

黄河源区典型泥炭湿地地下水水位时空变化及流量过程

刘紫萱¹, 周冰玉², 李志威³, 黄 草¹, 田世民⁴

(1. 长沙理工大学水利与环境工程学院, 湖南 长沙 410114; 2. 中交一公局集团水利工程有限公司勘测设计院, 湖南 长沙 410006; 3. 武汉大学水资源工程与调度全国重点实验室, 湖北 武汉 430072; 4. 黄河水利科学研究院, 河南 郑州 450003)

摘要:以黄河源区若尔盖盆地黑河上游的一个典型泥炭湿地小流域为研究对象, 采用2018—2022年的地下水水位监测数据、气象数据和无人机航测地形数据, 统计分析了泥炭湿地小流域内地下水水位时空变化, 并推算了小流域沟道出口的断面水深与流量过程。结果表明: 降水是泥炭湿地小流域地下水水位变化的主导因素, 地下水水位与降水量变化趋势一致, 且随降水与蒸散发之比的增大而上升; 小流域中游地下水水位比上游波动更剧烈, 且上游地下水水位均值高于中游, 沟道中部泥炭湿地的蓄水能力在减退。根据水力学方法和地下水水位监测数据得到了泥炭湿地小流域的沟道断面水深-流量经验关系公式, 可用于计算日流量过程线。

关键词: 泥炭湿地; 地下水; 降水; 水位变化; 流量过程; 若尔盖盆地; 黄河源区

中图分类号: TV121⁺.3; P641 **文献标志码:** A **文章编号:** 1006-7647(2024)03-0027-07

Spatiotemporal change of groundwater level and discharge process in a typical peatland watershed in Source Region of Yellow River//LIU Zixuan¹, ZHOU Bingyu², LI Zhiwei³, HUANG Cao¹, TIAN Shimin⁴ (1. School of Hydraulic and Environmental Engineering, Changsha University of Science & Technology, Changsha 410114, China; 2. Design Institute of CCCC First Highway Engineering Group Water Engineering Co., Ltd., Changsha 410006, China; 3. State Key Laboratory of Water Resources Engineering and Management, Wuhan University, Wuhan 430072, China; 4. Yellow River Institute of Hydraulic Research, Zhengzhou 450003, China)

Abstract: A typical peatland watershed in the upper reaches of the Black River in the Zoige Basin in the Source Region of the Yellow River is taken as the research object. The groundwater level monitoring data, meteorological data, and unmanned aerial vehicle aerial survey topographic data in 2018-2022 were used to statistically analyze the spatiotemporal changes of the groundwater level in the peatland watershed, and the section depth and discharge process of the channel outlet in the watershed were calculated. The results show that precipitation is the dominant factor of groundwater level change in the peatland watershed, and the changing trend of groundwater level is consistent with that of precipitation, which increases with the increase of the ratio of precipitation to evaporation. The groundwater level in the middle reaches of the small basin fluctuates more violently than that in the upper reaches. The average groundwater level in the upper reaches is higher than that in the middle reaches, and the water storage capacity of the peat wetland in the middle portion is decreasing. Based on the hydraulic method and the monitoring data of groundwater level, the empirical relationship formula between water depth and discharge in the channel sections of the peatland watershed is obtained, which can be used to calculate the daily discharge process line.

Key words: peatland; groundwater; precipitation; water level change; discharge process; Zoige Basin; Source Region of Yellow River

泥炭湿地是高纬度、高海拔和寒冷地区湿地类型的重要组成部分, 虽仅占地球陆地表面积的3%, 却储藏了全球大约25%的土壤有机碳^[1], 也储存了

大量的淡水资源, 具有水源涵养、水文调节、保护生物多样性等重要生态功能。泥炭层的储水量并不完全取决于泥炭层厚度, 还受到泥炭层的物理性质、地

基金项目: 国家自然科学基金项目(U2243214); 三江源生态演变与修复技术学科创新引智项目(D18013)

作者简介: 刘紫萱(2000—), 女, 硕士研究生, 主要从事湿地水文学研究。E-mail: 3319659353@qq.com

通信作者: 李志威(1984—), 男, 教授, 博士, 主要从事青藏高原河流动力学研究。E-mail: lizw2003@whu.edu.cn

下水水位及其变化的直接影响^[2],且泥炭湿地的人工开沟排水、自然水系溯源下切和城镇及牧民生活用水等,也会对泥炭层的储水量变化产生不同程度的持续扰动^[3-5]。

水文过程是泥炭湿地形成、发展和水源涵养的关键外在因素。降水可以直接补给泥炭湿地,或者通过形成地表径流和潜流汇入湿地^[6-7],因此会通过影响泥炭湿地及其汇水区水文过程而影响泥炭湿地在降水期间的水文调蓄作用^[8-10]。一方面,气候变化正在加剧全球水文循环,驱动降水、蒸散发、径流等水文要素发生不同程度变化,深刻地改变了泥炭湿地的流域水文过程与水量平衡^[11-12];另一方面,泥炭具有疏松多孔的特性,使其能吸收和保持大量地下水,反过来可以在非降水期补给河道径流。

