中国科学: 地球科学 2023 年 第 53 卷 第 7 期: 1517 ~ 1535
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

干旱指数在“西风模态”核心区的适用性评估

郭惠文, 黄伟*, 谢亭亭, 马帅

兰州大学资源环境学院西部环境教育部重点实验室, 兰州 730000
* 通讯作者, E-mail: whuang@lzu.edu.cn

收稿日期: 2022-08-05; 收修改稿日期: 2022-11-07; 接受日期: 2023-03-28; 网络版发表日期: 2023-06-05
国家重点研究发展计划项目(编号: 2018YFA0606404)和国家自然科学基金面上项目(批准号: 41877446)资助

摘要 干旱指数作为衡量干旱事件变化的方法之一, 由于其在区域适用性上存在差异, 因此准确评估干旱指数的区域适用性是进行干旱事件研究的前提. 本文基于多套资料集的降水、潜在蒸散发(PET)、土壤湿度和归一化植被指数数据, 评估了自校正Palmer干旱指数(scPDSI)、标准化降水蒸散发指数(SPEI)和标准水分异常指数(SZI)对“西风模态”核心区干湿演变特征和干旱事件的描述能力. 结果表明, 12个月尺度SZI(SZI12)、SPEI(SPEI12)分别与降水、PET有较好的相关性, scPDSI则能较好地表征降水和土壤湿度的变化. 在趋势分析中, SZI12和scPDSI指示1961~2014年新疆逐渐变湿的特征与其降水增加、PET减少、植被改善的趋势一致. 相比之下, SPEI12受到PET的强烈影响, 显示区域显著变干, 导致其在该地区适用性受限. 哈萨克斯坦和中亚南部四国的降水在过去50年有微弱增多, 但PET增加强烈, 这与三种指数均指示中亚有变干的趋势相符. 基于上述结果, 对比指数识别新疆典型干旱事件的能力, 发现scPDSI能够准确地识别新疆典型干旱事件, 而SZI12所指示的大多与实际不符. 综上, scPDSI最适用于表征“西风模态”核心区水文气候条件的长期变化趋势和干旱事件. 本研究将为合理利用和改进干旱指数, 开展干旱区干旱事件监测、归因和预测提供理论依据.

关键词 干旱指数, 干旱指数适用性, 水文气候条件, 潜在蒸散发, 干旱事件

1 引言

干旱是极为复杂又极具破坏性的极端气候事件之一, 往往对经济社会发展造成巨大的影响. 随着全球气候变暖加剧, 干旱的强度和频率越来越高(Feng等, 2017; Hao等, 2018; Naumann等, 2018; Huang等, 2019; Ranasinghe等, 2021). 因此, 如何准确地监测、评估和预测干旱对深入理解水文气候变化及其对社会经济的影响具有重要意义.

为了对干旱进行定量监测和分析, 已有研究开发了各种干旱指数. 例如, Palmer使用降水、地表气温和地表当前的水分状况, 提出Palmer干旱指数(Palmer Drought Severity Index, PDSI; Palmer, 1965), 并被广泛应用. 但PDSI也存在一些局限性, 如对持续数月的干旱反应不敏感, 对不同区域、不同时间尺度干旱影响程度的对比能力有限(Alley, 1984; Karl, 1986; Guttman, 1998). 为修正这些不足, Wells等(2004)提出了自校正Palmer干旱指数(Self-calibrating Palmer Drought

中文引用格式: 郭惠文, 黄伟, 谢亭亭, 马帅. 2023. 干旱指数在“西风模态”核心区的适用性评估. 中国科学: 地球科学, 53(7): 1517–1535, doi: 10.1360/SSTe-2022-0248
英文引用格式: Guo H, Huang W, Xie T, Ma S. 2023. Evaluation of the applicability of multiple drought indices in the core zone of “westerlies-dominated climatic regime”. Science China Earth Sciences, 66(7): 1504–1520, https://doi.org/10.1007/s11430-022-1097-0

© 2023 《中国科学》杂志社

Severity Index, scPDSI), 该指数根据局地条件对PDSI进行校准, 从而提高了其空间可比性. 有研究证明, 在表征20世纪的欧洲和北美的干旱时, scPDSI比PDSI表现更好(van der Schrier等, 2006, 2007). 即便如此, scPDSI仍不具备多时间尺度的特性. 而干旱变化与水分亏缺累积的时间尺度密切相关, 因此利用干旱指数表征干旱变化时, 需要考虑时间尺度的变化. 基于此, 多时间尺度干旱指数逐渐发展并得到应用, 例如标准降水指数(Standardized Precipitation Index, SPI), 其通过特定时间内降水异常除以标准偏差的方法来定义干旱, 并利用伽马分布函数建立概率密度与降水的关系来描述不同时间尺度干旱的发生情况(McKee等, 1993, 1995). 但SPI的局限性在于它仅使用降水作为参数, 没有考虑其他气象要素变化对干旱的影响, 尤其是温度在研究水文气候变化趋势等方面的作用不容忽视(Sheffield和Wood, 2008). 因此标准化降水蒸散发指数(Standardized Precipitation Evapotranspiration Index, SPEI; Vicente-Serrano等, 2010)应运而生, 该指数综合了温度和降水变化的影响, 并考虑了气候变暖导致的潜在蒸散发增加. SPEI比SPI更适合监测气候变化下的干旱状况(Tirivarombo等, 2018; Li等, 2020). 然而, Zhang等(2015)指出仅根据潜在蒸散发来估计生态环境需水量是不符合实际情况的, 特别是在干旱半干旱地区. 由此进一步提出标准水分异常指数(Standardized Moisture Anomaly Index, SZI), 该指数主要利用蒸散发、径流以及土壤水分的相关变化对水分需求进行更合理的估算, 并具有多时间尺度特征, 这使其能够为不同时间尺度的干旱监测和识别提供更有效的信息(Ayantobo和Wei, 2019).

亚洲中部干旱区地处欧亚大陆腹地, 所属全球最大的非地带性干旱区, 具有典型的温带大陆性气候特征, 植被覆盖率低, 主要为荒漠灌丛和草原等干旱/半干旱生态系统(Feng等, 2014). 该区域植被水分的主要补给来自于土壤水以及山区降水和冰川/融雪水入渗补给的浅层地下水. 在同等严重的干旱条件下, 与湿润区相比, 该地区由于水资源极度匮乏, 生态环境更加脆弱, 人类生产生活对干旱事件的强度、频率和持续时间的变化也会更加敏感. 未来气候变暖背景下, 干湿变化和干旱事件的发生会使该地区的水资源、农业和环境面临更为严峻的考验. 因此, 探究干旱区干湿变化和干旱事件特征变化, 更有助于我们深入理解水资源变化对干旱事件的响应及其对社会经济造成的影响.

然而, 无论是基于单一变量还是多变量的指数估算, 多着眼于全球尺度(Vicente-Serrano等, 2010)或某一个特定区域(Zhang等, 2015), 没有一种指数能够普遍适用于不同区域干旱特征的表征及其对环境和社会影响的评估. 不同的干旱指数即使在同一区域也可能指示出完全相反的结论, 例如Yao等(2019)利用SPEI分析了1961~2015年新疆干旱的时空变化特征, 结果显示新疆地区干旱趋势明显加剧. 但Cai等(2020)通过SPI得出新疆在1960~2016年呈现显著变湿的趋势. 为了厘清区域干湿变化的事实, 首先需要确定一个可靠并能真实反映干湿变化的指标. 此外, 干旱指数在对事件的准确重现方面的表现也是衡量指数在研究区域是否适用的重要考量因素. 因此, 遴选出最适用于反映该地区干湿变化和干旱事件特征变化的指数研究亟待开展, 这将对当地干旱监测、灾害评估和预测具有非常重要的意义. 考虑到亚洲中部干旱区主要受中纬度西风环流和印度洋/孟加拉湾水汽的影响(Huang等, 2013; 黄伟等, 2015; Chen等, 2019; Xie等, 2021, 2022), 其气候有别于季风区, 同时该区域东部为季风边缘区, 其干湿变化也受到季风的影响, 并且表现出与西风环流主控的西部不一致的变化特征. 基于此, 我们剔除亚洲中部干旱区中的季风边缘区、选择气候更具有独特性的“西风模态”核心区(主要包括中亚五国和中国新疆)作为本文的研究区域.

2 数据和方法

2.1 数据

2.1.1 降水和潜在蒸散发数据

干旱指数计算采用英国东英吉利大学气候研究中心(Climatic Research Unit, CRU ts4.05)发布的时间尺度1901~2020年、空间分辨率为0.5°×0.5°的月降水和潜在蒸散发数据(Harris等, 2021; http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/hrg/). 该数据集中的潜在蒸散发是根据世界粮农组织(FAO)推荐的Penman-Monteith方法计算得到(Allen等, 1998). 指数评估所使用的降水和潜在蒸散发数据来自全球高分辨率陆面数据同化系统输出产品(Global Land Data Assimilation System, GLDAS; http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/hydrology/data-holdings), 该数据集是由美国国家航空航天局戈达德

空间飞行中心(GSFC)和美国国家海洋和大气管理局(NOAA)国家环境预报中心(NECP)联合开发. 它利用卫星和地面观测数据产品, 采用先进的陆面模式和数据同化技术, 产出最优化近实时的地面状态变量和通量场数据(Rodell等, 2004), 被广泛应用于气候预测、水循环和水资源应用等方面的研究(Zhang等, 2019; Chen等, 2021).

2.1.2　土壤水分和径流数据

土壤有效水分数据(Available Water Storage Capacity, AWC)来自世界土壤数据库(Harmonized World Soil Database, HWSD; http://www.fao.org/soils-portal/soil-survey/soil-maps-and-databases/harmonized-world-soil-database-v12/en/), 该数据被广泛应用于计算干旱指数(Dai, 2011, 2013). 同时, GLDAS土壤水分和径流数据用于计算干旱指数. 指数评估采用的土壤湿度数据来自全球土地蒸发模型(Global Land Evaporation Amsterdam Model, GLEAM; Martens等, 2017. https://www.gleam.eu/)模拟得到的1980~2018年全球尺度0.25°×0.25°分辨率的土壤水分数据(v3.3a). 该数据集已得到广泛验证, 其中土壤湿度数据已经成功通过了来自世界各地701个土壤湿度传感器测量结果的验证(Miralles等, 2014; Guillod等, 2015). GLEAM土壤湿度数据也已被广泛应用于陆地干湿变化、干旱区植被响应土壤水分变化和陆地-大气反馈等方面的研究(Greve等, 2014; Opacka等, 2022; Yu等, 2022). 与传统的基于卫星的表层土壤湿度估算相比, GLEAM有两个主要优势: 它包含了整个根区土壤湿度数据, 能够捕获不同土地利用类型和土壤类型组之间土壤含水量的差异; 同时还通过植被光学深度来解释植被发育对蒸发应力的影响(Guillod等, 2015; Reus, 2022). 此外, 相较于多数土壤湿度数据集, GLEAM数据集有较长的时间尺度和较高的空间分辨率.

2.1.3　植被指数与土地覆被数据

归一化植被指数(Normalized Difference Vegetation Index, NDVI)也用于指数评估, 该数据来自美国国家海洋与大气管理局的高分辨率辐射仪(NOAA-AVHRR)监测的空间分辨率为8km的GIMMS NDVI3g v1数据集(Tucker等, 2005; Didan, 2015; https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/ndvi-normalized-difference-vegetation-index-3rd-generation-nasagfsc-gimms/). 为了有效减少云、大气、太阳高度角等的影响, 采用最大值合成法计算了1982~2014年生长季(4~10月)的NDVI月平均值; 同时为了剔除人类活动影响的区域, 我们使用的土地覆盖类型数据是欧洲航天局气候变化倡议-土地覆盖(ESA CCI-LC)项目提供的2000年和2014年300m空间分辨率的全球影像(ESA Land Cover CCI Product User Guide Version 2. Tech Rep, 2017. https://maps.elie.ucl.ac.be/CCI/viewer/index.php).

