

文章编号: 1004-4965(2010)05-0555-08

大气热源 30 ~ 60 天振荡与华南 6 月旱涝的关系

高斯, 简茂球, 乔云亭

(中山大学季风与环境研究中心/大气科学系, 广东 广州 510275)

摘 要: 利用 1958—2000 年 NCEP/NCAR 再分析资料和华南测站降水资料, 分析了大气热源 30 ~ 60 d 振荡对华南 6 月旱涝的影响。结果表明, 在涝(旱)年对流层低层, 南海至日本东南面的西北太平洋(WNP)是一个异常的低频反气旋(气旋), 伴随有异常的低频热汇(热源)区, 华南至日本南部存在一个异常气旋(反气旋), 对应于异常的低频热源(热汇)区, 华南地区低层异常辐合(辐散); 平均而言, 早年华南 5—6 月 30 ~ 60 d 振荡的位相演变要比涝年的偏晚约 7 ~ 11 天; 涝年, 低频热源和气旋从南海南部北传和从西太平洋暖池区西北传, 以及从 140 °E 附近 WNP 的西传都十分明显, 它们对华南 6 月降水偏多有非常重要的影响。而早年南海及邻近区域的低频热源和气旋北传较涝年偏晚, WNP 上低频热源的西伸不明显。前期南海低频热源推进的迟早以及热带 WNP 上的低频热源是否西传对华南 6 月的降水有显著影响。

关 键 词: 气候学; 统计特征; 大气热源; 30 ~ 60 d 振荡; 华南; 旱涝

中图分类号: P426.616

文献标识码: A

Doi: 10.3969/j.issn.1004-4965.2010.05.006

1 引 言

华南地区的降水主要集中在 4—9 月(汛期)。根据造成降水的主要天气系统的差异又将雨季划分为前汛期(4—6 月)和后汛期(7—9 月)。华南前汛期是持续性暴雨的多发期, 大范围洪涝灾害发生的主要时段。因此, 前汛期降水的影响因子及预测研究一直是气象工作者的重要课题之一^[1-3]。以往很多研究将华南前汛期作为一个整体来研究其旱涝与其他因子的关系, 但是, 作者通过分别计算 1958—2000 年华南 4 月与 5 月、5 月与 6 月降水的相关, 均未通过 $\alpha=0.05$ 的显著性检验, 说明华南 4、5、6 月各月降水异常的同相性较差, 所以分月份来分析华南降水的异常变化特征是非常有必要的。而且多年平均而言 6 月份是华南降水量最大的月份, 是持续性暴雨发生次数多、洪灾多的月份。郑彬等^[4]分析得出, 华南前汛期包含了两种不同性质的降水, 即锋面降水和夏季风降水, 利用 100 hPa 纬向风由西风转为东风并维持 5 天以上的判据, 得出气候平均条件下华南夏季风降水始于 5 月 24 日。由此可以

推断 6 月华南地区降水受南海夏季风的影响较大。

许多研究表明, 30 ~ 60 d 低频振荡对南海夏季风的爆发和中国南方暴雨过程都有显著的影响。如 Chen 等^[5]研究了 1979 年南海夏季风(SCSSM)活动的季节内振荡(ISO)发现, 1979 年 SCSSM 被北移的 30 ~ 60 d 振荡的季风槽脊所调制, 在 5 月中旬南海北部 30 ~ 60 d 振荡和 10 ~ 20 d 振荡同相时 SCSSM 爆发, 之后反相时 SCSSM 中断。林爱兰^[6]用多年 OLR 资料分析了南海 ISO 的季节变化特征及其与 SCSSM 建立和活动的关系表明, 南海 ISO 在夏季风期间比冬季风期间明显较强, SCSSM 一般在初夏第一个较强 ISO 循环的负值位相(即湿位相)开始建立。Mao 等^[7]研究了 SCSSM 的 ISO 的年际变化, 指出 30 ~ 60 d 和 10 ~ 20 d 振荡是在多数年份控制 SCSSM 的活动的两种主要 ISO 型。最近, Wang 等^[8]对南海夏季风的多时间尺度变化作了全面的综述, 其中也涉及到南海夏季风的季节内变化和年际变化特征及其物理机制。王慧等^[9]发现西北太平洋夏季风气候平均的 ISO 主要由 30 ~ 60 d 和 10 ~ 20 d 两种周期组成, 但以 30 ~ 60 d 的低频振荡为主。Chen 等^[10]、陈桂兴等^[11]都发现, 1998 年夏季长江

收稿日期: 2009-02-02; 修订日期: 2009-04-28

基金项目: 国家自然科学基金重点项目(40730951); 国家自然科学基金面上项目(40605028)共同资助

通讯作者: 简茂球, 男, 广东省人, 教授, 主要从事季风与海-陆-气相互作用的研究。E-mail: eesjm@mail.sysu.edu.cn

流域洪涝灾害的发生与低纬和中高纬低频气旋在长江流域附近地区的汇合过程有关。据建华等^[12]研究发现东亚季风涌势力异常强(弱)的年份对应着长江中下游地区的降水多(少)年,强季风涌年主要是由 30~60 d 起主导作用。还有研究^[13-14]表明,1994 年 6、7 月和 2005 年 6 月华南持续性暴雨过程都与低纬的低频振荡的北传有密切联系。

