

热带太平洋—印度洋热含量变异及其与表层水温的关系*

钱 浩^{1,2,3}, 张启龙^{1,2*}

(1. 中国科学院 海洋研究所, 山东 青岛 266071; 2. 中国科学院 海洋环流与波动重点实验室, 山东 青岛 266071; 3. 中国科学院大学, 北京 100049)

摘 要: 基于日本气象厅月平均温、盐度资料和英国 Hadley 中心月平均 SST 资料, 利用经验正交函数 (EOF) 分解法研究了热带太平洋—印度洋热含量距平场和 SST 距平场的时空变化, 并探讨了它们之间的关系。结果表明, 热带太平洋—印度洋热含量距平场的年际振荡主要是由变化周期相近、空间结构不同的两个模态构成的, 它们分别对应于 ENSO 的成熟期位相和过渡期位相; SST 距平场的年际振荡主要是由空间结构和变化周期均不同的两个模态构成的, 但它仅对应于 ENSO 的成熟期位相; 虽然热含量与 SST 距平场第一模态之间存在着密切的正相关, 但在热带东印度洋和赤道中太平洋热含量与 SST 的年际变化则都是反位相的。

关键词: 热带太平洋; 热带印度洋; 热含量; 时空变化; ENSO 循环

中图分类号: P732

文献标识码: A

文章编号: 1671-6647(2013)01-0001-11

西太平洋暖池和东印度洋暖池(简称为印-太暖池)是热带太平洋和印度洋中水温最高的海域,也是全球热带大气对流最强、水汽含量最多的海区,而 ENSO(El Niño-Southern Oscillation)和印度洋偶极子(IOD)则分别是发生在热带太平洋和印度洋上的重要的海气耦合事件^[1-4]。它们的发生往往会引起亚洲乃至全球气候的异常,并给全球许多地区造成严重的洪涝或干旱^[5-12]。由此可见,热带太平洋和印度洋在全球气候变化及灾害的形成中起着极为重要的作用。众所周知,海洋对大气和气候的影响主要是通过其热状态的异常变化来实现的,而表层水温(SST)和热含量则是表征海洋热状态的两个重要参数。虽然热带太平洋和印度洋各自存在着相对独立的海-气耦合系统,但它们通过大气环流和海洋动力过程而紧密相连。为了探讨热带太平洋和印度洋热状态变异对气候变化的联合影响,人们已将两大洋作为一个整体来考虑,不仅研究了热带太平洋—印度洋 SST 和热含量的时空变化^[13-15],还利用 SST 和热含量建立了太平洋—印度洋海温异常综合模^[16]和热带印度洋—太平洋热力异常联合模^[15, 17]。研究发现,海温异常综合模和热力异常联合模对我国夏季降水均有重要影响^[18-19],但热力异常联合模对我国夏季降水有约半年到一年的超前影响,具有很好的预报意义^[19]。这些研究结果使人们加深了对热带太平洋—印度洋热状态变异及其对气候影响的认识和了解。

虽然热含量和 SST 是表征海洋热状态的两个重要参数,但用它们研究 ENSO 和 IOD 所得到的结果却有较大差异。在热带印度洋,热含量异常场的第一模态为 IOD 模态^[20],而 SST 异常场的第一模态则为单极模态,即非 IOD 模态^[1, 7-10]。在热带太平洋,热含量异常场能够揭示出 ENSO 循环的两个重要模态,即 ENSO 的成熟期模态和过渡期模态^[21],而 SST 异常场则仅给出 ENSO 的成熟期模态^[22]。这些研究结果似乎表明,热含量和 SST 在体现海洋动力学过程方面可能是不同的。因此,为了揭示 ENSO 的形成机理,人们开始关注赤道太平洋热含量和 SST 之间的关系,并开展了较多研究^[23-31]。结果表明,赤道东太平洋热含量与

* 收稿日期:2012-02-16

资助项目:国家重点基础研究发展计划——暖池热盐结构变异的关键海洋过程与机制(2012CB417402)

作者简介:钱 浩(1987-),男,湖北黄冈人,硕士研究生,主要从事海-气相互作用方面研究, E-mail: yoru.007@163.com

* 通讯作者, E-mail: qlzhang@qdio.ac.cn

(王 燕 编辑)

SST 之间的关系最密切,而赤道西太平洋则较弱。此外,关皓等分析了热带太平洋—印度洋 SST、热含量和混合层深度的年变化特征,并探讨了它们之间的关系^[32]。他们认为,SST 的年变化仅代表 40 m 以浅水层的温度变化,而不能代表热含量的年变化。这表明,热带太平洋—印度洋 SST 和热含量的年变化有所不同。

有关热带太平洋—印度洋热含量和 SST 距平场年际变化之间关系的研究仍较少,迄今尚未见到相关报道。关于热带太平洋—印度洋热含量和 SST 距平场的时空变化究竟有何差异?它们之间的关系如何?热含量和 SST 主要模态在 ENSO 和 IOD 形成中的作用有何不同?这些科学问题迄今尚未给出明确回答。本研究利用日本气象厅温、盐度资料和英国 Hadley 中心月平均 SST 资料,研究热带太平洋—印度洋热含量和 SST 异常场的时空变化,并对分析热含量与 SST 异常场主要模态的差异,从而为深入了解该海域海洋热含量异常场的时空特征及其在 ENSO 和 IOD 形成中的作用提供可靠的科学依据。

1 资料与分析方法

1.1 资料

日本气象厅提供的月平均水温和盐度资料。资料的空间范围为 $0^{\circ}\sim 360^{\circ}$, $89.5^{\circ}\text{S}\sim 89.5^{\circ}\text{N}$,时间序列为 1945-01—2006-12,水平分辨率为 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ (经度 \times 纬度),垂向共 16 层(0,10,20,30,50,75,100,125,150,200,250,300,400,500,600 和 700 m)。本研究选用了 1950-01—2006-12 的热带印度洋—太平洋海域($20.5^{\circ}\text{S}\sim 20.5^{\circ}\text{N}$, $39.5^{\circ}\text{E}\sim 79.5^{\circ}\text{W}$)的水温和盐度资料。该海域共有 42×242 个网格点。本文仅计算了 0~500 m 水层的热含量,各格点的热含量按照式(1)计算:

$$Q = \int_{500\text{m}}^{0\text{m}} C_p \rho T dZ \quad (1)$$

式中, C_p 为海水定压比热; ρ 为海水密度; T 为水温; Z 为水深。

英国 Hadley 中心提供的月平均 SST 资料。资料的空间范围为 $0^{\circ}\sim 360^{\circ}$, $89.5^{\circ}\text{N}\sim 89.5^{\circ}\text{S}$,时间序列为 1870-01—2006-12,水平分辨率为 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ (经度 \times 纬度)。本研究仅选用了 1950-01—2006-12 的 SST 资料。