2.2　方法

2.2.1　标准降水蒸散发指数(SPEI)

Vicente-Serrano等(2010, 2012)提出了标准化降水蒸散发指数(SPEI), SPEI基于气候水平衡原理, 利用三参数log-logistic概率累积分布函数对不同时间尺度的降水和潜在蒸散发之间的差进行处理并标准化得到SPEI的值. 表1给出SPEI干旱等级分级标准.

SPEI的主要计算过程如下, 首先, 计算逐月降水和潜在蒸散发的差:

$$D_{\mathrm{mon}} = P_{\mathrm{mon}} - \mathrm{PET}_{\mathrm{mon}}, \tag{1}$$

式中, D_{mon}为逐月降水量和潜在蒸散发的差值, P_{mon}为月降水量, $\mathrm{PET}_{\mathrm{mon}}$为月潜在蒸散发.

然后根据给定的时间尺度对D_{mon}序列进行累积, 再采用广义逻辑分布对累积序列进行拟合, 最后对累

表 1　SPEI、SZI和scPDSI的干湿等级分级标准

干湿等级	SPEI	SZI	scPDSI
极端干旱/湿润	≤−2或≥2	≤−2或≥2	≤−4或≥4
重度干旱/湿润	−2~−1.5或1.5~2	−2~−1.5或1.5~2	−4~−3或3~4
中度干旱/湿润	−1.5~−1或1~1.5	−1.5~−1或1~1.5	−3~−2或2~3
轻度干旱/湿润	−1~0或0~1	−1~0或0~1	−2~−1或1~2
正常	–	–	−1~0或0~1

积概率密度进行标准化处理得到SPEI序列.

2.2.2 自校正Palmer干旱指数(scPDSI)

自校正Palmer干旱指数是基于PDSI修正得到的. 原PDSI的气候权重系数和持续时间因子是根据某一个特定地区气候特征通过经验推导得到一个固定值, 而采用固定的气候权重系数和持续时间因子导致其在研究区之外的其他气候区的应用存在问题(Heddinghaus和Sabol, 1991; Guttman等, 1992). 基于此, Wells等(2004)提出基于每一个台站观测资料, 得到指定地点给定月份的气候权重系数和持续时间因子. scPDSI划分的干旱等级标准如表1所示, 具体的计算过程如下:

水分距平d表示为实际降水量P与气候适宜降水量$\hat{P}$的差, 如式(2):

$$d = P - \hat{P}. \tag{2}$$

将水分距平与指定地点给定月份的气候权重系数K相乘, 得到水分异常指数Z, 表示实际气候干湿状况与多年平均水分状态的偏离程度, 如式(3):

$$Z = \mathrm{d}K. \tag{3}$$

scPDSI将根据经验得出的气候特征系数K和持续时间因子替换为根据区域的历史气候数据计算修正的气候特征系数, 如式(4)~(6):

$$K = K_1 \times K_2, \tag{4}$$

$$K_1 = 1.5\log_{10}\left(\frac{\frac{\overline{PET_j}+\overline{R_j}+\overline{RO_j}}{\overline{P_j}+\overline{L_j}}+2.8}{\overline{D_j}}\right)+0.5, \tag{5}$$

$$K_2 = \begin{cases} \dfrac{4}{2_{nd}percentile}, d<0, \\ \dfrac{4}{98_{nd}percentile}, d\geqslant 0, \end{cases} \tag{6}$$

式中, K为修正后的权重因子, K_1为修正前的气候特征权重因子, K_2为修正系数; j表示第j月, j=1, 2, 3, …, 12; $\overline{D_j}$表示水分距平d的绝对值的多年平均值, $\overline{PET_j}$为第j月平均潜在蒸散量, $\overline{R_j}$表示第j月平均土壤实际水分供给量, $\overline{RO_j}$为第j月平均实际径流量, $\overline{P_j}$为第j月平均实际降水量, $\overline{L_j}$为第j月平均实际土壤水分损失量, $2_{nd}percentile$和$98_{nd}percentile$表示极端干旱和极端湿润条件下的PDSI值.

最后, 计算校正的持续时间因子如式(7):

$$\mathrm{PDSI}_i = \left(1-\frac{m}{m+b}\right)\mathrm{PDSI}_{i-1}+\frac{CZ_i}{m+b}, \tag{7}$$

式中, PDSI_{i-1}、PDSI_i分别表示第$i-1$月、第i月PDSI值, Z_i为第i月水分异常指数, m和b分别是Z_i与时间根据最小二乘法进行拟合曲线的斜率和截距.

2.2.3 标准水分异常指数(SZI)

标准水分异常指数是由Zhang等(2015)通过水-能平衡相结合的方法应用于解决干旱问题而提出的. SZI采用现代地表水文模型来估算总水分, 并且包含了多尺度的特征来分析不同时间尺度的干旱事件. 与SPEI不同, 大气需水量是根据现有条件确定的, 即维持某个区域正常土壤湿度水平所需的最低降水量(气候适宜降水量, CAFEC). SZI基于土壤水平衡, 但标准化的过程采用与SPEI相同的三参数log-logistic概率分布的累积函数, 干湿等级划分标准同SPEI. SZI主要计算公式同式(2). 在计算SZI时, 应事先给定时间尺度, 然后计算$P-\hat{P}$的累积序列, 再采用广义逻辑分布对累积序列进行拟合, 最后对累积概率密度进行标准化处理得到SZI.

3 结果

SPEI和SZI具有多尺度的特征, 可以描述不同时间尺度的干旱事件发生情况, 而scPDSI不具备衡量多尺度干旱特性的能力, 因此为使不同的干旱指数之间具有可比性, 本文首先对三种指数在多个时间尺度上的相关性进行分析. 结果显示, SZI和SPEI在12个月尺度上的相关性达到最高, 并且它们与scPDSI的相关性随着时间尺度的增加不断增大, 在12和18个月尺度上相关性达到最大(图1). 进一步分析不同时间尺度的三种指数在1961~2014年变化特征, 可以看出无论是频率还是幅度, scPDSI均与12~18个月时间尺度的SPEI和SZI表现更为一致(图2). 此外, 庄少伟等(2013)也证实相较其他时间尺度, 基于12个月尺度的SPEI更适用于干旱地区的干旱事件的监测. 因此, 下文选择12个月尺度的SPEI、SZI(此后简称为SZI12和SPEI12)和scPDSI开展分析.

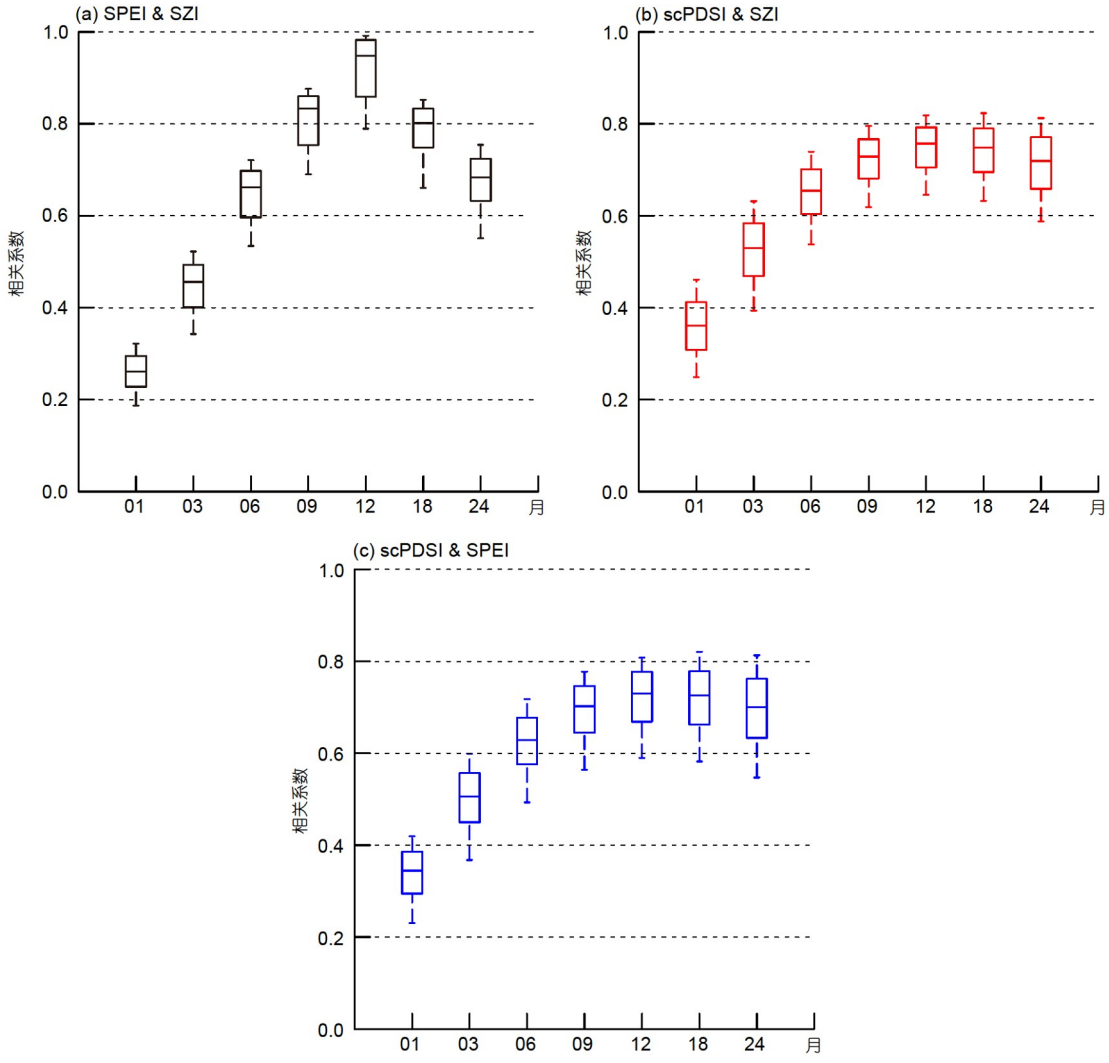


图 1　1961~2014年scPDSI、SPEI和SZI在不同月尺度(1、3、6、9、12、18和24个月)上的相关性

(a) SPEI与SZI; (b) scPDSI与SZI; (c) scPDSI与SPEI

3.1　与基于水文气候变量和植被变化的干旱指数对比分析

3.1.1　与基于水文气候变量干旱指数对比分析

由于“西风模态”核心区各区域降水特征存在很大差异(陈发虎等, 2011), 对整个区域进行划分有助于更确切地描述各区域的干湿变化特征并得到更适用于该区域的指数. 根据已有研究表明, 未进行标准化处理的干旱指数(Aridity index, AI)可用于划分干湿气候区域(Feng和Song, 2013; 郑景云等, 2013). 因此, 本文利用AI与三种干旱指数对1961~2014年“西风模态”核心区的干湿变化趋势进行分析(图3). 结果显示, 除SPEI12外, 另外两个指数和AI所指示的整个核心区干湿变化的空间分布特征基本一致. 其中, scPDSI和SZI12指示新疆区域呈现出明显变湿的特征(图3b和3c), 这与AI所体现的干湿变化趋势一致(图3a), 而SPEI12则在部分区域表现出显著的变干趋势(图3d). 另外, 考虑到各区域降水特征的差异, 新疆为夏雨型(Li等, 2011), 哈萨克斯坦各季节降水分布相对均匀, 夏季降水稍多, 而中亚南部的乌兹别克斯坦、塔吉克斯坦、吉尔吉斯斯坦以及土库曼斯坦降水主要集中在冬春季(陈发虎等, 2011; Song和Bai, 2016). 因此将研究区划分成三个子区域, 分别为中国新疆部分区域、哈萨克斯坦部分区域和中亚南部四国.

