



主题：“一带一路”战略与海洋科技创新

中国海洋学会2015年学术 论文集

中国海洋学会 编

ZHONGGUO HAIYANG XUEHUI 2015 NIAN
XUESHU LUNWENJI

中国海洋学会 2015 年学术 论文集

中国海洋学会 编

海洋出版社

2015 年 10 月 · 北京

图书在版编目 (CIP) 数据

中国海洋学会 2015 年学术论文集/中国海洋学会编. —北京: 海洋出版社, 2015. 10
ISBN 978 - 7 - 5027 - 9277 - 0

I. ①中… II. ①中… III. ①海洋学 - 文集 IV. ①P7 - 53

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2015) 第 245415 号

责任编辑: 高 英 王 倩

责任印制: 赵麟苏

海洋出版社 出版发行

<http://www.oceanpress.com.cn>

北京市海淀区大慧寺路 8 号 邮编: 100081

北京朝阳印刷厂有限责任公司印刷 新华书店北京发行所经销

2015 年 10 月第 1 版 2015 年 10 月第 1 次印刷

开本: 880 mm × 1230 mm 1/16 印张: 25.5

字数: 808 千字 定价: 118.00 元

发行部: 62132549 邮购部: 68038093 总编室: 62114335

海洋版图书印、装错误可随时退换

目次

两种不同复杂程度的海气耦合模式对 IOD 事件的模拟 王庆元,李琰,王亚男,王国松,李欢,宋军(1)

北大西洋流海洋锋时空变化特征研究 刘建斌,张永刚(16)

基于机载 LiDAR 数据的滩涂地形形变监测 别君(26)

基于光谱特征的溢油高光谱数据分析 周凯,陈刚(31)

基于图像特征的高光谱溢油数据分布解译 周凯,陈刚(37)

溢油高光谱监测数据分析 周凯,陈刚(43)

近 20 年北戴河岸线变化监测与对策研究 邹亚荣(48)

一种基于机载 SAR 的溢油提取方法 崔璐璐(56)

基于倾斜摄影测量技术的三维建模原理及方法研究 崔璐璐,别君,董梁(62)

多用途高分辨率图像声呐系统研制与试验 陈超,汤云龙,殷敬伟,么彬,郭龙祥(68)

国产高精度姿态仪在多波束测量应用中的精度测试研究 霍清,刘宏,王振华,万立建,金旗林(74)

海岸侵蚀航空遥感测量技术研究 蒋旭惠,韩磊,董梁,别君,崔璐璐(82)

基于 WorldView-2 的南海礁盘水深遥感反演方法研究 张峰,范诗玥,卢文虎,刘庆群(86)

基于辐射计海冰密集度数据的北极区域海冰变化规律分析 石立坚,王其茂,邹斌,曾韬,施英妮(93)

基于随机森林的南沙岛礁分类方法研究 朱海天,冯倩,梁超,崔松雪(99)

激光雷达水体回波信号仿真模型研究 张震,马毅,张靖宇,梁建(105)

基于决策融合的海岛礁浅海水深立体遥感影像反演方法研究 张靖宇,马毅,张震,梁建(111)

基于海上实验的溢油散射特征分析 邹亚荣,梁超,曾韬(120)

基于微波辐射计数据的南极海冰特征变化分析 曾韬,刘建强,邹斌,石立坚,梁超(126)

基于 WebGL 海洋环境要素网络可视化 詹昌文,苏天赞,王国宇,刘海行(131)

基于遥感的海岸带风暴潮灾害受损监测分析——以过境东营的一次风暴潮过程为例
..... 胡亚斌,马毅,孙伟富,包玉海(142)

海洋水文气象报文自动解析系统的设计与实现 陈星亮,阮开义,李海涛(149)

海涂地形图与投影和图幅划分的若干关系——以浙江省海涂资源调查为例 钱迈,南胜,张坚樑(158)

压力式验潮仪数据处理时应注意的几个问题探讨 董玉磊,曲萌(166)

一种基于回归分析的海上定点验潮站异常数据处理方法 董玉磊,曲萌(170)

新型抗台风 Spar 浮式风机平台的频域响应分析 杨梦乔,万占鸿(174)

海流发电系统叶片附着物故障检测与特性研究 张米露,陈昊,韩金刚,汤天浩(183)

潮流能发电设备主轴承工作载荷分析计算 康涛(193)

总磷和总氮的海水与淡水分析方法的比较研究 王中瑗,张宏康,张保学,张纯超,张路平(201)

基于 GNSS 卫星信号的风暴潮海浪协同测量技术在海岸带开发管理中的应用研究
..... 齐占辉,党超群,孙东波,李明兵,张东亮,赵辰冰,张锁平(209)

黄、渤海夏秋季有色溶解有机物(CDOM)的分布特征及季节变化的研究 白莹,苏荣国(210)

基于支持向量机技术的近海富营养化快速评价技术 车满炜,苏荣国(212)

石灰对滩涂淤泥化学固化作用影响研究 徐强,徐秉政,邹斌,詹树林(213)

湛江湾沉积物稀土元素分布特征及物源分析 张际标,杨波,陈涛,陈春亮,孙省利(218)

浙江衢山岛附近海域沉积物化学特征 薛彬, 李铁军, 胡红美(226)

使用改进的分层抽取法研究淤泥的沉积过程 王亮, 谢健, 曹玲珑, 石萍, 田海涛, 王琰(230)

1958—2014 年辽东湾西部团山角地区岸线演变特征
..... 程林, 王伟伟, 付元宾, 袁蕾, 马恭博, 王艳霞, 康婧(237)

基于小波分析 - 偏最小二乘的浮游藻荧光识别分析技术 齐晓丽, 苏荣国(242)

基于支持向量机的近海富营养化快速评价技术 孔宪喻, 苏荣国(244)

基于交替惩罚三线性分解和非负最小二乘的浮游藻荧光识别分析技术 吴珍珍, 苏荣国(246)

基于 *matK* 和 *ITS* 基因序列探索山东东营一种海草的系统发育进化地位 刘云龙, 张学雷, 曲凌云(248)

中西太平洋金枪鱼延绳钓渔场与环境因子的关系 郑超, 陈新军(254)

一种褐藻多糖含量测定方法及其专属性研究 宋淑亮, 褚福龙, 刘钊, 梁浩, 吉爱国(258)

水温变化对中西太平洋鲑鱼中心渔场分布的影响 张明星, 陈新军(264)

东太平洋大眼金枪鱼栖息地指数模型比较 江建军, 陈新军(269)

阿根廷滑柔鱼渔场与水温的关系 张胜平, 陈新军(276)

基于 GAM 和 BP 模型的智利竹筴鱼资源量影响因子与模型比较 常永波, 陈新军(285)

黑潮对东海鲈鱼渔场分布的影响 韩振兴, 陈新军(292)

海冰厚度测量技术进展 康钊菁, 叶松, 王晓蕾, 李军, 刘凤(298)

90 MPa 深海高压环境模拟舱的可靠性分析 李超, 刘保华, 于凯本, 丁忠军(306)

浅谈海上溢油污染及预防 朱曦(315)

中国需要自己的北极战略 高科, 刘莉(318)

海洋科技创新与海洋经济发展的互动机制研究 倪国江, 文艳(325)

海上丝绸之路视野下的海洋权益维护 张兰廷, 任国征(330)

我国海洋经济领域研究主题的词频分析 武群芳, 郭鑫, 王继民(336)

中国渔民收入差距分析 徐忠, 李元刚, 张翔(343)

北回归线穿越我国福建省的论证 梁达平(352)

美国太平洋海岛利用模式的演变及对我国岛礁权益启示 刘大海, 张牧雪, 刘芳明(358)

基于博弈论视角的中国与周边国家渔业纠纷解决路径 曾繁强(363)

从管理角度浅谈海岸带的保护 高杰(369)

江苏省渔船更新改造工程中遇到的问题及对策 姚宏伟, 袁士春, 王玉权(372)

国家海洋频道规划研究 陈建军, 汤峻清(377)

3S 技术在我国海岸带综合性规划与管理中的应用 何舸, 王可, 俞云, 周文, 蒋国翔(384)

我国海洋信息化工作的研究探索 张蒙蒙, 于文涛, 于庆云, 高磊(388)

一种新型的野外海岸带实时监测技术 - Argus 系统 刘海江, 时连强(391)

基于 GIS 的天津市海岸带海水淡化工程选划适宜性评价 杨志宏, 黄鹏飞, 单科, 初喜章(392)

大规模围垦后珠江磨刀门河口拦门沙演变研究 刘锋, 谭超, 刘坤松, 陈晖, 杨清书(400)

长江口 - 杭州湾潮流能可开发量研究 李丹, 姚炎明(401)

浅析城市规划和海洋规划对海岸带规划编制的借鉴 曲林静(402)

长江口九段沙湿地动力地貌变化过程研究 梅雪菲, 魏稳, 戴志军(403)

