

2018–2100年黄土高原地区干旱的时空变化

师玉锋¹, 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: 基于高空间分辨率的气候数据, 计算黄土高原地区的标准化降水蒸散指数(SPEI), 分析该地区干旱变化趋势、干旱等级转换以及干旱发生频率的时空变化。结果表明, 与历史时期(1901–2017年)相比, 未来时期(2018–2100年)的干旱发生次数增加, 其中中旱发生次数明显增多; 在RCP2.6、RCP4.5和RCP8.5情景下, 未来时期整个黄土高原的SPEI将分别以0.120、0.096和0.206/10 a的速率显著下降。在地理空间上, 未检测到未来时期呈显著上升的SPEI趋势, 而干旱趋势显著加重的区域占黄土高原面积的51.62%–99.90%; 在本世纪末(2071–2100年), 该比例为44.54%–84.25%; 这些区域主要分布于黄土高原的北部和西部。从当前时期(1981–2010年)到本世纪末, 黄土高原超过80%的地区将发生无旱到轻旱的等级转换, 黄土高原西北部将发生无旱到中旱的等级转换。气候变化将增加极端干旱发生频率空间分布的差异, 在RCP8.5情景下, 黄土高原西北部的极端干旱发生频率较高。

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

中图分类号: P429

文献标识码: A

文章编号: 0455-2059(2020)06-0785-08

DOI: 10.13885/j.issn.0455-2059.2020.06.010

Spatiotemporal changes in drought across the Loess Plateau from 2018 to 2100

Shi Yu-feng¹, Peng Shou-zhang²

1. College of Resources and Environment, Northwest A&F University, Yangling 712100, Shaanxi, China

2. State Key Laboratory of Soil Erosion and Dryland Farming on the Loess Plateau, Northwest A&F University, Yangling 712100, Shaanxi, China

Abstract: Based on a high spatial resolution climate dataset, the standardized precipitation evapotranspiration index (SPEI) of the Loess Plateau (LP) region was calculated, and the spatiotemporal changes in drought trend, transformation of drought severity, and drought frequency were analyzed. The results showed that, compared with the historical period (1901–2017), the number of droughts in the future period (2018–2100) would increase, particularly for moderate droughts. Under the RCP2.6, RCP4.5 and RCP8.5 scenarios, future SPEI of the LP would significantly decrease with 0.120/10 a, 0.096/10 a, and 0.206/10 a, respectively. In the geographical space, a significant upward trend in SPEI was not detected in the future period, while the area where the drought trend was significantly aggravated accounted for 51.62%–99.90% of the area of the LP; by the end of the century (2071–2100), the area ratio would be 44.54%–84.25%; these areas would be mainly distributed in the north and west region of the LP. From the current period (1981–2010) to the end of this century, most areas of the LP (more than 80% of the region)

收稿日期: 2019-07-25 修回日期: 2019-12-23

基金项目: 国家自然科学基金项目(42077451)

作者简介: 彭守璋(1986–), 男, 陕西宝鸡人, 副研究员, 博士, e-mail: szp@nwfau.edu.cn, 研究方向为遥感与GIS应用, 通信联系人。

would experience a transformation from no to light droughts, while the northwest region of the LP would encounter a transformation from no to moderate droughts. Climate change would increase the spatial heterogeneity in the frequency of extreme drought on the LP. Under the RCP8.5 scenario, extreme drought would occur more frequently in the northwest region of the LP.

Key words: standardized precipitation evapotranspiration index; drought trend; drought frequency; Mann-Kendall trend test; Loess Plateau

气候变化导致区域极端天气事件和气象灾害的发生频率逐渐增加. 其中, 干旱作为一种主要的自然灾害, 受到了越来越多的关注^[1]. 在气候变化背景下, 气温上升幅度更大, 降水空间异质性更强, 将增加区域尺度上未来干旱评估的难度^[2-4].

为了客观地量化干旱强度、持续时间和空间范围等特征, 通常采用基于气候变量计算出来的干旱指数, 如Palmer干旱指数、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)来进行研究^[5-6]. Palmer指数具有明确的物理意义并且在世界范围内广泛使用, 然而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, 但其仅考虑降水, 未考虑影响干旱的其他因素, 如蒸散和气温等. Vicente-Serrano等^[8]参考SPI的计算方法, 并考虑了气温引起的蒸散发对干旱的影响, 提出了SPEI, 可较为实际地反映气候干旱特征. SPEI计算所需的数据相对易获取, 而且继承了SPI多时间尺度的优点, 比如1、3、12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^[9].

