

1960~2017 年汉江流域气象干旱时空特征分析

冉鹏羽 赵强 熊丹 姚天¹

(济南大学 水利与环境学院, 山东 济南 250022)

【摘要】: 基于汉江流域 13 个站点 1960~2017 年的逐月降水和平均气温资料, 计算不同时间尺度下的标准化降水蒸散指数 (SPEI), 分析汉江流域气象干旱时空特征, 并结合大气环流指数讨论该流域气象干旱成因。结果表明: (1) 汉江流域 SPEI 数值具有 3~4 年的主周期, 表现出干湿交替的状态。(2) 年尺度下, 轻旱和中旱发生频率在 5%~24%, 且西部地区较高。春季, 多轻旱和中旱发生且频率在 6%~19%; 夏季, 轻旱频率中部高于四周, 最高地区频率在 20%~28%; 秋季, 中部地区干旱频率较高; 冬季干旱频率普遍高于 10%但以轻旱和中旱为主。(3) 年尺度下, 汉江流域 SPEI 值以 0.0021/a 的速度降低, 说明全球变暖对流域年际干旱情况影响很小; 春季和秋季 SPEI 值与 MEI、SOI 显著相关, 相关系数绝对值在 0.271~0.422 之间; 夏季 SPEI 值与 EASM 显著相关, 相关系数绝对值在 0.261~0.498 之间; 冬季 SPEI 值与 AO、NAO 显著相关, 相关系数绝对值在 0.220~0.281 之间。

【关键词】: 汉江流域 气象干旱 SPEI 时空特征

【中图分类号】: P426.616 **【文献标识码】:** A **【文章编号】:** 1004-8227(2021)03-0712-09

气象干旱往往会引发其他类型干旱的发生, 在全球气候变暖的背景下, 研究气象干旱形成因素、分布规律和演变过程, 对于应对各级旱情有指导意义^[1~3]。Ganguli 等^[4]利用 SPEI 指数确定干旱规模的时间响应, 发现气候变化背景下近年来美国发生干旱极端情况普遍上升。赵平等^[5]将 SPEI 和 SPI 指数在滇西南地区干旱演变中进行对比分析, 认为 SPEI 指数对干旱具有更好的表征能力。冷国勇等^[6]使用 SPI 指数描述气象干旱, 发现中国整体气象干旱将变得更严重、持久和频繁, 但地区间差异很大。柯杭等^[7]通过对衡水市近 60 年来极端降水和干旱的研究发现 SPEI 指数与极端降水指数有较好的相关性。李军等^[8]利用 SPEI 指数分析西南农业区气象干旱时空变化认为年均 SPEI 指数不存在显著突变点。张丽艳等^[9]利用 SPEI 指数寻找京津冀地区干旱演变规律, 发现 ENSO 是造成京津冀地区气象干旱的重要原因。李艳等^[10]利用中国地区降水数据和 IRESST 全球海温数据发现两类 ENSO 事件均通过影响极端降水来影响中国东部地区降水分布。Dar 等^[11]利用 SPEI 指数研究印度杰赫勒姆盆地 1979~2017 年的干旱时空特征并发现整个研究区都受到 ENSO 和 ENSO-M 的显著影响。上述研究结果都表现出未来极端干旱情况的增多趋势以及 ENSO 事件会不同程度的影响不同地区的年际干旱情况, 但少有针对研究区干旱特征与多个气候现象间关系的研究。因此, 本文基于年际尺度干旱时空演变特征并研究干旱指数与多个大气环流指数的关系。

汉江流域作为南水北调中线水源地, 气候类型复杂, 研究该流域尺度的气象干旱时空特征十分必要^[12~14]。本文以汉江流域为研究区, 运用 SPEI (Standardized Precipitation Evapotranspiration Index) 指数分析该流域气象干旱时空特征, 并结合厄尔尼诺多变量指数 MEI (Multivariate ENSO Index) 和东亚夏季风指数 EASM (East Asian Summer Monsoon) 等 6 个指数, 讨论汉江流域气象干旱的成因, 以期为该地区旱灾评估、干旱预测预警等提供支撑。

1 研究区概况

¹作者简介: 冉鹏羽(1997~), 男, 硕士研究生, 主要研究方向为气候变化。E-mail: 1634090465@qq.com

赵强, E-mail: stu_zhaoq@ujn.edu.cn

基金项目: 国家自然科学基金项目 (41471160)

