

外强迫对热带季节内振荡影响的模拟研究

董 敏¹ Chidong Zhang² 何金海³

1 中国气象局气候研究开放实验室 国家气候中心, 北京 100081

2 Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Sciences, University of Miami, USA

3 南京信息工程大学, 南京 210044

摘 要 应用经过修改的 NCAR CCM3 模式和 CAM2 模式进行的数值实验结果以及 NCEP 的 GFS 模式的输出结果讨论了海温等外强迫作用对热带季节内振荡的影响。结果表明, 热带季节内振荡是热带大气固有的内部变率。它是由大气内部过程的相互作用决定的。但外强迫对热带季节内振荡的强度、传播方向等有明显的影响。当外强迫没有变化时, 模式可以模拟出与观测近似的低频振荡。当作为外强迫的海温和太阳辐射有年内季节变化时, 模式模拟的季节内振荡则明显减弱。当海温与辐射不仅有季节变化而且有年际变化时, 模式模拟的季节内振荡会进一步减弱。具有长周期的外强迫还会削弱季节内振荡中东移波动的能量而增加静止波的强度。在与海洋模式耦合的状态下, 模式不受来自海洋的外强迫影响, 而是与海洋构成一个耦合系统, 可以产生最强的季节内振荡。

关键词 外强迫 季节内振荡 影响 数值模拟

文章编号 1006-9895(2006)03-0413-10

中图分类号 P461

文献标识码 A

A Simulation Study of the Influence of External Forcing on the Tropical Intraseasonal Oscillation

DONG Min¹, Chidong Zhang², and HE Jin-Hai³

1 Laboratory for Climate Studies, National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081

2 Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Sciences, University of Miami, USA

3 Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

Abstract Using the model experiment results from modified NCAR CCM3, modified NCAR CAM2 and NCEP GFS models, the influences of external forcing of SST and solar radiation (SR) on the tropical intraseasonal oscillation (TIO) are discussed. These models are run under various SST conditions and solar radiation conditions. The output variables such as U wind at 850 hPa and precipitation are undergone spatial-temporal spectral analysis by two-dimensional Fast Fourier Transform (FFT). The spatial-temporal spectral power is compared between the model results and observation and between different model cases.

When running under the perpetual external SST and radiation the NCAR CCM3. 6 model with McRAS convection scheme can simulate pretty well the tropical intraseasonal oscillation which is similar to the observation. This indicates that the TIO is an internal variability of the atmosphere. In other words, the intraseasonal oscillation in the tropical atmosphere is determined by the internal physical processes of the atmosphere. When the same model is driven by the 12 month climate SST and solar radiation with annual cycle the tropical intraseasonal oscillation produced by the model is substantially weakened. In this case the external forcing have only the annual oscillation, it will force the model to have the annual oscillations which have longer periods than the intraseasonal oscillation. When

the SST data of the low boundary condition are changed from 12 month climate value to the observed monthly mean SST, the external forcing has both annual cycle and interannual variability. Driven by this low boundary condition the model will be forced to generate longer period oscillation and the TIO is further weakened. The experiments also show that the external forcing with long period variation will also weaken the eastward propagating components of the TIO and increase the standing part of the TIO.

Run the NCAR CAM2 model with RAS convection scheme under 12 month climate SST and run it coupled with a slab ocean model and compare the results from the two cases. The results show the simple air-sea coupling run can produce much stronger tropical intraseasonal oscillation than that produced by the run under the climate SST external forcing. Another comparison with NCEP GFS model run under the observed monthly SST forcing (AMIP II type run) and run coupled with a GCM ocean model also show that the coupling model can produce the most strongest TIO and the external forcing with interannual and annual variability will weaken the TIO substantially.

Key words external forcing, tropical intraseasonal oscillation, influence, numerical simulation

1 引言

热带季节内振荡(30~60 天)是热带大气中最明显的一种变率^[1],受到气象界的广泛重视。尤其是 Yasunari 等^[2]发现热带季节内振荡(30~60 天)与季风的爆发及中断有密切的关系,这更激发了广大气象研究者的兴趣。Madden 和 Julian^[3]对 20 世纪 90 年代以前国外的观测研究进行了较系统的讨论,李崇银^[4]则对近年来的研究进展作了全面介绍。

由于数值模式的发展,近年来除了理论研究、观测事实的揭示和诊断研究之外,也有很多有关热带季节内振荡的模拟研究。Hayashi 等^[5]和 Hayashi 等^[6]分析了模式中的低频振荡;Slingo 等^[7]和 Sperber^[8]对多个气候模式模拟热带低频振荡的能力进行了比较;Maloney 等^[9]及 Wang 等^[10]通过模拟试验指出热带低频振荡对模式中对流参数化方案的敏感性;李崇银等^[11]研究了数值预报的误差与模式模拟季节内振荡的误差之间的关系;贾小龙等^[12]和屈述军等^[13]的工作则用中国科学院大气物理研究所的模式研究了热带季节内振荡的模拟;李薇等^[14]研究了大气模式中的热带季节内振荡对不同海温强迫场的响应。此外,很多工作也指出,其他因素也很有可能影响模式对季节内振荡的模拟,这包括模式的分辨率^[5, 7, 15, 16]、模式对气候平均场的模拟能力^[7, 17~19]以及是否与海洋模式耦合^[19~21]等。

通常,使用大气模式模拟和研究热带季节内振荡时要给出一定的海温作为下边界条件,同时,在模式运行过程中要给定并随时调整地球的轨道参数

以便计算太阳输入到地球上的辐射。到目前为止,气象学家尚未系统讨论上述两种来自地球大气上下两方面的强迫作用对热带低频振荡发生的影响,以及它们对模式模拟能力的影响。本文将对几个著名的气候模式模拟热带季节内振荡的能力与外强迫的关系进行较细致的讨论。第 2 节将介绍所用的模式、试验方案及分析方法,然后介绍模拟的结果,最后进行讨论并提出一些结论。

