

印度洋偶极子及其可预报性研究进展^{*}

刘华锋^{1,2}, 章向明^{1,2}, 唐佑民^{1,2,3}, 陈大可^{1,2}

(1. 卫星海洋环境动力学国家重点实验室, 浙江 杭州 310012; 2. 国家海洋局 第二海洋研究所, 浙江 杭州 310012;
3. 北不列颠哥伦比亚大学 环境科学与工程学院, 加拿大不列颠哥伦比亚省 乔治王子城 V2N4Z9)

摘 要: 主要介绍印度洋偶极子(IOD)的时空特征、演变机制和可预报性的研究进展。IOD 是东西热带印度洋反相的海温异常, 是热带印度洋的年际海温变率最主要的两种异常结构之一。关于 IOD 的演变机制, 特别是 ENSO 在其中所起作用, 一直是学界争论的热点。一些学者认为, IOD 是 ENSO 通过遥相关作用对热带印度洋造成的影响; 另一些学者则认为, IOD 是热带印度洋内部海气振荡的产物。本研究重点讨论这两种观点的相关证据以及 IOD 与 ENSO 的关系。此外, 现有多数模式对 IOD 的预报时效小于 3~4 个月, 潜在的预报时效则大于 5 个月, 但这些对 IOD 的可预报性研究尚处于起步阶段, 还有很大发展空间。

关键词: 热带印度洋; 年际变率; 印度洋偶极子; 可预报性

中图分类号: P732

文献标识码: A

文章编号: 1671-6647(2014)03-0405-10

在年际尺度, 热带印度洋海表温度(SST)存在 2 种主要的异常结构。一种是整个热带印度洋海盆同相的 SST 异常, 称为印度洋海盆模(IOBM, Indian Ocean Basin Mode); 另一种是东西热带印度洋反相的 SST 异常, 称为印度洋偶极子(IOD, Indian Ocean Dipole)。其中, IOBM 是热带印度洋 SST 对厄尔尼诺—南方涛动(ENSO)的响应^[1-2]。而对于 IOD 的成因, 学界有不同观点。一种观点认为它同样受控于 ENSO^[3-5], 另一些学者则强调它由印度洋内部的海气相互作用产生^[6-7]。表 1 按季节列出了这两种异常占热带印度洋 SST 异常的比重, 更长时间尺度 SST 变率的贡献也一并列出^[8]。

表 1 东、西热带印度洋长期趋势、年代际异常、IOBM、IOD 对 SST 变率的相对贡献率^[8](%)

Table 1 Percent variance contributed by the linear trend, the interdecadal anomaly, IOBM, and IOD to the SST variability over western and southeastern tropical Indian Ocean^[8](%)

区域	时间	长期趋势	年代际异常	IOBM	IOD
西热带印度洋 (10°S~10°N, 50°~70°E)	3—5 月	22	29	31	7
	6—8 月	21	10	14	27
	9—11 月	19	14	20	37
	12—2 月	7	31	37	18
东南热带印度洋 (10°S~0°, 90°~110°E)	3—5 月	8	34	30	11
	6—8 月	4	29	8	44
	9—11 月	12	29	3	57
	12—2 月	6	17	25	8

大量研究证明, ENSO 是引起世界多个地区的气候异常甚至极端气候的重要因素之一^[9]。虽然热带印度洋 SST 的年际变率并没有 ENSO 那么强, 但它对全球气候的影响同样不容忽视。特别是 IOD, 它东西反相的异常变化会迫使大气作相应调整, 从而导致印度洋周边地区、南美中部、非洲南端、澳大利亚东南部、东

^{*} 收稿日期: 2013-08-27

资助项目: 国家自然科学基金资助项目——基于集合滤波器的热带印度洋同化系统和热带印度洋海温异常预测的研究(41276029)

作者简介: 刘华锋(1988-), 男, 广东茂名人, 硕士研究生, 主要从事物理海洋学方面研究。E-mail: swfa30@126.com

(李 燕 编辑)

北亚等区域出现气候异常,并使印度季风发生变化^[9-15]。IOD 还能通过调节印度季风和东亚季风影响我国多个地区的气温和降雨^[16]。因此正确认识 IOD 的结构特征、触发和演变机制,准确模拟和预报 IOD,对提高上述地区的气候预报水平有重要意义。

1 热带印度洋海温年际变率特征

1.1 印度洋海盆模

IOBM 为整个热带印度洋海表滞后于厄尔尼诺约 3~5 个月的异常升温^[1,3,17]。暖异常通常先出现在西印度洋,然后沿赤道向东传播,进入东印度洋后向东南扩展^[3]。它约占热带印度洋 SST 年际变率总方差的 30%^[3,6]。IOBM 的 SST 异常一般为 0.2~0.3℃,极端事件可以达到 0.5℃^[1]。

在热带印度洋的不同区域,IOBM 的直接主导因子不尽相同,但都离不开 ENSO 的遥相关作用。观测和模式结果表明,东热带印度洋的升温主要与太阳辐射通量有关,中热带印度洋的 SST 异常则主要受潜热通量和海水的垂向混合控制^[1-2]。在厄尔尼诺期间,印尼的强对流区域东移,东印度洋的太阳辐射通量增加,长波辐射输出却因热带大气边界层的高湿度而变化不大,东印度洋因而出现 SST 正异常。在中北热带印度洋和东南信风区,厄尔尼诺引起的风应力减小使蒸发减弱、水汽输出减少。这一潜热流失减弱控制了该区域的海表升温。同时,这一区域风速下降引起的海水垂向混合减弱也有利于 SST 异常上升。

