致模态相关的SSTA在整个热带印度洋呈现出一致增暖的特征(图4a),其正异常中心出现在赤道至15°S的西南印度洋,最大海温正异常超过0.27°C/STD,与IOB事件SSTA的空间分布特征一致。受海温异常影响,热带印度洋出现了关于赤道对称的反对称风应力异常(“C型”风场),赤道以北(南)为东北(西北)风应力异常,且在南半球更强。受地转偏向力的影响,“C型”反对称风场会导致一致向北的埃克曼输运特征(图1a)。此外,春季一致模态对应的时间序列和IOB指数的相关系数可达0.68,且风场和海温场均表现出IOB模态峰值时期的特征^[65-66],表明春季一致模态受到IOB调控。

与春季辐合辐散模态相关的SSTA表现为赤道以南印度洋东-西向“跷跷板”分布特征(图4b)。80°E以西为正海温异常,正异常中心出现在20°S至赤道的热带西南印度洋(20°S~0°,40°~70°E),最大正异常超过0.2°C/STD;80°E以东为负海温异常,负异常中心出现在澳大利亚西海岸的副热带东南印度洋(40°~15°S,100°~120°E),最大负异常超过-0.25°C/STD。受海温异常影响,赤道地区以东风异常为主,东风异常可以直接导致表层水体和热量向极地方向输送。同时,在赤道以南(北)的印度洋存在强(弱)的反气旋风场异常,位于南半球强的反气旋式风应力异常导致埃克曼下降流,使得局地温跃层加深,从而在南(北)半球从20°S(10°N)到赤道地区存在一条正温跃层异常的脊带。赤道外温跃层变化有利于形成赤道向的地转输运,且赤道以南的地转输运比赤道以北大(图1b,图5a)。因此,春季辐合辐散模态受到赤道

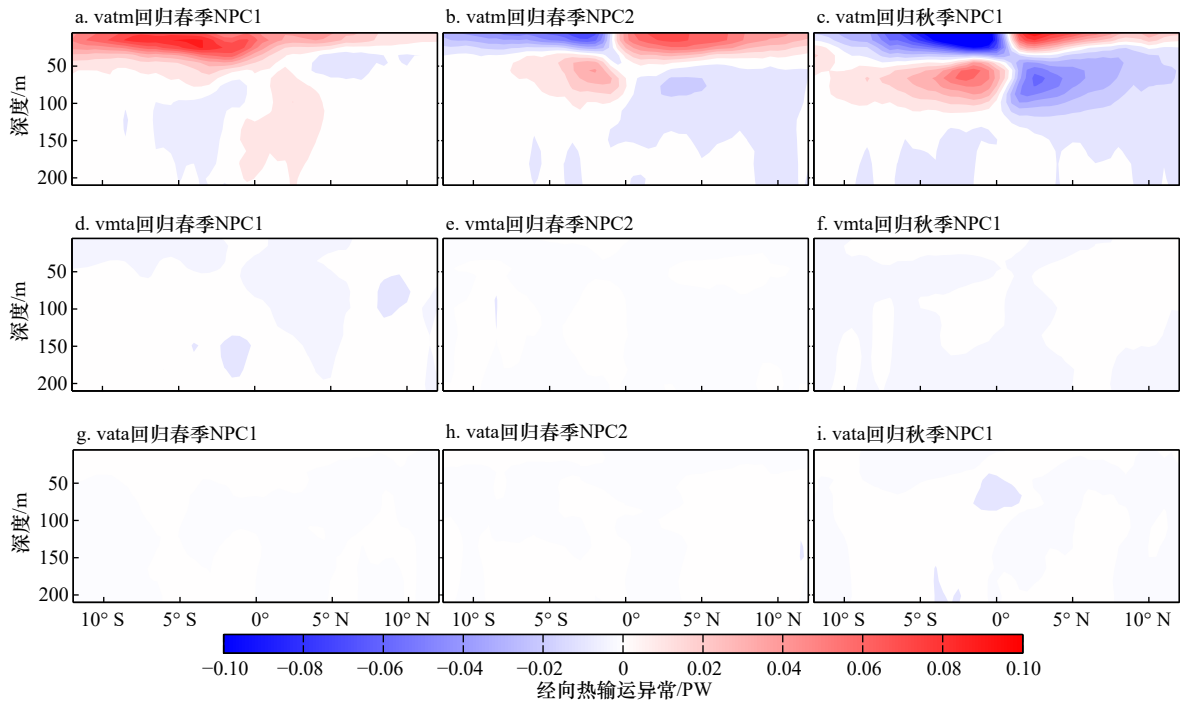


图 3 径向热输运异常分解项分别回归春季和秋季径向热输运异常对应的 NPCs

Fig. 3 Decomposition terms of meridional heat transport anomaly regressed onto spring and autumn meridional heat transport anomaly NPCs

a, d, g 分别由 $v\overline{T}$ 项 (vatm)、 $\overline{v}T'$ 项 (vmta) 和 $v'T'$ 项 (vata) 导致的春季 MHTA 回归春季第一模态 NPC; b, e, h. 与 a, d, g 类似, 只是用春季 MHTA 分解项回归春季第二模态 NPC; c, f, i. 与 a, d, g 类似, 只是用秋季 MHTA 分解项回归秋季第一模态 NPC
 a, d, g are the MHTA induced by the $v\overline{T}$ (vatm), $\overline{v}T'$ (vmta) and $v'T'$ (vata) term regressed onto spring NPC1; b, e, h. same as a, d, g, but regressed onto spring NPC2; c, f, i. same as a, d, g, but regressed onto autumn NPC1