汉江流域面积 $1.59 \times 10^5 \text{ km}^2$, 发源于陕西省宁强县, 涉及湖北、陕西和河南等省份(图 1)。流域北邻秦岭、外方山和伏牛山, 东部以桐柏山和大洪山为界, 西南紧靠仓山、大巴山和荆山, 东南部以平原为主。研究区落差较大, 西北高, 东南低, 最高海拔 4113m, 而较低平原区, 平均海拔低于 50m, 地质构造复杂、气候环境多变。

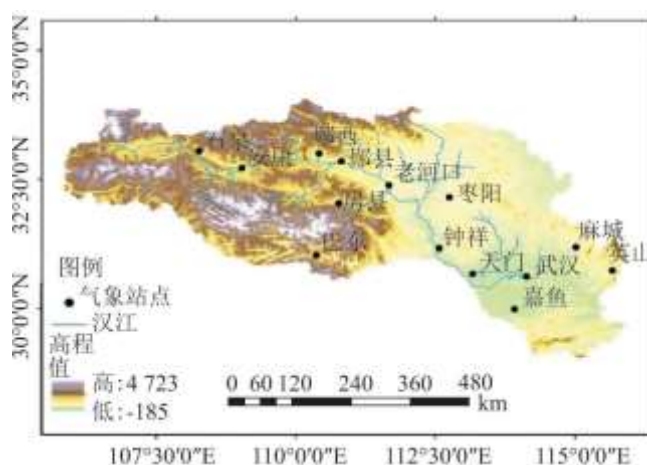


图 1 汉江流域地理范围及气象站点分布图

2 数据与方法

2.1 数据来源

本文所用汉江流域基础空间数据来源于地理空间数据云网站下载的 $30\text{m} \times 30\text{m}$ 数字高程模型及中国环境科学研究院下载的全区国界矢量数据。气象数据来源于中国气象数据网 (<https://data.cma.cn/>)。所用到的其它指数包括: 北极涛动 AO(Arctic Oscillation) (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/>)、厄尔尼诺多变量指数 MEI、南方涛动指数 SOI(Southern Oscillation Index) (<https://ncar.ucar.edu/what-we-offer/data-services>)、北大西洋指数 NAO(North Atlantic Oscillation) (<http://ljp.gcess.cn/dct/page/1>)、太平洋年代际涛动 PDO(Pacific Decadal Oscillations) (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/correlation/pdo.data>)、东亚夏季风指数 EASM(<http://ljp.gcess.cn/dct/page/1>)。

2.2 研究方法

2.2.1 标准化降水蒸散指数(SPEI)

标准化降水蒸散指数(SPEI)利用降水量与蒸散量之间的差异程度来代表区域的干旱状况, 对气象干旱有着良好的表征性^[15~17]。由于近年来全球气温不断升高, 仅使用降水表征干旱的 SPI 指数不能很好的适应气温升高带来的影响, 所以文中采用标准化降水指数(SPEI)研究气象干旱。该指数由 Vicente-Serrano^[18]提出, 主要由降水量和蒸散量的差值构造指数, 计算过程如下。

(1) 计算潜在蒸散量。过程如下:

$$PET_i = 16 * \left(\frac{10 T_i}{H} \right)^A \quad (T_i > 0) \quad (1)$$

式中：A 表示常数； PET_i 表示月潜在蒸散量； T_i 表示月平均温度；H 表示年热量指数。

$$H_i = \left(\frac{T_i}{5} \right)^{1.514} \quad (2)$$

式中 H_i 计算方程如下：

$$H = \sum_{i=1}^{12} H_i \quad (3)$$

年热量指数 H 计算如下：

$$A = 6.75 * 10^{-7} H^3 - 7.71 * 10^{-5} H^2 + 1.792 * 10^{-2} H + 0.4 \quad (4)$$

常数 A 的计算如下：

当 T_i 不满足条件时， PET_i 为 0。

$$(2) \text{ 计算月降水与月潜在蒸散的差值。公式如下：} \quad D_i = P_i - PET_i \quad (5)$$

式中： P_i 为月降水量； PET_i 同上。

(3) 正态标准化。

由于差值有负值，所以采用 log-logistic 概率分布函数，求得其累积函数，计算过程如下：

$$F(x) = \left[1 + \left(\frac{\alpha}{x - \gamma} \right)^{\beta} \right]^{-1} \quad (6)$$

