

集合经验模态分解在区域降水变化多尺度分析及 气候变化响应研究中的应用*

薛春芳¹⁾³⁾ 侯威^{2)†} 赵俊虎¹⁾²⁾ 王式功¹⁾

1) (兰州大学大气科学学院, 兰州 730000)

2) (国家气候中心, 北京 100081)

3) (陕西省气象局, 西安 710014)

(2012年11月29日收到; 2013年1月3日收到修改稿)

集合经验模态分解 (EEMD) 是一种适用于非线性、非平稳序列的信号分析方法, 将 EEMD 应用于气候要素时间序列, 可提取可靠真实的气候变化信号, 同时, EEMD 可以得到气候变化的固有时间尺度. 本文使用 EEMD 方法, 从气候时间序列中提取气候信号中各个尺度的变化, 对渭河流域过去 50 年来的秋季降水进行多尺度分析, 结果显示, 对于 20 世纪 70 年代末 80 年代初的全球气候突变, 渭河流域的秋季降水也有很好的响应, 而且大尺度上的响应要早于中小尺度, 其中在大尺度上主要表现为波动形式, 即降水距平正负位相持续期的变化, 从持续正位相到正负位相周期性交替出现; 而在中小尺度上主要是振幅大小, 即降水距平正负位相量级的变化, 量级从相对较大变为相对较小再逐渐增大.

关键词: 集合经验模态分解, 多尺度变化, 秋季降水, 渭河流域

PACS: 92.70.Aa

DOI: 10.7498/aps.62.109203

1 引言

1958 年, 高由禧^[1,2] 开创了我国的秋雨研究, 以后至 20 世纪 80 年代, 出现了对华西秋雨的分布和多年变化的研究^[3-6]. 任国玉等^[7] 研究表明, 1960—1996 年秋雨减少最明显的地区包括关中盆地、甘肃南部、秦巴山地和四川盆地; 谌芸和施能^[8] 研究指出, 1951—1999 年中国秋季降水呈负趋势变化最明显的地方在黄土高原和东北平原, 秋季干旱现象特别明显; 白虎志和董文杰^[9] 对华西秋雨的研究表明, 20 世纪 60 年代到 70 年代初期、80 年代初期为相对多秋雨期, 70 年代中后期、80 年代中后期到 20 世纪末, 华西秋雨相对较少. 渭河流域处于中国华西秋雨区东北边缘地带, 属于干旱半干旱地区, 自然生态环境比较脆弱, 水资源补给以

降水为主; 秋季是渭河流域农果作物收获季节, 也是主要作物冬小麦的播种季节, 秋季旱涝将直接影响夏粮的播种和全年收成, 对秋季降水的分析对渭河沿岸社会经济发展具有重要意义.

众所周知, 气候系统是非线性复杂系统, 其固有的非线性决定了气候序列具有明显的非线性/非平稳性. 研究表明, 气候系统除了具有非线性/非平稳性, 还有层次性, 许多大小不一的时、空尺度构成了多层次结构. 不同层次的气候具有不同的可预报性和稳定性^[10-14], 各层次间呈高度自组织. 事实上, 气候系统的多层次结构正是导致其非平稳行为的重要原因之一. 集合经验模态分解 (EEMD) 方法^[15] 是一种近年来发展的时间上局部的自适应时间序列分析技术, 适合于分析非线性、非平稳的时间序列. EEMD 方法改进了经验模态分解 (EMD) 的“模态 (尺度) 混合 (mode mixing)”问题^[15-21].

* 国家重点基础研究计划 (批准号: 2012CB955301, 2012CB955901) 和国家自然科学基金 (批准号: 41005043, 41175067, 41175084) 资助的课题.

† 通讯作者. E-mail: hou_w@sohu.com

本文所要探讨的问题是: 渭河流域过去 50 年来秋季降水的变化是由哪些时间尺度的振荡变化构成的, 这些不同尺度的振荡变化有何演变特征, 其中各个尺度的振荡对渭河流域秋季降水变化的贡献如何, 哪些尺度的振荡是显著的或非显著的, 在不同时期内各个尺度的振荡对整个气候变化起何作用. 为此, 本文借助 EEMD 方法, 从气候时间序列中提取气候信号中各个尺度的变化, 对渭河流域过去 50 年来的秋季降水进行多尺度分析, 以期揭示其不同时间尺度的振荡模态结构特征.

