

DOI: 10.20103/j.stxb.202407171675

袁慧, 张琪, 朱永华, 夏必胜, 王文发. 毛乌素沙地地下水干旱的多尺度分析——基于重力恢复及气候试验地下水储量变化指数. 生态学报, 2025, 45(8): 3978-3994.

Yuan H, Zhang Q, Zhu Y H, Xia B S, Wang W F. Multi-scale analysis of groundwater drought in the Maowusu Sandland based on GCSI. Acta Ecologica Sinica, 2025, 45(8): 3978-3994.

毛乌素沙地地下水干旱的多尺度分析 ——基于重力恢复及气候试验地下水储量变化指数

袁 慧¹, 张 琪¹, 朱永华², 夏必胜¹, 王文发^{1,*}

¹ 延安大学数学与计算机科学学院, 延安 716000

² 延安大学建筑工程学院, 延安 716000

摘要: 地下水干旱是影响半干旱沙区植被建设的重要因素, 毛乌素沙地位于中国北方干旱半干旱区, 地下水资源管理是实现该地区长期可持续发展的重要保障。由于缺乏对地下水在空间和时间维度上的直接观测, 地下水干旱的定量评估面临挑战。旨在探索地下水储量的变化规律, 基于重力恢复及气候试验 (Gravity Recovery and Climate Experiment, GRACE) 卫星数据, 并结合全球陆地数据同化系统 (Global Land Data Assimilation System, GLDAS) 观测数据, 反演毛乌素沙地 2002—2021 年地下水储量动态变化。进而构建地下水水位估算指标, 并重新定义为 GRACE 地下水储量变化指数 (GRACE Groundwater Storage Index, GCSI), 以量化分析该地区的地下水干旱状况。研究选择 4 种不同的分布函数, 通过 KS 检验选取最优分布函数, 其次在不同时间尺度上计算 GCSI 以定量分析地下水干旱。计算 GCSI 与降水之间的相关系数, 揭示地下水干旱对降水的滞后效应, 最后进行 GCSI 与 SPI 的时滞分析。结果表明: 1) 不同的拟合函数对数据拟合结果有不同的反应, 该研究区域的最佳拟合函数为 Pearson III 函数, Pearson III 函数能够更准确地反映该地区地下水储量的变化趋势; 2) 2002—2021 年期间 GCSI 呈波动变化, 随着时间尺度的增大, GCSI 值变化趋势更为明显, 呈先上升后下降整体变化比较稳定的趋势, 不同时间尺度下, 同一地区的干旱起始、结束及严重程度各异, 但干旱期总体一致。毛乌素沙地的干旱年份为 2007、2021 年; 3) 干旱对降水的滞后时间集中在 5 个月和 8 个月, 在这两段滞后期中都表现出了较高的相关性。

关键词: 重力恢复及气候试验 (GRACE) 数据; 全球陆地数据同化系统 (GLDAS) 数据; 毛乌素沙地; 地下水储量; 地下水干旱

Multi-scale analysis of groundwater drought in the Maowusu Sandland based on GCSI

YUAN Hui¹, ZHANG Qi¹, ZHU Yonghua², XIA Bisheng¹, WANG Wenfa^{1,*}

¹ School of Mathematics and Computer Science, Yan'an University, Yan'an 716000, China

² College of Architecture and Engineering, Yan'an University, Yan'an 716000, China

Abstract: Groundwater drought is a critical factor affecting vegetation development in semi-arid sandy regions. Located in the arid and semi-arid zone of northern China, the Maowusu Sandland relies on groundwater resource management for its enduring sustainable development. However, the scarcity of direct groundwater observations across spatial and temporal dimensions presents challenges for the quantitative assessment of groundwater drought. Based on the observed data of the Global Land Data Assimilation System (GLDAS), this study aims to explore the changing patterns of groundwater storage by utilizing Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) satellite data to invert the dynamic changes in groundwater storage in the Maowusu Sandland from 2002 to 2021. To quantitatively analyze the regional groundwater drought conditions,

基金项目: 陕西省科技厅项目 (2023JCYB449)

收稿日期: 2024-07-17; 网络出版日期: 2025-01-20

* 通讯作者 Corresponding author. E-mail: wangwenfa_yau@163.com

the study constructs a groundwater-level estimation index and refines it as the GRACE Groundwater Storage Index (GGSI). This paper first selects four different distribution functions and choose the optimal distribution function by the KS test, then calculate the GGSI in different time scales to quantitatively analyze groundwater drought. Subsequently, the correlation coefficients between GGSI and precipitation are calculated to reveal the lag effect of groundwater drought. Finally, the time lag analysis of GGSI and SPI is carried out. The key findings are as follows; 1) Different fitting functions have different responses to the data fitting results, and the best fitting function for this study area is the Pearson III function, which can more accurately reflect the trend of the groundwater storage in this area; 2) From 2002 to 2021, the GGSI exhibited fluctuating changes, with trends becoming more apparent as the time scale increases, showing an overall stable trend of initial increase followed by a decrease. The onset, conclusion, and severity of drought varied across different time scales, but the drought periods were generally consistent. The years 2007 and 2021 were identified as drought years in the Maowusu Sandland; 3) The consistent delay between drought and precipitation in this area spans from 5 to 8 months, with significant correlations observed within both of these lag periods.

Key Words: GRACE data; GLDAS data; Maowusu Sandland; groundwater storage; groundwater drought

地下水是水资源的重要组成部分^[1],随着城市化进程的加快,对食物的需求不断增加,中国的水资源面临着严峻的挑战。由于这个原因,许多地区通过开采地下水来弥补日益增长的用水需求,如黑河流域中游地区 1983—2000 年地下水开采量逐年增大^[2],华北平原 2000 年地下水开采量占水资源利用量的比例超过了 70%^[3]。近年来,由于中国局部地区地下水储量迅速下降导致的地下水枯竭已成为威胁国家水资源安全的主要因素。地下水干旱在某种程度上,是一个连续、缓慢、复杂的过程,而当开始注意到地下水干旱发生时,它已经持续了很长时间,并导致农业减产和更多的财产损失。因此,有效监测中国地下水储量变化是地理学、水文学以及可持续科学的研究重点,也是实现区域水资源管理的重要依据^[3]。

国内外学者对气候干旱和地下水储量变化进行了广泛的研究。帕默干旱指数 (Palmer Drought Severity Index, PDSI) 由美国气象学家 Wayne Palmer 于 1965 年提出,用于定量评估干旱程度。PDSI 综合考虑了降水量、地表蒸发、土壤含水量和地下水位等指标。Mendicino 等采用地下水资源量指数 (GRI)^[4] 用于干旱监测和预测,特别是在地中海气候区域。沈彦军等对多个干旱指数在气象、水文和农业等领域的综合应用进行了一个总结^[5]。此外, Li 和 Rodell 等提出了地下水干旱指数 (GWI), 并用该指数评估了美国北部、中部和东部地区的地下水干旱情况^[6]。

Thomas 等利用 GRACE 导出的地下水储存偏差,定义了 GRACE 地下水干旱指数 (GGDI), 并成功地将其应用于评估加州中部平原的地下水枯竭情况^[7]。McKee 等于 1993 年首先提出了标准化降水指数 (Standard precipitation index, SPI), 该指数被世界气象组织用来对气象干旱进行监测。SPI 是目前应用最广泛的气象干旱指标之一,该指数计算简单、时间尺度灵活并具有较强的时空适应性^[8], 是评估多种类型干旱强度和干旱历时的重要工具。不同时间尺度 SPI 代表不同含义,体现气象、农业、水文和社会经济等不同类型的干旱。近年来,这种方法也被应用于地下水干旱的研究中。Bloomfield 和 Marchant 根据地下水位数据,在基于 SPI 构建的基础上采用了根据非参数正态得分变换方法进而构建了标准化地下水指数 (Standard Groundwater Index, SGI)^[9-10]。近几年,SGI 与其他干旱信号识别方法相结合,已成为有效进行区域地下水资源规划的重要一步,为未来地下水资源管理提供更多信息。

传统的地下水干旱监测依赖于地面监测,这种监测数据的获取周期较长,所监测到的范围有限,成本较高。而 GRACE 卫星则在地下水干旱监测方面提供了一种与传统地面监测方法互补的高效、宏观的监测手段。因此,本文采用 GRACE 卫星数据,并辅以 GLDAS 观测数据,反演毛乌素沙地 2002—2021 年地下水储量变化,并对该地区的地下水干旱进行分析。本研究选定北方干旱半干旱区的毛乌素沙地作为研究区域,通过 GRACE 数据,重新定义了 GRACE 地下水储量变化指数 (GRACE Groundwater Storage Index, GGSI)。通过在

同的时间尺度(1、3、6、12、24个月及季节性尺度)上计算出所对应的 GCSI 值,不同时间尺度的干旱特征对生态系统和农业生产有着不同的影响,多尺度分析有助于评估这些影响并采取相应措施,做到定性评估地下水干旱状况。此外,对年尺度和月尺度下的 GCSI 与降水数据进行可视化分析,并计算它们之间的相关系数,以准确分析地下水干旱对降水的滞后响应。基于地下水干旱与降水之间存在滞后效应,本研究进一步对 GCSI 与 SPI 进行时滞分析。这有助于更好地量化降水对地下水干旱的影响,为地下水资源的规划和评估提供更为准确的数据支持。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

1.1.1 地理环境

毛乌素沙地又称鄂尔多斯沙地,是中国内蒙古、陕西、宁夏三地交界地带,地处 37.45° — 39.37° N, 107.67° — 110.5° E^[11],覆盖内蒙古鄂尔多斯以南,陕西省榆林市以北风沙带,宁夏回族盐池县,面积达 4.22 万 km^2 ,为风沙草滩地貌,地表土壤类型以风沙土为主。海拔在 715—2150m 之间,西北高,东南低。

1.1.2 气候水文

毛乌素沙地位于我国季风区的西陲,属于半干旱大陆性季风气候区,大部分区域属于温带半干旱区,主要气候特征为冷热剧变以及日照强烈。其中春季较为干旱但日照充足,夏季气温较高、降水密集,秋季降温迅速、降雨较多,冬季干燥而寒冷。

(1) 降水

从 2002—2021 年,毛乌素沙地的年降水量整体上呈现增长趋势,年平均降雨量在 250—440mm 之间。降水在时间和空间上的分布并不均匀,其中 7—9 月的降水量占全年总降水的 60%—75%^[12]。在空间分布上,降水量从南部向北部逐渐减少。特别地,8 月份的降水量年际变化显著,其变化幅度在多雨年份可达到平均水平的 2—4 倍^[13]。

