热带季节内振荡时空特征的诊断研究*

董 敏　　张兴强　何金海

(中国气象局气候研究开放实验室, 北京, 100081)　　(南京信息工程大学, 南京, 210044)

摘 要

文中应用谱分析、小波分析等方法及较长时段的资料进一步总结了热带季节内振荡的一些基本气候特征。热带季节内振荡主要活跃在 3 个地区, 最强的是西太平洋地区, 其次是印度洋地区, 第三是东太平洋沿岸的赤道以北地区。热带季节内振荡有明显的季节变化, 西太平洋地区和印度洋地区的季节内振荡 1 a 中有两次极大值, 冬季主要活跃在南半球(10°S 附近), 而夏季则活跃在北半球(10°N 附近), 春、秋季热带季节内振荡则明显减弱。东赤道太平洋北侧的季节内振荡只在夏季活跃, 而冬季则很弱, 且不随季节而南北移动。对于大气的大尺度要素, 例如 u 风场, 热带季节内振荡的能量主要集中在 1 波。而对于像降水这样尺度较小的要素, 热带季节内振荡的能量则相对较分散, 尽管它仍然在 1 波有最大的能量, 但 2~ 4 波也具有较接近的能量。热带季节内振荡以东移的波动为主。热带季节内振荡存在着年际甚至更长时间的变化。20 世纪 70 年代末期季节内振荡的幅度有一明显的突变。

关键词: 热带, 季节内振荡, 气候特征。

1 引 言

自从 Madden 和 Julian[1] 于 1971 年发现热带地区存在着时间尺度为 30~ 50 d 的季节内振荡以来, 这一现象受到气象学家的广泛注意。Yasunari[2] 发现, 向东传播的 30~ 60 d 振荡与亚洲季风的活跃和中断有密切的关系。20 世纪 80 年代初 Yasunari[3] 还发现印度季风区的云量也有 30~ 40 d 的振荡。Lorenc[4] 和 Lau 等[5] 用 200 hPa 辐散场及 OLR 场也研究了 30~ 60 d 振荡。80 年代以后有关大气季节内振荡的研究便蓬勃开展起来。国内在季节内振荡的研究方面也作了很多贡献, 如李崇银[6,7], Chen 等[8] 的工作。一些国内的研究工作[9,10] 还将 30~ 60 d 振荡与中国的天气联系起来。最近的研究还表明, 30~ 60 d 振荡有可能是 ENSO 现象的促发机制之一[11,12]。因此, 研究热带地区 30~ 60 d 振荡具有十分重要的理论和实际意义。

由于数值模式的发展, 近年来也有很多有关热带季节内振荡的模拟研究, 如 Slingo[13], Maloney[14] 及 Wang 等[15] 的工作。在理论研究方面国内外也开展了不少研究, 李崇银[16] 首先提出了将积云对流加热反馈引入热带季节内振荡的研究, 指出 CISK 是激发产生热带大气低频振荡的重要机制。Lau 等[17] 也进行了类似的研究。经过多年的研究, 基本上确立了 CISK- 波动理论在热带季节内振荡形成方面的作用[18~21]。也有人提出风- 蒸发反馈理论[22], 但进一步的研究表明两者结合起来才能更好地解释热带季节内振荡的成因[23]。有关热带季节内振荡的较全面评述, 可参阅 Madden 和 Julian[24] 及李崇银[25] 的文章。

虽然到目前为止有关季节内振荡的研究取得了很大进展, 但仍存在着不少问题。以往的研究往往基于站点资料或较短时间的格点资料。需要进一步用较长的质量较好的资料给出较完整的气候图像。在季节内振荡的模拟方面也存在着很多问题, 有的模式模拟出的 30~ 60 d 振荡很弱, 有的模拟出的 30~ 60 d 振荡的季节变化或空间分布与观测的结果有一定的差距[13]。为了改进模式的模拟结果, 需要更多更详细地将模拟结果与观测的结果进行对比。为此我们需要对热带季节内振荡的气候状态进行细致地分析。1996 年以后美国 NCEP 和欧洲中期预报中心先后开展了全球气象要素的再分析工作。本

* 初稿时间: 2003 年 12 月 11 日; 修改稿时间: 2004 年 6 月 20 日。
资助课题: 国家自然科学基金"全球变暖对热带大气季节内振荡的影响及其数值模拟"课题(90211011)。

文在此基础上对近 40 多年中季节内振荡的基本气候状况、传播特性及其时空变化特征, 如季节变化、年际变化等进行较系统的分析。以便为深入揭示它的机制, 探讨它与其他的大尺度现象, 全球变化的关系等打下基础, 同时也为验证模式模拟的结果提供更好的参照。

2 资料和主要分析方法

本文中主要使用如下一些资料:

(1) NCEP 的再分析资料[26]。使用观测质量较好的 1958~ 2001 年资料(44 a)。为减少工作量, 将资料先做成候平均值。本文使用的为候平均 850 hPa 的 u 风场资料。

(2) CMAP 降水资料[27], 1979~ 2000 年的逐候平均资料。

(3) NASA 的卫星观测的 OLR 资料, 1979~ 2000 年候平均资料。

文中所采用的方法主要有:

(1) 谱分析。应用时空二维快速傅里叶变换方法进行时空谱的计算, 分析各种振动能量随波数及频率的分布, 确定移动波和驻波的能量。同时用此方法对原始资料进行滤波, 保留我们所需要的大尺度波动(1~ 5 波) 及时间周期为 20~ 90 d 的振动。

(2) 方差分析。对经过滤波的时间序列在每个格点上计算其方差, 以便研究季节内振荡能量的空间分布。

(3) 小波分析。傅里叶变换方法是将时间序列在频率域上展开, 将时间序列分解成不同频率的波动, 并求出各种频率波动的能量及其在总能量中所占的比重。但其缺点是不能给出各种频率波动的能量随时间的变化。要进行时间序列既对时间同时也对频率的展开必须使用小波分析。本研究所用的小波为 Morlet 小波。具体计算按照 Torrence[28] 介绍的方法进行。

