

DOI: 10.12401/j.nwg.2022037

基于同位素和水化学的北京平谷盆地地下水循环研究

王新娟, 许苗娟, 韩旭, 董佩, 孙颖

(北京市地质环境监测所, 北京 100195)

摘要: 通过在区域开展地下水同位素、水化学取样分析, 研究了平谷沟河和洳河冲洪积扇地下水循环演化特征。分析结果显示: 本次所取水样 pH 值为 7.6~8.1, 为中性水; 阳离子含量均以 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 为主, 占 70% 以上, 阴离子含量以 HCO_3^- 为主, 占 82% 以上, 所取水样地下水水化学类型均为 $\text{HCO}_3\cdot\text{Ca}\cdot\text{Mg}$ 型。研究区浅层第四系松散孔隙水 $\delta^2\text{H}$ 值和 $\delta^{18}\text{O}$ 值分别为 64.9‰、9.08‰, 深层第四系松散孔隙水 $\delta^2\text{H}$ 值和 $\delta^{18}\text{O}$ 值分别为 67.6‰、9.97‰, 基岩岩溶水 $\delta^2\text{H}$ 值和 $\delta^{18}\text{O}$ 值分别为 64.5‰、9.36‰。基岩岩溶水稳定同位素含量均值与浅层地下水比较接近; 浅层第四系松散孔隙水 ^{14}C 含量为 46.7%~93.1%, 深层水第四系松散孔隙水 ^{14}C 含量为 40.23%~61.13%, 基岩岩溶水 ^{14}C 含量为 46.79%~89.2%, 与浅层第四系松散孔隙水比较接近。通过分析研究掌握了北京平谷盆地地下水的循环演化规律, 盆地第四系孔隙水和隐伏基岩岩溶水的水力联系, 研究成果能够为平谷盆地地下水水文地质概念模型的建立、水文地质参数的初步确定、地下水资源计算评价提供技术支持。

关键词: 平谷盆地; 水化学; ^2H ; ^{18}O ; 水力联系

中图分类号: P641.3

文献标志码: A

文章编号: 1009-6248(2023)05-0127-13

Study on Groundwater Cycle in Beijing Pinggu Basin Based on Isotopes and Hydrochemistry

WANG Xinjuan, XU Miaojuan, HAN Xu, DONG Pei, SUN Ying

(Beijing Institute of Geological Environment Monitoring, Beijing 100195, China)

Abstract: Based on the analysis of groundwater isotope and water chemical sampling in the region, the evolution characteristics of groundwater circulation in the alluvial fan of Juhe and Ruhe rivers in Pinggu were studied. The analysis results show that the pH value of the water sample is between 7.6 and 8.2, which is neutral water. The cationic content is mainly Ca^{2+} and Mg^{2+} , accounting for more than 70%, and the anionic content is mainly HCO_3^- , accounting for more than 82%. The water chemical type of the groundwater samples is $\text{HCO}_3\cdot\text{Ca}\cdot\text{Mg}$. In the study area, the stable isotope content of shallow quaternary loose pore water is ($\delta^2\text{H}$: 64.9‰, $\delta^{18}\text{O}$: 9.08‰), the meanstable isotope content of deep quaternary loose pore water is ($\delta^2\text{H}$: 67.6‰, $\delta^{18}\text{O}$: 9.97‰), and the stable isotope content of bedrock karst water is ($\delta^2\text{H}$: 64.6‰, $\delta^{18}\text{O}$: 9.36‰). The average stable isotope content of bedrock karst water is close to that of shallow groundwater. The ^{14}C content of shallow quaternary loose pore water is 46.7%~93.1%, that of deep quaternary loose pore water is 40.23%~61.13%, and that of bedrock karst water is 53.7%~89.2%, which is close to that of shallow Quaternary loose pore water. Through the analysis and research to master the Beijing pinggu basin groundwater circulation evolution, basin quaternary pore water and concealed rock karst water hydraulic connection, research results for pinggu basin groundwater hydrogeological

收稿日期: 2022-05-16; 修回日期: 2022-09-21; 责任编辑: 贾晓丹

基金项目: 北京市规划和国土资源规划委员会第三轮北京市地下水资源调查评价项目(BJJF-2016-862)。

作者简介: 王新娟(1973-), 女, 博士, 正高级工程师, 主要从事地下水资源和环境评价工作。E-mail: xinjuanwang@126.com。

conceptual model and hydrogeological parameters of a preliminary determination, evaluation of groundwater resources calculation provides the technical support.

Keywords: Pinggu basin; hydrochemistry; ^2H ; ^{18}O ; hydraulic connection

地下水是北京市城市供水的主要水源之一,也是供水的重要保障,北京人均可利用淡水资源仅为 107 m^3 ,大大低于国际上人均 1000 m^3 的缺水标准。自1999年北京遭遇多年连续干旱,水资源供应告急,2004年启动平谷应急水源向北京市区供水,解决连续干旱情况下北京市城市供水紧张问题,至2014年底累计供水 8.21 亿 m^3 。由于连年干旱、地表水资源匮乏和地下水超采,导致区域地下水位持续下降。2014年底南水进京,区域地下水的紧张局面得到缓解,在条件允许的情况下可以回补地下水,使地下水资源得到一定程度的恢复。地下水循环是水循环的重要环节,健康的地下水循环是地表水资源缺乏地区水资源的有力保障。在南水进京的新水情下,如何合理利用地下水资源,使水资源能够满足供给的情况下得到合理储备、以备不时之需等问题亟待研究。因此,开展平谷盆地地下水资源补、径、排等循环规律研究对区域地下水资源合理开发利用、保障城市供水具有重要的现实意义。

环境或人工同位素在地下水补给、径流、排泄等循环演化的研究中有其独到之处(张人权等,2011)。地下水中的同位素被称为地下水的“指纹”,具有很强的标识作用,通过对地下水中多种同位素的测量与校核分析,并结合水文地球化学参数,理论上可以定性甚至定量地判断地表水与地下水的补给、径流、排泄等过程(马致远,2004; Aggarwal et al., 2005; 汪集旻等,2015; 张雅等,2019)。 ^2H 和 ^{18}O 同位素是水分子的构成元素,参与水循环和转化的各个过程,水体在循环过程中存在同位素分馏现象,使得不同水体间或者受不同因素影响的水体间, ^2H 和 ^{18}O 同位素含量存在显著差别,可体现出水分运移和转化的不同过程。众多学者利用降水和地下水的稳定同位素特征,识别了地下水补给源、补给方式,解决了很多与水循环相关的难题(宋献芳等,2007; 于静洁等,2017; 王洁青等,2017; 周训等,2017; 马致远等,2017)。陈宗宇等(2010)利用 $\delta^2\text{H}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 准确识别了黑河流域山区河流对地下水的补给过程以及地表水与地下水相互转化的水量,解决了以往对黑河流域地表水与地下水转化具体过程认识不清的问题。马致远等(2004)利用 $\delta^2\text{H}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$

发现甘肃省东部平凉市泾河以南地区岩溶水中存在大量现代水的混入补给,表明岩溶水的补给条件和更新能力较好。

笔者通过在平谷盆地采集浅层、深层和基岩岩溶地下水同位素 ^2H 、 ^{18}O 、 ^{14}C 和水化学取样测试,分析平谷盆地地下水的补给来源、水循环演化规律,为平谷盆地地下水数值模拟模型的建立和地下水资源评价提供技术支撑。

1 研究区概况

平谷区位于北京市区的东北部(图1),地理坐标为 $\text{E } 116^{\circ}57' \sim 117^{\circ}19'$, $\text{N } 40^{\circ}02' \sim 40^{\circ}13'$ 。平谷盆地是断陷盆地,其东、北、西和东南为中、低山与丘陵环抱,仅西南有一出口,与华北平原相连接,为一半封闭盆地。平谷盆地地形东北高,西南低,地面标高为 $85 \sim 22\text{ m}$,地形坡降为 $2.3\% \sim 1.8\%$ 。

平谷区属暖温带大陆性季风气候,四季分明。平谷是北京市暴雨中心地区之一,据平谷气象站1959~2020年观测资料,多年平均降水量约为 627 mm 。区内降水量具有时间分布不均匀特征,年内分配不均匀,主要集中在6~10月,占全年降水的80%以上;年际变化大,年最大降水量为 1213 mm (1984年),最小降水量为 332.4 mm (2020年)。

平谷盆地地下水主要赋存于第四系松散含水层和其下伏基岩岩溶含水层中。平谷盆地第四系松散含水层主要为洵河、泃河形成的冲洪积扇,当河流从山地流出后,由于地势开阔,水流减缓,使沉积物堆积成广阔的冲积平原,盆地自山东庄—夏各庄一线以东洵河山前冲洪积扇为洵河冲洪积扇的单一潜水含水层,西南的西沥津和龙家务为由潜水转化为承压水的地下水溢出带,下游为2~3层和多层含水层。泃河冲洪积扇自许家务以北为单一潜水含水层,许家务—中桥一带为地下水溢出带,以下为2~3层和多层含水层。地下水溢出带向南逐步变为承压水区,沉积物在平谷县城以东以单一砂卵砾石为主,厚度 $100 \sim 400\text{ m}$ 不等,主要含水层在 140 m 以上,县城以西,砾卵石与黏性土互层, $80 \sim 140\text{ m}$ 为卵砾石夹黏性土层,