α 、 β 、 γ 通过线性拟合得出，计算如下：

$$\alpha = \frac{(W_0 - 2 W_1) \beta}{\Gamma\left(1 + \frac{1}{\beta}\right) \Gamma\left(1 - \frac{1}{\beta}\right)} \quad (7)$$

$$\beta = \frac{2 W_1 - W_0}{6 W_1 - W_0 - 6 W_2} \quad (8)$$

$$\gamma = W_0 - \alpha \Gamma\left(1 + \frac{1}{\beta}\right) \Gamma\left(1 - \frac{1}{\beta}\right) \quad (9)$$

式中： Γ 是阶乘函数； W_0 、 W_1 、 W_2 是 D_i 的加权矩，计算如下：

$$W_i = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (1 - F_i)^i D_i \quad (10)$$

$$F_i = \frac{i - 0.35}{N} \quad (11)$$

式中 N 为参与的月份数量。对 F_i 标准化:

$$P = 1 - F_i \quad (12)$$

当概率密度 $P \leq 0.5$ 时:

$$W = \sqrt{-2 \ln P} \quad (13)$$

$$SPEI = W - \frac{c_0 - c_1 W - c_2 W^2}{1 + d_1 W + d_2 W^2 + d_3 W^3} \quad (14)$$

$$SPEI = - \left(W - \frac{c_0 - c_1 W - c_2 W^2}{1 + d_1 W + d_2 W^2 + d_3 W^3} \right) \quad (15)$$

2.2.2 干旱等级划分

SPEI 指数干旱划分等级见表 1。

表 1 标准化降水指数对应的干旱等级划分表^[19]

干旱等级	干旱类型	SPEI 数值范围	干旱等级	干旱类型	SPEI 数值范围
12	轻旱中旱	-1.0~-0.5-1.5~-1.0	34	重旱特旱	-2.0~-1.5≤-2.0

2.2.3 小波分析

Morlet 小波分析是一种具有时频多层次分辨功能的方法，它能够有效捕获到水文气象序列不同时间尺度的周期性特征，反应气象要素的周期变化，并能对未来一段时间内的水文气象发展趋势进行定性的预测^[20]。其原理为:

$$\Psi_{a,b}(t) = |a|^{-1/2} \Psi\left(\frac{t-b}{a}\right), \quad b \in R, a \in R, a \neq 0 \quad (16)$$

式中： $\Psi_{a,b}(t)$ 为子小波； a 为尺度因子； b 为时间因子。根据降水序列离散的特点，取样时间间隔为 Δt ，样本容量为 N ，对于能量有限的信号 $f(t) \in L^2(R)$ ，变换为小波系数 $W_f(a, b)$ ，形式为：

$$W_f(a, b) = |a|^{-1/2} \Delta t \sum_{k=1}^N f(k\Delta t) \bar{\Psi}\left(\frac{k\Delta t - b}{a}\right) \quad (17)$$

式中： Δt 是时间； N 为总量； a, b 同上。 Ψ^- 是 Ψ 互为复共轭函数。小波方差表达式：

$$\text{Var}(a) = \frac{1}{n} \sum_{b=1}^n |W_{(a, b)}|^2 \quad (18)$$

2.2.4 干旱频率

干旱频率常常用来表征干旱发生的概率，干旱频率 P_i 的公式如下：

$$P_i = (n/m) * 100\% \quad (19)$$

式中： n 代表干旱次数； m 表示年代数。

3 结果与分析

3.1 汉江流域气象干旱时间变化特征

3.1.1 气象干旱时间周期性分析

为研究汉江流域气象干旱的时间周期性变化特征，对年尺度 SPEI 值进行小波分析，得到小波频率图和方差图(图 2, 图 3)。小波频率图显示年尺度 SPEI 值具有明显干湿交替的过程，据此预测 2017 年后该流域气候将处于相对湿润状态，在 3~4a、10~11a 的尺度上表现出干湿交替的状态。小波方差分析结果显示年尺度 SPEI 指数在 3~4a、5~6a、10~11a、14~15a、24~26a 尺度上出现峰值，但根据小波频率谱仅有 3~4a 尺度通过了 95% 红噪音谱检验，所以 3~4a 为汉江流域 SPEI 主周期。