2 模式、实验与分析方法

研究外强迫对热带季节内振荡的影响,以及模式模拟热带季节内振荡的能力对外强迫的敏感性,最简单而直接的方法就是给定各种不同的外强迫,然后运行模式,分析比较所得结果。

2.1 模式介绍

本研究主要应用如下一些模式:

(1) CCM3

CCM3 是 NCAR 研发的第四代气候模式,具有完整而复杂的物理过程^[22]。本文使用的是 CCM3.6 版本,它可以在给定的海温条件下单独运行,也可以与一个混合层海洋模式(Slab Ocean Model,简记为 SOM)耦合运行^[22]。当然,它也可以与三维的海洋环流模式耦合运行。根据 Maloney 等^[9]的研究,CCM3.6 在使用 Zhang 和 McFarlane^[23]的对流参数化方案(简称 ZM 方案)时,不能很好地模拟热带低频振荡。因此,改用了 McRas 方案^[24]。

(2) CAM2.0.1

CAM (Community Atmosphere Model) 是 NCAR 研发的第五代气候模式,我们使用的是

2.0.1版本。这一版本比 CCM3.6 在各种物理过程方面有所改进^[25]。与 CCM3.6 类似,其中的对流参数化亦由 ZM 方案换成 RAS 方案^[26]。CAM 2.0.1模式也可以与混合层海洋模式(Slab Ocean Model)耦合运行。

(3) GFS 模式(Global Forecast System)

GFS 模式是 NCEP 全球预测系统(Global Forecast System),它的大气分量可参阅文献^[27],其海洋分量为 GFDL 的 MOM3 海洋环流模式^[28]。

2.2 实验

应用上述模式进行下面一些试验:

(1) NCAR CCM3.6 (McRas 对流参数化方案)在固定的太阳辐射(固定在春分)和海温(固定为 3 月份的气候海温)条件下运行 10 年。

(2) NCAR CCM3.6 (McRas 对流参数化方案)在 12 个月气候平均 SST 驱动下运行 10 年,同时太阳辐射有季节和年际变化。

(3) NCAR CCM3.6 (McRas 对流参数化方案)在实测的月气候平均 SST 驱动下运行 20 年(1979~1998),太阳辐射也有季节和年际变化。

(4) NCAR CAM2.0.1 大气模式(Ras 对流参数化方案)在 12 个月气候平均 SST 驱动下运行 16 年。

(5) NCAR CAM2.0.1 大气模式(Ras 对流参数化方案)在与混合层海洋模式耦合的条件下运行 16 年。

(6) NCEP GFS(全球预报系统模式)大气模式在实测的月平均 SST 和实际的太阳辐射驱动下运行 20 年。

(7) NCEP GFS(全球预报系统模式)与三维海洋模式耦合的条件下运行 20 年。

2.3 分析方法

本文主要使用模式输出的 850 hPa 纬向风场 U (简记为 U850)和降水(简记为 P)场进行分析,观测的(NCEP)850 hPa 纬向风场和 CMAP^[29]的降水资料则作为检验模式的对照。首先,为了便于分析,所有的模式变量结果和观测结果都进行候平均。在 $10^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}$ 热带地区每一个经纬度格点上都有一个 U850 或 P 的时间序列,而对每一个纬圈来说都有一个 U850 或 P 的时间-空间序列。我们采用时空 Fourier 变换的方法对上述 U850 (P)变量进行时空谱分析^[30]。先对每一时间点在纬圈上

用快速 Fourier 变换(FFT)将 U850 (P)进行谱分解,计算出空间波数 $1, 2, \dots, N/2$ (N 为经度格点数)的 Fourier 系数。然后,对所得的 Fourier 系数进行时间 Fourier 变换,计算出时间波数为 $1, 2, \dots, T/2$ [T 为时间样本数(即候数), $1/T, 2/T, \dots, 0.5$ 即为时间频率]的 Fourier 系数。通过两次 Fourier 变换,即得到对应各种可能时间频率及空间波数的振荡的 Fourier 系数,而 Fourier 系数的平方即是它的能量。计算出每一纬圈的时空谱的能量之后,再对 $10^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}$ 各纬圈求平均,即得到热带平均的时空谱。

使用上述方法,根据 1991~2000 年 10 年 NCEP 资料所计算出的 850 hPa 上 U 风场的时空谱(图 1a)和根据 1991~2000 年 10 年的 CMAP 降水资料所计算出的热带地区降水的时空谱(图 1b)。实际上, NCEP 的风场和 CMAP 的降水都有较长的资料年代,这里只使用 10 年的资料是为了与 CCM3.6 实验的资料长度一致,以避免资料长度不一致对谱分析结果的影响。图 1 中横坐标为频率,频率的倒数乘以样本间隔即为周期。因此,频率 0.05 相当于 20 候即 100 d 的周期,频率 0.25 相当于 4 候即 20 d 的周期。纵坐标为波数,即沿一个纬圈有几个波动。图 1 中的等值线为谱系数的平方(即能量),其单位为 m^2/s^2 (对纬向风)或 mm^2/d^2 (对降水)。由于谱值很小,为了标注的方便谱值乘了 $1000(10^3)$ 。因为,我们研究的季节内振荡是周期为 30~60 d 的大尺度运动,故将波数 6 以上,周期大于 90 d 或小于 20 d 的波滤掉了。

对各种模式的运行结果也进行上述分析,并与 NCEP 资料及 CMAP 降水资料的结果相比较。结果表明,所考察的几个模式基本上能模拟出热带低频振荡的谱特征,但模拟的结果在空间分布及季节变化方面与实际情况有不同程度的差异。下面即对各种不同试验之间的结果进行分析。

3 结果分析

3.1 固定外强迫运行结果

运行带有 McRAS 对流参数化方案的 CCM3.6 模式,运行时将太阳辐射固定在春分点(3 月 21 日),下垫面的海温取 3 月份的气候值。从 3 月 21 日的初始场出发运行模式 10 年,将运行结果每天输出并进行 5 天平均。图 2 给出模式输出的 850

