

# 华南持续性强降水期间低频非绝热加热对低频环流的影响<sup>\* 1</sup>

洪伟<sup>1,2</sup> 任雪娟<sup>2</sup> 杨修群<sup>2</sup>

HONG Wei<sup>1,2</sup> REN Xuejuan<sup>2</sup> YANG Xiuqun<sup>2</sup>

1. 福建省气象台,福州,350001

2. 南京大学大气科学学院,南京,210093

1. *Fujian Meteorological Observatory, Fuzhou 350001, China*

2. *School of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, China*

2014-06-30 收稿,2014-10-21 改回.

洪伟,任雪娟,杨修群. 2015. 华南持续性强降水期间低频非绝热加热对低频环流的影响. 气象学报, 73(2):276-290

**Hong Wei, Ren Xuejuan, Yang Xiuqun. 2015. The influence of the low-frequency diabatic heating on the low-frequency circulation during the persistent severe rainfall period over South China. *Acta Meteorologica Sinica*, 73(2):276-290**

**Abstract** This study investigates the distribution and evolution of the low-frequency anomalous diabatic heating and its effects on the low-frequency anomalous circulation on 10–30 d timescales, accompanied with the persistent severe rainfall (PSR) events over South China during May–August. The evolution of the anomalous diabatic heating during the May–June (MJ) PSR and July–August (JA) PSR is different. The low-frequency diabatic heating anomaly propagates southward from north of 30°N to South China over 107°–115°E before the MJ PSR events, while the anomalous diabatic heating propagates northward to South China from the South China Sea (SCS) and Philippine Sea before the JA PSR events. The anomalous circulation pattern could control the position and intensity of the rainfall and condensational heating, and the condensational heating could however give a feedback to the anomalous circulation by affecting the vertical vorticity tendency. For two groups of events (MJ and JA) over South China, the significant positive vorticity tendency anomaly on 10–30 d timescales is over South China under the influence of both the anomalous diabatic heating and the advection of vorticity during the rainfall developing period. The vertical nonuniform of the diabatic heating has an important influence on the vorticity tendency, and the vorticity advection is closely related with the mean state of the wind fields. The anomalous vorticity advection is located east of the anomalous diabatic heating during the MJ PSR events, while the anomalous vorticity advection is located north of the anomalous diabatic heating during the JA PSR events. The anomalous diabatic heating and vorticity advection turn to negative ones during the rainfall ending period, the negative vorticity tendency anomaly is over South China which is favorable for the decaying and ending of the anomalous cyclone.

**Key words** Persistent severe rainfall, Diabatic heating, Low-frequency, South China

**摘要** 利用站点降水资料和再分析资料针对华南地区5—8月的持续性强降水过程,分析了低频异常非绝热加热的时空分布特征及其对低频大气环流的可能反馈作用。得到如下结论:5—6月和7—8月华南持续性强降水期间10—30 d低频非绝热加热的演变特征有所不同,5—6月持续性强降水发生前低频非绝热加热大值区从30°N(107°—115°E)以北向南传播发展至华南地区,而在7—8月降水前非绝热加热大值区从中国南海中部向西北方向传播,并在降水最强盛期到达华南。异常环流型控

\* 资助课题:国家重点基础研究发展计划973项目(2012CB417203)、公益性气象行业专项(GYHY201106017)。

作者简介:洪伟,主要从事低频振荡研究。E-mail:yc.hw.1989@163.com

通讯作者:任雪娟,主要从事气候动力学和海气相互作用的研究。E-mail:renxuej@nju.edu.cn

制着持续性强降水的强度和位置,从而决定异常凝结潜热的演变特征。异常凝结潜热则是通过影响涡度倾向变化而对大气环流有一个反馈作用。对于发生在华南5—6月和7—8月的这2组持续性强降水过程,当降水处于发展阶段,在低频非绝热加热作用项和低频涡度平流项的共同作用下,华南上空中层存在显著的10—30 d低频正涡度倾向变化,有利于低频气旋式环流的进一步发展。非绝热加热作用项主要由加热率的垂直梯度决定,涡度平流项则与气候背景风场有密切关系。5—6月持续性强降水期间涡度平流项位于非绝热加热项东侧,而7—8月持续性强降水期间涡度平流项位于非绝热加热项北侧。在持续性强降水的衰亡期,由于非绝热加热项和涡度平流项转为负值,华南被负涡度倾向变化控制,低频气旋式环流迅速消亡。

**关键词** 持续性强降水,非绝热加热,低频,华南

**中图法分类号** P466

## 1 引言

持续性重大极端天气气候过程由于其影响时间长、作用范围广和造成危害大,已引起广泛关注。持续性强降水过程作为最常见的持续性极端天气事件,已有很多相关研究(雷雨顺,1981;丁一汇,1993;鲍名,2007;曹鑫等,2013;Chen, et al, 2013;Wu, et al, 2013)。许多研究表明,持续3 d及以上的强降水与大气低频振荡密切相关,并处于低频振荡的活跃位相,尤其以准双周和20—30 d振荡最为凸出(陆尔等,1996;温之平等,2007;Yang, et al, 2010;曹鑫等,2012;Ren, et al, 2013;Hong, et al, 2013;胡娅敏等,2014)。Hong等(2013)分析了华南5—8月持续性强降水期间低频环流的演变特征,表明华南地区5—6月持续性强降水过程发生前低频气旋式环流由中高纬度向南传播至华南,而7—8月持续性强降水发生前气旋式环流从中国南海向西北方向传播至华南,这些低频环流的演变特征在某些个例研究中也得到证实(陆尔等,1996;林爱兰等,2007)。因此,低频环流直接决定了持续性强降水的特征(刘冬晴等,2010)。

低频大气环流维持的一个重要原因是低频环流与降水导致的非绝热加热的相互作用和制约关系(喻世华等,1989;张韧等,1995)。一方面,异常的大气环流,比如副热带高压(副高)位置的异常,对于强降水的发生、维持和消亡均有重要的作用(毛江玉等,2005;Tang, et al, 2006;鲍名,2007;王黎娟等,2009;Ren, et al, 2013)。另一方面,降水期间释放的凝结潜热加热对于大气环流存在反馈作用(王黎娟等,2009;Jin, et al, 2013)。在东亚夏季风区,凝结潜热是非绝热加热的主要组成部分(Yanai, et al, 1998;Jin, et al, 2013)。吴国雄等(1999a, 1999b)指出,非绝热加热是决定夏季副热带高压位置和强度的关键因素。非绝热加热可以在各种尺度

上对大气环流产生影响。在年代际尺度上,以季风凝结潜热为主的非绝热加热异常是导致副高异常西伸的一个重要原因(Zhou, et al, 2009);在较短的时间尺度上,凝结潜热的释放同样会对短期大气环流变化产生重要影响(温敏等,2006;刘还珠等,2000;王黎娟等,2009,2011)。王黎娟等(2009)合成分析研究了华南持续性强降水期间非绝热加热对短期环流变化的影响,结果表明,暴雨期间副高西北侧的华南地区加热场可使副高在短期内东撤南退;关于非绝热加热影响环流的机制,吴国雄等(1999b)提出,可使用全型垂直涡度倾向方程来解释加热率的垂直非均匀分布对于环流有重要的影响,热源下方有较大的加热率垂直梯度的正异常,在短时间内可以激发局地正涡度的发展,在较长时间尺度,可以通过 $\beta$ 效应影响大气环流。

已有的很多关于非绝热加热对于大气环流影响的研究主要是针对定常态(吴国雄等,1999b;刘屹岷等,1999),而对于10—30 d低频尺度下伴随持续性强降水的非绝热加热如何影响低频大气环流的研究尚少。Hong等(2013)主要讨论了1979—2011年华南地区5—8月持续性强降水期间的低频环流特征,本研究则主要针对华南1979—2011年5—8月的持续性强降水过程,分析低频尺度下非绝热加热的时空分布和演变特征及其对低频大气环流的可能影响。

## 2 数据和方法

### 2.1 数据

使用的数据包括(1)NCEP-DOE AMIP-II全球逐日再分析资料(Kanamitsu, et al, 2002),变量包括位势高度场、温度场、水平风场( $u, v$ )、垂直速度场( $\omega$ ),空间分辨率 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ ;(2)来自中国气象局的756站站点逐日降水资料;(3)逐日向外长波辐射(OLR)(Liebmann, et al, 1996),空间分辨率 $2.5^\circ$

× 2.5°。以上资料时段均为 1979—2011 年。

## 2.2 方法

有关持续性强降水的定义,目前中外也不同,一种是直接从降水量出发给出单站或者区域性的定义(Tang, et al, 2006; 鲍名, 2007; 王黎娟等, 2011; Chen, et al, 2013; 胡娅敏等, 2014),这一类的定义方法比较严格且易于理解。而本研究持续性强降水的定义与以往直接用逐日降水量进行定义并不完全一致,因为持续性强降水的持续性特点决定了其具有低频变化特征(Ren, et al, 2013; 曹鑫等, 2012, 2013; Hong, et al, 2013),所以,尝试通过选取低频降水的活跃位相来选取持续性强降水过程,并与东亚大气环流低频信号相联系,以期从大气低频振荡角度理解中国夏季的持续性强降水特征。华南夏季降水具有显著的 10—30 d 的低频振荡(曹鑫等, 2012; Hong, et al, 2013),通过计算得到 1979—2011 年华南区域 5—6 月和 7—8 月的 10—30 d 低频降水的方差贡献率都超过 40%,所以,从统计的角度看,10—30 d 周期是华南汛期降水的主要周期之一。由于持续性强降水过程通常位于低频降水的活跃位相,故可以通过选取低频降水的活跃位相来选取持续性强降水过程。类似 Hong 等(2013)的做法,首先将华南地区(20°—25°N, 105°—120°E)平均的逐日降水序列做 10—30 d 带通滤波,然后再将其标准化。得到的序列称为低频降水异常指数。如果一次降水过程满足这个指数且至少连续 3 d 超过 1 个标准差,即将这次过程定义为一次华南的持续性强降水过程。通过这样的方法,选取了华南地区 1979—2011 年 63 次发生在 5—6 月和 59 次发生在 7—8 月的持续性强降水过程。基于选定的过程,采用超前滞后合成来分析低频非绝热加热特征及其对低频大气环流的影响。由于主要关注 10—30 d 低频尺度的特征,所以对使用的变量(包括整层视热源、各层加热率、相对涡度场等)均做 10—30 d 的带通滤波。

采用视热源的方法来表征非绝热加热,中外关于亚洲季风区视热源的时空分布特征已有许多研究(智协飞, 1994; Yanai, et al, 1998; 简茂球等, 2004; Zhang, et al, 2009)。视热源(Yanai, et al, 1973)

$$Q_1 = c_p \left[ \frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla T + \left( \frac{p}{p_0} \right)^k \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right] \quad (1)$$