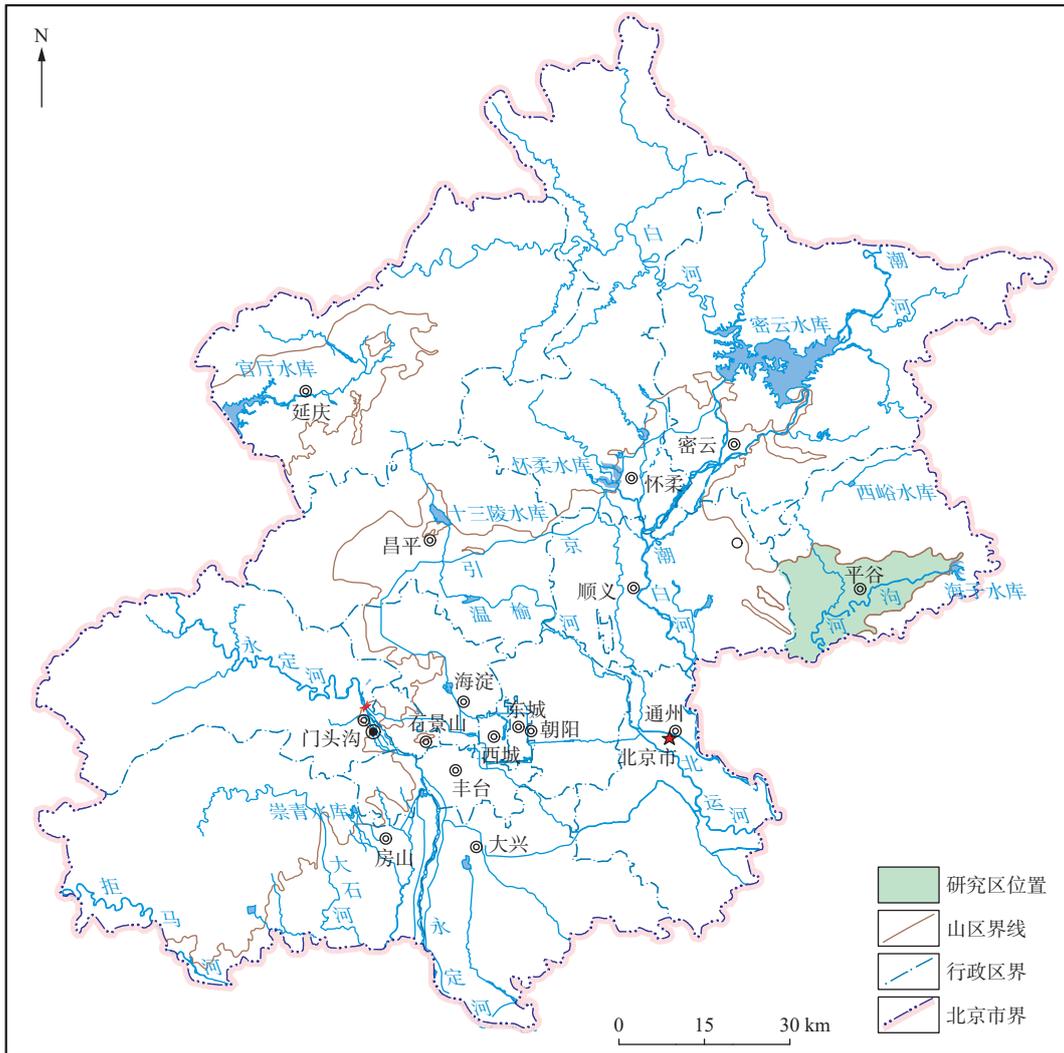


图 1 平谷区地理位置图

Fig. 1 Geographical location map of Pinggu basin

140 m 以下为风化半风化砾卵石, 最大厚度达 600 m。盆地中部地区为多层砂砾卵石层(图 2), 各含水层间存在着密切的水力联系。

平谷地区可供开发利用的基岩含水层主要为岩溶裂隙含水层, 岩溶裂隙含水岩组主要有长城系高于庄组含水岩组、蓟县系雾迷山组含水岩组及寒武系、奥陶系含水岩组, 主要分布在盆地边缘山区及盆地隐伏基岩中(图 2)。其水文地质条件主要受地层岩性、地质构造及地形地貌影响, 所处构造部位不同, 富水性也不同, 钻孔的单位涌水量最大可达 $2000 \text{ m}^3/\text{d}\cdot\text{m}$, 最小只有 $2.4 \text{ m}^3/\text{d}\cdot\text{m}$ 。含水岩组在北部山区裸露于地表, 直接接受大气降水, 以地下径流形式由北向南径流; 平原区高于庄组在盆地北部及平谷区政府以南以西成条带状分布; 蓟县系雾迷山组地层由一套巨厚的燧石条带灰岩、硅质灰岩及白云岩组成, 蓟县系雾

迷山组在东北部山前裸露, 平原区沟河上游, 盆地中部条带状及南部山前带状隐伏于第四系以下; 寒武系、奥陶系含水岩组分布在平谷马坊东南地区, 上覆第四系, 分布面积为 4.79 km^2 。

2 样品采集与测试

2017 年 6 月在平谷盆地采集 24 组地下水样, 采样内容包括: ^2H 、 ^{18}O 、水化学及部分 ^{14}C , 分别采自北京市地下水环境监测井和自备井, 第四系采样井深 $50\sim 300 \text{ m}$, 基岩岩溶水井深 $198\sim 871 \text{ m}$ 。第四系水样有 15 组、基岩岩溶水有 8 组、泉水 1 组, 取样位置见图 2, 取样情况见表 1。

