

潘宗源,吴远斌,贾龙,等.湖南宁乡大成桥岩溶地下水对暴雨响应特征及多元回归预测模型[J].中国岩溶,2020,39(2):232-242.

DOI:10.11932/karst2020y12

# 湖南宁乡大成桥岩溶地下水对暴雨响应特征及多元回归预测模型

潘宗源<sup>1</sup>,吴远斌<sup>1</sup>,贾龙<sup>1</sup>,殷仁朝<sup>1</sup>,马骁<sup>1</sup>,陈婷<sup>2</sup>

(1. 中国地质科学院岩溶地质研究所/自然资源部、广西岩溶动力学重点实验室, 广西桂林 541004; 2. 中国移动通信集团广西有限公司桂林分公司, 广西桂林 541004)

**摘要:**通过降雨、水位监测等方法,研究湖南宁乡大成桥岩溶地下水水位动态及对暴雨的响应过程,探讨地下水内在联系特征并建立回归预测模型。结果表明:雨季地下水位对降雨响应程度高,水位变幅大,而枯季则相反;在暴雨条件下,接受快速管道流补给的地下水位动态响应为陡升—陡降,水位变幅在13.6~42.8 m;接受裂隙、孔隙水补给的地下水位动态表现为缓升—缓降,年变幅为1.1 m;雨季地下水位对暴雨响应的滞后时间为1.2~4 h,较相同条件下的水位响应滞后时间缩短了1/2~2/3,水位变幅增大1.7~4.7倍;枯季地下水位对暴雨响应的滞后时间为4.2~13.2 h,水位响应滞后时间延长了3~8 h,水位变幅缩减了5~11倍;包气带厚度和含水饱和度对水位动态起着决定作用,包气带厚度与水位响应滞后时间负相关,含水饱和度与水位变幅正相关;通过相关性分析、拟合优度检验、显著性检验和残差分析等,确定最优回归预测模型,模型检验结果与实际水位动态过程吻合度较高。

**关键词:**暴雨;水位动态;包气带;多元回归模型

**中图分类号:**P426.62;P641 **文献标识码:**A

**文章编号:**1001-4810(2020)02-0232-11 **开放科学(资源服务)标识码(OSID):**



## 0 引言

中国西南岩溶地区因土层浅薄,含水岩体溶蚀裂隙、管道发育,导致大气降水、地表水和地下水之间可以迅速转化<sup>[1-3]</sup>。在强降雨入渗补给下,岩溶地下水位短期内会发生快速升降的现象,引起边坡失稳、岩溶地面塌陷等工程地质灾害问题。因此查明岩溶地下水对暴雨动态响应特征,建立暴雨条件下水位预测模型显得尤为重要<sup>[4-6]</sup>。

岩溶地下水位作为岩溶含水系统动力结构信息的重要载体,综合反映了降雨信号在系统中的转变

过程<sup>[7-8]</sup>。不少学者针对降雨与地下水的相互关系开展研究并取得了丰硕成果。Chen等<sup>[9]</sup>通过分析气候变化与岩溶含水层水位的响应特征,得出年均地下水位、月平均降雨及气温存在一定对应关系;刘瑞国等<sup>[10]</sup>研究发现各月水位的变化紧随降水变化,但存在滞后的同步性;苟鹏飞等<sup>[11]</sup>对典型岩溶槽谷地下河降雨条件下水文水化学动态进行连续监测后发现,地下河入口水位对降雨响应程度较好;郑洁等<sup>[12]</sup>通过分析地下水和降雨长观资料,发现降雨与地下水位、水温等存在良好的响应关系;姚军等<sup>[13]</sup>采用有限元建模方法分析了地下水位和降雨的变化规律;

基金项目:广西自然科学基金资助项目(2018GXNSFAA294020);国家自然科学基金项目(41877300;41402284);中国地质调查局地质调查项目(DD20190266);中国地质科学院岩溶地质研究所基本科研业务费项目(2015017)

第一作者简介:潘宗源(1987—),男,硕士,助理研究员,主要研究方向为岩溶工程地质灾害机理及防治方法。E-mail:zypan@karst.ac.cn。

通信作者:吴远斌(1987—),男,硕士,助理研究员,主要从事岩溶工程地质灾害研究。E-mail:wuyb@karst.ac.cn。

收稿日期:2019-06-17

张光辉等<sup>[14]</sup>发现极端降雨条件能改变浅层地下水位升降变化幅度和方向,对地下水超采地区水资源紧缺问题起到一定缓解作用;唐春雷等<sup>[15]</sup>通过岩溶地下水位统测等方式,综合分析了黑龙关泉域岩溶水系统对暴雨的响应过程。以上研究主要关注常态降雨事件与地下水位的内在联系,分析地下水位趋势性变化和进行水资源评价等,而关于岩溶地下水位对暴雨的响应特征,以及水位预测模型的研究还较少。

本文以湖南宁乡大成桥地区降雨和地下水位序列为基础,分析岩溶地下水位动态成因,描述地下水位对暴雨响应的曲线动态、滞后时间及水位变幅等,建立岩溶地下水位回归预测模型,以期为深入研究极端气候条件下岩溶地下水的响应机制及变化趋势提供理论依据。

## 1 研究区概况

研究区位于湖南省宁乡县大成桥乡,距离煤炭坝矿区 2 km,地处湘中丘陵与洞庭湖平原的过渡地带,剥蚀丘陵地貌,总体地势西北高东南低,地面高程为 66.02~84.63 m。区内地层岩性从上到下分别为第四系(Q)、白垩系(K<sub>2</sub>eb)和二叠系(P),其中以白垩系分布面积最广(图 1)。第四系盖层土体为冲洪积灰褐色粉质黏土,厚度为 1.76~36.6 m,分布极不均匀。白垩系百花亭组(K<sub>2</sub>eb)分布于区内东部、南部和西南部,其中以白垩系钙质砾岩分布较广,且岩溶发育程度较高,与二叠系岩溶含水层有一定的连通性,厚度达 0~480 m。二叠系包括茅口组(P<sub>1</sub>m)和栖霞组(P<sub>1</sub>q)的灰岩,厚度为 300~500 m。

