

南海夏季风强弱年青藏高原地区春季大气的低频振荡特征*

王澄海** 崔洋 靳双龙 燕青

兰州大学大气科学学院, 教育部半干旱气候变化重点实验室, 兰州 730000

摘要 利用 NCEP/NCAR 再分析资料和气象台站逐日地温、气温观测资料, 通过带通滤波的方法对南海夏季风典型强弱年, 青藏高原地区 3—6 月大气低频振荡信号分布和传播特征进行了分析研究. 指出在春季青藏高原地区的高度场和纬向风场存在 30—60 d 大气低频振荡、准双周和 5—7 d 的大气振荡. 揭示了在典型的南海夏季风强、弱年, 200 hPa, 500 hPa 上低频振荡产生的位置, 强度及传播特征各不相同. 在典型强季风年份, 高原北部形成低频振荡并向北传播; 而在弱季风年份, 高原地区的低频振荡具有原地振荡的显著特征. 在强季风年, 高原的非绝热加热削弱高原地区低频波, 非绝热加热在高原以外的东西两侧中再现出来, 与南北两支急流相联系. 在弱季风年份, 高原地区的非绝热加热起着加强高原地区低频波的作用; 形成了以高原为中心的准南北方向上的振荡特征.

关键词 青藏高原 低频振荡 南海季风 非绝热加热

自 Madden 和 Julian^[1] 利用 1957—1967 年坎顿岛的观测资料, 通过谱分析方法发现热带大气纬向风和气压场存在 40—50 d 周期的低频振荡. 后来的进一步分析证实了全球热带地区都存在 40—50 d 低频振荡, 这种振荡具有纬向波数 1 的扰动及向东传播特征^[2,3]. 随着对热带大气低频振荡研究的深入, 中高纬度的大气季节内振荡及其活动也引起了人们的关注. Krishnamurti^[4] 通过 FGGE 资料的分析指出 30—60 d 振荡是一种全球大气变化现象. 张可苏^[5] 的研究进一步揭示了中高纬度地区 30—60 d 大气低频振荡的存在. 许多研究也表明, 大气低频振荡, 尤其是大气季节内振荡对其他气候系统有着重要的作用. 如亚洲夏季风的爆发和异常与南海地区 30—60 d 低频振荡的活动有着密切关系, 夏季风爆发前大气季节内振荡的活动在南海地区有显著加强^[6].

青藏高原高耸于大气对流层, 对东亚大气环流有显著直接影响. 从 1979 年青藏高原进行气象科

学试验以来, 国内外学者从不同侧面对青藏高原进行了研究, 对青藏高原的大气环流、天气系统和气候影响进行了系统的观测和分析^[7-9]. 谢安^[10] 等利用 OLR 资料所做的分析表明, 青藏高原上空没有振荡中心, 其夏季振荡主要由赤道传播到高原. Krishnamurti^[11] 等对 1979 年夏季 MJO 的分析指出低频振荡是由赤道向北传播到高原. 孙安健^[12] 等认为青藏高原是低频振荡的汇区. 章基嘉^[13] 等认为青藏高原是 30—50 d 大气低频振荡的活跃区和重要源地, 青藏高原上形成的大气低频系统, 其位相向北传播到高纬地区, 能量向东南频散到热带海洋. 它的垂直结构与热带大气低频振荡的垂直结构不同, 具有以相当正压结构为主, 时而出现斜压结构的特征^[13]. 研究也表明, 青藏高原地区的非绝热加热和中国夏季风的建立之间存在着联系^[14-21].

上述研究主要集中在夏季. 研究表明, 春季既是我国南海夏季风建立的前期, 也是高原地表过程

2009-05-07 收稿, 2009-07-03 收修改稿

* 国家自然科学基金(批准号: 40875050, 40575037)和国家重点基础研究发展计划(批准号: 2007CB411506)资助项目

** 通信作者, E-mail: wch@lzu.edu.cn

变化较大和较快的时段^[22-26], 春季青藏高原地表变化引起的非绝热加热的变化对东亚大气环流的调整具有显著影响^[27,28]. 本文通过对南海夏季风强弱年^[29]青藏高原春季(3月到6月)的大气低频振荡信号的检测, 分析强弱季风年青藏高原春季非绝热变化与南海夏季风系统的低频信号之间的内在联系.

1 资料与方法

本文所用资料包括 NCEP/NCAR 再分析资料和青藏高原气象观测资料. NCEP/NCAR 数据取自不同季风年3月1日到6月10日青藏高原地区逐日的位势高度场, 风场和 OLR 等 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 经纬网格点资料. 观测资料为相应年3月1日到6月10日青藏高原 16 个站的逐日地温和气温观测资料.

首先选取典型强季风年(1994年)和弱季风年(1998年)春季(3月1日到6月10日)青藏高原的格点资料, 对每个格点上的风场(u, v)及位势高度场(H)进行功率谱分析, 并进行显著性检验, 检测青藏高原地区是否存在显著的 30—60 d 的大气低频振荡. 我们选择青藏高原地区一个矩形区域的 8 个代表点(A: $30^\circ\text{N}, 100^\circ\text{E}$; B: $30^\circ\text{N}, 90^\circ\text{E}$; C: $30^\circ\text{N}, 80^\circ\text{E}$; D: $35^\circ\text{N}, 100^\circ\text{E}$; E: $35^\circ\text{N}, 90^\circ\text{E}$; F: $35^\circ\text{N}, 80^\circ\text{E}$; G: $32.5^\circ\text{N}, 95^\circ\text{E}$; H: $32.5^\circ\text{N}, 85^\circ\text{E}$), 对各格点 1994 年(强季风年)和 1998 年(弱季风年)的 200 hPa, 500 hPa 的 H, u 进行功率谱分析. 在此基础上, 分别对典型强季风年(1994年, 南海季风建立日期 5 月 7 日)和弱季风年(1998年, 南海夏季风建立日期 5 月 23 日)青藏高原地区 H, u 进行 Butterworth 滤波, 分析其时空变化特征.