两种不同复杂程度的海气耦合模式 对 IOD 事件的模拟

王庆元¹, 李琰², 王亚男¹, 王国松², 李欢², 宋军²

(1. 天津市气象局, 天津 300074; 2. 国家海洋信息中心, 天津 300171)

摘要: 本文将 NCAR 中心研制的 CAM3.0 大气环流模式和 SOM3.0 (Slab Ocean Model Version3.0) 混合层海洋模式耦合运行的简单海气耦合模式, 同时利用 CCSM3.0 (Community Climate System Model Version 3.0) 气候系统耦合模式的运行结果, 对 IOD 事件的气候态特征、季节变化特征及与其密切相关的主要因子进行分析。通过 SOM3.0 和 CCSM3.0 的海气耦合模式模拟结果分析以及观测资料的比较, 证实 IOD 事件是印度洋上明显存在的海洋事件且处于印度洋海温变化的第二主模态。IOD 有很强的季节锁相, 秋季达到峰值, 并且海温异常第一模态由全海盆型变为偶极子型。对比分析表明大气环流异常引起的海表面净热量通量异常有能力产生东西印度洋偶极子型海温变化。西印度洋暖海温异常 (SSTA) 较东印度洋冷 SSTA 晚约一个季度出现, 这是由于除热通量作用外, 东风距平首先出现在东印度洋, 会引起海水上翻使得印度洋负 SSTA 建立, 随后负 SSTA 激发东印度洋 Rossby 波西传使得赤道西印度洋表层海温增暖。

关键词: 热带印度洋偶极子; 简单海气耦合模式; 数值模拟

1 引言

Saji 等和 Webster 等于 1999 年提出赤道印度洋存在偶极子型模态, 即热带印度洋“偶极子”(Indian Ocean Dipole, IOD) 现象^[1-2], 随后印度洋海表温度变率及其与大气的相互作用受到科学家们的极大关注^[3-5]。但是否存在 IOD 事件这一问题在科学界颇有争议。Allan, Bauero-Bernal, Hastenrath, Dommengat 等学者通过诊断分析等方法提出 IOD 是统计计算中出现的虚假现象, 东西印度洋海表温度异常并不存在显著的负相关, 否定了偶极子的存在^[6-8]。但更多学者通过观测资料分析、数值模拟等各种手段, 对发生在热带印度洋的大气和海洋物理场进行分析, 认为 IOD 事件是客观存在的, 其中 Lizuka 等用 CGCM 模式模拟验证了 IOD 事件的客观存在, 认为热带海-气相互作用对于产生 IOD 事件是至关重要的^[9]。研究表明年代际变化对印度洋海温异常有着强烈的影响, 由于 20 世纪 70 年代中期以后的加速增暖, 在此之后印度洋东西部海温异常缺乏负相关^[5]。

Li 等^[10], 李东辉等^[11]则运用全球大洋模式, 通过数值模拟的方法证实了赤道印度洋表面异常东风是 IOD 发生, 发展的主要动力学原因。但热带印度洋 SST 变率形成的物理过程并不十分清楚, 前人的研究都是讨论整个印度洋偶极子事件形成的原因, 但事实上印度洋偶极子事件中赤道东印度洋的冷(暖) SSTA 首先出现于爪哇岛沿岸, 而西印度洋的暖(冷) SSTA 要滞后出现^[12-13]。因此, 就构成印度洋 IOD 事件的东西两极而言, 其形成机制是不一样的, 至少是热力过程和动力过程所起到的作用存在差异, 前人的工作没有对东极和西极的海温异常形成原因分别进行讨论。

基金项目: 国家自然科学基金项目 (41106004, 41106159, 41376014); 国家海洋局海洋公益性行业科研专项经费项目 (201005019); 国家海洋局海洋-大气化学与全球变化重点实验室开放基金 (GCMAC1402)。

作者简介: 王庆元 (1978—), 男, 江西省安福县人, 副研究员, 主要从事中尺度预报模式和气候系统模式的研发和应用。E-mail: wqyx@sohu.com

在本文的研究工作中,我们将用的两个海气耦合模式 NCAR CAM3.0 模式与板块海洋模式耦合 (Slab Ocean Model Version 3.0, SOM3.0) (简称 SOM3.0 模式) 和全球气候系统模式 (Community Climate System Model Version 3.0, CCSM3.0 模式) 的模拟结果进行分析。其中 SOM3.0 海洋模式仅包含一维的热力过程而没有复杂的水平和垂直的动力过程,模拟的 SST 将进行通量订正,具体方法已在模式介绍中给出。CCSM3.0 全球气候模式中的海洋模式为三维海洋模式,包括完整的海洋动力过程,物理过程复杂,海洋动力过程得以加强。本章首先对 SOM3.0 模式和 CCSM3.0 模式的模拟结果进行细致讨论,给出印度洋偶极子客观存在的依据和印度洋偶极子事件演变规律,形成机制。然后对两种不同海气耦合模式模拟结果间存在的差异进行细致讨论。

2 资料、模式、试验设计与分析方法

2.1 再分析资料

本文使用美国 NOAA 气候诊断中心提供的 1951 年 1 月至 2000 年 12 月的 SST 扩展重建资料,水平网格距为 $2.0^{\circ} \times 2.0^{\circ}$,并将上述资料计算成月平均距平场。

2.2 模式介绍

现介绍 NCAR 研制的 CAM3.0 大气环流模式和包括热动力海冰部分的混合层海洋模式 SOM (Slab Ocean Model) 耦合运行的简单海气耦合模式,以及一个复杂的公共气候系统模式 (Community Climate System Model v3.0, CCSM3.0),其中:

(1) CAM3.0 模式

CAM3.0 模式采用水平分辨率为 T42 (相当于 $2.1825^{\circ} \times 2.1825^{\circ}$, 全球共 128×64 个格点)。垂直方向 26 层,采用 η 坐标,集合了 σ 坐标和 p 坐标的优点。模式动力框架采用欧拉型,时间积分采用半隐式方案,时间步长为 20 min。

(2) SOM 模式

该模式又称薄层海洋模式, SOM 模式中海表温度的计算公式为: $\rho_0 C_0 h = F + Q^{[14]}$ 。其中, T 为简单海洋模式的海表温度, ρ 是海水密度, C 是海水热容量 (常数), h 是薄层海洋深度, F 是大气向海洋的净热通量, Q 是海洋混合层热通量。更多关于 SOM 模式的细节问题可参考^[15]。用大气环流模式 (AGCM) 与薄层海洋耦合可以粗略地模拟季节循环,上层海洋热量储存的季节变化。在一种热力学平衡的意义上,假设在控制试验和扰动试验中海洋的热输送是相同的 (例如要使用通量订正,则通量订正必须相同),这类模式可表示气候系统的变化。本文中将 CAM3.0 大气环流模式与 SOM 耦合运行,从而形成一个简单的海气耦合模式。模式中海表温度计算公式中的热通量 Q 由观测的气候月平均海表温度驱动 CAM3.0 模式得到的气候月平均海表热通量计算得到,以满足上述公式的热量平衡。

(3) CCSM3.0 模式

CCSM——统一气候系统模式,是由美国自然科学基金委员会 (NSF) 和能源部支持开发的国家和地区尺度气候模式。模式第一版在 1996 年完成。2004 年 6 月,CCSM 第三版 (CCSM3.0) 以及模式说明文件开发完成并在网上发布 (<http://www.cesm.ucar.edu/models/ccsm3.0>),供使用者下载。由于 CCSM 系列模式是一个大气、海洋、陆地和海冰完全耦合模式,并且可以在 3 种不同的模式分辨率下运行,所以应用范围非常广泛。

本文用到的 CCSM3.0 是美国 NCAR 于 2004 年 6 月发布的海气耦合的气候数值模式,包括大气、海洋、陆面、海冰和耦合器 5 个部分。其大气模式为 CAM 3.0,陆面模式为 CLM3.0 版本,海冰模式为 CSIM5.0 版本,海洋模式为 Parallel Ocean Program (POP) 1.4.3 版本。CCSM3.0 模式中海表温度的方程为:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -u \frac{\partial T}{\partial x} - v \frac{\partial T}{\partial y} - w \frac{\partial T}{\partial z} + F_T^x + F_T^y + F_T^z + \frac{1}{\rho c_p} \frac{\partial I}{\partial z}, \tag{1}$$