黄土高原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制约了其农业生产^[10], 而该地区为了治理土壤侵蚀而采取的植被恢复活动有可能引起植被蒸发量增加, 从而加剧水资源短缺, 对该地区的生态可持续性及其粮食安全构成了巨大威胁. 因此在全球气候变化背景下开展干旱演变特征的研究, 对该地区植被恢复和生态可持续性发展具有重要意义. 对黄土高原地区干旱特征的研究已有较多报道, Liu等^[9]利用1957-2012年54个气象站点的观测数据研究了黄土高原的气候干旱; Gao等^[11]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; Wang等^[12]利用气象站无降水的连续天数作为干旱水平评估指标, 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发生的规律. 以往研究多采用气象站点数据

或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, 但是站点数据可能限制了研究的时间范围, 不能反映长期干旱的时空变化特征, 而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. 关于黄土高原未来不同情景下干旱变化特征的研究相对较少, 特别是在小地理尺度上的研究. 本研究基于高分辨率、长时间序列的网格气候数据集, 通过SPEI-12分析黄土高原未来不同情景下的干旱变化特征, 为制定气候干旱应对策略提供科学依据.

1 研究方法与数据来源

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(33.7°~41.3°N, 100.8°~114.6°E, 图1), 总面积约为 $6.406 \times 10^5 \text{ km}^2$. 地处东南季风边缘地带, 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. 降水量少, 年降水量为150~800mm, 由东南向西北逐渐减少^[13]. 降水年际与季节分配不均, 约60%的年降水量发生在6-9月^[14].

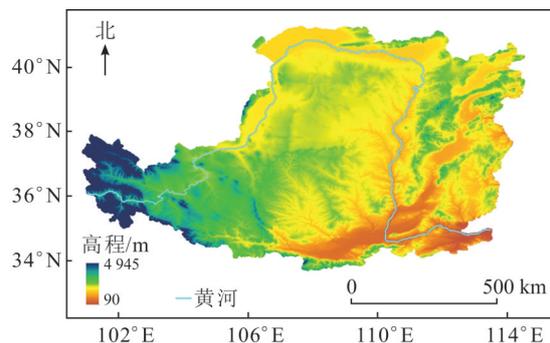


图1 研究区位置

Fig. 1 Location of the study area

1.2 数据来源

计算SPEI所需的月气温(均温、最低温、最高温)与降水数据, 采用Delta空间降尺度方案计算得到, 降尺度中涉及的长时间序列低空间分辨率数据集可划分为两个时期: 历史时期为东英吉利大学气

候研究中心提供的1901-2017年全球0.5°气温和降水数据集(CRU TS V4.02)^[15];未来时期采用对历史时期相关气象数据模拟较好的3个大气环流模式,即NorESM1-M、GISS-E2-R、GFDL-ESM2M所提供的在RCP2.6、RCP4.5、RCP8.5气候情景下的2018-2100年全球0.5°气温和降水数据集^[16-17]。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(<http://www.cnern.org.cn>)提供的1 km多年平均(1961-2000年)各月气温与降水数据。这些降尺度的气温与降水数据集在植被对气候变化的动态响应方面已经取得一些高质量的研究成果^[18]。

1.3 SPEI的计算

基于每月气温和降水资料,通过标准化月降水与潜在蒸散的差值得到SPEI。潜在蒸散的计算方法主要有Penman-Monteith、Hargreaves、Priestly-Taylor方法^[19-20]。Penman-Monteith方法应用较广,但其计算需要的气候数据较多,包括太阳辐射、气温、风速和相对湿度等,这些数据通常不易获取^[21]。Priestly-Taylor方法是在无平流假设下提出的,适用于较湿润的地区,同时调整参数 α 来消除平流对蒸散发的影响时,具有很大的不确定性^[21-22]。Hargreaves方法仅需要气温数据,即月最高温、月最低温、月平均温。通过与实际观测值比较来进行验证^[17],表明基于该方法得到的黄土高原潜在蒸散估算结果是可靠的。本研究选择Hargreaves方法作为估算潜在蒸散的计算方法^[23]。

$P_e = 0.0023 \times S_0 \times (T_{\max} - T_{\min})^{0.5} \times (T_{\text{mean}} + 17.8)$ 。(1)
其中, P_e 为月潜在蒸散量(mm); T_{\max} 、 T_{\min} 、 T_{mean} 分别为月最高温、最低温、均温(°C); S_0 为大气层外的太阳辐射(mm),根据赤纬和儒略日计算得到。

计算水分平衡,即每月降水量与潜在蒸散量的差值,得到不同时间尺度下差值的累计值,作为某个月累积的水分盈亏。

$$D_i^k = \sum_{j=0}^{k-1} P_{i-j} - P_{ei-j}, i \geq k. \quad (2)$$

其中, k 为时间尺度, i 为计算月份; P 为月降水量。

对 D_i 数据序列进行标准化,用log-logistic的概率密度函数 $f(x)$ 来拟合 D_i 数据序列。

$$f(x) = \frac{\beta}{\alpha} \left(\frac{x-\gamma}{\alpha} \right)^{\beta-1} \left[1 + \left(\frac{x-\gamma}{\alpha} \right)^\beta \right]^{-2}. \quad (3)$$

