

DOI:10.13869/j.cnki.rswc.2023.04.045.

李佳, 唐志光, 邓刚, 等. 2001—2020年青藏高原草地物候变化遥感监测[J]. 水土保持研究, 2023, 30(4): 265-274.

LI Jia, TANG Zhiguang, DENG Gang, et al. Remote Sensing Monitoring of Grassland Phenological Changes in the Qinghai-Tibetan Plateau During 2001—2020[J]. Research of Soil and Water Conservation, 2023, 30(4): 265-274.

2001—2020年青藏高原草地物候变化遥感监测

李佳¹, 唐志光^{1,2}, 邓刚², 桑国庆¹, 王靖文¹

(1. 湖南科技大学 测绘遥感信息工程湖南省重点实验室, 湖南 湘潭 411201;

2. 湖南科技大学 地理空间信息技术国家地方联合工程实验室, 湖南 湘潭 411201)

摘要: [目的] 探究青藏高原草地物候时空变化规律, 对于理解高寒生态系统与区域气候之间的相互作用和生态安全屏障保护与建设具有重要的科学意义。[方法] 基于 2001—2020 年 MODIS 归一化植被指数 (NDVI) 时序产品, 采用非对称高斯函数拟合法和动态阈值法, 提取了青藏高原草地 NDVI 峰值、NDVI 峰值期、返青期 (SOS)、枯黄期 (EOS) 和生长季长度 (LOS) 参数。[结果] (1) 研究区草地物候的空间分布规律明显, 自西向东, 草地 NDVI 峰值增加、峰值期提前、SOS 提前、EOS 推迟、LOS 延长。(2) 20 年间, 青藏高原草地物候年际变化主要表现为 SOS 呈提前趋势 (12.11% 的区域显著提前), EOS 呈推迟趋势 (18.49% 的区域显著推迟), LOS 呈延长趋势 (18.87% 的区域显著延长)。(3) 青藏高原气温、降水对 SOS 有 1~2 个月的滞后效应; 气温对 EOS 有 1~2 个月的滞后效应, 而降水对 EOS 的滞后效应不明显。考虑滞后效应的条件下, 气温是影响草地 SOS、EOS 年际变化的主导因子。[结论] 青藏高原草地物候具有空间异质性, 且气温是影响草地物候时空变化的主要因素。

关键词: 青藏高原; 归一化植被指数 (NDVI); 草地物候; 气候变化

中图分类号: S812

文献标识码: A

文章编号: 1005-3409(2023)04-0265-10

Remote Sensing Monitoring of Grassland Phenological Changes in the Qinghai-Tibetan Plateau During 2001—2020

LI Jia¹, TANG Zhiguang^{1,2}, DENG Gang², SANG Guoqing¹, WANG Jingwen¹

(1. Hunan Provincial Key Laboratory of Geo-Information Engineering in Surveying, Mapping and Remote Sensing, Hunan University of Science and Technology, Xiangtan, Hunan 411201, China; 2. National-Local Joint Engineering Laboratory of Geo-spatial Information Technology, Hunan University of Science and Technology, Xiangtan, Hunan 411201, China)

Abstract: [Objective] Exploring the spatiotemporal variation characteristics of grassland phenology on the Qinghai-Tibetan Plateau is of great scientific significance for the interaction mechanism between alpine ecosystems and regional climate, and the protection and construction of ecological security barrier. [Methods] Based on the MODIS NDVI time series products from 2001 to 2020, the NDVI peak, NDVI peak period, start of growth season (SOS), end of growth season (EOS) and length of growth season (LOS) were extracted by combining with asymmetric Gaussian function fitting method and dynamic threshold method. In addition, the spatiotemporal changes of grassland phenology and its response to climate change were analyzed. [Results] (1) The obvious spatial distribution of grassland phenology showed that from west to east, the peak NDVI tended to increase, the NDVI peak period tended to advance, the SOS gradually advanced, the EOS gradually delayed, and the LOS gradually lengthened. (2) During the 20-year period, the interannual variation of grassland phenology over the Qinghai-Tibetan Plateau mainly indicated that the SOS

收稿日期: 2022-06-23

修回日期: 2022-08-02

资助项目: 湖南省自然科学基金创新研究群体项目 (2020JJ1003); 国家自然科学基金项目 (41871058); 湖南省科技创新计划 (2022RC1240); 湖南省自然科学基金资助项目 (2022JJ30245); 湖南省教育厅科研项目 (20B227)

第一作者: 李佳 (1995—), 女, 山东济南人, 硕士, 研究方向: 植被遥感。E-mail: lijia@mail.hnust.edu.cn

通信作者: 唐志光 (1985—), 男, 湖南邵阳人, 副教授, 研究方向: 冰冻圈及生态环境遥感研究。E-mail: tangzhg11@hnust.edu.cn

<http://stbcj.paperonice.org>

showed an advanced trend (12.11% of the study area were significantly advanced), the EOS showed a delayed trend (18.49% of the study area were significantly delayed), and the LOS showed a lengthened trend (18.87% of the study area were significantly lengthened). (3) The lag time of SOS trend response to temperature and precipitation was 1~2 months over the Qinghai-Tibetan Plateau; the lag time of EOS trend response to temperature was 2 months, the lag effect of precipitation on EOS was not obvious. Considering the lag effect, temperature was the dominant factor affecting the interannual variation of the SOS and EOS. [Conclusion] Grassland phenology on the Qinghai-Tibetan Plateau has spatial heterogeneity, and temperature is the main factor affecting spatiotemporal changes of grassland phenology.

Keywords: Qinghai-Tibetan Plateau; NDVI; grassland phenology; climate change

植被作为陆地生态系统的重要组成成分,是联合土壤、水分和环境等要素的自然纽带,在碳、水循环及能量平衡、温室气体减排和气候稳定方面发挥着重要的作用^[1-2]。植被物候是指植物在所处环境的调控下,经历从发芽到落叶的交替现象,是植物为长期适应气候、环境因子季节性变化,形成以年为单位的生长发育节律^[3-4]。植被物候是揭示陆地生态系统和环境变化的敏感指标,并且反映了植被对于气候和环境变化的快速响应^[5-6]。此外,植被物候变化可能影响碳分配、生物量积累、地表能量-水交换等过程^[7-8],对于实现“双碳”(碳达峰、碳中和)目标和生态文明建设具有重要的指导意义。

传统的植被物候研究主要是基于地面观测,可以得到真实、可靠的观测数据,但局限在单种植物且观测站点数量有限,难以进行大尺度和长时间序列的植被物候研究^[9]。遥感技术因其具有全球覆盖性和可重复观测性的特点而被广泛应用于区域和全球植被物候研究。目前基于光学遥感影像计算的植被指数时间序列是反演植被物候参数的主要数据源^[10-12],由于归一化植被指数(NDVI)对植被冠层和叶绿素敏感的特性被广泛用于植被物候研究。然而,光学植被指数易受到云、气溶胶等大气条件的影响,首先采用 Savitzky-Golay 滤波法^[13]、非对称高斯函数拟合法^[14]、双 Logistic 函数法^[15]重建时序数据。然后基于重建的时序数据采用阈值法^[16-17]、导数法^[18]和曲线拟合法等^[19]方法识别植物关键物候期。其中动态阈值法考虑了植被类型间的差异以及植被的动态变化被广泛用于提取植被物候参数^[17]。

