

赤道印度洋—太平洋海面经向风的年际低频振荡

丁一汇

(国家气象局气象科学研究所)

吕竞夕 高士英

(国家海洋局海洋环境预报中心)

提 要

通过对 COADS1950—1979 年海面经向风和海温资料的分析,本文探讨了印度洋—太平洋近赤道地区经向风的长期变化特征及其与厄尼诺发生发展间的关系。结果表明:

(1) 热带太平洋辐合带系统与海温具有相同的季节变化趋势,冬季赤道辐合带和高海温位于南半球,夏季位于北半球。厄尼诺年经向风发生异常,近赤道地区出现强烈的经向风辐合。

(2) 近赤道经向风存在准 2 年(QBO),准 3.5 年(SO)和准 5 年(FYO)3 种年际低频振荡。QBO 对厄尼诺年经向风异常起着重要作用,SO 对厄尼诺年和冷水年的经向风变化均十分重要,这两种振荡可以很好的拟合经向风的实际变化,FYO 则起着加强的作用。

(3) 经向风年际低频振荡起源于印度洋—海洋大陆和东太平洋沿岸地区,南北半球冬季风异常和东太平洋沿岸地区信风异常是其主要原因。

(4) 季风—信风(V)相互作用表现为当异常经向风扰动从季风区东传到信风区时明显增幅,这与信风区海气系统之间时间尺度约 1 年的自我正反馈有关。

一、引 言

ENSO 是低纬海气耦合系统长期调整变化的结果。不少学者从赤道地区纬向环流变化出发探讨了这一现象。近年来,季风—信风相互作用和海气系统年际低频振荡引起了广泛的注意。Barnett(1983a)^[1]指出低纬矢量风场呈显著的准 2 年周期振荡,表现为季风—信风辐合区的移动。Krishnamurti(1986)^[2], Yasunari(1985, 1987a, b)^[3,4,5]研究了气压和纬向风准 3.5 年振荡,发现风场上这种振荡具有纬向 1 波特征,扰动首先起源于印度洋。显然这种信风尺度的振荡是季风—信风相互作用的反映。目前低纬经向环流变化与厄尼诺关系的研究还不多,Reiter(1987)^[6]得到了一些用大范围平均 V 分量计算的结果,但平均的结果可能掩盖了季风和信风 V 在厄尼诺年的不同变化特征(高士英等,1988)^[7],也无法描述局地海气相互作用对厄尼诺发生发展的作用。

本文试图用 COADS1950—1979 年经向风和海温资料,将南北半球从印度洋到太平洋各分成 7 个区域(40—70°E, 70—120°E, 120—140°E, 140°E—180°, 180—140°W, 140—120°W, 120—80°W)来研究季风—信风 V 分量的长期变化特征及其与厄尼诺发生发展的关

系。首先对各区域资料在赤道波宽度(0—10°N, 0—10°S)上作区域平均,再对区域平均值计算对累年的月平均的月偏差来消除季节趋势,并用11个月的滑动平均进一步消除噪音,最后得到14个偏差风的时间序列,简称为 $V_{N1}, V_{N2}, \dots, V_{N7}, V_{S1}, V_{S2}, \dots, V_{S7}$ 。以上作法可以完整的保留近赤道风场的变化特征(Barnett 1984b)^[8]。

二、热带太平洋经向风和海温的经向季节变化

图1是对140—160°E, 160—140°W, 120—100°W 作区域平均(2°纬度×20°经度区域)得到的3个30年平均海温经向剖面,分别用来代表西、中、东太平洋海温经向变化。从图可见,西、中太平洋暖水一年中存在着30个纬距的经向季节变化。西太平洋大于29°C的暖水,冬季位于赤道以南。3月以后最高海温轴线从其最南位置(8°S)开始北移,5月份移到赤道地区,并于6—7月进入北半球。盛夏高海温稳定维持在15—20°N。从9月开始,高海温逐步南移,10—11月移到赤道地区,11月以后回到南半球。可以看到,西太平洋近赤道地区常年维持高温,热带地区最高海温呈一连续的季节变化。随着最高海温区的移动,原暖水为冷水所替代。与西太平洋不同,中太平洋海温经向变化有如下特点:赤道地区相对其两侧总