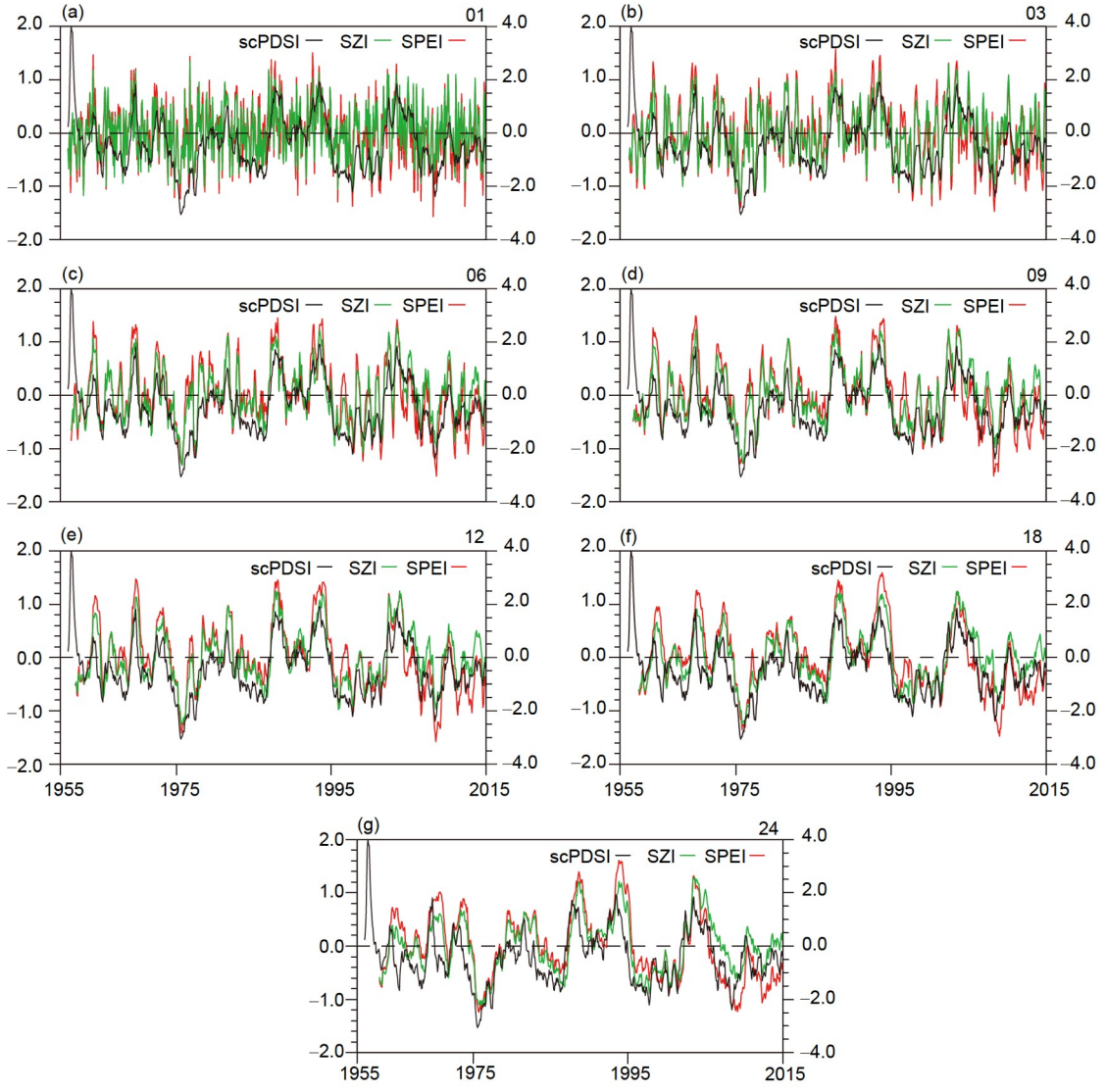


图 2　1961~2014年scPDSI与不同月尺度SPEI、SZI的时间序列

(a)~(g)分别表示1、3、6、9、12、18和24个月尺度. scPDSI(黑线)、SZI(绿线)和SPEI(红线)

干旱指数是关于降水和潜在蒸散发的函数，计算公式中变量权重的不同导致不同干旱指数的主要驱动因素可能不同. 此外, 由于区域气候变化的差异, 利用同一干旱指数计算出的不同地区干旱的主导驱动因素也可能不同. 因此本文分别将三个子区域1961~2014年的年及季节平均降水、潜在蒸散发与SPEI12、SZI12以及scPDSI进行相关性分析，以期得到不同区域主导干旱指数变化的因素. 结果表明，年降水与三种指数均呈显著正相关，但相关性高低在各指数中不同，其中SZI12与降水的相关性最高，其次是scPDSI和SZI12. 不同区域季节平均降水与三种指数的相关性有明显差异, scPDSI和SZI12与各区域主要降水季节的降水都有较好的相关性, 并且scPDSI相关性最好, 而SPEI12相关性最差，甚至其与中亚南部冬季降水的相关性没有通过显著性检验(表2). 与降水相反，年平均潜在蒸散发与三种指数在各区域均表现为一致的负相关关系，其中与SPEI12的相关性最高. 各季节相关差异明显，就暖季而言，SPEI12在大部分区域与潜在蒸散发的相关性较另外两个指数高, 尤其是在新疆地区(表3).

除了以上影响区域干湿变化的气候变量外，土

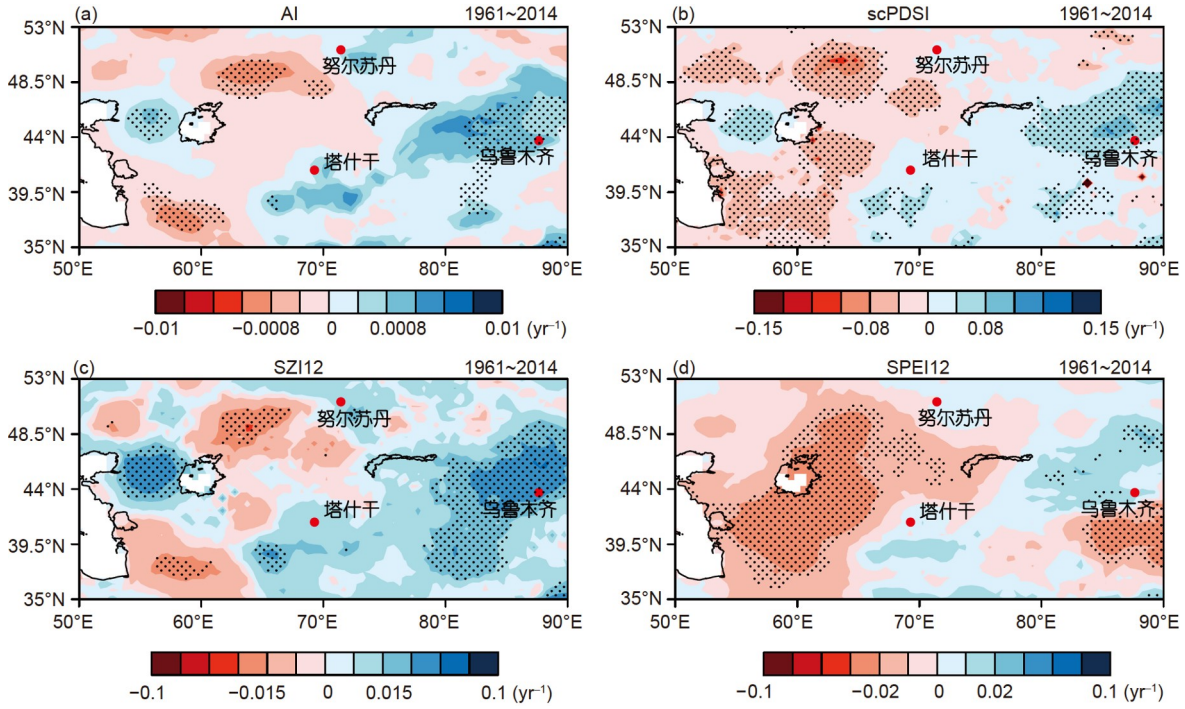


图 3　1961~2014年“西风模态”核心区的AI与三种干旱指数年平均变化趋势的空间分布

(a) AI; (b) scPDSI; (c) SZI12; (d) SPEI12. 黑点表示通过95%显著性检验

表 2　1961~2014年年及季节平均降水与三种干旱指数的相关系数[a)]

区域	季节	SPEI12	SZI12	scPDSI
中国新疆	年	0.54**	0.74**	0.64**
	冬	0.01	0.20	0.45**
	春	0.36**	0.42**	0.51**
	夏	0.46**	0.62**	0.54**
	秋	0.16	0.18	0.30**
哈萨克斯坦	年	0.64**	0.73**	0.68**
	冬	−0.06	0.13	0.39**
	春	0.39**	0.52**	0.56**
	夏	0.46**	0.52**	0.66**
	秋	0.17	0.12	0.36**
中亚南部四国	年	0.72**	0.82**	0.73**
	冬	0.20	0.33**	0.50**
	春	0.63**	0.67**	0.69**
	夏	0.43**	0.48**	0.47**
	秋	0.02	0.03	0.32**

a) *和**分别表示通过90%和95%的置信度检验

表 3　1961~2014年年及季节平均潜在蒸散发与三种干旱指数的相关系数[a)]

区域	季节	SPEI12	SZI12	scPDSI
中国新疆	年	−0.67**	−0.54**	−0.31**
	冬	−0.15	−0.20	−0.35**
	春	−0.51**	−0.37**	−0.16
	夏	−0.56**	−0.51**	−0.37**
	秋	−0.41**	−0.19	−0.21
哈萨克斯坦	年	−0.61**	−0.47**	−0.53**
	冬	−0.04	−0.01	−0.20*
	春	−0.34**	−0.28**	−0.42**
	夏	−0.56**	−0.51**	−0.61**
	秋	−0.17	−0.04	−0.29**
中亚南部四国	年	−0.68**	−0.56**	−0.53**
	冬	−0.11	−0.15	−0.26*
	春	−0.55**	−0.50**	−0.54**
	夏	−0.57**	−0.49**	−0.42**
	秋	−0.13	−0.02	−0.26*

a) *和**分别表示通过90%和95%的置信度检验

壤水分也会通过控制地表与大气之间的质量和能量交换, 对蒸散速率和降水产生影响(D'Odorico和Porporato, 2004; Cook等, 2006), 从而影响区域干湿变化. 此外, 土壤水分的变化也可以很好地反映地表的干湿程度(Seneviratne等, 2010). 本文进一步将三种指数与1980~2014年整层土壤湿度分别在年及季节平均的基础上做相关分析. 结果表明, 不论是年平均还是季节平均, scPDSI与各区域整层土壤湿度的相关性均较高, 并且全部通过了显著性检验. 但是, 在中国新疆地区, SPEI12与土壤湿度的相关系数最低, 这可能是由于SPEI12的输入参数仅包括降水和潜在蒸散发, 而该地区土壤水分除受降水补给外, 还受周边高山冰雪融水的补给, 因此导致SPEI12与新疆地区土壤湿度的相关性偏低(表4). 综合以上分析可知, 三种干旱指数在响应不同水文气候变量时存在差异, scPDSI在响应不同区域年平均和主要降水季节的水文气候变量中都有较好的表现, 而SPEI12存在较大的局限性.