2 数据和方法

本文首先在美国地质调查局 (USGS) SRTM1 数字高程模型 (100 m × 100 m) 基础上, 利用 Arcgis 提取了渭河流域边界 (图 1), 对提取的边界与渭河水文资料进行了对比, 其一致性很好; 再在渭河流域边界内提取出气象站点作为研究对象, 范围包括甘肃、陕西和宁夏三省. 本文主要选取渭河流域 1961—2010 年历年秋季 9—11 月无缺测的 55 个观测站逐日降水量作为分析资料, 分别统计历年秋季的降水量, 并以 1981—2010 年的秋季平均降水量为气候态, 进而得到历年秋季降水距平序列.

EEMD 方法是利用多次测量取平均值的原理, 通过在原数据中加入适当大小的白噪音来模拟多次观测的情景, 经多次计算后做集合平均, 它是 EMD 方法 [22–24] 的改进. 首先介绍 EMD 方法分解步骤. EMD 方法是一种适合于处理非平稳数据序列的方法, 它将信号中不同尺度的波动和趋势逐级

分解开来, 形成一系列具有不同特征尺度的数据序列, 每一个序列称为一个内在模函数 (intrinsic mode function, IMF) 分量, 最低频率的 IMF 分量代表原始信号的总趋势或均值的时间序列. 对于原始信号 $x(t)$, 确定 $x(t)$ 的所有局部极值点, 通过三次样条函数求得其上包络 $u_1(t)$ 和下包络 $u_2(t)$ 的局部均值 $m_1(t)$,

$$m_1(t) = \frac{1}{2}(u_1(t) + u_2(t)), \quad (1)$$

$$h_1(t) = x(t) - m_1(t), \quad (2)$$

如 $h(t)$ 不满足 IMF 条件, 则视其为新的 $x(t)$, 重复 (1) 和 (2) 式的计算经过 k 次重复后, 得到

$$h_{1K}(t) = h_{1(K-1)}(t) - m_{1K}(t). \quad (3)$$

实际操作中过多地重复上述处理会使 IMF 变成幅度恒定的纯粹的频率调制信号, 从而失去实际意义. 因此, 可采用标准差 SD (一般取 0.2—0.3) 作为筛选过程停止的准则, 当 SD 达到某个阈值时, 停止筛选

$$SD = \sum_{t=0}^T \left[\frac{h_{1(K-1)}(t) - h_{1K}(t)}{h_{1(K-1)}(t)} \right]^2, \quad (4)$$

得到信号的第 1 个 IMF 分量 $C_1 = h_{1K}(t)$ 及其分离后的余项

$$r_1(t) = x(t) - C_1. \quad (5)$$

将 $r_1(t)$ 进行 (1)—(5) 式同样的“筛选”过程, 依次得到 C_2, C_3, \dots , 直到 $r_i(t)$ 基本呈单调趋势或 $|r_i(t)|$ 很小时停止, 则原信号重构为

$$x(t) = \sum_{i=1}^n C_i(t) - r_n(t). \quad (6)$$



图 1 渭河流域及 55 个观测站位置分布

EEMD 的核心思想是利用白噪声具有频率均匀分布的统计特性, 当信号加入高斯白噪声后, 将使信号在不同尺度上具有连续性, 改变了信号极值的特性, 促进抗混分解, 有效地避免了模式混叠现象. EEMD 分解步骤为: 首先在原始信号 $x(t)$ 中多次加入等长度的正态分布的白噪声 $n_i(t)$, 即

$$x_i(t) = x(t) + n_i(t), \quad (7)$$

$x_i(t)$ 为第 i 次加入白噪声后的信号, 再对 $x_i(t)$ 按 (1)—(5) 式进行 EMD 分解, 得到 IMF 分量 $C_{ij}(t)$ 和余项 $r_i(t)$, 其中 $C_{ij}(t)$ 表示第 i 次加入白噪声后分解所得的第 j 个 IMF 分量. 利用不相关随机序列的统计均值为零的原理, 将各分量 $C_{ij}(t)$ 进行整体平均以抵消多次加入白噪声对真实 IMF 的影响. 最终 EEMD 分解结果为

$$C_j(t) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N C_{ij}(t), \quad (8)$$