若尔盖盆地是黄河上游最为重要的水源地,其中泥炭湿地总面积曾达到4600 km²,但1960年以来若尔盖湿地快速萎缩,现仅存2200 km²^[13]。泥炭湿地退化与沟道侵蚀、泥炭开采、人工沟渠建设、排水和过度放牧等因素有关^[8,14]。影响泥炭湿地地下水水位的主要因素包括气象因素和地形因素,降水量以及无雨期的长短、地表形态和植被分布等都会对地下水水位产生影响。例如:由于沟道造成的排水会降低导水率、泥炭容重和储水能力,从而进一步导致地下水水位降低和泥炭湿地收缩^[8,15-17];泥炭层储水量的减少是以年为单位的渐变水文过程^[13],结合地下水水位和气象因子的变化趋势可反映泥炭湿地储水量变化对气象因素的响应。若尔盖泥炭湿地的已有研究主要涉及冻土水热过程、不同因素对湿地水源涵养的影响、生态景观演变等方面^[18-20],但缺少对地下水水位动态的长期原位监测,为此本文以黄河源区若尔盖盆地的典型泥炭湿地小流域为研究对象,基于2018年5月29日到2022年5月28日的长期原位监测数据,并结合气象、地形等因素,分

析地下水水位时空变化规律,推算小流域出口的沟道断面水深与流量过程,以期为认识黄河源区径流变化、湿地萎缩及功能退化提供参考。

1 研究区概况

黄河源区地处青藏高原东北部,平均海拔3500 m以上,流域面积约占整个黄河流域的17%,多年平均年径流量约占黄河流域多年平均年径流量的35%,是黄河流域的主要产流区和水源涵养区^[21]。黄河源区因其海拔高、气温低,广泛发育泥炭湿地,总面积约10750 km²^[22],其中若尔盖盆地是泥炭湿地发育最典型的地区,约占整个黄河源区泥炭湿地总面积的48.3%,泥炭平均厚度约3 m,储存有丰富的地下水资源。据测算,若尔盖盆地的泥炭湿地储水量可达45亿 m³,每年向黄河源补水约(67.1±14.9)亿 m³^[23]。其中20.0亿 m³的地表水入渗成为地下水,主要储存于泥炭层中,可补给超过1/3的河道径流量^[5,24-25],但近几十年来呈逐年减少的趋势。

研究区位于若尔盖盆地黑河上游的麦曲上游支沟(图1(a)),属大陆性高原寒温带季风气候,其内分布有大面积的泥炭湿地。选取的泥炭湿地小流域面积约0.844 km²,泥炭湿地面积约0.289 km²,三面均为高寒草甸山坡,面向下游的左坡、右坡和上游坡面坡度分别为13.6°、6.7°和10.3°。小流域内有一条西北—东南流向的自然沟道(图1(b)),沟道附近为泥炭湿地,地表上层为草甸覆盖,中间为泥炭层,下层为弱透水性的粉沙层。沿沟道布设7个水位监测点(S1~S7),其中S1位于沟道出口处,S2~S7靠近沟道布置且沟道内有水流,各监测点分别距离沟道边缘5.3、2.2、4.0、3.2、4.8、6.3 m,平均距离为4.3 m。监测点S2~S7对应高程分别为3502.8、3506.5、3512.0、3513.2、3517.2、3520.8 m。

图2为监测点S2~S7处沟道下切深度及各监

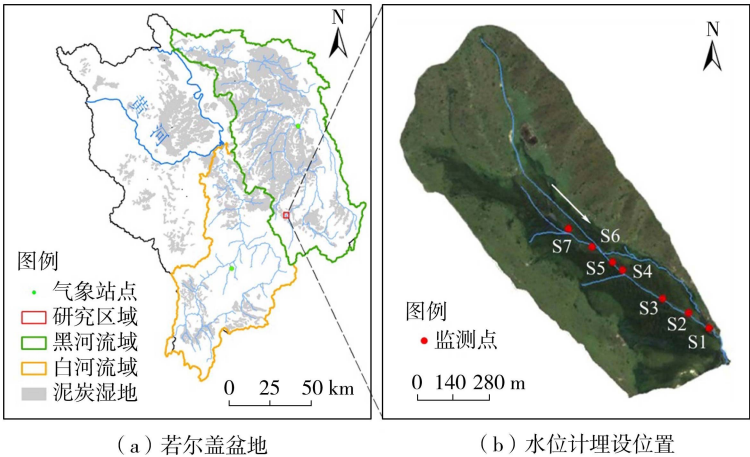


图1 泥炭湿地小流域地理位置示意图

测点之间的距离,沿沟道水流方向存在不同程度的下切现象,从沟道上游到下游下切深度不断增加,监测点 S7 和 S2 的下切深度分别为 0.31、1.50 m,两者相差 1.19 m,这反映了泥炭湿地小流域内沟道正在发生溯源侵蚀。

