

华南夏季 12—30 d 持续性强降水的低频特征分析^{*}

魏 蕾¹ 房佳蓓^{1,2} 杨修群^{1,2}
WEI Lei¹ FANG Jiabei^{1,2} YANG Xiuqun^{1,2}

1. 南京大学大气科学学院, 南京, 210023

2. 中国气象局-南京大学气候预测研究联合实验室, 北京, 100081

1. *School of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210023, China*

2. *CMA-NJU Joint Laboratory for Climate Prediction Studies (LCPS/CMA-NJU), Beijing 100081, China*

2016-07-18 收稿, 2016-10-12 改回.

魏蕾, 房佳蓓, 杨修群. 2017. 华南夏季 12—30 d 持续性强降水的低频特征分析. 气象学报, 75(1):80-97

Wei Lei, Fang Jiabei, Yang Xiuqun. 2017. Low frequency oscillation characteristics of 12—30 d persistent heavy rainfall over South China. *Acta Meteorologica Sinica*, 75(1):80-97

Abstract Based on daily rainfall data collected at observational stations in China, NCEP/NCAR reanalysis data, NOAA daily outgoing long wave radiation (OLR) and sea surface temperature (SST) data from May to August during 1982–2011, the basic characteristics of 12–30 d persistent heavy rainfall are analyzed by selecting low frequency rain events. The corresponding low frequency atmospheric circulation pattern, and the source and propagation of low frequency signals are investigated using the phase-composite method. The impacts of the low frequency air-sea interaction on the persistent heavy rainfall are also studied. Results show that summer rainfall over South China has a significant characteristic of low frequency (12–30 d) oscillation, and persistent heavy rainfall event occurs most frequently in June. The rain band spreads from the southeast to the north-west of South China during the rainy period. Accompanied with the persistent heavy rainfall, a strong low frequency cyclone controls South China and adjacent sea area, leading to strong ascending motions; meanwhile, a low frequency anticyclone is located over the region from the South China Sea (SCS) to the Philippines Sea (PS) in the lower atmosphere. The strong south-westerly winds continuously bring water vapor from the SCS to South China, leading to water vapor convergence and ascending motions there. The low frequency signal in the lower atmosphere originates from the northwestward propagation of the low frequency oscillation over the SCS–PS and the tropical western Pacific, which is associated with the westward extension and eastward retreat of the western Pacific subtropical high. In the upper atmosphere, a strong low frequency cyclone centered over north of South China around (22°–45°N, 95°–130°E) is couple with a low frequency anticyclone located over the Bay of Bengal to SCS, which provides a strong divergent environment over South China that is favorable for the development of convergence in the lower atmosphere and ascending motion. As a result, persistent heavy rainfall occurs over South China. The low frequency signal in the upper atmosphere comes from the southeastward propagation of the low frequency Rossby wave train. The low frequency sea surface temperature anomaly (SSTA) can be modulated via the process of cloud radiation and heat fluxes driven by the low frequency circulation anomaly, while the low frequency SSTA can significantly influence the atmosphere in turn by changing the stability in the lower atmosphere. Such an air-sea interaction process on low frequency time scale favors the propagation of the low frequency signal in the lower atmosphere, thereby affects the development and termination of persistent heavy rainfall.

Key words South China, 12–30 d persistent heavy rainfall, Atmospheric low frequency oscillation, Low frequency air-sea in-

* 资助课题:公益性行业(气象)科研专项(GYHY201406022)、国家自然科学基金创新群体项目(41621005)。

作者简介:魏蕾,主要从事持续性异常事件特征和机理研究。E-mail:447247631@qq.com

通讯作者:房佳蓓,主要从事海气相互作用动力学和东亚气候变异机理研究。E-mail:fangjb@nju.edu.cn

teraction

摘 要 利用 1982—2011 年夏季(5—8 月)中国气象观测站点逐日降水资料、NCEP/NCAR 逐日再分析资料、NOAA 逐日向长波辐射和海表温度资料集,通过选取低频降水事件的方法,分析了华南夏季 12—30 d 持续性强降水事件的基本特征,然后利用位相合成法对持续性强降水期间伴随的低频大气环流型以及低频信号的来源和传播情况进行研究,同时也分析了低频海-气耦合过程对持续性强降水的影响。结果表明:(1)华南夏季降水具有显著的 12—30 d 低频振荡特征,持续性强降水事件在 6 月发生次数最多,低频降水期间的雨带自东南向西北传播。(2)在持续性强降水发生期间,华南及邻近海域低层受强大的低频气旋式环流控制,低频上升运动显著,而中国南海—菲律宾海一带则是强的低频反气旋式环流,其西侧向北的低频水汽输送不断将中国南海的水汽送至华南及邻近海域进行辐合上升。低层的低频信号来源于热带西太平洋和中国南海—菲律宾海一带低频振荡的西北向传播,同时伴随着西太平洋副热带高压明显的西伸东退过程。(3)在高层,华南北侧(22° — 45° N, 95° — 130° E)区域强大的低频气旋式环流和孟加拉湾—中国南海一带的低频反气旋式环流相互配合,使华南高层处于强大的辐散环境中,从而加强了华南低层的辐合与低频上升运动,造成持续性强降水的增强。高层的低频信号来源于低频罗斯贝波列的东南向传播。(4)低频大气环流异常通过云辐射和热通量过程改变低频海表温度异常,而由大气强迫的低频海表温度异常通过影响低层大气的稳定性来对大气施加明显的反馈作用,该海-气耦合过程有利于大气低频信号向华南地区传播,从而影响了华南持续性强降水的发生、发展与结束。

关键词 华南, 12—30 d 持续性强降水, 大气低频振荡, 低频海-气相互作用

中图法分类号 P461

1 引 言

持续性强降水是大范围强降水带长时间稳定维持在一个落区的过程(王黎娟等,2014),最容易造成严重的暴雨洪涝、局地山洪暴发、泥石流和山体滑坡等地质灾害,给国民经济和人民生产、生活带来无法估量的损失,是影响极其严重的气象灾害事件之一(曹鑫等,2012;张娇等,2012),如 2013 年华南前汛期强降水天气频现,伴随的暴雨等灾害天气导致华南 73 人死亡,10 人失踪,经济损失近 50 亿元,其中广西近 10 年来同期受灾最严重(胡娅敏等,2014)。根据鲍名(2007)对近 50 年中国持续性暴雨时空特征的研究,中国的持续性强降水主要发生在东南部的 5—8 月,而华南因地处低纬度地区且濒临海洋,全年气温高、湿度大,是中国降水最为丰沛、暴雨次数最多、汛期时间最长的地区,有着最强的持续性强降水信号。那么,持续性强降水究竟是如何发生的呢?

刘冬晴等(2010)指出,造成持续性强降水的主要原因是大气环流的持续性异常,而大气低频振荡对持续性异常环流的形成和维持具有十分重要的作用,所以大气低频振荡与持续性强降水的发生密切相关(琚建华等,2005;陈尚锋等,2011)。陆尔等(1996)分析了 1991 年江淮特大暴雨期间东亚大气低频振荡活动,表明低纬度地区低频波虽有不同的

传播方向,但均将暖湿空气以低频形式输送到江淮以南,与北侧的低频冷空气在江淮地区相互作用,从而导致该地区以低频形式出现 3 场特大暴雨。朱乾根等(2000)和徐国强等(2002)通过分析 1998 年南海夏季风低频振荡与长江流域低频降水的关系发现,准 45 d 东西向低频槽脊由中国南海不断向北传播,当低频槽和槽南的低频西风控制长江流域时,相应的低频降水也北传影响长江流域。唐天毅等(2007)考察了 1999 年广东汛期降水的季节内振荡特征及其与大气环流低频振荡的联系,结果表明广东汛期降水的 10—20 d 振荡与 850 hPa 上自热带地区传来的低频环流系统的活动密切相关。已有研究表明,热带大气季节内振荡(Madden-Julian Oscillation, MJO)可以影响亚洲夏季风的爆发和中断(穆明权等,2000;林爱兰等,2005;白旭旭等,2011;贾小龙等,2011),并通过对流异常的强迫和遥相关,在不同的传播位相相对很多地区的不同季节降水产生影响(李崇银等,2013)。章丽娜等(2011)发现在季节内时间尺度上,赤道东传 MJO 对华南前汛期的降水有显著影响,随着 MJO 的活跃中心从印度洋进入西太平洋,华南降水由偏多转为偏少,与降水异常相对应的大尺度背景场也发生了季节内变化。那么华南地区夏季持续性强降水具有怎样的低频特征,它又受到怎样的大气低频振荡的影响?这个问题目前还缺乏清晰的认识。

此外,海洋作为大气一个主要的外强迫因子,是产生大气低频振荡的重要机制之一,局地的海温异常变化可直接引起大气环流变化,并通过遥相关作用影响到其他地区天气气候变化(尹志聪等,2011;林爱兰等,2011;Wang, et al, 2012;李丽平等,2014;章开美等,2015)。Ren等(2013)发现,西北太平洋局地的低频海-气相互作用可能是造成西太平洋副热带高压出现低频纬向振荡的原因之一,而西太平洋副热带高压在低频时间尺度上的东西振荡会影响长江流域持续性强降水的发生和中断。曹鑫(2012)指出,西北太平洋10—20 d海温异常与江淮夏季10—20 d低频降水异常有密切关系。李丽平等(2014)认为,西北太平洋季节内海温与850 hPa环流场的相互作用能够引起水汽在东亚沿海地区辐合或辐散,使中国东部夏季季节内雨带从江淮流域北进到华北,又从华北南撤到长江流域及华南。那么华南夏季持续性强降水期间是否存在低频尺度的海-气相互作用,其对持续性强降水具有什么样的影响?这一问题也将在本研究中进行讨论。通过对1982—2011年华南夏季5—8月发生的12—30 d持续性强降水事件进行统计,从气候意义上分析持续性强降水的基本特征,并利用位相合成的方法深入研究低频降水期间低频大气环流场的时空演变特征,以及低频信号的来源与传播特征,从而揭示出大气低频振荡与华南夏季12—30 d持续性强降水的关系,同时分析了低频海-气相互作用对持续性强降水的影响。

2 资料和方法

2.1 资料

使用的资料包括:中国国家气象信息中心提供的全中国756站的地面气候资料日值数据、NCEP/NCAR发布的全球再分析日平均资料以及NOAA逐日向外长波辐射(OLR)和海表温度(SST)资料集。其中,NCEP/NCAR的再分析资料包括水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 的水平风(u, v)场、垂直速度(ω)场、位势高度(Φ)场、地表气压(p)场、气温(t)场和比湿(q)场,以及非均匀高斯格点形式的地表净短波辐射通量场、净长波辐射通量场、净潜热通量场和净感热通量场。NOAA逐日向外长波辐射场与海表温度场的水平分辨率分别为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 和 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 。所有资料使用的时间范围均为1982—2011

年共30年的夏季(文中夏季指5—8月)。此外,根据Hong等(2013)对1979—2011年中国大陆5—8月单站持续性强降水事件的研究,无论是持续性强降水事件的发生频次还是其平均降水强度的空间分布,华南(20° — 25° N, 105° — 120° E)均是中国显著的大值区(图略),因此,文中选取该区域进行研究。同时为了保证降水资料数据的连续性,对有缺测的站点进行了剔除,华南地区共有45个站点的逐日降水资料被用于分析。

