

# 基于 $\delta D$ 和 $\delta^{18}O$ 及水化学的永定河流域地下水循环特征解析

于静洁<sup>1</sup>, 宋献方<sup>1</sup>, 刘相超<sup>2</sup>, 杨 聰<sup>1</sup>, 唐常源<sup>1,2</sup>,  
李发东<sup>1,3</sup>, 佐仓保夫<sup>3</sup>, 近藤昭彦<sup>3</sup>

(1.中国科学院地理科学与资源研究所, 陆地水循环及地表过程重点实验室, 北京 100101;  
2.重庆交通大学 水利水运工程重庆市重点实验室, 重庆 400074; 3.日本千叶大学, 千叶 263-8522)

**摘要:**运用环境同位素和水化学成分作为水循环研究的示踪剂,揭示了永定河流域中下游地下水循环特征。通过现场调查并对浅层和深层地下水采样,进行室内水化学和氢氧同位素组成测定,分析了流域内深层和浅层地下水的氢氧同位素和水化学组成的空间分布规律和演化趋势,揭示了流域地下水循环特征。结果表明,降水是山前地下水的主要补给源,地下水在接受降水的补给后经过了不同程度的蒸发作用,山区受蒸发影响较小,平原区较大,尤其是平原区浅层地下水呈现出强烈的蒸发浓缩作用;水化学特征表现为自西部山区到山前平原至滨海平原,自浅层到深层,地下水的矿化度逐渐升高;平原区浅层和深层地下水含水层之间存在明显的越流补给现象;沿海地区未发现海水入侵现象。

**关 键 词:**地下水循环;永定河流域; $\delta D$ 和 $\delta^{18}O$ ;水化学成分

**中图分类号:**P641.3      **文献标识码:**A      **文章编号:**1000-3037(2007)03-0415-09

## 1 引言

地下水循环是水文循环的重要环节,健康的地下水循环是地表水资源较为缺乏地区水资源利用的有力保障<sup>[1]</sup>。20世纪80年代以来,华北地区持续偏旱,区域水资源量严重衰减,华北面临着严重的水资源危机。北京、天津和石家庄是位于华北地区的重要大城市,城市的生产生活用水主要依赖地下水。尤其是首都北京市,地处干旱缺水的海河流域,水资源主要靠境内和上游流域的天然降水,入境水主要来自永定河和潮白河两大水系。官厅、密云两大水库是北京市主要的供水水源,然而这两大水系入境水量却呈衰减趋势,引起区域地下水位连年大幅度下降。关于华北地区地下水循环以及水资源利用,许多学者针对华北平原的地下水储存条件、水质演化等作了多方面的理论和应用研究,取得了一些重要的研究成果<sup>[2-6]</sup>。并且一些学者也采用了水化学和环境同位素技术<sup>[7,8]</sup>。但是以上研究侧重于华北平原中部的石家庄、衡水、沧州等地区,对于华北北部山区和平原交接带的区域研究却较少,尤其是从流域水循环角度对流域水循环系统研究,特别是人类活动影响下的地下水系统的变化研究方面

收稿日期:2006-05-20;修订日期:2007-01-16。

基金项目:国家自然科学基金资助项目(40371025, 40671034);中国科学院知识创新工程项目(KJCX-SW-317);重庆交通大学水利水运工程重庆市重点实验室开放基金项目(SLK2006A02)资助。

第一作者简介:于静洁(1964-),女,研究员,主要从事流域水文水资源、生态水文研究。E-mail:yujj@igsnrr.ac.cn

迫切需要加强。地下水中的同位素和水化学组成携带着地下水来源、含水层间相互作用的重要信息,可以作为水科学的研究中有效的方法<sup>[9-10]</sup>。

本研究选择永定河流域为研究对象,运用环境同位素和水化学技术,结合现场调查和室内分析,分析水样的氢氧同位素和水化学成分,揭示永定河流域的地下水 pH 值、EC 值、水化学及环境同位素特征,阐明该区域地下水循环模式,探讨地下水循环与水质演化规律,为地下水水资源的合理开发利用提供科学依据。

## 2 研究区域概况

永定河流域跨燕山山脉、内蒙古高原和华北平原<sup>[11]</sup>,流域面积为  $4.71 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。流域地处半干旱半湿润季风气候区,冬季寒冷干燥,夏季炎热多雨。据多年监测资料(海河流域水文统计年鉴),流域 1956—2000 年 45 年系列多年平均降雨量 425.3mm,多年平均水面蒸发量 850~1 200mm,降雨主要集中在 6—9 月。