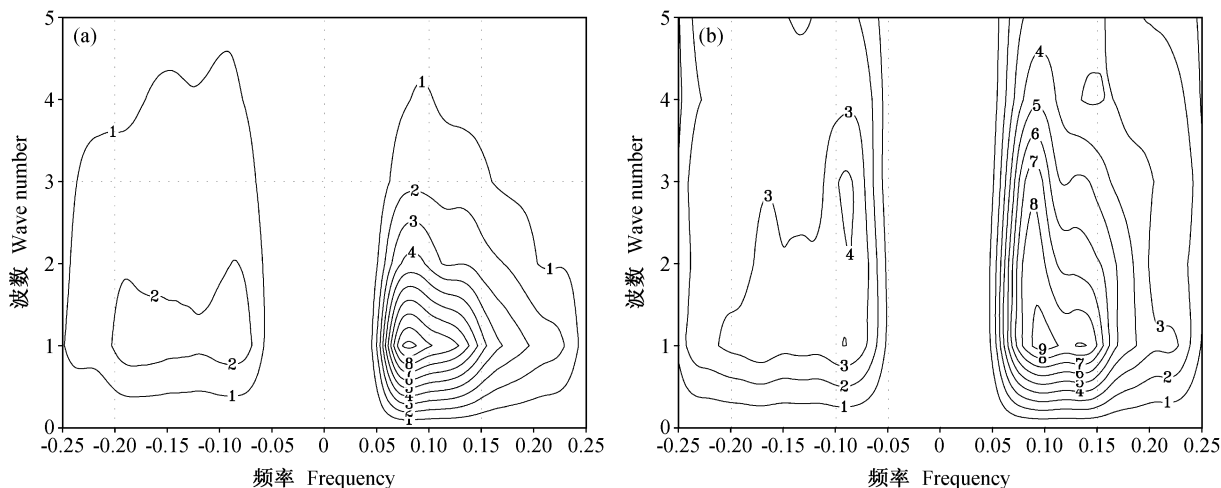


图1 1991~2000年实际观测资料的时空谱: (a) 850 hPa U 风场, 单位: $10^{-3} \text{m}^2/\text{s}^2$; (b) 降水, 单位: $10^{-3} \text{mm}^2/\text{d}^2$

Fig. 1 The spatial-temporal spectral power of observation data for 1991–2000: (a) for U wind at 850 hPa, units: $10^{-3} \text{m}^2/\text{s}^2$; (b) for precipitation, units: $10^{-3} \text{mm}^2/\text{d}^2$

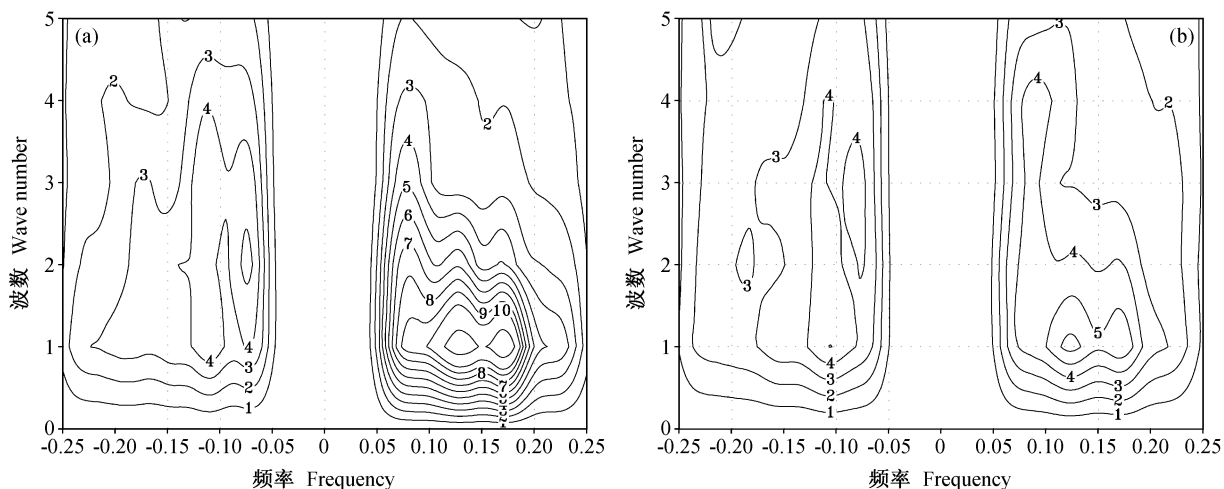


图2 CCM3.6 模式在海温及辐射固定的条件下输出结果的时空谱 (10 年资料), 其余同图 1

Fig. 2 Same as Fig. 1, but for CCM3.6 output under fixed SST and solar radiation (10 year data)

hPa 纬向风场及降水的时空谱, 图中的纵坐标为波数, 横坐标为频率, 当频率为正值时, 表示波动是东移的, 而当频率为负值时, 表示波动是西移的。

可以看出, 850 hPa 纬向风场存在较强的季节内振荡, 时空谱的最大中心位于波数为 1, 频率为 0.1 到 0.2 之间的东移波上(图 2a)。最大的波能量达到 $11 \text{m}^2/\text{s}^2$ 。周期为频率的倒数, 0.1~0.2 的频率对应的周期为 10~5 候, 即 50~25 天。纬向风也存在着向西移的波, 西移波的能量较东移波的能量弱, 且分散在 1~4 波, 西移波的能量中心位于 2 波, 频率为 0.06~0.13 的频带上。即周期为

40~80 天。比较 U_{850} 东移波和西移波的能量大小可以发现, 东移波的能量要比西移波大 2~3 倍。

降水场的时空谱也有类似的特征(图 2b)。降水场的最大谱中心也出现在东移的 1 波上, 频率为 0.12 左右, 即周期为 40 d 左右。与 850 hPa 纬向风场类似, 降水场的西移波的能量也较分散, 1~4 波的能量差不多, 而在频率域上则主要集中在 0.1, 即 50 d 周期的波段上。

