

# 基于 Visual MODFLOW 的若尔盖泥炭湿地小流域地下水运动与排水过程研究

刘紫萱<sup>1</sup>, 李志威<sup>2</sup>, 鲁瀚友<sup>3</sup>, 黄 草<sup>1</sup>, 田世民<sup>4</sup>

(1. 长沙理工大学水利与海洋工程学院, 湖南 长沙 410114; 2. 武汉大学水资源工程与调度全国重点实验室, 湖北 武汉 430072; 3. 湖南省水利水电科学研究院, 湖南 长沙 410007; 4. 黄河水利科学研究院, 河南 郑州 450003)

**摘要:**为揭示泥炭湿地地下水运动规律,以若尔盖黑河上游典型泥炭湿地小流域为例,基于 Visual MODFLOW 分区域构建了小流域内溯源侵蚀沟道沿程地下水运动的数值模型,模拟了不同沟道形态下的地下水动态变化特征。结果表明:泥炭湿地地下水运动受降水、沟道、地形因素的共同影响;降水量增加会加速地下水向沟道运动,泥炭湿地达到饱和后运动速度达到最大,降水作用减弱;沟道深度增加会提高地下水排出速度,扩大疏干带范围,沟道发育至切穿泥炭层后排水能力是未切穿泥炭层时的 3.21 倍;地下水水力梯度与地形坡度之间存在显著的线性关系。

**关键词:**地下水运动;泥炭湿地;沟道下切;Visual MODFLOW

**中图分类号:**P931.7;TV121<sup>+</sup>.3 **文献标志码:**A **文章编号:**1006-7647(2025)03-0016-07

**Study on groundwater movement and drainage process in a small watershed of Zoige Peatland based on Visual MODFLOW**//LIU Zixuan<sup>1</sup>, LI Zhiwei<sup>2</sup>, LU Hanyou<sup>3</sup>, HUANG Cao<sup>1</sup>, TIAN Shimin<sup>4</sup>(1. School of Hydraulic and Ocean Engineering, Changsha University of Science & Technology, Changsha 410114, China; 2. State Key Laboratory of Water Resources Engineering and Management, Wuhan University, Wuhan 430072, China; 3. Hunan Institute of Water Resources and Hydropower Research, Changsha 410007, China; 4. Yellow River Institute of Hydraulic Research, Zhengzhou 450003, China)

**Abstract:** In order to reveal the groundwater movement rule of peatland, using a typical peatland watershed in the upper Heihe River in the Zoige Basin as an example, a numerical model of groundwater movement along the headward erosion channel in the watershed was set up based on Visual MODFLOW, and the groundwater dynamics under different channel morphologies were simulated. The results show that groundwater movement in the peatland is influenced by precipitation, gully, and terrain. The increase of precipitation will accelerate the movement of groundwater to the gully, and the movement speed reaches the maximum after the peatland reaches saturation, and the effect of precipitation is weakened. The increase of gully depth will speed up the rate of groundwater discharge and enlarge the area of drainage zone, and the drainage capacity of the gully after cutting through the peat layer is 3.21 times that of the gully without cutting through the peat layer. There is a significant linear relationship between groundwater hydraulic gradient and topographic slope.

**Key words:** groundwater dynamics; peatland; gully incision; Visual MODFLOW

泥炭是由植物凋落物在水体淹没、缺氧、不完全腐烂的情况下逐渐形成的松软沉积体,在水源涵养、固碳、保护生物多样性等方面具有重要作用<sup>[1]</sup>。在独特的水文、地质地形和气候条件下,青藏高原东北部的若尔盖盆地形成了我国面积最大的高寒泥炭湿地,其中水文条件是首要因素。1960 年以来,在气候变化、人工沟渠排水、沟道侵蚀等多种因素的共同作用下,若尔盖泥炭湿地明显退化,地下水位下降,

出现了湿地面积缩减、土地沙漠化、草原沙化等现象<sup>[2-4]</sup>。然而,泥炭湿地的动态变化与地下水运动存在密切关系,尚缺少原位监测研究。

地下水位作为湿地水文过程的重要组成部分,是泥炭形成与调蓄水源的关键因素。已有研究表明,湿地萎缩的主要原因是自然水系的溯源侵蚀和人工沟渠的疏干排水作用加快了丰水期的排水过程和枯水期的脱水过程,从而减少了湿地的积水面积

**基金项目:**国家自然科学基金项目(U2243214,52442908)

**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

和蓄水量<sup>[5-8]</sup>。1960—2000年,若尔盖湿地的地下水位平均下降了5~10 cm<sup>[9]</sup>,部分草原雨季仅呈现过湿状态,并无明显积水,导致泥炭层中含水量减少,泥炭层直接暴露在空气中,土壤性质恶化加剧<sup>[10-12]</sup>。已有学者针对若尔盖泥炭湿地的地下水开展研究。例如:杨娇等<sup>[13-14]</sup>发现水位下降会改变土壤呼吸组分,导致自养呼吸下降,异养呼吸增强,长期来看会使土壤呼吸显著增强,增加土壤碳排放;周冰玉等<sup>[15-17]</sup>通过地下水监测分析了若尔盖湿地地下水位变化情况,发现地下水位季节变化差异大,夏季水位高,冬季水位相对较低,与降水变化过程趋于同步;鲁瀚友等<sup>[18-20]</sup>通过构建泥炭湿地数值模型,证明了沟道排水对湿地地下水位波动的重要影响,并且该影响具有很强的横向距离的衰减性。因此,研究泥炭层中地下水运动对不同因素的响应过程,对揭示泥炭湿地地下水运动及水源涵养具有重要的科学意义。

