

气象干旱—水文干旱传播过程特征及其影响因素

——以贵州黔中水利工程区为例

张浪¹, 贺中华^{1,2,3}, 杨铭珂¹, 游漫¹, 皮贵宁¹

(1.贵州师范大学地理与环境科学学院, 贵阳 550001; 2.贵州师范大学国家喀斯特石漠化防治工程技术研究中心, 贵阳 550001; 3.贵州省山地资源与环境遥感应用重点实验室, 贵阳 550001)

摘要: 为探究喀斯特区域气象干旱向水文干旱传播过程特征,使用 SPI 与 SRI 标准化指数识别区域干旱,采用交叉小波、小波相干、状态转移概率等方法探讨传播强度、响应率等干旱传播特征。结果表明:(1)上世纪 60 s 和 70 s 气象干旱、水文干旱的干旱持续时间较短,而 80 s 与 21 世纪初期区域干旱持续时间较长;SPI 与 SRI 间呈显著的正相关关系,气象干旱向水文干旱传播的过程需要 1.5 个月。(2)喀斯特区域的干旱传播强度 $DPI>1$,且响应率偏高,水文干旱对气象干旱的发生极为敏感,尤其是在地表切割深度较浅、岩溶发育较为强烈的区域。(3)传播过程主要受地表切割深度的影响较大,各下垫面条件对干旱传播过程的影响程度依次为地表切割深度 $>$ 岩溶发育强度 $>$ 高程 $>$ 地形地貌,其中,干旱传播特征与地表切割深度呈显著的负相关,与岩溶发育强度、高程、地形地貌呈正相关;在浅切割、中等切割或海拔较低、岩溶发育强烈的区域,各等级间的 DPI 、 R_r 的转移较为活跃,整体上传播特征在 57 年间呈增强的趋势。研究结果旨在为区域干旱防治与监测提供理论依据,尤其是为喀斯特生态环境脆弱区的可持续发展规划提供理论参考。

关键词: 传播强度; 响应率; 下垫面条件; 气象干旱; 水文干旱

中图分类号: P426.616 **文献标识码:** A **文章编号:** 1009-2242(2022)01-0142-11

DOI: 10.13870/j.cnki.stbcxb.2022.01.020

Characteristics of Meteorological Drought-Hydrological Drought Propagation Process and Its Influencing Factors

— Taking Guizhou Qianzhong Water Conservancy Project Area as An Example

ZHANG Lang¹, HE Zhonghua^{1,2,3}, YANG Mingke¹, YOU Man¹, PI Guining¹

(1.School of Geographic and Environmental Sciences, Guizhou Normal University, Guiyang 550001; 2.National Engineering Technology Research Center for Karst Rocky Desertification Control, Guizhou Normal University, Guiyang 550001; 3.Guizhou Key Laboratory of Remote Sensing Application of Mountain Resources and Environment, Guiyang 550001)

Abstract: In order to explore the characteristics of the propagation process of meteorological drought to hydrological drought in karst region, the SPI and SRI standardization indexes were used to identify regional drought, and methods of cross wavelet, wavelet coherence and state transition probability were used to explore the drought propagation characteristics such as propagation intensity and response rate. The results showed that: (1) The duration of meteorological drought and hydrological drought in the 60 s and 70 s of the last century was shorter, while the regional droughts in the 80 s of the last century and the early 21st century lasted longer. There was a significant positive correlation between SPI and SRI, and the process of meteorological drought tended to hydrological drought took 1.5 months. (2) The transmission intensity of drought DPI in the karst area was greater than 1 and the response rate was relatively high. Hydrological drought was extremely sensitive to the occurrence of meteorological drought, especially in areas where the cutting depth of the surface was relatively shallow and the karst development was relatively strong. (3) The propagation process was mainly affected by the cutting depth of the surface. The influence degree of each underlying surface condition to the drought propagation process was sequenced as surface cutting depth $>$ karst develop-

收稿日期: 2021-07-27
资助项目: 国家自然科学基金项目(u1612441;41471032);贵州省水利厅自然科学基金项目(KT201402);贵州师范大学 2015 年博士科研启动基金项目
第一作者: 张浪(1995—),女,贵州黔西人,在读硕士研究生,主要从事喀斯特水文水资源与遥感研究。E-mail: zhanglang95@163.com
通信作者: 贺中华(1976—),男,贵州兴义人,教授,博士生导师,主要从事喀斯特水文水资源与遥感研究。E-mail: hezhonghua7621@126.com

ment intensity> elevation> topography and landforms, among them the characteristics of drought propagation was significantly negatively correlated with the depth of surface cutting, and positively correlated with the intensity of karst development, elevation, and topography. In the areas with shallow cut, medium cut, or low altitude and strong karst development, the transfer of DPI and R_r between each grade was more active. On the whole, the propagation characteristics showed an increasing trend in 57 years. The results could provide a theoretical basis for drought prevention and monitoring in karst areas, especially for the sustainable development planning of ecologically fragile areas.

Keywords: propagation intensity; response rate; underlying surface conditions; meteorological drought; hydrological drought

干旱指因一段时间内少雨或无雨,降水量较常年同期明显偏少而致灾的一种气象灾害,是全球气候变化研究中的一个热点科学问题。近年来,中纬度地区气候暖干化是全球气候变化最显著的特征,它带来的主要问题之一是全球范围的干旱日趋严重。为了准确地预测干旱必须了解干旱机制,包括干旱从一种类型变化到另一种类型的传播特征以及区域下垫面影响干旱传播的过程,尤其在干旱主要受流域蓄水能力影响的喀斯特区域,下垫面条件往往对干旱过程起着重要的影响^[1]。掌握区域干旱传播过程特征,是基于气象干旱信息建立水文干旱预警系统的基础。

干旱虽复杂难防,但不同的干旱类型之间具有密切的联系,目前国内外已有研究^[2-4],绝大多数集中于建立干旱类型间的简单联系,包括水文干旱对气象干旱的响应,农业干旱对气象干旱、水文干旱的响应等等。虽存在一些研究^[5]侧重于时间角度上的传播和滞后特征,但仍有较少学者解释水文干旱向气象干旱传播过程中的传播特征与关系,如 2 种干旱类型间传播的强度、速率、响应率等等。纵观国内外众多学者^[6-9]在有关气象干旱、水文干旱二者的联系方面,主要侧重于通过建立不同单变量或多变量干旱指标以进行干旱风险评估或预测。近年来,也有部分学者^[10-12]涉及干旱传播机理的研究,这些研究都主要侧重于时间角度,重心在于探究气象干旱向农业干旱、水文干旱传播的时间特征,甚至是不同干旱类型之间的传播时间机制;另一方面,绝大多数研究^[13]局限于传播过程特征,而对干旱传播过程的影响因素研究相对较少,而对影响因素中的主要驱动因子的相关研究更加微乎其微。总体来看,国外率先对干旱成因和驱动机制进行研究,国内近几年的研究相对较少且不够深入,研究内容有所固化^[14]。

综上所述,目前干旱研究中涉及干旱传播过程的驱动因子、传播特征及其与区域下垫面条件之间的联系的研究较少。因此,以贵州省黔中水利工程区为例,从下垫面角度探讨区域干旱传播空间特征,以及造成干旱传播空间差异的主要影响因素。研究内容

主要包括:(1)分析气象干旱、水文干旱的干旱期时空演变特征。(2)研究干旱传播过程中的传播强度、响应率等特征的时空演变规律。(3)分析下垫面条件差异下的干旱传播特征,并探讨下垫面条件中对干旱传播起主要影响的潜在因素。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

黔中水利工程区位于贵州省中部地区,总面积为 16 636.38 km²(图 1)。贵州省多年来降水年内分配呈逐渐均匀的趋势,但由于局部地区的独特性导致降水在空间分配上仍存在差异^[15]。黔中水利枢纽工程区是贵州通过长距离、大规模调水,工程建成后将缓解黔中地区用水矛盾,进一步缓解黔中地区一直以来的工程性缺水问题。工程位于长江与珠江两大流域交接地带,拥有三岔河及其支流、北盘江支流与红水河支流,河网密集、水资源丰富、河流多具源短流细的特点。气候属亚热带季风气候,干湿季分明,多年平均降水量在 1 100~2 800 mm,降水量充沛,又因地形西高东低,海拔在 300~2 900 m,是典型的喀斯特山区,西部为岩溶高原、峡谷、峰丛洼地,中部为峰林溶原、丘原,东部为丘陵盆地、峰丛洼地相间分布,所以贵州省降雨呈现出时空分布不均匀的特点^[16]。在特殊的喀斯特地貌下,降雨虽多,但地表流速快、滞流时间短,绝大部分降水迅速渗到地下,而地下多发育溶沟、地下管道以及地下河等,地下排水流畅、保水和持水能力较弱,因此,喀斯特区域的流域蓄水能力较弱,表现出从降水结束至干旱起始时间短、干旱历时长、干旱强度高,即流域呈现较弱的滞后效应。