1.2 印度洋偶极子

IOD 是苏门答腊附近海域 SST 异常下降和同期的西印度洋 SST 异常上升现象。它约占热带印度洋 SST 年际变率总方差的 12%^[6]。表 1 显示,IOD 事件通常发生在夏秋季节,其相应异常在春、冬季很弱。早在 20 世纪 80 年代,一些研究者已经发现热带印度洋 SST 的类似偶极结构^[18-19]。但对其深入的研究主要出现在 1994 年和 1997 年这两次显著的 IOD 事件之后。近年来,IOD 的频率和强度都有增加的趋势^[20]。Saji 等^[6]将西热带印度洋(10°S~10°N,50°~70°E)与东南热带印度洋(10°S~0°,90°~110°E)的 SST 距平之差定义为印度洋偶极指数(DMI, Dipole Mode Index),并以此来表示 IOD 强度。表 2 列出了 1873—2000 年的强 IOD 事件(年平均 DMI 超出一个标准差)^[21]。其中,黑体的年份同时出现正 IOD 和厄尔尼诺事件,或同时出现反 IOD 和拉尼娜事件;1992 年加下划线表示该年有反 IOD 事件却是厄尔尼诺年。

表 2 1873—2000 年强 IOD 事件的年份^[21]
Table 2 The strong IOD events during 1873—2000^[21]

正(位相)IOD		反(位相)IOD	
1877	1972	1874	1920
1902	1982	1879—1880	1954—1955
1923	1994	1889	1958—1960
1926	1997	1890	1964
1935		1892—1893	1975
1944		1899	1984
1946		1901	1989
1953		1906	<u>1992</u>
1961		1909—1910	1996
1963		1917	

注:空白表示无数据

图 1 是用典型正 IOD 年的 SST 距平和海表风异常资料合成的结果,图中可通过 90% 显著性双侧 T 检验的 SST 距平和海表风异常已分别用阴影和黑体箭头表示^[6]。如图所示,正 IOD 事件通常从 5、6 月开始出现,随后增强,到 10 月份达到最大。5—6 月,龙目海峡附近海域首先出现 SST 异常下降,同时东南热带印度洋区域的东南风出现异常。随后几个月,冷的异常沿着印尼海岸向赤道扩展,西热带印度洋开始异常升温。中热带印度洋的赤道西风开始减弱甚至转向,苏门答腊的沿岸风也出现相应异常。IOD 在 10 月达到最大后,整个结构迅速瓦解。次年夏秋季节通常会出现反 IOD 事件^[6]。

Saji 等^[6]提出以下机制(图 2)来解释 IOD 的演变过程。在通常年份的夏季风季节,赤道西风通过赤道、沿岸沉降流开尔文波使暖水积聚在苏门答腊岸外。在季风转换时,苏门答腊沿岸风会通过增强蒸发、上升流和海洋热平流使 SST 略为下降。若有一个内部或外部的因素使 SST 的降温超过正常水平,海表气压场会发生显著变化。东南信风向下游延伸,阻断侵入的赤道流,使得苏门答腊附近海域被降温过程控制。在 SST 下降的同时,温跃层也在变浅,上升流的降温作用将更为显著。这一系列正反馈过程将推动东热带印度洋 SST 持续下降。扩展的东南信风向更西边的区域输送水汽并辐合。热带海洋辐合区随之西移,导致西印度洋风速下降、蒸发减弱、降雨增加,继而引起西印度洋 SST 异常上升。海洋混合作用随降雨增加而减弱、温跃层因东向输送减弱而加深都利于西印度洋升温。SST 异常也对风和降雨异常产生正反馈,使东、西热带印度洋的 SST 异常都不断增大。而进入冬季风季节后,赤道风和苏门答腊沿岸风都会相应减弱。海洋动力过程对东南热带印度洋 SST 的影响减弱。由于 IOD 年该海域蒸发较弱、云量较少,太阳辐射输入高于正常年份。加上冷的 SST 异常使得混合层较薄,东南热带印度洋的 SST 可迅速恢复到正常水平,IOD 瓦解。