Visual MODFLOW 是一款三维地下水流模拟和溶质运移模拟评价的标准可视化专业软件,在国内外应用广泛。例如:Trambauer 等<sup>[21]</sup>基于 Visual MODFLOW 讨论了低地泥炭区地下水流动模拟模型概念的有效性;Cedrick 等<sup>[22]</sup>构建了大尺度稳态和瞬态区域模型研究区域地下水流动态;Xue 等<sup>[23]</sup>将其应用于矿区开采后的地下水分布数值模拟;李志威等<sup>[24]</sup>利用该软件分析了小流域泥炭地的水量平衡。可见,将 Visual MODFLOW 应用于泥炭地地下水运动数值模拟具有较高的可行性。

本文采用 Visual MODFLOW 构建小流域地下水运动数值模型,利用2020年地下水位监测数据对模型进行验证,通过模拟结果分析2020年沟道附近地下水运动情况与运动规律,阐明地下水运动对气象因素和地形因素的响应,以期为揭示黄河源泥炭湿地地下水的疏干机理与湿地水源涵养保护提供参考。

## 1 研究区概况

研究区域位于黑河上游的麦曲支流,属于高原寒温带季风气候,多年平均降水量为765 mm,其内分布有大面积的泥炭湿地。该区域是一个三面为高寒草甸环包的泥炭湿地小流域,面向下游的左坡、右坡和上游坡面的坡度分别为13.6°、6.7°、10.3°,流域面积约0.844 km<sup>2</sup>,内部有1条正在发生溯源侵蚀的自然沟道,沿沟道分布有约0.289 km<sup>2</sup>的泥炭湿地,地表为草甸覆盖,中间为泥炭土,下层为粉砂层或基岩层,具有弱透水性。

沟道沿水流方向存在不同程度的下切现象,从

上游到下游共设7个监测点(S1~S7),其中S1位于沟道出口位置,S2~S7沿沟道分布(图1),最上游S7处沟道下切深度为0.31 m,从上游到下游下切深度不断增加,S2处下切深度为1.50 m,两者相差1.19 m,这反映了小流域内沟道正在发生溯源侵蚀。从实地考察情况来看,沟道在S2处已可观察到粉砂层,说明该处已切穿泥炭层。

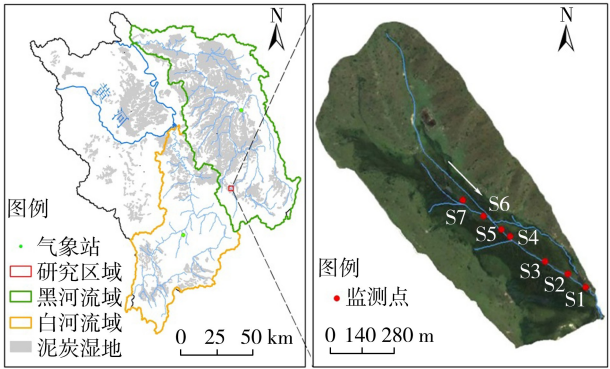


图1 泥炭湿地小流域位置及监测点分布

## 2 研究方法和数据来源

### 2.1 野外测量数据

在各监测点布设型号为U20L-04的HOBO自计水位计,S2~S7处的水位计分别布设在距离沟道边缘5.3、2.2、4.0、3.2、4.8、6.3 m处。为确保数据的准确性,利用钢管对其与地表进行固定与标记,保持水位计探头位置不变。设置采样时间间隔为1 h,自2018年5月起对小流域展开连续4 a的地下水原位监测,均匀收集地下水位数据,根据降水情况选取2020年数据用于模型验证。

### 2.2 气象数据

研究区域内没有气象站,距离最近的气象站为红原站。日降水数据来源于中国气象数据网的中国地面基本气象观测数据红原站2020年气象数据,根据FAO56推荐的Penman-Monteith公式<sup>[25-26]</sup>计算潜在蒸散发量 $ET_0$ ,再将各类下垫面面积作为权重因子计算实际蒸散发量<sup>[27-28]</sup>,得到2020年日降水量和蒸散发量变化,如图2所示。

根据我国气象部门降水等级的划分标准,24 h降水量小于10.0 mm时为小雨,10.0~25.0 mm时为中雨,25.0~50.0 mm时为大雨,大于或等于50.0 mm时为暴雨。研究区年内最大日降水量为34.1 mm,未达到暴雨级别,全年无雨日为175天,小雨日为156天,中雨日为29天,大雨日为6天。2020年全年降水量为1032.5 mm,5—9月降水量占全年的76.12%,6月降水量为228.4 mm,达到全年最大,随后逐月降低。2020年全年蒸散发量为