1.2 数据源与方法

1.2.1 数据源 主要使用黔中水利工程区 1960—2016 年间的逐月实测数据资料,包括 26 个气象站的降水量数据与 14 个水文站的径流量数据。其他研究数据包括贵州省 20 m 分辨率的 DEM 数据、贵州省岩溶发育强度分区、贵州省地表切割深度数据以及贵州省地形数据等,利用 ArcGIS 平台中空间裁剪功能与按掩膜提取功能对数据进行预处理。

1.2.2 研究方法

(1)干旱识别与滞后。研究主要采用了标准化指数 SPI(standardized precipitation index, SPI)与 SRI(standardized runoff index, SRI)进行干旱识别,在水文干旱监测与预报方面,标准化指数是基于现有雨量、流量数据的简单指数,因其计算便捷而在各个领域被广泛应用,并且这种指数可以在不同的时间和空间尺度上比较干旱的严重程度和持续时间^[17]。标准化径流指数(SRI)计算方法与标准化降水指数(SPI)类似,具体计算过程主要参考罗漫雅等^[18]和曾碧球等^[19]研究方法。

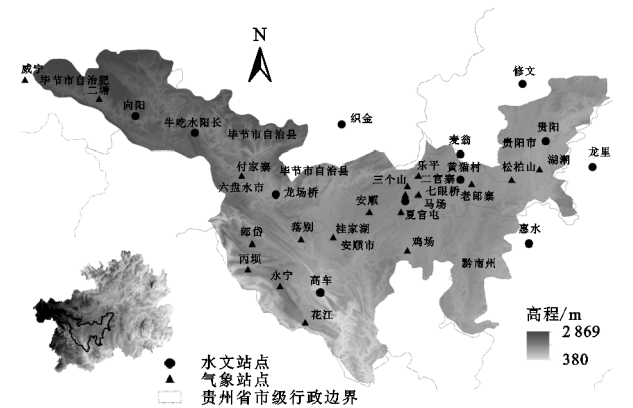


图 1 黔中水利枢纽工程区地理位置

对于干旱的传播过程,将其传播方向定义为气象干旱向水文干旱的传播。在气象干旱发生后,水文干旱对其产生响应而随之发生,这种现象称为水文干旱对气象干旱的滞后,2 种干旱类型发生的时间差值则称为干旱滞后时间(图 2)。计算公式为:

LT=Tm-Tn (1)

式中:LT 是以月为单位的滞后时间;Tm 为气象干旱开始的时间;Tn 为水文干旱开始的时间。

(2)干旱响应率指数。气象干旱和水文干旱之间的

传播百分比表示为响应率(response rate index, Rr)。响应率越高,则表明水文干旱对气象干旱越敏感,两者间的联系较为密切,而较低的百分比表明水文干旱对气象干旱的响应较弱^[20]。响应率计算公式为:

Rr=N/M×100% (2)

式中:Rr 为响应率(%);N 为响应气象干旱事件的水文干旱事件数;M 为记录期间的气象干旱事件数。

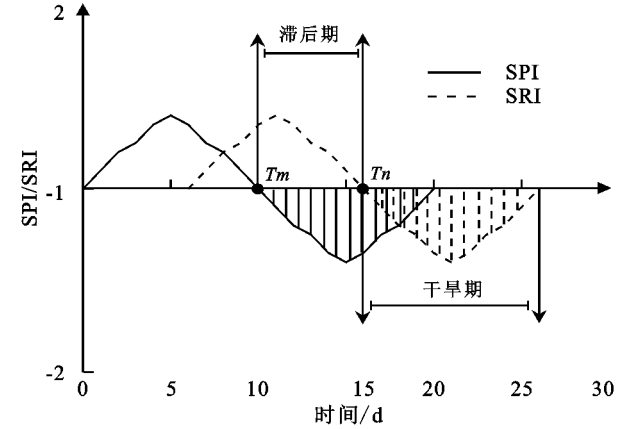


图 2 干旱滞后的定义

(3)传播强度指数。为了定量表达气象干旱向水文干旱的传播过程,构建了干旱传播强度指数(drought propagation intensity index, DPI)。规定当 DPI>1,即水文干旱强度大于气象干旱时,气象干旱向水文干旱的传播强度较强;当 DPI<1,即水文干旱强度小于气象干旱时,气象干旱向水文干旱的传播强度较弱^[20](表 1)。计算公式为:

DPI=HA/MA (MA≠0) (3)

式中:DPI 为干旱传播强度指数;HA 为一定时期内的水文干旱强度;MA 为一定时期内的气象干旱强度。干旱强度是指干旱年份的 SPI 或 SRI 的平均值。

表 1 干旱传播特征与下垫面条件分级标准

等级	DPI	Rr/%	地表切割深度/m	高程/m	岩溶发育强度	地形
1	(1,1.1)	20~25	I (<200)	0~1500	弱发育区	洼地
2	[1.1,1.2)	25~30	II (200~500)	1500~2000	中等发育区	盆地
3	[1.2,1.3)	30~40	III (500~700)	2000~2500	较强发育区	谷地
4	[1.3,+∞)	40~50	IV (>700)	2500~3000	强烈发育区	山地

(4)交叉小波分析^[21]。交叉小波分析(cross wavelet transform, XWT)在 X(t)和 Y(t)时序上的定义为:

R²(a,τ)=S×(a⁻¹×WXY(a,τ))² / (S×(a⁻¹×WX(a,τ))×S(a⁻¹×WY(a,τ))) (4)

式中:S 为平滑算子;a、τ 分别为小波函数的尺度和平移量;WXY 为 X(t)和 Y(t)的小波相关系数;WX(a,τ)和 WY(a,τ)分别为 X(t)和 Y(t)2 个时间序列的连续小波变化,通过平滑后的系数反映 X(t)和 Y(t)的相干程度。

X 为气象干旱指数 SPI;Y 为水文干旱指数 SRI。

(5)相干小波分析。相干小波分析(wavelet coherence, WTC)模型原理是通过 2 个时间序列采用交叉小波变化的方法进行连续小波变换,以揭示这 2 个时间序列共同的高能量区,X 序列和 Y 时间序列的小波相干谱函数为:

R²n(s)=|S(s⁻¹WnXY(s))|² / (S(s⁻¹|WnX(s)|²)×S(s⁻¹|WnY(s)|²)) (5)

式中: S 为平滑器; s 为伸缩尺度; W_n^X 、 W_n^Y 分别为 X 、 Y 的小波变换; $W_n^{XY}(s)$ 为交叉小波谱。 X 为气象干旱指数 SPI; Y 为水文干旱指数 SRI。

(6) 状态转移概率矩阵^[22]。某一现象在某一时刻 t 所出现的结果, 称之为在 t 时刻所处的“状态”。一般情况下, 把随机系统里的随机变量 X_t 在 t 时所处的状态 i 表示为:

$$X_t = i \quad (i=1, 2, \dots, n; t=1, 2, \dots, i) \quad (6)$$

由于状态是随机的, 因此, 用概率来描述状态间转移可能性的大小, 这个概率称为“状态转移概率”, 用于描述事件的变化过程, 对于某事件由状态 E_i 转移到 E_j 的概率, 称为从 i 到 j 的转移概率。

$$P_{ij} = P(E_j | E_i) = P(E_i \rightarrow E_j) = P(x_{n+1} = j | x_n = i) \quad (7)$$

设某事件有 $E_1, E_2, \dots, E_n$ 种状态, 而且每次只发生于 1 种状态中, 则每 1 个状态都具有 n 个转向 (含转向本身)。即第 i 种状态 E_i 可以是 $E_i E_1, E_i E_2, \dots, E_i E_n$, 其中, $P(E_i E_j) = P(E_i | E_j) = P_{ij}$, 共有 n 个转移概率: $P_{i1}, P_{i2}, \dots, P_{in}$ 。当把 P_{ij} 作为第 i 行, 则 n 个状态 ($j=1, 2, \dots, n$), 所以有 n 行, 其状态转移概率矩阵为:

$$R = \begin{bmatrix} P_{11} & P_{12} & P_{13} & \dots \\ P_{21} & P_{22} & P_{23} & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ P_{n-11} & P_{n-12} & P_{n-13} & \dots \\ P_{n1} & P_{n2} & \dots & p_{nn} \end{bmatrix} \quad (8)$$

