

# 利用 TRMM 降水资料对华南和长江流域夏季 天气尺度波的对比分析

付容<sup>①②</sup> 胡亮<sup>①\*</sup> 谷国军<sup>③</sup> 李耀东<sup>①</sup>

(<sup>①</sup> 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029; <sup>②</sup> School of Earth and Atmospheric Sciences, Georgia Institute of Technology, Atlanta GA 30332, USA; <sup>③</sup> Goddard Earth Sciences and Technology Center, University of Maryland Baltimore Country, Laboratory for Atmospheres, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt MD 20771, USA)

**摘要** 利用 1998~2003 年共 6 a 的 TRMM 3B42 降水资料, 采用一种新的三维波谱分析方法, 对中国华南地区和长江流域夏季的天气尺度波进行了对比分析. 结果表明: 华南地区存在明显的向西传播的天气尺度波, 波数主要集中在 9~21, 频率范围为:  $-0.22\sim-0.12\text{ d}^{-1}$ ; 而长江流域主要是向东传播的天气尺度波, 其波数也集中在 9~21, 频率范围为:  $0.20\sim0.29\text{ d}^{-1}$ . 通过对这两种天气尺度波波能的经向和纬向分布、波动随季节的强弱变化的对比分析得出, 夏季华南地区天气尺度波是由西太平洋热带辐合带波动的北移引起的, 而长江流域的天气尺度波则是由西风气流中高原小槽东移所造成的.

**关键词** TRMM 三维波谱分析 天气尺度波 华南 长江流域

天气尺度波作为大气中的一种重要波动, 其发展和变化规律一直备受关注. 与天气尺度波相关的天气系统涉及的范围较广, 锋面气旋、切变线、低空急流、热带辐合带、西南涡、台风等都属于天气尺度波. 通常, 气象上常见的天气变化很多都是由天气尺度波的发展和演变引起的. 对天气尺度波的研究, 首先遇到的问题就是如何分离和提取出天气尺度扰动. 早在 20 世纪 80 年代, 黄嘉佑等<sup>[1]</sup>就详细介绍了各类谱方法在分析天气尺度扰动及其他时间尺度扰动上的应用. 陈受钧等<sup>[2]</sup>应用低通滤波器分离出天气尺度和次天气尺度运动, 计算了暴雨系统中这两类运动之间的能量交换, 结果表明: 次天气尺度运动在高空将动能转换给天气尺度, 最大的能量转换发生在对流层上层 300~100, 500 hPa 以下则是天气尺度运动的能量转换给次天气尺度运动. 黄嘉佑等<sup>[3]</sup>用条件相关

矩信噪比研究了大气环流对长江地区夏季洪涝的影响, 讨论了天气尺度扰动与其他时间尺度扰动的非线性关系, 并建立了相应概念物理统计模型. 另外, 李桂龙和李崇银<sup>[4]</sup>研究了天气尺度波动对江淮流域汛期降水的影响, 结果表明天气尺度扰动对汛期降水量异常的影响比准定常行星波和大气低频振荡要小. 高守亭<sup>[5~7]</sup>则研究了天气尺度波对对流层顶高空急流加速增强的作用, 对东亚寒潮爆发过程中高空波动和高空急流的相互作用进行了分析, 从动力学上找到了低层锋生函数同急流区内纬向平均风加速的关系. 由此可见, 天气尺度波同多种重要天气过程有着十分重要的联系.

由于天气尺度波的重要性, 对其结构和性质的研究也为学界所关注. Felice 等<sup>[8]</sup>利用 ECMWF 资料, 分析了热带大西洋地区的一个天气尺度波. 结果表

收稿日期: 2007-05-18; 接受日期: 2007-06-22

国家自然科学基金海外青年学者合作研究基金(批准号: 40428002)、国家重点基础研究发展计划(编号: 2004CB418303)资助

\* 联系人, E-mail: [huliang314@126.com](mailto:huliang314@126.com)

明,其周期为 6~9 d,每天大约向西传播 8.5 个经度,且波的结构与混合罗斯贝-重力波类似. Reed和 Recker<sup>[9]</sup>通过对西太平洋赤道地区 18 个天气尺度扰动的纬向风、温度、湿度、垂直速度、降水等特征的分析,认为天气尺度波结构的变化是由于各纬度的纬向基本气流不同造成的. Gu等<sup>[10]</sup>利用向外长波辐射(OLR)资料分析了西非地区ITCZ中向西传播的天气尺度波的云特征,结果表明,ITCZ中 80%~90%为不能移动的天气尺度云,但尽管如此,纬向传播的天气尺度扰动对ITCZ的形成仍具有重要作用,其中向西传播的天气尺度波动占ITCZ中总深对流云的 25%~40%.

一般认为,中国夏季天气尺度波的活动也较为活跃,有很多相关天气过程的个例研究.但从整体角度,对其进行系统的分析和研究进行得还比较少.夏季华南地区和长江流域存在两个主要降水带,这两个地区降水量的多寡,往往就决定了当年中国旱涝的程度.降水主要是天气尺度波活动的结果,所以,从降水资料中可以反映出天气尺度波的特点.本文利用 TRMM 卫星的 3B42 格点降水资料,利用一种新的波谱分析方法,对这两个地区的天气尺度波进行对比分析,并探讨它们各自的形成机制,有利于从宏观上对这两个地区的天气过程进行更好的理解和把握.

