

王紫燕,姜光辉,郭芳,等. 桂林甌皮岩地下水与地表水的水力交互作用[J]. 中国岩溶, 2017, 36(5): 659-667.  
DOI:10. 11932/karst2017y34

## 桂林甌皮岩地下水与地表水的水力交互作用

王紫燕<sup>1,2</sup>, 姜光辉<sup>2</sup>, 郭芳<sup>2</sup>, 苑晓雨<sup>2</sup>, 曾莘茹<sup>1,2</sup>

(1. 西南大学地理科学学院/岩溶环境重庆市重点实验室, 重庆 400715;

2. 中国地质科学院岩溶地质研究所/国土资源部、广西岩溶动力学重点实验室, 广西 桂林 541004)

**摘要:** 桂林甌皮岩遗址地处典型的峰林平原区, 面临地下水运动破坏遗址区稳定性的问题。为掌握水塘岩溶渗漏过程特征, 揭示遗址保护区岩溶地下水与地表水的相互作用, 保护遗址区的稳定性, 分析了遗址保护区地下水与地表水的水位动态特征, 并根据岩溶地下水与地表水系统的水均衡要素建立水箱模型的基本物理结构和水塘水位衰减方程, 将模拟水位与实际水位对比分析, 量化地表水与降雨及遗址洞地下水之间的相互关系。水塘水位动态与地下水水位动态存在水位高差、上升起点、衰减速度和峰值滞后的差异性, 两者动态过程的差异反映遗址区岩溶介质的沟通能力较强; 地表水渗漏过程主要控制因素是水塘底部的岩溶渗漏能力; 地下水补给地表水塘的方式以主径流带管道流集中补给为主。遗址区地下水与地表水的水力交互作用表现出强烈的动态模式, 地下水与地表水互相转化特征显著。地下水与地表水的水力交互有利于削弱地下水潜蚀力, 缓解地下水对覆盖层的侵蚀破坏。

**关键词:** 岩溶渗漏; 地下水侵蚀; 地下水与地表水交互作用; 洞穴遗址; 甌皮岩

**中图分类号:** P641; P333

**文献标识码:** A

**文章编号:** 1001-4810(2017)05-0659-09

桂林甌皮岩是我国华南重要的新石器时期古人遗址, 文化遗物丰富, 是桂林洞穴遗址群的核心代表<sup>[1]</sup>。但遗址文化层极其脆弱, 遗址文化堆积土层厚度仅在1~3.2 m之间, 地下水波动导致的水动力变化对文化堆积土层造成很大破坏<sup>[2]</sup>。甌皮岩遗址地下水系统是一个开放程度高的系统, 地下水与地表水水力交互作用和水位波动密切相关。近年来以水害防治为目标, 在甌皮岩开展了多项水文地质调查, 将遗址岩溶地下水水害成因及防治对策作为重点内容<sup>[2-4]</sup>。地下水水位活动主要发生在岩溶塌陷易发生的土层厚度范围之内, 水位的交替升降使土体含水量产生变化, 从而导致土壤物理性质发生变化, 改变地下水对岩土体的托浮力, 引起地下水与土洞空间的正负压力作用, 增加了发生岩溶塌陷的风险<sup>[5]</sup>, 文化

层崩塌下沉或底部被岩溶地下水逐渐掏空的隐患随时存在<sup>[6]</sup>。由于岩溶区岩体渗透能力强, 边界条件等水文地质条件复杂<sup>[7-9]</sup>, 地表水与地下水的关系并不十分清楚<sup>[10]</sup>。地表水与地下水交互作用是岩溶地区普遍存在的现象, 目前的相关研究以探讨人类活动对岩溶水文系统的影响、水文地球化学特征、污染物运移等内容为主<sup>[11-14]</sup>, 关于地表水与地下水水动力过程涉及较少。本研究根据区域水文地质条件对场地地表水和地下水进行监测, 参考水文地质研究中常用的流量衰减分析方法<sup>[15]</sup>, 对甌皮岩水塘水位动态进行分析, 建立水塘水位变化数学模型, 探讨遗址区径流转化关系、地下水与地表水的水力交互作用强度和影响地表水塘水位变化的因素, 以此作为遗址水害防治方案设计的依据。

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(41772269、41472239); 中国地质科学院基本科研业务费项目(YYWF201504); 国家文物局行业专项(200237122002)

第一作者简介: 王紫燕(1992-), 女, 硕士研究生, 主要从事岩溶地下水环境研究。E-mail: wangziyan28@163.com。

通信作者: 姜光辉(1977-), 男, 博士, 研究员, 主要从事岩溶水文地质研究。E-mail: bmnxz@126.com。

收稿日期: 2017-04-25

## 1 研究区概况

甌皮岩遗址位于桂林市象山区独山西麓中段,坐落于漓江二级阶地西缘。构造上位于唐家湾背斜的东翼,岩层倾向为南东 $125^{\circ}$ ,岩层产状倾角为 $22^{\circ}$ 。甌皮岩位于富水性良好的泥盆系融县组( $D_3r$ )和桂林组( $D_3g$ )岩溶含水层。地表覆盖层上部为粘性土,下部为粘土卵石层,下伏碳酸盐岩岩溶含水层。含水介质主要为网络状溶蚀裂隙与溶洞。地下水分布整体较为均匀,但渗透性存在明显的各向异性。示踪试验显示地下水总体径流路径呈西北—东南流向,甌皮岩遗址洞穴系统能够汇集各方径流,形成地下水集中径流带<sup>[16]</sup>。

地下水主要类型有岩溶管道水、岩溶裂隙水及第四系孔隙水。除接受大气降水的入渗补给外,还接受西部大面积峰丛洼地地下水的侧向补给,地下水资源丰富。地下水的排泄则受漓江及其支流河谷控制。遗址洞穴平面上分为主洞、水洞、矮洞,且相互连通,属同一洞穴系统。其中水洞、矮洞和独山北侧的脚洞是地下水的主要储水空间,常年饱水。

