1901—2017 年黄土高原地区气候干旱的时空变化

师玉锋[1], 梁思琦[2], 彭守璋[2]

(1. 西北农林科技大学 资源环境学院, 陕西 杨凌 712100;
2. 西北农林科技大学 黄土高原土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室, 陕西 杨凌 712100)

摘　要: [目的] 分析 1901—2017 年和 1981—2010 年两个时间尺度黄土高原地区气候干旱的趋势变化和发生频率,为该区气候干旱应对策略的制定提供科学依据。[方法] 基于高空间分辨率长时间序列的气候数据,计算了黄土高原地区 1901—2017 年的标准化降水蒸散指数(SPEI),依次分析了该区气候干旱的趋势变化和发生频率。[结果] 1901—2017 年,整个黄土高原的气候经历了"湿润—干旱—湿润—干旱"的交替过程,年 SPEI 变化趋势未达到显著性水平,且无显著突变年份。1981—2010 年干旱呈显著加剧趋势的区域分布在黄土高原腹地以及中西部,面积比例为 3.43%。1901—2017 年干旱呈显著减轻趋势的区域主要分布在东、西部边缘区域,面积比例为 1.05%;呈显著加剧趋势的区域分布在西北部,面积比例为 4.16%。近30 a,黄土高原中部轻旱、重旱发生频率较高。在历史时期的两个时间段内,黄土高原西北部大部分地区重旱发生频率较低,未有极端干旱发生。[结论] 在黄土高原地区,随着干旱程度的不断加重,干旱频率的空间变异程度逐渐降低;不同等级干旱发生频率具有明显的空间变化特征。

关键词: 标准化降水蒸散指数 SPEI; 干旱趋势; 干旱频率; 黄土高原; Mann-Kendall 趋势检验

文献标识码: A　　**文章编号**: 1000-288X(2020)01-0283-07　　**中图分类号**: P429

文献参数: 师玉锋, 梁思琪, 彭守璋. 1901—2017 年黄土高原地区气候干旱的时空变化[J]. 水土保持通报,2020,40(1):283-289. DOI:10.13961/j.cnki.stbctb.2020.01.041; Shi Yufeng, Liang Siqi, Peng Shouzhang. Spatiotemporal variation of climate drought in Loess Plateau region during 1901—2017[J]. Bulletin of Soil and Water Conservation, 2020,40(1):283-289.

Spatiotemporal Variation of Climate Drought in Loess Plateau Region During 1901—2017

Shi Yufeng[1], Liang Siqi[2], Peng Shouzhang[2]

(1. *College of Natural Resources and Environment, Northwest A&F University, Yangling, Shaanxi* 712100, *China*; 2. *State Key Laboratory of Soil Erosion and Dryland Farming on the Loess Plateau, Northwest A&F University, Yangling, Shaanxi* 712100, *China*)

Abstract: [Objective] The trend change and frequency of climate drought on the Loess Plateau during two periods of 1901—2017 and 1981—2010 were analyzed in order to provide a scientific basis for planning strategies coping with climatic drought in the region. [Methods] Based on a climate dataset with high spatial resolution and a long time-series, the annual standardized precipitation evapotranspiration index (SPEI) of the Loess Plateau region from 1901 to 2017 was calculated, and the change in trend and frequency of climate drought in the region were analyzed in turn. [Results] Over the entire Loess Plateau, the climate exhibited four alternating stages: "humid—arid—humid—arid" during 1901—2017. During this time, the variation trend of the annual SPEI was not significant, and there was no significant mutation. During 1981—2010, an area with a significantly increasing trend in drought (based on the SPEI) was detected in the hinterland and midwestern part of the Loess Plateau, accounting for 3.43% of the total area. During 1901—2017, an area with a significantly decreasing trend in drought was found distributed in the eastern and western marginal region, with an area

收稿日期:2019-07-17　　**修回日期**:2019-10-11

资助项目:国家自然科学基金项目"基于动态植被模型的延河流域潜在植被分布及生境适宜度研究"(41601058);中国科学院西部之光项目"黄土高原地区潜在自然植被的模拟研究"(XAB2015B07)