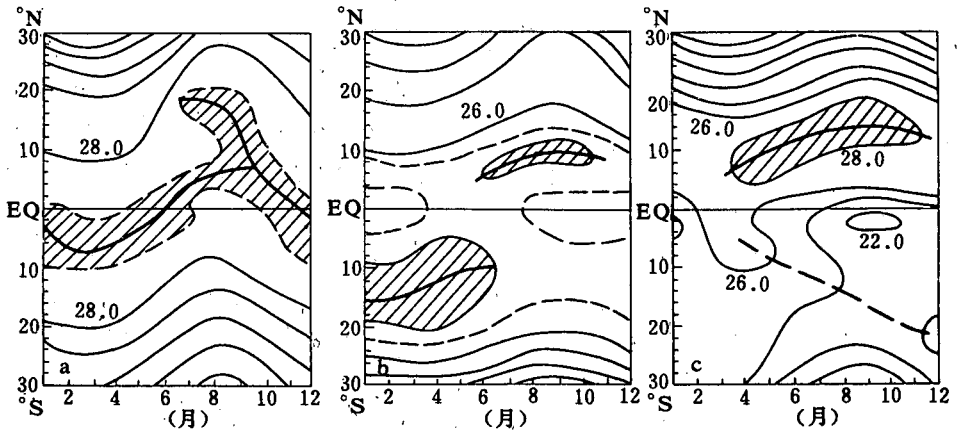


图1 热带(30°N—30°S)太平洋海温经向年变化
 (a)140—160°E(b)160—140°W(c)120—100°W
 (粗实线为最高海温轴线,等值线间隔为2°C)

是冷水,冬季,大于28°C的高海温位于赤道以南,夏季,位于北半球;轴线均较西太平洋偏南,高海温经向变动呈不连续性,表现为6月和11月各出现一次南(北)半球向北(南)半球的突变。

西、中太平洋海温经向季节变化的差别与风场季节变化有关,前者更多反映了季风区的特征,后者则可能与信风变化有关。由8年平均(1979—1986年)的 OLR 季节变化(图2)上可以看到,热带地区存在3个明显的 OLR 低值区,分别位于非洲西海岸,海洋大陆—日界线以及南美地区,这实际上反映了强对流区和赤道辐合带的大致位置。注意到西太平洋赤道辐合带的经向季节变化与 SST 的变化是一致的,冬季其中心位于印尼地区,夏季移

到 15°N ,秋后又回到赤道以南。中太平洋双辐合带十分明显,表现为日界线及以东地区 OLR 的分叉现象,冬季南支很强,夏季北支较明显,赤道上常年为晴空少云区。

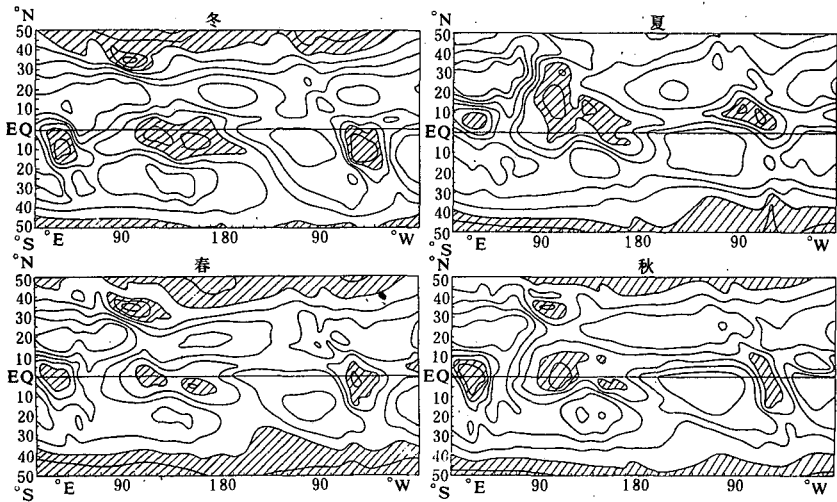


图2 1979—1986年8年平均 OLR 的季节平均分布

(单位为 W/m^2-220 ,等值线间隔为15单位。阴影区为负值)

东太平洋赤道辐合带活动与海温经向变化也有很好的对应关系:东太平洋 28°C 的高海温区从4月到11月一直维持在赤道北,赤道上维持着冷水。冬季有一暖水舌伸向赤道南侧,最南可达 10°S 。伴随 SST 的季节变化,OLR 低值区从冬季南美大陆逐渐向西北方移动,夏季进入东北太平洋飓风区,秋后重返南半球。计算表明,经向风辐合区的季节变化与 OLR 的变化趋势是一致的(图略)。

太平洋辐合带系统与高海温相同的季节趋势可能表明了海气系统的一种自我反馈过程,即海温升高使对流加强,辐合带加强;而辐合带的加强和风场辐合有利于暖水在其附近堆积。异常强迫使这一机制得到异常加强或破坏,正是厄尼诺生消的重要原因^[6]。