大气热源即非绝热加热是驱动大气环流的重要因子。有分析表明,在热带区域考虑有和没有对流凝结加热两种情况下,垂直运动的大小可以相差一个量级(10 倍)^[15],所以,大气热源的异常会显著影响大气环流的异常,进而影响降水的异常。江宁波等^[16]利用 ECMWF 1980—1983 年资料发现在亚洲季风区大气热源存在着 30~60 d 的低频振荡,但其所用资料时段比较短。而到目前为止,有关大气热源低频变化对华南 6 月降水异常的影响研究还非常少。因此,本工作将探讨华南地区 6 月旱涝与热源 30~60 d 振荡的联系。

2 资料与大气热源的计算

本工作使用的资料包括:(1) 1958—2000 年共 43 年 NCEP/NCAR 再分析资料的逐日高空 12 层纬向风 u 、经向风 v 、 p 坐标垂直速度 ω 及温度 T 等资料,12 层分别为 1 000、925、850、700、600、500、400、300、250、200、150 及 100 hPa。上述资料格式为经纬度网格点,分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。

(2) 国家气候中心整编的中国 160 站 1958—2000 年的月降水资料。

本文采用倒算法^[17-18]计算了全球逐日高空逐层视热源,其计算公式为,

$$Q_1 = C_p \left[\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla T + \left(\frac{p}{p_0} \right)^k w \frac{\partial q}{\partial p} \right] \quad (1)$$

其中 T 为温度, q 为位温, w 为 p 坐标的垂直速度, p_0 为 1 000 hPa, $k = R/C_p$, $\vec{V}$ 为水平风矢量, Q_1 为大气热源。大气热源的垂直积分值可表示为,

$$\langle Q_1 \rangle = \frac{1}{g} \int_{p_r}^{p_s} Q_1 dp \approx LP + S + \langle Q_R \rangle \quad (2)$$

其中 L 为凝结潜热参数, P 为降水量, S 为地表感热通量, $\langle Q_R \rangle$ 为垂直积分的辐射加热项, p_s 及 p_r 分别为地面气压和大气层顶气压(取 100 hPa)。本文采用大气热源的垂直积分值 $\langle Q_1 \rangle$ (以下简称大气热源)来研究。另外大气热源和风场的 30~60 d 分量

可通过一级 Butterworth 函数带通滤波器得到。

3 结果分析

3.1 华南地区 6 月旱涝年的选取

本文参考吴志伟等^[19]划分降水区的方法,先计算全国 160 个站 6 月降水标准差,得到华南地区降水变率最大的测站。然后以该测站为基点计算其与 160 个站的单点相关,得到降水空间相关图,那么显著相关的区域代表较一致的降水变率。图 1a 是 1958—2000 年全国 160 站 6 月降水量的标准差分布,可见,6 月降水量变率较大的区域是南方地区,大值中心位于华南及江南地区,尤其广东省河源的降水变率最大,达 242 mm/月,因此选择河源站作为基点计算降水的单点相关。单点相关系数如图 1b 所示,阴影区反映出华南地区的降水量有显著正相关,说明阴影区的 6 月降水具有较一致的年际变异特征。故选取有显著正相关关系的福州、永安、广昌、赣州、衡阳、郴县、零陵、梅县、汕头、曲江、河源、广州、桂林、柳州、梧州、南宁、北海、百色等 18 个站的 6 月降水量平均作为华南地区的 6 月降水量。

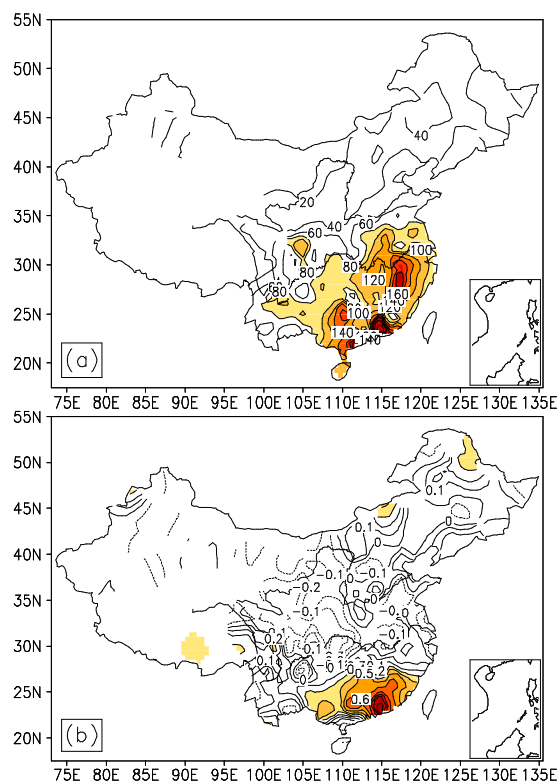


图 1 160 个站 6 月降水量标准差分布(a, 阴影区 > 80 mm/月, 等值线间隔为 20 mm/月)和以河源站为基点的 6 月降水量单点相关分布(b, 阴影区通过 95% 信度检验, 等值线间隔为 0.1)