2.2 方法

2.2.1 持续性强降水的定义与位相合成

为了得到华南夏季降水的显著性周期,首先对1982—2011年华南地区共45个站点的夏季降水进行区域平均,再减掉其气候态,即去掉季节循环的影响,然后进行9 d滑动平均,滤掉高频天气时间尺度,并对逐年夏季降水分别进行功率谱分析,得到这30年功率谱的平均值(图1)。可以看到,12—35 d的周期均非常显著,通过了红噪声检验,且在16、21和30 d左右存在3个峰值,说明华南夏季降水具有显著的季节内(低频)振荡特征,这与已有的一些研究结论一致(唐天毅等,2007;纪忠萍等,2010;梁巧倩等,2011;胡娅敏等,2014)。当今常规天气预报主

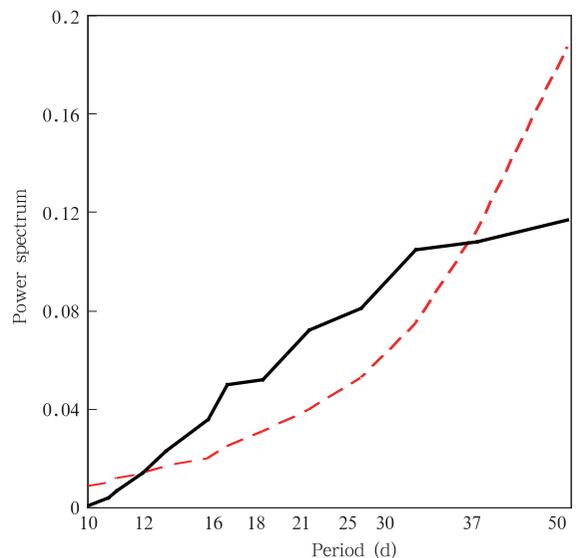


图1 1982—2011年华南夏季降水功率谱(实线)分析(虚线表示红噪声检验)

Fig. 1 Power spectral analysis (solid line) of summer rainfall over South China during 1982 to 2011 (The dashed line indicates the red noise spectrum)

要着眼于 10 d 内的中、短期天气预报,短期气候预测则主要解决月尺度以上的预测,而介于两个尺度之间的 10—30 d 预报(即延伸期预报)就成为“预报缝隙”,使预报降水的季节内变化成为难题(李文铠等,2014)。因此,文中针对 12—30 d 这一周期进行研究,并对华南地区 45 站的原始降水资料以及其他常规气象要素场进行 12—30 d 的傅里叶带通滤波,以凸出该周期内的低频振荡特征,文中提到的低频若未特殊说明均是指 12—30 d。

持续性强降水通常位于低频降水的活跃位相(Yang, et al, 2010),因此通过提取低频降水的活跃位相(低频降水事件)来表征华南夏季的持续性强降水。类似曹鑫等(2013)的做法,先将 1982—2011 年华南地区 45 站夏季的逐日降水进行 12—30 d 的傅里叶带通滤波,然后将滤波后的降水进行区域平均,再进行标准化得到降水指数(I_R),若 I_R 连续 3 d 及以上不小于 1.5,则定义为一个低频降水事件,由此共选出了 67 个事件。然后对低频降水事件的基本

特征进行统计,分析降水量以及降水强度的空间分布特征,并利用位相合成的方法对低频降水期间降水的空间演变特征进行分析,揭示出低频降水过程中伴随的低频大气环流型,并对低频信号的来源和传播特征进行研究,同时揭示出低频海-气耦合对持续性强降水过程的贡献。在进行位相合成时,将低频降水的整个过程分为 9 个位相进行合成,在每个降水事件中,第 1 和第 9 位相对应 I_R 最小值,表示不降水或降水稀少的时刻,第 5 位相对应 I_R 最大值,表示持续性强降水最强烈的时刻,第 3 和第 7 位相对应 0 值或最接近 0 值的 I_R ,其余位相由线性插值得到。图 2 以 1986 年华南地区 5—8 月的降水指数 I_R 和原始降水量 R 的变化序列为例,说明选取低频降水事件和位相合成的方法,1986 年共出现了 3 次持续性强降水事件,分别发生在 5 月 10—12 日、7 月 11—13 日及 8 月 9—13 日,以第 3 次事件为例,图 2 中的数字标出了低频降水事件的不同位相。

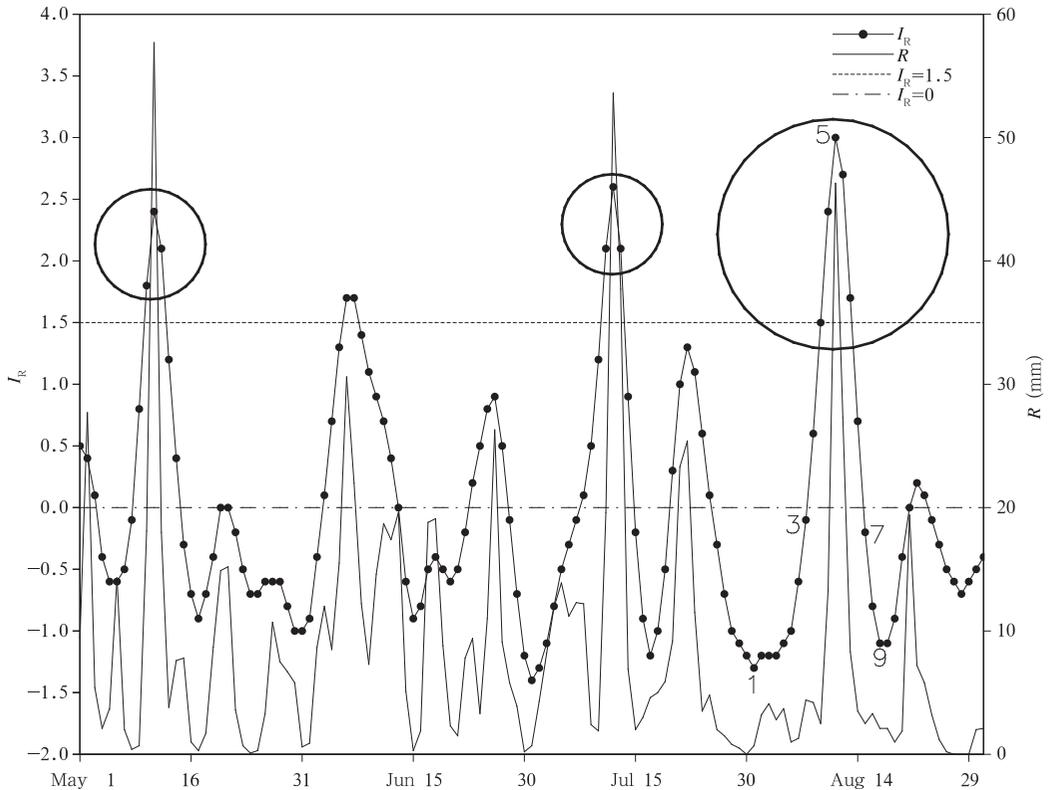


图 2 1986 年华南夏季降水指数 I_R 和原始降水量 R 序列

(圆圈表示选取的低频降水事件,数字表示不同位相)

Fig. 2 Summer rainfall index I_R and original precipitation sequence R of South China in 1986

(The circles indicate the selected low frequency rain events, the numbers denote different phases)

2.2.2 相关公式及计算

在分析低频水汽输送时,水汽含量(W)(kg/m^2)和纬向、经向水汽输送通量(F_x)、(F_y)($\text{kg}/(\text{m}\cdot\text{s})$)分别由以下公式计算:

$$W = \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_s} q dp \quad (1)$$

$$F_x = \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_s} qu dp \quad (2)$$

$$F_y = \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_s} qv dp \quad (3)$$

式中, g 为重力加速度(m/s^2), u 、 v 和 q 分别为某一气压面 p 上的纬向、经向风速(m/s)和比湿(kg/kg), p_s 为地面气压(hPa), p_t 为大气层顶气压,取为 300 hPa 。下文给出的水汽含量和水汽输送通量均为从地面至 300 hPa 的积分。

在对低频海-气耦合过程进行研究时,对流不稳定度用 850 与 1000 hPa 假相当位温的差值即 $\theta_{se850} - \theta_{se1000}$ 来表示。其中,假相当位温 θ_{se} 为(Bolton, 1980)

$$\theta_{se} = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{0.2854(1-0.28q)} \times \exp \left[q(1+0.81q) \left(\frac{3376}{T_L} - 2.54 \right) \right] \quad (4)$$

式中, q 和 T 分别为某一气压面 p 上的比湿和气温(K), T_L 为凝结高度的绝对温度,即气块干绝热上升达到饱和时的温度(K)

$$T_L = 55 + \frac{2840}{3.5 \ln T - \ln e - 4.805} \quad (5)$$

式中, $e = \frac{pq}{0.62197 + 0.378q}$,为水汽压(hPa)。

3 华南夏季持续性强降水的基本特征

通过对挑选出的 67 个低频降水事件的统计发现,低频降水事件的持续天数平均为 4 d ,平均降水强度(研究区域原始降水的平均)为 $23.5\text{ mm}/\text{d}$,其对应的原始降水量占华南夏季总降水量的 21% 。由于每个低频降水事件的发生时间、持续天数和强度均各有差异,为深入分析华南地区夏季持续性强降水的基本特征,对持续不同天数的低频降水事件发生的频次、出现的月份、降水强度以及降水量占总低频降水事件降水量(二者均为低频降水事件所对应的原始降水量)的比例进行进一步统计(表1)。

由表1可以看出,1982—2011年华南夏季低频降水事件的持续天数范围为 $3\text{—}6\text{ d}$,持续 3 、 4 d 的事件次数最多,各有 23 次,持续 5 d 的次之,持续 6 d 的最少,只有 5 次。持续 3 d 的低频降水事件主要发生在 6 、 7 月, 5 月发生最少;持续 4 、 5 d 的事件在 6 月发生次数最多, 5 月最少,且持续 4 d 的事件降水量所占比例最大;持续 6 d 的事件主要发生在 5 、 6 月, 7 月发生最少。 5 和 6 月分别是持续性强降水发生最少和最多的月份,分别是 11 和 23 次,而 7 和 8 月低频降水事件发生的总次数相差无几,分别

表1 1982—2011年华南夏季低频降水事件的特征统计

持续日数 (d)	总频次	5月	6月	7月	8月	降水强度 (mm/d)	降水量占总低频事件 降水量的比例(%)
3	23	4	7	7	5	24.8	26.9
4	23	3	8	5	7	23.1	33.5
5	16	2	6	4	4	23.1	29.1
6	5	2	2	0	1	22.1	10.5
合计或平均	67	11	23	16	17	23.5	100

为 16 和 17 次。此外,低频降水事件的降水强度总体上随着持续天数的增加而减小。

为了得到华南夏季持续性强降水更具体的发生时段,对这 67 个低频降水事件发生的日期进行统计(图3)。由图3a可以看到,低频降水事件的发生频次在 6 月 8 日和 6 月 27 、 28 日前后有两个非常明显的峰值,均对应前汛期后期,而在 8 月 5 日前后也有

一个较小的峰值,对应后汛期,其他时段发生次数差异不大,说明华南的前汛期末期是最易发生持续性强降水的时段,与低频降水事件在 6 月发生次数最多相对应。而如图3b所示,低频降水事件的降水量在对应的 3 个时段也有明显的峰值,其变化曲线与低频降水事件发生频次的变化曲线几乎完全吻合。