三、印度洋—太平洋近赤道经向风异常与厄尼诺

异常经向风辐合是厄尼诺年前后印度洋—太平洋赤道地区经向环流的重要特征。7个区域的经向辐散辐合($(-V_N + V_S)/2$)的长期变化(图3)表明,经向辐合($(-V_N + V_S)/2 > 0$)在 140°E 以东最为突出。印度洋—太平洋经向辐合也很明显,应当注意的是,非厄尼诺年经向风存在明显的辐散,1967—1968,1970—1971年中东太平洋这种辐散持续了两年。对160— 140°W 7个厄尼诺(1951,1953,1957,1963,1969,1972,1976年)发生前一年,发生年及后一年异常经向风的综合表明(图略),经向风辐散与厄尼诺发生前一年至发生年初那里的南风异常($V_N > V_S$)即哈得来环流减弱有关。南风异常有利于赤道南侧冬季暖水向赤道北侧的输送,而厄尼诺发生年入夏以后出现的经向风辐合,特别是赤道北侧的强北风则有利于季节暖水在赤道地区堆积,通过风场和海温场的相互作用将有利于厄尼诺得到发展和维持。从图3可见,上述过程可能在日界线以东大范围地区均存在。

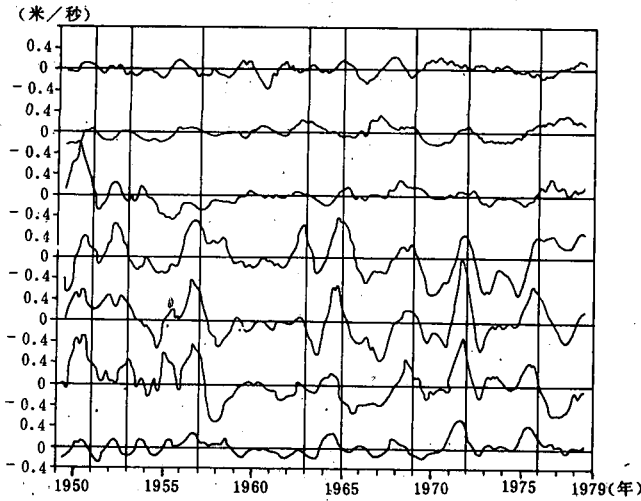


图3 印度洋—太平洋7个区域 $(-V_N + V_S)/2$ 时间剖面
 $(V_N$ 表示 $0-10^{\circ}N$ 区域平均经向风对30年平均的距平。 V_S 为 $0-10^{\circ}S$ 的距平。正值表示经向风向赤道辐合, 负值表示辐散。7个区域(上至下)分别为: $40-70^{\circ}E, 70-120^{\circ}E, 120-140^{\circ}E, 140^{\circ}E-180^{\circ}, 180-140^{\circ}W, 140-120^{\circ}W, 120-80^{\circ}W$ 。垂线为厄尼诺年)

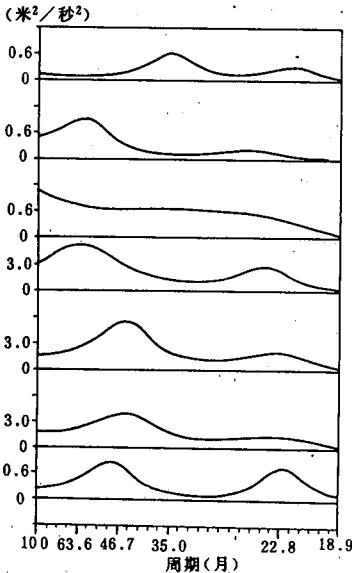


图4 印度洋—太平洋7个区域
 $(-V_N + V_S)/2$ 的最大熵谱

Barnett (1984c)^[9]认为仅用热带辐合带的潜热释放和哈得来环流加强之间的反馈不足以完全解释海温异常的发生, 指出海洋大陆的风场年际低扰动对海洋的强迫非常重要。Reiter (1978)^[6]认为在热带海气系统自我反馈对东太平洋海温变化的作用中, 还应考虑中高纬气压梯度对经向风的动力强迫。为了考查前述经向风场异常的原因, 我们对图3的7个时间序列进行了最大熵谱分析(见图4)。

从图4可见, 赤道地区经向风场的变化也主要表现为 QBO, SO 和 FYO3种周期振荡, 波谱呈双峰形。QBO 在各个区域均存在, 这表明季风和信风 V 均呈准2年周期振荡。SO 在 $180-120^{\circ}W$ 很强, 在 $120-80^{\circ}W, 40-70^{\circ}E$ 较弱, 而在 $140^{\circ}E-180^{\circ}$ SO 为 FYO 所掩盖。注意到南亚季风区 ($70-120^{\circ}E$) 近赤道 V 辐散辐合变化主要是 FYO。为了进一步考查这3种振荡, 对上述