图 2 为标准化的 1958—2000 年华南地区 6 月降水距平序列。从图中可以看出, 华南 6 月降水以年际变化为主, 1970 年代之前的年际变化振幅非常明显, 之后减弱, 1990 年代之后又开始增大。另外也叠加了年代际变化, 1970 年代末之前处于年代际的正距平位相, 1980 年代处于负距平位相, 1990 年代之后基本处于正距平位相。如果取标准化距平大于 0.8 的年份为涝年, 小于 -0.8 的年份为旱年, 则涝年有 9 年: 1959、1962、1964、1966、1968、1977、1993、1994、1998 年, 旱年有 8 年: 1960、1967、1980、1985、1987、1988、1989、1999 年。

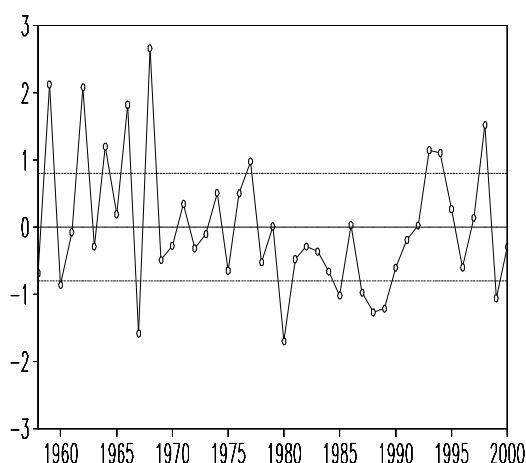


图 2 1958—2000 年华南地区 6 月降水量距平的标准化序列 横坐标为年份。

3.2 华南 6 月旱涝与月平均 30~60 d 振荡大气热源和风场的关系

为了探讨华南 6 月旱涝与月平均 30~60 d 振荡 (以下简称 ISO1) 大气热源和风场的关系, 分别做了旱、涝年的月平均 ISO1 热源 (图 3) 和 850 hPa 风场 (图 4) 的距平合成图。可见, 在涝年 (图 3a、4a), 对流层低层, 中南半岛-南海-日本东南面的西北太平洋 (简称 WNP) 是一个异常的低频反气旋, 对流活动较常年偏弱, 对应于一片异常的低频热汇区 (负值区); 华南-日本南部存在一个异常气旋, 伴随有异常的低频热源 (正值), 华南以北存在低频偏北风、以南存在低频偏南风, 使得华南地区低层异常辐合, 对应着华南多雨情形。早年情况 (图 3b、4b) 与涝年基本相反, 对流层低层, 南海-日本东南面的 WNP 是一个异常的低频气旋, 对应于异常的低频热源区, 华南是异常的低频热汇区。华南以北及以南都存在低频偏北风, 但南面的低频偏北风明显要大, 使得华南地区低层异常辐散。

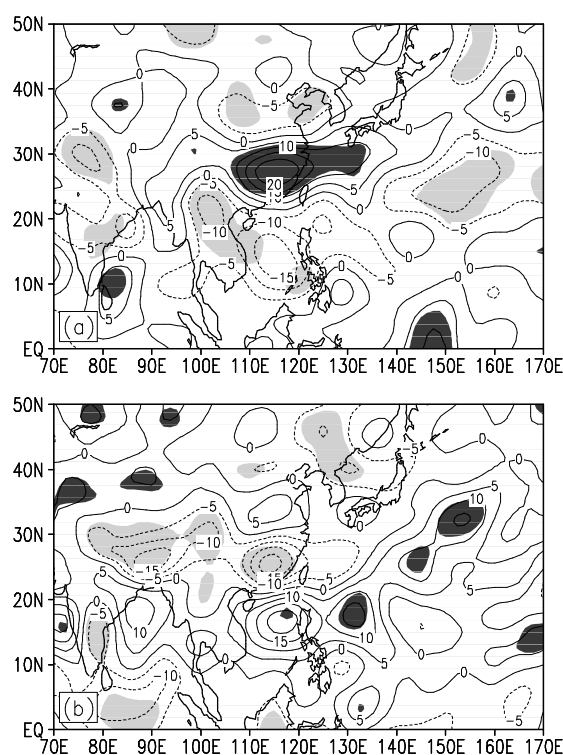


图 3 华南 6 月涝年(a)、早年(b)合成的 6 月平均的大气热源 ISO1 距平分布 单位: W/m^2 。阴影区为通过 95% 信度 t 检验, 深色为正异常区, 浅色为负异常区。