水塘是研究区地表水的主要存在形式(图1),位于遗址上游的华夏艺术园水塘为原桂林市砖厂取土烧砖形成,深度约3 m,面积2.86公顷。该水塘位于约7 m厚的粘土层内,粘土层渗透性差,水塘与地下水的联系不密切。位于甌皮岩洞口且向东部延伸的4个水塘(P1、P2、P3、P4)均属于人工开挖形成。P1、P2、P3、P4水塘的面积分别是:463 m<sup>2</sup>、1 292 m<sup>2</sup>、4 220 m<sup>2</sup>、4 660 m<sup>2</sup>,深度约为1~2 m。4个水塘底部均见基岩,与地下水联系密切。P3水塘在未开挖之前为一岩溶洼地,具有排泄地表径流的作用。

## 2 研究方法

为了确定甌皮岩上游来水方向的岩溶特征,在独山与相人山之间布设钻孔23个、8条高密度电法剖面线(图1)。在异常区布设的4个验证孔仅Y7发现一处高度为0.6 m的小型岩溶管道以及Y1和Y2证实一处老塌陷。在甌皮岩与其南部水塘之间的地下水下游地带集中采用了钻探、高密度电法和电磁波透视等多种地球物理方法,结果表明这一带洞穴化的程度高,在甌皮岩遗址核心区南部岩溶非常发育,多达

11个钻孔遇到洞穴,通过孔间透视也证实该处为强烈岩溶化发育区。认为这是地下水强烈活动的表现,正是地下水形成集中径流带的标志。

研究区所有钻孔监测采用人工测量与仪器自动监测相结合的方法。人工测量频率为每月一次。ZK10钻孔位于遗址核心区主洞内,处于主径流带上且紧临水洞,其水位可以反映出水洞和主径流带的水位,下游靠近P2水塘的ZK15钻孔可以反映下游地下水与水塘的水位关系,P3水塘是遗址区范围内的最下游,因此选择ZK10、ZK15、P3三个水点安装了水位自动记录仪。所用仪器为斯伦贝谢科技服务公司(Schlumberger Water services)生产的Mini-Diver自动水位监测仪,每15 min记录一次水位数据。P3和ZK15放置的水位监测仪测量范围是10 m,分辨率为0.2 cm,ZK10放置的水位监测仪测量范围是100 m,分辨率为2 cm。同时使用气压计,以15 min的频率实时记录气压数据,用于校正自动水位监测仪的水位值。在甌皮岩遗址公园内安装了HOBO小型气象站,实时记录气象信息,包括降雨量、太阳辐射、风速、温度、湿度等指标。

选取2016年3月至2016年11月的水塘水位、钻孔水位、降雨量实时监测数据,运用对比研究法、模拟法进行分析。利用地下水与地表水的水位资料,从空间差异和时间变化两个维度比较研究区内各水点的差异及联系,揭示水位动态变化过程,定性分析地表水与地下水的关系;再通过建立水塘水箱模型结构,得出水塘渗漏的物理模型,参考流量衰减法推算出水塘水位衰减方程,得到水塘渗漏系数,反映水塘底部的渗漏能力;运用模拟水位与实际水位、水位日增量与日降雨量的关系,进而量化水位差异,明确地下水与地表水的水力交互作用。

## 3 结果与讨论

### 3.1 地下水与地表水动态关系

雨季研究区水位整体升高,大部分钻孔水位都高于水塘水位,上游水位在整个观测期内总是高于下游水塘水位,且波动幅度大。3月、9月、10月和11月为枯水期,遗址区内水塘在枯季水位接近干枯。地下水水位的空间差异性能够显示地下水的流向以及与地表水之间的补排关系<sup>[17]</sup>。研究区内水位监测点依据所处主径流带上相对于甌皮岩的位置分为上游、遗

