

基于水化学及 D、¹⁸O 的柳江盆地东宫河流域 地下水循环特征解析

宋 洋^{1,2}, 迟宝明^{1,2}, 谷洪彪², 秦文婧², 杜利伟²

(1. 中国地震局工程力学研究所, 哈尔滨 150080; 2. 防灾科技学院, 河北 三河 065201)

摘 要:运用水化学成分和环境同位素作为水循环研究的示踪剂,揭示柳江盆地东宫河流域地下水循环特征。通过现场调查,设计和布置水样的采样点,采集和测试大气降水、地表水及地下水样品,对比不同时期水样的水化学特征,结合氢氧同位素组成,最终确定不同类型地下水的补给、径流及排泄条件。研究表明:最具供水意义的地下水主要来自东宫河流域厚层的府君山组灰岩裂隙含水层,岩溶水自北向南流,与柳江盆地区域岩溶水流动方向一致。接受北部山区大气降水入渗补给,丰水期经由第四系弱透水层在东部落村以泉水形式排泄,在盆地北缘至东部落以西河段以地下径流的形式向东宫河排泄。基岩裂隙水次之,其分布具有强烈的非均质各向异性的特点,与盆地西北部山区的馒头组泥页岩相比,盆地东北部花岗岩山区的裂隙水,水质好,补给水头最高,补给源稳定、补给路径较短,在李庄及其附近存在自流区。研究成果为当地的水资源开发与利用提供了科学依据。

关键词:地下水循环; 东宫河流域; 水化学成分; 氢氧同位素

中图分类号: P641.3

文献标识码: A

文章编号: 1005-3409(2015)02-0090-06

Study on Groundwater Cycle in Donggong River Basin Using Data of Hydrochemistry, D and ¹⁸O

SONG Yang^{1,2}, CHI Baoming^{1,2}, GU Hongbiao², QIN Wenjing², DU Liwei²

(1. Institute of Engineering Mechanics, CEA, Harbin 150080, China; 2. Institute of Disaster Prevention, Sanhe, Hebei 065201, China)

Abstract: By using environmental isotopes and hydrochemical components as tracers to survey water cycling, this paper revealed the groundwater cycling characteristics in Liujiang Donggong River Basin. Based on the field survey, designing and assigning the location of sampling points, collecting and testing atmospheric precipitation, surface water and groundwater samples, comparing different period chemical characteristics of water samples, combining hydrogen and oxygen isotopic composition, the conditions of recharge, runoff and discharge in different kinds of groundwater were determined. Results showed that groundwater originating from Fujunshan group limestone aquifer with thick layer in the Cambrian system was the most significance of water supply in Donggong River Basin; karst water flow direction was from north to south, which was in line with the regional karst water flow of Liujiang Basin. It received precipitation infiltration recharge from the northern mountains. In the wet period the discharge mainly included two forms: one was the spring discharge through Quaternary aquitard in Dongbuluo village, the other was in the form of groundwater runoff discharge to Donggong River in the northern margin of the basin to the west of Dongbuluo village. The bedrock fissure water followed, and its distribution had the strong inhomogeneous anisotropic characteristics. Compared to the Man-Mao group shale in the northwestern mountains of basin, the water quality in granite fissure from the northeastern mountains of basin was good, and had the highest recharge head, stable recharge source, and shorter recharge route. Meanwhile, artesian zone existed in Lizhuang and its vicinity. The research results can provide the scientific basis for the development and utilization of local water resources.

Keywords: groundwater cycle; Donggong River basin; hydrochemistry; hydrogen and oxygen isotope

收稿日期: 2014-04-23

修回日期: 2014-11-14

资助项目: 中国地震局教师科研基金(20130103); 河北省教育厅高等学校科学研究计划项目(科技类青年基金)(QN20132004)

第一作者: 宋洋(1982—), 女, 吉林敦化人, 讲师, 博士, 主要从事水文地质、防灾减灾工程与防护工程研究。E-mail: songy0433@126.com

通信作者: 迟宝明(1957—), 男, 辽宁瓦房店人, 教授, 主要从事水文地质、防灾减灾工程与防护工程研究。E-mail: chibaoming@126.com