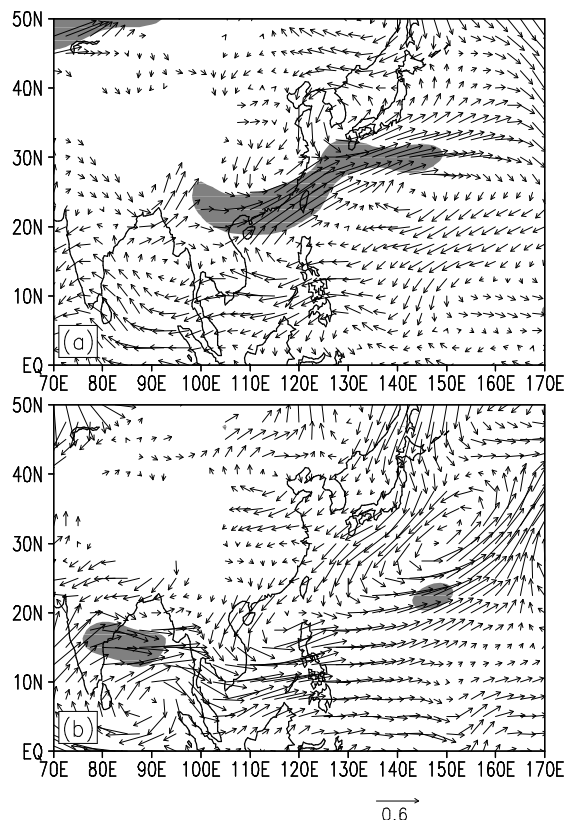


图 4 华南 6 月涝年(a)、早年(b)合成的 6 月平均的 850 hPa 风场 ISO1 分量距平分布 阴影区通过 95% 信度检验。

3.3 华南 6 月旱、涝年 ISO1 的空间结构和传播特征

为了清楚地了解旱涝年 ISO1 的传播特征, 参照文献[20-21]的方法, 分别对旱、涝年的热源和 850 hPa 风场的 ISO1 进行位相合成。具体做法如下: 对华南区域 (105~120 °E, 22.5~25 °N) 平均的热源进行 ISO1 滤波后, 其时间演变很像正弦函数。一般来说, 一个 ISO1 循环可以定义为: 有正负距平 (活跃与不活跃期), 且正 (负) 距平都有大于标准偏差的波峰 (波谷)。5—6 月一般有 1 个完整的循环, 且波峰位于 6 月。将一个循环分成 9 个不同位相以便合成 (图 5)。在 6 月, 9 个涝年都存在一

个波峰, 8 个旱年中 1999 年无波峰, 故只对其他 7 年进行位相合成。旱、涝年分别平均的各位相所在日期见表 1。可以看出, 偏涝年各位相出现的平均时间要比偏旱年的早约 7~11 天。

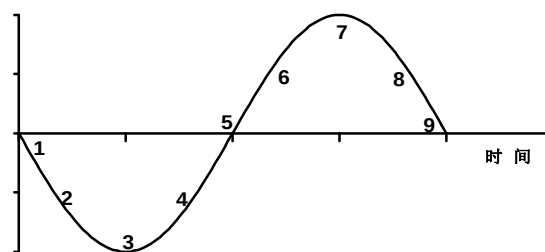


图 5 热源 ISO1 位相划分示意图

表 1 华南 6 月旱、涝年平均的热源 ISO1 各位相所在平均日期 (月/日)

位相	1	2	3	4	5	6	7	8	9
涝年	5/16	5/19	5/25	5/31	6/5	6/10	6/15	6/21	6/27
旱年	5/28	5/31	6/6	6/11	6/15	6/18	6/22	6/28	7/1

3.3.1 涝年 ISO1 的空间结构和传播

图 6 为华南 6 月涝年热源和 850 hPa 风场的合成图。在位相 1 (图 6a), 南海南部存在弱的低频热源, 热带西太平洋暖池区对流层低层存在强低频热源并伴随明显的低频气旋, 并于位相 2 (图 6b) 向西北方向扩展, 南海地区的低频热源增强并北移, 中南半岛至暖池北部的低频热源带呈纬向分布。在位相 3 (图 6c) 南海地区的低频热源继续增强, 暖池区的低频热源则向西向北收缩, 低频热源大值区与南海地区的相连形成略微东北-西南向的大值带, 并伴随低频气旋。到位相 4 (图 6d), 原 140 °E 附近的 WNP 上的低频热源向西扩展, 菲律宾东部的低频热源向西北移到台湾附近, 南海的低频热源继续增强北移, 而在菲律宾南部有低频反气旋出现。位相 5 (图 6e) 中南半岛至 WNP 的低频热源带断裂, 中南半岛的低频热源西移向孟加拉湾东部, WNP 上的有西移趋势, 南海-菲律宾附近的则向北移, 中心位于台湾附近, 这一低频热源大值区继续向西向北移动于位相 6 (图 6f) 达到华南地区, 且强度有所增大, 低频气旋从华南延伸到日本南部。到位相 7 (图 6g) 华南地区的低频热源及气旋强度达到最大, 低频热源、汇及气旋、反气旋的南北配置几乎与位相 3 完全相反。位相 8 (图 6h) 华南地区的低频热源和气旋开始减弱北移。

以上分析表明, 在华南涝年 6 月, 低频热源从南海南部的北传、从暖池区的西北传和从 140 °E 附

近 WNP 的西传都十分明显, 它们对华南地区 6 月降水有非常重要的影响。

为了更直观地看出经向及纬向传播, 并估算其传播速度, 我们给出了华南地区涝年 110~120 °E 平均的热源位相-纬度和 22.5~25 °N 平均的热源经度-位相图 (图 7), 结合各位相所在的平均日期 (表 1) 可以看出, 低频热源自位相 1 (5 月 16 日, 位相 7 前一个月) 开始从南海南部的北传、自位相 3 (5 月 25 日, 位相 7 前 20 d) 开始从 140 °E 左右 WNP 中纬度的西传非常清楚, 而且在位相 4 (5 月 31 日) 传播到 130 °E 附近时低频热源明显增大, 而后继续增大并于位相 7 (6 月 15 日) 在华南地区达到极大值。按图中位相传播粗略估算, 西传的速度约为 1.4 m/s, 北传速度约为 0.6 m/s。