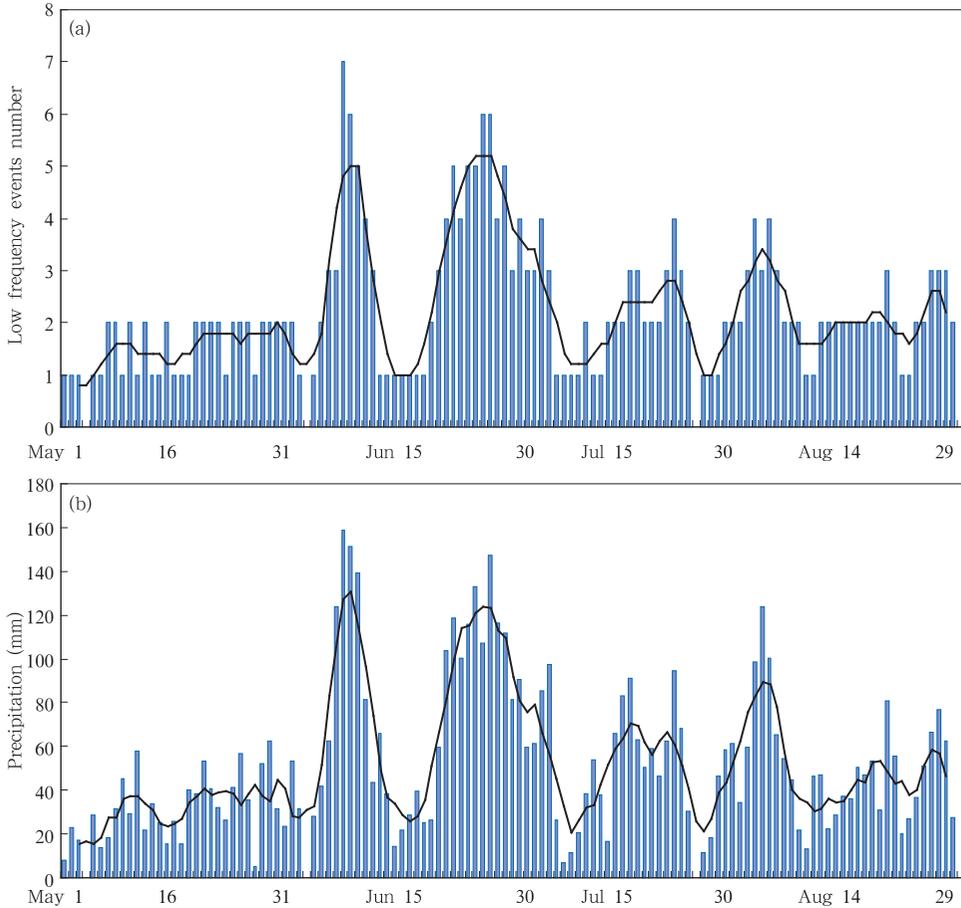


图3 1982—2011年华南夏季低频降水事件的发生次数(a)及其降水量(b)在不同月份的分布
(黑色曲线表示5 d滑动平均后的值)

Fig. 3 Number (a) and precipitation amounts (b) of the low frequency rain events during May – August of 1982 – 2011 over South China (The black curves are 5 d running means)

从1982—2011年华南夏季降水的空间分布(图4)特征可以看到,在华南地区,无论是夏季总降水(图4a、c)还是低频降水事件(图4b、d),其降水量和降水强度的空间分布总体均由西北向东南呈阶梯状逐渐增大,大值区主要分布在珠三角和广西南部沿海地区。此外,由上文可知,低频降水事件对应的原始降水量只占夏季总降水的21%,而且由图4a、b也可以看到在整个华南地区,低频降水事件对应的降水量均远少于夏季总降水,但如图4c、d所示,整个华南地区低频降水事件的降水强度却远大于夏季总降水,甚至可达2倍之多,说明了持续性强降水的降水强度之强。

从低频降水期间降水距平空间分布的演变过程

(图略)可以得到,从第1至第5位相,整个研究区域由一致的降水负距平变为一致的正距平,降水量呈一致性的显著增大,反映持续性强降水的发生发展过程,且在第5位相整个华南地区降水距平达到正的最大,对应持续性强降水最强烈的时刻。在降水发生发展的过程中,华南的东南部沿海地区是降水最先增大的区域,然后大值区逐渐向西北内陆推进,表明华南夏季低频降水期间的雨带是自东南向西北方向推进的。第5位相以后直至第9位相,整个研究区域又由一致的降水正距平变为一致的负距平,降水量呈一致性的显著减少,表示持续性强降水的减弱与结束。

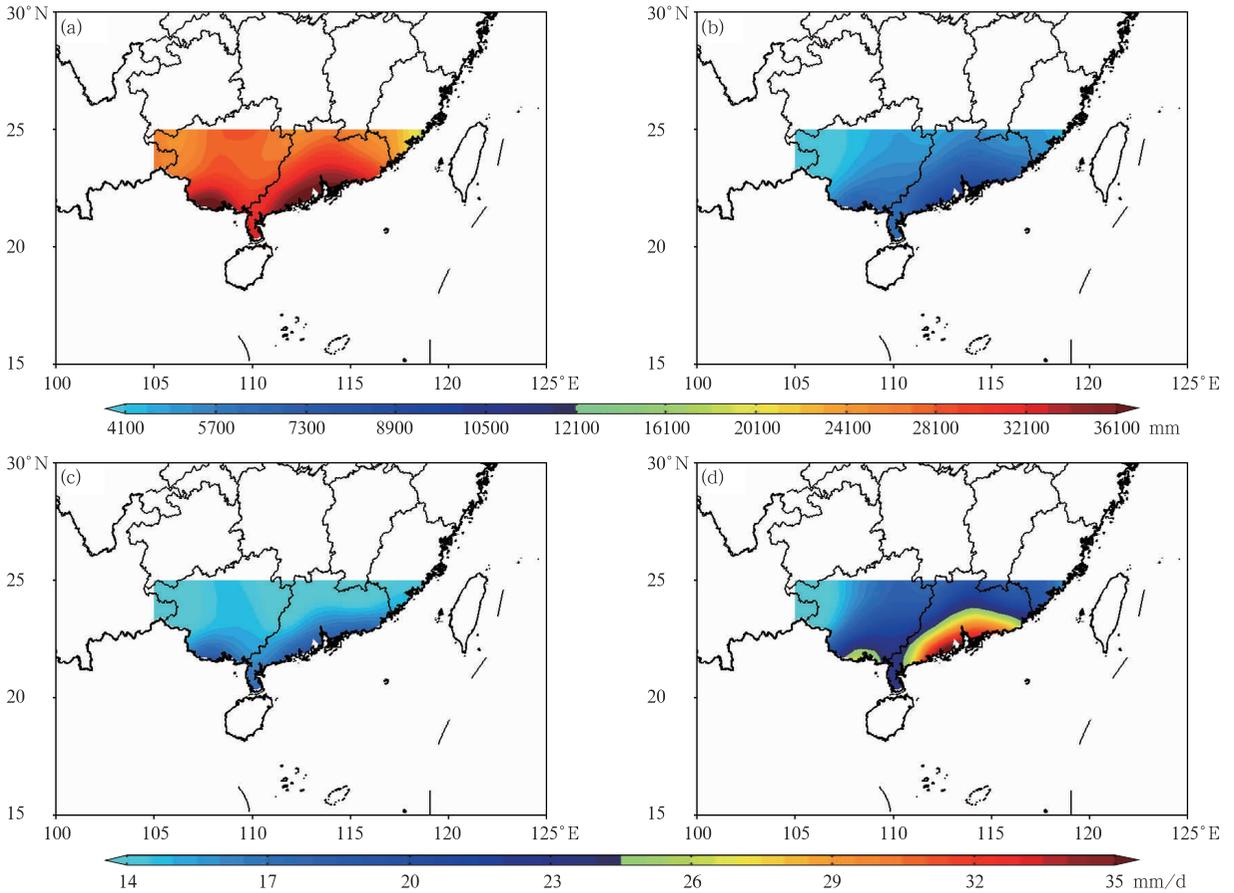


图4 1982—2011年华南夏季降水的总降水量(a,b)以及降水强度(c,d)的空间分布
(a,c,夏季总降水,b,d,低频降水事件)

Fig. 4 Spatial patterns of precipitation (a, b) and intensity (c, d) for the summertime rainfall of 1982 - 2011 over South China (a, c. total summer rainfall; b, d. low frequency rain events)

4 华南夏季持续性强降水期间低频大气环流场的时空演变分析

基于前文方法中挑选出的67个低频降水事件,本节利用位相合成的方法来分析持续性强降水期间伴随的大尺度低频大气环流型的时空演变过程,以及低频信号的来源与传播特征。

4.1 低层低频大气环流场的演变

图5为850 hPa低频风场、向外长波辐射场以及850 hPa位势高度场在低频降水期间不同位相的合成,用以揭示低层低频大气环流场的时空演变特征。可以看到,从第1至第5位相,华南及邻近海域上空强大的低频反气旋式环流和显著的向外长波辐射正异常逐渐减弱消失,而中国南海—菲律宾海一带弱的低频气旋式环流不断西伸北上至华南及邻近海域并逐渐增强,导致该地区低频位势高度的下降,

伴随着对流活动的增强。而在第1位相位于热带西太平洋(EQ—10°N, 140°—170°E)上空弱的低频向外长波辐射正异常也一直向西北传至中国南海—菲律宾海一带并增强,该过程伴随着低频反气旋式环流的出现、传播和增强。导致在第5位相,华南及邻近海域低层被强大的低频气旋式环流所控制,低频位势高度为显著负异常,而中国南海—菲律宾海一带为强大的低频反气旋式环流和位势高度正异常,这两个低频环流相互配合使来自中国南海的西南风将充沛的暖湿气流输送到华南及邻近海域并发生辐合,低频向外长波辐射为显著的负异常,对流极其活跃,对应持续性强降水最强烈的时刻。此形势在第4位相就已形成,直到第7位相才衰亡消散,有利于持续性强降水的发展与维持。而后,由热带西太平洋西北传至中国南海—菲律宾海一带的低频反气旋式环流和对流抑制区继续增强且西伸北上至华南及

邻近海域,并维持在此直至第 9 位相,造成该处的低频位势高度再次增大,有助于持续性强降水的减弱与结束。而在第 5 位相形成于赤道西太平洋区域弱的对流场不断向西北移动并逐渐增强,在第 9 位相

完全到达中国南海—菲律宾海一带,该过程伴随着低频气旋式环流的出现、移动和增强。第 9 位相又回到第 1 位相的环流配置,且与第 5 位相刚好相反,很好地体现了低频环流的周期性。