3 热带季节内振荡的空间分布

为研究热带季节内振荡, 需要将其从具有各种时间尺度运动的实际观测资料中过滤出来。为此, 本文对 1958~ 2001 年 44 a 的候平均 850 hPa 纬向风场(u) 进行时空 FFT 变换。提取出时间周期为 20~ 90 d, 空间波长为 1~ 5 波的分量, 再用这些分量合成为新的时间序列, 得到只有季节内振荡的时间-空间序列, 并给出这一时空场的总方差及冬季和夏季的方差。

从图 1 可以看出, 低层纬向风场的季节内振荡的方差主要集中在由印度洋西部到太平洋的日界线附近。在东赤道太平洋的北侧也有一个范围较小的中心。就全年来讲, 季节内振荡的最大方差中心位于从越南南部经南海到菲律宾南部的 8~ 10°N 地区。中心最大方差为 7 m^2/s^2。而在马来半岛到印度尼西亚西部一带则是一个季节内振荡的弱值区, 小于3 m^2/s^2, 其周围则为大于 4 m^2/s^2 的较强的振荡区

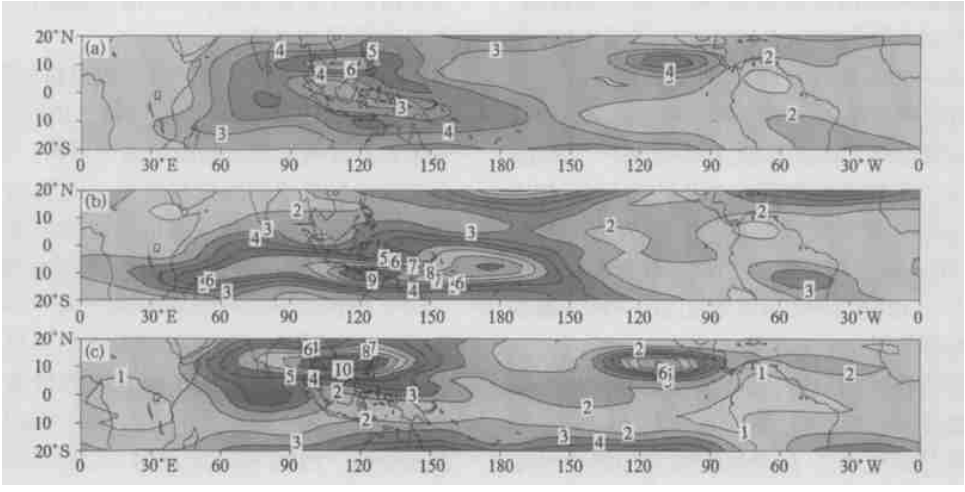

图 1 热带 850 hPa 纬向风(U) 季节内振荡的方差的分布

(a. 总方差, b. 冬季(12 月~ 次年 3 月) 方差, c. 夏季(6~ 9 月) 方差; 单位: m^2/s^2)

Fig. 1 The distribution of variance of the tropical intraseasonal oscillation(TIO) for zonal wind at 850 hPa. (a) For whole year, (b) for winter (December- March), (c) for summer (June- September) . unit: m^2/s^2

所环绕, 形成一个环状带。在 20° 以上的南、北太平洋上冬季也有一个大的方差带, 这是由于副热带急流的活动引起的, 不属于热带季节内振荡。

图 1b 和 c 分别给出冬季(12 月~ 次年 3 月) 和夏季(6~ 9 月) 热带季节内振荡的方差分布。显然, 冬季季节内振荡主要活跃于南半球。在 10°S 附近, 方差大值带从马达加斯加以北的印度洋一直向东延伸到日界线的东侧。其最大中心有两处, 分别在印度尼西亚东部(120~ 130°E) 和日界线西侧(170°E~ 180), 强度均约 9~ 10 m^2/s^2。而在夏季, 季节内振荡的活动带明显地移到北半球, 其大值带位于 10°N 附近, 从印度洋西岸向东延伸直到 150°E 附近。10~ 12 m^2/s^2 的极值中心位于越南南部。此外, 在东太平洋上沿 10°N 也有一个次中心, 强度为 9 m^2/s^2。比较图 1b 和 c 可以发现, 热带季节内振荡夏季的中心强度要明显地大于冬季。但冬季季节内振荡的活动范围却比夏季要大得多, 它自西向东延伸至约 160~ 180 个经度。

不同的要素其热带季节内振荡的空间和时间演变特征有其共性但也有不同的表现。图 2 给出 OLR 季节内振荡的分布。它的主要活动带也在印度洋到西太平洋上, 东赤道太平洋北侧也存在一个次中心。这些特征与风场相同。但不同的是, 在印度洋到西太平洋上的 OLR 场的季节内振荡更清楚地表现为有两个独立的中心, 一个在 70~ 90°E 的印度洋上, 一个在 130°E~ 180 的西太平洋上, 两者之间有一个相对低值区。西太平洋上的 OLR 季节内振荡位置冬夏之间有很大的变化, 冬季它在南半球的 10°S 附近, 而夏季则移到北半球的中印半岛及南海一带。印度洋上的中心冬夏之间虽然也略有南北移动但移动幅度很小, 基本在赤道两侧摆动。降水的季节内振荡的分布与 OLR 非常相似, 这里就从略了。