近几十年来,全球气候发生了快速的变化。根据中国气象局气候变化中心发布的《中国气候变化蓝皮书(2021)》,气候系统仍在持续变暖,极端天气气候事件风险进一步加剧^[20]。作为全球气候变化最敏感和突出的地区之一,青藏高原气候变化更加显著。研究表明,全球变暖在 1998—2012 年减缓,出现了变暖停

滞现象(Global Warming Hiatus)^[21-22]。李哲等^[23]进一步表明 1998—2012 年的变暖停滞现象在除青藏高原外的西北地区表现明显(青藏高原仍保持升温),并且停滞期(2012—2020 年)的快速升温值得高度关注。在这种气候变化背景下,青藏高原的植被物候正经历着快速的变化,但这种变化及其对气候变化的响应在不同时空尺度表现出明显差异。例如:一些研究表明青藏高原的植被物候主要表现为 SOS 提前, EOS 推迟, LOS 延长的趋势^[24-27];也有研究表明,青藏高原地区的植被物候并没有显著变化^[28-30];甚至有人发现 2000—2006 年青藏高原植被 SOS 呈现出推迟的趋势^[31-32]。此外, Li 等^[33]研究了 1982—2014 年新疆地区植被春季物候(即 SOS)变化,发现该地区植物春季物候在 2005 年之前呈提前趋势,而在 2005 年后转变为推迟趋势。这些不一致的研究结果原因可能主要是由不同时空尺度下的气候变化和极端天气事件的发生引起的^[34]。因此,开展青藏高原植被物候时空变化分析及其对气候变化的响应研究,对于理解青藏高原碳、水和能量循环以及高寒生态系统与区域气候之间的相互作用和生态安全屏障保护与建设具有重要意义。

本文基于 2001—2020 年 MODIS NDVI 时序产品,采用非对称高斯函数拟合法和动态阈值法,提取青藏高原草地参数(NDVI 峰值、NDVI 峰值期、SOS、EOS、LOS),并分析其时空变化特征及其对气候变化(气温、降水)的响应关系。

1 研究区域与数据

1.1 研究区概况

青藏高原面积为 $2.56 \times 10^6 \text{ km}^2$,平均海拔在 4 000 m 以上,位于中国西南部($26^\circ\text{--}39^\circ\text{N}$, $73^\circ\text{--}104^\circ\text{E}$),是世界海拔最高的高原,有世界“第三极”之称。青藏高原气候复杂多样,气温和降水自东南向西北逐渐减少,东南地区气候温暖湿润,西北地区气候干燥寒冷,可分为

湿润、半湿润、干旱、半干旱 4 个气候分区(图 1,表 1)。此外该地区拥有完整而独特的自然地理生态系统,植被类型丰富,主要为针叶林、阔叶林、灌丛、草甸和草地(图 1)。高寒草地面积 $1.52 \times 10^6 \text{ km}^2$,约占青藏高原面积的一半,使得该地区成为中国最重要的牧区之一^[35]。在自然环境和人为因素的共同作用下,青藏高原的生态环境极其脆弱,是研究植被物候对气候变化响应及其对气候反馈的独特地区^[36]。本研究以青藏高原草地作为研究对象,开展青藏高原不同气候区下草地物候变化研究。

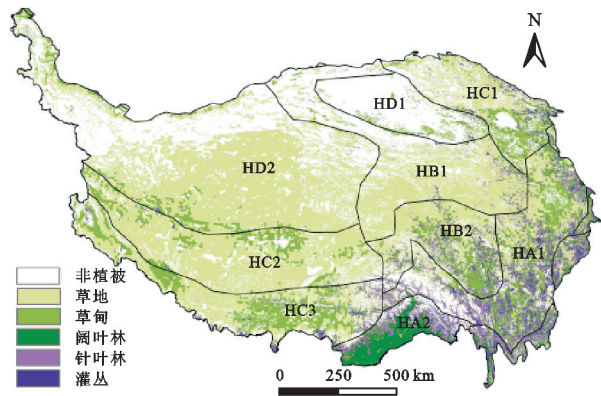


图 1 研究区地理位置、植被类型及气候区概况

表 1 研究区气候分区

气候分区	代码	气候地域分区
湿润气候区	HA1	波密—川西湿润气候区
	HA2	达旺—茶隅湿润气候区
半湿润气候区	HB1	青南半湿润气候区
	HB2	昌都半湿润气候区
	HC1	祁连—青海湖半干旱气候区
半干旱气候区	HC2	藏中半干旱气候区
	HC3	藏南半干旱气候区
干旱气候区	HD1	柴达木干旱气候区
	HD2	藏北干旱气候区

1.2 数据源

归一化植被指数(normalized difference vegetation index, NDVI)是反映植被变化的重要参数,被广泛应用于植被物候研究。NDVI 数据来源于美国国家航空航天局提供的 16 d 合成的 MOD13A1 NDVI 产品,空间分辨率为 500 m。利用 MRT 工具(MODIS Reprojection Tools)^[37]对 MOD13A1 NDVI 原始数据预处理,主要包括:影像拼接、投影转换、数据裁剪、格式转换等,得到 2001—2020 年青藏高原长时间序列 NDVI 数据。

ERA5 是欧洲中期天气预报中心(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF)全球气候第五代大气再分析资料,时间跨度长,且与其他气候再分析资料相比在青藏高原地区具有更好的适用性^[38-41]。本文利用 ERA5 陆地部分逐月数据集(ERA5-

Land monthly averaged data from 1950 to present, ERA5-Land),空间分辨率为 10 km,获取 2001—2020 年青藏高原月降水量和月平均气温。

基础地理信息数据来源于中国科学院资源环境科学数据中心的植被类型数据(1:100 万中国植被图集)和气候区划数据。以气候区划数据为基础,开展青藏高原不同气候区下草地物候变化研究。

2 研究方法

2.1 NDVI 时间序列重建

由于遥感影像会受到大气环境(如云、气溶胶)等因素的影响,导致 NDVI 数据会产生随机噪声点。因此在进行植被物候提取之前,本文通过非对称高斯函数拟合法(Asymmetric Gaussian function fitting method, A-G)来进行 MOD13A1 NDVI 时间序列重建。

非对称高斯函数拟合法的优势是通过从局部到整体的分段拟合法,分阶段模拟植被生长发育过程,利用分段高斯拟合函数重建 NDVI 时间序列^[4]。拟合过程主要为区间提取、局部拟合和整体连接 3 个步骤:对区间内 NDVI 最大值和最小值之间的时序数据分两次进行局部非线性拟合,然后将它们合并为描述完整 NDVI 时间序列的全局函数。局部拟合函数为:

$$f(t)=f(t;c_1,c_2,a_1,\cdots,a_5)=c_1+c_2g(t;a_1,\cdots,a_5)\quad (1)$$

其中,
$$g(t;a_1,\cdots,a_5)=\begin{cases}\exp\left[-\left(\frac{t-a_1}{a_2}\right)a_3\right] & t>a_1 \\ \exp\left[-\left(\frac{a_1-t}{a_4}\right)a_5\right] & t<a_1\end{cases}\quad (2)$$