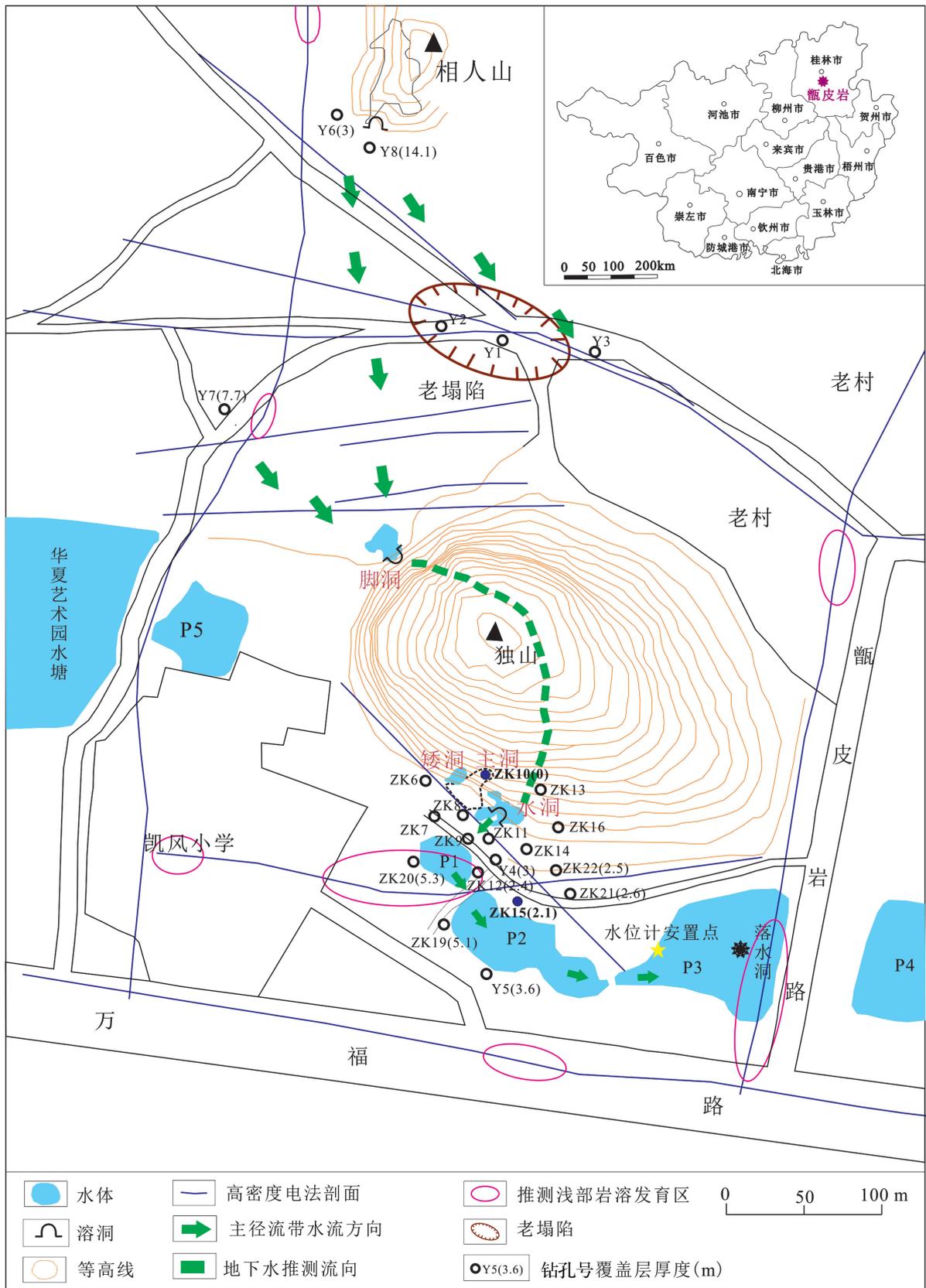


图 1 甑皮岩地表水和地下水分布与物探布置示意图

Fig. 1 Distribution of surface water and groundwater and the geophysical prospecting deployment

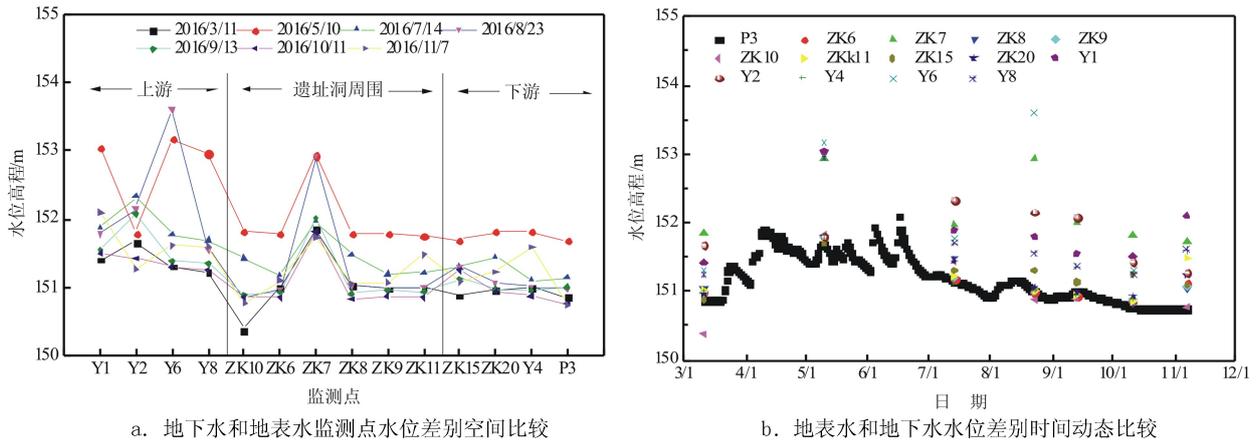


图2 地下水和地表水监测点水位动态

Fig. 2 Water level dynamic states of groundwater and surface water at monitoring sites

址洞周围、下游(图 2a)。上游监测点显示地下水水位平均变化区间约为 151.3~153.0 m, 遗址洞周围水位平均变化区间为 150.9~152.0 m, 下游地下水水位平均变化区间约为 150.9~152.2 m。上游水位整体上高于遗址洞周围和下游地带, 遗址洞周围和下游平均水位差异不大。水塘位于研究区主径流带的最下游, 其水位相应较低。上游地下水不仅水位高且变幅大, 约 1.7 m。遗址洞周围和下游水位变幅较小, 分别为 1.1 m 和 1.3 m。从水位判断地下水从相

人山流出, 经脚洞汇入遗址核心区, 再经 P1、P2、P3 水塘向下游排泄, 与示踪试验所推断的地下水主径流带流向一致。但不排除一些钻孔所在的局部岩体岩溶不发育, 地下水动态特征特殊, 例如 ZK7 水位变化区间明显高于周边钻孔。

受人工监测水位的频率限制, 获得的水位具有一定偶然性, 选取 ZK10、ZK15 在水塘补水期(3-4 月)和水塘衰减期(6-8 月)的水位连续监测数据, 与水塘水位高程数据进行比较分析(图 3)。