第一作者:师玉锋(1994—),男(汉族),河南省渑池县人,硕士,研究方向为区域气候干旱。Email: syf123456@nwafu.edu.cn。

通讯作者:彭守璋(1986—),男(汉族),陕西省眉县人,副研究员,博士,主要从事遥感与 GIS 应用。Email:szp@nwafu.edu.cn。

ratio of 1.05%. Moreover, an area showing a trend of significant increase in drought was found in the northwest, with an area ratio of 4.16%. In the most recent 30 years, light and heavy droughts frequently occurred in the central region of the Loess Plateau. In 1981—2010 and 1901—2017, the occurrence frequency of severe drought in most of the northwestern region was lower than in other areas, and no extreme drought occurred. [Conclusion] With the increase in drought severity, the spatial variability of drought frequency gradually decreased on the Loess Plateau. Furthermore, drought frequency of different grades in the Loess Plateau region has obvious spatial variation characteristics.

Keywords: standardized precipitation evapotranspiration index (SPEI); drought trend; drought frequency; the Loess Plateau; Mann-Kendall trend test

IPCC 第五次报告提出自工业革命以来全球地表温度持续上升,并且最近 30 a 的增温较过去年份有很大的增幅[1]。具体表现为气候变暖导致的极端低温事件开始减少,极端高温事件与降水事件逐渐增多。全球不同区域出现了不同程度的干旱表现[2]。干旱作为中国最主要的气象灾害之一,在 1951—2000 年,其所引起的受灾面积占全国总受灾面积的比例最大,达到了 51%[3],对农业产量造成了很大的损失,同时所产生的沙漠化,使生态环境恶化[4]。干旱与气温和降水密切相关,而气温和降水具有很强的空间异质性[5],比如它们具有一定的地带性变化规律,且受小地理尺度上地形变化的影响。因此,为了在区域尺度上制定详细的气候干旱应对策略,需要在小地理尺度上对气候干旱进行细致的研究。

已有研究通常采用干旱指数量化气候干旱,如 Palmer 干旱指数、标准化降水指数(SPI)、标准化降水蒸散指数(SPEI)[6]。Palmer 指数具有明确的物理意义,但其无法识别多个时间尺度的干旱特征[7]。SPI 可反映不同时间尺度下的干旱状况,但它仅考虑降水,未考虑影响干旱的其他因素,如蒸发、蒸散、温度等[8]。Vicente-Serrano 等[9]参考 SPI 的计算方法,考虑了温度引起的蒸散发对干旱的影响,提出了标准化降水蒸散指数 SPEI,可较为实际地反映气候干旱特征;不仅参与计算的数据易获取,而且也继承了 SPI 多时间尺度的优点,比如 1,3,12 个月等,其中 12 个月的 SPEI(SPEI-12)可反映干旱的年际变化,常用来评估长期气候干旱变化特征[10]。

当前,计算 SPEI 的数据大致可划分为站点数据集与网格数据集,前者利用气象站点的观测数据,"以点代面"分析区域的干旱特征[11-13]。后者采用网格化的气候时序数据,可以反映长时间序列的干旱特征。然而,常见的网格数据其空间分辨率最高只能达到 0.5°(约 55 km),不能很好地刻画干旱在小地理尺度上的详细特征。目前,已有学者采用空间降尺度方法对低分辨率的网格数据集进行空间降尺度处理,获得高分辨率的网格气候数据集用来研究小地理尺度上的温度与降水的变化特征[14],这可为气候干旱的研究提供数据基础。

黄土高原是半湿润气候区向半干旱、干旱气候区的过渡带,气候变化敏感区。作为中国重要的农业区之一,水资源短缺引发的干旱一定程度上会影响该区农业生产[15]。同时该地区为了控制土壤侵蚀而采取的植被恢复活动有可能导致蒸发量增加从而加剧水资源短缺。在气候变化以及植被恢复活动的共同作用下,干旱特征可能变得更为复杂[10]。因而在全球变暖的背景下,研究黄土高原干旱变化的时空特征对该区粮食安全,以及植被恢复具有十分重要的意义。目前,黄土高原地区干旱特征的研究已有不少,比如,Liu 等[10]利用 1957—2012 年 54 个气象站点的观测数据研究黄土高原的气候干旱;Gao 等[16]利用未来时期的空间分辨率为 0.5°的网格气候数据集,分析了 2001—2050 年黄土高原的干旱演变特征。也有研究利用气象站无降水的连续天数作为干旱水平评估,分析了不同干旱程度与降水强度变化之间的关系以及干旱的发生规律[17]。然而,这些研究往往采用气象站点数据和分辨率较低的网格气候数据,分析气候干旱的时空变化特征。然而,站点数据可能会限制研究的时间范围,不能反映长期干旱的变化特征;网格气候数据分辨率比较低,不能准确预测区域内的气候变化条件。基于此,本文利用降尺度方法获得的 1901—2017 年 1 km 分辨率的月尺度温度与降水数据,计算黄土高原的 SPEI-12,并分析 1901—2017 年和 1981—2010 年该区气候干旱的趋势变化和发生频率,以期为该区在制定详细的气候干旱应对策略时提供科学依据。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

