# 洞庭湖流域旱涝异常的时空分布及其

# 与大气环流和水汽输送的关系

刘仲藜 1 章新平 1,2 黎祖贤 3 贺新光 1,21

(1. 湖南师范大学 资源与环境科学学院,湖南 长沙 410081;

2. 湖南师范大学 地理空间大数据挖掘与应用

湖南省重点实验室,湖南长沙 410081;

3. 湖南省人工影响天气领导小组办公室,湖南长沙 410007;

【摘 要】:利用洞庭湖流域 1960~2017 年 103 个气象站点逐月降水数据和 NCEP/NCAR 再分析数据, 通过计算 Z 指数和区域旱涝指数, 对流域近 57 年来季节性旱涝异常的时空变化和典型旱涝年份的同期大气环流、水汽输送形 势进行分析, 以加强对季节性旱涝异常及可能的直接影响因素的认识。结果表明: 洞庭湖流域连续两年出现旱涝异 常的可能性不大, 春、夏季节发生旱涝异常的一致性较秋、冬季小。在春、秋季节, 流域干湿变化表现出年际性并 有明显的空间分布, 在冬、夏季节表现出年代际转换并存在变湿的趋势。此外, 各季节均表现出涝重于旱的统计特 征。同期大气环流形势会对流域旱涝异常产生显著影响, 当西风带经(纬)向环流偏强时, 干旱易出现在冬(夏)、春 (秋)季节。当副高脊线偏北时, 干旱易出现在夏、秋季节; 在冬季时, 偏强偏西的副高易使流域出现冬涝。流域 Z 指数在各季节均与净经向水汽通量呈显著正相关, 在春、夏、秋季节与净水汽收支呈显著正相关, 而在冬季可能与 降水动力条件关系更密切。

【关键词】: 洞庭湖流域 区域旱涝指数 水汽输送

【中图分类号】:P467【文献标识码】:A【文章编号】:1004-8227(2021)03-0721-13

旱涝气候灾害是影响中国最严重的气候灾害之一,它发生的面积广、频率高<sup>[1]</sup>,尤其在长江流域,旱涝气候灾害的占比达全 部天气、气候灾害的 80%左右<sup>[2]</sup>。全球变暖已经成为大部分研究者的共识<sup>[3,4]</sup>,而东亚季风与南亚季风的突变与全球增暖具有一致 性的变化<sup>[5]</sup>。我国位于东亚季风区,季风的变异将对我国的旱涝异常产生重大影响。

旱涝灾害成因复杂,要有效地对旱涝情况进行诊断就需要使用合适的旱涝指标。从计算原理和考虑因素的角度上,旱涝指

'作者简介: 刘仲藜(1995~),男,硕士研究生,主要研究方向为气候变化.E-mail:lzlmeteo@163.com

章新平,E-mail:zxp@hunnu.edu.cn

基金项目: 国家自然科学基金项目(41571021);湖南省人影办自立项科研课题(201901)

标分为多因子与单因子两类旱涝指标<sup>[6]</sup>,由于其计算原理的限制,旱涝指数均存在不同的缺陷<sup>[7]</sup>。目前常用的旱涝指数有降水距 平百分率(P<sub>s</sub>)、Palmer 干旱指数(Palmer Drought Severity Index, PDSI)、标准化降水指数(Standardized Precipitation Index, SPI)、标准化降水蒸散指数(Standardized Precipitation Evapotranspiration Index, SPEI)、综合气象干旱指数 (Compound Index, CI)和Z指数<sup>[6,8]</sup>等。本文中所选用的Z指数是由降水因子计算得到,它不仅与降水量有关,还与降水分布特征 有关。Z指数计算不涉及干旱机理,时空适应性较强<sup>[9]</sup>,计算简便、意义明确,是评估单站旱涝异常的良好指数,在我国取得广 泛应用<sup>[10~12]</sup>。据Wu等<sup>[13]</sup>研究结果,长江中下游地区在季节平均降水处于正常状态时可能会出现旱涝共存的情况,因此,在Z指 数的基础上引入区域旱涝指数<sup>[14]</sup>,可以更有效地对流域旱涝异常进行诊断。

我国的旱涝异常不仅与冬、夏季风有关<sup>[15,16]</sup>,还与海温<sup>[17,18]</sup>、西风带环流、西太平洋副热带高压、水汽输送等多个因子有关<sup>[19,20]</sup>。 具体到洞庭湖流域及其相关地区,在全球变暖的背景下,区域气候变化和旱涝异常特征的研究成果十分丰富。有研究指出,在 近 50 年间,中国南方地区呈突变性的由干变湿的趋势<sup>[21]</sup>,旱涝年际变化的主要模态为:全区一致、南北相反和东西相反,热带 太平洋、北大西洋海温以及青藏高原和亚欧大陆积雪可能为驱动因子<sup>[22]</sup>。年尺度干旱范围减小而干旱强度增强,在不同季节表 现不同:春、夏和冬季干旱范围减小、强度减轻,秋季干旱发生频率最高,范围增大、强度增强<sup>[23]</sup>。在长江中下游地区,有研 究指出,干旱范围达 90%及以上的事件在 1980 年前主要出现在冬季,1990 年代主要在春季,21 世纪主要在夏季<sup>[12]</sup>,此外,在春 季东亚大槽偏强且在 6 月副高突然北跳时,易出现旱涝急转现象,在一定程度上受到 ENSO 的调控<sup>[24,25]</sup>。