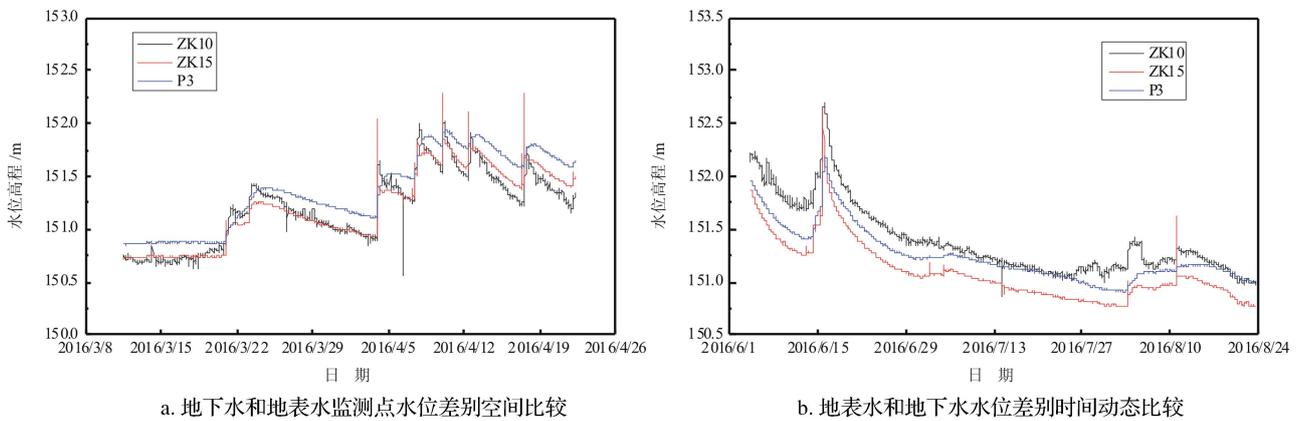


图3 地下水与水塘不同时间段水位变化过程

Fig. 3 Variation processes of levels of groundwater and pond water in different periods

水塘水位动态与地下水水位动态存在水位高差、上升起点、衰减速度和水位峰值滞后的差异性。在补水期水塘处于蓄水过程, 水位逐渐上升。此阶段水塘水位总体高于地下水, 但降雨补给使地下水水位峰值高于水塘, 并且峰值出现时间较早, 地下水可在雨后短期内补给水塘。峰值后地下水位迅速回落以致水塘水位又高于地下水水位, 两者水位差介于 0~0.25

m 之间, 说明水塘可以反向补给地下水, 但补给速度较慢。若出现长时间强降雨, 水塘持续保持高水位, 则很可能会造成下游水位长时间高于遗址核心区地下水水位, 核心区地下水非但不能及时通过水塘排泄出去, 还会接受水塘倒灌, 造成遗址核心区地下水排泄不畅, 水位加剧上升。衰减期, 水塘水位逐渐下降, 此时水塘水位低于或者接近 ZK10 水位但高于 ZK15

的水位,表明水塘水位随着地下水水位的整体下降而降低,而此时从主径流带流出的溶洞水仍然能够补给水塘。水塘同时发生渗漏补给周围水位较低的地下水。

地下水水位动态曲线研究表明,其上升支总是陡立的,下降支总是曲折平缓的,表明降雨补给地下水速度快,而地下水排泄速度却较慢<sup>[18]</sup>。ZK10 与 ZK15 的水位过程曲线图也明显符合这一变化特征。降雨的直接补给和周围地势较高区域由降雨形成的坡面流汇入水塘,水塘的水位开始上升,随地下水水位上升至最高水位后,地下水开始向周围排泄,此时水塘水位将继续上涨,水塘水位峰值在地下水补给后

出现,所以出现上述滞后现象。水塘接受降雨和地下水补给时需经历产汇流过程,因此水塘水位动态曲线比前面二者相对平缓。

进一步探讨水塘水位相对于遗址核心区地下水水位变化的滞后性,统计 4 场降雨事件中水塘和 ZK10 水位峰值出现时间的差异(表 1),结果表明钻孔 ZK10 水位响应降雨的滞后时间相对较短,水塘水位峰值总是在 ZK10 水位峰值后出现。只考虑降雨量的影响时,降雨量不同,滞后时间也不同,说明降雨量对地表水与地下水水位滞后有一定的影响,总趋势为降雨量越大,水位峰值滞后时间越短,降雨量越小,水位峰值滞后时间越长。

表 1 不同降雨时段水塘与遗址洞地下水水位曲线峰值统计

Table 1 Statistics of water level curve peaks of pond and groundwater at site during varied raining times

降雨时间	总降雨量/mm	水塘出峰时间	ZK10 出峰时间	水塘与 ZK10 相比滞后时间/h
2016. 3. 20—23	95	24 日 19:30	23 日 18:15	25. 25
2016. 4. 4	63. 8	5 日 18:00	4 日 04:30	37. 5
2016. 6. 3	145. 4	4 日 10:45	4 日 0:00	10. 75
2016. 6. 13—15	156. 8	16 日 5:30	16 日 01:45	3. 75

### 3.2 水塘水位变化的影响因素

#### 3.2.1 水塘渗漏模拟分析

水塘水位消退主要原因是水塘底部的渗漏作用,运用水箱模型分析甌皮岩水塘的渗漏模式。水箱模型将水塘的功能概化为水箱系统或称线性水库系统<sup>[19]</sup>。其基本思想是假定系统的出流或下渗量是相应蓄水深的线性函数,将系统雨洪转化过程的各个环节用若干个彼此相联的水箱进行模拟。以水箱中的蓄水深度为控制,计算流域的产流、汇流及下渗过程。

将甌皮岩水塘的水箱模型设定为单水箱结构<sup>[19-20]</sup>(图 4)。该水箱模型中只设置了一个底孔,模拟水塘底部的渗漏量,因为水塘周围都建有边墙,所以基本没有通道与周围地下水发生水量交换。图中各符号代表的含义分别为: $H$ —水塘水位, $M$ —地下水补给, $P$ —降雨量, $E$ —蒸发量, $Q$ 水塘底部下渗量。降雨和地下水是水塘的主要补给来源,水塘蓄水后一小部分水通过蒸发耗散,水箱底部出口所代表下渗量是水塘主要的排泄方式。

用  $v$  表示流速, $g$  表示重力加速度, $H$  为水位,假设水塘出流孔的断面面积为  $a$ ,出流孔的排泄系数为  $k$ , $S$  为水塘面积。在只考虑渗漏的理想情况下,水塘渗漏量  $Q$  与水塘蓄水减少量相等,根据这一关系列出渗漏量和水位变化的连续性方程,得到等式(1):