式中,  $Q_1$  为各层视热源,  $T$  为温度,  $\omega$  为垂直速度,

$p_0 = 1000$  hPa,  $\theta$  为位温,  $R = 287$  J/(kg · K),  $c_p = 1005$  J/(kg · K),  $k = R/c_p \approx 0.286$ 。计算得到视热源( $Q_1$ )后,  $Q_1/c_p$  即为各层的加热率(单位: K/s)。

计算整层视热源时,将视热源从地面积分至 100 hPa

$$\langle Q_1 \rangle = \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_s} Q_1 dp \quad (2)$$

式中,  $\langle Q_1 \rangle$  为整层的视热源,  $p_s$  为地面气压,  $p_t$  取 100 hPa,  $g$  为重力加速度。

尺度分析后的全型垂直涡度倾向方程为(吴国雄等, 1999a, 1999b)

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = \frac{f + \zeta}{\theta_z} \frac{\partial Q}{\partial z} - \mathbf{V} \cdot \nabla \zeta - \beta v \quad (3)$$

式中,  $\zeta$  为相对涡度场,  $Q$  为视热源,  $\theta_z$  为位温垂直梯度,  $f$  是行星涡度,  $\beta$  为罗斯贝参数。

由式(3)可知,影响涡度倾向变化的主要有 3 项——与热源的垂直非均匀分布有关的非绝热加热作用项、涡度平流项和行星涡度平流项。由于研究的尺度主要是 10—30 d 的低频尺度,所以,对涡度倾向方程的各项均做 10—30 d 滤波,则式(3)可写为

$$\frac{\partial \zeta'}{\partial t} = \frac{\partial \zeta'_1}{\partial t} + \frac{\partial \zeta'_2}{\partial t} + \frac{\partial \zeta'_3}{\partial t} \quad (4)$$

式中,  $\frac{\partial \zeta'_1}{\partial t} = \left( \frac{f + \zeta}{\theta_z} \frac{\partial Q}{\partial z} \right)'$ ,  $\frac{\partial \zeta'_2}{\partial t} = (-\mathbf{V} \cdot \nabla \zeta)'$ ,  $\frac{\partial \zeta'_3}{\partial t} = (-\beta v)'$ 。带撇号量表示 10—30 d 滤波的低频尺度异常值,  $\frac{\partial \zeta'_1}{\partial t}$ 、 $\frac{\partial \zeta'_2}{\partial t}$  和  $\frac{\partial \zeta'_3}{\partial t}$  分别为式(3)右端 3 项实际值经过 10—30 d 滤波得到的异常值。可见低频异常涡度倾向变化主要包含低频异常非绝热加热作用项、低频涡度平流项和低频行星涡度平流项。异常非绝热加热作用项与非绝热加热率的垂直梯度密切相关,异常行星涡度平流项则主要由异常经向风决定。尺度分析后的涡度倾向方程并不包含辐散项,考虑到 500 hPa 为近似无辐散层,用该方程考虑 500 hPa 的环流形势更为合理,所以,分析异常非绝热加热对大气环流的影响时考虑的均为 500 hPa。对于异常涡度平流项,类似李根等(2009)的研究方法,采用小扰动法将变量进一步分解为平均态和 10—30 d 低频扰动态,计算结果显示华南 5—8 月持续性强降水期间异常涡度平流项的分布和强度主要由  $\bar{u} \frac{\partial \zeta'}{\partial x}$  和  $\bar{v} \frac{\partial \zeta'}{\partial y}$  决定。同样地,异常非绝热加热项亦

可进一步分解, 其结果表明最重要的分量为  $(\frac{f+\zeta}{\theta_z})$   $\frac{\partial Q'}{\partial z}$ , 该分量的分布型又主要由异常非绝热加热的垂直非均匀分布  $\frac{\partial Q'}{\partial z}$  决定。

### 3 低频非绝热加热的时空分布和演变特征

从 1979—2011 年 5—6 月和 7—8 月气候平均的整层视热源 ( $\langle Q_1 \rangle$ ) 的空间分布 (图 1) 可以看出,

5—6 月  $\langle Q_1 \rangle$  大值区主要位于菲律宾岛东南侧的海域、青藏高原南侧、孟加拉湾东岸以及印度南部, 在菲律宾岛东北侧的大片海域为视热源小值区 (图 1a); 7—8 月  $\langle Q_1 \rangle$  依然在青藏高原南侧、菲律宾岛东南海域和孟加拉湾东岸具有大值中心, 强度比 5—6 月要强, 此外,  $\langle Q_1 \rangle$  在中国南海—菲律宾海一带也具有较大的量值, 表明 7—8 月中国南海—菲律宾海一带的非绝热加热较强 (图 1b)。

图 2 为根据 5—6 月和 7—8 月持续性强降水过

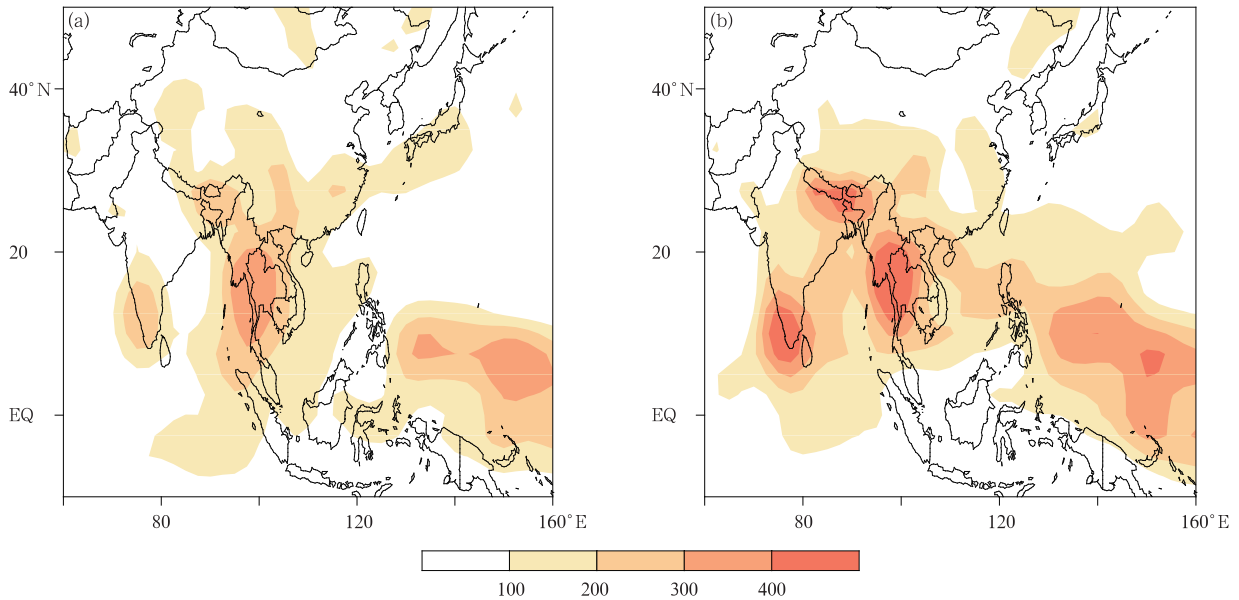


图 1 1979—2011 年 5—6 月 (a) 和 7—8 月 (b) 亚洲多年平均整层视热源 (色阶,  $W/m^2$ ) 的空间分布

Fig. 1 Climatologically averaged May - June (a) and July - August (b)  $\langle Q_1 \rangle$  (shaded,  $W/m^2$ ) over Asia over 1979 - 2011

程分别合成的 10—30 d 低频整层视热源异常 ( $\langle Q_1' \rangle$ )、500 hPa 相对涡度场异常 ( $\zeta'_{500}$ )、低频异常降水强度和低频异常 OLR 的分布。5—6 月持续性强降水时期的副高主要位于中国南海—菲律宾海一带;  $\langle Q_1' \rangle$  正值区沿着副高西北边缘呈东北—西南走向分布, 最大值出现在华南中部, 超过  $140 W/m^2$ ; 正  $\zeta'_{500}$  的分布表现为显著的东北—西南走向,  $\zeta'_{500}$  正值中心位于华南中部。对比  $\zeta'_{500}$  正值区和  $\langle Q_1' \rangle$  正值区,  $\zeta'_{500}$  正值区的东北—西南走向分布更为显著, 且  $\zeta'_{500}$  正值区偏向于  $\langle Q_1' \rangle$  正值区的东北方向。低频降水强度的正异常大值区和低频 OLR 负异常大值区主要位于华南及沿海, 位置与  $\langle Q_1' \rangle$  正值区基本一致, 表明持续性强降水期间华南及沿海对流旺盛 (图 2a, c)。7—8 月的持续

性强降水过程同期的副高主体比 5—6 月位置偏北, 主要位于西北太平洋;  $\langle Q_1' \rangle$  正值区主要分布在副高西侧, 其大值中心位于华南南部及沿海海域, 低频异常降水强度正异常大值区和 OLR 负异常大值区的位置和  $\langle Q_1' \rangle$  正值中心基本一致 (图 2b, d)。7—8 月持续性强降水过程同期的  $\langle Q_1' \rangle$  正值区和 OLR 负异常在华南沿海海域上比 5—6 月持续性强降水过程同期偏强, 这表明 7—8 月沿海海洋上对流活动更强烈, 释放的凝结潜热更多。正  $\zeta'_{500}$  主要分布于长江以南, 大值中心在华南南部。比较  $\zeta'_{500}$  正值区和  $\langle Q_1' \rangle$  正值区的位置, 可见  $\zeta'_{500}$  正值区的分布比  $\langle Q_1' \rangle$  正值区的位置要偏北 (图 2a 和 b), 这和非绝热加热对大气环流的反馈有关, 对此将详细分析。