为检验典型年份低频特征的一般性, 综合张庆云、施能、谢安、吴尚森、李崇银等^[29-35]定义的南海夏季风指数和季风强弱年, 结合南海夏季风建立日期的早晚, 选取了从 1975—2006 年间, 南海夏季风建立时间相差在 2 个候内的 10 个季风年(4 个强年, 6 个弱年)进行合成. 强季风年份有 1997, 1986, 1984, 1978; 同理, 弱季风年份为 1995, 1991, 1988, 1987, 1983, 1977.

2 结果分析

2.1 典型强弱季风年春季青藏高原低频振荡的检测

春季是南海夏季风建立的前期, 这段时间的大

气低频振荡对季风的建立、强度、异常等可能有着重要的作用. 因此我们检测在春季青藏高原是否存在低频振荡, 并分析低频振荡的变化及其时空分布特征. 为了检验在春季(3—6月)青藏高原地区是否存在显著的低频振荡, 分别对 1994(强季风年)和 1998(弱季风年)春季青藏高原的位势高度 H 、纬向风 u 及经向风 v 进行功率谱估计.

(1) 青藏高原位势高度场(H) 青藏高原地区上空的位势高度很大程度上决定于高原自身的热性质. 通过对青藏高原 200 hPa 位势高度场的功率谱图(图 1)进行分析可以看出: 青藏高原地区所选取的 8 个代表点(为节省图面, 图中只给出了经纬度整数的 6 个点)在强季风年(1994)和弱季风年(1998)都存在显著的 30—60 d 的大气低频信号. 同样对青藏高原 500 hPa 高度场的功率谱分析表明(类似图 1 略), 在青藏高原对流层中、下部存在着显著的 30—60 d 的大气低频信号; 表明低频信号不但存在于自由大气的 200 hPa, 同样在受到热力作用较强的高原 500 hPa 也存在着类似的振荡. 也表明即使在春季, 高原地区的高低层都存在低频振荡, 尤其对于高原近地面的 500 hPa, 其低频振荡可能主要是受到热力作用的激发, 其发展和移动对于我国季风建立、季节转换的作用值得注意和研究.

值得注意的是大气低频振荡在青藏高原的东部和偏北部更为显著, 高原中部的大气低频振荡在弱季风年显著, 高原东西部的大气低频振荡则在强季风年相对显著. 也即在典型的季风不同年份, 高原地区的大气振荡在高原地区的强度在空间上的分布也有不同, 这可能与高原地表与其上的大气的相互作用强度在区域上存在着差别有关.

(2) 青藏高原纬向风 u 同样对青藏高原 200 hPa 纬向风的功率谱图(图 2)进行分析可以看出, 青藏高原地区所选取的代表点(同图 1, 只给出 6 个点)在强季风年(1994), 在 30—60 d 的谱段存在一个峰值, 在 8—14 d 的谱段上谱值最为显著, 即主要是准双周振荡; 在弱季风年(1998), 同样存在着 30—60 d 的大气低频频段的信号, 但高频信号的频段在 8 d 左右比较显著. 表明在典型的强季风年, 高原地区均存在纬向风的大气低频振荡现象, 但大气振荡最为显著的是相对高频的谱段. 弱季风年大气振荡的频段更高, 表明高原的热力强迫在南海夏季风相