1.2 分析方法

利用经验正交函数(EOF)分解法分析热带太平洋—印度洋热含量距平场和 SST 距平场的时空变化。运用功率谱分析法估计热含量距平场和 SST 距平场主要模态的显著周期,并用相关分析方法探讨热含量主要模态和 SST 主要模态之间的关系。

2 热含量距平场的时空变化

热带太平洋—印度洋热含量距平场的 EOF 分析结果表明,前两个模态的方差贡献分别为 35.5% 和 13.1%,而其它模态的方差贡献均小于 5.9%。由此可见,前两个模态是热带太平洋—印度洋热含量距平场的主要模态。因此,下面简要介绍这两个模态的时空特征。

2.1 第一模态的时空特征

图 1a 为第一模态的空间分布。可以清楚地看到,热带太平洋—印度洋热含量距平场基本呈现为“正—负—正”的三极结构,其中热带东太平洋和西印度洋为正值变异区,而热带西太平洋和东印度洋则为负值变异区。正值变异中心分别位于赤道中东太平洋和热带西南印度洋,而负值变异中心则见于热带西太平洋。这与郑冬梅和张启龙^[15]利用美国 Scripps 海洋研究所联合环境数据分析中心(JEDAC)提供的月平均海洋上层(0~400 m)热含量资料得到的结果比较一致,也与赵永平等^[33-34]利用次表层海温距平场得到的结果相

吻合。从时间系数(图 1b)可以看到,第一模态存在着显著的年际变化。其中,在 1957,1963,1965,1969,1972,1982,1986,1987,1991,1994,1997 和 2002 年时间系数均为较大的正值($>30.0 \times 10^9 \text{ J/m}^2$),而在 1955,1956,1970,1971,1973,1974,1975,1988,1998,1999,2000 和 2005 年则为较小的负值($<-30.0 \times 10^9 \text{ J/m}^2$)。功率谱分析结果(图略)表明,该模态的显著周期依次为 5 a,3.7 a 和 2.5 a,与 ENSO 的主周期相近。相关分析结果也显示,时间系数与 ENSO 指数(Niño3 区平均 SST 距平值)和 IOD 指数(按照文献[3]的定义,用 SST 资料计算得到)之间存在着密切的关系,在其超前 ENSO 指数和 IOD 指数 1~2 个月时两者间的关系最密切,其时的相关系数分别为 0.83 和 0.34,都超过了信度为 0.001 的统计检验。与热带太平洋和热带印度洋 SST 距平场的空间结构^[3, 13]比较可知,热带太平洋—印度洋热含量距平场的第一模态分别对应于 ENSO 和 IOD 的成熟期位相。

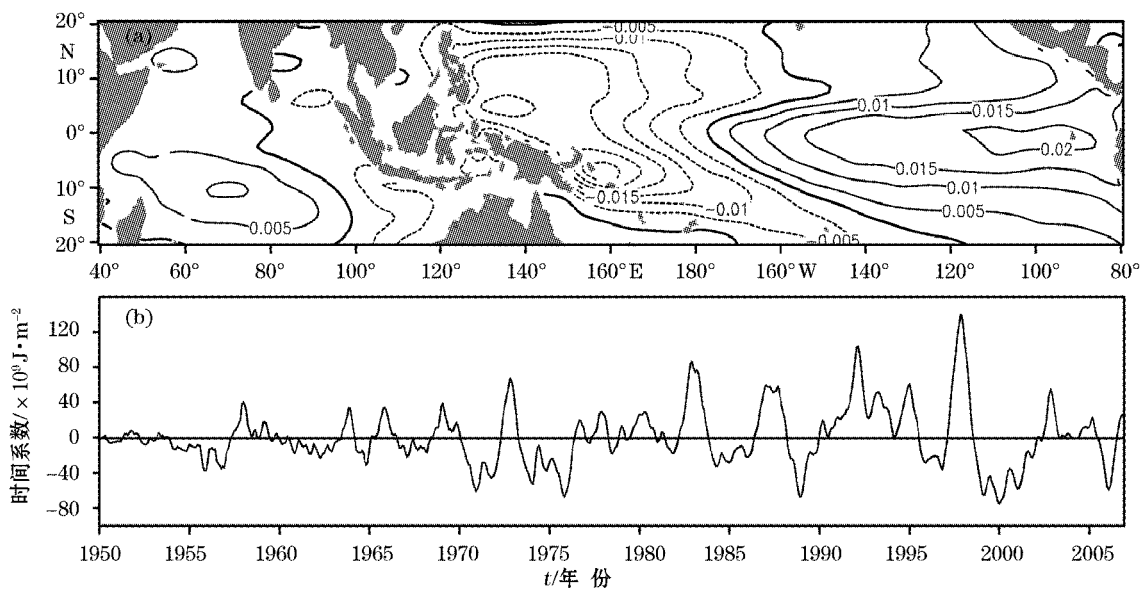


图 1 热带太平洋—印度洋热含量距平场第一模态的空间分布(a)及其相应的时间系数(b)

Fig. 1 Spatial distributions (a) of the first mode of the heat content anomaly field in the tropical Pacific-Indian Ocean and their corresponding temporal coefficients (b)

2.2 第二模态的时空特征

第二模态的空间分布(图 2a)与第一模态(图 1a)迥然不同。在热带太平洋,全海域大致以位于 7°N 附近的零等值线为界分为南、北两部分。其中,在南部海域,除了东南部海域为较弱的负值变异区外,其它大部分海域均为正值变异区,最大正值变异中心位于热带西南太平洋;而北部海域则为负值变异区,最大负值变异区见于热带西北太平洋。在热带印度洋,该模态的变化幅度较热带太平洋为弱,而其空间结构则与之不同,除了在赤道东印度洋和西南印度洋为负值变异区外,在其它海域基本为正值变异区。但在热带南印度洋,热含量基本呈纬向的反位相振荡。第二模态的时间系数也存在着显著的年际变化(图 2b)。其中,在 1955,1973,1978,1983,1984,1987,1988,1992,1993,1998 和 1999 年时间系数为较大的正值($>18 \times 10^9 \text{ J/m}^2$),而在 1969,1971,1972,1974,1976,1982,1990,1991,1996,1997,2002,2003,2004 和 2006 年则为较小的负值($<-18 \times 10^9 \text{ J/m}^2$)。功率谱分析结果表明,第二模态时间系数的显著周期依次为 5 a,3.7 a 和 2.9 a(图略),与第一模态的主周期接近。比较而言,第二模态的空间分布对应于 ENSO 的过渡位相。对时间系数与 ENSO 指数进行时间滞后相关分析得出,在时间系数超前 ENSO 指数 11 个月时两者间的关系最密切,其时的相关系数为 0.59,超过了信度为 0.001 的统计检验。由此可见,热含量第二模态对 ENSO 有约 11 个月的