地下水是赋存于复杂地质构造单元中具有动态特征的水体,地下水循环是水文循环的重要组成部分^[1],查明地下水循环的补给、径流、排泄条件及水质演化规律是地下水合理开发利用的前提。秦皇岛市地处我国严重缺水的华北地区,人均水资源拥有量仅为全国平均水平的 1/4^[2],于 1987 年 6 月投产运行的秦皇岛市第二供水水源地——柳江水源地的运行^[3],为缓解日益突出的水资源供需矛盾提供了有力保障。柳江水源地位于柳江盆地核心区,距秦皇岛市以北约 15 km 的燕山脚下,盆地内荟萃了从新太古至新生代数亿年中国华北地区的地壳运动、岩浆活动、沉积环境变化及生物进化等地质现象的精华,被公认为“天然地质博物馆”。良好的地质构造环境也为地下水的赋存提供了条件,尤其是寒武—奥陶系碳酸盐岩含水层,水量充沛、水质优良,各种水文地质现象齐全。然而,在近 30 a 强烈的人为干预下,20 世纪 80 年代末期柳江盆地就因地下水的超采出现了农用井干涸、地面塌陷及地裂缝的现象^[4]。截止到 2000 年,盆地内水泥厂遍布,大气污染严重,同时地下水水质趋于恶化。柳江盆地从地质到水文地质条件均发生了巨大变化,地下水系统的循环条件及循环途径今非昔比。目前国内关于柳江盆地地质及水文地质条件的描述及研究成果绝大部分来源于 20 世纪 80 年代长春地质学院编撰的实习指导书^[5]及水源地建立初期的水文地质勘察资料,到目前为止未见有利用同位素等先进的方法论证该地区地下水循环规律的相关报道。为满足水文地质专业教学的迫切需要,有必要对盆地内地下水与地表水补排关系、地下水运移规律等方面进行重新论证,同时希望本次研究成果能为当地的水资源开发与利用提供科学依据。

地下水中的水化学成分和环境同位素组分蕴含着地下水的补给来源、运移途径等重要信息,是当前国内外用于研究水循环中不同水体补给来源^[6-8]、确定地表水和地下水转化关系的较为有效且先进的技术手段^[9-14]。本文选取柳江盆地的二级水文地质单元东宫河流域地下水系统作为研究对象,运用水化学成分和氢氧稳定同位素作为地下水循环研究的示踪剂,揭示柳江盆地东宫河流域地下水水化学特征及地下水与地表水的补排关系,为进一步探讨柳江盆地的区域地下水循环特征提供技术支持与参考。

1 研究区概况

东宫河流域位于秦皇岛市抚宁县石门寨镇东北部,四面环山,为柳江向斜东翼东部低山丘陵区一南北向延伸的小型山间盆地,南北长约 9 km,东西宽约

6 km,面积约 54 km²。海拔 100~500 m,最高峰位于盆地东北部,海拔约 480 m,最低点位于盆地南部东宫河出口处,海拔约 105 m。盆地东北部及西、南面整体地形坡度较大,海拔多在 280 m 以上,地形切割深度大于 200 m,北、东部坡度较缓,地形切割深度约 150 m。盆地内部地势较为平坦,沿河流干流流向主要分布有蛤蟆泉、李庄、程庄、温庄、黄土营以及东部落村等自然村落。

研究区地处于中纬度地带,东经 109°37′13.3″—109°41′,北纬 40°07′11.1″—40°11′11.9″,属暖温带半湿润大陆型季风气候区。四季分明,年气温差较大,夏季平均气温高于 20℃,冬季平均气温低于 5℃,年平均气温 25.7℃,无霜期年均 174 d。年降水量多寡变化显著,一般为 400~1 000 mm,年平均降雨量为 695.5 mm,70% 的降水集中于 7—8 月份。年均蒸发量为 1 646.8 mm,最大蒸发量出现在 5 月份。

东宫河为研究区内唯一的地表水系,主要由三条支流汇合而成,分别发源于王家峪、蛤蟆泉、娃娃峪的低山丘陵区,在黄土营处汇流,沿东部落村西侧向南流,于下花野村东南部汇入大石河,并随之最终汇入石河水库。属季节性山区河流,干流大体流向为自北向南流。受大气降雨影响,夏季流量较大,暴雨后洪水立刻上涨,且暴涨暴落,分别于 2012 年 7 月 14 日、2013 年 7 月 13 日黄土营桥下实测东宫河的流量分别为 0.748,0.870 m³/s。冬季则因降水减少径流量变小,东部落村西至黄土营以北河段形成干谷,冬夏两季径流量差异较大。

盆地位于柳江向斜东翼,岩层整体走向近南北,倾向西,倾角约 16°,在东北角略微翘起,自东向西由老到新地层展布情况及岩性描述如下:

新元古界青白口系下马岭组(q_x)砂页岩和景儿峪组(q_j)砂岩、泥灰岩,裂隙不发育,透水性差,厚度合计约 110 m,在盆地东部及东北部山区广泛分布。古生界寒武系下统府君山组(ϵ_{1f})豹皮状含沥青质白云质灰岩,位于东部落村的标准剖面厚度为 146 m,与下伏地层呈平行不整合接触关系,在东部丘陵区与盆地交界地带广泛分布,垂向节理裂隙发育,地表可见各种溶蚀现象,纵张裂隙特别发育,呈高角度近乎直立,张开程度好,且填充物少而粗或者未充填^[15]。在东部落村村南发育一规模较大的落水洞,洞口近圆形,直径约 3 m,深度较大,据当地村民反映该落水洞内水量较为充足,抽水时水中伴有砂砾石等河流相物质。古生界寒武系下统馒头组(ϵ_{1m})泥页岩和毛庄组(ϵ_{1mz})页岩,与下伏的府君山组呈平行不整合接触关系,由于西侧山前的正断层(70°/65°)的存在,使得盆地中部第四纪

