

周翠琼, 柴金龙, 张贵, 等. 云南泸西皮家寨大泉壅水水位变化特征研究[J]. 中国岩溶, 2024, 43(6): 1287-1294.

DOI: 10.11932/karst20240606

云南泸西皮家寨大泉壅水水位变化特征研究

周翠琼^{1,2,3}, 柴金龙⁴, 张贵^{1,2,3}, 王宇^{1,2,4}, 何绕生^{1,2,3}, 王劲^{1,2,3}, 李继红^{1,2,3}

(1. 自然资源部高原山地地质灾害预报预警与生态保护修复重点实验室, 云南昆明 650216; 2. 云南省高原山地地质灾害预报预警与生态保护修复重点实验室(筹), 云南昆明 650216; 3. 云南省地质环境监测院, 云南昆明 650216; 4. 云南省地质调查局, 云南昆明 650051)

摘要: 皮家寨岩溶大泉位于泸西盆地上游盆地底部边缘, 泉流量 $1\ 072\sim1\ 957\ \text{L}\cdot\text{s}^{-1}$, 动态较稳定。采用钻探、物探、壅水试验等方法对皮家寨大泉水位开展研究, 结果表明: 泸西盆地边缘的皮家寨大泉具有一定的承压性; 泉口壅水时周边水位升幅、响应时间与距离无直接关系, 而受岩溶发育及连通程度控制, 各向异性明显; 泉口上游含水介质结构以溶隙-管道结构为主, 壅水时水位升幅较大、响应较快, 初期会形成 $2\sim3\ \text{h}$ 的地下水“涌浪”现象, 多表现为初期水位快速上升而达到最大值, 随后出现短时下降, 之后再逐渐上升达到稳定值的“双峰型”; 泉口下游含水介质结构以溶隙网络结构为主, 壅水时水位升幅一般较小, 响应较慢, 多表现为较均匀上升的“直线型”。泉口壅水高度控制在一定范围内时, 不会引起流量明显减小。工程实践结果, 泉口水头抬升 $4.4\ \text{m}$ 时流量未减小。

关键词: 岩溶水; 大泉; 壅水; 水位动态分析; 云南泸西

创新点: 对岩溶大泉出口壅水时, 研究发现泉口周边水位升幅、响应时间各向异性明显, 水位变化主要有“双峰型”、“直线型”两类, 但个别地段还会出现短时水位先降后升的异常情况; 壅水时会造成地下水短期振荡, 出现泉水变浑现象。

中图分类号: P641.73 文献标识码: A

文章编号: 1001-4810(2024)06-1287-08

开放科学(资源服务)标识码(OSID):



0 引言

云南岩溶分布广泛, 岩溶盆地发育, 在盆地边缘土石分界线附近常有大泉、地下河出露。泸西盆地盆底面积 $78.1\ \text{km}^2$, 出露于盆地上游边缘东北部的皮家寨大泉, 因出露位置相对较低而难以作为盆底东部边缘地区的缺水耕地灌溉水源。本世纪初, 将该泉的水头高度适当提高 ($4.4\ \text{m}$), 其利用价值明显增大, 既可引流增加下游耕地灌溉面积 $4\ 000\ \text{hm}^2$, 改善盆地东部边缘 $2.1\ \text{万}\ \text{hm}^2$ 耕地的灌溉条件, 又可解决

下游 $8\ 000\ \text{hm}^2$ 耕地的排涝问题, 直接经济效益每年增加 343 万元。泉水水头壅高势必会引起周边水力条件的改变。国内外对岩溶水、岩溶泉的研究已较为深入^[1-9]。以往研究岩溶水水位动态特征多数情况下是利用抽水试验和钻孔、天窗水位资料^[10-12], 有的则通过堵放水来研究地下河水位的变化特征^[13-14], 但利用壅水试验研究大泉及附近水位动态变化特征则很少^[15-18]。本文将对皮家寨岩溶大泉壅水期间水位变化特征的深入研究, 以为同类型岩溶大泉的优化利用提供参考。

资助项目: 国家重点研发计划专项 (2016YFC0502502)