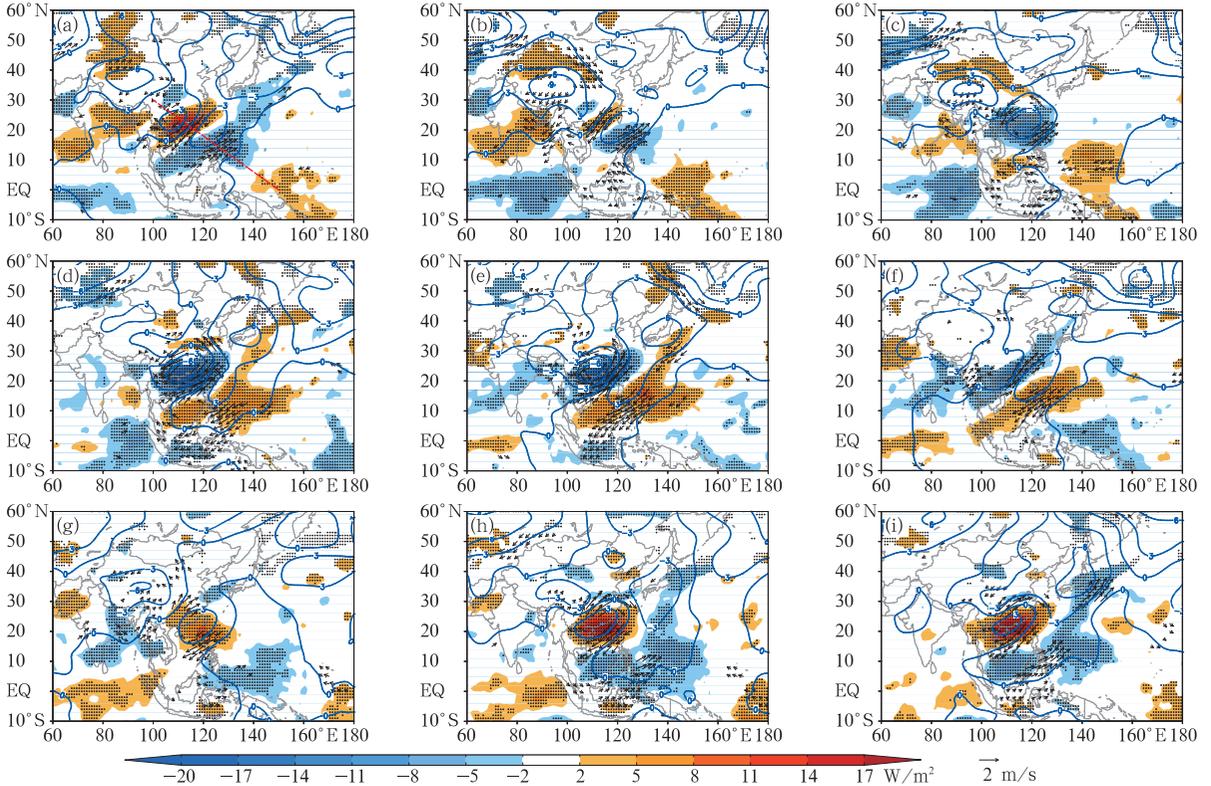


图 5 850 hPa 低频风场异常(矢量)、低频向外长波辐射异常(色阶)以及 850 hPa 低频位势高度异常(蓝色等值线,gpm)在降水事件 9 个位相(a—i)的合成(黑色点区代表通过 90% 信度检验的低频向外长波辐射异常,黑色箭头代表通过 90% 信度检验的风场异常,(a)中红色虚线表示沿(EQ, 150°E) — (30°N, 100°E)的剖面)

Fig. 5 Composites of low frequency wind anomalies (vector), OLR anomalies (shaded) and geopotential height anomalies at 850 hPa (blue contour, gpm) for the 9 rainfall phases (a - i)
(The black dots and vectors in (a - i) denote the OLR and wind anomalies are statistically significant at the 90% confidence level, respectively. The red dashed line in (a) indicates the cross line from along (EQ, 150°E) - (30°N, 100°E))

对图 5 的分析表明,来源于中国南海—菲律宾海一带以及热带西太平洋上空低频振荡的西北向传播是华南夏季持续性强降水发生的先兆信号,为进一步揭示低层低频信号的来源和传播过程,图 6 给出了 850 hPa 低频相对涡度场沿(EQ, 150°E) — (30°N, 100°E)剖面(图 5a 中红色虚线所示)的位相传播。可以清楚地看到低层低频相对涡度由东南向西北的传播过程。中国南海—菲律宾海一带的低频正涡度(低频气旋)在第 1 位相由(18°N, 120°E)附近开始生成并持续西伸北传,在第 5 位相达最大值,

对应持续性强降水最强烈的时刻,且所在位置正好为华南持续性强降水发生的区域,然后继续向西北传播,离开华南地区,且强度迅速减弱。整个传播情况对应图 5a—i 中的中国南海—菲律宾海一带低频气旋式环流在第 1—9 位相的西伸北传。热带西太平洋上空弱的低频负涡度(低频反气旋)在第 1 位相由(9°N, 135°E)左右开始生成并一直西传北上且强度增强,在第 5 位相完全到达中国南海—菲律宾海一带,然后继续西北传,在第 7 位相强度稍有减弱,后又增强,在第 8 位相完全传至华南地区上空,并维

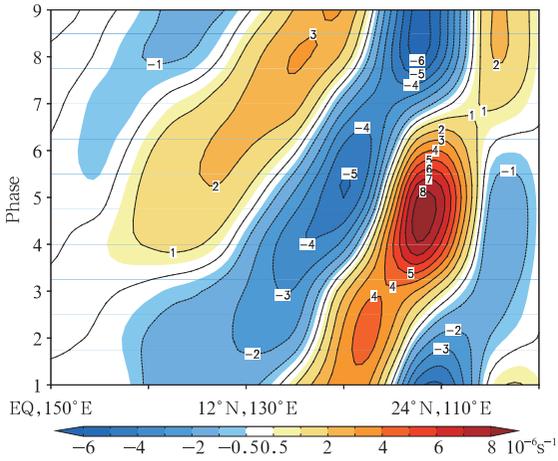


图6 850 hPa 低频相对涡度异常沿(EQ,150°E) — (30°N,100°E)剖面的位相传播

Fig.6 Cross section of the 850 hPa low frequency relative vorticity anomalies from (EQ, 150°E) to (30°N,100°E)

持在此直至第9位相,其传播与图5中热带西太平洋的低频反气旋式环流在整个降水过程中的西伸北传相对应。此外,在第5位相,热带西太平洋(6°N, 140°E)附近有一弱的低频正涡度(低频气旋)形成,而后不断向西北传播,强度略有增强,最终到达中国南海—菲律宾海一带。这与上述的低层低频风场信号的西北传路径是一致的。

由此可得,华南夏季持续性强降水期间的低频风场信号在低层主要来源于中国南海—菲律宾海一带以及热带西太平洋上空低频振荡的西北向传播。

4.2 太平洋副热带高压的变化

图7为500 hPa等压面上5870 gpm等值线和850 hPa等压面上1495 gpm等值线在低频降水期间不同位相的合成,用来揭示太平洋副热带高压在持续性强降水期间的变化。由图7a、b可以清楚地

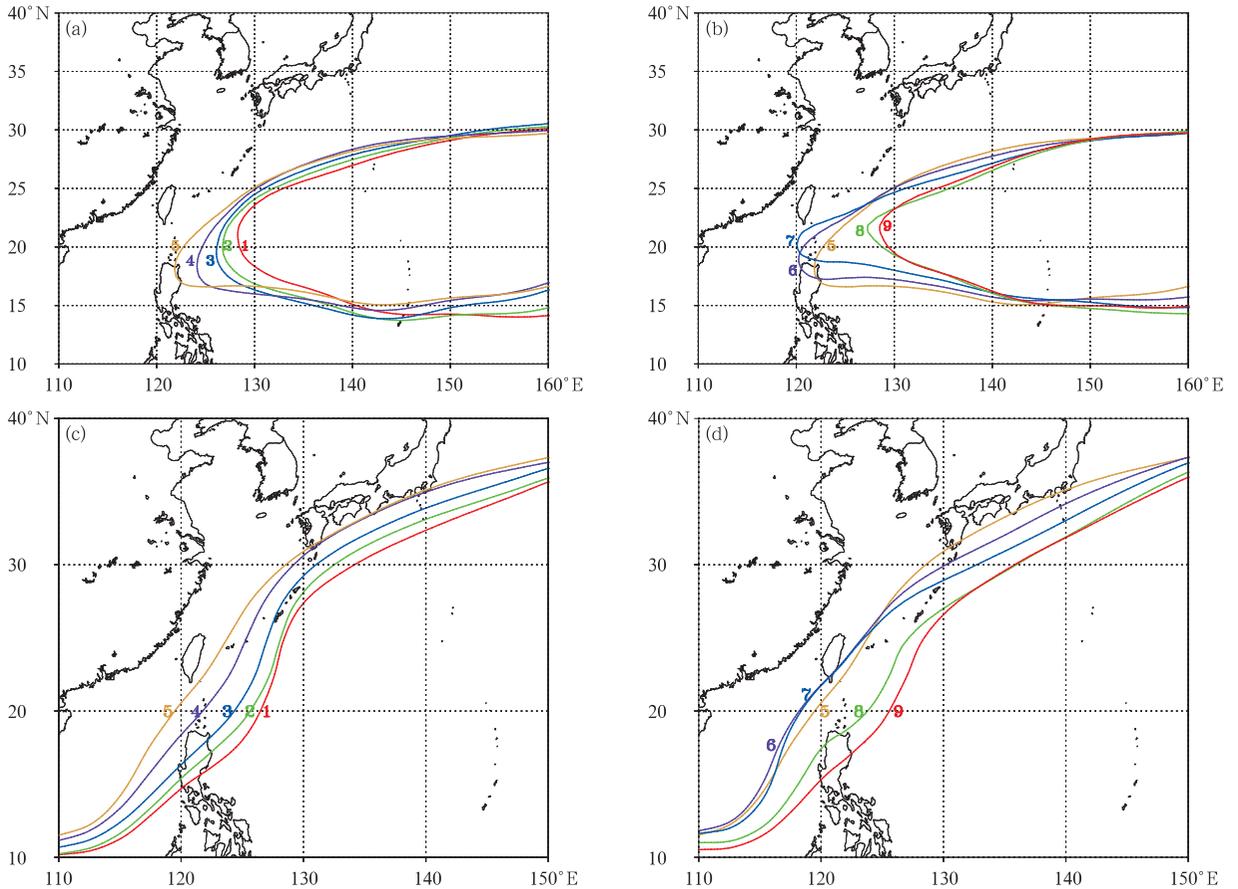


图7 500 hPa等压面上5870 gpm等值线(a,b)和850 hPa等压面上1495 gpm等值线(c,d)在降水事件9个位相的合成 (a,c.1—5位相,b,d.5—9位相;线上的数字表示低频降水事件的位相)

Fig.7 Composites of the 5870 gpm contour lines (a, b) at 500 hPa and the 1495 gpm contour lines (c, d) at 850 hPa for the 9 phases

(a, c, 1—5 phases, b, d. 5—9 phases; Numbers on the contours denote rainfall phases)

看到,从第 1 至第 6 位相,西太平洋副热带高压从 129°E 一直西伸到最西端 120°E 附近,并维持在此直至第 7 位相,之后迅速东撤,在第 9 位相撤至最东端 129°E 左右,并且在副热带高压西伸东撤的同时,120°—150°E 副热带高压的北部边缘也发生北扩和南退。通过用 850 hPa 等压面上的 1495 gpm 等值线来表征低层西太平洋副热带高压的移动(图 7c、d),也可以得到同样的变化过程,即从第 1 至第 6 位相,低层副热带高压西伸北扩,其西边界与 20°N 的交点从 127°E 一直西伸至最西端 119°E 左右,北侧边缘扩展到日本岛南侧边界,而后低层副热带高压逐渐东撤南退回到第 1 位相的位置。所以在持续性强降水达到最大值之前,西太平洋副热带高压的持续西伸北扩对应着低层低频大气环流场的西北向传播,即之前所揭示的 850 hPa 低频反气旋式环流从热带西太平洋西伸北传至中国南海—菲律宾海一带,低频气旋式环流从中国南海—菲律宾海一带西北传至华南及邻近海域,低频风场、水汽在华南及邻近海域低层辐合上升,促使该处持续性强降水的发生、发展。而后,副热带高压的继续西伸伴随着 850 hPa 从热带西太平洋西伸北上至中国南海—菲律宾海一带的低频反气旋式环流继续向西北传播至华南及邻近海域,导致该处对流受到抑制,持续性强降水减弱,最终结束。最后副热带高压东撤南退,对应着 850 hPa 在热带西太平洋新生成的弱的低频气旋式环流西北传至中国南海—菲律宾海一带,低层的低频环流场又回到降水伊始的环流配置,完成了低频降水的整个过程。