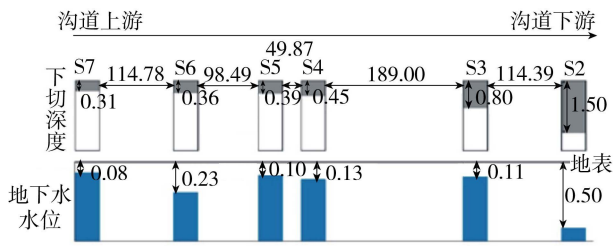


图2 沟道沿线下切深度与地下水水位示意图(单位:m)

2 研究数据与方法

2.1 野外数据测量

自 2018 年 5 月起对研究区开展了连续 4 年(2018 年 5 月 29 日到 2022 年 5 月 28 日)的地下水水位原位监测,水位计埋置于地表以下一定深度,利用细钢管与地表面连接、固定,在监测点附近埋设高于地表面的粗钢管作为标记,采样时间间隔设置为 1 h。采用的水位计为 HOB0 自计水位计,型号为 U20L-04,该型号水位计有 4 m 的工作深度,水位测量精度为±4 mm,完全可以满足泥炭湿地小流域内的地下水水位监测要求。监测点 S1 处理置的水位计测量数据仅用于计算沟道出口断面水深和流量,推求断面水深-流量关系,S2~S7 处理置的水位计测量数据用于推求地下水水位。

野外测量数据包括 7 个水位计从 2018 年 5 月 29 日到 2022 年 5 月 28 日共计 4 个水文年的地下水水位监测数据。为方便分析监测数据的年际变化和后续解释水文过程,以每年的 5 月 29 日至次年的 5 月 28 日作为一个时段(一个水文年),将研究时段分为 T1、T2、T3、T4 共 4 个时段。此外,还采用大疆精灵 Advanced 4 PRO 无人机航测研究区地形,并采用中海达 RTK GPS 均匀打点进行定位标记,以便后期处理地形数据时矫正噪点误差。对无人机影像数据进行一系列处理后生成 0.2 m 分辨率的地形数据,用于计算地形坡度以及对比沟道不同位置的下切深度。

2.2 降水及蒸散发计算

由于研究区内并没有气象站,故采用距离研究区最近(44.9 km)的红原气象站监测气象数据(来自中国气象数据网的中国地面气候资料日值数据集(V3.0)),降水资料收集时间段为 2018 年 5 月至 2022 年 5 月。据统计,T1、T2、T3 和 T4 时段内的年

降水量分别为 982.4、827.7、1 004.8、975.0 mm。潜在蒸散发量根据 FAO56 推荐的 Penman-Monteith 公式计算^[26],根据遥感影像提取土地类型及其相应面积,将各类下垫面面积作为权重因子计算实际蒸散发量^[27]。不同下垫面的蒸散发量不同,草地蒸散发量约占 74.28%,湿地面积相对较小,约占 23.85%,其他类型下垫面(荒漠和水体)约占 1.87%。由于计算潜在蒸散发量所需气象数据未更新至 T4 时段,故仅计算 T1、T2、T3 时段的实际蒸散发量,分别为 491.2、510.0、525.2 mm,其中 5—10 月为一年蒸散发最强的时间,分别占全年的 61.4%、60.5% 和 65.9%。

2.3 数据分析方法

2.3.1 地下水水位分析方法

a. 地下水水位时间变化。时间变化分析主要涉及年际和年内尺度,计算 4 个时段的年平均地下水水位,对比分析地下水水位年际变化;计算 4 个时段逐月月均地下水水位和离散系数,对比分析年内不同月份地下水水位变化差异。

b. 地下水水位空间变化。对比分析监测点 S2~S7 不同月份的地下水水位变化。

c. 地下水水位对降水、蒸散发的响应。结合月平均地下水水位和月降水量分析两者之间的变化趋势关系。为直观表征地下水水位变化与降水、蒸散发之间的关系,引入参数降水与蒸散发之比(ratio of precipitation to evaporation, RPE),当 RPE 大于 1 时,降水占据主要地位。通过比较 T1、T2、T3 时段的 RPE 和地下水水位,可进一步分析年内不同月份地下水水位对降水与蒸散发的响应程度。

2.3.2 断面水深计算

2018—2022 年野外监测结果表明,每年沟道出口处的底部高程基本保持不变,故可假定沟底高程不变,选取每年的最低地下水水位作为沟道底部位置,地下水水位减去最低地下水水位即为监测断面水深。同时每年野外测量 1 次实际断面水深数据,计算其与测量日期监测断面水深之差,将每年其余日期的计算断面水深加上该差值以消除误差。