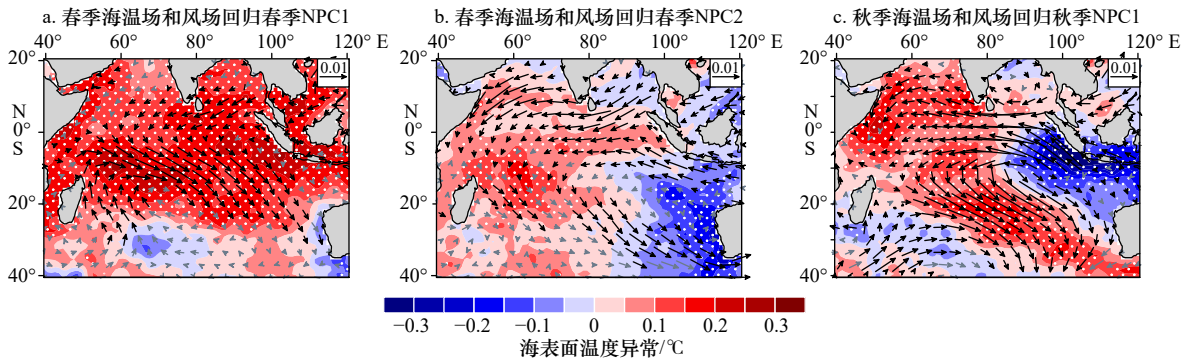


图 4 春季海表面风应力异常(单位: N/m^2)和海表面温度异常(SSTA)分别回归春季一致模态(a)和辐合辐散模态(b)所对应的 NPC1 和 NPC2; 秋季海表面风应力异常和 SSTA 回归秋季辐合辐散模态所对应的 NPC1(c)

Fig. 4 Spring wind stress anomalies (unit: N/m^2) and sea surface temperature anomaly (SSTA) regressed onto spring NPC1 (a) and NPC2 (b), respectively; autumn wind stress anomalies and SSTA regressed onto autumn NPC1 (c)

打点区域 SSTA 超过 90% 信度检验, 黑色矢量箭头超过 90% 信度检验

The white dotted areas represent SSTA regression is exceeding 90% significance level. The black wind vectors represent wind field regression is exceeding 90% significance level

以南热带西南印度洋和副热带东南印度洋纬向海温异常偶极子的影响。

与秋季辐合辐散模态相关的 SSTA 呈现出东-西向偶极子分布特征(图 4c)。正异常中心位于热带西印度洋和副热带中印度洋, 最大海温正异常超过

0.22°C/STD, 负异常中心位于(10°S~0°, 90°~120°E), 最大海温负异常超过-0.35°C/STD, 热带地区 SSTA 分布特征与 IOD 盛期一致。受海温偶极分布影响, 强劲的赤道东风异常引起表层水体和热量向两极方向埃克曼输送。苏门答腊和爪哇岛沿岸存在西南风

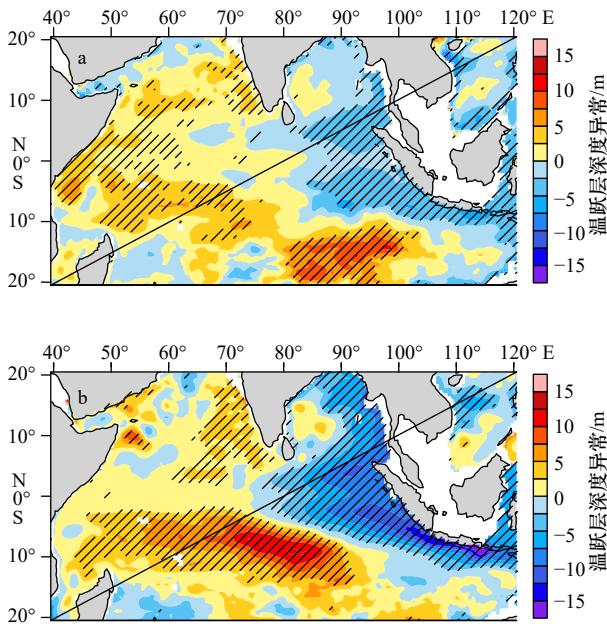


图5 春季和秋季的温跃层深度异常分别回归春季 NPC2(a)和秋季 NPC1(b)辐合辐散模态所对应的 NPCs

Fig. 5 Spring and autumn thermocline depth anomalies regressed onto spring NPC2 (a) and autumn NPC1 (b), respectively

阴影区域温跃层深度异常超过 90% 信度检验

Shaded areas represent the regression is exceeding 90% significance level

异常,使得局地温跃层变浅,从而有利于局地的负 SSTA 以及纬向 SSTA 梯度的发展;赤道外热带印度洋存在关于赤道对称的反气旋式风应力异常,该风场配置均与春季辐合辐散模态类似,使得表层水体和热量呈现出关于赤道对称的辐散的特征,而在次表层则出现关于赤道对称的辐合特征。进一步发现,秋季辐合辐散模态对应的时间序列和 IOD 相关系数达 0.85,且风场和海温场均表现出 IOD 模态在峰值时期的特征,表明秋季辐合辐散模态受控于 IOD。此外,春季辐合辐散模态对应的时间序列和 DMI 相关系数仅为 0.16(不显著),说明虽然春季和秋季辐合辐散模态受到印度洋海温模态在赤道地区导致的异常东风影响,但春季赤道东风异常和秋季 IOD 导致的东风异常并无关系,进一步说明了春季纬向海温异常偶极子的独立性。

