

# 基于小波变换的长江中下游地区极端降水与 大气环流响应关系研究

吴舒祺<sup>1,2</sup>, 赵文吉<sup>1,2</sup>, 杨阳<sup>1,2</sup>, 金团囡<sup>1,2</sup>, 郑冬阳<sup>1,2</sup>, 王欣玉<sup>1,2</sup>

(1. 首都师范大学 资源环境与旅游学院, 北京 100048; 2. 首都师范大学  
三维信息获取与应用教育部重点实验室, 北京 100048)

**摘要:** 在气候变暖背景下,探讨极端降水对大气环流的响应规律,对区域洪涝灾害防护以及科学管理极为重要。基于长江中下游地区435个气象站点1980-2018年的日降水数据,以连续小波变换为基础,采用交叉小波变换与小波相干方法分析了长江中下游地区近40年来极端降水指数以及大气环流指数的振荡周期特征及其之间在时频域中的共同特征和相关关系。结果表明:极端降水指数均存在多尺度周期性震荡,这些指标的周期性震荡趋向于高时频尺度,这意味着从1980年到2018年,极端降水各个指标“增加-减少”变化更加频繁;大气环流指数在20世纪80年代中期至90年代中期均出现显著周期;大气环流指数与极端降水之间的相互影响主要体现在年际尺度上,不同同时域中存在明显差异,但是EASM与PDO在高能量谱区对长江中下游地区极端降水的影响较弱,IOD在低能量谱区对极端降水指数影响较弱。

**关键词:** 极端降水; 大气环流; 连续小波变换; 交叉小波变换; 小波相干; 长江中下游

中图分类号: P426.6; P434

文献标识码: A

文章编号: 1672-643X(2021)04-0067-10

## Response of extreme precipitation events in the middle and lower reaches of the Yangtze River Basin to the atmospheric circulation based on continuous wavelet transform

WU Shuqi<sup>1,2</sup>, ZHAO Wenji<sup>1,2</sup>, YANG Yang<sup>1,2</sup>, JIN Jiannan<sup>1,2</sup>, ZHENG Dongyang<sup>1,2</sup>, WANG Xinyu<sup>1,2</sup>,

(1. College of Resource Environment and Tourism, Capital Normal University, Beijing 100048, China; 2. Key  
Laboratory of 3D Information Acquisition and Application, Ministry of Education, Beijing 100048, China)

**Abstract:** Under the background of climate warming, thoroughly understanding extreme precipitation in response to the atmospheric circulation is of great importance to the prevention and management of regional flood disasters. Based on the daily precipitation data of 435 meteorological stations in the middle and lower reaches of the Yangtze River Basin from 1980 to 2018, we analyzed the extreme precipitation indices, the characteristics of oscillation period of the atmospheric circulation indices, and their common characteristics and correlations in time and frequency using cross wavelet transform and wavelet coherence methods based on continuous wavelet transform. The results showed that each extreme precipitation index had multi-scale periodic oscillations, which mostly tended to be on high time-frequency scales. This indicates that each extreme precipitation index experienced “increase – decrease” changes frequently during 1980 – 2018. Furthermore, each atmospheric circulation index had significant cycles from the mid-1980s to the mid-1990s. The interactions between atmospheric circulation and extreme precipitation indices were mainly reflected on the interannual scale, but there were obvious differences in time domains. In addition, EASM and PDO had a weaker impact on the extreme precipitation in the high energy spectrum region, while IOD had a weaker impact in the low-energy spectral region.

收稿日期:2020-12-08; 修回日期:2021-04-28

基金项目:国家重点研发计划课题(2017YFC1502901)

作者简介:吴舒祺(1994-),男,安徽安庆人,硕士,主要从事气候变化研究。

通讯作者:赵文吉(1967-),男,河南南阳人,博士,教授,主要从事遥感技术与地学应用研究。

**Key words:** extreme precipitation; atmospheric circulation; continuous wavelet transform; cross wavelet transform; wavelet coherence; the middle and lower reaches of the Yangtze River Basin

## 1 研究背景

在全球变暖背景下,全球水文循环加速,全球范围内极端降水事件的频率增加,对农业、基础设施以及生态环境造成重大破坏。我国也极易遭受极端降水等自然灾害(如洪水)的影响<sup>[1]</sup>。例如1998年长江流域大洪水、2010年的东北季节性洪灾以及2012年北京特大降水,均造成了巨大的经济损失及人员伤亡<sup>[2-4]</sup>。极端降水的变化呈现出复杂的模式并且具有明显的区域特征,例如德国大部分地区极端降水具有增加趋势,但是非洲南部和西部的极端降水变化不明显,位于中美洲的加勒比地区极端降水指数在1985-2015年变化不显著<sup>[5-6]</sup>。对于中国而言,极端降水事件也表现出明显的空间差异。在长江流域、西南和华南地区的极端降水具有年代际增强趋势,东北地区则表现出减弱趋势<sup>[7-8]</sup>。在区域及地方尺度上研究极端降水变化模式特征对于国家应对全球气候变化是极其重要的。相关研究中指出,中国极端降水增加趋势显著的区域主要集中在长江中下游地区<sup>[9-10]</sup>。作为我国重要的经济区,该地区洪涝灾害频发,极端降水是主要原因之一<sup>[11]</sup>。

作为极端降水变化的遥相关因子,大气环流(厄尔尼诺、北极涛动、北大西洋涛动等)通过影响雨带移动和水汽输送作用来改变区域水文要素<sup>[12]</sup>。探讨大气环流因子对极端降水的作用机制,可以为地区洪涝灾害防护以及科学管理提供重要的理论依据和数据支撑。前人的研究主要注重趋势研究或者变量之间的线性关系研究,对于各变量的周期变化以及相关显著周期的研究不多<sup>[13-17]</sup>。极端降水对大气环流变化的响应往往是不对称的,并且通常不能描述为线性行为<sup>[18]</sup>。标准复合分析方法或相关分析等不能区分不同时间尺度的变化,也无法适应非单调和非线性关系。为了分析这些大气环流因子对极端降水的影响,必须考虑它们之间的非线性行为和多尺度效应<sup>[19]</sup>。最近的许多研究,尤其是Torrence等<sup>[20]</sup>和Nalley等<sup>[21]</sup>进行的研究工作证明了基于小波变换的频谱分析方法是分析水文气候变量中多尺度关系的有力工具<sup>[20-21]</sup>。揭示大气环流与区域极端降水变化之间的各种耦合振荡行为,尤其是它们的时域分布特征显得尤为重要。

基于此,本文采用连续小波变换的方法对长江中下游地区的极端降水指标的周期变化以及相关显

著周期进行研究。为了量化不同时间尺度上两个水文气候变量之间的关系,本文使用了基于连续小波变换的交叉小波变换(cross wavelet transform, XWT)及小波相干(wavelet coherence, WTC),根据交叉小波功率谱、交叉小波凝聚谱和相位差,分析了二者在时频域中的多时间尺度相关关系及其所包含的周期特征,从时间尺度上探讨了长江中下游地区极端降水与大气环流因子的响应关系,以期为区域防灾减灾以及农业生产提供相关的科学依据,促进当地社会经济与生态系统和谐发展。

