

延安顾屯流域沟道新造耕地土壤水分动态对不同降雨年型降雨的响应

郑 涵^{1,2*}, 牛盼盼¹, 金 钊^{3,4}, 包 含^{2,5,6}

1. 长安大学 水利与环境学院 旱区地下水文与生态效应教育部重点实验室, 西安 710054
2. 长安大学 黄土科学全国重点实验室, 西安 710054
3. 中国科学院地球环境研究所 黄土科学全国重点实验室, 西安 710061
4. 北京师范大学 地球科学前沿交叉研究中心, 北京 100875
5. 长安大学 公路学院, 西安 710064
6. 西安市绿色智慧交通岩土工程重点实验室, 西安 710064

摘 要：治沟造地工程是黄土高原实施的一项重大土地整治工程。为明晰治沟造地工程建设中新造耕地的土壤水分动态变化规律，基于2019—2020年延安顾屯流域沟道新造耕地土壤含水量的连续监测数据，结合时间序列分析方法，分析干旱年（2019年）与平水年（2020年）0—300 cm深土壤水分动态对降雨的响应特征。结果表明：不同降雨年型同一土层土壤含水量差异显著（ $P < 0.05$ ）；平水年土壤水分活跃层、次活跃层和稳定层深度均大于干旱年；浅层土壤水分对独立降雨事件的响应在干旱年更灵敏，且干旱年0—20 cm土层的最小有效降雨量小于平水年；土壤水分对持续性降雨事件响应的滞后时间随土层深度增大而增大，平水年持续性降雨事件对土壤水分的补给速率、补给深度和补给量均大于干旱年。

关键词：黄土高原；治沟造地；土壤水分；降雨；时间序列分析

Response of soil water dynamics to rainfall variability in the newly-created valley farmland: a case study from the Gutun watershed, Yan'an City

ZHENG Han^{1,2*}, NIU Panpan¹, JIN Zhao^{3,4}, BAO Han^{2,5,6}

1. Key Laboratory of Subsurface Hydrology and Ecological Effect in Arid Region, Ministry of Education, School of Water and Environment, Chang'an University, Xi'an 710061, China
2. State Key Laboratory of Loess Science, Chang'an University, Xi'an 710054, China
3. State Key Laboratory of Loess Science, Institute of Earth Environment, Chinese Academy of Sciences, Xi'an 710061, China
4. Interdisciplinary Research Center of Earth Science Frontier, Beijing Normal University, Beijing 100875, China
5. School of Highway, Chang'an University, Xi'an 710064, China
6. Xi'an Key Laboratory of Geotechnical Engineering for Green and Intelligent Transport, Xi'an 710064, China

收稿日期：2022-11-23；录用日期：2023-02-13；网络出版：2023-02-28

Received Date: 2022-11-23; Accepted Date: 2023-02-13; Online first: 2023-02-28

基金项目：国家自然科学基金项目（32071586）；陕西省科学技术协会青年人才托举计划项目（20220707）；国家科技基础资源调查专项（2019FY101300）

Foundation Item: National Natural Science Foundation of China (32071586); Young Talent Fund of Association for Science and Technology in Shaanxi, China (20220707); National Science and Technology Basic Resources Survey Program (2019FY101300)

通信作者：郑 涵, E-mail: zhenghan@chd.edu.cn

Corresponding Author: ZHENG Han, E-mail: zhenghan@chd.edu.cn

引用格式：郑 涵, 牛盼盼, 金 钊, 等. 2025. 延安顾屯流域沟道新造耕地土壤水分动态对不同降雨年型降雨的响应 [J]. 地球环境学报, 16(3): 344–357, 367. <https://cstr.cn/32259.14.JEE232019>.

Citation: Zheng H, Niu P P, Jin Z, et al. 2025. Response of soil water dynamics to rainfall variability in the newly-created valley farmland: a case study from the Gutun watershed, Yan'an City [J]. *Journal of Earth Environment*, 16(3): 344–357, 367. <https://cstr.cn/32259.14.JEE232019>.

Abstract: Background, aim, and scope Soil water plays a crucial role in sustaining agricultural development in arid and semi-arid regions. Understanding the response of soil water to rainfall variability is essential for managing water resources effectively, particularly in water-limited agricultural areas facing global climate change. The Loess Plateau's hilly and gully region is vital for rainfed agriculture in China. Recently, the 'Gully Land Consolidation' (GLC) project aimed to enhance watershed topography, creating high-quality farmland suitable for modern agriculture. While it is suggested that the GLC project may impact the seasonal dynamics of soil water, the relationship between soil water and rainfall variability in different rainfall years remains unclear for the newly-created valley farmland. This study aims to analyze the seasonal and interannual variations in soil water (at depths of 0—300 cm) during a drought year (2019) and a normal year (2020), and quantify the response characteristics of soil water dynamics to rainfall variability in the GLC-created farmland of the Gutun watershed, Yan'an City. **Materials and methods** Soil volume water content (SWC) was continuously monitored at 10 depths (i.e., 5, 10, 20, 40, 60, 100, 150, 200, 250 and 300 cm) with a 30-min frequency during 2019—2020. Rainfall and evapotranspiration data were synchronously collected using an automatic meteorological station equipped with an eddy-covariance system. Time series analysis and classical statistical methods were employed to assess the influences of rainfall variability on soil water dynamics, focusing on (1) SWC response at the 0—40 cm soil layer to independent rainfall events of different intensities, and (2) SWC response of SWC at the 0—300 cm depth to continuous rainfall events. **Results** SWC varied significantly between the drought year and the normal year, especially at depths of 0—100 cm. Depths of active, sub-active, and stable soil water layers were greater in the normal year. Soil water responses to independent rainfall events in the shallow layers (0—40 cm) were more sensitive during the drought year. The minimum effective rainfall for the 0—20 cm soil layers was also smaller in the drought year compared to the normal year. The lag time of SWC to continuous rainfall events increased with the depths in both the drought and normal years. The recharge rates, depths and amounts of soil water by continuous rainfall events were higher in the normal year. **Discussion** Spatial and temporal variations in SWC result from environmental factors such as climate, topography, soil properties, vegetation, and human activities. The GLC project significantly increased soil water storage capacity of valley farmland due to gentler terrain. Rainfall's impact on SWC is influenced by factors including rainfall intensity, duration, soil properties, and land use types. The response of soil water to rainfall varies in different rainfall years, closely related with rainfall pattern and initial soil water content. Light rainfall effectively replenishes soil water in the shallow layer (0—40 cm) but has a more limited impact on deeper soil water. The replenishment of deep soil water primarily depends on rainfall intensity and initial soil water conditions. Specifically, the depth of soil replenished by rainfall infiltration increases with both rainfall amount and pre-rainfall SWC. During the study period, the maximum infiltration depth was only about 60 cm in the drought year, compared to up to 300 cm in the normal year. **Conclusions** Rainfall significantly affects soil water dynamics in GLC-created valley farmland in the Gutun watershed with greater recharge rates and depths in normal years compared to drought years. **Recommendations and perspectives** Understanding soil water dynamic and its response to rainfall variability in GLC-created valley farmland could guide the GLC project implementation and soil water utilization in the Loess Plateau's hilly and gully region.

Key words: Loess Plateau; gully land consolidation; soil water; rainfall; time series analysis

土壤水分作为干旱半干旱地区水资源的重要组成部分, 是维持植被生长发育的重要限制因子, 也是维持旱区农业生产和可持续发展的关键。受降雨 (Yang et al., 2018)、地形 (Gan et al., 2019)、植被类型 (Jia et al., 2019)、土壤性质

(Wang et al., 2011) 和人类活动 (Zhao et al., 2019) 等多种因素的影响, 土壤水分的含量、分布及动态变化在时间和空间上均表现出高度变异性。大气降雨作为旱区土壤水分的重要补给来源, 降雨格局的改变会显著影响土壤水分的时空

变化特征（魏雅芬等，2008）。因此，在全球变化背景下，研究农田生态系统土壤水分动态对降雨的响应特征，不仅有助于深入理解农田土壤水分循环过程，而且对旱区水资源合理开发利用具有重要意义。

土壤含水量是反映降雨量的指标之一，而降雨对生态系统的影响也主要通过土壤含水量的变化来实现（Fay et al., 2011）。近年来，随着全球气候变化，降雨格局发生了一系列改变，主要表现在极端干旱和极端降雨事件频繁发生（Westra et al., 2014）以及干旱年和湿润年等降雨年型的出现（IPCC, 2021），这导致降雨的可预测性难度增大，研究干旱半干旱地区土壤水分动态变化与降雨之间的关系逐渐成为人们关注的重点。研究表明，同一地区的降雨序列与土壤水分序列的相关性与土层深度有关（周刘宗等，1998）。为深入揭示降雨变化与不同深度土壤水分动态之间的相关关系，国内外学者开展了大量研究，其中时间序列分析法作为定量研究长时间序列土壤水分动态变化的有效方法被广泛应用（Nash et al., 1991; Zhu et al., 2012; Yao and Zhao, 2020）。时间序列分析不仅可以反映土壤含水量与降雨之间的相关关系，还可以量化评价不同深度土壤水分对降雨响应的滞后程度（王晓燕等，2007；王贺年和余新晓，2012）。