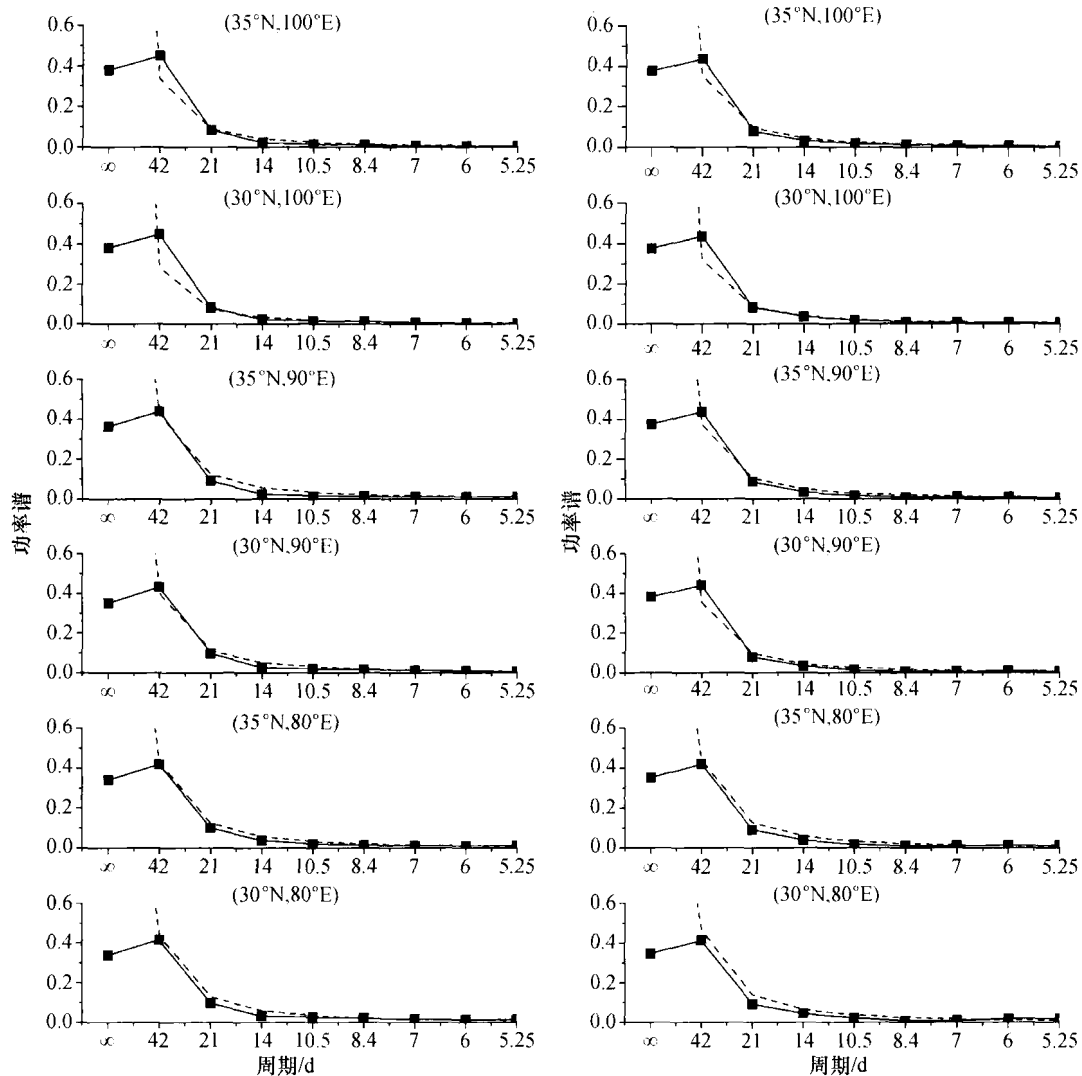


图1 青藏高原1994(左), 1998(右)年200 hPa高度场的功率谱图(虚线为红噪声)

对较弱的年份似乎更强和变化较大。

对青藏高原地区8个代表点的位势高度场 H 功率谱的分析表明, 青藏高原地区的春季无论是在强季风年(1994)还是弱季风年(1998), 不但都存在30—60 d的大气低频振荡, 在纬向风 u 场上还存在准双周和5—7 d的振荡, 纬向风场的低频振荡不如高度场明显。由于高度场对来自地表的非绝热加热的反映更为直接, 因此上述结果表明了高原地区的非绝热加热对其上大气强迫的重要性。由此可以看出, 青藏高原除在夏季存在显著的30—60 d的大气低频振荡外, 在南海夏季风建立前期的3月到5月也存在与非绝热加热作用相联的大气低频振荡。且30—60 d的大气低频振荡在青藏高原的偏北——东

部更加显著, 这反映出高原非绝热加热作用与南海夏季风建立前期的环流调整存在着某种可能的关联, 需要进一步的深入研究。

2.2 春季青藏高原大气低频振荡及传播特征

为了考察青藏高原的低频振荡在不同季风年的传播特征, 我们分析了纬向风时间—纬度30—60 d低频振荡的特征。

图3给出了1994年和1998年3月1日—6月10日200 hPa和500 hPa等压面上经过低频(30—60 d)过滤的纬向风沿东经90°E的时间—纬度剖面图。

由图3可以看出, 在30°N—40°N的青藏高原上空的200 hPa, 不论强(1994)、弱(1998)季风年, 过滤后的纬向东风分量(细虚线)和西风分量(实线)

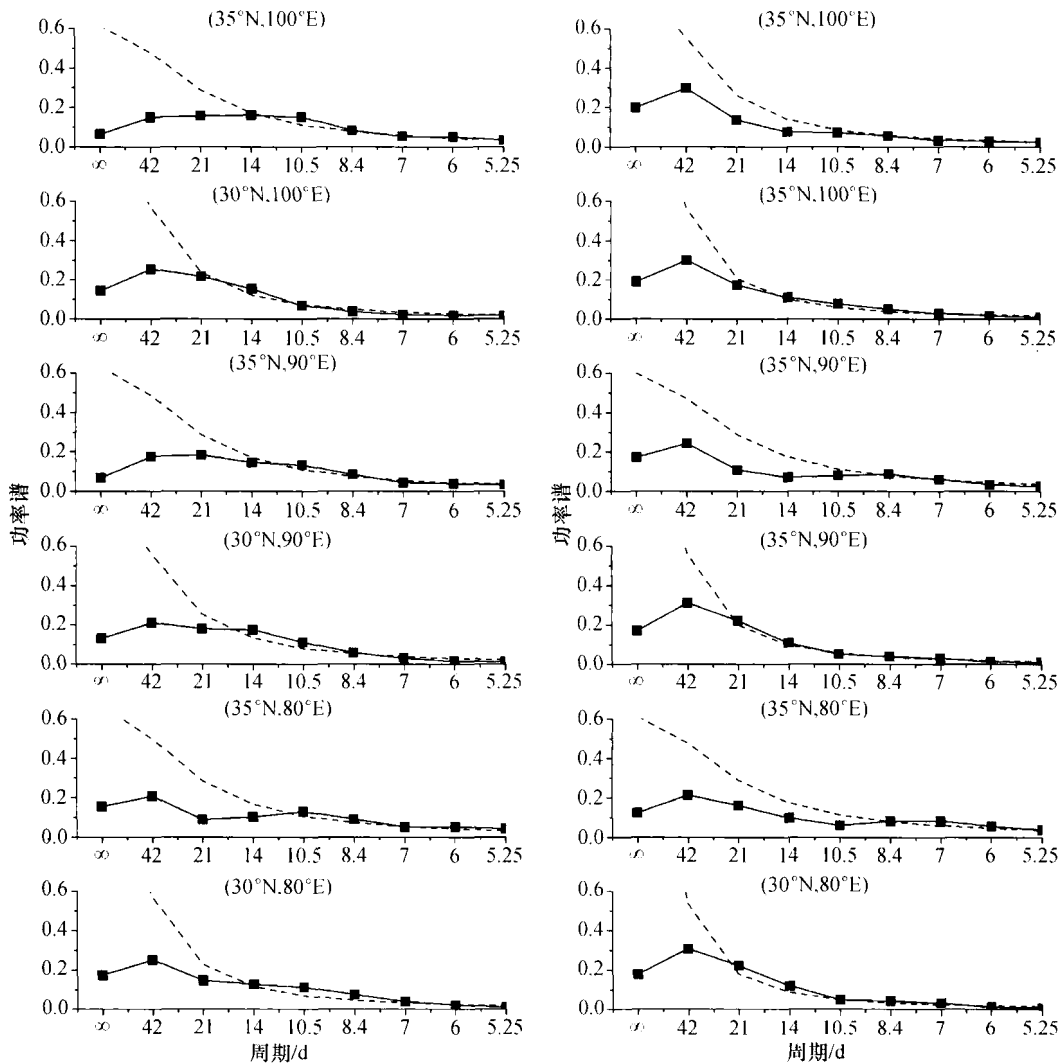


图2 青藏高原1994(左), 1998(右)年200 hPa纬向风功率谱图(虚线为红噪声)