式中: $0 \leq P_{ij} \leq 1, (i, j=1, 2, \dots, n); \sum_{j=1}^n P_{ij} = 1, (i=1,$

$2, \dots, n); i$ 为区域下垫面条件分区, j 为各级 DPI 或 R_r 。

2 结果与分析

2.1 气象干旱、水文干旱特征分析

2.1.1 气象干旱、水文干旱的波谱特征分析 图 3 中黑色细实线为小波边界效应影响锥, 粗黑实线为通过置信水平为 95% 的红噪声检验, 表明两者相关显著^[23]。结果显示, 在交叉小波能量谱 (图 3a) 中, 气象干旱与水文干旱之间存在较为稳定的相关关系, SPI 与 SRI 在 1964—1971 年、1976—1985 年、2006—2012 年出现较为明显的 2~3 个月的共振周期, 图中位相角向右表明, SPI 与 SRI 间呈显著的正相关关系; 此外, 在 1982—2008 年间出现较强的正相位的 16 个月左右的共振周期, 但在 95% 置信水平下并不明显。在小波相干能量谱 (图 3b) 中, SPI 与 SRI 的小波能量强度通过显著性检验且维持时间较长, 相关关系相对稳定; 由图 3b 可知, SPI 与 SRI 存在 3 个显著的共振周期, 分别为 1~4, 1~5, 0~9 个月, 表现在 1964—1974 年、1980—1993 年以及 2004—2012 年, 这表明, 2 个时间序列在此 3 个时间段内的周期性变化趋势相一致 (但不一定具有高功率), 小波相干能量谱呈现出 SPI 与 SRI 两者之间的变化趋势存在明显的正相关关系, 水文干旱滞后气象干旱约 1.5 个月 (平均位相角约为 45°)。根据上述研究成果, SPI 小波谱与 SRI 小波谱之间存在显著的正相关关系, 分别于 1964—1971 年、1976—1985 年、2006—2012 年出现 2~3 个月的共振周期, 且从多年间序列变化上看, 气象干旱到水文干旱的传播大约需要 1.5 个月。

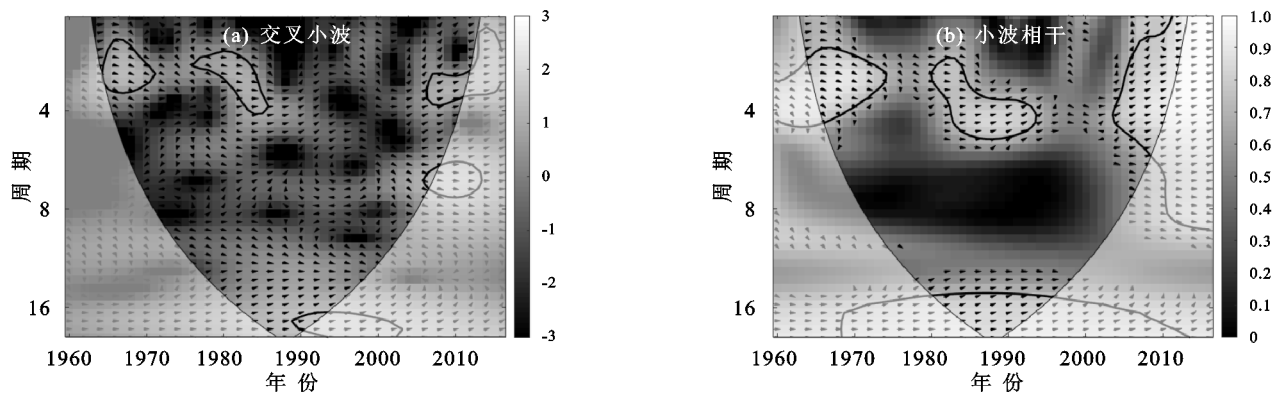


图 3 SPI、SRI 的交叉小波、小波相干波谱图

2.1.2 气象、水文干旱早期特征分析 为进一步了解黔中水利枢纽工程区的气象干旱与水文干旱特征, 分析了 2 种干旱类型在时空视角上的干旱早期特征 (图 4、图 5)。干旱早期即干旱持续时间, 指最近 2 个日期之间连续干旱天数的总和, 因地理区域、季节和时间段而有所差异^[24]。从气象干旱的干旱持续时间上看 (图 4), 60 s 的气象干旱持续时间较短, 干旱期总和约为 11.48~22.47 个月, 毕节市自西西北部与贵

阳市 2 区域的干旱持续时间为研究区内最长, 而安顺市、六盘水市、黔南州以及毕节市的局部地区均表现出相对较低的干旱持续时间, 在空间分布上整体呈“中间低, 两头高”的布局; 00 s 的气象干旱相较于其余 5 个年代干旱持续时间较长, 干旱期约为 25.09~51.31 个月, 干旱持续时间表现出中部高 (安顺市、六盘水市)、东北部次之 (贵阳市、黔南州)、西北部最低 (毕节市部分地区) 的空间演变; 纵观黔中水利工程区

6 个年代际的气象干旱持续时间演变分布,不难看出 70 s,00 s 干旱持续时间的空间分布差异较为明显且复杂,并没有明显的变化趋势,70 s 的干旱持续时间为 20.53~25.88 个月,显然,干旱持续时长远少于 00 s,80 s,90 s 的干旱期在空间分布上并没有显著的差异性,各区域间的干旱期长短相差不大,整体上表现出一种相对平衡的干旱持续时长。而从水文干旱的干旱持续时间上看(图 5),水文干旱的空间差异性相较于气象干旱更为显著,80 s 与 00 s 的干旱持续时间相较于其余 4 个时段,其干旱期总和较长,分别为 32.54~34.82,20.13~55.15 个月,80 s 的干旱持续时间在空间上呈现出由西北向东北递减的趋势;水文干旱在 60 s,70 s 的干旱期相对较短,分别为 13.55~

23.17,20 个月左右,干旱期的空间演变较为显著。综合以上研究,尽管 1969 年和 1972 年贵州遭遇全省性特大干旱,但从年代际上看气象干旱、水文干旱均在 60 s 和 70 s 间干旱持续时间相对较短^[25];在 80 s 和 21 世纪的 00 s 间干旱持续时长较长,是由于 80 s 初贵州全省 97% 的区域出现极为严重的夏旱,大部分地区的干旱持续时长达 80 天左右,是由于在 2006 年、2007 年、2009 年发生了极为典型的干旱。从空间上看,气象干旱持续时间在 80 s 和 90 s 的空间差异性并不明显,在 2 个两时段内各个区域间干旱持续时间相差不大,整体上结合气象干旱与水文干旱的干旱持续时间分布,明显看出同一时段内气象干旱的干旱期要短于水文干旱。