根据log-logistic分布,数据序列的概率分布函数:

$$F(x) = \left[1 + \left(\frac{\alpha}{x-\gamma} \right)^\beta \right]^{-1}, \quad (4)$$

其中, α 、 β 、 γ 分别为尺度参数、形状参数、位置参

数,可根据线性矩法估计得到。

对概率分布函数标准化:

$$P = 1 - F(x), \quad (5)$$

当 $P \leq 0.5$ 时,

$$\text{SPEI} = \omega - \frac{c_0 + c_1\omega + c_2\omega^2}{1 + d_1\omega + d_2\omega^2 + d_3\omega^3}, \quad (6)$$

当 $P > 0.5$ 时,

$$P = 1 - P, \quad (7)$$

$$\text{SPEI} = - \left(\omega - \frac{c_0 + c_1\omega + c_2\omega^2}{1 + d_1\omega + d_2\omega^2 + d_3\omega^3} \right). \quad (8)$$

其中, $\omega = \sqrt{-2 \ln(P)}$,

$$c_0 = 2.515517, c_1 = 0.802853, c_2 = 0.010328,$$

$$d_1 = 1.432788, d_2 = 0.189269, d_3 = 0.001308.$$

SPEI具有多时间尺度的特点,为反映黄土高原长期的气候干旱特征,使用SPEI-12衡量该区气候干旱的年际变化。在完成时间序列上每月SPEI-12的计算后,将每年12月份的SPEI-12作为该年份的干旱数值,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。

1.4 趋势分析方法

由于Mann-Kendall趋势检验估计、Sen's斜率估计的样本不必遵从某一特定分布,仅要求随时间获得的数据是独立同分布的即可,可以很好地反映整体时间序列的趋势变化^[24]。本研究采用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 进行显著性检验。在95%的置信水平下, $Z > 1.96$ 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。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,同时可直观反映时间序列的变化速率^[25]。

1.5 干旱发生频率的计算

分别统计每个网格在2071-2100年与2018-2100年两个时间段内年尺度的SPEI-12时间序列^[9],并根据SPEI指数值划分出干旱等级。当 $\text{SPEI} \geq 0$ 时,为无旱;当 $-1 < \text{SPEI} < 0$ 时,为轻旱;当 $-1.5 < \text{SPEI} \leq -1$ 时,为中旱;当 $-2 < \text{SPEI} \leq -1.5$ 时,为重旱;当 $\text{SPEI} \leq -2$ 时,为极端干旱。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

$$F = \frac{n}{N} \times 100\%, \quad (9)$$

其中, 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。

2 结果与分析

2.1 整个黄土高原地区年均SPEI的变化趋势

1901–2100年, 由历史与未来不同情景下SPEI指数(图2)划分的干旱等级, 可得历史与未来时期旱情的总年数(表1). 由表1可见, 干旱发生年数均较历史时期有所上升, 且中旱发生年数明显增多.

历史与未来时期SPEI变化趋势的显著性不同. 年均SPEI经Mann-Kendall趋势检验估计, 1901–2017年没有显著变化趋势; 2018–2100年, 在RCP2.6、RCP4.5、RCP8.5情景下, Z分别为-3.15、-2.48、-5.14, 在95%的置信水平下, 3个情景下的年均SPEI均呈显著下降的变化趋势, 对应的SPEI下降速率分别为0.120、0.096、0.206/10 a.

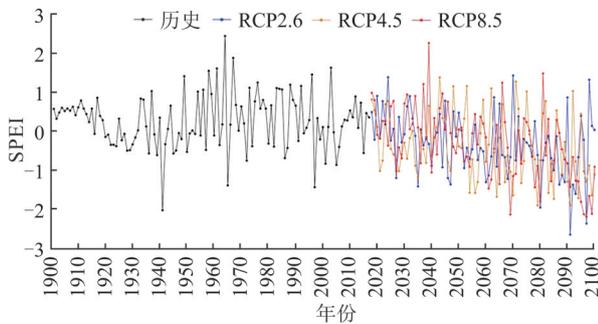


图2 黄土高原SPEI的年际变化

Fig. 2 Interannual variation of SPEI over the Loess Plateau

表1 不同等级干旱发生年数的统计信息

Table 1 Statistical information of years of drought occurrence from different grades

等级	1901–2017年	2018–2100年		
		RCP2.6	RCP4.5	RCP8.5
轻旱	41	40	35	30
中旱	2	12	13	12
重旱	0	2	10	3
极端干旱	1	2	0	4
旱情总年数	44	56	58	49
所占比例/%	37.61	67.47	69.88	59.04