第一作者简介: 周翠琼(1972—), 女, 高级工程师, 主要从事水工环地质调查研究工作。E-mail: 407528806@qq.com。

通信作者: 张贵(1964—), 男, 正高级工程师, 主要从事水工环地质调查研究工作。E-mail: ynsghszg@163.com。

收稿日期: 2024-02-10

1 大泉概况

皮家寨大泉属泸西盆地岩溶水系统的子系统之一, 泉口高程 1711 m, 泉域平面呈北东向长条形展布, 东部以个旧组第二段(T_2g^b)砂岩、泥岩, 以及飞仙关组(T_1y)砂岩、泥岩作为隔水边界, 西部以地表分水岭为界, 补给面积 115 km²。泉点处于盆地底部边缘地形由陡变缓处的山脚下, 西部基岩裸露, 东部、南部地势平坦开阔, 为第四系(Q)冲洪积黏土, 厚度小于 15 m。泉域内为一向西倾斜的单斜构造, 断层不发育, 主要含水层组有三叠系个旧组第四段(T_2g^d)块状白云岩和第一段(T_2g^a)、第三段(T_2g^c)厚层状灰岩、白云质灰岩、薄层灰岩、含泥质薄层灰岩。泉域内含水层岩溶发育强烈但不均匀, 富水性差异大, 地下水平均径流模数 12.1 L·s⁻¹·km⁻²。补给径流区为盆地上游白水岩溶槽谷、盆地边缘峰丛洼地区(图 1)。皮家寨大泉除接受降水渗入补给外, 白水塘中型水库的渗漏补给是大泉重要的补给源之一。补给区与大泉出口相对高差 70~100 m, 总体上岩溶水自北东向南西径流排泄, 在坝心、皮家寨一带, 上层地下水一部分以泉的形式集中排泄, 形成坝心、皮家寨大泉, 下层地下水则在覆盖层之下以潜流形式继续向盆地内径流, 岩溶水具承压性。白水塘至坝心、皮家寨大泉的示踪试验结果 Cl⁻含量曲线为“单峰型”, 以快速管道流为主, 水力坡度 1.43%~1.62%, 视流速 144.82~176.45 m·h⁻¹^[19]。皮家寨大泉流量 1072~1957 L·s⁻¹, 不稳定系数 1.8, 为稳态型, 坝心大泉流量 323~433 L·s⁻¹, 不稳定系数 1.3, 为稳态型。

2 岩溶发育特征

大泉出露于个旧组第三段厚层状灰岩、白云质灰岩中, 岩层产状一般 250°~290°∠26°~34°, 节理裂隙发育, 主要有走向为 60°~80°、300°~320°、340°~350°的 3 组高角度节理裂隙, 隙间距一般 30~80 cm, 沿裂隙、层面溶蚀强烈。据泉口上、下游间距 20~50 m, 点距 10 m 的 12 条高密度电法及钻探资料综合分析, 在泉口附近水平及垂直岩溶发育差异极大, 平面上大致追踪节理裂隙发育了 4 条由溶洞、溶隙密集带构成的岩溶强发育带(图 2); 垂向上不同深度亦发育了溶洞、溶隙密集带(一般厚度 0.5~5 m)。总体上构成空间结构复杂、相互连通的网状隙-管系

统。据钻探、物探资料综合分析, 大泉附近北部, 岩溶发育强烈, 以溶隙、溶洞为主, 钻孔岩心破碎, RQD 小于 40%, 钻孔遇洞率 76.9%, 溶洞率 4.6%, 溶洞直径一般 0.5~1.5 m, 最大 4.7 m, 黏土半充填, 并且越向上游岩溶的成层性、不均匀性越明显, 以溶洞、溶隙为主的岩溶强发育带埋藏较浅且窄, 厚度一般在 40~70 m。泉口附近主管道延伸方向北西, 埋深 20~30 m, 管径 5 m 左右。大泉下游岩溶发育相对较弱且均匀, 以溶隙为主, 部分为黏土充填, 钻孔岩心完整, RQD 为 63%~77%, 钻孔遇洞率 66.7%, 溶洞率 1%, 溶洞少而小, 一般直径 0.2 m 左右, 最大 0.6 m。东部以溶隙为主的强岩溶发育带厚度大且分布宽, 厚度一般大于 70 m。

3 壅水试验的布置

为查清大泉周边地下连通情况, 壅水试验前进行了示踪试验, 即在大泉北东部的 zk3 孔中投入食盐 500 kg 后, 分别在大泉、zk2、zk6、zk10、zk11、zk12、zk13 孔中每 30 min 测定一次水体 Cl⁻含量及电导率。试验时段内各测点 Cl⁻含量均未出现异常, 仅 zk11 孔电导率出现微弱异常。

壅水时大泉天然泉口进行围砌, 泉口壅水时逐步增高水头, 并设置溢流口使其能继续溢流。鉴于施工条件所限, 泉口壅水试验时水位上升最大高度限制在 0.66 m。壅水前、后进行流量观测。在泉口附近共设置 16 个测压水位(简称水位)观测孔, 孔深 15.1~45.1 m, 采用钢尺测量水位, 观测孔最远距离 380 m(图 2)。壅水前对泉口及观测孔进行一次统测水位, 壅水时每间隔 10 min 连续观测 3 次, 间隔 30 min 连续观测 5 次, 随后 1 h 观测 1 次至稳定。壅水试验自 2004 年 2 月 24 日 10 时开始至 25 日 10 时结束, 短历时观测持续时间 24 h。3d 后统测, 各观测点水位、大泉流量均保持稳定。

4 壅水结果讨论

4.1 泉口初始水位特征

大泉口壅水前, 总体上北西水位较高、南东水位较低, 除 zk1 孔外, 附近 15 个观测孔水位均低于泉口水位 0.3~3.0 m(泉口下游最低), 最高水位 zk1 孔水位标高 1711.56 m, 其次为大泉水位标高 1710.92 m,