样品分别采自区域检测井、自备井和水源地供水井, 其中区域监测井采样时提泵, 并抽水稳定时采样,

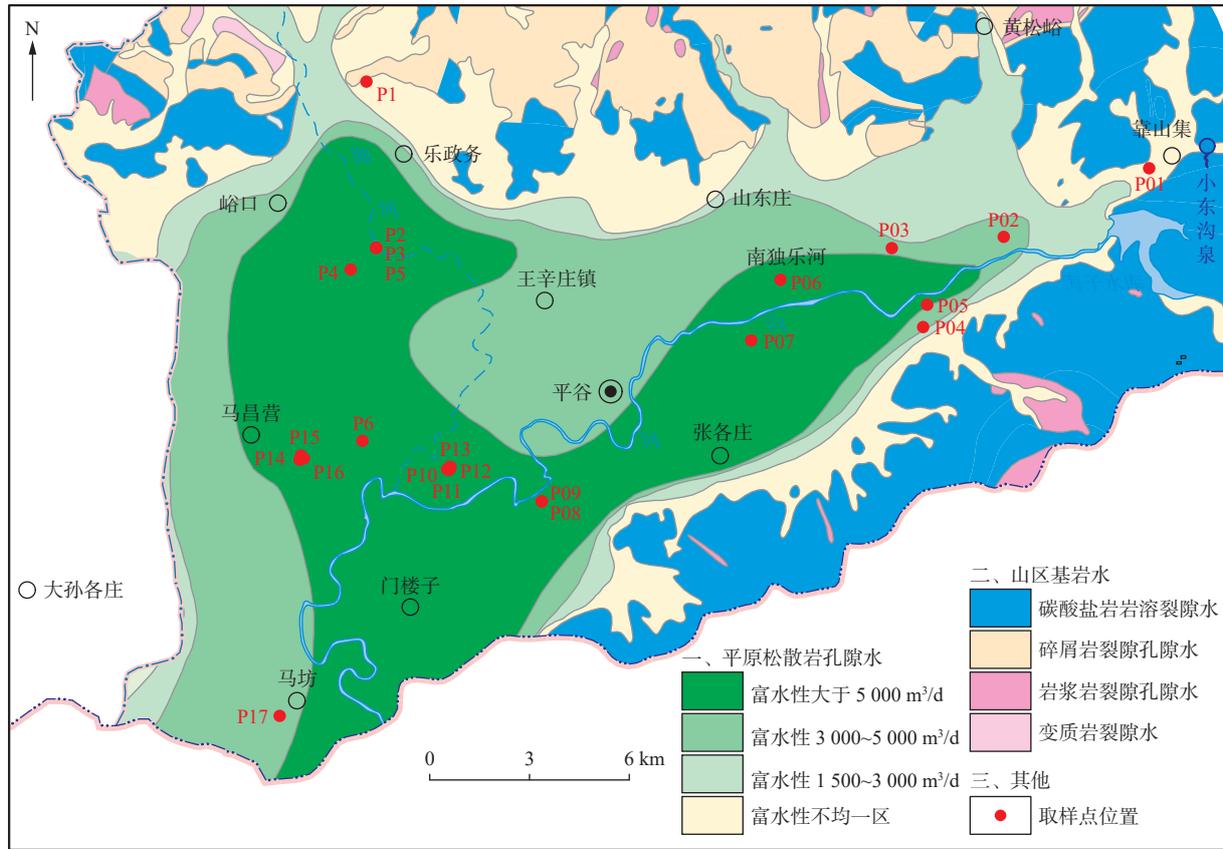


图 2 北京平谷盆地水文地质图

Fig. 2 Hydrogeological map of Pinggu basin, Beijing

表 1 同位素取样情况表

Tab. 1 Isotope sampling situation table

样点编号	地理位置	取水层位	取水深度(m)	水位埋深(m)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	^{14}C
P01	靠山集村吃水井	蓟县雾迷山	16~142	38	-64	-9.09	46.79
P02	平谷金海湖镇政府院内	蓟县雾迷山	30~136	/	-63.6	-9.51	79.97
P05	南独乐河镇新农村	蓟县雾迷山	≥150	/	-67	-10.23	75.22
P03	望马台村东	第四系浅层	60~78	15	-61.6	-8.71	86.7
P04	望马台村东北	蓟县雾迷山	≥70	12	-62.5	-8.8	87.2
P06	平谷张辛庄村供水井	蓟县雾迷山	80~100	35	-63.6	-9.96	85.98
P07	王都庄水源地	第四系浅层	30~40	34	-62	-8.5	/
P08	东高村镇西高村西	第四系浅层	20~50	22.4	-62.8	-8.65	/
P09	东高村镇西高村西	蓟县雾迷山	≥117	24.6	-66.7	-9.41	53.7
P10	西鹿角村路东	第四系浅层	20~43	20	-67.2	-9.5	92.21
P11	西鹿角村路东	第四系浅层	66~96	30	-67	-10.18	57.21
P12	西鹿角村路东	第四系深层	127~166	30	-67	-10.4	41.65
P13	西鹿角村路西	第四系深层	216~284	37.5	-69	-10.14	40.23
P14	平谷马昌营镇薄各庄村南S204路西花园	第四系浅层	18~43	10	-62.1	-8.66	93.61
P15	平谷马昌营镇薄各庄村南S204路西花园	第四系浅层	72~98	36.5	-65.8	-8.91	53.77
P16	平谷马昌营镇薄各庄村南S204路西花园	第四系深层	128~160	37	-67	-10.06	61.13
P17	马坊村	第四系浅层	80~100	32	-68	-9.4	46.79
P1	翟各庄村东	长城高于庄	≥6	24	-65.7	-9.23	/
P2	中桥水源地水源井	长城高于庄	≥163	15	-65.9	-9.38	77.85
P3	中桥水源地水源井	第四系浅层	40~149	30	-64.3	-9.08	76.31
P4	中桥水源地第四系井	第四系浅层	50~80	28.5	-64.9	-9.15	/
P5	中桥水源地中桥村西	第四系深层	40~130	28	-67.3	-10.15	/
P6	后芮村	第四系浅层	80~148	14	-68	-9.2	60.51
Q	小东沟泉	泉水	/	/	-61.9	-8.67	/

自备井和水源地供水井在供水水龙头处采集。

采样时用于 D、 ^{18}O 测试的样品使用 50 mL PPE (聚苯醚) 水样瓶。首先用待采水样把采样瓶充分冲洗至少 3 次, 然后直接用采样瓶采取水样, 水样必须装满水样瓶, 盖上内盖和外盖, 使采样瓶内不留气泡。常温保存, 避免高温或低温情况(防止结冰)。 ^{14}C 同位素采样及前处理: 将采样桶用所要采样的水清洗 3 遍, 做到桶内无污物, 无上次采样的任何残留物; 将水引入采样桶时, 尽量减少水流与空气的接触, 减少气泡的产生, 可以将水管直接插入水中进行加水。加满后带回实验室, 在氮气环境中先加入 10n 的 NaOH 溶液, 然后加入 BaCl_2 溶液, 形成沉淀, 反应 12 小时后可以抽取 BaCO_3 沉淀, 冷冻干燥。

样品的测试: ^2H 、 ^{18}O 在中国科学院地理科学与资源研究所, 采用液态水同位素分析仪(DLT-100)测试, 测试精度为 $\pm 1\%$; ^{14}C 在北京大学考古学年代实验室测试, 测试方法: 将 Fe 粉和 BaCO_3 沉淀混合, 利用氢法还原成石墨, 用石墨在加速器质谱仪中测试 ^{14}C 计

数, 测试精度为 $\pm 0.01\%$; 水化学分析由北京市地质环境监测所化验室测定, 其中 K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 等阳离子含量采用电感耦合等离子体发射光谱仪分析, HCO_3^- 、 Cl^- 采用 ZDJ-4A 型自动电位滴定。

3 成果分析

3.1 地下水水化学特征

本次研究所取水样中基岩岩溶水、浅层水和深层水均为无色、无味、透明, pH 值为 7.5~8.1, 为中性水, 所取水样的主要阴阳离子含量见表 2。所取水样阳离子以 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 为主, Na^+ 和 K^+ 的含量很少(表 2)。 Ca^{2+} 含量为 34.7~97.3 mg/L, 含量最高是 P08 东高村镇西高村西第四系浅层井, 最低是 P13 西鹿角第四系深层 300 m 井; Mg^{2+} 含量为 20.7~36 mg/L, 含量最高是平谷金海湖镇政府院内 P02 号基岩井, 最低是平谷西鹿角村路东 P10 号 50 m 浅井。 Na^+ 含量为 2.93~26.6 mg/L, K^+ 含量为 0.53~3.06 mg/L; 阴离子则是以 HCO_3^- 为主,

表 2 水化学测试成果表

Tab. 2 Hydrochemistry test results

样点 编号	钾 (mg/L)	钠 (mg/L)	钙 (mg/L)	镁 (mg/L)	重碳酸盐 (mg/L)	氯化物 (mg/L)	硫酸盐 (mg/L)	溶解性总固体 (mg/L)	pH值	水化学 类型
P01	1.94	9.05	66.1	32.9	253	16.8	16.8	489	7.72	$\text{HCO}_3\cdot\text{Ca}\cdot\text{Mg}$
P02	2.21	17.5	70.5	36	317	32.2	25.4	395	7.5	$\text{HCO}_3\cdot\text{Ca}\cdot\text{Mg}$
P03	1.89	13.6	62.7	32.8	265	26.8	32.4	353	7.79	$\text{HCO}_3\cdot\text{Ca}\cdot\text{Mg}$
P04	1.33	3.69	52	26.2	239	7.09	14.3	379	7.8	$\text{HCO}_3\cdot\text{Ca}\cdot\text{Mg}$
P05	1.04	6.19	44.6	23	235	5	6.75	339	7.8	$\text{HCO}_3\cdot\text{Ca}\cdot\text{Mg}$
P06	1.17	14.9	53.7	27.7	187	23.9	17.3	392	7.53	$\text{HCO}_3\cdot\text{Ca}\cdot\text{Mg}$
P07	1.17	4.04	41.1	23.7	199	18.8	13.8	317.1	7.9	$\text{HCO}_3\cdot\text{Ca}\cdot\text{Mg}$
P08	1.53	21.3	97.3	35	413	29.4	41.7	631	7.38	$\text{HCO}_3\cdot\text{Ca}\cdot\text{Mg}$
P09	2.81	9.2	46.6	26.4	277	2.96	9.1	366	7.77	$\text{HCO}_3\cdot\text{Ca}\cdot\text{Mg}$
P10	1.28	9.41	52.3	20.7	281	5.7	10.6	381	8.02	$\text{HCO}_3\cdot\text{Ca}\cdot\text{Mg}$
P11	0.66	21.5	66.5	23.3	328	5.3	4.4	464	7.99	$\text{HCO}_3\cdot\text{Ca}\cdot\text{Mg}$
P12	1.84	12.9	45.7	21.1	250	8.7	12.4	359	7.96	$\text{HCO}_3\cdot\text{Ca}\cdot\text{Mg}$
P13	2.31	20.8	34.7	23.8	227	4.6	12.9	346	8.1	$\text{HCO}_3\cdot\text{Ca}\cdot\text{Mg}$
P14	0.53	26.6	69.7	29.4	400	8.2	10.5	546	7.56	$\text{HCO}_3\cdot\text{Ca}\cdot\text{Mg}$
P15	0.95	8.36	61.7	26.1	320	5.9	5.6	435	7.62	$\text{HCO}_3\cdot\text{Ca}\cdot\text{Mg}$
p16	0.56	26.3	67.9	28.1	397	6.9	11.1	542	7.64	$\text{HCO}_3\cdot\text{Ca}\cdot\text{Mg}$
P17	1.23	11.4	46.7	20.9	247	5.2	12.3	350.2	7.73	$\text{HCO}_3\cdot\text{Ca}\cdot\text{Mg}$
P1	1.48	9.16	55.9	21.4	251	15.5	36.8	384	7.94	$\text{HCO}_3\cdot\text{Ca}\cdot\text{Mg}$
P2	1.43	10.2	65.4	26.2	253	16.1	22.5	455	7.7	$\text{HCO}_3\cdot\text{Ca}\cdot\text{Mg}$
P3	2.61	10	50.5	22.7	247	7.1	17.2	384	7.6	$\text{HCO}_3\cdot\text{Ca}\cdot\text{Mg}$
P4	1.49	6.87	55.7	25	281	11.9	9.8	262	7.69	$\text{HCO}_3\cdot\text{Ca}\cdot\text{Mg}$
P5	1.51	8.6	74	31.6	268	16.7	23.4	526	7.73	$\text{HCO}_3\cdot\text{Ca}\cdot\text{Mg}$
P6	1.02	6.51	47.5	22.8	247	6.1	8.8	349.8	7.94	$\text{HCO}_3\cdot\text{Ca}\cdot\text{Mg}$
Q	1	2.93	51.2	27	245	6.17	12.5	378	7.88	$\text{HCO}_3\cdot\text{Ca}\cdot\text{Mg}$