黄土丘陵沟壑区作为我国旱作农业的重要分布区之一，其农业发展对大气降水具有较强的依赖性（陈伟等，2022），认识并分析降雨对农田生态系统土壤水分动态的影响成为促进该区域农业生产发展的迫切需要。目前，就该区域土壤水分动态对降雨的响应特征已开展了一些研究，发现降雨与农耕地土壤含水量之间的相关性大于撂荒地（李亚新等，2021），且不同降雨年型下土壤水分动态对降雨的响应特征明显不同，表现为年降雨量越大，土壤水分活动深度越大（Liu and Shao, 2016）。这些研究丰富了对农田土壤水分动态变化的认识，也为区域农业生产用水提供了重要的理论基础。

当下，在全球气候变暖和人类活动的共同影响下，黄土高原传统的地理-生态过程正发生深刻变化（王云强等，2012；Zheng et al., 2019）。大规模人类活动如退耕还林还草、修建梯田和淤地坝等贯穿整个黄土高原生态治理历程（Uchida et al., 2005; Jin et al., 2012; Liu et al., 2013;

Wei et al., 2021）。近年来在黄土丘陵沟壑区推行实施了治沟造地工程项目——通过人工削斩山脚边坡，取土填沟，辅以排洪渠和边坡护理等措施，快速建造耕地，以达到增加耕地面积、改善生态环境的目标（李相儒等，2015；张信宝和金钊，2015）。然而，治沟造地作为一种强烈的人类活动，对流域土壤侵蚀与水文循环过程等具有重要影响（He et al., 2020），增大了区域地下水资源开发利用的不确定性（Jin et al., 2019），同时也引发了人们对沟道新造耕地土壤水分变化特征的关注。已有研究基于治沟造地改造和未改造区的月尺度土壤含水量监测数据，探究不同流域土壤含水量的季节动态变化及治沟造地工程对土壤储水量的影响，发现治沟造地工程不仅增大了土壤储水量，而且显著影响土壤水分的季节动态变化规律（Zhao et al., 2019）。然而，限于观测手段，缺乏高频次长时间连续观测数据，从而无法及时捕捉不同深度土壤水分对降雨的响应特征，而且针对沟道新造耕地土壤水分动态对不同降雨年型降雨响应方面的研究较少，限制了对沟道新造耕地土壤水分动态与降雨特征关系的认知。

基于此，本研究以延安顾屯流域沟道新造耕地为研究对象，基于研究区 2019—2020 年土壤含水量、降雨量等半小时尺度的连续监测数据，结合时间序列分析法，就研究区干旱年与平水年 0—300 cm 深土壤含水量动态及其与降雨的关系进行分析，以期明确沟道新造耕地土壤水分动态对不同降雨年型降雨的响应特征，为合理利用旱区水资源提供一定的科学依据，并为治沟造地工程实施的适应性评价提供理论参考。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

研究区位于陕西黄土高原地球关键带国家野外科学观测研究站的延安治沟造地综合观测试验场，地处陕西省延安市顾屯流域（36°47'N、109°48'E，图 1）。该站位于黄土高原中部，属于暖温带半干旱气候区。多年平均气温为 10.6℃，年内温差大，最高气温达 31℃，最低气温为 -18℃；据历史资料，研究区 1951—2012 年多年平均降雨量为 530.9 mm，降雨量年内分布不均，季节变化大，主要集中在 6—9 月（李斌等，2015；贺美娜等，2017）。

研究区所属延安市地貌形态为典型的黄土丘陵

沟壑区, 地形结构复杂, 地势西北高东南低, 平均海拔约为 1.2 km。该区域沟壑纵横, 冲沟下切强烈, 地形坡度较大, 水土流失严重。为实现增加耕地面积和保护环境并重的目标, 延安市于 2011 年实施治沟造地工程, 其中顾屯流域于 2013—2014 年完成该流域内的土地整治项目。通过沟道治理和流域地貌改造, 顾屯流域新增沟道耕地 178 hm² (Yu et al., 2020), 主要用于种植玉米。本研究

在顾屯流域的沟道新造耕地中进行, 仪器设备安装于整个流域中段的一块耕地, 该块耕地地表以下 300 cm 内土壤质地为粉砂质壤土, 种植作物均一, 土壤容重介于 1.4—1.76 g·cm⁻³, 地下水埋深约为 4 m, 监测数据能够较好地反映整个流域所有新造耕地的土壤水分动态变化 (Jin et al., 2019)。研究区种植方式为旱作春玉米单作, 播种时间一般为每年 4 月, 收获时间为当年 10 月。

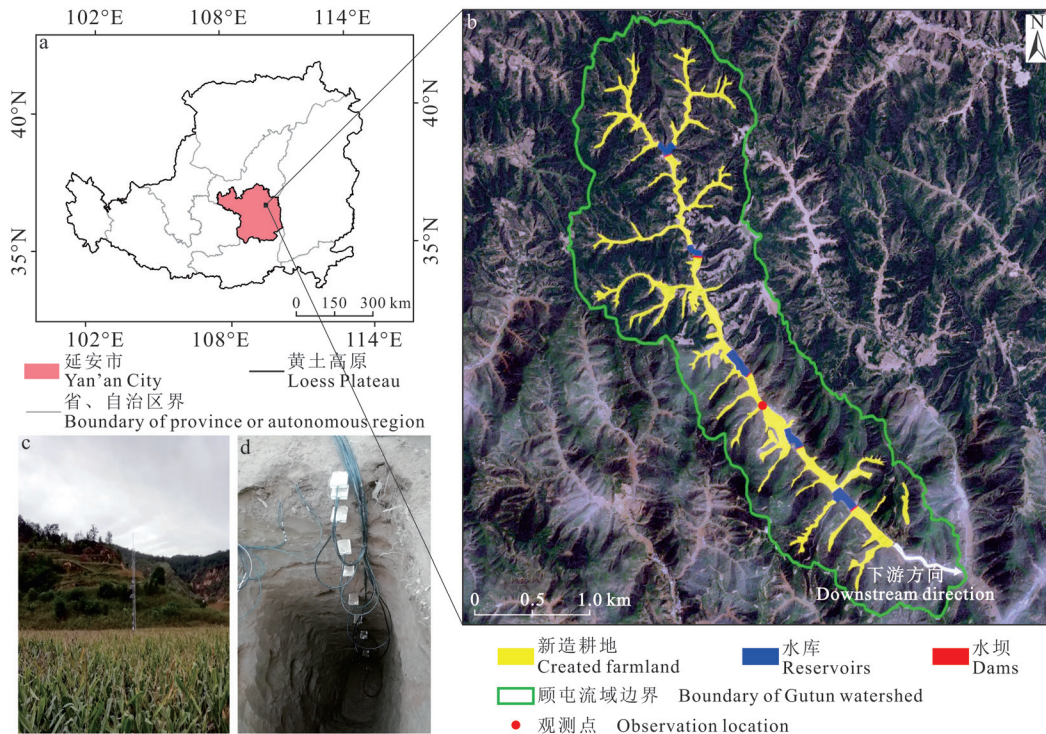


图 1 延安市位置 (a)、顾屯流域分布 (b)、气象数据采集仪器 (c) 和土壤水分传感器垂直分布 (d)
Fig. 1 Location of Yan'an City in the Loess Plateau (a), Gutun watershed (b), meteorological data collection instruments (c) and vertical distribution of soil water monitoring sensors (d)

1.2 研究数据获取

2019 年 1 月至 2020 年 12 月在顾屯流域沟道新造耕地中采用 CS650 土壤水分时域反射仪 (Campbell Scientific, Logan, 美国) 自动连续监测 0—300 cm 深度的土壤体积含水量, 设置 10 个监测深度, 分别为 5、10、20、40、60、100、150、200、250 和 300 cm (图 1d)。该传感器测得的土壤各组分相对介电常数范围为 1—81, 其中自然水为 80, 冰为 3.4, 干土为 3—5, 空气为 1, 水的相对介电常数远大于空气、土壤和冰 (Sun et al., 2012), 因此每年 12 月至次年 2 月 (冬季) 土壤冻结时测得的数值为土层中未冻结的液态含水量。使用 CR1000X 数据采集器 (Campbell

Scientific, Logan, 美国) 采集数据, 采样频率设置为 10 s, 通过在线计算并输出各深度土壤含水量的 30 min 平均值。根据土壤含水量在垂直剖面的动态变化幅度大小及降雨入渗土层深度, 将 0—300 cm 土层划分为表层 (0—60 cm)、中层 (60—150 cm) 和深层 (150—300 cm) 三部分。

研究区同时配备一套微气象自动观测系统, 可同步进行水热通量、降雨量、气温等要素的观测, 所有观测要素由 CR1000X 或 CR6 数据采集器 (Campbell Scientific, Logan, 美国) 采集并输出 30 min 平均值。降雨量采用翻斗式雨量筒 (TE525MM, Campbell Scientific, Logan, 美国) 观测。蒸散量利用 IRGASON (Campbell Sci-

fic, Logan, 美国)测定的涡度相关水汽通量观测数据,经过坐标轴旋转、WPL校正、异常值剔除、缺失值插补等通量数据处理流程获得(郑涵等, 2013; Zheng et al., 2016; 郑涵等, 2019)。

1.3 降雨事件筛选

不同降雨格局条件下土壤含水量对降雨的响应特征存在显著差异,而降雨格局由降雨量、降雨历时、降雨强度与降雨分布时间等构成。研究区 2019 年降雨量 405.7 mm,为流域多年平均降雨量的 76%,将其定义为干旱年;2020 年降雨量 555.6 mm,为流域多年平均降雨量的 105%,将其定义为平水年。为分析降雨格局对土壤水分的影响,具体开展两方面数据分析:(1) 0—40 cm 土层土壤含水量对不同强度独立降雨事件的响应;(2) 0—300 cm 土