(2) 地下水

毛乌素沙地的地下水类型主要包括浅孔隙水和深裂缝岩溶水,地下水径流受地形、地貌和含水层地质结构的支配。该研究区地下水流向总体上为自西北向东南递减,埋深在 0—62.6m^[14]之间,并随季节波动,7 月达到最大埋深。由于地形闭塞和河系发育性差,该区域地下水补给主要依赖大气降水。地下水的排放则主要通过蒸发和人工抽取。尽管降水量有限,但非饱和带主要由细沙和粉砂组成,土壤水的入渗较快^[15],导致裸地的补给量大。非饱和带厚度根据土地利用/覆被类型^[16]确定,该研究区的非饱和带厚度为 0.5—0.8m。然而,随着该区域地下水的过度开采,非饱和带的厚度预计随之增加。

自 2012 年以来,位于毛乌素沙漠腹地的榆林市,尤其是靖边等县区,进行了大规模的土地开发,累计开垦沙地和林草地约 2 万 hm^2 ,部分项目甚至深入沙漠核心区域。这一开发导致了农业灌溉用水需求的显著增加。据 2020 年数据显示,靖边县因开垦耕地导致地下水超采量达到 3578 万 m^3 ,而整个榆林市的地下水开采量超出了控制目标的 1.57 亿 m^3 ^[17]。在当前农业实践中,为了满足灌溉需求而过度开采地下水,已导致毛乌素沙地地区的地下水位显著下降^[18]。持续的水位下降会破坏含水层水量的平衡^[19],为了补充含水层的水量,非饱和带的水分会逐渐迁移至向含水层,这一过程会导致非饱和带的湿度降低。湿度的降低会影响降水在非饱和带的下渗速率,进而导致地下水补给产生滞后效应。这种滞后效应会引发地下水的多种长期水文响应,并使得地下水保护措施的实施出现明显的时间滞后。

1.2 数据来源及处理

(1) GRACE 卫星数据

GRACE 利用搭载在卫星上的精密测距系统,通过测量行星间的距离变化,反演得出全球的重力场变化^[20—23]。结合美国得克萨斯大学空间研究中心(Center for Space Research, CSR)的技术,将原始观测数据转

换为实用的科学数据。本研究所采取的数据集时间跨度为 2002 年 4 月—2021 年 4 月,对于缺失数据,通过趋势分析和线性外推的方法处理,成功构建 2002—2021 年连续逐月的 GRACE 数据。

(2) GLDAS 同化系统数据

GLDAS 通过整合观测站、卫星传感器和陆面模型的数据,生成了全球陆面状态的一致性数据集^[24—25]。本研究所采取的数据集时间跨度为 2002 年 4 月—2021 年 4 月,空间分辨率为,时间分辨率为 1 个月。

(3) 降水数据

降水数据源自中国气象数据网(<https://www.resdc.cn/>)。选取毛乌素沙地境内的 8 个气象站点,使用 2002—2021 年日尺度的降水实测资料。

(4) 地下水储量变化计算

GRACE 卫星反演的是陆地水储量变化,GLDAS 同化系统能模拟出冠层水、地表水和土壤水的总量,由此推算地下水等效水高(W_{ground})^[26—27]的公式如下:

$$W_{\text{ground}} = W_{\text{GRACE}} - W_{\text{GLDAS}} \quad (1)$$

式中, W_{GRACE} 表示 GRACE 卫星反演的陆地水储量变化, W_{GLDAS} 表示 GLDAS 同化系统模拟的水资源变化的总量;

毛乌素沙地数字高程模型 DEM(Digital Elevation Model),如图 1 所示。

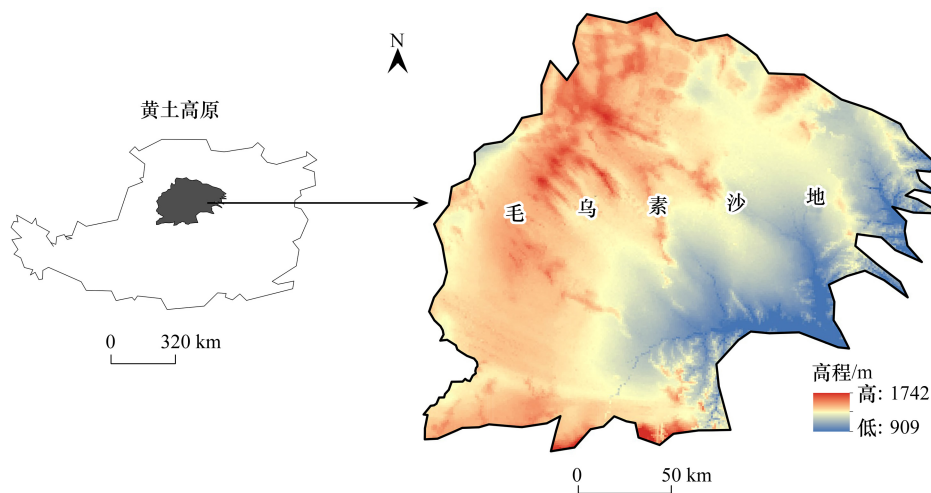


图 1 毛乌素沙地行政范围及研究区分布

Fig.1 Administrative boundaries of the Maowusu Sandy and distribution of the study area

1.3 方法与模型

在本研究中,将月地下水储量的时间序列数据转换为均值为 0,方差为 1 的 GCSI 标准化正态分布形式。与 PDSI^[28]等其他常用的干旱指数不同,GCSI 只需要输入一个变量(例如:地下水储量),因而计算相对简单。除此之外,GCSI 指数程序可以灵活的出于各种目的监测研究短期和长期干旱。相比于阈值水平法和 PDSI 来确定特定区域的干旱起止时间和干旱程度,GCSI 采用标准归一化的程序来计算干旱指数,使得在统一框架内快速评估出不同区域和不同类型的干旱^[29]。

1.3.1 标准化降水指数(SPI)

SPI 的计算分为四个步骤^[30—31]。

首先,计算累积降水量,其次,对累积降水量进行概率分布拟合,通常使用 Gamma 分布。计算公式可以表示为:

$$f(x; k, \theta) = \frac{x^{k-1} e^{-x/\theta}}{\theta^k \Gamma(k)} \quad (2)$$

式中, x 是累积降水量, k 是形状参数, θ 是尺度参数, Γ 是 Gamma 函数。

其次, 计算使用 Gamma 分布的参数来计算累积降水量数据的均值 μ 和方差 σ^2 。均值和方差的计算公式分别为:

$$\mu = k\theta \quad \sigma^2 = k\theta^2 \quad (3)$$

再次, 对实际的累积降水量进行标准化, 得到标准化降水指数 (SPI), 计算公式如下:

$$\text{SPI} = \frac{P_t - \mu}{\sigma} \quad (4)$$

式中, P_t 是实际的累积降水量, μ 是均值, σ 是标准差。

最后, 将 SPI 值转换为标准正态分布的分数。

1.3.2 基于 GRACE 的地下水储量指数 (GGSI)

基于 GRACE 的地下水储量指数 (GGSI), 是一种直观的衡量地下水干旱状况的指标, 用于地下水干旱的监测和分析。GGSI 为 0 时反映地下水位与长期平均水平基本持平, GGSI 为正值时反映地下水位高于长期平均水平, 可能暗示着地下水资源相对充足, 旱情有所改善。反之亦然, GGSI 为负值时反映地下水位低于长期平均水平, 可能表明地下水资源受到一定程度的影响或匮乏, 旱情相对严峻。

基于 GRACE 的地下水储量指数 (GGSI) 的计算过程, 如图 2 所示。

首先, 确定好所要研究的对象 X (例如: 地下水储量), 在不同时间尺度 k (例如: 1、3、6、12 和 24 个月) 上进行平均 ($\bar{X}_{t,k}$), 计算公式为:

$$\bar{X}_{t,k} = \frac{1}{k} \sum_{i=0}^{k-1} X_{t-i} \quad (5)$$

式中, $\bar{X}_{t,k}$ 表示在不同时间尺度 k 上的地下水平均储量值; X_t 表示 t 时刻的地下水储量值。

其次, 对于该研究的数据时间序列, 拟合一个适当的概率密度函数 (PDF), 将时间段 m 所对应地下水储量拟合的概率密度函数定义为 $f_m(x)$, 其参数为 θ_m 。

再次, 使用选定好的概率密度函数 $f_m(x)$, 计算其累积概率, 累积概率 $F_m(x_t)$ 可以表示为:

$$F_m(x_t) = \int_{-\infty}^{x_t} f_m(x) dx \quad (6)$$

式中, x_t 表示对于在时间段 m 内的观测值。

最后, 将累积概率 $F_m(x_t)$ 通过均值为 0、方差为 1 的逆正态累积分布函数 Φ^{-1} 转换为标准化指数 Z , 计算公式为:

$$Z_t = \Phi^{-1}(F_m(x_t)) \quad (7)$$

式中, Z_t 是 t 时刻的 GGSI 值。探究地下水储量的过程中, 计算 GGSI 对比降水量数据, 使实验结果更为准确, 更有说服力。

1.4 概率密度函数

在计算 GGSI 值时选择合适的概率密度函数至关重要, 因为 GGSI 值将用于评估地下水干旱, 而不同的概率密度函数会影响最终的 GGSI 值。如图 2 所示, 本研究中所使用到拟合数据的函数有伽马、正态、Beta 和 Pearson III 函数, 进一步对所获得的地下水储量数据进行拟合。在拟合过程中, 使用 Python 中的 SciPy 库, 该库中提供了许多用于统计分析和拟合概率分布的函数, 以此获取每个分布的拟合参数。为了对不同函数拟合的结果做出评价, 本研究采用了 Kolmogorv-Smirnov 检验 (KS) [32]。KS 检验统计量计算公式为:

$$D_n = \max_{1 \leq i \leq n} (|F(x_{(i)}; \theta) - \frac{i-1}{n}|, |F(x_{(i)}; \theta) - \frac{i}{n}|) \quad (8)$$