以上分析表明,在低频降水的整个过程中,西太平洋副热带高压先西伸扩展后东撤收缩,表现出了明显的低频变化特征,而西太平洋副热带高压的低频变化伴随着低层低频大气环流场的演变与传播,也由此导致了持续性强降水开始—加强—最强—减弱—结束的全过程。

4.3 高层低频大气环流场的演变

图 8 给出了 200 hPa 低频风场及其散度场、200 hPa 位势高度场在低频降水期间不同位相的合成。可以清楚地看到,在第 1 位相,亚洲西部和白令海附近高层各被一个强烈的低频反气旋式环流占据,两者同巴伦支海附近以及俄罗斯中部—日本海一带的低频气旋式环流构成了一个近东西向的低频罗斯贝波列(波列 1)。华南北侧(22°—45°N, 95°—

130°E)区域和亚洲西部的低频反气旋式环流同巴伦支海与青藏高原及其北部的低频气旋式环流构成了另一个西北—东南向的低频罗斯贝波列(波列 2),这两个低频波列相互交织,共同传播,且俄罗斯中部—日本海一带的低频气旋式环流与青藏高原及其北部的低频气旋式环流是同一个气旋式环流的两个强度不同的中心。在波列 2 中,华南北侧(22°—45°N, 95°—130°E)区域的低频反气旋式环流与孟加拉湾—中国南海一带弱的低频气旋式环流相互配合,导致整个华南及邻近海域高层都处于较强的辐合场中,此时低层被强大的低频反气旋式环流所控制,对流受到抑制。从第 2 位相开始,波列 1 自西向东传播,波列 2 自西北向东南传播,且在此过程中,波列 2 中华南北侧(22°—45°N, 95°—130°E)区域的低频反气旋式环流迅速减弱并南下至孟加拉湾—中国南海一带,致使华南及邻近海域高层的辐合场无法继续维持。而青藏高原及其北部—俄罗斯中部—日本海一带的低频气旋式环流范围减小但强度增强,并在第 4 位相东移南下至华南北侧(22°—45°N, 95°—130°E)区域,与南下至孟加拉湾—中国南海一带的低频反气旋式环流相互配合,促使华南及邻近海域高层逐渐被强的辐散场所占据,强大的辐散环境有利于加强低频上升运动和低层的辐合,产生活跃的对流活动,促使持续性强降水的发生、发展。此环流配置从第 3 位相一直持续到第 6 位相,而在此期间华南及邻近海域低层始终为低频气旋式环流所控制,所以高低层的低频环流相互配合有利于华南夏季持续性强降水的增强与维持。第 6 位相以后,华南北侧(22°—45°N, 95°—130°E)区域的低频气旋式环流迅速减弱南压至孟加拉湾—中国南海一带,致使华南及邻近海域高层的辐散场逐渐消散,其西北侧蒙古高原—青藏高原地区的低频反气旋式环流也逐渐东移南传,最终到达华南北侧(22°—45°N, 95°—130°E)区域,且强度显著增强,华南及邻近海域高层又重新处于强大的辐合环境中,对应低层在此期间的低频反气旋式环流,使对流活动受到抑制,有利于持续性强降水的减弱与结束。

为了更直观地说明高层低频信号的传播情况,图 9 给出了 200 hPa 低频相对涡度场沿(70°N, 50°E)—(10°N, 150°E)剖面(图 8a 中红色虚线所示)的位相传播,可以看到低频罗斯贝波列明显的东移南下过程。在低频降水期间,青藏高原及其北部的

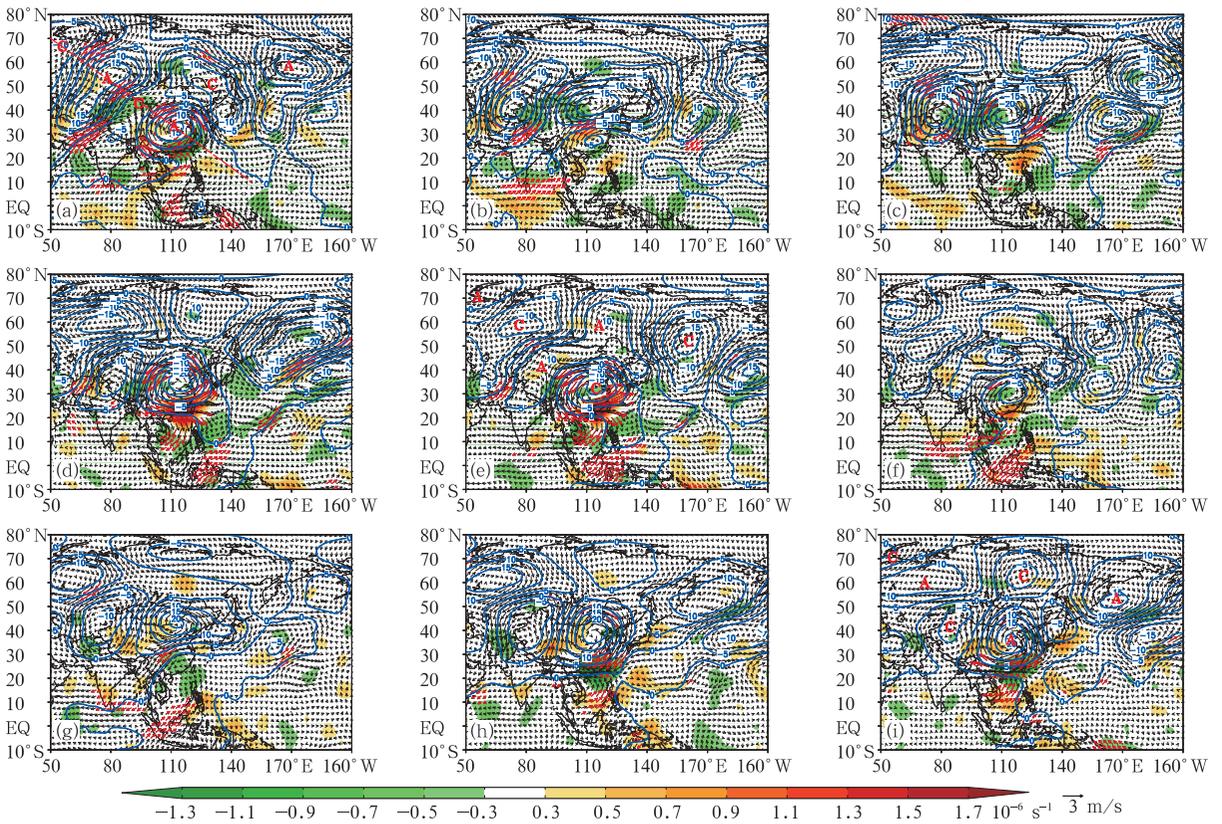


图8 200 hPa 低频风场异常(矢量)及其散度异常(色阶)、200 hPa 位势高度异常(蓝色等值线)在降水事件9个位相(a—i)的合成(红色箭头代表通过90%信度检验的风场异常,“A”表示低频反气旋式环流,“C”表示低频气旋式环流, (a)中红色虚线表示沿(70°N,50°E)—(10°N,150°E)的剖面)

Fig.8 Composites of low frequency wind anomalies at 200 hPa (vectors, m/s), divergence anomalies (shaded, $10^{-6} s^{-1}$) and geopotential height anomalies at 200 hPa (blue contour, gpm) for the 9 phases (a - i) ("A" indicates the low frequency anticyclonic circulation, "C" indicates the low frequency cyclonic circulation. The red vectors in (a - i) are statistically significant at the 90% confidence level. The red dashed line in (a) indicates the cross line from (70°N, 50°E) to (10°N, 150°E))

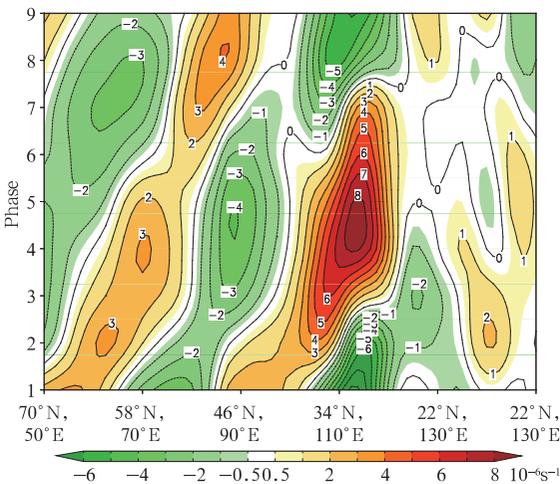


图9 200 hPa 低频相对涡度异常沿(70°N,50°E)—(10°N,150°E)剖面的位相传播

Fig.9 Cross section of the 200 hPa low frequency relative vorticity anomalies from (70°N, 50°E) to (10°N, 150°E)

低频正涡度(低频气旋)从第1至第9位相由93°E东传至130°E、由44°N南下至20°N附近的中国南海一带,且在第4位相,该低频正涡度到达华南北侧(22°—45°N,95°—130°E)区域,强度较强,造成华南及邻近海域高层强大的辐散环境,有利于降水的发展。亚洲西部的低频负涡度(低频反气旋)从第1至第9位相由75°E东移至110°E、由55°N南传至34°N附近的华南北侧(22°—45°N,95°—130°E)区域,使华南及邻近海域高层重新处于强辐合场中,导致降水的减弱终止。巴伦支海附近的低频正涡度(低频气旋)从第1至第9位相由(67°N,55°E)东传南压至(49°N,85°E)的新疆北部地区。这与上文分析高层低频罗斯贝波列的传播一致。

因此,华南夏季降水的12—30 d 振荡与高层包

含异常气旋和反气旋的自西北向东南传播的低频罗斯贝波列密切相关。

4.4 低频垂直运动和低频水汽输送的演变

通过前文的分析可知,高层强大的辐散环境配合低层的强辐合场,能够促使上升运动持续加强,导致活跃的对流活动,有利于降水的发生、发展。图 10 为经过 100° — 120° E 纬向平均后的低频垂直速度在低频降水期间不同位相的高度-纬度剖面。可以看到,在第 1 位相,华南整层都是显著的低频下沉运动,对应 850 hPa 的低频反气旋式环流和高层强的辐合场,对流受到抑制,而中国南海—菲律宾海一带为弱的低频上升运动,伴随弱的对流活动。从第 2 位相开始,华南的低频下沉运动北移并减弱,而中国南海—菲律宾海一带的低频上升运动不断北上并

加强,在第 4 位相完全到达华南地区,在第 5 位相强度达最大,对应低层强烈的辐合和高层强的辐散环境,华南整层都是显著的低频上升运动,对流异常活跃,对应持续性强降水最强烈的时刻。同时从第 4 位相开始,在强低频上升运动南侧的中国南海—菲律宾海一带就有弱的低频下沉运动开始形成,一直持续至第 6 位相,有利于降水的发展与维持。第 6 位相以后,华南地区的低频上升运动北移至长江以北地区,强度显著减弱,并维持在此直至第 9 位相,而中国南海—菲律宾海一带的低频下沉运动不断增强北上至华南地区,且下沉运动的范围也同时向高低层延伸,致使华南整层又变为强烈的低频下沉运动,从而有助于降水的减弱与结束。