干旱指数既可用来指示某一时期内的干旱演变特征, 也可用于监测干旱的严重程度, 其对于区域在某个时期干湿变化趋势呈现的好坏与否, 关系到是否能够准确识别对应时期的干湿事件发生的具体状况, 同时也会影响我们预估未来干湿变化的走向. 因此, 干旱指数作为能够表征干湿特征的度量指标, 其理应与降水、蒸发和土壤湿度等水文气候变量有较好的对应关系. 各水文气候变量的时空变化特征如图4所示, 1961~2014年降水在研究区大部分地区均有增加趋势, 且中国新疆年降水的增幅最为显著(区域平均增加速率为52%/10a, 图4a). 但在季节变化上具有明显的区域差异, 其中中国新疆地区各季节降水均呈一致的增加趋势, 且以夏季降水增加最为明显(区域平均增速为90%/10a, 图4j), 并通过了95%显著性检验, 而哈萨克斯坦地区秋季降水和中亚四国春季降水均有减少(图4a、4g和4m). 与降水变化不同, 1961~2014年潜在蒸散发的变化在研究区内表现较为一致, 冬季所有区域均有微弱的减少(图4e), 其余时期的大部分区域增加明显, 但中国新疆地区的年及冬、夏季潜在蒸散发均有减少, 其中以夏季减少最为显著(图4b和4k). 土壤湿度在1980~2014年的变化同样存在明显的区域差异. 其中, 中国新疆地区增加显著(图4c), 且冬季和夏季的增加更加明显. 哈萨克斯坦地区除在年和夏季表现为东部增加, 西部减少(图4f和4l)外, 其他季节均在减少. 此外, 中亚南部四国的土壤湿度在年及各季节内均在减少.

表 4　1980~2014年年及季节平均整层土壤湿度与三种干旱指数的相关系数[a)]

区域	季节	SPEI12	SZI12	scPDSI
中国新疆	年	0.50**	0.68**	0.70**
	冬	0.45*	0.53**	0.60**
	春	0.58**	0.67**	0.77**
	夏	0.49**	0.66**	0.73**
	秋	0.48**	0.53	0.60**
哈萨克斯坦	年	0.72**	0.72**	0.75**
	冬	0.31**	0.34**	0.48**
	春	0.63**	0.63**	0.72**
	夏	0.83**	0.80**	0.86**
	秋	0.39**	0.26	0.58**
中亚南部四国	年	0.84**	0.80**	0.83**
	冬	0.45**	0.47**	0.66**
	春	0.81**	0.81**	0.83**
	夏	0.82**	0.76**	0.78**
	秋	0.08	0.02	0.37**

a) *和**分别表示通过90%和95%的置信度检验

相对应地, 我们分析了1961~2014年研究区干旱指数变化趋势的时空特征, 结果显示, 三种指数在年和各个季节表现出的变化趋势非常相似(图5). 空间表现上, 哈萨克斯坦为一致的变干趋势, 中亚南部四国则是西部变干东部变湿; 但各指数显示的变干程度略有不同, 尤其是SPEI12显示的干旱程度和干旱面积均大于另外两种指数(图5a~5c). 各指数在中国新疆区域的表现存在明显的差异. 其中, SPEI12在中国新疆南部呈现出显著的干旱趋势, 但北部的变湿趋势则不明显(图5c). 而SZI12和scPDSI则显示该地区(尤其是北疆)有显著变湿的趋势(图5a和5b).

总体来看, 中国新疆地区由于降水和土壤湿度的增加, 以及潜在蒸散发的减少, 该地区理应呈现出相对明显的变湿趋势. 相比之下, 哈萨克斯坦和中亚南部四国的年降水虽然有所增加, 但主要降水季节变化不明显, 甚至出现下降趋势. 同时, 由于潜在蒸散发增加强烈, 其他季节降水的微弱增加不足以弥补蒸散发的需求, 因此区域干旱有所加剧. 这与近几十年土壤

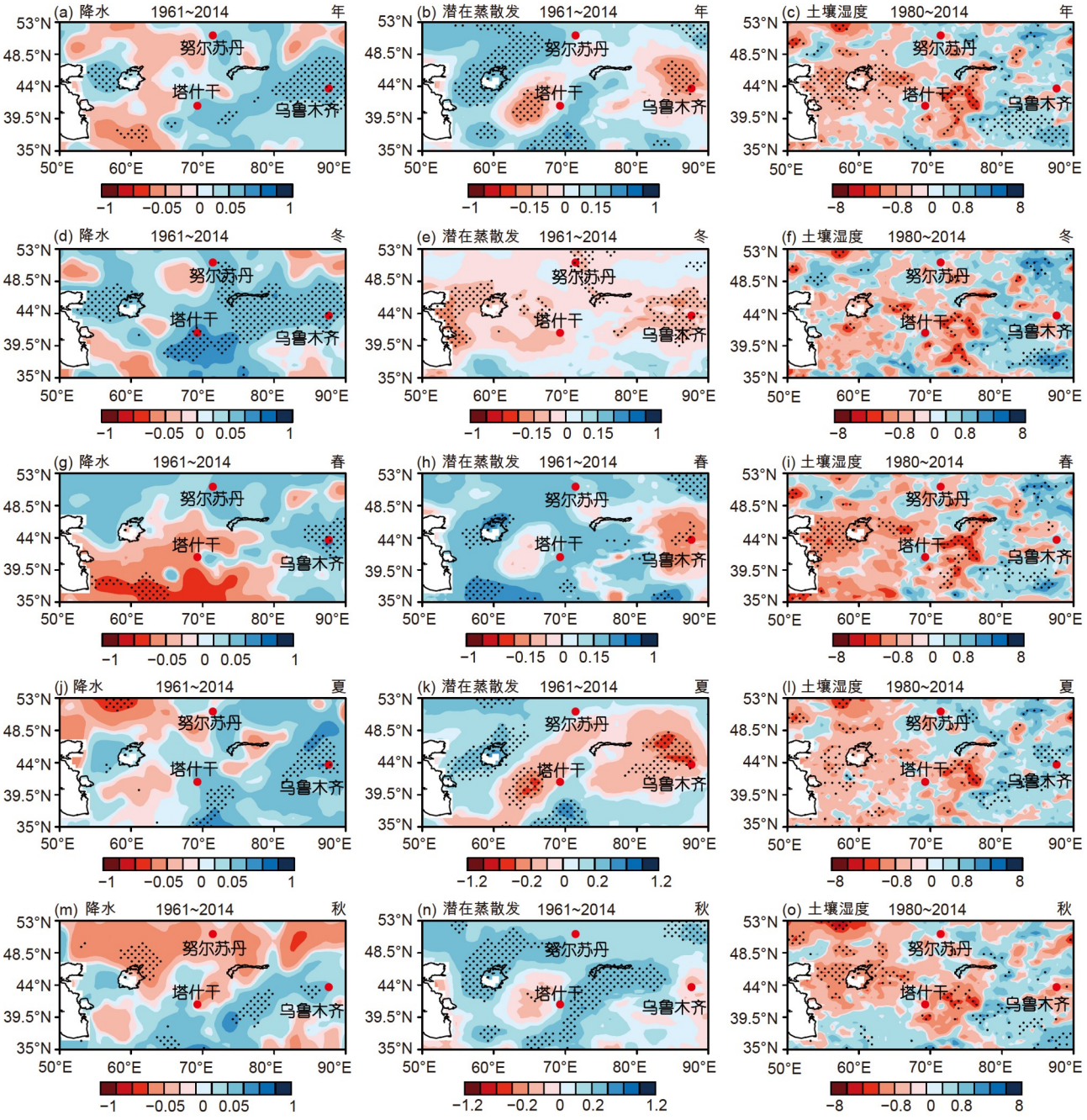


图 4　“西风模态”核心区1961~2014年的降水、潜在蒸散发年及季节变化趋势(单位: mm yr^{-1})和1980~2014年的整层土壤湿度年及季节变化趋势(单位: m^3 m^{-3} yr^{-1})的空间分布特征

黑点表示通过95%显著性检验

湿度持续减少的趋势相符. 对照三种指数的表现, scPDSI与区域水文气候要素的变化有很好的一致性, 而SPEI12则不适用于监测该区域的干湿变化. 原因在于, 相对于降水和土壤湿度的影响, SPEI12更易受到潜在蒸散发的影响, 并且在变暖背景下, 陆地地区增温强烈, 潜在蒸散发的变化又主控于温度变化, 因此导致SPEI12异常偏负, 从而使其表现的干旱特征更为严重.

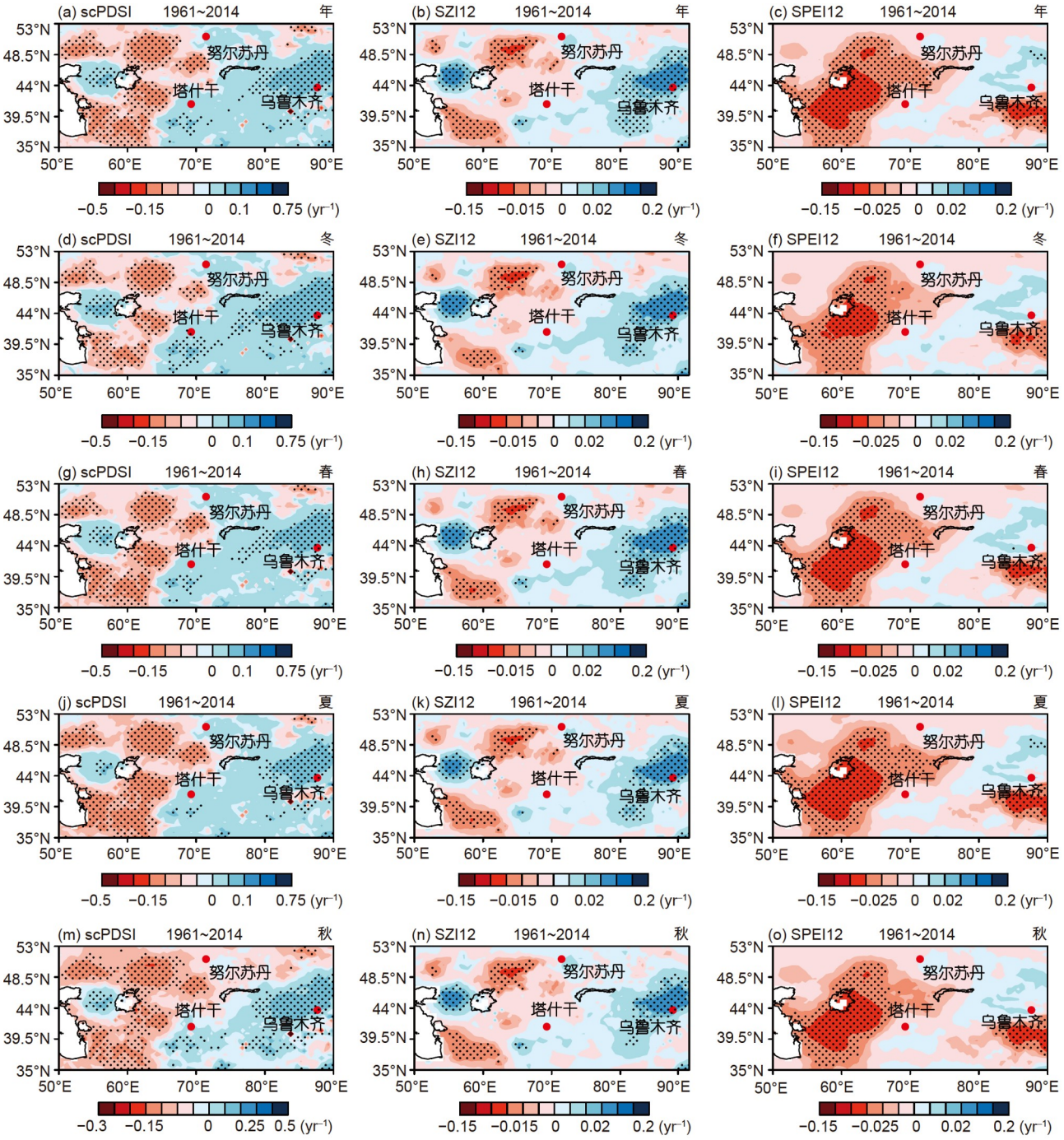


图 5　“西风模态”核心区1961~2014年scPDSI、SZI12和SPEI12在年及季节变化趋势的空间分布特征

黑点表示通过95%显著性检验

3.1.2　与基于植被指数的干旱指数对比分析

干旱半干旱地区由于降水少而蒸发强烈，植物的生长受到水分的限制，植被动态对气候变化响应高度敏感(Wang等, 2011; Wang等, 2022). 干旱通常会导致植被活动减少(Vicente-Serrano, 2007), 因此, 植被的生长状况可以在一定程度上反映区域的干湿变化. 归一