式中, i 为地下水储量进行升序排列后数据样本的排列索引。

KS 检验是一种非参数统计检验方法, 用于检验数据是否来自某个特定分布的统计方法, 检验观测数据与

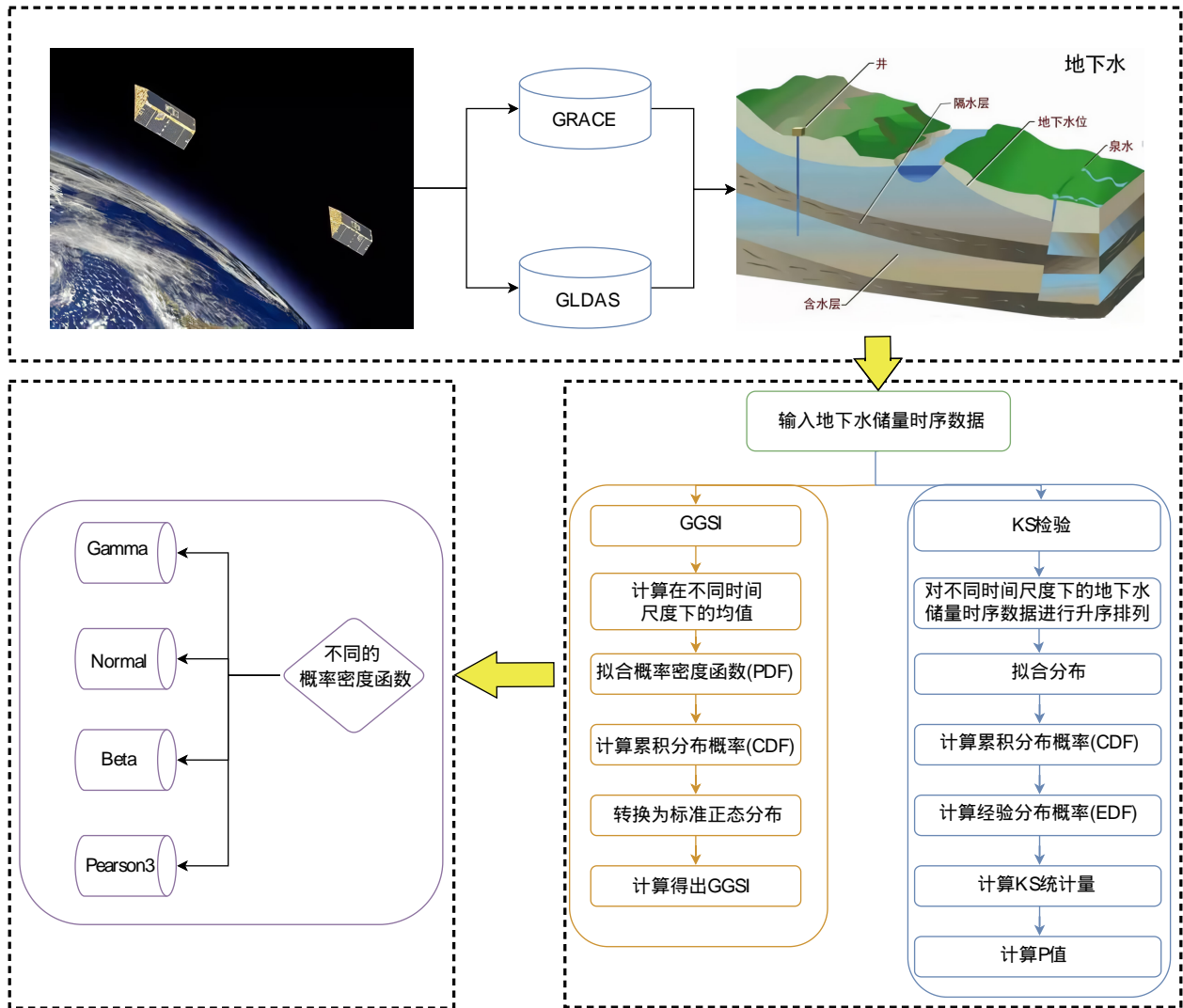


图 2 计算流程图

Fig.2 Computational Flowchart

GRACE:重力恢复及气候试验 Gravity recovery and climate experiment;GLDAS:全球陆地数据同化系统 Global land data assimilation system; Gamma:伽马函数 Gamma function;Normal:正态分布 Normal distribution;Beta:贝塔函数 Beta function;Pearson3:Pearson 第三型分布 Pearson type III distribution;GGSI:GRACE 地下水储量变化指数 GRACE groundwater storage index;PDF:概率密度函数 Probability density function; CDF:累积分布函数 Cumulative distribution function;KS:柯尔莫哥洛夫-斯米尔诺夫检验 Kolmogorov-smirnov test;EDF:经验分布函数 Empirical distribution function

指定概率函数分布之间的拟合程度^[33-34]。

1.5 GGSI 的拟合函数

由于干旱条件的开始时间与结束时间以及旱涝严重程度在不同地区是不同。并且,地下水水位是一个具有较强季节性的连续变量^[35]。因此,不能将计算 SPI 的 Gamma 函数直接应用于计算 GGSI,要选择一个合适的拟合函数来计算 GGSI。因此计算 GGSI 的首要任务是找出适合地下水储量变化序列的最佳概率分布函数。如图 3 所示,本文采用基于 GRACE 卫星数据在反演多尺度范围内地下水储量的变化,选择 4 个不同的拟合函数分别对 1 个月、3 个月、6 个月和 12 个月的时间尺度进行拟合。对于不同时间尺度的反演数据,所选择的拟合函数存在一定的误差,具体来说,时间尺度越短,每个拟合函数的误差越小^[36]。为了找到最佳的拟合函数,使用 KS 检验计算出 4 个不同拟合函数所对应的统计量和概率值,如表 1 所示。根据表中的具体数据,

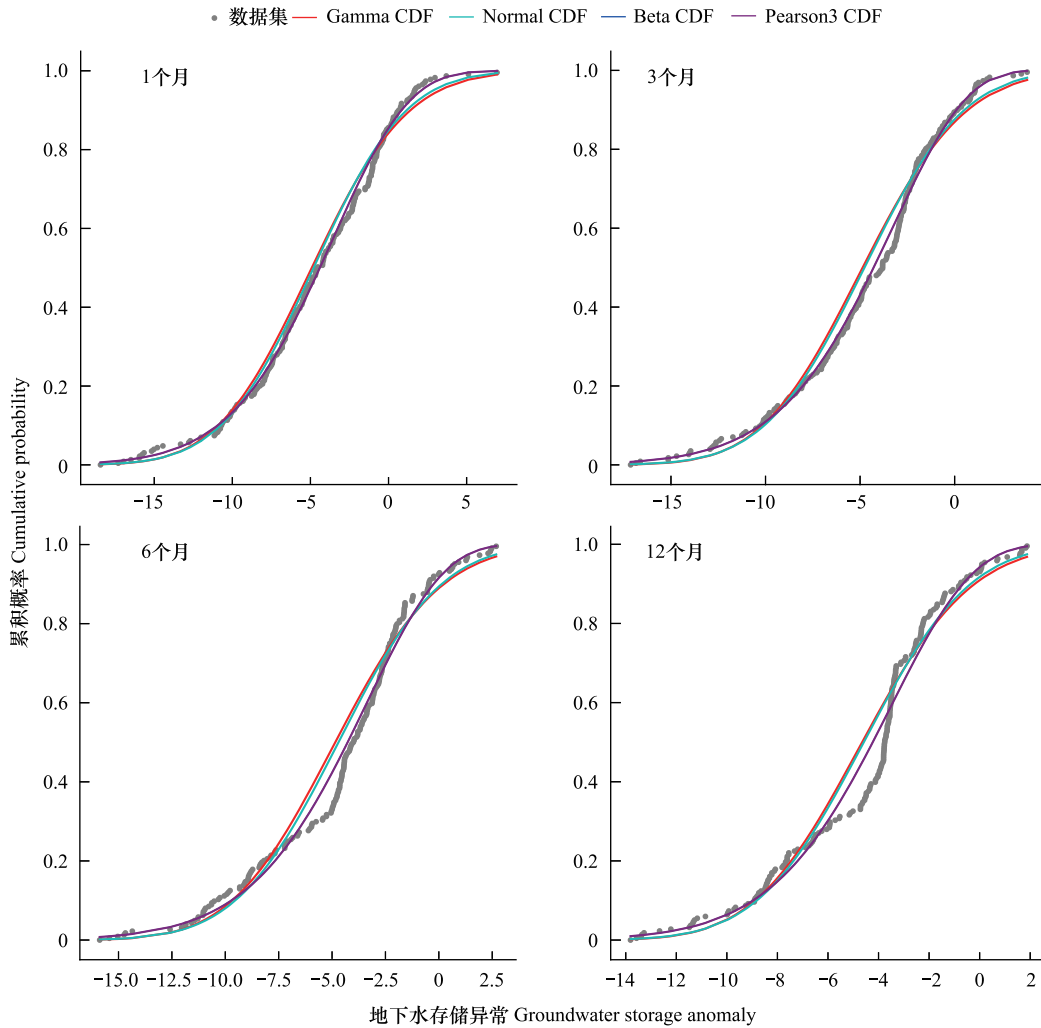


图3 在不同时间尺度下的不同累积分布函数曲线

Fig.3 Different cumulative distribution function curves at different time scales

Gamma CDF:伽马累积分布函数 Gamma cumulative distribution function; Normal CDF:正态累积分布函数 Normal cumulative distribution function; Beta CDF:贝塔累积分布函数 Beta cumulative distribution function; Pearson3 CDF: Pearson 第三型累积分布函数 Pearson type III cumulative distribution function

表1 Kolmogorv-Smirnov 检验

Table 1 Kolmogorv-Smirnov test

时间尺度 Time scale	KS/P	伽马函数 Gamma	正态分布函数 Norm	贝塔函数 Beta	皮尔逊第三型分布函数 Pearson3
1 months	KS	0.061	0.065	0.055	0.055
1 个月	P	0.341	0.283	0.474	0.484
3 months	KS	0.101	0.097	0.057	0.057
3 个月	P	0.019	0.027	0.433	0.433
6 months	KS	0.158	0.142	0.097	0.097
6 个月	P	0.000	0.000	0.028	0.029
12 months	KS	0.162	0.156	0.114	0.114
12 个月	P	0.000	0.000	0.007	0.007