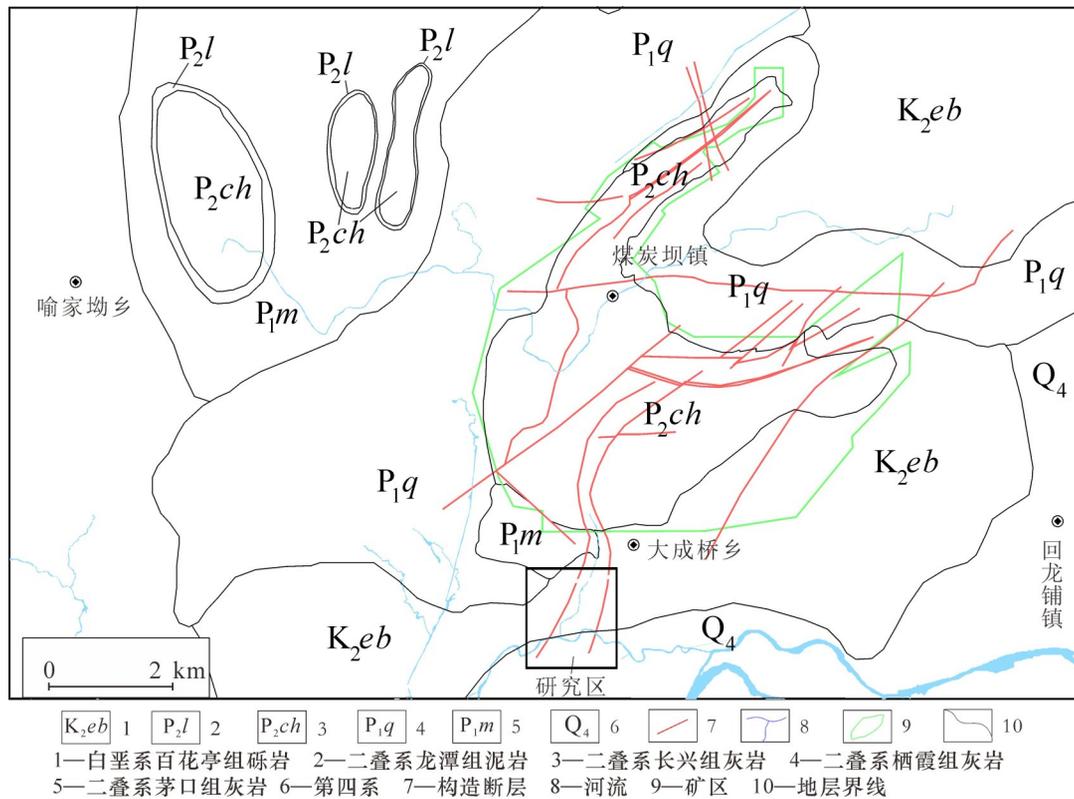


图 1 研究区地理位置及地质概况

Fig. 1 Map showing location and geology outline of the study area

由于采矿疏干岩溶含水层,研究区地下水位最大水位埋深逾 90 m<sup>[16]</sup>。区内地下水主要接受地表水和降雨补给,矿床疏干排水是地下水径流和排泄的主控因素。矿床未开采前研究区地下水由北向南迁移,于大成桥河附近以泉的形式排泄;开采后区内地下水转为由南向北径流,向矿井排泄。

## 2 数据来源与方法

### 2.1 数据来源

研究区 7 个监测点主要分布于大成桥河两岸及麻枣冲沟内,地面高程为 66.47~74.34 m(图 2)。监测点埋设原则是根据钻孔淤积情况而定,通常位于

孔底以上2~6 m;传感器埋设时需预埋花管,以此隔绝第四系水和其余地层岩溶水的影响。地下水位监测仪器为Geokon水压力传感器,观测精度为7 mm,

枯季监测频率为10 min·次<sup>-1</sup>,雨季监测频率为5 min·次<sup>-1</sup>。降雨数据则采用Onset自计式雨量计现场同步观测,记录精度为0.2 mm,记录间隔为10 min。

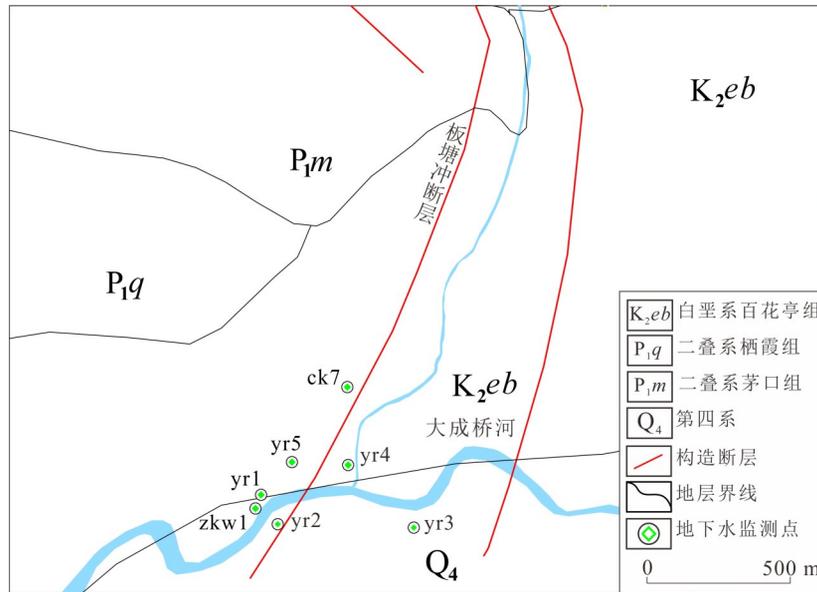


图2 研究区监测点分布图

Fig. 2 Distribution of monitoring sites in the study area

2.2 研究方法

回归分析是用于分析事物间的统计关系,研究变量之间的数学变化规律,并通过回归模型的形式描述和反映这种关系,确定一个或几个变量变化对另一个变量的影响程度<sup>[17]</sup>。其主要步骤如下:

a. 建立回归模型。假设 $x_1, x_2, \dots, x_k$ 为自变量, $y$ 为因变量,建立回归模型如下:

$$\begin{cases} y = b_0 + b_1x_1 + \dots + b_kx_k + \epsilon_k \\ \epsilon_k \sim N(0, \sigma^2) \end{cases} \quad (1)$$

式中: $b_0$ 为模型常数; $\epsilon_k$ 为随机误差。

将 $n$ 个独立观测数据( $y_i, x_{i1}, \dots, x_{in}, i=1, \dots, n, n > p$ )代入式(1)构建方程组,采用最小二乘估计法使得实际值与估计值的误差平方和达到最小,求得未知参数最小二乘估计:

$$\begin{pmatrix} \hat{b}_1 \\ \vdots \\ \hat{b}_k \end{pmatrix} = \left[ (l_{ij})_{k \times k} \right]^{-1} \begin{pmatrix} L_{1y} \\ \vdots \\ L_{ky} \end{pmatrix} \quad (2)$$