式中 N 为添加白噪声序列的数目. 文献 [19] 指出白噪声对分析信号的影响遵循如下的统计规律

$$e = a/\sqrt{N} \text{ 或 } \ln e + 0.5a \ln N = 0, \quad (9)$$

(9) 式中 e 为标准离差, 即输入信号与相应 IMF 分量重构结果的偏离, a 为白噪声幅值. 可以看出当噪声幅值 a 增加时, N 值也应增大以便减少噪声对分解结果的影响, 且大体来说分析信号以高频分量为主时, 白噪声幅值 a 应较小, 反之亦然. 文献 [19] 同时也指出, 添加噪声的幅值大小对分解结果影响

不是很大, 只要它是有限的而不是无限小或非常大, 能够包括所有可能即可. 因此 EEMD 的应用可以不依赖人的主观介入, 仍具有自适应性. 同时, EEMD 可借助于白噪声的集合扰动进行显著性检验, 从而给出各个 IMF 的信度 [19,25].

本文在对渭河流域秋季降水量的逐年变化序列进行 EEMD 分解时, 用于集合分解的扰动白噪声与原始信号的信噪比为 0.3, 集合样本数取 1000; 另外, 本文对 EEMD 分解得到的各个 IMF 进行了显著性检验. 镜像对称延伸方法 [25] 能比较好地解决边界对于 EEMD 分解过程中的上冲和下冲现象, 本文采用该方法来处理 EEMD 分解过程中的边界问题.

3 渭河流域秋季降水的多尺度变化特征

3.1 降水年际变化

从图 2 中渭河流域近 50 年来秋季降水距平的年际变化看, 秋季降水量总体呈减少趋势; 在 20 世纪 80 年代中期秋季降水出现转折, 在 80 年代中期以前降水相对偏多, 流域内整体偏湿, 之后则相对偏少, 流域内整体偏干; 此外, 在偏湿时期中的 70 年代中后期至 80 年代初期为一相对偏干时段, 而偏干时期中的 21 世纪初为一偏湿时段, 同时, 80 年代中期之后降水偏多年份的降水量较之前严重减

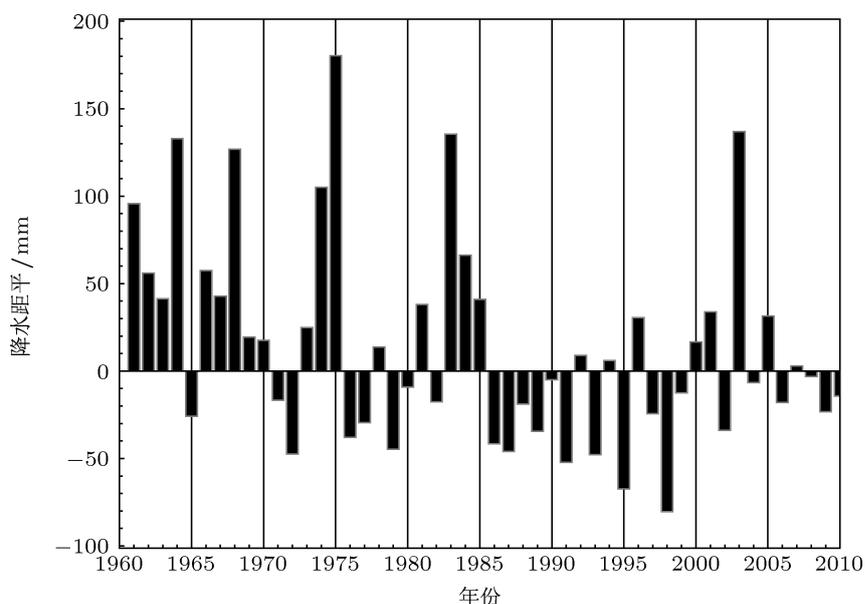


图 2 1961—2010 年渭河流域秋雨降水距平年际变化

少, 从 1961—1985 年的 25 年间, 有 9 年的降水距平超过 50 mm, 偏多年份平均偏多 70.2 mm; 而在 1985 年之后的 25 年间, 仅有 2003 年出现了异常偏多, 超过了 50 mm, 偏多年份平均偏多 33.4 mm. 在 1998 年之前, 降水偏少年份的偏少量逐渐增加, 尤其是 1985—1998 年增加趋势更加明显, 偏少年份平均偏少 36.0 mm; 但自 1998 年之后降水偏少年份的偏少量逐渐减少, 明显小于 1998 年之前, 偏少年份平均偏少 16.0 mm.

