

赤道东太平洋水温的低频振荡与 厄尔尼诺形成

周发琇 于慎余

(青岛海洋大学物理海洋与海洋气象系)

摘 要

本文对赤道东太平洋水温异常作了分析,发现热带太平洋地区的水温存在3—5年的低频振荡和准两年周期振荡。前者具有自东向西传播的趋势,而后者却具有相反的趋势。当两者在赤道东太平洋同位相增温时会形成厄尔尼诺事件。

热带太平洋地区大范围表层水温(下称水温)异常,对整个太平洋地区以及全球大气环流、气候振动都具有十分重要的意义,尤其赤道东太平洋水温异常增暖,即所谓厄尔尼诺事件的作用更为突出。关于厄尔尼诺的成因,经典的看法是认为与太平洋信风有关^[1,2],而太平洋信风异常又与气压场的振荡,即所谓南方涛动(SO)有关,两者紧密联系构成所谓ENSO现象。根据Wyrtki的海洋学模型^[3],当信风加强,西太平洋海面升高,西部斜温层加深;而当信风减弱,西太平洋堆积起来的暖水得不到支持以Kelvin波的形式回流,使南美沿岸增温,随后暖水通过Rossby波向西传播形成厄尔尼诺事件。Rasmusson等^[4,15]指出,那种仅限于东部太平洋的增暖现象,可以看做是加强了的年变程,此外,还存在一种在国际日界线以东整个赤道太平洋大范围增暖过程,典型的厄尔尼诺与这两种增暖过程有关。Fu Congbin等^[6]根据赤道太平洋的温度廓线的演变和赤道冷舌及暖池相互作用的分析,发现厄尔尼诺形成存在三种增暖过程,一是东太平洋大范围增暖;二是暖区限于140°W以东的南美沿岸;三是整个赤道太平洋增暖,尤其日界线以西明显增暖。三种增暖过程不同,导致厄尔尼诺强弱有别。对于厄尔尼诺的强烈增温过程,虽然已经有了许多研究,取得了若干进展,但就这一事件的标准而言也还不完全统一。对近30年来中等强度以上的厄尔尼诺,诸如1957、1965、1972、1976、1982年事件是无争议的,但对于较弱的如1963、1969年事件却意见分歧^[5,7,8]。显然,进一步研究这一过程仍然具有重要意义。

ENSO是一种很强的海洋和大气年际变化的现象,存在某种准周期性振动,其中以3—5年的振荡周期最显著^[10]。而太平洋水温又具有准3年周期振荡,在这种振荡中,海温的自反馈大于海气间的相互作用^[8]。同时热带太平洋地区高层大气还存在准2年振荡(QBO)。各类准周期性振荡对热带海洋必定产生不同的影响,而热带海洋运动可与以月为特征时间

的大气过程发生耦合。因而进一步研究对整个大气和海洋都有重要意义的赤道太平洋地区海水温度的准周期性变化及其演变规律是十分有意义的。本文通过较长时间序列水温资料的分析, 试图发现赤道东太平洋地区水温年周期以上的低频振动, 并研究不同周期的振动在时、空域内演变的特征, 进而讨论不同频率的水温振动在形成厄尔尼诺事件中的作用。

一、基本分析

厄尔尼诺现象主要发生在赤道太平洋东部, 为突出这一区域水温变化特征, 我们取国际日界线以东到美洲沿岸, 10°S — 20°N 之间的海域(以下称赤道东太平洋)作为研究区域, 按 10×10 经纬度取 38 个格点从 1954—1983 年共 30 年的月平均资料(格点位置见图 1), 资料来源于中科院地理研究所和上海市气象台出版的太平洋水温资料。考虑到厄尔尼诺现象的空间尺度数千公里, 时间尺度十几个月, 按 10° 经纬度方格取月平均水温, 实际上已经滤去了波长小于 2 000 km, 周期小于 2 个月的“高频”振荡, 这样可以集中分析低频振荡。