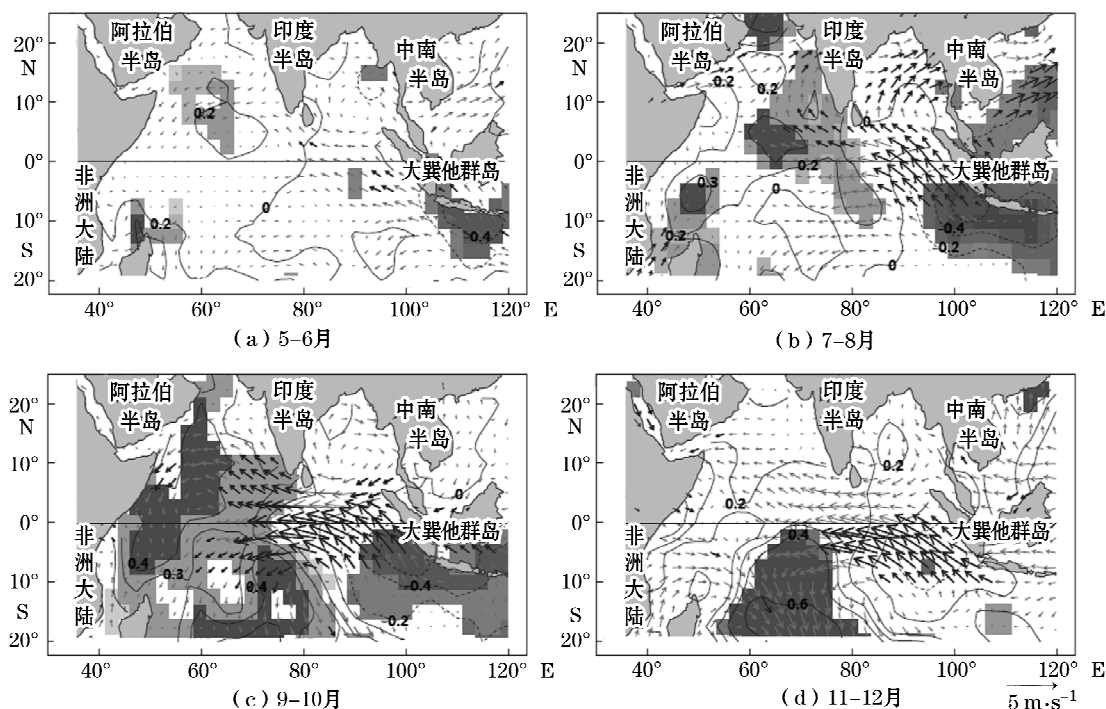
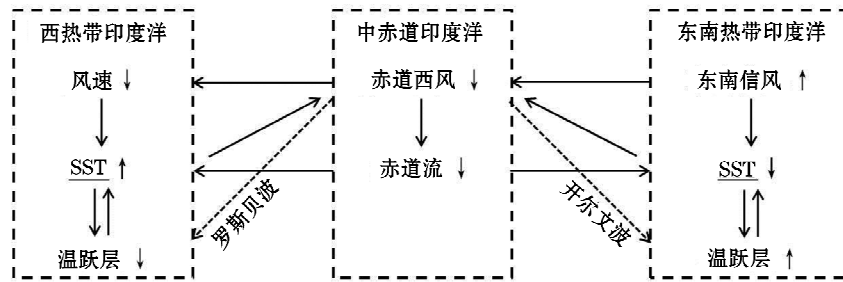


图 1 典型 IOD 年的 SST 和海表风场异常^[6]

Fig. 1 Evolution of composite SST and surface wind anomalies of typical IOD years^[6]

图2 IOD的一种可能的动力机制示意图^[6]Fig. 2 Schematic diagram of a possible dynamic mechanism of IOD^[6]

Rao 等^[21]与 Feng 和 Meyers^[22]发现,IOD 是一个准两年周期的循环过程,它的相位反转与次表层作用密切相关。因为海洋次表层的波动主要由区域风异常激发的行星波控制,而热带印度洋赤道风只有在 IOD 期间才会出现显著异常,热带印度洋的次表层变率主要随 IOD 变化而不受 IOBM 的影响。在 IOD 年的夏、秋季,赤道风异常分别通过罗斯贝波和开尔文波使西印度洋温跃层加深、东印度洋温跃层变浅,其后暖的 SST 异常沿赤道东向传播,加深中东热带印度洋温跃层深度,次表层 IOD 相位反转。在下一年印尼沿岸的上升流季节,上升流的降温作用因温跃层异常而减弱,使得东南热带印度洋 SST 高于往年,一个与 IOD 发展过程相反的正反馈作用将推动反 IOD 发展。

Fischer 等^[23]比较一组包含和不包含 ENSO 过程的模式结果,提出了两种相互独立的 IOD 触发机制。第一种机制由厄尔尼诺驱动。在厄尔尼诺时期,西太平洋对流和降雨中心向东偏移,使得东南印度洋出现异常沉降流和降雨减少,并使印度洋沃克环流减弱。这些大气异常也会通过 SST—风应力—温跃层正反馈触发 IOD。另一种机制则热带印度洋的异常哈德雷环流引起。如果冬季东南热带印度洋的风应力异常增强,SST 会低于往年。其后大气对流中心会相应向北偏移。在次年春季,一个异常的哈德雷环流将会出现,南半球的东南信风提前越过赤道。接下来,东南热带印度洋的冷 SST、赤道东风异常一起触发前文所述 SST—风应力—温跃层正反馈驱动 IOD 发展。他们认为这是一种独立于 ENSO 的触发机制。

此外,印度洋亚热带偶极子(IOSD, Indian Ocean Subtropical Dipole)^[24]与滞后 9 个月的 IOD 有强的正相关^[25],而 IOSD 东极的 SST 异常是 IOD 的先兆^[23, 26]。Feng 等^[27]认为,IOSD 也可以通过马斯克林高压触发 IOD。在 IOSD 成熟期,西南印度洋 SST 异常会增强马斯克林高压,而高压又会通过遥相关影响赤道大气。马斯克林高压与季风槽的压强梯度增加,阿拉伯海和印度半岛出现反气旋环流,赤道出现东风异常,进而触发 IOD^[23, 27-29]。

以上 IOD 的触发和演变机制都可以在观测资料和模式结果中找到证据,但实际的 IOD 机制可能更为复杂。一些 IOD 事件并不能从以上机制中产生,如 1979 年的 IOD^[30]。Yamagata 等^[31]发现,即使正反馈的各海气状态都已建立,一些 IOD 事件(如 2003 年)也会在即将成熟的时候突然消失。IOD 可能还受到海洋表层和次表层的其他一些联系机制以及大气、海洋季节内的扰动等影响。

2 IOD 与 ENSO 的关系

ENSO 是地球系统最强的年际变率,它对全球大气、海洋异常都有重要的影响。热带印度洋 SST 年际变率 IOD 是受控于 ENSO,还是独立于 ENSO 而由印度洋内部的海气相互作用维持,一直是个争论热点。本节将分别介绍支持不同观点的主要证据,然后介绍 IOD 和 ENSO 的相互作用。