KS:柯尔莫哥洛夫-斯米尔诺夫检验统计量 Kolmogorov-Smirnov; P: 概率值 Probability value; Gamma: 伽马函数 Gamma function; Norm: 正态分布函数 Normal distribution; Beta: 贝塔函数 Beta function; Pearson3: Pearson 第三型分布函数 Pearson type III distribution

结合 GRACE 实际数据,可以看出,Pearson III 函数是最佳拟合函数。因此,选用 Pearson III 函数作为最合适的分布函数进行计算 GGSII 值。如图 4 所示,分别是 GRACE 卫星数据反演到的大尺度范围内地下水储量在不同的时间尺度下的直方图、GRACE 卫星数据在 Pearson III 函数分布下所对应的 GGSII 直方图。从图 4 可以看出,它们的整体分布形式以及峰度、偏度大体一致,有轻微的差异。

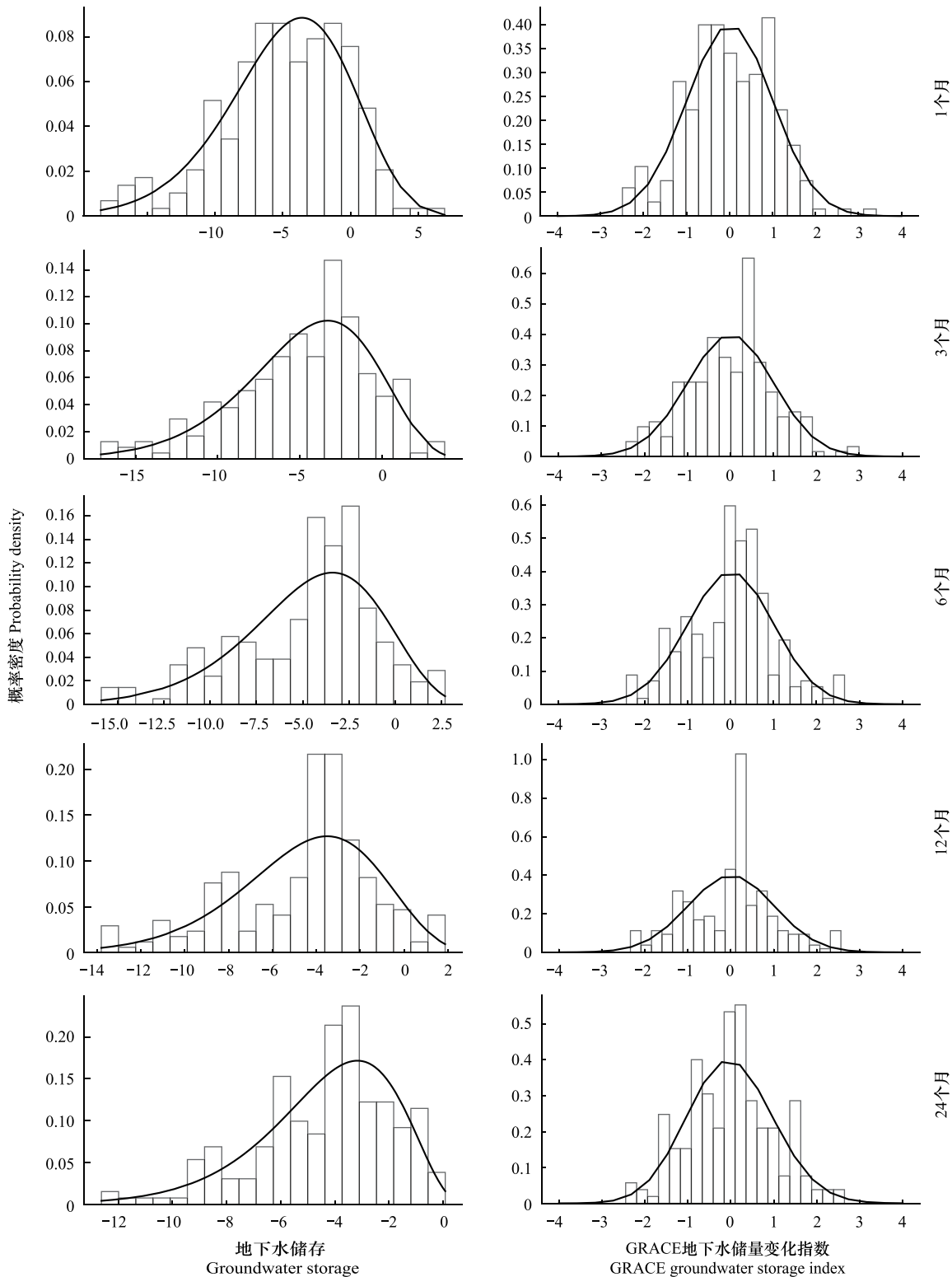


图 4 不同时间尺度下 Pearson III 分布的地下水直方图和 GGSII 直方图

Fig.4 Histograms of groundwater levels and GGSII histograms for Pearson III distribution at different time scales

2 结果与分析

2.1 地下水在不同时间尺度的变化特征

GGSI 值可以直观地表明该地区地下水储存量的变化,多种时间尺度的 GGSI 综合应用可以实现对地下水储量的有效监测评估。图 5 展示了基于 2002—2021 年分别在 5 个不同时间尺度下 GGSI 的变化曲线,不同时间尺度反映了不同类型的干旱。根据图 5 来看,GGSI-1 可以清晰快速地了解地下水干旱短期内变化的情况;GGSI-3 具有明显的旱涝季节性特征,可以反映出地下水干旱对于社会生产特别是农业生产的影响;随着时间尺度的增加,GGSI-6、GGSI-12 和 GGSI-24 反映的则是在较长时间尺度下的干旱情况,对短期的地下水变化响应慢,地下水干旱变化稳定、周期明显,可以较为清楚的反映长期的地下水干旱变化特征,以及对地表以下的承压水、土壤水分以及降雨的下渗情况有较好的反映。

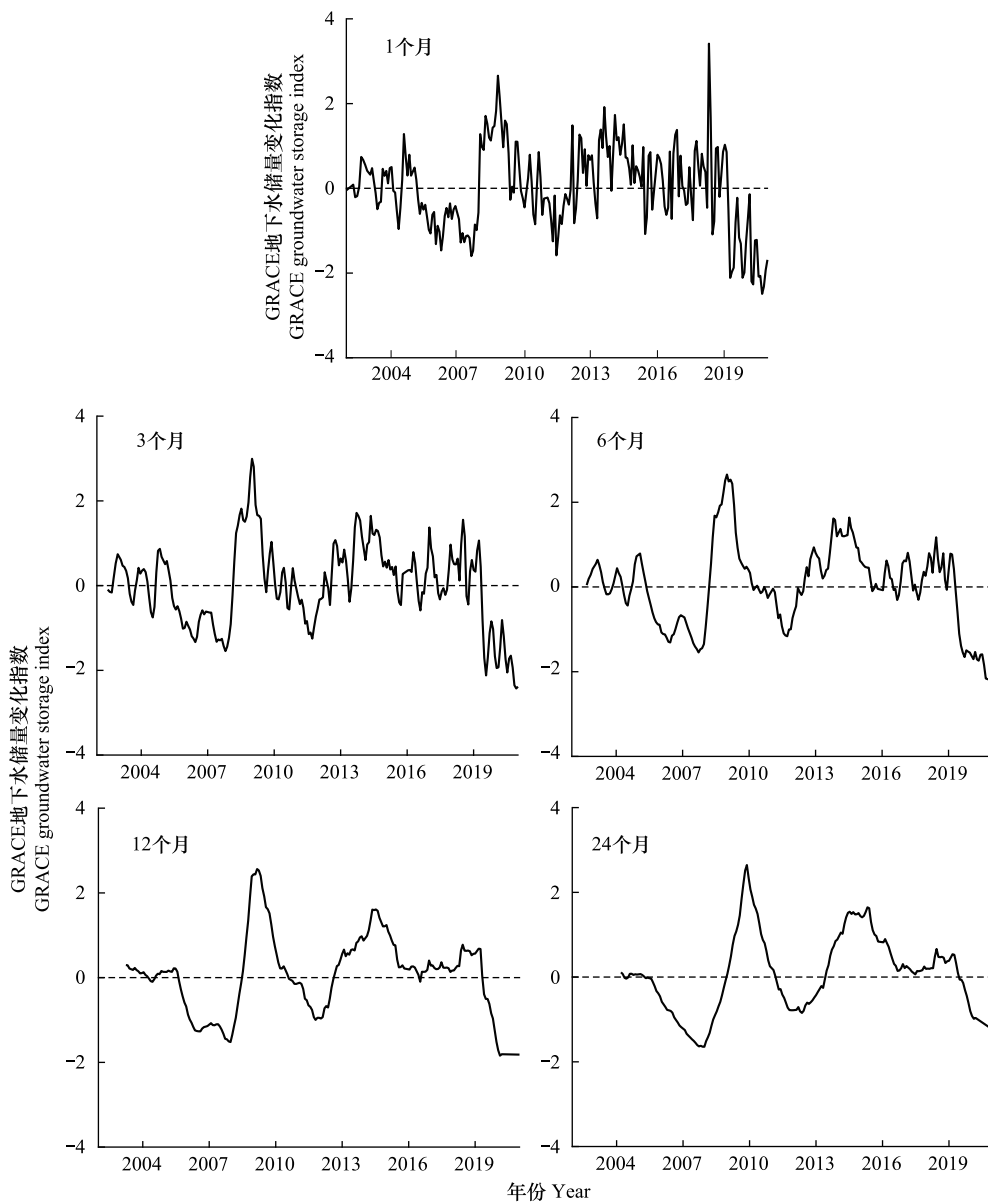


图 5 2002 年至 2021 年 GGSI 在不同时间尺度的变化

Fig.5 Changes in GGSI at different time scales from 2002 to 2021

根据图 5 所示的分析,可以看出毛乌素沙地在不同时间尺度下的地下水干旱开始时间和结束时间以及旱

涝的严重程度也有明显的差异。以 2019 年为例,GGSI-1 指数显示干旱期从 2019 年 4 月持续到 2021 年 1 月,平均干旱强度为 -1.55128 ,最大干旱强度出现在 2020 年 10 月,为 -2.4929 。GGSI-3 指数的干旱期从 2019 年 6 月持续到 2021 年 1 月,平均干旱强度为 -1.64828 ,最大干旱强度出现在 2020 年 12 月,为 -2.42963 。GGSI-6 指数的干旱期从 2019 年 5 月持续到 2021 年 1 月,平均干旱强度为 -1.50915 ,最大干旱强度出现在 2021 年 1 月,为 -2.21846 。GGSI-12 指数的干旱期从 2019 年 6 月持续到 2021 年 1 月,平均干旱强度为 -1.1465 ,最大干旱强度在 2020 年 11 月,为 -1.84273 。最后,GGSI-24 指数的干旱期从 2019 年 7 月开始,至 2021 年 1 月,平均干旱强度为 -0.59531 ,最大干旱强度在 2021 年 1 月,为 -1.25133 。在 GGSI-1、GGSI-3、GGSI-6、GGSI-12 和 GGSI-24 中,随着时间尺度的增加,干旱持续时间逐渐增加,但平均和最大干旱强度减小,且干旱期基本一致,集中出现在 2020 年 10 月、11 月、12 月和 2021 年 1 月。