其中 F_T 为湍流扩散项； $I(z) = Q_{sw}$, 描述短波辐射穿透的函数。

本文采用的网格配置为 T42_ gx1v3, 即大气采用中等分辨率的 T42L26 网格设置；海洋环流为近 1° 的水平分辨率, 垂直分为 40 层；陆面模式的水平分辨率与大气模式相同, 海冰的水平分辨率与海洋环流模式相同。大气、海洋、陆面、海冰四个地球系统的模块通过耦合器将它们连接起来构成了一个整体。CCSM3.0 所用的耦合器为 CPL5, 由 NCAR/CGD 于 2002 年完成, 随 CCSM2.0 发布。耦合器的作用相当于一个网络集线器, 各模块只和耦合器进行数据交换。同步协调和控制各分量之间的数据流, 以此来控制整个 CCSM3.0 的运行和时间积分。由于各模式的表面通量都流经耦合器, 该框架能够保证耦合系统的通量守恒。CCSM3.0 模拟性能已得到了很好的验证, 具体 CCSM3.0 的细节可参考 Collins 等 2006 年的工作^[16]。

2.3 试验设计

(1) 首先, CAM3.0 模式在固定的太阳辐射和月平均气候态海表温度条件下运行 20 年, 取后 10 年的热通量来计算 Q , 具体计算过程见模式手册^[17]。

(2) 然后, 将 CAM3.0 模式与 SOM 耦合运行, 积分 90 年取后 50 年的模拟结果与 1951 年 1 月至 2000 年 12 月月平均海表温度距平的再分析资料结果进行比较分析。

(3) CCSM3.0 模式已完成 700 a 的模式耦合积分, 本文选取其中后 50 a (651 a—700 a) 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。积分的结果下载于网站: <http://www.cesm.ucar.edu/experiments/ccsm3.0/>。

2.4 分析方法

本文分析方法主要用到经验正交分解 (EOF)、小波分析、合成分析、相关分析和线性回归等方法。方法的详细介绍参见《现代气候统计诊断与预测技术》^[18]。

3 结果分析

3.1 印度洋海温异常的分布特征

本节主要从数值模拟的角度来证实印度洋 IOD 事件是明显存在的物理事件, 分析其的基本特征。首先对 SOM3.0 模式和 CCSM3.0 模式模拟得到的热带印度洋区域 (20°S ~ 20°N, 40° ~ 120°E) 每个网格点上的海表温度距平值进行 3 个月的滑动平均以除去噪声因素的影响, 然后对该区域的 SSTA 进行 EOF 分解。图 1 和图 2 分别给出美国气候预测中心提供的 SSTA 观测资料和 SOM3.0, CCSM3.0 模拟资料的热带印度洋 SSTA 经验正交分析得到的第一、第二和第三模态的对比图。图 1 中 a, b, c 为观测资料逐月 SSTA 的 EOF 分解前 3 个特征向量分别解释了总方差的 39.3%, 11.7% 和 9%。图 1d, e, f 为 SOM3.0 模拟资料 EOF 分解前 3 个特征向量分别解释了总方差的 17.8%, 13% 和 10%。由图 1 观测和模拟结果对比发现, 整个热带印度洋地区, 观测资料和数值模拟结果的第一模态都表现为全海盆一致型的海温距平变化。但观测资料最大值中心位于南印度洋中部、赤道东印度洋 70°E 附近, 模式没有模拟出这个最大正值中心。第二特征向量场观测和数值模拟都反映了赤道东印度洋 (爪哇岛至苏门答腊岛沿岸) 和赤道西印度洋海温距平符号相反的分布型, 即偶极子型振荡特征。模拟的最大正值中心在 55°E 附近, 最大负值中心在 105°E 附近, 模拟得到的海温变化分布与观测事实非常相近。第三特征向量场反映了海温变化的南北差异, 5°S 以南为正值区, 最大负值中心位于 10°S, 100°E, 模拟结果与观测事实也较为接近。

图 2d, e, f 为 CCSM3.0 模拟结果的 EOF 分解前 3 个模态, 分别解释了总方差的 18.3%, 11.1% 和 8.5%。第一模态特征向量的空间分布为整个热带印度洋全海盆一致型模态即印度洋海盆模, 其最大正值

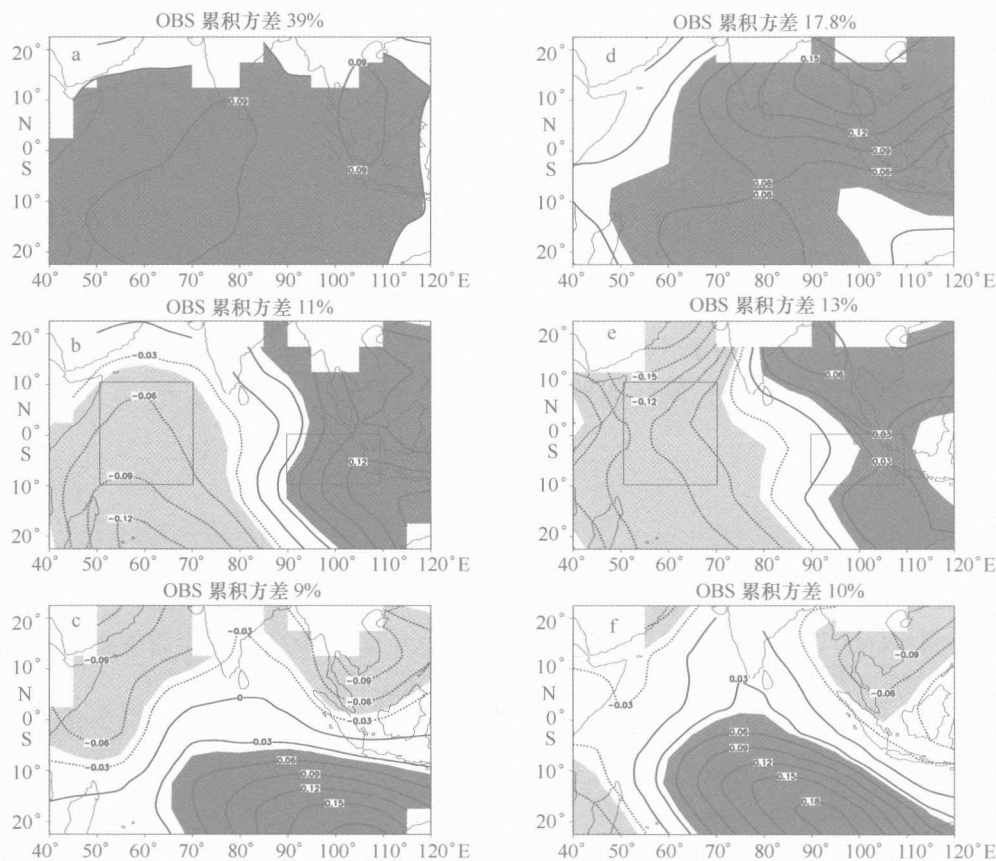


图1 再分析资料 (图1 a, b, c) 和 SOM 数值模拟 (图1 d, e, f) 的印度洋 50 年逐月海温距平场 EOF 分解前 3 个模态的空间分布

区位于热带西南印度洋 10°~15°S 之间，中心位置与图 1a 接近，而 SOM3.0 并没有模拟出第一模态中位于热带西南印度洋的最大中心值。CCSM3.0 模拟的第二模态特征向量的空间分布在热带印度洋也表现为西正东负的特征，模拟出的正值区向热带西印度洋扩展与图 1b 非常接近，但 SOM3.0 第二模态中没有表现出东印度洋负值区向热带西印度洋扩展的特征。CCSM3.0 第三特征向量场也模拟出了明显的海温异常南北差异，正负值中心位置模拟结果与观测事实和 SOM3.0 都较为接近。

从两种模式模拟结果的前 3 个特征向量的方差贡献和观测资料的方差贡献相比，两种模式对第一模态的方差贡献模拟偏小，对第二和第三模态的方差贡献的模拟与观测基本一致。表明两种模式对热带印度洋海盆一致型海温异常的模拟偏弱，对印度洋偶极子模拟比较理想。而从两种模式对印度洋偶极子模态模拟的空间分布上看，两种模式都模拟出与观测一致的空间分布特征，但比较而言 CCSM3.0 模拟结果更接近观测事实。EOF 方法是气象学中常用的气象要素场的分析方法，其中前几项特征向量最大限度地表征了某一区域气候变量场的变率分布结构，它们所代表的空间分布型是该变量的典型分布型^[18]。因此整体而言，不论是观测资料还是数值模拟结果都能清楚地反映出印度洋上东西海温距平呈反相翘翘板式的结构，表明 IOD 是热带印度洋上海温异常要素场的主要特征之一，是一个客观存在的物理事件，尽管处于第二空间典型场。

3.2 IOD 事件的季节演变特征

首先按照 Saji 等 1999 年对印度洋偶极子指数 (IODI) 的定义^[1]，以赤道西印度洋 (10°S~10°N, 50°~70°E) 海区平均 SSTA 与赤道东印度洋 (10°S~0°N, 90°~110°E) 海区平均 SSTA 的差作为 IODI，分别计算了两种模式模拟出的 50 年印度洋偶极子指数，对其进行标准化 (图略)，按照 Saji 等的判断标