2.3.3 断面水深-流量关系推求

由于糙率和水力坡降难以直接确定,故采用由断面数据反推平均糙率和查表假定糙率反推平均水力坡降两种方法相结合的方法确定平均糙率 n 和平均水力坡降 S ,计算公式为

$$Q = r^{2/3} S^{1/2} / n \tag{1}$$

$$S = \Delta h / L \tag{2}$$

其中 $r = A/\chi = WH/(W + 2H)$
式中: Q 为断面流量, m^3/s ; r 为水力半径, m ; A 为过

水断面面积, m^2 ; χ 为湿周, m ; W 为沟道宽度, m ; H 为断面水深, m ; Δh 为上下游水位差, m ; L 为局部沟道长度, m 。

结合式(1)(2), 得出流量和断面水深之间的关系为

$$Q = \frac{(WH)^{5/3}}{n(W+2H)^{2/3}} S^{1/2} \quad (3)$$

根据式(3), 采用水位计测得的地下水水位数据计算断面水深, 再推算相应的流量过程。

3 结果与分析

3.1 地下水水位时空变化及其对气象因子的响应

泥炭湿地地下水水位的时空变化反映降水、蒸发和下渗三者的相互影响。图3为监测点S2~S7的地下水水位每月变化情况, 可见T1、T2、T3、T4时段地下水水位的最高值分别出现在10月、9月、9月和10月, 最低值分别出现在2月、1月、2月和2月, 各监测点水位最低值出现时间基本保持一致。此外, 各监测点在T1时段分别在7—8月和10—1月出现2次水位下降, 且10—1月水位下降幅度大于7—8月, 而8—10月水位有所上升, 对应降水量8月比7月减少了106.9 mm, 9月比8月增加了63.8 mm, 10—1月持续减少, 共减少了166.4 mm, 1月降水量仅3.2 mm。T2、T3和T4时段也存在地下水水位上升、下降与降水增加、减少时间一致的现象。因此, 泥炭湿地小流域地下水水位的年内变化与降水量变化趋势一致。

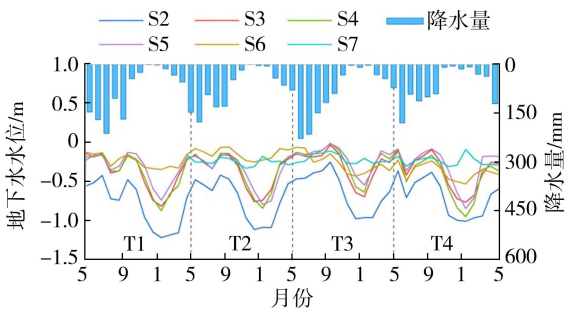


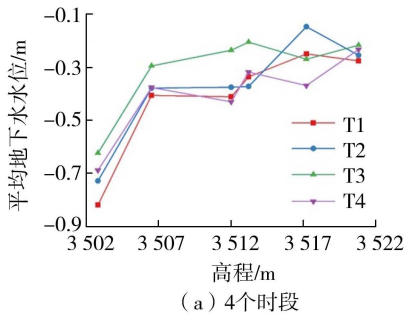
图3 研究期内监测点地下水水位变化

从地下水水位的年际变化来看, T1、T2、T3、T4时段内的年平均地下水水位分别为-44.0、-37.7、-30.1、-41.5 cm, 地下水水位变化幅度不大, 2018—2022年上升了约2.5 cm。空间上, 监测点S2~S7在4个时段地下水水位的极差均值分别为97.3、81.4、89.3、77.4、47.8、37.6 cm。由于位于上游的监测点首先受到山坡汇流补给而更容易达到饱和状态, 故上游监测点的地下水水位极差比下游的小。

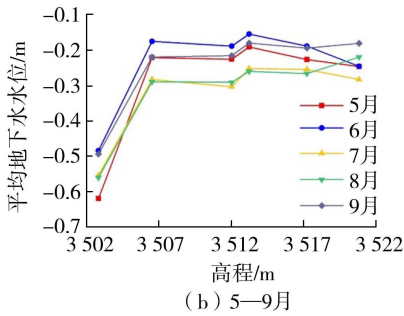
结合监测点S2~S7地下水水位极差均值和图3中地下水水位变化情况来看, 位于最下游的监

测点S2地下水水位波动最为剧烈, 且水位明显低于其他监测点, 与距离最近的监测点S3最大相差73.0 cm, 平均差值为35.9 cm。监测点S3、S4和S5位于相对中间位置且不同时期的地下水水位相差不大, 3个监测点的水位差值在0.2~21.0 cm之间波动, 平均差值为6.0 cm。位于上游的监测点S6和S7相对其他监测点的波动较小且地下水水位较高, 水位平均差值为11.7 cm, 且2个监测点的水位均值比监测点S3、S4和S5的水位均值高出约14.9 cm。