官厅水库以上为永定河上游,相对高程较大;由官厅水库至三家店为永定河中游,相对高差较小,多为中山丘陵;永定河下游进入开阔平原,逐渐成为游荡性悬河,形成面积广阔的冲洪积扇。洪积扇以北京市石景山附近为顶点,向东南呈扇形展开,东西长 40km,南北宽 30km<sup>[12]</sup>。在平原地区,依地形、地势特征及成因不同可将下游划分为 3 个地貌单元,即山前冲积、洪积平原,中部冲积、叠积平原及东部滨海冲积、海积平原。本文以永定河流域上游的部分区域及中下游流域为研究区域(图 1,据中国人民解放军总参谋部测绘局 1970 年编制的 1:50 000 地形图绘制)。

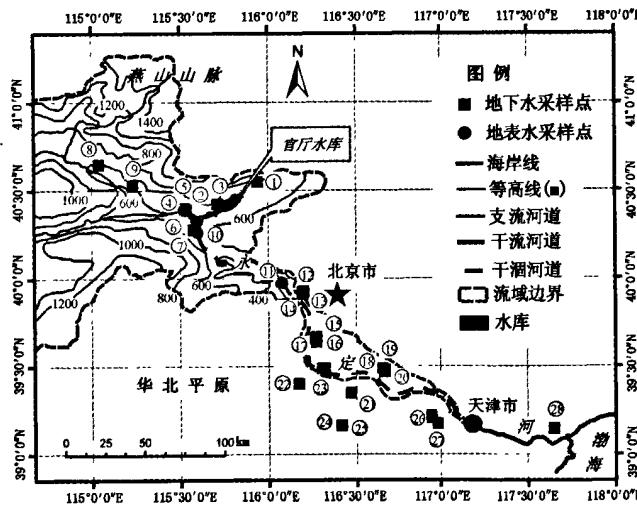


图 1 研究区域地形、水系及采样点位置

Fig.1 Topography and water system of the study region and the water sampling sites

据水文地质资料,研究流域上游和中游主要为震旦系下统石英砂岩页岩及白云岩,为中低山裂隙岩溶水亚区,碳酸盐类裂隙岩溶含水岩系;流域上游边缘主要为花岗岩类花岗闪长岩,为中山裂隙岩溶水亚区,岩浆岩类裂隙含水岩系;流域下游被第四系冲洪积层所覆盖,下伏早第三系粘土岩及碎屑岩。在山前地带,主要为无数个洪积扇连接而成的洪积扇平原,不

同时期的洪积扇相互叠加,扇间洼地常有迁移,一般在垂向上缺少较大面积分布的、具有一定厚度的细颗粒堆积物,富水性和透水性良好,由扇顶到扇前缘堆积物颗粒逐渐变细,扇顶地区以砂卵砾石为主,扇前缘地区为粘性土与砂砾石互层,厚度为 100~900m,冲洪积扇地下水主要为第四系松散沉积物孔隙水;中部平原多以多层交叠的冲积层和湖积层为主,富水性和透水性均自西向东变差;滨海地区主要由三角洲、泻湖洼地等沉积物组成,富水性和透水性更差。

研究区域平原区第四系含水介质是一个几何形态复杂、多种类型叠加的含水层组,是由多层交叠、纵横交错的砂、砾石层以及间以粘性土层构成的孔隙含水组。山前平原区地下水主要为浅部承压水和深部承压水,含水层顶界深度自西向东约由 80m 增加到 120~150m,底界为第四系底板,深度一般为 140~350m,含水介质以砂砾石、砂卵石、中粗砂为主,富水性从冲积扇顶部向两侧减弱。流域中部平原区和滨海平原区为巨厚的第四系冲积洪积物,包括以下 3 个含水层系统:潜水及局部承压水,浅部承压水和深部承压水。潜水含水系统底界埋深 30~50m,含水层岩性在山前平原区以中粗砂、砾卵石为主,在中、东部平原区以粉细砂为主,含水层岩性自西向东由粗变细,富水性由好变差;浅部承压水含水层顶界深度一般 120~160m,底界深度一般为 270~360m;深部承压水含水岩组底界深度 350~550m,含水砂层累计厚 100~200m,以中粗砂、中细砂、细砂、粉细砂为主。

### 3 研究方法

2003 年 8 月 26 至 30 日对永定河流域中下游进行了现场调查,并沿主要河道两岸沿山区-山前-平原-滨海方向对地下水及部分地表水进行了采样,采样点分布见图 1。地下水样采自灌溉井或饮用水井,地表水样有河水和水库水。现场采用 GPS 定位,采用 Horiba EC/pH 计即时测量水体的温度、电导率(EC)和 pH 值,采用地下水位计(WL100-2A)测量地下水位。室内水化学和环境同位素分析均在日本千叶大学实验室进行,水化学分析采用离子色谱仪(Shimadzu LC-10A)测定,相对测定误差为 1%, $HCO_3^-$ 采用稀硫酸-甲基橙滴定方法测定;水样的  $\delta D$  和  $\delta^{18}O$  测定采用 Delta S Thermoquest 气体源稳定同位素质谱仪,测定结果以相对于 VSMOW 标准的千分差表示,测定精度分别为  $\pm 2.0\text{‰}$  和  $\pm 0.1\text{‰}$ (表 1)。