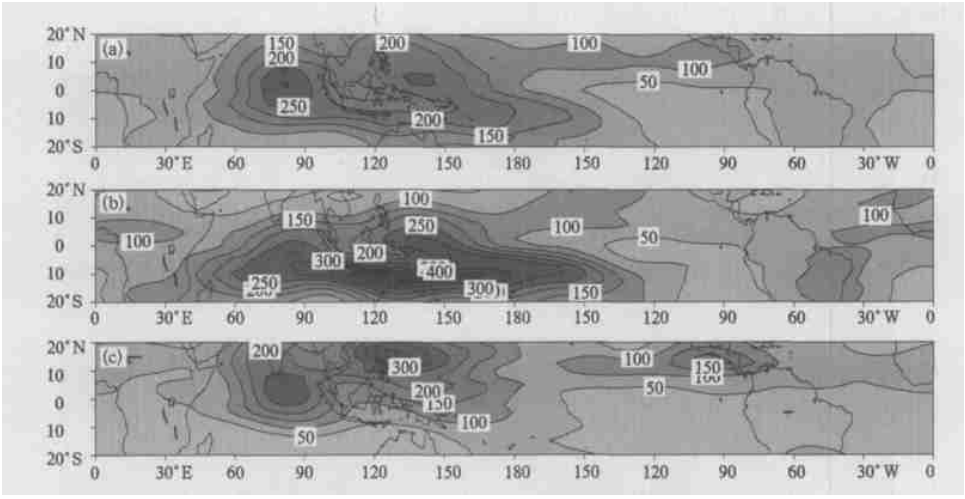

图 2　热带地区 OLR 季节内振荡的方差的分布

(a. 总方差, b. 冬季(12 月~ 次年 3 月) 方差, c. 夏季(6~ 9 月) 方差; 单位: W^2/m^2)

Fig. 2　The distribution of variance of the TIO for outgoing long- wave radiation (OLR). (a) For whole year, (b) for winter (December- March), (c) for summer (June- September). unit: W^2/m^2

上述热带季节内振荡的空间分布特征在文献[29] 中已有不同程度的论述, 本文则进一步用更长的资料揭示了其气候特征。例如文献[29] 根据 1981~ 1983 年的资料指出, 除了赤道西太平洋和印度洋之外, 赤道东太平洋及大西洋也有较强的季节内振荡的动能。但由 44 a 的资料所得的图 1 则表明赤道东太平洋的季节内振荡主要出现在夏秋季且总是位于赤道北侧, 而大西洋地区的季节内振荡却不明显。图 1 还表明热带季节内振荡主要的活跃区是在赤道的两侧而不是赤道本身。

4　热带季节内振荡的时间演变

为了进一步研究热带季节内振荡的时间变化特征, 我们对上述代表季节内振荡的时间- 空间序列进行小波分析。取热带地区每一个格点上时间序列(使用候资料, 1958~ 2001 年共 3212 候) 做时间小波分

析,得到小波振幅(或能量)随时间及尺度(与频率相对应)的变化分布。以此来分析季节内振荡的时间变化特征。

4.1 季节变化

图3给出春、夏、秋、冬四个季节低层纬向风(u 850 hPa)季节内振荡的小波能量空间分布。可以看出,冬季,热带季节内振荡主要活动与南半球的10°S附近,最大强度约为21 m^2/s^2。春季它迅速减弱且向北半球移动,夏季季节内振荡的强度最大位置也最北,位于10°N,强度为27 m^2/s^2 以上。秋季,季节内振荡的强度最大位置仍在北半球但比夏季稍偏南且强度也有所减弱。1 a中春季的季节内振荡最弱,夏季最强。但冬春季热带季节内振荡的活动范围却比夏秋季延伸的范围广。夏秋季季节内振荡主要集中在东南亚,而冬春季其活动范围则从西印度洋直到中太平洋。

北半球的东太平洋上也有一个季节内振荡的次活跃区,其位置变化不大,总是在10°N附近。但其强度夏季最强,秋季次之,冬季最弱,看不出明显的中心。

由于印度洋和西太平洋一年四季均有季节内振荡的活动,为更清楚地看到其年变化,我们取小波能量沿60°E~180的平均,再对1 a的73候作出44 a的气候平均,从而得到季节内振荡的能量随纬度及其所在候的变化,如图4a所示。可以看出纬向平均的30~60 d振荡的能量在1 a中有两次最大值,最强的是在2月份,位于10°S附近,次强的中心出现在8月,位于10~12°N。而4~5和10~11月则最弱。图4b则是季节内振荡的小波能量10°N~10°S的平均值随经度及时间的变化,在这一较窄的热带区域内,热带季节内振荡的主要中心位于150°E~180附近,出现在冬季1~2月,而在印度洋(60~90°E)春季(3~4月)也有一个次中心。图4c则给出20°S~20°N平均的小波能量随经度及时间的变

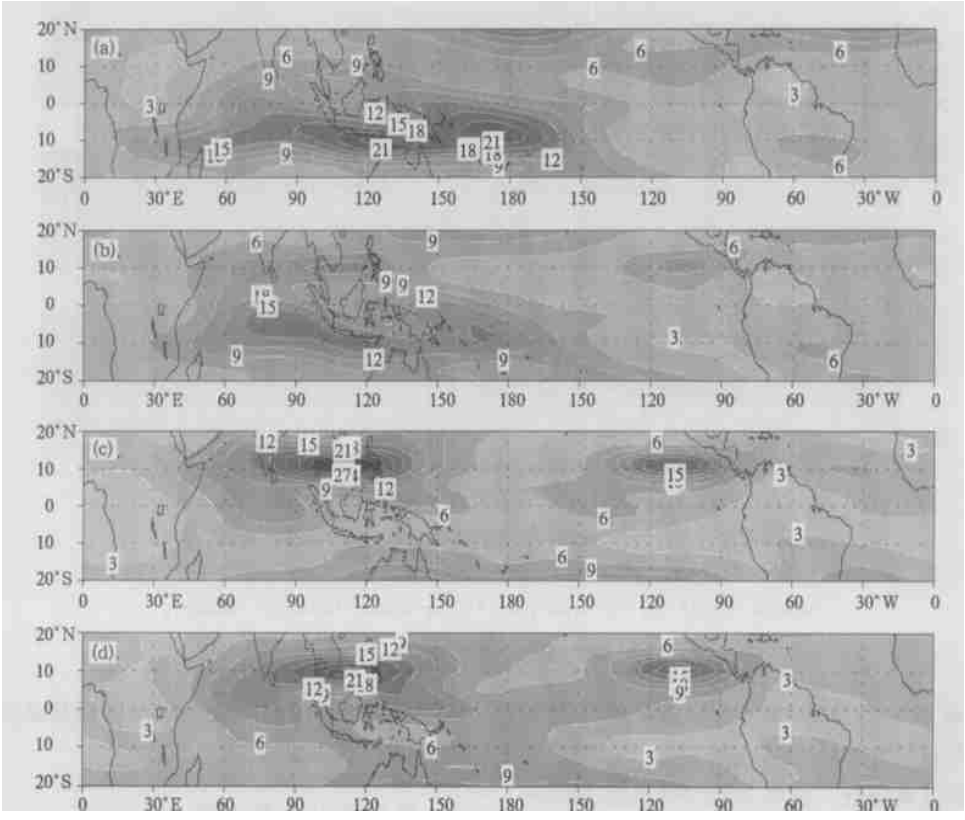

图3 不同季节低层纬向风(850hPa u)季节内振荡的小波能量空间分布

(a.春季, b.夏季, c.秋季, d.冬季)