壤含水量对持续性降雨事件的响应。

通常将有明显降雨(日降雨量 ≥ 1 mm)的日期定义为雨日,将连续的雨日定义为持续性降雨过程(李慧等, 2018)。为避免冬季土壤冻结影响,根据研究期内半小时尺度的降雨量数据,针对干旱年和平水年降雨高度集中的 4—10 月筛选降雨事件,将降雨间隔 > 24 h 的降雨作为两次独立降雨过程,并将降雨事件按降雨量级划分为(0, 2]、(2, 5]、(5, 10]、(10, 20]和(20, $+\infty$) mm 共 5 个等级(魏雅芬等, 2008)。由此获得 80 次独立降雨事件,其中干旱年与平水年各 40 次。

为分析不同土层土壤含水量对持续性降雨事件的响应特征及其滞后效应,在独立降雨事件筛选的基础上选取 5 次典型持续性降雨事件,其中,干旱年和平水年分别包括 3 次和 2 次(表 1)。

表 1 不同降雨年型的持续性降雨事件特征

Tab. 1 Characteristics of continuous rainfall events in different rainfall years

| 降雨年型 Rainfall year | 降雨事件数 Number of rainfall | 降雨起止时间 Rainfall start and end time | 降雨历时 Lasting time/h | 累计降雨量 Cumulative rainfall/mm |
|-----------------------|-----------------------------|--|------------------------|---------------------------------|
| 干旱年 Drought year | 第 1 次 First | 8 月 19 日 17:30—8 月 20 日 17:00 17:30, 19th, Aug.—17:00, 20th, Aug. | 23.5 | 16.6 |
| | 第 2 次 Second | 8 月 22 日 02:30—8 月 24 日 16:00 02:30, 22nd, Aug.—16:00, 24th, Aug. | 61.5 | 12.1 |
| | 第 3 次 Third | 9 月 9 日 17:00—9 月 13 日 12:30 17:00, 9th, Sep.—12:30, 13th, Sep. | 91.5 | 90.9 |
| 平水年 Normal year | 第 1 次 First | 8 月 4 日 08:00—8 月 6 日 17:00 08:00, 4th, Aug.—17:00, 6th, Aug. | 57.0 | 149.0 |
| | 第 2 次 Second | 8 月 14 日 09:00—8 月 18 日 06:30 09:00, 14th, Aug.—06:30, 18th, Aug. | 93.5 | 60.8 |

1.4 数据处理及分析

在无降雨期间,浅层土壤水分由于上边界大气水分的凝结、吸收和蒸发等而表现出以日为单位的周期性变化(王文玉等, 2013)。为排除这种现象的影响,本文将独立降雨事件相应的土壤含水量变化量以土壤含水量日峰值增量(ΔS)表示,其计算公式为:

$$\Delta S = \Delta S_2 - \Delta S_1 \quad (1)$$

式中: ΔS_2 为降雨结束当日(降雨结束时间在当日土壤含水量峰值前)或次日(降雨结束时间在当日土壤含水量峰值后)的土壤含水量峰值, $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$; ΔS_1 为降雨开始当日(降雨开始时间在当日土壤含水量峰值后)或前一日(降雨开始时间在当日土壤含水量峰值前)的土壤含水量峰值, $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 。

ΔS 反映了单次降雨过程中渗入土壤中的水分。

当降雨发生后,若 ΔS 大于无降雨时期统计的平均值,则认为该量级降雨为最小有效降雨量(王文玉等, 2013)。基于本研究结果,研究区内降雨能够引起土壤含水量显著变化的土层为 0—40 cm,故该部分研究仅针对浅层(0—40 cm)进行分析。

基于时间序列分析法,对不同降雨年型下各土层土壤含水量与持续性降雨事件之间的滞后效应进行分析。对于两个时间序列,无论其各自变异性是否相似,只要在时间上同步,均可使用协相关系数描述其相关性(Nash et al., 1991)。两个采样时间间隔相同的平稳时间序列 x 和 y ,其协相关系数计算公式为:

$$\rho_{xy} = \frac{S_{xy}(h)}{\sqrt{S_{xx}(0) \times S_{yy}(0)}} = \frac{S_{xy}(h)}{\delta_x \times \delta_y} \quad (2)$$

式中: ρ_{xy} 表示滞后时间为 h 时, x 、 y 两个序列的协相关系数; $S_{xy}(h)$ 表示滞后时间为 h 时, x 、 y 两个序列的协方差; $S_{xx}(0)$ 和 $S_{yy}(0)$ 分别表示 x 和 y 的方差; δ_x 和 δ_y 分别为 x 和 y 序列的标准差; h 为滞后时间, 本研究将滞后时间设置为 30 min。

对于具有 n 对观测数据的两个时间序列 $(x_1, y_1), (x_2, y_2), (x_3, y_3), \dots, (x_n, y_n)$, 时间差为 h 时的协方差可由下式计算:

$$S_{xy}(h) = \frac{1}{n} \times \sum_{i=1}^{n-h} (x_i - \bar{x}) \times (y_{i+h} - \bar{y}), h=0, 1, 2, \dots, n \quad (3)$$

式中: \bar{x} 和 \bar{y} 分别是时间序列 x 、 y 样本的平均值; y_{i+h} 表示时间序列 y 在滞后时间为 h 时的值。结合以上两个公式即可计算协相关系数在滞后时间为 h 时的值。当 $\rho_{xy}=0$ 时, 两序列显著不相关。而当 $\rho_{xy} \neq 0$ 时, 可用 Bartlett 公式计算的 2 倍标准差来衡量两序列的相关性。若 $\rho_{xy} > 2$ 倍标准差, 则两序列相关; 若 $\rho_{xy} < 2$ 倍标准差, 则两序列不相关 (Yao and Zhao, 2020)。

相关数据处理与统计分析采用 Excel 2019 和 SPSS 26.0 进行, 绘图由 OriginPro 9.0 处理完成。

2 结果与分析

2.1 降雨与土壤含水量的季节与年际变化

图 2 显示了顾屯流域沟道新造耕地 2019—2020 年不同土层土壤含水量与降雨量和蒸散量的季节与年际变化情况。由图 2 可知: 干旱年与平水年蒸散量变化无显著差异, 但降雨格局差异明显, 主要体现在年内降雨分配差异较大。其中, 干旱年降雨主要集中在 7—10 月, 占年总降雨量的 74.7%; 而平水年降雨主要集中在 6—8 月, 占年总降雨量的 75.3%。由各指标月动态对比可知: 干旱年与平水年土壤含水量受降雨和蒸散影响均呈现显著的季节变化特征, 即春、冬季节低, 夏、秋季节高。整体上, 土壤含水量峰值与降雨格局分布较为一致, 降雨量峰值通常可以引起土壤含水量峰值的出现, 但干旱年与平水年土壤含水量峰值出现时间表现出较大差异。干旱年表层 (0—60 cm) 土壤含水量峰值出现在秋季, 且滞后于降雨量峰值 1 个月, 而平水年土壤含水量峰值出现在夏季, 与降雨量峰值于同月出现。配对 T 检验统计分析表明: 0—300 cm 各土层深度土壤含水量在干旱年和平水年均差异显著 ($P < 0.05$), 其中 0—100 cm 土层差异性最显著 ($P < 0.01$), 100—300 cm 土层差异性减弱 ($0.01 < P < 0.05$)。

2.2 不同降雨年型 0—300 cm 土层土壤含水量的垂向变化规律

土壤剖面水分变化与降雨年型密切相关, 由图 3 可知: 顾屯流域沟道新造耕地土壤含水量随土层深度加深整体呈增加趋势, 表层土壤含水量随季节变化显著。根据土壤含水量变化幅度, 依照土层深度自上而下可分为活跃层、次活跃层和稳定层 (Suo et al., 2018), 降雨年型不同, 其变化规律也不尽相同。

对比分析不同降雨年型的土壤含水量发现: 平水年各土层土壤含水量均大于干旱年, 且土壤含水量变化幅度较干旱年也明显增大 (图 3)。干旱年不同月份间表层 (0—60 cm) 土壤含水量的变化幅度最大, 全年土壤含水量的变化范围在 $0.068—0.317 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, 为土壤水分活跃层 (图 3a); 而平水年土壤水分活跃层出现在 0—100 cm 土层, 其中 0—60 cm 土层土壤含水量为 $0.104—0.369 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, 土壤含水量最小值较干旱年增大了约 52.9%。此外, 平水年土壤水分次活跃层较干旱年变化明显, 干旱年仅在 60—150 cm 土层内有微小波动 (图 3a), 而平水年 100—250 cm 土层内波动明显 (图 3b)。干旱年 150—300 cm 土层年内土壤含水量变化较小, 为土壤水分稳定层; 而平水年 250 cm 以下土层土壤含水量才基本保持稳定。

2.3 浅层土壤含水量对不同强度独立降雨事件的响应

针对干旱年和平水年 4—10 月筛选独立降雨事件共 80 次, 其中干旱年与平水年各 40 次, 表 2 为不同量级独立降雨事件的降雨特征。由表 2 可知: 研究区主要以 I 级、II 级和 III 级 ($\leq 10 \text{ mm}$) 小降雨事件为主, 分别占干旱年和平水年降雨事件的 72.5% 和 60%; 大降雨事件的频次较低, 分别占干旱年和平水年降雨事件的 27.5% 和 40%, 但对全年总降雨量的贡献大。据统计分析, 在无降雨期间, 干旱年与平水年 5、10、20 和 40 cm 深土壤含水量日峰值增量 (ΔS) 的变化范围分别为 $0.001—0.035 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 和 $0.001—0.025 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, 干旱年土壤含水量变化范围大于平水年。此外, 研究区最小有效降雨量随土层深度增加而增大, 且干旱年 0—20 cm 土层的最小有效降雨量均小于平水年 (表 3), 说明干旱年 0—20 cm 土层土壤水分对降雨的响应更为灵敏, 小降雨事件可有效补给土壤水分; 当土层深度为 40 cm 时, 干旱年的最小有效