由于波数、频率及振幅完全相同但传播方向相反的两个波将形成驻波。而实际上由于东移波的能量大于西移波的能量, 因此, 我们实际能看到的波

动是向东移的。但东移波的振幅比图 2 所示的要小，有一部分东移波与相同波数、振幅的西移波构成了驻波，而这部分驻波的波形是不移动的。

对比图 1 和 2，发现两者是非常接近的。这表明，在太阳辐射和海温均固定的条件下，CCM3.6 模式可以较好地模拟热带大气的季节内振荡，所得结果与实际观测的结果基本符合。当然，在海温和辐射都不变的条件下，CCM3.6 模拟的热带季节内振荡与观测的 U850 或降水的时空谱相比也存在一些差异，首先，CCM3.6 模拟的 850 hPa 风场的热带季节内振荡比观测的略强，而降水场的季节内振荡则比观测的弱。其次，CCM3.6 模拟的热带季节内振荡的能量不如观测的集中。虽然，无论观测的和模拟的结果都是在 1 波有最大的能量，但模拟的结果在 2 波和更高的波数上的能量比观测的大。第三，模拟结果的能量中心在频率方面也比实际偏高，即向更高频率及更短周期的波上移动。CCM3.6 模拟的 850 hPa 风场的热带季节内振荡在频率为 0.13 和 0.17(即周期 38.5 d 和 29.5 d，图 2a)的地方有两个最大的中心，而在观测的 850 hPa 风场的热带季节内振荡的时空谱图上最大中心对应的频率为 0.08(即周期 62.5 d，图 2a)。第四，东移波的能量与西移波能量的比值，观测结果要比模拟结果大。对 850 hPa 上的 U 来说，观测的东移波的能量与西移波的能量之比为 10:2，而模拟结果为 10:4。对降水来说，这种比值则分别为 9:4 和 6:4。这意味着，实际的热带低频振荡是以东移为主的，而模拟结果中西移波的成分增加，导致驻波的增加。

3.2 海温及辐射季节变化对热带季节内振荡的影响

在 12 个月气候平均 SST 驱动下运行 CCM3.6，太阳辐射也有相应的年变化。图 3 给出了运行结果的 U850 和降水的时空谱。与图 2 相比，可以看出无论是 U850 还是降水，东移波的能量明显减弱。对 U850 来说西移波的能量略有加强，而对降水来说西移波的能量虽然没有明显的变化，但其强度几乎于东移波的能量一样。因此，不论是 U850 还是降水，东移波能量与西移波能量两者的比例都明显减少了。

3.3 海温年际变化的影响

取 1975~2000 年逐月的月平均海温作为下边界条件驱动 CCM3.6 模式。这时，海温既有年内的季节变化又有年际变化。虽然，我们在模式运行时辐射也是有年际变化的，但它主要是由地球的轨道参数变化引起的，这种变化是很小的，与辐射的年内季节变化相比可以忽略不计。因此，所得结果主要反映海温的年际变化的影响。

在图 4a 中，850 hPa 上 U 风场的最大谱能量的中心出现在东移的 1 波上，频率为 0.1，即周期为 50 d，其中心强度为 $9 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 。与固定海温(图 2a)相比，东移的季节内振荡的强度明显偏弱，与只有年内季节变化海温相比，中心强度基本相同。三个个例之间的明显不同在于，随着海温外强迫的振荡频率的降低(或周期变长)，东移的热带季节内振荡的强度会减弱，并且振荡的能量中心会向低频方向移动。对西移的热带季节内振荡来说，当外强迫的周期变长时其振荡的强度增强。当海温固定

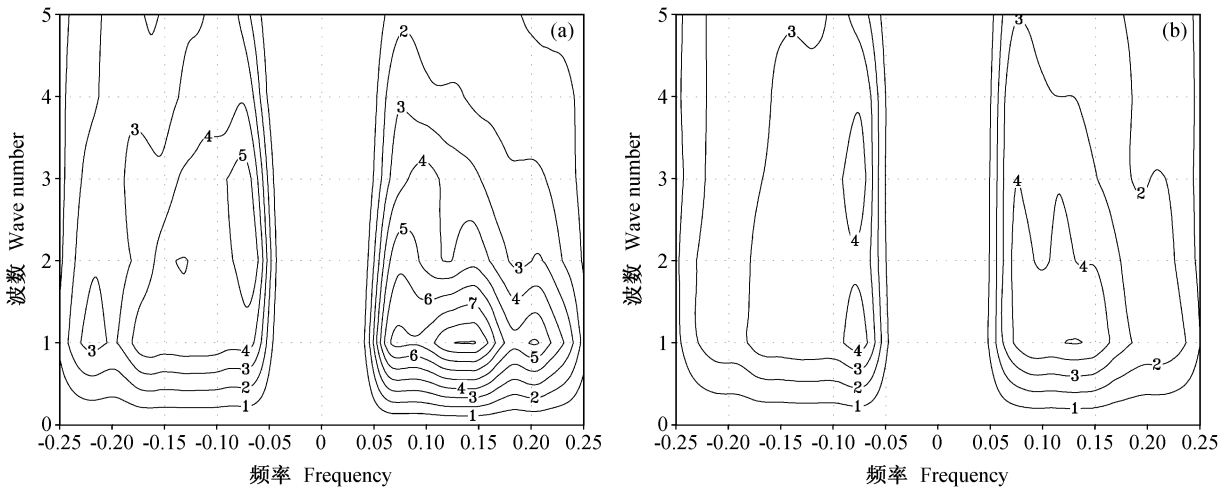


图 3 CCM3.6 模式在海温及辐射有年变化的条件下输出结果的时空谱(10 年资料)，其余同图 1

Fig. 3 Same as Fig. 1, but for CCM3.6 output under the SST and solar radiation with annual cycle (10 year data)