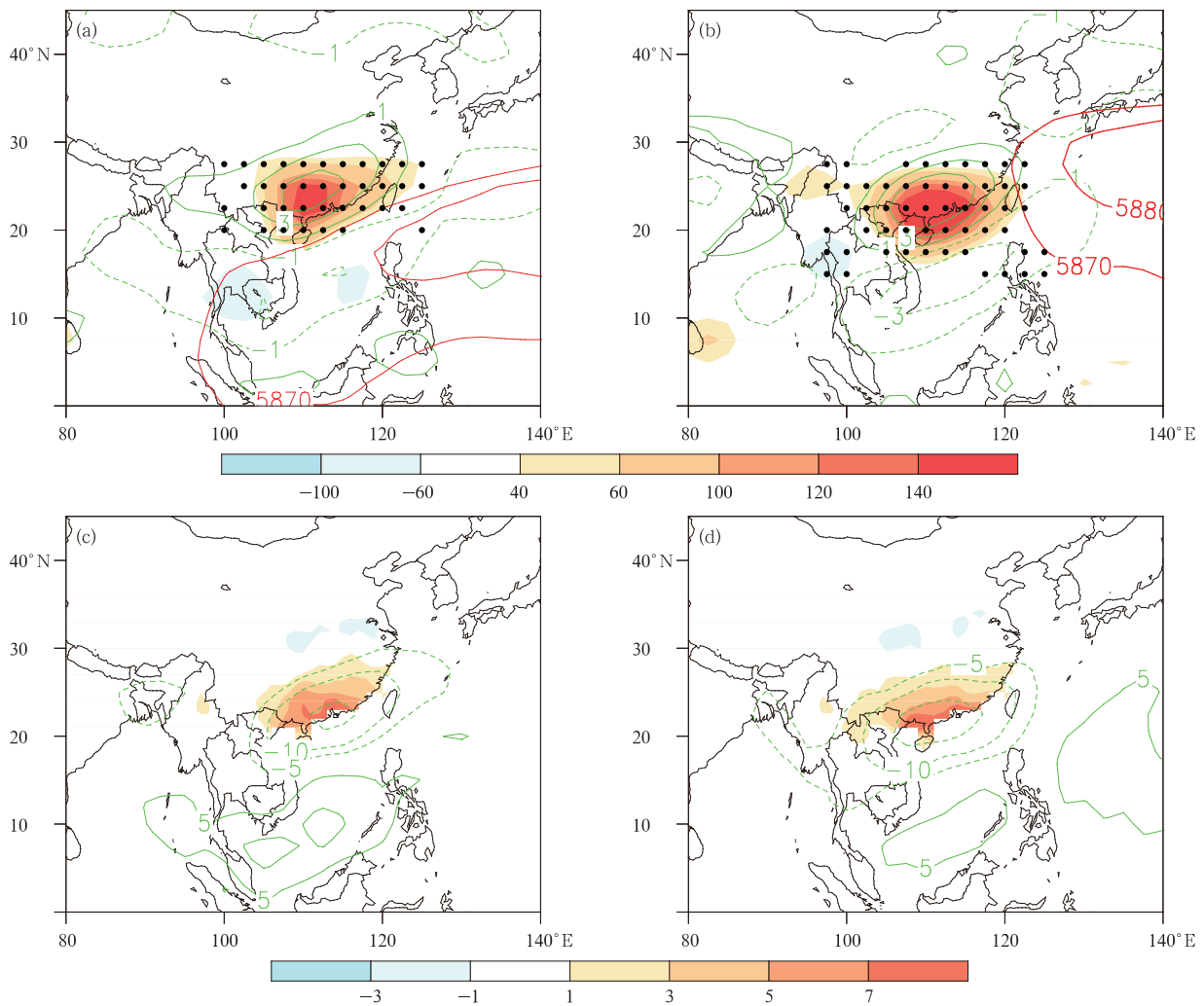


图2 5—6月(a,c)、7—8月(b,d)持续性强降水过程合成的(a,b,红色等值线为合成的5870—5880 gpm特征线,黑点区域代表低频异常整层视热源通过95%的信度检验)低频异常整层视热源(色阶,单位: $\text{W}/\text{m}^2$ )和500 hPa低频异常相对涡度场(绿色等值线,单位: $10^{-6}\text{s}^{-1}$ )及(c,d)低频异常降水强度(色阶,单位: $\text{mm}/\text{d}$ )和低频异常OLR(绿色等值线,单位: $\text{W}/\text{m}^2$ )的空间分布

Fig. 2 Simultaneous composite of the low-frequency  $\langle Q_1 \rangle$  anomaly (shaded,  $\text{W}/\text{m}^2$ ) and the  $\zeta_{500}$  anomaly (green contour,  $10^{-6}\text{s}^{-1}$ ) (a, b, red contours represent the composite of 5870—5880 gpm contour-lines, the black dots denote the areas where the  $t$ -test is significant at the 95% confidence level for  $\langle Q_1 \rangle$  anomaly), and (c, d) low-frequency rainfall intensity anomaly (shaded,  $\text{mm}/\text{d}$ ) and OLR anomaly fields (green contour,  $\text{W}/\text{m}^2$ ) for MJ (a, c) and JA PSR (b, d)

5—6月和7—8月持续性强降水过程显著的 $\langle Q_1 \rangle'$ 正值区均位于华南地区(图2),那么其在华南持续性强降水过程前后的传播特征又是怎样的?图3为5—6月和7—8月持续性强降水过程 $\langle Q_1 \rangle'$ 大值区的超前、滞后的演变,是采取选择特定时刻 $\langle Q_1 \rangle'$ 的某一特征等值线的方法绘出的。对于5—6月持续性强降水过程(图3a,c),超前8天, $\langle Q_1 \rangle'$ 正值区位于 $30^\circ\text{N}$ 以北地区,约 $20\text{ W}/\text{m}^2$ ;至超前6

天, $\langle Q_1 \rangle'$ 正值区向东南移动,强度稍微增强;超前4天, $\langle Q_1 \rangle'$ 正值区在约 $107^\circ\text{—}115^\circ\text{E}$ 内向南传播,强度比之前明显增强,强度中心位于华南偏北,达到 $45\text{ W}/\text{m}^2$ ;超前2天,正 $\langle Q_1 \rangle'$ 继续向南移动,主要位于华南区域,强度超过 $110\text{ W}/\text{m}^2$ ;从超前2天至同期, $\langle Q_1 \rangle'$ 正值区位置变化相对较小,略微向南移动,强度也略有增强;从同期至滞后2天,可见正 $\langle Q_1 \rangle'$ 迅速减小,强度中心位于华南南部,约为 $100\text{ W}/\text{m}^2$ ;

滞后 4 天, 华南上空正  $\langle Q_1 \rangle'$  基本消失。可见对于 5—6 月的持续性强降水过程,  $\langle Q_1 \rangle'$  正值区最初(超前 8 天)出现在  $30^\circ\text{N}$  以北, 之后便缓慢向南移动发展, 在同期到达华南, 达到最强盛。在降水后, 正的  $\langle Q_1 \rangle'$  迅速减弱消亡, 在整个过程,  $\langle Q_1 \rangle'$  正值区经历了一个从北向南传播的过程。对于 7—8 月持续性强降水过程(图 3b、d), 超前 8 天,  $\langle Q_1 \rangle'$  正值中心位于菲律宾岛以西的中国南海中部, 约为  $60 \text{ W/m}^2$ ; 超前 8 天至超前 4 天,  $\langle Q_1 \rangle'$  正值区向西北移动, 强度增强。超前 4 天, 正异常大值区位于南海北部。从超前 4 天到超前 2 天,  $\langle Q_1 \rangle'$  正值区继续向西北移动, 超前 2 天, 其主要位于华南及沿海, 强度中心超过  $120 \text{ W/m}^2$ , 比超前 4 天时增强较多。超前 2 天至同期,  $\langle Q_1 \rangle'$  正值区继续向西移动, 强度略有增强, 主体依然位于华南地区及沿海海域。同期到滞后 2

天, 正  $\langle Q_1 \rangle'$  略微减小。从滞后 2 天到滞后 4 天,  $\langle Q_1 \rangle'$  正值区西移减弱, 华南上空的异常非绝热加热基本消亡。可见对于 7—8 月的持续性强降水过程, 低频异常非绝热加热在持续性强降水前主要从南海向西北方向移动发展, 降水同期位于华南, 降水逐渐消亡之后, 向西衰减消亡。对比 5—6 月和 7—8 月持续性强降水过程, 虽然同期的非绝热加热的分布相似, 但是降水前后的演变特征完全不同, 5—6 月持续性强降水前非绝热加热大值区从副热带向南传播到华南, 7—8 月持续性强降水前异常非绝热加热大值区从南海向西北方向传播至华南。此外, 通过综合分析  $\langle Q_1 \rangle'$  和凝结潜热异常的演变特征(图略), 可以发现其演变特征颇具有相似性, 这说明持续性强降水过程中的非绝热加热主要以凝结潜热为主。

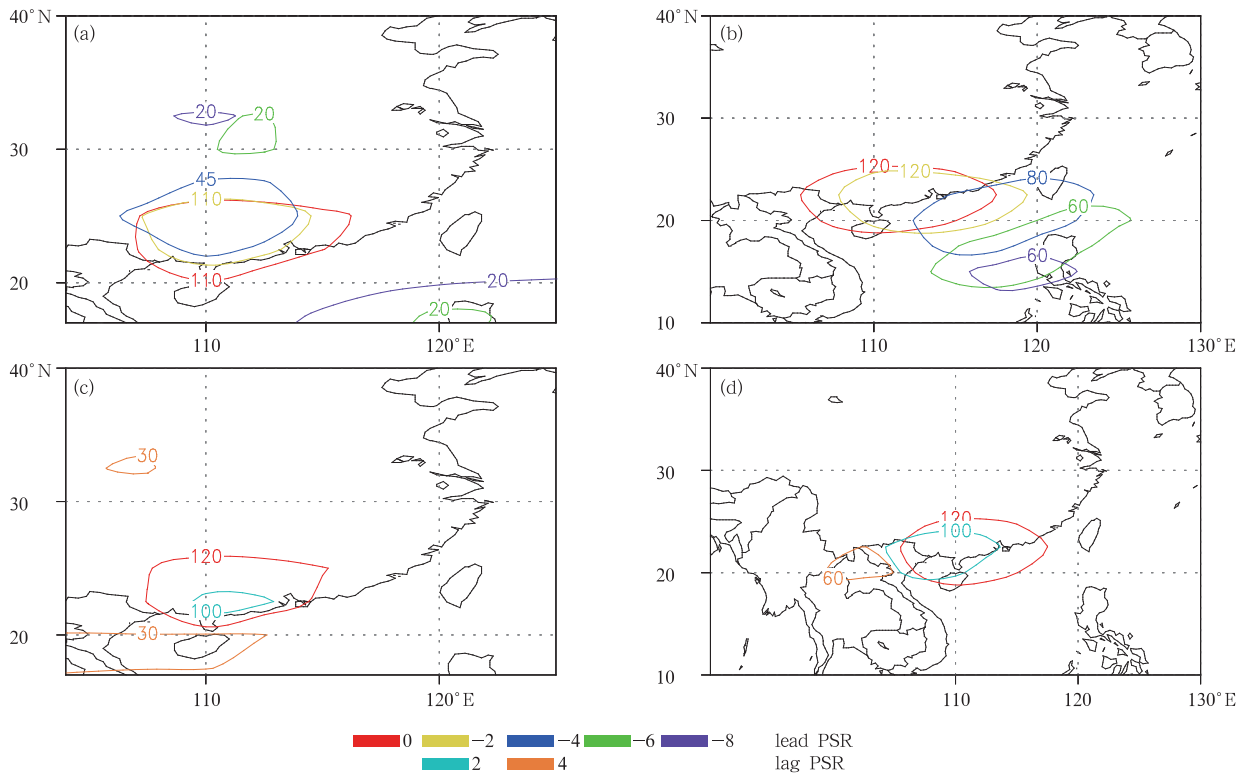


图 3 根据 (a、c) 5—6 月和 (b、d) 7—8 月持续性强降水过程合成的超前 8 天至同期 (a、b) 和同期至滞后 4 天 (c、d) (均间隔 2 d) 的异常整层视热源(单位:  $\text{W/m}^2$ ) 特征值线的演变