我们研究的对象是水温的异常状态, 所以, 此后的讨论是对各点的距平值(SSTA)而言的, 把 SSTA 的振动视为对气候平均状态的异常。

经验正交函数(EOF)分解作为从大范围、长时间的观测资料中提取某物理过程在时、空域里的主要特征仍然是一种行之有效的方法, 因而我们采用这种十分普通的方法来寻求赤道东太平洋 SSTA 的低频振荡在空间的基本特征及其随时间的演变规律(计算公式略)。

对赤道东太平洋 38 个格点上, 每点 360 个月的水温距平施以 EOF 分解。结果表明, 第一模态的方差贡献为 35.9%, 第二为 8.8%, 其余均在 6% 以下。可见, 第一模态(EOF 1)对赤道东太平洋水温异常是一个占绝对优势的模态, 主要信息集中于这一模态, 其特征向量的分布特点是最大正值由美洲沿岸沿赤道向西递减, 并且几乎以赤道为对称轴向南北两侧减小, 在 10°S — 10°N 之间的经向梯度最大(图 1)。这一分布特点与 Rasmusson^[15] 合成的厄尔尼诺成熟阶段的水温分布十分相似。因而 EOF 1 典型代表了厄尔尼诺发展成熟阶段水温场的特征。所以, 我们把它做为与厄尔尼诺事件有关的一个模态。

EOF 1 对于赤道东太平洋水温异常是决定性的, 它的空间特征与厄尔尼诺的关系是显而易见的。那么它在频域的振荡特征如何? 对 EOF 1 的时间系数做功率谱分析以回答这个问题(计算公式略)。功率谱分析的结果表明, 谱图(图 2)存在两个显著周期的振动。一是 3—5 年的低频振动, 其峰值周期为 45 个月; 二是周期为 17—30 个月的振动, 峰值周期 24 个月, 称之为准 2 年周期振动(QBO)。上述两种低频振荡包括了海洋过程的时间特征尺度为 18 个月以上的过程^[17]。

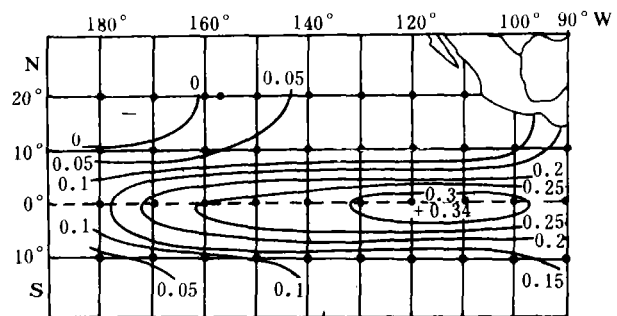


图 1 赤道东太平洋水温异常 EOF 1 特征向量场

(打点处为格点位置)

因此, EOF1包括了发生在海洋里的主要低频振荡过程,这正是我们研究的对象。

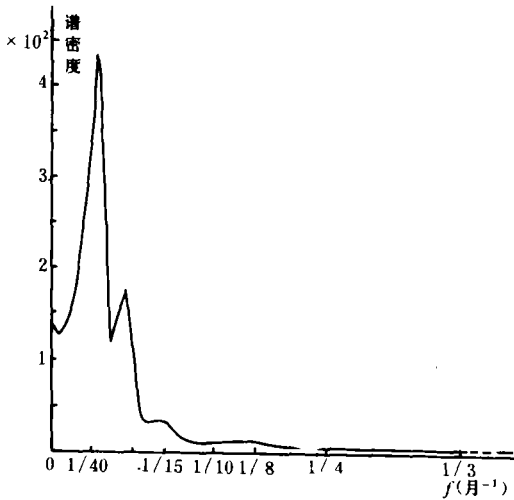


图2 EOF1的功率谱

我们将分别讨论3—5年的低频振动和QBO。在时域和空域里的振动特性,并分析它们对厄尔尼诺发生的影响。为了分离出这两个周期的振荡,我们采用Butterworth 4极点递归数字滤波^[12]。该滤波器的响应函数的解析表达式为

$$|R(i\omega)|^2 = \frac{1}{1 + \omega^{2n}}$$

其中, $|R(i\omega)|$ 表示频率响应函数, ω 为角频, n 为滤波器阶数, 经过适当的坐标变换, 可以得到低通和带通滤波器^[13, 16]。在截断角频 ω_c 处 $|R(i\omega_c)| = 0.5$, 并保证主要频谱的振幅不被削弱, 因而该滤波器可以有效地分离出时间序列中所存在的不同频段的振动。截断角频 ω_c 将根据功率谱