## 1 资料和方法

传统的OLR资料能够反映云顶和晴空条件下地表的信息,但它无法探测到云层以下的情况.在热带地区,OLR资料可以作为深对流或降水的一种很好的近似,但其与地面降水仍然存在差距,尤其是在陆地上空.而在副热带及高纬地区,这种差距将变得更加显著.所以在副热带和高纬地区很少用OLR资料来研究对流或降水<sup>[11]</sup>.本文的研究内容是天气尺度波对夏季降水的影响,且我们所研究的区域大部分属于副热带,所以OLR资料就不再适合.

TRMM卫星是为研究热带降水而专门研制的,在实际应用中表明,其对中低纬陆地降水亦具有较好的观测能力<sup>[12]</sup>.3B42 资料是TRMM卫星与其他卫星和观测联合反演的降水产品<sup>[13]</sup>,其提供全球格点降水资料.该产品首先订正TRMM/TMI资料,并联合SSM/I, AMSR-E, AMSU-B资料估值降水,其次利用全球降水气候计划(GPCP)的红外降水估值订正微波降水,再进行微波和红外资料联合估值.此外,3B42还融合了地面的雨量计资料,所以该产品最大限度

地利用了已有的探测资料,提供了每个标准观测时次(如 00, 03, 06UTC, ...)每个网格降水的最优估值.由于3B42具有准确性好、分布面广、时空分辨率较高等特点,已有学者利用它来分析和反演一些天气特征<sup>[14,15]</sup>.本文所用的3B42数据来自美国NASA的Goddard数据分发中心DAAC(Distributed Active Archive Center).资料时间范围为1998年1月1日至2004年2月31日,分辨率为1d;空间范围是39.5°S~39.5°N, 180°W~180°E,分辨率为1.0°×1.0°.

本文所用的主要方法为由Gu和Zhang<sup>[16]</sup>提出的一种三维(经度-纬度-时间)波谱分析方法,其主体思想是:先对各纬圈资料在空间上做小波变换,再对得到的小波变换系数在时间上做复傅立叶变换,由此得到的能量谱就扩展为一个三维波谱,能够反映波动在经度、纬度和时间上的分布情况.具体做法如下:

(i) 对于一个资料场  $x(\lambda, t)$ , 其中  $\lambda$  为经度,  $\lambda=0\sim 2\pi$ ,  $t$  为时间,  $t=-\frac{T}{2}\sim \frac{T}{2}$ . 对这个纬圈资料进行小波变换,有:

$$\hat{c}(k, \lambda, t) = \int_0^{2\pi} x(\lambda', t) \frac{1}{\sqrt{a(k)}} \psi^* \left[ \frac{\lambda' - \lambda}{a(k)} \right] d\lambda', \quad (1)$$

其中,  $a(k)$  为放缩参数,它是波数  $k$  的函数;  $\lambda$  为平移参数;  $\psi^*$  代表基函数  $\psi$  的复共轭.本文选取地球科学中常用的复小波基函数 Morlet 小波作为基函数,由此得到的小波变换系数  $\hat{c}(k, \lambda, t)$  也是一个复数.

(ii) 对所得到的的小波变换系数  $\hat{c}(k, \lambda, t)$  在时间变量  $t$  上做复傅立叶变换,得到的傅立叶系数为

$$c(k, \lambda, f) \equiv A(k, \lambda, f) + iB(k, \lambda, f) \\ = \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} \hat{c}(k, \lambda, t) e^{-2\pi i f t} dt, \quad (2)$$

其中,  $f$  为频率,其值为正时表示波向东传播,为负则表示向西传播.小波能量谱用  $q(k, \lambda, f) = A^2(k, \lambda, f) + B^2(k, \lambda, f)$  表示.显然,用这种方法所得到的能量谱与传统的能量谱最大的不同在于其是经度  $\lambda$  的函数,因而它能够反映波能沿纬向的变化.

(iii) 为了探讨天气尺度扰动的季节变化,本文对每一个时间序列  $x(\lambda, t)$  都按照前面两步进行处理,其中每个序列的时间长度为  $T = T^*$  天,这里  $T^*$  取为 92 天(为了分析某个月的天气尺度扰动,取其前一个月、当月和后一个月共 3 个月的资料进行波谱分析,

所以  $T^*$  取为 92 d). 由此, 我们得到的小波能量谱  $q(k, \lambda, f, m)$  实际上是针对于某一个时间滑动窗口(92 d)而言的, 它是一个以月份  $m$  为变量的函数.

(iv) 本文对 1998 年 2 月到 2004 年 1 月逐月, 北半球(0.5°~39.5°N)各纬圈的 3B42 降水资料都做了步骤(i)~(iii)的处理. 因此所得到的能量谱  $q(k, \lambda, f, m, \phi)$  再次扩展成为是纬度  $\phi$  的函数.