松散堆积物以下至西侧半山腰处均有分布,总厚度为 183 m,岩层富水性和透水性均较差。上覆的寒武系中统徐庄组(\in_{2x})粉砂岩和张夏组(\in_{2z})页岩,裂隙不发育,透水性和富水性也较差。盆地最上部覆盖有厚度不等的第四系(Q)松散堆积物,西部东宫河河谷区厚度最大,为 5~10 m 厚的冲、洪积物,向东逐渐减小,至东部落村厚度减至 3~5 m,成分以沉积、残积物为主。除此之外,在盆地周边出露有大规模的多期侵入岩体,盆地南部为中生界的闪长玢岩、东北角为中元古界肉红色混合岩化钾长花岗岩、西北部边缘地带为花岗斑岩。

综上所述,研究区为一较为完整的水文地质单元。区内含水层划分为:第四系孔隙潜水含水层、府君山组灰岩岩溶裂隙水含水层以及中元古界花岗岩基岩裂隙水含水层。岩溶裂隙水含水层富水性最好,其隔水顶为馒头组的泥页岩,隔水底板为下马岭组和景儿峪组砂页岩、泥灰岩,盆地南部侵入岩体以及为侧向阻水边界。根据岩溶发育的规律,盆地东部及东北部山区灰岩直接出露地表,水循环速度快,岩溶发育,成为岩溶裂隙含水层的侧向补给边界,相比之下,盆地西侧灰岩深埋区,地下水补给路径较长,水循环速率缓慢,不满足岩溶条件,故判定其为侧向隔水边界。盆地西侧山前的正断层,两盘主要岩性为塑性的泥页岩,说明其透

水性、导水性均较差,虽无钻孔资料,无法判断其是否完全切穿馒头组地层,但这并不影响最终结果判定,即盆地西部边界从地表至下马岭组和景儿峪组砂页岩、泥灰岩,透水性、导水性均较差,共同构成一侧向隔水边界。第四系孔隙潜水含水层,厚度不均,主要沿盆地东宫河河谷区展布,透水性、导水性由西向东逐渐变差。此外,在盆地东北部出露的花岗岩,裂隙较为发育,且补给水头较高,在李庄周边形成自溢区。

2 研究方法

2.1 样品采集

采集水样包括大气降水、地表水、第四系孔隙水、泉水、基岩裂隙水及岩溶裂隙水。大气降水采集时间段为 2013-03-12—2013-09-23,用于测试 $\delta^{18}\text{O}$, δD 值,建立当地降水线方程^[16-17]。为满足流域内部地下水的循环规律研究的需求,避免随机性,其他水样的采集分别于丰水期(2012 年 7 月和 2013 年 7 月)、枯水期 2013-10 月进行,采集水样信息详见表 1。地下水样品直接从井采集,采样前先抽 1~3 min 的水, $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 测试样品选用 100 ml 采样瓶,常规水化学组分测试样品选用 500 ml 采样瓶进行现场密封,并现场速测 pH, Eh, 电导率, DO, TDS。

表 1 水样采集基本信息

| 采样时间 | 地表水水样 | 第四系孔隙水水样 | 泉水水样 | 基岩裂隙水水样 | 岩溶裂隙水水样 |
|---------|--------------------|--------------|----------------|--------------------|--|
| 2012-07 | r1, r3, r4, r5, r6 | w6, w22 | s1 | w24 | w1, w10, w11, w13, w14 |
| 2013-07 | r1, r2, r4 | w7, w15, w16 | s1, s2, s3, s4 | w24 | w2, w3, w8, w11, w12 |
| 2013-10 | r1, r3, r4 | w7, w22 | s1, s2, s3, s4 | w17, w18, w19, w24 | w3, w4, w5, w9, w11, w13, w14, w20, w21, w23 |

2.2 样品测试

水样常规水化学组分和 $\delta^{18}\text{O}$, δD 由中国科学院地理科学与资源研究所测定。其中 Ca^{2+} , K^{+} , Mg^{2+} , Na^{+} 测定仪器为美国珀金埃尔默仪器有限公司电感耦合等离子体光谱仪(ICP-OES 5300 DV, PerkinElmer), 测定方法为电感耦合等离子体原子发射光谱分析法^[18], Cl^{-} , SO_4^{2-} , NO_3^{-} 由美国赛默飞离子色谱仪(Ion chromatography system, ICS-2100, Thermo)利用离子色谱法^[19]测定, HCO_3^{-} 采用电位滴定法^[20]测定, 测定仪器为德国 Buerkle 自动滴定器(Automatic Titrating Burette, The Company Buerkle)。 $\delta^{18}\text{O}$, δD 则采用高分辨率的直接吸收激光光谱法^[21]进行测量, 利用液态水同位素分析仪(DLT-100)测定, 测试精度分别为 $\pm 0.1\text{‰}$ 和 $\pm 1\text{‰}$ 。