3.3.2 旱年 ISO1 的空间结构和传播

图 8 为华南旱年热源和 850 hPa 风场 ISO1 的合成图。可以看出, 南海附近低频热源从位相 1~3 (图 8a~8c) 不断增强并形成一条低频热源带, 到位相 5 (图 8e, 6 月 15 日, 位相 7 前 7 天) 才开始北上。在位相 4~5 (图 8d, 8e) 江南及其以东区域形成一条低频热源带, 并在位相 6 增强 (图 8f), 在位相 7 (图 8g, 6 月 22 日) 与华南南部的低频热源带在华南地区合并使得华南低频热源达到极大值, WNP 上低频热源的西伸不明显, 暖池区低频热源也无西北传到华南地区的迹象。从旱年热源的位相-纬度和经度-位相剖面图 (图 9) 上也能清楚地看出, 华南

南面与北面的低频热源交汇在华南的现象, 但其传播规律性不如涝年 (图 7) 的清晰和明显。与图 6

比较, 早年华南地区的低频热源要比涝年的弱。

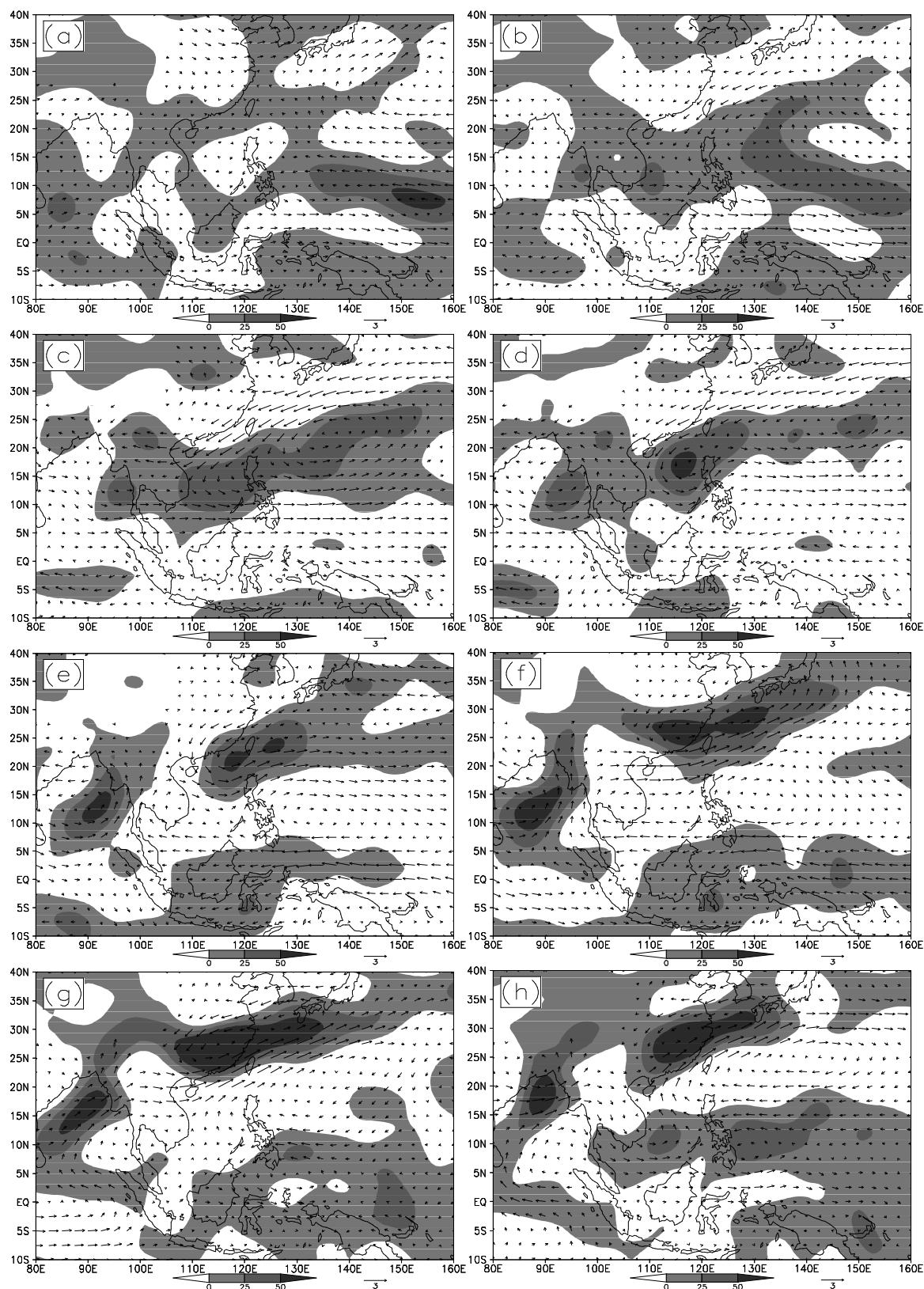


图 6 华南 6 月涝年 $\langle Q_1 \rangle$ (阴影区, 单位: W/m^2) 和 850 hPa 风场 (矢量箭头, 单位: m/s) 位相合成图
a. ~ h. 分别代表 1~8 位相。阴影区为 $\langle Q_1 \rangle$ 距平大于 0 的区域, 表示低频热源区, 其余为低频热汇区。