## 2 数据来源与研究方法

### 2.1 研究区概况

研究区长江中下游地区(106°54'E ~ 124°25'E, 24°30'N ~ 35°45'N)包括:湖北、湖南、江西、安徽、江苏、浙江以及上海等省(市),其概况如图1所示。研究区中部地区和沿江沿海地区高程较低(图1(a)),多年(1980-2018年)平均气温为16.81℃,多年(1980-2018年)平均降水量为1356.66mm(图1(c)),春夏季节降水较多,并且降水分布不均。长江中下游地区是中国主要的粮食生产基地,人口密集、社会发展程度高,极端降水事件作为该地区洪涝灾害频发的主要原因之一,值得进行深入研究<sup>[22]</sup>。

### 2.2 数据来源

本文所采用的降水资料来源于国家气象信息中心,包括浙江、江苏、上海、安徽、湖南、湖北等7省(市)1980-2018年489个地面监测站点的逐日降水量资料,由于1980年前该地区数据缺失严重,本研究选取的时间段为1980-2018年。剔除降水年份缺失严重的站点数据,最后保留435个地面监测站点。在检查数据的可用性之后,使用RClimDex进行质量控制,并使用基于惩罚最大T检验(penalty maximum  $t$  test, PMT)和惩罚最大F检验(penalty maximum  $F$  test, PMFT)的RHtests\_dlyPrp对降水时间序列的均一性进行检验<sup>[23-25]</sup>。本研究所采用的大气环流指数为:东亚夏季风(East Asian Summer Monsoon, EASM: <http://ljp.gcess.cn/dct/page/1>);厄尔尼诺-南方涛动(El Niño - Southern Oscillation, ENSO: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/>),北极涛动(Atlantic Oscillation, AO: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/>),北大西洋涛动(North Atlantic Oscillation, NAO: <http://ljp.gcess.cn/dct/page/1>),太平洋涛动(Pacific Dec-

adal Oscillation, PDO; <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/correlation/pdo.data>); 印度洋偶极子 (Indian Ocean Dipole, IOD; <http://www.jamstec.go.jp/frsgc/research/d1/iod/index.html>)

### 2.3 极端降水指数

本文利用百分位阈值法定义极端降水事件,选

用两种不同的百分位阈值,即以 95% 和 99% 分位数作为极端降水分析的阈值(表 1)。

根据每个站点日降水量大于 0.1 mm 的按升序排列的第 95% 和 99% 的降水量值作为该站点极端降水量的阈值。极端降水天数指的是 1 年中日降水量超过该降水阈值的天数。

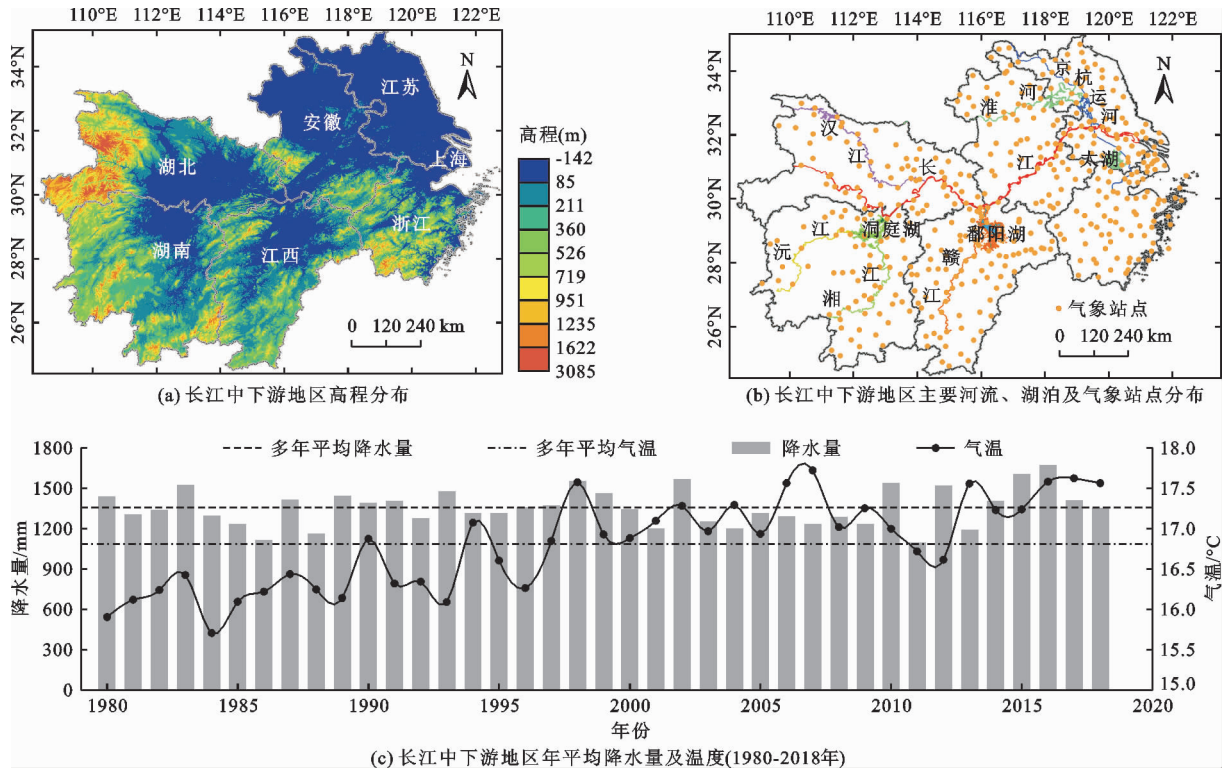


图 1 研究区概况图

表 1 极端降水指数

指数	定义
强降水量 R95p	年日降水量大于 95% 分位数的降水量
极端降水量 R99p	年日降水量大于 99% 分位数的降水量
强降水天数 R95d	年日降水量大于 95% 分位数的降水天数
极端降水天数 R99d	年日降水量大于 99% 分位数的降水天数

### 2.4 研究方法

2.4.1 连续小波分析 本研究选择 Morlet 小波分析方法进行气候要素的周期变化研究。

$$\Psi(t) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0 t} e^{-t^2/2} \quad (1)$$

式中:  $\Psi(t)$  为基小波函数;  $i$  为虚数;  $e$  为自然数;  $t$  为时间;  $\omega_0$  为无量纲频率。

对于给定的时间序列和 Morlet 小波,其小波变换为:

$$W_f(a,b) = |a|^{-1/2} \int_R f(t) \overline{\Psi\left(\frac{t-b}{a}\right)} dt \quad (2)$$