3 结果与分析

3.1 水化学特征

1) 地表水化学特征。在东宫河的上游(程庄)、中

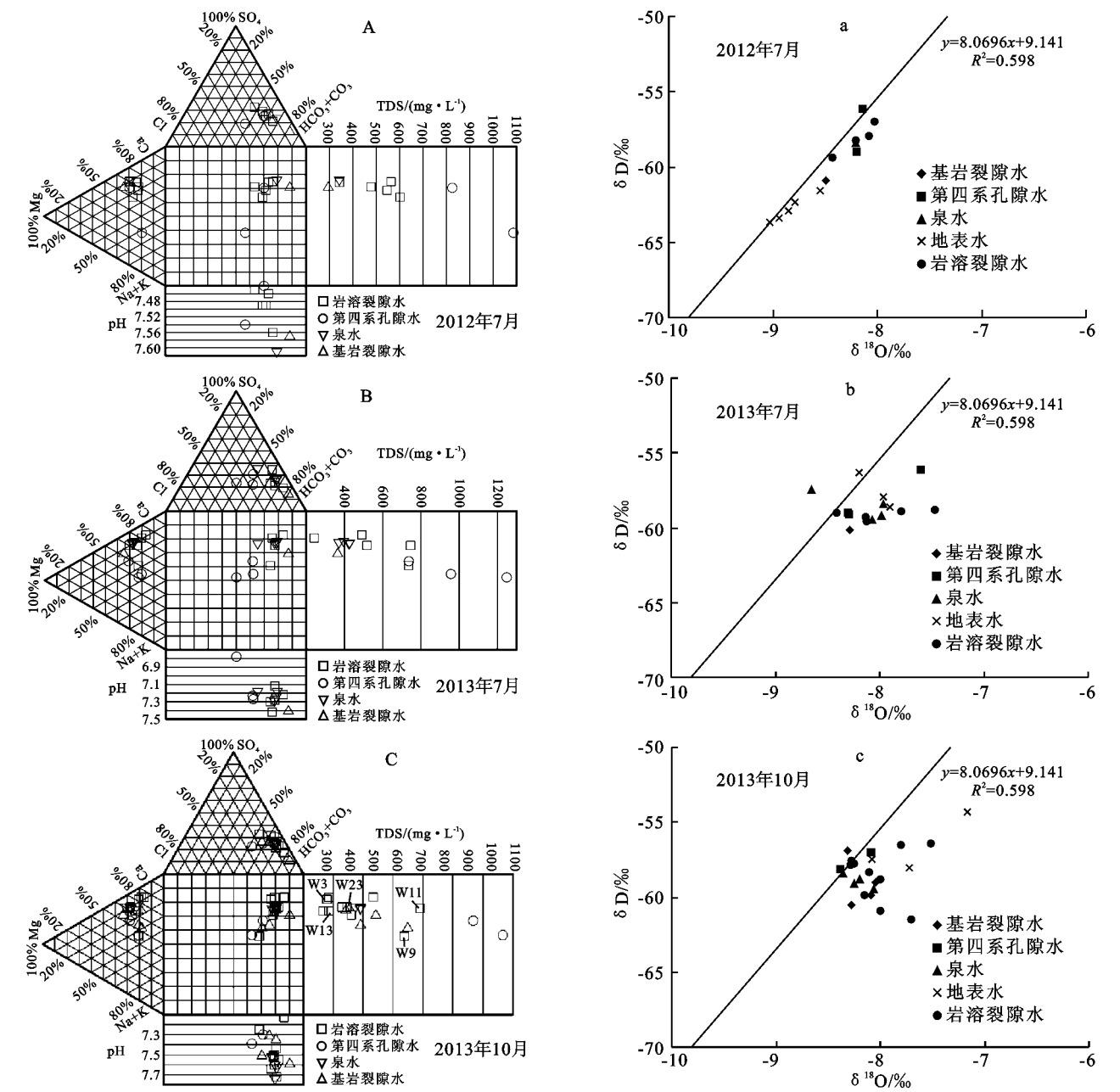
游(黄土营)和中下游(东部落村以西河段)采样点, 丰水期和枯水期水化学类型均以 $\text{HCO}_3^{-} \cdot \text{SO}_4^{2-} \cdot \text{Ca}$ 型水为主, 总矿化度均小于 0.5 g/L。pH 值均大于 7.5, 偏碱性, 2013 年 10 月 r3 的 pH 值达 9.08。 Ca^{2+} 浓度介于 32.5~73.08 mg/L 之间, 平均值 50.02 mg/L。 HCO_3^{-} 为 50.30~206.91 mg/L, 均值为 127.20 mg/L。在空间上, 程庄—黄土营—东部落村以西河段一线的 HCO_3^{-} , Ca^{2+} , SO_4^{2-} 浓度和总矿化度呈现中游低两端高的现象, 主要由于黄土营段河水为汇流区, 来自盆地东北部山区支流的在此处汇入, 水中离子浓度得到稀释所致。