HCO₃⁻含量为 187~413 mg/L, 含量最高的是平谷东高村镇西高村 P08 号浅井, 最低的是平谷张辛庄村 P06 号基岩供水井。SO₄²⁻和 Cl⁻含量较少。SO₄²⁻含量为 4.4~40.4 mg/L, Cl⁻含量为 4.6~29.4 mg/L。总之, 本次所取地下水样中 Ca²⁺、Mg²⁺、HCO₃⁻离子含量高, 属低矿化度重碳酸钙镁水。

3.1.1 主要组分及水化学类型

主要组分是指地下水中含量较高的化学元素或者化合物, 通常是指水中水化学特征七大离子, 占据

地下水中无机物含量 90% 以上, 决定着地下水的水化学类型。下面分别对沟河和洳河进行主要离子含量分析。

根据由表 2 数据编制的水样水化学 Piper 图(图 3)可以看出, 取样点均处于菱形的水平左对角, 水样 SO₄²⁻和 Cl⁻含量很低, 而 HCO₃⁻离子含量很高, 占 74.3% 以上; 沟河和洳河剖面水样中 Ca²⁺和 Mg²⁺含量分别在 71.7% 和 86.7% 以上, Na⁺和 K⁺含量很低, 地下水水化学类型都是 HCO₃⁻·Ca·Mg 型。

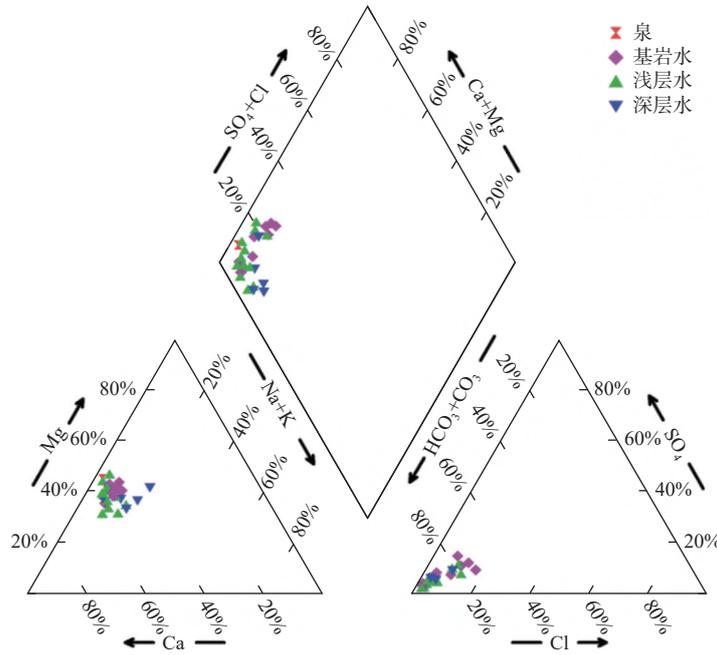


图 3 洳河和沟河水化学 Piper 图

Fig. 3 Chemical Piper diagram of Ruhe river and Juhe river

3.1.2 典型剖面主要离子含量及其变化分析

(1) 沟河剖面主要离子含量分析

沟河冲洪积扇 A-B 剖面地下水阴阳离子沿剖面变化情况显示(图 4), 沟河剖面地下水阳离子以 Ca²⁺、Mg²⁺离子为主, Ca²⁺+Mg²⁺含量为 71.7%~95.2%, Ca²⁺、Mg²⁺离子沿剖面均有下降的趋势, Ca²⁺的含量为 34.7~97.3 mg/L, 含量最高是 P08 东高村镇西高村西

长城系高于庄组岩溶水取样点, 最低是 P13 西鹿角村路东第四系深层水取样点; Mg²⁺含量为 20.7~36 mg/L, 含量最高是 P02 号平谷金海湖镇政府院内基岩井, 最低是 P10 号平谷西鹿角村路东浅井。Na⁺和 K⁺的含量很少, Na⁺含量为 2.93~26.6 mg/L, Na⁺含量最高点为 P14 马昌营薄各庄村南 S204 路西花园 50 m 深井, Na⁺含量沿剖面稍稍有上升的趋势; K⁺含量为 0.53~

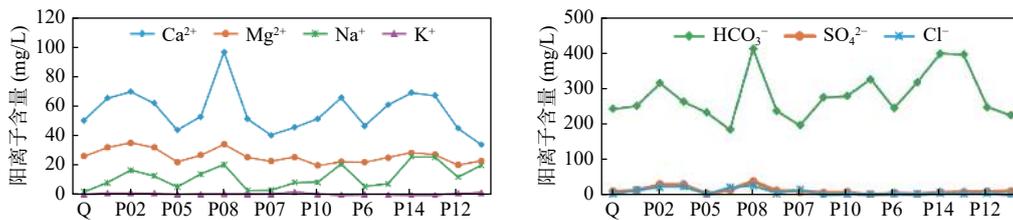


图 4 沟河 A-B 剖面主要阴阳离子含量变化情况图

Fig. 4 Major cations and anions change of A-B profile in Juhe river

2.61 mg/L。

洵河剖面阴离子以 HCO_3^- 为主, 含量占 81.7%~97.1%, HCO_3^- 含量沿剖面有下降的趋势, HCO_3^- 含量为 199~400 mg/L, 含量最高的是 P15 马昌营薄各庄村南 S204 路西花园 100 m 深井, 最低的是平谷张辛庄村 P06 号基岩供水井; 水样 SO_4^{2-} 和 Cl^- 含量较少, 总含量占阴离子量的 2.87%~18.6%。总之, 洵河地下水样中 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 HCO_3^- 离子含量高, 是低矿化度重碳酸钙水。此外, 所取水样溶解性总固体值除马昌营薄各庄两眼分层监测和东高村镇西高村西浅层监测井外, 其他水样均较小, 测试值为 220~446 mg/L, 属低矿化度水, 说明水样所在含水层溶滤作用强, 地下水循环

交替条件好。

(2) 洵河剖面主要离子含量及其变化分析

洵河冲洪积扇 C-D 剖面地下水阴阳离子沿剖面变化情况显示(图 5), 洵河地下水样阳离子也是以 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 离子为主, $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ 含量为 86.8%~97.1%, Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 离子沿剖面均有下降的趋势, Ca^{2+} 含量为 34.7~66.5 mg/L; Mg^{2+} 含量为 20.7~31.6 mg/L, 含量最高是 P2 中桥水源地基岩井, 最低是 P10 号平谷西鹿角村路东 50 m 深井。 Na^+ 和 K^+ 的含量很少, Na^+ 含量为 6.51~21.5 mg/L, Na^+ 含量最高点为 P11 平谷西鹿角村路东 100 m 深井, Na^+ 含量沿剖面稍稍有上升的趋势; K^+ 含量为 0.53~2.61 mg/L, 沿剖面波动变化。

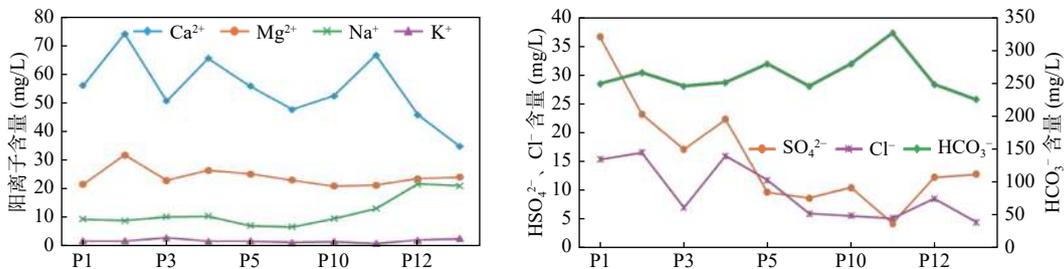


图 5 洵河 C-D 剖面主要阴阳离子变化情况图

Fig. 5 Major cations and anions change of C-D profile in Ruhe river

洵河剖面阴离子以 HCO_3^- 为主, 含量占 74.3%~97.1%, HCO_3^- 含量为 151~328 mg/L, 含量最高的是 P11 平谷西鹿角村路东 100 m 深井, 最低的是翟各庄 P1 号基岩供水井; 水样 SO_4^{2-} 和 Cl^- 含量较少, 总含量占阴离子量的 2.9%~25.7%。 HCO_3^- 含量沿剖面有轻微下降趋势, SO_4^{2-} 和 Cl^- 含量沿剖面有上升的趋势。