时间序列用 Murakami (1979)^[10]的滤波方法取中心频率分别为24, 42, 60个月的3个频段进行带通滤波。从图5可见, QBO 和 SO 具有相同量级, FYO 振幅相对较小。QBO 在1963—1965年, 1972—1976年分别有一个活跃期, SO 从1963到1979年均很活跃。对应每个厄尼诺, QBO 在中东太平洋表现为经向辐合(波峰), 一般辐合从厄尼诺年初开始并持续到次

年春,厄尼诺前一年则为持续约一年的辐散(波谷),这表明经向风 QBO 对厄尼诺发生是极为重要的。除1963年外,SO 在各厄尼诺年也对应为辐合,不同的是出现的时间比 QBO 早,冷水年 SO 多处在波谷期(辐散)。因此 SO 可能对厄尼诺和冷水年均起着重要作用。QBO 和 SO 的叠加很好的拟合了经向风场变化的实际曲线(图3,图5d)。FYO,SO 和 QBO 的叠加使得图4d 的各振幅略有加大(图略)。FYO 在140°E—180°,70—120°E 振幅较大,在40—70°E,120—140°E 很弱。上述结果与谱分析是一致的。

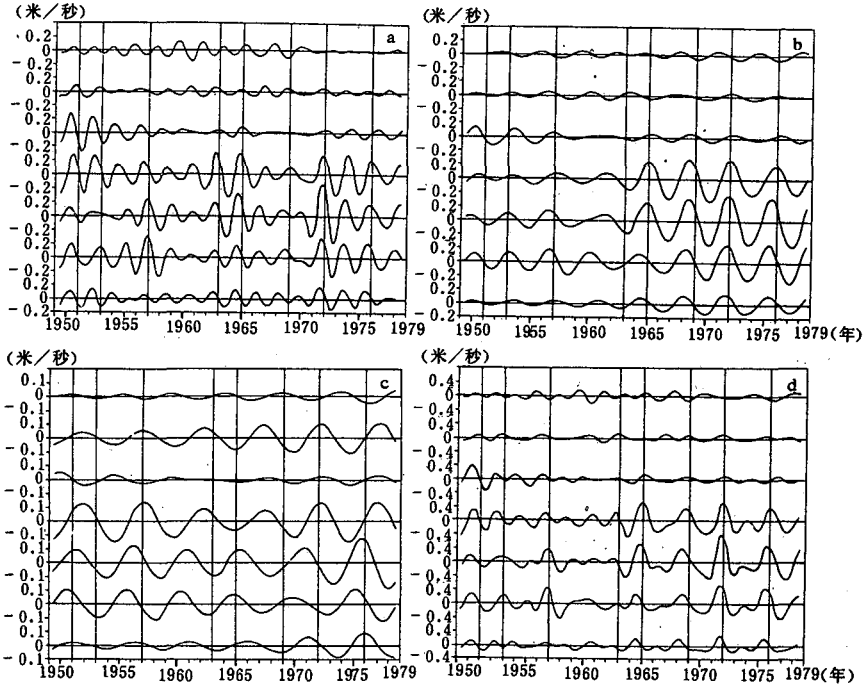


图5 $(-V_N + V_S)/2$ 的年际低频变化

(a)QBO (b)SO (c)FYO (d)QBO 和 SO 的叠加(说明同图3)

四、印度洋—太平洋经向风年际低频振荡的位相传播特征

厄尼诺年前后印度洋—太平洋赤道地区异常经向风辐合是赤道北(图6a)北风异常(北风加强南风减弱)和赤道南(图6b)南风异常(南风加强北风减弱)造成的结果。赤道北,厄尼诺发生前一年印度洋首先出现小振幅的异常北风并逐步向东传播,在东传过程中增幅,到厄尼诺发生年底(厄尼诺高潮时期)最强北风已出现在中太平洋。大约在印度洋出现异常北风的同时,东太平洋沿岸(80—120°W)地区也开始出现异常北风,在向西传播过程中增幅更明显,在厄尼诺高潮期也西传到了中太平洋。赤道南的情况略为不同,中东太平洋异常南风在1951,1953和1969年表现为向西的传播,1965,1972和1976年似乎呈驻波振荡,而1957年甚至出现向东的传播,其扰源在印度尼西亚地区(120—140°E)。印度尼西亚可能是一个异常南风的源地,大多数厄尼诺年年中这里首先出现南风异常,并向西印度洋和中太平洋传播。印度洋地区的北风异常和印度尼西亚地区的南风异常很可能与(北)南