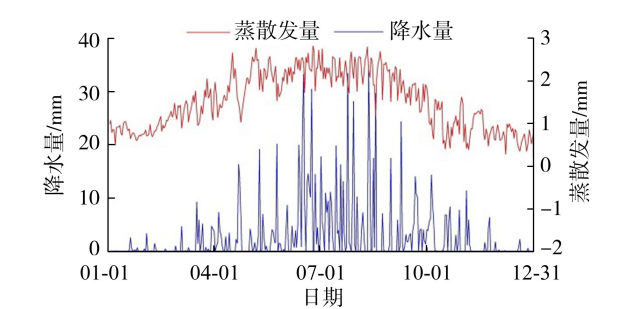


图2 2020年红原站日降水量与日蒸发量数据

560.91 mm,蒸发量从1月开始逐月增加,7月是全年蒸发量最大的月份,达到70.2 mm,随后逐月降低,5—9月蒸发量占全年的58.92%。

2.3 区域划分与模型构建

由于小流域内高程落差较大,上游监测点S7与下游监测点S2的高程相差18.0m,整个泥炭地模拟过程中容易出现不收敛情况。针对研究区域内各监测点附近的沟道形态,以沟道沿程6个自计水位计为中心,划分模型构建的典型子区域,记作M2~M7。各子区域划分及沟道信息见表1。气象数据和水文地质参数保持一致,但内部沟道形态不同,其中M2子区域内沟道切穿泥炭层,M3~M7子区域内沟道未切穿泥炭层。地形条件根据研究区域高程值生成,M2~M5子区域内地形坡度较缓,而M6、M7子区域内地形坡度变化较大。模拟过程中对模拟范围进行有限差分,通过改变网格数量,将网格大小控制在约1 m<sup>2</sup>。

表1 模拟区域划分及沟道信息

| 子区域 | 面积/m <sup>2</sup> | 网格大小/m <sup>2</sup> | 沟道深度/m | 沟道宽度/m |
|-----|-------------------|---------------------|--------|--------|
| M2  | 4394.52           | 1.007               | 1.50   | 5.3    |
| M3  | 6168.14           | 0.999               | 0.80   | 3.0    |
| M4  | 7245.43           | 1.008               | 0.45   | 1.3    |
| M5  | 7381.56           | 1.003               | 0.39   | 1.6    |
| M6  | 8348.09           | 1.004               | 0.36   | 1.8    |
| M7  | 6344.51           | 1.007               | 0.31   | 1.2    |

模型构建两层土体,假设土体各向同性。上层为地表至泥炭层底部,选取地理空间数据云平台(<http://www.gscloud.cn>)提供的GDEM V3 30 m分辨率数据集,通过ArcGIS提取研究区域地面高程数值,在Visual MODFLOW中采用Kriging插值生成地表图层,实测M2子区域中沟道深度为1.50 m,已切穿泥炭层,野外观察沟道边壁处发现粉砂层裸露较少,结合前期试验模拟结果及野外实际情况,研究区域泥炭层厚度取1.40 m,泥炭层渗透系数取值范围为 $3.89\times10^{-6}\sim3.49\times10^{-5}$  m/s,通过调参最终确定取值为 $3\times10^{-5}$  m/s。下层为弱透水性的粉砂层,其渗透系数为 $1\times10^{-8}$  m/s,厚度无法测量,在模型构建时假定为10 m。

模型边界条件包括常水头边界和沟道边界,将人为划分的模拟区域边界作为模型边界,通过监测点地下水位计算各子区域边界处水头值,以瞬态输入的方式输入各模型边界处水头值,从而模拟边界水头的变动。研究区域内沟道边界条件通过RIV模块实现,该模块可用于模拟地表水体对地下水的调蓄作用;降水对地下水的补给通过RCH模块实现;蒸发通过EVT模块实现,地表以上以最大速率蒸发,泥炭层中随深度增加蒸发速度降低,超过最大影响深度后蒸发可忽略不计。

3 结果与分析

3.1 模拟误差分析

基于Visual MODFLOW选取研究区域2020年的实测数据进行地下水运动数值模拟。对比各监测点地下水位监测值与模拟值,模拟结果存在一定误差(表2),模拟子区域M2~M7的平均误差分别为-0.039、-0.155、-0.117、0.176、0.244、0.253,百分比偏差均在35%以内。该模型对大雨及暴雨天气模拟情况较差,模拟范围较小,排水主要来自蒸发和沟道排水,降水较大的情况下入渗过程较慢,部分降水无法及时下渗到泥炭层,便会形成地表径流,故在降水等级达到大雨时会产生相对较大的误差,M7子区域靠近上游坡面,地形更为复杂,降水更容易滞留形成地表径流,因此,最大误差相对较大。各子区域模拟的最大误差均出现在大雨日期,其余情况模拟良好。因此,模拟结果可以作为分析研究区域地下水运动的依据。