### 4 结果分析与讨论

#### 4.1 水化学和氢氧同位素空间变化及其解析

##### 4.1.1 水化学成分

电导率:电导率(EC)是水体中总溶解离子浓度的总体反映,在一定程度上反映了水分在流域水循环过程中径流路径和滞留时间的长短。水在运移过程中,随着运移路径的延长,不断溶解围岩和土壤中的溶解性盐类并发生离子交换,在没有与电导率较小的水体混合、气体析出和溶解性固体沉淀的情况下,水体的电导率是逐渐升高的。因此,根据流域内不同水体的电导率在空间上的分布趋势,可以大致推断水的运移路径,进一步推断流域内地下水的循环机理。流域内山区地下水的电导率为 290~1 027  $\mu\text{s}/\text{cm}$ ,平原区地下水的电导率为 554~2 220  $\mu\text{s}/\text{cm}$ ,表明山区地下水和平原区地下水在空间上具有自西向东逐渐演化的特征。浅层地下水和深层地下水的电导率有明显区别,表明浅层地下水含水层和深层地下水含水层属于不同的地下水系统。

pH 值:山区地下水的 pH 值为 7.58~8.03,变化较小;而平原区地下水的 pH 值为 6.86~

表 1 水样的氢氧同位素值、EC 值、pH 值及水化学组成

Table 1 The hydrogen and oxygen isotope values, EC values, pH values and hydrochemical components of the water samples

位置	$\delta D/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	EC /( $\mu\text{s}/\text{cm}$ )	pH 值	$\text{HCO}_3^- + \text{Cl}^-$ /(mg/L)	$\text{SO}_4^{2-}$ /(mg/L)	$\text{Na}^+ + \text{K}^+$ /(mg/L)	$\text{Mg}^{2+}$ /(mg/L)	$\text{Ca}^{2+}$ /(mg/L)
1	-71.7	-9.42	500	7.68	680.0	17.5	59.8	75.2	96.9
2	-73.0	-9.44	290	7.86	986.3	89.7	120.1	129.5	93.6
3	-72.8	-9.36	389	7.92	354.2	58.3	150.1	7.9	18.9
4	-68.6	-8.56	1 027	7.58	745.0	34.3	60.2	76.7	112.5
5	-77.0	-10.02	378	7.89	559.1	3.7	221.5	1.9	5.5
6	-54.4	-7.00	1 296	8.13	234.3	11.8	59.1	5.3	30.0
7	-72.6	-8.60	563	8.03	546.4	58.1	143.5	39.8	44.9
8	-65.3	-8.80	1 010	7.66	421.5	79.3	33.5	30.2	194.3
9	-70.0	-8.75	737	7.79	572.7	129.7	82.4	39.0	108.8
10	-42.6	-3.76	721	8.97	3 922.3	2 278.2	1 695.2	704.8	284.8
11	-48.3	-4.36	726	8.83					
12	-43.8	-3.86	2 050	7.06	422.1	26.0	177.9	2.4	5.0
13	-47.2	-4.88	1 633	7.54	527.0	80.2	64.0	54.8	98.6
14	-53.8	-5.47	1 526	7.48	446.9	9.8	180.5	2.9	7.8
15	-63.3	-7.28	1 110	7.31	225.7	52.7	65.2	7.4	27.7
16	-65.8	-7.64	981	7.56	593.0	142.3	131.2	44.4	144.7
17	-68.8	-8.09	554	7.44	458.8	115.6	10.7	35.7	93.9
18	-62.1	-8.07	1 623	7.02	493.3	109.5	94.5	40.0	118.0
19	-80.9	-10.41	734	8.17	547.0	75.6	132.9	41.7	59.9
20	-63.7	-8.45	2 220	7.22	691.9	41.6	84.0	45.9	179.0
21	-81.9	-9.17	976	7.63	300.8	66.8	118.4	16.4	22.3
22	-66.3	-7.23	1 215	7.27	609.0	94.3	123.0	53.2	96.2
23	-66.6	-7.76	1 135	7.44	275.2	2.7	32.4	14.1	43.9
24	-64.7	-7.37	944	7	354.0	0.0	55.9	11.7	41.4
25	-69.0	-8.15	1 077	6.86	610.5	85.9	36.3	70.3	114.4
26	-77.6	-9.60	624	8.55	590.2	9.4	44.3	55.4	62.2
27	-78.1	-10.18	823	8.22	317.6	20.1	24.2	22.3	50.3
28	-76.0	-9.52	748	8.32	238.8	7.0	16.4	10.5	61.4

