

DOI:10.13476/j.cnki.nsbdtk.2022.0039

张靖坤,刘飞,邹嘉文,等.华北平原典型压采区地下水循环的氢氧同位素示踪[J].南水北调与水利科技(中英文),2022,20(2):385-392. ZHANG J K, LIU F, ZOU J W, et al. Application of hydrogen and oxygen isotopes to trace groundwater circulation in a typical groundwater exploitation reduction area, north China plain[J]. South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology, 2022, 20(2): 385-392. (in Chinese)

华北平原典型压采区地下水循环的氢氧同位素示踪

张靖坤^{1,2}, 刘飞^{1,2}, 邹嘉文^{1,2}, 吕聪瑞¹

(1. 河北工程大学水利水电学院, 河北 邯郸 056038; 2. 河北工程大学河北省智慧水利重点实验室, 河北 邯郸 056038)

摘要:选取地下水压采效果显著的邯郸黑龙港平原作为研究对象,运用氢氧同位素技术示踪现状压采条件下水循环过程,确定地下水的补给来源。结果表明,研究区内地下水和地表水主要接受大气降水补给,且都受到蒸发作用的影响。地表水的平均蒸发比例约为40%,且地表水氢氧同位素组成季节变化显著,雨季较早季明显富集。地下水受蒸发作用影响较小,平均蒸发比例约为24%,其氢氧同位素组成季节变化不明显。深层承压水同位素富集现象很可能与上层潜水的越流补给有关;古地下水的输入使得部分承压水同位素贫化。地下水与当地地表水水力联系密切,其中地下水对老漳河的补给比例约为30%;老沙河对下游地区地下水的补给比例约为20%。研究结果对华北平原地下水可持续管理具有重要意义。

关键词:氢氧同位素;地下水;补给来源;华北平原

中图分类号:TV213;P641.3 文献标志码:A 开放科学(资源服务)标志码(OSID):



华北平原地下水超采严重,引发了大面积地下水位下降等一系列环境地质问题^[1-3]。2014年起,华北平原进入地下水压采阶段,通过采取关井压采、替代水源、节水灌溉、中水利用等措施,逐步削减地下水超采量,以实现采补平衡。华北平原地下水大规模压采后,地下水补径排条件将发生显著变化,地下水流动状态的改变势必影响地下水水质的演化。因此,认清压采区现状压采条件下的地下水循环过程是地下水可持续利用的前提条件。

氢氧稳定同位素是水循环过程的天然示踪剂,在研究地下水补径排变化等方面有其独到之处,可以用于定量追踪径流途径的来源,示踪地下水补径排条件以及不同含水层之间的水力联系^[4-9]。庞忠和等^[10]利用同位素和环境示踪剂等技术进一步强化包气带在干旱半干旱地区地下水补给研究中的重

要作用。宋献方等^[11]通过分析盆巴沟流域地表水与地下水中的氢氧同位素以及电导率和pH的变化确定了当地地下水与地表水之间的转化关系。陈宗宇等^[9]利用氢氧同位素方法揭示了黑河流域地下水的补给来源。钱会等^[12]分析了都思兔河流域内氢氧同位素沿河流的变化特征,验证了河流上下游地区地下水与河流的补排关系,同时结合河流的径流量变化,估算出河水的累计蒸发比例。

地下水超采最严重的黑龙港平原作为超采治理试点区,地下水压采效果显著,部分地区地下水位止跌回升,在华北平原具有代表性。以邯郸黑龙港平原为研究区域,从氢氧稳定同位素示踪的视角,分析压采区现状压采条件下地下水、河水和渠水中 $\delta(D)$ 和 $\delta(^{18}O)$ 的时空分布特征,估算不同水体的蒸发比例,探讨地下水与河水之间的相

收稿日期:2021-05-18 修回日期:2021-08-13 网络出版时间:2021-08-25

网络出版地址:https://kns.cnki.net/kcms/detail/13.1430.TV.20210824.1551.004.html

基金项目:国家自然科学基金项目(41901039)

作者简介:张靖坤(1998—),女,山东聊城人,主要从事流域水循环与水环境研究。E-mail:15866648682@163.com

通信作者:刘飞(1987—),男,河北邯郸人,副教授,博士,主要从事地下水演化机制研究。E-mail:liufei@hebeu.edu.cn

互关系,进而为华北平原地下水压采区的水循环研究提供理论支持。

1 研究区概况与数据来源

1.1 研究区概况

邯郸黑龙港平原,行政区隶属于曲周、邱县、馆陶、永年、肥乡、广平、成安、临漳、魏县、大名共 10 个县(区),其面积为 2 695 km²。地势较为平坦,自西南向东北缓慢倾斜,地面坡度为 0.2‰~0.4‰^[13],平均海拔 37.4 m。区域属于大陆性半湿润季风气候,多年平均气温为 13.8 ℃。降水受太平洋东南季风影响^[14],主要分布在 7、8、9 月,多年平均年降水量为 537.8 mm。年蒸发量大,多年平均水面蒸发量为 1 007.0~1 265.0 mm。老漳河和老沙河两条河流由南向北流动,此外还有引自黄河水的东风渠和引自卫河的威临渠两条人工渠系。本研究聚焦的第四系松散岩类孔隙水含水层可划分为潜水和承压水两类。潜水含水层底板深度在 100~150 m,主要接受降水入渗补给、侧向补给、河渠入渗以及井灌回渗补给,蒸发和人工开采是主要排泄方式。承压含水层是地下水过量开采和压采的主要层位,底板深度在 350~500 m,主要接受侧向径流和垂向越流补给^[15]。