洞庭湖流域位于我国中东部典型季风气候地区,是长江流域对全球气候变化响应极为敏感的区域,又受复杂的地形地貌影响,旱涝灾害频发<sup>[26,27]</sup>。有相关研究指出,在近几十年间,流域在1980年代末至1990年代初有一个突变性的由于变湿的转变过程<sup>[28,29]</sup>,春季和秋季降水量在减少,但夏季和冬季降水量在增加<sup>[30]</sup>,流域年降水量呈现出不显著的增加趋势<sup>[31]</sup>,但是特旱年际变化倾向率总体呈上升趋势,与中国南方地区的研究结果基本一致,其中衡邵盆地上升最快<sup>[32]</sup>。此外,不同季节主导旱涝异常的气象因子不尽相同,在冬、春季节,中高纬度南下的冷空气、南支槽和西太副高均是直接影响因素<sup>[33,34]</sup>,冬季热带海温异常是同期及后期降水丰枯的强信号<sup>[35,36]</sup>。在雨季时,有学者指出两湖流域雨季较江淮梅雨来的早、持续时间长且降水量与冷空气活动密切相关<sup>[37,38]</sup>,西太副高偏强偏西时利于降水发生<sup>[36]</sup>,但也有学者表示西太副高偏强偏西、南亚高压偏东偏强且偏北是 2013 年湖南省高温干旱的重要原因<sup>[39]</sup>。

本文以洞庭湖流域为研究对象,利用更加密集的站点和更长的时间序列,借助 Z 指数和区域旱涝指数分析了流域季节性旱 涝异常的时空分布特征,以及典型旱涝异常年份的同期大气环流和水汽输送形势,对先前研究中争议之处进行探讨,以及对干 旱指数的适用性进行粗略评估。在气候变暖的背景下,洞庭湖流域的降水量变化在一定程度上改变了洞庭湖的水源补给,洞庭 湖各流域水资源丰枯同步转变,导致湖区旱涝灾害加重,对湿地生态有重要影响<sup>[40,41]</sup>。因此,加强对流域季节性旱涝时空变化特 征及其影响因素的认识,对研究流域天气、气候旱涝灾害以及防灾减灾具有重要意义。

## 1 数据来源

本文采用的数据为: (1)中国气象数据网发布的洞庭湖流域 103 个气象站点(图 1)的逐月降水数据。由于数据缺失和各站点 建站时间不一,在计算年际变化时,参与统计的站点数有所不同,其中 1960 年代 95 个站,1970 年代 101 个站,自 1980 年代起 为全部 103 个站。根据流域的气候特点,规定 3~5 月为春季、6~8 月为夏季、9~11 月为秋季、12~次年 2 月为冬季。文中使 用的平均值均为多年平均值。(2)美国 NCEP/NCAR 的月平均再分析资料,包括 17 层等压面上纬向风分量 u、经向风分量 v、8 层 垂直速度 ω 和比湿 q 以及 500hPa 位势高度场,资料水平分辨率为 2.5°×2.5°。(3)国家气候中心发布的逐月平均 500hPa 西 太平洋副热带高压指数,包括强度指数、脊线指数和西伸脊点指数。



图1洞庭湖流域地形及气象站点分布

# 2 研究方法

2.1 单站干旱指数及旱涝等级划分

由于降水量并不服从正态分布,Z指数计算中以PersonIII型分布来模拟,对降水量进行标准化后根据公式(1)计算Z指数, 其计算方法与等级划分参考<sup>[10]</sup>。

$$Z_{i} = \frac{6}{C_{s}} \left(\frac{C_{s}}{2}h_{i} + 1\right)^{\frac{1}{3}} - \frac{6}{C_{s}} + \frac{C_{s}}{6}$$
(1)

式中: C<sub>s</sub>为偏态系数; h<sub>i</sub>为标准化变量,均可由降水量数据求得,其中,

$$C_{s} = \frac{\sum_{i=1}^{n} (X_{i} - \overline{X})^{3}}{n\sigma^{3}}, h_{i} = \frac{X_{i} - \overline{X}}{\sigma}$$
$$\vec{x} \neq : \overline{X} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} X_{i}, \sigma = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} (X_{i} - \overline{X})^{2}}$$

表1旱涝等级划分

旱涝等级	Z 值	类型
1	1.96 <z< td=""><td>重涝</td></z<>	重涝
2	1.44 <z≤1.96< td=""><td>大涝</td></z≤1.96<>	大涝
3	0.84 <z≤1.44< td=""><td>偏涝</td></z≤1.44<>	偏涝

4	-0.84≤Z≤0.84	正常
5	-1.44≤Z<-0.84	偏旱
6	-1.96≤Z<-1.44	大旱
7	Z<-1.96	重早

2.2 区域旱涝指数

以区域旱涝指数 H 和 G 作为区域旱涝强度的指标:

$$H = \frac{3n_1 + 2n_2 + n_3}{n}$$
$$G = \frac{3n_7 + 2n_6 + n_5}{n}$$
(2)