式中:  $W_f(a,b)$  为小波变换系数;  $f(t)$  为一个信号

或平方可积函数;  $a$  为伸缩尺度,  $b$  为平移参数;  $\overline{\Psi\left(\frac{t-b}{a}\right)}$  为  $\overline{\Psi\left(\frac{a-b}{a}\right)}$  的复共轭函数。在地学中,大多数的时间序列数据都属于离散型,设函数  $f(t) = f(k\Delta t)$  ( $k = 1, 2, \dots, N$ ;  $\Delta t$  为取样间隔),对公式(2)的离散小波进行变换得出:

$$W_f(a,b) = |a|^{-1/2} \Delta t \sum_{k=1}^N f(k\Delta t) \overline{\Psi\left(\frac{k\Delta t - b}{a}\right)} \quad (3)$$

由小波变换方程得到的不同时间尺度的所有小波系数在  $b$  域上积分,就可得到小波方差:

$$\text{Var}(a) = \int_{-\infty}^{\infty} |W_f(a,b)|^2 db \quad (4)$$

2.4.2 交叉小波变换及小波相干 Torrence 和 Compo 引入了交叉小波和小波相干,以研究时频空间中两个时间序列之间的关系。两个时间序列  $x_n$  和  $y_n$  的交叉小波(XWT)定义为:

$$W_n^{xy} = W_n^x W_n^{y*} \quad (5)$$

式中:  $W_n^{y*}$  为复共轭。交叉小波功率谱密度可以定义

为  $|W^{xy}|$ 。XWT 能够反映时频空间中两个时间序列具有的相同较高能量谱区域,从而揭示两序列在不同时域上相互作用的显著性。小波相干可以反映时频空间中两个序列的协方差强度,更侧重两时间序列在低能量区的相关性。小波相干性定义为:

$$R_n^2(s) = \frac{|S(s^{-1}W_n^{xy}(s))|^2}{S(s^{-1}|W_n^x(s)|^2) \cdot S(s^{-1}|W_n^y(s)|^2)} \quad (6)$$

式中: $S$  为平滑算子。值得注意的是,该定义与传统的相关系数十分相似,可以将小波相干视为时频空间中的局部相关系数。

本文运用红色噪音标准谱对交叉小波功率谱和小波相干谱进行显著性检验。相关方法和参数的更多详细说明,请参考文献[20]。

### 3 结果与分析

#### 3.1 极端降水指数周期特征

XWT 用于确定极端降水指标的周期性变化,各个极端降水指标的小波变换及小波方差如图 2 所示。图 2 中的红色实线以及红色虚线表示置信度为

95% 的红噪声检验,黑色弧形虚线为小波影响锥。影响锥表明,部分小波功率谱受边缘效应的影响,周期性特征存在较大的不确定性。一般来说,尺度越长,边缘效应影响越大。

研究期内,长江中下游地区极端降水指数存在不同时间尺度的年际振荡(图 2)。R95p 的第一主周期为 3.47 a,在 1980-1987 年间具有 3~4 a 的显著周期,此后在 1990-2005 年间具有 2~4 a 的显著周期,并且振荡幅度较大;在 2005-2012 年间具有 2~3 a 的显著周期(图 2(a))。R95d 的第一主周期为 2.25 a,第二主周期为 3.47 a,在 1985-1990 年间具有 2~4 a 的显著周期,在 1990-2005 年间具有 2~4 a 的显著周期,此后的 2005-2012 年间具有 2~3 a 的显著周期(图 2(b))。R99p 的第一主周期为 3.79 a,在 1984-1987 年具有 3~4 a 的显著周期,1992-2012 年具有 2~4 a 的显著周期(图 2(c))。R99d 在研究期内的显著周期变化与 R99p 大致相似,并且与 R99p 均以 3.79 a 为第一主周期,但是在时域中,能量强度部分并不完全相同,存在明显的局部化特征(图 2(d))。

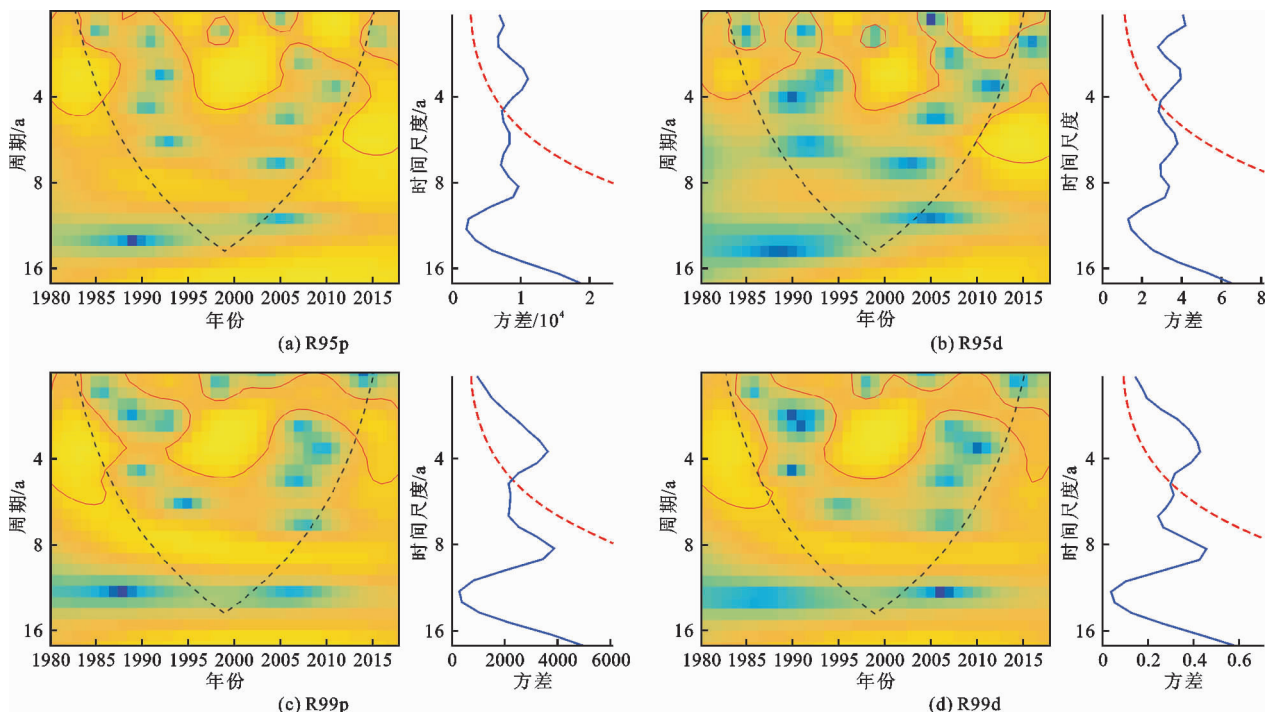


图 2 各极端降水指数连续小波变换及小波方差

#### 3.2 大气环流指数周期特征

大气环流指数连续小波变换及小波方差如图 3 所示。由图 3 可看出,EASM 的第一主周期为 2.92 a,在 1985-2005 年间具有 2~5 a 的显著周期,在 2005-2012 年间具有 2~3 a 的显著周期(图 3

(a))。ENSO 以 3.79 a 为第一主周期,5.36 a 为第二主周期,在 1984-2005 年间具有 2~7 a 的显著周期,在 2007-2012 年间具有 2~3 a 的显著周期(图 3(b))。