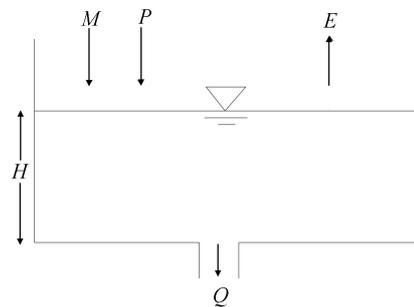


图 4 甌皮岩水塘水箱模型结构

Fig. 4 Tank model of Zengpiyan pond

$$Q = -kav = -\frac{d(SH)}{dt} = -S\frac{dH}{dt} \quad (1)$$

将水塘的所有输入、输出项合并,表示为时间的函数,此时水塘的水箱模型转换成一个线性水箱模式<sup>[19]</sup>,则有总输入量为  $x(t)$ ,总输出项为  $y(t)$ ,蓄水量变化为  $X(t)$ 。根据水均衡关系,均衡期水塘的蓄水量变化  $X(t)$ ,等于其总输入量为  $x(t)$ 与总输出项为  $y(t)$ 之差,则有:

$$\frac{d}{dt}X(t) = x(t) - y(t) \quad (2)$$

$$y(t) = kX(t) \quad (3)$$

由(2)、(3)式得到:

$$\left(\frac{d}{dt} + k\right)y(t) = kx(t) \quad (4)$$

当  $t=0$  时,水塘是空的,水塘的输入量表示为  $\delta$  函数,如  $x = \delta(t)$ ,那么水塘的输出量为指数函数  $y(t) = k \exp(-kt)$  [21],则有:

$$y(t) = kX(t) = k e^{-kt} \quad (5)$$

由(1)和(5)式可得:

$$kav(t) = k e^{-kt} \quad (6)$$

表明水塘的渗漏排泄速度具有指数衰减的特征,

$$X(t) = e^{-kt} \quad (7)$$

结合(1)和(7)式可得:

$$H(t) = \frac{1}{S} e^{-kt} \quad (8)$$

根据(8)式可得,水塘水位变化同样也符合指数函数变化趋势。 $t$  表示时间(d), $H(t)$  为水塘水位衰减后第  $t$  天的水位(m),  $\frac{1}{S}$  为初始水位, $k$  值的物理意义

为水塘水位衰减系数。

岩溶水系统中由渗漏引起的水位衰减受含水层特征、裂隙间距、水力参数等多种因素影响,衰减系数反映了含水层水力参数和管道网络的重要信息[22-23]。甌皮岩水塘不同于以往讨论的岩溶水系统,水塘以底部渗漏为主,在天然状态下,同一水塘其底部渗漏排泄基面不变,排泄系数只与初始水位有关[24],衰减过程是由初始水位和衰减系数共同控制的,理想状态下水塘下部的排泄基面不发生变化时,水塘所有渗漏阶段应该符合一个衰减方程的特征。选取5次不同降雨补给水位达到峰值后的衰减期实际观测值组( $H, t$ ),共同绘于同一坐标系( $H \sim t$ )中,将所选5个时段内最高峰值水位点设为衰减开始时刻  $t=0$ ,其余4个衰减阶段按照峰值水位大小衔接,各阶段的初始水位值决定了曲线从哪个位置开始衰减。去掉降雨对水位影响的点,利用指数函数进行水位衰减拟合分析[24-26],由此建立了甌皮岩水塘水位的衰减方程(图5),

$$H(t) = 1.21 e^{-0.056t}$$

那么,水塘水位衰减方程表达式可写作:

$$H(t) = H_0 e^{-0.056t} \quad (9)$$

式中, $H(t)$ —衰减期内对应  $t$  时刻的水位(m); $H_0$ —衰减开始时  $t=0$  时刻的初始水位; $e$ —自然对数的底( $e=2.71828183 \dots$ ); $t$ —时间,从衰减时刻到衰减期内任一时刻的时间增量(d)。

从拟合结果来看(图5),拟合效果较好, $R^2$  值为0.962,说明甌皮岩水塘水位衰减的指数特征明显。可知一次降雨补给结束至下一次降雨补给开始之前的阶段,水塘由渗漏作用引起的水位消退是分阶段

的。各阶段的初始水位不同,衰减开始时,水量充足,水动力条件强,所有通道同时渗漏排泄,水位衰减速度快,持续时间短,当衰减至某一时刻时,大通道排泄能力减弱,衰减速度主要取决于较小通道的排泄,水位衰减速度慢,持续时间长[25],所以水位衰减速度都具有先快后慢的趋势,总体上符合指数衰减方程的变化特征。水塘水位衰减系数为0.056,在水塘排泄基面和周围水文地质条件稳定的条件下,水位衰减系数为一固定值,反映了水塘底部的渗漏能力,若由于人为或自然的原因,使某一条件发生变化,则会引起水塘渗漏能力变化,渗漏能力的变化会改变地下水与地表水现存的相互补给关系。若渗漏能力过小会引起水塘回灌遗址的问题,渗漏能力太强则会使水塘水位与地下水变化完全一致,起不到调节地下径流的作用,并可能加剧潜蚀作用。

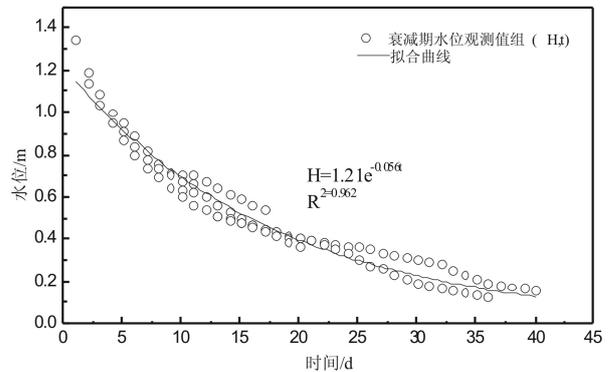


图5 甌皮岩水塘水位衰减方程

Fig. 5 Water level decay equation of Zengpiyan pond

### 3.2.2 地下水对水塘水位的影响

根据相邻两天实际水位计算得到的水位变化量  $\Delta H$  实际上包含了两个变量,一是水位的自然衰减量  $\Delta H_a$ ,二是因为补给引起的水位增加量  $\Delta H_b$ ,即:

$$\Delta H = \Delta H_a + \Delta H_b \quad (10)$$

因此计算因为补给引起的水位增量,即在水位变化量中消除水位自然衰减影响的计算方法是:

$$\Delta H_b = \Delta H - \Delta H_a \quad (11)$$

根据水位衰减方程,得到水位自然衰减量  $\Delta H_a$  的计算公式,在公式中水塘水位自然衰减量  $\Delta H_a$  与时间相对应:

$$\Delta H_a = H_t - H_{t+1} = H_0 e^{-kt} (1 - e^{-k}) \quad (12)$$

只需知道衰减时间  $t$ ,代入(12)式,即可求出各时间段的自然衰减量  $\Delta H_a$ ,衰减时间  $t$  可由衰减方程得出。 $H_0$  表示水塘在  $t=0$  时刻的初始水位, $k$  为衰减系数,(9)式可表示为:

$$H(t) = H_0 e^{-kt} \quad (13)$$

对(13)式两边同时进行对数运算,

$$\ln H = \ln H_0 - kt \tag{14}$$

对上式进行变换,得到衰减时间  $t$  的计算公式,

$$t = \frac{1}{k}(\ln H_0 - \ln H) \tag{15}$$

选择两段完整的降雨补给和排泄过程(3月19日-4月6日、6月10日-7月18日),时间步长为1天,只考虑初始水位、降雨补给、渗漏的影响,不计入地下水的补给,模拟出水塘不接受地下水补给时的水位动态曲线,即:水塘模拟水位=初始水位+降雨量+日衰减量。以水塘底部高程为参考点,将 ZK10 水位转化为参照水塘底部高程的相对水位值,与累积降雨量曲线绘于同一坐标系中。将模拟水位与实际水位对比,即可看出水塘是否有地下水的补给,补给量如何。

将模拟计算得到的水塘水位过程曲线与实际水位曲线、ZK10 水位曲线、累积降雨量曲线对比(图6)。将 ZK10 水位与水塘实际水位对比可知,3、4月

份两次水位峰值差为 0.03 m、0.04 m,6 月份水位峰值差为 0.44 m,后者水位差值是前者的十倍之多,且峰值滞后时间短。其原因是 6 月份出现的峰值水位明显高于 3 月份,且是观测时段内最高水位,地下水处于高水位时,水力坡度大,水动力条件强,所以排泄速度快;处于低水位时,反之。由此不同时段峰值出现上述差异性。将模拟水位曲线与累积降雨量曲线对比,两者变化同步,但模拟水位的后段部分低于累积降雨量曲线,说明受到渗漏作用的影响。两个模拟过程中,水塘实际水位和 ZK10 水位都明显高于模拟水位。模拟水位的峰值都比实际水位峰值低且提前出现,峰值差可达到 0.46~0.67 m,由于进行水位模拟计算时,未计入地下水对水塘的补给量,实际水位比模拟水位高出的部分即代表地下水的补给。进一步从补给量证明水塘接受地下水的补给,且地下水与地表水的水力交互作用较强,强烈的水力交互作用表明水塘具有良好的调蓄能力。

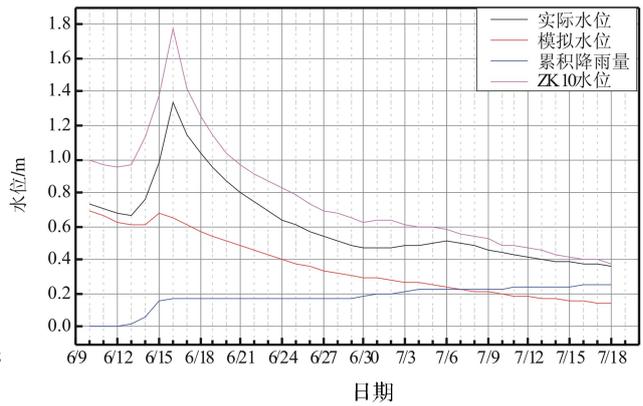
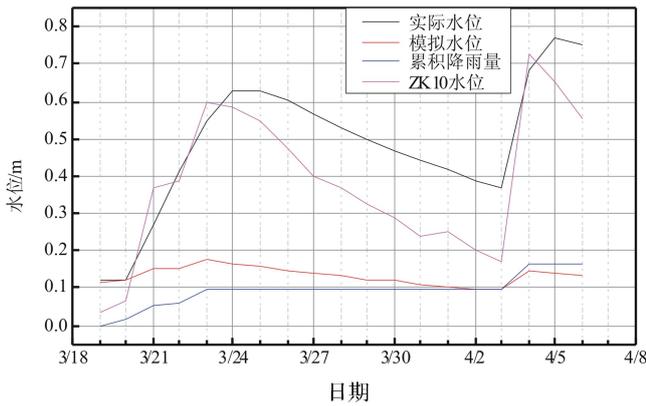


图 6 水塘水位模拟值与实测值对比图

Fig. 6 Comparison of simulated and measured values of pond water level

### 3.2.3 降雨对水塘水位的影响

由补给引起的水位增加量  $\Delta H_b$ ,除地下水补给外,还有降雨补给。已知日衰减量,可计算出消除自然衰减影响后的水塘水位日增量,选择水位日增量为正值的点,与日降雨量相比较,得出降雨量与水塘水位增量之间的关系(图7)。在本研究中,从2016年3月至2016年11月,总计246天,累计降雨量约1.47 m,消除水位衰减后的水位累积增量约为10.30 m,降雨累积量占水塘水位累积增量的比值为14.27%,表明直接由降雨补给引起的水位增量比例较小,大部分来源于地下水补给。