2.1 观点一:IOD 受控于 ENSO

一些研究者认为,热带印度洋内部的海气相互作用不足以产生“翘翘板式”的正反馈过程,IOD 并不是

一个独立的异常结构。Baquero-Bernal 等^[32]发现东南热带印度洋和西热带印度洋的 SST 距平没有显著的负相关,它们仅在秋季才有较高的负相关。而厄尔尼诺年合成的秋季印度洋 SST 距平正是东负西正的偶极结构。在去除热带印度洋 SST 距平的 ENSO 信号后,东南热带印度洋和西热带印度洋 SST 距平在秋季的负相关也变得不显著。在他们的“无 ENSO”模式中,热带印度洋也没有出现 IOD。因此,他们认为,IOD 是 ENSO 引起的热带印度洋 SST 年际变率的一部分,厄尔尼诺在热带印度洋引起的 SST 距平在秋季为东负西正的偶极结构,在其他季节为整个海盆的暖异常。

对热带印度洋 SST 距平作经验正交函数(EOF, Empirical Orthogonal Function)分解所得的第一模态(EOF-1)是整个海盆同相的 IOBM,而第二个模态(EOF-2)是东负西正的偶极结构。Saji 等^[6]认为这一结果可以佐证 IOD 独立于 IOBM 和 ENSO。但有相当一部分学者不以为然。Tourre 和 White^[8]发现 EOF-1 的时间系数和 EOF-2 的时间系数相错 9~15 个月会有显著相关性。他们认为,EOF-2 并不是独立的结构,EOF 的前两个模态反映的是 ENSO 引起的 IOBM 最先在西热带印度洋出现,然后沿赤道东向传播。Dommenget 和 Latif^[33]通过一些低维的例子说明 EOF 总是强迫变量作正交分解,当 EOF-1 是整个海盆的单极结构,EOF-2 就会是偶极形式。因此 EOF 的中心不一定是真实物理过程的中心。旋转 EOF 方法所得模态并没有重现 IOD 的两极,即东南热带印度洋和西热带印度洋的 SST 距平没有负相关。因此他们认为,IOD 是 EOF 产生的假象而不是一个独立的物理现象。

2.2 观点二:IOD 独立于 ENSO

另一些研究者坚持认为,IOD 可以由印度洋内部的海气相互作用产生,它独立于 ENSO。Behera 等^[34]指出,EOF 的结果只是 IOD 的证据之一,IOD 有其他的一系列证据和物理机制支持。Saji 等^[6]用合成分析清楚地揭示了 IOD 的结构和演变过程,发现 IOD 可能主要是由印度洋内部海气相互作用所激发的,它与热带印度洋的风异常有很好的线性关系。Rao 等^[21]发现热带印度洋次表层年际变率直接受控于 IOD,也进一步证明 IOD 是热带印度洋内部固有的年际振荡。此外,热带印度洋的长波辐射输出^[35]和海表气压都有相应的偶极异常。东南热带印度洋和西热带印度洋的相关不显著主要是因为负相关被 ENSO 引起的 IOBM 掩盖了。在去除长期趋势、年代际变率和 IOBM 后,东南热带印度洋和西热带印度洋 SST 距平相关系数达 $-0.5^{[8]}$ 。

Saji 和 Yamagata^[8]比较了 1958—1997 年的 DMI、中印度洋赤道风应力和 Niño-3 的特征,以论证“IOD 独立于 ENSO”。他们发现,40 年里独立出现的“纯 IOD”稍多于与 ENSO 共同出现的“共生 IOD”,且“纯 IOD”占 DMI 总方差的 43%，“共生 IOD”只占 26%。DMI 与 Niño-3 指数的相关很大程度是由少数几次共同出现的强 ENSO 和强 IOD 引起。DMI 与印度洋赤道风异常的相关性要远高于 DMI 与 Niño-3 的相关性。小波分析显示 IOD 在 1960s 和 1990s 较强,而 ENSO 在 1970s 和 1980s 较强,两者的强弱时期正好相反。去掉 ENSO 信号后赤道风异常的波谱却和 IOD 的波谱很相似。这都说明热带印度洋内部的海气耦合对 IOD 演变的作用比外部 ENSO 的作用重要得多。

另外,Fischer 等^[23]和 Behera 等^[36]都利用一个抑制了 ENSO 的模式在热带印度洋模拟出了与实际相近的 IOD 结构,证明了热带印度洋内部的海气相互作用可以在不受外部强迫的情况下独自生成 IOD。这与 Baquero-Bernal 等^[32]的模式结果不同。

2.3 IOD 与 ENSO 的相互作用

尽管 IOD 的独立性存在很大争论,但无可否认的是 IOD 和 ENSO 之间存在重要的相互作用。如前文所述,Fischer 等^[23]提出 IOD 可以由两种不同机制触发,其中一种与 ENSO 引起的印度洋沃克环流异常有关。Behera 等^[36]通过比较有 ENSO 和无 ENSO 的模式里 IOD 的特征发现,ENSO 可通过控制沃克环流来调节 IOD 出现的频率,而且在有 ENSO 的模式中有更多的 IOD 可以在春季时不利的海气状况下生成。ENSO 的作用可以使印度洋海气状况变得有利于 IOD 发展。

另一方面, Behera 和 Yamagata^[37]发现 DMI 和其后一个月的达尔文站(南方涛动的西极)气压、中西热带太平洋($160^{\circ}\sim 180^{\circ}\text{E}$, $6^{\circ}\text{S}\sim 6^{\circ}\text{N}$)海表气压都有显著相关。Luo 等^[38]也发现, 不考虑印度洋, 无法对 1994、1997 和 2006 年的厄尔尼诺的启动作出有效预报, 但印度洋对那些没有 IOD 共生的厄尔尼诺的模拟影响不大。这表明 IOD 也是影响 ENSO 启动的非线性作用之一。他们认为, IOD 也能对太平洋的海气状况产生显著影响, 使它有利于 ENSO 启动和发展。