AO 以 4.13 a 为第一主周期,在 1985-1996 年

间具有 3~6 a 的显著周期,在 1992-1996 年间还叠加着 2~3 a 的显著周期,此后的 2002-2012 年间具有 2~6 a 的显著周期(图 3(c))。NAO 以 2.25 a 为第一主周期,以 3.47 a 为第二主周期,在 1985-1990 年间具有 2~4 a 的显著周期,在 1990-1998 年间具有 2~3 a 的显著周期,在 2003-2012 年间具有 2~4 a 的显著周期(图 3(d))。相对而言, PDO 表现出的周期信号较弱, PDO 以 5.36 a 为第一主周期,在 1988-1998 年间具有 4~6 a 的显著周期,1998-2004 年间具有 9~10 a 的显著周期,但是

此后的显著周期受到小波边缘效应的影响(图 3(e))。IOD 的第一主周期为 2.92 a,其在 1985-2012 年间具有 2~4 a 的显著周期(图 3(f))。

以上结果表明,长江中下游地区极端降水指数与大尺度大气环流因子在一定时间上存在着相似的周期变化,但两个变量之间周期的相似性没有经过统计检验,是否仅是一种巧合还需要验证。连续小波变换只是针对单个因子单独进行时频变化模式分析。因此,需要采用交叉小波变换进一步分析它们之间的共同信号<sup>[26]</sup>。

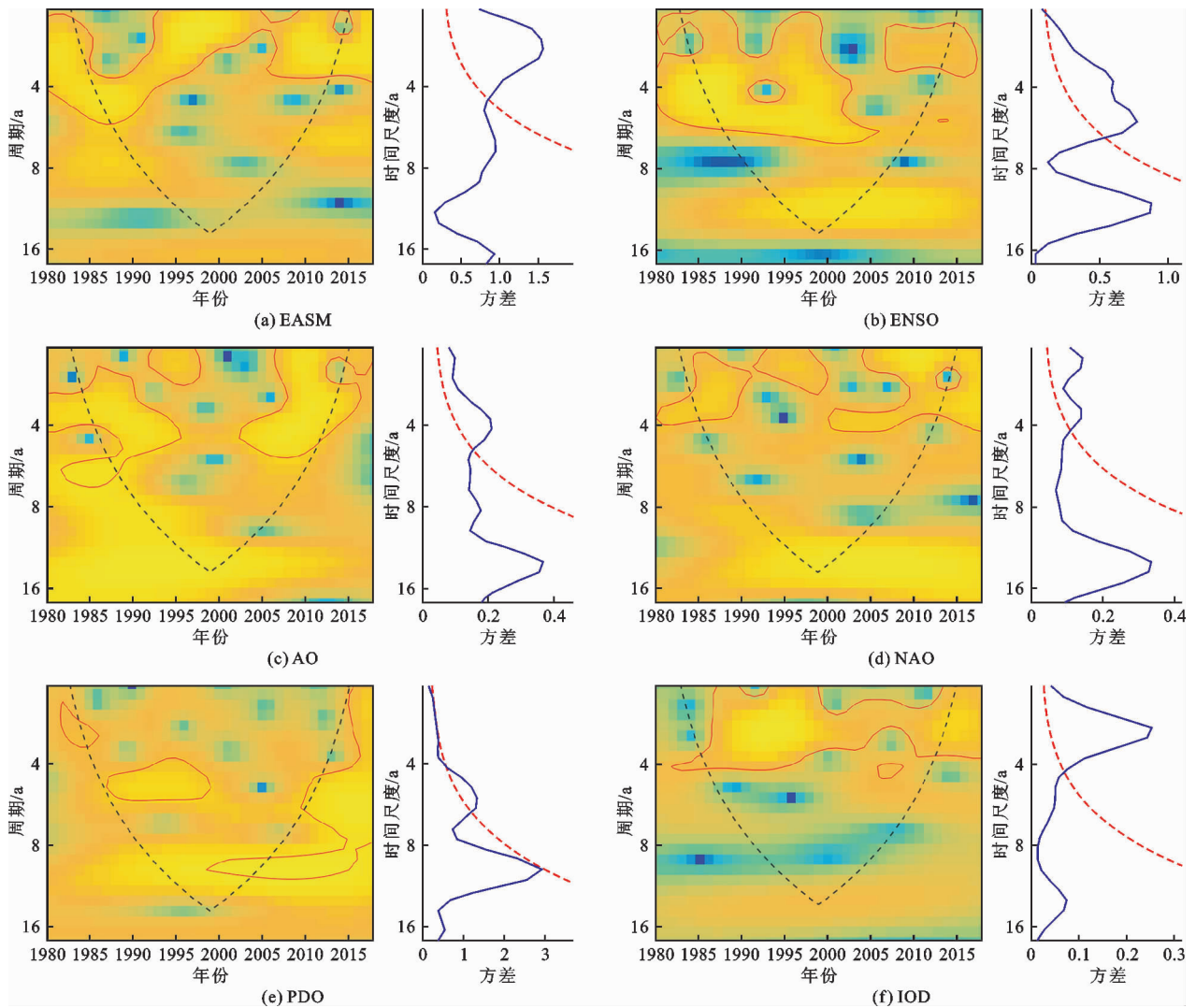


图 3 大气环流指数连续小波变换及小波方差

### 3.3 大气环流对极端降水影响分析

3.3.1 交叉小波分析 对极端降水指数与大气环流指数的连续小波变换后的系数进行双时间序列的交叉小波变换以及小波相干变换,以分析其显著时段、共振周期及位相关系等。其中,交叉位相以弧度表示,“±”之前的数值为平均位相角,“±”之后的

数值为位相角计算中的卷积误差。大气环流指数与极端降水指数的交叉小波功率谱如图 4 所示。

由图 4 可知, ENSO 与 R95p 在 1985-1987 年间具有 3.28~4.13 a 的显著共振周期,交叉位相为  $0.5315 \pm 0.3270$  rad, ENSO 提前于 R95p 约 34.5 d (图 4(a)); 与 R95d 在 1985-1987 年间具有 3.48~

3.90 a 的显著共振周期,交叉位相为  $0.386\ 3 \pm 0.615\ 9$  rad(图4(b));与 R99p 在 1985-1987 年间具有 3.47~4.83 a 的显著共振周期,交叉位相为  $0.659\ 6 \pm 0.255\ 8$  rad, ENSO 提前于 R99p 约 37.79 d,此外,在 1996-2000 年间具有 3.10~4.13 a 的显著共振周期,交叉位相为  $2.279\ 6 \pm 0.294\ 0$  rad, ENSO 提前于 R99p 约 130.61 d(图4(c));与 R99d 在 1996~2000 a 间具有 3.10~4.12 a 的显著共振周期,交叉位相为  $2.279\ 6 \pm 0.279\ 3$  rad, ENSO 提前 R99d 约 130.60 d(图4(d))。