黄土高原位于中国北部,东起太行山,西至日月山,北抵长城,南达秦岭,总面积约为 6.41×10^5 km^2 (33.7°—41.3° N,100.8°—114.6° E)。该区包括山西、内蒙古、陕西、河南、宁夏、甘肃、青海共 7 个省(自

治区,见封 3 附图 11)。该区为半干旱大陆性季风气候。年均温为 3.6～14.3 ℃,气温年际变化大,且东部与西部的气温差异显著。年降水量为 150～750 mm,降水年际与季节分配不均。区域内自然植被在东南—西北走向上呈森林向草原过渡的地带性规律分布,主要的植物有:油松、辽东栎、刺槐、侧柏、华山松等乔木,沙棘、丁香、柠条、黄刺玫、酸枣、荆条、枸杞等灌木。在该区东部与南部,由于海拔的影响,其山地植被呈现出明显的垂直分布[18]。

1.2　数据来源

计算 SPEI 所需的月温度(均温、最低温、最高温)与降水数据从黄土高原科学数据中心(http://loess.data.ac.cn)获得,该数据集为降尺度的气候数据集,时间范围为 1901 年 1 月至 2017 年 12 月。该数据集是以长时间序列低空间分辨率的气候数据集和高空间分辨率的参考数据集为基础,利用 Delta 空间降尺度方案计算得到,并结合地面气象资料进行了验证,数据精度可信[19]。其中,长时间序列低空间分辨率数据为东英吉利大学气候研究中心提供的 1901—2017 年全球 0.5 ℃温度和降水数据集(CRU TS V4.02)[20],高空间分辨率的参考数据集为国家生态系统观测研究网络提供的 1 km 多年平均的(1961—2000)各月温度与降水数据(http://www.cnern.org.cn)。这些降尺度的温度与降水数据集已被一些研究者所使用,并在植被对气候变化的动态响应方面取得了不错的研究成果[21]。因而这些数据的质量是有保障的。

1.3　研究方法

1.3.1　*SPEI 的计算*　标准化降水蒸散指数 SPEI 的计算基于每月温度和降水资料,通过标准化月降水与潜在蒸散的差值而得到。其中,潜在蒸散采用 Hargreaves 公式计算[19,22]。为了反映该区气候干旱的年际变化,选取 12 个月尺度的 SPEI 作为干湿指标。具体地,将每年 12 月份的 SPEI-12 作为该年份上的干旱数值,也就是年尺度的 SPEI-12,以此分析该区长期气候干旱的时空变化。SPEI 具体的计算过程可参阅相关文献[9]。

1.3.2　*趋势分析方法*　由于 Mann-Kendall 趋势检验估计的样本不必遵从某一特定分布,结果不受少量异常值干扰,并能很好地反映整体时间序列的趋势变化的优点[23]。本文采用 Mann-Kendall 趋势检验法进行 SPEI 时间序列趋势的显著性判断,利用统计检验量 Z 值进行显著性检验。在给定 95%的置信水平下,当 $Z>1.96$ 时表明序列存在显著上升趋势,$Z<-1.96$ 时表明序列存在显著下降趋势。为了直观反映时间序列的变化率,采用 Sen's 斜率估计处理 SPEI 时间序列,计算出的斜率可以表示序列的变化趋势[24]。