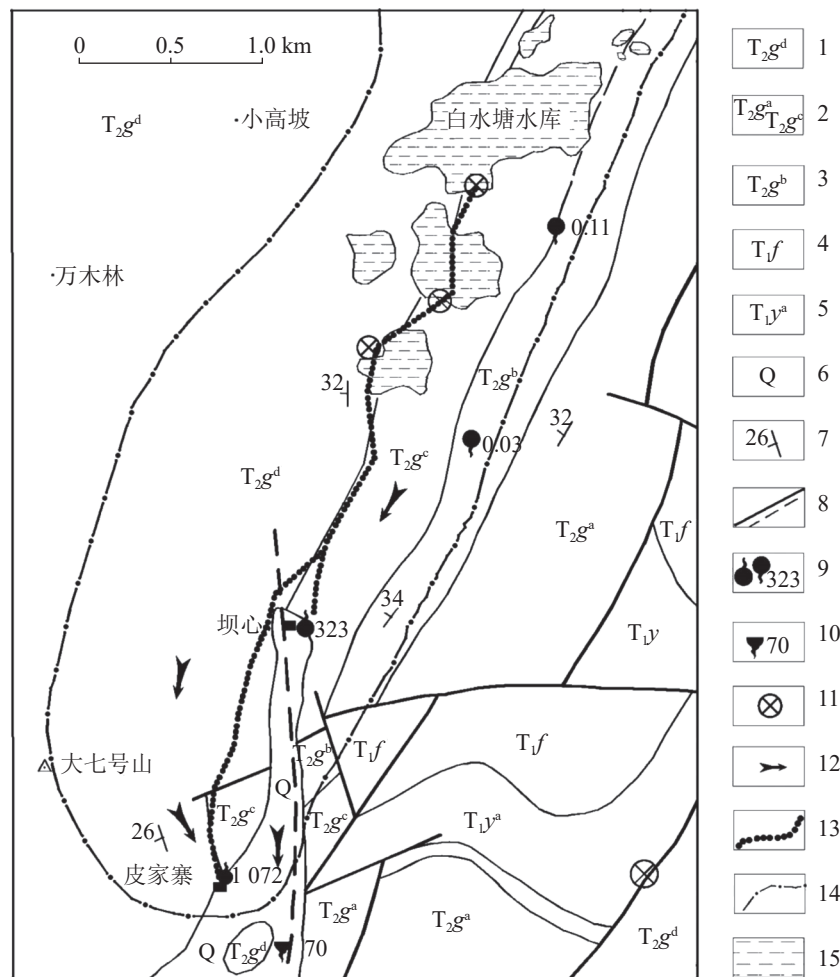


图1 皮家寨大泉水文地质图

1. 个旧组 d 段白云岩 2. 个旧组 a 段、c 段灰岩 3. 个旧组 b 段砂泥岩 4. 飞仙关组砂泥岩 5. 第四系松散岩 6. 地层产状 7. 断层、推测断层 8. 上升、下降泉, 右为流量 ($L \cdot s^{-1}$) 9. 消水、涌水洞, 右为流量 ($L \cdot s^{-1}$) 10. 落水洞 11. 地下水流向 12. 推测岩溶管道 13. 系统边界 14. 水库、季节性水体

Fig. 1 Hydrogeologic map of the Pijiazhai karst spring

1. dolomite at Section D of the Gejiu Formation 2. limestone at sections A and C of the Gejiu Formation 3. sand shale at Section B of the Gejiu Formation 4. sand shale of the Feixianguan Formation 5. loose sedimentary rocks of the Quaternary System; 6. attitude of stratum 7. fault and supposed fault 8. upwelling and downwelling springs, and flow rate ($L \cdot s^{-1}$) on the right 9. sinkhole and water gushing hole, and flow rate ($L \cdot s^{-1}$) on the right 10. ponor 11. direction of groundwater flow 12. supposed karst conduit 13. system boundary 14. reservoir and seasonal water body

再次为 zk6 孔水位标高 1710.71 m, 最低为 zk8 孔水位标高 1707.91 m, 次低点为 zk13 孔水位标高 1707.95 m。主要原因是该区岩溶承压水虽具有统一水力联系, 但径流复杂, 裂隙流、管道流并存, 有两个主径流方向。一是大泉以承压管道流为主, 由远距离自北西向南东径流, 贮水空间在皮家寨由管道系统转变为裂隙系统后, 大部分地下水径流受阻涌出地表而形成泉水 (图 3), 其余部分继续向下游径流; 二是东部的岩溶承压地下水, 以裂隙流为主, 主要自北向南径流, 但并不流向泉口 (示踪结果泉口无异常, 仅 zk11 出现微弱异常也可说明, 图 2)。岩溶空隙大小、连通程度均匀性, 决定其导水能力的差异。地下水

在径流过程中遵循稳定总流的能量关系, 即 $H_1 = H_2 + h_w$, 式中, H_1 、 H_2 分别为上、下游任意断面的水头 (或机械能), h_w 为水头损失^[7-8]。地下水在岩溶管道中向泉口径流时, 管道窄小处水流相对较快具有较大的动能, 而管道宽大处水流相对较慢动能则较小。zk1 孔处于泉口上游管道内, 水头就相对较高。管道内的地下水具有较快的流速和压力, 在向泉口下游和管道旁侧扩散径流时, 因周边连通性相对较差、径流不畅, 水头损失 h_w 就较大, 使得管道周边及下游水头就相对较低, 从而呈现泉口的水头、主管道内的水头较周边要高, 出现水头高低不一、波状起伏的现象。