3.2 降水多尺度变化

图 3(a)—(e) 为对 1961—2010 年渭河流域秋雨降水距平进行 EEMD 分解得到的 4 个 IMF 分量 (IMF1—4) 和趋势分量 (RES). 各个 IMF 分量依次反映了从高频到低频不同时间尺度的波动特征, 最后所得趋势项表示原数据总体随时间变化的趋势. 图 3 中每个 IMF 分量信号的波动具有相对稳定的准周期性, 在相同的时段内, 不同时间尺度的准周期振荡随时间也呈现或强或弱的非均匀变化, 这种振荡强度的非均匀变化反映了大气内部动力过程

和外部强迫共同作用的非线性. 可以求取平均周期, 并将每种尺度信号波动频率和振幅对原数据总体特征影响程度用方差贡献率表示出来.

表 1 给出了不同尺度 IMF 分量所表征的不同时间尺度波动的平均周期, 虽然一个 IMF 分量可能包含不同尺度变化的信息, 但同一个时间段、不同 IMF 分量却不会包含同一个尺度的波动信号 [26,27]. 分析图 3(a)—(d) 中的 4 个 IMF 分量, 如表 1 所示, 在年际尺度上, 渭河流域秋季降水具有准 3 年 (IMF1) 和准 5 年 (IMF2) 的气候变率; 在年代际尺度上, 具有准 10 年 (IMF3) 和准 26 年 (IMF4) 的气候变率. 这些 IMF 分量不仅包含了气候系统外在强迫的周期变化, 还包含了气候系统的非线性反馈作用.

表 1 1961—2010 年渭河流域秋季降水距平序列各分量的方差贡献率

降水序列 IMF 分量	IMF1	IMF2	IMF3	IMF4	RES
周期/年	2.6	4.5	10.0	25.6	
贡献率/%	47.8	17.9	5.3	3.5	25.4