超前影响。

对比图 1b 和图 2b 可以看到,第一、二模态的时间系数存在着明显的时间滞后现象,这表明两个模态之间可能存在着内在联系。时间滞后相关分析结果(图略)表明,当第一模态时间系数滞后第二模态 9 个月时,两者的关系最密切,其时的相关系数为 0.58,超过了 0.001 的信度检验。显然,第二模态更像是第一模态的前期发展阶段。也就是说,热带太平洋—印度洋热含量距平场的年际振荡主要是由变化周期相近、空间结构不同的两个模态构成的,它们分别对应于 ENSO 的成熟期位相和过渡期位相。还应指出的是,在这两个模态的空间分布中,热带太平洋的变幅均大于热带印度洋。因此可以认为,在热带太平洋—印度洋热含量距平场的年际振荡中,热带太平洋起主导作用。

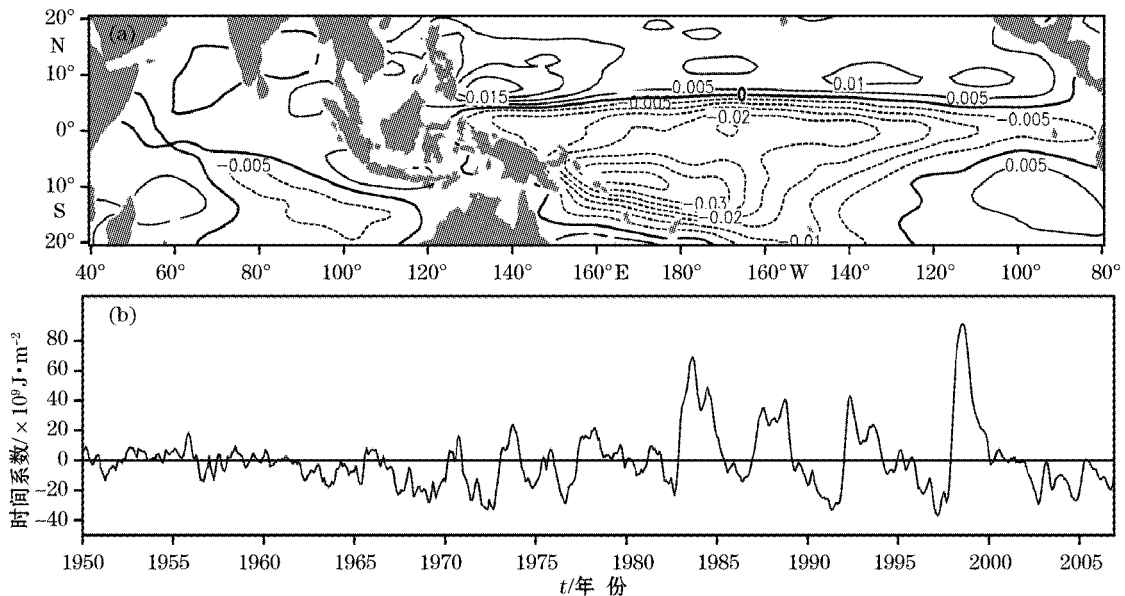


图 2 热带太平洋—印度洋热含量距平场的第二模态的空间分布(a)及其相应的时间系数(b)

Fig. 2 Spatial distributions (a) of the second mode of the heat content anomaly field in the tropical Pacific-Indian Ocean and their corresponding temporal coefficients (b)

3 SST 距平场主要模态的时空特征

为了探讨热含量变异与 SST 之间的关系,本研究对热带太平洋—印度洋 SST 距平场进行了 EOF 分解。结果显示,前两个模态的方差贡献分别为 45.2% 和 11.9%,而其它模态的方差贡献均小于 8.6%。显然,前两个模态是热带太平洋—印度洋 SST 距平场的主要模态。

3.1 第一模态的时空特征

由图 3a 可以看到,虽然热带太平洋—印度洋 SST 距平场第一模态的空间结构也呈“正—负—正”的三极结构,但其负值变异区主要位于热带西太平洋,而两个正值变异区分别见于热带印度洋和热带中东太平洋。从时间系数(图 3b)可以看到,第一模态也有显著的年际变化,并与 ENSO 循环相联系。在 El Niño 事件(1951, 1953, 1957, 1963, 1965, 1969, 1972, 1976, 1980, 1982, 1987, 1991, 1993, 1994, 1997, 2002, 2004 和 2006 年)期间,时间系数均为较大的正值,而在 La Niña 事件(1955, 1964, 1967, 1971, 1973, 1975, 1984, 1988, 1995 和 1999 年,1950 和 2005 年除外)期间则为较小的负值。而且该模态的显著周期依次为 3.7 a, 5 a 和 2.5 a,与 ENSO 的主周期相近。相关分析结果显示,第一模态时间系数与 ENSO 指数之间存在着非常密切的相关关系,其同期相关系数高达 0.93,而与 IOD 指数的关系则相对较弱(当其超前 IOD 指数 2 个