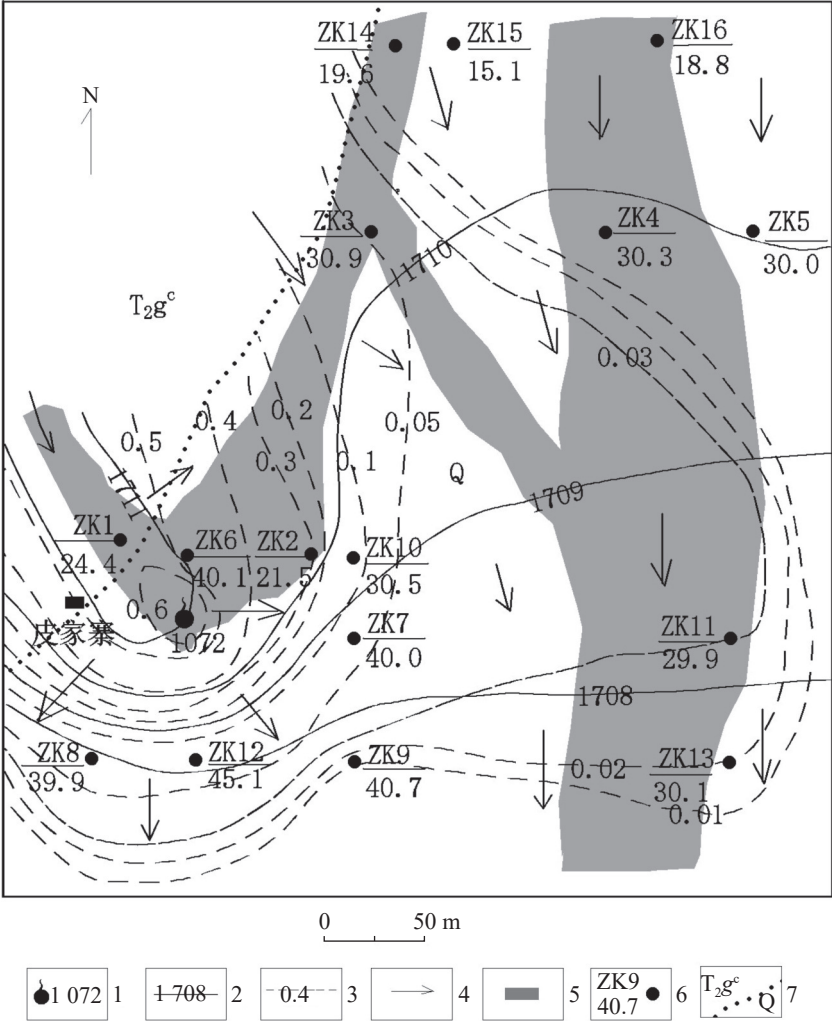


图2 皮家寨大泉钻孔水位等水位线图

1.皮家寨大泉及流量(L·s⁻¹) 2.等水头线标高(m) 3.水头升幅等值线(m) 4.地下水流向 5.岩溶强发育带 6.观测钻孔, 上为编号, 下为孔深(m) 7.个旧组灰岩与第四系分界线

Fig. 2 Contour map of water levels of boreholes of the Pijiazhai karst spring

1. the Pijiazhai karst spring and its flow (L·s⁻¹) 2. elevation of iso-head line (m) 3. contour of head increase (m) 4. direction of groundwater flow 5. zone with strong karst development 6. observation borehole (The number is on the top, and the hole depth is at the bottom.) (m) 7. boundary line between the limestone of the Gejiu Formation and the Quaternary System

4.2 水位升幅、响应时间各向异性明显

泉口壅水后, 附近 16 个观测孔中 11 个水位有响应, 最远距离 285 m。其余的 zk4、zk5、zk14、zk15、zk16 共 5 个孔水位无响应。水位有变化的孔中, 除 zk1 孔外, 仍然是泉口水位高于其它观测孔水位。泉口是岩溶水排泄的主通道, 径流通畅, 处于敞口自流排泄状态, 水位上升稳定最大幅度为 0.61 m, 其它的水位上升稳定幅度在 0.02~0.56 m, 均小于泉口的水位升幅, 形成大致以泉口为中心, 北部上游抬升幅度相对较大、南部下游抬升幅度急剧减小、东部抬升幅度较小且缓慢的特点(图 2)。

壅水水位抬升幅度、响应时间各向异性明显的原因, 主要受岩溶发育程度、含水介质结构特征、连通程度控制, 而与所处距离无直接关系。大泉上游附近为溶隙—管道结构, 连通性相对较好, 壅水时水位响应快、升幅大; 下游则为溶隙网络结构, 连通性相对较差, 壅水时水位响应较慢、升幅较小。如当泉水变浑时, 处于上游及附近的 zk1、zk2、zk6 孔水也随即变浑, 说明管隙系统其连通性相对较好, 导水能力较强, 对泉水水位的变化响应迅速; 而处于下游的 zk8、zk9、zk12 以及处于东部的 zk7、zk10 等自流孔始终不变浑, 说明其与泉的连通性较差, 径流以隙流为主, 导水能力弱, 对泉水水位的变化响应迟缓。距