(v) 为了对华南地区和长江流域降水的波谱特征进行对比, 如图 1 所示, 本文选取(105.5°~120.5°E, 21.5°~23.5°N)代表华南地区, (105.5°~120.5°E, 29.5°~31.5°N)代表长江流域. 同时, 为了用二维平面图来直观地反映波动能量的变化特征, 根据需要, 对其中 3 个变量取平均, 由此就可得到平均能量谱  $\bar{q}(x, y)$ , 其中  $x, y$  为  $(k, \lambda, f, m, \phi)$  中剩下的两个没有取平均的变量.

我们知道, 小波分析是一种强有力的探测时间或空间场内局地谱信号的工具<sup>[17]</sup>, 已经在许多领域得到广泛应用, 而传统的二维波数-频率波谱分析方法能够把波谱信号分解成向东和向西传播的两个部分<sup>[18]</sup>. 本文所用的方法综合了二维波谱分析方法和小波分析方法的优点, 巧妙地把二者结合到一起, 通过这两种方法的结合, 就能够把资料场中各时段的局地向东和向西传播的信号分别提取出来, 由此得到的三维(经度-纬度-时间)信息就能够用来估计显著扰动信号的波数和频率, 以及它们在时间空间上的分布演变情况.

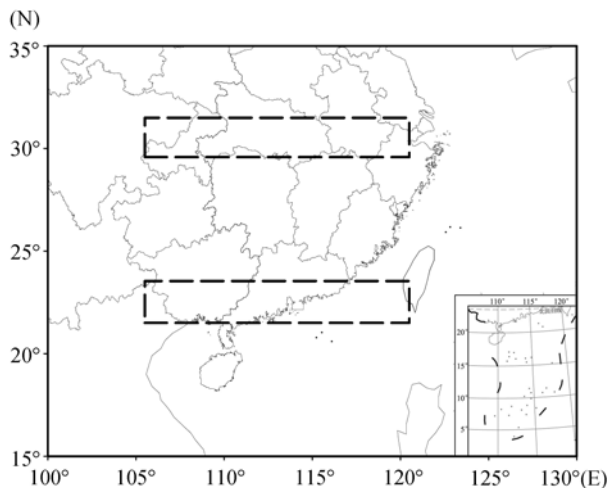


图 1 所选华南和长江流域代表区

上虚方框(105.5°~120.5°E, 29.5°~31.5°N)代表长江流域; 下虚方框(105.5°~120.5°E, 21.5°~23.5°N)代表华南地区

## 2 华南地区和长江流域夏季纬向波波能的波数-频率图

为了反映华南地区夏季(6~8 月)天气尺度扰动的波谱特征, 对能量谱  $q(k, \lambda, f, m, \phi)$  在经度  $\lambda$  (105.5°~120.5°E)、月份  $m$  (6~8 月)和纬度  $\phi$  (21.5°~23.5°N)上取平均, 得到平均能量谱  $\bar{q}(k, f)$ , 就能够绘制出和传统二维波数-频率能量谱一致的波数-频率图<sup>[18]</sup>(图 2(a)).

由图 2(a)可以看到, 正如前人所述<sup>[19,20]</sup>, 纬向扰动波波能的波数-频率图的背景是“红色”的. 另外, 从图 2(a)中还能看到, 扰动波波能明显地向负频率区倾斜, 这说明华南地区扰动的向西传播特征非常明显. 为了从背景场中探测出扰动的主要波谱信号, 本文采用 Wheeler 和 Kiladis<sup>[19]</sup>的方法, 对原始能量谱(图 2(a))在波数和频率两个方向同时进行多次 1-2-1 平滑, 并把平滑后的结果做为背景(图 2(b)). 之后把图 2(a)除于图 2(b), 当其比值大于 1.1(图 3(a)中的阴影部分)时, 认为该扰动统计显著, 经过了 95%的置信度检验.

1975 年 Zangvil<sup>[21]</sup>提出以波动能量谱、波数和频率之积来估计天气尺度波动的能量. 尽管该方法已经被一些学者所运用<sup>[22]</sup>, 但它却不能保证所得结果的显著性. 而在本文所研究的情况中, 利用这种方法所探测出来的天气尺度波动和用 Wheeler 和 Kiladis<sup>[19]</sup>的方法检测出来的显著天气尺度波非常吻合(图 3). 因此, 本文以下均采用 Zangvil<sup>[21]</sup>所定义的波能来表示天气尺度波动的能量.

综合考虑 Wheeler 和 Kiladis 和 Zangvil 两种理论计算的结果, 由图 3(a)可以看到, 中国华南地区存在着显著的向西传播的天气尺度波, 其范围为: 波数为 9~21(空间长度约为 2000~4500 km), 频率为  $-0.12 \sim -0.22 \text{ d}^{-1}$ (周期约为 4~8 d). 同样, 利用上面的方法可以得到长江流域夏季纬向传播波的波数-频率图(图 3(b)). 由图 3(b)可以看出, 夏季长江流域的天气尺度波与华南地区有很大不同, 它的波动存在明显的向东传播特征, 其主要波数频率区为: 波数为 9~21, 频率为  $0.20 \sim 0.29 \text{ d}^{-1}$ (周期约为 3~5 d). 本文以下所讨论的华南地区和长江流域天气尺度波指的就是这两个显著波数-频率区.