因此,印度洋 MHTA 年际模态反映的是经向流将海洋热量再分配的过程,而经向流的变化是上层海洋流场对海表面风场的变化的动力响应,即春季一致模态受到一致向北的异常经向流主导,而经向流异常由春季反对称风场引起的埃克曼过程导致;春季和秋季辐合辐散模态受到异常经向流在次表层辐合、表

层辐散调控,而这种流场结构由赤道东风和赤道外反气旋风应力异常引起的表层埃克曼辐散和次表层地转辐合所致。

为了进一步验证印度洋海温模态对 MHTA 的影响,将 MHTA 春季一致模态、春季辐合辐散模态、秋季辐合辐散模态分别回归 IOB 指数、春季纬向海温异常偶极子指数和 DMI 指数(图 6)。这里的春季纬向海温异常偶极子指数采用热带西南印度洋(20°S~0°,40°~70°E)和副热带东南印度洋(40°~15°S,100°~120°E)区域平均的 SSTA 之差。回归结果表明:IOB 可以引起一致向北的热运输特征;春季纬向海温异常偶极子则可以使热量在表层辐散、次表层辐合特征;而 IOD 则可以使秋季 MHTA 呈现出显著的辐合辐散特征,与图 1 的结论一致。

3.3 经向热运输春秋模态的对比

春季 MHTA 存在 2 个主要年际模态,即一致模态和辐合辐散模态;而秋季仅有一个主要年际模态,即辐合辐散模态。为了进一步分析这 3 个模态成因的差异,对春季一致模态/秋季辐合辐散模态和春季辐合辐散模态/秋季辐合辐散模态的特征和形成机制进行了对比分析。

首先对比了主模态的异同。春季和秋季 MHTA 主模态均受到赤道和赤道外异常风场影响,然而,春季主模态受到 IOB 的影响,而 IOB 是太平洋 El Niño 激发的印度洋海温模态,是对太平洋 El Niño 事件的滞后响应;秋季主模态受到 IOD 的控制,IOD 是热带印度洋局地的海气耦合模态。IOD 盛期,在热带印度洋出现显著的西正东负的海温偶极子、赤道东风和赤道外反气旋式风应力异常,异常风场和海温场使得秋季 MHTA 呈现出辐合辐散的特征。IOD 有时候会伴随 El Niño 事件发展,但在纯 IOD 事件中 MHTA 同样被辐合辐散模态主导,而在纯 El Niño 事件中,MHTA 并没有出现辐合辐散特征,因此,El Niño 对秋季辐合辐散模态起到了增强而非主导作用。春季主模态受到 El Niño 滞后遥强迫,而秋季主模态受到印度洋固有海气耦合模态强迫,海气耦合模态的差异决定了春季和秋季主模态的不同。

春季和秋季的辐合辐散模态都受到印度洋海温偶极子产生的风场异常影响,但春季纬向海温异常偶极子和 IOD 是相互独立的两个海气耦合模态(二者相关系数小于 0.2)。两个相互独立的海温模态都在热带印度洋引起了赤道东风和赤道外反气旋式风应力异常,类似的风场分布使得海洋产生了类似的动力响应,最终 MHTA 均表现出表层辐散,次表层辐合的特

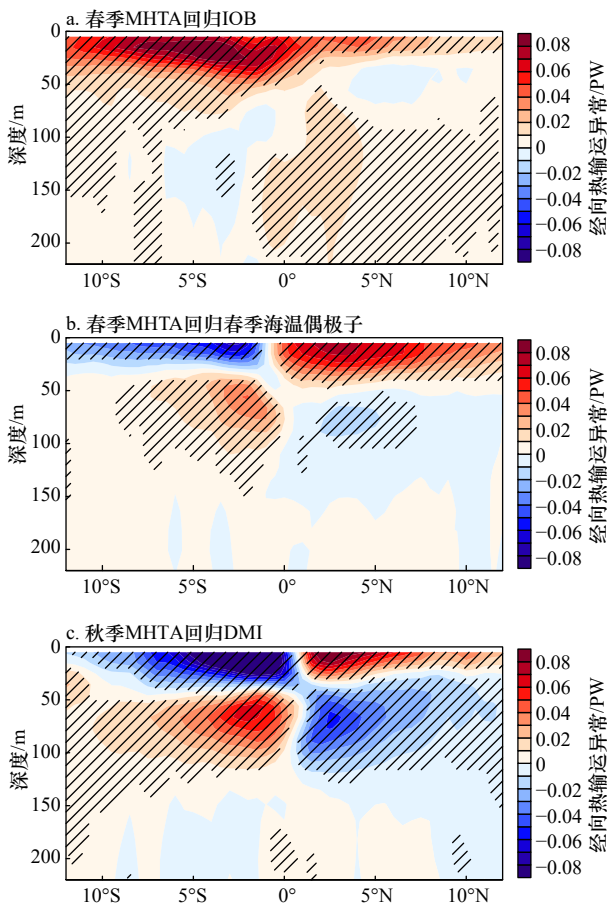


图6 春季MHTA回归标准化的春季IOB指数(a)和春季纬向海温异常偶极子指数(b),秋季MHTA回归标准化的秋季DMI指数(c)

Fig. 6 Spring MHTA (units: PW) regressed onto the spring IOB index (a) and SSTA dipole mode index (b), respectively.