图7中,在降雨量较小或无降雨的时段,水塘水位仍然处于增长状态,且水位增长量大多数维持在一个相对稳定的值,约在0~0.1m范围上下浮动,这些

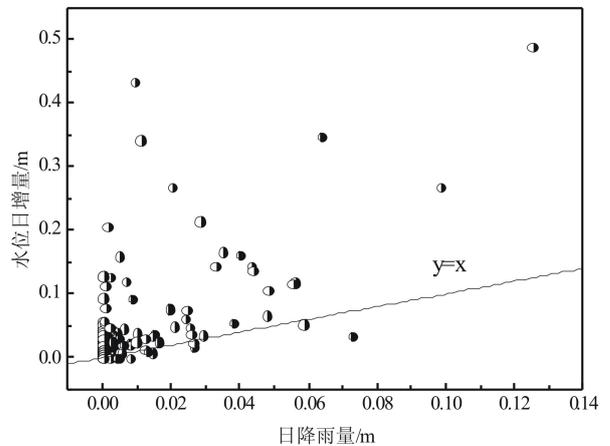


图 7 水位日增量与日降雨量关系图

Fig. 7 Graph of the relationship between daily increase of water level and daily rainfall

点集中出现在  $y=x$  曲线上方,表示当日水位增长量大于当日降雨量,说明水塘除接受降雨补给之外,大部分水位累积增加量都来源于周围地下水的补给,且补给状态较稳定;只有少部分点分散位于  $y=x$  曲线下方,表示当日水位增长量小于当日降雨量。推测出现这些情况是地下水处于低水位期,水塘不能及时接受到地下水的补给,水位增量仅来自于降雨补给,蒸发作用等因素使得当日水位增长量小于当日降雨量。

综上所述,水塘水位变化是渗漏作用、地下水补给和降雨补给共同影响的结果。当补给量大于渗漏量时,水塘水位日变化速率为正值,水位变化表现为升高趋势,说明补给作用占主导地位;相反,当补给量小于渗漏量时,水塘水位日变化速率为负值,水位变化表现为降低趋势,说明此时渗漏作用占主导地位。

### 3.3 地下水与地表水的交换趋势

纵观研究区,地下水与地表水之间具有相互补给的趋势,主要表现在两方面:一是上游相人山和遗址核心区的地下水补给水塘地表水,地表水再通过渗漏补给水塘下游及其周围水位较低的地下水;二是若水塘水位由于人为补给,或某些自然原因,如下游排泄不畅导致水位过高,超过遗址洞地下水水位,水塘地表水便会反补给遗址洞地下水。

结合研究区的水文地质条件,推断地下水补给地表水的方式主要为两种:一种是通过主径流带集中补给;另一种是裂隙水补给。强降雨时,第一种补给方式占主导作用,补给量大且迅速,降雨补给不能直接全部渗入地下,多余的水在地表形成积水或产生地表径流,通过多重含水介质网络同时汇入主径流带,在集中径流带汇集后,经岩溶管道向下游水塘排泄,当水塘接受主径流带补给时,便出现上述水塘水位峰值滞后地下水水位峰值的现象。进入衰减期时,地下水与地表水水位整体下降,水位差减小,水力坡度变小,主径流带地下水补给下游地表水的能力减弱,周围裂隙水侧向渗流补给占主导作用。

地表水与地下水大致转化关系如图8所示。水塘为地表水与地下水之间的连接点,起到调节地下径流的作用。其功能是主径流带的地下水在高水位时补给地表水,水塘是地下水的重要排泄通道;在低水位时,水塘的水可返流进遗址洞或通过渗漏作用重新进入到周围岩溶含水层,地表水反补地下水,避免水位过度降低使地下空间正负压力急剧变化,降低塌陷发生几率。地下水与地表水的水力交互能够削弱地下水潜蚀力,缓解地下水对覆盖层的侵蚀破坏。

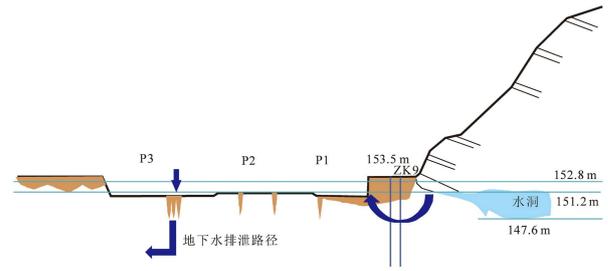


图8 地表水与地下水转化关系示意图

Fig. 8 Sketch showing transform relationship between surface water and groundwater

## 4 结论

(1) 甌皮岩遗址区内水位关系验证了主径流带地下水由西北至东南的流向。地表水与地下水水位动态存在水位高差、上升起点、衰减速度和水位峰值滞后的差异性。

(2) 水塘水位变化受到降雨补给、地下水补给和渗漏作用共同控制,而地下水补给为主导因素。模拟结果显示直接由降雨补给引起的水位增量比例为14.27%,其余部分主要是地下水补给,场雨周期中由地下水补给引起的水位增量最高可达到0.46~0.67 m,表明遗址区地下水与地表水水力交互作用较强。渗漏过程主控因素是水塘底部的渗漏能力。适当的渗漏能力是水塘调节周边地下水位的關鍵。

(3) 峰林平原区地下水波动带具有较强的调蓄能力,地下水与地表水的水力交互作用表现出强烈动态模式,根据遗址区水位变化关系,充分利用地下水与地表水的水力交互作用和水塘的调蓄能力,适当调节水位,当遗址洞水位过高时可从遗址洞抽水引入水塘,使水洞水位降低,水塘水位升高,由于水力坡度的改变,停止抽水后,水塘内的水再返流进遗址洞,再次达到上下游平衡,由此削弱地下水潜蚀力,这对解决遗址水害问题提供了极为重要的思路。

## 参考文献

- [1] 张美良,朱晓燕,覃军干,等. 桂林甌皮岩洞穴的形成、演化及古人类文化遗址堆积浅议[J]. 地球与环境, 2011, 39(3): 305-312.
- [2] 覃政教,林玉石,高明刚,等. 桂林甌皮岩遗址岩溶地下水水害成因及防治对策[J]. 地球学报, 2011, 32(1): 107-113.
- [3] 中国地质科学院岩溶地质研究所. 甌皮岩遗址地下水害防治工程水文地质勘查成果报告[R]. 桂林: 中国地质科学院岩溶地质研究所, 2014.
- [4] Guo F, Jiang G, Lo K, et al. Hazard of Sinkhole Flooding to a Cave Hominin Site and its Control Countermeasures in a Tower Karst Area, South China [C]// National Cave and Karst Research Institute Symposium, 2015: 447-454.

