

DOI :10.3969/j.issn.1004-6933.2011.01.002

典型岩溶地下河入、出口处强降雨过程中水动态变化

苟鹏飞¹,蒋勇军^{1,2},林 涛¹,扈志勇¹,杨平恒¹

(1.西南大学地理科学学院,重庆 400715;2.西南大学岩溶环境与石漠化治理研究所,重庆 400715)

摘要 在强降雨过程中,对典型岩溶地下河入口、出口处 pH 值、电导率、水温、水位进行监测,对比分析了强降雨过程中该地下河入口、出口处水动态变化特征,及入口处水动态变化对出口处的影响。结果表明:强降雨过程中,地下河系统水动态变化对降雨的响应速度快,降雨随岩溶裂隙进入地下河迅速,岩溶含水层对强降雨过程中水资源调蓄能力差。地下河入口、出口处水动态变化差异性较大,上游地下河入口处水化学特征变化速度快,幅度大,受环境影响因素大。地下河出口处水化学变化较上游有规律,主要受稀释作用影响。影响入口处水动态变化的环境因素对出口处水动态变化影响不明显。

关键词 强降雨;水动态变化;地下河入出口;典型岩溶

中图分类号 P641.2 **文献标识码** A **文章编号** 1004-6933(2011)01-0006-05

Study on dynamic variation of hydrological regime at inlet and outlet of typical underground river of karst valley during a large storm

GOU Peng-fei¹,JIANG Yong-jun^{1,2},LIN Tao¹,HU Zhi-yong¹,YANG Ping-heng¹

(1. School of Geographical Science, Southwest University, Chongqing 400715, China; 2. Institute of Karst Environment and Rock Desertification Control, Southwest University, Chongqing 400715, China)

Abstract: The pH, conductivity, water temperature, water table of inlet and outlet of typical underground river were monitored during a large storm. The dynamic change characteristics of hydrologic regime between the inlet and outlet were analyzed. Results showed that the dynamic changes of hydrological regime of subterranean stream rapidly responded to rainfall during storm. Rainfall rapidly infiltrated into the underground river through karst fissure and the water storage capacity of karst aquifer was poor in larger storm. The dynamic changes of hydrologic regime at inlet and outlet had relatively large difference. At inlet the hydro-chemical characteristics changed rapidly, the magnitude of the variation was large and the change of hydrologic regime was controlled by environment factors. At outlet the hydro-chemical characteristics seemed steadily and were controlled by dilution effect. The environmental factors influencing the dynamic changes of hydrologic regime at the inlet had no effect on the outlet.

Key words: larger storm; hydrologic regime; inlet and outlet of underground river; typical karst valley

在我国岩溶地区,碳酸盐岩的分布面积(含埋藏在非可溶岩之下者)为 346.3 万 km²,碳酸盐岩地层出露面积为 206 万 km²,碳酸盐岩出露面积为 90.7 万 km²^[1]。由于碳酸盐岩出露面积广,在强烈的岩溶作用下,岩溶含水层溶蚀裂隙、管道高度发育,并相互贯通,形成岩溶区特有的地表、地下“双层空间结构体系”^[2],形成了“土在楼上,水在楼下”的现象。因此,岩溶地下河成为岩溶区特殊的水资源存在形式。也正是由于特殊的岩溶水文地质结构,使得岩

溶地下水的水位(流量)、水化学特征能够反映外界环境的变化^[3]。

在岩溶地区,地下水水位的升降起伏及水动态变化较大,主要取决于降水、地表及地下水补给,排泄条件以及岩溶发育程度和岩体透水性^[4-5]。反过来,对强降雨过程中水位、水化学指标变化的监测和研究可反演岩溶发育和岩体透水性及影响水动态变化的因素来源。在许多国家和地区,岩溶区地下水、灌溉用水及工业用水是一种脆弱性资源,同时,

由于特殊的岩溶含水介质使得岩溶区水资源脆弱性远高于其他地区^[6],因此,岩溶地下水急需有效的管理和保护。监测对地下河入口、出口处水动态的变化,研究水化学指标对比,对于研究地下河入口水化学特征对出口水化学特征的影响及岩溶裂隙对地下河源汇的影响十分必要。同时,对研究全流域水动态变化、流域面源污染物和水质在地下河、岩溶裂隙中的迁移和转化规律有一定指导意义,也为地下水资源管理和保护、流域生态环境综合治理、安全供水提供重要保证。