Fig. 3 Lagged composite of the characteristic contours of the anomalous  $\langle Q_1 \rangle'$  ( $\text{W/m}^2$ ) for MJ (a, c) and JA (b, d) events. (a, b) for leading period from 8 to 0 days, and (c, d) for lag period from 0 to 4 d, both with the interval of 2 d

图 3 中  $\langle Q_1 \rangle'$  正值区的传播特征与低频大气环流的传播特征有紧密关系。图 4 为根据 5—6 月和 7—8 月持续性强降水过程合成的  $\zeta'_{500}$  正值区的超

前、滞后演变, 也是采取选择特定时刻  $\zeta'_{500}$  某一特征等值线的方法绘制的。对于 5—6 月的持续性强降水过程(图 4a、c),  $\zeta'_{500}$  正值区在超前 8 天至超前 6

天位于  $30^{\circ}\text{N}$  以北, 范围和强度均相对较小。超前 4 天时,  $\zeta'_{500}$  正值区向南移动, 分布呈东北—西南走向, 覆盖从中国西南到华东的大部分区域。至超前 2 天,  $\zeta'_{500}$  正值区继续向南移动, 这时主要位于华南中部。同期正  $\zeta'_{500}$  进一步加强, 覆盖整个华南。同期至滞后 4 天, 正  $\zeta'_{500}$  迅速衰减, 对应了持续性强降水的衰亡。对于 7—8 月的持续性强降水过程(图

4b、d), 从超前 8 天至超前 4 天,  $\zeta'_{500}$  正值区从南海中部向西北移动至华南沿海, 强度变化不大。从超前 4 天至同期,  $\zeta'_{500}$  正值区继续向西移动至华南地区, 强度增强。同期至滞后 2 天,  $\zeta'_{500}$  正值区依然位于华南, 强度有一定的减弱。滞后 4 天,  $\zeta'_{500}$  正值区继续向西移动, 这时强度较弱。

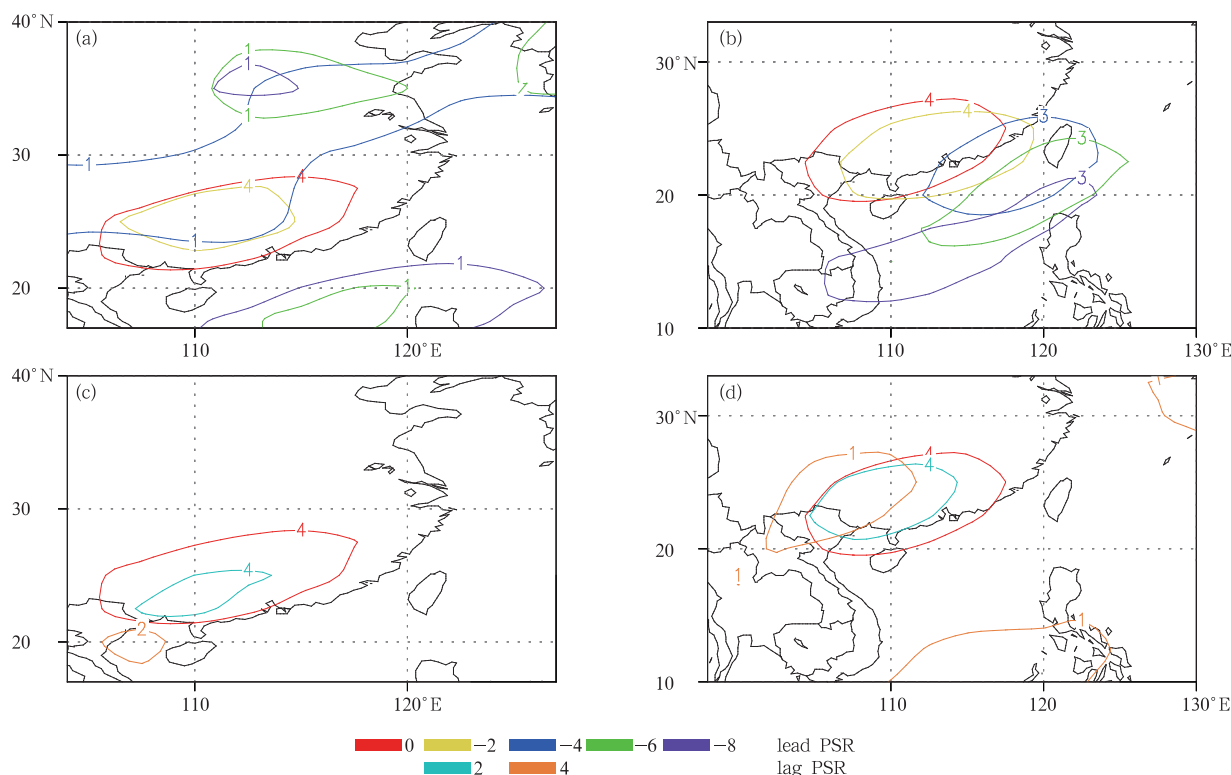


图 4 同图 3, 但为 500 hPa 相对涡度场(单位:  $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ )  
Fig. 4 As in Fig. 3 but for the  $\zeta'_{500}$  anomaly (unit:  $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ )

图 5 给出了 5—6 月与 7—8 月持续性强降水期间异常非绝热加热的时间-纬度与时间-经度剖面及其不同时刻异常非绝热加热大值区的平均加热率垂直廓线。5—6 月持续性强降水过程  $\langle Q_1 \rangle'$  的时间-纬度剖面(图 5a)之所以取  $107^{\circ}\text{—}115^{\circ}\text{E}$  平均, 是因为图 3a、c 所示的各时刻  $\langle Q_1 \rangle'$  正值区主要位于  $107^{\circ}\text{—}115^{\circ}\text{E}$ 。正  $\langle Q_1 \rangle'$  大值区从超前 3 天 ( $22^{\circ}\text{—}27^{\circ}\text{N}$ ,  $107^{\circ}\text{—}115^{\circ}\text{E}$ )、同期 ( $21^{\circ}\text{—}26^{\circ}\text{N}$ ,  $107^{\circ}\text{—}115^{\circ}\text{E}$ ) 至滞后 3 天 ( $20^{\circ}\text{—}25^{\circ}\text{N}$ ,  $107^{\circ}\text{—}115^{\circ}\text{E}$ ) 有向南传播的特征(图 5a), 这也进一步印证了图 3a、c 的结论。从这些大值区异常加热率垂直廓线(图 5c)可见, 在超前持续性强降水过程 3 天, 异常加热率最大值位于

400 hPa, 强度约为  $1.4 \text{ K/d}$ , 400 hPa 以下异常加热的垂直梯度为正, 400 hPa 以上异常加热的垂直梯度为负; 同期的异常非绝热加热率垂直廓线结构同超前 3 天类似, 只是各层的加热率强度均比超前 3 天强; 在滞后持续性强降水过程 3 天, 各层异常加热率均相对较弱, 异常加热率最大值位于 600 hPa, 此时 500 hPa 上异常加热的垂直梯度变为负。7—8 月持续性强降水过程  $\langle Q_1 \rangle'$  的时间-经度剖面(图 5b)之所以取 ( $18^{\circ}\text{—}24^{\circ}\text{N}$ ) 平均, 其原因是图 3b、d 所示的各时刻正异常大值区基本位于  $18^{\circ}\text{—}24^{\circ}\text{N}$ 。  $\langle Q_1 \rangle'$  正值区从超前降水过程 3 天 ( $18^{\circ}\text{—}24^{\circ}\text{N}$ ,  $111^{\circ}\text{—}119^{\circ}\text{E}$ )、同期 ( $18^{\circ}\text{—}24^{\circ}\text{N}$ ,  $107^{\circ}\text{—}115^{\circ}\text{E}$ ) 至滞

后 3 天(18°—24°N, 102°—110°E), 具有显著的向西传播的特征(图 5b)。从这些大值区异常加热率垂直廓线(图 5d)可见, 超前 3 天, 从低层到 400 hPa, 异常加热率随高度递增, 最大值约为 1.6 K/d, 在 400 hPa 向上, 异常加热率随高度递减; 同期, 加热率垂直廓线结构类似超前 3 天, 只是各层强度均较强, 最大值依然位于 400 hPa, 强度达到 2.2 K/d; 滞后 3 天, 异常加热率最大值位于 600 hPa, 异常加热

的垂直梯度变为负。此外, 7—8 月各个阶段各层异常加热率要比 5—6 月略强。由图 5 可见, 在华南持续性强降水发生前, 500 hPa 异常加热的垂直梯度为正, 吴国雄等(1999b)认为, 异常加热的垂直梯度为正有利于正涡度的发展, 这也与图 4 降水前期华南中层的正涡度发展相对应, 以下将主要从热源垂直非均匀分布影响涡度倾向变化的角度分析低频异常非绝热加热对低频大气环流的可能影响。