式中:H为区域洪涝指标;G为区域干旱指标;H(或G)越大则表明相应的灾害程度越严重;n<sub>1</sub>,n<sub>2</sub>,n<sub>3</sub>,n<sub>6</sub>,n<sub>7</sub>为区域内Z指数为1,2,3,5,6,7级的站数;n为区域站总数。当H(或G)>1时,表明平均所有站都出现了偏涝(或旱)以上等级的涝(或旱)灾害。以H(或G)>1作为严重区域性涝(或旱)的临界指标,依此标准选出各季节典型旱涝异常年份。

2.3 旱涝频率

旱涝频率(P)主要统计历年旱涝灾害发生的可能性:

$$P = \frac{m}{y} \times 100\% \tag{3}$$

式中:m为旱涝发生的年数;y为时间序列长度。

2.4 趋势分析

把气候要素的变化写成依时间 t 的线性函数 x=at+b, 其中, a、b 为经验常数,通过用最小二乘法计算得出。其中 a 表示线性函数的斜率,即气候要素的线性趋势,称为气候倾向率<sup>[42]</sup>,在本研究中,以 a×10 表示气候要素每 10 年变率。

2.5 自相关分析

自相关系数为描述某一变量不同时刻之间相关的统计量。将滞后长度为 j 的自相关系数记为 r (j)。不同滞后长度的自相关 系数可以表示前 j 时刻信息与其后时刻变化间的关系。由此判断由 x<sub>i</sub> 预测 x<sub>i+i</sub> 的可能性<sup>[42]</sup>:

$$r(j) = \frac{1}{y-j} \sum_{i=1}^{y-j} \left( \frac{x_i - \bar{x}}{s} \right) \left( \frac{x_{i+j} - \bar{x}}{s} \right)$$
(4)

式中: y为时间序列长度; s为长度为 y的时间序列的标准差。

2.6 水汽收支

利用"箱体"模型计算洞庭湖流域(25°N~30°N,108°E~114°E)水汽收支,计算方法如下<sup>[43]</sup>:

$$Q = Q_W - Q_E + Q_S - Q_N \tag{5}$$

式中:Q、Qa、Qa和Qa分别为西、东、南和北4个边界从地面积分至300hPa的水汽通量;Q为区域水汽收支。

## 3 结果与分析

#### 3.1 洞庭湖流域旱涝的季节性变化特征

为了了解流域季节性旱涝变化,将流域内所有站点的季节降水量求平均得到流域季节降水量的新序列,利用该序列计算流 域整体的 Z 指数,再利用公式(2)求得各季节每年的区域旱涝指数,得到四季旱涝情况的年际变化特征(图 2)以及典型旱涝异常 年份(表 2)。洞庭湖流域超过 80%的面积以及 94.2%的站点位于湖南省内,根据《湖南省气候分析图集》中气候概况和主要天气 气候事件的记载,Z 指数和区域旱涝指数的诊断结果与文献记载基本一致。

在春季 (图 2a), Z 指数呈不显著减小的趋势 (r=-0.12, p<0.5), 达到偏旱、偏涝等级及以上的年份均出现 11 次, 最小值 (-2.99) 出现在 2011 年,最大值 (2.66) 出现在 1975 年。在 1960 年代至 1980 中期, H 与 G 指数峰值交替出现,分别在 1973 和 1975 年以及 1963 和 1986 年各出现两次大于 1 的情况。在 1980 年代中期至 2005 年间,出现两次典型偏涝事件,分别在 1992 与 2002 年。在 2005 年之后,流域 Z 指数再次呈年际震荡,其中,2007 与 2011 年,流域出现了春旱事件,G 指数分别达 1.33 与 2.67。

在夏季(图 2b), Z 指数呈较显著的增加趋势(r=0.24, p<0.1), 在不同的年代际内表现出不同的变化特点。在 1980 年之前, Z 指数呈年际震荡的态势, G 指数出现的两次大于 1 的年份分别在 1963 和 1972 年, H 指数在 1969 年出现了大于 1 的情况。在 1980 年之后, Z 指数出现了显著的年代际转换,相较于 G 指数, H 指数表现出更加明显的年代际振荡。在 1990 年代和 21 世纪初,流域相对湿润,期间出现的 4 次 H 指数大于 1 的年份分别在 1994、1996、1999 和 2002 年。此后,流域在 2013 年出现一次 G 指数 达 1.12 的夏旱事件。

在秋季(图 2c), Z 指数始终呈显著的年际震荡,总体上呈不显著的变干趋势(r=-0.06, p>0.5)。过去 57 年间出现了偏涝年份 14 次,偏旱年份 11 次,其中最大值为 2.25,出现在 1972 年,最小值为-2.02,出现在 1992 年。H 与 G 指数大于 1 的情况分别出 现 4 次与 6 次,在时间上分布较为均匀,几乎以相互间隔的形式出现。

在冬季(图 2d), Z 指数呈显著的增加趋势(r=0.45, p<0.001), 最小值为-1.88, 出现在 1967年, 最大值为 2.33, 出现在 1997年。 H 与 G 指数呈显著的年代际旱涝交替,旱涝异常为四季中最多, H 与 G 指数大于 1 的情况分别出现了 8 次与 6 次,所有这 8 次冬 涝灾害均出现在 1980年之后,6 次冬旱灾害中的 5 次出现在 1980年之前。



图 2 洞庭湖流域四季 Z 指数与区域旱涝指数年际变化

注: 虚线为区域旱涝指数等于1;a~d:春季、夏季、秋季、冬季(下同).