2014 年超采区综合治理之前,研究区地下水处于过量开采状态,总体呈现出不同程度的下降趋势,而实施压采措施后地下水位在 2015 年后有所回升^[16]。以 2 个典型监测点为例,压采前邱县安仁镇潜水水位在 1998 年 12 月至 2012 年 12 月下降 3.8 m,广平县城关承压水位下降 9.2 m。地下水大规模减采后,部分地区的水位呈现明显回升趋势。其中,邱县安仁镇潜水水位在 2015 年 8 月至 2019 年 1 月上升幅度为 8.8 m,广平县城关承压水位在 2015 年 4 月至 2017 年 1 月上升幅度为 4.1 m。通过对比压采前后典型监测井水位的变化情况,可以看出研究区压采后水位开始呈现上升趋势。

1.2 样品采集与测定

2019 年 6 月(雨季)和 12 月(旱季)沿地下水流向和主要河渠开展了两次野外采样。共采集 95 组地下水水样(潜水水样 65 组,承压水水样 30 组)以及 14 组地表水水样。采样的具体位置见图 1,采样时间及水体来源见表 1。在采样现场,用 GPS 记录每个点的地理坐标及高程。每个采样点采集 1 瓶 100 mL 和 2 瓶 50 mL 水样。样品采集完成后,用密封胶带封好瓶口,并在瓶口和瓶身做好标记,带回实验室测定相应指标。

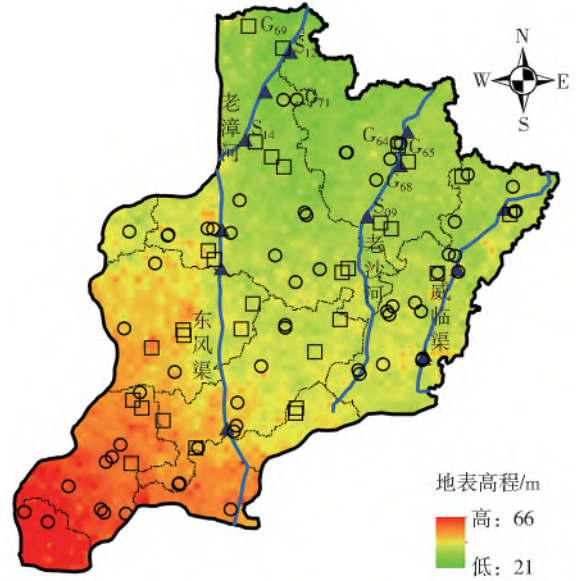


图 1 研究区采样点

Fig. 1 Schematic diagram of sampling points in the study area

表 1 采样点基本信息

Tab. 1 Basic information of sampling points

分类	采样时间		采样个数	水体来源
	雨季	旱季		
地表水 (n=14)	老漳河		3	岳城水库, 黄河
	老沙河		3	东风渠
	2019 年	2019 年	4	黄河
	6 月	12 月	4	卫河
地下水 (n=95)	潜水		65	—
	承压水		30	—

本研究于中国科学院遗传与发育生物学研究所农业资源重点实验室进行氢氧同位素的测定, $\delta(D)$ 和 $\delta(^{18}O)$ 的值采用液态水稳定性同位素分析仪(L 2120,美国)测定,其测定精度分别为 $\pm 0.5\%$ 和 $\pm 0.2\%$ 。水样的检测结果以相对于 VSMOW 标准平均海水的千分差^[17]表示

$$\delta = \frac{R_{\text{sample}} - R_{\text{VSMOW}}}{R_{\text{VSMOW}}} \times 1000\% \quad (1)$$

式中: R_{sample} 为水样中 ^{18}O 与 ^{16}O 的比值; R_{VSMOW} 为维也纳平均海水标准样品的 ^{18}O 与 ^{16}O 的比值。

2 结果与讨论

2.1 不同水体的氢氧同位素关系

根据地下水和地表水的 $\delta(^{18}O)$ 和 $\delta(D)$ 求得地下水和地表水的蒸发线方程分别为

$$\delta(D) = 6.5\delta(^{18}O) - 8.0 (R^2 = 0.88) \quad (2)$$

$$\delta(D) = 3.8\delta(^{18}O) - 29.2 (R^2 = 0.69) \quad (3)$$

由于本次工作未采集降水,采用石家庄的大

气降水线方程来表示本研究区的大气降水线方程^[18]

$$\delta(D) = 6.3\delta(^{18}O) - 3.9(R^2 = 0.69) \quad (4)$$

当地大气降水线(local meteoric water line, LMWL)的斜率(6.3)和截距(-3.9)均小于全球大气降水线(global meteoric water line, GMWL), $\delta(D) = 8\delta(^{18}O) + 10(R^2 = 0.96)$ ^[19],说明大气降水过程中受到二次蒸发作用的影响,氢氧同位素分馏作用显著,导致重同位素相对富集。如图2所示,地下水和地表水 $\delta(^{18}O)$ 和 $\delta(D)$ 值均分布于当地大气降水线附近或下方,表明大气降水为所有水体的主要补给来源。地下水的 $\delta(^{18}O)$ 和 $\delta(D)$ 值相关性显著($R^2 = 0.88$),其蒸发线的斜率(6.5)接近 GMWL 和 LMWL 的斜率,且多数地下水的水位埋深为 5~10 m,说明地下水受到蒸发作用的影响较小。地表水蒸发线的斜率(3.8)和截距(-29.2)均远小于 GMWL 和 LMWL,主要由于地表水在接受大气降水补给的过程中,雨水会受到不同程度的蒸发作用;地下水水样 G₆₅、G₆₈沿老沙河分布(图1),且 G₆₈的同位素组成位于 G₆₅和老沙河水样 S₀₉之间,属于二者的混合水。S₁₂和 S₁₄为老漳河水样, S₁₂的同位素组成位于 S₁₄和毗邻河道的地下水水样 G₇₁之间,表明该处地下水和地表水存在补给关系。