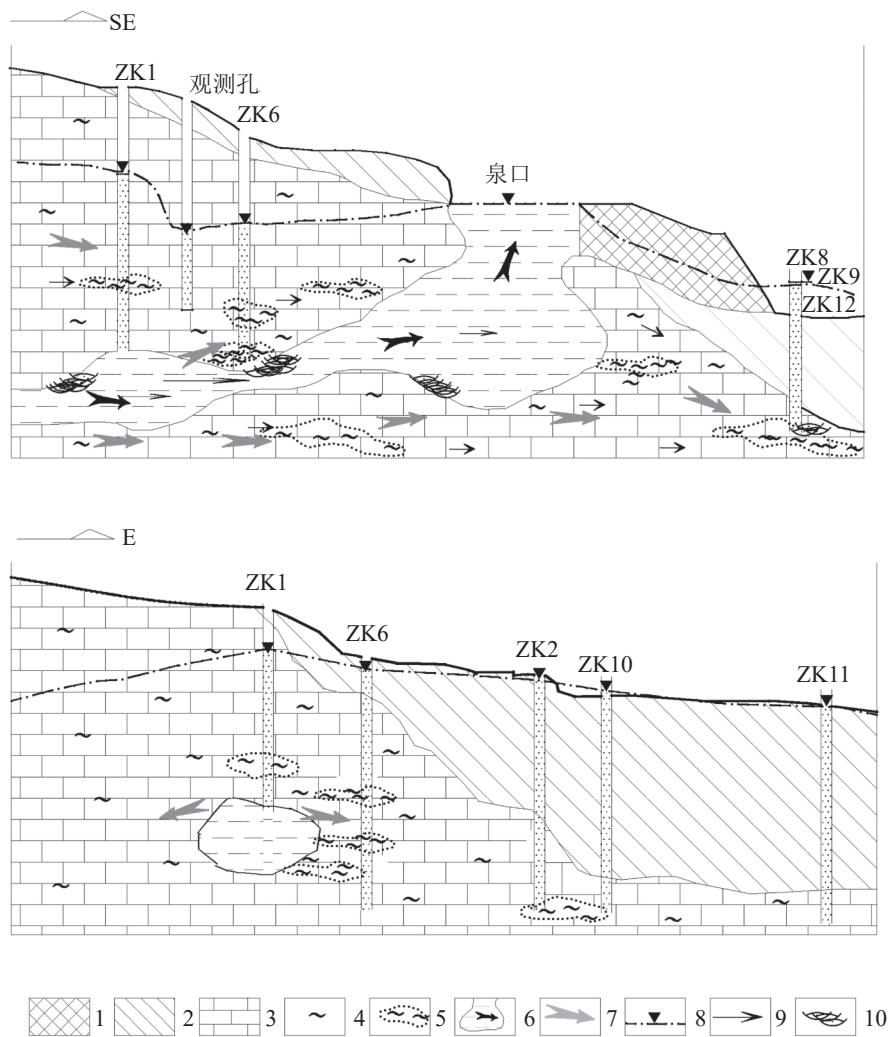


图 3 皮家寨大泉出口段水位变化概化图

1. 填土 2. 黏土 3. 灰岩 4. 溶隙 5. 溶隙密集带或小溶洞 6. 溶洞管道流 7. 裂隙流 8. 承压水位线 9. 地下水流速(长短表示相对大小) 10. 涡流

Fig. 3 Schematic diagram of variations in water levels at the outlet of the Pijiazhai karst spring

1. earth fill; 2. clay 3. limestone 4. solution fissure 5. zone with intensive solution fissures or small karst cave 6. flow of cave conduits 7. fissure flow 8. level of the hydraulic pressure 9. flow rate of groundwater (indicated by the length of line) 10. vortex

泉口上游 50 m 的 zk1 孔和下游 75 m 的 zk12 孔, 距离相差不大, 但起始响应时间分别为 2 min 和 60 min, 距泉口 220 m 的 zk3 孔、100 m 的 zk9 孔起始响应时间都为 210 min。北东面的 zk10 和南西面的 zk8 孔距泉口都为 85 m, 水位升幅则分别为 0.14 m 和 0.06 m, 南东面距泉口 100 m 的 zk9 孔水位升幅则仅为 0.02 m。这些现象都说明各孔与泉的连通性差异较大。

4.3 水位响应过程

壅水水位响应过程曲线(图 4)形态主要有两种类型:

(1) 双峰型。大泉及北部附近(如泉口、zk1、zk2、zk6 孔)以此型为主, 特点是壅水时水位快速上升,

2~3 h 基本达到最大值或稳定值, 随后途中有短时(2~3 h)的水位下降过程, 然后再逐步上升最后达到稳定值。一般上升幅度较大, 在 0.36~0.61 m。如大泉口水位上升最大值达到 0.66 m 时, 继之下降到 0.57 m 后, 又逐步上升到 0.61 m 并保持稳定。