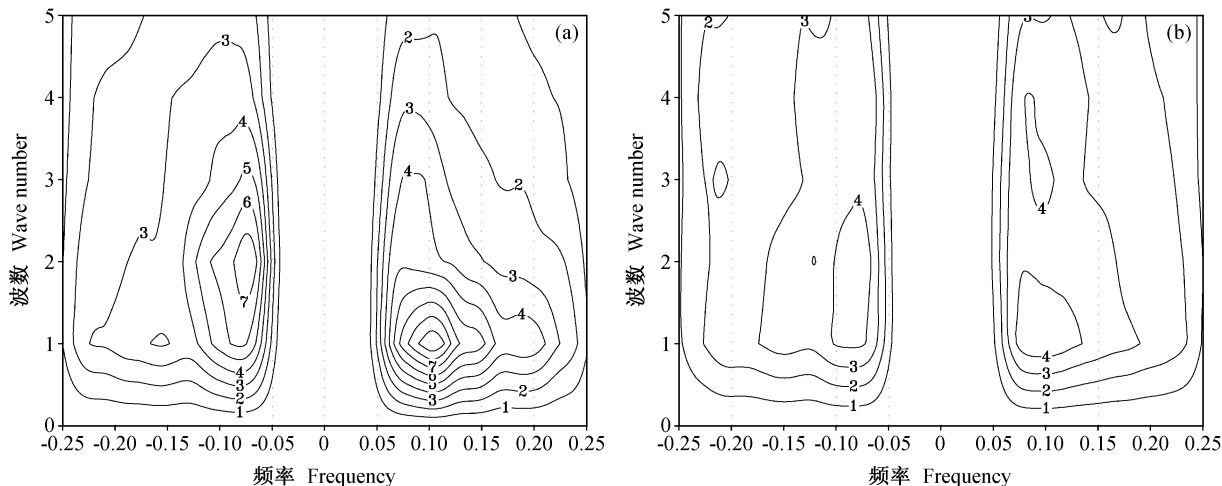


图4 CCM3.6模式在海温及辐射既有年变化又有年际变化的条件下输出结果的时空谱(10年资料),其余同图1

Fig. 4 Same as Fig. 1, but for CCM3.6 output under the SST with both annual cycle and interannual variability (10 year data)

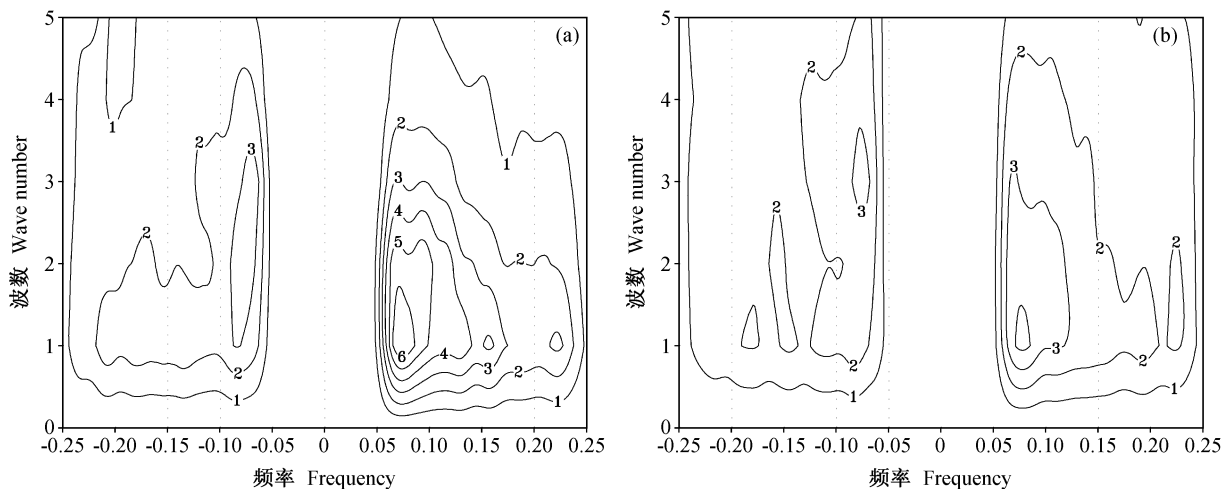


图5 CAM2.0.1模式在海温及辐射有年变化的条件下输出结果的时空谱(16年资料),其余同图1

Fig. 5 Same as Fig. 1, but for CAM2.0.1 output under SST and solar radiation with annual cycle (16 year data)

时,西移波在波数为2、频率为 $-0.07 \sim -0.12$ (周期约为40~70 d)的地方有最大能量,其中心能量为 $4 \sim 5 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 左右。当海温和辐射强迫有季节变化时(图3a),西移波的能量达到 $5 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 。当海温和辐射强迫既有季节变化又有年际变化时(图4a),西移波的能量达到 $7 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 。由此可见,随着外强迫项周期的变长,西移波的能量增强。由于相同波长相同频率但移动相反的两个波会形成驻波,所以我们能见到东移的季节内振荡出现减弱现象。对降水来说,也有与850 hPa U 风场相似的情况。当外强迫为固定值时,降水的低频振荡在频率为0.12(周期约60 d,图2b)的东移的1波上有最大的能

量,其值为 $6 \text{ mm}^2/\text{d}^2$ 。当外强迫的海温有季节变化时(图3b),降水的低频振荡也是在频率为0.12(周期约60 d)的东移的1波上有最大的能量,但其值略小,为 $5 \text{ mm}^2/\text{d}^2$ 。当外强迫的海温既有季节变化又有年际变化时(图4b),降水的低频振荡的能量进一步减小为 $4 \text{ mm}^2/\text{d}^2$,且出现的频率也偏低,在频率为0.1(周期约50 d)的东移的1波上有最大的能量。对降水来说,当海温外强迫变化时,西移波的强度变化不明显。但由于东移波的减弱,使得我们能观测得到的东移的季节内振荡也减弱了。