进一步分析图 5 中的 GGSI-1 指数的变化,可以看出 GGSI 值在 2008 年和 2018 年达到了峰值,表明该地区在 2008 年和 2018 年地下水资源储量较为充分;2007 年和 2020 年 GGSI 值相对较低,表明在 2007 年和 2020 年地下水资源储量情况较为严峻。

通过对图 5 的详细分析,观察到随着时间尺度的增大,GGSI 值的变化趋势变得更加明显。具体而言,GGSI 值在较长时间尺度上呈先上升后下降整体变化比较稳定的趋势。在 24 个月的时间尺度上(GGSI-24),折线图波动幅度稳定,线性斜率为 0.01036 。此外,发现在较短的时间尺度上:1 个月(GGSI-1)、3 个月(GGSI-3)、6 个月(GGSI-6)和 12 个月(GGSI-12),线性斜率分别为 -0.02104 、 -0.02309 、 -0.02271 和 -0.01531 。可以看出,随着时间尺度的增加,线性斜率的绝对值逐渐减小,这表明地下水位的变化趋势趋于稳定。

这些结果表明,在近年来,尽管地下水位在较短时间尺度上呈现下降趋势,但在较长时间尺度上,地下水位的变化趋于稳定,甚至略有上升。这可能意味着地下水干旱的迹象在逐渐好转。

2.2 地下水在不同季节的变化特征

为了解毛乌素沙地区域内月尺度下的地下水干旱变化情况,图 6 显示了根据 GRACE 数据计算出 GGSI 值所对应的季节变化曲线。季节时间划分为:春季 3—5 月、夏季 6—8 月、秋季 9—11 月、冬季 12 月—翌年 2 月。由图 6 可知,在 2003—2020 年,春季毛乌素沙地 GGSI 总体呈现不显著的上升趋势(斜率 <0.05),表明该地区呈现不显著的湿润化趋势。18 年间,有 9 个干旱年,在 2006—2007 年,地下水资源处于缺水状态,旱情严重。在 2008—2010 年,地下水资源有所好转,旱情有所缓解。2008 年和 2006 年分别为最湿润和干旱的两年,其 GGSI 值分别为 1.6548 和 -1.7762 。在 2002—2020 年,夏季毛乌素沙地 GGSI 值有数值突变,总体呈不显著的下降趋势(斜率 <0),表明该地区呈现不显著的干旱化趋势。19 年间,有 10 个干旱年,虽然数值波动小,但最低值比春季的低,且持续的时间较长。2008 年和 2019 年分别为最湿润和干旱的两年,其 GGSI 值分别为 1.9981 和 -1.7827 。在 2002—2020 年,秋季毛乌素沙地 GGSI 总体呈不显著的下降趋势(斜率 <0),表明该地区呈现不显著的干旱化趋势。近 19 年,有 7 个干旱年,其中尤为明显的是 2005—2007 年,长时间经历干旱。与夏季值相比,该地区的干旱情况加剧,土壤湿润情况减弱。冬季毛乌素沙地 GGSI 总体呈不显著的下降趋势(斜率 <0),表明该地区呈现不显著的干旱化趋势。近 19 年,有 10 个干旱年,其中 GGSI 最小值出现在 2020 年,GGSI 值为 -2.2469 ,并且干旱情况前后持续了两年,在这两年地下水干旱情况比较严重。

在季节尺度下毛乌素沙地近 20 年干旱频次为:冬季和夏季分别发生 10 次大于春季发生的 9 次,秋季发生的相对较少为 7 次。但总体差异不大,且维持在一个比较稳定且较低的水平,其中春季多发生中度干旱,夏季和秋季则易发生轻度干旱和中度干旱;冬季以轻度干旱居多,其次为重度干旱频次较少。

3 讨论

3.1 地下水干旱在不同时间尺度下的变化情况

GGSI 指数能有效的表征地下水储量的变化,反映该研究区的地下水干旱状况。地下水位在不同时间尺度下的波动和变化趋势有助于估算地下水抽取和降水补给对含水层储存量变化的影响^[37]。毛乌素沙地自 20

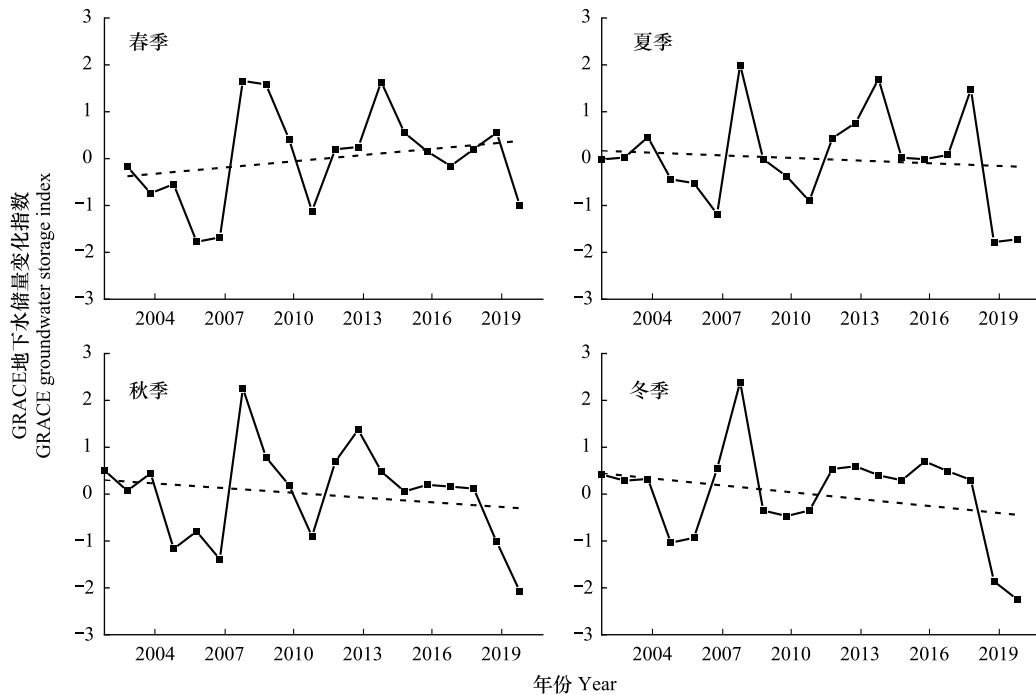


图6 2002—2021年GGSII在不同时间在不同季节的变化

Fig.6 Variation of GGSII at different times in different seasons from 2002 to 2021

世纪70年代以来,在国家政策积极驱动下,政府部门大力实施生态恢复工程。然而,随着大规模生态治理工程的推进,同时也加剧了水资源的供需压力^[38]。经过近50年的生态修复,毛乌素沙地建立了大量的人工防护林和农田生态系统。但近年来,频繁的农田开发、人工造林以及工业园区扩展,对地下水资源的维护带来了直接影响。在2021年,毛乌素沙地在降水分布的不均匀、大气环流和全球变暖^[39-40]的多重影响下,该地区表现出降雨量增加、深层地下水下降的现象。

根据实验结果表明,毛乌素沙地的干旱期主要集中在2020年10月至2021年1月,反映了该地区在这一时期内经历了较长时间的地下水干旱。本研究结果与黄润泽等^[41]的研究相一致,他们指出2018年11月至2021年11月期间,黄河流域经历了37个月的持续重度干旱。陕西省榆林市定边县是黄河一级支流无定河的源头,毛乌素沙地位于无定河流域的西北部。因此,由于黄河流域经历了较长时间的地下水干旱,导致毛乌素沙地也出现地下水干旱的现象。

基于GGSII在不同时间尺度下所识别出的干旱事件,可以清晰地了解该研究区当前的地下水储量状况。掌握地下水储量数据和降水数据后,便于采取针对性的措施对该研究区的水资源进行有效的监测和管理。

3.2 地下水干旱在不同季节下的变化情况

通过分析不同季节尺度下的GGSII值,可以更直观地了解毛乌素沙地地下水在各个季节的变化特征。有助于掌握该研究区地下水干旱的变化规律,进而量化分析地下水干旱对该地区的影响程度。研究结果显示毛乌素沙地春季主要经历中度干旱,而夏季和秋季则多为轻度至中度干旱,冬季则以轻度干旱为主,重度干旱较少。

本研究结果与赵晓萌等^[42]的研究相一致,他们基于气象干旱综合监测指数(MCI)的陕西省的干旱灾害风险,指出由于陕西大部分春季少雨,陕北北部毛乌素沙地的干旱危险指数较高,为较高危险区;夏季由于降水量增加,干旱状况得到缓解,毛乌素沙地成为低风险区,但由于夏季也是农作物生长的关键时期,因此灌溉用水需求会达到高峰,导致地下水开采量增加^[43],地下水储量处于紧张的状态;秋季和冬季则持续处于干旱的危险区。此外,由于毛乌素沙地边缘带的干旱承灾体暴露度较低,该地区在各个季节受到的干旱影响相对

较小,因此总体上被划分为中等风险区域。研究结果与孔刚等^[44]关于不同等级干旱特征时空演变分析的论断也一致。该研究区春夏季节干旱面积大于秋冬季节。

作为评估指标,GCSI 有效地揭示了毛乌素沙地地下水干旱的季节性变化规律,为该地区的水资源管理和防灾减灾提供了科学依据。根据 GCSI 指数,并结合其他指标,将会更加全面地掌握和应对毛乌素沙地的干旱问题。

