

DOI: 10.19797/j.cnki.1000-0852.20200377

# 基于水化学和同位素的白浮泉补径排条件分析

罗丹<sup>1</sup>, 杨勇<sup>1</sup>, 邢国章<sup>2</sup>

(1. 中国地质大学(北京) 水资源与环境学院, 北京 100083; 2. 北京市水科学技术研究院, 北京 100048)

**摘要:**白浮泉作为大运河文化带的源头,在 20 世纪 70 年代末期已经断流。复涌白浮泉是成功建设大运河文化带的标志之一,而查明白浮泉补径排条件是实现白浮泉复涌的关键。在已有研究基础上,通过水文地质条件初步判断白浮泉补径排条件,再通过地下水采样分析,从水化学同位素角度进一步确定白浮泉域的补径排路径。水化学分析结果证实:白浮泉东北部兴寿山区和北部十三陵-长陵山区均为补给区,水化学特征极为相似,水质差异不大,均为  $\text{HCO}_3\text{-Ca}$  型水;径流区位于邓庄和崔村一带,水化学类型仍为  $\text{HCO}_3\text{-Ca}$  型;排泄区位于化庄地区,水化学类型为  $\text{HCO}_3\text{-SO-Ca-Mg}$  型。地下水中离子含量的升高主要来源于方解石、岩盐和少量石膏的溶解。同位素分析结果显示,地下水中 D、 $^{18}\text{O}$  关系线从补给区到白浮泉地区逐渐偏离大气降水线,验证了水化学分析得出的认识。

**关键词:**白浮泉;补径排条件;水化学;同位素

**中图分类号:**P641

**文献标识码:**A

**文章编号:**1000-0852(2021)06-0013-05

## 0 引言

近年来,由于国内断流干涸的泉水逐渐增多,有关水文地质工作者在泉水复涌领域展开了大量工作<sup>[1-3]</sup>。通过调查泉域周边水文地质条件,明确泉水的补给、径流、排泄条件,确定回灌补源的区域是实现泉水复涌的关键,而掌握其水文地质条件是这一工作的前提。研究者大多通过水文地质资料的搜集分析来确定研究区的补径排条件,王建军<sup>[2]</sup>建立了济南岩溶区地下水数值模型,提出了科学的保泉补源方案。秦品瑞<sup>[3]</sup>利用模型求解 3 种降水组合下的济南泉域地下水开采方案能否满足“保泉供水”目标。在水化学同位素方面,目前研究主要集中在区域上:姜体胜等<sup>[4]</sup>研究发现昌平区  $\text{HCO}_3^-$ 、 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Na}^+$  浓度在雨季随空间变化较为明显。翟远征等<sup>[5]</sup>测试发现北京市泉水主要来源于大气降水,循环深度较浅。以上资料主要研究了白浮泉所在的昌平区水文地质条件以及补径排条件,但没有研究白浮泉域小范围内的补径排特征,因此,本文通过水文地质条件分析初步判定地下水补径排条件,再利用水化学特征及同位素分析深入分析白浮泉地下水

补径排规律,提高对于白浮泉域地下水循环的认识,为白浮泉复涌、区域生态环境的改善提供基础支撑。

## 1 研究区概况与数据分析方法

### 1.1 水文地质条件

白浮泉所在昌平区多年平均降水量 561mm,区内总体为平原山区地貌,地势呈北高南低,含水层受相对隔水层阻隔处出露有暴峪泉、秦城泉、白浮泉等。白浮泉地区地层从老到新为蓟县系(Jx)、青白口系(Qn)、寒武系(Є)、奥陶系(O)、侏罗系(J<sub>3</sub>)。蓟县系雾迷山组白云岩为区内主要岩层,大部分隐伏于第四系松散岩层之下,因靠近南口-孙河断裂,其岩层产状比较紊乱,岩石破碎,岩溶裂隙发育<sup>[6]</sup>。侏罗系髫髻山组主要为安山岩和火山碎屑岩,富水性较差,属研究区内的隔水层。白浮泉周边主要构造为北东向的张扭性断裂:南口-孙河断裂,隐伏于第四系松散层之下,断裂西南侧下降,第四系沉积厚度达数百米(见图 1)。