确定。

注意到功率谱结构, 为滤出3—5年周期的低频振荡, 采用低通滤波, 其截断频率 F_c 取值为: $F_c = \frac{1}{27.7} \text{月}^{-1}$ (截断角频 $\omega_c = 2\pi F_c$)。这一频段与全球性气压场振荡所具有的30—50个月的振动周期相一致^[17]。对于准2年周期的振动, 采用带通滤波, 其截断频率取值为 $F_{c1} = \frac{1}{16.9} \text{月}^{-1}$, $F_{c2} = \frac{1}{30.0} \text{月}^{-1}$ 。

二、3—5年周期的低频振荡

(一) 与南方涛动(SO)的关系

一般认为, 赤道东太平洋水温异常与赤道两侧信风的张弛密切相关^[1, 2], 尤其是东南信风, 而东南信风是依赖于南太平洋的副热带高压系统和印尼、澳大利亚的低压系统之间的气压差的涨落。取Tahiti (18°S, 150°W) 与Darwin (12°S, 131°E) 之间的气压差作为南方涛动指数(SOI), 本文使用该指数为1954—1983年逐月的气压差。引入该指数为研究3—5年周期低频振荡与南方涛动之间的联系。SOI具有与EOF1相似的功率谱(图略), 意味着两者低频振荡的共同性。

对EOF1的时间系数和SOI进行低通滤波, 其截断频率如上所述, 滤波后的时间序列如图3所示。图中EOF1与SOI的振荡显示出十分明显的反位相, 且SOI比EOF1提前约2—3个月。SOI是信风强度的一个度量。每当SOI由高值到低值, EOF1便由低值到高值, 反之亦然。这表明当信风加强时, 赤道东太平洋水温降低, 而信风减弱时, 水温处于增暖

过程。这正是经典的厄尔尼诺理论的依据。上述关系已有许多研究。然而，必须指出不是每一次SOI从高值到低值都伴随着一次厄尔尼诺发生。我们注意到虽然多数厄尔尼诺发生在SOI开始降低之后一年左右（如1957、1965、1972、1976年事件），但也有在一年后并没有发生厄尔尼诺（如1968、1979年）。这就是说厄尔尼诺并非与南方涛动完全一一对应。

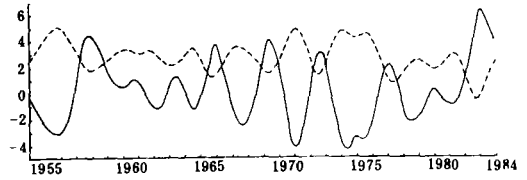


图3 EOF1 (实线)与SOI(虚线,单位: hPa) 3—5年周期的低频振荡

(二) 合成研究

合成方法对于刻画一系列波动不同位相在空间的基本特征是很有效的。实际上这是一种同位相平均的方法，如Murakami [14] 所采用的方法，把一个被分做8个相等的位相间隔（以下称为“拍”）共9个点。第1、9点位于波谷，第5点位于波峰，3、7点位于平衡位置，其他点按顺序分配在各自的位置上，然后对若干波动进行同位相平均。

我们按上述低通滤波的截断频率对原空间距平场逐点进行低通滤波，并选择1955年11月—1959年11月，1964年7月—1967年7月，1967年9月—1971年1月，1971年3月—1974年3月，1975年5月—1978年9月以及1981年5月—1983年11月（不足一个波）共6个波进行合成。合成后8拍显示出3—5年周期的低频振荡在空间演变的基本特征。图4只出示1、3、5、7等4拍水温异常的演变过程。第1拍为典型的反厄尔尼诺水温分布，南北纬10°之间为强负距平；第2拍负SSTA减弱，并向东退缩；第3拍从美洲沿岸开始沿赤道一个