表2 数值模拟与实际监测地下水位的误差

| 子区域 | 最大误差/m | 最小误差/m | 平均误差/m | 平均绝对误差/m | 百分比偏差/% |
|-----|--------|--------|--------|----------|---------|
| M2  | 0.614  | -0.001 | -0.039 | 0.176    | 2.85    |
| M3  | -0.501 | -0.003 | -0.155 | 0.212    | 13.17   |
| M4  | 0.579  | -0.002 | -0.117 | 0.217    | 16.68   |
| M5  | 0.742  | 0.001  | 0.176  | 0.226    | 25.00   |
| M6  | 0.829  | 0.009  | 0.244  | 0.246    | 30.00   |
| M7  | 1.748  | -0.003 | 0.253  | 0.261    | 32.23   |

3.2 不同降水对地下水横向运动的影响

基于切穿泥炭层和未切穿泥炭层2类沟道,分别选取相距最近的子区域M2和M3分析地下水横向运动对降水的响应情况。子区域M2和M3在垂直沟道方向上5 m范围内平均水力梯度J在全年降水P变化下的分布情况如图3所示。

表3为不同降水等级下不同子区域的水力梯度均值和离散系数。无雨、小雨、中雨、大雨时切穿泥炭层沟道对应水力梯度均值分别为0.074、0.092、0.135、0.170,而未切穿泥炭层沟道对应水力梯度均

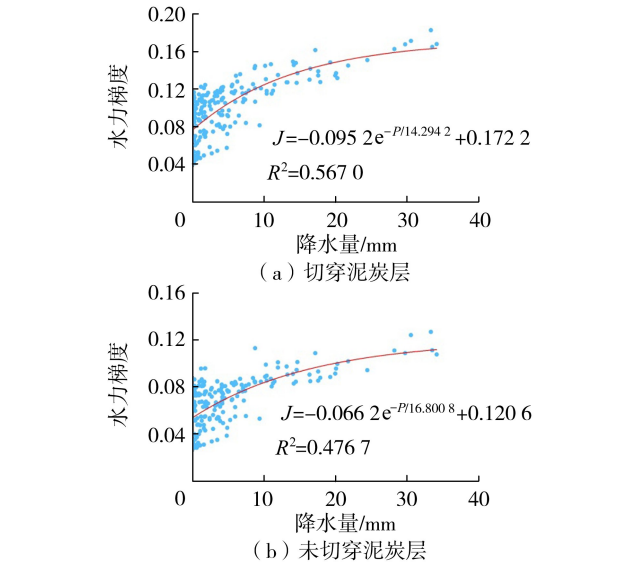


图3 水力梯度随降水量变化情况

表3 不同降水等级水力梯度均值和离散系数

| 降水等级 | 水力梯度均值 |       | 离散系数  |       |
|------|--------|-------|-------|-------|
|      | M2     | M3    | M2    | M3    |
| 无雨   | 0.074  | 0.054 | 0.335 | 0.338 |
| 小雨   | 0.092  | 0.063 | 0.278 | 0.296 |
| 中雨   | 0.135  | 0.092 | 0.085 | 0.075 |
| 大雨   | 0.170  | 0.115 | 0.042 | 0.073 |

值分别为0.054、0.063、0.092和0.115。2类沟道在垂直沟道方向上的水力梯度均随降水量增加而增加,说明降水量增加会加速地下水向沟道的横向运动。

切穿泥炭层沟道在无雨和3种降水等级对应水力梯度均值之间分别相差0.018、0.043、0.034,而未切穿泥炭层沟道分别相差0.009、0.029、0.023,均呈先增大后减小的趋势,这是因为中雨下渗后,地下水位上升程度大于小雨,而且接近饱和。大雨相较于中雨下渗后,地下水位上升空间减小,故水力梯度的增加幅度也会减小,说明降水对地下水运动的作用会随着泥炭层蓄水量的增加而减弱。沟道切穿泥炭层后,各降水等级之间的水力梯度均值变化幅度均大于未切穿泥炭层沟道,这说明切穿泥炭层沟道对降水的响应程度大于未切穿泥炭层沟道。

采用指数函数对2类沟道降水量与水力梯度关系进行拟合,切穿泥炭层沟道拟合曲线 $R^2$ 为0.5670,未切穿泥炭层沟道拟合曲线 $R^2$ 为0.4767,拟合情况良好。通过该拟合曲线计算得到未切穿泥炭层沟道和切穿泥炭层沟道,在降水量分别达到38mm和42mm时,对应水力梯度值基本不变(变化小于0.0005),说明沟道在切穿泥炭层后能更快排出地下水,在降水量达到42mm时地下水向沟道运动速度达到最大。

泥炭层地下水运动受当前降水和前期降水的共

同影响。当前降水直接通过入渗影响地下水运动,而前期降水下渗到泥炭层后,从沟道边壁排出泥炭层需要一定的时间,通过改变地下水位间接影响地下水运动。如2020年8月17日降水量为29.7mm,切穿泥炭层沟道与未切穿泥炭层沟道横向水力梯度分别为0.168和0.109,之后持续5天未降水,水力梯度逐日降低,且下降幅度也逐日减小,2020年8月22日的切穿泥炭层沟道与未切穿泥炭层沟道对应水力梯度分别为0.093和0.057,说明前期降水的影响会逐日减弱。