3.4 简单的海气耦合模式(SOM)的影响

应用对流参数化方案采用RAS的CAM2.0.1

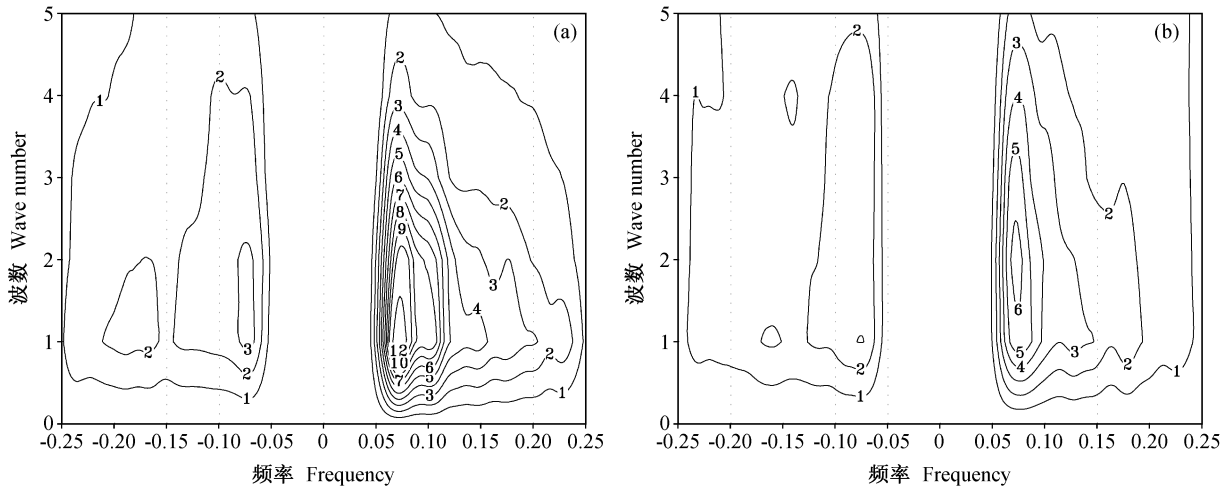


图 6 CAM2. 0. 1 模式在与简单海洋模式耦合的条件下输出结果的时空谱(16 年资料)，其余同图 1
Fig. 6 Same as Fig. 1, but for CAM2. 0. 1 output, coupled run with SOM (16 year data)

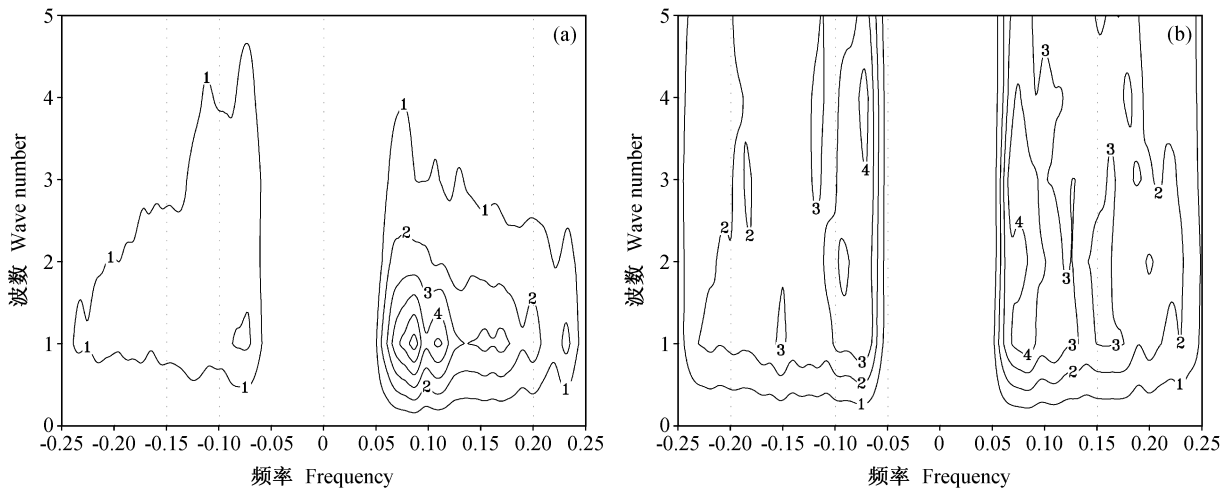


图 7 GFS 模式在海温及辐射既有年变化又有年际变化的条件下输出结果的时空谱(20 年资料)，其余同图 1
Fig. 7 Same as Fig. 1, but for GFS output under real monthly SST (20 year data)

模式在给定只有年内季节变化的 12 个月的气候海温的条件下运行 16 年，同时用同样 CAM2. 0. 1 模式与 SOM 耦合也运行 16 年，将两者的结果进行比较。图 5 和图 6 分别给出上述两种运行过程所得的 850 hPa 的 U 风场及降水的时空谱。可以看出，当使用 12 个月的气候海温作外强迫来运行模式时，热带季节内振荡的能量是较小的。850 hPa U 风场的东移波能量为 $6 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ，降水的东移波能量为 $4 \text{ mm}^2/\text{d}^2$ ，它们均出现在 1 波(图 5a、b)。当 CAM2. 0. 1 与 SOM 耦合运行时，其季节内振荡的能量明显加强(图 6)。850 hPa U 风场的东移波能量为 $12 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ，降水的东移波能量为 $6 \text{ mm}^2/\text{d}^2$ ，比

使用 12 个月的气候海温作外强迫运行时的结果几乎强 1 倍。

比较用 12 个月的气候海温作外强迫来运行 CAM2. 0. 1 和将 CAM2. 0. 1 与 SOM 耦合运行的两个试验结果(即 2. 2 节所说的实验 4 与 5)时发现，另一个差别是，当使用 12 个月的气候海温作外强迫来运行模式时，其东移波的能量与西移波能量的差比 CAM2. 0. 1 与 SOM 耦合运行时要小。也就是说，当使用 12 个月的气候海温作外强迫来运行模式时会产生较明显的静止波。