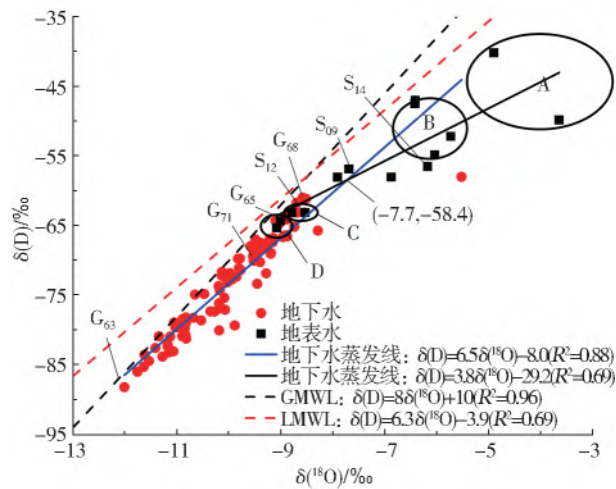


图2 不同水体氢氧同位素关系

Fig. 2 Relationship between $\delta(^{18}O)$ and $\delta(D)$ in groundwater and surface water

2.2 地表水同位素分布特征

从表2可以发现:雨季地表水 $\delta(^{18}O)$ 和 $\delta(D)$ 的范围为-6.4‰~-4.9‰和-47.5‰~-40.2‰,均值分别为-5.9‰和-44.9‰,氦盈余位于-1.0‰~4.3‰,均值为2.4‰;旱季 $\delta(^{18}O)$ 和 $\delta(D)$ 的范围为-9.1‰~-3.6‰和-65.3‰~-49.8‰,均值分别为-7.2‰和-58.4‰,氦盈

余位于-20.7‰~7.7‰,均值为-0.6‰。地表水氢氧稳定同位素组成在雨季富集、旱季贫化,可能是雨季气温较高、蒸发作用强烈的原因^[20]。

表2 地表水氢氧稳定同位素统计特征

Tab. 2 Statistical characteristics of hydrogen and oxygen stable isotopes of surface water in different periods ‰

特征值	雨季			旱季		
	$\delta(^{18}O)$	$\delta(D)$	氦盈余	$\delta(^{18}O)$	$\delta(D)$	氦盈余
最小值	-6.4	-47.5	-1.0	-9.1	-65.3	-20.7
最大值	-4.9	-40.2	4.3	-3.6	-49.8	7.7
平均值	-5.9	-44.9	2.4	-7.2	-58.4	-0.6
标准差	0.9	4.1	2.9	1.7	5.1	9.0

地表水的同位素组成受蒸发作用和水源共同影响。老沙河、威临渠、老漳河和东风渠的同位素分别主要分布在 A、B、C、D(图2)4个区域。通过对比分析不同地表水体的氢氧同位素均值可以发现:老沙河 $\delta(^{18}O)$ 和 $\delta(D)$ 的组成 [$\delta(^{18}O) = -5.7‰, \delta(D) = -53.3‰$]最为富集,可能由于东风渠在注入老沙河之前流动路径长而受蒸发作用影响较大,还有可能是其他同位素富集的支流汇入所导致的。引自卫河的威临渠 [$\delta(^{18}O) = -6.6‰, \delta(D) = -55.0‰$]同位素较为富集。岳城水库 [$\delta(^{18}O) = -7.54‰, \delta(D) = -57.60‰$]^[21]经民有渠汇入老漳河 [$\delta(^{18}O) = -7.8‰, \delta(D) = -60.9‰$],使其同位素较为贫化。东风渠的同位素组成最为贫化 [$\delta(^{18}O) = -8.3‰, \delta(D) = -62.6‰$],可能是因为东风渠引自同位素贫化的黄河水 [$\delta(^{18}O) = -8.9‰, \delta(D) = -66.2‰$]^[22]。

2.3 地下水同位素分布特征

2.3.1 统计特征

表3为不同时期地下水氢氧稳定同位素统计特征。从表3可以看出:雨季潜水的 $\delta(^{18}O)$ 和 $\delta(D)$ 的范围为-11.0‰~-8.7‰和-79.6‰~-63.0‰,均值分别为-9.8‰和-70.0‰,氦盈余位于6.4‰~10.3‰,均值为8.0‰;承压水的 $\delta(^{18}O)$ 和 $\delta(D)$ 的范围为-11.6‰~-8.7‰和-83.5‰~-63.0‰,均值分别为-10.6‰和-75.9‰,氦盈余位于6.9‰~9.9‰,均值为8.7‰;旱季潜水的 $\delta(^{18}O)$ 和 $\delta(D)$ 的范围为-11.2‰~-5.5‰和-82.1‰~-58.0‰,均值分别为-9.5‰和-70.0‰,氦盈余位于-13.8‰~8.7‰,均值为5.8‰;承压水的 $\delta(^{18}O)$ 和 $\delta(D)$ 的范围为-12.0‰~-8.9‰和-88.2‰~-63.8‰,均值分别为-10.7‰和-79.4‰,氦盈