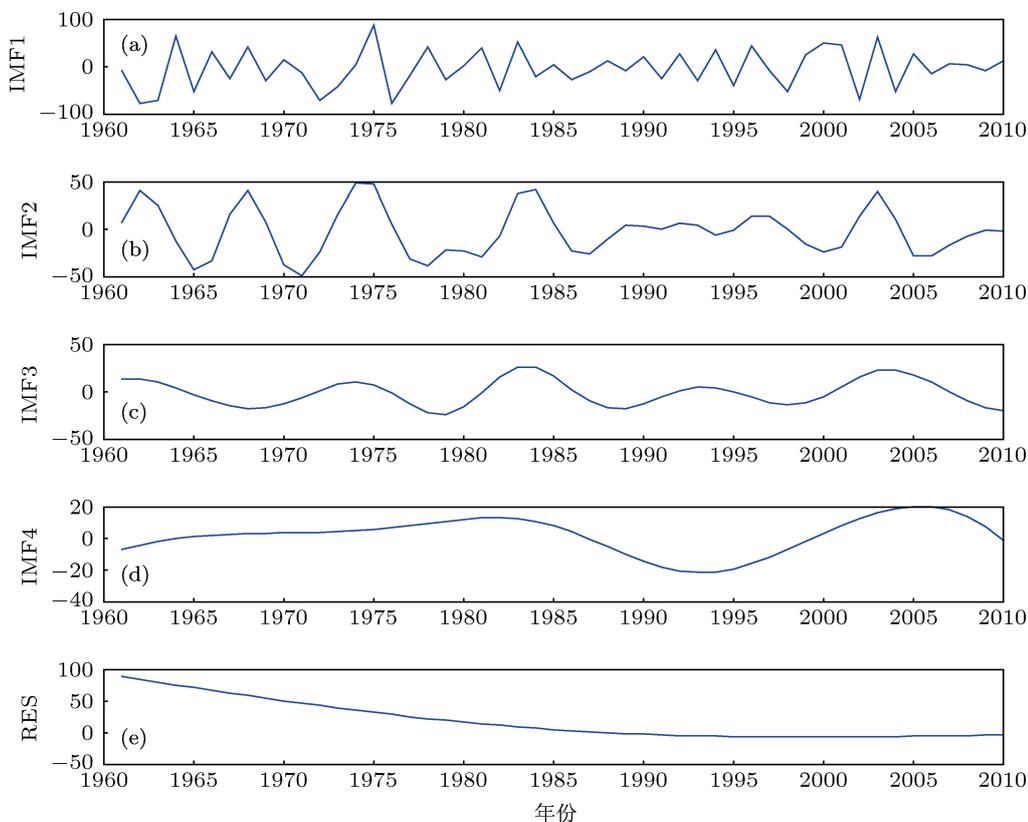


图 3 1961—2010 年渭河流域秋季降水距平的各 IMF 分量

分解得到的各 IMF 分量是属于单纯噪音, 还是原始序列中有物理意义的分量, 可以通过显著性检验来判断^[18]. 通过分析各 IMF 分量的能量谱密度周期的分布判断其属性, 从而选取分析所需要的 IMF 分量. 第 k 个 IMF 分量的能量谱密度为

$$E_k = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N |I_k(j)|^2, \quad (10)$$

其中 N 代表 IMF 分量的长度, $I_k(j)$ 表示第 k 个 IMF 分量通过蒙特卡罗法对白噪声序列进行实验, 可得到白噪声的第 k 个 IMF 分量的能量谱密度均值 \bar{E}_k 和平均周期 \bar{T}_k 的近似关系为

$$\ln \bar{E}_k + \ln \{\bar{T}_k\}_a = 0. \quad (11)$$

在以 $\ln \{\bar{T}_k\}_a$ 为 X 轴, $\ln \bar{E}_k$ 为 Y 轴的图中, 两者的关系将表现为斜率为 -1 的直线, 理论上白噪声的 IMF 分量应分布在该直线上, 但是实际应用时会产生些许偏差, 对此给出白噪声能量谱分布的置信区间

$$\ln \bar{E}_k = -\ln \{\bar{T}_k\}_a \pm \alpha \sqrt{2/N} e^{\ln(\{\bar{T}_k\}_a/2)}, \quad (12)$$

式中 α 为显著性水平.

如图 4 所示, 分别取显著性水平 $\alpha = 0.05, 0.10, 0.80$ 和 0.50 . 位于置信度曲线以上的 IMF 分量表明其通过显著性检验, 可认为是在所选置信水平范围内包含了具有实际物理意义的信息; 若分解所得 IMF 的能量相对于周期分布位于置信度曲线以下, 则认为未通过显著性检验, 其所含信息多为白噪声成分. 图 4 中越靠近左边的 IMF 分量, 表示频率越高, 周期越小. 纵轴为 IMF 分量具有的能量谱密度, 越靠近上方表示 IMF 分量具有的能量越高, 振幅越大. 从图 4 中可以清楚地看出, IMF1 落在 95% 置信区以上, 说明 IMF1 分量最为显著, 其包含的具有实际物理意义的信息最多; IMF2 落在 90%—95% 置信区之间, 其所包含的具有实际物理意义的信息也较多; IMF3 和 IMF4 落在 80%—90% 置信区之间, 其所包含的具有实际物理意义的信息相对略少.

表 1 同时也给出了各分量的方差贡献率. 需要说明的是, 为了保持信号的总能量, 落在白噪声显著区间内的个别 IMF 尽管未通过显著性检验, 但它们也参与了方差贡献率的计算. 结合图 3 和表 1, IMF1 (图 3(a)) 表示的 3 年准周期贡献率最大, 达到 47.8%, 振荡信号十分明显, 除 20 世纪 80 年代中期至 90 年代初及 2005 年之后的振幅较小, 其余时期

振幅均较大, 同时从 20 世纪 80 年代末至 21 世纪初, 振幅表现出逐渐增大的趋势; IMF2 (图 3(b)) 表示的 5 年准周期方差贡献率为 17.9%, 其同样在 20 世纪 80 年代末至 90 年代末以及大约 2005 年之后的振幅要小于其余时期; 图 3(c) 中 IMF3 分量表示的 10 年准周期贡献率为 5.3%, 其在 20 世纪 90 年代的振幅较小; IMF4 (图 3(d)) 分量表示的 26 年准周期贡献率为 3.5%, 显示在该时间尺度上, 流域内秋季降水在 20 世纪 60 年代初及 80 年代末至 90 年代末处于偏少状态, 从 20 世纪 60 年代中期至 80 年代末以及 90 年代之后是偏多的; 趋势分量 (图 3(e)) 的方差贡献率达 25.4%, 从图 3(e) 可以看出, 在总体变化趋势上, 自 1961 年以来, 渭河流域秋季降水显著减少, 尤其是在 20 世纪 90 年代之前的下降趋势最为明显, 自 90 年代开始下降趋势变缓.