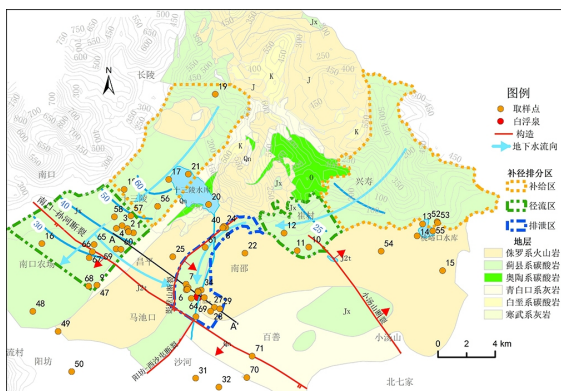
区内主要含水岩组为蓟县系雾迷山组白云岩<sup>[7]</sup>,节理裂隙发育,沿裂隙面多见有溶蚀现象。东北部地区出露大面积的雾迷山组灰岩,当直接接受大气降水

收稿日期:2020-09-18

基金项目:国家重点研发计划资助项目(2016YFC0401404)

作者简介:罗丹(1995—),女,四川凉山州人,硕士研究生,主要研究方向为水文地质。E-mail:1846182927@qq.com

通信作者:杨勇(1983—),男,辽宁盘锦人,教授级高级工程师,主要研究方向为工程地质。E-mail:steven\_yy@163.com



注:其中补径排区域均是指白浮泉域。

图1 区域水文地质略图及取样点分布

Fig.1 Regional hydrogeological sketch and distribution of sampling sites

补给后,地下水沿岩溶裂隙沿侏罗系及雾迷山组灰岩接触带从东向西南径流,在山边相继以秦城泉、暴峪泉的形式排泄,向西的径流途径受化庄地区火山岩的阻挡,加之南口-孙河断裂上下盘错动形成约 600m 的高差,致使化庄地区地下水流动受阻,在龙山山脚沿基岩破碎带出露形成白浮泉;北部十三陵山区的雾迷山组灰岩接受大气降水补给后,顺着蓟县系地层向南径流,北部山区径流而来的大部分水向南流动,通过井的形式排泄(邓庄水源地),部分水流沿着南口-孙河断裂向东流动,在白浮泉处进行排泄(见图 2)。

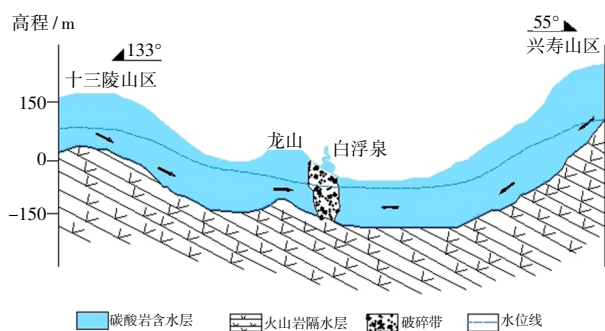


图2 白浮泉出露示意图

Fig.2 The sketch map of Baifu spring

## 1.2 样品采集与分析

于 2019 年 8 月进行水样采集,取样点的分布见图 1,在区域内共采集 71 个水样并进行了测试,地下水取样深度约为 50m,样品采集按照《地下水质量标准》(GB 14848-2017)进行。样品测定工作在北京市水文总站检测中心完成,测试指标为 TDS、 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{Na}^{+}$ 、 $\text{K}^{+}$ 、 $\text{HCO}_3^{-}$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{Cl}^{-}$ ,水质检测结果阴阳离子平衡误差

均小于 5%。CFCs 样品测试在中国科学院地质与地球物理研究所地下水年代学实验室测定,分析设备为专用于分析 CFCs 的气相色谱仪,测试精度为 $\pm 2\%$ 。

样品的氢氧稳定同位素 D 和  $^{18}\text{O}$  的测定设备为 LGR 水同位素分析仪,测量前将样品取出放至室温,测试精度为 $\pm 2\text{‰}$ ;碳同位素用加速质谱仪(AMS)测试,测试精度为 $\pm 0.1\text{‰}$ ;同位素样品测试均在美国 BETA 实验室完成。