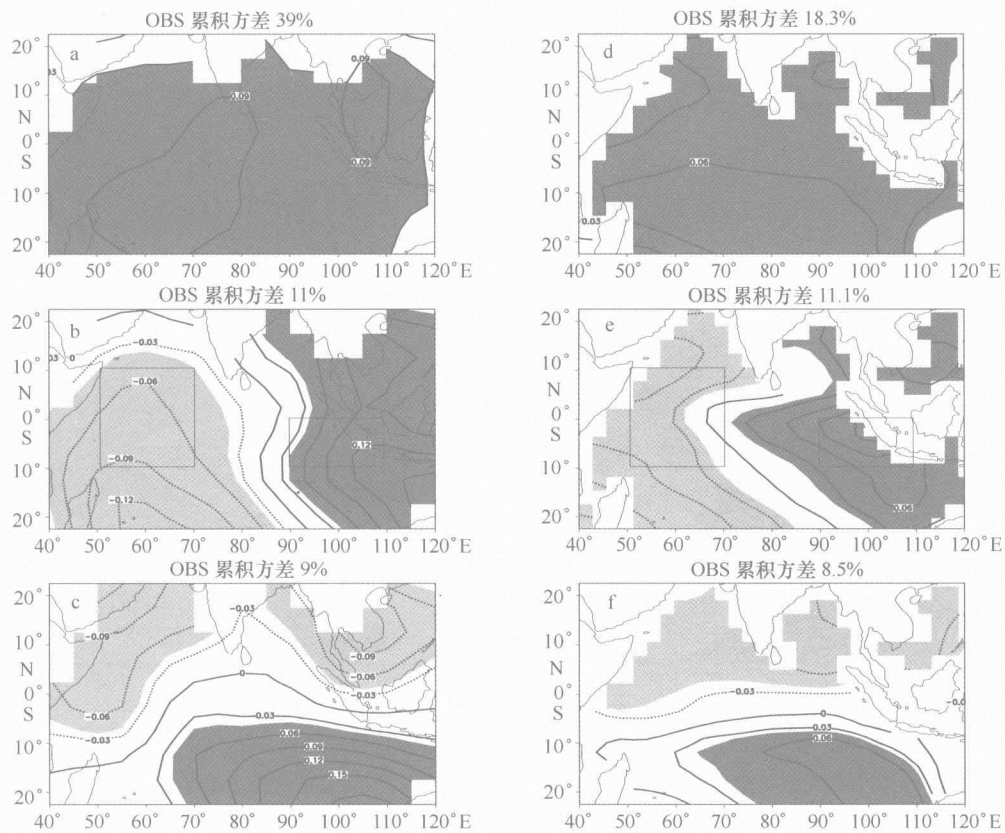


图2 观测资料 (a, b, c) 和 CCSM3.0 数值模拟 (d, e, f) 的印度洋 50 年逐月海温距平场 EOF 分解前 3 个模态的空间分布

准，从中选出正位相 IOD 年和负位相 IOD 年。其中正（负）位相 IOD 即当赤道东印度洋为负（正）海温异常，赤道西印度洋为正（负）海温异常的东西海温异常反位相事件。SOM3.0 模拟结果中，正位相 IOD 年有第 1 年、6 年、10 年、11 年、14 年、17 年、25 年、26 年、40 年，负位相 IOD 年有第 4 年、19 年、20 年、21 年、22 年、37 年、38 年、43 年、44 年。CCSM3.0 模拟结果中，正位相 IOD 年有第 4 年、11 年、16 年、17 年、19 年、22 年、23 年、24 年、40 年、41 年，负位相 IOD 年有第 1 年、6 年、7 年、9 年、12 年、13 年、20 年、26 年、29 年、33 年、38 年。同样计算再分析资料 1950—2000 年的 IODI，选取正位相 IOD 年：1961，1963，1967，1972，1977，1982，1983，1987，1991，1994，1997；负位相 IOD 年：1954，1956，1958，1959，1960，1964，1971，1989，1992，1996，1998。

图 3、图 4 和图 5 分别给出观测资料、SOM3.0 和 CCSM3.0 模式模拟和得到的 IOD 事件春、夏、秋、冬四个季节合成的 SSTa 演变。图 3 中，观测资料结果表明，负海温异常最开始在春季出现在印度洋苏门答腊岛至爪哇岛附近，随后在夏季加强并沿印度尼西亚海岸线向赤道移动，并且这时赤道西印度洋增暖，印度洋上出现东西反位相的偶极子型海温异常分布型，秋季 IOD 事件达到峰值，随后快速消亡。图 3 中表现出的 IOD 事件演变特征与 Saji 等选择 6 次极端 IOD 事件（1961，1967，1972，1982，1994，1997 年）合成得到的偶极子演变特征一致。由此可见 IOD 事件具有明显的季节锁相特征——夏季发生，秋季强盛，冬季衰亡。模拟结果图 4 中，春季热带印度洋上没有明显的海温异常，在东南印度洋 15°S 附近有负 SSTa 分布。夏季热带东印度洋苏门答腊至爪哇岛沿岸首先出现显著的负 SSTa，热带印度洋其他区域没有海温异常出现。在秋季热带印度洋上为显著的海温异常东负西正的正位相偶极子事件，并且强度发展到鼎盛，相比夏季东印度洋负 SSTa 向西扩展，但局限于 80°E 以东地区；到了冬季西印度洋正 SSTa 向东扩展，变成全海盆一致型海温异常模态。CCSM3.0 模拟结果图 5 中，与观测资料图 3 相似，负海温异常

首先出现在赤道东印度洋苏门答腊至爪哇岛地区。夏季负海温异常发展加强，西印度洋出现显著正海温异常，这时整个印度洋上呈现典型东西反位相偶极子型海温异常分布。秋季负海温异常加强并明显向东扩展，东极正海温异常也显著加强，此时印度洋偶极子型海温异常达到鼎盛，冬季明显减弱。

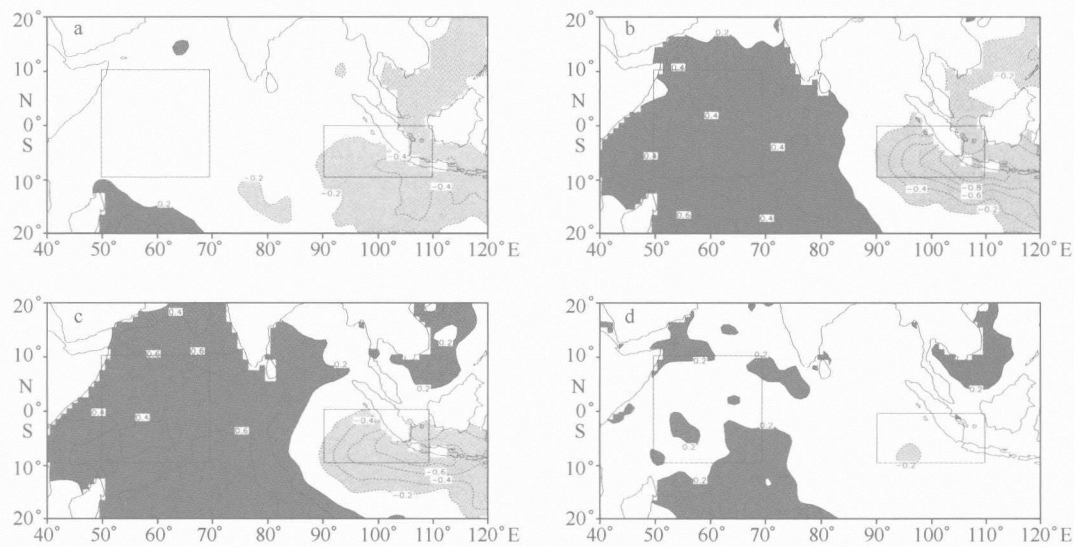


图3 观测的强 IOD 事件（正位相减负位相）海表温度距平的分布（a：春；b：夏；c：秋；d：冬）
（单位：℃；图中方框分别代表赤道东印度洋（10°S~10°N，50°~70°E）和赤道西印度洋（10°S~0°N，90°~110°E）区域）