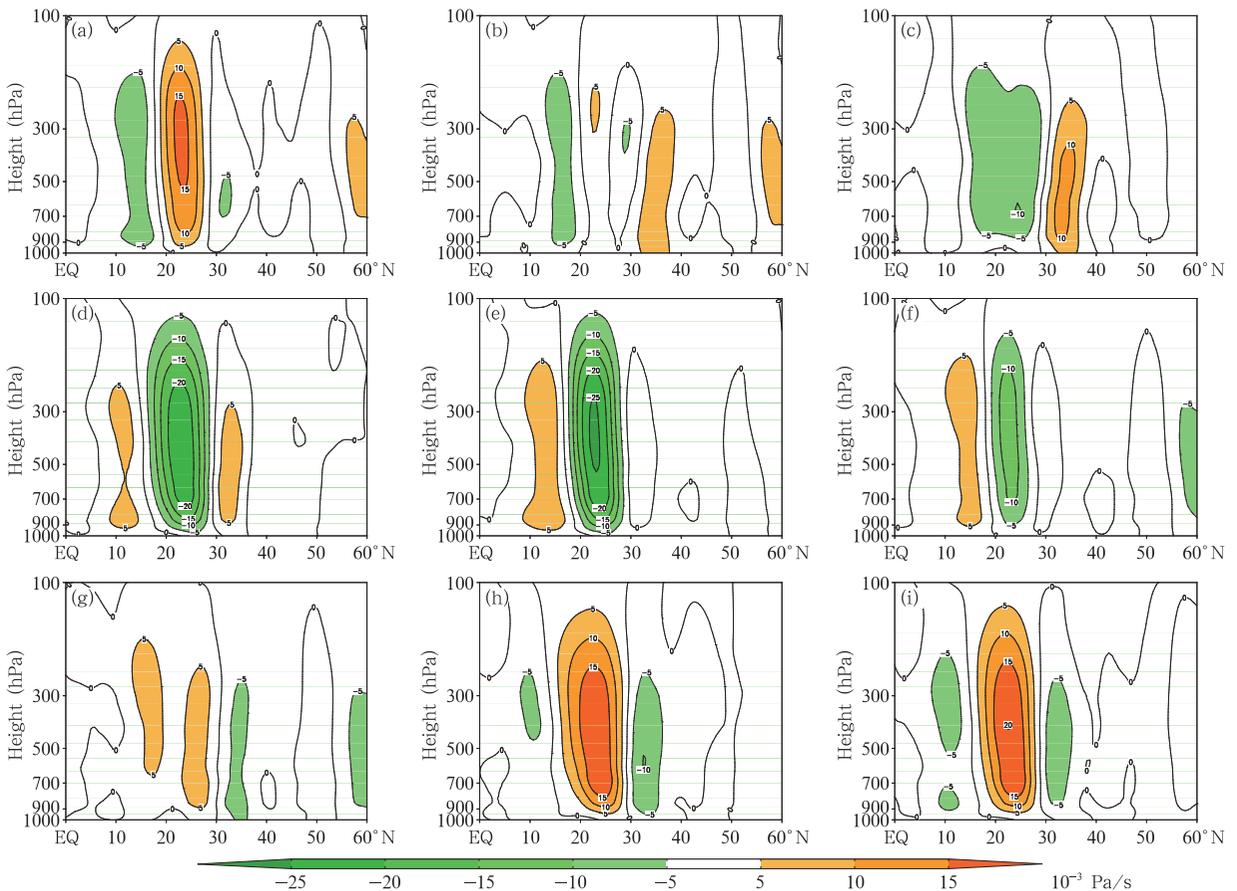


图 10 低频垂直速度(ω)异常在降水事件 9 个位相(a—i)的高度-纬度剖面
(100° — 120° E 平均;正值表示低频下沉运动,负值表示低频上升运动)

Fig. 10 Height-latitude cross sections of composited low frequency vertical speed ω anomalies averaged over 100° — 120° E for the 9 phases (a—i) (The positive value of ω denotes descending motion, while the negative value denotes ascending motion)

除了强烈的上升运动,充沛的水汽输送也是持续性强降水发生、发展不可或缺的条件。从图 11 可以看出,在持续性强降水发生、发展的过程中,低频水汽输送通量及其散度也呈现出低频波动形式,自东南向西北传播。低频水汽输送通量的空间分布型与 850 hPa 低频风场的空间分布型非常相似,说明水汽输送主要集中在对流层低层,其低频信号的传播特征也跟低层风场相似。在第 1 位相,与华南地区上空低层低频反气旋式环流对应,低频水汽输送也为反气旋环流形式,低频水汽含量为显著负异常(图略),整个华南及邻近海域处于强的水汽辐散场中,再配合此时华南整层显著的低频下沉运动,从而抑制了降水的形成。而与中国南海—菲律宾海一带上空低层低频气旋式环流相对应,水汽输送也为低频气旋式环流,水汽在中国南海—菲律宾海一带强

烈辐合。从第 2 位相开始,华南及邻近海域的水汽辐散场减弱北移,中国南海—菲律宾海一带的水汽辐合场不断西伸北上且增强,并在第 4 位相完全到达华南及邻近海域,水汽在该处强烈辐合,水汽含量显著增大,并持续至第 6 位相,配合华南整层强烈的低频上升运动,从而有利于持续性强降水的增强与维持。同时,伴随着反气旋式的低频水汽输送,热带西太平洋上弱的水汽辐散区也逐渐向西北传播至中国南海—菲律宾海一带,且强度迅速增强。第 6 位相以后,华南及邻近海域的水汽辐合场迅速减弱北移,由热带西太平洋西伸北上至中国南海—菲律宾海一带的反气旋式的低频水汽输送继续向西北传播,最终到达华南及邻近海域,该处水汽再次强烈辐散,低频水汽含量显著减少,且伴随着低频下沉运动的不断增强,导致降水的减弱与结束。

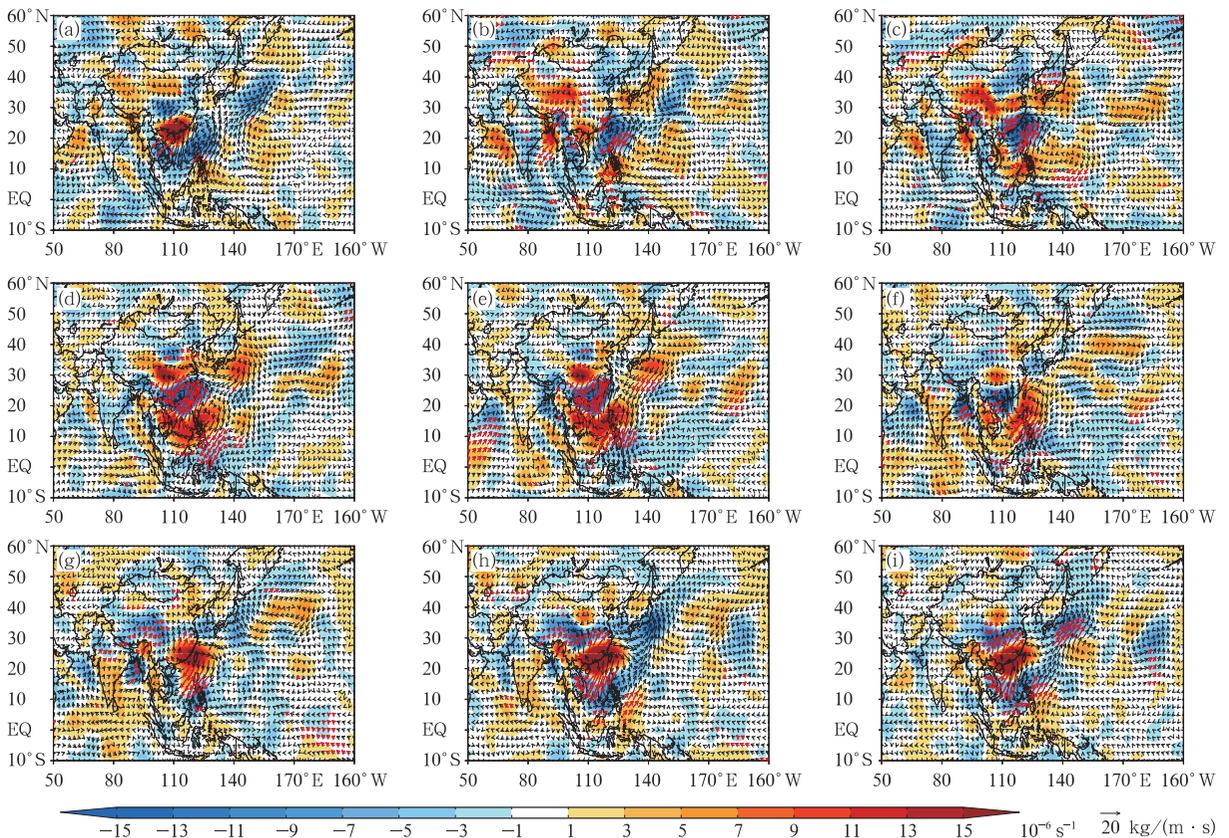


图 11 整层大气低频水汽输送通量异常(矢量)及水汽通量散度异常(填色区)在降水事件 9 个位相(a—i)的合成(红色箭头代表通过 90% 信度检验的水汽输送通量异常)

Fig. 11 Composites of low frequency total column water vapor transport flux anomalies (vectors) and water vapor divergence anomalies (shaded) for the 9 phases (a—i)

(The red vectors are for values statistically significant at the 90% confidence level)

5 低频海-气相互作用对华南夏季持续性强降雨的影响

海洋对大气环流,乃至整个气候系统均起巨大的调节作用。一方面,海洋巨大的热容量使其成为大气运动的主要能源,另一方面,海洋提供了大约 86% 的大气水汽来源,其热状况和蒸发强度的变化等直接影响着大气中能量和水分的分布。同时,低层大气的稳定性也通过影响对流活动而影响入射太

阳辐射,从而使海表温度发生变化。本节通过研究低频尺度上的海-气相互作用过程,揭示出外强迫因子对持续性强降雨的作用。

如图 12 所示,在低频降水期间,伴随着低层低频环流的演变,海表温度异常(SSTA)也发生了明显的低频变化。在低频气旋式环流自中国南海—菲律宾海一带向华南地区传播的过程中(1—4 位相,图 12a—d),其西侧海表温度升高,东侧海表温度降低。在低频反气旋式环流向华南地区传播的过程中