降雨量反而大于平水年，这主要是受到土壤初始水分的影

响。一次降雨事件往往优先入渗补给上层土壤水分，待其饱和后才继续入渗补给更深层，这与王文玉等（2013）的研究结果相一致。

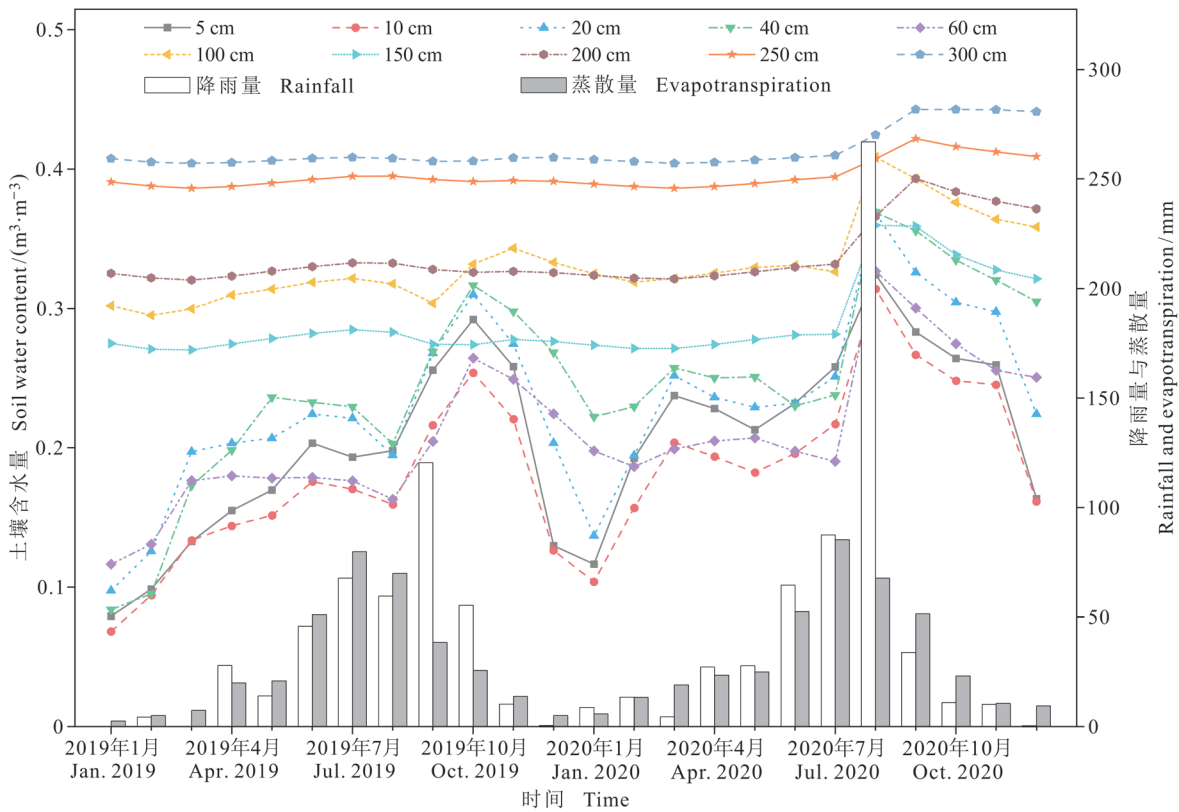


图 2 研究区 2019—2020 年不同土层土壤含水量、降雨量与蒸散量的季节与年际变化

Fig. 2 Seasonal and interannual variations in soil water content of different soil layers, rainfall and evapotranspiration during 2019—2020 in the study area

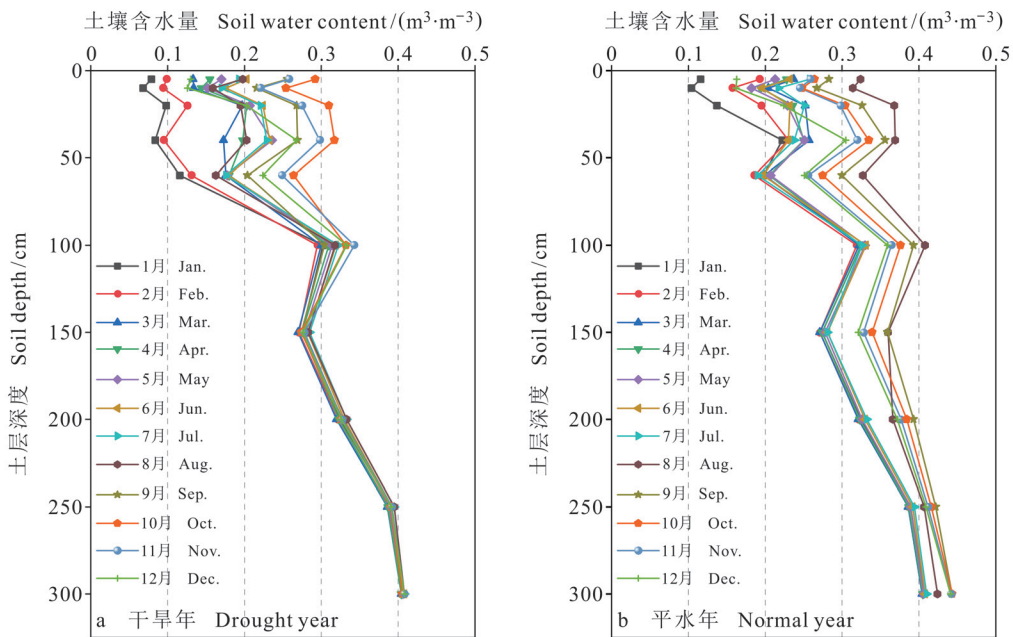


图 3 研究区不同降雨年型土壤含水量的垂直剖面分布

Fig. 3 Vertical distribution of soil water content in different rainfall years in the study area

表2 不同降雨年型的独立降雨事件特征
Tab. 2 Characteristics of independent rainfall events in different rainfall years

| 降雨量级 Class | 年份 Year | 降雨量 Rainfall/mm | 降雨历时 Lasting time/h | 降雨强度 Rainfall intensity/(mm·h ⁻¹) | 降雨次数 Number | 所占比例 Proportion/% |
|---------------|------------|--------------------|------------------------|--|----------------|----------------------|
| 、 | 2019 | 11.6 | 63.5 | 0.18 | 14 | 35.0 |
| | 2020 | 5.1 | 78.0 | 0.07 | 12 | 30.0 |
| 、 | 2019 | 16.3 | 49.0 | 0.33 | 5 | 12.5 |
| | 2020 | 22.5 | 59.0 | 0.38 | 6 | 15.0 |
| 、 | 2019 | 68.7 | 191.5 | 0.36 | 10 | 25.0 |
| | 2020 | 44.3 | 84.5 | 0.52 | 6 | 15.0 |
| 、 | 2019 | 66.2 | 83.0 | 0.80 | 5 | 12.5 |
| | 2020 | 136.2 | 200.0 | 0.68 | 10 | 25.0 |
| 、 | 2019 | 230.4 | 321.5 | 0.72 | 6 | 15.0 |
| | 2020 | 310.5 | 256.5 | 1.21 | 6 | 15.0 |

、 、 、 、 、 分别表示单次降雨事件降雨量为 (0, 2]、(2, 5]、(5, 10]、(10, 20] 和 (20, +∞) mm。
、 、 、 、 、 and indicate single rainfall event in the range of (0, 2], (2, 5], (5, 10], (10, 20], and (20, +∞) mm, respectively.