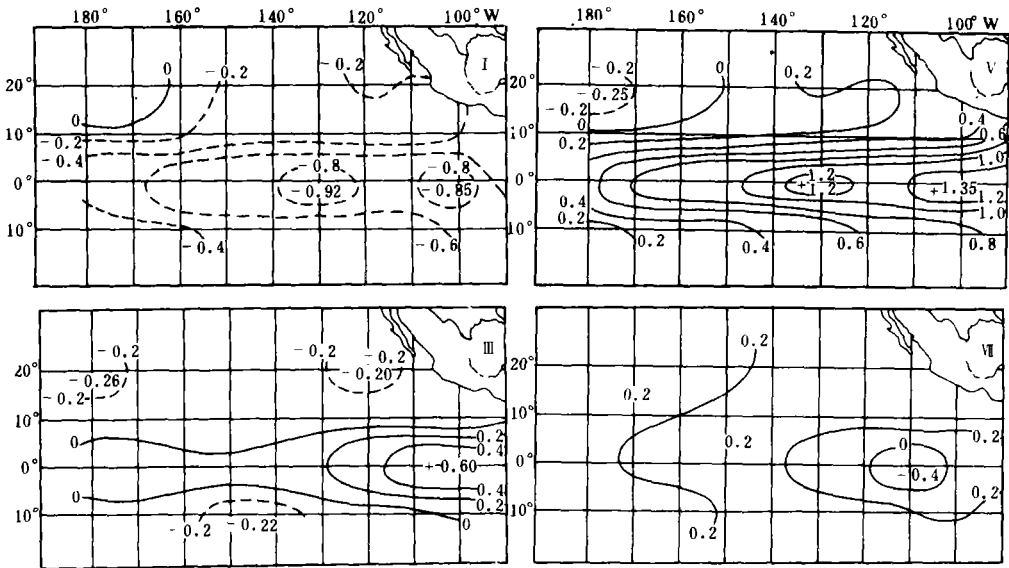


图4 合成后的低频振荡1、3、5、7拍的基本特征

狭长区域出现正SSTA;第4拍正SSTA向西扩展;到第5拍正SSTA达到最强,其分布特征与EOF1的特征向量相同;从第6拍开始,正SSTA减弱并向东退缩,继而先从美洲沿岸出现负SSTA,并向西扩展,逐渐恢复到第1拍的状态.完成一个波动,经历约3—5年,平均45个月.

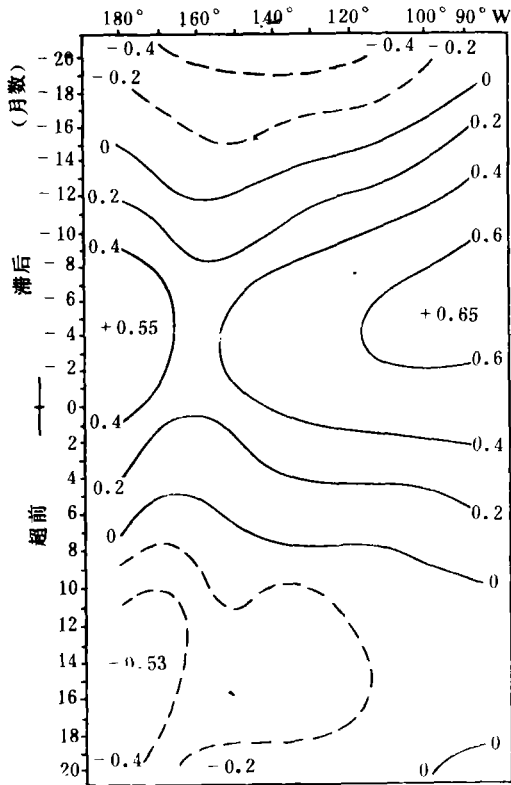


图5 低频段西沙站水温与沿赤道10点水温滞时相关系数的分布

根据上述2、3的分析,可以得到一个重要结论:在赤道东太平洋水温的低频振荡过程中,水温异常增暖和增暖衰退都是从东部美洲沿岸开始的,然后逐渐向西扩张.