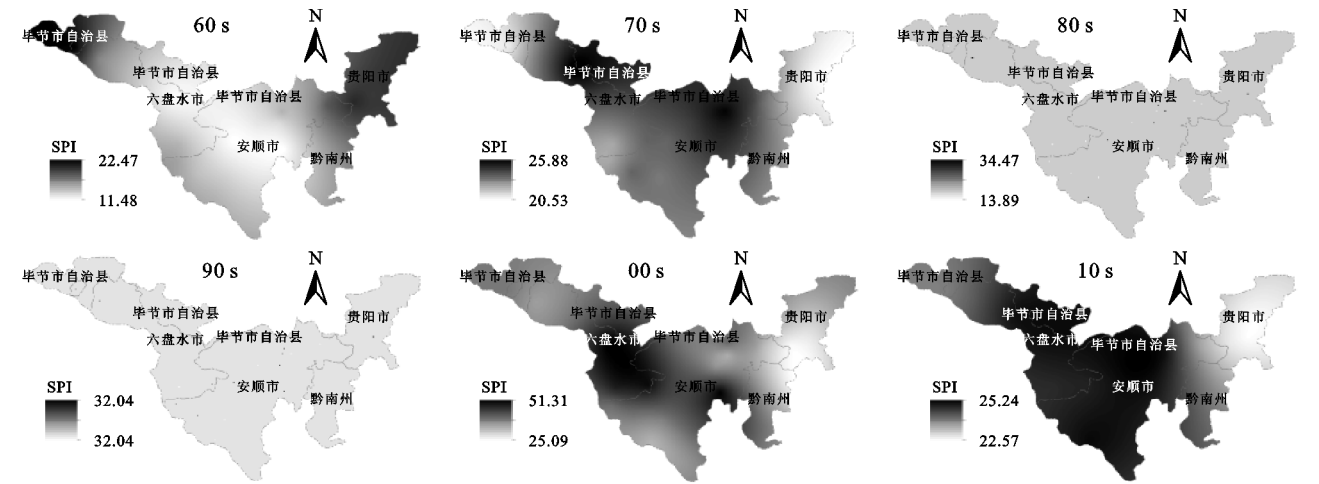


图 4 SPI 干旱期时空演变

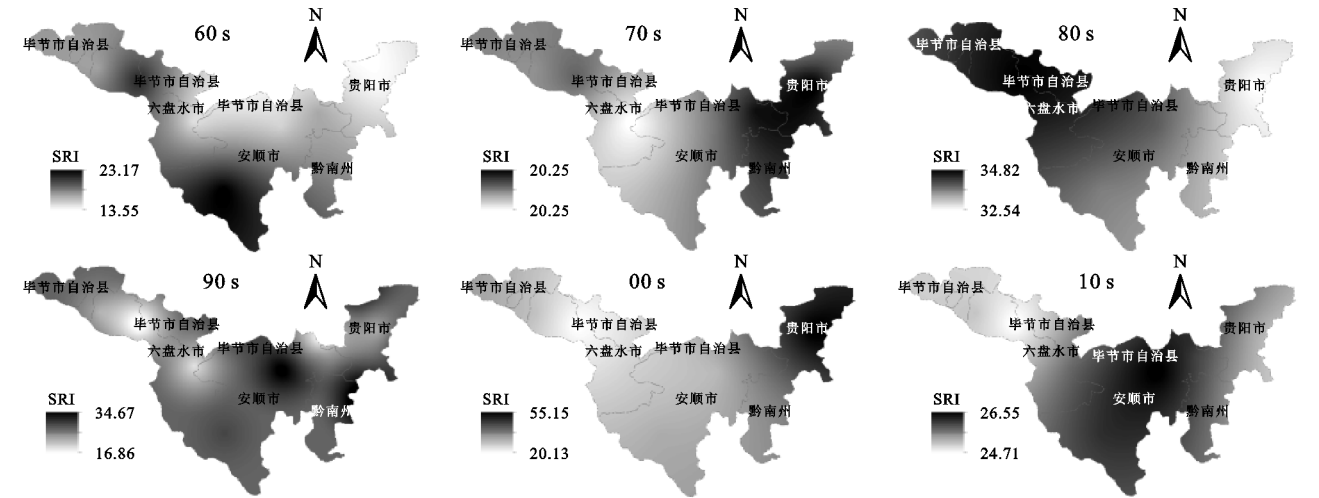


图 5 SRI 干旱期时空演变

2.2 气象干旱向水文干旱传播特征探讨

2.2.1 气象干旱向水文干旱传播特征 本研究发现,气象干旱发生后演变成水文干旱大约需要 1.5 个月左右的滞后时间(图 3),因此,主要从干旱传播强度(图 6)与干旱响应率(图 7)2 个传播特征进行干旱传播过程空间演变特征及其差异性分析。从传播强度上探究干旱传播特征,黔中水利工程区自 1960—

2016 年,6 个年代际的 DPI>1,表明研究区多年来气象干旱向水文干旱的传播强度整体偏强,但在局部存在一定差异性。10 s 区域干旱传播强度最高、传播范围最广,DPI 值最高达到 2 左右,主要分布于黔中水利工程区的中部,如安顺市、六盘水市以及毕节地区的东南部地区;与之相反的是 70 s,其 DPI 值最高为 1.294,是 6 个年代际中传播强度最低的时段,整体上干旱传播强度偏

低,传播范围最小;在各市级区域,安顺市的传播强度最高,传播范围较广,甚至于 10 s 安顺绝大部分区域的 DPI 值高于 1。从响应率上探究干旱传播特征,研究区内水文干旱对气象干旱的响应率均在 0~50%,其中以 60 s,90 s,10 s 的响应率为最高,约为 40%~50%,这表明,在此 3 个时段内水文干旱与气象干旱之间的联系极为密切,并对气象干旱的发生非常敏感;响应率在 00 s 时具有明显的分布趋势,空间上呈由西北向东南递增的趋势,而 70 s 与 80 s 的区域干

旱响应率在空间上则没有明显的差异,均在 30%~40%,表明在 1970—1989 年间气象干旱发生之后,水文干旱对其产生的响应在全域上是一致的。综合以上,本研究发现,在 1960—1969 年、2010—2019 年气象干旱与水文干旱之间的传播强度极强、干旱响应率偏高,2 种干旱类型之间的联系极为紧密,水文干旱对气象干旱的变化极为敏感;地域差异性则以西南部较为突出,其中,安顺市是众市级区域中干旱传播强度偏高,响应率也相对偏大的区域。