## 1.3 数据分析方法

基于 Ward 法利用 SPSS 对研究区典型水样进行分类,单个水样离差平方和为 0,离差平方和依次增大直到所有水样成为一类,从而形成分类谱系图;依据不同离子浓度将所有水样落入 Piper 图中,水样在图中的位置可以表示水中各离子的同步变化规律和样品水化学类型;运用 Gibbs 图对研究区的水化学成因进行分析,同时利用 PHREEQC 对地下水径流过程中水岩作用进行了模拟;利用地下水的同位素特征分析了研究区地下水的来源和径流路径。

## 2 结果和讨论

### 2.1 水化学特征

为分析研究区水化学特征,首先采用聚类分析法寻找不同采样点水化学的共性和差异性<sup>[8]</sup>。由于白浮泉地区地下水径流路径较短,水循环较快,区域内水化学组分差别不大,因此选取了补径排区域较为典型的白浮泉域、东北部山区、北部山区共 26 个水样进行聚类分析,基岩水均取自于蓟县系雾迷山组含水层(白浮泉出露岩层),其中包括补给区 5 个点,径流区 9 个点,排泄区 9 个点。选用 Ward 法(离差平方和法)对地下水主要离子成分进行(见图 3),当并类距离为 15 时,研究区地下水类型可划分为两个大类,其中位于补给区和径流区水样均为 A 类水,位于排泄区水样均为 B 类水,说明从补给到径流,水化学成分变化不明显,而到排泄区产生了水化学特征的差异。当并类距离为 7 时,研究区地下水类型可划分为四个亚类,a 类水均为径流区水样,TDS 为 228~376mg/L;b 类水除 1、2 号外均为补给区水样,TDS 为 270~313mg/L,由于径流区水样和补给区水化学成分区分不大,导致分类不清晰,仍按照水文地质条件将这两个点划至径流区。22、25 号点不在泉域补径排范围内,自成一类,在之后的分析中不予考虑。24 号点位于排泄区,但聚类至补给区,推断是取自于岩溶发育强径流带。化庄-白浮泉

排泄区水样均为 d 类水, TDS 为 395~817 mg/L。聚类分析的结果表明:从北部十三陵山区、东北部兴寿山区到化庄-白浮泉地区,地下水大致被分为三类,可分别对应研究区内的补给区(b 类)、径流区(a 类)、排泄区(d 类),说明根据水文地质条件划分的补径排区域是合理的。

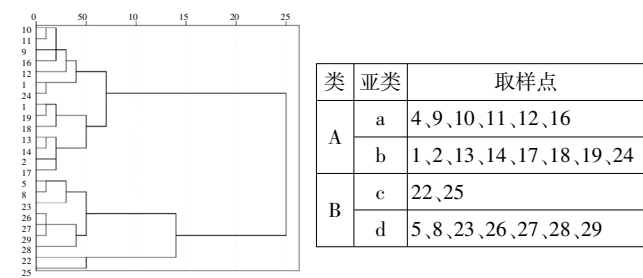


图3 地下水分类谱系图

Fig.3 The hierarchical diagram of groundwater classification

由图 4 看出,从补给区到径流区,循环途径非常短,水交替频繁;从径流区到排泄区,水循环路径变长,水交替有所减弱,地下水在基岩裂隙中赋存和运移,通过溶解、溶滤作用从岩石介质中获得各种化学成分<sup>[9]</sup>。由 piper 图看出(见图 4),区域内水化学主要受碳酸盐岩风化溶解作用的影响。地下水化学类型由  $\text{HCO}_3\text{-Ca}$  型过渡为  $\text{HCO}\cdot\text{SO-Ca}\cdot\text{Mg}$  型,取样点在图中位置向  $\text{Na}^+$ 、 $\text{Cl}^-$  增加的地方移动,符合从补给区到排泄区的变化规律<sup>[10]</sup>。

地下水中 TDS 浓度为 201~817mg/L,平均值为 364.47mg/L。图 5 表明水岩作用是控制研究区地下水水化学类型的主要过程,这与区域内分布较大面积的