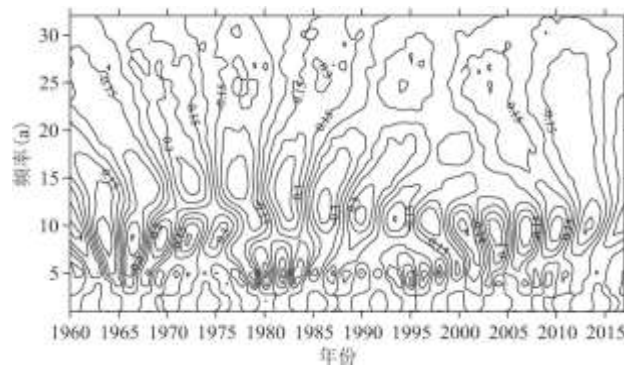


图 2 小波系数实部等值线图

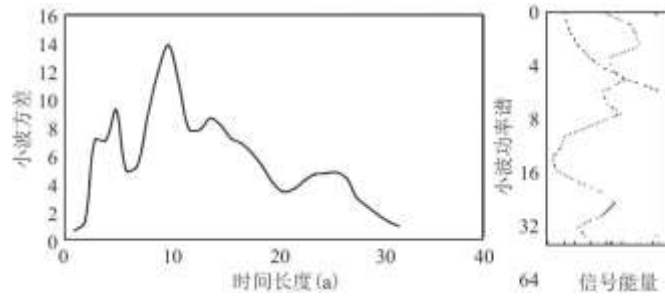


图 3 小波方差图与小波功率谱

3.1.2 气象干旱时间演变特征分析

标准化降水蒸散指数具有多时间尺度的特征，汉江流域地处亚热带季风区，降水季节差及年较差大，因此选取季尺度和年尺度的 SPEI 值(SPEI-3, SPEI-12), 研究汉江流域气象干旱的时间变化规律。

年尺度下的 SPEI 值的趋势分布显示，1960~2017 年 SPEI 值以 0.0021/a 的速度降低，变化趋势不明显(图 4a)。其中 1966 年的 SPEI 值较低，为-1.72, 达到重旱的水平；1971 年到 1980 年间，气候由湿变干；1981~1990 年间，干湿交替发生；1990 年之后 SPEI 指数整体呈现下降趋势；2010 年之后，呈明显变湿趋势；1960~2017 年间干湿交替的波动无明显变化。

1960~2017 年间，春季 SPEI 值整体呈下降趋势，速度为-0.012/a(图 4b)。1960~1990 年间，春季 SPEI 值由高变低，1980 年以前，春季很少出现干旱；1990 年以后，干湿交替分布且波动增大；2010 年以后春季 SPEI 值呈上升趋势。

1960~2017 年间，夏季 SPEI 值呈现上升的趋势(图 4c)。1980 年以前，SPEI 值普遍小于 0, 最低值达到-1.71, 达到重旱水平。1980 年夏季 SPEI 出现一个峰值，为 1.57。1981~2000 年间，多数 SPEI 值大于 0, 以湿润为主，无干旱发生；2001~2010 年，SPEI 值呈现干湿动荡状态；1960~2017 年间干湿交替的波动无明显变化。

1960~2017 年间，秋季 SPEI 整体呈现下降趋势，速度为-0.012/a(图 4d)。1960 到 1970 年间，SPEI 呈现干湿动荡状态；1971 到 1980 年间，SPEI 值呈降低趋势；1980 到 1990 年间，SPEI 值呈现先上升后下降的状态，在 1983 年达到 SPEI 最大值 1.96；1991 年到 2010 年，SPEI 值呈现较大幅度干湿动荡状态；2010 年以后，SPEI 值呈现上升的趋势。

1960~2017 年间，冬季 SPEI 值整体变化很小但干湿波动增大(图 4e)。1971 到 1980 年间 SPEI 指数波动幅度明显低于前 10 年；1981~2000 年，SPEI 值呈先降后升再降的趋势，1990 年 SPEI 达最大值 1.71, 1999 年 SPEI 值急剧下降至-2.30, 出现特旱情况，气候的变化剧烈；2001 到 2010 年间，SPEI 值普遍高于 0；2010 年以后，SPEI 值普遍小于 0 但干旱程度不高。