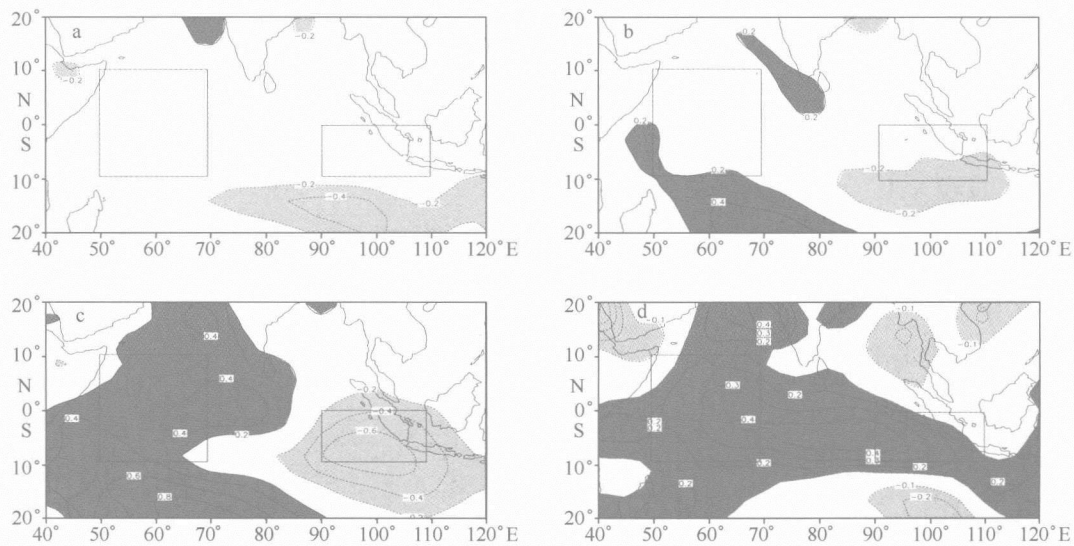


图4 SOM3.0 的强 IOD 事件（正位相减负位相）海表温度距平分布（a：春；b：夏；c：秋；d：冬）
（单位：℃，图中方框分别代表赤道东印度洋（10°S~10°N，50°~70°E）和赤道西印度洋（10°S~0°N，90°~110°E）区域）

由之前分析可见 IOD 事件有显著的季节锁相，其强度随季节变化，以秋季为最强。那么我们将印度洋海温异常按季节划分，对秋季进行 EOF 分解（图 6），结果发现无论数值模拟还是观测资料都在第一典型分布场中表现为印度洋偶极子型分布^[19-20]。在其他季节冬季，春季和夏季则更多地表现出全海盆一致的分布特征（图略）。表明，秋季 IOD 事件表现强烈，值得我们就其对周围地区及东亚地区天气气候的影响进行探讨。

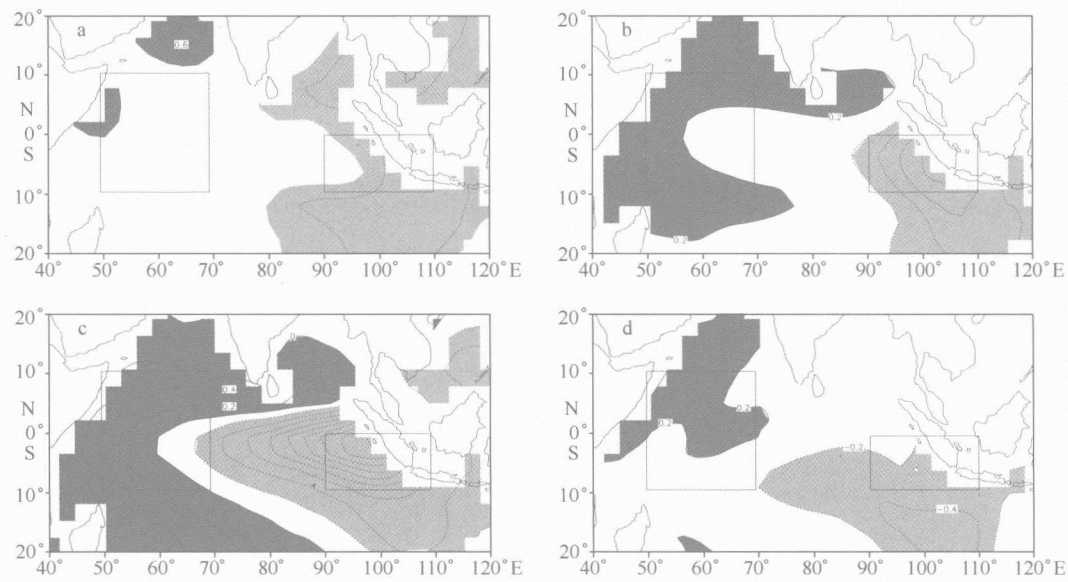


图5 CCSM3.0 模拟的强 IOD 事件（正位相减负位相）海表温度距平分布（a：春；b：夏；c：秋；d：冬）
（单位： $^{\circ}\text{C}$ ，图中方框分别代表赤道东印度洋（ $10^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}$ ， $50^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{E}$ ）和赤道西印度洋（ $10^{\circ}\text{S}\sim 0^{\circ}\text{N}$ ， $90^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$ ）区域）

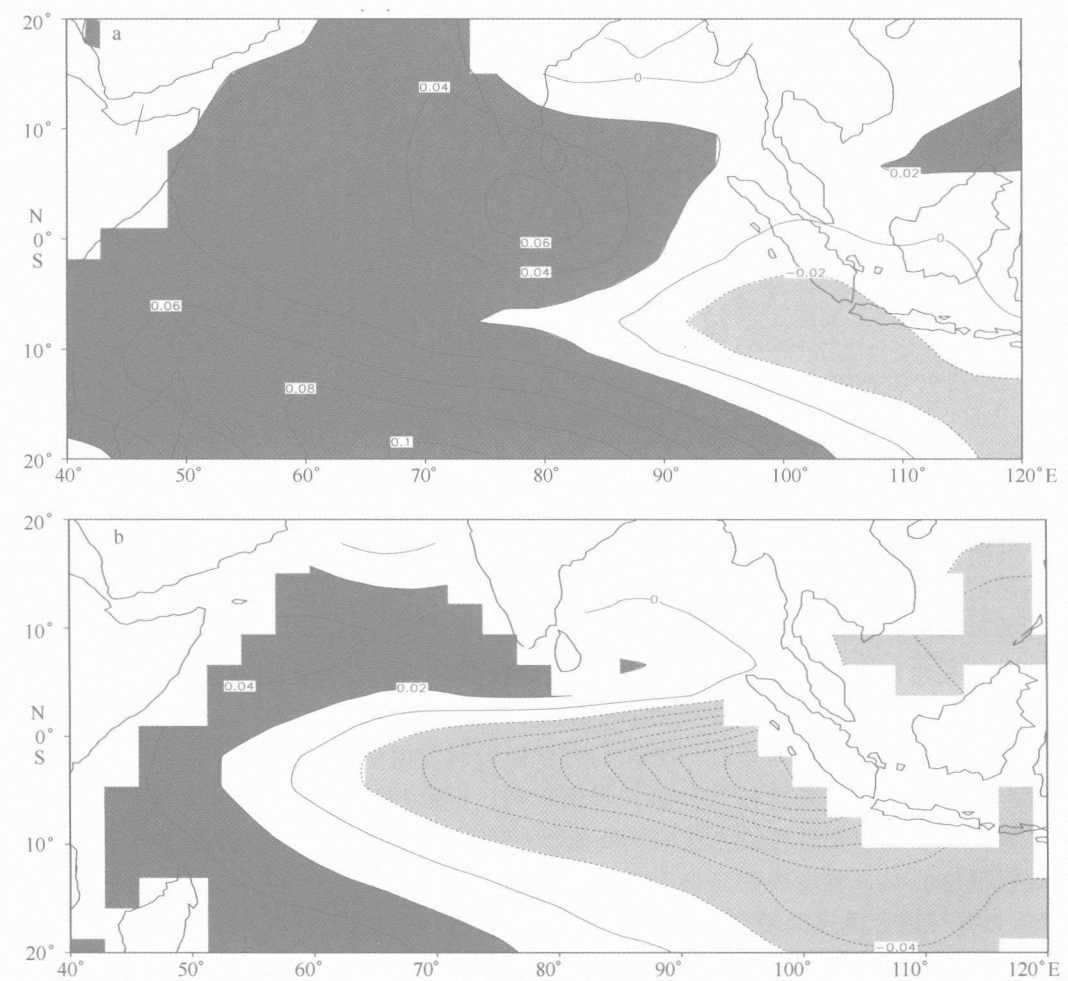


图6 SOM3.0 模式（a）和 CCSM3.0 模式（b）模拟得到的秋季热带印度洋海温异常 EOF 分解第一模态

分别对正负偶极子事件进行合成分析（图 7），可见，两种模式模拟的 IOD 事件有很强的季节位相锁定，从夏季发展加强，秋季达到最强，冬季衰减并迅速消亡，与观测事实非常一致。但偶极子指数振幅上看，CCSM3.0 模拟的偶极子指数强度要明显大于 SOM3.0 模拟出的偶极子指数，且与观测的偶极子指数的强度接近，但 CCSM3.0 模拟的负位相 IOD 事件强度要偏强些。