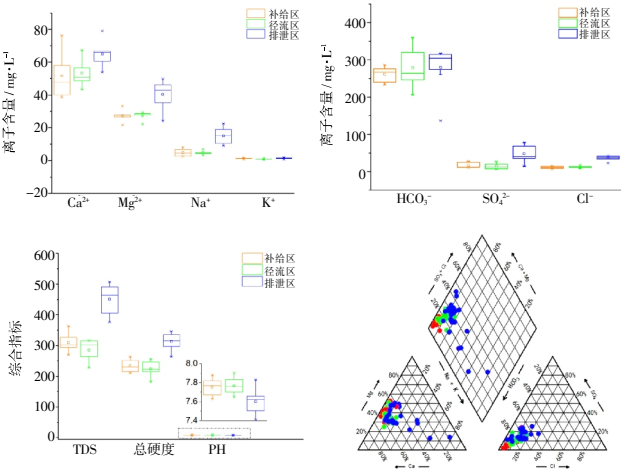


图4 取样点各指标箱型图及 piper 图

Fig.4 Box chart of different indexes of sampling sites and Piper diagram

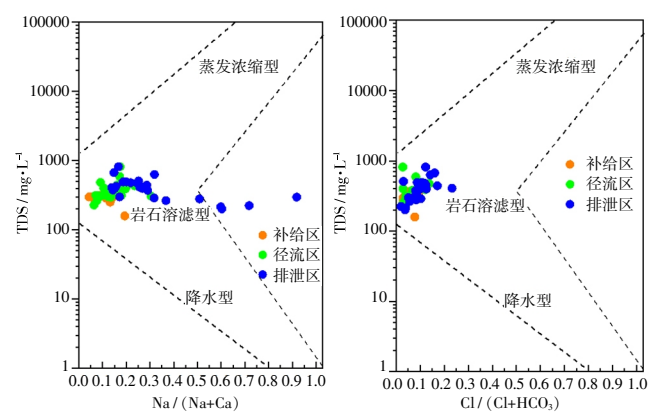


图5 取样点 Gibbs 图

Fig.5 Gibbs diagram of sampling sites

可溶性碳酸盐岩互相佐证,与 Piper 图分析结果一致。从山区到白浮泉地区取样点逐渐向右移动,表明从补给区到排泄区,以溶滤作用为主<sup>[11]</sup>。

2.2 水化学演变机制

为进一步分析从补给区到排泄区地下水化学演变的机制,根据水样分析结果,选择  $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{Na}^+$ 、 $\text{HCO}_3^-$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{Cl}^-$  的初始浓度和最终浓度作为约束变量,选取东北部兴寿和北部十三陵补给山区和白浮泉排泄区的代表水样,利用 PHREEQC 对地下水径流过程中水岩作用进行了模拟,根据实际水文地质条件,从一系列可能的反应过程中得出更接近实际情况的地下水演化过程<sup>[12]</sup>。

由于本次研究并没有测定岩石矿物,主要利用前文水岩作用分析结果并结合研究区地层岩性确定可能矿物项。研究区内主要含水层是白云岩,其矿物成分应以白云石、方解石为主,常混入石英、长石、黏土矿物等<sup>[13]</sup>,黏土质组分可能含有蒙脱石、石膏等。由于白浮泉区域循环路径较短,系统开放性较好,所以  $\text{CO}_2$  也应作为可能矿物项考虑。

基于以上可能矿物项,利用 PHREEQC 对选定的 2 条路径进行模拟,模拟结果见表 1,两个不同路径上发生的水岩作用大致相同。水流路径 1 上发生的主要水岩作用为方解石、岩盐和石膏的溶解,白云石溶解

表1 地下水化学模拟结果					
Table1 The results of groundwater chemical modeling					
路径	矿物溶解(沉淀)/mmol·L <sup>-1</sup>				
	白云石	岩盐	方解石	石膏	CO <sub>2</sub> (g)
1(19→5)	0.0619	0.604	0.9467	0.741	0.0707
2(13→5)	0.202	0.808	0.341	0.0441	1.897