8.55, 变化相对较大。浅层地下水和深层地下水的 pH 值分布同样存在明显的区别, 深层淡水的 pH 值一般在 7.06~8.55 之间, 浅层为 6.86~8.03。进一步表明浅层地下水含水层和深层地下水含水层属于不同的地下水系统。

阴阳离子组成: 根据水样的空间位置及表示水化学类型的派帕三线图可以看出(图 2): 从西部山区和山前冲洪积扇上部到其前缘, 水化学演化遵循一般的水化学演化规律, 但从山前冲、洪积扇前缘到中部平原水化学特征则明显不同, 中、东部平原还出现复杂的水化学特征, 而且浅层含水层和深层含水层的水化学特征也存在明显的区别, 进一步证明了中部和东部平原区浅层含水系统和深层含水系统属于不同的地下水系统。根据研究区的水文地质构造和水化学特征的分异, 从而把研究区的地下水系统划分为西部山区地下水系统、山前冲积洪积平原浅层地下水系统和深层地下水系统、中部冲积洪积平原浅层地下水系统和深层地下水系统、东部滨海冲积洪积平原浅层地下水系统和深层地下水系统。

总体上看,浅层地下水由山前至滨海,由淡水过渡到微咸水、咸水,水化学类型由重碳酸盐型过渡到硫酸盐型、硫酸盐-氯化物型、氯化物型;深层淡水由山前至中、东部平原,水的矿化度由0.3g/L左右过渡到1.0g/L,至接近滨海地带,剧增至约2.0g/L,水化学类型由重碳酸钠钙型水、重碳酸-氯或氯-重碳酸钠型水至氯化钠水。由此可以推测,平原区域地下水的运移遵循由西部山前平原向东部滨海地区运移规律。

西部山区阴离子以 $\text{HCO}_3^-$ 含量最高,其中采样点8的 $\text{HCO}_3^-$ 含量最高,达到907mg/L,并且 $\text{HCO}_3^-$ 含量向东部山前冲积洪积平原逐渐降低, $\text{Na}^+$ 离子含量逐渐升高。这与地下水的运移方向自西向东运移时,地下水化学呈现出的矿化度自西向东逐渐升高的趋势是一致的。另外,阳离子中 $\text{Ca}^{2+}$ 的变化呈现出从西部山区向东逐渐减小的趋势,地下水水化学类型由高矿化度的 $\text{HCO}_3-\text{Ca}$ 型水过渡到低矿化度的 $\text{HCO}_3-\text{Na}$ 型水。而 $\text{SO}_4^{2-}$ 浓度自西向东逐渐降低,表现出了硫酸盐的还原。

山前冲积平原堆积了厚层的砂砾石带,形成了透水性强的巨厚含水层,大气降水和地表水对地下水的补给强烈。浅层地下水采样点13的水化学类型是 $\text{HCO}_3-\text{Ca}$ 型水,代表了平原上游地下水径流与交替活跃的矿化度较低的强溶滤型水,地下水的循环速度也较快;深层地下水的采样点12和14的水化学类型则为矿化度较高的 $\text{HCO}_3-\text{Na}$ 型水,地下水的循环速度也较慢。自浅层到深层 $\text{HCO}_3^-$ 离子含量降低,而 $\text{Na}^+$ 含量升高,主要原因是浅层地下水补给深层地下水的过程中,水体中的碳酸盐过饱和, $\text{CO}_2$ 气体析出。西部山区和山前冲积平原的水化学类型变化趋势一致,表明山前冲积平原与山区的地下水存在密切的水力联系。

中部冲积洪积平原的水化学类型从 $\text{HCO}_3^-$ 的水逐渐向 $\text{SO}_4^{2-}$ 和 $\text{Cl}^-$ 的水化学类型过渡。采样点15、16、17由浅到深,水化学类型由 $\text{HCO}_3-\text{Na}$ 型的水逐渐成为 $\text{SO}_4-\text{Cl}-\text{Na}$ 类型的水,并且地下水自浅层到深层,矿化度明显升高,表明浅层地下水和深层地下水位于不同的水流系统中;在冲积洪积平原中部,浅层地下水和深层地下水水化学类型接近,均存在向 $\text{SO}_4-\text{Cl}-\text{Na}$ 型的地下水演化的趋势,矿化度均较高,表明浅层地下水和深层地下水存在越流补给现象,补给方向为深层地下水补给浅层地下水。发生越流补给的主要原因为人工开采地下水,降低了浅层地下水的水位,使承压的深层地下水补给浅层地下水。