化植被指数(NDVI)是反映土地覆盖植被状况的一种遥感指标, 也是反映植被生产力水分状况的有效指标(Fensholt和Proud, 2012; Schmidt等, 2014). 有研究发现, NDVI作为植被响应干旱的有效指标, 可以用来识别和量化干旱半干旱地区发生的干旱扰动(Ji和Peters, 2003; Sandeep等, 2021). 因此, 利用NDVI进行干旱监测并对干旱指数进行评估, 对于遴选最适合表征区域干旱的指数有很大帮助.

然而, 由于卫星观测到的植被变化, 如绿化或退化, 是多种气候和非气候过程相互作用的复杂和综合结果(Buitenwerf等, 2018). 已有研究表明, 人类活动(如耕地、城市扩张、退耕还林还草等)对区域植被变化影响剧烈(Liu和Xin, 2021; Zhao等, 2022). 因此若要研究气候变化对植被的影响, 需要考虑剔除人类活动. 根据国务院下发《关于进一步做好退耕还林还草试点工作的若干意见》和《退耕还林条例》的文件中显示, 中国新疆自2000年起逐步实施退耕还林还草工程, 因此本文选择2000年和2014年的土地利用类型进行对比.

结果显示"西风模态"核心区主要土地利用类型为耕地、草地和裸地, 其中耕地集中在哈萨克斯坦北部、天山山麓、塔里木盆地边缘、准噶尔盆地边缘、费尔干纳盆地边缘以及塔里木河和锡尔河等流域周围; 草地主要分布在哈萨克斯坦中东部、中国新疆中部和南部, 覆盖面积较大; 裸地主要是荒漠地区, 分布在中国新疆北部准噶尔盆地腹地、中国新疆南部塔克拉玛干沙漠以及中亚南部四国的西部沙漠群(图6). 与2000年相比(图6a), 2014年耕地在哈萨克斯北部和天

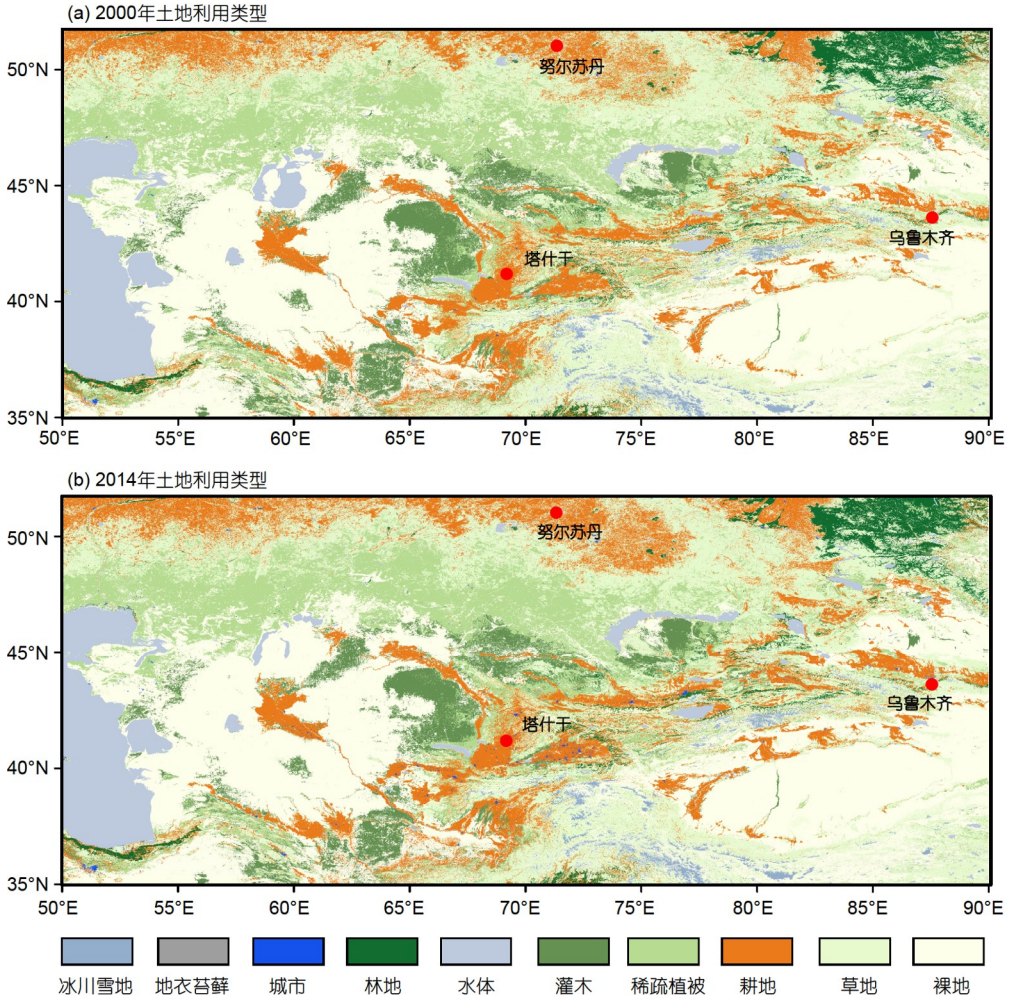


图 6　2000年(a)和2014年(b)的土地利用类型

山山麓有较为明显的增加, 城市在中亚南部四国, 特别是费尔干纳盆地的东部扩张明显, 这些区域的扩张受人类活动影响主导(图6b). 基于人类活动导致的这种变化, 本文利用两个时期土地类型影像进行空间叠置后, 挑选城市、耕地及耕地扩张区、耕地向其他类型转换区为主要的人类活动影响区, 并将对应的NDVI序列进行剔除, 以尽可能地避免研究结果受到人类活动影响的干扰, 进而再与干旱指数进行对比分析.

1982~2014年生长季(4~10月)的NDVI在研究区的西部表现出下降的趋势, 而东部则呈现增加的趋势(图7a). 进一步将NDVI与三种干旱指数进行对比后发现, NDVI与各个指数的相关性分布较为一致, 在大部分区域表现为正相关, 但中国新疆南部则以负相关为主(图7b和7c). 其中SPEI12无论是相关程度、还是分布范围均大于另外两个指数, 在沙漠腹地尤为明显(图7d); 究其原因, 可能是沙漠地区植被稀少, 且常年无明显变化, 但其受到太阳辐射的强烈影响, 蒸散发需求高, 导致受蒸散发影响较大的SPEI12异常偏负, 因此两者表现为显著的负相关. 此外, 从图7和图8对比来看, 在中国新疆地区, 受人类活动影响的区域主要为绿洲和农田区域, 由于灌溉等活动会影响该地区土壤水分发生变化, 进而导致这些地区的植被变化与SZI12和scPDSI也有较好的相关性. 而SPEI12因受到潜在蒸散发输入主导, 在表征区域干湿变化时会忽略或低估降水、土壤湿度等水文气候因子的作用, 从而高估区域实际干旱特征. 因此SZI12和scPDSI更适合表征研究区的干湿变化.

3.2 三种干旱指数对干旱事件的描述能力分析

若要遴选最适用于研究区的干旱指数, 不仅需要能够准确描述区域干湿时空演变的特征, 更加需要准确识别不同程度干旱事件的发生情况. 一般而言, 同一时期内极端干旱事件(SPEI或SZI≤−2, scPDSI≤−4, 表1)发生的频率要远小于轻度干旱发生的频率(芦佳玉等, 2018). 因此, 干旱指数对于不同程度干旱事件表现能力的强弱关系到指数是否能够准确识别和监测区

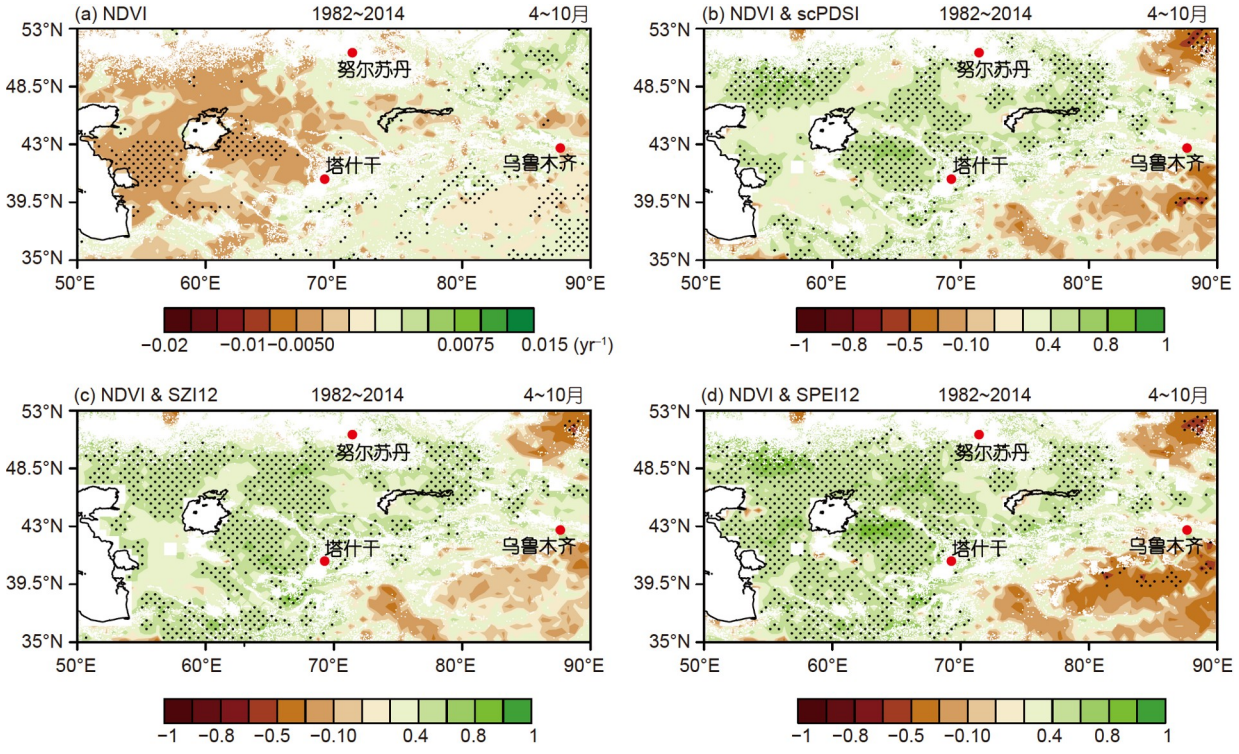


图 7 剔除人类活动影响区域的植被归一化指数NDVI在1982~2014年生长季(4~10月)变化趋势(a)以及与三种干旱指数相关系数空间分布(b)~(d)