1.3.3　*干旱发生频率计算*　干旱发生频率的计算,分别统计了每个网格在 1981—2010 年与 1901—2017 年两个时间段内年尺度的 SPEI-12[10],并根据 SPEI 指数值划分出的干旱等级[7](具体划分见表 1)。将不同等级干旱在每个时段内出现的频率作为其发生频率。计算公式为:

$$F=\frac{n}{N}\times 100\%$$

式中:F 为不同等级干旱发生频率;n 为各个干旱等级在时间序列中出现的次数;N 为计算的 SPEI 时间序列所占年数。

表 1　基于 SPEI 的干旱等级划分

SPEI 值	干旱等级
SPEI≥0	无 旱
−1<SPEI<0	轻 旱
−1.5<SPEI≤−1	中 旱
−2<SPEI≤−1.5	重 旱
SPEI≤−2	极端干旱

2　结果与分析

2.1　整个黄土高原地区年 SPEI 的变化趋势

由历年平均 SPEI 指数年际变化(见图 1)可以看出,黄土高原在 1901—2017 年并无重旱发生,在 1965,1997 年发生中旱,在 1941 年发生极端干旱,共有41 a出现轻旱。根据累计距平曲线可知,117 a 来,黄土高原年 SPEI 表现为"上升—下降—上升—下降"的变化趋势。对应阶段为 1901—1919,1920—1953,1954—1996,1997—2017,各阶段平均值为 0.23,−0.34,0.24,−0.16。由图 1 可以看出,在 1965,1997 年 SPEI 较小,即干旱较为严重。历史上黄河流域曾发生 2 次连续 11 a 的干旱期(1632—1642 年与 1922—1932 年)。图 1 所反映出的部分干旱发生年份与干旱程度与之前研究结论是一致的[25]。

由 Mann-Kendall 趋势检验法可知在 95%的置信水平下,黄土高原干旱指数 SPEI 的年际变化在 1901—2017 年无显著变化趋势。对 SPEI 年际变化进行 Pettitt 检验发现各点均未达到 0.05%的显著性水平,结果表明黄土高原年尺度 SPEI 在 1901—2017 年期间无显著突变点。

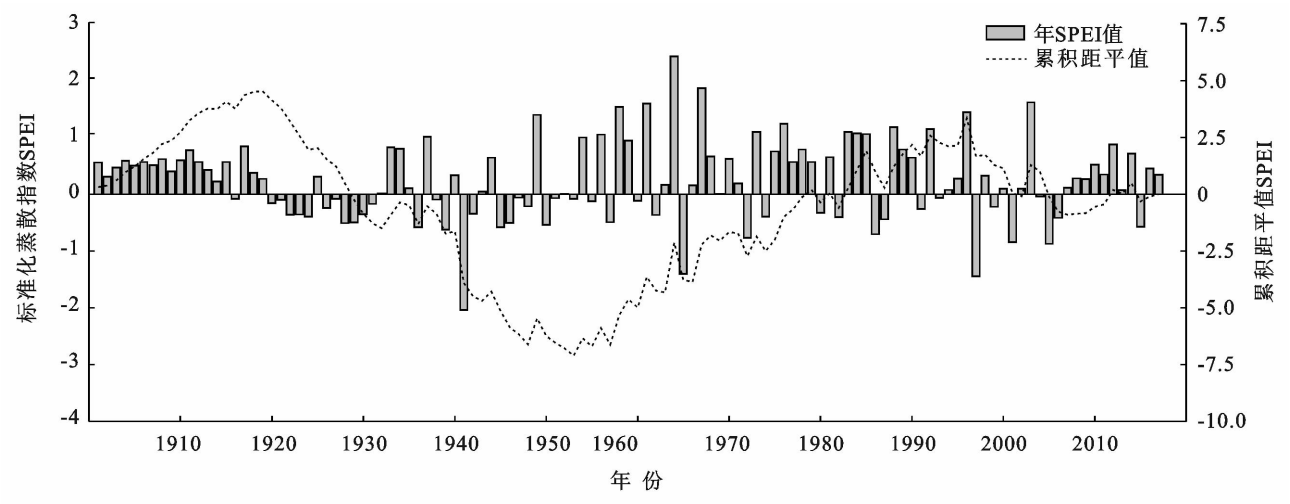


图 1 黄土高原历年平均 SPEI 指数年际变化(1901—2017 年)