出现壅水时双峰型水位的原因是周边地层连通性较好, 泉口壅高水位时(相当于暂时截流), 在隙—管系统中自由流动的巨大径流($1\,300\text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$)突然受阻后, 地下管道中天然流态发生改变, 初期形成了地下水“涌浪”而使水位短时升高; 随着时间的推移, 流态不断恢复调整, “涌浪”过后形成了新的动态平衡状态, 此时水位变化过程才又表现出正常的逐渐升高, 最终达到稳定值。

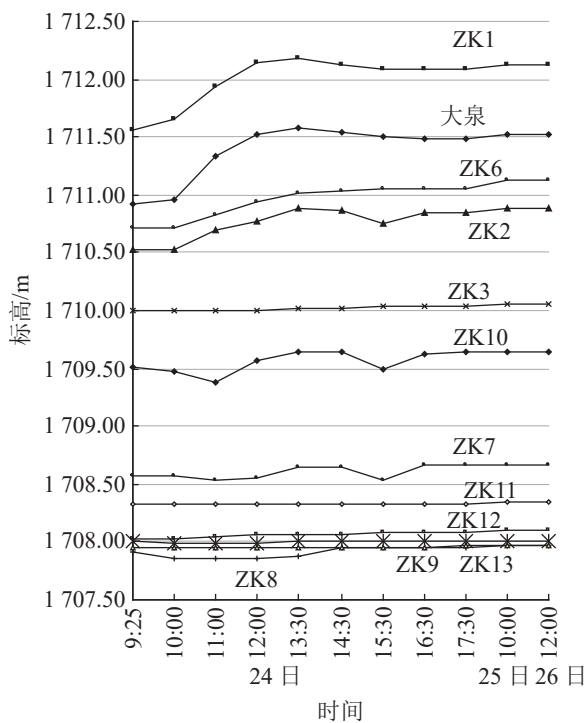


图4 观测点水位响应过程曲线图

Fig. 4 Curve of response to water level in observation points

有趣的是 zk7、zk8、zk10 观测孔,在大泉壅水初期时出现短时(约 1 h)的水位先降(0.05~0.10 m)后升情况,最终上升幅度在 0.06~0.14 m。这是因为这些观测孔的岩溶缝洞虽与泉连通,但连通性较差,且观测孔可能处于管道宽窄变化、转弯处,或溶隙密集带附近等,当泉口突然短时壅水,天然流态发生骤变,导致水头损失增加或形成负压,因而出现了观测孔水位短时下降低的现象。之后流态不断恢复调整,又表现出正常的逐渐升高并达到稳定。同时,因短期流态变化,会造成地下水振荡,对岩溶隙管系统中的泥质附着物形成清洗,导致泉水变浑,这种现象一般可持续 1~2 d。

(2)直线型。在大泉下游附近(如 zk9、zk12 孔)及远离泉口处(如 zk3、zk11、zk13 孔)为此型,特点是壅水时水位响应较慢,水位较均匀上升,一般上升幅度较小,通常在 0.09 m 以下。主要是岩体连通性较差或距离泉口较远所致。

4.4 流场变化特征

总体上,大泉壅水前、后,流场变化不大。泉口壅水前,水力坡度泉口附近最大,为 2%~3.35%,东部较缓,为 0.65%~1.5%,说明含水介质均匀性差异较大。泉口壅水稳定后,波及范围内整体呈现水位上升趋势,

但水力坡度变化不大,为 0.64%~3.81%,地下水流场状态前后基本一致,亦表现为东部较缓,泉口附近水力坡度最大。测流结果表明,大泉壅水前、后流量基本无变化,分别为 $1300 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$ 和 $1380 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$ 。最终工程实施结果,水头抬升 4.4 m 时(因观测孔被破坏,未能进行水位观测),流量亦未发生减小,大大提高了泉水自流灌溉覆盖面积。

5 结 语

(1)处于主通道的泉口水位高于周边水位,泉口壅水时波及范围内周边水位升幅、响应时间受岩溶发育及连通程度控制,与距离无直接关系,各向异性明显。

(2)泉口壅水时会造成地下水短期震荡,初期会形成地下水“涌浪”,出现泉水变浑现象。

(3)泉口壅水高度控制在一定范围内时,壅水前后地下水流场状态基本一致,流量无变化。利用这一特点,可对泉口束流以适当提高泉水的出流高度,扩大泉水的自流利用范围。

(4)由于泉口壅水高度较小,使得水位变化波及的范围有限,同时泉口西侧无钻孔控制,故对水位变化特点的研究存在一定的局限性,有待今后在类似勘查中进一步深入研究。

致谢: 小江流域项目组全体同志在皮家寨岩溶大泉的勘查中,作了大量细致的基础工作,笔者在此向他们深表谢忱。

参考文献

- [1] 任天培,彭定邦,周柔嘉,郑秀英,何成富.水文地质学[M].北京:地质出版社,1986:264-282.
- [2] 宋广尧.水力学基础知识[M].北京:中国铁道出版社,1983:48-107.
- [3] 徐永新,张志祥,张永波,梁永平,曹建华,蒋忠诚.山西岩溶泉研究进展与前瞻[J].太原理工大学学报,2017,48(3):413-426.
- [4] XU Yongxin, ZHANG Zhixiang, ZHANG Yongbo, LIANG Yongping, CAO Jianhua, JIANG Zhongcheng. Research advance in karst springs of Shanxi Province[J]. Journal of Taiyuan University of Technology, 2017, 48(3): 413-426.
- [4] 韩冬梅,徐恒力,梁杏.北方岩溶大泉地下水系统的圈划:以太原盆地东西山地区为例[J].地球科学(中国地质大学学报),2006,31(6):885-890.