对比华南地区和长江流域夏季降水的波谱图(图 3(a)和(b))可以发现, 这两个地区天气尺度波动的波

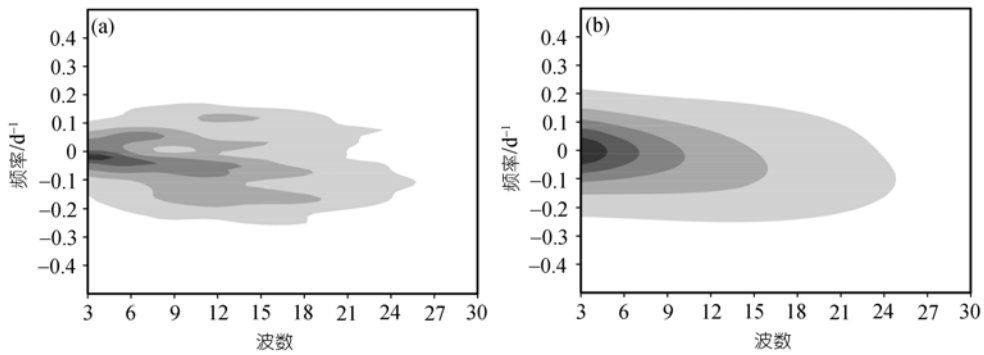


图 2 1998~2003 年华南地区夏季(6~8 月)降水的波数-频率图  
(b)为(a)所对应的背景场(x和y方向都经过多次1-2-1平滑)

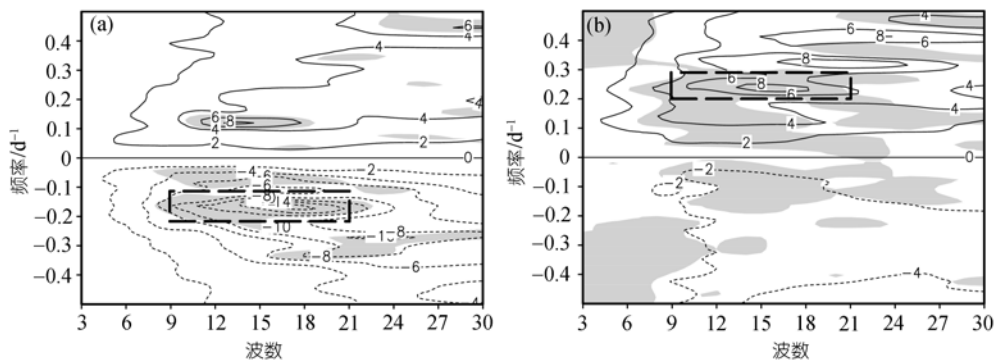


图 3 夏季华南地区和江淮地区的能量谱的波数-频率

阴影部分为原始能量谱与背景能量谱之比大于 1.1, 通过了 95% 信度水平检验的显著区; 等值线为原始能量谱 $\times$ 波数 $\times$ 频率; 矩形区为本文所研究的显著天气尺度波. (a) 华南地区; (b) 长江流域

数都为 9~21, 但华南地区的天气尺度波向西传播 ( $f < 0$ ), 而长江流域是向东传播的天气尺度波 ( $f > 0$ ), 且华南地区天气尺度波频率的绝对值比长江流域更低. 另外, 长江流域的波谱能量更加分散, 这可能是因为引起长江流域夏季降水的机制比华南地区更加复杂.

### 3 天气尺度波动的经向变化

由上面得出华南地区和长江流域夏季降水的天气尺度波的波数都为 9~21, 但华南地区的频率更低, 且向西传播, 而更高纬度的长江流域的频率则更高, 且是向东传播的. 为了直观反映天气尺度波动的这种南北差异和频率差异, 对能量谱  $q(k, \lambda, f, m, \phi)$  在  $k=9\sim 21, \lambda=105.5^\circ\sim 120.5^\circ\text{E}, m=6\sim 8$  月上做平均, 得到  $\bar{q}(f, \phi)$ , 依此可绘制出图 4.