位于 $-0.2‰ \sim 9.4‰$,均值为 $6.4‰$ 。对比潜水和承压水的同位素组成发现,承压水在雨季和旱季的 $\delta(^{18}\text{O})$ 和 $\delta(\text{D})$ 均比潜水贫化,且氘盈余偏正,主要是随着水位埋深的增大,蒸发对地下水的影响越来越小^[23]。此外,承压水埋藏深度较大,径流缓慢,含水层较为封闭,与外部环境水力联系微弱,主要接受区外深层承压水侧向补给和上层潜水的越流补给。因此,年龄较老的地下水侧向补给可能是其同位素

相对贫化的主要原因^[24]。潜水和承压水的氢氧同位素分布较为集中,并未出现明显的分层,说明潜水和承压水的水力联系较为密切^[25]。在雨季和旱季,潜水和承压水的同位素组成变化不大,说明地下水受季节变化影响较小。承压水水样 G_{63} 同位素组成最为贫化,明显区别于其他水样(图 2),说明在寒冷气候条件下降水补给形成的古地下水影响着该处承压水的同位素组成^[26-27]。

表 3 地下水氢氧稳定同位素统计特征

Tab. 3 Statistical characteristics of stable isotopes of hydrogen and oxygen in groundwater

特征值	雨季				旱季				
	$\delta(^{18}\text{O})/‰$	$\delta(\text{D})/‰$	氘盈余/ $‰$	井深/m	$\delta(^{18}\text{O})/‰$	$\delta(\text{D})/‰$	氘盈余/ $‰$	井深/m	
潜水($n=65$)	最小值	-11.0	-79.6	6.4	12.0	-11.2	-82.1	-13.8	12.0
	最大值	-8.7	-63.0	10.3	90.0	-5.5	-58.0	8.7	150.0
	均值	-9.8	-70.0	8.0	59.4	-9.5	-70.0	5.8	69.0
	标准差	0.8	5.7	1.1	24.0	0.9	5.6	3.4	32.6
承压水($n=30$)	最小值	-11.6	-83.5	6.9	200.0	-12.0	-88.2	-0.2	150.0
	最大值	-8.7	-63.0	9.9	360.0	-8.9	-63.8	9.4	380.0
	均值	-10.6	-75.9	8.7	265.7	-10.7	-79.4	6.4	281.2
	标准差	1.2	8.5	1.0	65.0	0.8	6.0	2.2	59.3

由 Dansgaard^[28]提出的氘盈余参数可以反映水体的同位素分馏程度,水体受蒸发分馏影响越大,同位素越富集,氘盈余(d-excess)值越小。其中, $G_{64}(-13.8‰)$ 和 $G_{69}(-0.2‰)$ 的氘盈余小于0,严重偏离全球大气降水均值。结合采样点位置(图 1)以及地下水水位等值线(图 3)发现:位于老沙河附近的采样点 G_{64} 水位较高(25 m 左右),埋深较浅(小

于 5 m),受蒸发作用影响最为强烈;另一方面, G_{64} 很可能接受了同位素最为富集的老沙河的渗漏补给。 G_{69} 为承压水水样,结合 G_{69} 附近的同位素分布和水位等值线(图 3)发现,该区域上层潜水的同位素组成明显比承压水更加富集,且潜水水位高于承压水位,水位差在 34 m 左右,故上层潜水的越流补给很可能是 G_{69} 点同位素富集的原因^[29]。

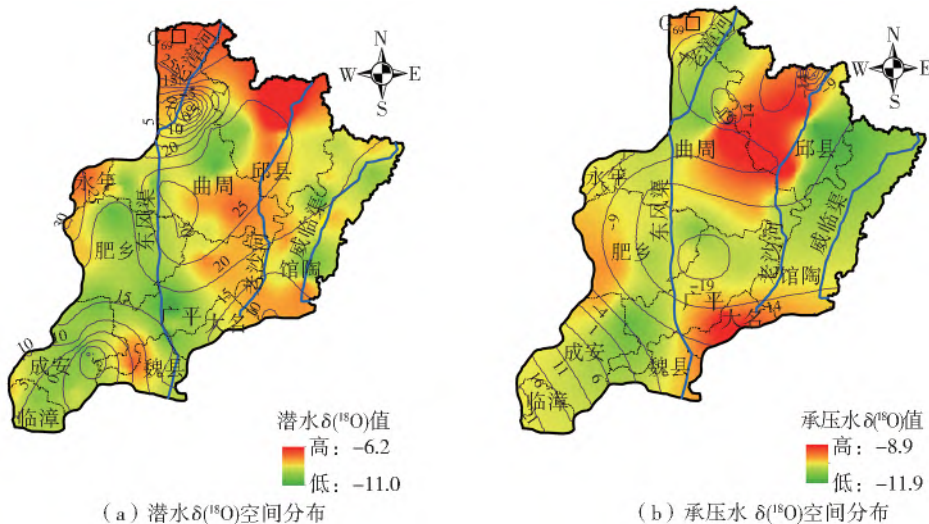


图 3 潜水及承压水 $\delta(^{18}\text{O})$ 空间分布

Fig. 3 Spatial distribution of $\delta(^{18}\text{O})$ in phreatic water and confined groundwater

2.3.2 空间分布

图 3(a)为潜水的 $\delta(^{18}\text{O})$ 空间分布情况,从图 3(a)可以看出,潜水的 $\delta(^{18}\text{O})$ 值随地表高程的降低呈现