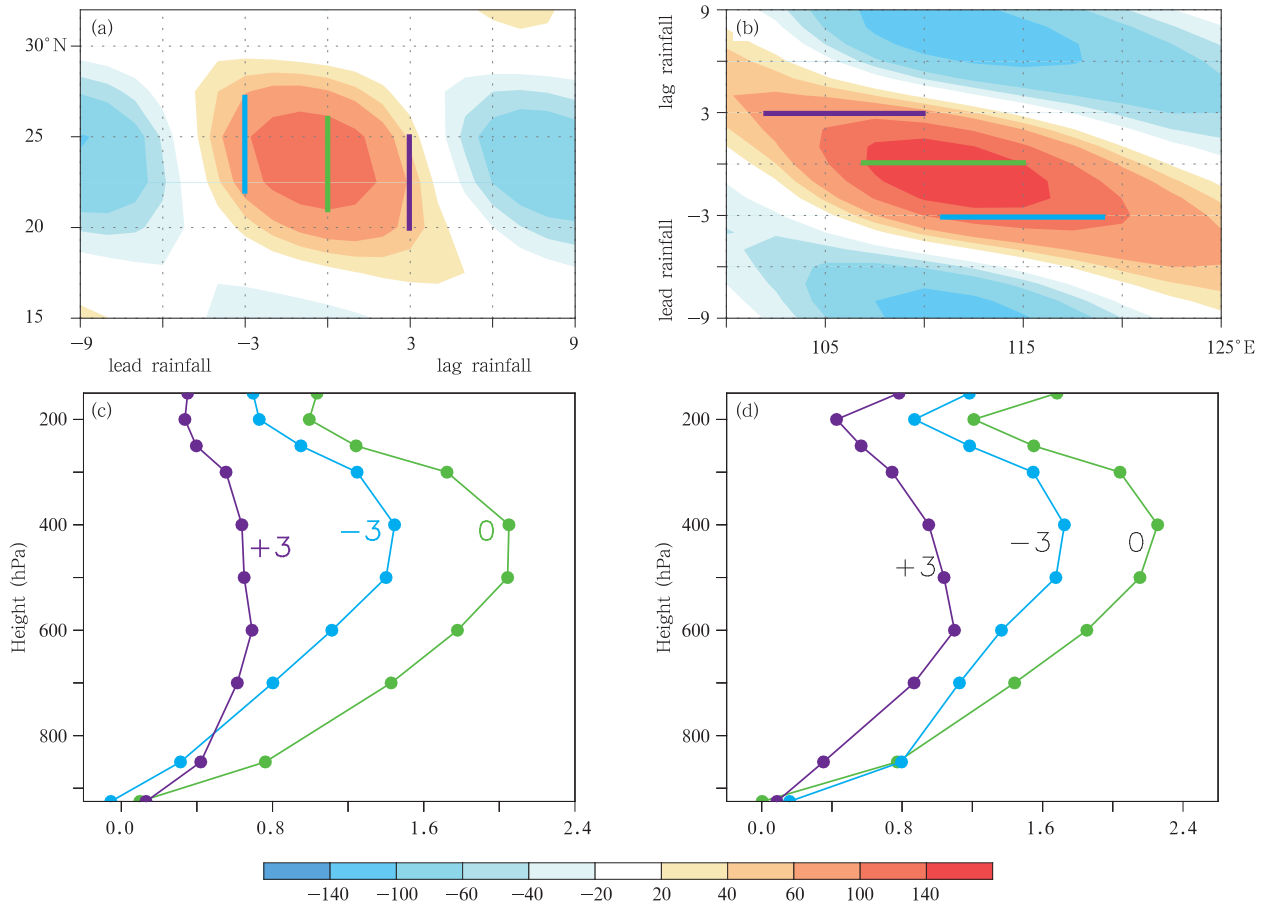


图 5 (a) 5—6 月持续性强降水过程的异常整层视热源(单位:  $W/m^2$ )的时间-纬度剖面( $107^{\circ}$ — $115^{\circ}E$  平均)和 (c) 超前 3 天(蓝线)、同期(绿线)、滞后 3 天(紫线)的整层视热源大值区平均的异常加热率垂直廓线 (大值区范围为 a 中蓝、绿、紫线代表的纬度与  $107^{\circ}$ — $115^{\circ}E$  所构成的区域, 单位,  $K/d$ )  
b、d 与 a、c 相同, 但为 7—8 月持续性强降水过程, (b 为时间-经度剖面( $18^{\circ}$ — $24^{\circ}N$  平均), d 中的大值区范围为 b 中蓝、绿、紫线代表的经度分别与  $18^{\circ}$ — $24^{\circ}N$  所构成的区域)

Fig. 5 (a) Hovmöller plots of the anomalies (shaded,  $W/m^2$ ) for MJ PSR averaged over ( $107^{\circ}$ — $115^{\circ}E$ ) and (c) vertical profiles of the diabatic heating rate ( $K/d$ ) averaged over the high value regions at lag = -3 (blue), lag = 0 (green) and lag = 3 (purple) d (the high value regions are formed with ( $107^{\circ}$ — $115^{\circ}E$ ) with the latitude range represented by blue, green and purple lines respectively, as shown in a)  
(b and d are the same as a and c, respectively, but for JA PSR. b is for that averaged over ( $18^{\circ}$ — $24^{\circ}N$ ). The high value regions in d are formed with ( $18^{\circ}$ — $24^{\circ}N$ ) with the longitude range represented by blue, green and purple lines respectively, as shown in b)



#### 4 低频非绝热加热对环流的可能影响

诸如低层辐合、高层辐散的环流配置有利于降水的产生和维持,降水的产生必然伴随着凝结潜热的释放,所以,以凝结潜热为主的非绝热加热的增长是由大气环流导致降水的必然结果。但是,大气环流和非绝热加热的关系不仅是环流决定非绝热加热这种单向关系,非绝热加热对环流的维持和演变也有反馈作用。这部分主要讨论伴随华南5—8月持续性强降水过程的异常非绝热加热对低频大气环流的可能反馈机制。

由图3、4可知,  $\langle Q_1 \rangle'$  正值区和  $\zeta'_{500}$  正值区在超前4天至超前2天显著发展增强,滞后2天至滞后4天则均迅速衰减,超前1天至滞后1天正  $\langle Q_1 \rangle'$  和正  $\zeta'_{500}$  均相对强盛,再结合图5可知,超前3天、同期和滞后3天非绝热加热大值区的加热率异常垂直廓线也各具有不同的特征,因此,定义超前4天至超前2天为发展期,超前1天至滞后1天为强盛期,滞后2天至滞后4天为衰亡期。以下以发展期为例,依据式(4),分析各作用项对低频涡度倾向变化空间分布的影响。

图6给出了5—6月华南持续性强降水过程发展期低频涡度倾向方程(4)的各项分布。图6a为直接根据再分析资料计算得到的5—6月持续性强降水发展期低频异常涡度倾向变化  $(\frac{\partial \zeta'}{\partial t})$  的空间分布,  $\frac{\partial \zeta'}{\partial t}$  正值区主要位于华南,有利于华南上空异常正涡度的发展,中国南海一带为  $\frac{\partial \zeta'}{\partial t}$  负值区。图6b为将计算出的方程(4)等号右端3项相加得到的低频涡度倾向变化,可见华南的异常正涡度倾向非常显著,分布和实际基本一致,只是量值比实际大,这可能与简化方程已经忽略了耗散项和其他项有关,中南半岛—中国南海一带有负涡度倾向,与图6a相似。将根据方程(4)计算的低频涡度倾向(图6b)和实际低频涡度倾向(图6a)进行比较可见,在本研究关注的华南地区及沿海海域空间分布具有较强的一致性。图6c为非绝热加热项  $(\frac{\partial \zeta'_1}{\partial t})$  所造成的低频涡度倾向变化的空间分布,中国南方基本为低频涡度倾向变化正异常,华南西部有显著大值中心,华南东部的

异常正涡度倾向变化则稍小。图6d为  $\frac{\partial \zeta'_3}{\partial t}$  的分布,这是行星涡度平流项导致的异常涡度倾向变化,中国东南部及沿海有异常负涡度倾向变化,不利于华南正涡度的发展。图6e为  $\frac{\partial \zeta'_2}{\partial t}$  的分布,这是由涡度平流作用导致的异常涡度倾向变化,其导致的异常正涡度倾向变化位于华南以及中国台湾以东的大片海域,正异常大值中心主要位于华南东部,更有利于华南东部的异常正涡度发展。图6f为  $-\bar{u} \frac{\partial \zeta'}{\partial x}$  的分布,这是平流项经小扰动法分解后的一个分量,其与图6e所示的涡度平流项分布型相似,量值相当,所以,这一项在平流项中可能起支配作用,通过比较涡度平流项经小扰动法分解后的各个分量(图略),可得出结论:在5—6月持续性强降水期间  $-\bar{u} \frac{\partial \zeta'}{\partial x}$  为涡度平流项的支配项,原因可能是华南中层5—6月气候背景风场以西风为主。图6g为非绝热加热项的一个分量  $(\frac{f+\zeta}{\theta_z}) \frac{\partial Q'}{\partial z}$  的分布,对比图6g和c可见,该分量和异常非绝热加热项有很强的一致性,所以该分量是最主要的分量,另外,图6g和h表明,  $(\frac{f+\zeta}{\theta_z}) \frac{\partial Q'}{\partial z}$  的分布由异常加热的垂直梯度  $(\frac{\partial Q'}{\partial z})$  决定。因此,在发展期,异常非绝热加热项导致的异常正涡度倾向变化中心位于华南偏西的位置,由于气候背景西风的作用使向东的正涡度平流输送较为显著,故而华南东部也有较大的异常正涡度倾向变化,在低频非绝热加热项和低频异常涡度平流项的共同作用下,有利于华南地区中层低频异常正涡度的发展,在发展期华南上空低频气旋式环流迅速发展转向强盛。

图7给出了5—6月华南持续性强降水期间华南区域(20°—25°N, 105°—120°E)平均的  $\frac{\partial \zeta'}{\partial t}$ 、 $\frac{\partial \zeta'_1}{\partial t}$ 、 $\frac{\partial \zeta'_2}{\partial t}$  和  $\frac{\partial \zeta'_3}{\partial t}$  的超前、滞后演变,可以进一步了解各作用项在各个阶段的贡献。发展期,实际的异常涡度倾向变化  $(\frac{\partial \zeta'}{\partial t})$  为正,有利于异常正涡度(异常气旋)的发展,这时  $\frac{\partial \zeta'_1}{\partial t}$  正异常非常显著,表明非绝热加热项在5—6月发展期是最重要的一项。异常涡