Autumn MHTA regressed onto the autumn DMI index (c)

阴影区域 MHT 异常超过 90% 信度检验

Shaded areas represent the regression is exceeding 90% significance level

征(图1)。但二者也存在一定的差别,首先,海温偶极子成因的差异。秋季海温偶极子的两极分别位于热带印度洋的东部和西部,是热带印度洋海气耦合过程,但春季纬向海温异常偶极子的两极分别在赤道以南的热带和副热带地区,反映的是热带和副热带之间的联系(图4b,图4c)。特别地,春季纬向海温异常偶极子在印度洋地区有着不可忽略的作用(模态方差贡献达15.6%),是印度洋局地海气相互作用的结果,也是研究热带-副热带印度洋相互作用的桥梁。其次,春季辐合辐散模态是春季MHTA第二模态,表层MHTA在赤道以北更强,次表层的在赤道以南更强;而秋季辐合辐散模态是主模态,表层和次表层MHTA在赤道以南均比赤道以北更强(图1,图4)。最后,二者温跃层变化的不同,春季温跃层变化比秋季小,春

季赤道外反气旋式风应力异常中心在 10°N (15°S)附近,而秋季的中心在 10°N (10°S)附近,南半球的中心在秋季更强也更偏北,相应的温跃层负异常中心的位置也比春季的更偏北(图4,图5)。由于温跃层的不同,春季和秋季辐合辐散模态中次表层辐合也有差异。综上,虽然春季和秋季海温偶极子二者相互独立,但二者都在热带印度洋导致了类似的异常风场,受异常风场影响,春季和秋季MHTA出现了表层辐散、次表层辐合的特征。但由于二者海温模态和温跃层的差异,春季和秋季的辐合辐散模态也存在一定的差别。

4 数值模拟结果

由前文可知,季风转换期间热带印度洋MHTA有3个显著年际模态(春季一致模态、春季辐合辐散模态和秋季辐合辐散模态,图1),且均受控于印度洋海温模态所驱动的风应力场异常(图4)。我们用ERA5 10 m风场回归春季一致模态、春季辐合辐散模态和秋季辐合辐散模态所对应的时间序列发现,结论与图4的结果较为相似,即印度洋MHTA年际模态也同样受到印度洋海温模态所引起的低层风场异常的显著影响。为了研究印度洋不同海温模态对MHTA年际变异的影响,我们利用POP2海洋模式设计了4组试验:1组控制试验(Control Run, CON)和3组敏感性试验(Experiment, EXP)。CON试验使用COREv2(Coordinated Ocean-Ice Reference Experiments version 2)月平均的标准年强迫风场强迫海洋。3组敏感性试验分别为EXP-MAM1、EXP-MAM2和EXP-SON1。EXP-MAM1和CON的差别在于,3-5月的风场为CON风场叠加与春季MHTA第一模态对应的风场;类似地,EXP-MAM2和EXP-SON1叠加的风场分别为与春季MHTA第二模态和秋季MHTA第一模态对应的风场,加入的时间分别为3-5月和9-11月(图4)。每组敏感性试验中加入的强迫风场由MHTA模态时间序列回归海表面风场得到。这4组模式实验都分别积分50年,其中前20年作为spin-up,后30年用于分析。这样,实验组和控制组均有30个集合,EXP和CON的集合偏差用来作为印度洋经向流对强迫风场的响应。

首先对比POP2控制试验结果和SODA3.4.2气候态风场和经向流的分布,发现二者结果基本一致,说明模式能够准确地模拟热带印度洋地区的气候态特征,可以用于研究季风转换期印度洋经向流速的变异。模式结果表明:受“C”型反对称风场影响(EXP-MAM1),印度洋上层出现了一致向北的输运特征,表

明春季一致模态受到 IOB 事件中异常风场调制;受赤道东风异常影响(EXP-MAM2),流场上出现了关于赤道对称的表层辐散、次表层辐合特征,表明春季辐合辐散模态受控于赤道以南热带西南印度洋和副热带东南印度洋春季海温偶极子;受赤道东风和赤道外反气旋式风场异常影响(EXP-SON1),流场上出现了和 EXP-MAM2 类似的辐合辐散特征,表明秋季辐合辐散模态主要由 IOD 盛期异常风场导致(图 1, 图 7)。尽管春季两个模态在赤道南北两侧存在一些偏差,例如春季一致模态在赤道以南更深,而模式中经向流模态在赤道两侧表现出比较均匀的特征,但是 POP2 敏感性试验准确地模拟出春、秋季经向流速异常的主要年际模态,且验证了印度洋不同海温模态的主导作用。此外,POP2 海洋模式结果表明,风场的改变还可以引起海温场的变化,然而,从海盆尺度考虑,海水温度变化引起 MHTA 并不显著。因此,文中并没有对敏感性试验中的海温变化做进一步分析。

5 结论

基于 SODA3.4.2 再分析数据和 POP2 海洋模式敏感性试验,本文对季风转换期间热带印度洋 MHTA 年际模态及其形成机理进行研究。主要结论如下:

(1) 季风转换期热带印度洋 MHTA 存在显著的年际变化。其中,春季有两个主要年际模态:一致模态和辐合辐散模态。一致模态是主模态,表现为在热带

印度洋上层一致向北运输的特征;辐合辐散模态是第二模态,表现为关于赤道对称的表层辐散次表层特征,在表层,赤道以南(北)为负(正)异常,在次表层内则呈现出与混合层内正好相反的特征。然而,秋季仅有一个主模态即秋季辐合辐散模态,其空间分布特征和春季第二模态类似,也是表现为关于赤道对称的辐合辐散特征,但表层和次表层过程更显著。进一步研究表明,MHTA 受到经向流速异常和海水平均温度引起的 $v\bar{T}$ 项主导,其中纬向平均的经向流速起决定性作用。