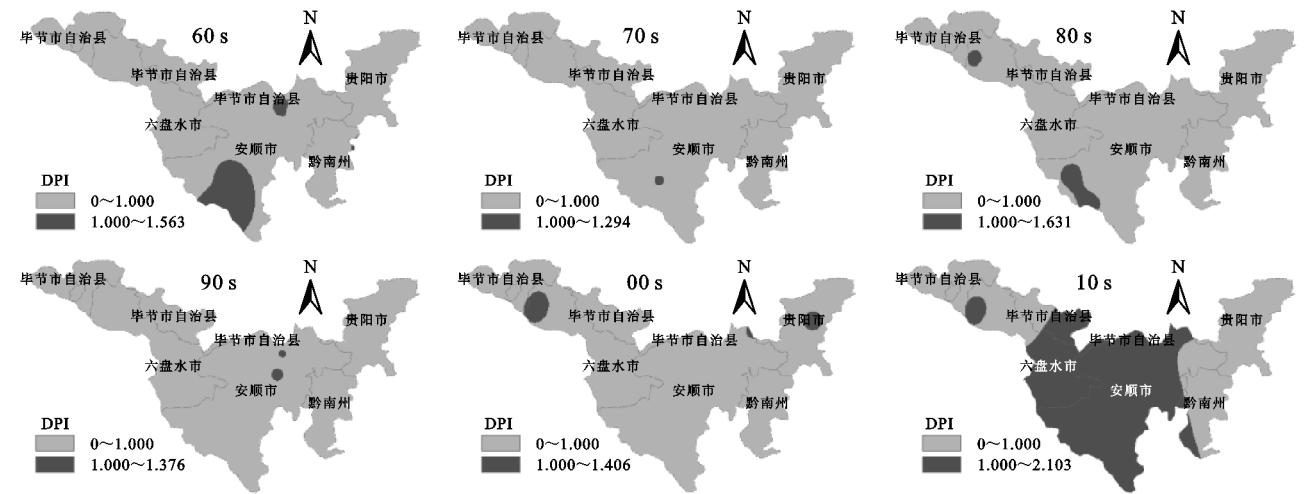


图 6 传播强度时空分布图

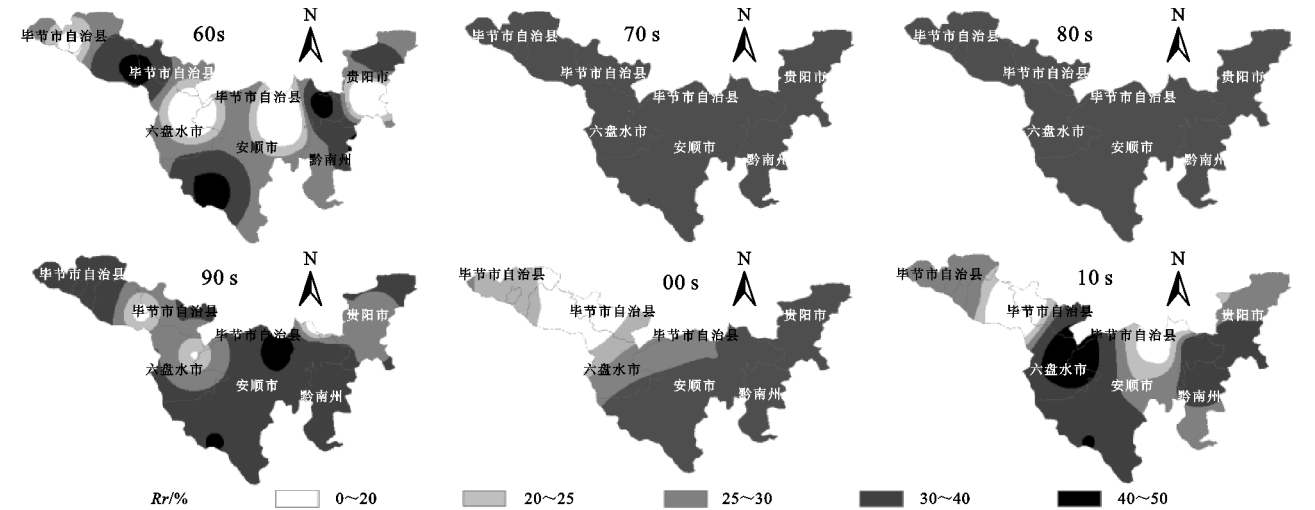


图 7 干旱响应率时空分布

2.2.2 不同下垫面条件下的干旱传播过程差异 水文干旱是一种极为复杂的现象,因其发生于陆地表面深受下垫面条件的影响而显示出较强的区域差异,间接影响到干旱的传播过程。深度挖掘干旱传播过程在不同下垫面条件下的传播差异发现,高 DPI 区与高 R_r 区主要分布于地表切割深度较浅区域,此区域内水、风、沙等对地表的侵蚀程度较轻,地表水资源对大气降水的增减非常敏感,当区域蒸散发量增加使得地表水量较少,水文干旱发生后,其干旱强度大(图 8a、图 9a);海拔高度位于 2 000~2 500 m 时,传播强度较大且响应率偏高,这是由于海拔偏高的区域地势较高的山区,降水量多,气

温偏低,地表的蒸散发量偏少,气象干旱强度高于水文干旱强度(图 8b、图 9b);因岩溶强烈发育而地表多裸露岩石,地表水极易流失并经岩溶裂隙、孔隙等渗入地下,通过地下暗河等流出,当降水量稀少无降水的补充,非常容易发生水文干旱,干旱强度亦远高于其余区域的强度,因此,岩溶强烈发育的区域干旱传播强度、响应率普遍比其余 3 个分区强(图 8c、图 9c);盆地与谷地虽然是处于低洼之处,但因为是“焚风效应”和“山谷风局地环流效应”导致的干热河谷,山高谷深、植被稀疏、易流增温、蒸发量大而生态十分脆弱,干旱传播响应率高,该区域若是发生气象干旱,水文干旱随之发生的可能性极高

(图 8d、图 9d)。另外,明显可看出,岩溶较强发育区内的 1,2 级传播强度面积占比较大,而 3,4 级高传播强度区主要在谷地内传播范围较广(图 10a);海拔 0~1 500 m 的区域是高响应区且响应范围较广,在该海拔区内水文干旱对气象干旱的响应在 3~4 级

(图 10b)。综上所述,在地表切割深度较浅、岩溶发育较强或强烈发育区以及谷地区域内,气象干旱发生的强度高于水文干旱,干旱间的传播强度普遍较高,水文干旱对气象干旱的发生与变化非常敏感,对气象干旱的响应率也远高于其他区域。

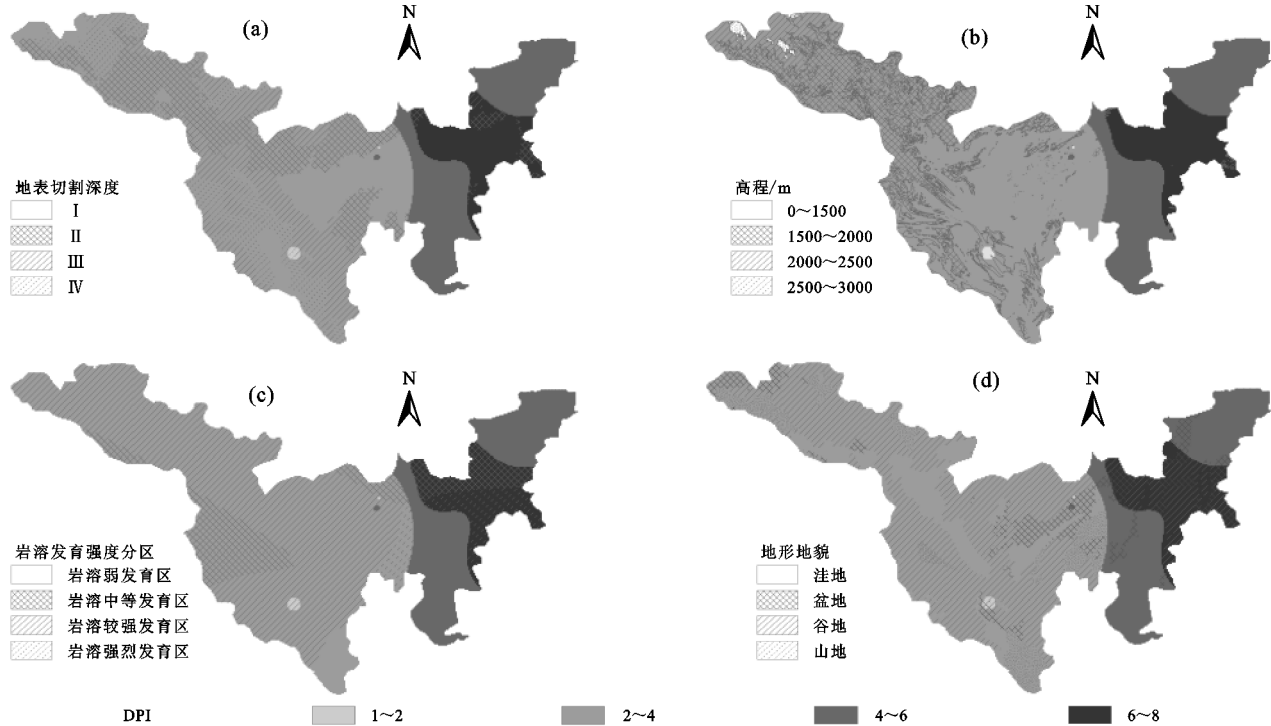


图 8 下垫面条件下的干旱传播强度差异空间分布

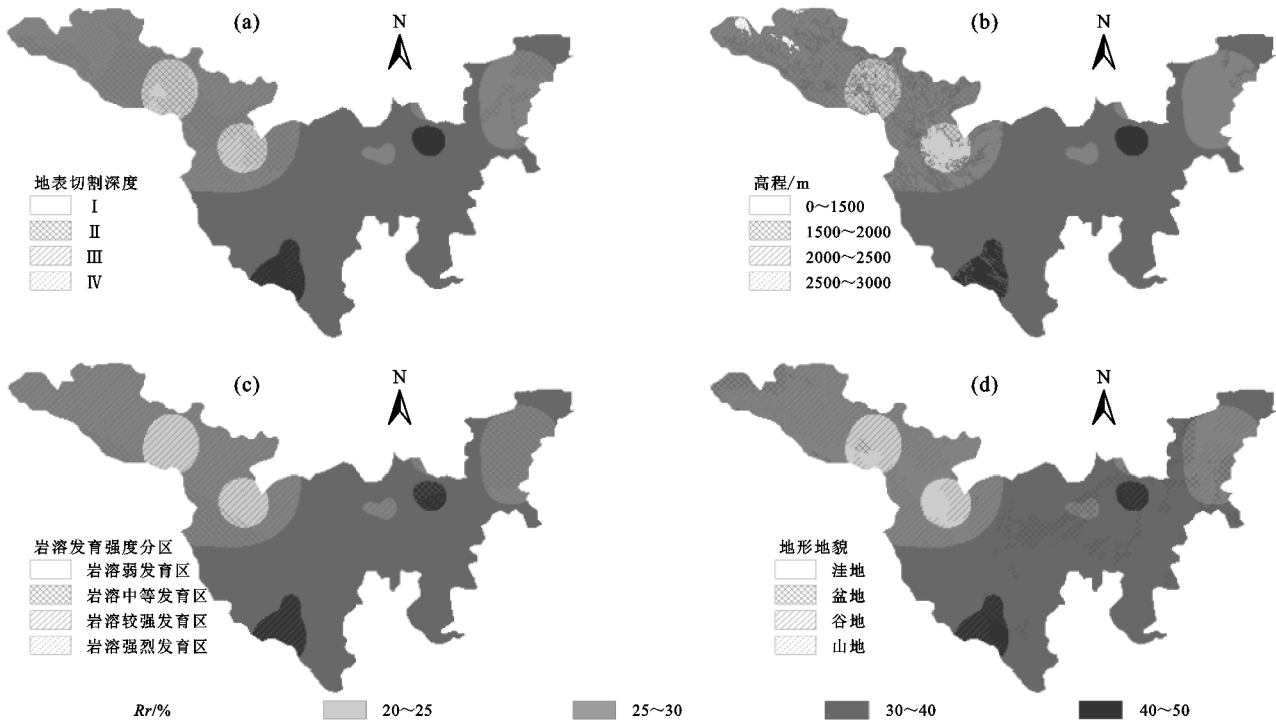


图 9 下垫面条件下的干旱响应率差异空间分布

2.3 干旱传播过程的下垫面条件影响分析

2.3.1 干旱传播过程与下垫面条件的关联分析 整体上看,干旱传播特征与地表切割深度之间呈显著负相关性,而与岩溶发育强度之间则呈正相关,与地形

地貌之间没有明显的关联性,但在各年代际之间略有细微差异。对 1960—2016 年的区域下垫面条件与传播特征进行相关分析发现,无论是干旱的传播特征还是响应特征都与下垫面条件间表现出相同的相关性