式中: t 为时间; $f(t)$ 为 t 时刻时 NDVI 的值; c_1 和 c_2 分别把控拟合曲线的基准面和幅度; a_1 决定 NDVI 达到最大值或最小值时 t 的位置; a_2,a_3,a_4,a_5 分别决定曲线左右两侧的宽度和陡度。

最后,通过两段局部拟合函数来连接为完整 NDVI 时间序列的全局函数 $F(t)$ 。整体拟合函数为:

$$F(t)=\begin{cases}\alpha(t)f_L(t)+[1-\alpha(t)]f_C(t) & t_L\leq t\leq t_C \\ \beta(t)f_C(t)+[1-\beta(t)]f_R(t) & t_C<t\leq t_R\end{cases}\quad (3)$$

式中: $[t_L,t_R]$ 为 NDVI 时间跨度; $f_L(t),f_C(t),f_R(t)$ 分别为 $[t_L,t_R]$ 区间内左边 NDVI 最小值、NDVI 最大值及右边 NDVI 最小值所对应的局部拟合函数; $\alpha(t)$ 和 $\beta(t)$ 均为 $[0,1]$ 之间的剪切系数。

2.2 基于动态阈值法的植被物候参数提取

在进行 NDVI 时序重建后,本文采用 Jönsson 等^[42]提出的动态阈值法提取草地物候参数,该方法不仅体现不同植被类型间的差异,更能够体现某植被

的动态变化过程。由图2看出,在植被生长阶段(NDVI上升阶段),设定达到左侧振幅的10%处为植被返青期SOS,单位记为Day of Year(DOY);在植被衰退阶段(NDVI下降阶段),设定达到右侧振幅的20%处为植被枯黄期EOS。此外,NDVI年内最大值(NDVI峰值)和NDVI最大值所对应的年内日期(NDVI峰值期)体现了草地进行光合作用的能力,并将其作为评价草地生长强度的指标。

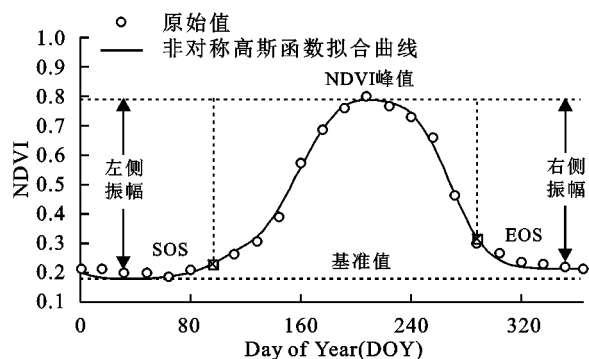


图2 基于NDVI年内时间序列曲线的物候指标提取

2.3 趋势分析法

采用Sen's斜率估计法计算青藏高原近20年的草地参数的变化趋势,以及通过Mann-Kendall检验方法对其变化趋势的显著性进行检验。Sen's斜率的优势在于不会造成长时间序列数据缺失的情况,并且可以降低异常值对时间序列的影响^[43-44]。因此,常被用于长时间序列的变化趋势分析中。计算公式如下:

$$\beta = \text{median}\left(\frac{x_j - x_i}{j - i}\right) \quad \forall j > i \quad (4)$$

式中:median为取中值函数; β 表示草地参数变化趋势,当 $\beta > 0$ 时,呈降低、提前的趋势;当 $\beta = 0$ 时,变化趋势不明显;当 $\beta < 0$ 时,呈增加、推迟的趋势。

Mann-Kendal显著性检验,其优势在于不固定于特定的分布形态,而且可以去除少数异常值,该趋势检验方法在许多研究中得到应用^[45]。Z值可以判定时间序列的显著性,当 $|Z| \geq 1.28, 1.64, 2.32$ 时。表示时间序列通过了置信度为90%,95%,99%的显著性检验。对于时间序列变量 x_1, x_2, \dots, x_n, n 为时间序列长度,定义检验统计量S:

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(x_j - x_i) \quad (5)$$

$$\text{其中,sgn为符号函数} \quad \text{sgn}(x_j - x_i) = \begin{cases} 1 & x_j > x_i \\ 0 & x_j = x_i \\ -1 & x_j < x_i \end{cases} \quad (6)$$

式中:当 $n \geq 10$ 时,统计量S近似服从正态分布。将S标准化得到Z,利用统计检验值Z进行显著性检验,计算公式如下:

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{var}(S)}} & S > 0 \\ 0 & S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{var}(S)}} & S < 0 \end{cases}$$

$$\text{其中,} \text{var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18} \quad (7)$$

2.4 相关性分析

本文采用偏相关分析方法来分析草地物候与气温、降水之间的相关性,计算公式如下:

$$r_{xy,z} = \frac{r_{xy} - r_{xz}r_{yz}}{\sqrt{(1-r_{xz}^2)(1-r_{yz}^2)}} \quad (8)$$

式中: $r_{xy,z}$ 是在控制z变量值,x和y之间的相关系数,若 $r_{xy,z} > 0$,x和y呈正相关;若 $r_{xy,z} < 0$,x和y呈负相关。通过T检验可以对相关系数的显著性进行分析,若 $r_{xy,z}$ 通过90%的显著性检验($p < 0.1$),说明草地SOS,EOS与气温、降水呈显著相关。

滞后相关系数的计算公式如下:

$$R = \max\{R_0, R_1, R_2, \dots, R_{n-1}, R_n\} \quad (9)$$

式中:R为滞后相关系数; R_0, R_1, \dots, R_n 分别为草地物候与发生当月、发生前一个月, ..., 发生前n个月气温、降水之间的相关系数,逐像元提取相关系数最大值,作为滞后相关系数。若 $R = R_n$,则草地物候对气温、降水的滞后时间为n个月。本研究根据多年草地SOS,EOS出现的平均日期(SOS以5月份为起始月份,EOS以11月为起始月份),选择滞后时间范围为0—5(0表示物候发生当月,1表示物候发生前第1个月,以此类推,至物候发生前第5个月),分析气温、降水对草地物候的时滞效应。

3 结果与分析

3.1 草地生长强度特征分析

2001—2020年青藏高原草地强度具有明显的经向地带性。整体上NDVI峰值自西向东逐渐升高,峰值期逐渐推迟(图3A,3B)。NDVI峰值较低的区域(NDVI峰值 < 0.4)主要分布在藏北干旱气候区、藏中半干旱气候区和藏南半干旱气候区,这些地区的NDVI峰值期普遍较晚,主要发生在第210天之后。在波密—川西湿润气候区和昌都半湿润气候区,NDVI峰值较高,峰值期发生的时间较早。

青藏高原草地NDVI峰值整体呈增加的趋势(占总面积的75.84%)(图3C,3E)。其中,39.59%的区域显著增加($p < 0.1$),主要位于藏北半干旱气候区和祁连—青海湖半干旱气候区,平均增加速率为0.03/10 a。仅有4.61%的区域显著降低($p < 0.1$),主要分散在藏中半干旱