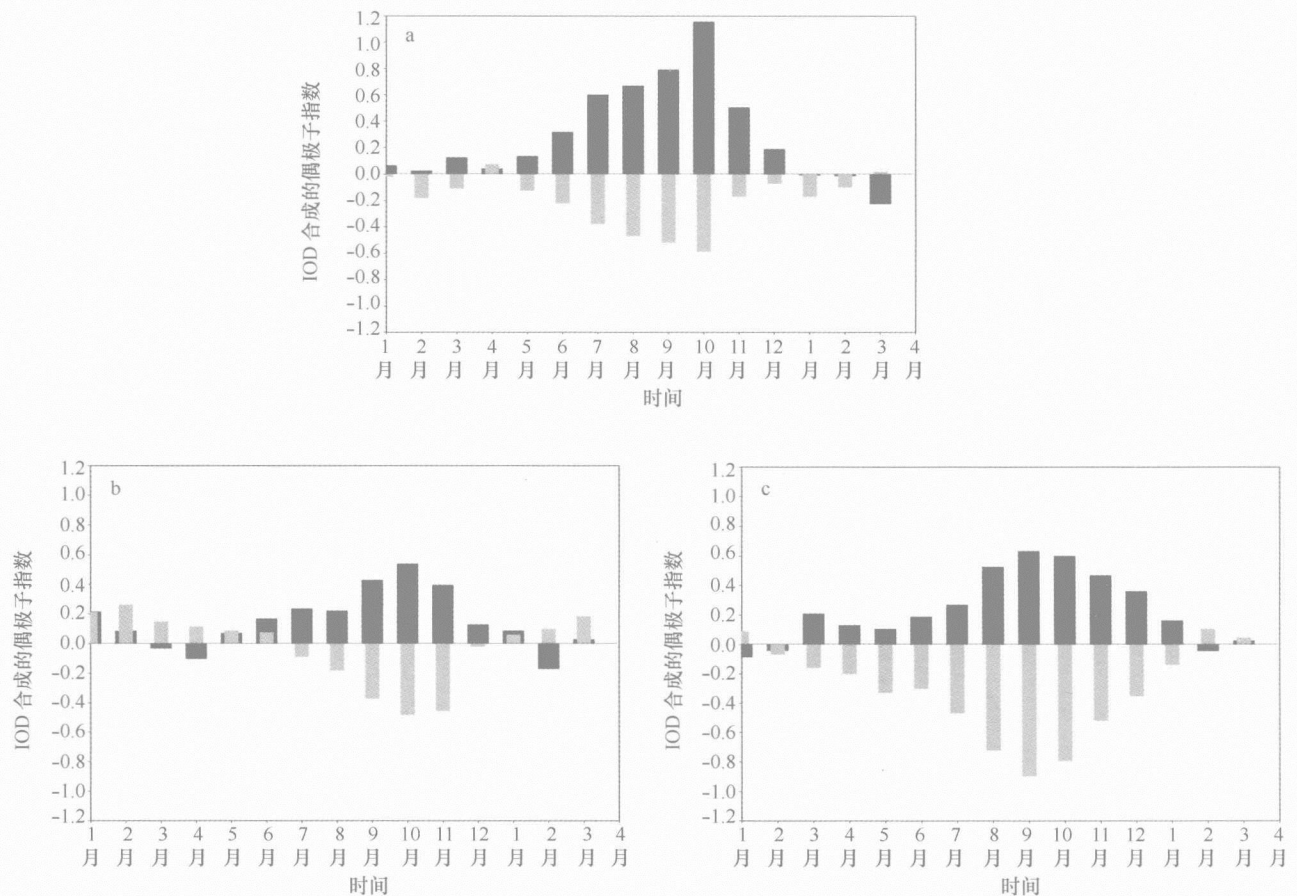


图 7 观测资料 (a)，SOM3.0 (b) 和 CCSM3.0 (c) 得到的正（负）IOD 合成的偶极子指数时间序列（深色为正位相 IOD，浅色为负位相 IOD）（单位:℃）

综上，两种模式都能很好地模拟出热带印度洋海表温度距平气候变化的整体一致性和偶极子性的特征，IOD 的季节锁相特征，即夏初发生，秋季成熟，冬季衰亡，模拟的其演变过程也与观测较为一致。表明两种不同复杂程度海气耦合模式的模拟能力较好，能够用来研究一定的科学问题。SOM3.0 模式是用海洋混合层来代替整个海洋，将大气环流模式与混合层海洋模式耦合，其混合层海洋是厚度 50 ~ 100 m 的薄层，热存贮有季节变化，但在其混合层海洋中包含有水平热输送，但却是由观测得到的海表温度计算得出然后被引入，不存在与海表以下海洋动力过程的相互作用。尽管如此，SOM3.0 简单海气耦合模式能很好地模拟出 IOD 事件，表明在未考虑印度洋海洋动力学影响时，由于大气变化导致的表面净热通量变化有能力产生印度洋 IOD 事件，尽管这种 IOD 事件强度较弱，但反映出大气对印度洋海温异常作用的重要作用，也表明外界因素导致印度洋表层上空大气环流场的变化将很大程度地影响到 IOD 事件。另外，简单海气耦合模式模拟出的 IOD 强度要明显小于复杂海气耦合模式模拟出的 IOD 强度，而简单海气耦合模式和 CCSM3.0 复杂海气耦合模式的最大差别在于 CCSM3.0 模式包含三维海洋模式因而具有海洋动力作用，表明海表层以下海洋动力作用也强烈影响着 IOD 事件。

3.3 与 IOD 事件相关的风场分析

我们知道风场与海表温度间的反馈过程主要有两种，一是风-温跃层-海面温度之间的动力学反馈，即常说的 Bjerknes 反馈；另一种是风-潜热通量-海面温度之间的热力学反馈以及由于海面潜热损失形成的云而间接影响的海面短波辐射等。风应力对海面温度的强迫仅与动力过程相联系。因此在本小节中我们重点分析与印度洋偶极子相关的距平风场特征。为揭示偶极子发生前、发展期和消亡期间热带印度洋异常风场的演变特征，图9中以矢量形式给出 SOM3.0 模拟的正位相 IOD 合成的第3, 5, 7, 9, 11 月和翌年1月的 850 hPa 异常风场时间演变。图中在偶极子发生前的 3 月，仅在赤道东印度洋苏门答腊附近有弱异常东风距，5 月在赤道东印度洋上出现西向的异常风场但风速仍较弱，对应图 4a 中印度洋上没有显著的海温异常。随着时间的推移 7 月该东风异常逐渐增强，对应图 4b 中赤道东印度洋上的首先出现负海温异常。在 9 月，11 月东风距平几乎控制整个热带印度洋地区，对应这时西印度洋出现大范围正海温异常区，正位相偶极子事件强度达到鼎盛。随后，在翌年 1 月东风异常减弱，对应 IOD 事件的减弱；翌年 3 月东风异常转向为西风异常（图略），这时印度洋正偶极子事件完全消亡。