1 研究区域概况

1.1 自然地理

研究区位于重庆北碚区、沙坪坝区和璧山县的

交界处,面积约 13.4 km²,地处川东平行岭谷区华蓥山帚状褶皱束温塘峡背斜南段。区内背斜成山,向斜成谷,呈现‘一山二岭一槽谷’式的典型岩溶槽谷景观(图 1)。槽谷南北长约 12 km,NNE 向呈狭长带状展布(图 2)。山脉走向与构造方向基本一致,总体地势显北高南低,山峰与谷地相对高差在 200 ~ 300 m 之间(图 3)。北部猪头石到岩口落水洞一带东西宽从 500 m 逐渐变至 1 km,岩口落水洞到研究区南部宽度基本保持在 1.1 km 左右。该区域属亚热带湿润季风型气候,多年平均气温为 16.5℃,多年平均降水量为 1 250 mm。雨热同期,降雨主要集中在 5—9 月,占全年降水量的 70%,且多暴雨。区内发育地带性土壤黄壤和非地带性土壤石灰土,土被分布不连续。植被主要为亚热带常绿阔叶林、灌

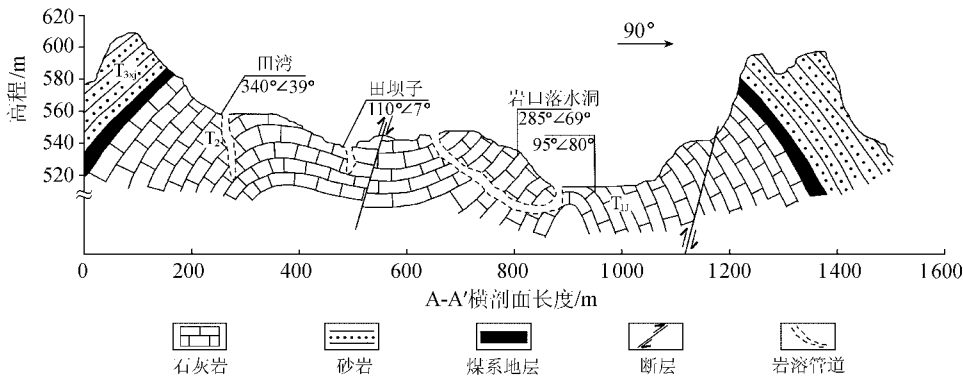


图 1 青木关地下河系统 A—A'横剖面地质示意图

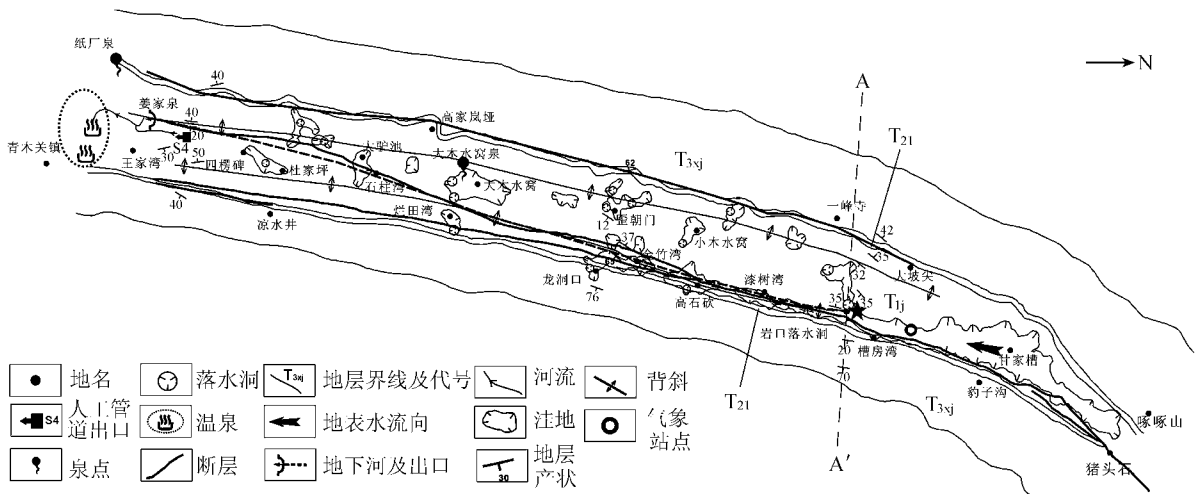


图 2 青木关地下河系统水文地质示意图

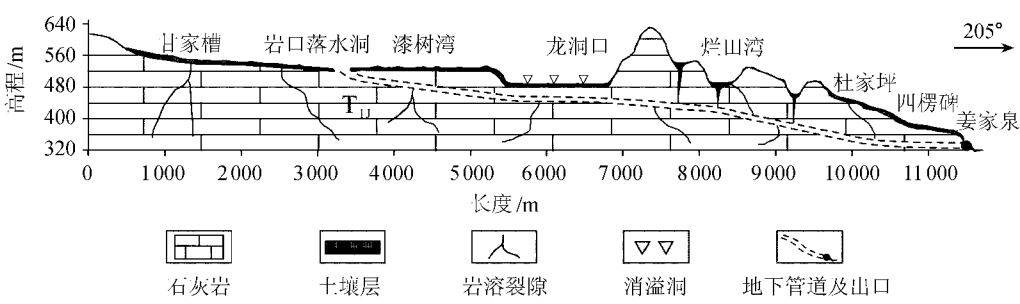


图 3 青木关地下河系统地质纵剖面

木丛,以旱生、喜钙型灌丛林为主。

1.2 水文地质

研究区碳酸盐岩广泛分布,背斜轴部主要为三叠系下统嘉陵江组(T_{1j})碳酸盐岩出露,其厚度大于800 m,构成山的主体部分,岩性主要是浅灰、灰色、青灰色厚层块状灰岩、白云岩、白云质灰岩夹角砾状灰岩。背斜核部 NE 向、NW 向剪裂隙和纵向、横向张裂隙极为发育,在岩溶水长期溶蚀、侵蚀下形成典型槽谷,两翼主要为三叠系中统雷口坡组(T_{2l})碳酸盐岩和三叠系上统须家河组(T_{3xj})长石石英砂岩、泥质粉砂岩、泥岩并夹有煤系,其厚度大于700 m。