分析图 4 可知, 向西传播的天气尺度波动的能量主要分布在  $26^\circ\text{N}$  以南, 且其能量主要集中在  $-0.12\sim -0.22 \text{ d}^{-1}$  之间. 而向东传播的天气尺度波动的能量主要位于  $26^\circ\text{N}$  以北, 主要频率为  $0.2\sim 0.29 \text{ d}^{-1}$ , 其波能也比较分散, 没有像向西传播的波能那么集中. 这是

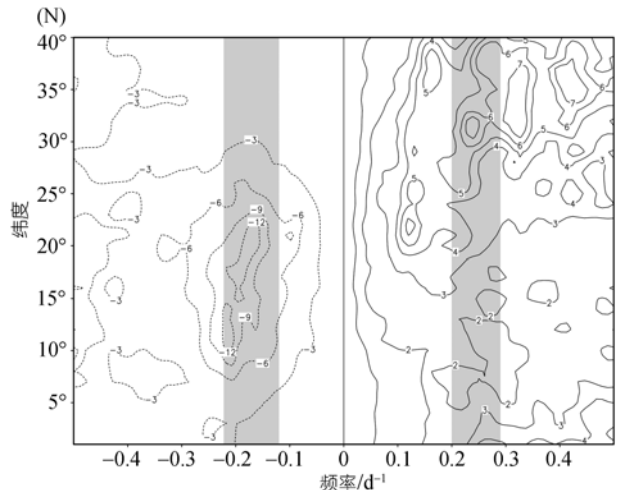


图 4 中国南方地区( $105.5^\circ\text{E} \sim 120.5^\circ\text{E}$ )夏季 9~21 波平均波能的频率-纬度图

阴影区为本文所研究的频率带  $-0.22\sim -0.12$  和  $0.20\sim 0.29 \text{ d}^{-1}$

因为夏季  $26^\circ\text{N}$  以北经常受到各种中尺度对流系统的影响, 这些中尺度对流系统的生命史一般都比较短(几十分钟至十几小时), 而本文所用的 TRMM 3B42 为逐日降水资料, 所以  $26^\circ\text{N}$  以北的波谱能量比较杂

乱.

为了进一步反映夏季天气尺度波动在各纬度上的分布, 本文还分别绘制了频率为  $-0.22 \sim -0.12$  和  $0.20 \sim 0.29 \text{ d}^{-1}$  的波动的波数-纬度图(图 5). 对比图 5(a) 和 (b)可以看出, 向西传播的天气尺度波波能主要分布在  $9^\circ \sim 23^\circ \text{N}$ , 而向东传播的天气尺度波波能则主要分布在  $29^\circ \sim 39^\circ \text{N}$ , 且其能量分布相对较为分散, 这些结论与图 4 是一致的.

结合图 4 和 5 可知, 向东和向西传播的天气尺度波大约以  $26^\circ \text{N}$  为界南北分开, 南部的波动向西传播, 北部的波动则向东传播. 天气尺度扰动的这种传播形式, 主要是由于夏季  $26^\circ \text{N}$  以南盛行东南信风, 而  $26^\circ \text{N}$  以北却受西风气流控制所造成的. 夏季从青藏高原东移出来的西风气流比东南信风要相对复杂多变的多, 这也造成了向东传播的天气尺度波得波能要较向西传播的天气尺度波的波能更加分散, 不集中.

#### 4 天气尺度波的纬向变化

为了反映华南地区和长江流域夏季天气尺度波动在各经度上的分布, 求得平均能量谱  $\bar{q}(\lambda, f)$ , 由

此可绘制出波能的经度-频率图(图 6).

对比图 6(a)和(b)可知, 无论是向西传播, 还是向东传播的天气尺度波动, 其波能都集中在  $120^\circ \text{E}$  附近, 所不同的是华南地区向西传播的波能主要集中在  $-0.22 \sim -0.12 \text{ d}^{-1}$  (这与本文前面所取的频率带是一致的), 而长江流域向东传播的波能相对较为分散, 频率带  $0.20 \sim 0.29 \text{ d}^{-1}$  只是其中一个波能大值区, 在高频处还存在另一波能集中区. 另外, 仔细分析图 6 可以发现, 向西传播的天气尺度波动的波能主要分布在  $75^\circ \sim 160^\circ \text{E}$ , 该区域都为东南信风所控制; 而向东传播的天气尺度波动的波能则分布在  $105^\circ \sim 140^\circ \text{E}$ , 它刚好位于青藏高原下游, 西风气流绕过青藏高原后在这一带形成波动, 影响降水.

从天气尺度波的全局纬向分布来看, 无论是向西传播还是向东传播的天气尺度波, 其能量谱都存在两个分布中心, 最强中心位于  $120^\circ \text{E}$  附近, 次强中心位于  $80^\circ \text{W}$  附近. 值得注意的是, 这两个经度分别对应着亚洲和北美洲的东海岸, 在北半球夏季, 这两个地区的西风气流和东风气流是最强的. 而北美洲比亚洲东海岸地区天气尺度波动相对较弱, 可能与