Chen 等^[39-40]进一步指出, 由于暖池和沃克环流将热带印度洋和印度太平洋紧密联系在一起, 可以用“印太三极子(IPT)”来统一这两个海盆的海气振荡过程——IOD 和 ENSO。他们用典型厄尔尼诺年的 SST、风和降雨异常合成出了明显的 IPT 结构。用那些所谓“纯 IOD”年^[6]各季节的 SST、风和降雨异常作合成分析同样可以得到类似的三极结构。只是东边的暖 SST 异常较弱且仅伸展到日界线附近而没有进入东太平洋。这表明, IOD 和 ENSO 都是 IPT 的一部分, IPT 既可以被 ENSO 驱动也能被 IOD 驱动。其中, IOD 驱动的 IPT 可能是由异常强的亚洲夏季风触发, 它的太平洋部分通常表现为弱的暖池厄尔尼诺。

3 印度洋偶极子可预报性的研究进展

可预报性研究可分为评价模式实际预报技巧和估算潜在可预报性两部分。当前针对 IOD 的可预报性研究主要是在讨论某一模式的预报技巧, 如 NSIPP^[41-42]、NCEP CFS^[42-43]、SINTEX-F^[44]、POAMA^[45]等。他们所得结果比较接近, IOD 西极($10^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}$, $50^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{E}$) SST 距平的预报时效通常为 6~9 个月, 而东极($10^{\circ}\text{S}\sim 0^{\circ}$, $90^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$)的预报时效则是 5~6 个月。至于 DMI 的预报时效仅有 3~4 个月, 少数的强 IOD 事件(如 2003 年和 2006 年)的预报时效可以达到 6 个月左右。Shi 等^[46]比较了 ECMWF Sys3、SINTEX-F、NCEP CFSv2、POAMA 等模式对 IOD 的预报技巧(图 3), 结果和之前的研究结果一致, 模式之间的差别也很小。这些动力模式的预报技巧与仅用太平洋 SST 作为预报因子的统计模式的预报技巧^[47]也没有显著差别。模式对 IOD 的预报技巧过低可能主要是因为受限于模式未能有效模拟印度洋内部的海气动力过程, 或未能正确反映 IOD 和 ENSO 的关系等^[46]。

由于热带印度洋主要受季风驱动而不是受行星风驱动, IOD 的演变过程被严格限定在特定季节, DMI 的持续预报和动力预报技巧都有明显的季节性差异。Wajsowicz^[42-48]发现, IOD 两极都有弱的春季预报障碍, 西极在夏末秋初也有预报障碍, 而东极的预报障碍还出现在春末夏初和冬季。其中春季障碍和 ENSO 有关。夏季障碍则是发生在 SST 距平符号转变的时候, 此时海气耦合很弱而季风噪声阻碍了 SST 的有效预报。冬季障碍也是跟海气耦合弱、海洋的动力不稳定性强有关。而 DMI 本身的主要预报障碍是冬季障碍^[44]。其时, 纬向 SST 梯度较小、区域风很弱, 海气相互作用不稳定, 而温跃层很厚、垂向温度梯度也较小, 温跃层反馈也较弱。强的动力不稳定性有利于误差快速增长而使预报技巧显著下降。

总的来说, 在预报 IOD 方面, 现有的主要模式都还需作进一步改进。那么模式的改进空间还有多大, 预报技巧的上限是多少? 这是潜在可预报性研究要回答的问题。大气海洋系统的可预报性主要受限于两种因素。一种是因非线性和随机因素造成的影响。这种预报误差和不确定性是耦合系统固有的, 客观存在而不可消除的。另一种是当前的预报能力, 如因耦合过程认识的局限性、模式和观测的不确定性以及计算资源的局限性等造成的预报不确定性。这种限制因素随着预报能力的提高可以减少, 甚至消除。潜在可预报性研究正是为了区分这两种预报误差。系统地评价潜在可预报性(又称潜在预报率), 客观度量第一种误差, 定量估计不同尺度变率的最大可预报时效是发展模式预报系统的重要理论基础之一。只有深入考察分析了潜在可预报性, 了解了提高预报能力的空间有多大, 才能在发展预报系统、设计预报目标、选择可预报性时限等方面有坚实的科学指导和理论基础。