半球冬季风异常有一定关系。

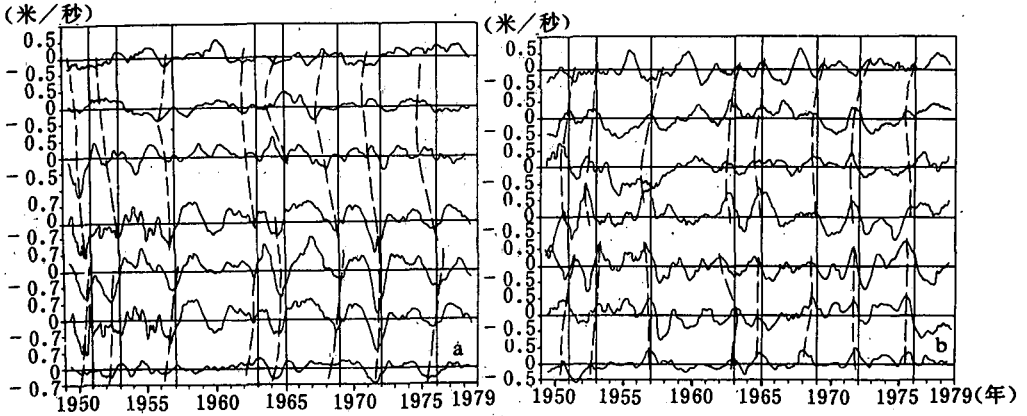


图6 印度洋—太平洋赤道北(a)和赤道南(b)经向风距平的时间变化(说明同图3)

从赤道两侧经向风的 QBO, SO 和 FYO 滤波结果图7(中心频率同图5)可看到,赤道北 QBO 在厄尼诺发生年初左右(北半球冬季)在70—120°E 首先有异常北风出现,这是季风准2年变化的反映。同样可看到,赤道以南 QBO 的变化与实际经向风偏差的变化很相似,从印度尼西亚地区开始的南风异常大多始于厄尼诺年年中(南半球冬季)。东太平洋沿岸地区赤道南北经向风 QBO 的位相传播特征与经向风实际变化同样也很相似,这说明 QBO 在经向风变化中确实占有重要的位置。SO 在赤道北中东太平洋向西的传播很清楚,其源地也在80—120°W,所不同的是其开始出现的时间比 QBO 早几个月。东半球 SO 很弱。赤道以南 SO 的扰源与 QBO 不同,主要从西印度洋和东太平洋120—140°W 向140°E—180°传播,即东西传播位相的汇合区较 QBO 偏西。另外值得注意的是,50年代的3次厄尼诺时期,中东太平洋赤道南 SO 位相明显向东传。FYO 的位相传播很有规律,东太平洋地区赤道南北 FYO 均向西传播,而印度洋—西太平洋赤道南北位相传播方向相反。上述分析表明,尽管3种振荡的传播特征存在着差异,赤道以北的印度洋地区,赤道南的印度尼西亚地区,以及东太平洋80—140°W 是经向风振荡的扰源,中太平洋是一个汇,南北半球冬季风异常和东太平洋沿岸地区信风异常可能对厄尼诺年东太平洋海温异常起到了强迫作用。

为了加深认识经向风异常对东太平洋海温异常的贡献,我们计算了7个区域赤道南北经向风偏差与180—80°W, 0—10°S 海温偏差在+12(风场超前)和-12(海温超前)个月的相关,相关系数大于0.11和0.13时信度分别为95%和99%。从表1可见,赤道北主要相关区有两个,分别在140°E—140°W 和40—120°E。140°E—140°W 经向风与海温在-6到+6个月内反相关,即北风加强海温升高,这与前面的讨论是符合的。注意这个地区海气的同期相关最大,这意味着一种正反馈,也即所谓的皮叶克尼斯机制,随着经向哈得来环流下层支的北风加强,赤道北暖水在夏季向赤道堆积,赤道地区海温升高后又有利于经向环流的加强。有趣的是,80—120°W 异常北风超前东太平洋升温10个月出现,风场超前的时间自