受轴翼转折处挤压应力作用,背斜轴东、西侧形成压性断裂破碎带或近直立岩层,形成背斜山两侧的岭脊,但东翼陡峻,西翼较缓,为不对称背斜。背斜轴部经过强烈的挤压,形成了两条近似平行的次一级复式背斜。由于槽谷区的山麓部位碳酸盐岩的条状展布及外侧相对隔水的须家河组砂岩和泥岩的存在,为岩溶槽谷及地下岩溶水系统的发育创造了基本条件。

槽谷相对封闭,降水成为该区域的主要补给来源,上游岩口到龙洞口段地表平缓,农田广布。降水在谷地中汇集经由岩口落水洞(海拔524 m)流入地下河,中下游降水经串珠状、大小不等的洼地由消溢洞进入地下河系统,下游段龙洞口到姜家泉段地形坡度相对较陡,且无消溢洞发育(图3)。出口姜家泉(海拔320 m)通过南部敞开处出露后流入青木溪。

2 研究方法

通过安装在研究区流域内的3台 HOBO 小型自动气象站(美国 ONSET 公司生产),观测降雨量和气温,代表整个研究区的情况,其精度分别为0.2 mm、

$< \pm 0.1^{\circ}\text{C}/\text{a}$ 。

利用安装在地下河入口(岩口)、出口(姜家泉)处的多功能野外自动化监测记录仪 CTD300(澳大利亚 Greenspan 公司生产),分别监测两处的电导率、pH 值和水温,每15 min 自动测定数值并记录1次;电导率、pH 值和水温的精度依次分别为 $0.1\ \mu\text{S}/\text{cm}$ 、0.01 和 0.01°C 。分别在地下河入口、出口处建立了水文观测站,并修建了规则的矩形水堰,使用 WGZ21 型光电数字水位计(重庆华正水文仪器有限公司生产)测量实时水位,其精度为1 mm,水位变幅超过2 mm 时,5 min 记录1次,否则1 h 记录1次。