2) 地下水化学特征。赋存于第四纪冲积物中的地下水化学特征在区域上呈现明显差别。测试结果显示, 从北部山区至平原区水化学类型由 $\text{HCO}_3^{-} \cdot \text{Ca} \cdot \text{Na}$ 型过渡到 $\text{HCO}_3^{-} \cdot \text{Cl} \cdot \text{Ca} \cdot \text{Mg}$, 至东部落转化为 $\text{HCO}_3^{-} \cdot \text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 型。各采样点矿化度均较高, 最大值位于黄土营(w16), 2013 年 7 月测定值达 1 251.69

mg/L。三个采样时段均值分别为 959 mg/L,983.31 mg/L,819.56 mg/L,除黄土营(w16)的 pH 为酸性外,其余点 pH 值 7.23~7.54。年内及年际水化学特征变化不大,间接反映含水层补给源的水质和水量变化较小。

区内岩溶裂隙水赋存于府君山组灰岩溶隙之中,蛤蟆泉一带、温庄和黄土营的岩溶裂隙水水化学类型均以 HCO₃·SO₄-Ca 型为主,至程庄为 HCO₃-Ca 型,间有 HCO₃·SO₄-Ca·Na 型水,东部落则

为 HCO₃-Ca·Mg 型水。该层水矿化度在 266.63~747.77 mg/L 之间,均值分别为 509.00,548.26,375.23 mg/L。pH 在 7.1~7.6 之间,呈弱碱性。对比同一时段自北向南的水样数据发现,蛤蟆泉(w3)-程庄(w9)-温庄(w11)一线 HCO₃⁻、Ca²⁺ 浓度以及矿化度均呈现出逐渐升高的趋势,至黄土营(w13)处出现拐点,向南至东部落村(w23)又缓慢上升,初步判定地下水流向为自北向南,见图 1A,B,C。



A,B,C 为 2012 年 7 月、2013 年 7 月和 2013 年 10 月地下水 Durov 图;a,b,c 为 A,B,C 对应时段东宫河流域各水体 δD — $\delta^{18}O$ 关系

图 1 不同时段地下水水化学特征及氢氧同位素组成综合分析

位于研究区北端的李庄自流井 w24,水质优良,水位稳定,根据打井深度及岩芯、岩性判定井水为基岩裂隙水,补给区来自盆地东北部陡峻的花岗岩出露

区,裂隙水由东北向盆地内部流动,补给水头较高,在李庄及其周边地区局部基岩裂隙含水系统水头高于地表,形成自溢区。水化学类型为 HCO₃-Ca·Mg

型。阴离子以 HCO_3^- 占优势,阳离子以 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 为主,其余离子浓度值均较低,矿化度均值为 399 mg/L,枯水期矿化度略高于丰水期。经调查发现,李庄村仅这一户姜姓村民家为自流井,其邻居打同样深度的井却未自流,说明该地区的基岩裂隙水具有强烈的不均匀性和各向异性的特点,其成因解释见图 2。在盆地西北部山区的慢毛组泥页岩中也赋存有少量裂隙水,如王家峪的 w19,水化学类型为 $\text{HCO}_3\text{-Ca}\cdot\text{Na}$ 型水,矿化度为 550.53 mg/L,硝酸盐氮及钾、钠离子浓度较高,水量贫乏,水质较差。

泉水在盆地中东部的东部落村集中出露。s1,s2 为 $\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4\text{-Ca}\cdot\text{Mg}$ 型水,s3,s4 为 $\text{HCO}_3\text{-Ca}\cdot\text{Mg}$ 型水,两类型水中各离子浓度测试结果相差不大。矿化度介于 344.00~428.18 mg/L 之间,三个采样期均值分别为 344.00,405.56,387.98 mg/L。pH 在 7.18~7.74 之间,呈弱碱性。以 2013 年 10 月为例,矿化度略高于东部落村采集的岩溶裂隙水(w20,

w21,w23),远小于第四系孔隙水 w22,由此判定泉水主要来源于岩溶裂隙水,经由薄层的第四系弱透水层出露地表。结合东部落标准剖面(图 3),主要接受东北部山区大气降水入渗补给的岩溶水,自北向南流,流经东部落村附近,南侧、西侧受阻,顶、底板受限,水头抬升接近地表,丰水期补给水量大,泉水集中出露,枯水期补给量少,水位降至地表以下。