3.3 降水对地下水干旱的影响

影响地下水资源可持续发展的因素主要包括气候变化和人类活动。降水、蒸发、下渗能力等因素对地下水储量都有一定的影响。如图 7 所示,比较 2002—2021 年,位于西北干旱半干旱地区的毛乌素沙地降雨量与 GCSI 的关系。在年尺度上,基于 GRACE 的地下水储量变化指数 GCSI 与年降水量之间存在一定的相关性。2015—2021 年,降水量与 GCSI 变化趋势具有相同的波动,GCSI 随年降水量的等效水柱的升高而增大,随之降低而下降。但在 2005—2015 年,GCSI 有几个突变值。2008 年,因厄尔尼诺的影响^[13],该地区年降水量最低,但所对应的 GCSI 却是最高值。在月尺度下,可以直观地看出,降水量与 GCSI 之间存在一定的滞后性。结合毛乌素沙地的土壤呈现出一种镶嵌分布,包括固定、半固定和流动沙地。在流动和半固定沙地区域,由于植被覆盖稀疏,风蚀作用显著,导致土壤质地和结构较为均质。相比之下,固定沙地区域因较高的植被覆盖度和生物土壤结皮的发展,表现出较强的持水能力。这种持水性,加之土壤的均质结构,限制了降雨入渗率^[45—47],从而影响了降雨对地下水补给的有效性。因此,可以观察到降雨入渗在这些地区表现出明显的滞后性^[48]。在降雨量最大的 6、7、8 月份所对应的地下水储量 GCSI 值却不是最高的,最高值出现在 10 月份和 11 月份。总体而言,在较长的时间序列下,GCSI 值并不随降水量的变化而变化,说明除了降水量之外还存在影响地下水储量变化的其他驱动因素。除了自然因素外,人为因素对于干旱的影响也不容忽视。在农作物需要灌溉的季节,人们往往会通过开采比平时用量更大的地下水进行灌溉,这导致水资源供需矛盾的进一步突出,进而将引发不可避免的干旱危机^[49]。除此之外,城市扩张以及造林工程等都会对地下水资源造成影响。例如,近 20 年西北干旱地区人造地表(即建设用地)面积增长量达到了 150%,林地面积增长量达到了 40%,耕地面积增长量为 21.5%,城市面积的不断扩大大,势必会造成地下水资源的可持续下降。由此可以得出,地下水现面临着巨大压力,并且在保障区域水安全方面发挥着关键作用。目前,世界上三分之一的人口生活在缺水地区^[50],特别是亚洲、中东和北非以及地中海国家的半干旱和干旱地区。在这些地区,地表水是季节性或永久性的缺乏,故地下水是唯一可靠的水源^[51]。因此,应多方面加强水资源管理制度,大力制定节水灌溉战略,调整作物产品,开展地下水补给,严格控制地下水开采^[52]。

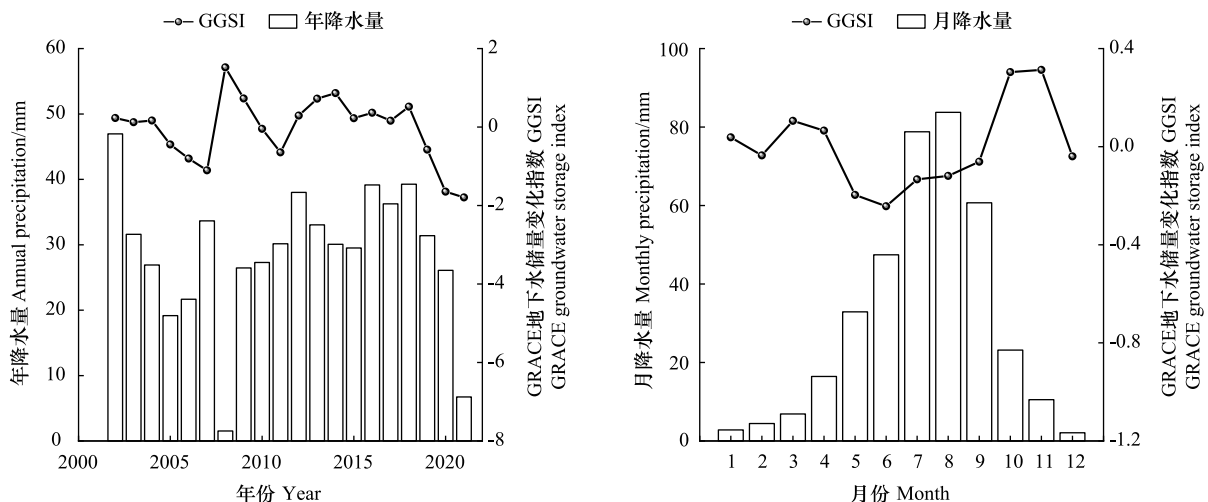


图 7 GCSI 与降雨量年际变化、年内变化

Fig.7 GCSI and inter-annual variability, intra-annual variability of rainfall

3.4 GGSi 对降水的滞后效应

基于 GRACE 的地下水干旱对降水会表现出不同程度的延迟效应,具有一定的滞后现象^[53]。为此,本研究拟采用滞后 0—12 个月(滞后 0 个月、1 个月、2 个月等)的方法,如图 8 所示,量化分析毛乌素沙地的 GGSi 与降水的最佳滞后效应^[54]。

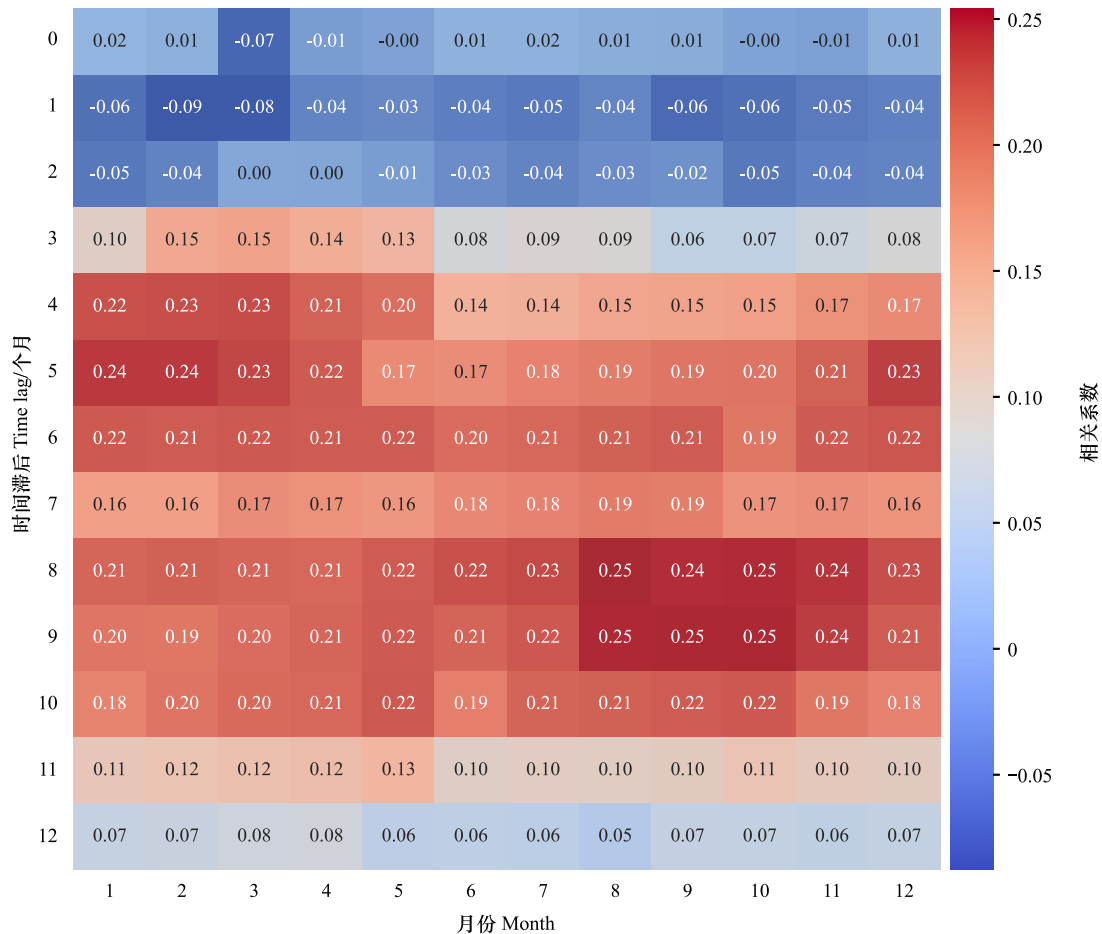


图 8 不同时滞下 GGSi 与降水量之间的相关系数

Fig.8 Correlation coefficients between ggsi and precipitation with different time lags

在整个沙地区域上,3 月的滞后时间为 4 个月,所对应的相关系数(r)值为 0.23;1 月、2 月、4 月和 12 月的滞后时间为 5 个月, r 值分别为 0.24、0.24、0.22 和 0.23;5 月的滞后时间为 6 个月, r 值为 0.22;6 月、7 月、8 月和 11 月的滞后时间为 8 个月, r 值分别为 0.22、0.23、0.25 和 0.24;9 月和 10 月的滞后时间为 9 个月, r 值分别为 0.25、0.25。综上,干旱对降水的滞后时间约为 5 个月和 8 个月。

基于 GRACE 的 GGSi 对降水具有滞后效应,这是因为 GGSi 反映的是地下水储量,进一步反映的是地下水干旱状况。地下水的补给主要来源是降水,而降水从地表下渗成为地下水有三个阶段,是一个比较缓慢的过程。并且,在下渗过程中,有一部分会下渗成为地下水,有一部分会蒸发到大气中。除此之外,由于气候变化的不变性、水文的多样性以及人类活动的影响,这一滞后时间在不同的地区、不同的季节尺度下是不同的。

3.5 GGSi 和 SPI 的时滞分析

基于 GGSi 对降水的滞后响应,进一步的研究 GGSi 和 SPI 的滞后效应。利用 Python 中的相关代码计算两个时间序列的交叉相关函数(CCF),并找到它们之间的滞后关系,并结合 SPSS 软件,利用互相关分析的原理,计算出带研究区域不同时间尺度的 GGSi 与 SPI 之间的滞后时间,如图 9 所示。