特征,在 57 年间 2 种干旱传播特征都与地表切割深度表现出显著的负相关性(相关系数为 -0.913),地表切割深度越深则干旱传播强度越低,水文干旱对气象干旱变化做出反应的能力越低,说明地表被侵蚀切割的程度极大地影响到干旱的传播特征,切割深度越深则地表径流量越大,当气象干旱发生之后,陆地仍有残余水份和流量,因此,水文干旱强度不一定高于气象干旱。同样,干旱传播特征与高程、岩溶发育强度等因素间存在正相关性(相关系数分别为 0.775 , 0.894),明显看出,区域岩溶的发育程度对干旱传播特征的影响大于高程的影响,岩溶较强或强烈发育的区域,气象干旱向水文干旱的传播强度偏高,地表与地下水资源的双重流失使区域容易发生水文干旱,且水文干旱对降水变化较为敏感,对气象干旱发生的

感知力偏强。另外,80 s 时 2 种干旱之间的传播强度与地表切割深度之间表现出明显的正相关性(相关系数约 0.894),说明在这时段内地表被风、沙、水等侵蚀的程度较高,由此导致干旱传播强度偏高;干旱响应率分别与高程、地表切割深度、岩溶发育强度于 00 s 时存在负相关性(相关系数分别约 -0.913 , -0.944 , -0.775),表明在 2001—2009 年间随着高程的增加,水文干旱对气象干旱变化的敏感程度降低;地表切割深度越浅则水文干旱对气象干旱变化的灵敏度越高(表 2)。综合分析可知,1960—2016 年以来黔中水利工程区内气象干旱与水文干旱间的干旱传播特征主要与地表切割深度、岩溶发育强度之间的联系较强,与高程的联系较浅,与地形地貌之间没有明显的相关联系。

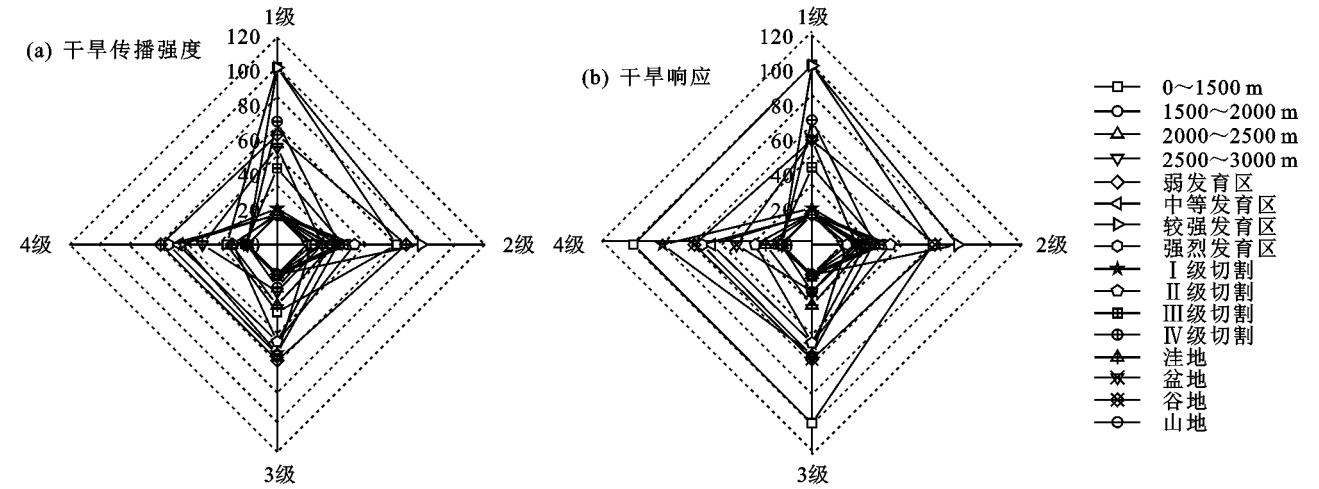


图 10 干旱传播特征在各下垫面条件下的面积占比

表 2 气象干旱—水文干旱传播特征与下垫面条件之间的相关性

下垫面条件	60 s		70 s		80 s		90 s		00 s		10 s		60 s—10 s
	强度	响应率	强度	响应率	强度	响应率	强度	响应率	强度	响应率	强度	响应率	
高程	-0.775	—	-0.775	0.258	-0.258	0.258	—	-0.775	0.775	-0.913	—	-0.775	0.775
地表切割深度	0.775	-0.849	0.775	—	0.894	—	-0.775	-0.775	—	-0.944	0.316	-0.258	-0.913^{**}
岩溶发育强度	—	—	—	0.258	—	0.258	—	—	0	-0.775	-0.775	—	0.894
地形地貌	—	—	-0.775	0.258	—	0.258	-0.949	—	—	—	—	—	—

注: * 为在 0.05 水平上显著相关; ** 为在 0.01 水平上显著相关; — 表示无相关性。

2.3.2 干旱传播过程与下垫面条件的概率分析 为深入分析干旱传播过程在不同下垫面条件下的特征及其影响,在 60 s 与 10 s 的 2 个状态间,分析了各下垫面条件下、不同等级间干旱传播强度与响应率的转移概率特征。在地表不同切割深度中明显可见,各不同等级 DPI 均在 10 s 时将部分强度转移为 4 级 DPI,即传播强度均存在“低转高”的现象,其中,又以浅切割和中等切割区域内干旱强度的转移较为活跃;而在其余切割深度分区中,不同等级间的传播强度均发生了概率性转移,均表现出 60 s 的 4 级 DPI 转变为 10 s 的 4 级 DPI,即转移为自身的概率为 1(图 11a)。高程低于 2 000 m 的区域,其传播强度转移主

要以 4 级强度为主,其次为 1 级强度,而在 2 000 m 以上的区域,DPI、R_r 转移概率较高的主要为 1 级(10 s),海拔高度越低则区域干旱传播强度、响应率的转移越活跃(图 11b、图 12b)。在区域岩溶发育分区的弱发育区中,各等级的 DPI 均以转移到同等级为主,转移概率即为 1,而发育强度为中等、较强和强烈区内 DPI 主要转移向低传播强度,总体上岩溶发育程度对传播概率转移的活跃度具有一定的影响(图 11c)。从整个研究时段上看,在较地表遭受侵蚀较浅的区域,如浅切割、中等切割区域 R_r 的转移主要偏向 1 级至 3 级,转移较为活跃,概率偏高;在侵蚀程度较高、切割深度较深的区域则转移方向主要偏

向 3 级 R_r , 而 10 s 时各岩溶发育分区中也均出现转向 3 级响应率的现象, 且转移概率偏高, 表明 60~10 s 间区域干旱响应率是增强的趋势, 因此在 10 s 时 3 级 R_r 的转移概率均偏高(图 12a、图 12c)。综上所述, 在 60 s 与 10 s 的 2 个时间状态下气象干旱向水文干旱的传播强

度与响应率转移主要发生于地表切割深度较浅、海拔高度较低的区域, 其中, 传播强度主要是由低强度转移向高强度, 转移概率普遍较高; 在岩溶发育较为强烈的区域则 DPI 转移较为活跃, 转移概率主要偏向较低等级的 DPI, 而响应率的转移与 DPI 相比则相对平衡。