三、准两年周期振荡

(一) 合成研究

选择上述低频振动背景下的QBO共6次,但剔除1969年,加进1963年.这6次的起止时间分别为1956年10月—1958年6月,1962年10月—1964年9月,1964年10月—1967年9月,1971年12月—1973年10月,1975年11月—1977年9月和1982年3月—1983年10月.合成结果(图6)表明,第1拍在全区呈负SSTA的背景下,赤道两侧南北纬 10° 之间呈反埃爾尼諾的水温分布特征.从第2拍开始, 10°N 以北, 170° — 130°W 之间开始增温;到第

合成结果表明,增暖事件始于赤道东太平洋美洲沿岸,然后逐渐向西扩展,达到鼎盛阶段(第5拍)强度大,范围广,此后,逐渐衰退,负距平先从美洲沿岸出现,向西波及整个赤道东太平洋.这意味着低频振荡具有自东向西传播的趋势.

(三) 滞时相关分析

为进一步讨论3—5年周期低频振动的传播性质,取中国南海西沙站为参考点(西沙站水温具有与EOF1类似的功率谱,将另文讨论)与沿赤道从东到西10个点的经向剖面作滞时相关分析,检验相关系数的时空分布,最大滞后 $\tau = \pm 20$ 月.结果如图5所示.由图上可以看出:

1. 最大正负相关系数分别为 $+0.65$ 与 -0.53 ,远远超过 $\alpha = 0.01$ 的置信标准,意味着两者具有很强的相关性.
2. 最大正负相关系数开始于 90°W ,然后向西扩展,到达 180° 约需4—5个月.
3. 正负相关系数转换的时间间隔约20—22个月,相当于低频振荡的半周期.

3 拍 10°N 附近大范围增暖, 并自西向东扩展至美洲沿岸, 这一增温过程不同于低频振荡的增温始于美洲沿岸向西扩展的过程. QBO 增温开始的位置相当于东北信风的位置. 第 4 拍已在赤道附近的狭窄部分确立厄尔尼诺型增温分布, 至第 5 拍达到成熟阶段, 整个赤道东

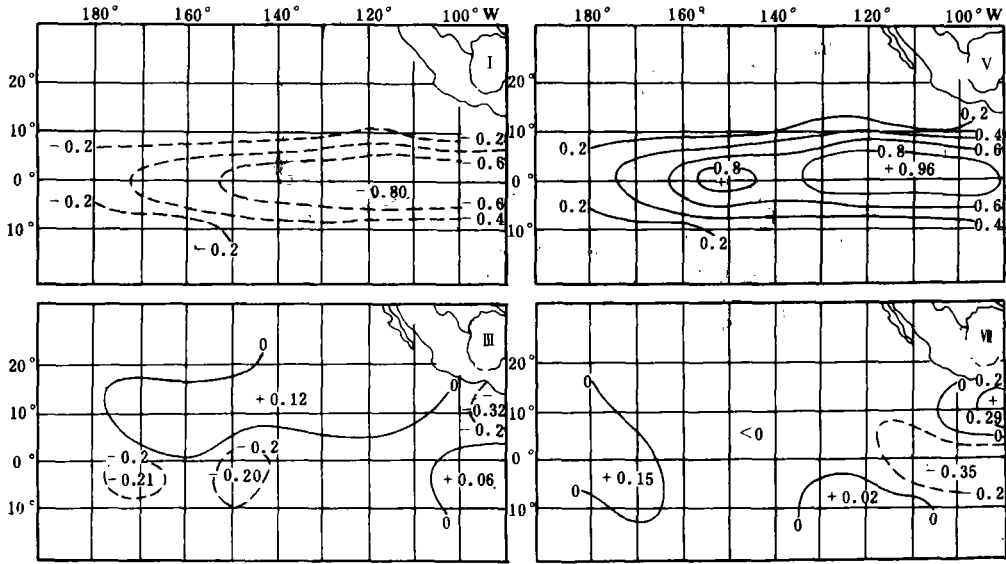


图 6 合成 QBO 1、3、5、7 拍的基本特征

平洋为正 SSTA, 最大中心值约 1.0°C . 其经向梯度比低频段略小. 第 6 拍从 10°N 附近开始降温, 其位置与第 2 拍开始增温的位置相同. 第 7 拍已在东部大范围出现负 SSTA, 之后逐渐恢复到反厄尔尼诺型水温分布.