气候区和青南半湿润气候区,平均降低速率为 0.02/10 a。NDVI 峰值期整体呈提前趋势(占总面积的 55.69%)(图 3D,3F)。其中,12.17%的区域显著提前($p<0.1$),主要位于藏北干旱气候区、祁连—青海湖半干旱气候区、青南半湿润气候区、昌都半湿润气候区和波密—川西湿润气候区,平均提前速率为 10.91 d/10 a。仅有

6.54%的区域显著推迟($p<0.1$),主要分布在藏中半干旱气候区、藏南半干旱气候区,平均推迟速率为 13.55 d/10 a。不同气候区 NDVI 峰值均呈增加的趋势(显著增加的面积大于显著减少);除半干旱气候区之外其他气候区的 NDVI 峰值期呈提前趋势(显著提前面积大于显著推迟)(表 2)。

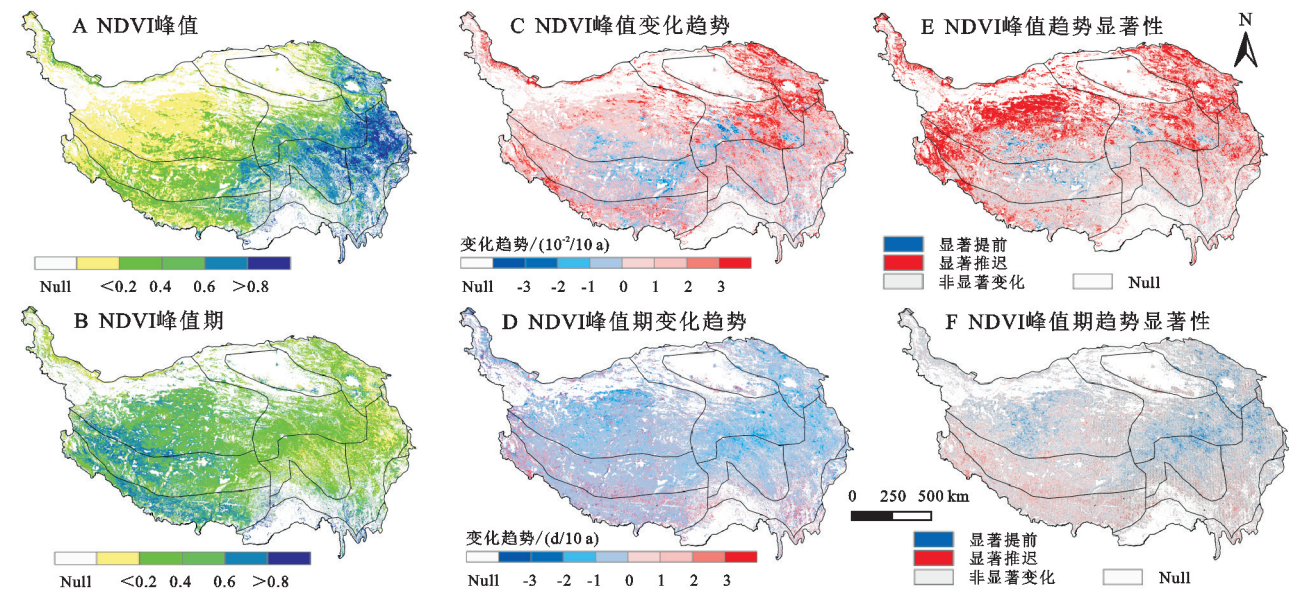


图 3 2001—2020 年青藏高原 NDVI 峰值和峰值期变化趋势

表 2 不同气候分区 NDVI 峰值和峰值期显著变化面积占比

气候分区	NDVI 峰值/%		NDVI 峰值期/%	
	显著降低	显著增加	显著降低	显著增加
湿润气候区	4.71	32.80	13.29	7.10
半湿润气候区	5.43	34.39	19.30	3.36
半干旱气候区	5.08	34.34	7.95	9.17
干旱气候区	3.48	51.86	11.97	5.37
整个区域	4.61	39.59	12.17	6.54

注:显著降低、增加、提前、推迟表示通过 90% 显著检验。

3.2 草地物候空间分布

2001—2020 年青藏高原草地 SOS 主要出现在第 110—150 d(占总面积的 63.45%),即 4 月下旬到 5 月下旬之间,具有明显的空间异质性(图 4A)。SOS 发生较早的区域主要位于波密—川西湿润气候区,在 120 d 之前;而 SOS 发生较晚的区域分布在藏北半干旱气候区、藏中半干旱气候区和藏南半干旱气候区,在第 150 天之后。不同气候区草地 SOS 存在较大差异,主要特征表现为:湿润气候区<半湿润气候区<半干旱气候区<干旱气候区。

青藏高原草地 EOS 主要集中在第 270—320 d(占总面积的 71.63%),即 9 月下旬到 11 月下旬之间(图 4B)。藏北干旱气候区和藏南半干旱气候区 EOS 出现较早(在第 270 天之前);波密—川西湿润气候区、昌都半湿润气候区和祁连—青海湖半干旱气候区 EOS 出现较晚(在第 300 天之后)。不同气候区草地

EOS 的差异性主要表现为:干旱气候区<半干旱气候区<半湿润气候区<湿润气候区。

青藏高原草地 LOS 主要集中在 90—180 d(占总面积的 72.70%)(图 4C)。在藏北干旱气候区和藏南半干旱气候区的小部分区域内,LOS 持续时间较短(LOS<90 d);而在波密—川西湿润气候区,LOS 持续时间较长(LOS>180 d)。不同气候区草地 LOS 的特征主要表现为:干旱气候区<半干旱气候区<半湿润气候区<湿润气候区。

3.3 草地物候年际变化特征

2001—2020 年青藏高原草地 SOS 整体呈提前的趋势(占总面积的 57.66%)(图 5A,5B)。其中,12.11%的区域显著提前($p<0.1$),主要位于藏北干旱气候区、祁连—青海湖半干旱气候区和昌都半湿润气候区,平均提前速率为 17.64 d/10 a。5.64%的区域显著推迟($p<0.1$),主要分散在藏中半干旱气候区和藏南半干旱气候区,平均推迟速率为 18.28 d/10 a。草地 EOS 变化主要呈推迟的趋势(占总面积的 66.31%)(图 5C,5D)。其中,18.49%的区域显著推迟($p<0.1$),主要位于青南半湿润气候区、昌都半湿润气候区、祁连—青海湖半干旱气候区、藏中半干旱气候区和藏北干旱气候区,平均推迟速率为 10.76 d/10 a。仅有 4.68%的区域显著提前($p<0.1$),主要分散在波密—川西湿润气候区,平均提前速率为 32.12 d/10 a。草

地 LOS 主要呈延长的趋势(约占总面积的 63.70%) (图 5E, 5F)。其中, 18.87% 的区域显著延长 ($p < 0.1$), 主要位于南半湿润气候区、昌都半湿润气候区、祁连—青海湖半干旱气候区和藏北干旱气候区, 平均延长速率为 23.88 d/10 a, 仅有 5.85% 的区域显著缩短 ($p < 0.1$), 主要分散在藏南半干旱气候区, 平均