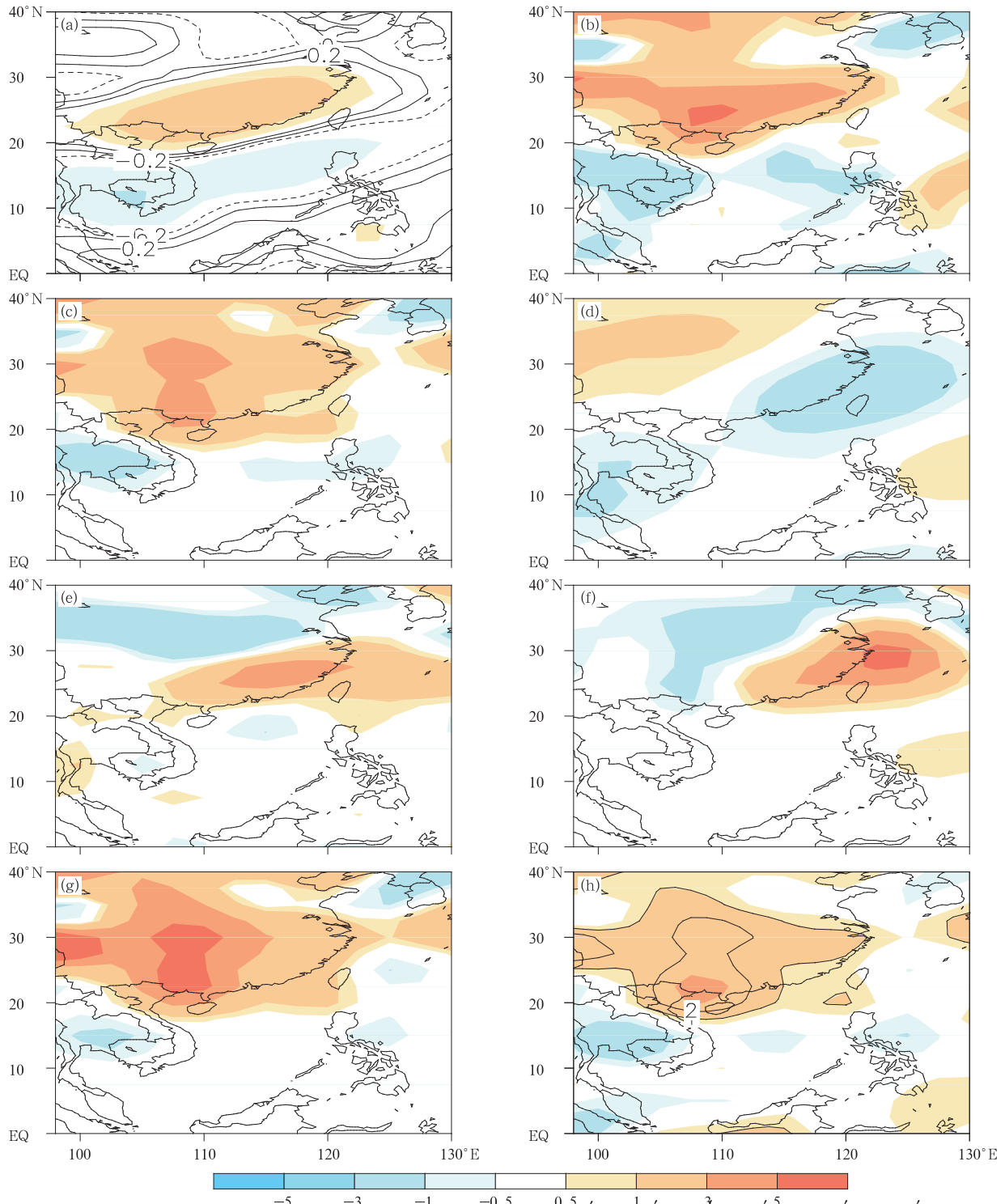


图6 根据5—6月持续性强降水过程合成的发展期500 hPa的  $\frac{\partial \zeta'}{\partial t}$  (a),  $\frac{\partial \zeta'_1}{\partial t} + \frac{\partial \zeta'_2}{\partial t} + \frac{\partial \zeta'_3}{\partial t}$  (b),  $\frac{\partial \zeta'_1}{\partial t}$  (c),  $\frac{\partial \zeta'_3}{\partial t}$  (d),

$\frac{\partial \zeta'_2}{\partial t}$  (e),  $-\bar{u} \frac{\partial \zeta'}{\partial x}$  (f),  $(\frac{\bar{f} + \bar{\zeta}}{\theta_z}) \frac{\partial Q'}{\partial z}$  (g) (色阶, 单位:  $10^{-11} \text{ s}^{-2}$ ),  $\frac{\partial Q'}{\partial z}$  (单位:  $10^{-6} \text{ J}/(\text{kg} \cdot \text{m} \cdot \text{s})$ ) (h) 的空间分布

Fig. 6 Composite low-frequency anomalies of  $\frac{\partial \zeta'}{\partial t}$  (a),  $\frac{\partial \zeta'_1}{\partial t} + \frac{\partial \zeta'_2}{\partial t} + \frac{\partial \zeta'_3}{\partial t}$  (b),  $\frac{\partial \zeta'_1}{\partial t}$  (c),  $\frac{\partial \zeta'_3}{\partial t}$  (d),  $\frac{\partial \zeta'_2}{\partial t}$  (e),  $-\bar{u} \frac{\partial \zeta'}{\partial x}$  (f),  $(\frac{\bar{f} + \bar{\zeta}}{\theta_z}) \frac{\partial Q'}{\partial z}$  (g) (shaded,  $10^{-11} \text{ s}^{-2}$ ), and  $\frac{\partial Q'}{\partial z}$  (h) (unit:  $10^{-6} \text{ J}/(\text{kg} \cdot \text{m} \cdot \text{s})$ ) at 500 hPa averaged over the developing stage of MJ PSR events

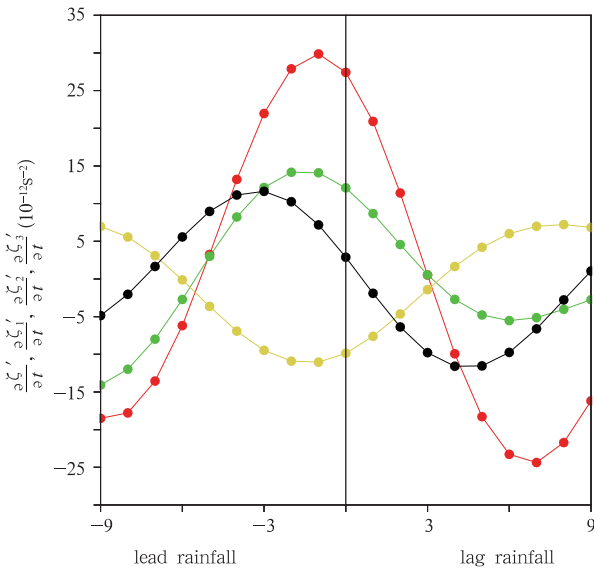


图7 5—6月持续性强降水期间华南区域平均的实际涡度倾向( $\frac{\partial \zeta'}{\partial t}$ , 黑线)、非绝热加热项( $\frac{\partial \zeta'_1}{\partial t}$ , 红线)、涡度平流项( $\frac{\partial \zeta'_2}{\partial t}$ , 绿线)和行星涡度平流项( $\frac{\partial \zeta'_3}{\partial t}$ , 黄线)的超前9天至滞后9天的演变

Fig. 7 Composite low-frequency anomalies of  $\frac{\partial \zeta'}{\partial t}$  (black),  $\frac{\partial \zeta'_1}{\partial t}$  (red),  $\frac{\partial \zeta'_2}{\partial t}$  (green),  $\frac{\partial \zeta'_3}{\partial t}$  (yellow) over South China from lag = -9 to lag = 9 during MJ PSR events (dotted line)

度平流项( $\frac{\partial \zeta'_2}{\partial t}$ )在发展期也是有利于华南上空异常正涡度的发展,异常行星涡度平流项( $\frac{\partial \zeta'_3}{\partial t}$ )在发展期不利于异常正涡度的发展,这些也与图6的结果相印证。从发展期至衰亡期, $\frac{\partial \zeta'}{\partial t}$ 从正位相变化到负位相,这样的位相转化主要由于异常非绝热加热项和异常涡度平流项由正转负导致的。异常非绝热加热项主要由分量( $\frac{f+\zeta}{\theta_z} \frac{\partial Q'}{\partial z}$ )决定,而 $\frac{\partial Q'}{\partial z}$ (500 hPa)从发展期至衰亡期由正变为负(图5),所以, $\frac{\partial \zeta'_1}{\partial t}$ 也由正变为负;5—6月持续性强降水期间异常涡度平流项主要靠平均纬向风场对异常涡度的输送( $-u \frac{\partial \zeta'}{\partial x}$ ),当异常非绝热加热项导致的异常正涡度减弱时,异常涡度平流项也相应减小。在位相转变

的过程中,低频异常行星涡度平流项为负,在3项的共同作用下,到衰亡期时华南受低频异常负涡度倾向变化控制,有利于低频异常气旋式环流的迅速衰亡。

以下用类似的方法分析华南7—8月持续性强降水过程。图8为7—8月强降水过程发展期的实际异常涡度倾向变化以及影响低频异常涡度倾向变化的各作用项分布。图8a显示观测资料的异常涡度倾向变化,可见华南上空为显著的异常正涡度倾向,有利于华南异常正涡度(异常气旋)的发展,中南半岛、中国南海以及台湾地区以东海域为异常负涡度倾向。图8b为分项计算得到的异常涡度倾向变化,其分布型与实际(图8a)基本一致,只是分项计算值比实际值偏大,同样可能与没考虑耗散项和其他项有一定的关系。图8c为 $\frac{\partial \zeta'_1}{\partial t}$ 的分布,结合图3b中发展期整层视热源中心主要位于华南沿海海域,以及图5d发展期400 hPa以下非绝热加热大值区异常加热率的垂直梯度为正,那么图8c中低频异常非绝热加热项大值区也主要位于华南南部及沿海海域。图8d为 $\frac{\partial \zeta'_3}{\partial t}$ 的分布,整个东亚沿海区域均为异常负涡度倾向变化,主要因为这片区域处于异常气旋式环流东侧,受异常南风控制。图8e为低频异常涡度平流项贡献( $\frac{\partial \zeta'_2}{\partial t}$ )的分布,对应的涡度倾向变化

的正异常主要位于华南, $\frac{\partial \zeta'_2}{\partial t}$ 正值区比 $\frac{\partial \zeta'_1}{\partial t}$ 正值区偏北。图8f为 $-\bar{v} \frac{\partial \zeta'}{\partial y}$ 的分布,这是低频涡度平流项的一个分量,其分布和异常涡度平流项(图8e)的分布非常相似,通过比对涡度平流项的各个分量(图略)可知, $\bar{v} \frac{\partial \zeta'}{\partial y}$ 为最为主要的支配项,这和7—8月华南中层气候背景风场以南风为主有密切关系(图略)。关于异常非绝热加热项的分量分析与前面图6类似,由图8c、g、h可见,异常非绝热加热项主要由分量( $\frac{f+\zeta}{\theta_z} \frac{\partial Q'}{\partial z}$ )决定,该分量的分布又主要由 $\frac{\partial Q'}{\partial z}$ 的分布决定。

类似图7,图9给出了7—8月持续性强降水期间华南区域平均的 $\frac{\partial \zeta'}{\partial t}$ 、 $\frac{\partial \zeta'_1}{\partial t}$ 、 $\frac{\partial \zeta'_2}{\partial t}$ 和 $\frac{\partial \zeta'_3}{\partial t}$ 的超前、滞后演变。在发展期,华南实际的异常涡度倾向变化