3 结果与分析

2009 年8月3—5日,青木关地下河流域出现一次较集中的强降雨过程,从3日14:24 开始持续性降雨,到5日7:19 基本结束,期间累计降雨量为211.6 mm。平均降雨强度为5.3 mm/h。降雨主要集中在4日,全天降雨量为118.2 mm,其中最大降雨量出现在4日16:44—16:49,5 min 降雨量达到6.8 mm。降雨过程中,地下河入口、出口处的 pH 值、电导率、水温和水位均有明显变化。其中上游地下河入口处变化较下游出口处复杂,上下游水动态变化差异性大。

3.1 上游岩口水动态变化

流域上游为甘家槽洼地,水田广布,岩口进入地下河的水主要是降雨经落水洞汇入,强降雨过程中 pH 值、电导率、水温总体表现为降低趋势,pH 值在降雨过程中出现两次上升。降雨结束后 pH 值、电导率、水温再次出现波动,而水位在降雨过程中上升显著,在最高水位有一定的停滞,之后水位又开始快速回落(图4)。

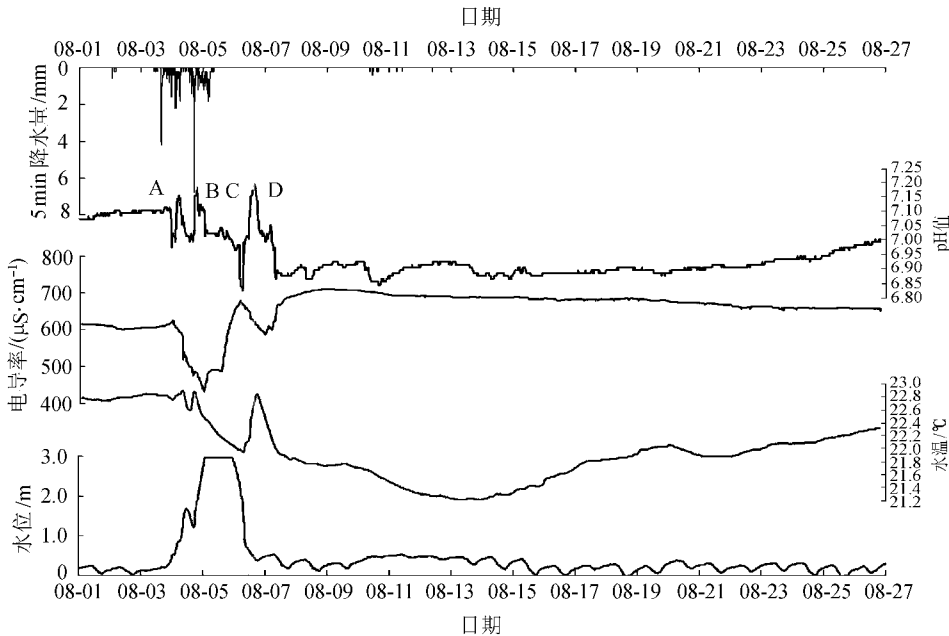


图4 青木关地下河入口岩口处 pH、电导率、水温、水位与降水对应变化曲线

a. pH 值变化。降雨前 pH 值平均为 7.10,随着降雨过程的持续(4 日 0 00)降到 6.98(A),6 00 时又上升到 7.16,较降雨前高,到 16 :45 又回落到 7.00 (B),3 h 后 19 :45 再次升到 7.19,到 6 日 7 :30 降到最低值 6.83(C),最大降幅 0.36。随后出现第 3 次上升,到 16 :30 上升到 7.20(D),升幅达 0.37。7 日 13 :30 降到 6.88,随后逐渐趋于稳定。据刘再华等^[7] 研究,管道中的水化学变化,雨水的稀释作用是主要的控制过程。研究区数据表明,上游入口处 pH 值在降雨过程中总体呈下降趋势,主要是强降雨的稀释作用。但出现两次上升尖峰(A、B),主要由于降雨间隙流量较少,受水动力效应影响^[6]。降雨结束后再次出现上升(D),其原因可能与水位下降后,雨水溶解土壤 CaCO_3 颗粒有关^[7]。C 处降至最低可能是降雨的补给作用使水位升高,流量增大后的稀释效应。