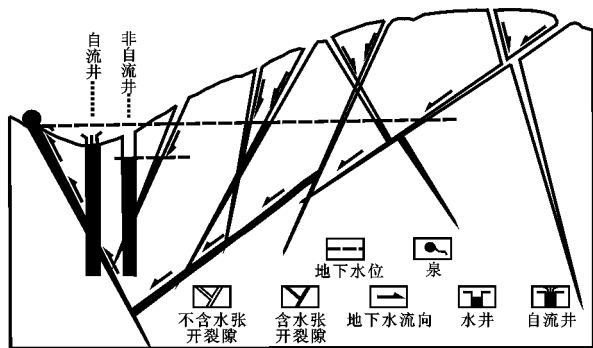


图2 李庄自流井成因分析示意图

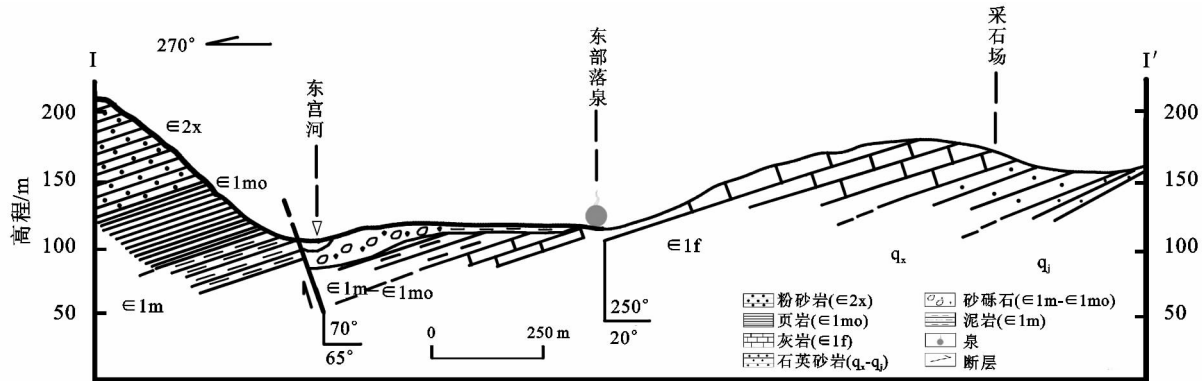


图3 东部落泉成因示意图

3.2 氢氧同位素组成

研究区降水中的 D 和 ^{18}O 组成的变化主要受季风气候影响,得到当地降水线方程为 $\delta\text{D}=8.069\delta^{18}\text{O}+9.141\text{‰}$, ($R^2=0.598$, $n=35$)。其中 δD 值介于 $-10.23\text{‰}\sim-2.78\text{‰}$,平均值为 -5.90‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 介于 $-75.10\text{‰}\sim-0.14\text{‰}$,平均值为 -38.49‰ ,两者随时间变化趋势一致。

地表水中 D 和 ^{18}O 的组成取决于地表水补给源中的相应组成,并受到水面蒸发过程产生的分馏作用的影响。当地河川径流来源主要有大气降水、上游来水和地下水等途径。

总的来看,研究区地表水中的 D 和 ^{18}O 组成呈以下特征:三个时期 δD 均值分别为 -62.8‰ , -57.63‰ , -56.6‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 均值分别为 -8.8‰ , -8.0‰ , -7.65‰ ,地表水丰水期较枯水期 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 贫化。2012 年 7 月采样期正值雨季,地表水测点基本落在大气降水线上,直接接受大气降水补给,且没有经历较强的蒸发作用,符合当地夏季湿热的气

候。以此为基准,其余两时段测试浓度略偏离大气降水线,采样点数量仅为 3 个,统计规律不明显。同时除大气降水补给外,在北部山区至程庄段,2013 年 7 月 w8 实测地下水位高于东宫河水位,地下水补给地表水,且由北向南补给量逐渐减少,至东部落村西河段,根据公式(1),(2)估算地下水排泄到河流中的份额为 $f=0.092\%$,说明此处地下水向东宫河排泄量已微乎其微。具体估算步骤如下:

按照 ^{18}O 在水体中质量守恒的原理,其质量守恒方程^[22]为:

$$C_s Q_s = C_g Q_g + C_b (Q_s - Q_g) \quad (1)$$

由公式(1)推导出地下水的排泄量占河水流量的百分比公式^[22]为:

$$f = (Q_g / Q_s) \times 100\% = \frac{C_s - C_b}{C_g - C_b} \times 100\% \quad (2)$$

式中: C_s ——取样点河水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值; C_g ——取样点地下水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值; C_b ——河流上游来水中 $\delta^{18}\text{O}$ 值; Q_s ——取样点河水流量; Q_g ——地下水排泄量;

f ——地下水的排泄量占河水流量的百分比。

以 2012 年 7 月采样数据为例,东部落村西侧河流采样点 r6 的 C_s 值为 -8.79% ,其上游河水样 r4 的 C_b 值为 -8.85% ,地下水取样点 w22 的 C_g 为 -8.20% ,代入公式(2) 即得结果。

如图 1a 所示,第四系孔隙水三个时段绝大多数采样点接近当地平均大气降水线,直接接受大气降水入渗补给。另外,参考矿化度均值,第四系孔隙水是地下水中矿化度最高的,间接验证了地下水的运移方向,即深层地下水(如岩溶水)向浅层地下水排泄的事实。采样点中仅 2013 年 7 月黄土营的 w16 点偏离较大,与同在黄土营且井深相同的 w15 对比发现,两者水化学类型相同,但各离子浓度 w16 均高于 w15,总的矿化度甚至相差约一倍,由此推断 w16 的来自深层地下水补给量较大,地下水位埋深较浅,蒸发浓缩作用强烈。