滨海冲积洪积平原区地下水的水化学类型以 $\text{HCO}_3-\text{Mg}-\text{Ca}$ 类型的水为主,浅层地下水和深层地下水水化学类型接近,表明浅层地下水和深层地下水之间存在一定的水力联系,含水层之间存在越流补给现象。总体来看,浅层地下水比深层地下水的矿化度要高,总溶解性固体含量也是浅层地下水高于深层地下水,说明深层地下水通过越流补给方式补给浅层地表水。自西向东,深层地下水 $\text{HCO}_3^-$ 含量逐渐降低,出现 $\text{CO}_2$ 的逸出,地下水运移方向仍为自西向东,推测滨海冲积洪积平原地下水并未受到海侵的影响。

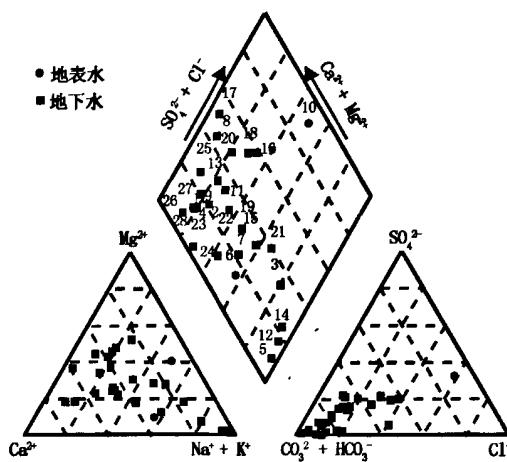


图2 派帕三线图

Fig.2 Paper's diagram

#### 4.1.2 氢氧同位素组成

Craig 的全球大气降水线(GMWL)是许多当地大气降水线的全球平均,包含水汽的来源、降水期间的二次蒸发以及降水的季节性等当地因素,这些因素影响着氘盈余和大气降水线的斜率。对某一区域而言,由于大气降水是地表水和地下水的补给源,将地表水和地下水的同位素组成与当地大气降水线进行对比研究是很重要的。地下水的同位素组成接近于降水的平均年组成,但其平均同位素组成又与平均降水同位素组成有所区别,这种区别往往是降水在补给地下水过程中所经历的水循环过程所形成的。中国的大气降水线采用国际原子能协会(IAEA)在中国的 27 个全球大气降水同位素监测网(GNIP)站点的降水氢氧稳定同位素组成并进行回归得到。计算得到的大气降水线(MWL)为:

$$\delta D(\text{‰}) = 7.82 \cdot \delta^{18}\text{O} + 8.84 \quad (1)$$

式中,  $\delta D$  为氢同位素实测比值,  $\delta^{18}\text{O}$  为同位素实测比值。

研究区地下水的氢氧同位素组成位于中国大气降水线右下方(图 3),并与当地降水的

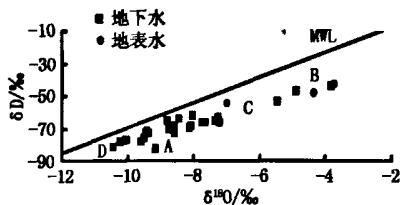


图 3 中国大气降水线与研究区域地表地下水氢氧同位素组成

Fig.3 Meteoric water line and components of hydrogen and oxygen isotope of the samples

现代同位素组成存在区别,表明地下水来源为大气降水,而且降水在补给地下水之前经历了一定程度的蒸发作用引起了同位素富集。地下水接受降水的补给之前经历蒸发作用会引起氢氧同位素的富集,使氢氧同位素点偏离大气降水线并位于其右下方<sup>[19]</sup>。

研究区水样的氢氧同位素组成分析结果显示:西部山区氢氧同位素含量较低,位于大气降水线附近;山前冲积扇顶部地下水的  $\delta D$  和  $\delta^{18}\text{O}$  值高于东部平原,自山前平原经中部平原到东部滨海平原,地下水的氢氧同位素组成逐渐降低,且在氢氧同位素散点图上分

布比较分散;山前潜水的  $\delta D$ 、 $\delta^{18}\text{O}$  同位素值较高,且浅层地下水和深层地下水的同位素含量差别较大,主要表现为浅层地下水  $\delta D$ 、 $\delta^{18}\text{O}$  同位素值较高,而深层地下水  $\delta D$ 、 $\delta^{18}\text{O}$  值较低;中部平原地区浅层地下水和深层地下水氢氧同位素组成差异很小;东部滨海平原浅层和深层地下水都较为贫化,  $\delta D$ 、 $\delta^{18}\text{O}$  同位素多落在大气降水线附近。