b. 电导率变化。电导率由降雨前 608.8 $\mu\text{S}/\text{cm}$ 持续下降,在 5 日 0 :30 降到最低,值为 431.6 $\mu\text{S}/\text{cm}$,降幅达 177.2 $\mu\text{S}/\text{cm}$ 。之后开始回升,在 6 日 5 :00 达到 688.8 $\mu\text{S}/\text{cm}$,最大升幅达到 257.3 $\mu\text{S}/\text{cm}$ 。7 日 0 :00 出现次小值为 587.0 $\mu\text{S}/\text{cm}$ 。之后开始回升,9 日 1 :00 达到 709.8 $\mu\text{S}/\text{cm}$,此后基本保持平缓下降,直到 27 日,电导率降至 629.0 $\mu\text{S}/\text{cm}$,仍然高于降雨过程开始前水平。电导率随水位不断升高而降低,同样属降雨的稀释作用。随后的升高可能是受滞水消退后土壤 CO_2 效应^[7] 造成电导率升高。

c. 水温变化。在降雨前水温一直在 22.63℃ 左右,到 4 日 9 :15 升高至 22.93℃,到 14 :15 降低为 22.62℃,到 17 :45 又上升至 22.92℃,到 6 日 6 :00 降到最低,水温为 22.00℃,到 19 :15 时为 22.87℃。7 日 10 :00 降至 22.00℃,直到 8 月 13 日降至最低

21.2℃,之后缓慢上升。水温的前两次小峰主要是降雨间隙受气温影响的小幅升高。由于夏季降水的水温低于地面水温,随降雨强度的增大水温逐渐降低,但由于降雨量大,使得岩口落水洞出现滞水,受气温影响,表层水温高于底层水温,当水位下降后,水温受表层水影响出现上升。随滞水的完全退去后,水温逐渐下降。

d. 水位变化。降雨前水位在 0.150 m 左右,4 日 0 00 缓慢上升为 0.500 m,之后快速上升,11 :00 为 1.692 m,到 16 :45 回落到 1.210 m,5 日 1 :30 时水位上升到最高,达 2.984 m,并停滞 9 h,到 22 :15 水位开始下降。到 6 日 18 :30 分时降至 0.387 m。由于降雨的流域性补给,使得水位随降雨快速变化,流域雨水的汇集速率大于落水洞的排泄,使得排泄不畅,出现长时间滞水。

3.2 下游姜家泉水动态变化

地下河出口处 pH 值、电导率随降雨持续而降低,pH 值对降雨的响应过程快于电导率;而水温和水位都随降雨升高,水温上升缓慢,持续时间较长,回落较快,水位则上升迅速,对降雨响应快,到达最高之后,回落至 0.600 m 时,持续较长时间后回落,整体回落速度较快(图 5)。

a. pH 值变化。pH 值由降雨之前的 7.10 左右开始下降,到 5 日 5 :00 降至最低值 6.85,最大降幅为 0.25。之后缓慢上升,到 6 日 20 :30 上升到 7.00 左右,与降雨前相当。pH 值开始降低的时间,滞后于第 1 次较强降水 2.5 h。

b. 电导率的变化。电导率由降雨前的 700.0 $\mu\text{S}/\text{cm}$,到 7 日 0 :30 时降到 427.7 $\mu\text{S}/\text{cm}$ 。之后开始缓慢回升。但仍然低于降雨前的水平。