2.2 黄土高原年均 SPEI 变化趋势的空间分布

1981—2010 年黄土高原 SPEI 变化趋势的空间分布如附图 12 所示(见封 3)。通过显著性检验并呈下降趋势,即干旱趋势加重的区域集中在黄土高原腹地,延安市以及中西部的吴忠、银川、榆林的西南部(见封 3 附图 12 蓝框区域),占黄土高原总面积的 3.43%(表 2),干旱趋势振荡幅度较大,为 12.18%,下降速率变化范围为 0.25/10 a～0.57/10 a,其内部平均下降速率为0.43/10 a。

表 2 黄土高原 SPEI 变化趋势统计

指 标	1981—2010 年		1901—2017 年	
	显著下降	显著上升	显著下降	显著上升
最小值/10 a	−0.57	—	−0.07	0.03
最大值/10 a	−0.25	—	−0.03	0.07
平均值/10 a	−0.43	—	−0.05	0.05
变异系数/%	12.18	—	11.95	11.00
面积比例/%	3.43	—	4.16	1.05

1901—2017 年黄土高原 SPEI 变化趋势的空间分布如附图 13 所示(见封 3)。通过显著性检验并呈上升趋势,即干旱趋势减轻的区域分布在黄土高原东部的阳泉、晋中、长治、郑州,以及西部的西宁、海北藏族自治州与海东的部分区域(见封 3 附图 13 红框区域),占黄土高原总面积的 1.05%(表 2),空间变异系数为 11.00%,以0.03/10 a～0.07/10 a 的速率递增,平均上升速率为 0.05/10 a。通过显著性检验并呈下降趋势,即干旱趋势加重的区域分布在黄土高原的西北部的乌海、石嘴山、银川、鄂尔多斯、吴忠,中卫小部分区域(见封 3 附图 13 蓝框区域),占黄土高原总面积的 4.16%,空间变异系数为 11.95%,表明干旱趋势振荡幅度有所上升。其内部 SPEI 以 0.03/10 a～0.07/10 a 的速率递减,平均下降速率为 0.05/10 a。

2.3 黄土高原干旱频率的空间分布

由 1981—2010 年不同等级干旱发生频率的空间分布(图 2)可知,轻旱发生频率高值区集中在黄土高原的北部与中部。频率变化范围较大,空间变异(标准差)明显(表 3)。中旱在黄土高原西部、西南部、东北部与东南部小部分区域频率较高。重旱在中部、西南部与南部发生频率较高。极端干旱分布在南部与西部部分地区,与其他等级干旱发生地区范围相比,分布范围最小,频率变化范围较小,空间变异不明显。

由 1901—2017 年不同等级干旱发生频率的空间分布可知。轻旱发生频率高值区分布在黄土高原腹地,中东部与东部边缘地区,区域之间下降速率差异较大,空间变异明显。

表 3 黄土高原不同等级干旱发生频率统计 %

指 标	1981—2010 年干旱频率				1901—2017 年干旱频率			
	轻旱	中旱	重旱	极端干旱	轻旱	中旱	重旱	极端干旱
最小值	3.33	0	0	0	11.11	0	0	0
最大值	56.67	26.67	16.67	6.67	39.32	16.24	8.55	4.27
平均值	29.89	6.50	3.94	0.12	25.93	6.24	2.82	1.07
标准差	7.97	4.29	2.43	0.63	4.32	2.17	1.38	0.74
面积比例	100.00	86.93	83.71	3.65	100.00	99.95	96.44	80.91

中旱与重旱发生频率地区分布较分散。极端干旱仅在黄土高原东南、西南部以及东部小部分区域分布频率较高,空间变异较小。由两个时期不同等级干旱发生频率的空间分布图可知,近 30 a,黄土高原中