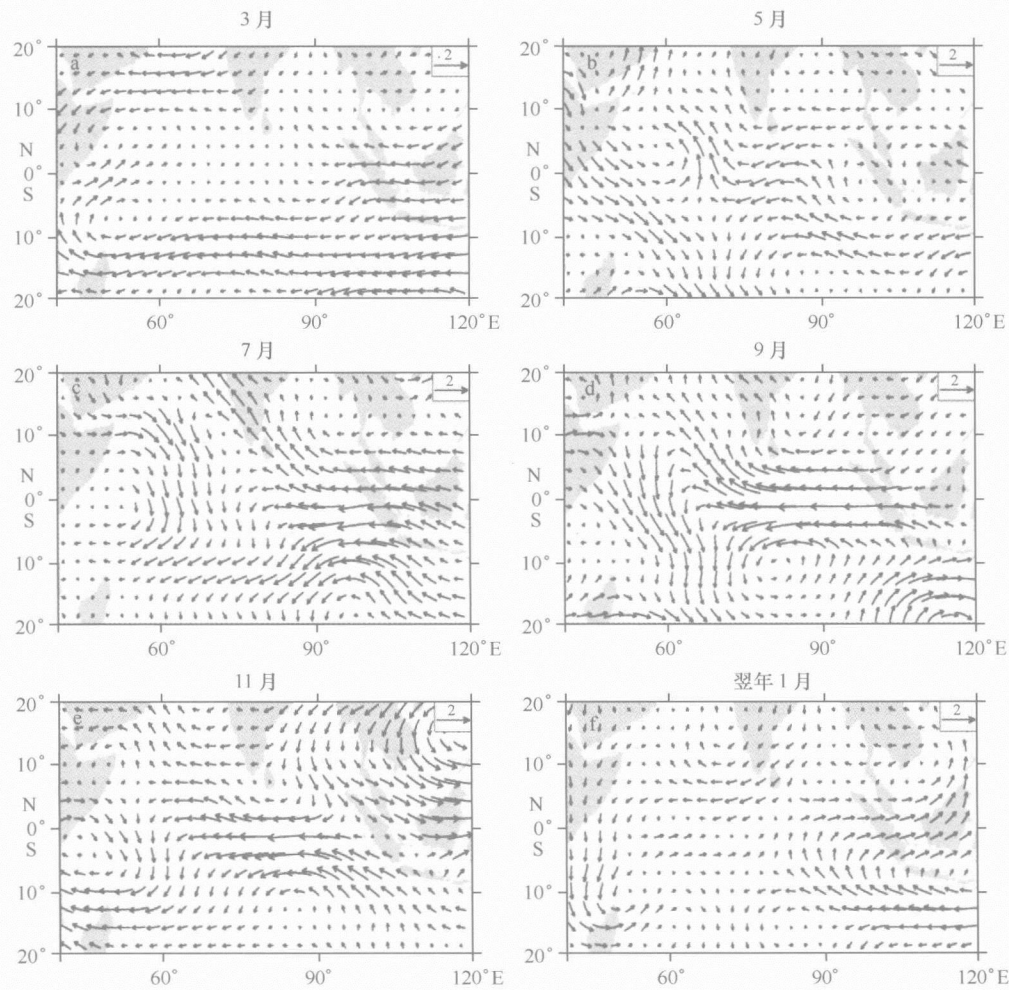


图8 SOM3.0 模拟的正位相 IOD 不同时期 850 hPa 风场距平的水平矢量图（单位：m/s）

负位相 IOD 事件合成的异常风场时间演变与正位相 IOD 事件几乎相反（见图9）。3 月，赤道东印度洋上为异常东风。5 月赤道东印度洋上出现弱的西风异常，并且随着时间的演变，西风异常逐渐增强，9、11 月达到最强，对应印度洋负位相 IOD 事件达到峰值。西风异常可持续到次年 1 月，翌年 3 月西风异常

转为东风异常（图略），印度洋负位相 IOD 事件结束。

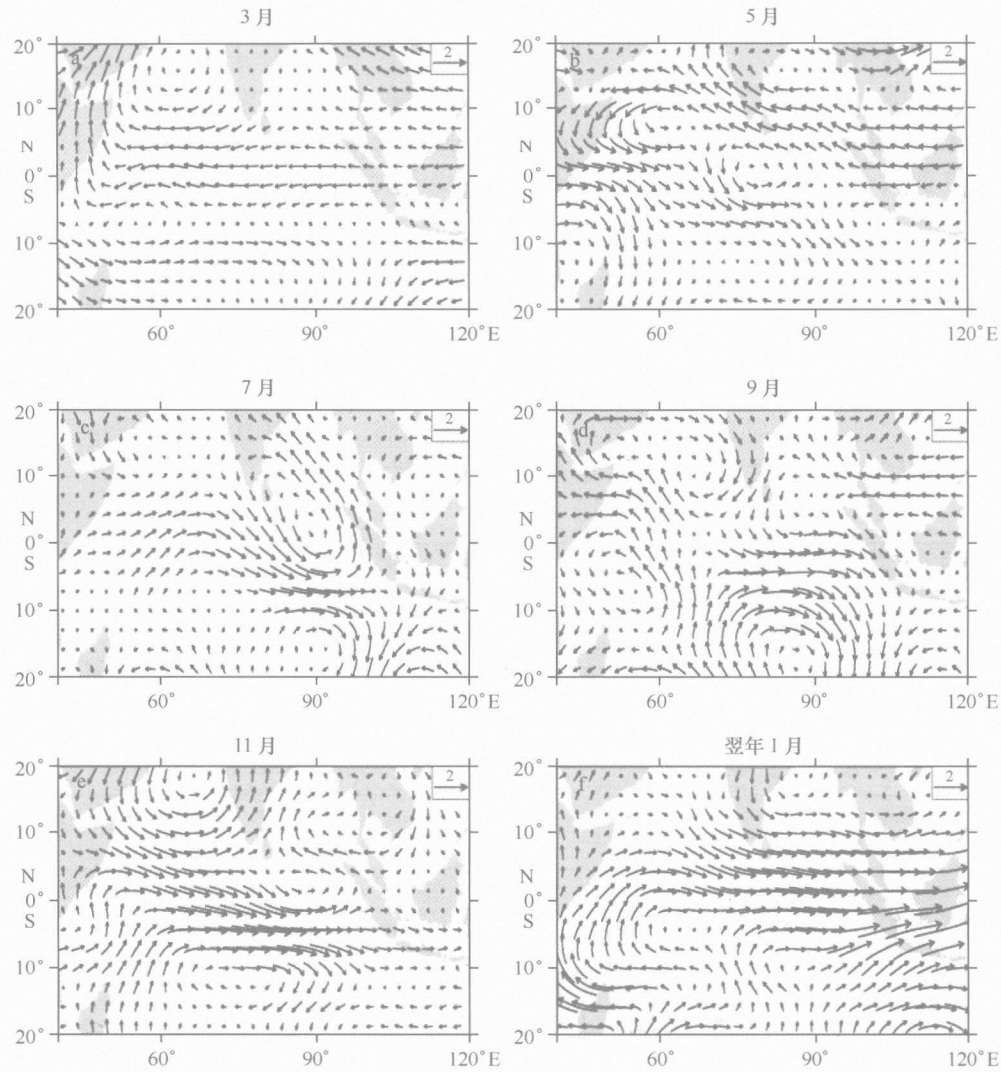


图9 SOM3.0 模拟的负位相 IOD 不同时期 850 hPa 风场距平的水平矢量图（单位：m/s）

图 10 和图 11 分别给出 CCSM3.0 模拟的正位相和负位相 IOD 事件合成得到的 850 hPa 距平风场时间演变图。由图 10 可见，在正位相 IOD 事件发生前和发展到鼎盛期过程中，热带东印度洋上为明显的东风距平，并且随着时间的发展东风距平西伸控制整个热带印度洋。到冬季 1 月后，其表面异常东风转换为西风异常，也就预示着印度洋正位相 IOD 事件的减弱。图 11 中负位相 IOD 事件中，从 IOD 事件的前期到盛期，热带印度洋上由强的西风距平控制，冬季 13 月开始减弱，次年 2 月热带印度洋为东风距平替代。

按照 Saji 等 1999 年对东风指数（IOD - U）的定义^[1]，计算模式结果的 850 hPa 东风指数。图 12 给出合成得到的印度洋正（负）位相 IODI 和 IOD - U 的时间序列。SOM3.0 和 CCSM3.0 模拟得到的正（负）偶极子指数与观测资料的正（负）偶极子指数的相关分别为 0.87(0.84) 和 0.845(0.74)，SOM3.0 和 CCSM3.0 模拟得到的东（西）风指数与观测资料的东（西）风指数的相关分别为 0.66(0.4) 和 0.45(0.48)。相关系数均超过 95% 的信度检验，表明模式模拟的海温场和风场的时间演变特征与观测基本一致，且以 CCSM3.0 的相关最好。从正负偶极子指数和东西风指数的时间序列上看，对于观测中正（负）IOD 相应的风场中，东风异常（西风异常）首先在 4 月出现，并可持续到 12 月，正（负）IOD 的海温异常在 6 月出现，并迅速发生到秋季达到盛期。风场异常超前海温场异常发生，表明风场变化是印度洋 IOD