含量为 -68‰~-61.6‰, 均值为 -5.24‰; $\delta^{18}\text{O}$ 含量为 -10.4‰~-8.5‰, 均值为 -9.4‰。其中, 浅层第四系松散孔隙水 $\delta^2\text{H}$ 均值为 65.4‰, $\delta^{18}\text{O}$ 均值为 9.27‰; 基岩岩溶水 $\delta^2\text{H}$ 均值为 65‰, $\delta^{18}\text{O}$ 均值为 9.4‰, 与浅层地下水比较接近; 深层第四系松散孔隙水 $\delta^2\text{H}$ 均值为 67‰, $\delta^{18}\text{O}$ 均值为 10.1‰, 相对于浅层水和基岩岩溶水, 深层第四系水 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 含量较贫。另外, 在洵河和洵河交汇处, 100 m 监测井和 180 m 监测井 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 含量值非常接近。

3.2 地下水同位素特征

3.2.1 H-O 同位素特征

(1) $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 同位素组成

本次测试平谷盆地地下水样的 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值见表 1, 水样的 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 的关系图见图 6。研究区 $\delta^2\text{H}$

(2) 地下水补给来源

从图 6 中可以看出, 所有水点均落在大气降水线

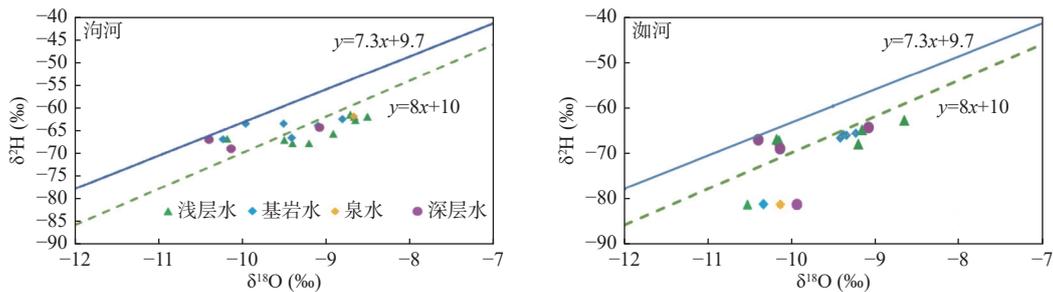


图 6 洵河和洵河地下水 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 组成

Fig. 6 Composition of underground water $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in Juhe river and Ruhe river

附近,地下水补给均来源于大气降水,

沟河和洳河浅层第四系地下水大多数偏离大气降水线,位于北京大气降水线的右下方,说明这些浅层第四系水在形成过程中经历了蒸发作用,而位于冲洪积扇下游的平谷西鹿角村路东分层监测井中两眼浅层地下水的 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值和深层水接近。可以看出,此处二、三、四层地下水有联通现象。在沟河和洳河冲洪积扇中上部地区,基岩岩溶水 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 组成和浅层水接近,尤其是在中桥水源地和望马台村东等地区第四系地下水和基岩岩溶水 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值接近(表3),说明在这些地区第四系地下水和基岩岩溶水地下水水力联系非常密切。东高村镇西高村东的第四系水样和高于庄组基岩岩溶水样 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值稍微有点差别,但是差别不大,说明此区基岩岩溶水和第四系地下水有微弱的水力联系。

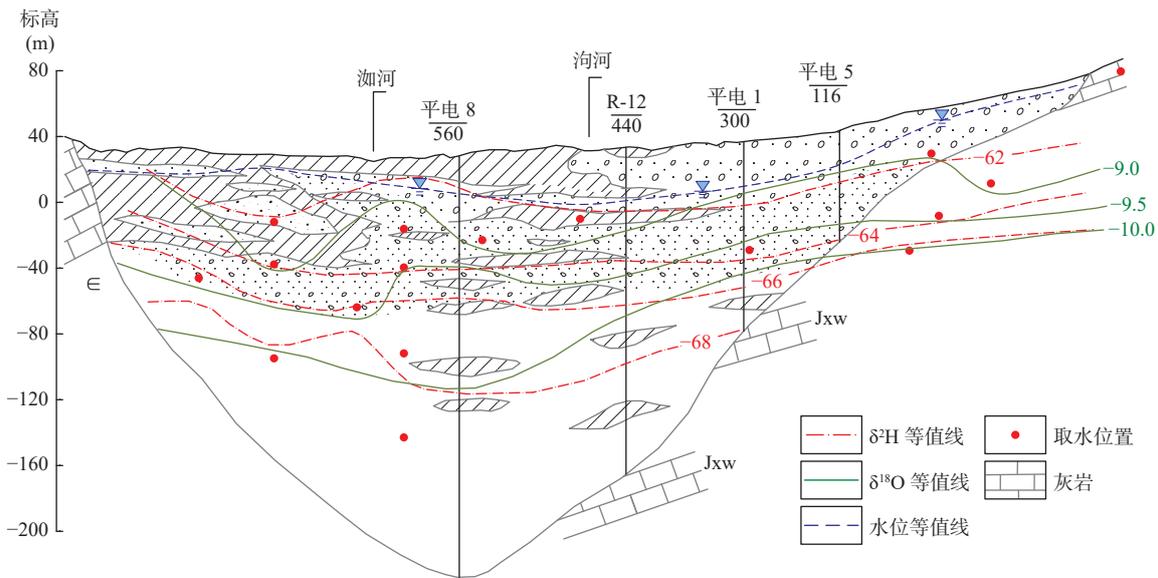


图7 沟河剖面 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 变化情况图

Fig. 7 $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ variation of the profile in Juehe river

① 沟河剖面 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 分布规律

为沟河剖面(A-B剖面) $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 分布特征显示(图7),第四系松散孔隙水和基岩岩溶水在沟河冲洪积扇中上游,地下水 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值均偏高,且没有分层性(为单一砂卵砾石含水层区),往下游逐渐减少并有明显分层。基岩岩溶水 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值也存在上游含量高,向下游和深部减少。值得注意的是,在西鹿角取样点处(P10、P11、P12、P13),分层取样井4层 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值都比较接近,导致分层曲线有点变形,分析其原因,可能由于该区域混层开采或是相互联通,导致 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值没有明显分层性。

表3 典型点第四系地下水和基岩岩溶水 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值表

Tab. 3 $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of quaternary groundwater and bedrock karst water at typical points

位置	$\delta^2\text{H}$ (‰ VSMOW)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VSMOW)
望马台村东第四系井	-61.6	-8.7
望马台村东北基岩井	-62.5	-8.8
中桥水源地第四系井	-64.9	-9.2
中桥水源地水源井基岩井	-65.9	-9.4
东高村镇西高村西第四系井	-66.4	-9.41
东高村镇西高村西基岩井	-62.8	-8.65

(3) 地下水 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 剖面分布规律分析

利用所取水样 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值,分别编制沟河剖面A-B和洳河剖面C-D的 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 分布图(图7、图8)。

② 洳河剖面地下水 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 分布规律

本次在洳河剖面(C-D剖面)基岩岩溶水样相对较少,只利用第四系 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值绘制了同位素剖面图(图8)。

洳河剖面 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值在冲洪积扇上游相对偏高(图8),在上游为单一砂卵砾石含水层分布区,下游相对减少,且有一定的成层性。在洳河冲洪积扇上游分布有中桥水源地,水源地设计10对供水井,10眼第四系开采井,10眼基岩岩溶水开采井,开采层长城系高于庄组白云质灰岩,水源地地区高于庄组含水层单位涌水量为1000~4000 m³/d.m,区域基岩岩溶水在

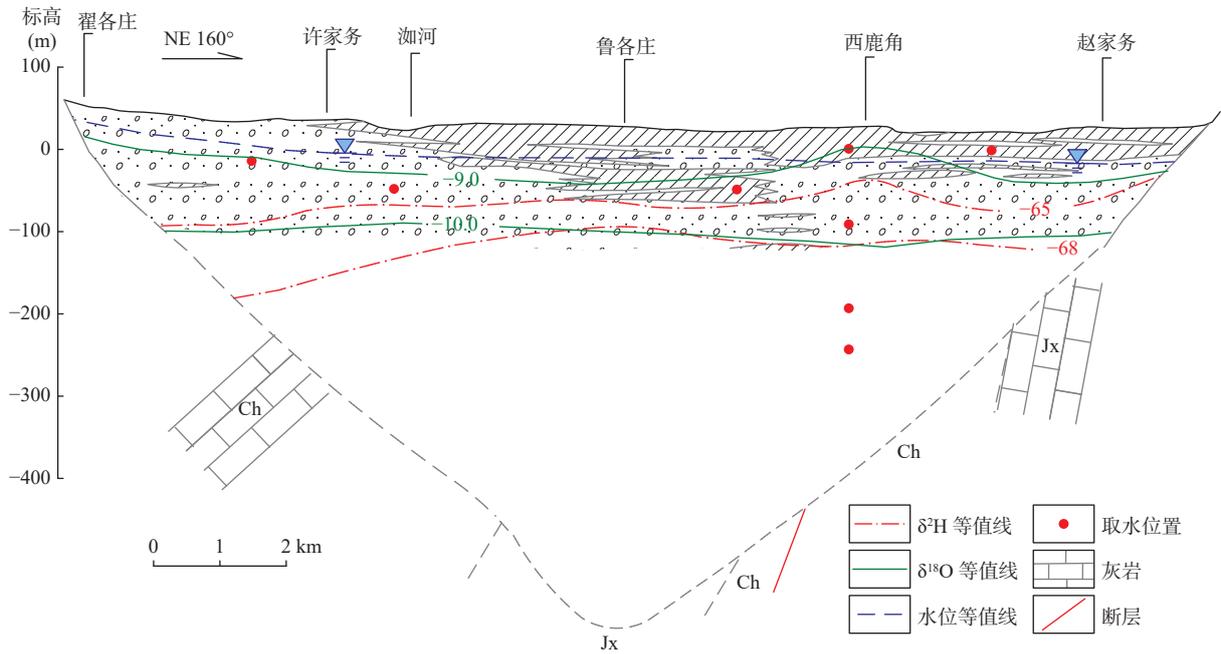


图 8 洳河剖面 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 变化情况图

Fig. 8 $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ variation of the profile in Ruhe river