降水量为0mm时,切穿泥炭层沟道水力梯度与未切穿泥炭层沟道水力梯度对应离散系数分别为0.335、0.338。随着降水等级的增加,离散程度逐渐减小,在大雨情况下离散系数最小,切穿泥炭层沟道水力梯度与未切穿泥炭层沟道水力梯度对应离散系数分别为0.042和0.073,说明当前降水越小,受到前期降水的影响越大。

### 3.3 沟道沿程不同位置的地下水横向运动对比

为减小其他因素的影响,选取整体坡度相近且模拟范围内局部坡度变化小的子区域M2~M5,其整体坡度分别为0.025、0.030、0.024、0.031,对应沟道深度分别为1.50、0.80、0.45、0.39m。在子区域M2~M5中沿沟道各选取5个垂直沟道的断面(左右岸各18m),计算沟道边壁处年水力梯度均值,并减去沟道边壁处局部坡度,运用达西定律计算得到各断面沟道边壁处的单宽流量如表4所示。

表4 不同断面单宽渗流流量

| 子区域 | 单宽流量/( $10^{-7} \text{ m}^3/\text{s}$ ) |       |       |       |       | 均值    |
|-----|-----------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
|     | 断面1                                     | 断面2   | 断面3   | 断面4   | 断面5   |       |
| M2  | 52.22                                   | 56.60 | 54.98 | 66.12 | 54.22 | 56.83 |
| M3  | 4.15                                    | 11.71 | 12.64 | 22.02 | 20.18 | 14.14 |
| M4  | 3.23                                    | 4.89  | 4.44  | 4.54  | 3.33  | 4.09  |
| M5  | 2.69                                    | 1.52  | 5.26  | 3.76  | 3.62  | 3.37  |

模拟子区域M2~M5中沟道单宽流量均值分别为 $56.83 \times 10^{-7}$ 、 $14.14 \times 10^{-7}$ 、 $4.09 \times 10^{-7}$ 、 $3.37 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{s}$ ,随沟道深度增大而增大。在沟道未切穿泥炭层时沟道每加深0.1m,排水能力增大 $1.18 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{s}$ ,而沟道切穿泥炭层后,沟道每加深0.1m时对应排水能力增大 $3.79 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{s}$ ,是未切穿泥炭层沟道的3.21倍,说明随沟道深度的增加排水能力会增加,而且切穿泥炭层沟道相较于未切穿泥炭层沟道具有更强的排水性。

在各断面上每隔1.5m取一个位置,分别向两岸取到18m处,计算其实际水力梯度 $J$ 和地形坡度 $i$ ,两者差值即在沟道作用下产生的水力梯度 $J_r$ ,地下水由远离沟道处向沟道运动时水力梯度为正值,反之则为负值。计算 $J_r$ 全年各断面均值,得到M2~

M5 中沟道两岸水力梯度变化情况如图 4 所示(沟道右岸距离为正,左岸距离为负)。模拟子区域 M3~M5 中靠近沟道处最大水力梯度分别为 0.059、0.030、0.029,随沟道深度增加而增加。然而,在沟道切穿泥炭层时,子区域 M2 中靠近沟道处最大水力梯度为 0.126,明显大于未切穿泥炭层沟道。随着与沟道边缘距离的增加,水力梯度向两岸逐渐减小,说明沟道对地下水的疏干作用以沟道为中心向两侧逐渐减弱。

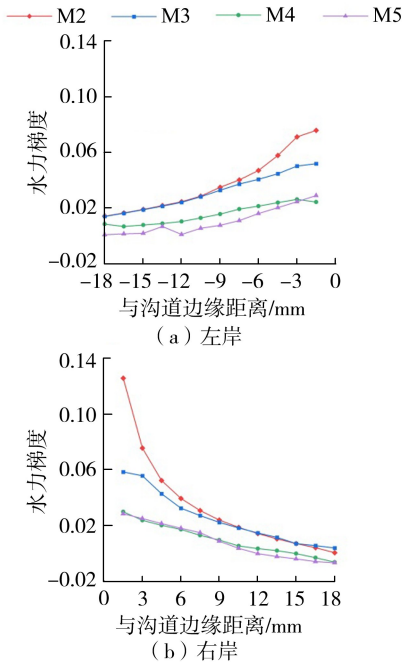


图 4 沟道两侧水力梯度变化

模拟子区域 M4 和 M5 分别在与沟道边缘距离大于 16.5 m 和 13.5 m 后水力梯度为负值,即超过这个距离后水力梯度方向为远离沟道方向,说明已不再受沟道影响。但是,水力梯度仍存在 0.003 以内的波动,所以认为水力梯度变化程度不超过 0.003 时不再受沟道影响。计算得各断面疏干带宽度如表 5 所示。疏干带的范围随沟道深度增加而增加,也受到具体地形的共同影响出现波动。小流域范围内沟道切穿泥炭层部分疏干带最宽可达到约 16.5 m,未切穿泥炭层部分上游 0.39 m 深的沟道也可形成最大 9.75 m 的疏干带。疏干作用在沟道边壁处最强,导致边壁处的地下水最先流失,从而导致边壁处泥炭层土壤坍塌,沟道加宽,疏干带也会随之向两岸延伸,导致地下水进一步流失。