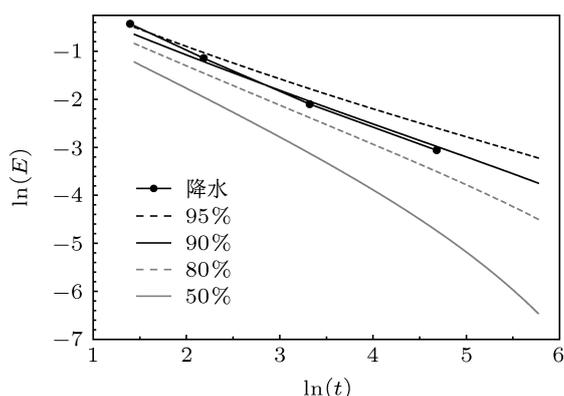


图 4 1961—2010 年渭河流域秋季降水距平各 IMF 分量信号显著性检验

注意到最大的 26 年准周期尺度上的变化 (IMF4) 大约在 20 世纪 80 年代初发生转折, 在 80 年代初之前 IMF4 保持较平缓的上升趋势, 自 80 年代初之后则变为准周期性的波动变化且从 80 年代初至 90 年代末处于负位相, 即降水处于负距平时期, 90 年代末之后 IMF4 则转为正位相, 由图 2 可知这一时期流域内降水偏多; 杨扬等^[28]发现 1948—2001 年全球 9—11 月降水有明显的年代际变化, 涝年大多在 80 年代以前, 旱年大多从 80 年代开始, 其中 1987—1997 年全球 9—11 月是连续旱年, 说明 20 世纪 80 年代末至 90 年代末是一个非常特殊的时段, 期间全球秋季降水发生了一次明显的转折变化, 可以认为, 对于这一次全球秋季降水的转折, 渭河流域在 26 年准周期尺度上的响应最为显著. 同时, IMF3 在 80 年代中至 90 年代末也基本处于负位相, 只有 90 年代中期短暂出现较小

的正位相, 21 世纪初开始转为正位相, 说明对于此次转折, 10 年准周期尺度上的响应也比较明显. 由图 2 可知, 自 2005 年之后, 渭河流域秋季降水再次持续偏少, 此时, IMF4 处于正位相但向负位相过渡, IMF3 已经完成由正位相向负位相过渡且处于负位相, IMF2 则完全处于负位相, IMF1 在正负位相间波动变化但振幅明显减小, 说明 21 世纪初开始的持续降水偏少受 5 年、10 年和 26 年准周期的共同作用, 其中 5 年准周期的影响更显著, 3 年准周期影响不大.

将各个 IMF 分量进行对比, 发现当 IMF4 保持较平缓的上升趋势时, 对于较小尺度上的 IMF1 和 IMF3, 在 20 世纪 80 年代中期之前, 当 IMF3 的变化处于负位相, IMF1 的振幅均相对较小, 反之当 IMF3 的变化处于正位相, IMF1 的振幅均相对较大, 对于 IMF2 和 IMF3 而言, 这一匹配关系也依然较明显; 当 IMF4 自 80 年代初之后变为准周期性的波动变化后, IMF1, IMF2 和 IMF3 均在 20 世纪 80 年代中期之后振幅减小并逐步增大. 说明渭河流域秋季降水中小尺度变化和大尺度变化之间存在较好的匹配关系. 对于 20 世纪 70 年代末 80 年代初的全球气候突变, 渭河流域的秋季降水也有很好的响应, 而且大尺度上的响应要早于中小尺度, 其中在大尺度上主要表现为波动形式. 也就是降水距平正负位相持续期的变化, 从持续正位相到正负位相周期性交替出现, 而在中小尺度上主要是振幅大小也就是降水距平正负位相量级的变化, 从量级由相对较大变为相对较小再逐渐增大.