结合地下水氢氧同位素和水化学组成与其空间位置关系,得到流域内不同含水系统中地下水循环模式解析如下:

西部山区(图 3 中 A 区),地下水主要接受降水补给,水化学矿化度较低,地下水以  $\text{HCO}_3\text{-Ca}$  型的水为主,进一步证明了西部山区地下水主要来源于降水的补给。高山区气温较低,植被覆盖度高,入渗较快,蒸发相对于下游较微弱,地下水同位素组成接近于大气降水线。包括的地下水采样点有 1、2 和 3 以及 4、7、8 和 9,同位素组成  $\delta D$  变化范围从  $-72.99\text{‰} \sim -65.33\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  的变化范围从  $-9.44\text{‰} \sim -8.56\text{‰}$ 。根据同位素组成和地形特征,可以看出地下水与水库水的氢氧同位素组成差别较大,并且地下水有两个来源,一个来源于水库西北方向,一个来源于水库东北方向。

山前冲积洪积平原区(图 3 中 B 区),地下水主要为潜水和浅层地下水,地下水以矿化度稍高的  $\text{HCO}_3\text{-Ca}$  型的水为主,地下水采样点有 12、13 和 14,  $\delta D$  变化范围从  $-53.78\text{‰} \sim -43.76\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  从  $-5.47\text{‰} \sim -3.86\text{‰}$ ,这与官厅水库内所采水样 10 的同位素组成十分接近,其氢氧同位素组成分别为  $\delta D$  为  $-42.55\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  为  $-3.76\text{‰}$ 。结合地势可以推断官厅水库库底为

透水层,水库水通过含水层对下游地下水进行补给(官厅水库以下河道干涸,地表水断流,不存在地表水对地下水的补给)。

中部冲积洪积平原区(图3中C区),地下水比其上游B区的地下水的同位素组成贫化,推断为C区地下水与B区地下水不存在水力联系,其间可能存在隔水层。地下水水化学类型从  $HCO_3^-$  的水逐渐向  $SO_4^{2-}$  和  $Cl^-$  的水化学类型过渡。本区浅层地下水含水层埋深50~200m,深层含水层埋深为200m以下。浅层含水层地下水同位素特征既不太富集,又不太贫化,有可能是接受上游远距离古地下水和当地大气降水共同补给的结果(注:河道断流,不存在地表水补给),其地下水同位素组成变化范围  $\delta D$  从-69.04‰~62.15‰,  $\delta^{18}O$  从-8.45‰~-7.23‰。深层含水层地下水(采样点19也位于本区深层地下水系统,井深为300m)的氢氧同位素组成极为贫化,其氢氧同位素组成  $\delta D$  为-80.91‰,  $\delta^{18}O$  为-10.41‰,以上两个含水组之间存在明显的隔水层,二者之间水力联系较小。

滨海冲积洪积平原区(图3中D区),地下水采样点有26、27和28,同位素组成  $\delta D$  变化范围从-78.06‰~-76.21‰,  $\delta^{18}O$  的变化范围从-10.18‰~-9.52‰,并且3个采样点的水化学组成十分接近,均是  $HCO_3^-$ -Ca-Mg型的水。浅层地下水和深层地下水氢氧同位素组成差异明显,表明深层地下水与浅层地下水之间不存在明显的水力联系。地下水样28点靠近海岸,但与海水同位素值有所差别(海水氢氧同位素值均接近于0),并且其阴阳离子组成均小于海水,可以推测海水并未入侵近海岸地下水。

## 4.2 结论

研究流域内水体的水化学类型呈现出明显的空间差异,表现为浅层地下水由山前至滨海,由淡水过渡到微咸水、咸水,水化学类型由重碳酸盐型过渡到硫酸盐型、硫酸盐-氯化物型、氯化物型;深层淡水由山前至中、东部平原,水的矿化度由0.3g/L左右过渡到1.0g/L,至接近滨海地带,剧增至约2.0g/L,水化学类型由重碳酸钠钙型水、重碳酸-氯或氯-重碳酸钠型水至氯化钠水。自山前冲积洪积扇前缘至滨海,浅层水中均出现较强的蒸发浓缩作用。