AO 与 R95p 在 2009-2011 年间具有 2.19~2.46 a 的显著共振周期,交叉位相为  $-2.951\ 6 \pm 0.603\ 2$  rad, AO 延后于 R95p 约 169.11 d(图4(e));与 R95d 在 2010-2011 年间具有 2.19~2.46 a 的显著共振周期,交叉位相为  $2.824\ 1 \pm 0.082\ 8$  rad, AO 延后 R95d 约 161.81 d(图4(f));与 R99p 在 2009-2010 年具有 2.32~2.60 a 的显著共振周期,交叉位相为  $2.735\ 9 \pm 0.680\ 7$  rad, AO 延后 R99p 约 156.74 d(图4(g));与 R99d 在 2009-2010 年间具有 2.32~2.60 a 的显著共振周期,交叉位相为  $2.473\ 4 \pm 0.041\ 2$  rad, AO 延后 R99d 约 141.73 d(图4(h))。

NAO 与 R95p 在 2009-2012 年间具有 2.07~2.46 a 的显著共振周期,交叉位相角为  $3.140\ 3 \pm 0.041\ 7$  rad, NAO 提前 R95p 约 179.93 d(图4(i));与 R95d 在 2009-2013 年间具有 2.07~2.46 a 的显著共振周期,交叉位相角为  $3.111\ 9 \pm 0.076\ 4$  rad, NAO 提前于 R95d 约 178.30 d(图4(j))。与 R99p 在 2009-2011 年间具有 2.32~2.46 a 的显著共振周期,交叉位相角为  $2.907\ 6 \pm 0.157\ 9$  rad, NAO 延后 R99p 约 166.59 d(图4(k));与 R99d 在 2009-2011 年间具有 2.19~2.46 a 的显著共振周期,交叉位相角为  $2.853\ 6 \pm 0.110\ 2$  rad, NAO 延后 R99d 约 163.50 d(图4(l))。

IOD 与 R95p 在 1993-2000 年间具有 2.76~3.74 a 的显著共振周期,交叉位相角为  $2.773\ 0 \pm 0.334\ 7$  rad(图4(m)), IOD 延后 R95p 约 158.88 d;与 R95d 在 1991-1999 年间具有 2.76~3.74 a 的显著共振周期,交叉位相为  $2.773\ 0 \pm 0.334\ 7$  rad, IOD 延后 R95d 约 159.39 d(图4(n));与 R99p 在 1992-2000 年间具有 2.60~3.90 a 的显著共振周期,交叉位相为  $3.054\ 9 \pm 0.727\ 9$  rad, IOD 延后 R99p 约 175.03 d(图4(o));IOD 与 R99d 在 1992-2000 年具有 2.60~3.90 a 的显著共振周期,位相角为  $3.123\ 7 \pm 0.616\ 8$  rad, IOD 延后 R99d 约 178.97 d(图4(p))。

EASM 与 PDO 对极端降水指数的影响不显著。

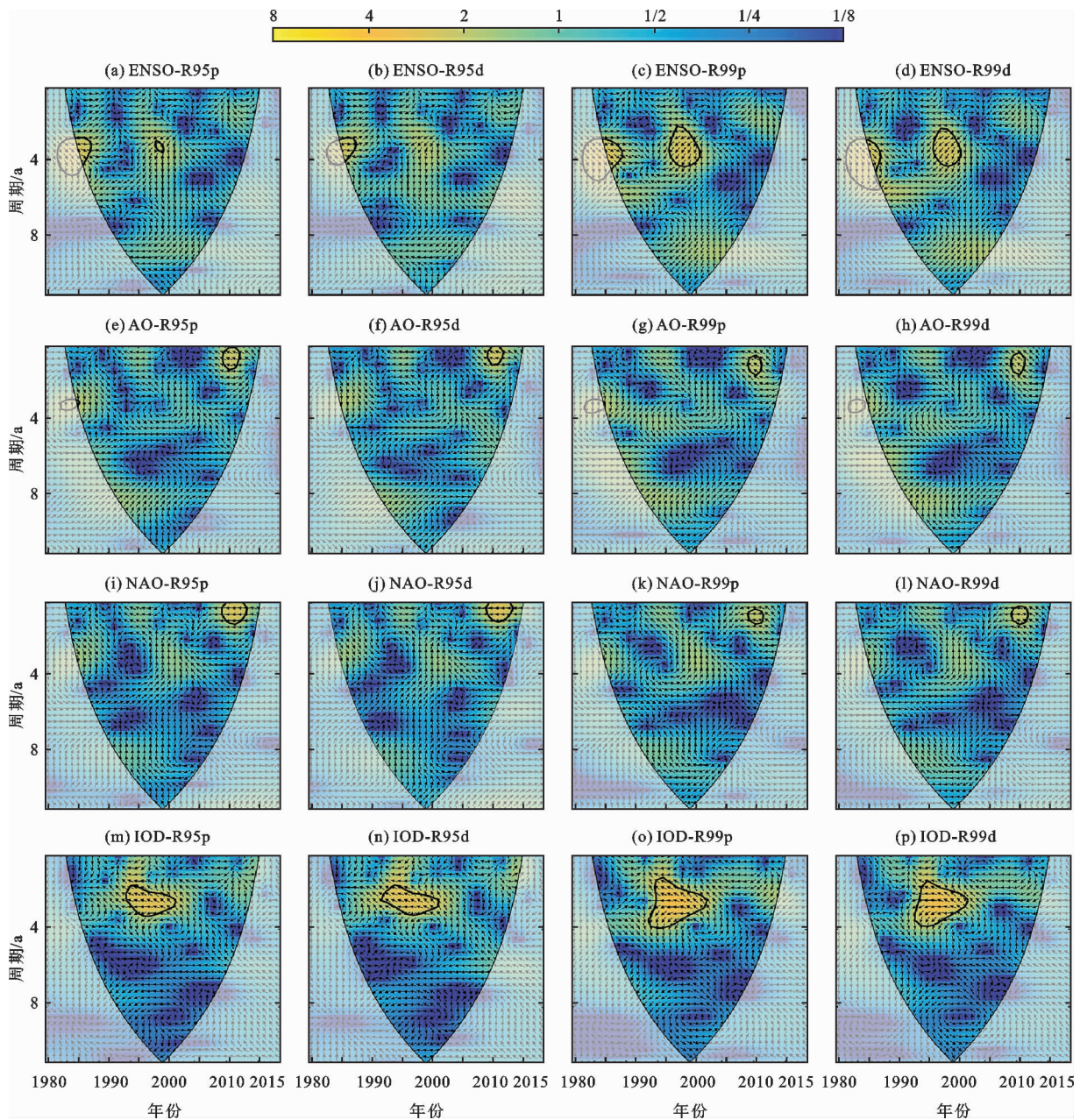
3.3.2 小波相干分析 大气环流指数与极端降水指数的交差小波凝谱如图5所示。由图5可知, EASM 与 R95p 在 1989-1996 年具有 5.84~8.76 a 的显著共振周期,交叉位相为  $1.561\ 0 \pm 0.254\ 4$  rad, EASM 延后 R95p 约 89.44 d(图5(a))。EASM 与 R95d 在 1980-1985 年具有 6.95~9.83 a 的显著共振周期,交叉位相为  $1.823\ 0 \pm 0.172\ 0$  rad, EASM 延后 R95d 约 104.45 d,在 2008-2010 年间具有 5.12~6.56 a 的共振周期,交叉位相为  $2.612\ 6 \pm 0.143\ 6$  rad, EASM 延后 R95d 约 149.69 d(图5(b))。EASM 与 R99p 在 1989-1994 年具有 6.19~6.95 a 的显著共振周期,交叉位相为  $1.612\ 4 \pm 0.074\ 9$  rad, EASM 延后 R99p 约 92.38 d;在 2011-2013 年具有 2.46~3.47 a 的显著共振周期,交叉位相为  $1.817\ 0 \pm 0.150\ 0$  rad, EASM 提前 R99p 约 104.10 d(图5(c));与 R99d 在 1985-1986 年具有 2.60~3.47 a 的显著共振周期,交叉位相为  $2.885\ 7 \pm 0.200\ 3$  rad, EASM 延后 R99d 约 165.34 d;在 1989-1995 年间具有 5.85~7.36 a 的显著共振周期,交叉位相角为  $1.875\ 2 \pm 0.119\ 6$  rad, EASM 延后 R99d 约 107.44 d;此外,在 2012-2014 年间具有 2.76~3.47 a 的显著共振周期,交叉位相为  $2.056\ 9 \pm 0.124\ 8$  rad, EASM 提前 R99d 约 117.85 d(图5(d))。