月时,其时的相关系数为 -0.38)。由此可见,热带太平洋—印度洋 SST 距平场的第一模态对应于 ENSO 的成熟期位相。

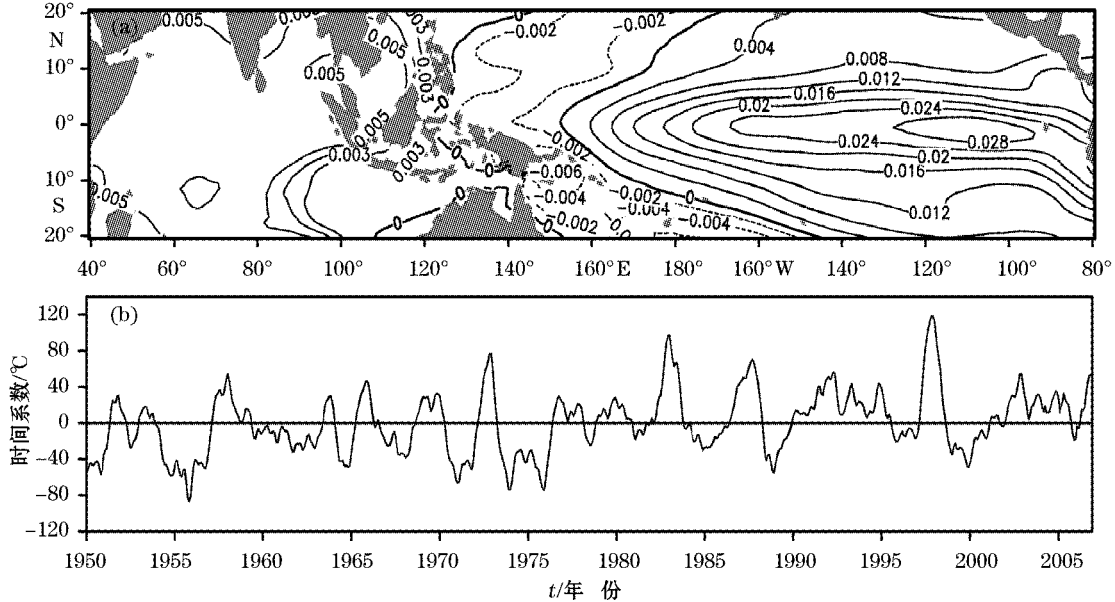


图 3 热带太平洋—印度洋 SST 距平场的第一模态的空间分布(a)及其相应的时间系数(b)

Fig. 3 Spatial distributions (a) of the first mode of the SST anomaly field in the tropical Pacific-Indian Ocean and their corresponding temporal coefficients (b)

3.2 第二模态的时空特征

热带太平洋—印度洋 SST 距平场第二模态的空间结构(图 4a)与第一模态(图 3a)有所不同,它大致呈现为在赤道海域的“负—正”偶极子结构。正值变异区主要位于赤道中东太平洋,而负值变异区则见于热带印度洋、热带西太平洋以及赤道外中东太平洋。由图 4b 可见,该模态的时间系数与第一模态也不尽相同,其主要变化周期依次为 1.5 a, 2.1 a 和 3.7 a,而且还存在着明显的递减趋势。相关分析结果显示,第二模态时间系数在超前 ENSO 指数 10 个月时两者间的关系最密切,其时的相关系数为 -0.40 。

时间滞后相关分析结果(图略)表明,当第一模态时间系数滞后第二模态 10 个月时,两者间的关系最密切,其时的相关系数为 0.54,超过了 0.001 的信度检验。由此可见,第二模态更像是第一模态的前期发展阶段。这似可表明,热带太平洋—印度洋 SST 距平场的年际振荡主要是由空间结构和变化周期均不相同的两个模态构成的。但应指出的是,由于第二模态与 ENSO 的关系较弱($r = -0.40$),因此可以认为,SST 距平场仅对应于 ENSO 的成熟期位相,而没有反映出 ENSO 的过渡期位相。此外,在这两个模态的空间分布中,热带太平洋的变幅均大于热带印度洋,这也表明在热带太平洋—印度洋 SST 距平场的时空变化中,热带太平洋起主导作用。

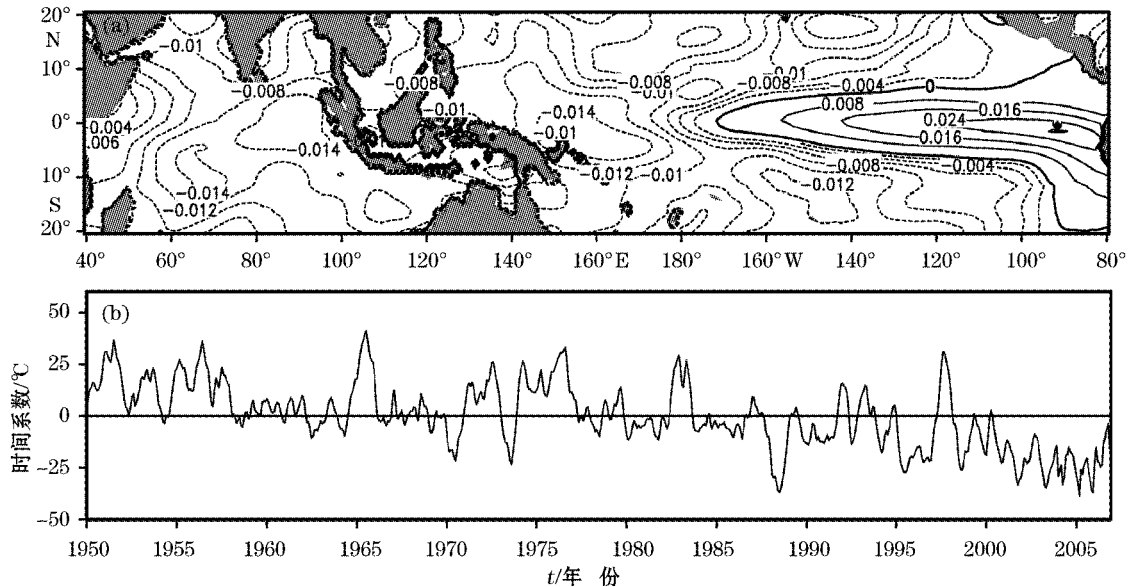


图 4 热带太平洋—印度洋 SST 距平场的第二模态的空间分布(a)及其相应的时间系数(b)

Fig. 4 Spatial distributions (a) of the second mode of the SST anomaly field in the Pacific-Indian Ocean and their corresponding temporal coefficients (b)

4 热含量场与海温场的关系

从前面的分析可以看到,热带太平洋—印度洋热含量距平场的时空变化与 SST 距平场有所不同。热含量距平场的年际振荡主要是由变化周期相近、空间结构不同的两个模态构成的,而 SST 距平场则是由空间结构和变化周期均不同的两个模态所构成。下面简要讨论一下热含量距平场与 SST 距平场主模态之间的关系。