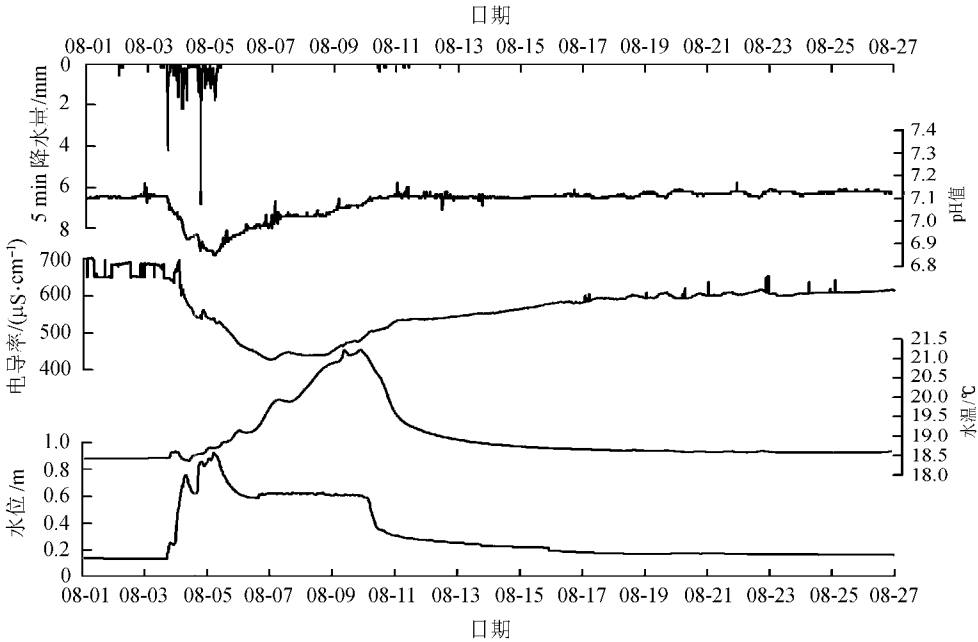


图 5 青木关地下河出口姜家泉处 pH、电导率、水温、水位与降水对应变化曲线

据刘再华等^[7-8]研究,暴雨时至少有两个重要的作用在控制着水化学的动态变化,一是雨水的稀释作用,另一个是碳酸盐岩-水-CO₂气相互作用。pH值、电导率的降低主要受降雨稀释效应控制。对于管道含水介质,雨水的稀释作用则成为主控因素。而青木关地下河属单一的管道流型地下河通道^[9-11],因此pH值、电导率的降低主要是雨水的稀释作用为主。

c. 水温变化。降雨前水温为18.5℃,到9日8:00时缓慢上升到21.21℃,之后缓慢降低,直到15日降到18.70℃,但仍高于降雨前的水平。由于夏季地下水温远低于雨水温度,雨水大量补给地下水使得地下水温上升,接近于入口水温的最低值。说明水温上升与降雨补给量和降雨持续时间有关。

d. 水位变化。水位在降雨前为0.133 m,之后开始上升,到4日8:00达到0.756 m,14:00回落至0.617 m,到5日4:51再次上升到0.923 m,达到最大值。到6日2:00下降到0.610 m,之后基本保持稳定在0.610 m左右,持续时间达82 h。到10日0:00开始缓慢下降,到15日23:00降至0.200 m,与降雨前基本一致。水位的迅速上升和随降雨减小而出现的尖峰说明水位对降雨的响应快速。

4 讨论

降雨过程中,地下河入口处水动态变化幅度大,其主要原因为上游水田广布,雨水在汇集到入口过程中受外界环境因素的影响和控制。在水位快速上涨和下降过程中,pH值、电导率变化复杂,因此,在降雨的不同时期,入口处水动态变化受不同环境因

素的影响。相比而言,出口处水动态变化较为规律,pH值、电导率主要表现为降雨对地下河的稀释作用控制,为同一主导因素的影响。

从图6入口、出口处水位对比发现,出口处出现第1次高峰比入口处早3 h,并且出口处水位上升速度快于入口处。而且,出口处pH值变化降低仅滞后第1次较强降雨2.5 h。可能是由于下游地势坡度较上游陡,水力坡度为3.1%^[9],在降雨初期雨水通过距出口较近的中、下游洼地和岩溶裂隙的快速补给使出口处水位升高,水量增大。同时说明地下河系统对降雨的响应速度快,地下河管道、岩溶裂隙高度发育,降雨随岩溶裂隙进入地下河迅速,岩溶含水层对强降雨过程中水资源的调蓄能力差。而降雨结束后,上游水位快速回落,说明岩溶管道发育并且畅通。下游水位回落至0.610 m并持续长达82 h,其形成的主要原因是来自上游落水洞及附近洼地滞水对地下河的补给,因此,地下河出口处水温也随上游较高水温处达到最高值,并与上游入口水温最低值相近。