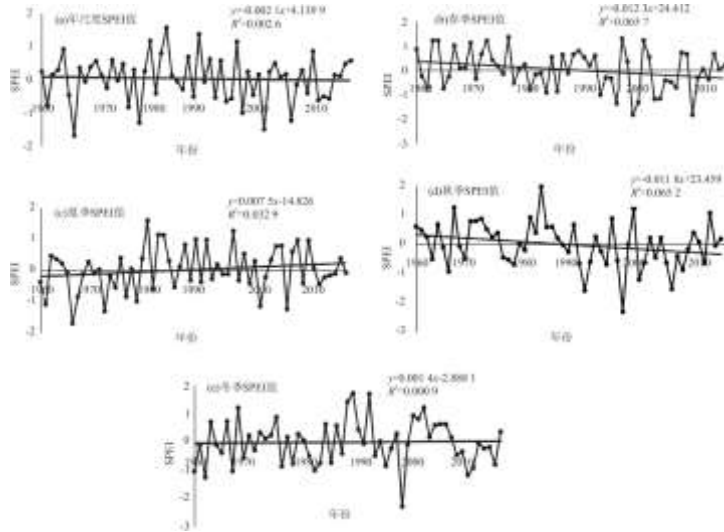


图 4 不同尺度下全域 SPEI 值时间分布图

3.2 汉江流域气象干旱空间特征分析

3.2.1 不同时间尺度气象干旱空间分布特征

基于汉江流域多时间尺度下 SPEI 指数的计算结果,分析该流域不同尺度下干旱频率空间分布特征(图 5)。年尺度上,干旱频率呈东高西低的状态,最大值出现在武汉,其值为 34.93%。最小值出现郧西地区,为 17.25%。其中 32.09%干旱频率分界线与东西的地势分界线重合,东侧以平原丘陵为主,西侧以中低山区为主(图 5a)。

季尺度上,春季西部干旱频率大于东部,干旱频率在 32%~36%之间,而东部除了天门地区在 32%左右,其他区域在 25%~30%范围内(图 5b)。夏季,中部干旱频率高,四周干旱频率低,在枣阳和嘉鱼出现了两个极值中心,安康和英山两个地区干旱频率较低,最低值出现在英山,为 27.59%(图 5c)。秋季,干旱频率分布出现东高西低的特征,中部有两个低值中心,最低值为 27.59%,出现在枣阳,最高值出现在麻城,为 36.20%(图 5d)。冬季,除了郧西地区,整个流域的干旱频率普遍较高,最高值与最低值之间相差较大,最低值为 1.77%,最高值为 36.84%(图 5e)。

月尺度干旱频率分布趋势与冬季较为相似,整个流域干旱频率在 30%~34%之间,流域中北部出现极值中心,最低值出现在郧西,最低值为 30.89%,最高值出现在钟祥,为 34.05%(图 5f)。

3.2.2 年尺度与季尺度不同等级干旱频率空间分布特征

汉江流域不同干旱等级的空间分布有其特有的规律。由图 6 可知,年尺度下(图 6a1~a4)轻旱频率介于 8%~24%之间,轻旱发生频率高于其它等级。中旱频率在 5%~20%间且地区差异明显,从西到东有高-低-高-低的规律,最高值位于嘉鱼,为 20.86%,郧县和天门出现最低值,为 5.17%。重旱分布频率在 1%~8%之间,东部干旱频率高于西部,最高值出现在天门和英山,为 8.62%,最低值出现在郧西,为 1.31%。特旱在全流域发生的频率都很低,除麻城地区为 3.45%,其它地区均低于 2%。综上所述,年尺度下轻旱和中旱的干旱频率明显高于重旱和特旱。

春季(图 6b1~b4)轻旱发生频率在 6%~19%之间,整个流域自西向东出现高-低-高的分布规律,流域中部和东部有两个明显的极值中心(武汉和嘉鱼),为 18.97%。中旱发生频率在 8%~19%之间,干旱发生频率自南向北逐渐降低,南部天门出现最高值

18.97%。重旱发生频率在 1%~9%之间, 最高值位于郧西, 为 8.62%, 极低值出现在巴东、麻城和枣阳 3 个地区。特旱发生频率在 0%~6%, 东部特旱频率较高于西部, 枣阳地区发生特旱频率大于词流域其它地区。综上所述, 春季轻旱和中旱发生频率较高, 对于易发生重旱和特旱的地区, 应密切关注。