(2) 观测资料和 POP2 海洋模式敏感性试验结果均证实春季和秋季 MHTA 年际模态受到印度洋海温模态所引起的海表面风应力异常调控。春季一致模态由 IOB 事件期间关于赤道对称的反对称风应力异常(“C”型风场)主导;春季辐合辐散模态受控于赤道以南的热带西南印度洋-副热带东南印度洋海温偶极子所引起的赤道东风和赤道外反气旋式风应力异常;而秋季辐合辐散模态则由 IOD 期间强赤道东风和赤道外反气旋式风应力异常导致。

(3) 春季 MHTA 主模态受到 El Niño 滞后遥强迫影响,而秋季主模态则受到印度洋局地海气耦合模态强迫,海气耦合模态的差异使得春季和秋季 MHTA 主模态并没有表现出一致或相反的特征。受赤道纬向风和赤道外反气旋式风场影响,春季第二模态和秋季主模态皆表现出表层辐散、次表层辐合的特征。

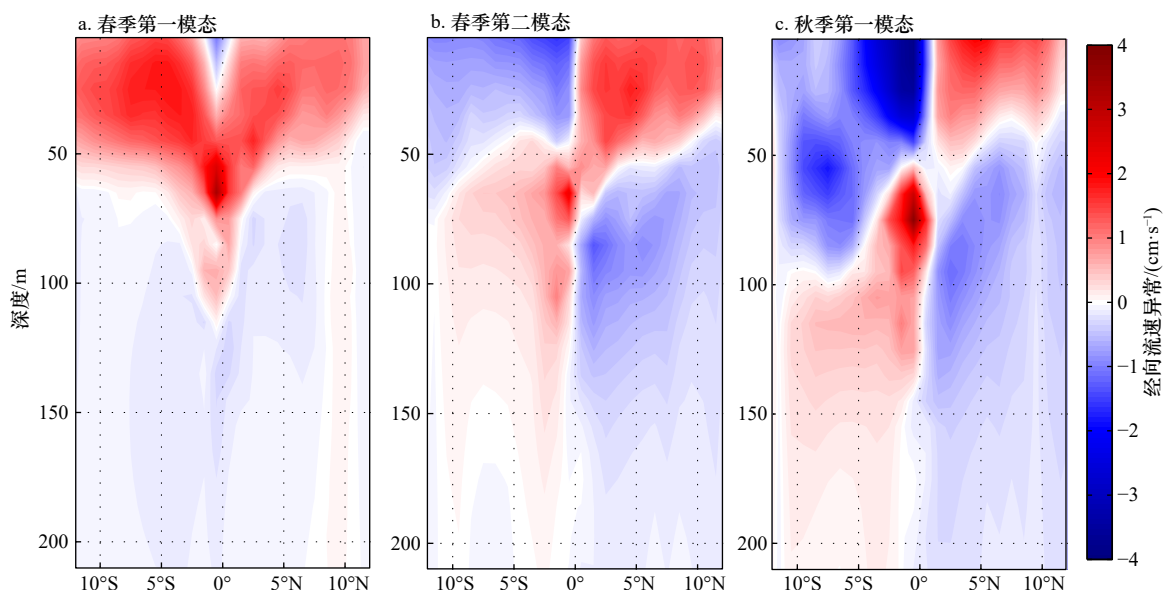


图 7 POP2 模式经向流速在不同风场强迫下的响应

Fig. 7 Meridional velocity anomalies in response to different wind forcings based on POP2 results

a. EXP-MAM1 敏感性试验与春季控制试验之差; b. EXP-MAM2 敏感性试验与春季控制试验之差; c. EXP-SON1 敏感性试验与秋季控制试验之差
a. Difference between EXP-MAM1 and spring CON; b. difference between EXP-MAM2 and spring CON; c. difference between EXP-SON1 and autumn CON

但需要说明的是,春季的纬向 SSTA 偶极子反映的是热带-副热带的联系,秋季 IOD 则是热带海气相互作用的产物。

在以往的研究中,多关注了 IOB 和 IOD 对 MHTA 年际变异的影响,除此之外,本文的研究发现在春季转换季节,辐合辐散模态也有起到相当的贡献。而在以上海气耦合模态对 MHTA 年际变异影响过程中,以往的研究已经发现异常风场强迫导致表层流场变异,进而影响 MHTA 年际变化。比如,IOD 期间,在异常东风的强迫下,混合层 MHTA 在赤道呈现向极地方向的输运特征^[28]。本文发现次表层海洋动力过程同样影响 MHTA 年际变化,进而使得次表层 MHTA

出现辐合特征,丰富了 MHTA 年际变异过程中海洋动力学的贡献。需要注意的是,印度洋春季辐合辐散模态在 MHTA 年际变异中有相当的贡献,而辐合辐散模态是由于印度洋热带-副热带海温差异导致。然而,热带-副热带海温偶极子的形成机制,目前还缺乏相关研究。

致谢: 非常感谢韦圣标对本文思路整理、作图、文字修订等提供巨大的帮助;感谢中国科学院南海海洋研究所高性能计算机部门对本文数值模式提供的支持,感谢中国科学院中国-斯里兰卡联合科教中心对本文提供的支持和保障。

参考文献:

- [1] Levitus S, Antonov J I, Boyer T P, et al. Warming of the world ocean[J]. *Science*, 2000, 287(5461): 2225-2229.
- [2] Cheng Lijing, Trenberth K E, Fasullo J, et al. Improved estimates of ocean heat content from 1960 to 2015[J]. *Science Advances*, 2017, 3(3): e1601545.
- [3] Carissimo B C, Oort A H, Vonder Haar T H. Estimating the meridional energy transports in the atmosphere and ocean[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1985, 15(1): 82-91.
- [4] Trenberth K E, Solomon A. The global Heat balance: Heat transports in the atmosphere and ocean[J]. *Climate Dynamics*, 1994, 10(3): 107-134.
- [5] Yu Lisan, Jin Xiangze, Weller R A. Annual, seasonal, and interannual variability of air-sea heat fluxes in the Indian Ocean[J]. *Journal of Climate*, 2007, 20(13): 3190-3209.
- [6] Han Weiqing, Vialard J, McPhaden M J, et al. Indian Ocean decadal variability: A review[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2014, 95(11): 1679-1703.
- [7] Oberhuber J M. The budgets of heat, buoyancy and turbulence kinetic energy at the surface of the global ocean[R]. Max-Planck Institute für Meteorologie Report 15, 1988.
- [8] Schoenefeldt R, Schott F A. Decadal variability of the Indian Ocean cross-equatorial exchange in SODA[J]. *Geophysical Research Letters*, 2006, 33(8): L08602.
- [9] Garternicht U, Schott F. Heat fluxes of the Indian Ocean from a global eddy-resolving model[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1997, 102(C9): 21147-21159.
- [10] Hastenrath S, Greischar L. The monsoonal heat budget of the hydrosphere-atmosphere system in the Indian Ocean sector[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1993, 98(C4): 6869-6881.
- [11] Hsiung J, Newell R E, Houghtby T. The annual cycle of oceanic heat storage and oceanic meridional heat transport[J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1989, 115(485): 1-28.
- [12] Lee T, Marotzke J. Inferring meridional mass and heat transports of the Indian Ocean by fitting a general circulation model to climatological data[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1997, 102(C5): 10585-10602.
- [13] Loschnigg J, Webster P J. A coupled ocean-atmosphere system of SST modulation for the Indian Ocean[J]. *Journal of Climate*, 2000, 13(19): 3342-3360.
- [14] Wacongne S, Pacanowski R. Seasonal heat transport in a primitive equations model of the tropical Indian Ocean[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1996, 26(12): 2666-2699.
- [15] 吴方华, 李薇, 刘海龙, 等. 一个海洋环流模式模拟的北印度洋经向环流及其热输送[J]. *大气科学*, 2008, 32(1): 14-26.
Wu Fanghua, Li Wei, Liu Hailong, et al. Evaluation on seasonal circulation and heat transport simulated by LICOM in the northern Indian Ocean[J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 2008, 32(1): 14-26.
- [16] Chirokova G, Webster P J. Interannual variability of Indian Ocean heat transport[J]. *Journal of Climate*, 2006, 19(6): 1013-1031.
- [17] Jayne S R, Marotzke J. The dynamics of ocean heat transport variability[J]. *Reviews of Geophysics*, 2001, 39(3): 385-411.
- [18] Ma Jie, Feng Ming, Sloyan B M, et al. Pacific influences on the meridional temperature transport of the Indian Ocean[J]. *Journal of Climate*, 2019, 32(4): 1047-1061.
- [19] 胡瑞金, 刘秦玉, 孟祥凤. 北印度洋的经向热输送与热收支的季节与年际变化[J]. *中国海洋大学学报*, 2005, 35(3): 363-369.
Hu Ruijin, Liu Qinyu, Meng Xiangfeng. The seasonal and interannual variabilities in the meridional heat transport and heat budget in the northern Indian Ocean[J]. *Periodical of Ocean University of China*, 2005, 35(3): 363-369.