逐渐富集状态,在曲周和邱县的北部以及永年最为富集。根据地表高程(图 1)以及潜水的等水位线可以看出,其水位埋深均小于 5 m,受蒸发作用影响较

为强烈。图 3(b)为承压水的 $\delta(^{18}\text{O})$ 空间分布情况,从图 3(b)可以看出,承压水的 $\delta(^{18}\text{O})$ 在邱县与曲周的中部交界处富集。考虑到该区域潜水水位普遍高于承压水,承压水同位素富集现象可能与重同位素富集的老沙河渗漏补给周边潜水,进而越流补给承压水有密切关系。

2.4 蒸发比例计算

蒸发是影响氢氧同位素富集的主要因素^[30],采用瑞利平衡分馏方程计算残余水分数和蒸发损失

$$\delta = (\delta_0 + 1) f^{\alpha_{L/V}} - 1 \quad (5)$$

式中: δ 为剩余水体中的氢氧稳定同位素值; δ_0 为初始水体中的氢氧稳定同位素值; f 为蒸发后的残余水分数; $\alpha_{L/V}$ 为分馏系数。

选用当地大气降水线与地表水蒸发线的交点 [$\delta(^{18}\text{O}) = -9.8\text{‰}$, $\delta(\text{D}) = -66.4\text{‰}$] 作为地表水未受蒸发作用影响的初始氢氧稳定同位素值 δ_0 。 δ 为研究区内地表水和地下水的氢氧稳定同位素实测值。初始水体 $\delta(^{18}\text{O})$ 和 $\delta(\text{D})$ 与不受蒸发影响的地下水的 $\delta(^{18}\text{O})$ 和 $\delta(\text{D})$ 值接近,故选取地下水同位素的最小值 [$\delta(^{18}\text{O}) = -12.0\text{‰}$, $\delta(\text{D}) = -88.2\text{‰}$] 作为地下水初始水体的氢氧稳定同位素值 δ_0 。

根据邯郸东部平原地区的多年平均气象数据得知,研究区内的多年平均气温为 $13.8\text{ }^\circ\text{C}$ 。在计算蒸发量时,使用 $\delta(^{18}\text{O})$ 更为可靠,故用 $T = 13.8\text{ }^\circ\text{C}$ 计算出分馏系数 $\alpha_{L/V} = 1.3471$ 确定研究区内地下水与地表水的剩余水体比例。

经计算,地下水和地表水的平均蒸发比例分别为 25% 和 40%,其中:潜水和承压水的平均蒸发比例分别为 28% 和 15%;东风渠、老漳河、威临渠和老沙河的平均蒸发比例分别为 29%、29%、47% 和 59%。可以看出地下水受蒸发作用影响较小;在地表水中,老沙河受蒸发作用影响最大,其次是威临渠、老漳河和东风渠,这与前文中氢氧同位素分析结果一致。

2.5 河水与地下水的水力联系

氢氧稳定同位素作为水循环研究中的示踪剂,可以有效追踪流域内径流来源,识别地表水和地下水之间的转化关系^[31]。运算过程中, $\delta(^{18}\text{O})$ 值较为稳定,可靠性强。基于质量守恒原理,运用两端元法计算地下水与地表水的转换关系,计算公式为

$$\delta_t = X\delta_u + (1-X)\delta_v \quad (6)$$

式中: X 为 2 种水体来源的混合比例; δ_t 为混合后的水体的 $\delta(^{18}\text{O})$ 值; δ_u 为水体来源 1 的 $\delta(^{18}\text{O})$ 值; δ_v 为水体来源 2 的 $\delta(^{18}\text{O})$ 值。

在运用端元法计算混合比例的过程中,氢氧同位素的含量 δ 是误差的主要来源之一。 $\delta(^{18}\text{O})$ 的值是由液态水稳定性同位素分析仪(L 2120,美国)测定得到的,其测定精度为 $\pm 0.2\text{‰}$ 。混合比例 X 的计算精度将控制在 0.2‰ 以内。因此,用这种方法计算得到的混合比例是可靠的。

2.5.1 老漳河与地下水的补排关系

研究区地下水以侧向径流的方式补给老漳河水,根据地下水流动方向、河流走势,以地下水采样点(G_{71})与老漳河水采样点(S_{12} 、 S_{14}) (图 1、2) 计算地表水与地下水的混合比例。

地下水采样点 G_{71} 的同位素组成 $\delta_v(^{18}\text{O})$ 为 -9.5‰ , 地表水采样点 S_{12} 的同位素组成 $\delta_u(^{18}\text{O})$ 为 -8.5‰ , S_{14} 的同位素组成 $\delta_u(^{18}\text{O})$ 为 -6.2‰ 。经计算得出混合比例 X 为 0.30,这表明老漳河接受了附近含水层的补给作用且地下水补给比例约为 30%。

2.5.2 老沙河与地下水的补排关系

在老沙河中下游地区,地下水接受老沙河河水的渗漏补给,根据地下水流动方向、河流走势,以地下水采样点(G_{65} 、 G_{68})与老沙河河水采样点(S_{09}) (图 1、图 2) 计算老沙河与地下水的混合比例。

地下水采样点 G_{65} 的同位素组成 $\delta_v(^{18}\text{O})$ 为 -8.7‰ , G_{68} 的同位素组成 $\delta_v(^{18}\text{O})$ 为 -8.5‰ , 地表水采样点 (S_{09}) 的同位素组成 $\delta_u(^{18}\text{O})$ 为 -7.7‰ 。经计算得出混合比例 X 为 0.20,这证实该地区地下水接受老沙河的渗漏补给这一结论,即老沙河周边的地下水约有 20% 的水体来自老沙河。