3. 5 海气耦合模式的影响

图 7 和图 8 给出使用 GFS 模式在有季节变化

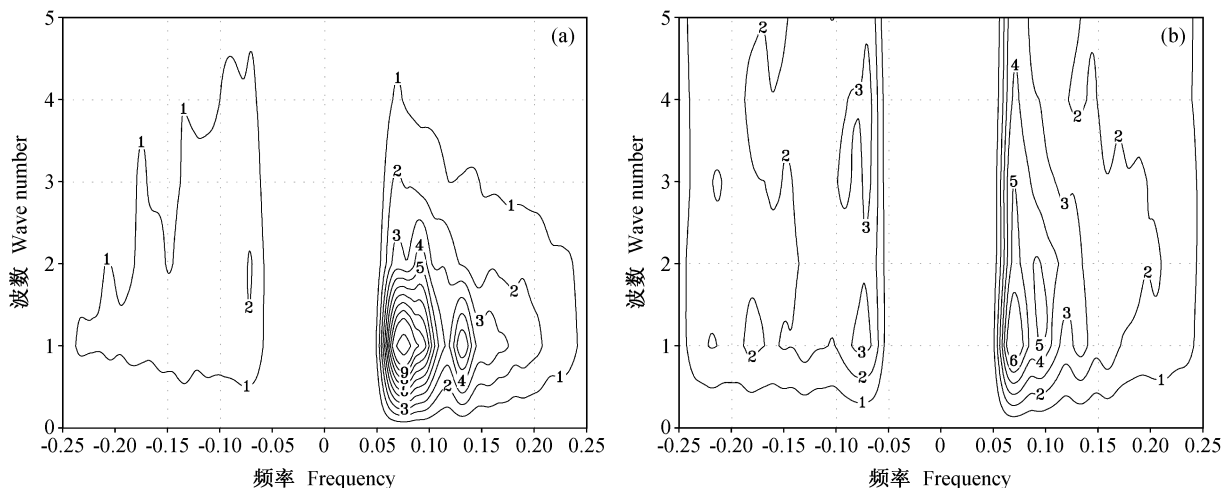


图8 GFS模式在与三维海洋模式耦合的条件下输出结果的时空谱(20年资料),其余同图1

Fig. 8 Same as Fig. 1, but for GFS output, coupled with ocean GCM (20 year data)

和年际变化海温驱动下及与海洋模式相耦合的条件,季节内振荡的情况。与前一节的情况类似,当大气模式在有季节变化和年际变化海温(即采用AMIP计划下的月平均海温)驱动下运行时,热带季节内振荡是较弱的。无论850 hPa上的 U 风场还是降水都如此,其中降水的季节内振荡的能量非常弱(图7b)。当大气模式与海洋模式耦合起来运行时则可以产生明显的热带季节内振荡,而且,东移波的能量要远远大于西移波能量。

4 结论与讨论

上述模拟结果表明,热带低频振荡是一种大气内部固有的振荡,它是由大气内部各种物理过程的相互作用产生的。在太阳辐射固定和海温固定的条件下(实验1),模式可以模拟出明显的热带低频振荡就说明了这一点。

实验2和3分别使用了有季节变化的海温(及辐射)和既有季节变化又有年际变化的海温,这时大气的季节内振荡的强度减弱了。这说明外强迫的作用也可以加强或减弱热带低频振荡或改变其时间及空间分布。在这两个实验中,海温为月平均值,每个月只有一个样本。因此,海温资料序列中只能包含有60天以上(两个样本间隔)的波动。在使用12个月的气候海温积分时,月平均的海温值被线性内插到每一天,形成了一个365天的海温值,因此这种海温资料有明显的年周期。当积分到1年之后,这一海温资料又被重复使用,因此它没有年

际变化。而用实际观测的月平均海温时,它除了有明显的年周期外还有更长周期的运动,用上述两种外强迫海温来驱动模式,相当于给大气施加一个周期在60 d以上,以年周期为主的强迫振荡,使大气的运动变化向海洋适应。模式会在海洋热力作用的强迫下产生年振荡而不是季节内振荡,因此,模式输出结果中季节内振荡的比重则下降了。

是否使用更短的采样间隔的海温资料作为下边界来强迫模式会得到更接近实际的季节内振荡?李薇等^[14]使用CCM3.6模式进行了用月平均海温作下边界条件与用周海温作下边界条件模拟季节内振荡的对比,结果表明,使用周海温资料时模式产生的季节内振荡更强,更接近实际。这与本文的结果是一致的。综合本文与李薇等^[14]的研究结果,可以看出,海温外强迫的频率对模式模拟结果有明显的影响。外强迫的频率越接近季节内振荡的频率,越有利于模式产生季节内振荡。

当大气模式与海洋模式(简化的或复杂的)耦合时,所模拟的热带季节内振荡最强。这时大气和海洋作为一个相互作用的系统,完全没有外强迫的干扰,可以产生最强的季节内振荡。

值得注意的是,目前在一些分析或验证模式模拟季节内振荡的研究中,常常应用AMIP型的运行结果,例如,Slingo等^[7]的工作。AMIP-II运行是在1979~1996年各月的实际月平均海温的驱动下进行的,大气模式本身模拟季节内振荡的能力受到了海温长周期(2个月以上)振荡的干扰,使模式模

拟季节内振荡的能力降低。我们认为在验证大气模式模拟季节内振荡的能力时, 应采用海气耦合方式运行或在固定海温条件下运行, 或者采用观测频率更高的海温资料(例如周海温资料)作为下边界条件来运行。

致谢 Eric Maloney 博士(Oregon State University)提供了 CAM2.0.1 模式的运行资料, Wanqiu Wang 博士(CPC, NCEP)提供了 NCEP GFS 模式的输出结果。作者在此表示衷心地感谢。

参考文献 (References)