- [20] 胡瑞金, 程传林. 冬、夏季印度洋越赤道经向翻转环流的年际变化[J]. 中国海洋大学学报, 2007, 37(2): 173–180.
Hu Ruijin, Cheng Chuanlin. Interannual variability of the cross equatorial meridional overturning circulations in winter and summer for the Indian Ocean[J]. Periodical of Ocean University of China, 2007, 37(2): 173–180.
- [21] 郑佳瑜, 徐康, 陈更新, 等. 热带印度洋环流动力与季风相互作用研究进展[J]. 南京信息工程大学学报(自然科学版), 2018, 10(3): 275–281.
Zheng Jiayu, Xu Kang, Chen Gengxin, et al. Research progress on the interaction between tropical Indian Ocean circulation dynamics and monsoon[J]. Journal of Nanjing University of Information Science and Technology (Natural Science Edition), 2018, 10(3): 275–281.
- [22] Meehl G A, Arblaster J M. The tropospheric biennial oscillation and Asian–Australian monsoon rainfall[J]. *Journal of Climate*, 2002, 15(7): 722–744.
- [23] Pillai P A, Mohankumar K. Role of TBO and ENSO scale ocean-atmosphere interaction in the Indo-Pacific region on Asian summer monsoon variability[J]. *Theoretical and Applied Climatology*, 2009, 97(1/2): 99–108.
- [24] Webster P J, Clark C, Cherikova G, et al. The monsoon as a self-regulating coupled ocean-atmosphere system[J]. *International Geophysics*, 2002, 83: 198–219.
- [25] Webster P J, Moore A M, Loschnigg J P, et al. Coupled ocean-atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997–98[J]. *Nature*, 1999, 401(6751): 356–360.
- [26] Loschnigg J, Meehl G A, Webster P J, et al. The Asian Monsoon, the tropospheric biennial oscillation, and the Indian Ocean Zonal Mode in the NCAR CSM[J]. *Journal of Climate*, 2003, 16(11): 1617–1642.
- [27] Chirokova G Y. Interannual variability of the Indian Ocean heat transport and its correlations with climate modes[D]. Boulder: University of Colorado, 2010.
- [28] Sun Shuangwen, Fang Yue, Feng Lin, et al. Influence of the Indian Ocean dipole on the Indian Ocean meridional heat transport[J]. *Journal of Marine Systems*, 2014, 134: 81–88.
- [29] Li Chongyin, Mu Mingquan. The influence of the Indian Ocean dipole on atmospheric circulation and climate[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2001, 18(5): 831–843.
- [30] 李崇银, 穆明权. 赤道印度洋海温偶极子型振荡及其气候影响[J]. 大气科学, 2001, 25(4): 433–443.
Li Chongyin, Mu Mingquan. The dipole in the equatorial Indian Ocean and its impacts on climate[J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 2001, 25(4): 433–443.
- [31] 梁肇宁, 温之平, 吴丽姬. 印度洋海温异常和南海夏季风建立迟早的关系I. 耦合分析[J]. 大气科学, 2006, 30(4): 619–634.
Liang Zhaoning, Wen Zhiping, Wu Liji. The relationship between the Indian Ocean sea surface temperature anomaly and the onset of South China Sea summer monsoon I. Coupling analysis[J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 2006, 30(4): 619–634.
- [32] 温之平, 梁肇宁, 吴丽姬. 印度洋海温异常和南海夏季风建立迟早的关系II. 机理分析[J]. 大气科学, 2006, 30(6): 1138–1146.
Wen Zhiping, Liang Zhaoning, Wu Liji. The relationship between the Indian Ocean sea surface temperature anomaly and the onset of the South China Sea summer monsoon II. Analyses of mechanisms[J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 2006, 30(6): 1138–1146.
- [33] 黄刚, 胡开明, 屈侠, 等. 热带印度洋海温海盆一致模的变化规律及其对东亚夏季气候影响的回顾[J]. 大气科学, 2016, 40(1): 121–130.
Huang Gang, Hu Kaiming, Qu Xia, et al. A review about Indian Ocean basin mode and its impacts on East Asian summer climate[J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 2016, 40(1): 121–130.
- [34] Cadet D L. The southern oscillation over the Indian Ocean[J]. *Journal of Climatology*, 1985, 5(2): 189–212.
- [35] Klein S A, Soden B J, Lau N C. Remote sea surface temperature variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge[J]. *Journal of Climate*, 1999, 12(4): 917–932.
- [36] Saji N H, Goswami B N, Vinayachandran P N, et al. A dipole mode in the tropical Indian Ocean[J]. *Nature*, 1999, 401(6751): 360–363.
- [37] Vinayachandran P N, Saji N H, Yamagata T. Response of the equatorial Indian Ocean to an unusual wind event during 1994[J]. *Geophysical Research Letters*, 1999, 26(11): 1613–1616.
- [38] Terray P, Sooraj K P, Masson S, et al. Anatomy of the Indian Summer Monsoon and ENSO relationships in state-of-the-art CGCMs: Role of the tropical Indian Ocean[J]. *Climate Dynamics*, 2021, 56: 329–356.
- [39] Wang Bin, Wu Renguang, Fu Xiouhua. Pacific-East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate?[J]. *Journal of Climate*, 2000, 13(9): 1517–1536.
- [40] Yang Jianling, Liu Qinyu, Xie Shangping, et al. Impact of the Indian Ocean SST basin mode on the Asian summer monsoon[J]. *Geophysical Research Letters*, 2007, 34(2): L02708.
- [41] Xie Shangping, Hu Kaiming, Hafner J, et al. Indian Ocean capacitor effect on Indo-Western Pacific climate during the summer following El Niño[J]. *Journal of Climate*, 2009, 22(3): 730–747.
- [42] Lau N C, Nath M J. Impact of ENSO on the variability of the Asian-Australian monsoons as simulated in GCM experiments[J]. *Journal of Climate*, 2000, 13(24): 4287–4309.
- [43] Behera S K, Krishnan R, Yamagata T. Unusual ocean-atmosphere conditions in the tropical Indian Ocean during 1994[J]. *Geophysical Research Letters*, 1999, 26(19): 3001–3004.
- [44] Gadgil S, Vinayachandran P N, Francis P A, et al. Extremes of the Indian summer monsoon rainfall, ENSO and equatorial Indian Ocean