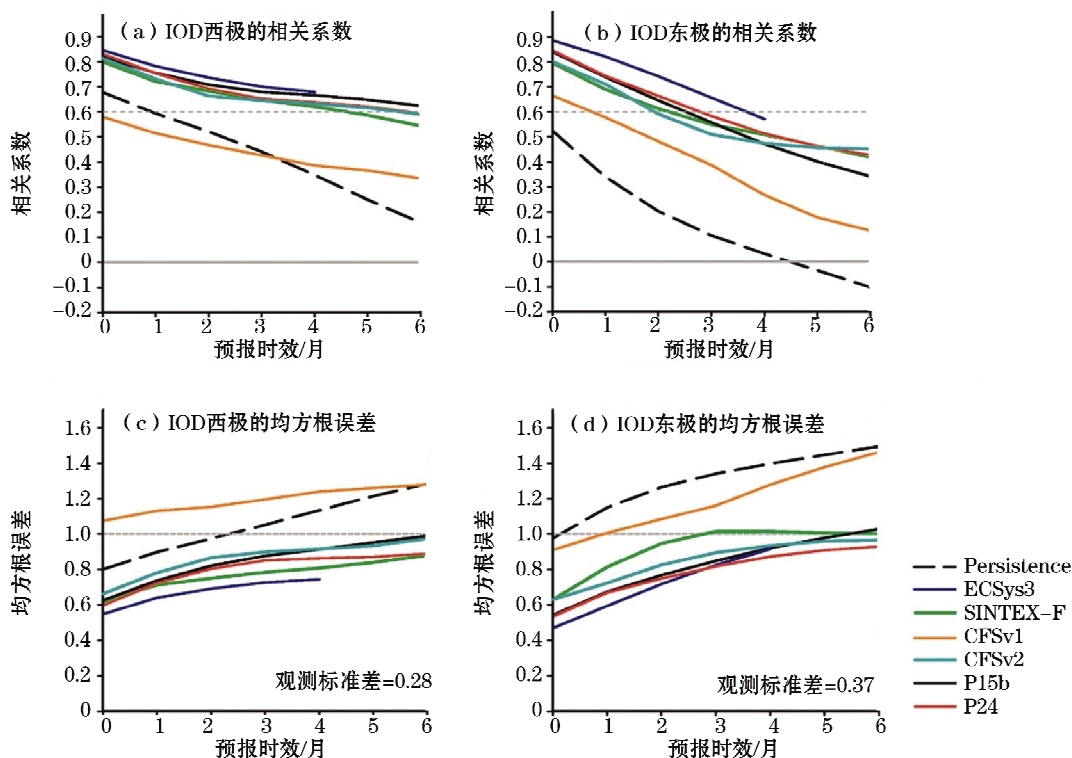
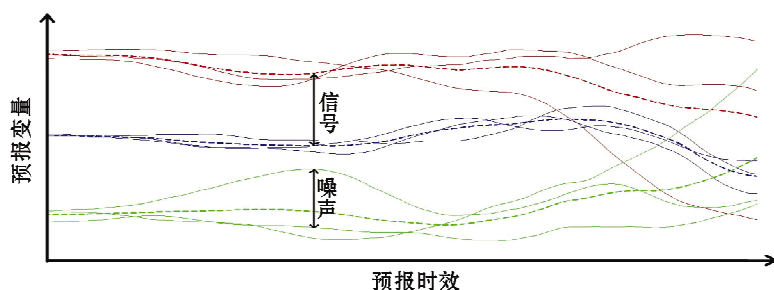
图3 一些模式对IOD两极海区SST距平的预报技巧^[46]Fig. 3 Several models' prediction skill of SST anomaly on the two poles of IOD^[46]

图4 集合预报和潜在可预报性示意图

Fig. 4 Schematic diagram of the ensemble prediction and the potential predictability

估算潜在可预报性较常用的方法有信噪比法和信息熵法^[48]。如图4,3组不同颜色的实线代表从3个不同初始条件作出的集合预报,3条虚线代表3组预报各自的平均值。信噪比法将不同初始条件引起的结果差异视为信号的影响,而将初值的微小扰动造成的结果差异视为噪声的作用,比较两者的相对大小来衡量预报对象的潜在可预报性。而信息熵法则用集合预报产品的熵(即混乱程度)来估算潜在可预报性。如图4,当不区分初始条件而把所有预报放在一起的时,预报结果较为混乱。而同一初始条件所作的预报相互之间一般差别不大,明显更为有序。它们的熵差可以反映出初始条件在预报中的有效性,也就客观度量了上述不可消除的随机误差的大小,用以估算潜在可预报性。

Wajsowicz^[42]对NSIPP集合预报资料作分析的结果表明,IOD西极SST距平的潜在预报时效在11个月以上,夏季预报障碍可以通过改进模式加以消除,东极的潜在预报时效也有5~10个月。而Zhao和Hendon^[45]分析POAMA集合预报资料所得的结果显示,DMI本身的潜在预报时效也可达6个月以上。但由于模式对潜在可预报性的估算会有一定影响,分析单一模式所得的结论难免有所偏差,例如过高的模式误差会

使所得结果高估真实的潜在可预报性水平^[42, 45], 在 IOD 的可预报性方面还需要更多、更深入的研究。

4 展 望

IOD 是热带印度洋最主要的 SST 年际变率之一。正 IOD 事件, 东南热带印度洋出现冷异常, 西热带印度洋出现暖异常, 并伴随有中印度洋的赤道风异常和次表层的 20 °C 等温线偶极型异常。它通常在厄尔尼诺年的夏季开始出现, 在 12 月之前消失。最近十几年, 很多学者对 IOD 的时空特征、演变机制等做了大量研究, 但关于 IOD 的形成机制以及它与 ENSO 的关系等问题仍然存在很大争论。一种观点认为, IOD 与 IOBM 一样是 ENSO 遥相关的结果, 并不能自发从印度洋产生。另一种观点认为, IOD 是热带印度洋的温跃层周期性变化和内部的海气相互作用共同产生的, 独立于 ENSO。但不管怎样, 不可否认的是 IOD 和 ENSO 有显著的相互作用。Chen 等^[39-40] 提出应把热带印度洋和热带太平洋作为一个整体来研究, 可以用 IPT 的概念来统一 IOD 和 ENSO。这为 IOD 的动力机制、气候作用等研究提供了一个新的视角。在此基础之上的进一步研究不仅有望揭示更多有关 IOD 的信息, 同时有可能加深我们对 ENSO 的认识。