2.2 黄土高原年均SPEI变化趋势的空间分布

未来两个时期黄土高原SPEI变化趋势具有不同的空间分布特征(图3). 2018–2100年, RCP2.6情景下黄土高原的SPEI呈显著下降趋势(表2), 干旱趋势显著加重; RCP4.5情景下黄土高原干旱趋势显著加重的区域所占面积比例减小, 分布在黄土高原的北部与西部; RCP8.5情景下基本上整个黄土高原均表现为干旱趋势显著加重. 与其他地区的下降速率相比, 在每个RCP情景下黄土高原西北部以

及北部部分地区的SPEI下降速率较大, 即干旱加剧趋势较大. 2071–2100年, RCP4.5情景下干旱趋势显著加重的区域分布于黄土高原的北部与西部, RCP8.5情景下黄土高原除了东北部与东部的区域外, 其他区域均表现为干旱趋势显著加重.

未来两个时期, 干旱趋势显著加重的区域均表现为在RCP8.5情景下所占面积比例最大.

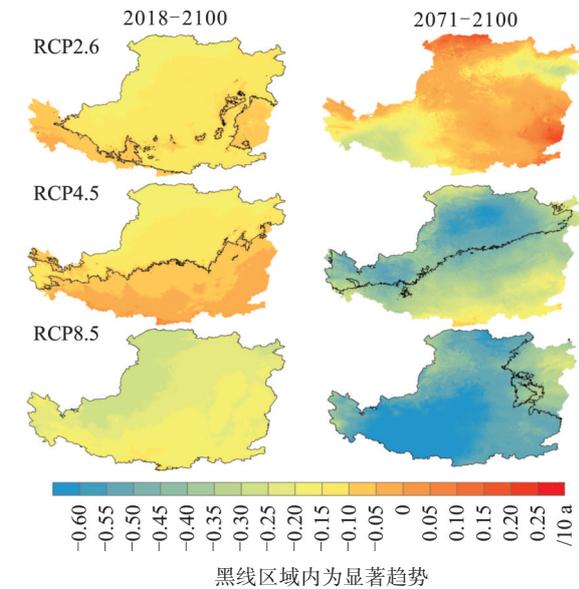


图3 黄土高原未来时期SPEI趋势速率的空间格局

Fig. 3 Spatial pattern of trend magnitude in annual SPEI over the Loess Plateau during 2018–2100 and 2071–2100 periods

表2 未来时期SPEI趋势速率的空间统计信息

Table 2 Spatial statistics of future SPEI trend magnitude

项目	2018–2100年			2071–2100年		
	RCP2.6	RCP4.5	RCP8.5	RCP2.6	RCP4.5	RCP8.5
最小值/10 a	-0.22	-0.22	-0.30	-	-0.69	-1.00
最大值/10 a	-0.08	-0.07	-0.09	-	-0.17	-0.27
平均值/10 a	-0.13	-0.14	-0.21	-	-0.46	-0.56
变异系数/%	17.62	18.78	16.43	-	17.83	18.79
面积比例/%	80.57	51.62	99.90	-	44.54	84.25

- 表示未检测到.

2.3 当前时期至本世纪末的干旱等级转换

黄土高原2071–2100年的干旱平均状态与当前时期(1981–2010年)的干旱平均状态有明显差异(图4), 可以发现大部分地区干旱风险较高, 将发生无旱到轻旱等级转换, 西北部将发生无旱到中旱等级转换. 在RCP8.5情景下, 发生这一等级转换的区域有所扩大, 黄土高原西部部分高海拔地区可能有中旱发生. 在RCP4.5情景下, 发生无旱到轻旱等级转换的区域所占面积比例与其他两

个情景相比最大. 与其他气候情景相比, RCP8.5情景下发生无旱到中旱等级转换的区域所占面积比例最大, 发生无旱到轻旱等级转换的区域所占面积比例最小. 两个时间段内均是轻旱, 并未发生干旱等级转换的区域在3个情景下所占的面积比

例与空间分布基本一致, 在黄土高原西南部、东北部均有分布(表3).

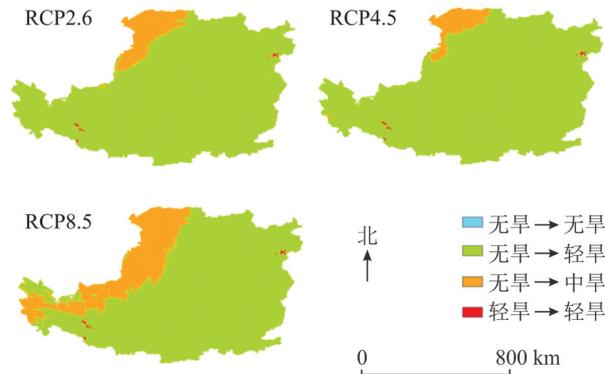


图4 黄土高原当前时期(1981-2010年)到本世纪末(2071-2100年)干旱转移的空间格局
Fig. 4 Spatial pattern of the drought transformation over the Loess Plateau from current period (1981-2010) to the end of the century (2071-2100)

表3 当前时期(1981-2010年)到本世纪末(2071-2100年)干旱转移的面积信息

Table 3 Area information of drought transformation from current period (1981-2010) to the end of the century (2071-2100)

情景	无旱→无旱	无旱→轻旱	无旱→中旱	轻旱→轻旱
RCP2.6	-	92.59	7.21	0.19
RCP4.5	0.01	95.11	4.68	0.19
RCP8.5	-	80.81	19.00	0.19

-表示未检测到.