式中:  $l_{ij} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_{iu} - x_i)(x_{ju} - x_j)$ ,  $L_{ky} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_{iu} - x_i)(y_i - y_j)$ ,  $i, j=1, 2, \dots, k$ 。

将式(2)代入式(1),除去随机误差项:

$$\hat{y} = \hat{b}_0 + \hat{b}_1x_1 + \dots + \hat{b}_kx_k \quad (3)$$

b. 相关性分析。如果新引入解释变量能提高方程拟合优度,并使得每个参数统计检验显著,则采纳该变量,否则舍弃该变量。文中采用Pearson法计算相关系数,计算公式如下:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 \sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2}} \quad (4)$$

式中: $X$ 和 $Y$ 为连续变量; $\bar{X}$ 和 $\bar{Y}$ 为变量的均值; $r$ 为相关系数,可通过相关系数取值判断变量间的相关程度(表1)。

c. 拟合优度检验。拟合优度检验的目的是检验

表1 变量相关性分析

Table 1 Variable correlation analysis

范围	结果
$0.8 \leq  r  \leq 1$	极强相关
$0.6 \leq  r  < 0.8$	强相关
$0.4 \leq  r  < 0.6$	中度相关
$0.2 \leq  r  < 0.4$	弱相关
$0 \leq  r  < 0.2$	极弱相关或不相关

实际观测值在回归模型线附近的离散程度,即度量了因变量中能被回归方程所解释的比例。判定系数  $R^2$  作为拟合优度检验的度量指标,是全部自变量与因变量的复相关系数的平方,综合反映了彼此间的相关程度,因此可作为回归效果检验的指标。判定系数为回归平方和(ESS)与总离差平方和(TSS)的比值,即:

$$R^2 = \frac{ESS}{TSS} = \frac{\sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - \bar{y})^2}{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2}{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2} \quad (5)$$

d. 显著性检验。显著性检验包括方程显著性检验( $F$ 检验)和变量显著性检验( $t$ 检验)。 $F$ 检验是测度所有自变量与因变量之间是否在总体上存在显著性线性关系,即使方程总体线性关系是显著的,但不能说明每个自变量对因变量的影响都显著,因此需要进行  $t$  检验。假如存在某个自变量造成因变量线性变动影响程度较低,从简化回归模型的角度可将此变量剔除。

$F$  检验:

$$F = \frac{\sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - \bar{y})^2 / k}{\sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2 / (n - k - 1)} \sim F(k, n - k - 1) \quad (6)$$

$t$  检验:

$$\begin{cases} t = \frac{\hat{b}_i - b_i}{\sqrt{\frac{s^2}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}}} \\ s^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - \bar{y})^2}{n - k - 1} \end{cases} \quad (7)$$

e. 残差分析。残差是因变量的观测值与回归方程的预测值之差,综合反映回归方程预测因变量而引起的误差。残差分析度量标准是残差值相互独立,其散点图应随机分布在经过零点的直线附近;若残差值间存在相关性,则回归模型无效,相应观测值即为异常值。

在模型序列分析中,检测残差独立性的常用方法为  $D. W.$  检验法,其统计量为:

$$DW = \frac{\sum_{i=2}^n e_i^2 + \sum_{i=2}^n e_{i-1}^2 - 2 \sum_{i=2}^n e_i e_{i-1}}{\sum_{i=1}^n e_i^2} \quad (8)$$

式中:  $e_i = y_i - \hat{y}_i$ , 即回归方程残差估计值。

根据回归方程显著性水平( $\alpha$ ), 样本数据个数( $n$ )和自变量个数( $k$ ), 查找  $D. W.$  表得到下限值( $d_L$ )与上限值( $d_U$ ), 利用表 2 判别检验结论。

表 2 残差自相关检验

范围	相关性
$0 \leq DW \leq d_L$	正自相关
$d_L < DW < d_U$	检验无结论
$d_U \leq DW \leq 4 - d_U$	无自相关
$4 - d_U < DW < 4 - d_L$	检验无结论
$4 - d_L \leq DW \leq 4$	负自相关

### 3 岩溶地下水对暴雨的动态响应

#### 3.1 岩溶地下水动态分析

研究区降雨分布具有明显的季节性, 每年 11 月—次年 2 月为枯季, 降雨量约占全年总降雨量的 25%, 日最大雨量为 14.4 mm, 月均降雨量为 47.65 mm; 4—7 月份为雨季, 降雨量约占全年总降雨量的 75%, 降雨集中且偶发暴雨, 日最大降雨量为 63.6 mm, 月均降雨量为 194.7 mm(图 3a)。

由图 3 可知, 不同监测点地下水位动态表现出明显差异:

(1) ck7、zkw1、yr1、yr2 和 yr5 枯季地下水位总体呈直线型, 地下水位标高为 -19.1~50.8 m。其中 ck7 最大水位埋深约 94 m, 根据疏干程度不同, zkw1、yr1、yr5 和 yr2 等地下水位埋深由小到大排列变化; 雨季地下水位呈尖峰状, 水位标高为 -13.7~72.1 m, 水位变幅为 13.6~42.8 m。ck7、zkw1、yr1、yr2 和 yr5 地下水位在降雨补给条件下均表现为陡升陡降, 说明含水介质为溶蚀管道、裂隙等, 导水能力强; 水位变化波形基本一致, 说明五个监测孔地下水位处于同一地下水径流系统, 或通过岩溶管道与地下水径流系统连通。

(2) yr4 孔地下水位范围为 39.1~63.8 m, 水位年变幅为 27.86 m, 地下水位对降雨敏感程度高, 水位升降与降雨启停时间同步性较好, 说明含水岩体岩溶发育程度高, 导水性强; 低水位时下降支比上升支历时略长, 说明导水性能在垂向上存在差异。而钻孔资料表明, 垂向尺度岩溶发育程度不均, 浅层岩溶