黑点为通过99%显著性检验, 除水域外, 其余白色阴影为主要的人类活动影响区(农田扩张、退耕还林以及城镇)

域的干旱状况. 由于上文已经发现三种干旱指数对研究区干湿趋势变化的表征存在明显差异, 尤其是SPEI12对区域潜在蒸散发响应敏感, 其值在研究区(特别是中国新疆)异常偏负, 因而会严重高估该地区的干旱状况. 因此, 此部分仅讨论SZI12和scPDSI对研究区不同程度干旱的表征情况. 鉴于不同的指数对干旱程度的划分存在差异, 其中SZI12的划分标准中没有正常类别且极端、严重干旱事件发生频率较scPDSI小(图9a), 所以本研究利用scPDSI、SZI12重现典型干旱事件进行对比分析. 据历史统计年鉴记载, 1961~2000年间中国新疆各地区经历了9次特大旱灾, 具体是: 1983、1985、1986、1989、1990、1991、1995、1997和2000年. 通过重现结果发现, scPDSI能够重现大部分地区在相应时期的干旱事件, 尤其是1989年中国新疆

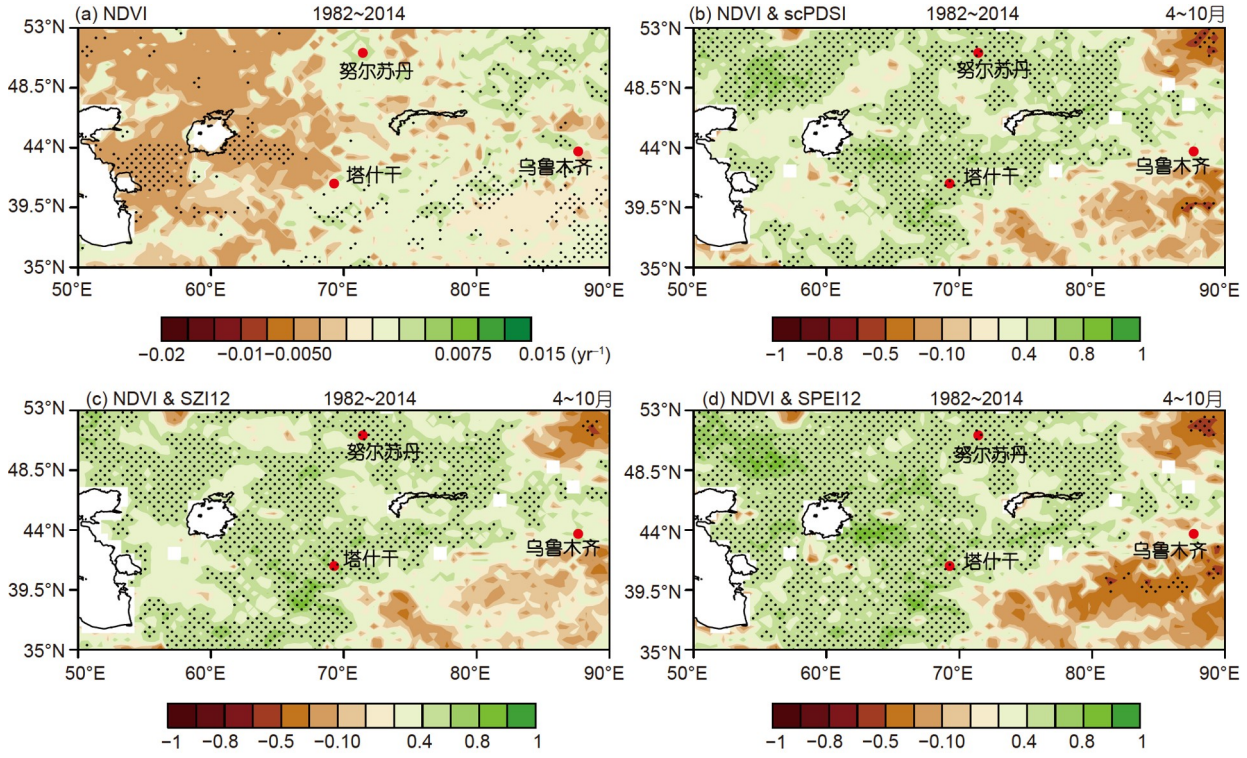


图 8　保留人类活动影响区域的植被归一化指数NDVI在1982~2014年生长季(4~10月)变化趋势(a)以及与三种干旱指数相关系数空间分布(b)~(d)

黑点为通过99%显著性检验

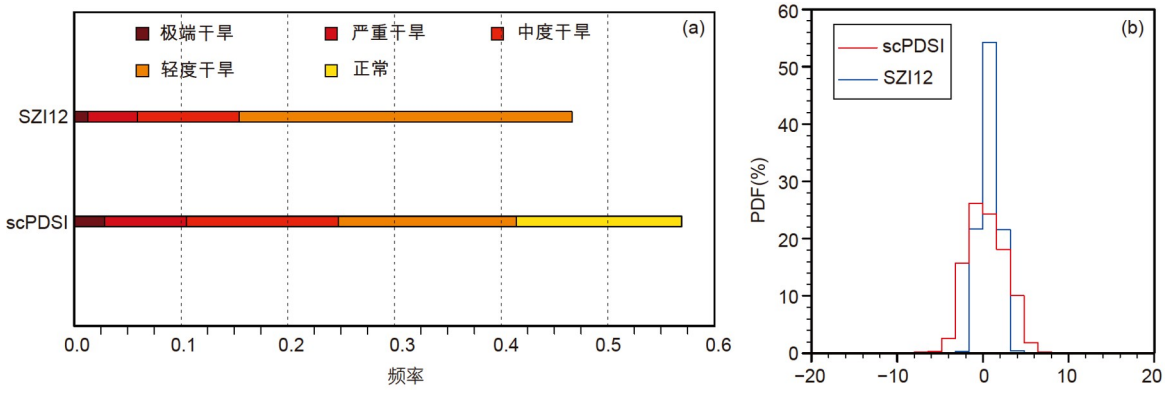


图 9　1961~2014年不同干旱程度发生频率(a)以及scPDSI和SZI12概率分布(b)

发生的特大干旱, 此次干旱持续时间长、范围广, 有13个地州44个县受灾, 主要涉及阿勒泰、塔城、伊犁、昌吉、巴音郭楞和喀什等地区, 这些地区春季降水减少54%, 农田受旱总面积达722.55万亩, 主要河流来水量比历年同期减少35亿立方米(温克刚和史玉光, 2006). 但同时期SZI12在大部分区域则表现为湿润状况, 与实际干旱特征不符(图10a和10b), 不能有效地识别典型干旱事件. 以及2008年中国新疆北部塔城和阿勒泰地区遭遇的春夏连旱和2009年喀什出现的严重干旱事件中, scPDSI识别出的干旱区域、干旱程度均高于SZI12(图10c和10d), 与实际情况最吻合. 这可能是因为两种指数在定义时采用了不同分布函数拟合方式, 从而导致结果存在一定程度的偏差. 虽然两种指数均近似于正态分布(图9b), 但SZI12的偏态分布指示整体更偏向于湿润, 而scPDSI的偏态分布指示整体更趋于干旱, 这可能会影响两种干旱指数捕捉区域干旱事件的能力. 综上所述, scPDSI对研究区干旱事件(特别是极端干旱事件)的识别能力优于SZI12.

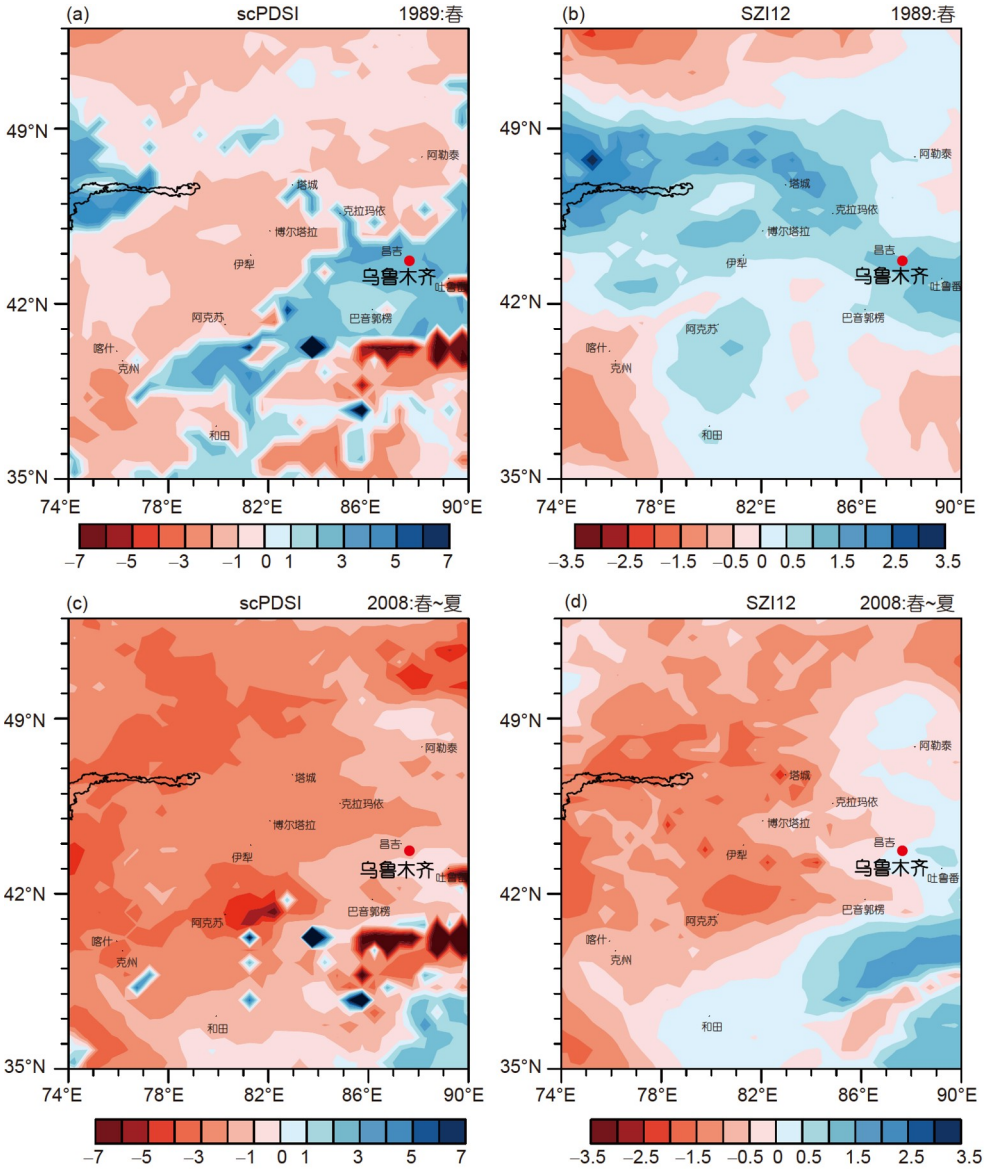


图 10　scPDSI和SZI12识别新疆不同时期的干旱事件

(a), (b) 1989年新疆大旱; (c), (d) 2008年春夏连旱

4　结论与讨论

在全球变暖背景下，由于全球不同地区复杂的水文气候条件，干湿评估存在很大的不确定性. 而基于不同水文气象要素提出的各种用于检测干旱变化的指数在不同地区的适用性也存在一定的差异. 因此本文选取了标准降水蒸散发指数(SPEI)、水分异常指数(SZI)和自校正Palmer干旱指数(scPDSI)，对它们表征“西风模态”核心区干湿变化的趋势及干旱事件识别能力进行评估，旨在挑选出能准确表征该区域干湿特征的指数. 需要说明的是, 在评估之前, 我们也对计算和评估指数所需的多个降水数据集进行了对比分析，结果显示各数据集降水计算得出的干旱指数变化趋势无论是在年还是季节上都具有较好的空间一致性(图略). 同时有研究表明，CRU能更好地表现中亚地区干旱事件的发生(Hu等, 2018)，不仅如此, CRU数据集还包含了潜在蒸散发变量，这可以保证在计算干旱指数时的数据源具有一致性，以减少由于数据集间的差异对结果造成的误差. 基于此，本文在计算干旱指数时选用了CRU数据集, 评估指数时选用了GLDAS数据集.