3 结论

对比各水体蒸发线与 GMWL 和 LMWL 的关系可知,地下水和地表水均主要接受大气降水补给,且各水体均受蒸发作用影响,其中地表水平均蒸发比例为 40% 左右。地下水受蒸发影响较小,平均蒸发比例约为 24%。此外,在分析地下水和地表水氢氧稳定同位素组成的基础上,发现地表水和地下水存在密切的水力联系,运用端元法计算出:老漳河接受地下水侧向径流补给所占比例约为 30%;老沙河渗漏补给附近含水层的比例约为 20%。

地表水的同位素组成受蒸发作用和水源补给差异性的共同影响,不同水源的输入使区内地表水同位素组成差异较大。潜水与承压水水力联系密切,上层同位素富集潜水的越流补给导致承压水的同位素富集。此外,承压水还接受区外深层承压水侧向补给,年龄较老的古地下水的补给输入是区内部分

承压水同位素贫化的原因。

参考文献(References):

- [1] 刘昌明. 建设节水型社会缓解地下水危机[J]. 中国水利, 2007(15): 10-13. (LIU C M. Building water-saving society and alleviating groundwater crisis [J]. China Water Resources, 2007(15): 10-13. (in Chinese)) DOI: CNKI;SUN;SLZG. 0. 2007-15-004.
- [2] 石建省, 李国敏, 梁杏, 等. 华北平原地下水演变机制与调控[J]. 地球学报, 2014, 35(5): 527-534. (SHI J S, LI G M, LIANG X, et al. Evolution mechanism and control of groundwater in the north China plain[J]. Acta Geoscientica Sinica, 2014, 35 (5): 527-534. (in Chinese)) DOI: CNKI;SUN;DQXB. 0. 2014-05-001.
- [3] 夏军. 华北地区水循环与水资源安全: 问题与挑战(一)[J]. 海河水利, 2003(3): 1-3. (XIA J. Water cycle and water resources safety in north China: problems and challenges (1)[J]. Haihe Water Resources, 2003(3): 1-3. (in Chinese)) DOI: CNKI;SUN;HHSL. 0. 2003-03-000.
- [4] 靖淑慧, 刘加珍, 陈永金, 等. 氢氧稳定同位素对东平湖旱季水环境的指示作用[J]. 南水北调与水利科技, 2019, 17(1): 120-129, 149. (JING S H, LIU J Z, CHEN Y J, et al. Indicative function of hydrogen and oxygen stable isotopes on the water environment of Dongping Lake during dry period [J]. South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology, 2019, 17 (1): 120-129, 149. (in Chinese)) DOI: 10. 13476/j. cnki. nsbdqk. 2019. 0017.
- [5] ARUMUGAM K, ELANGO VAN K. Hydrochemical characteristics and groundwater quality assessment in Tirupur region, Coimbatore District, Tamil Nadu, India[J]. Environmental Geology, 2009, 58(7): 1509-1520. DOI: 10. 1007/s00254-008-1652-y.
- [6] SONG X F, KAYANE I, TANAKA T, et al. A study of the groundwater cycle using stable isotope in Sri Lanka[J]. Hydrological Processes, 1999, 13(10): 1479-1496. DOI: 10. 1002/(SICI) 1099-1085(199907) 13: 10 <1479::AID-HYP824>3. 0. CO;2-0.
- [7] PERRY E, PAYTAN A, PEDERSEN B, et al. Groundwater geochemistry of the Yucatan Peninsula, Mexico: Constraints on stratigraphy and hydrogeology [J]. Journal of Hydrology, 2009, 367(1): 27-40. DOI: 10. 1016/j. jhydrol. 2008. 12. 026.
- [8] WANG S X. Hydrochemical and isotopic characteristics of groundwater in the Yanqi basin of Xinjiang, northwest China[J]. Environmental Earth Sciences, 2014, 71(1): 427-440. DOI: 10. 1007/s12665-013-2450-8.
- [9] 陈宗宇, 万力, 聂振龙, 等. 利用稳定同位素识别黑河流域地下水的补给来源[J]. 水文地质工程地质, 2006, 33(6): 9-14. (CHEN Z Y, WAN L, NIE Z L, et al. Identification of groundwater recharge in the Heihe basin using environmental isotopes[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2006, 33(6): 9-14. (in Chinese)) DOI: CNKI;SUN;SWDG. 0. 2006-06-002.
- [10] 庞忠和, 黄天明, 杨硕, 等. 包气带在干旱半干旱地区地下水补给研究中的应用[J]. 工程地质学报, 2018, 26(1): 51-61. (PANG Z H, HUANG T M, YANG S, et al. The potential of the unsaturated zone in groundwater recharge in arid and semiarid areas[J]. Journal of Engineering Geology, 2018, 26(1): 51-61. (in Chinese)) DOI: 10. 13544/j. cnki. jeg. 2018. 01. 006.
- [11] 宋献方, 刘鑫, 夏军, 等. 基于氢氧同位素的岔巴沟流域地表水-地下水转化关系研究[J]. 应用基础与工程科学学报, 2009, 17(1): 8-20. (SONG X F, LIU X, XIA J, et al. Interactions between surface water and groundwater in Chabagou catchment using hydrogen and oxygen isotopes[J]. Journal of Basic Science and Engineering, 2009, 17(1): 8-20. (in Chinese)) DOI: CNKI;SUN;YJGX. 0. 2009-01-003.
- [12] 钱会, 窦妍, 李西建, 等. 都思兔河氢氧稳定同位素沿流程的变化及其对河水蒸发的指示[J]. 水文地质工程地质, 2007, 34(1): 107-112. (QIAN H, DOU Y, LI X J, et al. Changes of $\delta(^{18}\text{O})$ and $\delta(\text{D})$ along Dousitu River and its indication of river water evaporation[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2007, 34(1): 107-112. (in Chinese)) DOI: CNKI;SUN;SWDG. 0. 2007-01-024.
- [13] 吴旭, 赵伟, 李杰. 邯郸市平原区浅层地下水超采区划分及治理对策[J]. 地下水, 2012, 34(3): 54-56. (WU X, ZHAO W, LI J. Division and treatment of shallow groundwater over-exploitation in Handan plain area [J]. Groundwater, 2012, 34(3): 54-56. (in Chinese)) DOI: CNKI;SUN;DXSU. 0. 2012-03-025.
- [14] 刘鹏, 赵瑞霞, 林超, 等. 邯郸平原区降水丰枯多时间尺度特性[J]. 南水北调与水利科技, 2017, 15(3): 60-66. (LIU P, ZHAO R X, LIN C, et al. Multi-time scale analysis of high/low precipitation characteristics in Handan plain area[J]. South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology, 2017, 15(3): 60-66. (in Chinese)) DOI: 10. 13476/j. cnki. nsbdqk. 2017. 03. 011.
- [15] 景成虎. 邯郸东部平原地区地热地质特征及开发利用研究[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2007. (JING C H. A study on geologic features of geothermy and its exploitation and utilization in the eastern plain of Handan[D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing), 2007. (in Chinese))