流域四季 Z 指数的滞后长度为 1 的自相关系数分别为-0.244、-0.015、-0.093 和 0.256,在春、冬季分别表现出干湿位相转换和一致性的年际特征,达到 0.1 的显著性水平。在统计上,夏、秋季连续两年出现干湿位相转换或一致性的可能性并不大,与柳艳菊等<sup>[44]</sup>对长江中下游的计算结果类似,然而在夏季的 1990 年代,流域出现两次连续两年整体偏涝的情况 (1993 和 1994 年,1998 和 1999 年),虽未连续达到典型夏涝年的程度,但此类情况不可忽略;在秋季,达到典型旱涝异常程度的年份几乎交替出现,此规律在滞后长度为 1 时较难显现。流域各季节多年平均 H (G)指数分别为 0.30 (0.29)、0.30 (0.29)、0.31 (0.30) 和 0.32 (0.29),而在相同年份的 H 与 G 指数相差的平均值分别为 0.48、0.45、0.55 和 0.57,这在一定程度上说明,相较于秋季与冬季,流域在春季和夏季发生旱涝异常的一致性较小,更易出现旱涝共存的情况。

季节	典型旱年	典型涝年		
春季	1963, 1986, 2007, 2011	1973, 1975, 1992, 2002		
夏季	1963, 1972, 2013	1969, 1994, 1996, 1999, 2002		
秋季	1971, 1974, 1979, 1992, 1996, 2007	1972, 1982, 1997, 2015		
冬季	1961, 1962, 1967, 1973, 1976, 1998	1982, 1984, 1990, 1992, 1994, 1997, 2002, 2004		

表	2 洞	庭湖	流域	各季	节区	域旱	- 涝异	:常	年	份

#### 3.2 洞庭湖流域旱涝的空间变化特征

为了了解流域季节性旱涝变化的空间分布特征,通过利用趋势分析方法得到 Z 指数每 10a 变率;通过利用旱涝频率计算公式,按照偏旱(涝)1、大旱(涝)2 和重旱(涝)3 的权重比例计算单站干旱(洪涝)频率,并在图中标识旱或涝频率较大的一方;通过统计各站点发生干旱的频率与发生洪涝频率之差作为旱涝频率差值,结果见图 3。

在春季(图 3a), 流域大部分地区呈变干趋势, 变湿趋势仅出现在流域南部与东南部地区。变干趋势的中心地区在流域西南部,

最大值在黔阳站(-0.17/10a),达0.05显著性水平。流域旱涝频率差值存在明显的空间分布格局。春旱频率大于春涝频率的站点 有30个,占总站点个数的29.1%,这些站点大多集中于南岭、衡邵盆地和雪峰山附近,其春旱频率最大值出现在道县站(49.1%); 春涝频率大于春旱频率的站点有55个,占总站点个数的53.4%,春涝频率35%以上的站点主要分布在湖区附近和流域北部,其最 大值出现在汉寿和宁乡站(38.6%)。

在夏季(图 3b),除个别站点外,流域呈明显的变湿趋势,在空间上以流域中部为中心,变湿程度向周边递减,其中的 13 个站点达 0.05 显著性水平,最大值出现在冷水江站(0.23/10a)。在旱涝频率对比方面,夏旱频率较高的站点有 27 个,占总站点 个数的 26.2%,这些站点主要分布在湘江流域附近,其夏旱频率最大值出现在新化站(38.6%);夏涝频率较高的站点有 57 个,占总站点站点个数的 55.3%,夏涝频率 35%以上的站点几乎不会出现在流域西南部,其频率最大值出现在衡阳县站(40.4%)。

在秋季(图 3c),流域旱涝变化呈明显的区域差异,洞庭湖湖区及其周边地区有逐渐变湿的趋势,其他地区的变干趋势向西部 逐渐递增,酉阳站的变干趋势最为显著,达-0.20/10a。秋旱频率较高的站点有 35 个,占总站点个数的 34.0%,这些站点主要分 布在流域西南部和湖区附近,其秋旱频率最大值出现在江华站(36.8%);秋涝频率较高的站点有 57 个,占总站点个数的 55.3%, 秋涝频率 35%以上的站点主要出现在流域东南部和西部地区,其频率最大值出现在泸溪站(38.6%)。