地下河入口、出口处水动态对比说明地下河入口、出口变化差异性大,水动态变化的主导性影响因素不同。地下河出口处水动态变化主要表现为降雨的稀释效应,并没有与多因素影响的入口处水动态变化保持一致。主要是由于大量降雨的灌入后,经过长距离的地下河管道运移,以及影响入口处水动态的变化的外界环境因素作用的消失,使得入口处水动态没有得到长久有效的保持,因此对出口处的水动态变化的影响不明显,在出口处主要表现为强降雨的稀释效应。

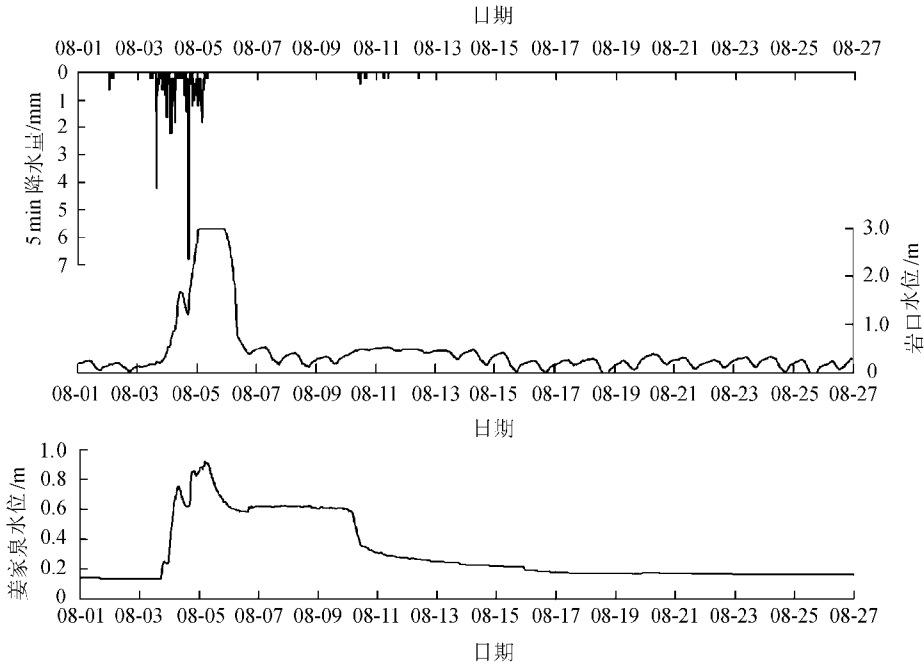


图6 青木关地下河入、出口水位与降雨对应变化曲线

(下转第14页)

不相同。由于表 3 中给出的三个样本的菌落总数都超出标准值 20,因此都属于严重危险的第三等级。但是由于它们的电导率不同,因此,它们的风险度也不同,严重程度按行从上到下依次递减。虽然样本 A200808272 和样本 C200810111 的电导率值相差很大,由于电导率所占权重比菌落总数所占权重小得多,从而导致这两个样本的风险度反而相差不大。

表 3 样本结果分析

样本编号	电导率/ ($\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$)	菌落 总数/ ($\text{cfu}\cdot\text{mL}^{-1}$)	大肠菌群/ ($\text{MPN}\cdot$ 100mL^{-1})	霉菌、 酵母/ ($\text{cfu}\cdot\text{mL}^{-1}$)	风险 度值	风险 级别
D200901201	84.4	0	0	0	0.2404	3
H200712191	8.02	140	0	0	0.323	3
A200707031	7.23	35	1	0	0.0923	2
A200808272	18.32	24	1	0	0.1674	2
C200810111	34	23	1	0	0.1581	2

3 结 语

笔者首先运用层次分析法给出纯净水水质评价因子权重的计算,赋权能够全面考虑各评价因子对水质影响的不同,比较符合纯净水水质的实际情况。然后运用灰色分析方法对纯净水的风险度值和风险级别进行了计算,其中对风险度值的求法进行了改进,由传统的直接求和法改为加权求和法。所给方法考虑了水质评价中的模糊性和不确定性,不仅可以实现纯净水生产企业的风险评价、为纯净水监管部门提供帮助,而且可以用于其他水质的风险分析,具有较强的实用性。