- [16] 吴润泽,吴旭. 邯郸东部平原地下水位动态变化及影响分析[J]. 水科学与工程,2020,4(1):1-4. (WU R Z, WU X. Groundwater level dynamic characteristics and influencing factors of groundwater level dynamics for eastern plain of Handan[J]. Water Sciences and Engineering Technology, 2020, 4(1): 1-4. (in Chinese)) DOI: 10. 19733/j. cnki. 1672-9900. 2020. 01. 01.
- [17] GONFIANTINI. Standards for stable isotope measurements in natural compounds[J]. Nature, 1978, 271(5645):534-536. DOI:10. 1038/271534a0.
- [18] LIU F, WANG S, WANG L S, et al. Coupling hydrochemistry and stable isotopes to identify the major factors affecting groundwater geochemical evolution in the Heilongdong Spring basin, north China[J]. Journal of Geochemical Exploration, 2019, 205. DOI: 10. 1016/j. gexplo. 2019. 106352.
- [19] CRAIG H. Isotopic variations in meteoric waters[J]. Science, 1961, 133(3465). DOI: 10. 1126/science. 133. 3465. 1702.
- [20] 李小飞,张明军,马潜,等. 我国东北地区大气降水稳定同位素特征及其水汽来源[J]. 环境科学,2012,33(9):2924-2931. (LI X F, ZHANG M J, MA Q, et al. Characteristics of stable isotopes in precipitation over northeast China and its water vapor sources[J]. Environmental Science, 2012, 33(9): 2924-2931. (in Chinese)) DOI:10. 13227/j. hjkx. 2012. 09. 009.
- [21] 王收. 黑龙洞泉域地下水循环和水化学形成机理研究[D]. 邯郸:河北工程大学,2020. (WANG S. Research on groundwater circulation and hydrochemical formation mechanism in the Heilongdong Spring basin[D]. Handan: Hebei University of Engineering, 2020. (in Chinese))
- [22] 范百龄,张东,陶正华,等. 黄河水氢、氧同位素组成特征及其气候变化响应[J]. 中国环境科学,2017,37(5):1906-1914. (FAN B L, ZHANG D, TAO Z H, et al. Compositions of hydrogen and oxygen isotope values of Yellow River water and the response to climate change[J]. China Environmental Science, 2017, 37(5): 1906-1914. (in Chinese)) DOI: CNKI; SUN; ZGHJ. 0. 2017-05-038.
- [23] 张光辉,聂振龙,王金哲,等. 黑河流域水循环过程中地下水同位素特征及补给效应[J]. 地球科学进展,2005(5):511-519. (ZHANG G H, NIE Z L, WANG J Z, et al. Isotopic characteristic and recharge effect of groundwater in the water circulation of Heihe River basin[J]. Advances in Earth Science, 2005(5): 511-519. (in Chinese)) DOI: CNKI; SUN; DXJZ. 0. 2005-05-005.
- [24] 鲍志诚,吴华武,查小惠,等. 九江地震台地下水氢氧稳定同位素变化特征及意义[J]. 水文,2020,40(5):22-27. (BAO Z C, WU H W, ZHA X H, et al. Hydrogen and oxygen isotope characteristics and significance of groundwater at Jiujiang seismic station. [J]. Journal of China Hydrology, 2020, 40(5): 22-27. (in Chinese)) DOI:10. 19797/j. cnki. 1000-0852. 20190124.
- [25] 李巧,周金龙,高业新,等. 新疆玛纳斯河流域平原区地下水水文地球化学特征研究[J]. 现代地质,2015,29(2):238-244. (LI Q, ZHOU J L, GAO Y X, et al. Groundwater hydro-geochemistry in plain of Manasi River basin, Xinjiang [J]. Geoscience, 2015, 29(2): 238-244. (in Chinese)) DOI: CNKI; SUN; XDDZ. 0. 2015-02-003.
- [26] 王亚俊,宋献方,马英,等. 北京东南郊再生水灌区不同水体氢氧同位素特征及成因[J]. 地理研究,2017,36(2):361-372. (WANG Y J, SONG X F, MA Y, et al. Characterizing the hydrogen and oxygen isotopic compositions of different waters at reclaimed water irrigated district in southeast suburb of Beijing [J]. Geographical Research, 2017, 36(2): 361-372. (in Chinese)) DOI:10. 11821/dlyj201702013.
- [27] CHEN Z Y, QI J B, XU J M, et al. Paleoclimatic interpretation of the past 30 ka from isotopic studies of the deep confined aquifer of the north China plain[J]. Applied Geochemistry, 2003, 18(7): 997-1009. DOI: 10. 1016/S0883-2927(02)00206-8.
- [28] DANSGAARD W. Stable isotopes in precipitation[J]. Tellus, 1964, 16(4): 436-468. DOI: 10. 1111/j. 2153-3490. 1964. tb00181. x.
- [29] 姜先桥,尚琳群,王永强,等. 河北省邯郸、邢台东部四县地下水越流问题的同位素分析[J]. 中国地质调查,2014,1(1):28-31. (JIANG X Q, SHANG L Q, WANG Y Q, et al. Isotonic interpretation counties of the groundwater leakage in four eastern of Handan-Xingtai region, Hebei[J]. Geological Survey of China, 2014, 1(1): 28-31. (in Chinese)) DOI:10. 19388/j. zg-dzdc. 2014. 01. 006.
- [30] LIU F, SONG X F, ZHEN P N, et al. Insights from stable isotopes of water and hydrochemistry to the evolutionary processes of groundwater in the Subei Lake basin, Ordos energy base, northwestern China [J]. Isotopes in Environmental and Health Studies, 2019, 55(5). DOI:10. 1080/10256016. 2019. 1654472.
- [31] 宋献方,刘相超,夏军,等. 基于环境同位素技术的怀沙河流域地表水和地下水转化关系研究[J]. 中国科学(D辑:地球科学),2007,37(1):102-110. (SONG X F, LIU X C, XIA J, et al. Study on the relationship between surface water and groundwater transformation