在冬季(图 3d),流域呈显著的变湿趋势,变湿中心位于洞庭湖湖区西部与北部地区,最大值为安化站,达 0.31/10a;89 个站 点的变率达到或超过 0.16/10a,它们的显著性水平达 0.05 及以上。冬旱频率较高的站点有 17 个,占总站点个数的 16.5%,这些 站点在流域中东部较为集中,其冬旱频率最大值出现在通道站(35.1%);冬涝频率较高的站点有 72 个,占总站点个数的 70.0%。 冬涝频率在 35%以上的站点有 29 个,此数目是四季中最多的,其频率最大值出现在娄底站(41.0%)。

综合而言,流域整体在春、秋季呈变干趋势,在冬、夏季呈变湿趋势,与此同时,各季节均表现出洪涝重于干旱的情况,并且干旱频率较高和洪涝频率大于35%的站点呈明显的空间分布格局。在旱涝频率相等的站点中,所有站点的旱(或涝)频率都低于35%。

3.3 典型旱涝异常年份下的平均大气环流形势

洞庭湖流域位于东亚季风区,流域旱涝异常受西风带大型扰动和副热带高压的影响显著。为了揭示流域发生区域性旱涝灾 害时,西风带与副热带高压的差异,分别计算了4个季节典型旱涝年平均500hPa位势高度场之差和对流层低层(925、850和700hPa) 平均垂直速度之差(图4),以及典型旱涝年份的平均副高指数(表3)。

在春季(图 4a),典型旱涝年份的位势高度场差异主要表现在中高纬度地区存在 4 个纬向分布、正负相间的差值中心,分别位 于欧洲地区、西西伯利亚、贝加尔湖以西和中国东北地区。欧洲地区的位势高度场正差值最大。相较于发生春涝,流域在春旱 年时,欧洲地区更易呈正位势高度距平,日本地区更易形成负高度距平。这种形势使经向环流增强,引导更强的干冷气流进入 流域。与此同时,根据表 3,旱年时副高稍偏北偏东。



图 3 洞庭湖流域 Z 指数变率、旱(或涝)频率以及旱涝频率差值的空间分布

注: ±0.16/10a 为 0.05 显著性水平的临界值.

夏季旱涝灾害差异对应的位势高度场在西风带上呈两个显著的偶极性差值中心(图 4b),正差值中心位于西伯利亚北部地区, 负差值中心位于贝加尔湖地区。当西伯利亚北部地区高度场偏低、贝加尔湖地区出现阻塞高压时,冷空气更易被引导进入流域, 与暖湿气流交汇频繁,致使夏涝发生。与此同时,在中低纬度,夏旱年的位势高度较为偏低,副高偏北偏东且偏弱(表 3)。

在秋季(图 4c),典型旱涝年份的位势高度场差异表现在西风带上游地区存在两个显著的差值中心,分别是位于欧洲中部的负差值中心和西伯利亚地区的正差值中心,同时在贝加尔湖南部和阿留申群岛附近存在较小的负差值中心。可以推断,相较于秋 涝年,发生秋旱时的西风带较为平直,经向环流偏弱。再者,根据表 3,整体 2 指数与副高脊线位置显著相关,当发生秋旱时,副热带高压偏北偏东且偏弱。

在冬季(图 4d), 典型旱涝年份的位势高度场差异在西风带上呈显著的正位相 EU 遥相关型,即在冬旱年时,欧洲浅槽、西伯利亚高压脊和东亚大槽均偏强,经向环流加大<sup>[45]</sup>。在经向环流偏强的环流形势下,东亚地区冬季风加强,流域受干冷气流控制。 在中低纬度地区,500hPa的西太平洋副高相较于涝年显著偏弱且偏东(表 3),使得南方湿润气流难以进入流域地区。

将四季的大气环流形势图结合来看,在发生季节性干旱时,流域上空对流层低层下沉气流均较为强盛,使得水汽凝结缺少动力条件。另一方面,副热带高压不仅对南方暖湿气流向流域运输起到关键作用,而且在夏秋两季,副高还会对降水的动力条件产生影响。根据表3可以看到,在副高较活跃的夏、秋季,它的位置比强度对流域的影响更显著。



图 4 典型旱年与涝年平均 500hPa 位势高度(单位: gpm)和对流层低层平均垂直速度差值复合场

注: 红色虚线为多年平均 584、586 和 588 线; 黑色方框为洞庭湖流域位置(下同).

季节	副高强度			脊	∜线纬度(°∣	N)	西伸脊点(°E)		
	多年平均	典型旱年	典型涝年	多年平均	典型旱年	典型涝年	多年平均	典型旱年	典型涝年
春季	45.28	36.21	28.64	16.59	16.63	16.33	136.01	142.98	132.23
夏季	112.91*	53.56	96.85	25.85**	26.79	25.77	132 <b>.</b> 50*	144.58	133. 59
秋季	99.04	63.02	136.73	22.87†	23.55	21.78	136.73	138.71	113. 57
冬季	39.50†	8.64	82.88	15.67	15.38	15.38	140.66†	155.34	125.67

表3多年平均以及典型旱年与涝年平均副高指数

#### 3.4 典型旱涝异常年份下的平均水汽输送形势

旱涝异常除了受到大气环流形势的影响,还与水汽输送形势密切相关,在洞庭湖流域,降水主要来自冷暖气流交汇触发的 大规模抬升运动。为了理解典型旱涝年份之间水汽输送和收支特征的差异,分别计算了四个季节整层水汽通量的差值(图 5),以 及利用"箱体"模型计算了流域各边界在典型旱涝年份时的水汽通量(表 4)。