由图4可知: 0—40 cm 不同土层土壤含水量变化量与独立降雨事件降雨量之间均呈显著正相关 ($P < 0.01$), 且干旱年不同土层土壤含水量变化量对独立降雨事件的敏感性大于平水年 (以图4中线性方程的斜率表示), 即同一量级降雨事件对干旱年土壤水分的补给作用大于平水年, 且在0—

5 cm 土层差异性最大。

表3 0—40 cm 不同土层的最小有效降雨量
Tab. 3 Minimum effective rainfall at depths of 0—40 cm

| 年份 Year | 最小有效降雨量 Minimum effective rainfall/mm | | | |
|------------|--|-------|-------|-------|
| | 5 cm | 10 cm | 20 cm | 40 cm |
| 2019 | 2.2 | 4.0 | 7.0 | 14.5 |
| 2020 | 2.7 | 4.3 | 8.9 | 12.1 |

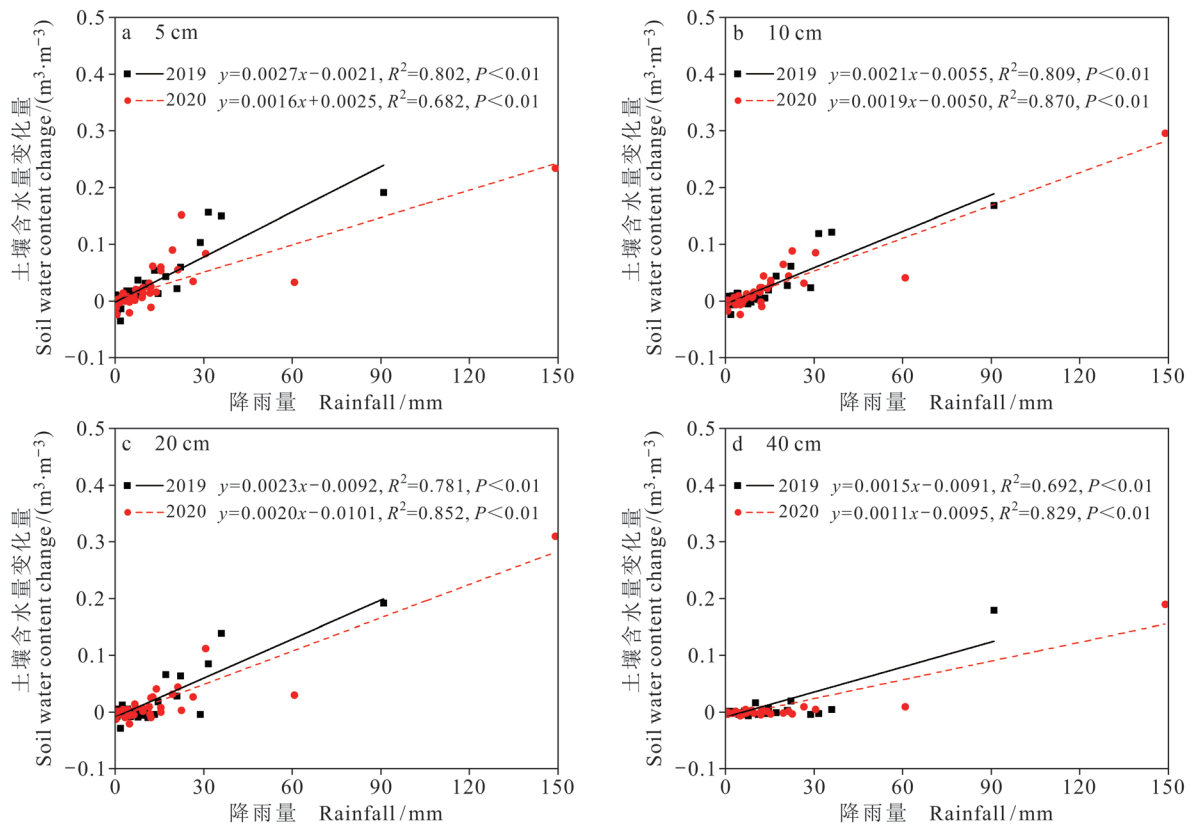


图4 研究区 0—40 cm 不同土层土壤含水量变化量与不同强度独立降雨事件降雨量的关系
Fig. 4 Relationships between soil water content change and rainfall of independent rainfall events at soil layers of 0—40 cm in the study area

2.4 土壤含水量对持续性降雨事件的响应

进一步分析不同土层土壤含水量对典型持续性降雨事件（表 1）的响应特征及其滞后效应，如图 5 和图 6 所示。根据图 5a、5b 和图 6a、6b 可以看出：表层（0—60 cm）土壤含水量对降雨响应更灵敏，且降雨量越大土壤含水量变化越明显。但受降雨量、降雨历时、降雨强度以及雨前土壤干湿状况等因素控制，干旱年和平水年同一土层土壤含水量对降雨的响应特征差异显著，尤其在 100—300 cm 土层，干旱年该土层内土壤含水量几乎无波动，而平水年则增幅较为明显。

图 5c、5d 和图 6c、6d 为不同滞后时间下降雨序列与土壤含水量序列之间的协相关系数。干

旱年 100—300 cm 土层土壤含水量序列和平水年 150 cm 以下土层土壤含水量序列与降雨序列之间的协相关系数均 < 2 倍标准差，表明其与降雨序列无相关关系。图中正协相关系数出现时对应的滞后时间，表示在降雨后经过该时间土壤含水量开始对降雨有反应并逐渐增加。而降雨序列和土壤含水量序列协相关系数出现最大值时相应的滞后时间，表示土壤含水量在此滞后时间下对降雨的响应达到最大。表 4 为干旱年与平水年 0—150 cm 土层土壤含水量对持续性降雨事件的滞后效应的情况，结果表明：无论干旱年还是平水年，不同深度土壤含水量对降雨的响应均呈显著差异，整体表现为随土层深度的加深，滞后时间逐渐增大。

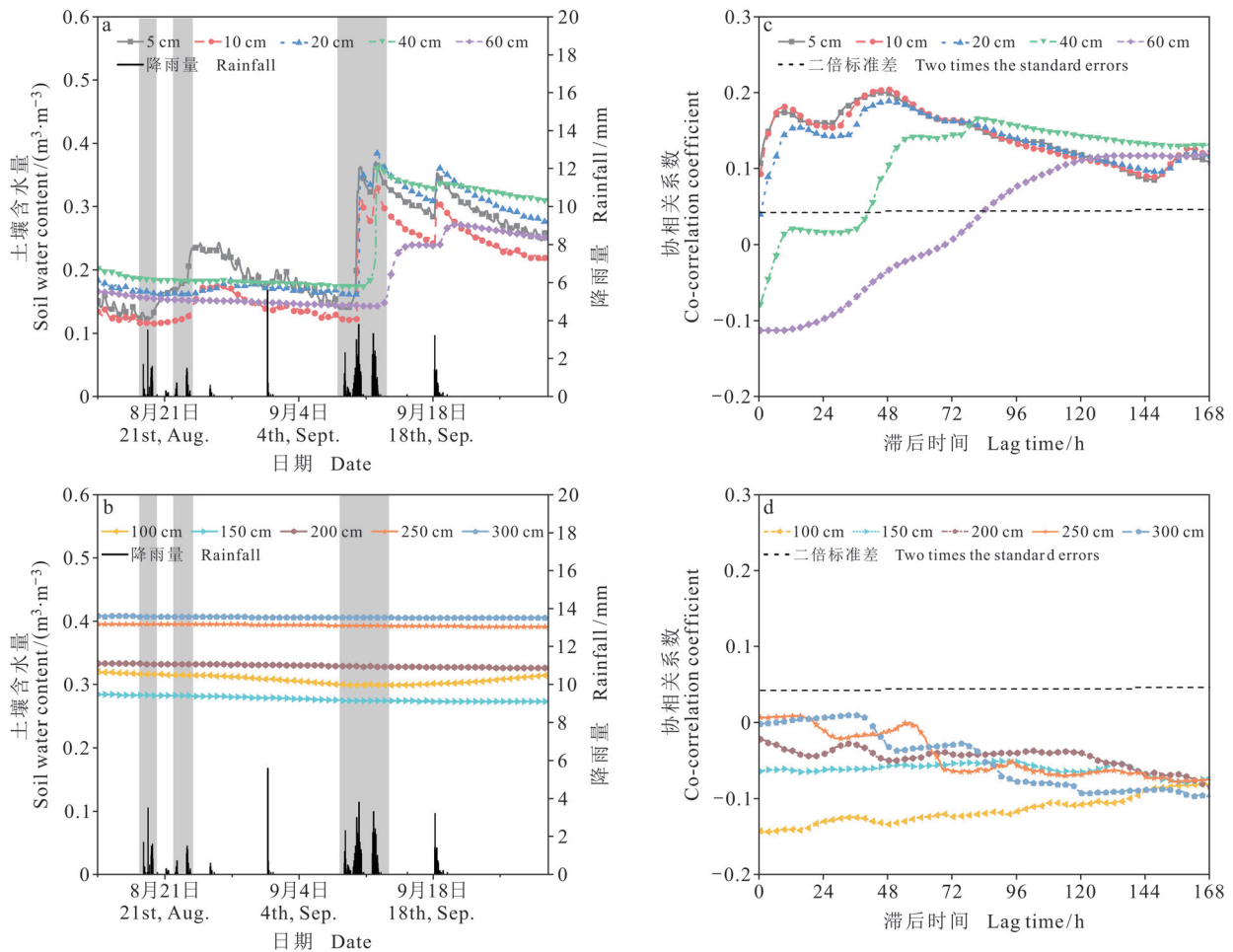


图 a—b 中灰色色块指示持续性降雨事件发生时间。

Grey color pieces in panels a—b denote specific time for continuous rainfall events.