监测点S2~S7对应高程不断升高, 各监测点高程与地下水水位之间的关系如图4所示。由图4(a)可见, T1~T4时段的地下水水位总体均呈上升趋势, 与高程变化趋势一致。监测点S2与S3、S3与S4的平均地下水水位差值分别为35.2、0.3 cm, 两者相差34.9 cm, 但两点之间的距离是前者(114.39 m)小于后者(189.00 m), 这是因为监测点S2下切深度达1.50 m, 而监测点S3和S4的下切深度相差不大, 分别为0.80 m和0.45 m, 沟道下切深度加深会使沟道排水能力加强。



(a) 4个时段



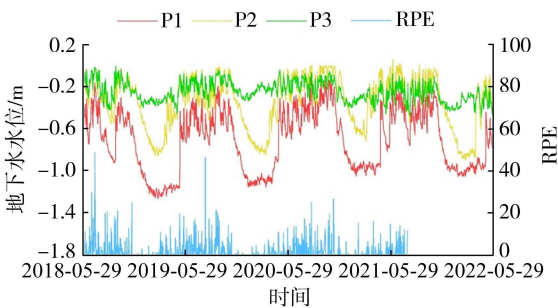
(b) 5—9月

图4 研究区地下水水位沿高程变化

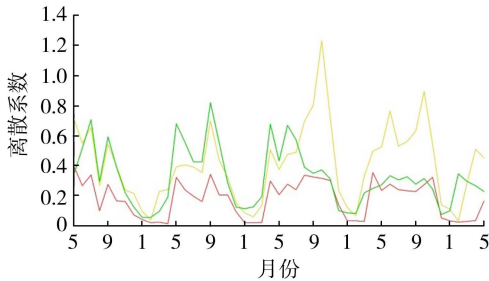
为对比沟道沿程地下水水位变化与降水的关系, 选取降水集中的5—9月进行分析, 如图4(b)所示。随着高程的升高, 各月地下水水位总体均呈上升趋势, 研究期内5—9月的平均降水量按6月、7月、9月、8月、5月顺序依次递减, 但对应月份地下水水位随高程上升的平均变化速率依次递增, 与降水量成反比。随着高程的降低, 监测点S2~S6地下水水位呈现不同的变化, 但降水最多的6月地下水水位均值最高, 降水较少的8月地下水水位均值最低, 6月与8月的降水量相差39.2 mm, 地下水水位

均值相差 9.5 cm。位于最上游的监测点 S7 在 5—9 月地下水水位整体呈上升趋势(升高 6.6 cm),平均每月上升 1.7 cm,波动较小,这与降水最先补给沟道上游使得上游水位易达到饱和有关。

由于坡降较缓,优先受到山坡来水补给的上游容易在降水后短时间内达到饱和状态,越往上游地下水水位变化幅度越小,按监测点位置和地下水水位变化幅度将监测点 S2~S7 分为 S2(P1)、S3~S5(P2)、S6 与 S7(P3)3 组进行分析。其中,P1 组位于沟道下游,沟道坡降大,相对监测点 S1 坡度为 7.2°,地下水水位变化幅度大,受地形影响大;P2 和 P3 组的坡度相对较缓,平均为 2.8°和 3.6°,分别位于沟道中游和上游位置。因此,可按照 P1、P2 和 P3 的划分进一步分析地下水水位空间变化。图 5 为每组地下水水位均值时间变化趋势。



(a) 地下水水位与 RPE 变化



(b) 逐月平均地下水水位的离散系数变化

图 5 不同分组地下水水位均值变化趋势

如图 5(a) 所示,T1~T3 时段 RPE 在 5—10 月普遍远大于 1,最大达 48.8。当年 11 月至翌年 4 月由于降水偏少,RPE 较小,平均为 0.9,但由于冬季蒸散发也较小,故部分时间的 RPE 仍大于 1。结合 P1、P2 和 P3 组的每日地下水水位和 RPE 来看,地下水水位与 RPE 的峰值与谷值出现时间接近,如 2018 年 11 月 17 日的 RPE 为 25.0,次日 RPE 减小了 24.6,在随后的 100 d 内 RPE 均值为 0.2,该段时间 P1、P2、P3 组的水位也分别出现 66.9、66.7、17.9 cm 的下降,2018 年 7 月 8 日的 RPE 为 48.8,比 2018 年 7 月 7 日增大了 39.9,对应 3 组的地下水水位均呈现骤升现象,地下水水位平均上升 6.7 cm,最大上升 13.9 cm,两者升降趋势大致相同(图 5(a))。冬季降水少,但降水时 RPE 明显增大,对地下水水