量很少,导致了地下水中  $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Na}^{+}$ 、 $\text{HCO}_3^{-}$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{Cl}^{-}$  较为明显的升高,而  $\text{Mg}^{2+}$  含量变化较小。水流路径 2 上发生的主要水岩作用为岩盐和方解石的溶解,因此  $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Na}^{+}$ 、 $\text{HCO}_3^{-}$ 、 $\text{Cl}^{-}$  含量有所升高,其余离子增加较少。两条路径的模拟结果说明泉域周边地下水中  $\text{Na}^{+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{HCO}_3^{-}$ 、 $\text{Cl}^{-}$  系含量的增加主要来自东北部兴寿山区,而  $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$  含量的增加主要来源于北部十三陵山区。从东北部山区到白浮泉循环系统开放程度大于北部山区到白浮泉的开放程度,推测可能是东北部含水层裂隙较为发育。水化学反向模拟表明从补给区到排泄区主要发生了盐岩和方解石的溶解,伴随着少量石膏和白云石的溶解,导致了排泄区中离子含量的上升。

### 2.3 同位素分析证据

研究区地下水氢氧同位素分析结果见图 6。从北部和东北部山区到化庄-白浮泉地区地下水 D、 $^{18}\text{O}$  关系线逐渐偏离大气降水线,说明在地下水在流动过程中发生了一定的蒸发作用和水岩作用<sup>[14]</sup>。北部和东北部山区取样点分布较为集中,或是在大气降水线上,或是紧邻大气降水线,表明该区域直接接受大气降水补给,同位素分馏效应很弱。邓庄和崔村地区偏离大气降水线稍远,同位素轻微富集。而化庄地区水样点比较分散,大幅偏离大气降水线,同位素出现了一定程度的富集,表明同位素分馏效应较强。这一现象与补给区到排泄区的 D、O 同位素变化规律一致。

根据质谱仪  $^{13}\text{C}$  同位素分析结果,研究区内地下水的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值为  $-14.0\text{‰}$ ~ $4.9\text{‰}$ ,平均值为  $-11.46\text{‰}$ ,地

表水的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值较地下水高,北京地区岩溶水中 DIC 主要来源于土壤  $\text{CO}_2$  和碳酸盐岩,雨水源可以忽略不计。因此两者对地下水  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值的贡献比可以用如下的两端元混合模型来计算<sup>[15]</sup>:

$$\delta^{13} = (1-x)\delta^{13}\text{C}_A + x\delta^{13}\text{C}_B \quad (1)$$

式中: $\delta^{13}\text{C}$  为地下水中  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值; $\delta^{13}\text{C}_A$  为土壤碳库的  $\delta^{13}\text{C}$  值; $\delta^{13}\text{C}_B$  为碳酸盐岩碳库的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值; $x$  为碳酸盐岩碳库对地下水  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值的贡献。

北京以  $\text{C}_3$  植物为主,土壤  $\text{CO}_2$  的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值约为  $-24\text{‰}$ ,白云岩(在研究区分布较广的岩石)  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值在  $-1.8\text{‰}$ ~ $4.8\text{‰}$  之间,平均值  $2.5\text{‰}$ <sup>[16]</sup>。假设研究区碳酸盐岩的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值为  $2.5\text{‰}$ ,且来自土壤  $\text{CO}_2$  的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  为  $-24\text{‰}$ ,经计算,土壤碳库对区内地下水  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值的贡献比为  $52.7\%$ ,碳酸盐岩碳库对区内地下水  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值的贡献与土壤碳库对区内地下水  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值的贡献比相差不大。说明研究区内  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  源于土壤溶滤和碳酸盐岩溶解,且其贡献比接近 1:1,但仍存在对其影响较弱的其他因素,证明其主要径流路径为蓟县系雾迷山组碳酸岩含水层。

综上所述,白浮泉的补给主要来源于东北部兴寿山区和北部十三陵山区。东北部兴寿山区接受大气降水之后向南径流,沿侏罗系隔水层和蓟县系含水层交界向西南顺层流动,在径流路径上相继出露秦城泉、暴峪泉等。水流至白浮泉地区,受隔水层阻挡,加之南口-孙河断裂上下盘形成约 500m 的高差,地下水流受阻,在龙山山前沿基岩破碎带出露形成白浮泉。北部十三陵山区地下水向南径流,遇南口-孙河导水断裂,部分水流沿断裂补给白浮泉(见图 7)。