部轻旱、重旱发生频率较高。西北部在历史两个时期内重旱发生频率较低,并且未有极端干旱发生。随着干旱程度的不断加重,干旱频率的空间变异程度逐渐降低。

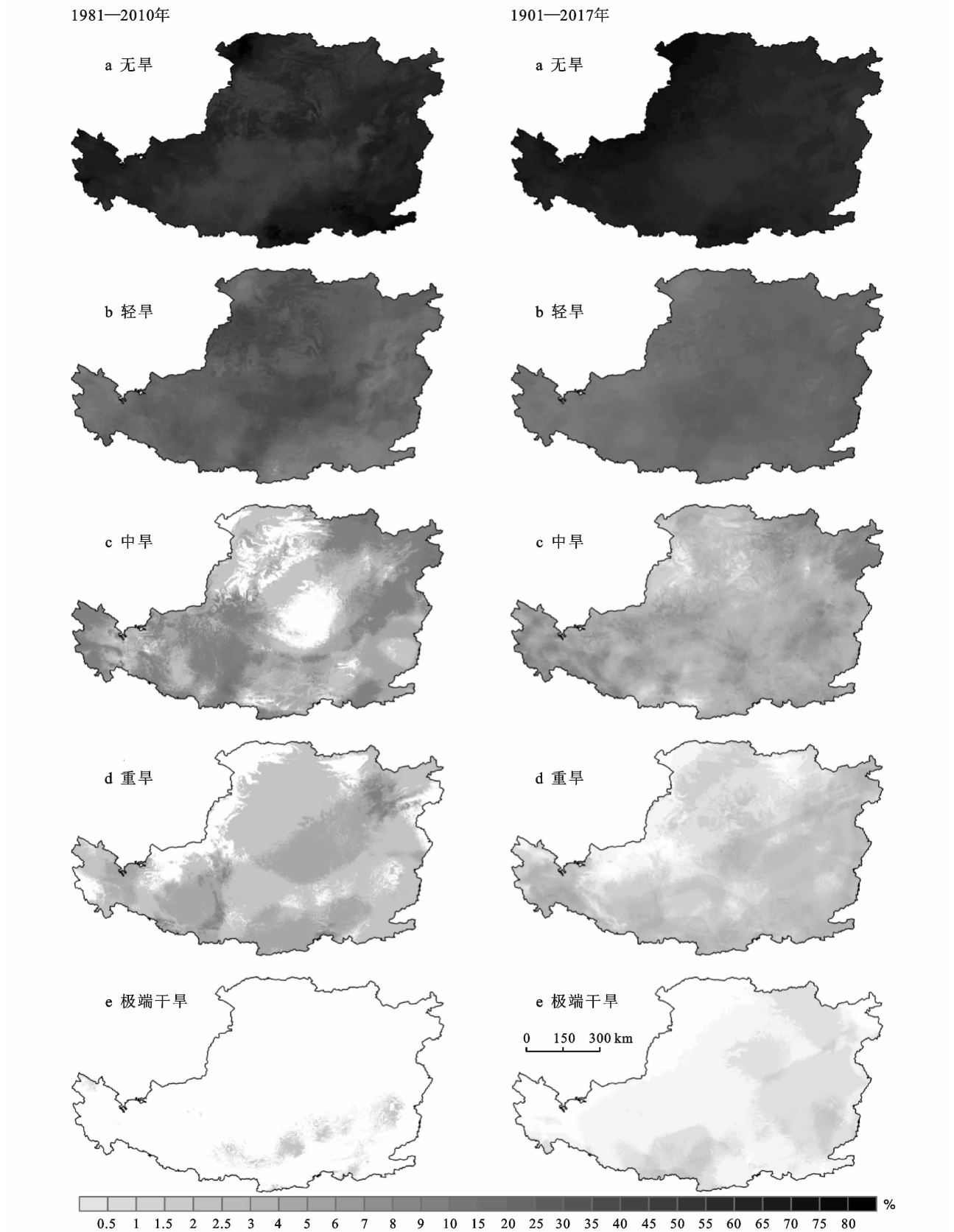


图 2　1901－2017 年与 1981－2010 年不同等级干旱发生频率的空间分布

3 讨 论

近年来,一些研究指出黄土高原地区的气温上升,降水下降,气候出现暖干化的趋势[26-27],干旱程度与干旱频率呈上升趋势[15,17,28-29]。气温的升高说明黄土高原区域气候对全球气候变暖存在一定的响应。然而受地形地貌的影响,已有研究发现降水与气温同时具有明显的区域性特征。在降水与气温的联合作用下,黄土高原地区的干旱特征在区域尺度上可能会发生一定程度变化[5]。通过近 30 a 的 SPEI 变化趋势的空间分布分析,本研究明确了干旱趋势显著加剧的区域分布在黄土高原腹地,中西部(见封 3 附图 12),表明了这些区域是全球气候变化响应的敏感区,这与之前研究的结论相符合[30]。