表 5 沟道沿程不同断面疏干带宽度

| 子区域 | 疏干带单侧宽度/m |       |       |       |       | 均值    |
|-----|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|
|     | 断面 1      | 断面 2  | 断面 3  | 断面 4  | 断面 5  |       |
| M2  | 14.25     | 12.00 | 15.75 | 14.25 | 16.50 | 14.55 |
| M3  | 13.50     | 11.25 | 13.50 | 11.25 | 12.75 | 12.45 |
| M4  | 9.75      | 8.25  | 7.50  | 12.00 | 12.75 | 10.05 |
| M5  | 8.25      | 9.75  | 9.75  | 9.00  | 8.25  | 9.00  |

3.4 地形坡度对地下水横向运动的影响

模拟子区域 M6 和 M7 范围位于沟道上游,沟道深度较浅,分别为 0.36 m 和 0.31 m,整体坡度较大,在地形坡度的作用下,沟道对地下水运动的作用不明显,且沟道各剖面局部坡度变化较大。因此,选取模拟子区域 M6 和 M7 的模拟结果用于分析地形坡度对地下水运动的影响。均匀选取模拟子区域内 10 个剖面,每个剖面上均匀取 10 个位置,将各位置之间高程差与横向距离的比值作为局部地形坡度  $i$ ,计算年内每日水力梯度并求得平均值  $J$ ,统计坡度与水力梯度之间的关系,如图 5 所示。水力梯度随地形坡度的增加而增加,且两者之间有明显的相关性,相关系数为 0.853 5。坡度大时地下水运动速度快,坡度小时地下水运动速度慢,地下水在地形的影响下由坡面上方向下方运动,在坡脚处地形坡度变缓,从而在坡脚处滞留,有利于泥炭地的稳定。

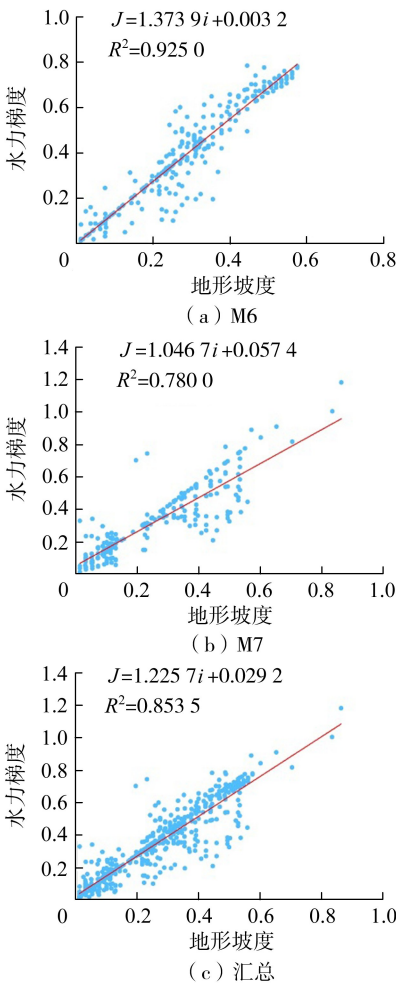


图 5 地形坡度与水力梯度的关系

单独分析子区域 M6 和 M7 中水力梯度与地形坡度之间的相关关系,子区域 M6 的相关系数高于子区域 M7,是因为子区域 M6 内坡度变化平缓,而子区域 M7 内地形更为复杂,存在地形坡度的骤变,

所以导致在坡度变化的拐点处,地形坡度较大的部分会受到影响导致水力梯度偏小,离散程度增大,从而使相关系数降低。

## 4 结 语

基于野外原位监测和 Visual MODFLOW 地下水数值模拟,按日尺度对若尔盖黑河上游典型泥炭湿地小流域内溯源侵蚀沟道的典型区域进行数值模拟,分析小流域 2020 年沟道附近地下水运动情况,发现地下水运动受降水、沟道形态、地形坡度等因素共同影响,得到如下结论:

a. 沟道作为地下水排出的主要途径,降水量增加会加速地下水向沟道运动,且作用逐日减小,泥炭层达到饱和时,地下水排出速度最快。

b. 溯源侵蚀沟道深度从上游到下游增加,对应排水能力增加。当沟道发育至切穿泥炭层后,排水能力明显增加,沟道切穿泥炭层时每 0.1 m 深度排水能力是未切穿泥炭层沟道的 3.21 倍。切穿泥炭层疏干带范围随深度增加而增加,沟道切穿泥炭层后疏干带范围可达到 16.5 m。

c. 地下水向坡脚运动,在坡脚处滞留,有利于泥炭层土壤稳定,地下水水力梯度与地形坡度之间存在明显的线性关系。

值得说明的是,研究区域内高程落差较大,且泥炭层较薄,与粉砂层厚度相差较大,Visual MODFLOW 模型在有限差分斜率过大较难收敛,故无法对整个流域范围内地下水运动状态进行模拟,只能分块后进行局部模拟,缺乏整体性。此外,该模型在大雨天气模拟误差较大,说明地表径流模拟不够完善;该流域内泥炭层厚度未具体打孔测量,无法对比泥炭层厚度变化对地下水运动的影响程度。