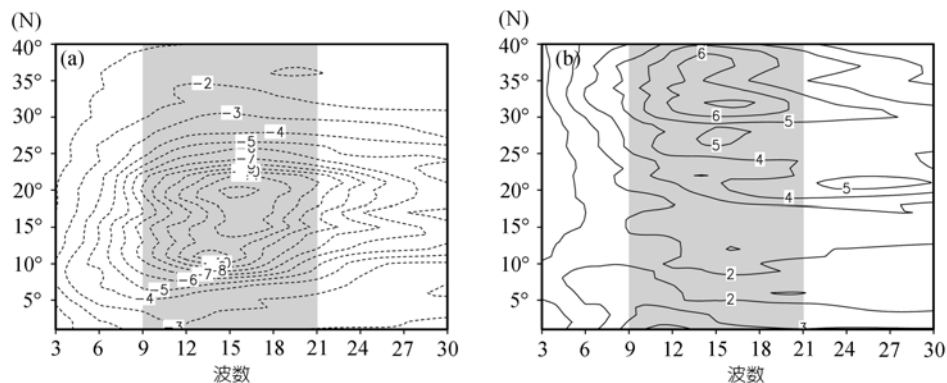


图 5 华南地区和长江流域夏季降水天气尺度波波能的波数-纬度图

(a) 华南地区( $-0.22 \sim -0.12 \text{ d}^{-1}$ ); (b) 长江流域( $0.20 \sim 0.29 \text{ d}^{-1}$ ). 阴影区为本文所研究的波数带(9~21)

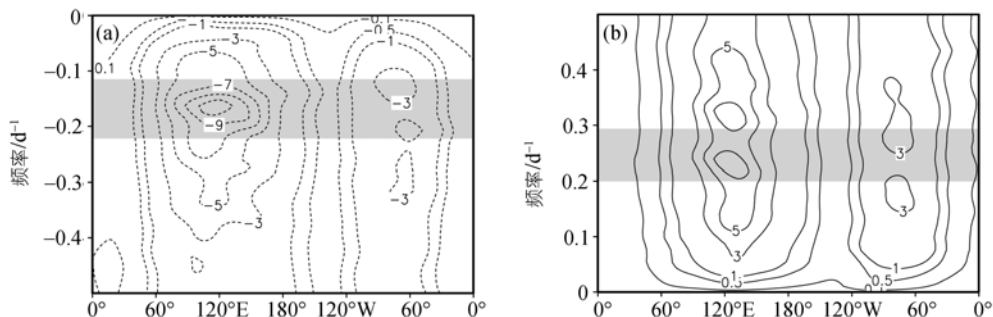


图 6 华南地区及长江流域夏季 9~21 波天气尺度波波能的经度-频率图

(a) 华南地区; (b) 长江流域. 阴影部分为本文所研究的频率段

北美东海岸经常受到大西洋热带气旋的干扰, 天气尺度波被其破坏有关。

同样, 分析华南地区和长江流域波能的经度-波数图(对能量谱  $q(k, \lambda, f, m, \phi)$  在  $k=9\sim 21$ ,  $m=6\sim 8$  月,  $\phi=21.5^\circ\sim 23.5^\circ\text{N}$  和  $\phi=29.5^\circ\sim 31.5^\circ\text{N}$  上做平均, 得到  $\bar{q}(\lambda, k)$ , 依此可绘制出图, 图略), 可得到与图 6 一致的结论。

### 5 天气尺度波动的季节变化

为了反映华南地区和长江流域天气尺度波动在一年之中各个月份的强弱变化情况, 求平均能量谱  $\bar{q}(k, m)$ , 由此可绘制出华南地区和长江流域天气尺度波波能的时间-波数图(图 7)。

由图 7 可以看到, 无论是华南地区还是长江流域, 其天气尺度波动的季节变化都非常明显, 但前者的波能主要集中在 5~11 月份, 而后者则主要在 3~10 月份。且它们的波能最强时间相差也很大。华南地区天气尺度波动 8 月份最明显, 而长江流域的波动早在 5 月份就达到了其波能最大值, 这比华南地区早了整

整 3 个月。造成这种差异的原因, 主要是因为产生这两种天气尺度波动的机制不同。华南地区天气尺度波动是由于西太平洋热带辐合带波动引起的, 而西太平洋热带辐合带波动只在 5~11 月才能影响到华南地区。其中 8 月份正是西太平洋热带辐合带偏离赤道最远、对华南地区影响最强的月份<sup>[23,24]</sup>, 所以我们可以看到华南地区天气尺度波动在 8 月最强。长江流域天气尺度波动则是由于西风气流中的高原小槽东移造成的。3~10 月, 西风气流中的高原小槽经常东移经过长江流域, 影响降水<sup>[25]</sup>, 形成长江流域的天气尺度波动。

### 6 华南地区和长江流域天气尺度波动的形成机制

根据分析, 前面我们推测华南地区天气尺度波动可能是由西太平洋热带辐合带波动引起, 而长江流域的天气尺度波则是高原小波东移造成。

为了进一步证实我们的推论, 求得平均能量谱  $\bar{q}(m, \phi)$ , 依此可分别绘制出华南地区和长江流域天气尺度波波能的时间-纬度图(图 8)。