图 5 研究区 2019 年半小时尺度持续性降雨事件前后不同土层土壤含水量动态变化 (a—b) 以及不同滞后时间下降雨量与土壤含水量的协相关系数 (c—d)

Fig. 5 Soil water dynamics before and after continuous rainfall events (a—b), and co-correlation coefficients between rainfall and soil water content under different lag time scenarios (c—d) at different soil layers in 2019 at half-hour scale

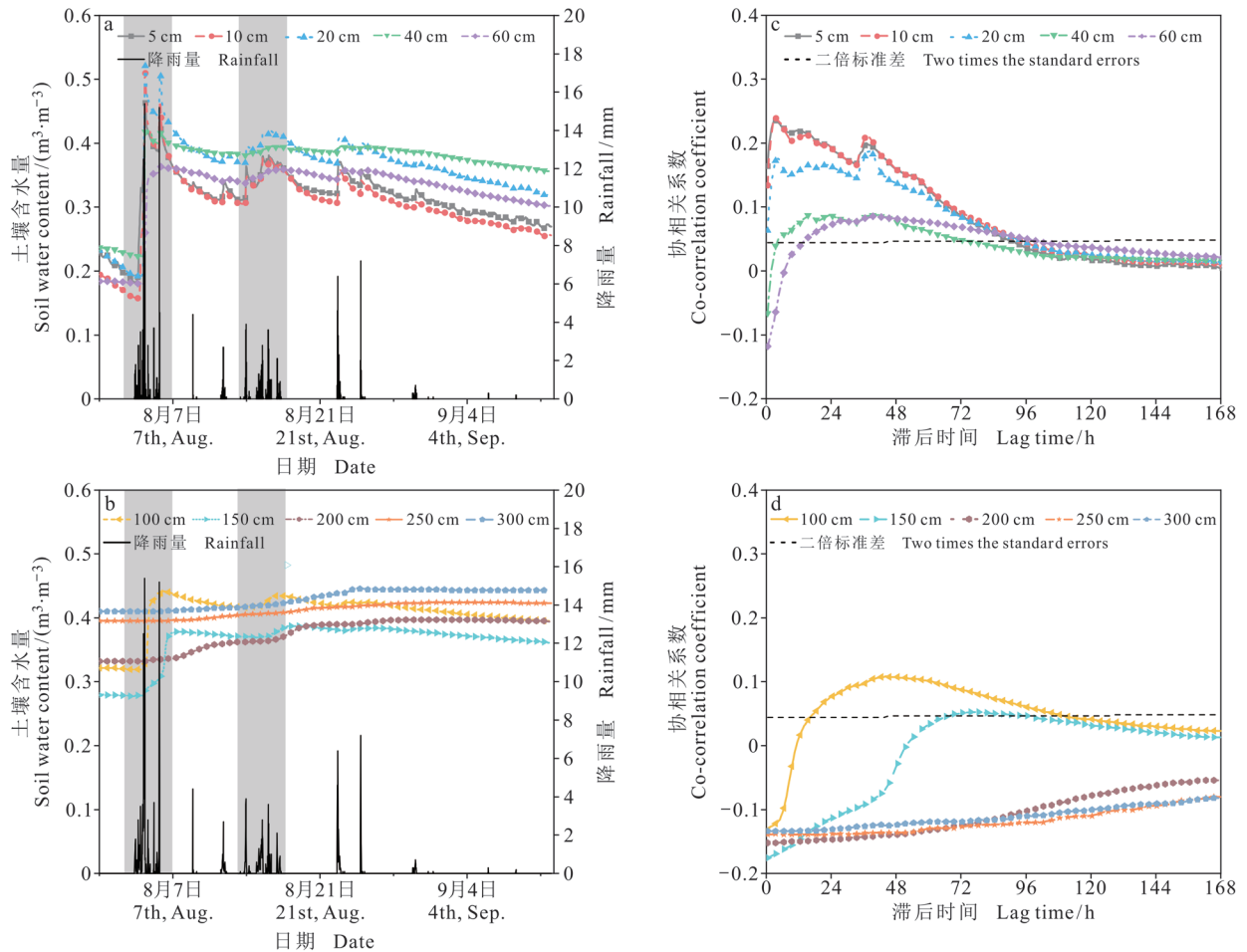


图 a—b 中灰色色块指示持续性降雨事件发生时间。Grey color pieces in panels a—b denote specific time for continuous rainfall events.

图 6 研究区 2020 年半小时尺度持续性降雨事件前后不同土层土壤含水量动态变化 (a—b) 以及不同滞后时间下降雨量与土壤含水量的协相关系数 (c—d)

Fig. 6 Soil water dynamics before and after continuous rainfall events (a—b), and co-correlation coefficients between rainfall and soil water content under different lag time scenarios (c—d) at different soil layers in 2020 at half-hour scale

表 4 0—150 cm 不同土层土壤含水量对持续性降雨事件响应的滞后特征

Tab. 4 Lag characteristics of soil water content at depths of 0—150 cm to continuous rainfall events

| 土层深度 Soil depth/cm | 正协相关系数出现时所对应的滞后时间 Lag time corresponding to the appearance of the positive co-correlation coefficient/h | | 最大协相关系数出现时所对应的滞后时间 Lag time corresponding to the appearance of the maximum co-correlation coefficient/h | |
|-----------------------|--|------|--|------|
| | 2019 | 2020 | 2019 | 2020 |
| 5 | 0 | 0 | 7.5 | 2.5 |
| 10 | 0 | 0 | 9.5 | 2.5 |
| 20 | 1.5 | 0 | 47.5 | 26.5 |
| 40 | 35.0 | 1.5 | 47.5 | 37.0 |
| 60 | 55.5 | 6.5 | 120.5 | 38.5 |
| 100 | / | 11.0 | / | 43.5 |
| 150 | / | 51.5 | / | 74.0 |

“/” 表示正协相关系数和最大协相关系数未出现。“/” indicates no positive and maximum co-correlation coefficients.

由于干旱年前两次持续性降雨事件降雨量较小, 且对土壤含水量的影响程度不大, 故进一步就干旱年第 3 次以及平水年的两次持续性降雨事

件分析不同土层土壤含水量对持续性降雨事件的响应特征 (表 5)。结果表明: 干旱年第 3 次持续性降雨事件过程中 (历时 91.5 h, 累积降雨量

90.9 mm), 土壤含水量仅在表层(0—60 cm)有所增大(9.5%—19.2%);而在平水年,0—300 cm各土层土壤含水量几乎呈增大趋势,尤其在第1次短时持续性强降雨过程中(历时57.0 h,累计降雨量149 mm),表层土壤含水量增大了17.8%—25.4%,中层(60—150 cm)土壤含水量增大了6.1%—17.8%;第2次持续性降雨过程中(历时93.5 h,累计降雨量60.8 mm),0—300 cm各土层土壤含水量对降雨的响应程度相对较弱(表5)。基于降雨前后土壤含水量的增量与峰值时差的比值可知,平水年第1次持续性降雨事件对表层土壤含水量的平均补给速率($0.47\% \cdot h^{-1}$ — $25.4\% \cdot h^{-1}$)显著大于干旱年第3次持续性降雨事件($0.07\% \cdot h^{-1}$ —

$0.45\% \cdot h^{-1}$)以及平水年第2次持续性降雨事件($0.02\% \cdot h^{-1}$ — $0.08\% \cdot h^{-1}$)。

3 讨论

治沟造地工程是针对黄土丘陵沟壑区实施的一项旨在增加耕地面积、保护生态环境的大型工程项目。土壤水分一直是限制该区域植被生长和农业可持续生产发展的关键,且降雨是该地区土壤水分的重要补给来源。因此,研究治沟造地工程建设的沟道新造耕地土壤水分动态对不同降雨年型降雨的响应特征,不仅可为当地农业生产和水资源利用提供一定的科学依据,还可为治沟造地工程实施的适应性评价提供理论参考。

表 5 0—300 cm 不同土层土壤含水量对持续性降雨事件的响应特征
Tab. 5 Response of soil water content at depths of 0—300 cm to continuous rainfall events

| 土层深度 Soil depth /cm | 雨前土壤含水量 SWC before rainfall/($m^3 \cdot m^{-3}$) | | | 雨后土壤含水量 SWC after rainfall/($m^3 \cdot m^{-3}$) | | | 土壤含水量增量 Increment of SWC/($m^3 \cdot m^{-3}$) | | | 峰值时差 Peak time difference/h | | |
|---------------------------|---|-------|-------|--|-------|-------|--|-------|-------|--------------------------------|-------|------|
| | A | B | C | A | B | C | A | B | C | A | B | C |
| 5 | 0.144 | 0.191 | 0.317 | 0.335 | 0.396 | 0.355 | 0.191 | 0.205 | 0.038 | 42.0 | 1.0 | 52.0 |
| 10 | 0.126 | 0.164 | 0.311 | 0.294 | 0.404 | 0.353 | 0.168 | 0.240 | 0.042 | 42.5 | 1.5 | 52.0 |
| 20 | 0.167 | 0.199 | 0.373 | 0.359 | 0.453 | 0.405 | 0.192 | 0.254 | 0.032 | 42.5 | 1.0 | 52.5 |
| 40 | 0.176 | 0.226 | 0.383 | 0.355 | 0.408 | 0.392 | 0.179 | 0.182 | 0.009 | 48.0 | 1.0 | 52.0 |
| 60 | 0.144 | 0.184 | 0.341 | 0.239 | 0.362 | 0.358 | 0.095 | 0.178 | 0.017 | 134.0 | 38.0 | 72.5 |
| 100 | 0.300 | 0.319 | 0.417 | 0.300 | 0.440 | 0.433 | 0 | 0.121 | 0.016 | / | 42.0 | 80.0 |
| 150 | 0.275 | 0.279 | 0.371 | 0.274 | 0.340 | 0.386 | -0.001 | 0.061 | 0.015 | / | 71.0 | 80.0 |
| 200 | 0.329 | 0.333 | 0.361 | 0.328 | 0.335 | 0.373 | -0.001 | 0.002 | 0.012 | / | 109.0 | 80.0 |
| 250 | 0.393 | 0.395 | 0.404 | 0.392 | 0.395 | 0.409 | -0.001 | 0 | 0.005 | / | / | 72.0 |
| 300 | 0.406 | 0.410 | 0.416 | 0.406 | 0.410 | 0.424 | 0 | 0 | 0.008 | / | / | 75.5 |

A 表示 2019 年第 3 次持续性降雨事件, B 表示 2020 年第 1 次持续性降雨事件, C 表示 2020 年第 2 次持续性降雨事件。峰值时差表示降雨过程中降雨量峰值与土壤含水量峰值发生时间的差值。SWC 表示土壤含水量。“/”表示降雨过程中土壤含水量几乎没有变化,即土壤含水量增量 ≤ 0 。

A indicates the third persistent rainfall event in 2019, B indicates the first persistent rainfall event in 2020, and C indicates the second persistent rainfall event in 2020. Peak time difference indicates the difference between the time of peak rainfall and the time of peak soil water content during rainfall. SWC denotes soil water content. “/” indicates that there is almost no change in SWC during rainfall, namely increment of SWC ≤ 0 .