研究结果表明, 三种干旱指数均显示1961~2014年哈萨克斯坦为一致的变干趋势，中亚南部四国则是西部变干而东部在变湿，这与哈萨克斯坦和中亚南部四国近50年降水增加微弱，同时潜在蒸散发显著增加从而导致变干的事实一致，说明三种指数在中亚干湿变化趋势的表征方面相对可靠. 但与这两个区域不同, SZI12、scPDSI和水文气候变量均揭示中国新疆地区呈变湿的趋势, 尤其以夏季变化最为明显, 即潜在蒸散发有所减少, 而降水和土壤湿度增加显著, 且植被也有向好的趋势，但SPEI12则呈现出相反的变化. 不仅如此，水文气候变量与干旱指数的关系也显示，相比于SZI12和scPDSI，SPEI12与潜在蒸散发呈显著负相关, 说明SPEI12对潜在蒸散发变化的响应可能更为敏感(Cook等, 2014; Vicente-Serrano等, 2015; Yao等, 2018). 干旱半干旱地区在变暖的情况下, 相对其他地区, 该地区的增暖更加明显，而温度升高导致潜在蒸散发显著增加，使得SPEI12表征的区域干旱的严重程度加剧. 这些结论证明，SPEI12在本研究区干旱研究中并不适用. 事实上，SZI12和scPDSI能够很好地揭示“西风模态”核心区干湿变化趋势, 主要是因为其考虑了更多水文气候条件的变化对区域干旱的影响. 根据已有研究发现，近几十年来，尤其是20世纪80年代中期至21世纪初，中国新疆地区由暖干向暖湿转型(Zhai等, 2010; 杨庆等, 2017)，这可能与增温导致高山积雪融化从而造成径流和土壤水分补给的变化有关. 因此，对于“西风模态”核心区，其干旱的变化特征非常复杂，不能简单用降水和潜在蒸散发的变化来衡量其干湿变化状况, 需要考虑更多的水文条件对干旱的影响.

对于指数识别研究区不同程度干旱事件的能力而言, 尤其是严重、极端干旱事件, scPDSI能够重现中国新疆大部分地区相应时期的干旱事件, 而SZI12识别干旱事件的能力相对有限. 这可能与以下因素有关: 首先，scPDSI指数本身着重于表现区域干旱发生的严重程度，以便更好地反映区域干旱情况(Palmer, 1965); 其次SZI12与SPEI12在计算时采用相同的方法(非线性的三参数概率累积分布函数)进行标准化处理，这种方法使得指数表现的干旱情况更趋于平稳和正态化的状态(Liu等, 2016)，但实际气候变化是偏离正态化分布的. 本文的结果也显示SZI12分布偏于湿润，这可能导致SZI12对湿润事件识别能力更好, 从而低估严重、极端干旱事件的发生情况.

本研究从气候、水文和植被等多维度评估了不同干旱指数在研究区的适用性，这不仅能够为进一步衡量该地区干湿变化奠定了坚实的基础，同时也能够很好地识别区域干旱事件，为区域干旱的监测和预测提供一个良好的指标. 事实上, 在干旱半干旱地区, 因其本身的复杂性，只有当干旱达到一定程度或者干旱的持续时间相对较长时，生态系统各部分才会作出响应. 根据Dai等(2004)的研究表明，PDSI与全球许多地区暖季土壤水分含量和河流流量状况呈显著相关，而土壤水分和径流量变化通常与需要长时间响应的水文干旱相对应，且PDSI考虑了土壤水分平衡及干旱的累积效应, 因此它能很好地反映持续长时间的干旱过程(卫捷和马柱国, 2003; Vicente-Serrano等, 2010). 此外, scPDSI在PDSI的基础上做了改进，使其在时间和空间上更具可比性(Sousa等, 2011; Zhong等, 2019).

综上所述, 在亚洲中部干旱区, scPDSI更适用于监测和识别干旱状况和事件. 值得注意的是, 尽管scPDSI尽可能地考虑土壤湿度、径流等多个参数对干旱的影响, 并与植被等具有一定的关联. 但是, 计算该指数所用到的潜在蒸散能否被准确地估算对于干旱状况的重现、监测和预估尤为关键. 已有研究表明, 在温度不断

升高且不考虑植被对温室气体反馈效应的前提下，现有的计算潜在蒸散发的方法(FAO Penman-Monteith方程，Allen等，1998)会严重高估实际的干旱状况(Milly和Dunne，2016)，对全球未来干旱的预估影响可能更大(Yang等, 2020; Zhang等, 2021). 此外, Meira Neto等(2020)发现在有冰雪覆盖的集水区利用传统方法计算的潜在蒸散发的值也会被高估，从而加剧了雪域集水区的干旱状况. 因此在未来开展干旱相关工作时，我们将基于遴选出的适用于研究区的干旱指数，并结合更多水文气候的作用，尽可能准确地研究极端干旱事件在“西风模态”核心区的变化特征和驱动因子，这将有助于我们预估和辨析未来人类活动影响加剧背景下干旱区的气候环境风险.

致谢 两位匿名审稿专家对稿件认真细致的审阅及其建设性意见, 极大地提高了本文的质量; 张宝庆教授和博士生龙彪提供计算SZI指数的相关代码, 在此一并真诚感谢.

参考文献

陈发虎, 黄伟, 靳立亚, 陈建徽, 王劲松. 2011. 全球变暖背景下中亚干旱区降水变化特征及其空间差异. 中国科学: 地球科学, 41: 1647–1657

黄伟, 陈建徽, 张肖剑, 冯松, 陈发虎. 2015. 现代气候条件下降水变化的“西风模态”空间范围及其影响因子初探. 中国科学: 地球科学, 45: 379–388

芦佳玉, 延军平, 李英杰. 2018. 基于SPEI及游程理论的云贵地区1960~2014年干旱时空变化特征. 浙江大学学报(理学版), 45: 106–115

卫捷, 马柱国. 2003. Palmer干旱指数、地表湿润指数与降水距平的比较. 地理学报, 58(S1): 117–124

温克刚, 史玉光. 2006. 中国气象灾害大典: 新疆卷. 北京: 气象出版社

杨庆, 李明星, 郑子彦, 马柱国. 2017. 7种气象干旱指数的中国区域适应性. 中国科学: 地球科学, 47: 337–353

郑景云, 卞娟娟, 葛全胜, 郝志新, 尹云鹤, 廖要明. 2013. 1981~2010年中国气候区划. 科学通报, 58: 3088–3099

庄少伟, 左洪超, 任鹏程. 2013. 标准化降水蒸发指数在中国区域的应用. 气候与环境研究, 18: 617–625

Allen R G, Pereira L S, Raes D, Smith M. 1998. Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. Rome, 300: D05109

Alley W M. 1984. The Palmer Drought Severity Index: Limitations and assumptions. J Clim Appl Meteorol, 23: 1100–1109

Ayantobo O O, Wei J H. 2019. Appraising regional multi-category and multi-scalar drought monitoring using standardized moisture anomaly index (SZI): A water-energy balance approach. J Hydrol, 579: 124139

Buitenwerf R, Sandel B, Normand S, Mimet A, Svenning J C. 2018. Land surface greening suggests vigorous woody regrowth throughout European semi-natural vegetation. Glob Change Biol, 24: 5789–5801

Cai G Q, Chen S J, Liu Y, Sun H W, Chen C Q, Gui D W, Yan D. 2020. Using multiple indexes to analyze temporal and spatial patterns of precipitation and drought in Xinjiang, China. Theor Appl Climatol, 142: 177–190

Chen F H, Chen J, Huang W, Chen S, Huang X, Jin L, Jia J, Zhang X, An C, Zhang J, Zhao Y, Yu Z, Zhang R, Liu J, Zhou A, Feng S. 2019. Westerlies Asia and monsoonal Asia: Spatiotemporal differences in climate change and possible mechanisms on decadal to sub-orbital timescales. Earth-Sci Rev, 192: 337–354

Chen Z Q, Zeng Y, Shen G Y, Xiao C J, Xu L, Chen N C. 2021. Spatiotemporal characteristics and estimates of extreme precipitation in the Yangtze River Basin using GLDAS data. Int J Climatol, 41: 1812–1830

Cook B I, Bonan G B, Levis S. 2006. Soil moisture feedbacks to precipitation in southern Africa. J Clim, 19: 4198–4206

Cook B I, Smerdon J E, Seager R, Coats S. 2014. Global warming and 21st century drying. Clim Dyn, 43: 2607–2627

Dai A G. 2011. Drought under global warming: a review. WIREs Clim Change, 2: 45–65

Dai A G. 2013. Increasing drought under global warming in observations and models. Nat Clim Change, 3: 52–58

Dai A G, Trenberth K E, Qian T. 2004. A global dataset of Palmer Drought Severity Index for 1870–2002: Relationship with soil moisture and effects of surface warming. J Hydrometeorol, 5: 1117–1130

Didan K. 2015. MOD13A1 MODIS/Terra Vegetation Indices 16-Day L3 Global 500m SIN Grid V006. NASA EOSDIS Land Processes DAAC

D’Odorico P, Porporato A. 2004. Preferential states in soil moisture and climate dynamics. Proc Natl Acad Sci USA, 101: 8848–8851

Feng S, Fu Q. 2013. Expansion of global drylands under a warming climate. Atmos Chem Phys, 13: 10081–10094

Feng S, Hu Q, Huang W, Ho C H, Li R, Tang Z. 2014. Projected climate regime shift under future global warming from multi-model, multi-scenario CMIP5 simulations. Glob Planet Change, 112: 41–52

Feng S, Trnka M, Hayes M, Zhang Y. 2017. Why do different drought indices show distinct future drought risk outcomes in the U.S. Great Plains? J Clim, 30: 265–278

Fensholt R, Proud S R. 2012. Evaluation of earth observation based global long term vegetation trends—Comparing GIMMS and MODIS global NDVI time series. Remote Sens Environ, 119: 131–147

Greve P, Orlowsky B, Mueller B, Sheffield J, Reichstein M, Seneviratne S I. 2014. Global assessment of trends in wetting and drying over land. Nat Geosci, 7: 716–721

Guillod B P, Orlowsky B, Miralles D G, Teuling A J, Seneviratne S I. 2015. Reconciling spatial and temporal soil moisture effects on afternoon rainfall. Nat Commun, 6: 1–6

Guttman N B. 1998. Comparing the palmer drought index and the standardized precipitation index. J Am Water Resources Assoc, 34: 113–121

Guttman N B, Wallis J R, Hosking J R M. 1992. Spatial comparability of the Palmer Drought Severity Index. J Am Water Resources Assoc, 28: 1111–1119