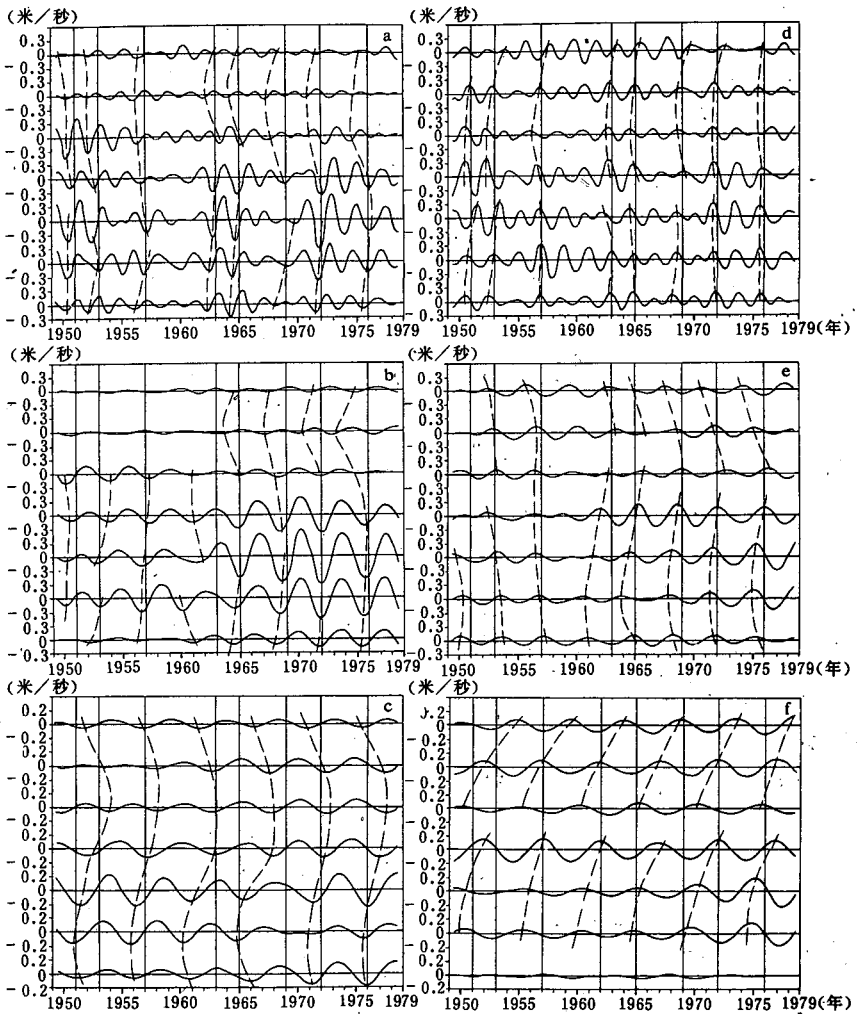


图7 印度洋—太平洋赤道北(a)QBO,(b)SO,(c)FYO 和赤道南
(d)QBO,(e)SO,(f)FYO 经向风距平的年际低频变化(说明同图3)

东向西缩短,这一滞后与风场的传播特征是一致的。当海温升高3个月以后,从东太平洋沿岸向西,经向风与海温也逐步转为正相关,即北风减小。印度洋地区北风异常超前东太平洋海温6—12个月出现。相关分析说明赤道北侧中太平洋经向风异常对厄尼诺发生发展十分重要,同时东太平洋沿岸地区出现的北风异常也为提前6—10个月预报厄尼诺的出现提供了一个很好的依据。印度洋地区经向风异常与厄尼诺的关系值得进一步研究。赤道以南经向风与海温的相关也很有特色。可以看到,东太平洋沿岸(80—120°W)和日界线以西异常经向风与东太平洋海温呈+5—+6个月的正相关,即南风异常超前海温升温5—6个月开始出现,这与前述结论是一致的。东太平洋海温升温后,西太平洋地区持续的南风异常对那里赤道北侧西风的加强和暖水向东平流,从而使中太平洋高海温得以维持是十分有利的。最后值得一提的是赤道南信风 $V(180-120^{\circ}W)$ 与东太平洋海温异常在-2—+12

个月并不显著,在-3个月以后显著的负相关,也即海温升高3个月后南风异常开始减弱,其意义目前还不清楚。南半球经向风与东太平洋海温的相关表明南亚—西太平洋以及东太平洋沿岸出现的南风异常对厄尼诺的发生发展十分重要。

表1 V_N (上)与 V_S (下)与180—80°W, 0—10°S 海温的滞后相关

区 域	月	-12	-11	-10	-9	-8	-7	-6	-5	-4	-3	-2	-1
V_N	1	0.01	-0.01	0.06	0.06	0.03	0.02	0.00	0.00	-0.04	-0.03	-0.04	-0.00
	2	0.03	0.06	0.08	0.09	0.10	0.07	0.04	0.03	0.05	0.09	0.09	0.09
	3	0.08	0.08	0.09	0.05	-0.00	-0.06	-0.09	-0.06	-0.06	-0.03	-0.01	0.00
	4	0.07	0.01	-0.03	-0.05	-0.11	-0.18	-0.23	-0.34	-0.38	-0.39	-0.42	-0.45
	5	0.14	0.11	0.06	0.04	-0.02	-0.06	-0.14	-0.23	-0.29	-0.37	-0.41	-0.46
	6	0.17	0.15	0.14	0.15	0.11	0.10	0.09	0.03	-0.03	-0.11	-0.17	-0.15
	7	0.08	0.13	0.16	0.15	0.15	0.14	0.09	0.09	0.07	0.00	-0.04	-0.09