2.4 未来时期黄土高原不同等级干旱发生频率的空间分布

2.4.1 2018-2100年

随着辐射强迫水平增加幅度的增大, 同一干旱等级的干旱, 其发生频率具有不同的空间分布, 在重旱、极端干旱表现得比较明显(图5). 处于重旱时, 发生频率低值区空间分布具有较大差异.

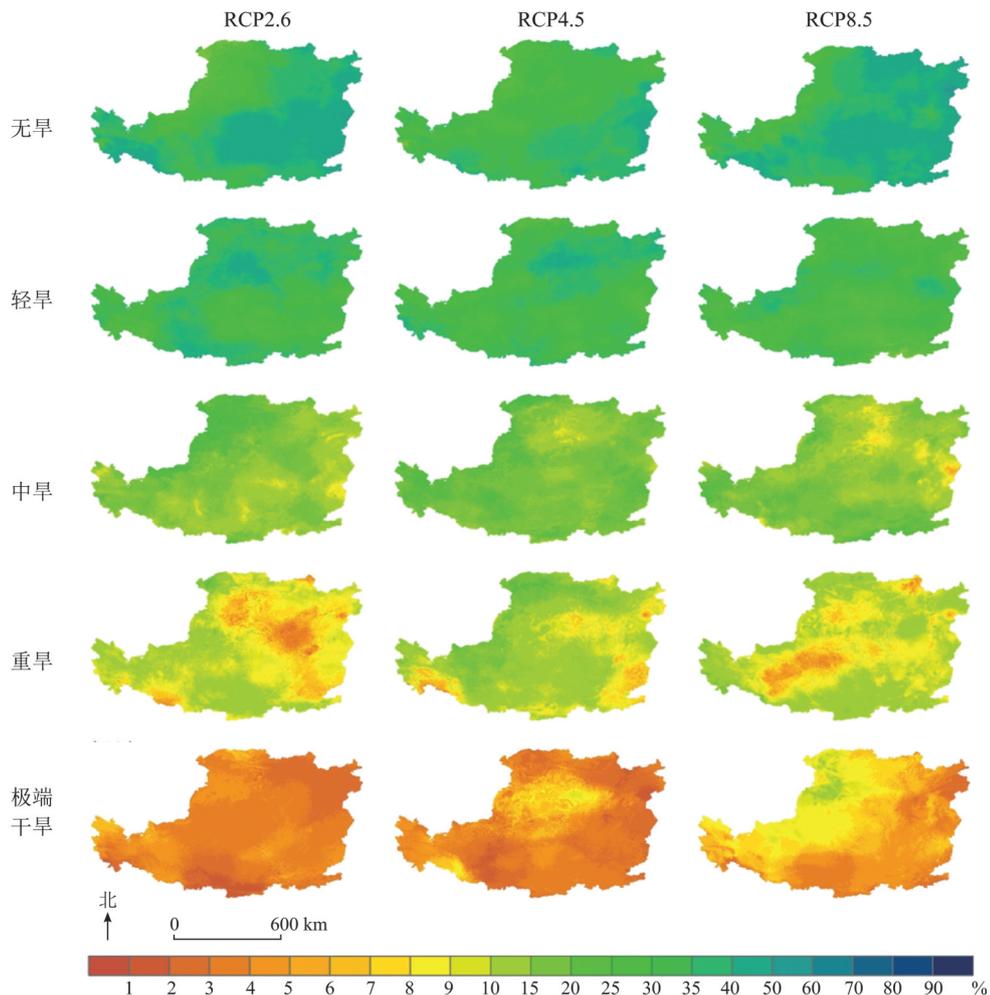


图5 黄土高原2018-2100年不同等级干旱发生频率的空间格局
Fig. 5 Spatial pattern of drought frequency at different drought levels over the Loess Plateau during 2018-2100

RCP2.6情景下发生频率低值区主要分布于黄土高原北部、中东部以及西南与东南部的边缘区域; RCP4.5情景下低值区分布范围缩小, 主要分布于黄土高原北部、东北部、东南与西南部的边缘区域; RCP8.5情景下低值区主要分布于黄土高原西南部、北部, 以及东北部的小部分区域. 处于极端干旱时, 发生频率高值区空间分布具有较大差异. RCP2.6情景下发生频率高值区主要分布于黄土高原西北部、西南部以及东南部; RCP4.5情景下黄土高原北部与西南部极端干旱发生频率增加, 频率最大值为10.84%; RCP8.5情景下黄土高原西北部极端干旱发生频率增加, 频率最大值为12.05%.