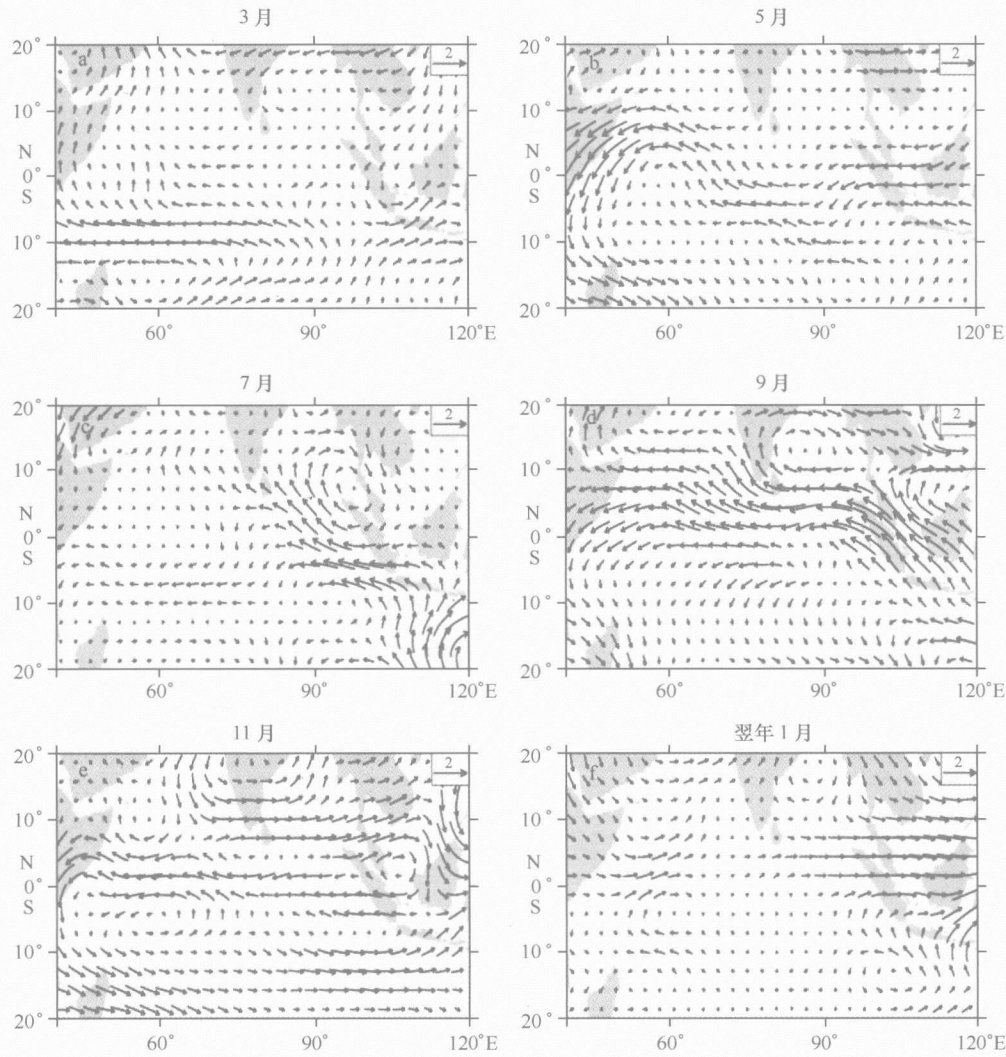


图 10 CCSM3.0 模拟的正位相 IOD 不同时期 850 hPa 风场距平的水平矢量图（单位：m/s）

事件发生的主要因子。CCSM3.0 模拟结果与观测中风场指数和 IODI 的时间演变基本一致。SOM3.0 模拟结果中，风场异常在 5 月出现，较观测晚 1 个月。而印度洋偶极子型海温异常的出现时间与观测一致在 6 月出现，并迅速发展到秋季达到盛期。

由上分析可见，当热带印度洋海表温度异常为正（负）位相偶极子结构时，赤道中印度洋上空为强大的东风（西风）异常，异常风场在夏季开始增强，秋季达到最强。可见风场的变化在导致 IOD 事件形成中起到非常重要的作用。以正位相 IOD 事件为例，当有东风距平时，由于气候态风场为东风，因此会使得东印度洋地区风速增加，蒸发潜热加强，进而导致该地区海表温度降低。由海洋和大气相互作用可知，他们的这种异常配置为各自的发展提供了正反馈机制，使得东极的负海温异常得以维持。那么对于西极海温异常的形成，Li 等^[11]研究认为与东极不同，它主要由海洋动力学造成。本文的研究发现在没有海洋动力学因素赤道西印度洋仍能出现暖海温异常，表明对于印度洋西极海温异常的形成中热力学过程起到一定作用。

仔细比较海温异常季节分布的图 3、图 4 和图 5 可以发现，SOM3.0 模拟结果中东印度洋负海温异常首先出现在夏季，较观测资料和 CCSM3.0 数值模拟结果晚约一个季度且强度偏弱。另外 SOM3.0 模式中东西反位相偶极子型海温异常在秋季正式出现，而观测资料和 CCSM3.0 数值模拟结果中东西反位相偶极子型海温异常在夏季开始形成，秋季达到峰值。由上一节的分析可知，简单海气耦合模式模拟出的 IOD

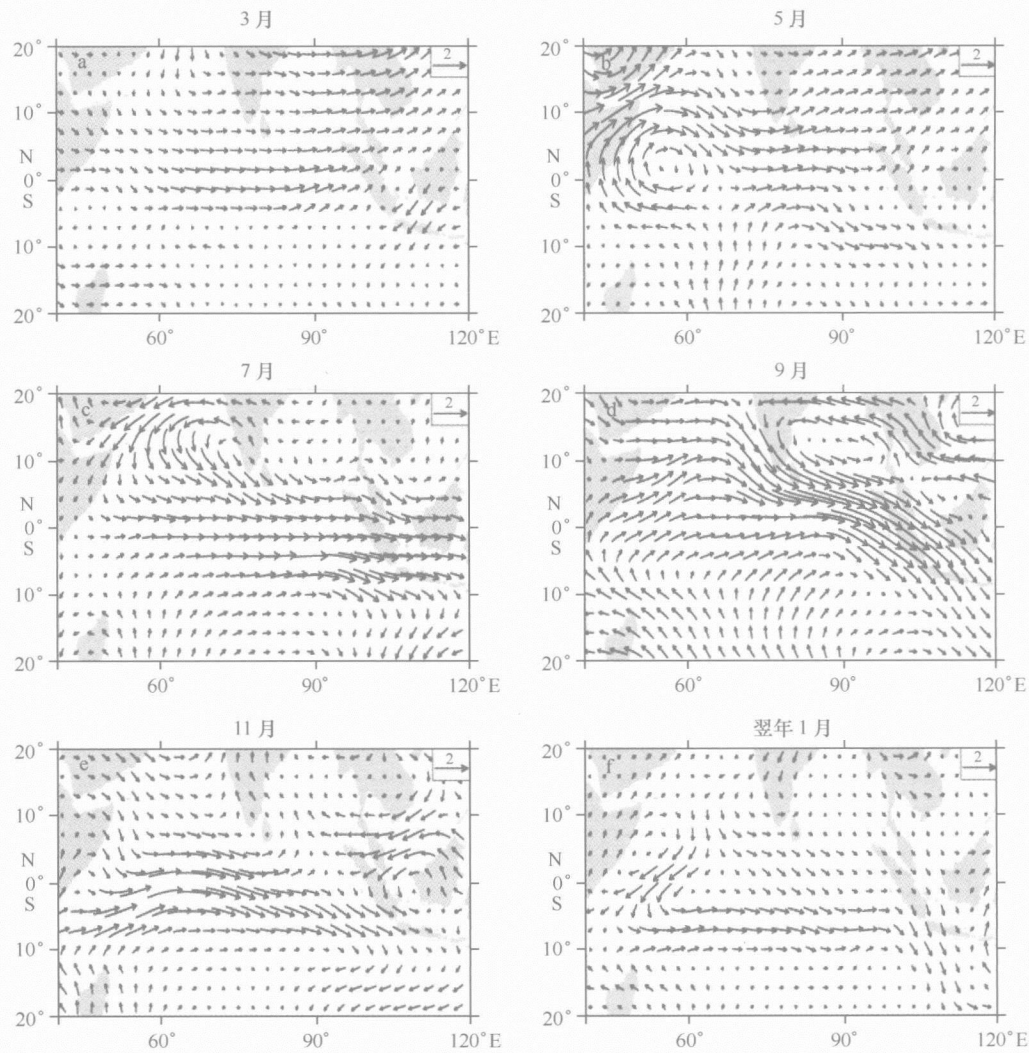


图 11 CCSM3.0 模拟的负位相 IOD 不同时期 850 hPa 风场距平的水平矢量图 (单位: m/s)

强度要明显小于复杂海气耦合模式模拟出的 IOD 强度, 表明海表层以下海洋动力作用也强烈影响着 IOD 事件。那么海洋动力过程也很可能影响到东印度洋负海温的出现早晚以及 IOD 的建立。

3.4 与 IOD 事件相关的海洋动力过程分析

TOPEX/Poseidon 卫星高度计算的海表面高度资料能够较好地揭示出第一斜压 Rossby 的存在^[21]。人们也逐渐清楚地发现 SSH 可以显著地影响 SST, 而其中 Rossby 波是一个很重要的动力机制。Rossby 波在温跃层内传播会导致海水密度的扰动, 进而产生相应的海表面高度变化。因此 SSHA 是发生在次表层的 Rossby 波的一个很好的指示因子。图 13 给出观测 (图 13a) 和 CCSM3.0 模拟 (图 13b) 的热带印度洋海平面高度 (SSHA) 与印度洋偶极子指数 (IODI) 的线性回归系数分布。图中可见, 对于海平面高度场而言, 其回归系数的分布型和 SST 异常分布型非常相配, 在赤道西南印度洋为高度正相关区, 前人研究也有类似报道^[22-23]。研究结果将其归于温跃层反馈机制, 并指出受海洋 Rossby 波影响, 因为该区域恰好是 Rossby 波西传的最终海区。来自赤道地区激发的 Kelvin 波沿苏门答腊 - 爪哇岛西岸的东南向传播是导致该海区两者强相关的动力因素^[24]。海水在赤道东印度洋辐散, 在西印度洋辐合, 这样海水在东印度洋上翻, SSHA 下降, 意味着 SSTa 降低, 同样, 在赤道西印度洋下沉, SSHA 升高, 意味着 SSTa 增加。