HAN Dongmei, XU Hengli, LIANG Xing. Demarcation of

- groundwater system of big karst spring: A case study of eastern and western mountain areas, Taiyuan basin[J]. *Earth Science (Journal of China University of Geosciences)*, 2006, 31(6): 885-890.
- [5] 林云, 曲鹏冲, 吕海新, 武亚遵. 太行山东缘典型岩溶泉流量变化特征及规律分析[J]. *中国岩溶*, 2018, 37(5): 671-679.
LIN Yun, QU Pengchong, LYU Haixin, WU Yazun. Variation characteristics of typical karst springs in the eastern margin of the Taihang Mountains[J]. *Carsologica Sinica*, 2018, 37(5): 671-679.
- [6] 张贵, 何绕生, 王波, 张文鉴, 周翠琼. 云南华宁县盘溪大龙潭水文地质特征[J]. *贵州大学学报(自然科学版)*, 2020, 37(5): 40-45.
ZHANG Gui, HE Raosheng, WANG Bo, ZHANG Wenjun, ZHOU Cuiqiong. Hydrogeological characteristics of Dalongtan, Panxi, Huanning county of Yunnan Province[J]. *Journal of Guizhou University (Natural Sciences)*, 2020, 37(5): 40-45.
- [7] 郭艺, 秦大军, 王枫, 甘甫平, 闫柏琨. 基于时间序列分析法的岩溶泉水位预测[J]. *中国岩溶*, 2021, 40(4): 137-145.
GUO Yi, QIN Dajun, WANG Feng, GAN Fuping, YAN Baikun. Prediction of karst spring water level based on the time series analysis method[J]. *Carsologica Sinica*, 2021, 40(4): 137-145.
- [8] 廖春来, 罗明明, 周宏. 鄂西岩溶槽谷区洼地的水位响应特征及产流阈值估算[J]. *中国岩溶*, 2020, 39(6): 802-809.
LIAO Chunlai, LUO Mingming, ZHOU Hong. Water level response characteristics and runoff threshold estimation of karst depressions in a valley region, western Hubei Province[J]. *Carsologica Sinica*, 2020, 39(6): 802-809.
- [9] 唐春雷, 晋华, 梁永平, 赵春红, 申豪勇, 潘尧云, 景泽. 娘子关泉域岩溶地下水位变化特征及成因[J]. *中国岩溶*, 2020, 39(6): 810-816.
TANG Chunlei, JIN Hua, LIANG Yongping, ZHAO Chunhong, SHEN Haoyong, PAN Yaoyun, JING Ze. Characteristics and causes of variation of karst groundwater level in the Niangziguan spring area[J]. *Carsologica Sinica*, 2020, 39(6): 810-816.
- [10] 中国科学院地质研究所岩溶研究组. 中国岩溶研究[M]. 北京: 科学出版社, 1979: 84-110.
- [11] 朱远峰, 崔光中, 覃小群. 岩溶水系统方法及其应用[M]. 广西: 广西科学技术出版社, 1992: 39-48.
- [12] 束龙仓, 董贵明, 陶玉飞, 刘丽红. 地下河天窗水位变化分析及预测[J]. *水利学报*, 2009, 40(5): 529-534.
SHU Longcang, DONG Guiming, TAO Yufei, LIU Lihong. Forecast and analysis on water level fluctuation in sinkhole of underground rivers[J]. *Journal of Hydraulic Engineering*, 2009, 40(5): 529-534.
- [13] 广西壮族自治区水文工程地质队. 岩溶地区供水水文地质工作方法[M]. 北京: 地质出版社, 1979: 142-147.
- [14] 杨勇. 后寨河流域岩溶含水介质结构与地下径流研究[J]. *中国岩溶*, 2001, 20(1): 17-20.
YANG Yong. A study on the structure of karst aquifer medium and the groundwater flow in Houzhai underground river basin[J]. *Carsologica Sinica*, 2001, 20(1): 17-20.
- [15] 王宇, 张贵, 李丽辉, 吕爱华, 李燕. 岩溶找水与开发技术研究[M]. 北京: 地质出版社, 2007.
- [16] 王宇. 云南泸西皮家寨岩溶大泉束流调压壅水开发示范[J]. *中国岩溶*, 2008, 27(1): 1-5.
WANG Yu. Water resource exploitation from big karst spring by flow narrowing-water pressure adjusting-water table raising: A case in Pijiazhai spring, Luxi county, Yunnan[J]. *Carsologica Sinica*, 2008, 27(1): 1-5.
- [17] 云南省地质调查院. 泸西小江流域岩溶水调查开发与石漠化综合治理示范[M]. 昆明: 云南省地质调查院, 2005.
- [18] 云南省地质环境监测院. 云南省岩溶水开发示范报告[R]. 2008.
- [19] 云南省地质矿产局滇南工程勘察公司. 泸西县白水塘水库渗漏处理可行性研究勘察报告[R]. 1992.