in the Huaisha River basin based on environmental isotope technology[J]. *Scientia Sinica (Terrae)*, 2007,

37(1): 102-110. (in Chinese)) DOI: 10. 3969/j. issn. 1674-7240. 2007. 01. 012.

Application of hydrogen and oxygen isotopes to trace groundwater circulation in a typical groundwater exploitation reduction area, north China plain

ZHANG Jingkun^{1,2}, LIU Fei^{1,2}, ZOU Jiawen^{1,2}, LYU Congrui¹

(1. *School of Water Conservancy and Hydroelectric Power, Hebei University of Engineering, Handan 056038, China;*

2. *Hebei Key Laboratory of Intelligent Water Conservancy, Hebei University of Engineering, Handan 056038, China)*

Abstract: The north China plain is one of the hotspots of groundwater depletion in China. The long-term groundwater over-exploitation has caused numerous geological and environmental issues such as large-scale groundwater depression cones, downward leakage from upper saline water, seawater intrusion, deterioration of water quality, etc. Since 2014, the Chinese government has initiated the groundwater exploitation reduction program to restore the groundwater resources and alleviate associated environmental problems in the north China plain. Due to the implementation of this program, the hydrological processes are expected to significantly change, and the groundwater level in some areas has shown an upward trend. The Heilonggang plain in Handan City, where the groundwater pumping reduction program yields significant effects, was selected as the study area to identify the processes of the water cycle and determine the groundwater recharge sources. The results of this study will have important implications for groundwater sustainable management in the north China plain.

Hydrogen and oxygen isotopes were used as tracers for the water cycle with groundwater-pumping reduction. Multivariate statistical methods and GIS techniques were used to interpret these isotopic data. Rayleigh fractionation equation was used to calculate the evaporation loss. The two-component method was used to reveal the interchange volume between surface water and groundwater.

Results exhibited that the stable isotope values in the surface water ranged from -6.4‰ to -4.9‰ in $\delta(^{18}\text{O})$ with an average of -5.9‰ , and from -47.5‰ to -40.2‰ in $\delta(\text{D})$ with an average of -44.9‰ in the wet season, while these values changed from -9.1‰ to -3.6‰ in $\delta(^{18}\text{O})$ with an average of -7.2‰ , and from -65.3‰ to -49.8‰ in $\delta(\text{D})$ with an average of -58.4‰ in the dry season. The isotopic compositions in surface water varied greatly from enriched isotopes in the wet season to depleted isotopes in the dry season. The slope (3.8) and the intercept (-29.2) of the surface water evaporation line were much smaller than those of the Local Meteoric Water Line, indicating that the surface water was largely affected by evaporation. The average evaporation loss of surface water was about 40%. Hydrogen and oxygen isotopic compositions in groundwater had insignificant seasonal variations. The slope of the groundwater evaporation line was 6.5, similar to that of the Local Meteoric Water Line. This phenomenon showed that the groundwater was less affected by evaporation, with an average evaporation loss of about 24%. Groundwater interacts with the local surface water frequently. The recharge ratio of groundwater to Lao Zhanghe River was about 30%. The recharge ratio of the Laosha River to the groundwater in the lower reaches was about 20%.

The groundwater and the surface water were mainly recharged by atmospheric precipitation while affected by evaporation. There was a close hydraulic relationship between surface water and groundwater. The isotopic composition of surface water was influenced by evaporation and the difference in water supply. The isotopic composition of surface water varied greatly with the input of different water sources. Phreatic water was closely related to the hydraulic relationship of confined groundwater. The isotopic enrichment in the confined groundwater indicated that the confined groundwater may be mixed with the downward flow from isotope-enriched unconfined groundwater. Additionally, the isotopic depletion of confined water in some areas may be associated with the lateral flow from old groundwater with depleted isotopes.

Key words: hydrogen and oxygen isotope; groundwater; recharge source; north China plain