Fig 3 The spatial distribution of wavelet power of the TIO for zonal wind at 850 hPa ((a) for spring(March- May), (b) for summer (June- August), (c) for autumn (September- November), (d) for winter(December- Febeurary))

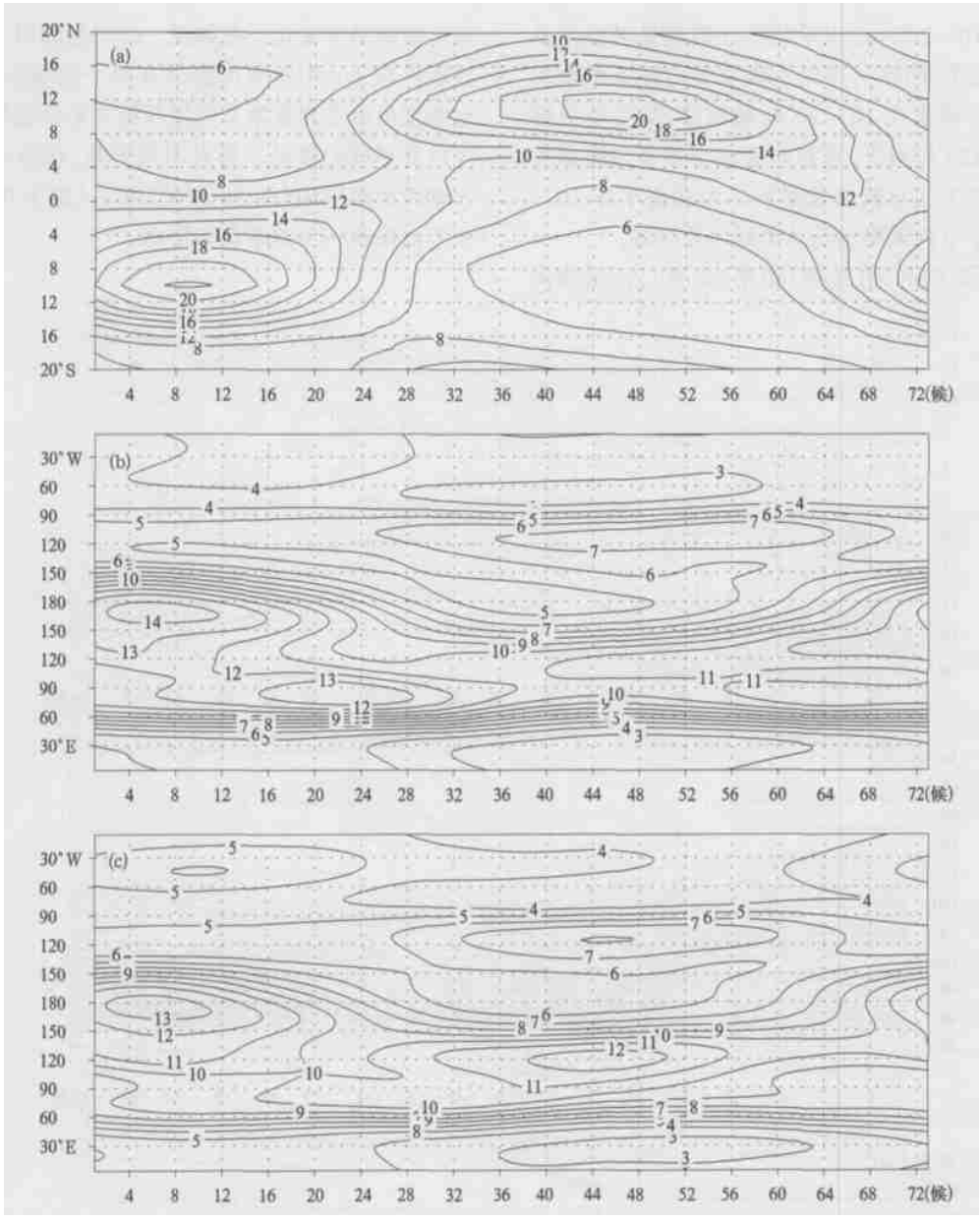

图 4　热带低层纬向风(850hPa u) 季节内振荡的小波能量的时间-空间分布

(a. 小波能量(沿 60°E~ 180 平均) 随纬度和时间的变化, b. 小波能量(10°S~ 10°N 平均) 随经度和时间的变化, c. 小波能量(20°S~ 20°N 平均) 随经度和时间的变化)

Fig. 4　The temporary and spatial distribution of wavelet power of the TIO for zonal wind at 850 hPa. a) the distribution of wavelet power (averaged along each latitude between 60° E and 180) of TIO with the latitude (ordinate) and time (abscissa, pentad). b) the distribution of wavelet power (averaged along each longitude between 10° S and 10° N) of TIO with the longitude (ordinate) and time (abscissa, pentad). c) the distribution of wavelet power (averaged along each longitude between 20° S and 20° N) of TIO with the longitude (ordinate) and time (abscissa, pentad)

化, 热带季节内振荡主要活跃在 60°E~ 150°W 的印度洋及中-西太平洋上。在 120°E 附近也有一个次中心, 主要出现在夏末或初秋。但从较宽阔的热带地区(20°S~ 20°N) 来看第二个季节内振荡的中心则发生在夏季, 120°E 附近的东亚地区。图 4b 与 c 的差异显示, 在赤道附近的西太平洋地区, 季节内振荡是冬季强而夏季弱。而在 10~ 20°的赤道以外的热带地区, 季节内振荡是冬季弱而夏季强。分别取 20