春季旱涝异常的水汽输送差异主要体现在西太平洋和中南半岛地区巨大的气旋性差值(图 5a)。根据表 4,在春旱年时,流域 西边界流入、东边界流出的水汽相较于春涝年均较少,净纬向水汽通量相差 13.29×10<sup>6</sup>kg•s<sup>-1</sup>。在经向上,春涝年时南边界水 汽输入多且北边界输出少,净经向水汽通量相差 27.26×10<sup>6</sup>kg•s<sup>-1</sup>,说明水汽以降水的形式被留在了流域内,降水量在春旱年与 春涝年平均相差 309.2mm,流域净水汽收支超过多年平均值。

在夏季(图 5b),典型旱涝年时的水汽通量差值存在三个中心,分别是位于贝加尔湖的南部与南海地区的气旋性差值中心以及 位于日本南部的反气旋差值中心,这种形势对应着夏季风偏强的模态<sup>[46]</sup>。相较于夏涝年,夏旱年时水汽更易从东南方向进入流 域,并在贝加尔湖南部中心的配合下,进入中国华北与东北地区,偏北的雨带使这些地区降水增加。由于雨带在流域与江淮地 区停留时间变短,洞庭湖流域成为水汽过渡带,不易形成辐合<sup>[36]</sup>,产生的降水减少,造成流域典型旱涝年降水平均相差达 403.3mm。 根据表 4,尽管夏旱年时南边界的水汽输入量较多年平均偏大 21.54×10°kg•s<sup>-1</sup>,但大量的水汽未能留在流域内,净经向水汽通量 仅为 27.38×10°kg•s<sup>-1</sup>,较多年平均偏少 46.7%。夏涝年的北边界水汽输出显著较少,水汽以降水的形式留在流域内。通过以上 分析可知,典型夏季旱年并不是缺乏水汽输入量,而是缺乏形成降水的动力条件,在输入量更大时,输出量也更大。

秋季旱涝异常的水汽输送差异主要表现在菲律宾地区存在的气旋性差值中心(图 5c),在流域产生了自东向西的水汽通量差值,降水量在典型旱涝年平均相差271.6mm。通常秋季的多年平均水汽净通量在纬向上为正值、经向上为负值。在秋旱年时,流域水汽在南北方向上呈相反的走向,净经向通量小于零,净纬向水汽通量大于零;而在典型秋涝年,净经向水汽通量大于零。



图 5 典型旱年与涝年平均整层水汽通量差值场(单位: kg•m<sup>-1</sup>•s<sup>-1</sup>)

在冬季(图 5d),典型旱涝异常的水汽输送差异表现在日本东南地区存在气旋性水汽通量差值中心。由于在流域产生了东北向的水汽通量差值,典型旱涝年降水量平均相差 181.7mm。结合图 4d,在流域发生冬旱时,偏强的冬季风给流域带来更强的干冷气流,与此同时,当孟加拉湾存在反气旋性的水汽通量差值时,南支槽可能偏弱,使输送进流域的暖湿气流减少易诱发干旱。根据表 4,冬涝年的南北边界水汽通量均大于冬旱年,净经向水汽通量相差 9.30×10<sup>°</sup>kg•s<sup>-1</sup>。与其他季节不同的是,冬季的旱涝状况与流域净水汽收支关系并不显著。

总体而言,在春、秋季,典型旱涝异常差异表现在流域存在自东向西的水汽通量差值;在夏季表现为存在自南向北的水汽 通量差值;在冬季表现为东北西南走向的水汽通量差值。各季节流域整体 Z 指数均与净经向水汽通量存在显著正相关,其中春、 夏、秋季达 0.001 显著性水平。

季节	旱涝情况	西边界	东边界	南边界	北边界	净纬向 水汽通量	净经向 水汽通量	水汽收支
	典型旱年	58.76	92.30	72.42	33.16	-33.54	39.26	5.72
春季	典型涝年	74.37	121.20	88.08	21.13	-46.83	66.95	20.12
	多年平均	70.41*	109.41**	76.65**	20.19	-39.01	56.46†	17.45**
夏季	典型旱年	14.99	44.49	124.63	97.24	-29.51	27.38	-2.12

表 4 洞庭湖流域各季节多年平均以及典型旱年与涝年各边界水汽收支(单位: 10<sup>6</sup>kg•s<sup>-1</sup>)

	典型涝年	9.71	57.75	97.36	30.33	-48.04	67.03	18.99
	多年平均	18.08	58 <b>.</b> 41*	103.09	51.71	-40.33**	51.38†	11.05†
秋季	典型旱年	29.92	14.41	-5.98	5.64	15.52	-11.61	3.90
	典型涝年	53.18	61.88	35.50	11.71	-8.71	23.79	15.08
	多年平均	40.67†	30. 58†	9.97†	12.16	10. 08**	-2.19†	7.89†
冬季	典型旱年	53.90	62.72	10.97	2.62	-8.81	8.36	-0.45
	典型涝年	55.66	73.68	21.71	4.05	-18.01	17.66	-0.35
	多年平均	51.55	66.91	20.84	5.29	-15.37*	15 <b>.</b> 55*	0.18