3.1 治沟造地工程对沟道土壤水分的影响

黄土丘陵沟壑区治沟造地工程整治后的土地普遍用于耕地,已有研究表明,治沟造地工程建设的沟道新造耕地因地势平缓有利于降雨入渗,土壤储水量显著增加(Zhao et al., 2019),且浅层土壤水分变异性大于深层土壤水分。本研究结果进一步证实了该结论,降雨入渗补给土层深度以及补给量随降雨量的增加而增加,且全年65%—70%的降雨事件均能对土壤水分进行有效补给(表2)。此外,干旱年和平水年0—60 cm土层土壤含水量随降雨量增加整体呈现增大趋势,该结论与黄土高原撂荒地土壤水分动态的研

究结论一致(宁婷和郭忠升,2015),而60 cm以下的中至深层土壤含水量往往变化不明显,在时间上具有稳定性(Gao and Shao, 2012)。

土壤水分时空变异性是在多重尺度上气候、地形、土壤、植被和人类活动等多种环境因子共同作用的结果(张钦弟等,2018)。沟道地区是流域水分的聚集区,土壤水分显著高于坡面,但由于黄土丘陵沟壑区下垫面条件复杂,天然沟道往往坡陡沟深,导致土壤水分的空间变异性也显著大于坡面(高晓东等,2015)。治沟造地工程作为一种沟道治理新模式,改善了沟道的地貌形态以及土壤性质,从而影响地表径流的汇流、入

渗和蒸发等过程(王晶等, 2022), 进而引起土壤水分的变化。研究区顾屯流域沟道新造耕地地势平缓, 0—300 cm 土层土壤质地均属于粉砂质土壤, 且 0—60 cm 土层土壤容重小 ($1.4—1.63 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$)、疏松多孔, 有利于降雨入渗, 能够对沟道不同深度土壤水分进行补给, 土壤含水量随着年降雨量的增大而增大, 如图 2 中平水年各层土壤含水量 ($0.104—0.443 \text{ m}^3\cdot\text{m}^{-3}$) 均大于干旱年 ($0.068—0.408 \text{ m}^3\cdot\text{m}^{-3}$)。此外, 即使是干旱年, 新造耕地 200—300 cm 土层土壤含水量也维持在较高水平(图 3), 进一步说明治沟造地工程在增加沟道土壤储水量方面发挥了重要作用。

3.2 降雨年型对沟道新造耕地土壤水分动态的影响

降雨事件对土壤含水量的影响程度不仅受降雨量大小的控制(Heisler-White et al., 2008), 同时还受降雨强度(陈伟等, 2022)、干旱期长短(Heisler-White et al., 2009)、土壤性质(Wang et al., 2011)和土地利用类型(Liu and Shao, 2016)等因素的影响。

本研究中, 小降雨事件能有效补给浅层(0—40 cm)土壤水分, 但对深层土壤水分补给作用微弱(图 4、图 5 和图 6)。深层土壤水分的补给主要取决于降雨事件大小以及雨前土壤干湿状况, 降雨量和雨前土壤含水量越大, 降雨入渗补给的土层深度就越大(陈敏玲等, 2016)。研究期内干旱年最大入渗深度仅在 60 cm 以上, 而平水年最大入渗深度可达 300 cm(表 5)。降雨年型不同, 研究区内土壤含水量的垂直变化存在明显差异, 表现为土壤水分活跃层深度在平水年显著大于干旱年, 这与前人研究发现的年降雨量越大、土壤水分活跃层越深的结果相一致(李洪建等, 2003; 孙占薇等, 2021)。

本研究还发现, 降雨年型可以显著影响不同土层土壤含水量对不同强度独立降雨事件和持续性降雨事件的响应特征。干旱年 0—40 cm 土层土壤含水量对独立降雨事件的响应较平水年更为灵敏, 且较小的降雨量就能对 5 cm 深土壤水分进行有效补给(表 3)。主要原因可能是平水年降雨前土壤湿度大于干旱年, 导致降水有效性小于干旱年(王文玉等, 2013)。然而, 平水年持续性降雨事件对土壤水分的补给速率、补给深度和补给量均大于干旱年(图 5、图 6、表 5), 这与累积降雨量、降雨历时和雨前土壤干湿状况等多种因

素有关。以往研究发现, 在降雨总量不变的前提下, 降雨间隔越长, 其对干旱地区土壤含水量的补给作用越明显(Heisler-White et al., 2008)。降雨间隔的长短反映出生态系统的干旱周期, 最直接的体现即为雨前土壤含水量的高低。一般而言, 雨前土壤含水量越低, 降雨对土壤含水量的补给增量越大(王博等, 2020)。本研究中, 在平水年第 2 次持续性降雨过程中(历时 93.5 h, 累计降雨量 60.8 mm), 虽然 0—300 cm 各土层土壤含水量均表现出不同程度地增大, 但是各土层土壤含水量对降雨的响应程度较弱, 这主要与其雨前土壤含水量较高有关(表 5)。

4 结论

基于 2019—2020 年延安顾屯流域沟道新造耕地降雨量、土壤含水量等原位连续监测数据, 采用时间序列分析法和经典统计学分析方法, 研究不同降雨年型土壤水分的季节动态、年际变异和垂直变化规律, 并分析不同土层土壤含水量对独立降雨事件和持续性降雨事件的响应特征, 得出以下结论:

(1) 不同降雨年型同一土层土壤水分之间的差异性均达到显著水平($P<0.05$), 其中 0—100 cm 土层差异性最显著($P<0.01$), 100—300 cm 土层差异性减弱($0.01<P<0.05$); (2) 平水年土壤水分活跃层、次活跃层和稳定层深度均大于干旱年, 表现为平水年各土层土壤含水量均大于干旱年; (3) 降雨对于干旱年土壤水分的补给作用明显大于平水年, 其中干旱年 0—20 cm 土层的最小有效降雨量小于平水年, 表明干旱年浅层土壤水分对独立降雨事件的敏感性大于平水年; (4) 降雨年型显著影响了土壤水分对持续性降雨事件的响应程度, 平水年持续性降雨事件对土壤水分的补给速率、补给深度和补给量均大于干旱年, 此外无论干旱年还是平水年, 土壤水分对降雨响应的滞后时间均随土层深度的增大而增大。

参考文献

- 陈敏玲, 张兵伟, 任婷婷, 等. 2016. 内蒙古半干旱草原土壤水分对降水格局变化的响应[J]. *植物生态学报*, 40(7): 658–668. [Chen M L, Zhang B W, Ren T T, et al. 2016. Responses of soil moisture to precipitation pattern change in semiarid grasslands in Nei Mongol, China [J]. *Chinese Journal of Plant Ecology*, 40(7): 658–668.]
- 陈伟, 李亚新, 王红阳, 等. 2022. 黄土丘陵区坡耕地