4.1 第一模态

相关分析结果表明,热含量与 SST 距平场第一模态时间系数之间存在着非常密切的关系,其同期相关系数高达 0.85。这表明,热含量与 SST 距平场第一模态的变化趋势是非常一致的。但这并不意味着全海域的热含量与 SST 的年际变化都一致。对比图 1a 和图 3a 可以看出,在热带西印度洋和热带东、西太平洋,热含量与 SST 的年际变化是同向的,但在热带东印度洋和赤道中太平洋(155°E~170°W)两者的年际变化可能是反向的。为了进一步验证热含量与 SST 的这种差异,我们分别计算了热带东印度洋(20°S~20°N, 80°~110°E)和赤道中太平洋(10°S~10°N, 155°E~175°W)平均热含量和 SST 距平序列,结果见图 5 和图 6。

由图 5a 可见,热带东印度洋热含量距平序列的年际变化比较明显(图 5a 中实线),并与 ENSO 和 IOD 相联系。其中,在 El Niño 事件和 IOD 正位相(1961, 1967, 1972, 1982, 1994, 1997 年)期间,热含量减少;反之,在 La Niña 事件和 IOD 负位相(1958, 1960, 1964, 1970, 1989, 1992, 1996 年)期间,热含量增多。功率谱分析结果表明,热含量距平序列的主周期依次为 5 a, 3.6 a 和准两年。李崇银等^[35]分析 1900—1997 年间的 SST 资料得出,IOD 的主周期为 4~5 a 和准两年。显然,热带东印度洋热含量的主周期与 IOD 和 ENSO 的主周期比较接近。这意味着热带东印度洋热含量年际变化与 IOD 和 ENSO 之间存在着较密切的联系。时间滞后相关分析结果也显示,热含量超前 IOD 指数 1 个月时两者间的关系最密切($r = -0.45$),而热含量与 ENSO 的关系更密切,其同期相关系数为 -0.56 。

热带东印度洋 SST 距平序列的年际变化(图 5b 中实线)与热含量(图 5a 中实线)有所不同,主要差异表

现在前者的主周期为高频(1.7 a),而后者的主周期则为低频(5 a)。尽管 SST 也有 3.7 a 和 5 a 的变化周期,但其与 IOD 的关系非常弱($r=-0.18$)。此外,SST 距平序列还存在着明显的上升趋势(图 5b 中虚线),但这一现象并未出现在热含量距平序列中。显然,SST 和热含量的变异机制可能并不完全相同,这个问题值得研究。时间滞后相关分析结果表明,热含量与 SST 距平序列之间存在着明显的反相关,在 SST 超前热含量 5 个月时两者间的关系最密切,其时的相关系数为 -0.31 。由此可见,热带东印度洋热含量与 SST 之间的确存在着反位相年际变化,而且前者落后于后者约 5 个月,这也是一个值得探讨的科学问题。

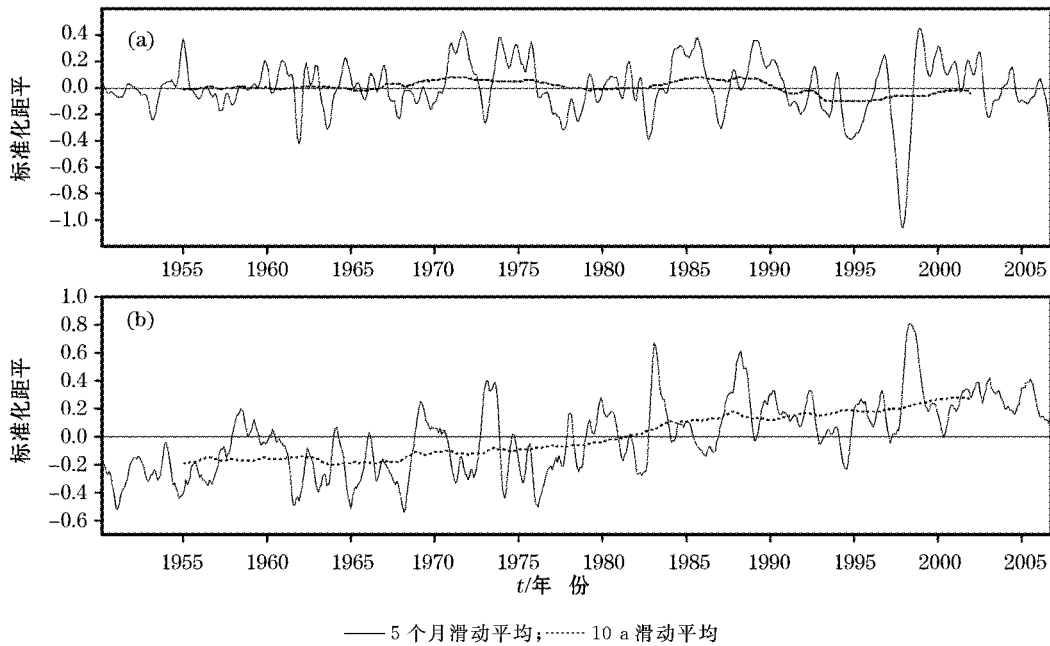


图 5 热带东印度洋热含量(a)与 SST 距平(b)年际和年代际变化

Fig. 5 The inter-annual and inter-decadal changes of the heat content anomaly (a) and the SST anomaly (b) in the tropical eastern Indian Ocean

赤道中太平洋热含量距平序列的年际变化(图 6a 中的实线)与 ENSO 循环有密切的联系。其中,在 El Niño 期间,热含量减少;反之,在 La Niña 期间热含量增多。而且,热含量距平序列的主周期依次为 5 a, 3.7 a 和准两年,与 ENSO 的主周期相近。相关分析结果表明,在热含量超前 ENSO 指数 2 个月时两者间的关系最密切,其时的相关系数为 -0.70 。此外,由图 6a 还可看到,热含量距平序列的年代际变化也很明显(图 6a 中的虚线),并在 1977 年前后出现了一次气候跃变,在跃变前热含量基本为正距平,之后则为负距平,但在 1999 年之后热含量又变为正距平,这可能是一次新的气候跃变^[17]。

赤道中太平洋 SST 距平序列的年际和年代际变化(图 6b)与热含量距平序列(图 6a)基本相反。其年际变化也与 ENSO 相联系,即在 El Niño 期间 SST 升高,而在 La Niña 期间则降低。SST 距平序列的主周期依次为 5 a, 9.5 a 和 3.6 a。显然,SST 除了有明显的年际变化(4~5 a)外,还存在着准 10 a 的年代际变化。但是,由于缺少准两年振荡,因此 SST 与 ENSO 的关系较弱,在其超前 ENSO 指数 2 个月时两者间的关系最密切($r=0.34$)。此外,在 20 世纪 70 年代中期以后 SST 出现了明显的上升趋势(图 6b 中的虚线),并在 1981 年前后发生了一次气候跃变。在跃变之前 SST 偏低,而之后则偏高。总之,赤道中太平洋热含量与 SST 的年际、年代际和长期变化趋势均相反。