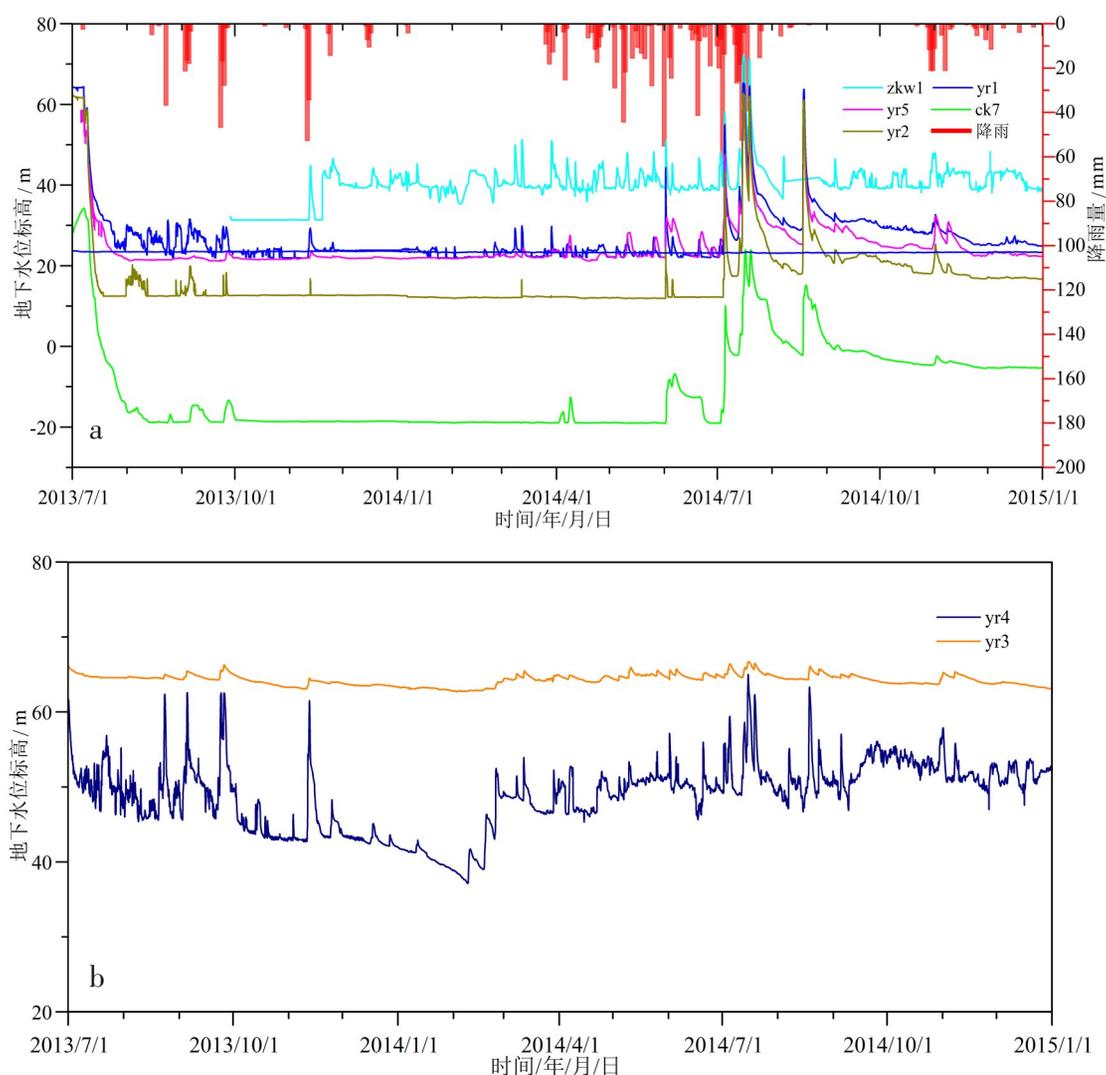


图3 研究区岩溶地下水水位动态曲线

Fig. 3 Dynamic curve of karst groundwater level in the study area

发育程度较高,随着埋深增大岩溶发育程度越低,故 yr4孔深部岩体导水性较差。

(3) yr3 地下水位标高为 62.69~66.7 m,水位年变幅为 1.1 m,水位对降雨的响应为缓升缓降,说明其接受侧向径流补给,但其导水性差;其基岩岩溶发育程度不高,地下水类型为溶蚀裂隙、孔隙水,整体富水性差。而 yr6 孔地下水位长期为直线型,可见岩溶含水层处于强疏干状态。

### 3.2 雨季地下水对暴雨的响应特征

选取 2014 年 7 月 1 日至 7 月 5 日降雨和地下水资料分析,如图 4 所示,第一阶段降雨开始于 2014 年 7 月 3 日 20:00,7 月 4 日 5 时左右降雨停止。12 h 降雨量为 20 mm,最大降雨强度为 4.2 mm·h<sup>-1</sup>,降雨总体呈零散式分布。第二阶段降雨开始于 7 月 4 日 15:

00,延续至 7 月 5 日 7:00 后停止。12 h 降雨量为 59.4 mm,最大降雨强度为 16.2 mm·h<sup>-1</sup>,为集中式强降雨。

第一场降雨后,监测孔地下水位对降雨响应的滞后时间为 5.45~12.2 h,地下水位变幅为 0.71~7.01 m;第二场降雨后,地下水位对降雨响应的滞后时间为 1.2~4 h,地下水位变幅为 1.06~26.16 m。除 yr3 孔外,监测孔地下水位对暴雨响应的滞后时间缩短了 1/2~2/3,地下水位变幅增大 1.7~4.7 倍。这是由于雨季降水较多,包气带处于近饱和状态,暴雨时表层岩溶带水头压力增大,降雨、地表水入渗推动岩土体孔隙水快速向下运移,使地下水位迅速上升<sup>[18]</sup>。与 yr1、zkw1 等相比,ck7 孔地下水位对降雨响应的滞后时间略长,为 3~5.7 h,原因在于其水位埋深大,与地表间形成巨厚层包气带,对下渗水产生