- oscillation[J]. *Geophysical Research Letters*, 2004, 31(12): L12213.
- [45] Ashok K, Guan Zhaoyong, Yamagata T. Impact of the Indian Ocean dipole on the relationship between the Indian monsoon rainfall and ENSO[J]. *Geophysical Research Letters*, 2001, 28(23): 4499–4502.
- [46] Ashok K, Guan Zhaoyong, Saji N H, et al. Individual and combined influences of ENSO and the Indian Ocean dipole on the Indian summer monsoon[J]. *Journal of Climate*, 2004, 17(16): 3141–3154.
- [47] Zhang Yazhou, Li Jianping, Xue Jiaqing, et al. The relative roles of the South China Sea summer monsoon and ENSO in the Indian Ocean dipole development[J]. *Climate Dynamics*, 2019, 53(11): 6665–6680.
- [48] Sharma S, Kumari A, Navajyoth M P, et al. Impact of air-sea interaction during two contrasting monsoon seasons[J]. *Theoretical and Applied Climatology*, 2020, 141(3): 1645–1659.
- [49] Krishnan R, Swapna P. Significant influence of the boreal summer monsoon flow on the Indian Ocean response during dipole events[J]. *Journal of Climate*, 2009, 22(21): 5611–5634.
- [50] Krishnan R, Sundaram S, Swapna P, et al. The crucial role of ocean-atmosphere coupling on the Indian monsoon anomalous response during dipole events[J]. *Climate Dynamics*, 2011, 37(1): 1–17.
- [51] Roose S, Joseph P V, Mohanakumar K. Changes in the temperature distribution in the top 150 m of the equatorial Indian Ocean in association with El Niño and monsoon drought[J]. *International Journal of Climatology*, 2019, 39(1): 31–42.
- [52] Swapna P, Krishnan R. Equatorial undercurrents associated with Indian Ocean Dipole events during contrasting summer monsoons[J]. *Geophysical Research Letters*, 2008, 35(14): L14S04.
- [53] Zhang Yazhou, Li Jianping, Xue Jiaqing, et al. Impact of the South China Sea summer monsoon on the Indian Ocean dipole[J]. *Journal of Climate*, 2018, 31(16): 6557–6573.
- [54] Carton J A, Chepurin G A, Chen Ligang. SODA3: A new ocean climate reanalysis[J]. *Journal of Climate*, 2018, 31(17): 6967–6983.
- [55] Delworth T L, Rosati A, Anderson W, et al. Simulated climate and climate change in the GFDL CM2.5 high-resolution coupled climate model[J]. *Journal of Climate*, 2012, 25(8): 2755–2781.
- [56] Dee D P, Uppala S M, Simmons A J, et al. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system[J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2011, 137(656): 553–597.
- [57] Carton J A, Penny S G, Kalnay E. Temperature and salinity variability in the SODA3, ECCO4r3, and ORAS5 ocean reanalyses, 1993–2015[J]. *Journal of Climate*, 2019, 32(8): 2277–2293.
- [58] 郭文仪, 邱云, 林新宇. 孟加拉湾障碍层年际变化及其与印度洋偶极子事件的联系[J]. *海洋学报*, 2020, 42(9): 38–49.
Guo Wenyi, Qiu Yun, Lin Xinyu. The interannual variability of barrier layer in the Bay of Bengal and its relationship with IOD events[J]. *Haiyang Xuebao*, 2020, 42(9): 38–49.
- [59] Xiao Fuan, Wang Dongxiao, Leung M Y T. Early and extreme warming in the South China Sea during 2015/16: Role of an unusual Indian Ocean dipole event[J]. *Geophysical Research Letters*, 2020, 47(17): e2020GL089936.
- [60] Rayner N A, Parker D E, Horton E B, et al. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2003, 108(D14): 4407.
- [61] Hersbach H, Bell B, Berrisford P, et al. The ERA5 global reanalysis[J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2020, 146(730): 1999–2049.
- [62] Hurrell J W, Holland M M, Gent P R, et al. The community earth system model: A framework for collaborative research[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2013, 94(9): 1339–1360.
- [63] Danabasoglu G, Bates S C, Briegleb B P, et al. The CCSM4 ocean component[J]. *Journal of Climate*, 2012, 25(5): 1361–1389.
- [64] Smith R, Jones P, Briegleb B, et al. The Parallel Ocean Program (POP) reference manual: Ocean component of the Community Climate System Model (CCSM) and Community Earth System Model (CESM)[R]. Technical Report, LAUR-10-01853, Los Alamos National Laboratory, 2010.
- [65] Du Yan, Xie Shangping, Huang Gang, et al. Role of air-sea interaction in the long persistence of El Niño-Induced North Indian Ocean warming[J]. *Journal of Climate*, 2009, 22(8): 2023–2038.
- [66] Du Yan, Xie Shangping, Yang Yali, et al. Indian Ocean variability in the CMIP5 multimodel ensemble: The basin mode[J]. *Journal of Climate*, 2013, 26(18): 7240–7266.

Interannual variability of meridional heat transport and its mechanism in the Indian Ocean during monsoon transitions

Xing Huibin^{1,2}, Chen Sheng^{1,3,4}, Xu Kang^{1,3,4}, Wang Weiqiang^{1,3,4}

(1. State Key Laboratory of Tropical Oceanography, South China Sea Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510301, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory (Guangzhou), Guangzhou 511458, China; 4. Innovation Academy of South China Sea Ecology and Environmental Engineering, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 511458, China)

Abstract: Interannual variability of meridional heat transport anomaly (MHTA) in the tropical Indian Ocean (IO) during monsoon transitions (boreal spring and autumn) is investigated based on SODA3.4.2 and POP2 results. There exist two leading interannual modes in spring, namely the consistent mode and the divergence and convergence (div/conv) mode. The consistent mode characterized by the northward MHTA in the upper IO, is controlled by the antisymmetric wind structures with northeasterlies anomalous northeasterlies (northwesterlies) to north (south) of the equator. However, the spring div/conv mode is featured by the meridional divergence in the surface layer and convergence in the subsurface layer on both side of the equator. Such a mode is modulated by the sea surface temperature anomaly (SSTA) dipole in the tropical southwestern IO and subtropical southeastern IO south of the equator. In autumn, the div/conv mode is dominated by the IOD-induced equatorial easterlies and associated anticyclonic wind stress anomalies in the off-equatorial regions. The POP2 model sensitivity experiments confirm the roles of anomalous winds induced by the Indian Ocean SSTA modes in modulating the MHTA, that is, the antisymmetric winds induce northward MHTA, while the anomalous easterly winds lead to the div/conv pattern. Therefore, the interannual variability of air-sea coupled modes in the IO plays a vital role in the basin-scale and hemispheric-scale heat exchanges.

Key words: monsoon transitions; meridional heat transport; consistent mode; divergence and convergence mode; interannual variability; Indian Ocean dipole