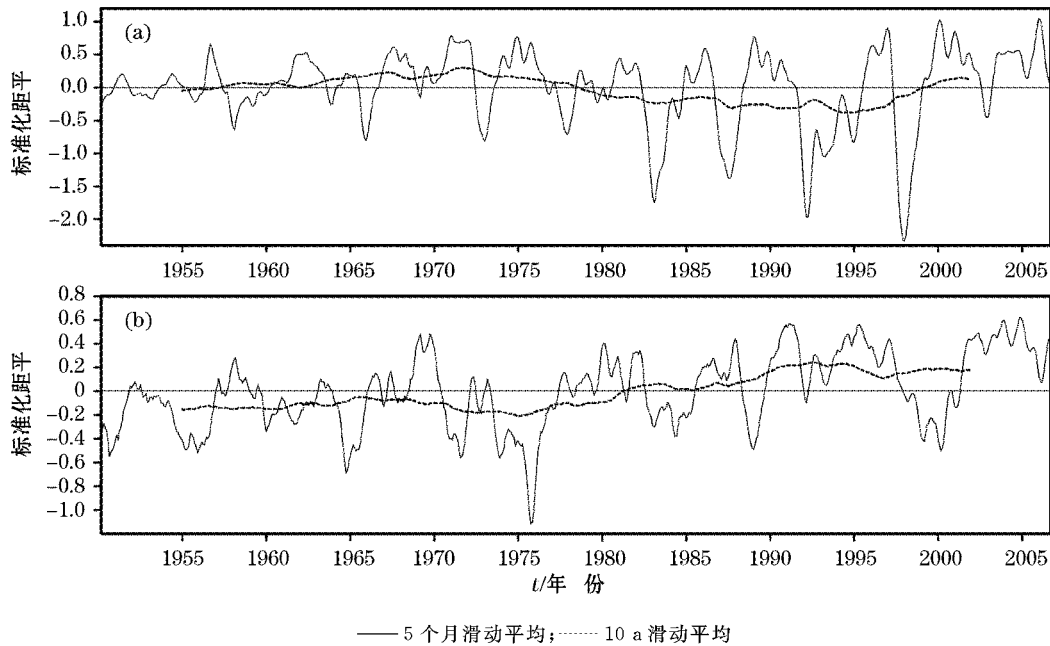


图 6 赤道中太平洋热含量(a)与 SST(b)距平年际和年代际变化

Fig. 6 The inter-annual and inter-decadal changes of the heat content anomaly (a) and the SST anomaly (b) in the equatorial central Pacific ocean

4.2 第二模态

前面的分析已提到,热带太平洋—印度洋热含量距平场第二模态的时空变化与 SST 距平场有很大差异。在热带太平洋,热含量大致呈经向型的反位相振荡,而 SST 则不明显。在热带南印度洋,热含量基本为纬向型的反位相振荡,而 SST 则基本为全域同号,并未出现纬向的反位相偶极振荡。同样,热含量与 SST 第二模态时间系数的变化周期也不同,前者的主周期为 5 a(第一周期),而后者则为 1.5 a(第一周期)。因此,两时间系数之间的关系非常弱,其同期相关系数仅为 0.25。

综上所述可知,热带太平洋—印度洋热含量距平场的时空变化与 SST 存在着诸多差异。而这种差异很可能是由不同的影响因素决定的。已有研究表明,热带海洋上层热含量的变化主要是由温跃层深度的波动引起的^[36],而温跃层深度的波动则是由异常海面风应力场驱动异常海洋动力过程(如海洋环流与海洋波动,即 Kelvin 波和 Rossby 波)导致海洋内部热力再分配造成的^[33-34]。也就是说,热带太平洋—印度洋热含量的年际变化主要是由海面风应力驱动的海洋环流和海洋波动(Kelvin 波和 Rossby 波)共同引起的。可是,SST 年际变化的动力机制却与之不同。研究表明,热带太平洋—印度洋的海洋-大气耦合作用是 SST 异常分布和变化的关键因素^[13]。当赤道西太平洋上空盛行西风异常时,赤道外海域向赤道的经向风也加强,这样的风场有利于赤道两侧的暖水向赤道辐聚、东流,因而使得中东太平洋的 SST 升高,而西太平洋的 SST 则降低;反之亦然。与之类似,当印度洋上空出现东风异常时,东印度洋的暖水向西输送,因而使得东印度洋的 SST 降低,而西印度洋的 SST 则升高;反之亦然。

还应指出的是,由于热带太平洋—印度洋上层海洋热含量和次表层海温距平场的时空变化均能反映出海洋上层水体的时空振荡特征^[14-15,20-21,33-34],因此在揭示重大海洋事件(ENSO,IOD)的演变过程和形成机理时,热含量和次表层海温是两个非常重要的海洋要素参量。近年来的研究表明,ENSO 循环是由热带太平洋混合层水体的东—西向振荡和南—北向振荡两种模态构成的^[33],而 IOD 也是由两种模态构成的^[34]。但 IOD 两种模态的形成机理不同,第一模态源于热带太平洋—印度洋的海气相互作用,它与 ENSO 事件共存,而第二模态则起因于热带印度洋的海气相互作用,它与 Mascarene 高压的变动有关。可是,SST 距平场却

不能提供这方面的信息。而且,前面已经提到,热带太平洋—印度洋 SST 和热含量的年变化明显不同。此外,热含量的年际变化主要是海洋环流和海洋波动共同引起的,它反映了海洋上层水体的整体振荡,而 SST 的年际变化则主要由海—气耦合作用所控制,它仅体现了海洋上层(40 m 以浅水层)水温的变化。很显然,在研究大尺度海气相互作用以及海洋热状态变异对气候变化的影响时,热含量要优于 SST。因此,开展热带太平洋—印度洋热含量距平场的时空变化研究具有重要的实践意义,同时也为我们研究热带太平洋—印度洋热含量距平场主要模态对我国夏季降水的影响提供了基础条件。

5 结 论

利用月平均水温、盐度和 SST 资料,研究了热带太平洋—印度洋热含量距平场和 SST 距平场的时空变化,并探讨了它们之间的关系,得到的研究结果主要如下:

1) 热带太平洋—印度洋热含量距平场的年际振荡主要是由变化周期相近、空间结构不同的两个模态构成的,它们分别对应于 ENSO 的成熟期位相和过渡期位相。第一模态基本呈现为“正—负—正”的三极结构,其中热带东太平洋和西印度洋为正值变异区,而热带西太平洋和东印度洋则为负值变异区。第二模态大致为热带南印度洋的纬向反位相振荡和热带太平洋的经向反位相振荡。

2) 热带太平洋—印度洋 SST 距平场的年际振荡主要是由空间结构和变化周期均不同的两个模态构成的。第一模态的空间结构呈现为“正—负—正”的三极结构,其中,热带印度洋和热带中东太平洋为正值变异区,而热带西太平洋为负值变异区。该模态对应于 ENSO 的成熟期位相。第二模态大致为在赤道海域的“负—正”偶极子结构。其正值变异区主要位于赤道中东太平洋,而负值变异区则见于热带印度洋、热带西太平洋以及赤道外中东太平洋。

3) 热带太平洋—印度洋热含量与 SST 距平场第一模态之间存在着非常密切的相关关系,但第二模态的关系则较弱。虽然在热带西印度洋和热带东、西太平洋,热含量与 SST 的年际变化比较一致,但在热带东印度洋和赤道中太平洋它们的年际变化则是反位相的。热含量与 SST 之间的这种差异很可能是由不同的影响因素决定的。

本研究主要分析了热带太平洋—印度洋热含量和 SST 距平场的时空变化,并探讨了它们之间的关系,但有关热含量和 SST 年际变异的物理过程尚未讨论,这方面的工作拟另文报道。

参考文献(References):

- [1] BJERKNES J. A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature [J]. *Tellus*, 1966, 18(4): 820-829.
- [2] WYRTKI K. El Niño—the dynamic response of the equatorial Pacific ocean to atmospheric forcing [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 1975, 5(4): 572-584.
- [3] 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.
- [4] 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.
- [5] BRUCE J P. Implications of climate change for natural hazards [J]. *Journal of Natural Hazards*, 1996(Suppl.): 1-12.
- [6] LIU Y Q, DING Y H. Reappraisal of the influence of ENSO events on seasonal precipitation and temperature in China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 1995, 19(02): 200-208. 刘永强, 丁一汇. ENSO 事件对我国季节降水和温度的影响 [J]. *大气科学*, 1995, 19(02): 200-208.
- [7] JING Z H, TAO S Y. A study on the relationships between ENSO cycle and rainfalls during summer and winter in eastern China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 1999, 23(006): 663-672. 金祖辉, 陶诗言. ENSO 循环与中国东部地区夏季和冬季降水关系的研究 [J]. *大气科学*, 1999, 23(006): 663-672.

- [8] HE J H, YU J J, SHEN X Y, et al. Research on mechanism and variability of East Asian monsoon [J]. *Journal of Tropical Meteorology*, 2004, 20(05): 449-459. 何金海, 宇婧婧, 沈新勇, 等. 有关东亚季风的形成及其变率的研究 [J]. *热带气象学报*, 2004, (05): 449-459.
- [9] HUANG R H. Progresses in research on the formation mechanism and prediction theory of severe climatic disasters in China [J]. *Advances in Earth Science*, 2006, 21(06): 564-575. 黄荣辉. 我国重大气候灾害的形成机理和预测理论研究 [J]. *地球科学进展*, 2006, 21(06): 564-575.
- [10] LI C Y, MU M Q. The dipole in the equatorial Indian Ocean and its impact on climate [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 2001, 25(004): 433-443. 李崇银, 穆明权. 赤道印度洋海温偶极子型及其气候影响 [J]. *大气科学*, 2001, 25(004): 433-443.
- [11] XIAO Z N, LI C Y. The relationship between Indian Ocean SSTA dipole index and the precipitation and temperature over China [J]. *Journal of Tropical Meteorology*, 2002, 18(004): 335-344. 肖子牛, 李崇银. 印度洋地区异常海温的偶极振荡与中国降水及温度的关系 [J]. *热带气象学报*, 2002, 18(004): 335-344.
- [12] TANG W Y, SUN Z B. Effect of IOD on East Asian circulation and precipitation [J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology*, 2005, 28(003): 316-322. 唐卫亚, 孙照渤. 印度洋海温偶极振荡对东亚环流及降水影响 [J]. *南京气象学院学报*, 2005, 28(003): 316-322.
- [13] WU S, LIU Q Y, HU R J. The main coupled mode of SSW and SST in the tropical Pacific-South China Sea-Tropical Indian Ocean on interannual time scale [J]. *Periodical of Ocean University of China*, 2005, 35(04): 521-526. 武术, 刘秦玉, 胡瑞金. 热带太平洋-南海-印度洋海面风与海面温度年际变化整体耦合的主模态 [J]. *中国海洋大学学报: 自然科学版*, 2005, 35(04): 521-526.
- [14] WU S, LIU Q Y, HU R J. The main modes of heat content anomaly in the tropical Pacific-Indian Ocean on interannual time scale [J]. *Periodical of Ocean University of China*, 2007, 37(03): 365-371. 武术, 刘秦玉, 胡瑞金. 热带太平洋-印度洋上层热含量年际变化的主模态 [J]. *中国海洋大学学报: 自然科学版*, 2007, 37(03): 365-371.
- [15] ZHENG D M, ZHANG Q L. Study on the tropical Indian-Pacific Ocean thermodynamic anomaly joint mode and its index definition [J]. *Advances in Marine Science*, 2008, 26(001): 8-17. 郑冬梅, 张启龙. 热带印度洋-太平洋热力异常联合模及其指数定义研究 [J]. *海洋科学进展*, 2008, 26(001): 8-17.
- [16] JU J H, CHEN L L, LI C Y. The preliminary research of Pacific-Indian Ocean sea surface temperature anomaly mode and the definition of its index [J]. *Journal of Tropical Meteorology*, 2004, 20(06): 617-624. 据建华, 陈琳玲, 李崇银. 太平洋-印度洋海温异常模态及其指数定义的初步研究 [J]. *热带气象学报*, 2004, 20(06): 617-624.
- [17] ZHENG D M, ZHANG Q L. Variation in joint mode of the tropical Indian-Pacific Ocean thermodynamic anomaly [J]. *Chinese Journal of Oceanology and Limnology*, 2010, 28(03): 619-625.
- [18] YANG H, JIA X L, LI C Y. The joint mode of Pacific-Indian Ocean sea surface temperature anomaly and its impact [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2006, 51(017): 2085-2090. 杨辉, 贾小龙, 李崇银. 热带太平洋-印度洋海温异常综合模及其影响 [J]. *科学通报*, 2006, 51(017): 2085-2090.
- [19] ZHENG D M, ZHANG Q L. Impacts of the tropical Indian-Pacific Ocean thermodynamic anomaly joint mode on the summer rainfall over China [J]. *Journal of Tropical Meteorology*, 2009, 25(05): 581-588. 郑冬梅, 张启龙. 热带印度洋-太平洋热力异常联合模对我国夏季降水的影响 [J]. *热带气象学报*, 2009, 25(05): 581-588.
- [20] HUANG K, ZHANG Q L. Analysis for interannual variability of heat content anomaly in the upper tropical Indian Ocean [J]. *Advances in Marine Science*, 2011, 29(3): 265-274. 黄科, 张启龙. 热带印度洋上层热含量异常场的年际变率分析 [J]. *海洋科学进展*, 2011, 29(3): 265-274.
- [21] HASEGAWA T, HANAWA K. Heat Content Variability Related to ENSO Events in the Pacific [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 2003, 33(2): 407-421.
- [22] ZHANG Q, DING Y H. Decadal climate change and ENSO cycle [J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 2001, 59(2): 157-172. 张勤, 丁一汇. 热带太平洋年代际平均气候态变化与 ENSO 循环 [J]. *气象学报*, 2001, 59(2): 157-172.
- [23] ZEBIAK S E. Ocean heat content variability and El Niño cycles [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1989, 19(4): 475-486.
- [24] KESSLER W S. Observations of long Rossby waves in the northern tropical Pacific [J]. *J. Geophys. Res.*, 1990, 95: 5183-5217.
- [25] ZHANG R H, LEVITUS S. Structure and evolution of interannual variability of the tropical Pacific upper ocean temperature [J]. *J. Geophys. Res.*, 1996, 101: 20501-20524.
- [26] ZHANG R H, LEVITUS S. Interannual variability of the coupled tropical Pacific ocean-atmosphere system associated with the El Niño-Southern Oscillation [J]. *J. Climate*, 1997, 10(6): 1312-1330.
- [27] JIN F F. An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part I: Conceptual model [J]. *J. Atmos. Sci.*, 1997a, 54(7): 811-829.
- [28] JIN F F. An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part II: A stripped-down coupled model [J]. *J. Atmos. Sci.*, 1997b, 54(7): 830-847.