# 4 结论

本文利用逐月降水数据和 NCEP/NCAR 再分析数据,计算了洞庭湖流域各站点 Z 指数,并根据 Z 指数计算了 H 与 G 指数,研 究了流域 57 年来旱涝异常的时空分布特征,分析了春夏秋冬四季典型旱涝异常年份的平均大气环流形势以及平均水汽输送形势 的差异,得到如下结论:

(1)根据自相关系数的计算,流域各季节连续两年出现整体旱涝异常的可能性都不大。相较于秋季与冬季,流域在春季与夏季发生旱涝异常的一致性较小。

(2)春、夏、秋、冬四季出现典型旱(涝)年次数分别为4(4)次、3(5)次、6(4)次、6(8)次。春、秋季H与G指数峰值交替出现,流域表现出较为明显的干湿年际变化;在夏季,1980年之前流域干湿状况呈年际变化,1980年之后呈"干一湿一干"年代际变化;冬季H与G指数呈显著的干湿年代际交替。

(3)流域在春、秋季时干湿变化状况存在明显的空间分布。在春季时,流域大部分地区存在变干趋势,变湿趋势出现在流域 南部与东南部地区;在秋季时,湖区附近存在变湿趋势;在夏季与冬季时,流域均存在变湿趋势。流域各季节均表现出洪涝重 于干旱的情况,具体表现为 50%以上的站点洪涝频率高于干旱频率。

(4)流域旱涝异常与大气环流和水汽输送形势关系密切。在春季,流域旱涝异常与副热带高压关系不显著,相较于与典型涝 年,在典型旱年时,西风带经向环流较强并存在自东向西的水汽通量,净水汽收支远小于多年平均;在夏季,流域旱涝异常与 副热带高压关系显著,西风带存在显著的偶极性差值中心,水汽通量差值形势表现出夏季风偏强的模态;在秋季,流域旱涝异 常与副高脊线指数关系显著,在典型旱年时,西风带更平直,流域水汽输送更易产生自东向西输送的形势;在冬季,在冬季风 偏强、副高显著偏弱且偏东时,流域易产生冬旱,由于 Z 指数与净水汽收支关系不显著,冬季的降水异常可能受动力条件影响 更大。

### 参考文献:

[1]黄荣辉, 杜振彩. 全球变暖背景下中国旱涝气候灾害的演变特征及趋势[J]. 自然杂志, 2010, 32(4):187-195+184.

[2] 钱永甫,王谦谦,黄丹青. 江淮流域的旱涝研究[J]. 大气科学, 2007(6):1279-1289.

11

[3]ASHOK K M, VIJAY P S. A review of drought concepts[J]. Journal of Hydrology, 2010(391):202-216.

[4]ZHANG L, ZHOU T. Drought over east asia: A review[J]. Journal of Climate, 2015, 28(8):3375-3399.

[5] 符淙斌,王强.南亚夏季风气候的突变现象及其与全球迅速增暖的同步性[J].中国科学(B辑),1991(6):666-672.

[6]李忆平,李耀辉.气象干旱指数在中国的适应性研究进展[J].干旱气象,2017,35(5):709-723.

[7]BYUN H R, WILHITE D A. Objective quantification of drought severity and duration[J]. Journal of Climate, 1999, 12(9):2747-2756.

[8]ZARGAR A, SADIQ R, NASER B, et al. A review of drought indices[J]. Environmental Reviews, 2011, 19:333-349.

[9] 袁文平,周广胜.标准化降水指标与Z指数在我国应用的对比分析[J].植物生态学报,2004,28(4):523-529.

[10]黄道友,彭廷柏,王克林,等.应用 Z 指数方法判断南方季节性干旱的结果分析[J].中国农业气象,2003(4):13-16.

[11]郭锐,智协飞.中国南方旱涝时空分布特征分析[J].气象科学,2009,29(5):598-605.

[12]王文, 蔡晓军. 长江中下游地区干旱变化特征分析[J]. 高原气象, 2010, 29(6):1587-1593.

[13]WU Z W,LI J P,HE J H,et al.Occurrence of droughts and floods during the normal summer monsoon in the mid-and-lower reaches of the Yangtze River[J].Geophysical Research Letters, 2006, 33(5):L05813.

[14] 江和文,郭婷婷,包颖,等. 辽宁省近 50 年旱涝灾害的时空特征分析[J]. 水土保持研究, 2012, 19(2): 29-33, 2.

[15] SIMMONDS I, BI D, HOPE P. Atmospheric water vapor flux and its association with rainfall over china in summer[J]. Journal of Climate, 1999, 12(5):1353-1367.

[16]ZHOU L T. Impact of East Asian Winter Monsoon on rainfall over southeastern China and its dynamical process[J]. International Journal of Climatology, 2011, 31(5):677-686.

[17]HUANG R H, WU Y F. The influence of ENSO on the summer climate change in China and its mechanism[J]. Advances in Atmospheric Sciences, 1989, 6(1):21-32.