## 参考文献:

[ 1 ] 许培轩,熊银洪,陈天松,等. 若尔盖高寒草本沼泽土壤呼吸对水位下降的响应[J]. 生态学报,2023,43(22): 9247-9255. ( XU Peixuan, XIONG Yinhong, CHEN Tiansong, et al. Responses of soil respiration to water table drawdown in an alpine marsh on the Ruorgai Plateau [J]. Acta Ecologica Sinica, 2023, 43 ( 22 ) : 9247-9255. ( in Chinese ) )

[ 2 ] 崔巍,张学霞,张雪,等. 若尔盖县湿地稳态转换的水文地貌生态阈值[J]. 生态学报,2020,40(23): 8794-8804. ( CUI Yi, ZHANG Xuexia, ZHANG Xue, et al. Hydrological and geomorphologic ecological threshold of steady-state transformation of wetland in Zoige County, Sichuan Province [J]. Acta Ecologica Sinica, 2020, 40

(23): 8794-8804. ( in Chinese ) )

[ 3 ] 穆文彬,孙素艳,马伟希,等. 若尔盖湿地潜在蒸散量演变特征及影响因素分析[J]. 高原气象,2019,38(4): 716-724. ( MU Wenbin, SUN Suyan, MA Weixi, et al. Analysis on evolution characteristics and influencing factors on evapotranspiration of Zoige wetland [J]. Plateau Meteorology, 2019, 38 ( 4 ) : 716-724. ( in Chinese ) )

[ 4 ] 赵娜娜,王贺年,张贝贝,等. 若尔盖湿地流域径流变化及其对气候变化的响应[J]. 水资源保护,2019,35(5): 40-47. ( ZHAO Nana, WANG Henian, ZHANG Beibei, et al. Runoff variation in Zoige Wetland Basin and its response to climate change [J]. Water Resources Protection, 2019, 35 ( 5 ) : 40-47. ( in Chinese ) )

[ 5 ] WALLAGE Z E, HOLDEN J, MCDONALD A T. Drain blocking: an effective treatment for reducing dissolved organic carbon loss and water discolouration in a drained peatland[J]. Science of the Total Environment, 2006, 367 ( 2/3 ) : 811-821.

[ 6 ] LI Zhiwei, GAO Peng, YOU Yuchi. Characterizing hydrological connectivity of artificial ditches in Zoige peatlands of Qinghai-Tibet Plateau [J]. Water, 2018, 10 ( 10 ) : 1364.

[ 7 ] 傅斌,王新宇. 若尔盖湿地生态资产保护与利用[J]. 中国国土资源经济,2023,36(8): 42-49. ( FU Bin, WANG Xinyu. Protection and utilization of eco-asset in Ruorgai wetland [J]. Natural Resource Economics of China, 2023, 36 ( 8 ) : 42-49. ( in Chinese ) )

[ 8 ] 赵铜铁钢,吴迪熠,杨振华,等. 粤港澳大湾区滨海自然与人工湿地演变及驱动因素分析[J]. 水资源保护, 2024, 40 ( 6 ) : 38-47. ( ZHAO Tongtiegang, WU Diyi, YANG Zhenhua, et al. Evolution of coastal natural and constructed wetlands and its driving factor analysis in Guangdong-Hong Kong-Macao Greater Bay Area [J]. Water Resources Protection, 2024, 40 ( 6 ) : 38-47. ( in Chinese ) )

[ 9 ] 陈允腾,赵新朋,张文婕,等. 不同排水强度调控若尔盖泥炭地植被群落变化并影响植物碳供给[J]. 林业与生态科学,2023,38(4): 434-442. ( CHEN Yunteng, ZHAO Xinpeng, ZHANG Wenjie, et al. Different drainage intensities regulate vegetation community changes and affect plant carbon supply in Zoige peatland [J]. Forestry and Ecological Sciences, 2023, 38 ( 4 ) : 434-442. ( in Chinese ) )

[ 10 ] WICKLAND K P, NEFF J C. Decomposition of soil organic matter from boreal black spruce forest: environmental and chemical controls [J]. Biogeochemistry, 2008, 87 ( 1 ) : 29-47.