虽然目前已经有一定数量的研究开始关注 IOD 的可预报性, 并取得了一些比较一致的重要结论, 但我们仍然需要更多、更深入的研究。前人的研究普遍存在有样本数不足的问题(资料一般为最近二三十年或少数强 IOD 年), 这样不仅无法考察可预报性的年代际变化, 分析 IOD 可预报性来源、讨论 ENSO 对 IOD 可预报性的影响等研究也无法给出统计稳健的结论。我们需要覆盖更长时间的资料来开展相关研究工作。另一方面, 以单一模式的集合预报资料来估算潜在可预报性, 可能会因模式误差而使结果被一定程度地高估。用多模式集合预报产品估算潜在可预报性是更好的选择。这些可预报性的研究工作可以为发展和改进 IOD 或热带印度洋的预报系统指明方向, 并为相关业务预报提供科学指导。

参考文献(References):

- [1] 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.
- [2] VENZKE S, LATIF M, VILLWOCK A. The coupled GCM ECHO-2. Part II: Indian Ocean response to ENSO [J]. *Journal of Climate*, 2000, 13(8):1371-1383.
- [3] TOURRE Y M, WHITE W B. ENSO signals in global upper-ocean temperature [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1995, 25(6):1317-1332.
- [4] ALLAN R, CHAMBERS D, DROSDOWSKY W, et al. Is there an Indian Ocean Dipole, and is it independent of the El Niño-Southern Oscillation? [J]. *CLIVAR Exchanges*, 2001, 6(3):18-22.
- [5] HASTENRATH S. Dipoles, temperature gradients, and tropical climate anomalies [J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2002, 83(5):735-738.
- [6] 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.
- [7] WEBSTER P J, MOORE A M, LOSCHNIGG J P, et al. Coupled ocean-atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997-1998 [J]. *Nature*, 1999, 401(6751):356-360.
- [8] SAJI N H, YAMAGATA T. Structure of SST and surface wind variability during Indian Ocean Dipole mode year: COADS observations [J]. *Journal of Climate*, 2003, 16(16):2735-2751.
- [9] ASHOK K, GUAN Z, 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):3141-3155.
- [10] ASHOK K, GUAN Z, 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.
- [11] BEHERA S K, LUO J, MASSON S, et al. Impact of the Indian Ocean Dipole on the East African short rains: A CGCM study [J]. *CLIVAR Exchanges*, 2003, 27:43-45.

- [12] SAJI N H, YAMAGATA T. Possible impacts of Indian Ocean Dipole mode events on global climate [J]. *Climate Research*, 2003, 25: 151-169.
- [13] SAJI N H, AMBRIZZI T, FERRAZ S E T. Indian Ocean Dipole mode events and austral surface air temperature anomalies [J]. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 2005, 39(1): 87-101.
- [14] CHAN S C, BEHERA S K, YAMAGATA T. Indian Ocean Dipole influence on South American rainfall [J]. *Geophysical Research Letters*, 2008, 35(14): L14S12.
- [15] CAI W, COWAN T, RAUPACH M. Positive Indian Ocean Dipole events precondition southeast Australia bushfires [J]. *Geophysical Research Letters*, 2009, 36(19): L19710.
- [16] LI C, MU M. The influence of the Indian Ocean dipole on atmospheric circulation and climate [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2001, 18(5): 831-843.
- [17] CHAMBERS D P, TAPLEY B D, STEWART R II. Anomalous warming in the Indian Ocean coincident with El Niño [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1999, 104(C2): 3025-3047.
- [18] REVERDIN G, CADET D L, GUTZLER D. Interannual displacements of convection and surface circulation over the equatorial Indian Ocean [J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1986, 112(471): 43-67.
- [19] NICHOLLS N. Sea surface temperatures and Australian winter rainfall [J]. *Journal of Climate*, 1989, 2(9): 965-973.
- [20] ABRAM N J, GAGAN M K, COLE J E, et al. Recent intensification of tropical climate variability in the Indian Ocean [J]. *Nature Geoscience*, 2008, 1(12): 849-853.
- [21] RAO S A, BEHERA S K, MASUMOTO Y, et al. Interannual subsurface variability in the tropical Indian Ocean with a special emphasis on the Indian Ocean dipole [J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2002, 49(7-8): 1549-1572.
- [22] FENG M, MEYERS G. Interannual variability in the tropical Indian Ocean: a two-year time-scale of Indian Ocean Dipole [J]. *Deep Sea Research part II: Topical Studies in Oceanography*, 2003, 50(12): 2263-2284.
- [23] FISCHER A S, TERRAY P, GUILYARDI E, et al. Two independent triggers for the Indian Ocean Dipole/zonal mode in a coupled GCM [J]. *Journal of Climate*, 2005, 18(17): 3428-3449.
- [24] BEHERA S K, YAMAGATA T. Subtropical SST dipole events in the southern Indian Ocean [J]. *Geophysical Research Letters*, 2001, 28(2): 327-330.
- [25] LIU L, YU W D. Connection between tropical Indian Ocean dipole event and subtropical Indian Ocean dipole event [J]. *Advances in Marine Science*, 2006, 24(3): 301-306. 刘琳, 于卫东. 热带印度洋偶极子事件和副热带印度洋偶极子事件的联系[J]. *海洋科学进展*, 2006, 24(3): 301-306.
- [26] TERRAY P, FABRICE C, HERVE D. Impact of southeast Indian Ocean sea surface temperature anomalies on monsoon-ENSO-dipole variability [J]. *Climate Dynamics*, 2007, 28(6): 553-580.
- [27] FENG J, HUI D, YU L. How does the Indian Ocean subtropical dipole trigger the tropical Indian Ocean dipole via the Mascarene high? [J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2014, 33(1): 64-76.
- [28] HASTENRATH S, POLZIN D. Dynamics of the surface wind field over the equatorial Indian Ocean [J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2004, 130(597): 503-517.
- [29] ZHAO Y, CHEN Y, WANG F, et al. Two modes of dipole events in tropical Indian Ocean [J]. *Science China: Earth Sciences*, 2009 (3), 52: 369-381.
- [30] GUALDI S, GUILYARDI E, NAVARRA A, et al. The interannual variability in the tropical Indian Ocean as simulated by a CGCM [J]. *Climate Dynamics*, 2003, 20(6): 567-582.
- [31] YAMAGATA T, BEHERA S K, LUO J, et al. Coupled ocean-atmosphere variability in the tropical Indian Ocean [J]. *Geophysical Monograph*, 2004, 147: 189-221.
- [32] BAQUERO-BERNAL A, LATIF M, STEFANIE L. On dipolelike variability of sea surface temperature in the tropical Indian Ocean [J]. *Journal of Climate*, 2002, 15(11): 1358-1368.
- [33] DOMMENGET D, LATIF M. A cautionary note on the interpretation of EOFs [J]. *Journal of Climate*, 2002, 15(2): 216-225.
- [34] BEHERA S K, RAO S A, SAJI H N, et al. Comments on "A cautionary note on the interpretation of EOFs" [J]. *Journal of Climate*, 2003, 16(7): 1087-1093.
- [35] YAMAGATA T, BEHERA S K, RAO S A, et al. The Indian Ocean Dipole: a physical entity [J]. *CLIVAR Exchanges*, 2002, 24: 15-18.
- [36] BEHERA S K, LUO J, MASSON S, et al. A CGCM study on the interaction between IOD and ENSO [J]. *Journal of Climate*, 2006, 19(9): 1688-1705.
- [37] BEHERA S K, YAMAGATA T. Influence of the Indian Ocean Dipole on the Southern Oscillation [J]. *Journal of the Meteorological*