缩短速率为 34.14 d/10 a。

草地 SOS 在除半干旱气候区之外的其他气候区均呈提前趋势(显著提前的面积大于显著推迟)。不同气候区的草地 EOS 均呈推迟趋势(显著推迟的面积大于显著提前)。不同气候区的草地 LOS 均呈延长趋势(显著延长的面积大于显著缩短)(表 3)。

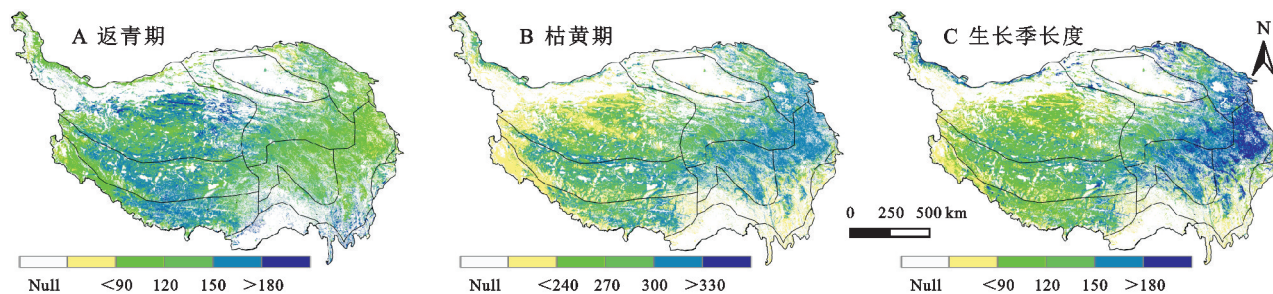


图 4 2001—2020 年青藏高原草地物候空间分布

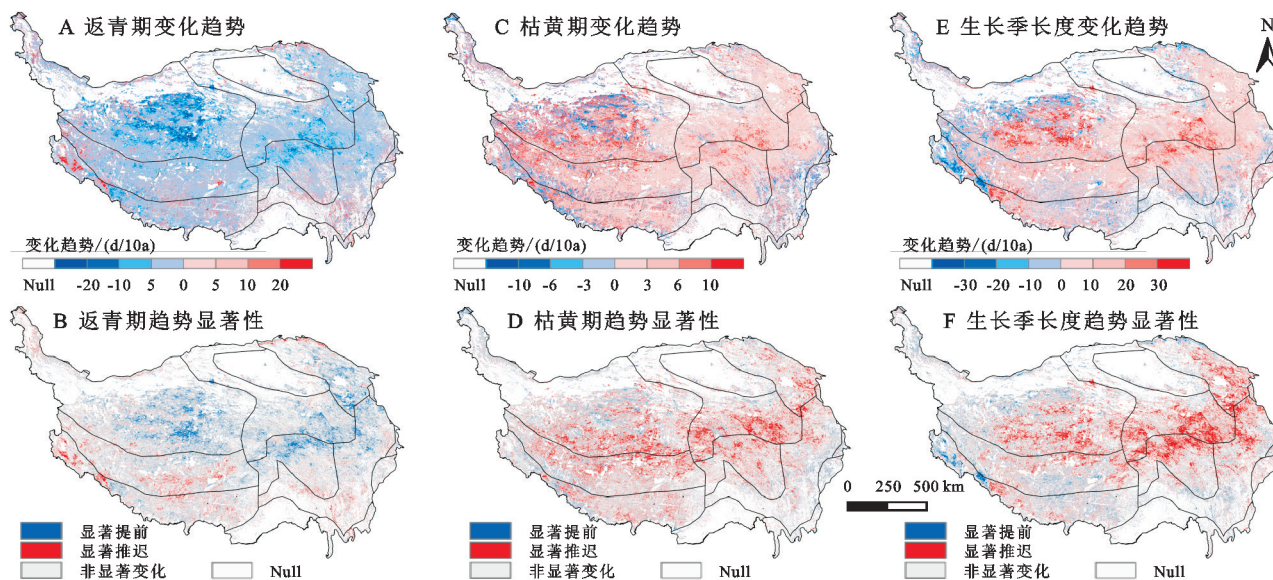


图 5 2001—2020 年青藏高原草地物候年际变化趋势

表 3 不同气候分区物候显著变化面积占比

气候分区	草地 SOS/%		草地 EOS/%		草地 LOS/%	
	显著提前	显著推迟	显著提前	显著推迟	显著提前	显著推迟
湿润气候区	11.16	7.35	6.03	13.42	6.09	19.80
半湿润气候区	15.48	2.65	2.65	24.04	2.22	30.09
半干旱气候区	7.82	8.59	4.20	17.86	7.47	14.41
干旱气候区	15.25	3.55	6.17	17.25	6.38	15.97
整个区域	12.11	5.64	4.68	18.49	5.85	18.87

注: 显著提前、推迟、缩短、延长表示通过 90% 显著检验。

3.4 气象因子对草地物候的滞后效应

气温、降水对草地 SOS, EOS 的滞后效应具有明显的空间异质性。总的来说, SOS 对气温的响应的滞后时间集中在 1~2 个月(占总面积的 41.52%), 主要分布在波密—川西湿润气候区、青南半湿润气候区和昌都半湿润气候区, 平均滞后时间为 2.70 个月(图 6A)。SOS 对降水响应的滞后时间集中在 1~2 个月

(占总面积的 40.97%), 主要分布在波密—川西湿润气候区、青南半湿润气候区、昌都半湿润气候区和藏北干旱气候区, 平均滞后时间为 2.68 个月(图 6B)。EOS 对气温响应的滞后时间集中在 1~2 个月(占总面积的 42.75%), 主要分布在青南半湿润气候区、藏中半干旱气候区和藏北干旱气候区, 平均滞后时间为 2.24 个月(图 6C)。降水对于 EOS 的平均滞后时间为 2.62 个月, EOS 与降水在不同滞后时间内的面积占比没有明显变化(图 6D)。

不同气候区由于水热条件的不同, 其对气温和水分的需求各不相同, 因此本研究进一步探讨不同气候区气温、降水对草地 SOS, EOS 的滞后效应(表 4)。气温对 SOS 在各气候区间滞后时间为 1~2 个月, 其中在干旱气候区平均滞后时间最大(2.79 个月); 降水对 SOS 在各气候区间滞后时间为 2 个月, 其中在干旱气候区平均滞后时间最大(2.76 个月)。气温对