山区裸露区接受大气降水入渗补给, 径流流至山前分别侧向补给平原区第四系松散孔隙水和其下伏岩溶水, 地下水的排泄为人工开采和侧向流出。

3.2.2 地下水 ^{14}C 含量分析

由于本次取样分析没有对全部取样点进行 ^{14}C 取样分析, 并且没有进行水样 ^{13}C 测试, 所以无法进行 ^{14}C 年龄校正, 只进行地下水碳含量分析。浅层地下水 ^{14}C 含量为 46.7%~93.1%, 深层水 ^{14}C 含量为 40.23%~76.31%, 基岩岩溶水 ^{14}C 含量为 53.7%~89.2%(表 1)。分别以洳河剖面取样点和洳河剖面取样点 ^{14}C 值, 编制水样 ^{14}C 之随深度的变化情况图(图 9)。

(1) 洳河剖面 ^{14}C 值分布情况分析

图 9 显示, 洳河剖面浅层水 ^{14}C 含量分布在 2 个区域, 第一个区域在 85%~94%, 含量较高, 为年龄较小

的水; 另外有 3 个水样点 ^{14}C 含量为 54%~60.5%, 其中, P6 后芮村井位于洳河和洳河冲洪积扇中下游, 取水层位为 80~148 m 混合采水井, 地下水 ^{14}C 含量相对较少, 另外两眼分别为 P11 西鹿角村路东 100 m 井和 P15 平谷马昌营镇薄各庄村南 S204 路西花园 100 m 井, 在这两处从 ^2H 和 ^{18}O 值已经显示有串层现象, 所以, ^{14}C 含量偏小。洳河剖面深层第四系地下水 ^{14}C 含量同样显示两种情况, P13 西鹿角村路东 300 m 井和 P16 平谷马昌营镇薄各庄村南 S204 路西花园 180 m 井 ^{14}C 含量均较小, 约为 40%; 另外, P12 西鹿角村路东 180 m 井和 P13 西鹿角村路东 300 m ^{14}C 含量分别为 41.65% 和 40.23%, 非常接近。洳河基岩岩溶含水层 ^{14}C 含量存在两种情况, 一种是洳河冲洪积扇上游, 第四系单一砂卵石地区下伏蓟县系雾迷山组基岩岩溶水(分别为 P01 靠山集吃水井、P02 金海湖人民政府院内、

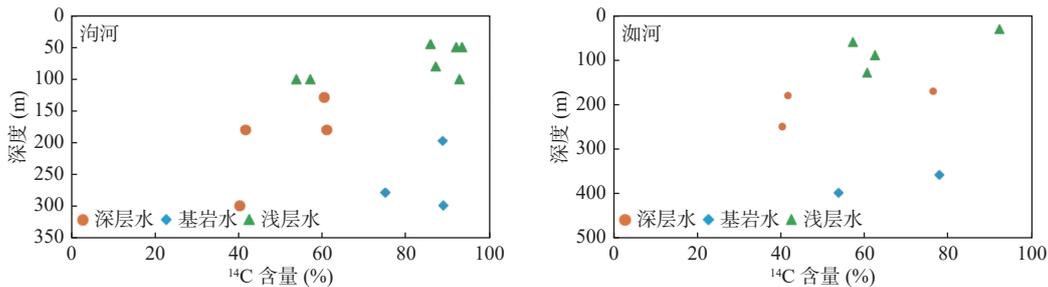


图 9 洳河、洳河 ^{14}C 含量在垂向变化情况图

Fig. 9 The vertical change of ^{14}C content in Ju' River and Ru' River

P03南独乐河新农村井),此处基岩岩溶水与第四系地下水联系紧密,基岩岩溶水 ^{14}C 含量偏高,地下水年龄相对较小;另一种是冲洪积扇下游P09东高村镇西高村西长城系高于庄组基岩岩溶水, ^{14}C 含量较小,53.7%,地下水年龄相对较老。

综上所述,沟河冲洪积扇地下水 ^{14}C 含量在垂向上由浅到深,由上游到下游含量变小。

(2) 沟河剖面 ^{14}C 变化情况分析

沟河剖面浅层地下水取样点有 ^{14}C 测试的点均在沟河冲洪积扇中下游,有P6后芮村、P10西鹿角村路东50m井、P11西鹿角村路东100m井、P10西鹿角村路东50m井地下水 ^{14}C 含量为92.21%,P11西鹿角村路东100m井和P6后芮村地下水 ^{14}C 含量分别为57.21%和60.51%;第四系深层地下水 ^{14}C 含量有2种分布:第一种, ^{14}C 含量较低,P13西鹿角村路东300m井和P16平谷马昌营镇薄各庄村南S204路西花园180m井,含量分别为40.23%和41.65%,代表地下水年龄较老;第二种, ^{14}C 含量稍高一些,均位于中桥水源地,P3中桥水源地中桥村西160m井和P4中桥水源地水源井(171m),此两点 ^{14}C 含量为62.52%和76.31%,此两点虽然为深层井,但是处于沟河冲洪积扇上游单一砂卵砾石含水层分布区,地下水径流条件相对较好,年龄相对较新;沟河剖面只有两眼基岩岩

溶水井测试了 ^{14}C 含量,其中一眼为中桥水源地长城系高于庄组基岩岩溶水井,井深871m,取水层位163m, ^{14}C 含量为77.85%,中桥水源地地区为沟河单一含水层和2至3层过渡区,第四系地下水和岩溶含水层联系紧密,因此,其 ^{14}C 含量接近第四系含水层 ^{14}C 含量;另一眼为P09东高村镇西高村西长城系高于庄组基岩井,井深800m, ^{14}C 含量为53.7%,与第四系地下水联系微弱,地下水年龄较大。

沟河剖面 ^{14}C 含量总体上是从上游到下游、由浅到深逐渐变小,在上游虽然基岩井深较深,但是其与上覆第四系水力联系紧密, ^{14}C 含量也相对较高。

4 地下水循环演化特征分析

4.1 地下水水动力特征

4.1.1 地下水径流特征

平谷盆地是由沟河和沟河冲洪积作用形成,沟河有东北向西南径流,沟河从西北向东南在平谷区政府西南汇合,向东南流出北京境内,第四系含水层西北、东北、南部较薄,在盆地中心最厚,达600m。含水层地下水沟河冲洪积扇由东北向西南径流、沟河从北向南、东南径流,在平谷镇下游回合汇集,并流出境外,在地下水漏斗区流向漏斗中心(图10)。