位也有显著影响,RPE 为 25.0 时(2018 年 11 月 17 日),3 组的地下水水位均上升,平均上升 4.5 cm,最大上升 6.6 cm。

综上可知,地下水水位随着 RPE 增大而上升,说明在降水和蒸散发两个因素中,降水对泥炭湿地小流域的地下水水位影响更大。受气温影响,地下水水位在夏季受 RPE 影响大于冬季。此外,从研究期内逐月平均地下水水位的离散系数变化来看,均呈现夏季变化大、冬季变化小的规律,说明受降水和气温的影响,地下水水位在降水量大且气温高的夏季波动更大(图 5(b))。P2 组在 T3 时期出现了 1 个突变情况,这反映了 P2 组所处位置在降水后更容易快速饱和,而停止降水后水位又会快速下降。但在 T1 和 T2 时段内 P2 与 P1、P3 组的波动幅度接近,且未出现突变现象,P1 和 P3 组在 T1~T4 时段内的波动幅度相近且较小,这间接反映了处在沟道中部的 P2 组附近的泥炭湿地蓄水功能在减退。

3.2 沟道径流变化

由于 2018 年和 2020 年对沟道宽度和深度测量时间相差 2 年,沟道发生了一定程度的冲淤变形和断面形状改变,有较大误差,故只选取 2020 年 8 月 1 日的测量结果对断面水深-流量关系进行分析。由断面数据反推平均糙率得到 $n=0.04$ 、 $S=0.001$,而假定糙率反推平均水力坡降得到 $n=0.04$ 时 $S \approx 0.001$,两种方法计算得出的平均水力坡降 S 相同,说明所采用的计算方法合理,故确定 $n=0.04$ 、 $S=0.001$ 。因平均河宽 $W=0.85$ m,故由式(3)可得断面水深-流量关系式为

$$Q = 0.603 H^{5/3} / (0.85 + 2H)^{2/3} \quad (4)$$

不同时刻的断面水深采用假定沟道底部不变的确定法推求得到,计算结果表明,T1~T4 时段最大断面水深分别为 0.25、0.28、0.22、0.20 m,断面水深年际变化较小。依式(4)推求日流量,得到沟道出口的日流量过程线如图 6 所示,监测期内沟道最大日流量约为 $0.057 \text{ m}^3/\text{s}$ 。

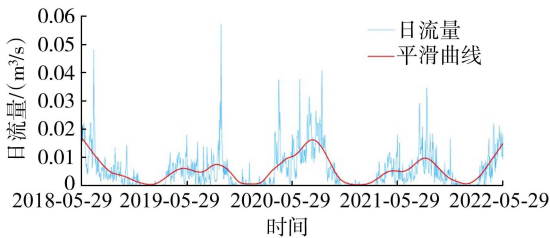


图 6 沟道出口的流量过程

4 结 论

a. 黄河源若尔盖盆地典型泥炭湿地小流域地下水水位的年内变化与降水量变化存在相同的趋

势,上游监测点的水位差均小于下游监测点的水位差,而且越往下游地下水水位波动越剧烈,下游地下水水位明显低于上游,这表明沟道中部附近泥炭湿地的蓄水能力在减退。

b. 泥炭湿地小流域地下水水位变化主要受到降水和蒸散发变化的影响。地下水水位峰值出现在降水量最多的月份,谷值出现在降水量最少的月份,与 RPE 的峰值、谷值出现时间也相近,地下水水位随着 RPE 的增大而上升,降水是主要影响因素。

c. 根据水力学方法和水位计测量数据,给出了泥炭湿地小流域的沟道断面水深-流量经验关系公式,可用于计算日流量过程线,这对认识泥炭湿地的年内储水量变化具有参考价值。

参考文献:

[1] 高欣,王慧,李国爽,等. 湿地碳汇功能探讨:以泥炭地和沼泽湿地为例[J]. 中国农业文摘:农业工程,2018,30(6):20-21. (GAO Xin,WANG Hui,LI Guoshuang,et al. Carbon sink function of wetland; a case study of peatland and marsh wetland [J]. Agricultural Science and Engineering in China,2018,30(6):20-21. (in Chinese))

[2] CHEN Huai, YANG Gang, PENG Changhui, et al. The carbon stock of alpine peatlands on the Qinghai-Tibetan Plateau during the Holocene and their future fate [J]. Quaternary Science Reviews: The International Multidisciplinary Review Journal,2014,95:151-158.

[3] 周冰玉,李志威,田世民,等. 黄河源区水源涵养能力研究综述[J]. 水利水电科技进展,2022,42(4):87-93. (ZHOU Bingyu,LI Zhiwei,TIAN Shimin,et al. A review on water conservation capacity in Yellow River source region[J]. Advances in Science and Technology of Water Resources,2022,42(4):87-93. (in Chinese))

[4] ZHANG Wenjiang, YI Yonghong, SONG Kechao, et al. Hydrological response of alpine wetlands to climate warming in the eastern Tibetan Plateau [J]. Remote Sensing,2016,8(4):8040336.