ENSO 与 R95p 在 2004-2013 年间具有 3.47~5.52 a 的显著共振周期,交叉位相为  $1.026\ 5 \pm 0.338\ 3$  rad, ENSO 提前 R95p 约 58.81 d(图5(e))。ENSO 与 R95d 在 1996-2012 年具有 4.13~5.84 a 的显著共振周期,交叉位相角为  $1.020\ 0 \pm 0.447\ 3$  rad, ENSO 提前 R95d 约 58.44 d(图5(f));与 R99p 在 2009-2013 年具有 2.92~4.64 a 的显著共振周期,交叉位相角为  $1.699\ 4 \pm 0.740\ 2$  rad, ENSO 比 R99p 提前 97.37 d(图5(g))。ENSO 与 R99d 在 2009-2013 年间具有 3.82~4.91 a 的显著共振周期,交叉位相角为  $1.966\ 2 \pm 0.616\ 7$  rad, ENSO 提前 R99d 约 112.65 d(图5(h))。

AO 与 R95p 在 1985-1987 年具有 2.76~3.10 a 的显著共振周期,交叉位相角为  $1.394\ 6 \pm 0.103\ 6$  rad, AO 提前 R95p 约 79.90 d;在 1989-1994 年具有 5.84~8.76 a 的显著共振周期,交叉位相角为  $0.272\ 6 \pm 0.397\ 5$  rad, AO 延后 R95p 约 15.62 d;此外,在 2008-2010 年具有 2.07~2.32 a 显著共振周期,交叉位相角为  $2.667\ 9 \pm 0.057\ 2$  rad, AO 延后 R95p 约 152.86 d(图5(i))。AO 与 R95d 在 1985-1987 年间

具有 3.10 ~ 3.47 a 的显著周期,交叉位相角为  $1.3603 \pm 0.1026$  rad, AO 提前 R95d 约 77.94 d,在 1991 - 1997 年间具有 7.36 ~ 9.28 a 的显著共振周期,交叉位相角为  $0.5817 \pm 0.1412$  rad, AO 延后 R95d 约 33.33 d(图 5(j))。AO 与 R99p 在 1989 - 1992 年间具有 5.84 ~ 6.95 a 的显著共振周期,交叉位相角为  $0.1551 \pm 0.1206$ , AO 提前 R99p 约 8.89 d,在 1994 - 1995 年间具有 2.07 ~ 2.60 a 的显著共振周期,交叉位相角为  $2.7920 \pm 0.1120$  rad, AO 延后 R99p 约 159.97 d,在 2009 - 2010 年间具有 2.19 ~ 2.60 a 的显著共振

周期,交叉位相角为  $2.5832 \pm 0.0483$  rad, AO 延后 R99p 约 148.01 d(图 5(k))。AO 与 R99d 在 1989 - 1993 年具有 5.84 ~ 6.95 a 的显著共振周期,交叉位相角为  $0.1131 \pm 0.1258$  rad, AO 延后 R99d 约 6.48 d,在 2008 - 2012 年具有 2.07 ~ 2.76 a 的显著共振周期,交叉位相角为  $2.4903 \pm 0.1166$  rad, AO 延后 R99d 约 142.68 d(图 5(l))。NAO 以及 PDO 与极端降水指数之间的显著共振周期、显著时段、交叉位相以及时间间隔,如表 2 所示,而 IOD 对极端降水指数的影响不显著。



注:细弧线为小波影响锥曲线;黑粗线为 95% 置信区间;箭头表示相对位相差,“→”表示两者变化位相一致,“←”表示两者变化位相相反,“↑”表示大气环流指数延后于极端降水指数,“↓”表示大气环流指数提前于极端降水指数(下同)。