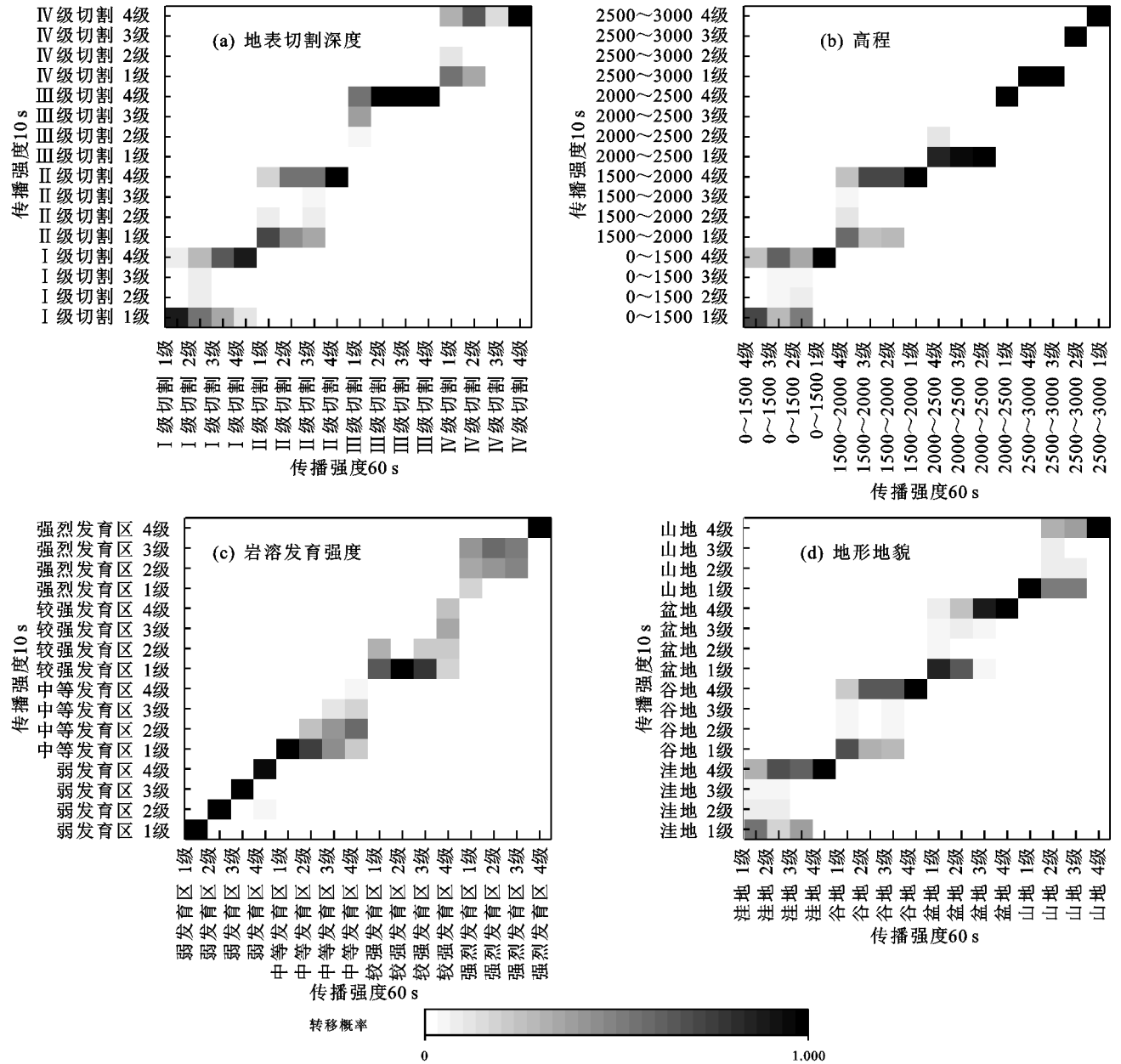


图 11 干旱传播强度状态转移概率矩阵

3 讨论

3.1 干旱传播过程特征

本研究发现, 在典型而特殊的喀斯特区域, 从气象干旱的发生演变到水文干旱需要 1.5 个月左右, 这与其他学者^[26]所研究的非喀斯特区域的干旱传播 1 个月滞后期相比足足延迟了近半个月, 且喀斯特区域干旱传播的强度、响应率等也远高于一般地区。究其原因主要是喀斯特区域所特有的地质结构导致了这种差异。喀斯特区域独有的可溶性岩石如碳酸盐岩等, 遇水后极易被溶蚀、侵蚀, 从而形成大小不一的地

下“管道”, 这为流域蓄水提供了地下空间, 即喀斯特地貌所特有的“二元结构”, 因此, 增强了流域的储水能力, 延长了气象干旱演变至水文干旱的滞后时间。

3.2 下垫面条件对干旱传播过程的影响

气象干旱向水文干旱的传播过程实质就是在不同下垫面条件下, 水文干旱发生时间的早与晚和干旱程度的强与弱, 本研究结果发现, 各下垫面条件对干旱传播过程的影响程度依次为地表切割深度>岩溶发育强度>高程>地形地貌。主要是由于地表切割的深度在一定程度上直接决定着地表水量的多少, 而

地表水量的变化是直接受降水所影响,进而促进或抑制着水文干旱的发生,气象干旱发生后地表蒸散发量增强,易发生水文干旱,而岩溶发育强烈的区域虽然也为流域蓄水提供了地下空间,但地下水量对大气降水变化

的敏感程度不及地表水,地表水是气象干旱发生的第一“反应者”,因此,在气象干旱向水文干旱的传播过程中,水文干旱在地表发生的程度往往要比地下严重,且地表的干旱强度以及对气象干旱的响应均比地下要高。