夏季(图 6c1~c4)中部地区轻旱发生频率在 22%~28%, 高于周边地区。中旱发生频率有自南向北递减的规律。重旱频率值西部大于东部, 西部干旱频率在 5.33%~8.62%之间, 东部大部分地区低于 5.33%。夏季特旱主要发生在安康地区, 其它地区夏季特旱发生频率很低。

秋季(图 6d1~d4)轻旱频率值自西向东呈高-低-高-低-高的规律。轻旱干旱频率在 12%~23%之间, 极高值出现在嘉鱼和老河口。中旱发生频率分布呈四周向中间递减的规律, 分布范围在 5%~14%之间, 极低值出现在嘉鱼和枣阳两个地带, 最低干旱频率为 5.17%。重旱频率分布呈东高西低, 最大值为 8.62%。特旱频率呈西高东低的规律, 西侧在安康和枣阳出现两个极值中心。

冬季(图 6e1~e4)主要发生轻旱和中旱。流域大部分区域轻旱发生频率都大于 10%, 最大值为 21.05%。中旱发生频率值东部明显高于西部, 东部干旱频率在 9%~18%之间, 西部地区出现低值中心, 最低值为 0%。流域重旱发生频率整体较低。特旱频率分布呈西高东低的规律。

月尺度(图 6f1~f4)下轻旱发生频率分布在 14%~17%的范围, 整个流域干旱频率相差不大, 最大值出现在钟祥地区, 为 16.67%。中旱频率分布呈西低东高的规律, 整个流域的中旱频率在 9%~13%, 区域内中旱频率差异较小。重旱频率分布流域内整体相差不大, 呈现、中间低四周高的规律。特旱发生频率流域整体仅有 0%~2%。

4 汉江流域气象干旱成因分析

4.1 月尺度 SPEI 指数影响因素分析

本文选择 Pearson 相关方法, 将月尺度的 SPEI 指数与同期的厄尔尼诺多变量指数 MEI、北极涛动 AO、北大西洋涛动 NAO、太平洋年代际涛动 PDO、南方涛动指数 SOI 和东亚夏季风指数 EASM 这 6 个因素进行相关性分析, 讨论汉江流域气象干旱成因(表 2)。在 1、2、AO、NAO 与同期 SPEI 显著性相关, 相关系数绝对值在 0.220~0.281 之间, 说明近 60 年来汉江流域冬季 SPEI 指数波动增加的趋势(图 4e)与 AO、NAO 在气候变暖背景下的变化有关; 3 月 MEI、SOI 与同期 SPEI 显著性相关且他们之间的相关性是相反的, 说明该流域春季 SPEI 值波动增加(图 4b)以及整体呈下降趋势可能与 MEI、SOI 表征的 ENSO 事件变化有关; 在 6、7、8 月, EASM 与同期 SPEI 呈显著性相关, 相关系数绝对值最高达到 0.498, 说明 EASM 是影响该流域夏季 SPEI 的重要因素, 但在 7 月, PDO 也呈现与同期 SPEI 显著性相关, 相关系数为 0.303, 且该月的 PDO 与 EASM 通过了 0.01 显著性检验, 并且该月 EASM 的相关系数绝对值较相邻月份低, 而 PDO 的相关系数较相邻月份高, 据此推测 7 月份 PDO 和 EASM 共同影响该流域 SPEI 且他们之间可能有其他复杂机制相互联系; MEI 和 SOI 都对 ENSO 事件有着良好的表征功能, 在不考虑 9 月 MEI 没有通过显著性检验的情况下, 可以看到 SOI 和 MEI 共同影响着该流域同期 SPEI 值。10 月, MEI、SOI、NAO 与同期 SPEI 呈显著性相关, AO 在 0.1 水平上相关, 相关系数绝对值在 0.232~0.371 之间。11 月, MEI、SOI 与同期 SPEI 呈显著性相关, 相关系数绝对值分别为 0.394 和 0.422, NAO 与 SPEI 在 0.1 水平上相关, 相关系数为 0.227。说明 MEI 和 SOI 是影响该流域秋季 SPEI 的重要因素, 且 AO 和 NAO 也对该流域秋季 SPEI 有一定影响, 而且由于气候变暖导致 MEI、SOI、AO、NAO 的变化可能是秋季 SPEI 波动增加并呈降低趋势(图 4d)的原因。