- [29] MEINEN C S, MCPHADEN M J. Observations of warm water volume changes in the equatorial Pacific and their relationship to El Niño and La Niña[J]. *J. Climate*, 2000, 13(20): 3551-3559.
- [30] HASEGAWA T, HANAWA K. Decadal-scale variability of upper ocean heat content in the tropical[J]. *Geophysical Research Letters*, 2003, 30(6): 1272.
- [31] MCPHADEN M J. Tropical Pacific Ocean heat content variations and ENSO persistence barriers[J]. *Geophysical Research Letters*, 2003, 30(6): 1480.
- [32] GUAN H, ZHOU L, SHI W L, et al. Annual variation characteristics of surfacetemperature, HST and MLD over the tropical Pacific-Indian Ocean[J]. *Marine Forecast*, 2006, 23(B09): 47-59. 关皓, 周林, 施伟来, 等. 热带太平洋—印度洋上层海温、热含量和混合层深度的年变化特征[J]. *海洋预报*, 2006, 23(B09): 47-59.
- [33] ZHAO Y P, CHEN Y L, WANG F, et al. The oscillation of tropical Pacific Ocean mixing layer and ENSO cycle [J]. *Science in China: Series D Earth Science*, 2007, 37(08): 1120-1133. 赵永平, 陈永利, 王凡, 等. 热带太平洋海洋混合层水体振荡与 ENSO 循环 [J]. *中国科学: D 辑 地球科学*, 2007, 37(08): 1120-1133.
- [34] ZHAO Y P, CHEN Y L, WANG F, et al. The two modes of tropical Indian Ocean dipole events [J]. *Science in China: Series D Earth Science*, 2008, 38(10): 1318-1328. 赵永平, 陈永利, 王凡, 等. 热带印度洋 Dipole 事件的两种模式 [J]. *中国科学: D 辑 地球科学*, 2008, 38(10): 1318-1328.
- [35] LI C Y, MU M Q. The Indian Ocean temperature dipole and Pacific temperature anomaly [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2001, 46(020): 1747-1751. 李崇银, 穆明权. 印度洋海温偶极子和太平洋海温异常 [J]. *科学通报*, 2001, 46(020): 1747-1751.
- [36] REBERT J P, DONGUY J R, ELDIN G. Relations between sea level, thermocline depth, heat content, and dynamic height in the tropical Pacific Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1985, 90(C6): 11719-11725.

Variations of Heat Content in the Tropical Pacific-Indian Ocean and Their Relations to the Sea Surface Temperature

QIAN Hao^{1,2,3}, ZHANG Qi-long^{1,2}

(1. *Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China;*

2. *Key Laboratory of Ocean Circulation and Waves (KLOCAW), Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China;* 3. *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)*

Abstract: Based on the monthly averaged temperature and salinity data from the Japan Meteorological Agency and on the monthly averaged sea surface temperature data from the Hadley Center as well, the temporal and spatial variations of both the heat content and the sea surface temperature anomaly fields in the tropical Pacific-Indian Ocean are analyzed by means of the empirical orthogonal function and their relationships are discussed. The results show that the inter-annual oscillation of the heat content anomaly in the tropical Pacific-Indian Ocean is mainly comprised of two modes with similar changing period but different spatial structure. These two modes correspond to the mature and the transition phases of the ENSO (El Niño and the Southern Oscillation) event, respectively. The inter-annual oscillation of the SST anomaly in the tropical Pacific-Indian Ocean is mainly comprised of two modes with differences both in the spatial structure and in the changing period, of which the first mode corresponds to the mature phase of the ENSO event. Although a close positive correlation is present between the first modes both of the heat content anomaly field and of the SST anomaly field in the tropical eastern Indian Ocean and the equatorial central Pacific, the inter-annual changes of the heat content anomaly are out-of-phase from those of the SST anomaly.

Key words: tropical Pacific Ocean; tropical Indian Ocean; heat content; temporal and spatial variation; ENSO cycle

Received: February 16, 2012