随着时间相间出现, 呈现出周期为30—60 d的振荡特征. 令人感兴趣的是, 在季风较强的1994年, 高原地区的低频信号强, 且覆盖了高原主体30°N—40°N的范围; 而在季风相对弱的1998年, 这种低频特征主要在高原偏南的区域, 5月份的东风虽然到达高原30°N的时间较早, 但范围较小, 没有超过35°N. 可以看出强、弱季风年的差别显著. 强、弱季风年的东风分量和西风分量分布的位相在同时间段接近于相反. 在季风较强的1994年, 500 hPa上高原及其南部低频振荡信号较弱, 三月初, 在40°N的低频信号, 随着春季向夏季的过渡逐渐地向北传播; 而在季风较弱的1998年, 在高原南部3月初出现的低频振荡信号, 初始最大值位于25°N—30°N, 且随着季节向夏季过渡, 具有明显的维持原地

振荡的特征. 在200 hPa上, 强、弱季风年低频信号的差别更为显著. 1994年, 高原低频信号较弱, 北部的低频振荡同500 hPa一样向北传播. 而在季风较弱的1998年, 高原南部的低频信号出现较早且显著, 但是却没有发生南北向的传播, 而是在整个春季呈现出在原地振荡的特征, 在图上表现为几乎垂直的正负相间的中心. 北侧的向北传播分量也较弱, 且在5月基本消亡. 由于500 hPa更接近于地面, 因此这种原地的振荡, 更多地反映了来自高原地表的非绝热加热在低频振荡尺度上的周期性变化, 表明在大气底层的低频尺度的加热不会移出高原. 我们也注意到, 在高原以南的低纬地区也存在着另一低频振荡信号, 其时间位相与高原南部的低频信号近于反相的变化, 进一步反映出高原热力作用在季风系统中的重要性.

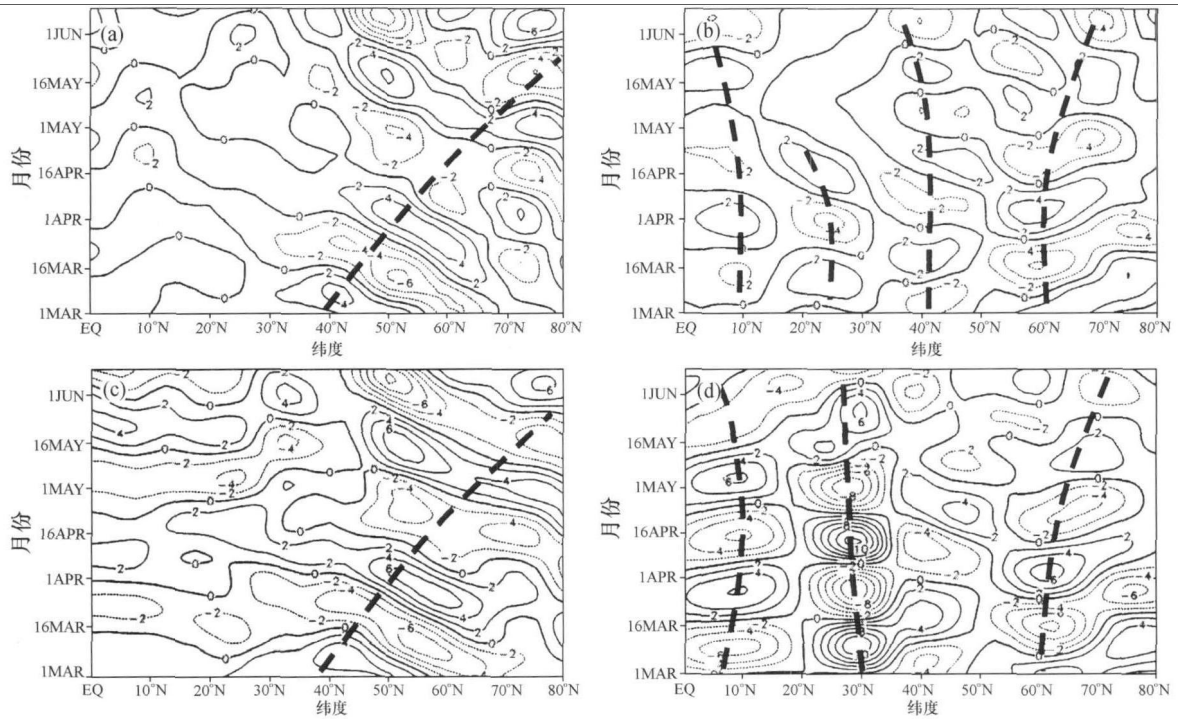


图 3 沿 90°E, 500 hPa 和 200 hPa 上带通滤波后的纬向风时间—经向剖面图
 (a) 1994 年 500 hPa, (b) 1998 年 500 hPa, (c) 1994 年 200 hPa, (d) 1998 年 200 hPa