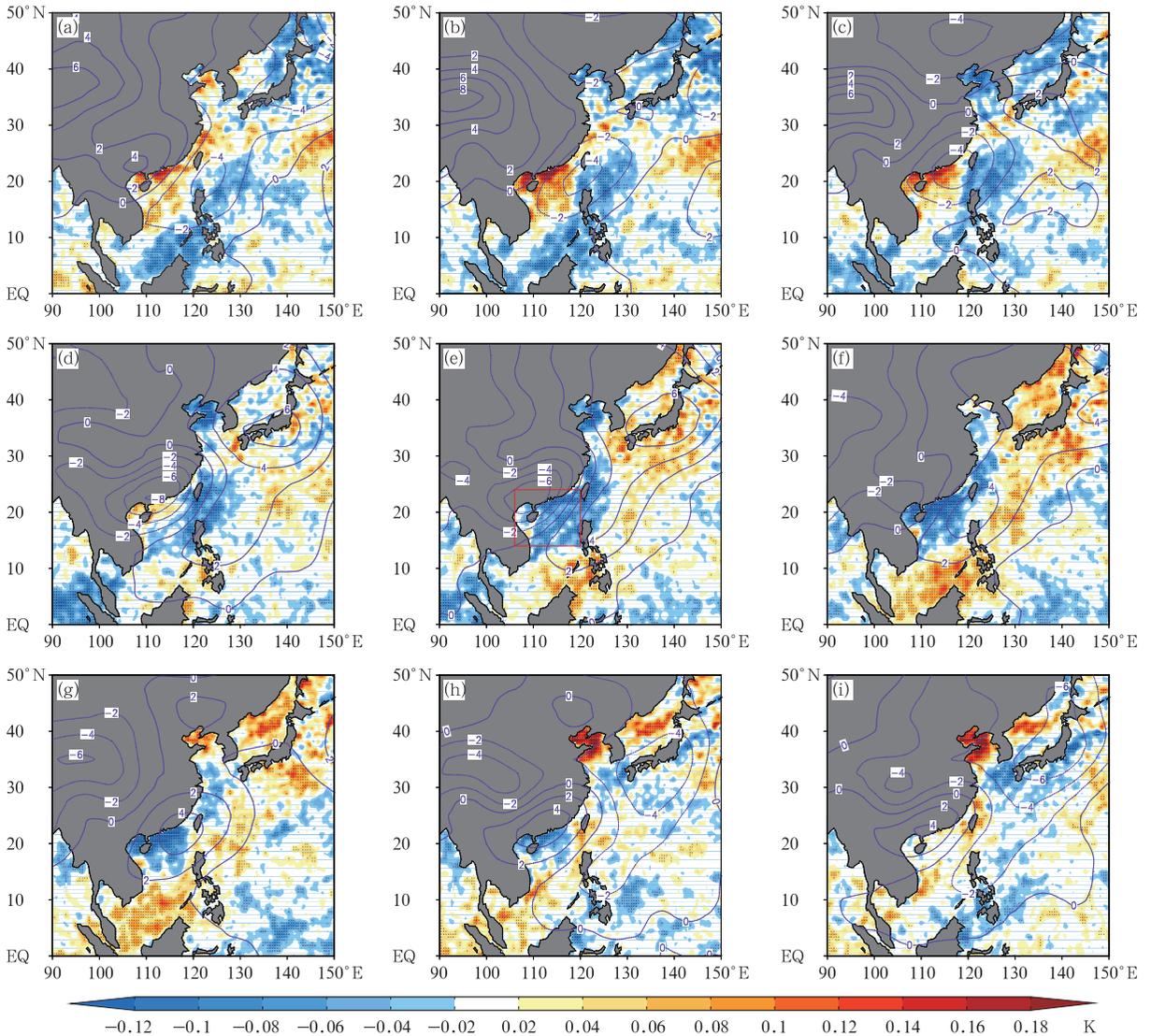


图 12 低频海表温度异常(色阶)和 850 hPa 低频位势高度异常(紫色等值线, gpm)在降水事件 9 个位相(a—i)的合成(黑色点区为通过 90% 信度检验的低频海表温度异常,(e)中的红色方框代表(14°—24°N, 106°—120°E)区域)

Fig. 12 Composites of low frequency SSTA (shaded) and geopotential height anomalies at 850 hPa (purple contours, gpm) for the 9 phases (a—i) (The black dots denote the values statistically significant at the 90% confidence level, The red box in (e) marks the region (14°—24°N, 106°—120°E))

(5—9 位相,图 12e—i),其西侧海表温度降低,东侧海表温度升高。其中,华南邻近海域是海表温度变率最大的区域。值得关注的是,海表温度的演变与环流场的演变呈现近 $\pi/2$ 的位相差:即高度场异常的中心对应海表温度异常的 0 线,而海表温度异常的中心对应高度场异常的 0 线。这样的振荡位相关系也就暗示着低频海-气相互作用的存在。

为了进一步研究低频海-气相互作用是如何影响持续性强降水的,选取华南邻近海域(14° — 24° N, 106° — 120° E)(图 12e 中的红色方框)作为研究区域,图 13a 为合成的区域平均低频海表温度异常、850 hPa 位势高度异常、潜热通量异常以及净短波辐射通量异常随位相的演变,图 13b 为合成的低频海表温度异常、对流不稳定性($\theta_{se850} - \theta_{se1000}$)异常、感热通量异常以及 1000 hPa 假相当位温异常随位相的演变。可以看到,在持续性强降水达到最大值之前,随着低频气旋式环流从中国南海—菲律宾海一带西伸北传至华南及邻近海域,研究区域的 850 hPa 低频位势高度从第 1 至第 4 位相一直在下降,从而导致该区域对流活动增强,同时伴随着降水的持续发展,

海洋向大气释放的潜热从第 1 至第 4 位相不断增加,空中云量增多,又致使海洋接收到的太阳短波辐射从第 1 至第 5 位相不断减少,进而导致该区域洋面变冷,低频海表温度从第 2 至第 6 位相由最大正异常不断减小到最大负异常。这个过程体现了大气对海洋的作用。而洋面的变冷使得海洋向大气释放的感热不断减少,且在第 3 至第 7 位相,感热异常变为负值,即大气向海洋释放感热,从而导致第 4 至第 7 位相低层假相当位温的下降,使得对流不稳定性在第 4 至第 7 位相始终保持正异常,即低层大气处于相对稳定的状态,进而抑制对流活动,低频气旋式环流不断减弱消散,低频反气旋式环流逐渐增强并占据华南及邻近海域,使得该区域 850 hPa 低频位势高度从第 4 至第 7 位相由最大负异常增大到最大正异常。这个过程体现了海洋对大气的作用。而随着降水的减弱,海洋向大气释放的潜热从第 4 到 8 位相不断减少,同时空中云量的减少又导致从第 5 到第 9 位相海洋接收到的太阳短波辐射的增多,从而促使洋面再次变暖,低频海表温度异常从第 6 至第 9 位相持续增大,形成振荡。

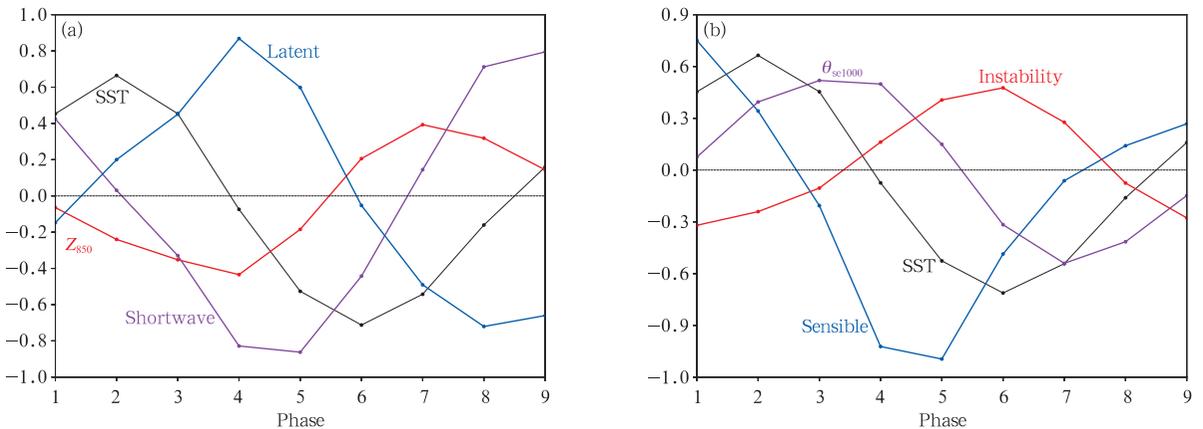


图 13 (a) 合成的低频海表温度异常(黑色实心圆点线, K)、850 hPa 位势高度异常(红色实心圆点线, gpm)、潜热通量异常(蓝色实心圆点线, W/m^2)和净短波辐射通量异常(紫色实心圆点线, W/m^2); (b) 合成的低频海表温度异常(黑色实心圆点线, K)、对流不稳定性异常(红色实心圆点线, K)、感热通量异常(蓝色实心圆点线, W/m^2)和 1000 hPa 假相当位温异常(紫色实心圆点线, K)
(a, b 经过 $(14^{\circ}$ — 24° N, 106° — 120° E) 区域平均)

Fig. 13 (a) Composites of low frequency SSTA (black dot line, K), geopotential height anomaly at 850 hPa (red dot line, gpm), latent heat flux anomaly (blue dot line, W/m^2) and net solar radiation flux anomaly (purple dot line, W/m^2); (b) Composites of low frequency SSTA (black dot line, K), convective instability anomaly (red dot line, K), sensible heat flux anomaly (blue dot line, W/m^2) and θ_{se} at 1000 hPa (purple dot line, K) averaged over $(14^{\circ}$ — 24° N, 106° — 120° E)

所以,伴随着低频气旋式环流的传播与增强,在带来活跃对流活动和降水的同时,也通过增加海洋向大气释放的潜热和减少海面接收的太阳短波辐射使海洋变冷,而变冷后的洋面再通过带来稳定的低层大气环境来减弱低频气旋式环流,增强低频反气旋式环流,从而有助于降水的减弱与结束。通过这种低频海-气相互作用,大气低频信号可以持续地向华南地区传播,从而影响华南地区持续性强降水的发生和中断。

6 结论和讨论

利用 1982—2011 年 5—8 月的中国站点逐日降水观测资料、NCEP/NCAR 发布的全球再分析日平均资料以及 NOAA 逐日向外长波辐射和海表温度资料集,通过选取低频降水事件的方法,分析了华南夏季 12—30 d 持续性强降水的基本特征,并利用位相合成的方法对持续性强降水期间 12—30 d 低频大气环流型及其低频信号的来源和传播特征进行了研究,同时分析了低频海-气耦合过程对持续性强降水的影响,结果表明:

(1)华南夏季降水具有显著的 12—30 d 低频振荡特征,低频降水事件中以持续 3—4 d 的事件居多,前汛期末期是华南夏季持续性强降水最易发生的时段,且低频降水期间的雨带自东南向西北推进。

(2)在对流层低层,持续性强降水最强烈的时刻(第 5 位相),华南及邻近海域为强大的低频气旋式环流所占据,而中国南海—菲律宾海一带为强大的低频反气旋式环流,风场和水汽在华南低层强烈地辐合上升,对流极其活跃。低层的低频信号来源于中国南海—菲律宾海一带与热带西太平洋上空低频振荡的西北向传播。在低频降水的整个过程中,伴随着低层低频大气环流场的演变与传播,西太平洋副热带高压先西伸扩展后东撤收缩。

(3)在对流层高层,低频信号主要来源于包含异常气旋与反气旋的低频罗斯贝波列自西北向东南的传播。在持续性强降水达到最大值之前,伴随着低频罗斯贝波列的东移南下,华南北侧(22° — 45° N, 95° — 130° E)区域的低频反气旋式环流不断传播至孟加拉湾—中国南海一带,而青藏高原及其北部—俄罗斯中部一带的低频气旋式环流逐渐东移南传至华南北侧地区,这两个低频环流相互配合导致华南地区高层处于强大的辐散环境中,有利于低层辐合