准两年周期合成位相的演变过程表明, 增温过程与低频振荡不同, QBO 增温始于东北信风的位置, 然后向东扩展, 厄尔尼诺成熟阶段之后, 从原增温的位置开始衰退, 相继在赤道东部迅速形成反厄尔尼诺型水温分布.

(二) 滞时相关分析

与低频振荡的处理方法相同, 以西沙站为参考点, 在带通滤波意义下取西沙 SSTA 与沿赤道 10 个点作滞时相关分析, 以进一步分析 QBO 的增温特点. 取最大滞时 $\tau = \pm 12$ 月, 相关系数的分布见图 7. 由图可见, 最大相

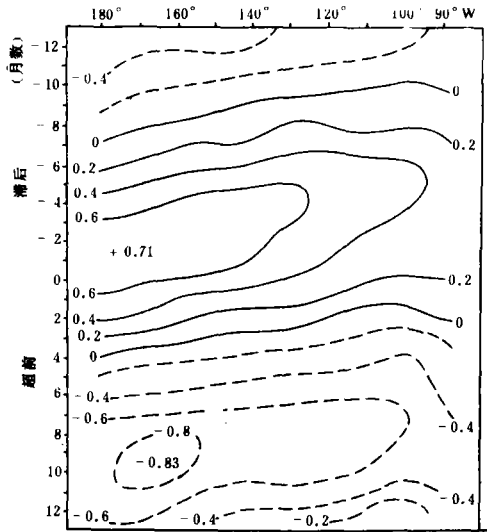


图 7 带通滤波意义下西沙站水温与沿赤道 10 个点的滞时相关系数分布

关系数为0.71和-0.83, 高于低频振荡, 但其相关系数的分布却与低频振荡相反, 最大正相关系数先从西部开始, 然后逐渐向东扩展, 从 180° 到 100° W约需3—4个月。 90° W以东相关系数小于 100° W以西, 正负相关系数转换约需11—12个月, 即准两年周期的一半。

根据以上两项讨论, 可以认为QBO过程, 增温始于西部而后向东扩展, 东部美洲沿岸迅速增温。这一过程对于形成埃尔尼诺是重要的, 因为平均而言西部水温高于东部, 西部暖水东传必将很大地影响东部迅速增温。

四、结论和讨论

1954—1983年共30年月平均水温分析的结果表明, 赤道东太平洋水温异常存在两种主要频率的振荡: 一是3—5年周期的低频振荡, 二是QBO。两者的增温过程不同, 前者始于美洲沿岸然后向西传播, 后者却先从西部东北信风的位置开始然后向东扩展, 当两者同位相叠加时, 在增温阶段必定会引起赤道太平洋东部强烈增温, 这对埃尔尼诺形成是重要的。为了说明这个问题, 我们把这两种振动的时间序列给出(图8), 即EOF1的低通和带通滤波结果。图上显示出一个有趣的现象, 即当QBO的增温过程与低频振荡同位相时, 便出现中等强度以上的埃尔尼诺, 如1957, 1965, 1972, 1976, 1982年事件。而1963年两个频率的振动位相相差半年以上, 两者的振幅也较小且低频振荡从1963年5—6月开始降温, 因而这一年不能成为典型的事件, 此外1969年QBO振幅很小, 这一频段的振动很弱, 所以尽管低频振动很强, 仍不能算做一次典型的埃尔尼诺事件, 勉强可以算做一次弱过程。而按气压场的标准^[7], 这却是一次典型过程, 这从SOI的振动也看得出(图3)。

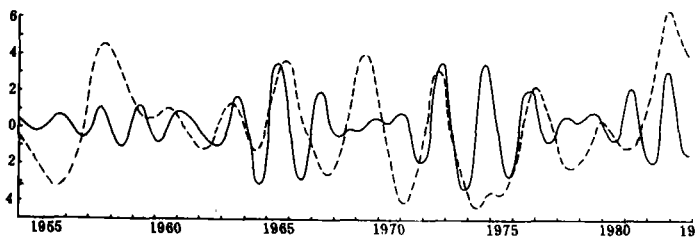


图8 EOF1的低通(虚线)和带通(实线)滤波的时间序列(纵坐标为相对单位)