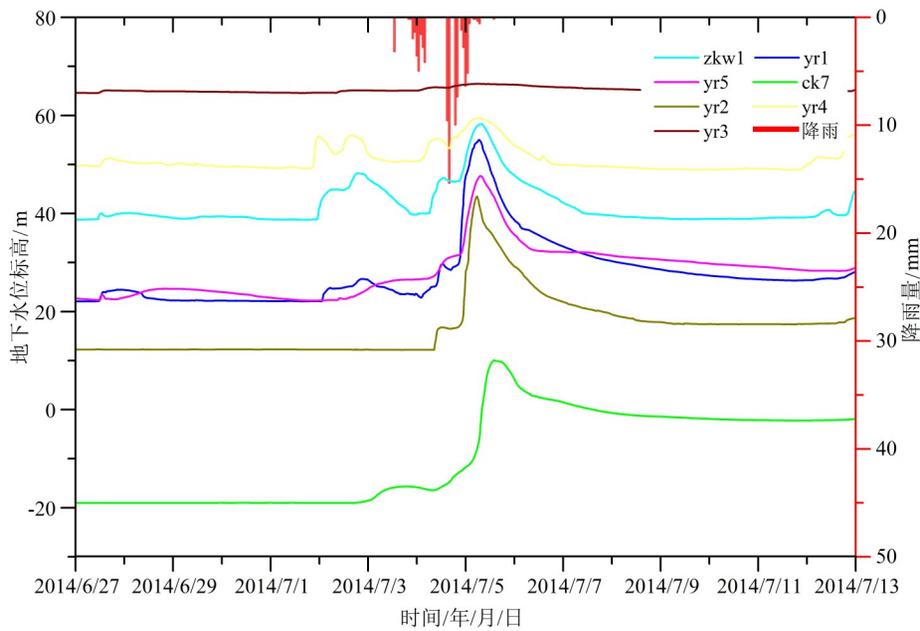


图4 雨季岩溶地下水对暴雨的动态响应

Fig. 4 Dynamic response of karst groundwater to rainstorm in rainy season

拦蓄作用,增加了入渗水的滞留时间<sup>[19-20]</sup>;而水位曲线为陡升缓降,下降支比上升支历时长,说明 ck7 孔在排出管道、裂隙中水的同时,还接受了上部包气带中溶蚀裂隙、孔中的水<sup>[21-22]</sup>。

### 3.3 枯季地下水对暴雨的响应特征

选取 2014 年 11 月 4 日至 11 月 14 日降雨和地下水位资料分析,如图 5a 所示,该场降雨主要集中在 11 月 7 日,持续至 7 日 23:50,历时 20 h,12 h 降雨量为 30.2 mm,最大降雨强度为  $5.2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。

由图 5 可知,地下水位动态曲线趋于扁平化,如 zkw1、yr4 和 yr1 孔对降雨响应为缓升—缓降,峰高大幅降低;yr3、yr5 和 yr2 孔水位曲线下下降支比上升支历时较长,呈明显拖尾现象;ck7 孔水位曲线则无显著起伏。岩溶地下水位对降雨响应的滞后时间为 4.2~13.2 h,水位变幅为 0.1~5 m。与雨季地下水变化情况对比,监测孔地下水对于暴雨信号的响应敏感程度减弱,水位响应滞后时间延长 3~8 h,平均滞后时间为 7.83 h,地下水位变幅为 0.1~5 m,缩减了 5~11 倍。这是由于枯季包气带处于非饱和状态,水分入渗补充包气带亏损后才能形成下渗流,故对地下水的补给量急剧下降,可见包气带含水饱和度与水位变幅呈正相关,即包气带含水状态愈趋近于饱和,形成有效下渗水量则愈大,其对地下水位的影响效果越显著<sup>[16,23-24]</sup>。

## 4 岩溶地下水动态回归预测

### 4.1 地下水位互相关分析

选择 2014 年 4~7 月年地下水位序列进行相关性分析(表 3)。结果显示:

(1) zkw1、yr1、yr2、yr5 孔地下水位的相关系数值均达到 0.95 以上,说明水力联系紧密;在降雨补给条件地下水位变化同步性高,应处于相同的地下水径流系统,这点与前文分析相吻合。yr1 与 yr2、yr5 的相关系数值较 yr1 和 zkw1 高,这可能是 zkw1 孔地下水接受降雨补给的同时,还接受大成桥河水渗漏补给,导致水位变化协同性降低的原因。

(2) ck7 与 zkw1、yr1、yr5、yr2 孔地下水位的相关系数均在 0.8 以上,说明彼此间相关性较强,但地下水位动态存在变化差异,这可能是 ck7 孔包气带对水分入渗补给的滞留作用造成的。

(3) yr4 与 zkw1 孔处于不同地下水径流系统,但地下水相关程度较高,其原因为 zkw1 和 yr4 的覆盖层浅薄,含水体表层溶蚀管道、裂隙较发育,故两者对降雨敏感程度较高,对暴雨的响应表现为陡升—陡降。