[18]ZHOU L T, TAM C Y, ZHOU W, et al. Influence of South China Sea SST and the ENSO on winter rainfall over South China[J]. Advances in Atmospheric Sciences, 2010, 27(4):832-844.

[19]黄荣辉,蔡榕硕,陈际龙,等.我国旱涝气候灾害的年代际变化及其与东亚气候系统变化的关系[J].大气科学, 2006,30(5):730-743.

[20]黄荣辉,顾雷,陈际龙,等.东亚季风系统的时空变化及其对我国气候异常影响的最近研究进展[J].大气科学,2008(4): 691-719.

[21] 茅海祥,王文.1960-2010年中国南方地区夏季旱涝时空分布特征[J].气象与环境学报,2012,28(1):90-95.

[22]李维京,张若楠,孙丞虎,等.中国南方旱涝年际年代际变化及成因研究进展[J].应用气象学报,2016,27(5):577-591.

[23]黄晚华,隋月,杨晓光,等. 气候变化背景下中国南方地区季节性干旱特征与适应. III. 基于降水量距平百分率的南方地区季节性干旱时空特征[J]. 应用生态学报,2013,24(2):397-406.

[24] 沈柏竹, 张世轩, 杨涵洧, 等. 2011 年春夏季长江中下游地区旱涝急转特征分析[J]. 物理学报, 2012, 61 (10): 530-540.

[25]闪丽洁,张利平,张艳军,等.长江中下游流域旱涝急转事件特征分析及其与ENSO的关系[J].地理学报,2018,73(1):25-40.

[26]王国杰,姜彤,王艳君,等.洞庭湖流域气候变化特征(1961-2003年)[J].湖泊科学,2006(5):470-475.

[27]李景刚,李纪人,黄诗峰,等.基于 TRMM 数据和区域综合 Z 指数的洞庭湖流域近 10 年旱涝特征分析[J].资源科学, 2010, 32(6):1103-1110.

[28] 张剑明, 章新平, 黎祖贤, 等. 近 36 年湖南省干湿的空间分布特征及变化趋势[J]. 热带气象学报, 2010, 26(2):235-241.

[29] 张剑明,黎祖贤,章新平. 1960-2005 年湖南省降水的变化[J]. 气候变化研究进展, 2008 (2):101-105.

[30] 徐卫红, 葛德祥, 李娜, 等. 1960~2011 年洞庭湖流域降水量变化特征[J]. 湿地科学, 2016, 14(1):108-112.

[31]李景刚,黄诗峰,李纪人,等.1960-2008 年间洞庭湖流域降水变化时空特征分析[J].中国水利水电科学研究院学报,2010,8(4):275-280.

[32] 黎祖贤,周盛,樊志超,等.湖南特大干旱时空变化特征分析[J].干旱气象,2018,36(4):578-582,616.

[33]叶成志,吴贤云,黄小玉.湖南省历史罕见的一次低温雨雪冰冻灾害天气分析[J].气象学报,2009,67(3):488-500.

[34] 张剑明, 廖玉芳, 蒋元华. 2015 年湖南冬汛成因分析[J]. 气象, 2017, 43(10):1186-1197.

[35]尚程鹏,章新平,孙葭,等. 洞庭湖流域冬季降水的时空变化及与全球海温的关系[J]. 自然资源学报, 2018, 33 (11):1953-1965.

[36]吴贤云,丁一汇,叶成志,等.江南西部雨季降水区域特征及其受热带海洋海表温度异常的影响分析[J].气象, 2015,41(3):286-295.

[37]吴贤云,叶成志,王琪.两湖流域雨季降水气候特征分析[J].暴雨灾害,2016,35(6):497-503.

[38]吴贤云. 两湖流域雨季气候特征及旱涝机理分析[D]. 南京信息工程大学, 2015.

[39]张剑明,段丽洁.2013年夏季湖南省持续高温干旱变化特征及其成因分析[J].气象与环境学报,2018,34(4):45-51.

[40]孙占东,黄群,姜加虎,等.洞庭湖近年干旱与三峡蓄水影响分析[J].长江流域资源与环境,2015,24(2):251-256.

[41]廖玉芳,赵辉,彭嘉栋,等.洞庭湖区旱涝灾害加剧的气象成因[J].灾害学,2016,31(1):29-32+54.

[42]魏凤英.现代气候统计诊断与预测技术[M].北京: 气象出版社, 1999:37-40,20.

[43] 苗秋菊,徐祥德,张胜军.长江流域水汽收支与高原水汽输送分量"转换"特征[J]. 气象学报,2005,63(1):93-99.

[44]柳艳菊,马开玉,李永康.长江中下游地区汛期降水量异常与旱涝趋势[J].南京大学学报(自然科学),1998,34(6):701-711.

[45]刘毓赟,陈文.北半球冬季欧亚遥相关型的变化特征及其对我国气候的影响[J].大气科学,2012,36(2):423-432.

[46]周晓霞,丁一汇,王盘兴.夏季亚洲季风区的水汽输送及其对中国降水的影响[J].气象学报,2008(1):59-70.