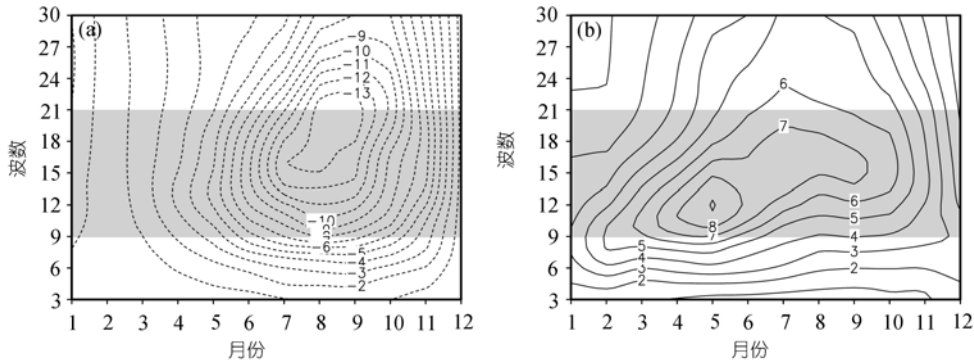


图 7 华南地区及长江流域天气尺度波波能的时间-波数图

(a) 华南地区; (b) 长江流域. 阴影部分为本文所研究的波数段

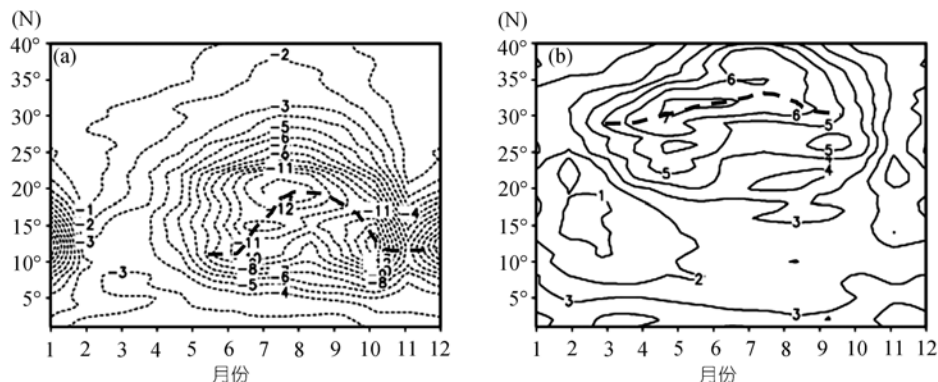


图 8 华南地区及长江流域天气尺度波波能的时间-纬度图

(a) 华南地区; (b) 长江流域. 粗虚线为波能中心轴

由图 8 可以看到, 105.5°~120.5°E 之间华南地区向西移动的天气尺度波存在着明显的南北摆动(图 8(a)). 西移的天气尺度波动从 5 月开始逐渐北移, 8 月份到达其最北端 20°N 附近(这与图 7(a)中显示 8 月华南地区的天气尺度波动最强是一致的), 之后天气尺度波逐渐南撤, 至 10 月回落至 12°N 附近. 西传天气尺度波位置随时间变化的这种特征与西太平洋热带辐合带的南北移动是一致的<sup>[26,27]</sup>. 这充分表明华南地区夏季的天气尺度波是由西太平洋热带辐合带波动所造成的.

而对于向东移动的天气尺度波(图 8(b)), 它没有像西传天气尺度波那样南北摆动明显. 由图 7(b)可知, 长江流域的天气尺度扰动从 3 月份就比较明显, 但图 8(b)显示, 3 月份之前, 在长江流域的南北两侧并不存在着天气尺度波能向长江流域的传递, 也就是说该地区的天气尺度扰动不同于华南地区, 它不是从其他地区传递过来, 而是直接在本区域生成的. 正如前面所述, 它是由于西风气流中的高原小槽东移造成的. 随着北半球逐渐进入盛夏, 西风带北移, 由西风气流中的小槽生成的东移天气尺度波自然也就渐渐北移, 到 8 月份西风带北移至其最北端, 此时长江流域天气尺度波也达到最北. 之后北半球转入秋冬季节, 天气尺度波随着西风气流也就渐渐南撤.

综上所述, 华南地区西传天气尺度波是从其他地区传过来的, 是由西太平洋热带辐合带波北移所引起; 而长江流域东传的天气尺度波则没有这种南北波能来源, 它是由西风气流中的高原小槽东移所造成.

## 7 结论

本文利用一种新的三维(经度-纬度-时间)波谱分析方法, 对华南地区和长江流域夏季降水的天气尺度波的波谱特征进行了对比分析, 并探讨了它们各自的形成原因, 结果表明:

(i) 华南地区和长江流域夏季天气尺度波动存在很大差异, 华南地区主要是波数为 9~21, 频率为  $-0.22\sim-0.12\text{ d}^{-1}$ , 向西传播的波动, 而长江流域则主要是波数 9~21, 频率为  $0.20\sim0.29\text{ d}^{-1}$ , 向东传播的天气尺度波;

(ii) 中国南方地区向西和向东传播的天气尺度波动大致在 26°N 附近分开, 其中向西传播的天气尺度波在南部, 主要集中在 9°~23°N 之间, 而向东传播

的天气尺度扰动在北部, 主要位于 29°~39°N 之间;

(iii) 华南地区向西传播的天气尺度波在 75°~160°E 之间最明显, 而长江流域向东传播的天气尺度扰动主要集中在 105°~140°E. 但对北半球来讲, 无论是向西还是向东传播的天气尺度波, 其能量都集中在两大洋的西海岸;

(iv) 天气尺度波动的季节变化非常明显, 向西传播的华南地区天气尺度波波能主要集中在 5~11 月, 8 月最强, 而向东传播的长江流域天气尺度波动在 3~10 月一直存在, 5 月份最强. 西传和东传的天气尺度波都随着季节南北移动;

(v) 华南地区西传天气尺度波动是由西太平洋热带辐合带波动所引起, 长江流域东传天气尺度波则是由青藏高原小槽东移所造成.