图 5 汉江流域历年、历年各季和历年各月尺度干旱频率分布图



图 6 汉江流域不同时间尺度各等级干旱发生频率分布图

表 2 大气环流指数与同期 SPEI 相关性表

	AO	MEI	NAO	PDO	SOI	EASM
1 月	0.281**	0.110	0.276**	-0.042	-0.078	
2 月	0.280**	-0.064	0.220*	-0.167	-0.055	
3 月	0.217	0.263**	0.198	0.046	-0.309**	
4 月	0.186	0.096	-0.020	-0.159	-0.009	
5 月	0.104	-0.030	0.091	-0.201	0.022	
6 月	0.082	0.105	0.013	0.156	0.112	-0.371***

7 月	0.112	0.186	0.106	0.303**	-0.092	-0.261**
8 月	0.124	-0.057	-0.173	0.018	0.010	-0.498***
9 月	0.125	-0.201	0.037	-0.094	0.263**	
10 月	0.232*	-0.271**	0.304**	-0.052	0.371***	
11 月	0.165	0.394***	0.227*	0.181	-0.422***	
12 月	0.017	0.032	-0.096	-0.064	-0.254*	

4.2 讨论

气象干旱的成因复杂多样。李崇银等^[21]认为北大西洋涛动 (NAO) 和北太平洋涛动 (NPO) 与中国的年代际气候变化的密切相关; 汪子琪等^[22]研究表明 NAO 可以直接影响下游东亚地区; 朱大运等^[23]发现, SOI、MEI 与贵州省降雨侵蚀力密切相关; 张强等^[24]发现 ENSO 体制是影响淮河流域时空降水变化的关键因素。本文通过对汉江流域的研究发现, 该流域气象干旱在不同季节主要受到不同大气环流指数影响, 并且在部分月份中有多个大气环流指数可能产生了复合影响, 而且他们在时间上都表现为同期影响, 这可能是季节更换时更强力的大气环流影响该流域降水导致的, 但并未发现春季和冬季所有月份影响该流域气象干旱的大气环流, 应在以后的工作中中进一步深入研究。

5 结论

本文基于 1960~2017 年汉江流域 13 个站点的气象数据, 利用 SPEI 指数、Morlet 小波与干旱频率分析该流域内气象干旱时空变化特征, 并结合大气环流指数讨论该流域气象干旱成因, 结论如下:

(1) 汉江流域 SPEI 数值具有 3~4 年的主周期, 表现出干湿交替的状态。

(2) SPEI 数值演变特征表明, 年尺度下, SPEI 值以 0.0021/a 的速度降低, 说明全球变暖对汉江流域年际干旱情况很小。春季 SPEI 值在 2010 年以后有上升的趋势且干湿波动增大, 可能与 3 月 MEI 和 SOI 表征的 ENSO 事件变化有关; 2010 年以后, 夏季 SPEI 值呈缓慢上升趋势但干湿波动变化不明显; 秋季 SPEI 整体呈下降趋势且干湿波动增大, 可能主要来自同期 MEI、SOI 受全球变暖而变化的影响; 冬季 SPEI 值整体呈平稳趋势但干湿波动增大, 可能是由于同期 AO 和 NAO 的变化引发的。

(3) 年尺度下, 轻旱和中旱发生频率在 5%~24%, 且西部地区较高, 全流域重旱发生频率较低。春季, 轻旱和中旱发生频率在 6%~19%, 重旱和特旱干旱频率在 1%~9%; 夏季, 轻旱的频率中部高于四周, 最高地区频率在 20%~28%; 秋季, 中旱的分布是四周向中间递减的规律, 最低值为 5.17%, 重旱发生频率东部高于西部; 冬季干旱频率普遍高于 10%但以轻旱和中旱为主。

参考文献:

[1] CAMINERO L, GÉNOVA, MAR, et al. Growth responses to climate and drought at the southernmost European limit of Mediterranean, *Pinus pinaster*, forests [J]. *Dendrochronologia*, 2018, 48:20-29.

[2] OGUNTUNDE P G, ABIODUN B J, LISCHIED G. Impacts of climate change on hydro-meteorological drought over the Volta Basin, West Africa [J]. *Global & Planetary Change*, 2017, 155:121-132.