岩溶裂隙水在丰水期,采集水样对应的 δD , $\delta^{18}\text{O}$ 关系趋于一直线,并与大气降水线呈角度相交,见图 1a, b。2012 年 7 月的水样 δD — $\delta^{18}\text{O}$ 关系趋势线与大气降水线交角较小,由北向南氢氧同位素浓度逐渐增大,水化学类型由重碳酸型逐渐过渡到重碳酸—硫酸型,水化学作用以溶滤作用为主。而 2013 年 7 月的水样与大气降水线交角较大,蛤蟆泉—程庄—温庄一线 δD 基本保持不变,而 $\delta^{18}\text{O}$ 则逐渐增大。枯水期,样品较为分散地分布于大气降水线下方,蛤蟆泉 w3—程庄 w9—温庄 w11—黄土营 w13—东部落 w20 一线,与大气降水线的偏移距离逐渐增大。整体上,无论丰水期还是枯水期自北向南水样与大气降水线偏差均呈现逐渐增大的趋势,说明北部山区岩溶裂隙出露区为岩溶水主要补给区,随着岩溶水向南部运移,补给路径增大,大气降水直接入渗补给强度减弱。

基岩裂隙水水样同位素组成稳定,集中于当地平均大气降水线下方,且距大气降水线位移量基本相等,反映基岩裂隙水补给源较为稳定且补给路径较短,受外界气候条件干扰较小,与水化学特征论证结果一致。

泉水除 s4(2013 年 7 月样品)外,图 1a, b, c 中泉水采样点基本落在岩溶水所在区域范围内,偏离大气降水线的距离基本相同,进一步验证了泉水的主要来源为补给稳定的岩溶裂隙水。

4 结论

东宫河流域厚层的府君山组灰岩裂隙含水层为研究区主要含水层,岩溶水自北向南流,与柳江盆地区域岩溶水流动方向一致。盆地北部山区灰岩出露

区是该含水层的主要补给区,接受大气降水入渗补给,丰水期主要在东部落村以泉水形式排泄,同时,野外实际测量和计算结果,丰水期从盆地北缘至东部落以西河段岩溶裂隙水以地下径流的形式向地表水排泄,判定东部落泉类型为侵蚀上升泉。

基岩裂隙水的分布具有强烈的非均质各向异性的特点。盆地东北部陡峻的花岗岩山区的裂隙水,水质好,补给水头最高,补给源稳定、补给路径较短,在李庄及其附近存在自流区。盆地西北部山区的慢毛组泥页岩中裂隙水水质水量均较差。

第四系松散堆积物厚度不均,自西向东岩性由冲、洪积物过渡为沉积、残积物,富水性逐渐变差,直接接受大气降水入渗补给,同时接受下伏深层岩溶水补给,水流方向与岩溶水基本一致。

参考文献:

- [1] 华北平原地下水环境演化[M]. 北京:地质出版社, 2000.
- [2] 赵玉华. 秦皇岛市水资源持续利用研究[J]. 农业环境与发展, 1998, 15(4): 1-3.
- [3] 田级生. 柳江水源地质岩溶地面塌陷[J]. 水文地质工程地质, 1994, 21(4): 52-54.
- [4] 张风霞. 超采地下水造成严重后果[J]. 地下水, 1988, (3): 190.
- [5] 杨丙中, 李良芳, 徐开志, 等. 石门寨地质概况及教学实习指南[M]. 北京:地震出版社, 1992.
- [6] 马金珠, 黄天明, 丁贞玉, 等. 同位素指示的巴丹吉林沙漠南缘地下水补给来源[J]. 地球科学进展, 2007, 22(9): 922-930.
- [7] McDonnell J J, Stewart M K, Owens I F. Effect of catchment-scale subsurface mixing on stream isotopic response[J]. Water Resources Research, 1991, 27(12): 3065-3073.
- [8] Hinton M J, Schiff S L, English M C. Examining the contributions of glacial till water to storm runoff using two-and three-component hydrograph separations[J]. Water Resources Research, 1994, 30(4): 983-993.
- [9] 苏小四, 林学钰. 银川平原地下水循环及其可更新能力评价的同位素证据[J]. 资源科学, 2004, 26(2): 29-35.
- [10] Förlis I, Berecz T, Molnár Z, et al. Origin of shallow groundwater of Csepel Island (south of Budapest, Hungary, River Danube): isotopic and chemical approach[J]. Hydrological Processes, 2005, 19(17): 3299-3312.
- [11] Guay B E, Eastoe C J, Bassett R, et al. Identifying sources of groundwater in the lower Colorado River valley, USA, with $\delta^{18}\text{O}$, δD , and 3H : implications for river water accounting[J]. Hydrogeology Journal, 2006, 14(1/2): 146-158.