~ 10°S 与 10~ 20°N 绘出平均的小波能量随经度及时间的变化图(图略) , 可以发现季节内振荡冬季弱而夏季强的现象在 10~ 20°N 最明显, 其夏季最强的中心在 120°E 附近, 这意味着热带季节内振荡对中国夏季的天气有较大的影响。而在南半球 10~ 20°S 区域季节内振荡仍是冬季强而夏季弱。

降水(图 5) 和 OLR 场(图略) 也有与低层纬向风类似的季节变化。在纬度- 时间剖面图上它们都显示出在 1 a 中季节内振荡有两个活动中心, 同时也表现出由冬到夏季节内振荡的主要活动带从南半球向北半球的移动。稍有不同的是, 在降水的经度- 时间剖面图中(图 5b 和 c) 100~ 120°E 的范围内季节内振荡一年四季都非常弱。

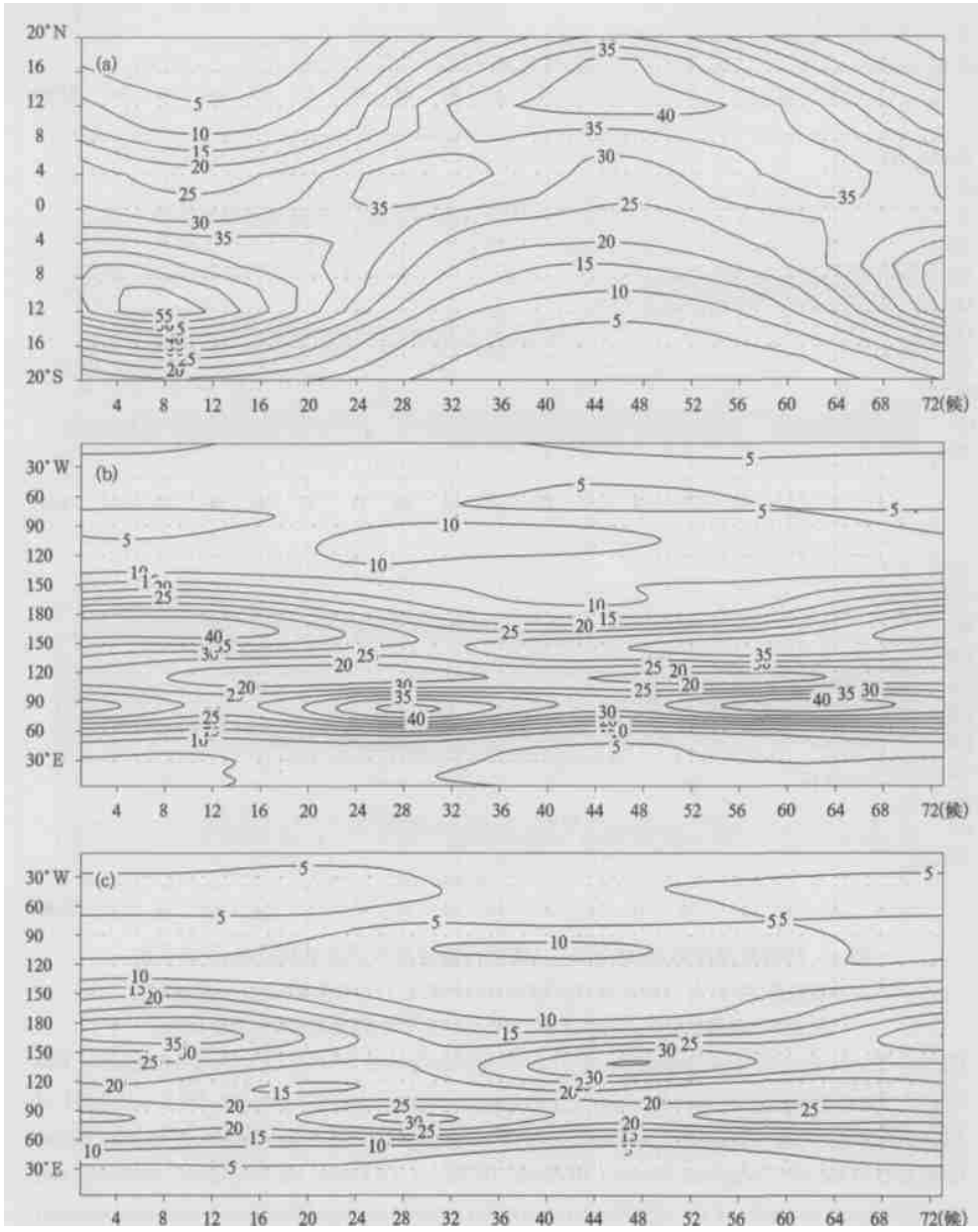

图 5 热带降水季节内振荡的小波能量的时间- 空间分布(说明同图 4)

Fig. 5 The temposary and spatial distribution of wavelet power of the TIO for precipitation. (Same as Fig. 4 except for precipitation)

4. 2 年际变化

在热带季节内振荡发生的主要地区(20°S~ 20°N, 60°E~ 180) 。在前述小波分析的基础上。取与季节内振荡(30~ 60 d) 相应的 850 hPa 上 u 风场

的小波能量的平均值, 做出它随时间变化的曲线(图 6) 。

图 6 中的细实线为 20°S~ 20°N, 60°E~ 180 区域内小波能量的逐候平均, 而粗实线则为 73 候(1 a) 滑动平均值。可以看出, 热带季节内振荡存在着明显的年际甚至更长时间的变化。在 20 世纪 70 年代之前热带季节内振荡的变幅较小, 年滑动平均值约为 8~ 12。70 年代末期及其以后, 热带季节内振荡的幅度明显加大, 年滑动平均值为 7~ 16。从逐候的曲线也可看出这一特征。