- Society of Japan, 2003, 81(1):169-177.
- [38] LUO J, ZHANG R, BEHERA S K, et al. Interaction between El Niño and extreme Indian Ocean Dipole [J]. *Journal of Climate*, 2010, 23(3):726-742.
- [39] CHEN D, CANE M A. El Niño prediction and predictability[J]. *Journal of Computational Physics*, 2008, 227:3625-3640.
- [40] CHEN D. Indo-Pacific Tripole: an intrinsic mode of tropical climate variability [C]//GAN J P. *Advances in Geosciences: Ocean Science* (24). Singapore: World Scientific, 2011:1-18.
- [41] WAJSOWICZ R C. Climate variability over the tropical Indian Ocean sector in the NSIPP seasonal forecast system[J]. *Journal of Climate*, 2004, 17(24):4783-4804.
- [42] WAJSOWICZ R C. Seasonal-to-interannual forecasting of tropical Indian Ocean sea surface temperature anomalies: potential predictability and barriers [J]. *Journal of Climate*, 2007, 20(13):3320-3343.
- [43] WAJSOWICZ R C. Potential predictability over the tropical Indian Ocean SST anomalies [J]. *Geophysical Research Letters*, 2005, 32(24):L24702.
- [44] LUO J, MASSON S, BEHERA S, et al. Experimental forecasts of the Indian Ocean Dipole using a coupled OAGCM [J]. *Journal of Climate*, 2007, 20(110):2178-2190.
- [45] ZHAO M, HENDON H. Representation and prediction of the Indian Ocean Dipole in the POAMA seasonal forecast model [J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2009, 135(639):337-352.
- [46] SHI L, HENDON H H, ALVES O, et al. How predictable is the Indian Ocean Dipole? [J]. *Monthly Weather Review*, 2012, 140(12):3867-3884.
- [47] DOMMENGET D, JANSEN M. Predictions of Indian Ocean SST indices with a simple statistical model: a null hypothesis [J]. *Journal of Climate*, 2009, 22(18):4930-4938.
- [48] TANG Y, CHEN D, YANG D, et al. Methods of estimating uncertainty of climate prediction and climate change projection [C]//SINGH B R. *Climate Change-Realities, Impacts Over Ice Cap, Sea Level and Risks*. Croatia: InTech, 2013:397-420.

A Review of the Studies on Indian Ocean Dipole and Its Predictability

LIU Hua-feng^{1,2}, ZHANG Xiang-ming^{1,2}, TANG You-min^{1,2,3}, CHEN Da-ke^{1,2}

(1. *State Key Laboratory of Satellite Ocean Environment Dynamics*, Hangzhou 310012, China;

2. *The Second Institute of Oceanography*, SOA, Hangzhou 310012, China;

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

Abstract: This paper reviews the spatial-temporal pattern, evolution mechanism and predictability of the Indian Ocean Dipole (IOD). IOD is the second prominent mode of sea surface temperature (SST) interannual variability in the tropical Indian Ocean. It is characterized by a reversal in sign of SST anomaly across the basin. The evolution mechanism of IOD, especially the role ENSO played in IOD evolution, has been hotly debated for many years among scientists. Some researchers suggest that IOD is a response to ENSO by teleconnection, while other researchers argue that IOD is excited by local atmosphere-ocean oscillation. Our discussions focus on these opposite opinions and the relationship between IOD and ENSO. The leading time for skillful prediction of IOD by a range of models is less than 3-4 months, while the potential predictability is more than 5 months. However, these are preliminary results of the predictability of IOD. More attention should be paid to this field in future.

Key words: tropical Indian Ocean; Interannual variability; Indian Ocean Dipole; predictability

Received: August 27, 2013