[5] LI Zhiwei,WANG Zhaoyin,BRIERLEY G,et al. Shrinkage of the Ruorgai swamp and changes to landscape connectivity, Qinghai-Tibet Plateau [J]. CATENA, 2015, 126:155-163.

[6] 侯晓臣,孙伟,李建贵,等. 森林生态系统水源涵养能力计量方法研究进展与展望[J]. 干旱区资源与环境,2018,32(1):121-127. (HOU Xiaochen,SUN Wei,LI Jiangui,et al. The progress of research and forecast on the quantification of the forest water conservation capacity [J]. Journal of Arid Land Resources and Environment, 2018,32(1):121-127. (in Chinese))

[7] SHENG Yu, MA Shuai, CAO Wei, et al. Spatiotemporal changes of permafrost in the Headwater Area of the Yellow

River under a changing climate[J]. Land Degradation & Development,2020,31(1):133-152.

[8] LI Zhiwei, GAO Peng. Impact of natural gullies on groundwater hydrology in the Zoige peatland, China [J]. Journal of Hydrology:Regional Studies,2019,21:25-39.

[9] CHENG Guodong,ZHAO Lin,LI Ren,et al. Characteristic changes and impacts of permafrost on Qinghai-Tibet Plateau [J]. Chinese Science Bulletin, 2019, 64 (27): 2783-2795.

[10] 彭轩明,吴青柏,田明中. 黄河源区地下水位下降对生态环境的影响 [J]. 冰川冻土,2003(6):667-671. (PENG Xuanming,WU Qingbai,TIAN Mingzhong. The effect of groundwater table lowering on ecological environment in the Headwaters of the Yellow River [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2003 (6): 667-671. (in Chinese))

[11] FOSSEY M, ROUSSEAU A N. Assessing the long-term hydrological services provided by wetlands under changing climate conditions: a case study approach of a Canadian Watershed [J]. Journal of Hydrology, 2016, 541: 1287-1302.

[12] 董李勤,章光新. 全球气候变化对湿地生态水文的影响研究综述 [J]. 水科学进展,2011,22(3):429-436. (DONG Liqin,ZHANG Guangxin. Review of the impacts of climate change on wetland ecohydrology [J]. Advances in Water Science,2011,22(3):429-436. (in Chinese))

[13] 李志威,王兆印,张晨笛,等. 若尔盖沼泽湿地的萎缩机制 [J]. 水科学进展,2014,25(2):172-180. (LI Zhiwei,WANG Zhaoyin,ZHANG Chendi,et al. A study on the mechanism of wetland degradation in Ruorgai swamp [J]. Advances in Water Science,2014,25(2):172-180. (in Chinese))

[14] LI Zhiwei,GAO Peng,HU Xuyue,et al. Coupled impact of decadal precipitation and evapotranspiration on peatland degradation in the Zoige Basin, China [J]. Physical Geography,2020,41(2):145-168.

[15] RAMCHUNDER S J, BROWN L E, HOLDEN J. Environmental effects of drainage, drain-blocking and prescribed vegetation burning in UK Upland Peatlands[J]. Progress in Physical Geography,2009,33(1):49-79.

[16] PRICE J S, HEATHWAITE A L, BAIRD A J. Hydrological processes in abandoned and restored peatlands: an overview of management approaches [J]. Wetlands Ecology & Management,2003,11(1/2):65-83.

[17] PAUL H G, GERALD A W, EVILLE G, et al. The patterned mires of the Red Lake Peatland, Northern Minnesota: vegetation, water chemistry and landforms [J]. The Journal of Ecology,1981,69:575-599.

[18] LUO Dongliang, JIN Huijun, BENISE V F, et al. Hydrothermal processes of near-surface warm permafrost in response to strong precipitation events in the Headwater

Area of the Yellow River,Tibetan Plateau[J]. Geoderma, 2020,376:114531.

[19] WU Yanfeng,ZHANG Guangxin. A review of hydrological regulation functions of watershed wetlands[J]. Advances in Water Science,2021,32(3):458-469.