研究流域内水体的氢氧同位素组成也呈现出明显的空间差异,表现为西部山区氢氧同位素组成位于大气降水线附近,地下水直接接受大气降水的补给,在补给之前经历的蒸发作用比较微弱;山前冲积扇顶部区(补给区)的  $\delta D$  值高于东部平原,自山前冲积洪积平原经过中部冲积洪积平原到东部滨海冲积洪积平原,地下水的氢氧同位素组成逐渐降低,且在氢氧同位素散点图上分布比较分散。山前潜水的  $\delta D$  和  $\delta^{18}O$  值较高,且浅层地下水和深层地下水的同位素含量差别较大,主要表现为浅层地下水  $\delta D$  和  $\delta^{18}O$  值较高,而深层地下水  $\delta D$  和  $\delta^{18}O$  值较低;中部平原地区浅层地下水和中层地下水氢氧同位素组成差异很小,表明浅层地下水和中层地下水存在越流补给现象,而深层地下水(采样点19,井深300m)相比较受浅层和中层地下水的影响较小,表明中部平原深层地下水有可能受到远距离贫化地下水的补给,或者是古水补给;东部滨海冲积洪积平原,中层和深层地下水都十分贫化,  $\delta D$  和  $\delta^{18}O$  点值多落在大气降水线附近,推测为远距离深层同位素组成贫化的地下水补给。

综合分析可以得出,研究区地下水循环模式为:西部山区地下水主要接受经历了一定程度的蒸发作用的大气降水的直接补给,但山区蒸发作用微弱。山前冲积洪积平原地区地下水主要接受官厅水库(官厅水库存在库底渗漏现象)和地表水的补给(输水渠道引水,地表水沿输水渠道大量下渗补给地下水),而大气降水补给占的比例较小,并且浅层地下水的蒸发作用较强。浅层地下水在重力作用下补给深层地下水,同时地下水向东部运移。中部平原浅层

地下水层接受经历严重蒸发作用的大气降水的补给，深层地下水存在越流补给现象向上补给中层地下水，同时深层地下水向东运移，与滨海深层地下水存在紧密的水力联系。中部冲积叠积平原和东部滨海平原深层地下水经过几十年的大规模开采，水动力条件改变，水平径流和垂向越流均有所增强，促进了地下水循环。

### 参考文献(References)：

- [1] 张宗祜,沈照理,薛禹群,等.华北平原地下水环境演化[M].北京:地质出版社,2002.2.[ZHANG Zong-hu,SHEN Zhao-li,XUE Yu-qun,*et al.*Groundwater Environmental Evolution in Hebei Plain.Beijing:Geology Press,2002.2.]
- [2] 朱延华,刘淑芬,郭永海.河北平原地下水动力环境演化规律及影响因素[J].地球科学——中国地质大学学报,1995,20(4):433~437.[ZHU Yan-hua,LIU Shu-fen,GUO Yong-hai.Groundwater dynamic environment evolution and its constraints in Hebei Plain.*Earth Science—Journal of China University of Geosciences*,1995,20(4):433~437.]
- [3] 郭永海,沈照理,钟佐桑.河北平原地下水化学环境演化的地球化学模拟[J].中国科学 D 辑,1997,27(4):360~365.[GUO Yong-hai,SHEN Zhao-li,ZHONG Zuo-sang.Geochemistry modeling on groundwater hydrochemistry environmental evolution in Hebei Plain.*Science in China(Series D)*,1997,27(4):360~365.]
- [4] 刘文生.京津以南河北平原地下水水质演化机制的探讨[J].勘察科学技术,1999,(3):36~39.[LIU Wen-sheng.Disscussion on groundwater quality evolution mechanism in Hebei Plain to the South of Beijing and Tianjin.*Reconnaissance Science and Technology*,1999,(3):36~39.]
- [5] 张翠云,刘文生.河北平原浅层地下水地球化学演化模拟[J].地学前缘,1996,3(1~3):245~248.[ZHANG Cui-yun,LIU Wen-sheng.Geological evolution simulation of shallow groundwater in Hebei Plain.*Earth Science Frontiers*,1996,3(1~3):245~248.]
- [6] 张宗祜,施德鸿,任福弘.论华北平原第四系地下水系统之演化[J].中国科学 D 辑,1997,27(2):168~173.[ZHANG Zong-hu,SHI De-hong,REN Fu-hong.A discuss on groundwater system evolution of Quaternary in Hebei Plain.*Science in China (Series D)*,1997,27(2):168~173.]
- [7] 张光辉,陈宗宇,费宇红.华北平原地下水形成与区域水文循环演化的关系[J].水科学进展,2000,11(4):415~420.[ZHANG Guang-hui,CHEN Zong-yu,FEI Yu-hong.Relationship between the formation of groundwater and the evolution of regional hydrologic cycle in North China Plain.*Advances in Water Science*,2000,11(4):415~420.]
- [8] 刘存富,王佩仪,周炼.河北平原地下水氢、氧、碳、氯同位素组成的环境意义[J].地学前缘,1997,4(1~2):267~274.[LIU Cun-fu,WANG Pei-yi,ZHOU Lian.Environmental meaning of groundwater isotopic components of hydrogen,oxygen,carbon, and chlorine in Hebei Plain.*Earth Science Frontiers*,1997,4(1~2):267~274.]
- [9] Clark J F,Stute M,Schlosser P.A tracer study of the Floridian aquifer in southeastern Georgia:Implications for groundwater flow and paleoclimate[J].*Water Resources Research*,1997,33(2):281~289.
- [10] Osterdinger U S,Balderer W,Loew S,*et al.*Environmental isotopes as indicators for ground water recharge to fractured granite[J].*Ground Water*,2004,42(6):868~879.
- [11] Weyhenmeyer C E,Burns S J,Waber H N.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):1184~1206.
- [12] Scholl M A,Ingebritsen S E,Janik C J.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.
- [13] Guglielmi,Y,Mudry J,Estimation of spatial and temporal variability of recharge fluxes to an alluvial aquifer in a foreland area by water chemistry and isotopes[J].*Ground Water*,1996,34(6):1017~1023.
- [14] Larson K R,Keller C Kent,Larson P B.Water resources implications of  $^{18}\text{O}$  and  $^{3}\text{H}$  distribution in a basalt aquifer system[J].*Ground Water*,2000,38(6):947~953.
- [15] Panno S V,Hackley K C,Cartwright K.Hydrochemistry of the Mahomet bedrock valley aquifer,east-central Illinois:Indicators of recharge and ground-water flow[J].*Ground Water*,1994,32(4):591~604.
- [16] Harrington G A,Cook P G,Herczeg A L.Spatial and temporal variability of ground water recharge in central Australia:A tracer approach[J].*Ground Water*,2002,40(5):518~528.
- [17] 焉莉,赵文吉.北京市永定河河流湿地水环境现状研究[J].吉林地质,2004,23(2):32~38.[YAN Li,ZHAO Wen-ji.A study on the marsh environment of the Yongding river,Beijing city.*Jilin Geology*,2004,23(2):32~38.]