(4) yr3 与各孔地下水位相关程度为中等,说明其与其他孔地下水位变化的协同性不强。

### 4.2 地下水回归预测模型

选择相关性较高的 yr1、yr2 和 yr5 孔地下水位序

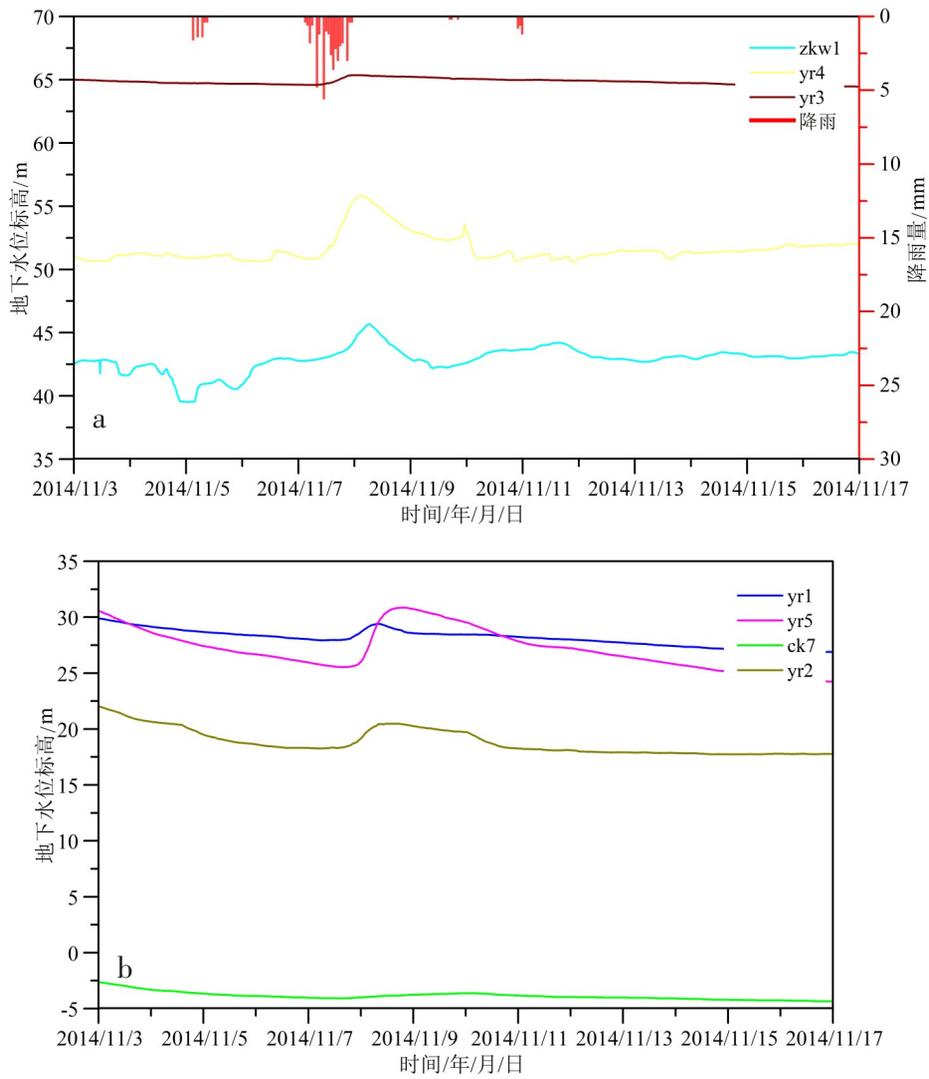


图5 枯季岩溶地下水对暴雨的动态响应

Fig. 5 Dynamic response of karst groundwater to rainstorm in dry season

表3 岩溶地下水位动态相关性分析

Table 3 Dynamic correlation analysis of karst groundwater level

点号	Pearson系数							均值	标准差
	zkw1	yr1	yr5	ck7	yr2	yr4	yr3		
zkw1	1	0.986	0.987	0.871	0.982	0.905	0.723	50.464	10.529
yr1	0.986	1	0.991	0.832	0.993	0.859	0.728	41.555	12.727
yr5	0.987	0.991	1	0.829	0.989	0.844	0.708	39.355	9.708
ck7	0.871	0.832	0.829	1	0.845	0.529	0.734	9.395	9.649
yr2	0.982	0.993	0.989	0.845	1	0.825	0.693	34.130	15.184
yr4	0.905	0.859	0.844	0.529	0.825	1	0.705	54.309	4.576
yr3	0.723	0.728	0.708	0.734	0.693	0.705	1	85.618	0.631

列,连同降雨数据建立回归预测模型。将2014年4-7月地下水和降雨监测资料作为样本分析数据,确定yr5孔水位作为因变量,yr1和yr2孔水位数据、累积降

雨量(P)及累积降雨时间(T)作为自变量纳入讨论。建立的回归预测模型如下:

$$H_i = b_0 + b_1 \Delta x_i + b_2 P_i + b_3 T_i \quad (9)$$

式中: $H_i$ 为 $T_i$ 时刻地下水位; $\Delta x_i$ 为 $T_i$ 时刻地下水位变幅; $P_i$ 为 $T_i$ 时刻累积降雨量; $T_i$ 为累积降雨时长。

由表 4 可知, yr5 与 yr1 孔水位相关系数值最大, 表明两者相关程度最高, 而与 yr2 水位、累积降雨量、累积降雨时间相关性依次降低。 yr5 孔水位与累积降雨量、累积降雨时间相关程度中等, 可能是厚层包气带对降雨入渗的截留作用, 导致水位变动与累积降雨量、累积降雨时间产生不协同现象。 yr1、yr2 孔水位与累积降雨量的相关系数值较高, 说明两者水位主要接受降雨入渗补给, 与前述分析相吻合。

拟合优度检验发现, 模型 3 决定系数( $R^2$ )最高, 其次为模型 2 和模型 1; 模型决定系数均在 0.95 以上, 表明模型回归效果较优(表 5)。由表 6 可知, 三个回归模型的 F 统计量值均大于 1, 显著性概率 P 值均小于 0.05, 模型具有统计学意义。总平方和是回归平方和与残差平方和的数值之和, 均为 135 792.525; 回归平方和与总平方和的百分比表示观测值能够通过回归模型被解释的比例, 模型 1、2 和 3 的比例分别为 98.81%、99.09% 及 99.32%, 说明模型

表 4 岩溶地下水位与降雨量、降雨时长的相关性分析  
Table 4 Correlation analysis of karst groundwater level with rainfall and rainfall duration

点号	Pearson 系数					均值	标准差
	yr5	P	T	yr1	yr2		
yr5	1	0.493	0.492	0.995	0.993	36.042	10.542
P	0.493	1	0.960	0.746	0.727	15.444	38.368
T	0.392	0.960	1	0.440	0.421	3.228	8.045
yr2	0.993	0.746	0.440	1	0.993	36.947	14.104
yr1	0.995	0.727	0.421	0.993	1	28.242	16.707

1、2 和 3 分别能解释模型 98.81%、99.09% 及 99.32% 的数据比例, 随机误差分别为 1.19%、0.91% 与 0.68%。3 个回归模型的系数 b(包括常量)的 P 值均远小于 0.05, 表明回归系数具有统计学意义(表 7)。表 8 为回归模型的残差值, 其中极大值残差为 3.660; 回归模型在显著性水平为 0.05, 样本个数为 200 和自变量个数为 4 时, 查找 D. W. 表得到下限值 1.728 与上限值 1.809, 并由表 2 可知回归模型为负自相关, 这表明未遗漏重要解释变量。

表 5 回归模型的拟合优度汇总表

Table 5 Goodness of fit of regression models

回归模型	相关系数(R)	决定系数( $R^2$ )	调整系数( $R^2$ )	标准估计误差
1 <sup>d</sup>	0.994 <sup>a</sup>	0.988	0.988	1.148
2 <sup>d</sup>	0.995 <sup>b</sup>	0.991	0.991	1.007
3 <sup>d</sup>	0.997 <sup>c</sup>	0.993	0.993	0.867

注: a. 自变量为 P、T 和 yr1; b. 自变量为 P、T 和 yr2; c. 自变量为 P、T、yr1 和 yr2; d. 因变量为 yr5。

表 6 回归模型的方差分析汇总表

Table 6 Analysis of variance of regression models

回归模型	平方和	自由度	均方差	F 值	P 值	
1 <sup>d</sup>	回归	134 185.219 <sup>a</sup>	3	44 728.406	33 922.556 <sup>a</sup>	0.000 <sup>a</sup>
	残差	1 607.306 <sup>a</sup>	1 219	1.319		
	合计	135 792.525 <sup>a</sup>	1 222			
2 <sup>d</sup>	回归	134 555.041 <sup>b</sup>	3	44 851.680	44 181.743 <sup>b</sup>	0.000 <sup>b</sup>
	残差	1 237.484 <sup>b</sup>	1 219	1.015		
	合计	135 792.525 <sup>b</sup>	1 222			
3 <sup>d</sup>	回归	134 876.110 <sup>c</sup>	4	33 719.027	44 815.687 <sup>c</sup>	0.000 <sup>c</sup>
	残差	916.415 <sup>c</sup>	1 218	0.752		
	合计	135 792.525 <sup>c</sup>	1 222			