足县等地区由于植被状况较差,是森林生态系统水源涵养能力的薄弱环节。

五大功能区中,南北两翼由于植被状况良好,森林面积广大,森林生态系统水源涵养能力较强,其中,北部最强,南部第二;中西部城区植被状况相对较弱,城市发展区排列第三、其次是都市功能拓展区,最弱的是都市功能核心区,三峡库区区位十分重要,森林生态系统水源涵养能力较强。上下游分布不均,上游较弱,下游较强;整体呈递增趋势,但是受降水影响较大,出现 2006 年的最低值。

综上,对于东部水源涵养能力较强的地区,应该加强生态环境保护;对于中西部水源涵养能力较弱的地区,应该加强生态环境的建设,禁止滥砍滥伐,加大植树造林力度。同时,若不考虑降水,森林生态系统水源涵养能力 10 a 来呈递增的趋势,但由于受降水的影响较大,且降水年际变化大,导致不同年份水源涵养能力差异明显;因此,森林生态系统水源涵养量是受降雨量和森林面积的双重影响。

参考文献:

- [1] 邓坤枚,石培礼,谢高地. 长江上游森林生态系统水源涵养量与价值的研究[J]. 资源科学,2002,24(6):68-73.
- [2] 满正闯,苏春江,徐云,等. 岷江上游森林涵养水源的能力变化分析[J]. 水土保持研究,2007,14(3):223-225.
- [3] Guo Z, Xiao X, Gan Y, et al. Ecosystem functions, services and their values: a case study in Xingshan County of China[J]. Ecological Economics,2001,38(1):141-154.
- [4] Amirnejad H, Khalilian S, Assareh M H, et al. Estimating the existence value of north forests of Iran by using a contingent valuation method [J]. Ecological Economics,2006,58(4):665-675.
- [5] 欧阳志云,王效科. 中国陆地生态系统服务功能及其生态经济价值的初步研究[J]. 生态学报,1999,19(5):607-613.
- [6] 肖寒,欧阳志云,赵景柱. 森林生态系统服务功能及其生态经济价值评估初探:以海南岛尖峰岭热带森林为例[J]. 应用生态学报,2000,11(4):481-484.
- [7] 张文广,胡远满,张晶,等. 岷江上游地区近 30 年森林生态系统水源涵养量与价值变化[J]. 生态学杂志,2007,26(7):1063-1067.
- [8] 王春菊,汤小华. GIS 支持下的水源涵养功能评价研究[J]. 水土保持研究,2008,15(2):215-216.
- [9] 潘兆宇,王玉峰. 芦山地震灾后重建的资金支持研究:以四川省宝兴县为例[J]. 农村经济,2014(008):73-76.
- [10] 赵同谦,欧阳志云,王效科,等. 中国陆地地表水生态系统服务功能及其生态经济价值评价[J]. 自然资源学报,2003,18(4):443-452.
- [11] 王凌,叶殿秀,孙家民. 2006 年中国气候回顾[J]. 气候变化研究进展,2007,3(2):111-113.
- [12] 周晓峰,赵惠勋,孙慧珍. 正确评价森林水文效应[J]. 自然资源学报,2001,16(5):420-426.
- [13] 刘世荣,孙鹏森,王金锡,等. 长江上游森林植被水文功能研究[J]. 自然资源学报,2001,16(5):451-456.
- [12] Weyhenmeyer C E, Burns S J, Waber H N, et al. Isotope study of moisture sources, recharge areas, and groundwater flow paths within the eastern Batinah coastal plain, Sultanate of Oman[J]. Water Resources Research, 2002,38(10): 2-22.
- [13] Scholl M A, Ingebritsen S E, Janik C J, et al. Use of precipitation and groundwater isotopes to interpret regional hydrology on a tropical volcanic island: Kilauea volcano area, Hawaii[J]. Water Resources Research, 1996,32(12):3525-3537.
- [14] Guglielmi Y, Mudry J. Estimation of spatial and temporal variability of recharge fluxes to an alluvial aquifer in a fore land area by water chemistry and isotopes[J]. Groundwater, 1996,34(6):1017-1023.
- [15] 田级生. 柳江盆地岩溶水富水规律剖析[J]. 石家庄经济学院学报,1985,8(4):21-24.
- [16] 李晖,蒋忠诚,王月,等. 新疆地区大气降水中稳定同位素的变化特征[J]. 水土保持研究,2009,16(5):157-161.
- [17] 郭晓军,苏凤洹,洪勇,等. 蒋家沟流域雨季降水中氢氧同位素特征分析[J]. 水土保持研究,2012,19(2):82-85.
- [18] 阮桂色. 电感耦合等离子体原子发射光谱(ICP—AES)技术的应用进展[J]. 中国无机分析化学,2012,1(4):15-18.
- [19] 杜涛,王莹,高超,等. 离子色谱法测定饮用水中无机阴离子[J]. 沈阳师范大学学报:自然科学版,2011,29(2):260-263.
- [20] 国家环境保护总局. 水和废水监测分析方法[M]. 北京:中国环境科学出版社,2002.
- [21] 黄一民. 洞庭湖流域水循环中稳定同位素的变化特征及其影响机制研究[D]. 长沙:湖南师范大学,2013.
- [22] 张应华,仵彦卿,丁建强,等. 运用氧稳定同位素研究黑河中游盆地地下水与河水转化[J]. 冰川冻土,2005,27(1):106-110.

(上接第 95 页)