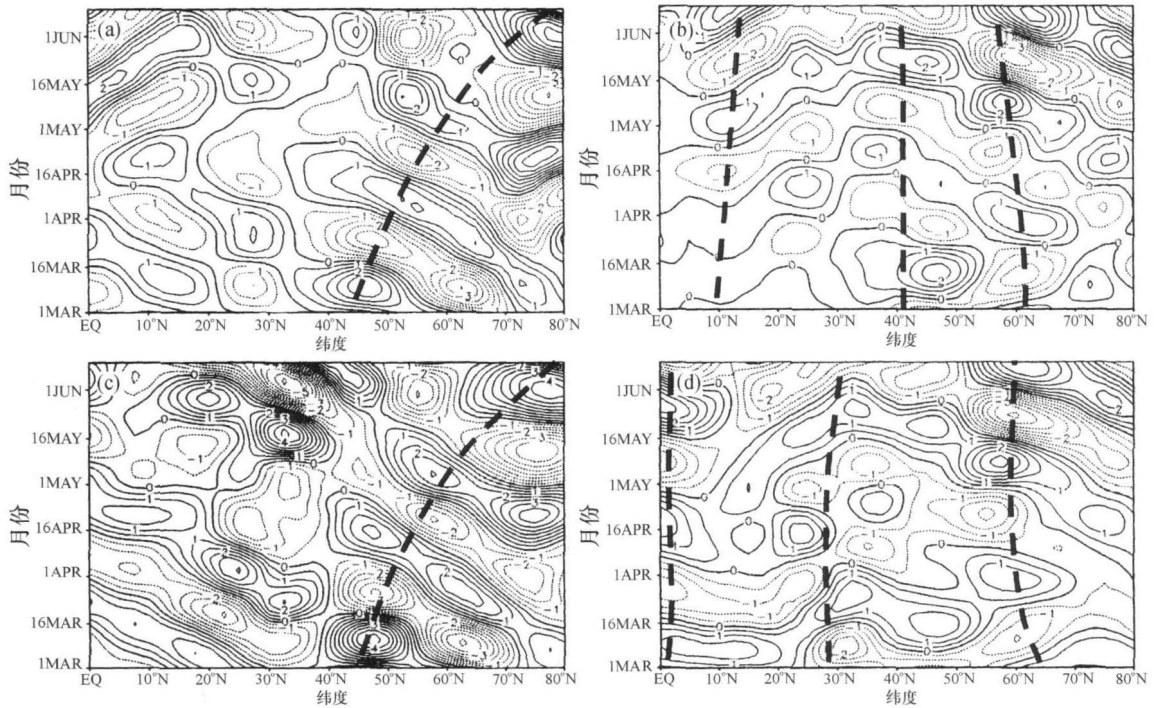


图 4 沿 90°E, 500 hPa 和 200 hPa 上带通滤波后的合成纬向风时间—经向剖面图
 (a) 强年 500 hPa, (b) 弱年 500 hPa, (c) 强年 200 hPa, (d) 弱年 200 hPa

为了进一步研究典型季风年的低频变化特征, 我们选取了从 1975—2006 年间, 南海夏季风建立

时间相差在 2 个候内的 10 个季风年(4 个强年, 6 个弱年)进行合成。图 4 给出了南海夏季风强弱年纬

向风滤波后的合成分析结果. 从图4中可以看出, 强、弱季风年低频传播的合成传播特征和典型年1994, 1998年的结果基本相似. 在强季风年份, 在200 hPa和500 hPa上, 在高原以北存在着一支低频波, 随着季节的推移, 从3月的40°N, 在6月初推移到更北的位置. 同样, 在弱季风年份, 在高原的南(部)北侧, 都存在着一支类似驻波的低频波. 尤其在高原南部的一支, 其位置和强度均显示出驻波的特点.

2.3 春季青藏高原热力作用与大气低频振荡的关系

为进一步分析高原地区的低频振荡信号和高原地表非绝热加热之间的关系, 我们考察了在南海夏季季风强弱不同的年份高原地区的地气温差. 图5给出了1994年、1998年地气温差和OLR在研究时段内的逐日变化, 可以看出, 二者在不同的季风年之间都存在较大差异.

在季风较强的1994年, 高原地区的OLR和地气温差($T_s - T_a$)在3—6月的平均值分别为

190.56 W/m²和4.94°C; 而在季风较弱的1998年, 两者分别为195.08 W/m²和5.71°C. 强、弱季风年OLR平均相差4.52 W/m², 地气温差平均相差0.77°C. 地气温差和OLR之间存在较高相关性. 季风较强的1994年高原地区的OLR和地气温差较季风较弱的1998年小, 也即在弱季风年份, 3—6月的高原对大气的非绝热加热要强.

为进一步分析高原地区低频振荡与高原地区非绝热加热的相互作用, 我们计算了反映高原热力作用的地气温差和东亚地区纬向低频波之间的相关关系. 图6给出了200 hPa和500 hPa的地气温差与经过滤波后的纬向风之间的同时相关关系.

图中清楚地反映出, 在季风较强的1994年, 不管是500 hPa(图6(a)), 还是200 hPa(图6(c)), 高原地区处于高原非绝热加热与高原地区纬向大气低频波的相互作用区, 在高原南北部表现出相反的变化, 显著相关区位于青藏高原以东和以西的地区, 表明高原地区非绝热加热与纬向低频波间的相互作用以遥相关的形式在高原的东西两侧表现出