- [18] 王小玲,刘予,张志林.北京市永定河冲积扇地下水环境背景值的调查研究[J].北京地质,1994,(2):20~28.[WANG Xiao-ling,LIU Yu,ZHANG Zhi-lin.A survey on groundwater environmental background value in the alluvial and diluvial fan in the Yongding River in Beijing.*Beijing Geology*,1994,(2):20~28.]
- [19] Allen D M.Sources of groundwater salinity on islands using  $^{18}O$ , $^2H$ ,and  $^{34}S$ [J].*Ground Water*,2004,42(1): 17~31.

## A Study of Groundwater Cycle in Yongding River Basin by Using $\delta D$ , $\delta^{18}O$ and Hydrochemical Data

YU Jing-jie<sup>1</sup>, SONG Xian-fang<sup>1</sup>, LIU Xiang-chao<sup>2</sup>, YANG Cong<sup>1</sup>, TANG Chang-yuan<sup>1,3</sup>,  
LI Fa-dong<sup>1,3</sup>, Sakura Yasuo<sup>3</sup>, Kondoh Akihiko<sup>3</sup>

(1.Key Laboratory of Water Cycle and Related Land Surface Processes, Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, CAS, Beijing 100101, China; 2.Key Laboratory for Hydraulic and Water Transport Engineering of Chongqing City, Chongqing Jiaotong University, Chongqing 400074, China; 3.Chiba University, Chiba 263-8522, Japan)

**Abstract:** By using environmental isotopes and hydrochemical components as tracers in surveying water circulation, this paper revealed the groundwater circulation characteristics in the Yongding River Basin. By field surveying and groundwater sampling in the shallow and deep aquifers, the hydrochemistry and hydrogen and oxygen isotope components were measured. Then the spatial distribution rule and evolvement tendency of  $\delta D$  and  $\delta^{18}O$  and hydrochemical components of the groundwater in the deep and low aquifers were analyzed for revealing the groundwater cycle characteristics in the Yongding River Basin. The results indicated that the main recharge source of the groundwater in the piedmont region is precipitation, and evaporation process of different degrees has undergone after groundwater recharge from rainfall in the basin. Feeble evaporation process has occurred in the mountain region and intense evaporation process in the plain region, especially intense evaporation-concentration process for the groundwater in the shallow aquifer in the plain region. The hydrochemical characteristics of the groundwater manifested that the mineralization degree of the groundwater ascends gradually from the mountain region and the piedmont plain to the seashore plain, and from the shallow aquifer to the deep aquifer. Evident inter-aquifer recharge phenomena exist between the shallow groundwater and the deep aquifer under the plain. While the phenomenon of seawater encroaching to the aquifer does not exist.

**Key words:** groundwater cycle; Yongding River Basin;  $\delta D$  和  $\delta^{18}O$ ; hydrochemistry