区 域	月	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
V_N	1	-0.05	-0.05	-0.09	-0.02	-0.06	-0.06	-0.11	-0.12	-0.09	-0.08	-0.04	-0.01	0.03
	2	0.07	0.08	0.06	0.08	0.04	0.01	-0.02	-0.10	-0.16	-0.16	-0.16	-0.13	-0.11
	3	0.03	0.06	0.06	0.05	0.08	0.02	0.01	-0.05	-0.02	0.00	0.02	0.02	0.02
	4	-0.35	-0.30	-0.24	-0.21	-0.14	-0.13	-0.04	-0.03	-0.02	-0.01	0.01	0.05	0.07
	5	-0.45	-0.39	-0.35	-0.31	-0.25	-0.21	-0.11	-0.03	0.01	0.07	0.12	0.16	0.19
	6	-0.17	-0.19	-0.19	-0.17	-0.16	-0.11	-0.11	-0.08	-0.03	-0.02	0.03	0.04	0.07
	7	-0.14	-0.15	-0.18	-0.22	-0.22	-0.27	-0.25	-0.22	-0.23	-0.17	-0.12	-0.03	0.05

区 域	月	-12	-11	-10	-9	-8	-7	-6	-5	-4	-3	-2	-1
V_S	1	-0.07	-0.06	-0.07	-0.05	-0.07	-0.03	0.01	-0.00	-0.03	-0.02	-0.01	0.01
	2	0.06	0.09	0.16	0.20	0.23	0.23	0.22	0.26	0.29	0.31	0.31	0.37
	3	0.11	0.08	0.11	0.13	0.13	0.07	0.01	0.02	0.07	0.07	0.10	0.13
	4	-0.01	-0.03	-0.02	0.02	0.01	0.04	0.08	0.12	0.21	0.27	0.31	0.34
	5	-0.16	-0.15	-0.19	-0.24	-0.23	-0.20	-0.20	-0.17	-0.13	-0.06	-0.01	0.01
	6	-0.27	-0.24	-0.22	-0.21	-0.23	-0.23	-0.23	-0.16	-0.14	-0.11	-0.03	0.00
	7	-0.09	-0.11	-0.12	-0.08	-0.02	-0.01	0.05	0.11	0.17	0.28	0.33	0.32

区 域	月	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
V_S	1	0.02	0.01	-0.01	0.01	0.02	0.02	-0.00	0.01	0.05	0.05	0.11	0.12	0.14
	2	0.37	0.40	0.36	0.31	0.24	0.18	0.10	0.07	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01
	3	0.18	0.23	0.24	0.24	0.20	0.18	0.10	0.07	-0.03	-0.04	-0.05	-0.04	-0.05
	4	0.38	0.38	0.37	0.30	0.25	0.18	0.15	0.09	0.02	-0.02	-0.04	-0.07	-0.13
	5	0.04	0.06	0.05	0.07	0.09	0.04	0.05	0.01	-0.00	0.02	0.02	0.03	0.06
	6	0.03	0.04	-0.02	-0.02	-0.04	-0.06	-0.10	-0.13	-0.13	-0.10	-0.10	-0.06	-0.04
	7	0.32	0.27	0.22	0.17	0.18	0.12	0.08	0.05	-0.01	-0.02	-0.02	-0.03	-0.06

五、结 论

通过对 COADS1950—1979 年印度洋—太平洋近赤道经向风长期变化特征及其与厄尼诺关系的研究结果,我们可以归纳出下面几点结论:

(1)太平洋地区赤道辐合带系统与 SST 具有相同的季节变化趋势。由冬到夏,辐合带系统与高海温从南半球移到北半球,由夏到冬相反。经向风辐合也具有相同的季节趋势。厄尼诺年前后经向风出现异常,赤道以北为北风异常,以南为南风异常,在赤道上形成经向风辐合,尤以 140°E 以东最为显著。

(2)经向风异常具有准 2 年,准 3.5 年和准 5 年周期变化。整个印度洋—太平洋经向风均存在准 2 年的周期变化,其中又以中东太平洋最强。准 3.5 年振荡也主要盛行于日界线以东, 140°E — 180° 准 3.5 年振荡被准 5 年振荡所掩盖。另一个盛行准 5 年振荡的区域是南亚季风区(70° — 120°E)。准 2 年和准 3.5 年振荡的叠加可以很好地描述实际经向风的异常变化,准 5 年周期振荡对其有所加强。