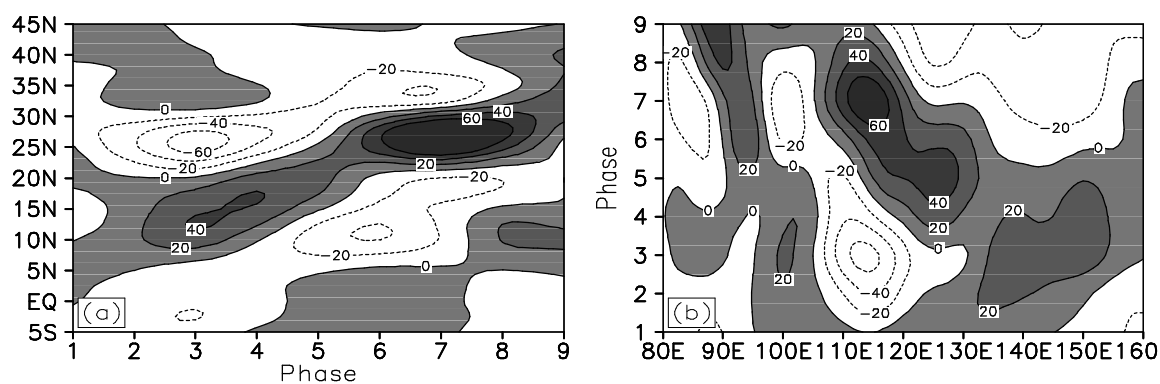
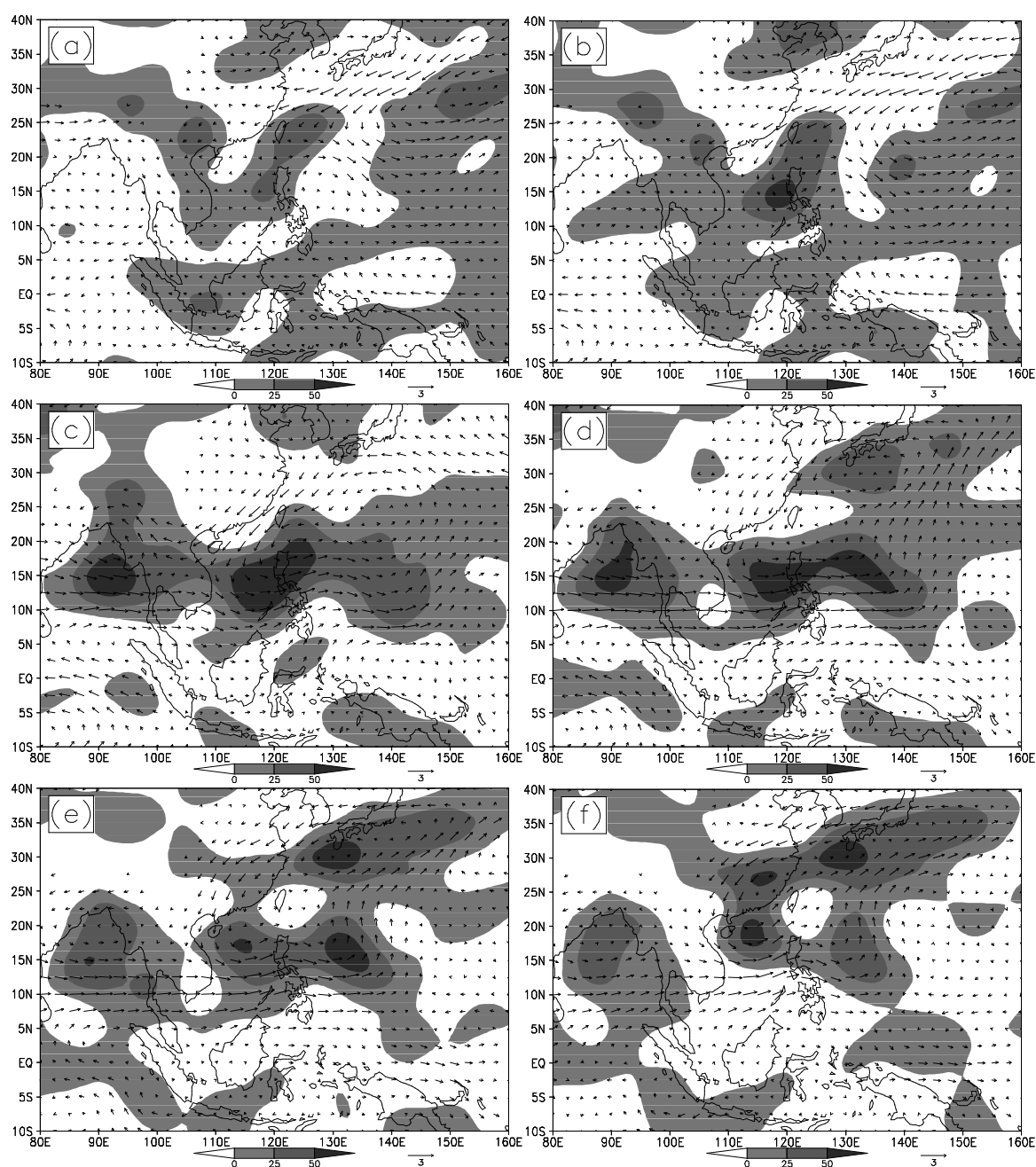