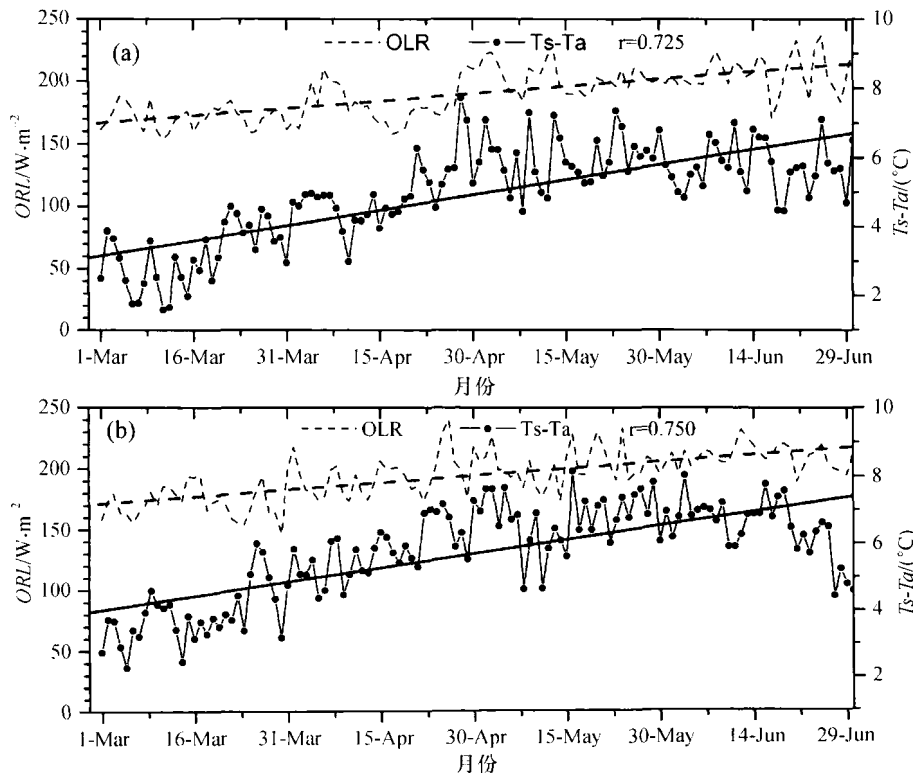


图5 3—6月青藏高原地气温差和OLR的逐日变化图

(a) 1994年; (b) 1998年

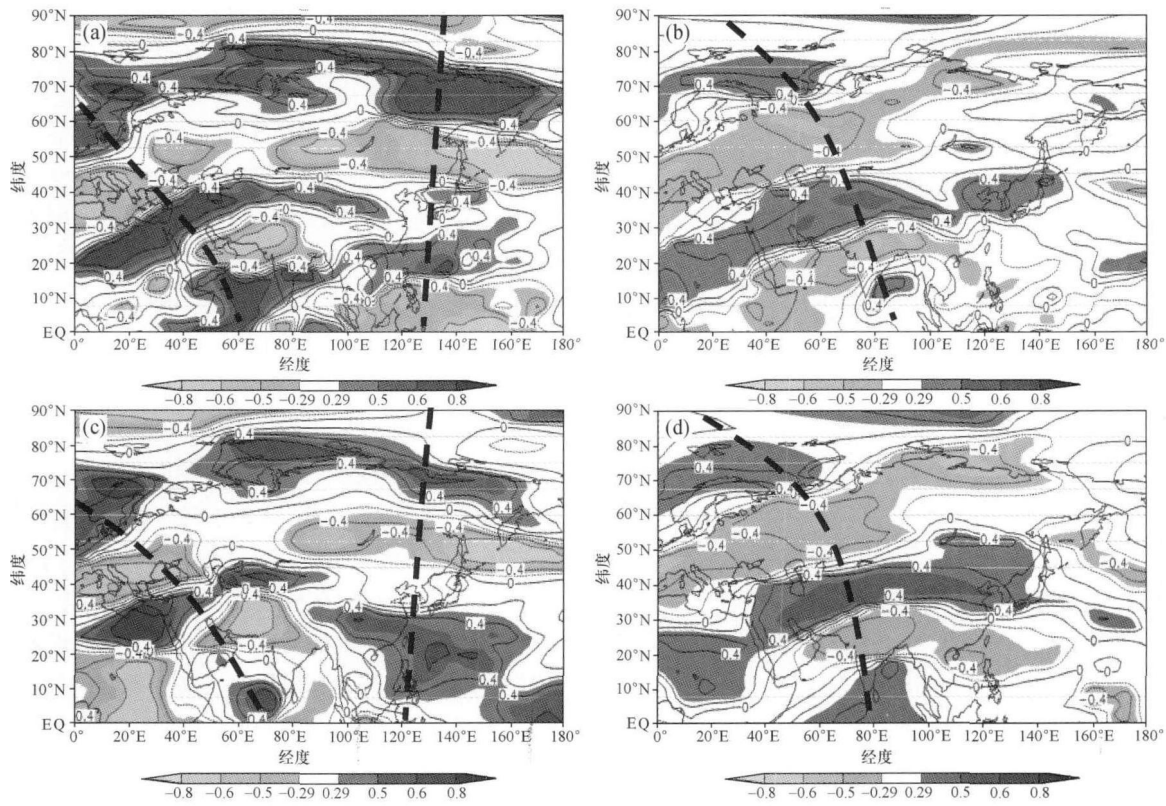


图6 季风爆发前45d高原地区地气温差与500 hPa, 200 hPa带通滤波纬向风相关分布图

(a) 1994年500 hPa, (b) 1998年500 hPa, (c) 1994年200 hPa, (d) 1998年200 hPa. 阴影区通过 $\alpha < 0.05$ 检验

来,一支位沿阿拉伯海—伊朗高原向西而去,另一支位于我国南海—鄂霍茨克海一带.在200 hPa上,离开高原的东西两侧的纬向低频波振荡更为明显.与之形成对比的是,在季风较弱的1998年,200 hPa和500 hPa上,高原地区完全处于显著的正相关区.在500 hPa和200 hPa上,受高原的非绝热加热的影响,纬向低频风沿孟加拉湾—青藏高原—中亚一带为一条显著的准南北向的振荡.在高原以外的东亚地区,高原非绝热加热和纬向低频振荡之间没有明显的关系.

可见,在典型南海夏季风强弱不同的年份,青藏高原地区的非绝热加热和纬向低频波的关系有着较大的差异.强季风年,高原非绝热加热弱,纬向低频振荡主要活跃在高原以外的地区;弱季风年,高原地区的非绝热加热强,纬向低频波以高原地区为核心,形成南北振荡特征.高原地区非绝热加热和纬向低频振荡南北传播的东西位置的不同,反映出高原的非绝热加热在季风强度不同的年份里,在

大气环流调整中所起作用的不同,从而在季风系统中所起的作用也不同.