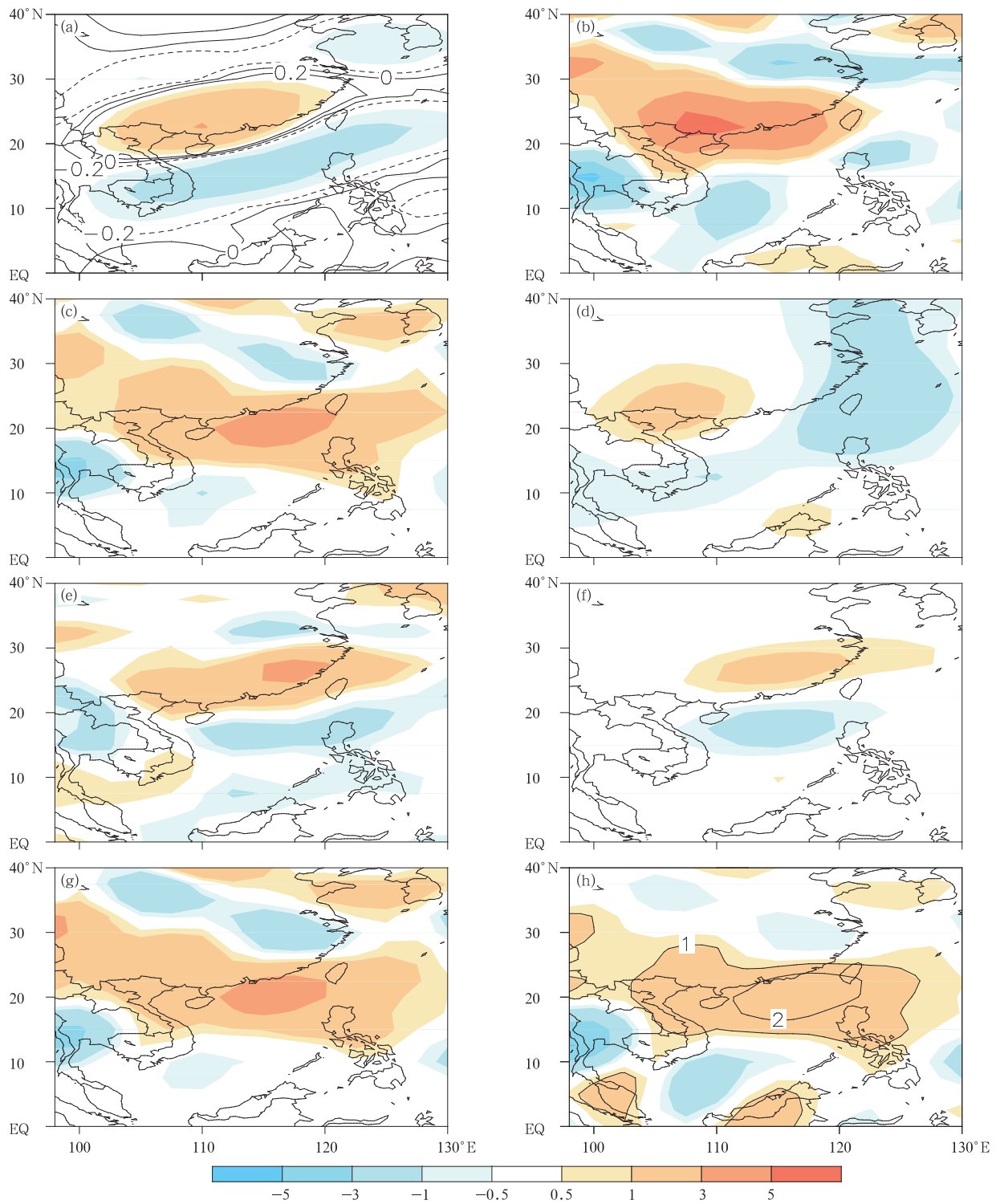


图 8 同图 6, 但为 7—8 月持续性强降水过程合成的结果,

且 (f) 为  $-\bar{v} \frac{\partial \xi'}{\partial y}$  的空间分布 (单位:  $10^{-11} \text{ s}^{-2}$ )

Fig. 8 As in Fig. 6 but for JA PSR events, with (f) showing

the distribution of  $-\bar{v} \frac{\partial \xi'}{\partial y}$  ( $10^{-11} \text{ s}^{-2}$ )

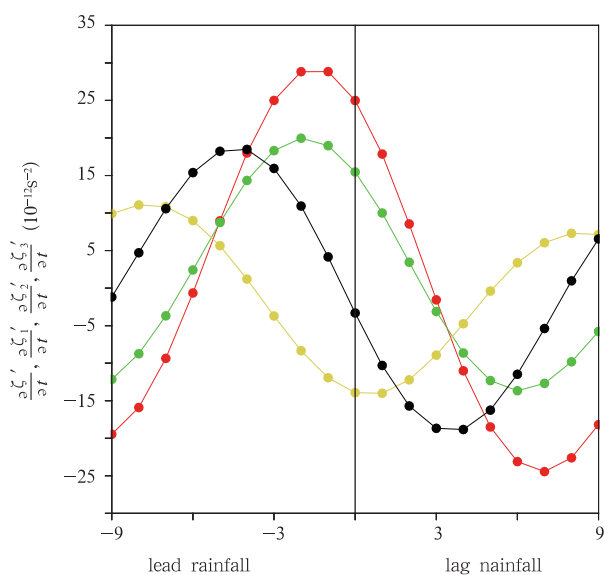


图9 同图7, 但为7—8月的情形

Fig. 9 As in Fig. 7 but for JA PSR events

$(\frac{\partial \zeta'}{\partial t})$  是相对较大的正异常, 有利于低频异常正涡度(异常气旋)的发展, 此时  $\frac{\partial \zeta'_1}{\partial t}$  为显著正值, 表明低频非绝热加热项在7—8月发展期非常重要。  $\frac{\partial \zeta'_2}{\partial t}$  正值区在发展期比异常非绝热加热项稍小, 对于异常正涡度的发展也有重要的影响, 低频行星涡度平流项 ( $\frac{\partial \zeta'_3}{\partial t}$ ) 在发展期为负, 不利于异常正涡度的发展。与5—6月类似, 从发展期至衰亡期, 由于异常非绝热加热项的分量  $(\frac{f+\zeta}{\theta_z}) \frac{\partial Q'}{\partial z}$  逐渐由正变为负, 所以,  $\frac{\partial \zeta'_1}{\partial t}$  也是由正变为负, 这说明持续性强降水过程的衰亡期异常正涡度减弱, 这使得异常涡度平流项(7—8月持续性强降水期间主要由  $-\bar{v} \frac{\partial \zeta'}{\partial y}$  决定)也会相应减弱。在转变的过程中, 行星涡度平流项在衰亡期为较弱的负异常。在3项的共同作用下, 异常涡度倾向变化到衰亡期为显著的负异常, 有利于华南低频异常气旋式环流的迅速衰亡。

对于5—6月和7—8月持续性强降水过程中低频非绝热加热对低频大气环流的影响, 2组持续性强降水过程的共同点是在降水发展期异常非绝热加热项和异常涡度平流项均对于低频异常气旋式环流的发展有重要作用, 而不同点是异常非绝热加热项

和异常涡度平流项的分布型有一定差别, 这种差别的产生与5—6月和7—8月华南气候背景场的差异有关。

## 5 结论和讨论

对比分析了在1979—2011年华南5—6月和7—8月持续性强降水过程中, 10—30 d 低频异常非绝热加热的分布演变特征及其对低频大气环流的可能影响, 得出如下主要结论:

(1) 10—30 d 低频非绝热加热在华南5—6月和7—8月持续性强降水同期的分布型类似, 主要表现为华南上空有显著的以凝结潜热加热为主导的非绝热加热正异常。2组持续性强降水期间10—30 d 低频非绝热加热的演变特征完全不同: 5—6月持续性强降水发生前异常非绝热加热大值区从  $30^\circ$  以北在  $107^\circ$ — $115^\circ\text{E}$  范围内向南移动发展到华南地区, 而7—8月持续性强降水发生前异常非绝热加热大值区从南海向西北方向传播到华南。

(2) 通过简化的全型涡度方程分析了低频非绝热加热对低频环流的可能作用。对于5—6月持续性强降水过程, 在发展期, 华南西部非绝热加热率垂直梯度在500 hPa 为显著的正异常, 使得非绝热加热作用项更有利于华南西部的异常正涡度发展, 在华南中层气候背景西南风的影响下, 涡度平流作用使华南东部也有显著的异常正涡度倾向变化, 在低频非绝热加热作用项和低频涡度平流项的共同作用下, 5—6月持续性强降水发展期华南中层的低频气旋式环流迅速发展。在衰亡期, 随着低频非绝热加热项和低频涡度平流项变为负异常, 华南上空主要受异常负涡度倾向变化控制, 局地低频异常气旋式环流迅速消亡。

(3) 对于7—8月持续性强降水过程, 在发展期, 由加热率垂直梯度正异常导致的低频非绝热加热项正异常使南海北部和华南南部有显著的异常正涡度倾向变化, 在7—8月华南中层气候背景南风的影响下, 异常涡度平流项使位于热源北侧的华南地区有显著的异常正涡度倾向变化, 在这2项的共同作用下, 7—8月持续性强降水发展期华南上空低频异常气旋式环流迅速发展。在衰亡期, 低频非绝热加热项和低频涡度平流项逐渐减小至负异常, 有利于华南上空低频气旋式环流的衰亡。7—8月低频非绝热加热项和低频涡度平流项的空间分布型与5—6

月的情况相比有所差异,可能原因是5—6月和7—8月气候背景场有所不同。

本研究通过简化后的全型垂直涡度倾向方程分析各作用项的低频异常特征,得到了一些结论,但尚存在一些问题。许多研究(Hsu, et al, 2011;段晶晶等,2014)是从一个物理量的分解来得到不同时间尺度的运动方程,这样的推导过程可能更为严谨,对于物理过程也会有更深入的理解。此外,在文中近似的将一个物理量分解为平均态和10—30 d低频扰动态,实际上一个物理量并不仅只有平均态和10—30 d低频扰动态,还有其他时间尺度和相应的过程,这是本研究计算结果存在一定的误差的原因之一,在未来的分析中将会更完善的考虑这些问题。