注: a. 自变量为 P、T 和 yr1; b. 自变量为 P、T 和 yr2; c. 自变量为 P、T、yr1 和 yr2; d. 因变量为 yr5。

表7 模型回归系数检验汇总表  
Table 7 Regression coefficient test of models

回归模型		非标准系数		标准化系数	t值	P值
		系数b	系数标准误差	系数β		
1 <sup>d</sup>	常量	8.329	0.094		88.811	0.000
	P	-0.025	0.003	-0.091	-8.173	7.477e-16
	T	0.046	0.015	0.035	3.152	1.66e-3
	yr1	0.757	0.002	1.012	304.632	0.000
2 <sup>d</sup>	常量	18.256	0.057		321.469	0.000
	P	-0.021	0.003	-0.077	-7.847	9.244e-15
	T	0.055	0.013	0.042	4.283	1.985e-5
	yr2	0.635	0.002	1.006	347.705	0.000
3 <sup>d</sup>	常量	14.149	0.205		69.113	0.000
	P	-0.023	0.002	-0.084	-9.912	2.507e-23
	T	0.051	0.011	0.039	4.606	4.544e-6
	yr1	0.308	0.015	0.412	20.657	1.616e-81
	yr2	0.379	0.013	0.600	30.303	8.751e-51

注:a.自变量为P、T和yr1;b.自变量为P、T和yr2;c.自变量为P、T、yr1和yr2;d.因变量为yr5。

表8 模型残差值统计表

Table 8 Residual statistics of regression models

类型	极小值	极大值	均值	标准偏差
预测值	28.617	58.042	36.041	10.505
残差	-3.076	3.175	0.000	0.866
标准预测值	-3.707	3.094	0.000	1.000
标准残差	-3.699	3.660	0.000	0.998

综上所述,确定模型3为最优回归预测模型,根据公式(9)可得:

$$H_i = 14.149 + 0.308y_1 + 0.379y_2 - 0.023P_i + 0.051T_i \quad (10)$$

选取2014年7月16日至7月24日降雨序列代入公式(10)进行验证分析。期间降雨主要集中于7月18日,降雨总量为39.4 mm,降雨历时约4 h。由图6可知,yr5孔地下水位接受降雨入渗补给后快速上升,到达峰值水位后迅速回落,水位变幅为18.28 m,水位最大变化速率为13.69 cm·min<sup>-1</sup>。此模型预测水位与实际水位变化吻合度较好,未出现预测值溢出

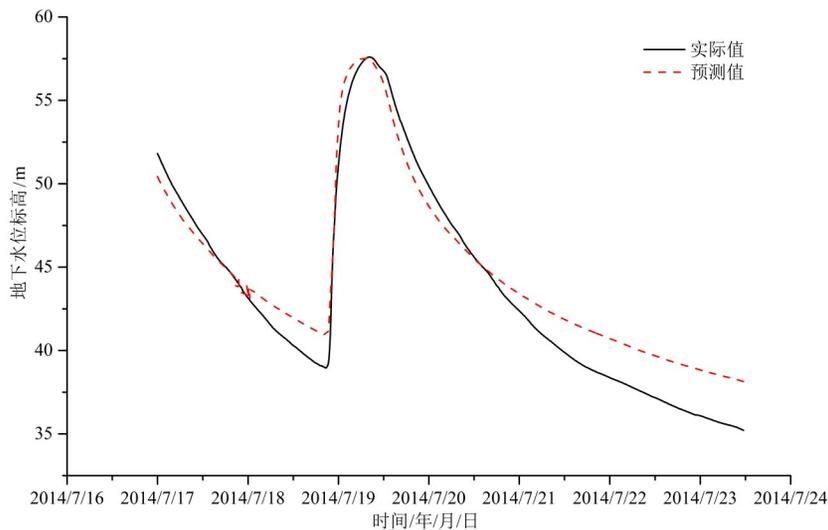


图6 地下水水位实测值与模型预测值

Fig. 6 Groundwater level measured value and model predicted value

现象,而水位下降时出现轻微偏移现象,这可能与监测孔岩溶水动力系统中导水介质类型、结构的差异性有关。

## 5 结论

(1)研究区岩溶含水层疏干区地下水动态在时空尺度上存在显著差异,这与包气带厚度和含水饱和度、岩溶发育程度、导水介质类型以及降雨量密切相关。其中包气带厚度和含水饱和度对水位动态起着主要控制作用,包气带厚度与水位响应滞后时间呈负相关,含水饱和度与水位变幅呈正相关。

(2)研究区雨季时地下水位对暴雨响应的滞后时间为1.2~4 h,水位变幅为1.06~26.16 m;枯季时地下水对于暴雨信号的敏感程度减弱,滞后时间延长3~8 h,水位变幅缩减了5~11倍。

(3)地下水位相关性分析方法简单、快捷,与区域地质环境背景相互印证后,可有效辨识地下水的动力结构;研究区内存在经zkw1、yr1、yr2、yr5和ck7孔的南西—北北东向地下水径流系统。

(4)对回归模型进行相关性分析、拟合优度检验、方差分析和回归系数t检验,确定最优的回归预测模型: $H_i = 14.149 + 0.308y_1 + 0.379y_2 - 0.023P_i + 0.051T_i$ 。经检验,该模型可有效预测暴雨条件下监测孔水位变化过程。