由图 9 可以得出,毛乌素沙地的 GGSi 和 SPI 在 1、3、6、12 个月和 24 个月时间尺度上的相关绝对值分别为:0.093、0.090、0.033、0.311、0.317。随着时间尺度的增大,该区域的 GGSi 和 SPI 的相关系数也随之增大。从图 9 中可以看出,毛乌素沙地的 GGSi 和 SPI 在 5 个不同的时间尺度上分别滞后 5、4、5、8 和 8 个月。根据结果可以看出,该地区的滞后时间稳定在 5 个月和 8 个月,与 4.2 的分析结果是一致的。

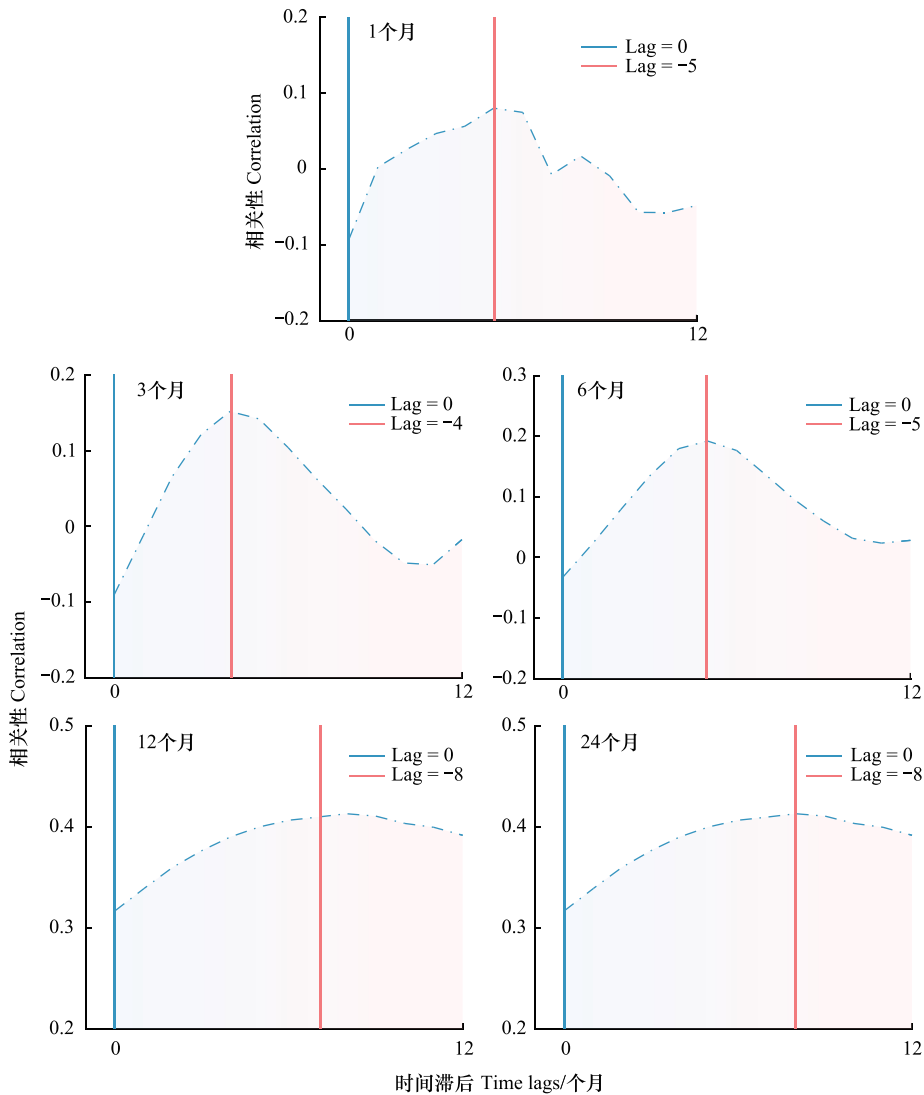


图 9 不同时滞下 GGSi 与降水量之间的相关系数

Fig.9 Correlation coefficients between ggsi and precipitation with different time lags

Lag:滞后间隔

3.6 GGSi 的优势

GRACE 对总水储量(Total Water Storage, TWS)的变化敏感,包括地下水、土壤湿度和地表水,这意味着它能够检测地下水干旱和农业干旱^[55-56],这促使研究人员开发出基于 GRACE 的干旱指标,如总蓄水赤字指数(TSDI)、GRACE 干旱严重程度指数(DSI)、基于 GRACE 的水文干旱指数(GHDI)等。这些指数大多都是遵循传统干旱指数(SPI、PDSI、SPEI)的概念而得出的^[57]。标准化降水指数(SPI)作为常用的气象干旱监测指标,用于评估干旱强度,能适用于多时间尺度^[58],该指数简单、并且具有概率性,被用于干旱的风险和决策分析^[59]。因此,本研究使用 SPI 的概念基于 GRACE 所建立 GGSi 用来定量评估地下水干旱。

GGSi 指数既包含了 SPI 的优点又结合了 GRACE 的遥感数据,具有多尺度的时间分析。干旱指标允许跨

空间和时间进行比较,与 GGDI 相比,GGSI 对识别干旱的变化更加敏感。GGSI 用于识别干旱事件,具有两个优点:(1)适用于多时间尺度(1、3、6、9、12 个月和 24 个月),在时间维度上更好的反映地下水资源的盈余和赤字;(2)GGSI 计算简单,是一个归一化指数。

基于 GRACE 的 GGSI 可以有效、方便的识别干旱的强度和持续时间,但仍存在一定的局限性。GRACE 仅仅涵盖了最近几年的数据,时间序列越长,数据结果越可靠^[7]。

4 结论

(1) 该研究区 GGSI 指数的最佳拟合函数为 Pearson III 函数,除此之外是 Beta 函数。

(2) 该研究区的地下水储量春季的地下水储量等效水高呈现增长的趋势,夏季的地下水呈现亏损状态,秋季和冬季的地下水储量整体呈不显著的下降状态。

通过与现有文献和数据的对比验证,本研究确认了 GGSI 指数在监测和评估地下水干旱方面的准确性和可靠性。这不仅丰富了地下水干旱监测的方法,还为毛乌素沙地的水资源管理和干旱应对策略提供了科学依据。

GGSI 指数的应用加深了对地下水干旱动态变化的理解,促进了水资源规划和管理的有效性。作为标准化降水指数(SPI)的衍生,SGI 指数、GGSI 指数和 SPI 指数有着相似的优缺点,故选择合适的概率密度函数来拟合观测数据对于应用 GGSI(或类 SPI 指数)方法识别干旱非常重要,因为使用不同的概率分布会影响 GGSI 的值。本研究在基于 GRACE 观测到的数据和 GLDAS 数据。总的来说,地下水干旱指数作为一种新兴的评估工具,未来的研究可以进一步探索 GGSI 指数在不同气候和地质条件下的应用,以及如何结合其他遥感数据和地面监测数据来提高其精度。通过不断的完善和实践,这一指标将会更加精准的反映地下水资源干旱情况,为干旱地区的水资源规划和可持续发展提供科学依据。

参考文献(References):

- [1] Kuang X X, Liu J G, Scanlon B R, Jiao J J, Jasechko S, Lancia M, Biskaborn B K, Wada Y, Li H L, Zeng Z Z, Guo Z L, Yao Y Y, Gleeson T, Nicot J P, Luo X, Zou Y G, Zheng C M. The changing nature of groundwater in the global water cycle. *Science*, 2024, 383(6686): eadf0630.
- [2] 陈仁升, 康尔泗, 杨建平, 张济世, 赵文智. 黑河干流中游地区季平均地下水位变化分析. *干旱区资源与环境*, 2003, (5): 36-43.
- [3] Liu J, Cao G L, Zheng C M. Sustainability of groundwater resources in the North China plain//Jones J A A, ed. *Sustaining Groundwater Resources*. Dordrecht: Springer Netherlands, 2011: 69-87.
- [4] Mendicino G, Senatore A, Versace P. A Groundwater Resource Index (GRI) for drought monitoring and forecasting in a Mediterranean climate. *Journal of Hydrology*, 2008, 357(3/4): 282-302.
- [5] 沈彦军, 李红军, 雷玉平. 干旱指数应用研究综述. *南水北调与水利科技*, 2013, 11(4): 128-133, 186.
- [6] Li B L, Rodell M. Evaluation of a model-based groundwater drought indicator in the conterminous U.S. *Journal of Hydrology*, 2015, 526: 78-88.
- [7] Thomas B F, Famiglietti J S, Landerer F W, Wiese D N, Molotch N P, Argus D F. GRACE groundwater drought index: Evaluation of California Central Valley groundwater drought. *Remote Sensing of Environment*, 2017, 198: 384-392.
- [8] McKee T, Doesken N, Kleist J. The relationship of drought frequency and duration to time scales.//*Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology*. 1993, 17(22): 179-183.
- [9] Guo M S, Yue W F, Wang T J, Zheng N Z, Wu L J. Assessing the use of standardized groundwater index for quantifying groundwater drought over the conterminous US. *Journal of Hydrology*, 2021, 598: 126227.
- [10] Ascott M, Jackson C, Bloomfield J P. Methods and models to quantify climate-driven changes in groundwater resources. 2019 [2024-06-21]. <https://nora.nerc.ac.uk/id/eprint/525188>
- [11] 韩雪莹. 近 30 年毛乌素沙地沙漠化土地时空动态变化及其自相关研究[D]. 呼和浩特: 内蒙古农业大学, 2019.
- [12] Lin J, Bo W H, Dong X P, Zhang R W, Yan J P, Chen T. Evolution of vegetation cover and impacts of climate change and human activities in arid regions of Northwest China: a mu us sandy land case. *Environment, Development and Sustainability*, 2024: 1-20.
- [13] 廉泓林, 韩雪莹, 刘雅莉, 韩雨晴, 杨文斌, 熊伟. 基于标准化降水蒸散指数(SPEI)的毛乌素沙地 1981—2020 年干旱特征研究. *中国沙漠*, 2022, 42(4): 71-80.
- [14] 贺军奇, 赵同强, 陈云飞, 尚晓伟, 刘树平, 李安林, 刘秀花, 马延东, 郑策. 毛乌素沙区地下水对植被盖度空间格局影响分析. *水土保持*