## 参考文献

- 鲍名. 2007. 近50年我国持续性暴雨的统计分析及其大尺度环流背景. 大气科学, 31(5): 779-792. Bao M. 2007. The statistical analysis of the persistent heavy rain in the last 50 years over China and their backgrounds on the large scale circulation. Chinese J Atmos Sci, 31(5): 779-792 (in Chinese)
- 曹鑫, 任雪娟, 杨修群等. 2012. 中国东南部5—8月持续性强降水和环流异常的准双周振荡. 气象学报, 70(4): 766-778. Cao X, Ren X J, Yang X Q, et al. 2012. The quasi-biweekly oscillation characteristics of persistent severe rain and its general circulation anomaly over southeast China from May to August. Acta Meteor Sinica, 70(4): 766-778 (in Chinese)
- 曹鑫, 任雪娟, 孙旭光. 2013. 江淮流域夏季持续性强降水的低频特征分析. 气象科学, 33(4): 362-370. Cao X, Ren X J, Sun X G. 2013. Low-frequency oscillations of persistent heavy rainfall over Yangtze-Huaihe River basin. J Meteor Sci, 33(4): 362-370 (in Chinese)
- 丁一汇. 1993. 1991年江淮流域持续性特大暴雨研究. 北京: 气象出版社, 255pp. Ding Y H. 1993. Study on the 1991 excessively heavy rain over Changjiang-Huaihe River Basin. Beijing: China Meteorological Press, 255pp (in Chinese)
- 段晶晶, 吴立广, 倪钟萍. 2014. 2004年台风“艾利”与“米雷”路径异常变化分析. 气象学报, 72(1): 1-11. Duan J J, Wu L G, Ni Z P. 2014. Analysis of unusual changes in Typhoon Aere (2004) and Meari (2004). Acta Meteor Sinica, 72(1): 1-11 (in Chinese)
- 胡娅敏, 翟盘茂, 罗晓玲等. 2014. 2013年华南前汛期持续性强降水的大尺度环流与低频信号特征. 气象学报, 72(3): 465-477. Hu Y M, Zhai P M, Luo X L, et al. 2014. Large scale circulation and low frequency signal for persistent extreme precipitation in the first rainy season in South China in 2013. Acta Meteor Sinica, 72(3): 465-477 (in Chinese)
- 简茂球, 罗会邦, 乔云亭. 2004. 亚澳季风区大气视热源的季节演变特征. 中山大学学报(自然科学版), 43(4): 106-109. Jian M Q, Luo H B, Qiao Y T. 2004. Seasonal variability of atmospheric heat sources over the Asian-Australian monsoon region. Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Sunyatseni, 43(4): 106-109 (in Chinese)
- 雷雨顺. 1981. 经向型持续性特大暴雨的合成分析. 气象学报, 39(2): 168-181. Lei Y S. 1981. The compositive analysis of the meridional type persistent severe rainstorms. Acta Meteor Sinica, 39(2): 168-181 (in Chinese)
- 李根, 任保华, 郑建秋等. 2009. 西北太平洋海气界面湍流热通量低频振荡强度的特征. 中国科学: 地球科学, 39(6): 799-812. Li G, Ren B H, Zheng J Q, et al. 2009. Characteristics of low-frequency oscillation intensity of air-sea turbulent heat fluxes over the northwest Pacific. Sci Sinica Terrae, 39(6): 799-812 (in Chinese)
- 林爱兰, 梁建茵, 李春晖等. 2007. “0506”华南持续性暴雨的季风环流背景. 水科学进展, 18(3): 424-432. Lin A L, Liang J Y, Li C H, et al. 2007. Monsoon circulation background of 0506 continuous rainstorm in South China. Adv Water Sci, 18(3): 424-432 (in Chinese)
- 刘冬晴, 杨修群. 2010. 热带低频振荡影响中国东部冬季降水的机理. 气象科学, 30(5): 684-693. Liu D Q, Yang X Q. 2010. Mechanism responsible for the impact of Madden Julian Oscillation on the wintertime rainfall over eastern China. Sci Meteor Sinica, 30(5): 684-693 (in Chinese)
- 刘还珠, 姚明明. 2000. 降水与副热带高压位置和强度变化的数值模拟. 应用气象学报, 11(4): 385-391. Liu H Z, Y M M. 2000. Numerical simulation on the precipitation and variation of the location and intensity of the subtropical high. J Appl Meteor Sci, 11(4): 385-391 (in Chinese)
- 刘屹岷, 吴国雄, 刘辉等. 1999. 空间非均匀加热对副热带高压形成和变异的影响——Ⅲ: 凝结潜热加热与南亚高压及西太平洋副高. 气象学报, 57(5): 535-538. Liu Y M, Wu G X, Liu H, et al. 1999. The effect of spatially nonuniform heating on the formation and variation of subtropical high part III: Condensation heating and South Asia high and Western Pacific subtropical high. Acta Meteor Sinica, 57(5): 535-538 (in Chinese)
- 陆尔, 丁一汇. 1996. 1991年江淮特大暴雨与东亚大气低频振荡. 气象学报, 54(6): 730-736. Lu E, Ding Y H. 1996. Low frequency oscillation in East Asia during the 1991 excessively heavy rain over Changjiang-Huaihe River Basin. Acta Meteor Sinica, 54(6): 730-736 (in Chinese)
- 毛江玉, 吴国雄. 2005. 1991年江淮梅雨与副热带高压的低频振荡. 气象学报, 63(5): 762-770. Mao J Y, Wu G X. 2005. Intraseasonal variability in the Yangtze-Huaihe River rainfall and subtropical high during the 1991 Meiyu period. Acta Meteor Sinica, 63(5): 762-770 (in Chinese)
- 王黎娟, 陈璇, 管兆勇等. 2009. 我国南方洪涝暴雨期西太平洋副高短期位置变异的特点及成因. 大气科学, 33(5): 1047-1057. Wang L J, Chen X, Guan Z Y, et al. 2009. Features of short-

- term position variation of the western Pacific subtropical high during the torrential rain causing severe floods in southern China and its possible cause. *Chinese J Atmos Sci*, 33(5): 1047-1057 (in Chinese)
- 王黎娟, 陈璇, 管兆勇等. 2011. 江淮流域持续性强降雨期间西太副高位置变异与非绝热加热的关系. *热带气象学报*, 27(3): 327-335. Wang L J, Chen X, Guan Z Y, et al. 2011. Relationship between the position variation of the West Pacific subtropical high and the diabatic heating during persistent heavy rain events in Yangtze-Huaihe Rivers basin. *J Trop Meteor*, 27(3): 327-335 (in Chinese)
- 温敏, 施晓晖. 2006. 1998年夏季西太副高活动与凝结潜热加热的关系. *高原气象*, 25(4): 616-623. Wen M, Shi X H. 2006. Relationship between activity of West Pacific subtropical high and condensation latent heating in summer of 1998. *Plateau Meteor*, 25(4): 616-623(in Chinese)
- 温之平, 董灵英, 吴丽姬等. 2007. 大气30—60 d振荡特征及其与广东持续性强降雨的联系. *中山大学学报(自然科学版)*, 46(5): 98-103. Wen Z P, Dong L Y, Wu L J, et al. 2007. The characteristics of 30 - 60 day oscillation and its relation to the durative rainstorm in Guangdong. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Sunyatseni*, 46(5): 98-103 (in Chinese)
- 吴国雄, 刘还珠. 1999a. 全型垂直涡度倾向方程和倾斜涡度发展. *气象学报*, 57(1): 1-15. Wu G X, Liu H Z. 1999a. Complete form of vertical vorticity tendency equation and slantwise vorticity development. *Acta Meteor Sinica*, 57(1): 1-15 (in Chinese)
- 吴国雄, 刘屹岷, 刘平. 1999b. 空间非均匀加热对副热带高压带形成和变异的影响 I: 尺度分析. *气象学报*, 57(3): 257-263. Wu G X, Liu Y M, Liu P. 1999b. The effect of spatially nonuniform heating on the formation and variation of subtropical high I: Scale analysis. *Acta Meteor Sinica*, 57(3): 257-263 (in Chinese)
- 喻世华, 王绍龙. 1989. 西太平洋副热带高压中期进退的环流机制. *海洋学报(中文版)*, 11(3): 372-377. Yu S H, Wang S L. 1989. The circulation mechanism for the medium-range advance and retreat of the West Pacific subtropical high. *Acta Oceanologica Sinica*, 11(3): 372-377 (in Chinese)
- 张韧, 史汉生, 喻世华. 1995. 西太平洋副热带高压非线性稳定性问题的研究. *大气科学*, 19(6): 687-700. Zhang R, Shi H S, Yu S H. 1995. A study of non-linear stability of the Western-Pacific subtropical high. *Chinese J Atmos Sci*, 19(6): 687-700 (in Chinese)
- 智协飞. 1994. 北半球夏季风区大气视热源和视水汽汇的低频振荡. *南京气象学院学报*, 17(1): 44-50. Zhi X F. 1994. Low-frequency oscillations of the apparent heat source and moisture sink over northern summer monsoon areas. *J Nanjing Inst Meteor*, 17(1): 44-50(in Chinese)
- Chen Y, Zhai P M. 2013. Persistent extreme precipitation events in China during 1951 - 2010. *Climate Res*, 57(2): 143-155
- Hong W, Ren X J. 2013. Persistent heavy rainfall over South China during May - August: Subseasonal anomalies of circulation and sea surface temperature. *Acta Meteor Sinica*, 27(6): 769-787
- Hsu P C, Li T. 2011. Interactions between boreal summer intraseasonal oscillations and synoptic-scale disturbances over the western North Pacific. Part II: Apparent heat and moisture sources and eddy momentum transport. *J Climate*, 24(3): 942-961
- Jin Q, Yang X Q, Sun X G, et al. 2013. East Asian summer monsoon circulation structure controlled by feedback of condensational heating. *Climate Dyn*, 41(7-8): 1885-1897
- Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, et al. 2002. NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2). *Bull Amer Meteor Soc*, 83(11): 1631-1643
- Liebmann B, Smith C A. 1996. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bull Amer Meteor Soc*, 77: 1275-1277
- Ren X J, Yang X Q, Sun X G. 2013. Zonal oscillation of western Pacific subtropical high and subseasonal SST variations during Yangtze persistent heavy rainfall events. *J Climate*, 26(22): 8929-8946
- Tang Y B, Gan J J, Zhao L, et al. 2006. On the climatology of persistent heavy rainfall events in China. *Adv Atmos Sci*, 23(5): 678-692
- Wu H, Zhai P M. 2013. Changes in persistent and non-persistent flood season precipitation over South China during 1961 - 2010. *Acta Meteor Sinica*, 27(6): 788-798
- Yanai M, Esbensen S, Chu J H. 1973. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. *J Atmos Sci*, 30(4): 611-627
- Yanai M, Tomita T. 1998. Seasonal and interannual variability of atmospheric heat sources and moisture sinks as determined from NCEP-NCAR reanalysis. *J Climate*, 11(3): 463-482
- Yang J, Wang B, Wang B, et al. 2010. Biweekly and 21 - 30-day variations of the subtropical summer monsoon rainfall over the lower reach of the Yangtze River basin. *J Climate*, 23(5): 1146-1159
- Zhang B, Chen L X, He J H, et al. 2009. Characteristics of atmospheric heat sources over Asia in summer; Comparison of results calculated using multiple reanalysis datasets. *Acta Meteor Sinica*, 23(5): 585-597
- Zhou T J, Yu R C, Zhang J, et al. 2009. Why the western Pacific subtropical high has extended westward since the late 1970s. *J Climate*, 22(8): 2199-2215