Study on the variation characteristics of backwater levels of the Pijiazhai karst spring in Luxi county, Yunnan

ZHOU Cuiqiong^{1,2,3}, CHAI Jinlong⁴, ZHANG Gui^{1,2,3}, WANG Yu^{1,2,4},
HE Raosheng^{1,2,3}, WANG Jin^{1,2,3}, LI Jihong^{1,2,3}

(1. Key Laboratory of Geohazard Forecast and Geocological Restoration in Plateau Mountainous Area, MNR, Kunming, Yunnan 650216, China;
2. Yunnan Key Laboratory of Geohazard Forecast and Geocological Restoration in Plateau Mountainous Area, Kunming, Yunnan 650216, China;
3. Yunnan Institute of Geo-Environment Monitoring, Kunming, Yunnan 650216, China; 4. Yunnan Geological Survey, Kunming, Yunnan 650051, China)

Abstract The Pijiazhai karst spring is located at the edge of the upstream Luxi basin, where the terrain shifts from steep to gentle slopes. The spring's recharge area covers 115 km², where the recharge runoff area is the white water karst trough valley in the upper reaches of the basin and the peak-cluster depression area at the edge of the basin. There are more springs in the white water karst trough valley but the dynamic is unstable. The main aquifer formations in the spring are dolomite and limestone of the Triassic Gejiu Formation. Although karst development is strong, it is uneven, leading to significant variability in hydraulic properties. Besides precipitation recharge, leakage from the Baishuitang

reservoir is a crucial source of recharge. The hydraulic gradient, from the Baishuitang reservoir to the spring outlet, ranges from 1.43% to 1.62%, with groundwater flow velocities between 144.82 and 176.45 m·h⁻¹. The spring discharge varies from 1,072 to 1,957 L·s⁻¹ and remains relatively stable. By means of drilling, geophysical exploration and backwater test, the water levels of the Pijiazhai karst spring are studied. A total of 16 boreholes were drilled near the spring outlet, with depths ranging from 15.1 to 45.1 meters, and the maximum rise in backwater level reached 0.66 meter.

Results indicate that, despite the intense karst development near the Pijiazhai karst spring, the distribution of this development is spatially uneven. Horizontally, the analysis of joint fissures reveals four major karst development zones composed of densely distributed caves and solution fissures. Additionally, at varying depths, these dense zones of caves and solution fissures are also present vertically. To the north of the spring outlet, karst development is intense but uneven, predominantly featuring solution fissures and caves, with some caves diameters reaching 4.7 meters. Downstream of the spring, karst development is relatively weaker and more uniform, primarily consisting of solution fissures, with fewer and smaller caves, the largest being 0.6 meters in diameter. At the eastern side of the spring outlet, a significant karst development zone is dominated by solution fissures, which generally exceed 70 meters in thickness, and are widely distributed. Overall, at the area near the spring outlet, a complex and interconnected network of fissures and conduits have been developed. The Pijiazhai karst spring exhibits a certain degree of pressure resistance. Prior to the backwater at the spring outlet, the water levels in 15 nearby observation boreholes, with the exception of the upstream Borehole zk1, are consistently 0.3 to 3.0 meters lower than the water levels at the spring outlet. After backwater, the water levels at the spring outlet remains elevated compared to the levels in the other observation boreholes. The increase in water levels around the spring outlet during the backwater process, as well as the response time and distance, do not exhibit a direct relationship; rather, they are influenced by the development and connectivity of the karst system, demonstrating significant anisotropy. Notably, the spring outlet experiences the most substantial rise in water levels, while the northern upstream area shows a relatively larger increase. In contrast, the southern downstream area exhibits a rapid decline in the amplitude of the rise, and the eastern region experiences a smaller and slower increase. Upstream of the spring outlet, the aquifer structure is mainly characterized by fissure-conduit systems, which show substantial and rapid water level rises during backwater. This often results in a 2–3 hours of groundwater "surge" phenomenon, initially marked by a rapid rise to a peak, and then a brief decline, followed by a gradual rise to a stable level, forming a "double-peak" pattern. Downstream, the aquifer structure is primarily a fissure network, leading to smaller and slower rises of water levels during backwater, typically showing a more uniform "linear" rise, with occasional short-term anomalies of water level decrease before rising. When the backwater height at the spring outlet maintains within a specific range, short-term fluctuations in groundwater levels may cause the spring water to become turbid; however, this does not result in a significant decrease in discharge. Engineering practice confirms that a rise of 4.4 meters in spring head does not lead to a noticeable reduction in discharge.

Key words karst water, karst spring, backwater, dynamic analysis of water level, Luxi county of Yunnan

(编辑 张玲)