- 持学报, 2023, 37(2): 90-99.
- [15] Huang T M, Pang Z H, Yang S, Yin L H. Impact of afforestation on atmospheric recharge to groundwater in a semiarid area. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2020, 125(9): e2019JD032185.
- [16] 夏希. 基于地理学的流域水文模型参数推求研究[D]. 南京: 河海大学, 2008.
- [17] 中华人民共和国生态环境部. 中央第三生态环境保护督察组向陕西省反馈督察情况. (2024-3-22) [2022-9-4]. https://www.mee.gov.cn/ywgz/zysthjbhdc/dclj/202203/t20220321_972136.shtml
- [18] Liu X Q, Liu Y S, Wang Y S, Liu Z J. Evaluating potential impacts of land use changes on water supply-demand under multiple development scenarios in dryland region. *Journal of Hydrology*, 2022, 610: 127811.
- [19] Glose T J, Zipper S, Hyndman D W, Kendall A D, Deines J M, Butler Jr J J. Quantifying the impact of lagged hydrological responses on the effectiveness of groundwater conservation. *Water Resources Research*, 2022, 58(7): e2022WR032295.
- [20] 陈坤, 蒋卫国, 何福红, 陈征. 基于 GRACE 数据的中国水储量变化特征分析. *自然资源学报*, 2018, 33(2): 275-286.
- [21] 涂梦昭, 刘志锋, 何春阳, 任强, 卢文路. 基于 GRACE 卫星数据的中国地下水储量监测进展. *地球科学进展*, 2020, 35(6): 643-656.
- [22] 张岚, 孙文科. 重力卫星 GRACE Mascon 产品的应用研究进展与展望. *地球与行星物理理论评*, 2022, 53(1): 35-52.
- [23] 曾碧球, 解河海, 查大伟. 基于 SPI 和 SRI 的马别河流域气象与水文干旱相关性分析. *湖北农业科学*, 2020, 59(12): 40-44.
- [24] Rodell M, Houser P R, Jambor U, Gottschalk J, Mitchell K, Meng C J, Arsenault K, Cosgrove B, Radakovich J, Bosilovich M, Entin J K, Walker J P, Lohmann D, Toll D. The global land data assimilation system. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2004, 85(3): 381-394.
- [25] Deliry S I, Pekkan E, Avdan U. GIS-based water budget estimation of the kizilirmak river basin using GLDAS-2.1 Noah and CLSM models and remote sensing observations. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*, 2022, 50(7): 1191-1209.
- [26] Gautam P K, Chandra S, Henry P K. Monitoring of the groundwater level using GRACE with GLDAS satellite data in *Ganga* plain, India to understand the challenges of groundwater, depletion, problems, and strategies for mitigation. *Environmental Challenges*, 2024, 15: 100874.
- [27] 李晓英, 蔡晨凯, 叶根苗, 苏志伟. 基于 GRACE 和 GLDAS 的长江下游陆地水储量变化预测. *天津大学学报: 自然科学与工程技术版*, 2017, 50(7): 732-738.
- [28] Alley W M. The palmer drought severity index: limitations and assumptions. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 1984, 23(7): 1100-1109.
- [29] Guttman N B. Comparing the palmer drought index and the standardized precipitation INDEX¹. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 1998, 34(1): 113-121.
- [30] Edwards D C. Characteristics of 20th century drought in the United States at multiple time scales. *Mountain Scholar* 1997, 5: 152-155.
- [31] Yeh H F, Chang C F. Using standardized groundwater index and standardized precipitation index to assess drought characteristics of the kaoping river basin, Taiwan. *Water Resources*, 2019, 46(5): 670-678.
- [32] 艾启阳, 粟晓玲, 张更喜, 牛纪莘. 标准化地下水指数法分析黑河中游地下水时空演变规律. *农业工程学报*, 2019, 35(10): 69-74.
- [33] An K. Sulla determinazione empirica di una legge di distribuzione. *Giorn Dell'inst Ital Degli Att*, 1933, 4: 89-91.
- [34] Smirnov N. Table for estimating the goodness of fit of empirical distributions. *The Annals of Mathematical Statistics*, 1948, 19(2): 279-281.
- [35] Verma K, Katpatal Y B. Groundwater monitoring using GRACE and GLDAS data after downscaling within basaltic aquifer system. *Groundwater*, 2020, 58(1): 143-151.
- [36] Zhu Y H, Li J M, Xi X K, Zhang J, Ma P F, Liang L E, Luo P P. Spatial and temporal characteristics of drought in the Mu Us Sandy Land based on the Standardized Precipitation Index. *Frontiers in Environmental Science*, 2024, 12: 1349228.
- [37] Cheng Y B, Zhan H B, Yang W B, Feng W, Lu Q, Wang Y Q, Jiang Q O, Wang B, Shi M C, Wang T, Xin Z M, Hao R F. Redistribution process of precipitation in ecological restoration activity of *Pinus sylvestris* var. *mongolica* in Mu Us Sandy Land, China. *International Soil and Water Conservation Research*, 2023, 11(3): 572-585.
- [38] Cheng Y B, Yang W B, Zhan H B, Jiang Q O, Shi M C, Wang Y Q, Li X L, Xin Z M. On change of soil moisture distribution with vegetation reconstruction in mu us sandy land of China, with newly designed lysimeter. *Frontiers in Plant Science*, 2021, 12: 609529.
- [39] Allen D M, Mackie D C, Wei M. Groundwater and climate change: a sensitivity analysis for the Grand Forks aquifer, southern British Columbia, Canada. *Hydrogeology Journal*, 2004, 12(3): 270-290.
- [40] Green T R, Taniguchi M, Kooi H, Gurdak J J, Allen D M, Hiscock K M, Treidel H, Aureli A. Beneath the surface of global change: impacts of climate change on groundwater. *Journal of Hydrology*, 2011, 405(3/4): 532-560.
- [41] 黄润泽, 武蓉, 张三策, 兰鹏飞, 姚宁. 黄河流域中游地下水干旱演变规律及其对植被变化的响应. *Journal of Irrigation & Drainage*, 2024, 43(5): 105-112.
- [42] 赵晓萌, 雷田旺, 范婧儿, 韩莹, 王琦. 基于气象干旱综合监测指数(MCI)的陕西省干旱灾害风险评估与区划. *中国沙漠*, 2022, 42(6):

125-133.

- [43] 陕西生态环境. 第三轮第一批省生态环境保护督察典型案例 | 榆林市部分县区水资源管控利用问题突出. (2024-8-11) [2024-9-4]. https://mp.weixin.qq.com/s/7_OU8BQcFKM-TWYYPp-w4UQ
- [44] 孔刚, 张善亮, 王璐, 黄生志, 白珺莹. 榆林市不同等级干旱特征时空演变分析. 人民珠江, 2021, 42(11): 29-37.
- [45] 成龙, 吴波, 贾晓红, 殷婕, 费兵强, 张令光, 岳艳鹏, 孙迎涛, 李佳. 基于连续观测数据的毛乌素沙地生长季土壤水分动态及其对降雨的响应. 干旱区地理, 2024, 47(4): 648-661.
- [46] Zhan T L T, Ng C W W. Analytical analysis of rainfall infiltration mechanism in unsaturated soils. *International Journal of Geomechanics*, 2004, 4(4): 273-284.
- [47] Huang J, Wu P T, Zhao X N. Effects of rainfall intensity, underlying surface and slope gradient on soil infiltration under simulated rainfall experiments. *CATENA*, 2013, 104: 93-102.
- [48] 朱武, 窦昊, 殷那政, 程意清, 张双成, 张勤. 联合 InSAR 和 SSA 的膨胀土边坡形变特征分析——以南水北调工程为例. 测绘学报, 2022, 51(10): 2083-2092.
- [49] Chen X J, Mo X G, Zhang Y C, Sun Z G, Liu Y, Hu S, Liu S X. Drought detection and assessment with solar-induced chlorophyll fluorescence in summer maize growth period over North China Plain. *Ecological Indicators*, 2019, 104: 347-356.
- [50] Vörösmarty C J, McIntyre P B, Gessner M O, Dudgeon D, Prusevich A, Green P, Glidden S, Bunn S E, Sullivan C A, Liermann C R, Davies P M. Global threats to human water security and river biodiversity. *Nature*, 2010, 467(7315): 555-561.
- [51] MacDonald A M, Bonsor H C, Dochartaigh B É Ó, Taylor R G. Quantitative maps of groundwater resources in Africa. *Environmental Research Letters*, 2012, 7(2): 024009.
- [52] Fang Q X, Ma L, Green T R, Yu Q, Wang T D, Ahuja L R. Water resources and water use efficiency in the North China Plain: current status and agronomic management options. *Agricultural Water Management*, 2010, 97(8): 1102-1116.
- [53] Wu Q, Si B, He H, Wu P. Determining Regional-Scale Groundwater Recharge with GRACE and GLDAS. *Remote Sensing*. 2019; 11(2): 154. <https://doi.org/10.3390/rs11020154>
- [54] Wang F, Wang Z M, Yang H B, Zhao Y, Li Z H, Wu J P. Capability of remotely sensed drought indices for representing the spatio-temporal variations of the meteorological droughts in the Yellow River Basin. *Remote Sensing*, 2018, 10(11): 1834.
- [55] Ramillien G, Famiglietti J S, Wahr J. Detection of continental hydrology and glaciology signals from GRACE: a review. *Surveys in Geophysics*, 2008, 29(4): 361-374.
- [56] Li B L, Rodell M, Kumar S, Beaudoin H K, Getirana A, Zaitchik B F, de Goncalves L G, Cossetin C, Bhanja S, Mukherjee A, Tian S Y, Tangdamrongsub N, Long D, Nanteza J, Lee J, Policelli F, Goni I B, Daira D, Bila M, de Lannoy G, Mocko D, Steele-Dunne S C, Save H, Bettadpur S. Global GRACE data assimilation for groundwater and drought monitoring: advances and challenges. *Water Resources Research*, 2019, 55(9): 7564-7586.
- [57] Zhao M, Geruo A, Velicogna I, Kimball J S. A global gridded dataset of GRACE drought severity index for 2002-14: comparison with PDSI and SPEI and a case study of the Australia millennium drought. *Journal of Hydrometeorology*, 2017, 18(8): 2117-2129.
- [58] Naresh Kumar M, Murthy C S, Sessa Sai M V R, Roy P S. On the use of Standardized Precipitation Index (SPI) for drought intensity assessment. *Meteorological Applications*, 2009, 16(3): 381-389.
- [59] Chen L, Singh V P, Guo S L, Mishra A K, Guo J. Drought analysis using copulas. *Journal of Hydrologic Engineering*, 2013, 18(7): 797-808.