Hao Z C, Singh V P, Xia Y. 2018. Seasonal drought prediction: advances, challenges, and future prospects. Rev Geophys, 56: 108–141

Harris I C, Jones P D, Osborn T. 2021. CRU TS4.05: Climatic Research Unit (CRU) Time-Series (TS) version 4.05 of high-resolution gridded data of month-by-month variation in climate (Jan. 1901-Dec. 2020). NERC EDS Centre for Environmental Data Analysis, 25

Heddinghaus T R, Sabol P. 1991. A review of the Palmer Drought Severity Index and where do we go from here. Boston: Proceedings 7th Conference on Applied Climatology. 242–246

Hu Z Y, Zhou Q M, Chen X, Li J F, Li Q X, Chen D L, Liu W B, Yin G. 2018. Evaluation of three global gridded precipitation data sets in central Asia based on rain gauge observations. Int J Climatol, 38: 3475–3493

Huang S Z, Wang L, Wang H, Huang Q, Leng G Y, Fang W, Zhang Y. 2019. Spatio-temporal characteristics of drought structure across China using an integrated drought index. Agric Water Manage, 218: 182–192

Huang W, Chen F H, Feng S, Chen J H, Zhang X J. 2013. Interannual precipitation variations in the mid-latitude Asia and their association with large-scale atmospheric circulation. Chin Sci Bull, 58: 3962–3968

Ji L, Peters A J. 2003. Assessing vegetation response to drought in the northern Great Plains using vegetation and drought indices. Remote Sens Environ, 87: 85–98

Karl T R. 1986. The sensitivity of the Palmer Drought Severity Index and Palmer's Z-index to their calibration coefficients including potential evapotranspiration. J Clim Appl Meteorol, 25: 77–86

Li L, She D X, Zheng H, Lin P R, Yang Z L. 2020. Elucidating diverse drought characteristics from two meteorological drought indices (SPI and SPEI) in China. J Hydrometeorol, 21: 1513–1530

Li X M, Jiang F Q, Li L H, Wang G G. 2011. Spatial and temporal variability of precipitation concentration index, concentration degree and concentration period in Xinjiang, China. Int J Climatol, 31: 1679–1693

Liu X Y, Xin L G. 2021. China's deserts greening and response to climate variability and human activities. PloS One, 16: e0256462

Liu Y, Ren L L, Hong Y, Zhu Y, Yang X L, Yuan F, Jiang S H. 2016. Sensitivity analysis of standardization procedures in drought indices to varied input data selections. J Hydrol, 538: 817–830

Martens B, Miralles D G, Lievens H, van der Schalie R, de Jeu R A M, Fernández-Prieto D, Beck H E, Dorigo W A, Verhoest N E C. 2017. GLEAM v3: satellite-based land evaporation and root-zone soil moisture. Geosci Model Dev, 10: 1903–1925

McKee T B, Doesken N J, Kleist J. 1993. The relationship of drought frequency and duration to time scales. Boston: Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology. 179–183

McKee T B, Doesken N J, Kleist J. 1995. Drought monitoring with multiple time scales. Boston: Proceedings of the 9th Conference on Applied Climatology. 233–236

Meira Neto A A, Niu G Y, Roy T, Tyler S, Troch P A. 2020. Interactions between snow cover and evaporation lead to higher sensitivity of streamflow to temperature. Commun Earth Environ, 1: 56

Milly P C D, Dunne K A. 2016. Potential evapotranspiration and continental drying. Nat Clim Change, 6: 946–949

Miralles D G, van den Berg M J, Gash J H, Parinussa R M, de Jeu R A M, Beck H E, Holmes T R H, Jiménez C, Verhoest N E C, Dorigo W A, Teuling A J, Johannes Dolman A. 2014. El Niño-La Niña cycle and recent trends in continental evaporation. Nat Clim Change, 4: 122–126

Naumann G, Alfieri L, Wyser K, Mentaschi L, Betts R A, Carrao H, Spinoni J, Vogt J, Feyen L. 2018. Global changes in drought conditions under different levels of warming. Geophys Res Lett, 45: 3285–3296

Opacka B, Müller J F, Stavrakou T, Miralles D G, Koppa A, Pagán B R, Potosnak M J, Seco R, De Smedt I, Guenther A B. 2022. Impact of drought on isoprene fluxes assessed using field data, satellite-based GLEAM soil moisture and HCHO observations from OMI. Remote Sens, 14: 2021

Palmer W C. 1965. Meteorological Drought Research Paper 45. Washington D C: US Weather Bureau

Ranasinghe R, Ruane A C, Vautard R, Arnell N, Coppola E, Cruz F A, Zaaboul R. 2021. Climate change information for regional impact and for risk assessment. In: Masson-Delmotte V, Zhai P, Pirani A,

Connors S L, Péan C, Berger S, et al., eds. Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press

Reus M. 2022. Evaluation of global soil moisture products for local scale applications. Dissertation for Master’s Degree. Wageningen: Wageningen University and Research. 1–55

Rodell M, Houser P R, Jambor U, Gottschalck J, Mitchell K, Meng C J, Arsenault K, Cosgrove B, Radakovich J, Bosilovich M, Entin J K, Walker J P, Lohmann D, Toll D. 2004. The global land data assimilation system. Bull Amer Meteorol Soc, 85: 381–394

Sandeep P, Obi Reddy G P, Jegankumar R, Arun Kumar K C. 2021. Monitoring of agricultural drought in semi-arid ecosystem of Peninsular India through indices derived from time-series CHIRPS and MODIS datasets. Ecol Indic, 121: 107033

Schmidt T, Schuster C, Kleinschmit B, Forster M. 2014. Evaluating an intra-annual time series for grassland classification-how many acquisitions and what seasonal origin are optimal? IEEE J Sel Top Appl Earth Observations Remote Sens, 7: 3428–3439

Seneviratne S I, Corti T, Davin E L, Hirschi M, Jaeger E B, Lehner I, Orlowsky B, Teuling A J. 2010. Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate: A review. Earth-Sci Rev, 99: 125–161

Sheffield J, Wood E F. 2008. Global trends and variability in soil moisture and drought characteristics, 1950–2000, from observation-driven simulations of the terrestrial hydrologic cycle. J Clim, 21: 432–458

Song S K, Bai J. 2016. Increasing winter precipitation over arid central Asia under global warming. Atmosphere, 7: 139

Sousa P M, Trigo R M, Aizpurua P, Nieto R, Gimeno L, Garcia-Herrera R. 2011. Trends and extremes of drought indices throughout the 20th century in the Mediterranean. Nat Hazards Earth Syst Sci, 11: 33–51

Tirivarombo S, Osupile D, Eliasson P. 2018. Drought monitoring and analysis: Standardised precipitation evapotranspiration index (SPEI) and standardised precipitation index (SPI). Phys Chem Earth Parts A B C, 106: 1–10

Tucker C J, Pinzon J E, Brown M E, Slayback D A, Pak E W, Mahoney R, Vermote E F, El Saleous N. 2005. An extended AVHRR 8-km NDVI dataset compatible with MODIS and SPOT vegetation NDVI data. Int J Remote Sens, 26: 4485–4498

van der Schrier G, Briffa K R, Osborn T J, Cook E R. 2006. Summer moisture availability across North America. J Geophys Res-Atmos, 111: 11

van der Schrier G, Efthymiadis D, Briffa K R, Jones P D. 2007. European Alpine moisture variability for 1800–2003. Int J Climatol, 27: 415–427

Vicente-Serrano S M. 2007. Evaluating the impact of drought using remote sensing in a Mediterranean, semi-arid region. Nat Hazards, 40: 173–208

Vicente-Serrano S M, Beguería S, López-Moreno J I. 2010. A multiscalar drought index sensitive to global warming: The standardized precipitation evapotranspiration index. J Clim, 23: 1696–1718

Vicente-Serrano S M, Beguería S, Lorenzo-Lacruz J, Camarero J J, López-Moreno J I, Azorin-Molina C, Revuelto J, Morán-Tejeda E, Sanchez-Lorenzo A. 2012. Performance of drought indices for ecological, agricultural, and hydrological applications. Earth Interactions, 16: 1–27

Vicente-Serrano S M, van der Schrier G, Beguería S, Azorin-Molina C, Lopez-Moreno J I. 2015. Contribution of precipitation and reference evapotranspiration to drought indices under different climates. J Hydrol, 526: 42–54

Wang S N, Li R P, Wu Y J, Zhao S X. 2022. Effects of multi-temporal scale drought on vegetation dynamics in Inner Mongolia from 1982 to 2015, China. Ecol Indic, 136: 108666

Wang Y F, Fu B J, Lü Y H, Chen L D. 2011. Effects of vegetation restoration on soil organic carbon sequestration at multiple scales in semi-arid Loess Plateau, China. Catena, 85: 58–66

Wells N, Goddard S, Hayes M J. 2004. A self-calibrating Palmer Drought Severity Index. J Clim, 17: 2335–2351

Xie T T, Huang W, Chang S Q, Zheng F, Chen J H, Chen J, Chen F H. 2021. Moisture sources of extreme precipitation events in arid Central Asia and their relationship with atmospheric circulation. Int J Climatol, 41: E271–E282

Xie T T, Huang W, Feng S, Wang T, Liu Y, Chen J, Chen F H. 2022. Mechanism of winter precipitation variations in the southern arid Central Asia. Intl J Climatol, 42: 4477–4490

Yang Y T, Zhang S L, Roderick M L, McVicar T R, Yang D W, Liu W B, Li X Y. 2020. Comparing Palmer Drought Severity Index drought assessments using the traditional offline approach with direct climate model outputs. Hydrol Earth Syst Sci, 24: 2921–2930

Yao J Q, Tuoliewubieke D, Chen J, Huo W, Hu W F. 2019. Identification of drought events and correlations with large-scale ocean-atmospheric patterns of variability: a case study in Xinjiang, China. Atmosphere, 10: 94

Yao J Q, Zhao Y, Chen Y N, Yu X J, Zhang R B. 2018. Multi-scale assessments of droughts: A case study in Xinjiang, China. Sci Total Environ, 630: 444–452

Yu Z X, Wang T Y, Wang P, Yu J J. 2022. The Spatiotemporal Response of Vegetation Changes to Precipitation and Soil Moisture in Drylands in the North Temperate Mid-Latitudes. Remote Sens,

14: 3511

Zhai J Q, Su B D, Krysanova V, Vetter T, Gao C, Jiang T. 2010. Spatial variation and trends in PDSI and SPI indicesand their relation to streamflow in 10 large regions of China. J Clim, 23: 649–663

Zhang B Q, AghaKouchak A, Yang Y T, Wei J H, Wang G Q. 2019. A water-energy balance approach for multi-category drought assessment across globally diverse hydrological basins. Agric For Meteorol, 264: 247–265

Zhang B Q, Zhao X N, Jin J M, Wu P T. 2015. Development and evaluation of a physically based multiscalar drought index: The Standardized Moisture Anomaly Index. J Geophys Res-Atmos, 120: 11,575–11,588

Zhang C C, Yang Y T, Yang D W, Wu X C. 2021. Multidimensional assessment of global dryland changes under future warming in climate projections. J Hydrol, 592: 125618

Zhao R T, Liu X C, Dong J W, Zhao G, Manevski K, Andersen M N, Tang Q. 2022. Human activities modulate greening patterns: a case study for southern Xinjiang in China based on long time series analysis. Environ Res Lett, 17: 044012

Zhong Z Q, He B, Guo L L, Zhang Y F. 2019. Performance of various forms of the Palmer Drought Severity Index in China from 1961 to 2013. J Hydrometeorol, 20: 1867–1885

(责任编委: 黄建平)