图 4 大气环流指数与极端降水指数的交叉小波功率谱

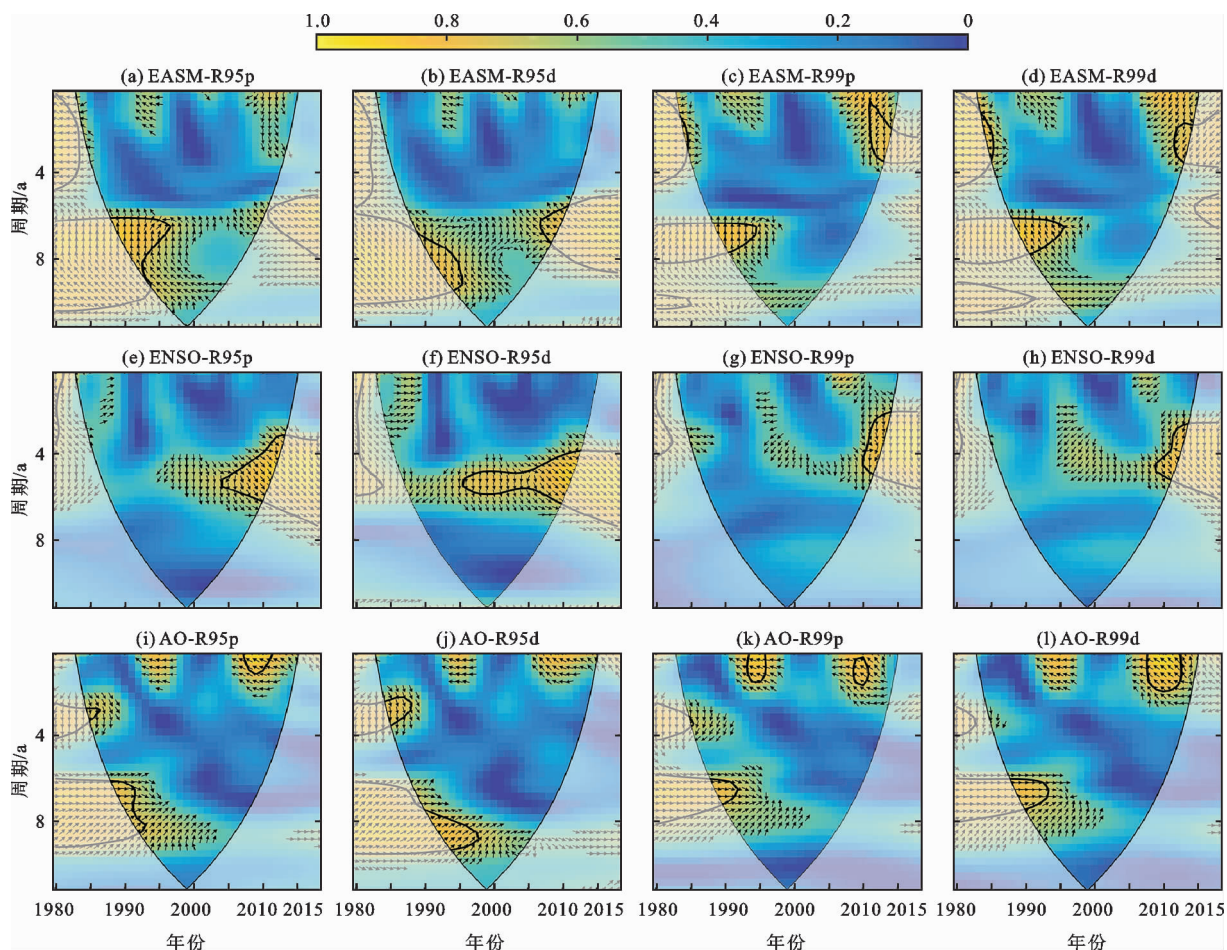


图5 大气环流指数与极端降水指数的交叉小波凝聚谱

表2 大气环流指数与极端降水指数之间的显著共振周期、显著时段、交叉位相以及时间间隔

指数	显著周期/a	显著时段(年份)	交叉位相/rad	时间间隔/d
NAO - R95p	3.28 ~ 3.90	1985 - 1988	$1.3326 \pm 0.1728$	$76.35 \pm 9.90$
	2.07 ~ 2.92	2008 - 2015	$3.1073 \pm 0.1895$	$163.74 \pm 10.86$
	2.92 ~ 3.90	1985 - 1989	$1.1816 \pm 0.1411$	$67.70 \pm 8.08$
NAO - R95d	6.19 ~ 8.76	1989 - 1993	$-0.9335 \pm 0.7372$	$53.49 \pm 42.24$
	2.07 ~ 2.76	2009 - 2015	$3.0552 \pm 0.1491$	$175.05 \pm 8.54$
NAO - R99p	3.90 ~ 4.13	1985 - 1986	$1.8420 \pm 0.0760$	$105.54 \pm 4.35$
NAO - R99d	2.07 ~ 2.76	2010 - 2013	$-2.6498 \pm 0.1282$	$151.83 \pm 7.35$
PDO - R95p	2.07 ~ 3.47	1983 - 1987	$-0.4420 \pm 0.4764$	$25.32 \pm 27.30$
	4.64 ~ 6.95	2006 - 2011	$0.5067 \pm 0.2629$	$29.03 \pm 15.06$
PDO - R95d	2.60 ~ 3.47	1984 - 1988	$-0.1434 \pm 0.1603$	$8.22 \pm 9.18$
	4.13 ~ 6.56	2005 - 2012	$0.2758 \pm 0.2124$	$15.80 \pm 12.17$
PDO - R99p	2.07 ~ 3.28	1983 - 1985	$-0.6995 \pm 0.2346$	$40.08 \pm 13.44$
PDO - R99d	2.07 ~ 3.28	1983 - 1985	$-0.6569 \pm 0.1942$	$35.92 \pm 11.13$
	4.13 ~ 5.21	2010 - 2012	$0.5596 \pm 0.0427$	$32.06 \pm 2.45$



## 4 讨论

大气涛动是控制一个地区的大气环流机制,研究极端降水变化与大气涛动的相互关系有助于认识区域极端降水变化的特征和形成机制。本文的小波变换分析结果显示,长江中下游地区极端降水与大气涛动确实存在年际和年代际尺度显著共振周期,只是不同时段上存在明显差异。这至少说明大尺度的气候因子作为外部驱动力影响极端降水变化是长江中下游地区极端降水发生年际和年代际变化的重要原因之一。

作为具有稳定的西南或东南气流,EASM的变化主要受亚洲大陆与其周围海温之间热力差异的影响,它能将热带海洋上的充沛水汽持续不断地输送到东亚地区。本文研究进一步分析发现,EASM与长江中下游地区极端降水指数具有显著负相关关系,当发生一次强的EASM(正高值)时,长江中下游地区随后几年极端降水偏少,这与张璟等<sup>[27]</sup>的研究结果大致一致。余荣等<sup>[14]</sup>在研究中发现,厄尔尼诺次年西太平洋副热带高压西伸加强,则与其相关的东南季风所输送的水汽也有所加强,同时,中高纬度阻塞高压环流形势稳定维持。受这些因子的共同作用,最终导致长江中下游地区极端降水增多。张勇等<sup>[28]</sup>的研究中指出,当AO呈正位相环流特征时,不利于冷空气南充,从而导致沿江地区降水偏少。NAO与AO本质上是一致的,NAO是AO在北大西洋区域的一种表现形式。NAO既具有显著的年代际振荡周期,同时与长江中下游地区极端降水状况具有很好的对应关系。PDO是一种类似于ENSO的太平洋气候变动过程,指示着北太平洋海洋表面高温度的变化过程。其年代际变化对东亚大气环流异常具有重要作用,与EASM有很好的一致性,而且在年代际尺度上具有显著的正相关关系。于森等<sup>[29]</sup>在研究中也指出,PDO与中国东部季风区夏季降水时空分布的关系是:PDO处于暖位相时,长江中下游地区降水异常偏多;PDO处于冷位相时,则与上述情况相反。IOD是一种海洋-大气耦合现象,它的定义为热带西印度洋与热带东南印度洋之间的海温异常。研究表明,当印度洋偶极子指数为正位相时,汛期华北及江淮流域干旱少雨,而华南沿海地区为多雨带;反之,汛期雨带分布基本为南北多雨而长江流域少雨<sup>[30]</sup>。这些结论与本文研究结果相一致。

但交叉小波图及小波相干图显示,在有些年份

EASM、ENSO、AO、NAO、PDO以及IOD对该地区极端降水的影响并不强烈。这说明极端降水结构不仅受大气环流异常因子的影响,还可能受其他因素的影响。如地形的屏障作用、冬季青藏高原积雪等。极端气候事件有时并不是由于极端的外部强迫因子造成的,很可能是由于气候因子自身的内部波动引起的。在今后的研究中,需要考虑这些因素,以期得到更加充足的结论。