图7 华南6月涝年合成的热源 ISO1 的位相-纬度图 (110~120°E 平均) (a)和
经度-位相图 (22.5~25°N 平均) (b) 单位: W/m^2 。



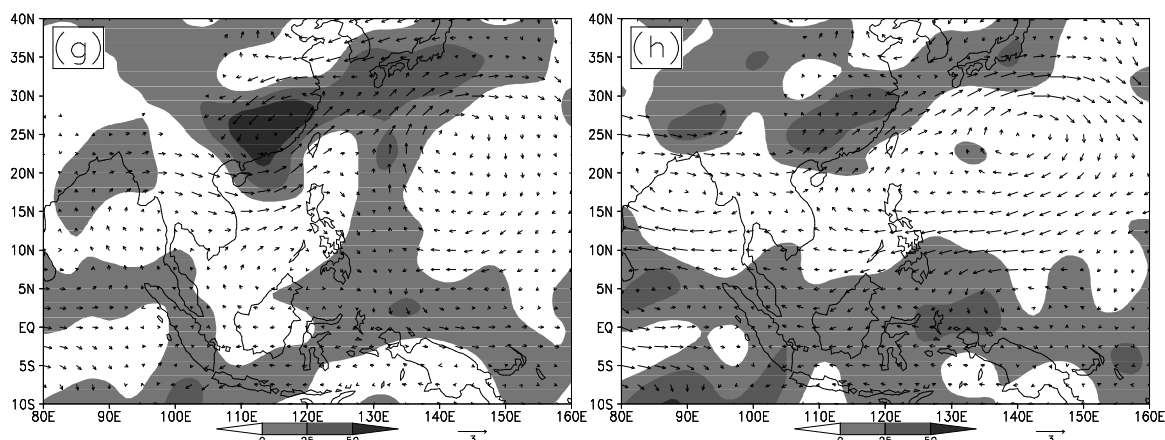


图 8 同图 6, 但为华南旱年情形

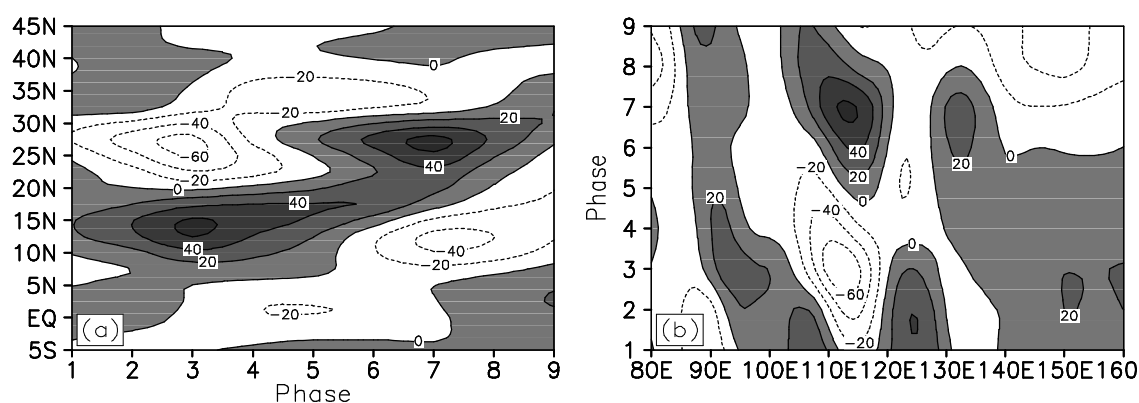


图 9 同图 7, 但为华南旱年情形

4 结 论

(1) 华南 6 月旱涝年月平均热源和 850 hPa 风场 30~60 d 的距平合成显示, 在涝(旱)年, 对流层低层, 南海至日本东南面的 WNP 是一个异常的低频反气旋(气旋), 对应于异常的低频热汇(热源)区, 华南至日本南部存在一个异常气旋(反气旋), 对应于异常的低频热源(热汇)区, 华南地区低层异常辐合(辐散)。

(2) 平均而言, 早年华南 5—6 月 30~60 d 振荡的位相演变要比涝年的偏晚约 7~11 天。

(3) 旱涝年 30~60 d 振荡传播特征的合成结

果表明, 在涝年 5—6 月, 低频热源 5 月中从南海南部北传和从西太平洋暖池区西北传, 以及 5 月末从 140°E 附近 WNP 的西传都十分明显, 它们对华南 6 月降水偏多有非常重要的影响。西传速度约为 1.4 m/s, 北传速度约为 0.6 m/s。在早年, WNP 上低频热源的西伸不明显, 南海低频热源在 6 月中才开始北传, 与从江南地区南移的低频热源交汇在华南。早年华南地区低频热源要比涝年弱, 导致 6 月降水偏少。所以前期南海低频热源推进的迟早以及热带 WNP 上的低频热源是否西传对华南 6 月的降水有显著影响。

参 考 文 献:

- [1] 黄先香, 炎利军, 施能. 华南前汛期旱涝影响因子和预报方法[J]. 热带气象学报, 2006, 22(5): 431-438.
- [2] 林爱兰, 吴尚森. 近 40 年华南汛期旱涝变化及趋势预测[J]. 热带气象学报, 1996, 12(2): 160-166.
- [3] 蔡学湛, 王岩, 许金镜. 热带对流活动异常对华南前汛期旱涝影响的诊断分析[J]. 热带气象学报, 2002, 18(2): 157-164.
- [4] 郑彬, 梁建茵, 林爱兰, 等. 华南前汛期的锋面降水和夏季风降水 I——划分日期的确定[J]. 大气科学, 2006, 30(6): 1 207-1 216.
- [5] CHEN T C, CHEN J M. An observational study of the South China Sea monsoon during the 1979 summer: Onset and life cycle[J]. Mon Wea Rev, 1995, 123(8): 2 295-2 318.