同样,在合成的相关图上(图7),同样存在着2个显著的特征:强季风年,高原地区的非绝热加热和纬向低频波动呈负相关,也即高原地区的非绝热加热会抑制高原地区低频波的活动;而在弱季风年份,高原地区的非绝热和低频纬向风之间呈正相关,即高原地区的非绝热有助于加强高原上空低频波的活动.强季风年份,高原地区的非绝热加热和高原东西两侧的低频波相关显著,呈现出和高原地区非绝热加热有关的低频波主要在高原的东西两侧的南北方向上的振荡;而在弱季风年份,高原非绝热加热和大气低频波之间呈现出通过高原,在高原南北两侧产生振荡的特征.进一步揭示出在不同的季风年,青藏高原地区非绝热加热起着不同作用.

综合上述分析,我们将南海夏季风、高原春季低频振荡和高原非绝热加热之间的关系归纳如下:

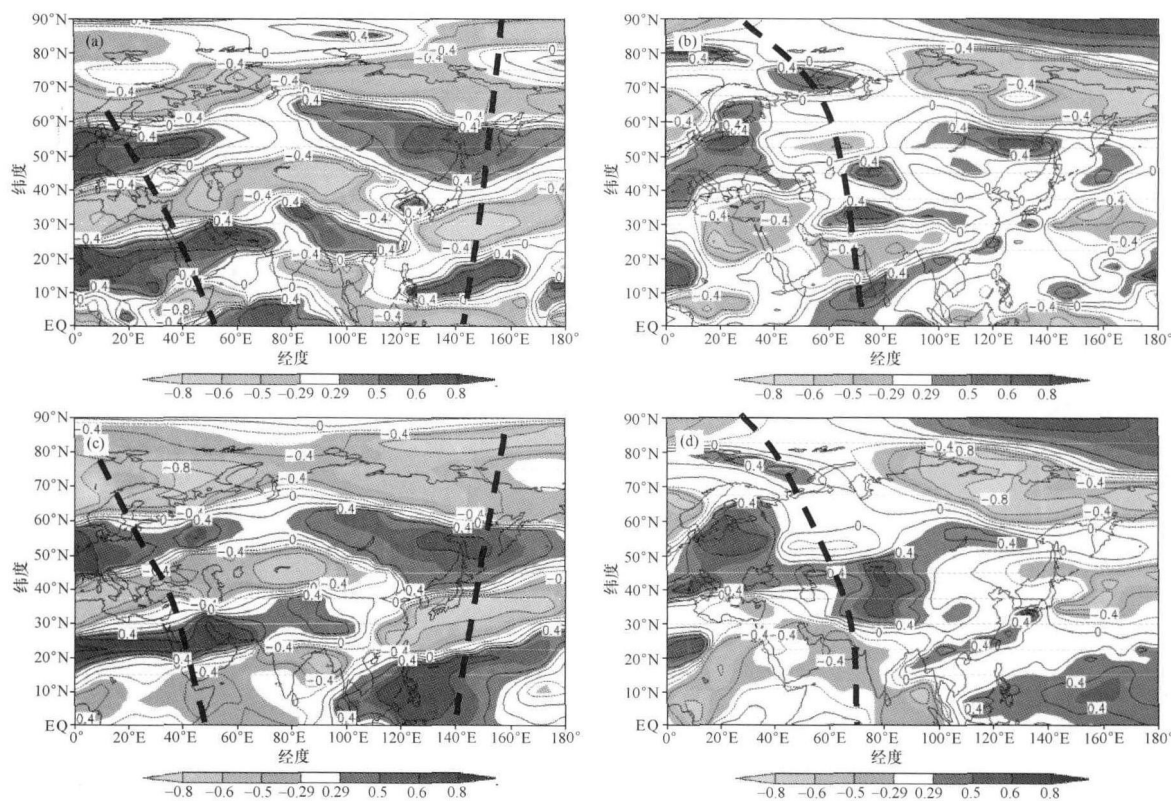


图7 季风爆发前45 d高原地区地气温差与500 hPa, 200 hPa带通滤波纬向风相关分布图
(a) 强年500 hPa, (b) 弱年500 hPa, (c) 强年200 hPa, (d) 弱年200 hPa. 阴影区通过 $\alpha < 0.05$ 检验

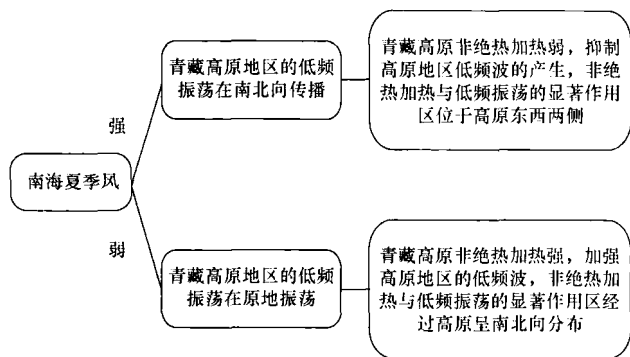


图8 南海夏季风和春季青藏高原低频振荡、非绝热加热关系的概念模型

3 结论

通过对典型强、弱南海夏季风年青藏高原地区春季(3—5月)的大气振荡信号的检测和分布特征的分析,并用合成分析进一步证实了强、弱季风年以青藏高原为中心的东亚地区的纬向低频振荡特征,揭示出以下事实:

(1) 春季青藏高原地区及其南北侧的高度场和纬向风场存在30—60 d大气低频振荡、准双周和5—7 d的大气振荡。在典型的强、弱季风年,在对流层的中、低层,其低频振荡产生的位置,传播特征各不相同。在典型的强季风年份,高原仅在其北部产生低频振荡并离开高原向北传播。在典型的弱季风年份,高原地区的低频振荡被拦截而在原地振荡。

(2) 青藏高原的非绝热加热作用和春季东亚地区低频振荡之间的相互作用在季风系统中起着重要的作用。在强季风年,高原的非绝热加热削减了高原地区低频波的产生,非绝热加热作用通过遥相关的形式在高原以外的东西两侧的低频信号中再现出来,表现为高原的非绝热加热在200 hPa和500 hPa与纬向风的低频变化的相关,在位置上与南北两支急流的位置相对应,表明了高原地区的绝热作用亦与大尺度的南北急流相联系。而在弱季风年份,高原地区的非绝热加热起着加强高原地区低频波的作用;表现为高原地区的非绝热加热与高原南北两侧