考虑到大多数气象站是在建国以后才建立起来的,并且存在数据缺失情况,会限制研究的时间范围,因而无法反映长期干旱的变化特征。而气象网格数据不仅满足了干旱长期变化特征研究的数据要求,而且高分辨率的气象网格数据可以反映出地形地貌对气候的影响,能够在区域尺度上获取较为详细的气候变化信息。通过图 2 可以发现干旱发生频率具有明显的空间变化特征,这与之前研究的结论相一致[10]。并且由于高分辨率网格数据的使用,发现不同等级干旱发生频率的空间变化特征具有一定差异。进一步可发现干旱并不仅仅由降水决定。黄土高原西北部降水较少,但在历史两个时期均未有极端干旱发生,可能是由于该区大部分为的草地,降水基本大于蒸散。因而未有极端干旱发生[31]。

尽管高分辨率网格数据可以准确预测区域内的气候变化条件,但干旱并不仅仅由气温与降水决定,其同时还受植被、环流、风速等相关因素的影响[32-34]。并且,已有研究发现 1982—2013 年黄土高原地区潜在蒸散量与年平均地表蒸散量变化趋势相反[35]。因此今后的研究,应重点关注地表蒸散量与潜在蒸散量的关系,并综合考虑植被、环流、风速等相关因素的共同作用,以便进一步反映出黄土高原地区干旱的真实状况。

4 结 论

(1) 1901—2017 年,黄土高原的气候经历了“湿润—干旱—湿润—干旱”的交替过程。SPEI 指数的年际变化趋势未达到显著性水平,无显著突变年份。在 1901—2017 年无重旱发生,在 1965,1997 年发生中旱,1941 年发生极端干旱。共有 41 a 出现轻旱。

(2) 1981—2010 年,干旱呈显著加剧趋势的区域占黄土高原总面积的 3.43%,分布在黄土高原腹地与中西部部分地区。1901—2017 年,干旱呈显著减轻趋势的区域占黄土高原总面积的 1.05%,在黄土高原西部,东部均有小范围分布。干旱呈显著加剧趋势的区域占黄土高原总面积的 4.16%,分布在黄土高原西北部部分区域。

(3) 黄土高原不同等级干旱发生频率具有明显的空间变化特征。近 30 a,黄土高原中部轻旱、重旱发生频率较高。在历史两个时期,西北部重旱发生频率较低,并且未有极端干旱发生。

[参 考 文 献]

[1] Pachauri R K, Allen M R, Barros V R. et al. Climate change 2014: Synthesis report [R]. Contribution of Working Groups Ⅰ, Ⅱ and Ⅲ to the fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. IPCC, Geneva, Switzerland, 2014.

[2] Sheffield J, Wood E F, Roderick M L. Little change in global drought over the past 60 years [J]. Nature, 2012,491(7424):435-438.

[3] 温克刚,丁一汇. 中国气象灾害大典(综合卷)[M]. 北京:气象出版社,2008:42-43.

[4] 王春乙. 重大农业气象灾害研究进展[M]. 北京:气象出版社,2007:1-2.

[5] 任婧宇,彭守璋,曹扬,等. 1901—2014 年黄土高原区域气候变化时空分布特征[J]. 自然资源学报,2018,33(4):621-633.

[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] McKee T B, Doesken N J, Kleist J. The relationship of drought frequency and duration to time scales [C]// Eighth Conference on Applied Climatology. American Meteorological Society, Eighth Conference on Applied Climatology, American Meteorological Society Boston, MA, 1993: 179-183.

[8] 张龙,赵福年,李国昌,等. 2 种标准化干旱指标在甘肃武威干旱监测中的对比[J]. 干旱气象,2013,31(2):412-418.

[9] Vicente-Serrano S M, Beguería S, López-Moreno J I. A multiscalar drought index sensitive to global warming: The standardized precipitation evapotranspiration index [J]. Journal of Climate, 2010,23(7):1696-1718.

[10] Liu Zhipeng, Wang Yunqiang, Shao Mingan et al. Spatiotemporal analysis of multiscalar drought characteristics across the Loess Plateau of China[J]. Journal of Hydrology, 2016,534:281-299.

[11] 李伟光,易雪,侯美亭,等. 基于标准化降水蒸散指数的中国干旱趋势研究[J]. 中国生态农业学报,2012,20(5):643-649.

[12] 马琼,张勃,王东,等. 1960-2012 年甘肃黄土高原干旱

时空变化特征分析:基于标准化降水蒸散指数[J].资源科学,2014,36(9):1834-1841.