## 5 结论

使用1980-2018年长江中下游地区气象站点资料,结合同期的大气环流指数,对长江中下游地区的极端降水指数周期性变化过程及对大气环流指数的响应进行详细分析,主要结论如下。

(1)所有的极端降水指标都存在多尺度周期性震荡,R95p以3.47a为第一主周期;R95d以2.25a为第一主周期,3.47a为第二主周期;R99p和R99d均以3.79a为第一主周期。各指标的周期性震荡趋向于高时频尺度,“增加-减少”变化更加频繁。

(2)大气环流指数在20世纪80年代中期至90年代中期均出现显著周期。EASM以2.92a为第一主周期;ENSO以3.79a为第一主周期,5.36a为第二主周期;AO以4.13a为第一主周期;NAO以2.25a为第一主周期,以3.47a为第二主周期;PDO以5.36a为第一主周期;IOD以2.92a为第一主周期。

(3)极端降水指数与大气环流指数在年际尺度上均存在一定的共振周期,但在不同时段中存在明显差异。EASM与PDO在高能量谱区对长江中下游地区极端降水的影响较弱。IOD在低能量谱区对极端降水指数影响较弱。

## 参考文献:

- [1] LI Juan, WANG Bin. Predictability of summer extreme precipitation days over eastern China[J]. *Climate Dynamics*, 2018, 51(11-12):4543-4554.
- [2] HAN Tingting, WANG Huijun, HAO Xin., et al. Seasonal prediction of midsummer extreme precipitation days over northeast China[J]. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 2019, 58(9):2033-2048.
- [3] ZHANG Qiang, GU Xihui, SINGH V P, et al. Timing of floods in southeastern China: Seasonal properties and potential causes[J]. *Journal of Hydrology*, 2017,552:732-744.
- [4] 高涛,谢立安. 近50年来中国极端降水趋势与物理成因研究综述[J]. *地球科学进展*, 2014, 29(5):577-589.
- [5] ZHAO Yifei, ZOU Xinqing, GAO Liguoguo, et al. Changes in

- precipitation extremes over the Pearl River Basin, southern China, during 1960–2012[J]. *Quaternary International*, 2014, 333:26–39.
- [6] DOOKIE N, CHADEE X T, CLARKE R M. Trends in extreme temperature and precipitation indices for the Caribbean small islands:Trinidad and Tobago[J]. *Theoretical and Applied Climatology*, 2019, 136(1–2):31–44.
- [7] SHAO Yiting, MU Xinming, HE Yi, et al. Spatiotemporal variations of extreme precipitation events at multi-time scales in the Qinling–Daba mountains region, China[J]. *Quaternary International*, 2019, 525:89–102.
- [8] WANG Gang, ZHANG Qiang, YU Huiqian, et al. Double increase in precipitation extremes across China in a 1.5°C/2.0°C warmer climate[J]. *Science of the Total Environment*, 2020, 746:140807.
- [9] 王蒙,殷淑燕.近52a长江中下游地区极端降水的时空变化特征[J].*长江流域资源与环境*,2015,24(7):1221–1229.
- [10] 潘欣,尹义星,王小军.1960–2010年长江流域极端降水的时空演变及未来趋势[J].*长江流域资源与环境*,2017,26(3):436–444.
- [11] 李健颖,毛江玉.亚洲夏季风30~60天季节内振荡对中国东部地区持续性极端降水的影响[J].*大气科学*,2019,43(4):796–812.
- [12] 李夫星,陈东,汤秋鸿.黄河流域水文气象要素变化及与东亚夏季风的关系[J].*水科学进展*,2015,26(4):481–490.
- [13] 孙忠保,程先富,张强,等.1960–2014年皖江地区极端降水事件时空特征研究[J].*北京师范大学学报(自然科学版)*,2018,54(6):772–780+684+813.
- [14] 余荣,翟盘茂.厄尔尼诺对长江中下游地区夏季持续性降水结构的影响及其可能机理[J].*气象学报*,2018,76(3):408–419.
- [15] 孙惠惠,章新平,罗紫东,等.近53a来长江流域极端降水指数特征[J].*长江流域资源与环境*,2018,27(8):1879–1890.
- [16] 马梦阳,韩宇平,王庆明,等.海河流域极端降水时空变化规律及其与大气环流的关系[J].*水电能源科学*,2019,37(6):1–4+74.
- [17] 李双双,孔锋,韩鹭,等.陕北黄土高原区极端降水时空变化特征及其影响因素[J].*地理研究*,2020,39(1):140–151.
- [18] CANNON A J. Revisiting the nonlinear relationship between ENSO and winter extreme station precipitation in North America[J]. *International Journal of Climatology*, 2015, 35(13):4001–4014.
- [19] FLEMING S W, DAHLKE H E. Parabolic northern–hemisphere river flow teleconnections to El Niño–Southern Oscillation and the Arctic Oscillation[J]. *Environmental Research Letters*, 2014 9(10):104007.
- [20] TORRENCE C, COMPO G P. A practical guide to wavelet analysis[J]. *Bulletin of the American Meteorological society*, 1998, 79(1):61–78.
- [21] NALLEY D, ADAMOWSKI J, BISWAS A, et al. A multiscale and multivariate analysis of precipitation and streamflow variability in relation to ENSO, NAO and PDO[J]. *Journal of Hydrology*, 2019, 574:288–307.
- [22] WU Shuqi, CAO Shisong, WANG Zhiheng, et al. Spatiotemporal variations in agricultural flooding in middle and lower reaches of Yangtze River from 1970 to 2018[J]. *Sustainability*, 2019, 11(23):6613.
- [23] LI Zongxing, HE Yuanqing, WANG Puyu, et al. Changes of daily climate extremes in southwestern China during 1961–2008[J]. *Global and Planetary Change*, 2012, 80–81:255–272.
- [24] SONG Xiaoyan, SONG Songbai, SUN Wenyi, et al. Recent changes in extreme precipitation and drought over the Songhua River Basin, China, during 1960–2013[J]. *Atmospheric Research*, 2015, 157:137–152.
- [25] TONG Siqing, LI Xiangqian, ZHANG Jiquan, et al. Spatial and temporal variability in extreme temperature and precipitation events in Inner Mongolia (China) during 1960–2017[J]. *Science of The Total Environment*, 2019, 649:75–89.
- [26] 苏宏新,李广起.基于SPEI的北京低频干旱与气候指数关系[J].*生态学报*,2012,32(17):5467–5475.
- [27] 张璟,智协飞,缪锴,等.江淮流域夏季降水的准两年振荡特征及其关联因子分析[J].*大气科学学报*,2014,37(5):541–547.
- [28] 张勇,杨春瑰,唐卫亚.长江中下游1–5月降水分布型及其成因[J].*大气科学学报*,2015,38(1):111–119.
- [29] 于森,金站.太平洋年代际涛动对中国东部季风区夏季降水的影响[J].*黑龙江气象*,2015,32(1):18–20+41.
- [30] 袁媛,高辉,李维京,等.2016年和1998年汛期降水特征及物理机制对比分析[J].*气象学报*,2017,75(1):19–38.