考虑到两种振荡的传播性质和两者位相之间的关系, 似乎可以说, 只有在低频振荡的背景下, 当QBO与其处于同位相增温时, 会发生埃尔尼诺事件。由于两种振动的强弱不同, 位相之间的关系各异, 因而

在赤道东太平洋出现不同程度的增温过程, 形成不同强度的埃尔尼诺, 或有的增温过程半途夭折或根本不形成埃尔尼诺。按这一设想, 1954年以来, 中等强度以上的埃尔尼诺无一不符, 而有争议的事件如1963, 1969年只能作为弱过程。

为了进一步证实上述结论, 我们以1982—1983年埃尔尼诺事件为例做进一步讨论。1982/83事件是近百年最强的一次, 即使在一般的SSTA经向(0° — 10° S平均)时间剖面图上也可以看到增温过程西部比东部早的趋势^[19], 在这一事件中赤道冷舌(ECT)和赤道暖池(EWP)都有显著增温, 28.5°C 等温线向东扩展到 155° W以东^[6]。这一过程区别于其他过程的另一特点是增温过程从1982年9—10月开始而不在年初^[19]。但是对赤道东太平洋的SSTA经滤波处理, 分解成两个频段的振荡, 就会看到: 低频振荡的增温过程(图9)从1981年底率先从东部开始了, 并逐渐向西扩展, 到1982年9—10月在 170° W以西达到极值, 而后衰退。

一直持续到1983年以后；而QBO（图10）从1980年到1983年发生两次增温过程，这两次过程都是明显地从西部开始，而后逐渐向东部扩展，1981年的增温由于处于低频段的降温阶段，自然难以单独成其气候；而1982年5月开始从日界线附近增温，而后向东扩展，到9—

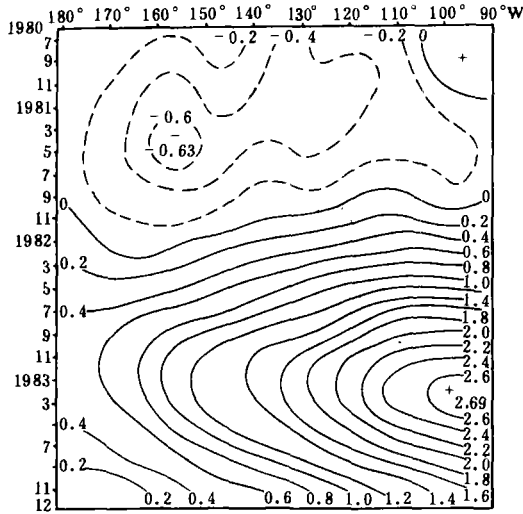


图9 1980—1983年低频振荡沿赤道SSTA的时间-经度剖面图

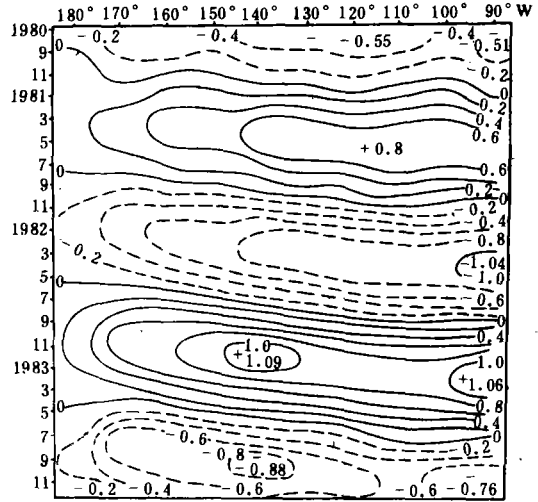


图10 1980—1983年QOB沿赤道SSTA的时间-经度剖面图

11月QBO的增温过程达到高峰，此时恰好与低频的增温高峰相一致，两者同位相增温，导致前所未有的强厄尔尼诺。当然不可忽视这一过程中低频增温强度也是近30年来最强的。最大SSTA在东部高达2.7°C，而QBO的增温也超过1.0°C。