-
- [3] LU H, WU Y, LI Y, et al. Effects of meteorological droughts on agricultural water resources in southern China [J]. Journal of Hydrology, 2017, 548:419-435.
- [4] GANGULI P, GANGULY A R. Space-time trends in U.S. meteorological droughts [J]. Journal of Hydrology: Regional Studies, 2016, 08:235-259.
- [5] 赵平伟, 郭萍, 李立印, 等. SPEI 及 SPEI 指数在滇西南地区干旱演变中的对比分析 [J]. 长江流域资源与环境, 2017, 26(1): 142-149.
- [6] LENG G Y, TANG Q H, RAYBURG S. Climate change impacts on meteorological, agricultural and hydrological droughts in China [J]. Global & Planetary Change, 2015, 126(126):23-34.
- [7] 柯杭, 王小军, 尹义星, 等. 衡水市 1961~2015 年极端降水和干旱的时空变化特征 [J]. 长江流域资源与环境, 2019, 28(4): 971-980.
- [8] 李军, 王兆礼, 黄泽勤, 等. 基于 SPEI 的西南农业区气象干旱时空演变特征 [J]. 长江流域资源与环境, 2016, 25(7):1142-1149.
- [9] 张丽艳, 杨东, 马露. 京津冀地区气象干旱特征及其成因分析 [J]. 水力发电学报, 2017, 36(12):28-38.
- [10] 李艳, 马百胜, 杨宣. 两类 ENSO 事件对中国东部地区极端降水的影响 [J]. 长江流域资源与环境, 2019, 28(2):469-482.
- [11] DAR H, THENDIYATH R. Spatio-temporal variation of drought characteristics, water resource availability and the relation of drought with large scale climate indices: A case study of Jhelum basin, India [J]. Quaternary International, 2019, 525:140-150.
- [12] 朱烨, 李杰, 潘红忠. 南水北调中线调水对汉江中下游水文情势的影响 [J]. 人民长江, 2019, 50(1):79-83.
- [13] 王中敏, 刘金珍, 刘扬扬, 等. 引调水工程对汉江中下游生态环境的累积叠加影响研究 [J]. 中国农村水利水电, 2018, 03: 29-32+36
- [14] 张中旺, 常国瑞. 中线调水后汉江生态经济带水资源短缺风险评价 [J]. 人民长江, 2016, 47(6):16-21.
- [15] 张逸飞, 张中旺, 龚佑海. 汉江中下游流域降水时空规律分析及干旱预测 [J]. 环境工程, 2016, 34(2):150-154.
- [16] 夏敏, 孙鹏, 张强, 等. 基于 SPEI 指数的淮河流域干旱时空演变特征及影响研究 [J]. 生态学报, 2019, 39(10):3643-3654.
- [17] 沈国强, 郑海峰, 雷振锋. 基于 SPEI 指数的 1961-2014 年东北地区气象干旱时空特征研究 [J]. 生态学报, 2017, 37(17): 5882-5893.
- [18] VICENTE SERRANO S M, BEGUERÍA S, LÓPEZMORENO J I. A multiscalar drought index sensitive to global warming: the standardized precipitation evapotranspiration index [J]. Journal of Climate, 2010, 23(7):1696-1718.

-
- [19]肖凤劲, 张强, 邹旭恺. 气象干旱等级: GB/T20481-2006 [S]. 北京: 北京标准出版社, 2006.
- [20]徐继红. 乌鲁木齐河流域 60 余年降水量的 Morlet 小波分析 [J]. 水资源开发与管理, 2018(3):70-72.
- [21]CHONGYIN L, GUILONG L. The NPO/ NAO and interdecadal climate variation in China[J]. Advances in Atmospheric Sciences, 2000, 17(4):555-561.
- [22]汪子琪, 张文君, 耿新. 两类 ENSO 对中国北方冬季平均气温和极端低温的不同影响[J]. 气象学报, 2017, 75(4):564-580.
- [23]QIANG Z, YUE W, VIJAY P, et al. Impacts of ENSO and ENSO Modoki+A regimes on seasonal precipitation variations and possible underlying causes in the Huai River basin, China [J]. Journal of Hydrology, 2016, 533:308-319.
- [24]DAYUN Z, KANGNING X, HUA X, et al. Variation characteristics of rainfall erosivity in Guizhou Province and the correlation with the El Niño Southern Oscillation [J]. Science of the Total Environment, 2019, 691:835-847.