- [6] 林爱兰. 南海夏季风的低频特征[J]. 热带气象学报, 1998, 14(2): 113-118.
- [7] MAO J, CHAN J C L. Intraseasonal variability of the South China Sea summer monsoon[J]. J Climate, 2005, 18(13): 2 388-2 402.
- [8] WANG B, HUANG F, WU Z, et al. Multi-scale climate variability of the South China Sea Monsoon: A review[J]. Dyn Atmos Ocean, 2008, 47(1): 15-37.
- [9] 王慧, 丁一汇, 何金海. 西北太平洋夏季风的气候学研究[J]. 气象学报, 2005, 63(4): 418-430.
- [10] CHEN L, ZHU C, WANG W, et al. Analysis of the characteristics of 30~60 day low-frequency oscillation near Asia during 1998 SCSMEX[J]. Adv Atmos Sci, 2001, 18(4): 623-638.
- [11] 陈桂兴, 黎伟标, 袁卓建, 等. 1998 年长江流域洪水期大气季节内振荡特征及机理研究[J]. 中国科学D辑: 地球科学, 2004, 34(6): 562-572.
- [12] 据建华, 赵尔旭. 东亚夏季风区的低频振荡对长江中下游旱涝的影响[J]. 热带气象学报, 2005, 21(2): 163-171.
- [13] 史学丽, 丁一汇. 1994年中国华南大范围暴雨过程的形成与夏季风活动研究[J]. 气象学报, 2000, 58(6): 666-678.
- [14] 林爱兰, 梁建茵, 李春晖, 等. “0506”华南持续性暴雨的季风环流背景[J]. 水科学进展, 2007, 18(3): 424-431.
- [15] HOLTON J R. An introduction to dynamic meteorology (fourth edition)[M]. San Diego: Elsevier academic press, 2004, 534: 387-391
- [16] 江宁波, 罗会邦. 亚洲季风区大气热源和水汽汇的季节内变化I——大气热源的季节内变化[J]. 热带气象学报, 1993, 9(4): 299-307.
- [17] YANAI M, ESBENSEN S, CHU J H. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets[J]. J Atmos Sci, 1973, 30(4): 611-627.
- [18] LUO H, YANAI M. The large-scale circulation and heat sources over the Tibetan Plateau and surrounding areas during the early summer of 1979 Part II: Heat and moisture budgets[J]. Mon Wea Rev, 1984, 112(5): 966-989.
- [19] 吴志伟, 江志红, 何金海. 近 50 年华南前汛期降水、江淮梅雨和华北雨季旱涝特征对比分析[J]. 大气科学, 2006, 30(3): 391-401.
- [20] LAU K M, YANG S. Climatology and interannual variability of the Southeast Asian summer monsoon[J]. Adv Atmos Sci, 1997, 14(2): 141-162.
- [21] ZHU C, NAKAZAWA T, LI J, et al. The 30 ~ 60 day intraseasonal oscillation over the western North Pacific Ocean and its impacts on summer flooding in China during 1998[J]. Geophys Res Lett, 2003, 30(18), 1952.

RELATIONSHIP BETWEEN THE 30-60 DAY OSCILLATION OF ATMOSPHERIC HEAT SOURCE AND THE DROUGHT AND FLOOD EVENTS IN JUNE IN THE SOUTH CHINA

GAO Si, JIAN Mao-qi, QIAO Yun-ting

(Research Center for Monsoon and Environment/Department of Atmospheric Sciences,
Sun Yat-sen University, Guangzhou 510275, China)

Abstract: Based on the NCEP/NCAR reanalysis data and the observed precipitation data in the South China from 1958 to 2000, the impact of 30 ~ 60 day oscillation of atmospheric heat sources on the drought and flood events in June in the South China is discussed. During the flood (drought) events, there exists an anomalous low-frequency anti-cyclone (cyclone) at the low level of the troposphere over the South China Sea northeastward to the northwestern Pacific, accompanied with the anomalous low-frequency heat sinks(heat sources), while there exists an anomalous low frequency cyclone(anticyclone) with anomalous heat sources (sinks) over the area from the South China to the south of Japan. On average, the phase evolution of the low frequency in drought events is 7 ~ 11 days leading that in flood events in May to June in the South China. In flood events, there are very regular propagations of the low frequency heat sources and cyclones northward from the southern South China Sea, northwestward from the warm pool of the western Pacific and westward from the northwestern Pacific around 140 °E, which have very important impact on the abundant rainfall in June in the South China. However, in drought events, the northward propagations of the low frequency heat sources and cyclones from the South China Sea and its vicinity region are rather later compared with those in flood events, and there is no obvious westward propagation of the heat sources from the northwestern Pacific. The timing of the low frequency heat source propagation has remarkable impact on the June rainfall in the South China.

Key words: climatology; statistical feature; atmospheric heat sources; 30 ~ 60 day oscillation;
flood and drought; South China