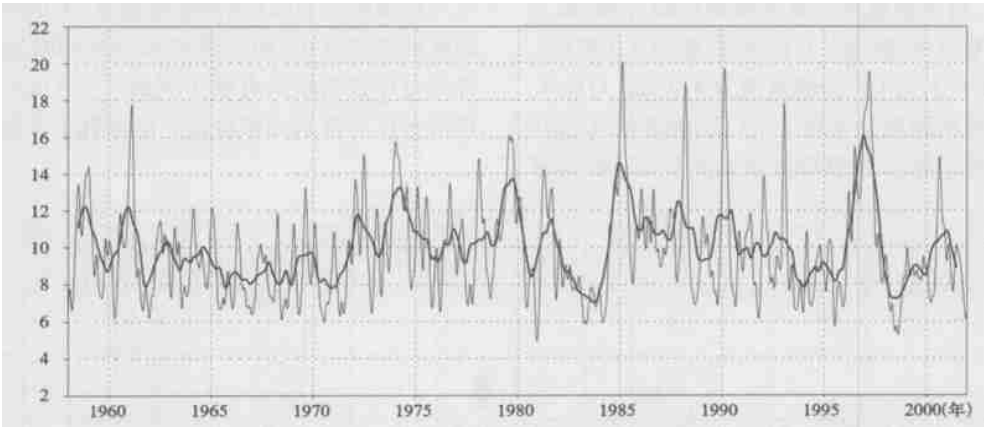

图 6　20°S~ 20°N, 60°E~ 180 区域内小波能量的逐候平均
(粗实线则为 73 候(1 a) 滑动平均值)

Fig. 6　The temporary distribution of TIO wavelet power averaged in an area between 20°S~ 20°N, 60°E~ 180 for zonal wind at 850 hPa (thin back solid line)
(The thick black solid line are its 73 pentad (one year) running mean)

此外, 从曲线还可以看出, 热带季节内振荡与 ENSO 现象也有密切的关系。一般来说, 当 El Niño 发生时热带地区的季节内振荡强度较弱, 而当 La Nina 事件发生时热带地区的季节内振荡强度较强。例如, 1982~ 1983 及 1997~ 1998 年发生了 20 世纪最强的两次 El Niño 事件, 相应地, 从图 6 可以看出 1982 年夏季到 1983 年春小波能量的曲线出现了明显的下降。1997 年夏季到 1998 春小波能量的曲线也出现了一个低谷。1991 年春末夏初到 1992 年初夏是另一次强度稍弱的 El Niño 事件, 而且除了 1992 年秋季短时间海洋 Nino 指数(ONI- Ocean Nino Index, 其定义为 Nino 3. 4 区, 即 5°S~ 5°N, 120~ 170°W 地区 3 个月滑动平均的海温距平) 为 - 0. 1之外, 从 1991~ 1995 年春 ONI 指数均为正值。而在图 6 上热带季节内振荡的小波能量曲线也是一个宽广的相对低值区。另一方面, 对应Nino3. 4 区为低温的时段(ONI 为负值) , 如 1974 年秋到 1976 年春, 1984 年秋到 1985 年夏, 1995 年秋到 1996 年春等时段, 图 6 中的曲线则为峰值。李桂龙等也研究了 1991~ 1992, 1982~ 1983 及 1986~ 1987 年 3 次 El Niño 发生是热带季节内振荡的变化, 指出在 El Niño 发生之前热带季节内振荡很强, 而后则迅速减弱的现象。图 6 的结果与李桂龙等[30]的研究结果是基本一致的。当然, 热带季节内振荡与 ENSO 现象的关系是很复杂的, 尚需进一步的研究。

5　热带季节内振荡的时-空谱结构及其传播

应用时空谱分解的方法[31], 将表示热带季节内振荡的时空场做时空谱分析。图 7a, b, c 分别给出 850 hPa u 风, 降水及 OLR 场的时- 空谱。由于我们使用的候平均资料, 取样间隔为 5 d, 频率0. 05, 0. 1, 0. 15 分别对应着振动周期为 100, 50, 33 d。当频率为正且波数也为正时, 波动是东移的。而波数为正但频率为负时, 波动是西移的。从图 7a 可以看出, 850 hPa 上纬向风的波动能量主要集中在空间波数为 1, 而时间频率为 0. 1, 即波动周期为 50 d 左右的波动上。其能量谱值为: (5×10^{-3}~ 6×10^{-3} m^2/s^2(注: 为了绘图清晰, 时空谱事先进行了频率域上的平滑, 这里的值只有相对的比较意义) 。西移的波的能量相比之下要小得多, 只有 1×10^{-3} m^2/s^2。当然, 由于波数与频率完全相同且振幅也相等, 但移

动方向相反(即频率符号相反)的两个波会形成驻波,因此,实际表现出来的东移或西移的波的能量要比图中所示的能量小一些。

图 7b 和 c 则是降水及 OLR 的时空谱。虽然降水的能谱在时间频率方面主要集中在东移的 30~60 d 的波段,但在波数域上其能量则比较分散,即 2~4 波也有较大的能量。1 波的能量为 5(单位:10^{-3} mm^2/d^2),2,3,4 波的能量则为 4,3,2。对降水场来说西移波的能量分布在 1~3 波,但等值线的中心位于 2 波处。另一个值得注意的特征是,和风场时空谱分布不同的是,在降水场的时空谱分布中,相同波数、频率的东移波能量与西移波能量的比要比风场小。风场的东移波能量与西移波能量的比可达 5~6:1;而降水场的时空谱中,东移波能量与西移波能量的比约为 2:1~4:1。这表明热带降水场的季节内振荡的移动波(主要是东移波)的成分要比风场的移动波成分少,而驻波的成分则相对较大。这些都是与以往的结果有所不同的[29]。OLR 场的时空谱的特征与降水比较接近。这里就不多述了。