和上升运动的增强,从而有利于持续性强降水的发生、发展。

(4)在持续性强降水期间,华南及邻近海域的低频水汽输送为强大的气旋式环流,而中国南海—菲律宾海一带强大的反气旋式环流西北侧向北的低频水汽输送将南海的水汽持续不断地向华南输送,水汽在该处强烈辐合,加之华南地区整层显著的低频上升运动,促使低层辐合的水汽向上输送,有利于持续性强降水的增强与维持。

(5)在低频降水的整个过程中,华南邻近海域海表温度的变化对应着 850 hPa 低频环流场的演变与传播,即存在低频海-气耦合过程。低频大气环流异常能够通过云辐射和热通量过程使低频海表温度异常发生变化,而海洋对大气的反馈是通过低频海表温度异常改变低层大气稳定性使得低频大气环流出现异常来实现的。这种低频海-气相互作用有利于大气低层低频信号传播到华南地区,从而影响持续性强降水的发生、发展与结束。

文中研究的是华南(20° — 25° N, 105° — 120° E)区域整个夏季 5—8 月的 12—30 d 持续性强降水的特征及其伴随的低频大气环流形势,而由 Hong 等(2013)的研究可以知道,华南夏季不同月份发生的持续性强降水,其伴随的低频大气环流型的演变、低频信号的来源及传播特征是有差别的,因此在今后的研究中,可以将华南夏季分为不同时段,如 5—6 和 7—8 月两个时段,或分为前、后汛期,来分别研究不同时期发生的持续性强降水的特征及其伴随的低频大气环流型。此外,MJO 是大尺度环流和热带对流相耦合的振荡,是热带大气活动在 7—90 d 时间尺度的最强振荡信号(Madden, et al, 1971, 1994; 李崇银等, 2003),主要周期为 30—60 d,有纬向东传和经向北传的活动特征(章丽娜等, 2011)。Donald 等(2006)的研究表明,热带 MJO 能够影响全球日降水的形态,在整个中国东南部地区,无论是北半球冬季还是北半球夏季,降水对 MJO 的各位相均存在明显的响应。因此,热带 MJO 活动作为低频背景场对华南夏季 12—30 d 持续性强降水的影响也是需要进一步深入研究的问题。

参考文献

白旭旭, 李崇银, 谭言科等. 2011. MJO 对我国东部春季降水影响的分析. 热带气象学报, 27(6): 814-822. Bai X X, Li C Y,

- Tan Y K, et al. 2011. Analysis of the Madden-Julian oscillation impacts on the spring rainfall in east China. *J Trop Meteor*, 27(6): 814-822 (in Chinese)
- 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. 2012. 中国夏季持续性强降水的准双周特征分析[D]. 南京: 南京大学. Cao X. 2012. Quasi-biweekly oscillation of persistent heavy rain over China in summer[D]. Nanjing: Nanjing University (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. *Scientia Meteor Sinica*, 33(4): 362-370 (in Chinese)
- 陈尚锋, 温之平, 陈文. 2011. 南海地区大气30~60天低频振荡及其对南海夏季风的可能影响. *大气科学*, 35(5): 982-992. Chen S F, Wen Z P, Chen W. 2011. Tropical low frequency oscillations with 30-60 day period and its possible influence on the South China Sea summer monsoon. *Chinese J Atmos Sci*, 35(5): 982-992 (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 characteristics for the persistent extreme precipitation in the first rainy season over South China in 2013. *Acta Meteor Sinica*, 72(3): 465-477 (in Chinese)
- 纪忠萍, 谷德军, 吴乃庚等. 2010. 广东省前汛期暴雨与500 hPa关键区准双周振荡. *应用气象学报*, 21(6): 671-684. Ji Z P, Gu D J, Wu N G, et al. 2010. Variations of torrential rain in first rainy season in Guangdong province and its relationships with the biweekly oscillation of 500 hPa key region. *J Appl Meteor Sci*, 21(6): 671-684 (in Chinese)
- 贾小龙, 梁潇云. 2011. 热带MJO对2009年11月我国东部大范围雨雪天气的可能影响. *热带气象学报*, 27(5): 639-648. Jia X L, Liang X Y. 2011. Possible impacts of the MJO on the severe ice-snow weather in November of 2009 in China. *J Trop Meteor*, 27(5): 639-648 (in Chinese)
- 琚建华, 赵尔旭. 2005. 东亚夏季风区的低频振荡对长江中下游旱涝的影响. *热带气象学报*, 21(2): 163-171. Ju J H, Zhao E X. 2005. Impacts of the low frequency oscillation in East Asian summer monsoon on the drought and flooding in the middle and lower valley of the Yangtze River. *J Trop Meteor*, 21(2): 163-171 (in Chinese)
- 李崇银, 龙振夏, 穆明权. 2003. 大气季节内振荡及其重要作用. *大气科学*, 27(4): 518-535. Li C Y, Long Z X, Mu M Q. 2003. Atmospheric intraseasonal oscillation and its important effect. *Chinese J Atmos Sci*, 27(4): 518-535 (in Chinese)
- 李崇银, 潘静, 宋洁. 2013. MJO研究新进展. *大气科学*, 37(2): 229-252. Li C Y, Pan J, Song J. 2013. Progress on the MJO research in recent years. *Chinese J Atmos Sci*, 37(2): 229-252 (in Chinese)
- 李丽平, 罗婷. 2014. 西北太平洋SST季内振荡及其与中国东部夏季降水季内振荡的关系. *大气科学学报*, 37(6): 715-722. Li L P, Luo T. 2014. Intraseasonal oscillation of SST over northwest Pacific and its relationship with summer intraseasonal rainfall in eastern China. *Trans Atmos Sci*, 37(6): 715-722 (in Chinese)
- 李文铠, 何金海, 祁莉等. 2014. MJO对华南前汛期降水的影响及其可能机制. *热带气象学报*, 30(5): 983-989. Li W K, He J H, Qi L, et al. 2014. The influence of the Madden-Julian oscillation on annually first rain season precipitation in South China and its possible mechanism. *J Trop Meteor*, 30(5): 983-989 (in Chinese)
- 梁巧倩, 蔡洁云, 纪忠萍等. 2011. 2006年广东汛期大气环流场的低频特征. *热带气象学报*, 27(2): 219-229. Liang Q Q, Cai J Y, Ji Z P, et al. 2011. The characteristics of atmospheric low frequency oscillation over Guangdong during the rainy season in 2006. *J Trop Meteor*, 27(2): 219-229 (in Chinese)
- 林爱兰, 梁建茵, 李春晖. 2005. 南海夏季风对流季节内振荡的频谱变化特征. *热带气象学报*, 21(5): 542-548. Lin A L, Liang J Y, Li C H. 2005. Spectral variation characteristics of South China Sea summer monsoon convection intraseasonal oscillation. *J Trop Meteor*, 21(5): 542-548 (in Chinese)
- 林爱兰, Li T, 李春晖等. 2011. 热带海气相互作用对大气BSISO年际振荡的影响. *海洋学报*, 33(4): 62-73. Lin A L, Li T, Li C H, et al. 2011. Effects of air-sea interaction on the interannual oscillations of atmospheric boreal summer intraseasonal oscillations over the tropical ocean. *Acta Oceanol Sinica*, 33(4): 62-73 (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. *Scientia Meteor Sinica*, 30(5): 684-693 (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)
- 穆明权, 李崇银. 2000. 1998年南海夏季风的爆发与大气季节内振荡的活动. *气候与环境研究*, 5(4): 375-387. Mu M Q, Li C

- Y. 2000. On the outbreak of South China Sea summer monsoon in 1998 and activity of atmospheric intraseasonal oscillation. *Climatic Environ Res*, 5(4): 375-387 (in Chinese)
- 唐天毅, 吴池胜, 王安宇等. 2007. 1999 年广东汛期降水的季节内振荡. *热带气象学报*, 23(6): 683-689. Tang T Y, Wu C S, Wang A Y, et al. 2007. An observational study of interseasonal variations over Guangdong province China during the rainy season of 1999. *J Trop Meteor*, 23(6): 683-689 (in Chinese)
- 王黎娟, 庞玥, 于波等. 2014. 江淮流域梅雨期持续性强降水及其 10—30 d 低频环流特征. *热带气象学报*, 30(5): 851-860. Wang L J, Pang Y, Yu B, et al. 2014. The characteristics of persistent heavy rain events and 10~30 day low-frequency circulation in Yangtze-Huaihe river basin during Meiyu period. *J Trop Meteor*, 30(5): 851-860 (in Chinese)
- 徐国强, 朱乾根. 2002. 1998 年南海夏季风低频振荡特征分析. *热带气象学报*, 18(4): 309-316. Xu G Q, Zhu Q G. 2002. Feature analysis of summer monsoon LFO over SCS in 1998. *J Trop Meteor*, 18(4): 309-316 (in Chinese)
- 尹志聪, 王亚非. 2011. 江淮夏季降水季节内振荡和海气背景场的关系. *大气科学*, 35(3): 495-505. Yin Z C, Wang Y F. 2011. The relationship between the intraseasonal oscillation of summer rainfall over the Yangtze-Huaihe river basin and its air-sea background field. *Chinese J Atmos Sci*, 35(3): 495-505 (in Chinese)
- 张娇, 郭品文, 王东勇等. 2012. 淮河流域持续性强降水过程的环境变化特征. *大气科学学报*, 35(3): 322-328. Zhang J, Guo P W, Wang D Y, et al. 2012. Atmospheric circulation change during the persistent and strong precipitation process over the Huaihe river valley. *Trans Atmos Sci*, 35(3): 322-328 (in Chinese)
- 章开美, 李丽平, 项连东等. 2015. 华南前汛期极端降水气候变化特征及其与太平洋海温相关关系研究. *气象与减灾研究*, 38(1): 1-7. Zhang K M, Li L P, Xiang L D, et al. 2015. Characteristics of extreme precipitation during the pre-rainy season in southern China and their correlations with the Pacific SST. *Me-teor Disaster Reduct Res*, 38(1): 1-7 (in Chinese)
- 章丽娜, 林鹏飞, 熊喆等. 2011. 热带大气季节内振荡对华南前汛期降水的影响. *大气科学*, 35(3): 560-570. Zhang L N, Lin P F, Xiong Z, et al. 2011. Impact of the Madden-Julian oscillation on pre-flood season precipitation in South China. *Chinese J Atmos Sci*, 35(3): 560-570 (in Chinese)
- 朱乾根, 徐国强. 2000. 1998 年夏季中国南部低频降水特征与南海低频夏季风活动. *气象科学*, 20(3): 239-248. Zhu Q G, Xu G Q. 2000. The features of LFP in South China with SCS LF summer monsoon activity in the summer of 1998. *Scientia Meteor Sinica*, 20(3): 239-248 (in Chinese)
- Bolton D. 1980. The computation of equivalent potential temperature. *Mon Wea Rev*, 108(7): 1046-1053
- Donald A, Meinke H, Power B, et al. 2006. Near-global impact of the Madden-Julian oscillation on rainfall. *Geophys Res Lett*, 33(9), doi: 10.1029/2005GL025155
- 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
- Madden R A, Julian P R. 1971. Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J Atmos Sci*, 28(5): 702-708
- Madden R A, Julian P R. 1994. Observations of the 40-50-day tropical oscillation: A review. *Mon Wea Rev*, 122(5): 814-837
- 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
- Wang L, Li T, Zhou T J, et al. 2012. Intraseasonal SST variability and air-sea interaction over the Kuroshio extension region during boreal summer. *J Climate*, 25(5): 1619-1634
- 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