EOS 在各气候区间滞后时间为 0~2 个月,其中在湿润气候区平均滞后时间最大(2.60 个月);降水对

EOS 在各气候区间滞后时间为 1~3 个月,其中在半湿润气候区平均滞后时间最大(2.86 个月)。

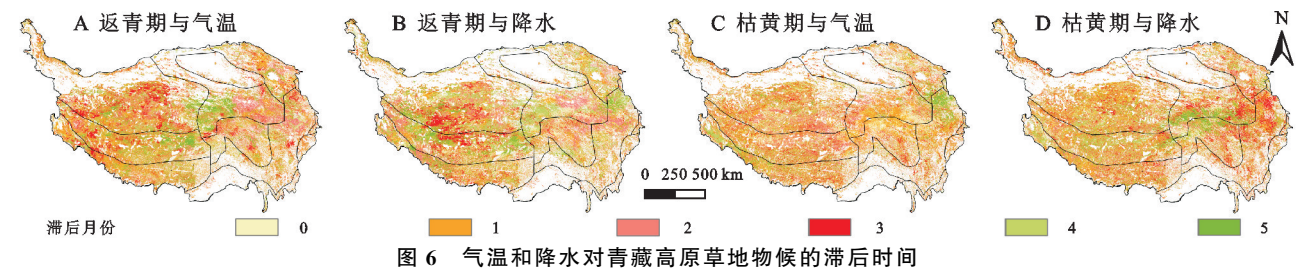


表 4 不同气候区下的气温和降水对青藏高原草地物候的平均滞后时间

气候分区	草地 SOS/月		草地 EOS/月	
	平均气温	累积降水	平均气温	累积降水
湿润气候区	2.53	2.66	2.60	2.59
半湿润气候区	2.67	2.45	1.87	2.86
半干旱气候区	2.75	2.75	2.35	2.58
干旱气候区	2.79	2.76	2.21	2.51
整个区域	2.70	2.68	2.24	2.62

3.5 影响草地物候的主导气象因子

青藏高原 SOS 与气温呈正相关,与降水呈负相关(图 7A,7C),即气温的上升或降水的减少会导致 SOS 的推迟。35.07%的区域 SOS 与气温呈显著正相关($p < 0.1$),主要分布在青南半湿润气候区、昌都半湿润气候区、藏中半干旱气候区、藏南半干旱气候区和藏北干旱气候区;29.40%的区域 SOS 与降水呈显著负相关($p < 0.1$),主要分布在青南湿润气候区、藏中半干旱气候区和

藏北干旱气候区。EOS 与气温和降水均呈正相关(图 7B,7D),即气温的上升和降水量的增加会导致 EOS 推迟。36.13%的区域 EOS 与气温呈显著正相关($p < 0.1$),主要分布在青南半湿润气候区、昌都半湿润气候区和藏中半干旱气候区;35.61%的区域 EOS 与降水呈显著正相关($p < 0.1$),主要分布在青南半湿润气候区和昌都半湿润气候区。在地理空间上比较草地 SOS, EOS 与气温、降水偏相关系数的绝对值(图 7E,7F),可以看出,55.87%的区域为气温主导 SOS 年际变化,主要分布在波密—川西湿润气候区、青南湿润气候区和昌都半湿润气候区;44.13%的区域为降水主导 SOS 年际变化,主要分布在藏中半干旱气候区、祁连—青海湖半干旱气候区。51.68%的区域为气温主导 EOS 年际变化,主要分布在波密—川西湿润气候区和昌都半湿润气候区;48.32%的区域为降水主导 EOS 年际变化,主要分布在藏南半干旱气候区。

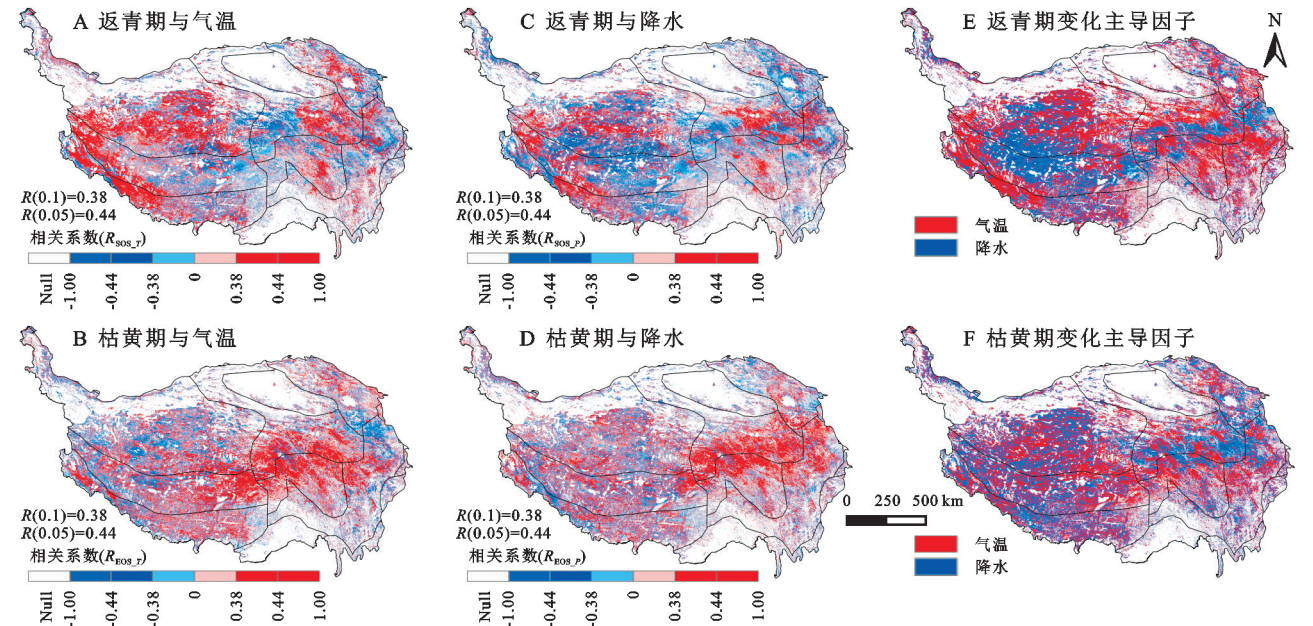


图 7 青藏高原草地物候与气温、降水相关关系

4 讨论

青藏高原草地物候存在明显的空间异质性。本研究发现在 2001—2020 年期间,青藏高原草地 SOS

呈提前趋势,EOS 呈推迟趋势,LOS 呈延长趋势,这与已有的研究结果大体一致^[24-27]。其中,三江源和藏北高原变化最为显著。Liu 等^[27]研究得出在 2000—2014 年三江源草地 SOS 以 1.03 d/a 的速度提前;宋

春桥等^[46]发现在2001—2010年藏北高原草地返青期提前、生长季长度延长的趋势。

青藏高原草地物候年际变化受多个气象因子的共同作用,其中气温和降水对草地物候的显著关系已经得到了大量研究的证明。袁巧丽等^[47]研究发现气温和降水是影响青藏高原草地物候年际变化的主要因素,气温和降水共同影响导致草地 SOS 提前、EOS 推迟。丁明军等^[36]认为气温是影响青藏高原植被返青期的主要因素,返青期会随着气温的上升而提前。也有研究认为,气温和降水对植被物候的影响存在空间差异。Li 等^[48]通过分析青藏高原植被变化与气候因子之间的关系发现,在青藏高原西南部和东北部较为干旱的地区,植被返青期提前主要是降水增加而引起的,而在潮湿地区,植被返青期提前是气温上升而引起的。本研究同样分析了不同气候区下,气温和降水对青藏高原草地物候变化的影响(图 7E, 7F)。在湿润、半湿润气候区,气温对草地 SOS 变化的影响更加突出。而在藏南半干旱气候区、藏北干旱气候区,气温同样是影响草地 SOS 变化的主导因子,原因可能是在高海拔地区,低温是植被生长的限制因子。相比于降水,气温几乎是影响所有气候区草地 EOS 变化的主导因素。此外,本研究结果表明,青藏高原水热条件的空间差异导致气温、降水对草地物候的滞后效应不同气候区存在差异^[49],草地物候对气温、降水的响应在不同气候区的滞后时间多为 1~2 个月,而在干旱气候区降水对 SOS 的滞后效应有 4 个月(图 6),这可能是因为该气候区纬度较高,导致气温偏低,积雪成为降水的主要来源,积雪即开春融化的水分会对 SOS 提前产生明显效果。