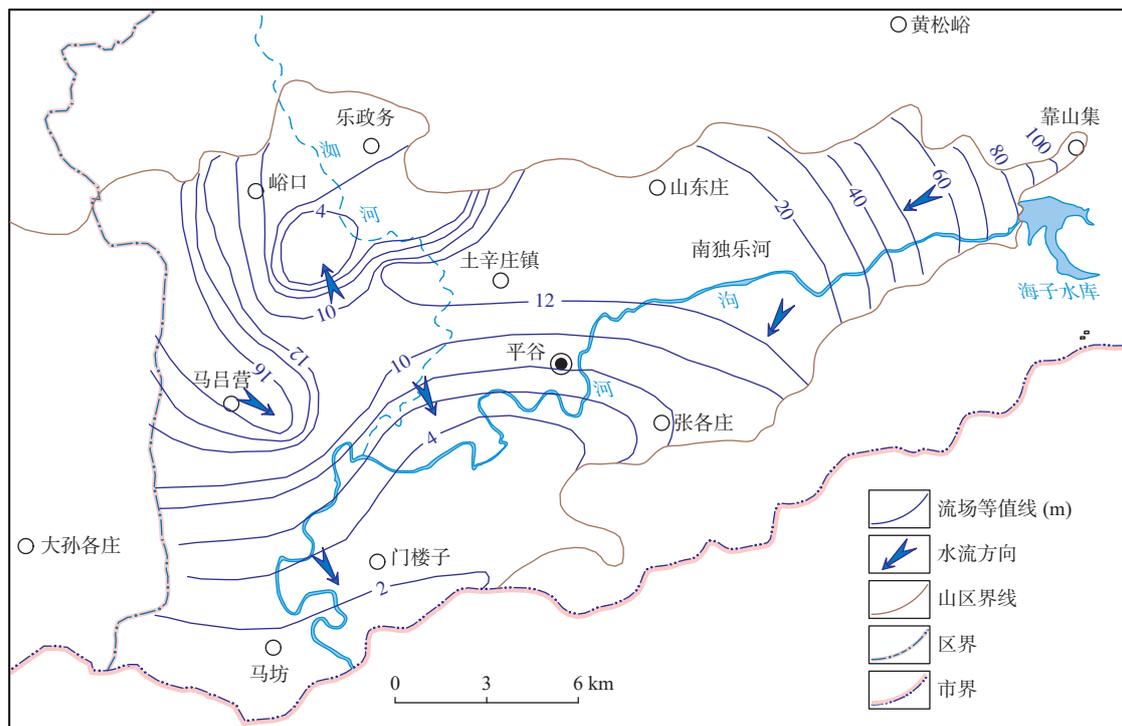


图10 平谷区2017年6月潜水含水层流场图

Fig. 10 Flow field of phreatic aquifer in Pinggu District in June 2017

图10显示,在北部和东北部,山前裸露基岩水对盆地第四系地下水有补给,而南部山前裸露基岩对第四系地下水没有补给。

4.1.2 第四系地下水和基岩岩溶水的水力联系

由于平谷盆地为一个半封闭的盆地,周边基岩埋藏浅,中间深,具有基岩从侧向和底部补给第四系的特点。在盆地内部,第四系地下水与基岩岩溶水水力联系紧密。由王都庄水源地地区和峪口中桥水源地地区地下水动态曲线图(图11)可以看出:王都庄水源

地地区第四系地下水水位动态和基岩岩溶水头变化规律一致,其中,2000~2004年,王都庄水源地地区第四系地下水位高于基岩岩溶水地下水位,在此期间第四系地下水补给基岩岩溶水;中桥水源地地区基岩岩溶水水位略高于第四系地下水位,说明在此期间第四系开采量较大,激发了基岩岩溶水的补给;2001~2003年,中桥水源地地区,基岩地下水位高于第四系地下水位,说明此时基岩开采量相对较小,基岩岩溶裂隙水补给第四系地下水。

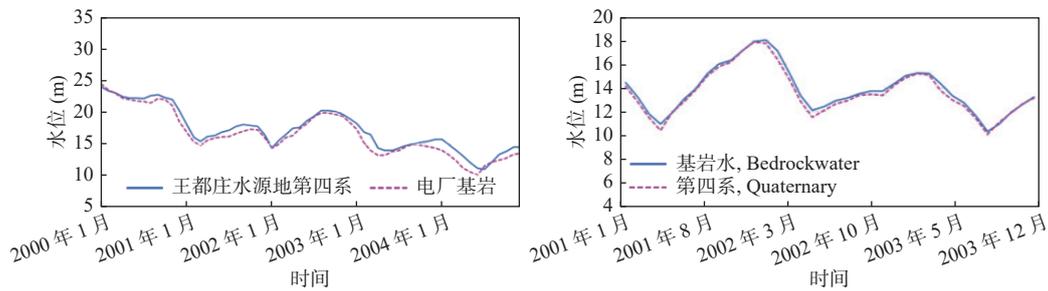


图11 王都庄、中桥水源地地区地下水位动态曲线图

Fig. 11 Dynamic curve of groundwater level in Wangduzhuang and Zhongqiao water source areas

4.2 同位素水化学演化特征

4.2.1 水化学特征

剖面水化学特征:从沟河和沕河水化学特征可以看出,地下水水化学类型均为 $\text{HCO}_3^- - \text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 型, pH 值一般为 7.5~8.1, 为中性水。平面上从上游到下游, 阳离子 Na^+ 含量逐渐升高, Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 含量又逐渐下降的趋势; 阴离子 HCO_3^- 含量沿剖面有下降的趋势。垂向上, 从分层监测孔可以看出, 从浅层到深层阳离子 Na^+ 含量逐渐升高, Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 含量又逐渐下降的趋势; 阴离子 HCO_3^- 含量沿剖面有减少的趋势。

基岩岩溶水化学和第四系水化学特征的关系: 在沟河山前, 裸露基岩岩溶裂隙水 P02 水化学特征和冲洪积扇上游第四系地下水 P03 水化学特征相似; 沕河冲洪积扇上游基岩岩溶水 P1 和第四系地下水 P2、P4 水化学类型相似; 在两个冲洪积扇中上游水源地地区, 第四系深层地下水和基岩岩溶水水化学类型相似。

4.2.2 同位素特征

^2H 和 ^{18}O 同位素分析结果显示, 盆地地下水均来自大气降水入渗补给, 从剖面上看, 从上游到下游地下水 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值有由大变小的趋势; 垂向上, 由浅到深 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值也有由大变小的趋势。在 2 个冲洪积扇上游单一含水层区, 同位素分层不明显。在盆地中心 100~180 m, 分层监测孔同位素 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值

非常接近, 说明这两层是联通的, 不必设置分层监测孔。从 ^{14}C 分析结果可知: 2 个冲洪积扇剖面 ^{14}C 含量总体上是从上游到下游、由浅到深逐渐变小, 在上游虽然基岩井深较深, 但是其与上覆第四系水力联系紧密, ^{14}C 含量也相对较高。

4.3 地下水循环演化模式

4.3.1 沟河剖面地下水循环演化模式

沟河冲洪积扇在山前蓟县系雾迷山组白云岩裸露区和上游补给区接受大气降水入渗补给, 向下游径流, 在山东庄-夏各庄一线以东为单一潜水含水层, 西南的西沥津和龙家务为由潜水转化为承压水的地下水溢出带, 在溢出带水位高于地表时溢出。深层地下水继续向下游径流, 地下水的排泄主要是人工开采、局部潜水蒸发及向下游流出境外。值得一提的是, 在沟河和沕河的交汇地段, 由于地下含水层结构特点, 第四系地下水在 100 m 以下没有明显分层, 并且第 2、3 层同位素和水化学特征也比较接近, 因此, 推断此处存在含水层串通现象。区域地下水水位的变化主要受大气降水和人工开采控制(图 12)。

此外, 沟河基岩岩溶水在山前裸露区接受大气降水补给, 向下游径流补给平原隐伏岩溶水和第四系地下水; 在沟河王都庄水源地地区第四系和基岩岩溶水联系紧密, 岩溶水接受第四系越流补给。

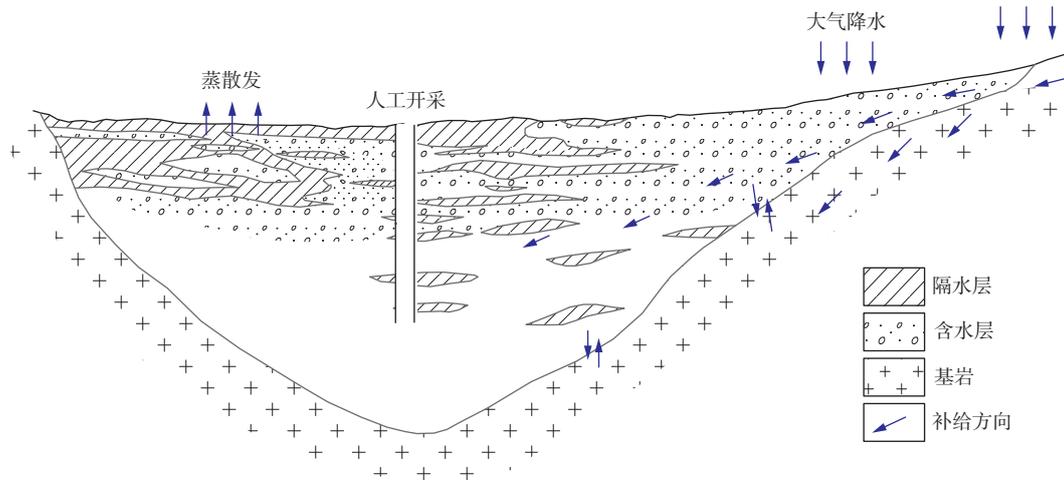


图 12 洹河冲洪积扇地下水循环模式剖面示意图

Fig. 12 Schematic diagram of groundwater circulation mode of Ju river alluvial fans

4.3.2 洹河剖面地下水循环演化模式

洹河冲洪积扇自出山口至许家务以北为单一潜水含水层,许家务—中桥一带为地下水溢出带,地下水溢出带向南逐步变为多层区。洹河冲洪积扇第四

系地下水在冲洪积扇上部接受山区侧向补给和垂向大气降水补给,地下水向东南径流和洹河冲洪积扇交汇,再向西南流出境外。洹河第四系松散孔隙水的排泄主要是人工开采、局部潜水蒸发和侧向流出(图 13)。