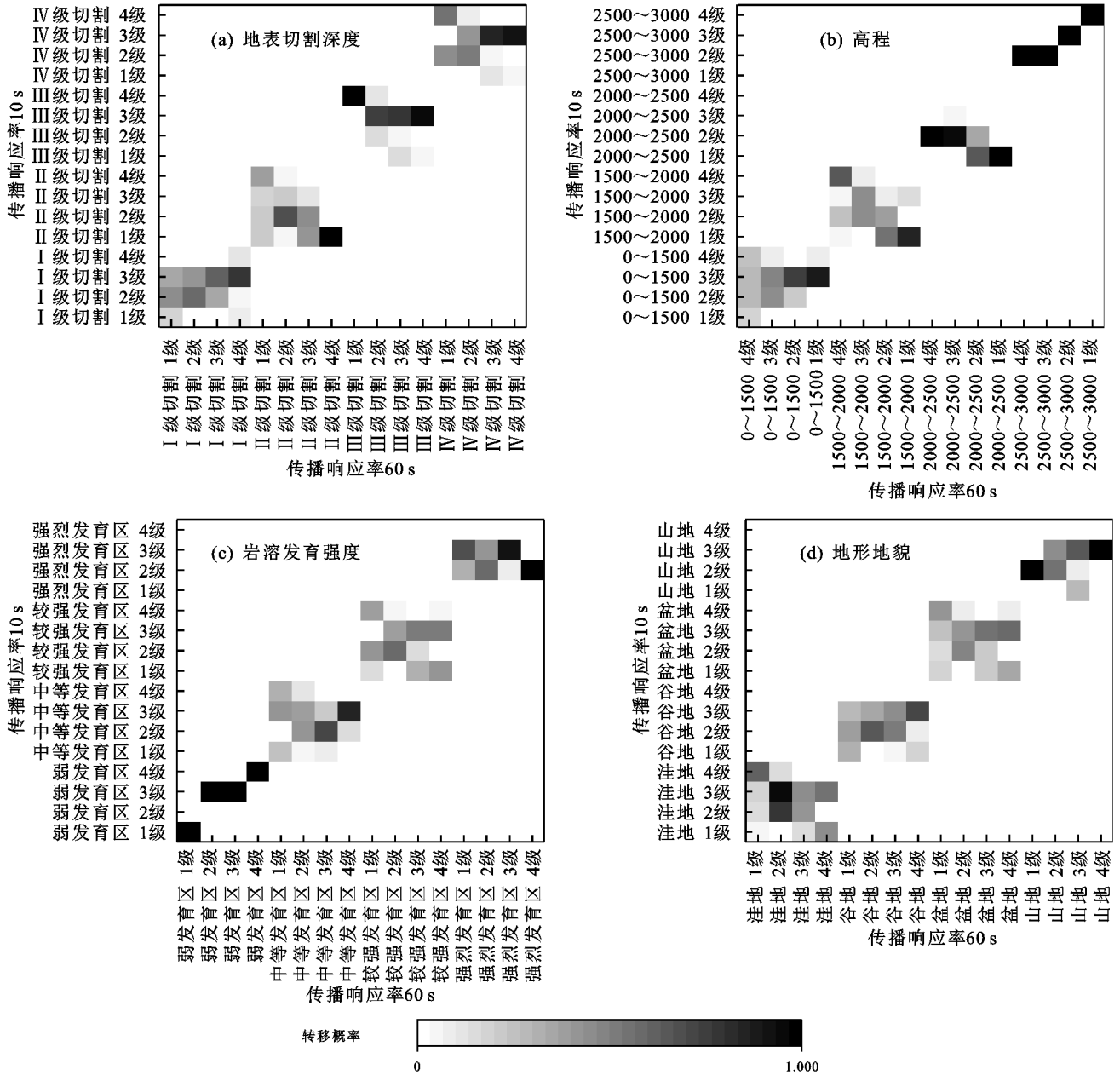


图 12 干旱传播响应率状态转移概率矩阵

3.3 研究结果的局限性

研究不足之处在于侧重下垫面中的自然条件而忽略了下垫面条件中最活跃的因素——人类活动,这是对流域介质及空间结构进行影响或破坏的主要力量,深深影响着气象干旱向水文干旱传播的过程。人类活动干扰前后气象干旱的特征差异不大,但水文干旱变得更加频繁或减少,干旱的传播过程表现出明显的超前或滞后效应。在人为干扰前,干旱的传播过程主要受流域特征的影响,而在人类对自然环境进行干扰后,如黔中水利工程的兴建在一定程度上解决了区域用水不均问题,大大降低了部分区域出现水文干旱

的可能,间接延长了气象干旱向水文干旱演变的时间。在之后的研究过程中将会把人类活动作用的结果(土地利用等),纳入研究内容,全面考虑分析下垫面条件对区域气象干旱向水文干旱传播过程的影响。

4 结论

(1)57 年间区域主要以水文干旱为主,干旱程度逐渐加重,其干旱持续时长远高于气象干旱。气象干旱演变至水文干旱大约需要 1.5 个月,表明与非喀斯特区域相比,喀斯特区域的流域蓄水能力更强,干旱发生的滞后时间更长。

(2)区域干旱传播特征与地表切割深度呈显著负相关,与岩溶发育强度呈正相关,在地表切割深度较浅、岩溶发育程度较为强烈的地区,干旱传播强度整体偏高,响应程度偏强。整体上看,干旱传播特征主要与地面遭受侵蚀程度有关,地面切割深度较浅的区域其干旱强度高,水文干旱对气象干旱变化极为敏感。

(3)干旱传播特征在各下垫面分区中均出现了概率性转移,转移活跃度整体偏高,传播强度、响应率等特征主要在地表切割深度较浅或海拔高度较低的区域表现出偏高的转移概率,区域内干旱频发,生态系统相对脆弱,对外界环境的抗干扰能力较弱。总体上,在 1960—2016 年区域干旱强度、干旱间响应程度等明显增强,区域干旱情况有所加重。

参考文献:

- [1] Apurv T, Sivapalan M, Cai X M. Understanding the role of climate characteristics in drought propagation[J]. *Water Resources Research*, 2017, 53(11): 9304-9329.
- [2] Quang T D, Tho D T, Duc T D. Application of meteorological and hydrological drought indices to establish drought classification maps of the Ba River Basin in Vietnam[J]. *Hydrology*, 2019, 6(2): e49.
- [3] 吴杰峰,陈兴伟,高路.水文干旱对气象干旱的响应及其临界条件[J]. *灾害学*, 2017, 32(1): 199-204.
- [4] 张建龙,王龙,杨蕊,等.南盘江流域水文干旱对气象干旱的响应特征[J]. *南水北调与水利科技*, 2014, 2(3): 29-32.
- [5] Ahmadi B, Moradkhani H H. Revisiting hydrological drought propagation and recovery considering water quantity and quality[J]. *Hydrological Processes*, 2019, 33(10): 1492-1505.
- [6] Mladenova I E, Bolten J D, Crow W T, et al. Evaluating the operational application of SMAP for global agricultural drought monitoring[J]. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 2019, 12(9): 3387-3397.
- [7] Padhee S K, Nikam B R, Dutta S, et al. Using satellite-based soil moisture to detect and monitor spatiotemporal traces of agricultural drought over Bundelkhand region of India[J]. *Giscience and Remote Sensing*, 2017, 54(2): 144-166.
- [8] Malik A, Kumar A, Singh R P. Application of heuristic approaches for prediction of hydrological drought using multi-scalar streamflow drought index[J]. *Water Resources Management*, 2019, 33(11): 3985-4006.
- [9] Vazifekhhah S, Kahya E. Hydrological and agricultural droughts assessment in a semi-arid basin: Inspecting the teleconnections of climate indices on a catchment scale[J]. *Agricultural Water Management*, 2019, 217: 413-425.
- [10] Zhao P P, Lü H S, Wang W C, et al. From meteorological droughts to hydrological droughts: A case study of the Weihe River Basin, China[J]. *Arabian Journal of Geosciences*, 2019, 12(11): 1-13.
- [11] Abdi O, Shirvani Z, Buchroithner M F. Forest drought-induced diversity of Hyrcanian individual-tree mortality affected by meteorological and hydrological droughts by analyzing moderate resolution imaging spectroradiometer products and spatial autoregressive models over north-east Iran[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2019, 275: 265-276.
- [12] 刘永佳,黄生志,方伟,等.不同季节气象干旱向水文干旱的传播及其动态变化[J]. *水利学报*, 2021, 52(1): 93-102.
- [13] Zhou J J, Li Q Q, Wang L Y, et al. Impact of climate change and land-use on the propagation from meteorological drought to hydrological drought in the eastern Qilian Mountains[J]. *Water*, 2019, 11(8): e1602.
- [14] 曹永强,路洁.国内外气象干旱研究现状与前沿分析[J]. *中国防汛抗旱*, 2021, 31(3): 1-7.
- [15] 张克新,王娟娟,彭娇婷,等.贵州省降水集散程度时空变化及其影响因素分析[J]. *贵州师范大学学报(自然科学版)*, 2020, 38(2): 10-18.
- [16] 安全,贺中华,赵翠薇.喀斯特分布区小比例尺地表水系提取及阈值分析:以黔中水利枢纽工程区为例[J]. *水利水电技术*, 2018, 49(12): 17-26.
- [17] Dehghani M, Saghaian B, Zargar M. Probabilistic hydrological drought index forecasting based on meteorological drought index using Archimedean copulas[J]. *Hydrology Research*, 2019, 50(5): 1230-1250.
- [18] 罗漫雅,耿广坡,周洪奎,等.常用气象干旱指数 SPEI 和 SPI 在陕北地区的适用性研究[J]. *湖北农业科学*, 2020, 59(21): 42-50.
- [19] 曾碧球,解河海,查大伟.基于 SPI 和 SRI 的马别河流域气象与水文干旱相关性分析[J]. *湖北农业科学*, 2020, 59(12): 40-44.
- [20] Sattar M N, Lee J Y, Shin J Y, et al. Probabilistic characteristics of drought propagation from meteorological to hydrological drought in South Korea[J]. *Water Resources Management*, 2019, 33(7): 2439-2452.
- [21] 刘志方,刘友存,郝永红,等.黑河出山径流过程与气象要素多尺度交叉小波分析[J]. *干旱区地理*, 2014, 37(6): 1137-1146.
- [22] 金菊良,李征,崔毅,等.基于联系数和马尔可夫链耦合的山东省旱情动态预测评价[J]. *灾害学*, 2021, 36(2): 1-8.
- [23] 徐乔婷,陈涟,范月华,等.基于 SPEI 指数的兰州干旱特征与气候指数的关系[J]. *水文*, 2021, 41(2): 56-62.
- [24] Ye H, Fetzer E J. Asymmetrical shift toward longer dry spells associated with warming temperatures during Russian summers[J]. *Geophysical Research Letters*, 2019, 46(20): 11455-11462.
- [25] 马骏.基于水资源系统的区域干旱评价[D].河北 邯郸: 河北工程大学, 2019.
- [26] Li R H, Chen N C, Zhang X, et al. Quantitative analysis of agricultural drought propagation process in the Yangtze River Basin by using cross wavelet analysis and spatial autocorrelation[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2020, 280: e107809.