- 与撂荒地土壤水分对降雨的响应特征 [J]. *生态学报*, 42(1): 332–339. [Chen W, Li Y X, Wang H Y, et al. 2022. Dynamic response characteristics of soil moisture on slope cultivated land and abandoned land to different rainfall intensities in loess hilly region [J]. *Acta Ecologica Sinica*, 42(1): 332–339.]
- 高晓东, 吴普特, 张宝庆, 等. 2015. 黄土丘陵区小流域土壤有效水空间变异及其季节性特征 [J]. *土壤学报*, 52(1): 57–67. [Gao X D, Wu P T, Zhang B Q, et al. 2015. Spatial variability of available soil moisture and its seasonality in a small watershed in the hilly region of the Loess Plateau [J]. *Acta Pedologica Sinica*, 52(1): 57–67.]
- 贺美娜, 童永平, 王云强, 等. 2017. 黄土区坡面尺度微地形和次降雨对 5 m 土壤水分影响的典型个案分析 [J]. *地球环境学报*, 8(4): 357–366. [He M N, Tong Y P, Wang Y Q, et al. 2017. A case study on the effects of micro-topography and rainfall events on 0–5 m soil moisture at a slope of the Loess Plateau [J]. *Journal of Earth Environment*, 8(4): 357–366.]
- 李斌, 解建仓, 胡彦华, 等. 2015. 1951—2013 年延安降水特征与典型暴雨分析 [J]. *干旱区资源与环境*, 29(12): 190–197. [Li B, Xie J C, Hu Y H, et al. 2015. Precipitation characteristics and typical rainstorm in Yan'an during 1951—2013 [J]. *Journal of Arid Land Resources and Environment*, 29(12): 190–197.]
- 李洪建, 王孟本, 柴宝峰. 2003. 黄土高原土壤水分变化的时空特征分析 [J]. *应用生态学报*, 14(4): 515–519. [Li H J, Wang M B, Chai B F. 2003. Spatial and temporal characteristics of soil moisture dynamics in Loess Plateau [J]. *Chinese Journal of Applied Ecology*, 14(4): 515–519.]
- 李慧, 周顺武, 陆尔, 等. 2018. 1961—2010 年中国华南地区夏季降水结构变化分析 [J]. *气候变化研究进展*, 14(3): 247–256. [Li H, Zhou S W, Lu E, et al. 2018. Changes in the structure of summertime precipitation in South China during 1961—2010 [J]. *Climate Change Research*, 14(3): 247–256.]
- 李相儒, 金钊, 张信宝, 等. 2015. 黄土高原近 60 年生态治理分析及未来发展建议 [J]. *地球环境学报*, 6(4): 248–254. [Li X R, Jin Z, Zhang X B, et al. 2015. Analysis of ecosystem management of the Loess Plateau during the past 60 years and suggestions for the future development [J]. *Journal of Earth Environment*, 6(4): 248–254.]
- 李亚新, 陈伟, 孙从建, 等. 2021. 黄土丘陵区农耕地与撂荒地土壤水分特征及对降雨的响应分析 [J]. *干旱区资源与环境*, 35(12): 114–120. [Li Y X, Chen W, Sun C J, et al. 2021. Soil moisture characteristics and their response to rainfall in cultivated land and abandoned land in loess hilly region [J]. *Journal of Arid Land Resources and Environment*, 35(12): 114–120.]
- 宁婷, 郭忠升. 2015. 半干旱黄土丘陵区撂荒地土壤水分循环特征 [J]. *生态学报*, 35(15): 5168–5174. [Ning T, Guo Z S. 2015. Characteristics of the soil water cycle in an abandoned sloping field in the semiarid loess hilly region [J]. *Acta Ecologica Sinica*, 35(15): 5168–5174.]
- 孙占薇, 马岚, 梅雪梅, 等. 2021. 晋西黄土区不同水文年土壤水分特征及其主要影响因子分析 [J]. *浙江农林大学学报*, 38(1): 10–20. [Sun Z W, Ma L, Mei X M, et al. 2021. Characteristics of soil moisture and its main influencing factors in different hydrological years in western Shanxi loess region [J]. *Journal of Zhejiang A & F University*, 38(1): 10–20.]
- 王博, 段玉玺, 王伟峰, 等. 2020. 油蒿灌丛群落浅层土壤水分对不同降雨格局的响应 [J]. *应用生态学报*, 31(5): 1571–1578. [Wang B, Duan Y X, Wang W F, et al. 2020. Responses of shallow soil water content in *Artemisia ordosica* community to different rainfall patterns [J]. *Chinese Journal of Applied Ecology*, 31(5): 1571–1578.]
- 王贺年, 余新晓. 2012. 北京山区林地土壤水分时间序列分析 [J]. *山地学报*, 30(5): 550–554. [Wang H N, Yu X X. 2012. Time series analysis of soil water on forest land in Beijing mountain area [J]. *Journal of Mountain Science*, 30(5): 550–554.]
- 王晶, 白清俊, 王欢元, 等. 2022. 黄土丘陵沟壑区沟道造地土壤水分时空变异特征 [J]. *干旱地区农业研究*, 40(4): 161–167. [Wang J, Bai Q J, Wang H Y, et al. 2022. Spatial and temporal variations of soil moisture of gully cultivated land in the loess hilly and gully region [J]. *Agricultural Research in the Arid Areas*, 40(4): 161–167.]
- 王文玉, 张强, 阳伏林. 2013. 半干旱榆中地区最小有效降水量及降水转化率的研究 [J]. *气象学报*, 71(5): 952–961. [Wang W Y, Zhang Q, Yang F L. 2013. Study of the minimum available precipitation and the precipitation conversion rate in the semiarid Yuzhong region [J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 71(5), 952–961.]
- 王晓燕, 陈洪松, 王克林, 等. 2007. 红壤坡地土壤水分时间序列分析 [J]. *应用生态学报*, 18(2): 297–302. [Wang X Y, Chen H S, Wang K L, et al. 2007. Time series analysis of soil water on sloping land in red soil hilly region [J].

- Chinese Journal of Applied Ecology*, 18(2), 297–302.]
- 王云强, 邵明安, 刘志鹏. 2012. 黄土高原区域尺度土壤水分空间变异性 [J]. *水科学进展*, 23(3): 310–316. [Wang Y Q, Shao M A, Liu Z P. 2012. Spatial variability of soil moisture at a regional scale in the Loess Plateau [J]. *Advances in Water Science*, 23(3): 310–316.]
- 魏雅芬, 郭柯, 陈吉泉. 2008. 降雨格局对库布齐沙漠土壤水分的补充效应 [J]. *植物生态学报*, 32(6): 1346–1355. [Wei Y F, Guo K, Chen J Q. 2008. Effect of precipitation pattern on recruitment of soil water in Kubuqi Desert, northwestern China [J]. *Journal of Plant Ecology*, 32(6): 1346–1355.]
- 张钦弟, 卫伟, 陈利顶, 等. 2018. 黄土高原草地土壤水分和物种多样性沿降水梯度的分布格局 [J]. *自然资源学报*, 33(8): 1351–1362. [Zhang Q D, Wei W, Chen L D, et al. 2018. Spatial variation of soil moisture and species diversity patterns along a precipitation gradient in the grasslands of the Loess Plateau [J]. *Journal of Natural Resources*, 33(8): 1351–1362.]
- 张信宝, 金钊. 2015. 延安治沟造地是黄土高原淤地坝建设的继承与发展 [J]. *地球环境学报*, 6(4): 261–264. [Zhang X B, Jin Z. 2015. Gully land consolidation project in Yan'an is inheritance and development of wrap land dam project on the Loess Plateau [J]. *Journal of Earth Environment*, 6(4): 261–264.]
- 郑涵, 王秋凤, 李英年, 等. 2013. 海北高寒灌丛草甸蒸散量特征 [J]. *应用生态学报*, 24(11): 3221–3228. [Zheng H, Wang Q F, Li Y N, et al. 2013. Characteristics of evapotranspiration in an alpine shrub meadow in Haibei, Qinghai of Northwest China [J]. *Chinese Journal of Applied Ecology*, 24(11): 3221–3228.]
- 郑涵, 于贵瑞, 朱先进, 等. 2019. 2000—2010年中国典型陆地生态系统实际蒸散量和水分利用效率数据集 [J]. *中国科学数据*, 4(1): 55–68. [Zheng H, Yu G R, Zhu X J, et al. 2019. A dataset of actual evapotranspiration and water use efficiency of typical terrestrial ecosystems in China (2000—2010) [J]. *China Scientific Data*, 4(1): 55–68.]
- 周刘宗, 陈志雄, 周凌云, 等. 1998. 土壤水分的时序分析研究 [J]. *土壤*, 30(4): 188–193. [Zhou L Z, Chen Z X, Zhou L Y, et al. 1998. Study on time series analysis of soil moisture [J]. *Soils*, 30(4): 188–193.]
- Fay P A, Blair J M, Smith M D, et al. 2011. Relative effects of precipitation variability and warming on tallgrass prairie ecosystem function [J]. *Biogeosciences*, 8(10): 3053–3068.
- Gan M, Jia Y H, Shao M A, et al. 2019. Permanent gully increases the heterogeneity of soil water retention capacity across a slope-gully system [J]. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 272: 206–217.
- Gao L, Shao M G. 2012. Temporal stability of soil water storage in diverse soil layers [J]. *Catena*, 95: 24–32.
- He M N, Wang Y Q, Tong Y P, et al. 2020. Evaluation of the environmental effects of intensive land consolidation: a field-based case study of the Chinese Loess Plateau [J]. *Land Use Policy*, 94: 104523. DOI: 10.1016/j.landusepol.2020.104523.
- Heisler-White J L, Blair J M, Kelly E F, et al. 2009. Contingent productivity responses to more extreme rainfall regimes across a grassland biome [J]. *Global Change Biology*, 15(12): 2894–2904.
- Heisler-White J L, Knapp A K, Kelly E F. 2008. Increasing precipitation event size increases aboveground net primary productivity in a semi-arid grassland [J]. *Oecologia*, 158(1): 129–140.
- IPCC. 2021. *Climate change 2021: the physical science basis* [R]. Cambridge: Cambridge University Press.
- Jia X X, Shao M G, Yu D X, et al. 2019. Spatial variations in soil-water carrying capacity of three typical revegetation species on the Loess Plateau, China [J]. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 273: 25–35.
- Jin Z, Cui B L, Song Y, et al. 2012. How many check dams do we need to build on the Loess Plateau? [J]. *Environmental Science & Technology*, 46(16): 8527–8528.
- Jin Z, Guo L, Wang Y Q, et al. 2019. Valley reshaping and damming induce water table rise and soil salinization on the Chinese Loess Plateau [J]. *Geoderma*, 339: 115–125.
- Liu B X, Shao M A. 2016. Response of soil water dynamics to precipitation years under different vegetation types on the northern Loess Plateau, China [J]. *Journal of Arid Land*, 8(1): 47–59.
- Liu Q, Wang Y Q, Zhang J, et al. 2013. Filling gullies to create farmland on the Loess Plateau [J]. *Environmental Science & Technology*, 47(14): 7589–7590.
- Nash M S, Wierenga P J, Gutjahr A. 1991. Time series analysis of soil moisture and rainfall along a line transect in arid rangeland [J]. *Soil Science*, 152(3): 189–198.
- Sun Y, Cheng Q, Xue X, et al. 2012. Determining *in situ* soil freeze-thaw cycle dynamics using an access tube-based dielectric sensor [J]. *Geoderma*, 189/190: 321–327.

(下转 367 页)