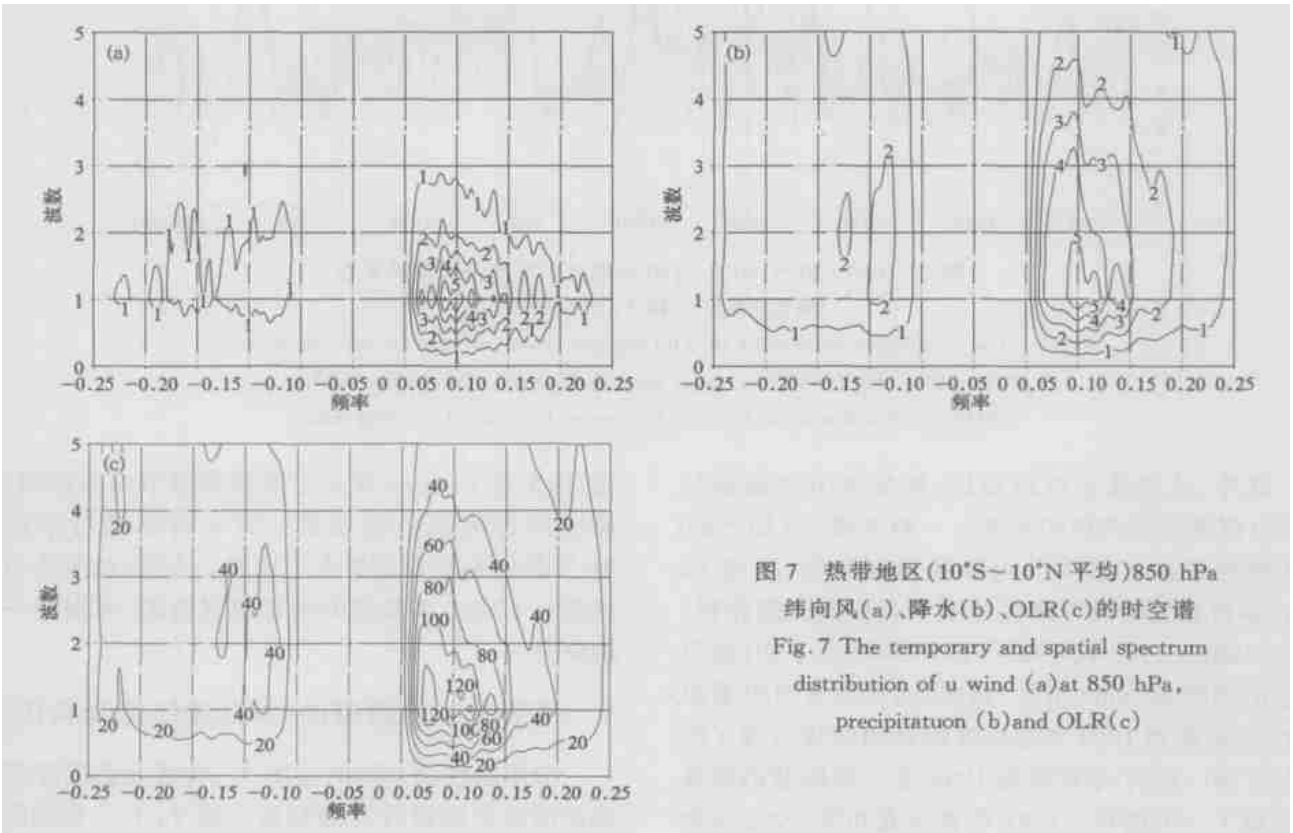

图 7 热带地区(10°S~10°N 平均)850 hPa 纬向风(a)、降水(b)、OLR(c)的时空谱

Fig. 7 The temporary and spatial spectrum distribution of u wind (a) at 850 hPa, precipitatuon (b) and OLR (c)

6 小结及讨论

自热带季节内振荡被发现以来,经过 30 多年的研究,人们对这一现象有了较深入的了解。本文应用谱分析、小波分析等方法,利用较长时段的资料进一步总结了热带季节内振荡的一些基本气候特征。同时也提出一些值得进一步探讨和研究的问题。主要有:

(1) 热带季节内振荡主要活跃在 3 个地区,最强的是西太平洋地区,其次是印度洋地区,第三是东太平洋沿岸的赤道以北地区。

(2) 热带季节内振荡有明显的季节变化。西太平洋地区和印度洋地区的季节内振荡 1 a 中有两次极大值,冬季主要活跃在南半球(10°S 附近),而夏季则活跃在北半球(10°N 附近),春秋季热带季节内振荡则明显减弱。东赤道太平洋北侧的季节内振荡只在夏季活跃,而冬季则很弱,且不随季节而南北移动。

(3) 热带季节内振荡的最大值不出现在赤道,也不以赤道为中心对称。在太阳辐射直射赤道的春秋季热带季节内振荡反而最弱,这对用 Kelvin 波来解释热带季节内振荡的理论似乎有一些不利。

(4) 对于大气的大尺度要素,例如 u 风场,热带季节内振荡的能量主要集中在 1 波。而对于象降水

这样尺度较小的要素, 热带季节内振荡的能量则相对较分散, 尽管它仍然在 1 波有最大的能量, 但 2~4 波也具有较接近的能量。

(5) 时- 空谱分析表明, 热带季节内振荡以东移的波动为主, 尤其是象纬向风这样的大尺度变量, 其季节内振荡的东移部分站总能量的绝大部分。但也有一些要素, 其季节内振荡不仅有东移的波动而且西移的波动能量也占相当的比例, 例如, 降水及 OLR 的季节内振荡的西移的成分就较大。区别东移和西移的季节内振荡以及准静止的季节内振荡对研究热带季节内振荡的生成及传播机制是有意义的。有的科学家专门只把东移的热带季节内振荡称为 Madden- Julian 振荡, 简称 MJO。

(6) 热带季节内振荡存在着年际甚至更长时间的变化。20 世纪 70 年代末期季节内振荡的幅度有一明显的突变。

参考文献

1 Madden R A, Julian R R. Detection of a 40- 50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. J Atmos Sci, 1971, 28(5): 702~ 708

2 Yasunari T. Cloudiness fluctuations associated with theNorthern Hemisphere summer monsoon. J Meteor Soc Japan, 1979, 57(3): 227~ 242

3 Yasunari T. A quasi- stationary appearance of 30- 40 day period in the cloudiness fluctuations during the summer monsoon over India. J Meteor Soc Japan, 1980, 58(3): 225~ 229

4 Lorenc A C. The evolution of planetary scale 200mb divergence flow during the FGGE year. Quart J Roy Meteor Soc, 1984, 110(2): 427~ 441