的低频信号之间的相互作用显著,形成了以高原为中心的准南北方向上的振荡特征。

参 考 文 献

- 1 Madden RA, Julian PR. Detection of a 40—50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J Atmos Sci*, 1971, 28: 702—708
- 2 Madden RA, Julian PR. Description of globe Scale circulation cells in the tropics with 40—50 day period. *J Atmos Sci*, 1972, 29: 1109—1123
- 3 徐国强, 朱乾根. 大气低频振荡研究回顾与概述. *气象科技*, 2003, 31(4): 194—200
- 4 Krishnamurti TN, Gadgil S. On the structure of the 30 to 50 day mode over the globe during FGGE. *Tellus*, 1985, 37A: 336—360
- 5 张可苏. 40—50天的纬向基流低频振荡及其失稳效应. *大气科学*, 1987, 11: 227—236
- 6 李崇银, 龙振夏, 穆明权. 大气季节内振荡及其重要作用. *大气科学*, 2003, 27(4): 518—534
- 7 叶笃正, 高由禧. *青藏高原气象学*. 北京: 科学出版社, 1979, 186—227
- 8 季国良, 姚兰吕, 袁福茂, 等. 1982年冬季青藏高原地面和大气加热场特征. *中国科学, B辑*, 1986, 16(2): 214—224
- 9 季国良, 顾本文, 吕兰芝. 青藏高原北部的大气加热场特征. *高原气象*, 2002, 21(3): 238—242
- 10 谢安, 叶谦, 陈隆勋. 青藏高原及其附近地区大气周期振荡在OLR资料上的反映. *气象学报*, 1989, 47(3): 272—278
- 11 Krishnamurti TN, Subrahmanyam D. The 30—50 day mode at 850mb during MONEX. *J Atmos Sci*, 1982, 39: 2088—2095
- 12 孙安健, 唐国利, 黄荣辉. 1983与1985年夏季北半球500 hPa高度场大气低频波的振荡特征. *大气科学*, 1994, 18(5): 576
- 13 章基嘉, 孙国武, 陈葆德. 青藏高原大气低频变化的研究. 北京: 气象出版社, 1990
- 14 Luo HB, Yanai M. The large scale circulation and heat source over the Tibetan plateau and surrounding areas during the early summer of 1979. Part II: Heat and moisture budgets. *Mon Wea Rev*, 1984, 112(5): 966—989
- 15 Chen LX, Reiter ER, Feng ZQ. The atmospheric heat source over the Tibetan Plateau: May-August 1979. *Mon Wea Rev*, 1985, 113(10): 1771—1790
- 16 Yanai M, Li C, Song ZS. Seasonal heating of the Tibetan plateau and its effects on the evolution summer monsoon. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 1992, 70(1): 319—350
- 17 吴尚森, 梁建茵, 李春晖. 南海夏季风强度与我国汛期降水的关系. *热带气象学报*, 2003, 19: 25—36
- 18 尚大成, 王澄海. 高原地表过程中冻融过程在东亚夏季风中的作用. *干旱气象*, 2006, 24(3): 19—22
- 19 焦彦军, 钱正安. 冬季青藏高原对东亚大槽动力影响的研究(I)若干统计事实. *高原气象*, 1994, 13(2): 153—161
- 20 叶月珍, 方之芳. 青藏高原热力状况与四川盆地汛期降水的联系. *高原气象*, 1999, 18(2): 162—170
- 21 刘新, 李伟平, 许晃雄, 等. 青藏高原加热对东亚地区夏季降水的影响. *高原气象*, 2007, 26(6): 1287—1292
- 22 Wang CH, Dong WJ, Wei ZG. A study on relationship between freezing-thawing processes of the Qinghai-Xizang Plateau and the atmospheric circulation over East Asia. *Chinese Journal of Geophysics*, 2003, 46(3): 438—448
- 23 王澄海, 董文杰, 韦志刚. 青藏高原季节冻融过程与东亚大气环流关系的研究. *地球物理学报*, 2003, 46(3): 309—316
- 24 王澄海, 师锐. 青藏高原西部陆面过程特征的模拟分析. *冰川冻土*, 2007, 29(1): 73—81
- 25 王澄海, 师锐, 左宏超. 青藏高原西部冻融期陆面过程的模拟分析. *高原气象*, 2008, 27(2): 239—248
- 26 Cui Y, Wang CH. Compared study on the sensible and latent fluxes' quality of reanalysis data over the western Tibetan Plateau. *Progress in Natural Science*, 2009, 19(6): 719—726
- 27 王澄海, 尚大成. 藏北高原土壤湿度变化在高原季节转换中的作用. *高原气象*, 2007, 26(4): 677—685
- 28 Wang CH, Cheng GD, Deng AJ, et al. Numerical simulation on climate effects of freezing-thawing processes using CCM3. *Science in Cold Arid Regions*, 2008, initial issue: 0068—0079
- 29 何金海, 丁一汇, 高辉等. 南海夏季风建立日期的确定与季风指数. 北京: 气象出版社, 2001
- 30 张庆云, 陶诗言, 陈烈庭. 东亚夏季风指数的年际变化与东亚大气环流. *气象学报*, 2003, 61(4): 559—568
- 31 戴念军, 谢安, 张勇. 南海夏季风活动的年际和年代际特征. *气候与环境研究*, 2000, 5(4): 363—374
- 32 施能, 朱乾根. 东亚冬季风强度异常与夏季500 hPa环流及我国气候异常的关系. *热带气象学报*, 1996, 12(1): 26—33
- 33 谢安, 刘霞, 叶谦. 南海夏季风爆发的气候特征. *热带气象学报*, 1998, 14(1): 28—37
- 34 吴尚森, 梁建茵. 南海夏季风强度指数及其变化特征. *热带气象学报*, 2001, 17(4): 337—344
- 35 李崇银, 张利平. 南海夏季风特征及其指数. *自然科学进展*, 1999, 9(6): 536—541