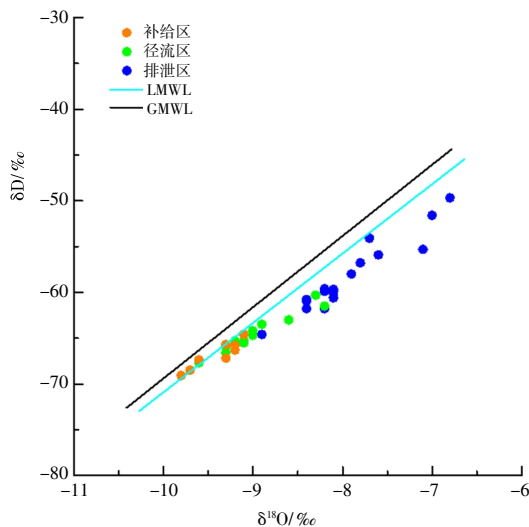


图 6 研究区内 D、 $^{18}\text{O}$  值关系线

Fig.6 Correlation line between D and  $^{18}\text{O}$  values in the study area

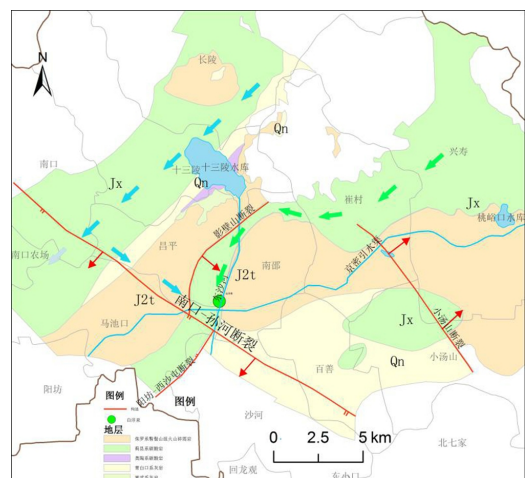


图 7 白浮泉地区地下水径流路径

Fig.7 The runoff path of groundwater in Baifu spring area

### 3 结论

(1)水化学分析结果表明,从北部、东北部山区到化庄-白浮泉地区,水中溶解离子增加, $D-^{18}O$ 线逐渐偏离大气降水线,符合从补给区到排泄区的地下水化学演变规律,证明白浮泉补给来源主要为北部十三陵和东北部兴寿补给山区。

(2)水化学聚类分析将研究区内地下水分为了三类,补给区、径流区、排泄区水样各归一类;根据PHREEQC反向模拟的结果,其离子主要来源为方解石和岩盐的溶解,区域内水化学主要受碳酸盐岩风化溶解作用的影响,证实了根据基础水文地质资料分析得出的补径排条件。

(3)区内水样点偏离大气降水线的程度不高,表明地下水的来源主要是大气降水,区域循环路径较短,水更新速度快。区内的 $\delta^{13}C_{DIC}$ 主要源于土壤和碳酸盐岩溶解,且其贡献比接近1:1,证实了区内水流路径主要为蓟县系碳酸盐岩层。