[13] 韦潇宇,胡琦,马雪晴,等.基于 SPEI 的华北平原夏玉米生长季干旱时空变化特征[J].干旱气象,2018,36(4):554-560,577.

[14] Peng Shouzhang, Gang Chengcheng, Cao Yang et al. Assessment of climate change trends over the Loess Plateau in China from 1901 to 2100 [J]. International Journal of Climatology, 2018,38(5):2250-2264.

[15] Zhang Baoqing, Wu Pute, Zhao Xining, et al. Drought variation trends in different subregions of the Chinese Loess Plateau over the past four decades [J]. Agricultural Water Management, 2012,115:167-177.

[16] Gao Xuerui, Zhao Qi, Zhao Xining, et al. Temporal and spatial evolution of the standardized precipitation evapotranspiration index (SPEI) in the Loess Plateau under climate change from 2001 to 2050 [J]. Science of the Total Environment, 2017,595:191-200.

[17] Wang L N, Zhu Q K, Zhao W J, et al. The drought trend and its relationship with rainfall intensity in the Loess Plateau of China [J]. Natural Hazards, 2015,77(1):479-495.

[18] 邹松兵.中国黄土高原潜在植被模拟[D].兰州:兰州大学,2006.

[19] Peng Shouzhang, Ding Yongxia, Wen Zhongming, et al. Spatiotemporal change and trend analysis of potential evapotranspiration over the Loess Plateau of China during 2011—2100 [J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2017,233:183-194.

[20] Harris I, Jones P D, Osborn T J, et al. Updated high-resolution grids of monthly climatic observations-the CRU TS3. 10 Dataset [J]. International journal of climatology, 2014,34(3):623-642.

[21] Peng Shouzhang, Yu Kailiang, Li Zhi, et al. Integrating potential natural vegetation and habitat suitability into revegetation programs for sustainable ecosystems under future climate change [J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2019,269/270:270-284.

[22] Hargreaves G H, Samani Z A. Reference crop evapotranspiration from temperature [J]. Applied Engineering in Agriculture, 1985,1(2):96-99.

[23] 宋兵.基于 Mann-Kendall 检验的王瑶水库降水、径流变化趋势及突变分析[J].陕西水利,2018(3):77-78,81.

[24] 张钊,陈宝瑞,辛晓平.1960—2015 年呼伦贝尔草原气温和降水格局变化特征[J].中国农业资源与区划,2018,39(12):121-128.

[25] 李维京,赵振国,李想,等.中国北方干旱的气候特征及其成因的初步研究[J].干旱气象,2003,21(4):1-5.

[26] 晏利斌.1961—2014 年黄土高原气温和降水变化趋势[J].地球环境学报,2015,6(5):276-282.

[27] Yao Yubi, Wang Runyuan, Yang Jinhu, et al. Changes in terrestrial surface dry and wet conditions on the Loess Plateau (China) during the last half century [J]. Journal of Arid Land, 2013,5(1):15-24.

[28] Zhao Xining, Wu Pute. Meteorological drought over the Chinese Loess Plateau: 1971—2010 [J]. Natural Hazards, 2013,67(2):951-961.

[29] 张调风,张勃,张苗,等.1962—2010 年甘肃省黄土高原区干旱时空动态格局[J].生态学杂志,2012,31(8):2066-2074.

[30] 龚建福,王毅荣.黄土高原气候响应全球变化的敏感区[J].干旱地区农业研究,2005,23(6):6-11.

[31] 裴婕,赵芳媛,董刚,等.黄土高原地区水量平衡研究[J].山西大学学报(自然科学版),2017,40(1):175-186.

[32] 陈磊.植被变化和地形对干旱半干旱区天气气候的影响[D].兰州:兰州大学,2012.

[33] 张璐,王斌飞,辛明月,等.西北地区东部持续性干旱大气环流分析[J].安徽农业科学,2017,45(25):196-198.

[34] 赵璐.青海省东部农业区农业气象干旱时空变化研究[D].陕西 杨凌:西北农林科技大学,2010.

[35] 杨泽粟,张强,郝小翠.1982-2013 年黄土高原地表蒸散量变化特征及其对降水的响应[C]//第 32 届中国气象学会年会论文集.天津,2015:97-114.