2.4.2 2071-2100年

处于重旱、极端干旱时, 不同情景下干旱发生频率的空间分布具有较大差异(图6). 处于中旱时, RCP2.6情景下发生频率高值区主要分布于黄土高原西北部; RCP4.5情景下发生频率高值区主要分

布于黄土高原中部、西南部以及最北部; RCP8.5情景下发生频率高值区分布于黄土高原西北部、西部以及东南部. 处于重旱时, RCP2.6情景下发生频率高值区仅分布于黄土高原的西北角; RCP4.5情景下发生频率高值区主要分布于黄土高原西北部; RCP8.5情景下发生频率高值区分布于黄土高原北部、西部以及南部的边缘区域. 处于极端干旱时, 随着辐射强迫水平增加幅度的增大, 发生频率高值区的空间分布具有较大差异. RCP2.6情景下发生频率高值区主要分布于黄土高原西部、西北部、中部、西南部, 以及东南部的大部分区域; RCP4.5情景下发生频率高值区分布范围变小, 主要分布于黄土高原的中部; 与前两个情景相比, RCP8.5情景下发生频率高值区分布范围最大, 发生频率高值区主要分布于黄土高原的西北部以及西南部的部分区域, 其中西北部极端干旱发生频率最大值为23.81%.

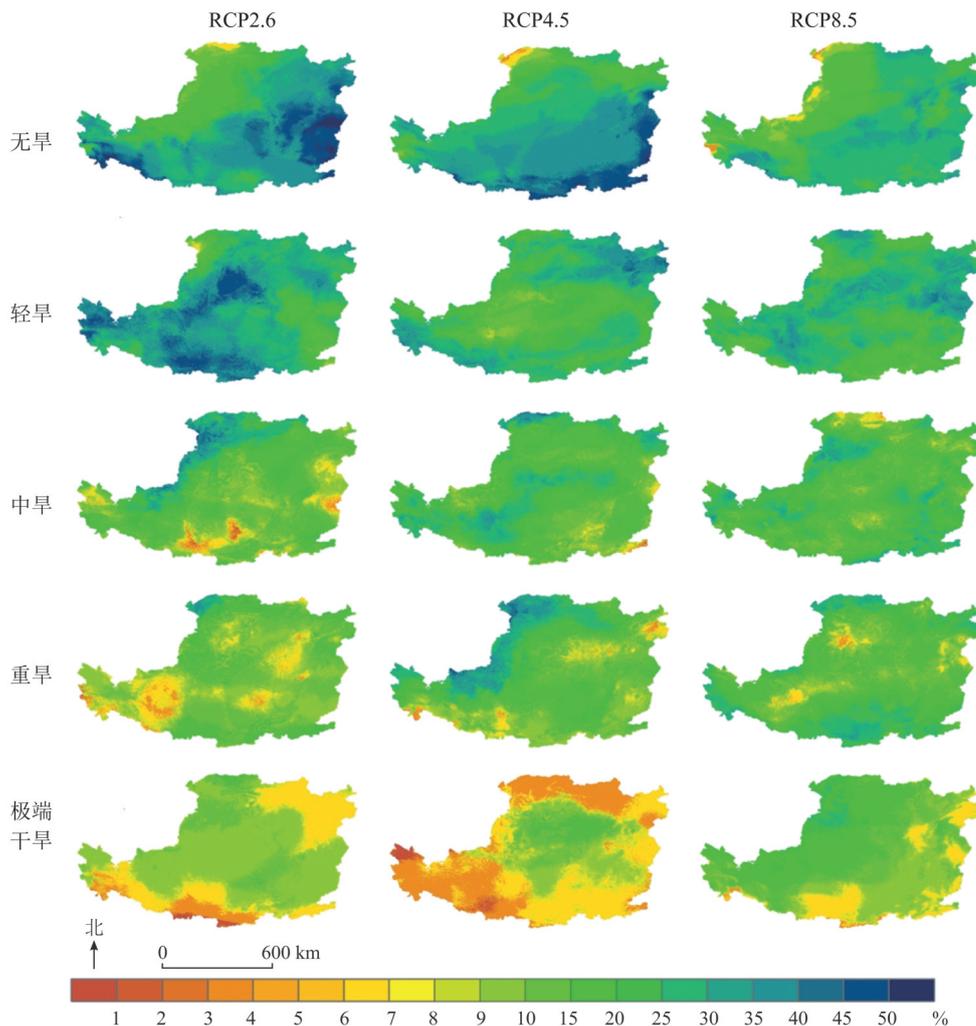


图6 黄土高原2071-2100年不同等级干旱发生频率的空间分布

Fig. 6 Spatial pattern of drought frequency at different drought levels over the Loess Plateau during 2071-2100