1954年以来6次主要厄尔尼诺过程，低频振荡总是保持自东向西传播的趋势，无一例外，而QBO的振动则具有相反的传播趋势，以1982年过程最典型。1982年事件的特殊性动摇了信风异常是厄尔尼诺事件的必要和充分条件的理论^[8]，但在赤道东太平洋SSTA自身两种低频振荡同位相叠加而形成这一强厄尔尼诺却十分典型。其他诸如1957, 1965, 1972, 1976年事件基本上与1982年类似。基本特点是两种振动的位相搭配合适，符合同位相增温的原则，但由于两种振荡的振幅各不相同，位相配合也略有差异，因而厄尔尼诺的强度不尽相同。

最后必须指出：上述讨论仅限于两种低频的水温振荡在形成厄尔尼诺事件中的线性关系，并不涉及到两者的相互作用以及引起这两种振荡的原因。但是上述事实提供了一个重要线索，那就是分别研究这两种振荡的原因及其之间的相互作用，对进一步揭开厄尔尼诺之谜是有价值的。

参 考 文 献

[1] Namias, J., Some statistical and synoptic associated with El Nino, *Journal of Physical Oceanography*, 6 (1976), 130—138.
 [2] Bjeknes, J., Atmospheric teleconnections from the Equatorial Pacific, *Mon. Wea. Rev.*, 97 (1969), 3:163—172.

- [3] Wyrtki, K., El Nino the dynamic response of the Equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing, *Journal of Physical Oceanography*, **5** (1975), 572—584.
- [4] Rasmusson, E. M. and J. M. Wallace, Meteorological aspects of the El Nino/SO, *Sciences*, **222** (1983), 1195—1202.
- [5] 王绍武, 1860—1979年期间的厄尼诺年, *科学通报*, **30** (1985), 1:52—56.
- [6] Fu Congbin, H. F. Diaz, *et al.*, Characteristic of the response of sea surface temperature in the central Pacific associated with warm episodes of the Southern Oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, **114** (1986), 1716—1738.
- [7] Krishnamurti, T. N. *et al.*, On the sea level pressure of the Southern Oscillation, archives for meteorology, *Geophysics and Bioclimatolog*, Ser. **A34** (1986), 385—425.
- [8] Rramage, C. S., El Nino phenomenon, *Sciences*, **10** (1986), 29—37.
- [9] 李麦村、黄嘉佑, 关于海温准三年及半年周期振荡的随机气候模式, *气象学报*, **42** (1984), 2:168—172.
- [10] Trenherth, K. E., Spacial and temperal variation of the Southern Oscillation, *Quart. Journal of the Roya Meteorological Society*, **102** (1976), 639—653.
- [11] 赵黔源, 太平洋低纬区垂直环流和水温的长期变化, *海洋预报*, **3** (1986), 8—16.
- [12] Shank, J. T., *Geophsica*, **32** (1967), 33—51.
- [13] Murakami, M., Larg- scale aspects of deep convection over the GATE area, *Mon. Wea. Rev.*, **107** (1979), 8:994—1013.
- [14] Murakami, M., Winter monsoonal surges over East and Southeast Asia, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **57** (1979), 133—158.
- [15] Resmusson, E. M. *et al.*, Variations in tropical sea surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Nino, *Mon. Wea. Rev.*, **110** (1982), 5:354—384.
- [16] 周发秀、于慎余, 黄海陆架表层水温的低频振动, *山东海洋学院学报*, **17** (1987), 4:22—28.
- [17] Burrnatt, T. P., Variations in near- global sea temperture, *Journal of Atmosphere Sciences*, **42** (1985), 478—501.
- [18] 徐炳荣等, 1964—1983年西太平洋北赤道流的变化特征, *海洋学报*, **9** (1987), 3:284—293.
- [19] 张启文、王绍武, 1982—1983年埃尔尼诺现象与其他年埃尔尼诺现象的比较研究, *海洋学报*, **8** (1986), 4:429—435.
- [20] Harrison, D. E. *et al.*, Kelvin-wave-induced anomalous advection and the onset of surface warming in El Nino events, *Mon. Wea. Rev.*, **112** (1984), 5:923—933.