[ 11 ] 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))
- [12] 杨永兴. 若尔盖高原生态环境恶化与沼泽退化及其形成机制[J]. *山地学报*, 1999, 17(4): 318-323. (YANG Yongxing. Ecological environment deterioration, mire degeneration and their formation mechanism in the Zoige Plateau[J]. *Journal of Mountain Research*, 1999, 17(4): 318-323. (in Chinese))
- [13] 杨娇, 厉恩华, 蔡晓斌, 等. 湿地植物对水位变化的响应研究进展[J]. *湿地科学*, 2014, 12(6): 807-813. (YANG Jiao, LI Enhua, CAI Xiaobin, et al. Research progress in response of plants in wetlands to water level change[J]. *Wetland Science*, 2014, 12(6): 807-813. (in Chinese))
- [14] METCALFE D B, FISHER R A, WARDLE D A. Plant communities as drivers of soil respiration: pathways, mechanisms, and significance for global change [J]. *Biogeosciences*, 2011, 8(8): 2047-2061.
- [15] 周冰玉, 李志威, 鲁瀚友, 等. 若尔盖泥炭小流域地下水水位的时空变化规律[J]. *水资源与水工程学报*, 2021, 32(5): 118-125. (ZHOU Bingyu, LI Zhiwei, LU Hanyou, et al. Spatio-temporal variation of groundwater level in a small Zoige peatland catchment [J]. *Journal of Water Resources and Water Engineering*, 2021, 32(5): 118-125. (in Chinese))
- [16] 祝玮, 温平, 顾海军, 等. 若尔盖高寒湿地花湖周边地下水潜水埋深监测[J]. *四川林业科技*, 2021, 42(2): 57-61. (ZHU Wei, WEN Ping, GU Haijun, et al. Monitoring of groundwater depth around Huahu Lake in Zoige Alpine Wetland [J]. *Journal of Sichuan Forestry Science and Technology*, 2021, 42(2): 57-61. (in Chinese))
- [17] 刘紫萱, 周冰玉, 李志威, 等. 黄河源区典型泥炭湿地地下水水位时空变化及流量过程[J]. *水利水电科技进展*, 2024, 44(3): 27-33. (LIU Zixuan, ZHOU Bingyu, LI Zhiwei, et al. Spatiotemporal change of groundwater level and discharge process in a typical peatland watershed in Source Region of Yellow River [J]. *Advances in Science and Technology of Water Resources*, 2024, 44(3): 27-33. (in Chinese))
- [18] 鲁瀚友, 李志威, 胡旭跃. 基于 VMOD 模型的若尔盖泥炭沼泽地下水数值模拟[J]. *生态与农村环境学报*, 2019, 35(4): 442-450. (LU Hanyou, LI Zhiwei, HU Xuyue. Numerical simulation of local peatland groundwater in the Zoige Plateau using the Visual MODFLOW [J]. *Journal of Ecology and Rural Environment*, 2019, 35(4): 442-450. (in Chinese))
- [19] LI Zhiwei, GAO Peng, LU Hanyou. Dynamic changes of groundwater storage and flows in a disturbed alpine peatland under variable climatic conditions[J]. *Journal of Hydrology*, 2019, 575: 557-568.
- [20] LI Mei, LI Lianxia, LIAO Huasheng, et al. The influence of drainage on wetland degradation in Zoige Plateau [J]. *Disaster Advances*, 2012, 5(4): 659-666.
- [21] TRAMBAUER P, NONNER J, HEIJKERS J, et al. On the validity of modeling concepts for the simulation of groundwater flow in lowland peat areas: case study at the Zegveld experimental field [J]. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2011, 15(9): 3017-3031.
- [22] CEDRICK M M, ALEXANDER A, NOBERT J, et al. Modeling groundwater flow under chaotic urbanization constraints in Kinshasa Capital Region (D. R. Congo) [J]. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 2021, 124: 102985.
- [23] XUE Sen, LIU Yu, LIU Shiliang, et al. Numerical simulation for groundwater distribution after mining in Zhuanlongwan mining area based on visual MODFLOW [J]. *Environmental Earth Sciences*, 2018, 77(11): 400.
- [24] 李志威, 鲁瀚友, 胡旭跃. 若尔盖高原典型泥炭湿地水量平衡计算[J]. *水科学进展*, 2018, 29(5): 655-666. (LI Zhiwei, LU Hanyou, HU Xuyue. Numerical simulation of dynamic water budget in a typical peatland of Zoige Plateau based on MODFLOW and field in-situ monitoring [J]. *Advances in Water Science*, 2018, 29(5): 655-666. (in Chinese))
- [25] ALLEN R G, PEREIRA L S, RAES D, et al. Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements: FAO Irrigation and Drainage Paper 56[R]. Rome: FAO, 1998.
- [26] 张永生, 陈喜, 高满, 等. 不同气候区潜在蒸散发全局敏感性分析[J]. *河海大学学报(自然科学版)*, 2017, 45(2): 137-144. (ZHANG Yongsheng, CHEN Xi, GAO Man, et al. Global sensitivity analysis of potential evapotranspiration indifferent climatic regions [J]. *Journal of Hohai University (Natural Sciences)*, 2017, 45(2): 137-144. (in Chinese))
- [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]. *Ecology and Environment Sciences*, 2017, 26(8): 1317-1324. (in Chinese))
- [28] 刘安花, 李英年, 薛晓娟, 等. 高寒草甸蒸散量及作物系数的研究[J]. *中国农业气象*, 2010, 31(1): 59-64. (LIU Anhua, LI Yingnian, XUE Xiaojuan, et al. Study on evapotranspiration and crop coefficient of the Alpine Meadows in the Haibei area [J]. *Chinese Journal of Agrometeorology*, 2010, 31(1): 59-64. (in Chinese))

(收稿日期: 2024-04-23 编辑: 俞云利)