3 讨论

黄土高原地区的气温上升、降水量减少,气候出现暖干化的趋势^[26],干旱程度与干旱频率呈上升趋势^[10,12,27]。气温升高表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,研究发现降水与气温的变化趋势具有明显的区域性特征^[28]。在全球气候变化的背景下,黄土高原地区未来的干旱特征在区域尺度上可能会发生一定程度的变化。本研究通过年尺度 SPEI 时间变化趋势发现,2018-2100年,干旱发生总年数将增加,而且中旱发生年数明显增多。经 Mann-Kendall 趋势检验估计,黄土高原北部 SPEI 表现为显著下降的趋势,即干旱加重。

研究表明 2001-2050 年, RCP2.6 情景下黄土高原中部地区 SPEI 呈显著上升的趋势,而西南部与最北端 SPEI 表现出显著下降的趋势; RCP8.5 情景下 SPEI 在黄土高原大部分地区呈现显著上升的趋势^[11]。本研究基于高分辨率的 SPEI 空间分布数据进行的趋势检验发现,2001-2050 年, RCP2.6 情景下并没有 SPEI 呈显著上升趋势的区域,除南部、西南部以及东北部部分区域外,其他区域 SPEI 均呈显著下降趋势,占黄土高原总面积的 55.84%; 在 RCP8.5 情景下仅在黄土高原西北部 SPEI 呈显著上升的趋势,占黄土高原总面积的 8.19%,而黄土高原西部、西北角、西南部、东南部部分区域 SPEI 呈显著下降的趋势,占黄土高原总面积的 10.88%。这些差异可能是由于低分辨率网格数据的不同来源、不同的降尺度方法所造成的。

未来不同时间段内,不同等级干旱发生频率具有明显的空间变化特征,而根据 SPEI 值是否小于 1 得到了黄土高原每月干旱发生频率的空间分布^[9],这是由气象站点的数据经过处理而得到的,并未涉及未来时期。利用对中国气温与降水模拟较好的气候模型 HadGEM2-ES 驱动区域气候模型研究未来不同气候情景对极端高温干旱事件的影响,发现黄土高原西南部与中南部区域的一些站点未来将会发生频率较高的高温干旱事件^[29]。由于采用的是站点数据集,未能详细地描述不同情景下气候变化对干旱事件空间分布特征的影响。本研究根据未来时期高空间分辨率的气象数据,得到了根据 SPEI 值大小所划分的不同等级干旱发生频率的空间分布,明确了 2018-2100 年期间,与其他等级干旱发生频率相比,黄土高原主要以发生轻旱为主。在未来两个时期,在 RCP8.5 情景下与其他地区相比黄土高原西北部极端干旱发生频率比较高。通过变异系数可以发现处于极端干旱时,随

着辐射强迫水平增加幅度的增大,极端干旱发生频率的空间分布差异逐渐增大,表明气候变化将增加极端干旱发生频率空间分布的差异。一定程度上是由于高分辨率网格数据的使用,代表了地形对气候的影响,从而在区域尺度上获取了较为详细的气候变化信息,进而对气候变化所引起的干旱发生频率空间分布的差异性反映得比较明显。

4 结论

与历史时期相比,黄土高原未来时期的干旱发生总年数增加,其中中旱发生年数明显增多。在 95% 的置信水平下,3 个 RCP 情景下的年均 SPEI 均呈显著下降的趋势。

2018-2100 年黄土高原北部的干旱呈显著加剧趋势,其中在 RCP8.5 情景下整个黄土高原干旱呈显著加剧趋势。2071-2100 年,在 RCP4.5 情景下黄土高原北部与西部干旱呈显著加剧趋势;在 RCP8.5 情景下除占总面积 15.75% 的东北部部分区域外,其他区域干旱呈显著加剧趋势。在 2018-2100 年和 3 种 RCP 情景下,与其他地区的下降速率相比,黄土高原西北部以及北部部分地区的干旱加剧趋势较大。在 2071-2100 年, RCP4.5 情景下黄土高原北部与西部干旱加剧趋势较大; RCP8.5 情景下在黄土高原西南部干旱加剧趋势最大。

相对于近 30 a 的干旱平均状态,在各个情景下黄土高原大部分地区干旱风险较高。在本世纪末 30 a 主要发生无旱到轻旱的等级转换。黄土高原西北部干旱加重,将发生无旱至中旱的干旱等级转换。

在 2018-2100 年,黄土高原主要以发生轻旱为主。在 RCP8.5 情景下,与其他地区相比西北部在未来两个时间段内,极端干旱发生频率较高,气候变化将增加极端干旱发生频率空间分布的差异。