[20] 王国庆,张建云. 环境变化的径流效应研究进展及黄河水源涵养区研究展望[J]. 水资源保护,2024,40(2):1-8. (WANG Guoqing,ZHANG Jianyun. Research progress on runoff effects of environmental changes and prospects for research on the Yellow River water source conservation area[J]. Water Resources Protection,2024,40(2):1-8. (in Chinese))

[21] 左其亭,王骄阳,杨峰,等. 水源涵养相关概念辨析及水源涵养能力计算方法[J]. 水利水电科技进展,2022,42(2):13-19. (ZUO Qiting,WANG Jiaoyang,YANG Feng, et al. Concept analysis of water conservation and calculation methods of water conservation capacity[J]. Advances in Science and Technology of Water Resources, 2022,42(2):13-19. (in Chinese))

[22] 周冰玉,李志威,游宇驰,等. 2015 年黄河源区泥炭地分布及其空间差异性[J]. 湿地科学,2021,19(5):543-550. (ZHOU Bingyu, LI Zhiwei, YOU Yuchi, et al. Distribution and spatial differences of peatlands in the Source Region of the Yellow River in 2015[J]. Wetland Science,2021,19(5):543-550. (in Chinese))

[23] 鲁瀚友,李志威,胡旭跃,等. 若尔盖高原径流量变化与储水量计算[J]. 水资源与水工程学报,2019,30(6):12-18. (LU Hanyou, LI Zhiwei, HU Xuyue, et al. Estimation of runoff change and water storage in Zoige Plateau[J]. Journal of Water Resources and Water Engineering,2019,30(6):12-18. (in Chinese))

[24] LI Binqun,YU Zhongbo,LIANG Zhongming,et al. Effects of climate variations and human activities on runoff in the Zoige alpine wetland in the Eastern Edge of the Tibetan Plateau[J]. Journal of Hydrologic Engineering,2014,19(5):1026-1035.

[25] WANG Taihua, YANG Hanbo, YANG Dawen, et al. Quantifying the streamflow response to frozen ground degradation in the Source Region of the Yellow River within the Budyko framework[J]. Journal of Hydrology, 2018,558:301-313.

[26] ALLEN R G, PEREIRA L S, RAES D, et al. Crop evapotranspiration guidelines for computing crop water requirements (Irrigation and Drainage Paper 56) [R]. Rome:FAO,1998.

[27] 李志威,孙萌,游宇驰,等. 若尔盖高原实际蒸散量变化规律研究[J]. 生态环境学报,2017,26(8):1317-1324. (LI Zhiwei, SUN Meng, YOU Yuchi, et al. Change of actual evapotranspiration in the Zoige Plateau[J]. Journal of Eco-Environment, 2017, 26 (8): 1317-1324. (in Chinese))

(收稿日期:2023-06-01 编辑:熊水斌)

+++++

(上接第 12 页)

[12] WUNDER S, TREVISSON M, HECKELE C, et al. Near wake of emergent vegetation patches in shallow flow[J]. E3S Web of Conferences,2018,40:438-444.

[13] OKAMOTO T A, NEZU I. Spatial evolution of coherent motions in finite-length vegetation patch flow [J]. Environmental Fluid Mechanics,2013,13(5):417-434.

[14] LIU D,DIPLAS P,HODGES C C,et al. Hydrodynamics of flow through double layer rigid vegetation [J]. Geomorphology,2010,116(3/4):286-296.

[15] HUAI Wenxin,ZENG Yuhong,XU Z G,et al. Three-layer model for vertical velocity distribution in open channel flow with submerged rigid vegetation [J]. Advances in Water Resources,2009,32(4):487-492.

[16] HUAI Wenxin,WANG Weijie,HU Yang,et al. Analytical model of the mean velocity distribution in an open channel with double-layered rigid vegetation [J]. Advances in Water Resources,2014,69:106-113.

[17] ANJUM N, TANAKA N. Numerical investigation of velocity distribution of turbulent flow through vertically double-layered vegetation [J]. Water Science and Engineering,2019,12(4):319-329.

[18] RAHIMI H R, TANG X, SINGH P. Experimental and numerical study on impact of double layer vegetation in open channel flows [J]. Journal of Hydrologic Engineering,2020,25(2):04019064.

[19] 罗晶,杨具瑞,谭毅源,等. 湿地刚性植物对水流结构影响的三维数值模拟[J]. 水电能源科学,2010,28(1):86-88. (LUO Jing,YANG Jurui,TAN Yiyuan,et al. Three dimensional numerical simulation of flow structure effect of wetland rigid plant growth [J]. Water Resources and Power,2010,28(1):86-88. (in Chinese))

[20] ASIF M, GHANI U, PASHA G A, et al. 3D numerical investigation of flow behavior in an open channel with uniform and layered vegetation patches under varying submergence conditions [J]. Ain Shams Engineering Journal,2024,15(1):102288.

[21] 王雯,槐文信. 刚性淹没双层植被明渠水流紊流特性研究[J]. 四川大学学报(工程科学版),2014,46(1):61-67. (WANG Wen,HUAI Wenxin. Turbulence structure of open channel flow through double layer rigid submerged vegetation[J]. Journal of Sichuan University (Engineering Science Edition),2014,46(1):61-67. (in Chinese))

[22] ANJUM N, TANAKA N. Study on the flow structure around discontinued vertically layered vegetation in an open channel [J]. Journal of Hydrodynamics, 2020, 32 (3):454-467.

(收稿日期:2023-11-09 编辑:俞云利)