#### 参考文献:

- [1] 吴兴波. 济南人工回灌补源保泉试验研究[D]. 武汉:武汉大学, 2004. (WU Xingbo. Experimental Research on Artificial Compensation for Groundwater to Protect Springs in Jinan [D]. Wuhan: Wuhan University, 2004. (in Chinese))
- [2] 王建军. 济南岩溶区地下水系统数值模拟及保泉供水管理模型研究[D]. 济南: 山东大学, 2016. (WANG Jianjun. Numerical Model of Karst Groundwater in Jinan and the Hoizumi Water Supply Management Model [D]. Jinan: Shandong University, 2016. (in Chinese))
- [3] 秦品瑞. 济南岩溶水系统数值模拟与保泉供水开采方案[J]. 水资源保护, 2018,34(3):30-36+103. (QIN Pinrui. Numerical simulation of Jinan karst water system and groundwater exploitation scheme of keeping spring spurting and water supply [J]. Water Resources Protection, 2018,34(3):30-36+103. (in Chinese))
- [4] JIANG Tisheng, QI Junyu, WANG Mingyu, et al. Seasonal variations of hydrochemical characteristics of groundwater in Changping plain, Beijing [J]. Journal of Resources and Ecology, 2017,8(6):655-663.
- [5] 翟远征, 王金生, 滕彦国, 等. 北京市泉水的水化学、同位素特征及其指示作用[J]. 地质通报, 2011,30(9):1442-1449. (ZHAI Yuanzheng, WANG Jinsheng, TENG Yanguo, et al. Hydrochemical and isotopic characteristics of springs in Beijing and their implications [J]. Geological Bulletin of China, 2011,30(9):1442-1449. (in Chinese))
- [6] 王金生, 吴东杰. 圆明园遗址公园水文地质条件分析[J]. 水文地质工程地质, 2005(5):36-38. (WANG Jingsheng, WU Dongjie. An analysis of hydrogeologic conditions near the Yuanmingyuan Ruins Park [J]. Hydrogeology and Engineering Geology, 2005(5):36-38. (in Chinese))
- [7] 董旭. 昌平区水资源评价与预测研究[D]. 北京: 中国农业大学, 2005. (DONG Xu. Study on Assessment and Prediction of Water Resources in Changping [D]. Beijing: China Agricultural University, 2005. (in Chinese))
- [8] 马振, 周密. 聚类分析在秦淮河水水质指标相关性研究中的应用[J]. 水文, 2018,38(1):77-80. (MA Zhen, ZHOU Mi. The application of cluster analysis in the study of the correlation of water quality index in Qinhuai River [J]. Journal of China Hydrology, 2018,38(1):77-80. (in Chinese))
- [9] 钱会. 水文地球化学[M]. 北京: 地质出版社, 2005. (QIAN Hui. Hydrogeochemistry [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2005. (in Chinese))
- [10] 罗进, 安艳玲, 吴起鑫, 等. 赤水河中下游冬季河水化学空间分布特征分析[J]. 地球与环境, 2014,42(3):297-305. (LUO Jin, AN Yanling, WU Qixin, et al. Spatial distribution of surface water chemical components in the middle and lower reaches of the Chishui River basin [J]. Earth and Environment, 2014,42(3):297-305. (in Chinese))
- [11] 王大纯. 水文地质学基础[M]. 北京: 地质出版社, 1986. (WANG Dachun. Fundamentals of Hydrogeology [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1986. (in Chinese))
- [12] 汪敬忠, 吴敬禄, 曾海鳌, 等. 内蒙古河套平原水体同位素及水化学特征[J]. 地球科学与环境学报, 2013,35(4):104-112. (WANG Jingzhong, WU Jinglu, ZENG Haiao, et al. Water isotope and hydrochemical characteristics of hetao plain, Inner Mongolia [J]. Journal of Earth Science and Environment, 2013,35(4):104-112. (in Chinese))
- [13] Laura Toran, David Grandstaff. PHREEQC and PHREEQCI: geochemical modeling with an interactive interface [J]. Groundwater, 2002,40(5):462-464.
- [14] Cooper R J, Pedentchouk Nikolai, Hiscock Kevin M, et al. Apportioning sources of organic matter in streambed sediments: an integrated molecular and compound-specific stable isotope approach [J]. Science of the Total Environment, 2015,520:187-197.
- [15] Probst J L, Brunet F.  $\delta^{13}C$  tracing of dissolved inorganic carbon sources in major world rivers [J]. Geochimica Et Cosmochimica Acta, 2005,69(10):3321-3344.
- [16] A Myrbo, M D Shapley. Seasonal water-column dynamics of dissolved inorganic carbon stable isotopic compositions ( $\delta^{13}C_{DIC}$ ) in small hardwater lakes in Minnesota and Montana [J]. Geochimica Et Cosmochimica Acta. 2006,2(10).

(下转第 90 页)