(3)异常经向风具有显著的纬向传播特征。东半球表现为从印度洋向东的传播,而西半球则表现为从东太平洋沿岸地区向西的传播,东西方向的传播一般在日界线附近汇合。赤道以北厄尼诺发生前一年至发生年初,异常北风首先在印度洋和东太平洋沿岸出现并向中太平洋传播,在传播过程中逐步增强,在厄尼诺年底最强北风出现在中太平洋。赤道以南厄尼诺年年中印尼和东太平洋最先出现南风异常,其位相传播与赤道以北是一致的。

(4)印度洋—太平洋近赤道地区经向风异常的出现与南北半球冬季风活动有关,随着超前东太平洋海温升温 6—12 个月印度洋异常北风的出现和超前 5—6 个月印尼地区异常南风的出现,扰动在传播过程于 140°E 以东得到加强。东太平洋沿岸地区出现的经向风扰动在西传过程中也不断加强,这表明经向风扰动强迫和 140°E — 140°W 海气系统的反馈过程对厄尼诺的发展和维持有着特殊的意义。

参 考 文 献

- [1] Barnett, T. P., Interaction of the monsoon and Pacific trade wind system at interannual time scales. Part I: The equatorial zone, *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 756—773, 1983.
- [2] Krishnamurti, T. N., S. H. Chu, and W. Iglesias, On the sea level pressure of the Southern Oscillation, *Arch. Met. Geoph. Biocl. Ser. A.*, 385—425, 1986.
- [3] Yasunari, T., Zonally propagating modes of the global east-west circulation associated with the Southern Oscillation, *J. Met. Soc. Japan*, **63**, 1013—1029, 1985.
- [4][5] Yasunari, T., Global Structure of the El-Nino/Southern Oscillation, Part I: El-Nino composites, *J. Met. Soc. Japan*, **65**, 67—80, Part II: Time evolution, *J. Met. Soc. Japan*, **65**, 81—102, 1987.
- [6] Reiter, E. R., The interannual variability of the oceanatmosphere system, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 349—370, 1978.
- [7] Gao Shiyong and Wang Jingshu, Changes of equatorial wind fields in the western Pacific and El-Nino, *Acta Oceanologica Sinica*, **7**, 214—225, 1988.
- [8] Barnett, T. P., Interaction of the monsoon and Pacific trade wind system of interannual time scales, Part II: The tropical band, *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 2380—2387, 1984.
- [9] Barnett, T. P., Interaction of the monsoon and Pacific trade wind system at interannual time scales. Part III: An anatomy of the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 2388—2401, 1984.
- [10] Murakami, M., Large-scale aspects of deep convective activity over the Gate area, *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 994—1013, 1979.

INTERANNUAL LOW-FREQUENCY OSCILLATION OF MERIDIONAL WINDS OVER THE EQUATORIAL INDIAN-PACIFIC OCEANS^o

Ding Yihui

(*Academy of Meteorological Science, SMA*)

Lü Jingxi Gao Shiyang

(*National Research Center for Marine Environment Forecasts, SOA*)

Abstract

Based on analysis of the meridional winds over oceanic areas and sea surface temperature for 1950—1979 extracted from the data sets of COADS, the long-term variability of the meridional winds over the equatorial Indian—Pacific Oceans and its relationship to the onset and development of El—Nino events have been studied. The major results are as follows:

1. There is a great similarity between Intertropical Convergence Zone (ITCZ) over the Pacific and SST in the seasonal trend, with ITCZ and high SST found in Southern Hemisphere in winter and in Northern Hemisphere in summer. During El—Nino years, unusual meridional winds were often observed, with significant convergence of meridional wind occurring over near-equatorial regions.
2. For the near-equatorial meridional winds, there are three types of interannual low-frequency oscillations—QBO, SO, FYO. QBO plays an important role in the unusual behavior of meridional wind for El—Nino years, while SO is very important for both El—Nino and cold water years. These two oscillations may fit well to the observed variation in the meridional wind. FYO may enhance the variation of meridional wind.
3. Interannual low—frequency oscillations of meridional winds originate in the Indian Ocean—Maritime Continent and coastal area of the east Pacific. Unusual activities of winter monsoon in both hemispheres and trade wind off the coastal area of the east Pacific are believed to be their major cause.
4. Monsoon-trade interaction shows up in the significant amplification of the disturbances of meridional wind while they propagate eastward from monsoon area to trade wind area.