4 结论

EEMD 是一种适用于非线性、非平稳序列的信号分析方法. 将 EEMD 应用于气候要素时间序列, 可提取可靠真实的气候变化信号, 得到气候变化的固有时间尺度. 本文借助 EEMD 方法, 从气候时间序列中提取气候信号中各个尺度的变化, 对渭

河流域过去 50 年来的秋季降水进行多尺度分析, 以期揭示其不同时间尺度的振荡模态结构特征. 结果表明:

1) 在年际尺度上, 渭河流域秋季降水具有 3 年和 5 年的准周期变化; 3 年的准周期变化落在 95% 置信区以上, 是最为显著的准周期分量, 为包含具有实际物理意义信息最多的分量; 对于各分量的方差贡献率, 3 年准周期的方差贡献率最大, 达到 47.8%, 5 年准周期方差贡献率为 17.9%, 5 年的准周期变化落在 90%—95% 置信区之间, 其所包含的具有实际物理意义的信息也较多;

2) 在年代际尺度, 渭河流域秋季降水具有 10 年和 26 年的准周期变化; 10 年和 26 年的准周期变化落在 80%—90% 置信区之间, 其所包含的具有实际物理意义的信息相对略少; 对于各分量的方差贡献率, 10 年准周期贡献率为 5.3%, 26 年准周期贡献率为 3.5%;

3) 对各分量进行分析, 趋势分量显示自 1961 年以来, 渭河流域秋季降水显著减少, 尤其是在 20 世纪 90 年代之前的下降趋势最为明显, 但自 90 年代开始下降趋势变缓; 对于 20 世纪 80 年代末至 90 年代末的全球秋季降水转折变化, 渭河流域在 26 年准周期尺度上的响应最为显著, 10 年准周期尺度上的响应也比较明显; 2005 年之后渭河流域秋季降水再次持续偏少, 此次持续降水偏少受 5 年、10 年和 26 年准周期的共同作用, 其中 5 年准周期的影响更显著, 3 年准周期影响不大;

4) 对于 20 世纪 70 年代末 80 年代初的全球气候突变, 渭河流域的秋季降水也有很好的响应, 而且大尺度上的响应要早于中小尺度; 其中在大尺度上主要表现为波动形式, 也就是降水距平正负位相持续期的变化, 从持续正位相到正负位相周期性交替出现; 而在中小尺度上主要是振幅大小, 也就是降水距平正负位相量级的变化, 从量级由相对较大变为相对较小再逐渐增大.

[1] Gao Y X 1958 *Acta Meteorol. Sin.* **29** 83 (in Chinese) [高由禧 1958 气象学报 **29** 83]
 [2] Gao Y X, Guo Q Y 1958 *Acta Meteorol. Sin.* **29** 264 (in Chinese) [高由禧, 郭其蕴 1958 气象学报 **29** 264]
 [3] He M 1984 *Meteorol. Monthly* **10** 10 (in Chinese) [何敏 1984 气象 **10** 10]

[4] Gao Y X 1962 *Some Problems about the East Asian Monsoon* (Beijing: Science Press) p78 (in Chinese) [高由禧 1962 东亚季风的若干问题 (北京: 科学出版社) 第 78 页]
 [5] Feng L W, Guo Q Y 1983 *Geograph. Res.* **2** 74 (in Chinese) [冯丽文, 郭其蕴 1983 地理研究 **2** 74]
 [6] Ren B T 1987 *Meteorol. Monthly* **13** 21 (in Chinese) [任炳潭 1987 气