参考文献

- [1] Pachauri R K, Allen M R, Barros V R, et al. Climate change 2014: synthesis report. Contribution of Working Groups I II and III to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change[J]. American Journal of Climate Change, 2014, 7(4): 151-168.
- [2] Dai Ai-guo. Drought under global warming: a review[J]. Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change, 2011, 2(1): 45-65.
- [3] Trenberth K E, Dai Ai-guo, Gerard V D S, et al. Global warming and changes in drought[J]. Nature Climate Change, 2013, 4: 17-22.
- [4] Prudhomme C, Giuntoli I, Robinson E L, et al. Hydrological droughts in the 21st century, hotspots and uncertain-

- ties from a global multimodel ensemble experiment[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences, 2014, 111(9): 3262-3267.
- [5] Keyantash J, Dracup J A. The quantification of drought: an evaluation of drought indices[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 2002, 83(8): 1167-1180.
- [6] Nam W, Hayes M J, Svoboda M D, et al. Drought hazard assessment in the context of climate change for South Korea[J]. Agricultural Water Management, 2015, 160: 106-117.
- [7] McKee T B, Doesken N J, Kleist J. The relationship of drought frequency and duration to time scales: eighth conference on applied climatology[M]. Anaheim: American Meteorological Society, 1993.
- [8] Vicente-Serrano S M, Beguería S, López-Moreno J I. A multiscale drought index sensitive to global warming: the standardized precipitation evapotranspiration index[J]. Journal of Climate, 2009, 23(7): 1696-1718.
- [9] Liu Zhi-peng, Wang Yun-qiang, Shao Ming-an, et al. Spatiotemporal analysis of multiscale drought characteristics across the Loess Plateau of China[J]. Journal of Hydrology, 2016, 534: 281-299.
- [10] Zhang Bao-qing, Wu Pu-te, Zhao Xi-ning, 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.
- [11] Gao Xue-rui, Zhao Qi, Zhao Xi-ning, 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.
- [12] 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.
- [13] Li Zhi, Zheng Fen-li, Liu Wen-zhao, et al. Spatially downscaling GCMs outputs to project changes in extreme precipitation and temperature events on the Loess Plateau of China during the 21st century[J]. Global and Planetary Change, 2012, 82-83: 65-73.
- [14] Zhang Bao-qing, Wu Pu-te, Zhao Xi-ning, et al. Changes in vegetation condition in areas with different gradients (1980-2010) on the Loess Plateau, China[J]. Environmental Earth Sciences, 2012, 68: 2427-2438.
- [15] 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.
- [16] Peng Shou-zhang, Gang Cheng-cheng, 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: 2250-2264.
- [17] Peng Shou-zhang, Ding Yong-xia, Wen Zhong-ming, 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.
- [18] Peng Shou-zhang, Yu Kai-liang, 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.
- [19] Douglas E M, Jacobs J M, Sumner D M, et al. A comparison of models for estimating potential evapotranspiration for Florida land cover types[J]. Journal of Hydrology, 2009, 373(3): 366-376.
- [20] Nikam B R, Kumar P, Garg V, et al. Comparative evaluation of different potential evapotranspiration estimation approaches[J]. International Journal of Research in Engineering and Technology, 2014, 3: 544-552.
- [21] 李天生, 夏军, 匡洋, 等. 不同潜在蒸散发估算方法在汉江流域中上游地区的适用性研究[J]. 南水北调与水利科技, 2017, 15(6): 1-10.
- [22] 赵玲玲, 王中根, 夏军, 等. Priestley-Taylor公式的改进及其在互补蒸散模型中的应用[J]. 地理科学进展, 2011, 30(7): 805-810.
- [23] Hargreaves G H, Samani Z A. Reference crop evapotranspiration from temperature[J]. Applied Engineering in Agriculture, 1985, 1: 96-99.
- [24] Gocic M, Trajkovic S. Analysis of changes in meteorological variables using Mann-Kendall and Sen's slope estimator statistical tests in Serbia[J]. Global and Planetary Change, 2013, 100: 172-182.
- [25] Attaur R, Muhammad D. Spatio-statistical analysis of temperature fluctuation using Mann-Kendall and Sen's slope approach[J]. Climate Dynamics, 2017, 48(3-4): 783-797.
- [26] Yao Yu-bi, Wang Run-yuan, Yang Jin-hu, 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.
- [27] Zhao Xi-ning, Wu Pu-te. Meteorological drought over the Chinese Loess Plateau: 1971-2010[J]. Natural Hazards, 2013, 67(2): 951-961.
- [28] 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.
- [29] Sun C X, Huang G H, Fan Y, et al. Drought occurring with hot extremes: changes under future climate change on Loess Plateau, China[J]. Earth's Future, 2019, 7(1): 1-18.

(责任编辑: 张 勇)