5 Lau K M, et al. Aspects of 40- 50 day oscillation during the northern winter as inferred from outgoing longwave radiation. Mon Wea Rev. 1985, 113(11): 1889~ 1909

6 李崇银. 大气低频振荡. 北京: 气象出版社, 1990. 1993

7 Li Chongyin, et al. An observational study of 30- 50 day atmospheric oscillations, Part 1: Structure and propagation. Adv Atmos Sci, 1990, 7(3): 294~ 304

8 Chen Longxun, et al. Westward propagation low- frequency oscillation and its teleconnection in eastern hemisphere. Acta Meteor Sin, 1988, 2(2): 300~ 312

9 刘富明, 林海. 西太平洋地区低频振荡及其同副高、台风关系的探讨. 气象学报, 1990, 48(3): 303~ 317

10 何金海, 陈丽臻. 南北半球环流的准 40 d 振荡与夏季风降水预报的可能途径. 低纬高原天气, 1988, 1(1): 38~ 49

11 龙振夏等. 热带低层大气 30- 60 d 低频动能的年际变化与 ENSO 循环. 大气科学, 2001, 25(6): 798~ 808

12 李崇银. 频繁的东亚大槽活动与 ENSO 的发生. 中国科学(B), 1988, 6: 667~ 674

13 Slingo J M, Sperber K R, Boyle J S, et al. Intraseasonal oscillations in 15 atmospheric general circulation models: Results from an AMIP diagnostic subproject. Climate Dynamics, 1996, 12: 325~ 357

14 Maloney E D, Hartmann D L. The sensitivity of intraseasonal variability in NCAR CCM3 to changes in convective parameterization. J Climate, 2001, 14, 2015~ 2034

15 Wang W, et al. The dependence on convection parameterization of the tropical intraseasonal oscillation simulated by the UIUC 11- layer atmospheric GCM. J Climate, 1999, 12(5): 1423~ 1457

16 Li Chongyin. Actions of summer monsoon trough (ridges) and tropical cyclone over South Asia and moving CISK mode. Scientia Sinica (B), 1985, 28(11): 1197~ 1206

17 Lau K M, et al. Origin of low- frequency(intraseason) oscillation in the tropical atmosphere, Part 1: Basic theory. J Atmos Sci, 1987, 44(6): 950~ 972

18 Li Chongyin. A dynamical study on the 30- 50 day oscillation in the tropical atmosphere outside the equator. Chinese J Atmos Sci, 1990, 14(1): 101~ 112

19 巢纪平, 林永辉. 边界层动力过程在 Madden- Julian 振荡发生中的作用. 气象学报, 1996, 54(1): 18~ 32

20 巢纪平, 林永辉, 王斌. 海表温度异常对 Madden- Julian 振荡的影响. 气象学报, 1996, 54(3): 258~ 271

21 Li Chongyin. A further inquiry on the mechanism of 30- 60 day oscillation in the tropical atmosphere. Advances in Atmos Sci, 1993, 10(1): 41~ 53

22 Neelin J D, et al. Evaporation- wind feedback and low- frequency variability in the tropical atmosphere. J Atmos Sci, 1987, 44(16): 2341~ 2348

23 赵强, 刘式适. CISK、蒸发- 风反馈机制和热带大气 30- 60 振荡. 气象学报, 1996, 54(4): 417~ 426

24 Madden R A, Julian P R. Observations of the 40- 50- day tropical oscillation: A review. Mon Wea Rev, 1994, 122: 814~ 837

25 李崇银. 大气季节内振荡研究的新进展. 自然科学进展, 2004, 14(7): 734~ 741

26 Kalnay E, et al. The NCEP/NCAR 40- year reanalysis project. Bull Amer Soc, 1996, 77(3): 437~ 471

27 Xie, Arkin. Analyses of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates, and numerical model predictions. J Climate, 1996, 9(4): 840~ 858

28 Torrence C, Compo G P. A practical guide to wavelet analysis. Bull Amer Meteor Soc, 1998, 79(1): 61~ 78

29 李崇银. 热带大气季节内振荡的几个基本问题. 热带气象学报, 1995, 11(3): 276~ 288

30 李桂龙, 李崇银. 大气季节内振荡的活动与 El Nino. 热带气象学报, 1998, 14(1): 54~ 62

31 黄嘉佑, 李黄. 气象中的谱分析. 北京: 气象出版社, 1984. 318pp

A DIAGNOSTIC STUDY ON THE TEMPORAL AND SPATIAL CHARACTERISTICS OF THE TROPICAL INTRASEASONAL OSCILLATION

Dong Min

(Laboratory for Climate Study, National Climate Center, Beijing 100081)

Zhang Xingqiang He Jinhai

(Nanjing University of information Science and Technology, Nanjing 210044)

Abstract

The climatic characteristics of the tropical intraseasonal oscillation (TIO) were summarized by using the spectral analysis, wavelets analysis with some long term data sets. It is found that there are three regions where the TIO are very active. The first is the Western Pacific region where the tropical intraseasonal oscillation is most active. The second is the tropical Indian Ocean, the third is the region north to equator in the Eastern Pacific. The TIO has obvious seasonal transition. In western pacific and Indian oceans the TIO has two maximums during one year.

In winter it is active in southern hemisphere (the Maximum is near 10°S), while in summer the maximum TIO center moves to northern hemisphere (near 10°N). However, it is weakened during spring and autumn. The TIO in eastern pacific north to the equator is active only in summer. It is very weak during winter and it does not shift to southern hemisphere at any time. For the large spatial scale meteorological element, such as U wind field, the energy of the TIO mainly concentrates in the wave number 1. While for the relative small spatial scale elements such as precipitation, the energy of TIO is spread around wave 1 through wave 4. Though the TIO energy of wave 1 is the largest, the energy of wave 2– 4 has similar order. The TIO is mainly eastward moving wave. And the TIO also has interannual and even longer variabilities, It is closely related to ENSO and the amplitude of the TIO had an abrupt increase in the end of 1970's.

Key Words: Tropical, Intraseasonal oscillation (IO), Climatic characteristics.