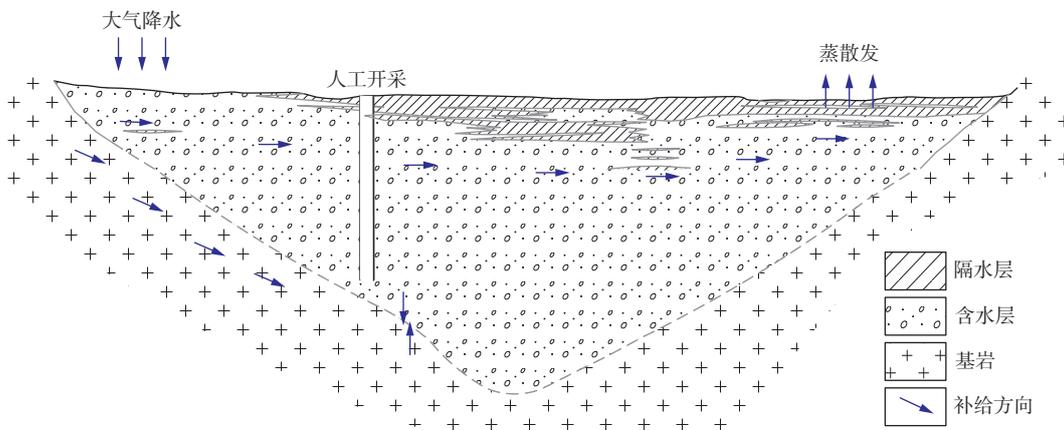


图 13 洹河冲洪积扇地下水循环模式剖面示意图

Fig. 13 Schematic diagram of groundwater circulation mode of Ru river alluvial fans

洹河冲洪积扇隐伏基岩岩溶水在冲洪积扇上游长城系高于庄组白云岩接受山区岩溶水侧向径流和上覆第四系松散孔隙水的越流补给,向下游流向蓟县系雾迷山组岩溶水,地下水的排泄主要是人工开采和侧向流出。

5 结论

(1)研究区地下水水样 pH 值为 7.6~8.1,为中性水;阳离子以 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 为主, Na^+ 和 K^+ 的含量较低。其中, Ca^{2+} 含量为 34.7~97.3 mg/L, Mg^{2+} 含量为

20.7~36 mg/L, Na^+ 含量为 2.93~26.6 mg/L, K^+ 含量为 0.53~3.06 mg/L; 阴离子则是以 HCO_3^- 为主, SO_4^{2-} 和 Cl^- 含量较少。其中, HCO_3^- 含量为 187~413 mg/L, SO_4^{2-} 含量为 4.4~40.4 mg/L, Cl^- 含量为 4.6~29.4 mg/L。地下水样中 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 HCO_3^- 离子含量高,是低矿化度重碳酸钙镁水。所取水样阳离子 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 含量在洹河和洹河剖面地下水均有沿剖面有下降的趋势, Na^+ 含量有沿剖面上升的趋势; 阴离子 HCO_3^- 在洹河和洹河剖面也有稍微下降趋势, SO_4^{2-} 和 Cl^- 含量在洹河剖面处于上下波动趋势,在洹河剖面有上升的趋势。

(2)地下水 $\delta^2\text{H}$ 含量为 -68‰~-61.6‰, 均值为

-5.24‰; $\delta^{18}\text{O}$ 含量为-10.4‰~-8.5‰, 均值为-9.4‰。其中, 浅层第四系松散孔隙水 $\delta^2\text{H}$ 均值为 65.4‰, $\delta^{18}\text{O}$ 均值为 9.27‰; 基岩岩溶水 $\delta^2\text{H}$ 均值为 65‰, $\delta^{18}\text{O}$ 均值为 9.4‰, 沟河和泃河冲洪积扇山前基岩岩溶水与第四系地下水比较接近; 深层第四系松散孔隙水 $\delta^2\text{H}$ 均值为 67‰, $\delta^{18}\text{O}$ 均值为 10.1‰, 相较浅层水和基岩岩溶水, 深层第四系水 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 含量低。另外, 在沟河和泃河交汇处, 180 m 监测井和 300 m 监测井 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 含量值非常接近, 说明此处有串层开采现象或者 100 m 以下第四系含水层多以砂卵砾石为主, 没有明显分层现象, 建议不必开展分层监测。

(3) 沟河剖面地下水的循环特征是在山前岩溶裸露区和冲洪积扇中上部接受大气降水补给, 山区基岩岩溶水向下游径流, 流至山区平原分界处, 分别侧向补给第四系松散孔隙水和第四系下伏岩溶水, 继续向下游径流并接受大气降水入渗补给, 在平谷区政府以西与汝河冲洪积扇地下水流汇合; 泃河剖面地下水循环特征则是长城系高于庄组白云岩在山区裸露区接受大气降水补给, 由北向南径流, 流至北山前, 同样侧向补给第四系松散孔隙水和基岩岩溶水。地下径流继续向南径流并接受大气降水入渗补给, 至平谷区政府以西与沟河冲洪积扇地下水流汇合, 一起向西南流出境外, 在其径流过程中经历人工开采、蒸发等。另外, 沟河冲洪积扇上游及王都庄水源地地区第四系松散孔隙水地下水和基岩岩溶水联系紧密; 汝河冲洪积扇上游中桥水源地地区第四系松散孔隙水和基岩岩溶水联系紧密。

参考文献(References):

- 陈宗宇, 齐继祥, 张兆吉, 等. 北方典型盆地同位素水文地质学方法应用[M]. 北京: 科学出版社, 2010.
- CHEN Zongyu, QI Jixiang, ZHANG Zhaoji, et al., Application of Isotope Hydrogeology in Typical Northern Basin[M]. Beijing: Science press 2010.
- 马致远. 环境同位素方法在平凉市岩溶地下水研究中的应用[J]. 地质论评, 2004, 50(4): 433-439.
- MA Zhiyuan. Application of the Environmental Isotope Technique to the Study of Karst Groundwater in Pingliang City[J]. Geological Review, 2004, 50(4): 433-439.
- 马致远, 党书生, 翟美静, 等. 蓝田汤峪地区地热流体同位素水文地球化学特征及其指示意义[J]. 西北地质, 2017, 50(2): 214-223.
- MA Zhiyuan, DANG Shusheng, ZHAI Meijing, et al. The characteristics of Isotopes and Hydrogeochemistry for Geothermal Water in the Tangyu Town in Lantian county[J]. Northwest geology, 2017, 50(2): 214-223.
- 宋献芳, 李发东, 于静洁, 等. 基于氢氧同位素与水化学的潮白河流域地下水循环特征[J]. 地理研究, 2007, 26(1): 12-21.
- SONG Xianfang, LI Fadong, YU Jingjie, et al. Characteristics of groundwater cycle using deuterium, oxygen-18 and hydrochemistry in Chaobai River Basin[J]. Geography research, 2007, 26(1): 12-21.
- 汪集旻, 陈建生, 陆宝宏, 等. 同位素水文学的若干回顾与展望[J]. 河海大学学报, 2015, 43(5): 406-413.
- WANG Jiyang, CHEN Jiansheng, LU Baohong, et al. Review and prospect of isotope hydrology[J]. Journal of Hohai University (Natural Sciences), 2015, 43(5): 406-413.
- 王洁青, 周训, 李晓露, 等. 云南兰坪盆地羊吃蜜温泉水化学特征与成因分[J]. 现代地质, 2017, 31(4): 822-831.
- WANG Jieqing, ZHOU Xun, LI Xiaolu, et al. Hydrochemical Characteristics and Genesis of Yangchimi Hot Spring in Lanping Basin, Yunnan Province[J]. Geoscience, 2017, 31(4): 822-831.
- 于静洁, 宋献方, 刘相超, 等. 基于 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 及水化学的永定河流域地下水循环特征解析[J]. 自然资源学报, 2017, 22(3): 416-423.
- YU Jingjie, SONG Xianfang, LIU Xiangchao, et al. A Study of Groundwater Cycle in Yongding River Basin by Using δD , $\delta^{18}\text{O}$ and Hydrochemical Data[J]. Journal of Natural Resources, 2017, 22(3): 416-423.
- 张人权, 梁杏, 靳孟贵, 等. 水文地质学基础(第六版)[M]. 北京: 地质出版社, 2011: 53-54.
- ZHANG Renquan, LIANG Xing, JIN Menggui, et al. General Hydrogeology (The sixth edition) [M]. Beijing: Geological Publishing House. 2011: 53-54.
- 张雅, 苏春丽, 马燕华, 等. 水化学和环境同位素对济南东源饮用水源地地下水演化过程的指示[J]. 环境科学, 2019, 40(6): 2667-2774.
- ZHANG Ya, SU Chunli, MA Yanhua, et al. Indicators of Groundwater Evolution Processes Based on Hydrochemistry and Environmental Isotopes: A Case Study of the Dongyuan Drinking Water Source Area in Jinan City[J]. Environmental science, 2019, 40(6): 2667-2774.
- 周训, 金晓媚, 梁四海, 等. 地下水科学专论(第二版. 彩色版)[M]. 北京: 地质出版社, 2017.
- ZHOU Xun, JIN Xiaomei, LIANG Sihai, et al. Monograph of groundwater science (Second Edition. Color Edition)[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2017.
- Aggarwal P K, Gat J R, Froehlich K F, et al. Isotopes in the water cycle: past, present and future of a developing science[M]. Berlin: Springer Netherlands, 2005.