- [5] 卢耀如. 岩溶水文地质环境演化与工程效应研究[M]. 科学出版社, 1999.
- [6] 中国地质科学院岩溶地质研究所, 广西壮族自治区文物工作队. 广西桂林甌皮岩遗址抢救性防水保护方案[R]. 桂林: 中国地质科学院岩溶地质研究所, 2004.
- [7] Yuan D X. Sensitivity of karst process to environmental change along the PEPH transect [J]. *Quaternary International*, 1997, 37(2): 105-113.
- [8] Vesper D J, loop C M, White W B. contaminant transport in karst aquifers[J]. *Speleogenesis & Evolution of Karst Aquifers*, 2003, 1(2): 101-111.
- [9] 袁道先, 朱德浩, 翁金桃, 等. 中国岩溶学[M]. 北京: 地质出版社, 1994: 129-134.
- [10] 郭琳, 陈植华. 岩溶地区地下河系统水资源定量评价的问题与出路[J]. *中国岩溶*, 2006, 25(1): 1-5.
- [11] 徐慧珍. 济南岩溶泉域地下水水文地球化学特征及防污性能研究[D]. 中国地质大学(北京), 2007.
- [12] 郎赞超. 喀斯特地下水文系统物质循环的地球化学特征[D]. 中国科学院研究生院(地球化学研究所), 2005.
- [13] 李林立. 西南典型岩溶区生态环境对表层岩溶水调蓄功能的影响研究[D]. 西南大学, 2009.
- [14] 陈伟海, 张之淦. 峰林平原区岩溶含水层特征与调蓄功能[J]. *中国岩溶*, 1999, 18(1): 21-29.
- [15] 田娟, 董贵明, 束龙仓. 孔隙-管道型西南岩溶地下河系统参数与流量衰减系数关系的数值试验研究[J]. *水文地质工程地质*, 2013, (2): 13-18.
- [16] 曾莘茹, 姜光辉, 郭芳, 等. 桂林甌皮岩洞穴遗址地下水示踪及污染来源分析[J]. *中国岩溶*, 2016, 35(3): 245-253.
- [17] 徐华山, 赵同谦, 孟红旗, 徐宗学, 马朝红. 滨河湿地地下水位变化及其与河水响应关系研究[J]. *环境科学*, 2011, 32(2): 362-367.
- [18] 邹成杰. 岩溶地区地下水位动态分析[J]. *中国岩溶*, 1995, 14(3): 261-269.
- [19] 龙玉桥, 李伟, 李砚阁, 等. 疏干开采条件下晋祠岩溶水系统的水箱模型[J]. *中国岩溶*, 2011, 30(1): 27-33.
- [20] 李有林. 水箱模型的基本原理及其应用[J]. *甘肃水利水电技术*, 2000, (4): 229-232.
- [21] Sugawara M. Tank model[J]. *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, 1985, 94(4): 209-221.
- [22] Kovács A. Geometry and hydraulic parameters of karst aquifers[D]. Université de Neuchâtel, 2003.
- [23] Kovács A, Perrochet P, Király L, et al. A quantitative method for the characterisation of karst aquifers based on spring hydrograph analysis[J]. *Journal of Hydrology*, 2005, 303(1): 152-164.
- [24] 曹良超. 水位衰减方程在井流试验中的应用[J]. *水文地质工程地质*, 1989, (5): 53-54.
- [25] 黄敬熙. 流量衰减方程及其应用: 以洛塔岩溶盆地为例[J]. *中国岩溶*, 1982, 1(2): 41-49.
- [26] 戈德沙伊德, 德鲁. 岩溶水文地质学方法[M]. 陈宏峰, 等译, 北京: 科学出版社, 2015: 194-197.

## Hydraulic interaction between groundwater and surface water at Zengpiyan site in Guilin, China

WANG Ziyang<sup>1,2</sup>, JIANG Guanghui<sup>2</sup>, GUO Fang<sup>2</sup>, YUAN Xiaoyu<sup>2</sup>, ZENG Xinru<sup>1,2</sup>

(1. School of Geographical Science / Chongqing Key Laboratory of Karst Environment, Southwest University, Chongqing 400715, China; 2. Institute of Karst Geology, CAGS/Key Laboratory of Karst Dynamics, MLR & GZAR, Guilin, Guangxi 541004, China)

**Abstract** Zengpiyan is located in the Guilin Peak forest plain. The stability of this site is threatened by groundwater scouring due to the change of hydrodynamic conditions of karst groundwater. In order to examine the characteristics of groundwater leakage process, and to reveal the transformation process of groundwater and surface water in the protected areas of the site, this study analyzed the dynamic characteristics of water level. The tank model and water level decay equation were constructed according to the water balance elements of karst water system. Then the difference between the simulated water level and the actual water level was compared to explain the relationships between rainfall, surface water and groundwater. The results show that there are various differences between the pond and the groundwater, such as the water level, the start rising point, the decay rate and the lag time of the peak. The difference in dynamic processes reflects the strong communication capacity of karst media. The leakage process of the pond is controlled by seepage capacity. Groundwater recharging to surface water reservoirs is dominated by concentrating supplies through main runoff zones. The hydraulic interaction between groundwater and surface water shows strong dynamic patterns, especially in the high-permeability karst areas. The hydraulic interaction of groundwater and surface water is beneficial to alleviate the erosion and damage of groundwater to the cover layer.

**Key words** karst leakage, groundwater erosion, interaction of groundwater and surface water, cave relics, Zengpiyan

(编辑 吴华英)