## 参考文献

- [1] 袁道先.对南方岩溶石山地区地下水资源及生态环境地质调查的一些意见[J].中国岩溶,2000,19(2):103-107.
- [2] 杨平恒,罗鉴银,袁道先,等.降雨条件下岩溶槽谷泉水的水文地球化学特征[J].水利学报,2009,40(1):67-75.
- [3] 郝永红,王玮,王国卿,等.气候变化及人类活动对中国北方岩溶泉的影响[J].地质学报,2009,83(1):138-144.
- [4] Ghasemizadeh R, Hellweger F, Butscher C, et al. Review: groundwater flow and transport modeling of karst aquifers, with particular reference to the North coast limestone aquifer system of Puerto Rico [J]. Hydrogeology Journal, 2012, 20(8): 1441-1461.
- [5] Pan Z Y, Jiang X Z, Lei M T, et al. Mechanism of sinkhole formation during groundwater-level recovery in karst mining area, Dachengqiao, Hunan province, China [J]. Environmental Earth Sciences, 2018(77): 799.
- [6] Lei M T, Gao Y L, Jiang X Z, et al. Mechanism analysis of sinkhole formation at Maohe village, Liuzhou city, Guangxi province, China [J]. Environmental Earth Sciences, 2016(75): 542.
- [7] Delbart C, Valdes D, Barbecot F, et al. Spatial organization of the impulse response in a karst aquifer [J]. Journal of Hydrology, 2016(537): 18-26.
- [8] 王朋辉,姜光辉,袁道先,等.岩溶地下水位对降雨响应的时空变异特征及成因探讨[J].水科学进展,2019,30(1):56-65.
- [9] Chen Z, Grasby S E, Osadetz K G. Relation between climate variability and groundwater levels in the upper carbonate aquifer, southern Manitoba, Canada [J]. Journal of Hydrology, 2004, 290(1): 43-62.
- [10] 刘瑞国,王文.地下水位变化与降水的关系分析[J].地下水,2009,31(5):42-44.
- [11] 苟鹏飞,蒋勇军,扈志勇,等.典型岩溶地下河系统暴雨条件下水文水化学动态变化研究[J].水文地质工程地质,2010,37(5):20-26.
- [12] 郑洁,李林立,曹敏,等.典型岩溶槽谷区降雨条件下地下水水质短时间尺度变化过程研究:以重庆南山老龙洞地下河为例[J].西南大学学报(自然科学版),2012,34(12):130-137.
- [13] 姚军,吴礼舟.降雨诱发双层土坡地下水上升及稳定性分析[J].科学技术与工程,2014,14(33):158-163.
- [14] 张光辉,费宇红,田言亮,等.暴雨洪水对地下水超采缓解特征与资源增量[J].水利学报,2015,46(5):594-602.
- [15] 唐春雷,王桃良,王维泰,等.极端降水条件下北京西山黑龙关泉响应研究[J].水文,2016,36(6):70-76.
- [16] 赵文智,周宏,刘鹤.干旱区包气带土壤水分运移及其对地下水补给研究进展[J].地球科学进展,2017,32(9):908-918.
- [17] 王桂智,唐德善.基于SPSS模型的黑河正义峡断面径流量变化分析[J].水电能源科学,2011,29(9):24-28.
- [18] Guo X J, Jiang G H, Gong X P, et al. Recharge processes on typical karst slopes implied by isotopic and hydrochemical indexes in Xiaoyan Cave, Guilin, China [J]. Journal of Hydrology, 2015(530): 612-622.
- [19] 杨静,陈洪松,聂云鹏,等.典型喀斯特峰丛洼地降雨特性及浅层地下水埋深变化特征[J].水土保持学报,2012,26(5):239-244.
- [20] 郭小娇,龚晓萍,袁道先,等.典型岩溶包气带洞穴滴水水文过程研究:以桂林硝盐洞为例[J].地球学报,2017,38(4):537-548.
- [21] 李雪峰,李亚峰,樊福来.降水入渗补给过程的实验研究[J].南水北调与水利科技,2004,2(3):33-35.
- [22] 陈宏峰,朱明秋,夏日元,等.湖南洛塔干河猪场表层岩溶泉BP人工神经网络分析[J].中国岩溶,2005,24(4):300-305.
- [23] 宗路平,角媛梅,李石华,等.哈尼梯田景观水源区土壤水分时空变异性[J].生态学杂志,2015,34(6):1650-1659.
- [24] 郭小娇,姜光辉,汤庆佳,等.典型岩溶石山包气带洞穴水流的水文过程浅析[J].中国岩溶,2014,33(2):176-184.

## Response characteristics of karst groundwater to rainstorm and the multiple regression prediction model in Dachengqiao, Ningxiang county, Hunan Province

PAN Zongyuan<sup>1</sup>, WU Yuanbin<sup>1</sup>, JIA Long<sup>1</sup>, YIN Renchao<sup>1</sup>, MA Xiao<sup>1</sup>, CHEN Ting<sup>2</sup>

(1. Institute of Karst Geology, CAGS/Key Laboratory of Karst Dynamic, MNR&GZAR, Guilin, Guangxi 541004, China; 2. Guilin Branch of China Mobile Communications Group Guangxi Co., Ltd., Guilin, Guangxi 541004, China)

**Abstract** The groundwater activity in the karst mining area can cause serious geological hazards. It is the key to solve the problem of frequent disastersto understand the response characteristics of groundwater to extreme climate conditions. The Dachengqiao area was selected as the study area, which is about 2 km away from the Meitanba coal mine. The stratigraphic lithology in Dachengqiao is mainly the calcareous conglomerate of Cretaceous Baihuating formation, followed by limestone of Permian Qixia formation and Maokou formation. Affecting by the mining drainage karst aquifer, the maximum water level of Dachengqiao is more than 90 m deep. The main runoff direction of groundwater flows from south to north, and is discharged to the mine. In this paper, through the on-site monitoring methods such as the high frequency monitoring of karst groundwater level and rainfall, the dynamics of karst groundwater level and its response process to heavy rainfall are studied, and the characteristics of ground water internal relationship are discussed and a regression prediction model is established. The results indicated that karst groundwater level responded quicker to rainfall in rainy season, and the amplitude of groundwater level is larger compared with that in the dry season. Under the rainstorm condition, the dynamic response of karst groundwater level to the rapid pipeline flow is a steep rise-steepfall, with the variation range of 13.6 to 42.8 m. Whereas the dynamic characteristics of groundwater level supplied by fracture and pore water are slow rise-slow fall, with an annual variation of 1.1 m. The lag time of groundwater level response to rainstorm in the rainy season ranged from 1.2 to 4 h, which is 1/2 to 2/3 shorter than that under the same conditions, and groundwater level variation increased by 1.7 to 4.7 times. In dry season, the lagtime of groundwater level response to rainstorm ranged from 4.2 to 13.2 h, which is extended by 3 to 8 h, and groundwater level variation is reduced by 5 to 11 times. According to the research, groundwater level dynamic characteristic was controlled by thickness and water saturation of vadose zone, which indicated thickness of vadose zone presented a negative relationship with response lag of groundwater level, and water saturation of aeration zone presented a positive relationship with groundwater level variation. The optimum regression prediction model is established through correlation analysis, fitting optimization, variance and residual analysis, and regression coefficient test, which indicates as  $H_i = 14.149 + 0.308y_1 + 0.379y_2 - 0.023P_i + 0.051T_i$ . It is proved that the model can effectively predict the water level change process of monitoring sites under the condition of rainstorm.

**Key words** rainstorm, groundwater level dynamic, aeration zone, multiple regression model

(编辑 黄晨晖)