- 象 13 21]
- [7] Ren G Y, Wu H, Chen Z H 2000 *J. Appl. Meteorol. Sci.* **11** 322 (in Chinese) [任国玉, 吴虹, 陈正洪 2000 应用气象学报 **11** 322]
- [8] Chen Y, Shi N 2003 *J. Nanjing Institute Meteorol.* **26** 622 (in Chinese) [谌芸, 施能 2003 南京气象学院学报 **26** 622]
- [9] Bai H Z, Dong W J 2004 *Plateau Meteorol.* **23** 884 (in Chinese) [白虎志, 董文杰 2004 高原气象 **23** 884]
- [10] Mu M, Li J P, Chou J F 2002 *Climat. Environ. Res.* **7** 227 (in Chinese) [穆穆, 李建平, 丑纪范 2002 气候与环境研究 **7** 227]
- [11] Hou W, Zhou Y, Zhang D Q 2011 *Acta Phys. Sin.* **60** 109202 (in Chinese) [侯威, 周云, 章大全 2011 物理学报 **60** 109202]
- [12] Xiong K G, Zhao J H, Feng G L 2012 *Acta Phys. Sin.* **61** 149204 (in Chinese) [熊开国, 赵俊虎, 封国林 2012 物理学报 **61** 149204]
- [13] Li J P, Chou J F 2003 *Chin. Sci. Bull.* **48** 703 (in Chinese) [李建平, 丑纪范 2003 科学通报 **48** 703]
- [14] Liu S D, Rong P P, Chen J 2000 *Acta Meteorol. Sin.* **58** 110 (in Chinese) [刘式达, 荣平平, 陈炯 2000 气象学报 **58** 110]
- [15] Wu Z, Huang N E 2009 *Adv. Adapt. Data Anal.* **1** 1
- [16] Wu Z H, Huang N E, Long S R 2007 *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* **104** 14889
- [17] Flandrin P, Rillin G, Gonçalves P 2004 *Proc. Lett.* **11** 112
- [18] Wu Z H, Huang N E 2004 *Proc. Roy. Soc. London A* **460** 1597
- [19] Wu Z, Huang N E, Chen X 2009 *Adv. Adapt. Data Anal.* **1** 339
- [20] Huang N E, Wu Z, Long S R 2009 *Adv. Adapt. Data Anal.* **1** 177
- [21] Chen X Y, Wu Z H, Huang Norden E 2010 *Adv. Adapt. Data Anal.* **2** 1
- [22] Huang N E, Shen Z, Long S R 1998 *Proc. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.* **454** 903
- [23] Huang N E, Wu Z 2008 *Rev. Geophys.* **46** RG2006
- [24] Hou W, Feng G L, Dong W J 2006 *Acta Phys. Sin.* **55** 2663 (in Chinese) [侯威, 封国林, 董文杰 2006 物理学报 **55** 2663]
- [25] Huang N E, Shen S P 2005 *Hilbert-Huang Transform and Its Applications* (Singapore: World Scientific Publishing Company) p107
- [26] Zhao J P, Huang D J 2001 *J. Zhejiang Univ. (Science)* **2** 247
- [27] Lin Z S, Wang S G 2004 *J. Tropical Meteorol.* **20** 90 (in Chinese) [林振山, 汪曙光 2004 热带气象学报 **20** 90]
- [28] Yang Y, Shi N, Bai B 2004 *Recourses Sci.* **26** 37 (in Chinese) [杨扬, 施能, 白彬人 2004 资源科学 **26** 37]

The application of ensemble empirical mode decomposition method in multiscale analysis of region precipitation and its response to the climate change*

Xue Chun-Fang¹⁾³⁾ Hou Wei²⁾ Zhao Jun-Hu¹⁾²⁾ Wang Shi-Gong¹⁾

1) (*Department of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China*)

2) (*National Climate Center, Beijing 100081, China*)

3) (*Shaanxi Provincial Meteorological Bureau, Xi'an 710014, China*)

(Received 29 November 2012; revised manuscript received 3 January 2013)

Abstract

Recently, ensemble empirical mode decomposition (EEMD) method has been developed for non-linear and non-stationary signal analysis. The method can work on nature signals (non-linear and nonstationary signals) and reduce the speckle noise. With the EEMD method, the signal is decomposed into several intrinsic mode functions (IMFs) and the frequencies of IMFs are arranged in decrease order (high to low) after the EEMD processing. The scaling mode of the EEMD method is similar to wavelet transform, but the signal resolutions in different frequency domains do not decrease by down-sampling. There are a large population and a developed economy in Weihe watershed, the disasters of droughts and floods caused by the autumn precipitation (here is precipitation in September and October) less or more than normal cause great loss and serious influence. In this paper, we propose the EEMD method to decompose the autumn precipitation series in the Weihe river basin during last 50 years into several IMFs, then extract the information including in the precipitation series and get the characteristics of multi-scales. The result shows that it is well response to the autumn precipitation series in the Weihe river basin and to the abrupt climate change in late 1970s and early 1980s of last century. The response appears earlier for high time scales than for low time scales. In addition, the expression of the response for high time scales is the form of variability, but it is the amplitude of variability for low time scales.

Keywords: ensemble empirical mode decomposition, multi-scale analysis, autumn precipitation, Weihe river basin

PACS: 92.70.Aa

DOI: 10.7498/aps.62.109203

* Project supported by the National Basic Research Program of China (Grant Nos. 2012CB955301, 2012CB955901) and the National Natural Science Foundation of China (Grant Nos. 41005043, 41175067, 41175084).

† Corresponding author. E-mail: hou_w@sohu.com