青藏高原草地物候变化较为复杂,呈现出明显的空间差异,植被生长除了受气候变化的影响,人类活动等同样影响青藏高原植被变化。近年来随着青藏高原人口显著增长,过度放牧、土地利用变化等人类活动也在极大地影响着植被物候变化。

5 结论

(1) 青藏高原草地物候特征具有明显的经向地带性和垂直地带性规律。草地 SOS 主要出现在第 110—150 d 之间;EOS 主要出现在第 270—320 d 之间;LOS 主要出现在 90—180 d 之间。

(2) 2001—2020 年青藏高原草地物候的年际变化特征表现为:SOS 在 12.11% 的区域显著提前, EOS 在 18.49% 的区域显著推迟, LOS 在 18.87% 的

区域显著延长。在半湿润气候区和藏北干旱气候区草地物候年际变化趋势更为显著。

(3) 青藏高原气温、降水对 SOS 有 1~2 个月的滞后效应(占总面积的 41.52%, 40.97%), 平均滞后时间分别为 2.70 个月、2.68 个月。气温对 EOS 有 1~2 个月的滞后效应(占总面积的 42.75%), 平均滞后时间为 2.24 个月;降水对 EOS 的滞后效应不明显。

(4) 青藏高原草地 SOS 与气温呈正相关, 与降水呈负相关, 气温是影响 SOS 年际变化的主导因子(占总面积的 55.87%)。草地 EOS 与气温、降水呈正相关, 气温是影响草地 EOS 年际变化的主导因子(占总面积的 51.68%)。

参考文献:

- [1] 陈效速, 王恒. 1982—2003 年内蒙古植被带和植被覆盖度的时空变化[J]. 地理学报, 2009, 64(1): 84-94.
- [2] Mahmood R, Pielke Sr R A, Hubbard K G, et al. Land cover changes and their biogeophysical effects on climate [J]. International Journal of Climatology, 2014, 34(4): 929-953.
- [3] 翟佳, 袁凤辉, 吴家兵. 植物物候变化研究进展[J]. 生态学杂志, 2015, 34(11): 257-263.
- [4] 马晓芳, 陈思宇, 邓婕, 等. 青藏高原植被物候监测及其对气候变化的响应[J]. 农业学报, 2016, 25(1): 13-21.
- [5] Cleland E E, Chuine I, Menzel A, et al. Shifting plant phenology in response to global change [J]. Trends in Ecology & Evolution, 2007, 22(7): 357-365.
- [6] Richardson A D, Keenan T F, Migliavacca M, et al. Climate change, phenology, and phenological control of vegetation feedbacks to the climate system [J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2013, 169(15): 156-173.
- [7] Piao S L, Wang X H, Ciais P, et al. Changes in satellite-derived vegetation growth trend in temperate and boreal Eurasia from 1982 to 2006 [J]. Global Change Biology, 2011, 17(10): 3228-3239.
- [8] Jeong S J, Medvigy D, Shevliakova E, et al. Uncertainties in terrestrial carbon budgets related to spring phenology [J]. Journal of Geophysical Research: Biogeosciences, 2012, 117(G1). DOI: 10.1029/2011JG001868
- [9] Verhegghen A, Bontemps S, Defourny P. A global NDVI and EVI reference data set for land-surface phenology using 13 years of daily SPOT-VEGETATION observations [J]. International Journal of Remote Sensing, 2014, 35(7): 2440-2471.
- [10] Qi Y, Wang H, Ma X F, et al. Relationship between vegetation phenology and snow cover changes during 2001-2018 in the Qilian Mountains [J]. Ecological Indi-

- cators, 2021,133:108351.
- [11] Zhang Y L, Gao J G, Liu L S, et al. NDVI-based vegetation changes and their responses to climate change from 1982 to 2011: A case study in the Koshi River Basin in the middle Himalayas [J]. *Global and Planetary Change*, 2013,108:139-148.
- [12] Liu L L, Liu L Y, Liang L, et al. Effects of elevation on spring phenological sensitivity to temperature in Tibetan Plateau grasslands [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2014,59(34):4856-4863.
- [13] Chen J, Jönsson P, Tamura M, et al. A simple method for reconstructing a high-quality NDVI time-series data set based on the Savitzky-Golay filter[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2004,91(3/4):332-344.
- [14] Jönsson P, Eklundh L. Seasonality extraction by function fitting to time-series of satellite sensor data[J]. *Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2002,40(8):1824-1832.
- [15] Beck P S A, Atzberger C, Høgda K A, et al. Improved monitoring of vegetation dynamics at very high latitudes: a new method using MODIS NDVI[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2006,100(3):321-334.
- [16] Myneni R B, Keeling C D, Tucker C J, et al. Increased plant growth in the northern high latitudes from 1981 to 1991[J]. *Nature*, 1997,386(6626):698-702.
- [17] Fischer A. A model for the seasonal variations of vegetation indices in coarse resolution data and its inversion to extract crop parameters [J]. *Remote Sensing of Environment*, 1994,48(2):220-230.
- [18] Piao S L, Fang J Y, Zhou L M, et al. Variations in satellite-derived phenology in China's temperate vegetation[J]. *Global Change Biology*, 2006,12(4):672-685.
- [19] Badhwar G D. Automatic corn-soybean classification-using Landsat MSS data: I. Near-harvest crop proportion estimation[J]. *Remote Sensing of Environment*, 1984,14(1/3):15-29.
- [20] 中国气象局气候变化中心.中国气候变化蓝皮书 2021 [M].北京:科学出版社,2019,15-18.
- [21] Kosaka Y, Xie S P. Recent global-warming hiatus tied to equatorial Pacific surface cooling[J]. *Nature*, 2013,501(7467):403-407.
- [22] Medhaug I L, Stolpe M B, Fischer E M, et al. Reconciling controversies about the 'global warming hiatus' [J]. *Nature*, 2017,545(7652):41-47.
- [23] 李哲,丁永建,陈艾姣,等.1960—2019年西北地区气候变化中的 Hiatus 现象及特征[J].*地理学报*,2020,75(9):1845-1859.
- [24] Wang K, Zhang L, Qiu Y B, et al. Snow effects on alpine vegetation in the Qinghai-Tibetan Plateau[J]. *International Journal of Digital Earth*, 2015,8(1):58-75.
- [25] 孔冬冬,张强,黄文琳,等.1982—2013年青藏高原植被物候变化及气象因素影响[J].*地理学报*,2017,72(1):39-52.
- [26] Cheng M, Jin J X, Zhang J M, et al. Effect of climate change on vegetation phenology of different land-cover types on the Tibetan Plateau[J]. *International Journal of Remote Sensing*, 2018,39(2):470-487.
- [27] Liu Y, Wang J B, Dong J W, et al. Variations of vegetation phenology extracted from remote sensing data over the Tibetan Plateau Hinterland during 2000—2014 [J]. *Journal of Meteorological Research*, 2020,34(4):786-797.
- [28] Wang X F, Xiao J F, Li X, et al. No consistent evidence for advancing or delaying trends in spring phenology on the Tibetan Plateau[J]. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 2017,122(12):3288-3305.
- [29] Shen M G, Sun Z Z, Wang S P, et al. No evidence of continuously advanced green-up dates in the Tibetan Plateau over the last decade [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2013,110(26):E2329.
- [30] Wang X F, Xiao J F, Li X, et al. No trends in spring and autumn phenology during the global warming hiatus[J]. *Nature Communications*, 2019,10(1):1-10.
- [31] Yu H Y, Luedeling E, Xu J C. Winter and spring warming result in delayed spring phenology on the Tibetan Plateau[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2010,107(51):22151-22156.
- [32] Piao S L, Cui M D, Chen A P, et al. Altitude and temperature dependence of change in the spring vegetation green-up date from 1982 to 2006 in the Qinghai-Xizang Plateau[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2011,151(12):1599-1608.
- [33] Li C, Wang R H, Cui X F, et al. Responses of vegetation spring phenology to climatic factors in Xinjiang, China[J]. *Ecological Indicators*, 2021,124:107286.
- [34] Seddon A W, Macias-Fauria M, Long P R, et al. Sensitivity of global terrestrial ecosystems to climate variability [J]. *Nature*, 2016,531(7593):229-232.
- [35] Liu Y C, Li Z, Chen Y N. Continuous warming shift greening towards browning in the Southeast and Northwest High Mountain Asia[J]. *Scientific Reports*, 2021,11(1):1-14.
- [36] 丁明军,张德铨,刘林山,等.青藏高原植物返青期变化及其对气候变化的响应[J].*气候变化研究进展*,2011,7