(上接第 10 页)

5 结 论

强降雨过程中,地下河系统水动态变化对降雨的响应速度快,降雨随岩溶裂隙进入地下河迅速,岩溶含水层对强降雨过程中水资源调蓄能力差。

地下河入口、出口处水动态变化差异性较大,上游地下河入口处水化学特征变化速度快,幅度大,受环境影响因素大。地下河出口处水化学变化较上游有规律,主要受稀释作用影响。

影响入口处水动态变化的环境因素对出口处水动态变化影响不明显。

参考文献：

[1] 袁道先,朱德浩,翁金桃,等.中国岩溶学[M].北京:地质出版社,1994:1-13.
[2] 袁道先,蔡桂鸿.岩溶环境学[M].重庆:重庆出版社,1988:3-15.
[3] 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):67-74.
[4] 何师意,裴建国,谢运球,等.湖南保靖县白岩洞地下河

参考文献：

[1] 牛江梅,张绍钧,陈晓.焦作市 1998—2000 年纯净水市场卫生学调查分析[J].华北煤炭医学院学报,2001,3(5):557-557.
[2] 新浪网.竹源牌桶装水不洁贵阳 299 人感染甲肝[EB/OL].[2008-04-19].http://news.sina.com.cn/w/2008-04-19/012213759376s.shtml.
[3] 厉艳君,杨木壮.地下水水质评价方法综述[J].地下水,2007,29(5):19-24.
[4] 兰文辉.环境水质评价方法的分析与探讨[J].干旱环境监测,2002,16(3):167-169.
[5] 曾庆雨,田文英,王言鑫.基于复合权重-GIS 的下辽河平原地下水脆弱性评价[J].水利水电科技进展,2009,29(2):23-26.
[6] 邹海明,蒋良富,李粉茹.2004 年淮河流域水质状况和聚类分析[J].水资源保护,2007,23(1):60-62.
[7] 周维博,郭小砾.塔里木河水水质模糊模式识别评价[J].水资源保护,2007,23(4):33-36.
[8] 周振民.基于模糊综合评判法水环境评价及其可靠性分析[J].中国农村水利水电,2009,(5):15-17.
[9] 张春荣.泰安市旧县水源地水质评价及保护措施[J].地下水,2007,29(1):72-74.
[10] 苏耀明,苏小四.地下水水质评价的现状与展望[J].水资源保护,2007,23(2):4-9.
[11] 朱建军.层次分析法的若干问题研究及应用[D].沈阳:东北大学,2005.
[12] SAATY T L.The analytic hierarchy process[M].New York:Mc Craw-Hill,1980.

(收稿日期 2009-12-08 编辑 高渭文)

流域水文地球化学特征研究[J].中国岩溶,2006,25(3):187-194.

[5] 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.
[6] RAVBAR N,GOLDSCHIEDER N.Comparative application of four methods of groundwater vulnerability mapping in a Slowene Karst catchment[J].Hydrogeology Journal,2009,17:725-733.
[7] 刘再华,GROVES C,袁道先,等.水-岩-气相互作用引起的水化学动态变化研究:以桂林岩溶试验场为例[J].水文地质工程地质,2003,30(4):13-18.
[8] 刘再华,李强,汪进良,等.桂林岩溶试验场钻孔水化学暴雨动态和垂向变化解释[J].中国岩溶,2004,23(3):169-176.
[9] 杨平恒,罗鉴银,彭稳,等.在线技术在岩溶地下水示踪试验中应用:以青木关地下河系统岩口落水洞至姜家泉段为例[J].中国岩溶,2008,27(3):215-220.
[10] 刘仙,蒋勇军,叶明阳,等.典型岩溶槽谷区地下河水动态响应研究:以重庆青木关地下河为例[J].中国岩溶,2009,28(2):150-154.
[11] 贺秋芳,杨平恒,袁文昊,等.微生物与化学示踪岩溶地下水补给源和途径[J].水文地质工程地质,2009,36(3):33-38.

(收稿日期 2009-11-01 编辑 高渭文)