## 参 考 文 献

- 1 黄嘉佑, 李黄. 气象中的谱分析. 北京: 气象出版社, 1984. 1—300
- 2 陈受钧, 谢安. 次天气尺度与天气尺度系统间动能交换的诊断分析. 气象学报, 1981, 39(4): 408—415
- 3 黄嘉佑, 高守亭. 影响长江地区夏季洪涝的大气环流因子研究. 自然科学进展, 2003, 13(2): 206—209
- 4 李桂龙, 李崇银. 江淮流域夏季旱涝与不同时间尺度大气扰动的关系. 大气科学, 1999, 23(1): 39—50
- 5 高守亭, 丁一汇. 表征波与流相互作用的广义 E-P 通量. 中国科学 B 辑, 1989, 19(7): 774—784
- 6 高守亭, 陶诗言. 高空急流加速与低层锋生. 大气科学, 1991, 15(2): 11—22
- 7 高守亭, 陶诗言, 丁一汇. 寒潮期间高空波动与东亚急流的相互作用. 大气科学, 1992, 16(6): 718—724
- 8 Felice P, Viltard A, Oubuih J. A synoptic-scale wave of 6~9-day period in the Atlantic tropical troposphere during summer 1981. Mon Wea Rev, 1993, 121(5): 1291—1298
- 9 Reed R J, Recker E E. Structure and properties of synoptic-scale wave disturbances in the equatorial western Pacific. J Atmos Sci, 1971, 28: 1117—1133
- 10 Gu G, Zhang C. Cloud components of the intertropical convergence zone. J Geophys Res, 2002, 107(D21)
- 11 蒋尚城, 朱亚芬. OLR 的应用和图集. 北京: 北京大学出版社, 1990. 1—25
- 12 Kummerow C D, Simpson J, Thiele O, et al. The status of the Tropical Rainfall Measuring Mission(TRMM) after two years in orbit. J Appl Meteorol, 2000, 39: 1965—1982[DOI]
- 13 George H, Adler R F, Bolvin D T, et al. The TRMM Multi-Satellite Precipitation Analysis (TMPA): quasi-global, multi-year, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. J Hydrometeorol, 2007, 8: 38—55[DOI]

- 14 Adler R F, George H, David T, et al. Tropical rainfall distributions determined using TRMM combined with other satellite and rain gauge information. *J Appl Meteorol*, 2000, 39: 2007—2023[DOI]
- 15 Gu G J, Adler R F, George H, et al. African easterly waves and their association with precipitation. *J Geophys Res*, 2004, 109: D04101
- 16 Gu G J, Zhang C. A spectrum analysis of synoptic-scale disturbances in the ITCZ. *J Clim*, 2001, 14: 2725—2739[DOI]
- 17 Hayashi Y. Space-time spectral analysis and its applications to atmospheric waves. *J Meteor Soc*, 1982, 60: 156—171
- 18 Torrence C, Compo G P. A practical guide to wavelet analysis. *Bull Amer Meteor Soc*, 1998, 79: 61—78[DOI]
- 19 Wheeler M, Kiladis G N. Convectively coupled equatorial waves: analysis of clouds and temperature in the wavenumber-frequency domain. *J Atmos Sci*, 1999, 56: 374—399[DOI]
- 20 Gruber A. Wavenumber-frequency spectra of satellite-measured brightness in the tropics. *J Atmos Sci*, 1974, 31: 1675—1680
- 21 Zangvil A. Temporal and spatial behavior of large-scale distributions in tropical cloudiness deduced from satellite brightness data. *Mon Wea Rev*, 103: 904—920
- 22 May W. Space-time spectra of the atmospheric interseasonal variability in the extratropics and their dependency on the El Nino/Southern oscillation phenomenon: model versus observation. *Clim Dyn*, 1999, 15: 369—387[DOI]
- 23 陶诗言, 朱福康, 吴天祺. 夏季中国大陆及其邻近海面副热带高压活动的天气学研究. 见: 陶诗言, 编. 中国夏季副热带天气系统若干问题的研究. 北京: 科学出版社, 1963. 106—123
- 24 蒋尚城, 戴志远. 卫星观测的西太平洋副热带高压的气候学特征. *科学通报*, 1989, 34(19): 1492—1493
- 25 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等. 天气学原理与方法. 北京: 气象出版社, 2000. 342—383
- 26 Jiang S, Ye Q, Yang X F, et al. Climatological feature of the global tropical subsidence region based on satellite observations. *Adv Atmos Sci*, 2000, 17(3): 391—402[DOI]
- 27 蒋尚城. 全球 ITCZ 的气候特征研究. *气象学报*, 1988, 46(2): 241—245