- (5):317-323.
- [37] Dwyer J, Schmidt G. The MODIS Reprojection Tool. Earth Science Satellite Remote Sensing[M]. the United States:Springer, 2006:162-177.
- [38] Li Y P, Chen Y N, Sun F, et al. Recent vegetation browning and its drivers on Tianshan Mountain, Central Asia [J]. Ecological Indicators, 2021,129:107912.
- [39] Liu W, Mo X G, Liu S X, et al. Attributing the changes of grass growth, water consumed and water use efficiency over the Tibetan Plateau[J]. Journal of Hydrology, 2021,598:126464.
- [40] Huai B J, Wang J Y, Sun W J, et al. Evaluation of the near-surface climate of the recent global atmospheric reanalysis for Qilian Mountains, Qinghai-Tibet Plateau [J]. Atmospheric Research, 2021,250:105401.
- [41] Yadav S K, Lee E, He Y. Positive associations of vegetation with temperature over the alpine grasslands in the Western Tibetan Plateau during May[J]. Earth Interactions, 2022,26(1):94-111.
- [42] Jönsson P, Eklundh L. TIMESAT: A program for analyzing time-series of satellite sensor data[J]. Computers & Geosciences, 2004,30(8):833-845.
- [43] Sen P K. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau[J]. Journal of the American Statistical Association, 1968,63(324):1379-1389.
- [44] Hirsch R M, Slack J R, Smith R A. Techniques of trend analysis for monthly water quality data [J]. Water Resources Research, 1982,18(1):107-121.
- [45] Hamed K H. Trend detection in hydrologic data; the Mann-Kendall trend test under the scaling hypothesis [J]. Journal of Hydrology, 2008,349(3/4):350-363.
- [46] 宋春桥,游松财,柯灵红,等.藏北高原植被物候时空动态变化的遥感监测研究[J].植物生态学报,2011,35(8):853-863.
- [47] 袁巧丽,杨建.青藏高原草地植被物候变化及其对气候变化的响应[J].中国草地学报,2021,43(9):32-43.
- [48] Li L H, Zhang Y L, Liu L S, et al. Spatiotemporal patterns of vegetation greenness change and associated climatic and anthropogenic drivers on the Tibetan Plateau during 2000—2015[J]. Remote Sensing, 2018,10(10):1525.
- [49] Liu L L, Zhang X Y, Donnelly A, et al. Interannual variations in spring phenology and their response to climate change across the Tibetan Plateau from 1982 to 2013 [J]. International Journal of Biometeorology, 2016,60(10):1563-1575.

(上接第264页)

- [20] 智协飞,孙晶,周文友.2009年夏季西太平洋台风的集合预报和多模式集成预报试验[J].大气科学学报,2015,38(5):633-640.
- [21] 李响.WRF模式中积云对流参数化方案对西北太平洋台风路径与强度模拟的影响[J].中国科学:地球科学,2012,42(12):1966-1978.
- [22] 吴海涛,解宏伟,赵运天.不同物理参数化方案对黄河源区降雨模拟的适用性研究[J].水电能源科学,2019,37(7):9-13.
- [23] 王佳,梅钦,陈钰文.WRF模式不同微物理方案水凝物的预报能力检验与集成试验[J].气象,2017,43(5):552-559.
- [24] 梅钦,智协飞,王佳.WRF模式不同云参数化方案的暴雨预报能力检验及集成试验[J].大气科学学报,2018,41(6):731-742.
- [25] 胡浩楠,刘引鸽,马凯.渭河流域百年尺度水旱特征及其影响因素[J].水土保持通报,2020,40(2):255-262.
- [26] 雷江群,刘登峰,黄强.渭河流域气候变化及干湿状况时空分布分析[J].西北农林科技大学学报:自然科学版,2015,43(3):175-181.
- [27] 郭爱军,畅建霞,黄强,等.渭河流域气候变化与人类活动对径流影响的定量分析[J].西北农林科技大学学报:自然科学版,2014,42(8):212-220.
- [28] 任立良,沈鸿仁,袁飞,等.变化环境下渭河流域水文干旱演变特征剖析[J].水科学进展,2016,27(4):492-500.
- [29] 贾杰,姜丽红.气候变化与人类活动对渭河源区近30年径流量影响研究[J].地下水,2017,39(4):130-133.
- [30] 王丽洁,李永明,陈瑾,等.1980—2012年渭河源区气候因子演变特征及趋势分析[J].中国水土保持,2017(7):46-48.
- [31] Kain J S. The Kain-Fritsch convective parameterization: an update[J]. Journal of Applied Meteorology, 2004,43(1):170-181.
- [32] Kain J S, Fritsch J M. The role of the convective “trigger function” in numerical forecasts of mesoscale convective systems [J]. Meteorology and Atmospheric Physics, 1992,49(1):93-106.
- [33] Crétat J, Pohl B. How physical parameterizations can modulate internal variability in a regional climate model [J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2012, 69(2):714-724.