- [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 the Northern Hemisphere summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1979, **57** (3): 227~242
- [3] Madden R A, Julian R R. Observations of the 40 - 50 day tropical oscillation: A review. *Mon. Wea. Rev.*, 1994, **122**: 814~837
- [4] 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
Li Chongyin. The recent advances in the study of the intraseasonal oscillation in the atmosphere. *Advances in Natural Sciences* (in Chinese), 2004, **14**(7): 734~741
- [5] Hayashi Y, Golder D G. Tropical intraseasonal oscillation appearing in the GFDL general circulation model and FGGE data. Part I. Phase propagation. *J. Atmos. Sci.*, 1986, **43**: 3058~3067
- [6] Hayashi Y, Sumi A. The 30 - 40 day oscillations simulated in an "Aquaplanet" model. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1986, **64**: 451~467
- [7] 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 Dyn.*, 1996, **12**: 325~357
- [8] Sperber K R. Madden-Julian variability in NCAR CAM2.0 and CCSM2.0. *Climate Dyn.*, 2004, **23**: 259~278
- [9] Maloney E D, Hartmann D L. The sensitivity of intraseasonal variability in the NCAR CCM3 to changes in convective parameterization. *J. Climate*, 2001, **14**: 2015~2034
- [10] Wang W, Schlesinger M E. The dependence on convective parameterization of the tropical intraseasonal oscillation simulated by the UIUC 11-layer atmospheric GCM. *J. Climate*, 1999, **12**: 1423~1457
- [11] 李崇银, 贾小龙, 董敏. 大气季节内振荡在天气气候预测中的重要性. 投送大气科学, 2005, 待发表
Li Chongyin, Jia Xiaolong, Dong Min. The importance of the atmospheric intraseasonal oscillation in the prediction of the weather and climate. Submitted to *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2005
- [12] 贾小龙, 李崇银, 周宁芳. 热带大气季节内震荡的一个数值模拟研究. 气象学报, 2004, **62** (6): 725~739
Jia Xiaolong, Li Chongyin, Zhou Ningfang. A numerical simulation study on the intraseasonal oscillation of the tropical atmosphere. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 2004, **62** (6): 725~739
- [13] 屈述军, 张铭. IAP9L AGCM 中大气季节内振荡的时空特征. 气候与环境研究, 2004, **9** (4): 567~574
Qu Shujun, Zhang Ming. The temporal and spatial characteristics of the atmospheric intraseasonal oscillation in the IAP9L AGCM. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2004, **9** (4): 567~574
- [14] 李薇, 宇如聪, 刘海龙. 大气模式中大气季节内震荡特征对不同海温强迫场的相应. 青岛海洋大学学报, 2002, **32** (1): 9~17
Li Wei, Yu Rucong, Liu Hailong. Responses of Madden-Julian oscillation in the Community Climate Model to different SST forcings. *Journal of Ocean university of Qingdao* (in Chinese), 2002, **32** (1): 9~17
- [15] Gualdi S, Navarra A, von Storch H. Tropical intraseasonal oscillation appearing in operational analyses and in a family of general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, 1997, **54**: 1185~1202
- [16] Inness P M, Slingo J M, Woolnough S J, et al. Organization of tropical convection in a GCM with varying vertical resolution: Implications for the simulation of the Madden-Julian Oscillation. *Climate Dyn.*, 2001, **17**: 777~793
- [17] Hendon H H. Impact of air-sea coupling on the Madden-Julian Oscillation in a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, 2000, **57**: 3939~3952
- [18] Kemball-Cook S, Wang B, Fu X. Simulation of the intraseasonal oscillation in the ECHAM-4 model: The impact of coupling with an ocean model. *J. Atmos. Sci.*, 2002, **59**: 1433~1453
- [19] Inness P M, Slingo J M. Simulation of the Madden-Julian Oscillation in a coupled general circulation model. I: Comparisons with observations and an atmosphere-only GCM. *J. Climate*, 2003, **16**: 345~364
- [20] Flatau M, Flatau P J, Phoebus P, et al. The feedback between equatorial convection and local radiative and evaporative processes: The implications for intraseasonal oscillations. *J Atmos. Sci.*, 1997, **54**: 2373~2386
- [21] Waliser D E, Lau K M, Kim J H. The influence of coupled sea surface temperatures on the Madden-Julian oscillation: A model perturbation experiment. *J. Atmos. Sci.*, 1999, **56**: 333~358
- [22] Kiehl J T, Hack J, Bonan G, et al. Description of the NCAR Community Climate Model (CCM3), NCAR technical Notes

- NCAR/TN-420+STR, Boulder, Colorado. 1996
- [23] Zhang G, McFarlane N A. Sensitivity of climate simulations to the parameterization of cumulus convection in the Canadian Climate Centre General Circulation Model. *Atmos. -Ocean*, 1995, **33**: 407~446
- [24] Sud Y C, Molod A. The roles of dry convection, cloud-radiation feedback processes and the influence of recent improvements in the parameterization of convection in the GLA GCM. *Mon. Wea. Rev.*, 1988, **116**: 2366~2387
- [25] Collins W D, Hack J J, Boville B A. Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM2). NCAR Technical notes, 2003, 189pp.
- [26] Moorthi S, Suarez M J. Relaxed Arakawa-Schubert: A parameterization of moist convection for general circulation models. *Mon. Wea. Rev.*, 1992, **120**: 978~1002
- [27] Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. The NCEP/NCAR 40-year re-analysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1996, **7**: 437~471
- [28] Pacanowski R C, Griffies S M. MOM 3.0 Manual, NOAA/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Princeton, USA 08542. 1998
- [29] Xie P, Arkin P. Analysis of global monthly precipitation using gauge observation, satellite estimates and numerical model prediction. *J. Climate*, 1996, **9** (4): 840~858
- [30] 黄嘉佑, 李黄. 气象中的谱分析. 北京: 气象出版社, 1984. 318pp
- Huang Jiayou, Li Huang. *The Spectral Analysis in Meteorology*. Beijing: China Meteorological Press, 1984. 318pp