



DOI: 10.13476/j.cnki.nsbdtqk.2016.02.029

陈彭, 苗晋杰, 王威, 等. 陡河流域地表水与地下水转化关系[J]. 2016, 14(2): 165-171.

CHEN Peng, MIAO Jin jie, WANG Wei, et al. Interaction between surface water and groundwater in the Dou River Basin[J]. 2016, 14(2): 165-171. (in Chinese)

陡河流域地表水与地下水转化关系

陈 彭, 苗晋杰, 王 威, 马 震, 施佩歆

(中国地质调查局 天津地质调查中心, 天津 300170)

摘要: 通过对陡河流域地表水-地下水水样的氢氧同位素分布特征进行分析,发现研究区河岸带第 N 含水层除了受大气降水、灌溉回归水入渗补给外,还接受河水早期的渗漏补给,第 0 含水层对第 0 含水层有越流补给,第 0 含水层同时也受大气降水和灌溉回归水的影响,而远离河岸带的第 0 含水层与上覆各含水层稳定同位素组成显著不同,河岸带水库附近的第 0 含水层可能受地表水库渗漏影响。河岸带地下水与地表水水力联系的变迁严格受河岸带地下水水位变化控制,如景庄子剖面的地下水埋深为5 m,雨季时河水补给地下水,旱季时地下水补给河水,而靠近地下水漏斗中心的越河乡剖面地下水水位埋深达25 m,其常年受地表水补给。

关键词: 陡河流域;氢氧同位素;地表水地下水转化;河岸带

中图分类号: P641.2 文献标志码: A 文章编号: 1672-1683(2016)02-0165-07

Interaction between surface water and groundwater in the Dou River Basin

CHEN Peng, MIAO Jin jie, WANG Wei, MA Zhen, SHI Pei xin

(Tianjin Center, China Geological Survey, Tianjin 300170, China)

Abstract: Through the study of isotopic distribution of hydrogen and oxygen in surface water and groundwater of the Dou River Basin, the results show that (1) the first aquifer in the riparian zone is recharged by precipitation, irrigation return water, and leakage from surface water; (2) the third aquifer is recharged by leakage from the second aquifer; (3) the second aquifer is also affected by precipitation and irrigation return water; and (4) the fourth aquifer has different isotopic characteristics from other aquifers, and the fourth aquifer in the riparian zone may be recharge by the leakage from the surface water reservoir. The variation of hydraulic connection between groundwater and surface water in the riparian zone is strictly controlled by the groundwater level variation. The groundwater depth at the Jing Zhuangzi profile is 5 m, and the hydraulic connection between the groundwater and river at the profile behaves naturally with river recharging groundwater during the wet season and groundwater recharging river during the dry season. The groundwater depth reaches up to 25 m at the cross river profile near to the center of the groundwater depression cone, and river recharges groundwater all the time.

Key words: Dou River Basin; hydrogen and oxygen isotope; interaction between surface water and groundwater; riparian zone

地表水-地下水转化是区域水资源评价与管理过程中最为重要的水循环过程,深入理解地表水-地下水转化关系对建立区域水循环模式、开展区域

水资源评价与管理具有重要工作具有重要意义^[1-2]。自20世纪50年代,同位素示踪技术开始应用于水循环中^[3],其中氢氧同位素技术日渐成为地表水-地下

收稿日期: 2015-01-28 修回日期: 2015-11-02 网络出版时间: 2016-04-14
网络出版地址: <http://www.cnki.net/kcms/detail/13.1334.TV.20160414.1438.009.html>
基金项目: 中国地质调查局项目(1212010634608)

Fund: Geological Survey project of China Geological Survey(1212010634608)

作者简介: 陈 彭(1982-),男,天津人,工程师,主要从事水文地质与环境地质相关研究。E-mail: mr.chenpeng@163.com.

通讯作者: 苗晋杰(1984-),男,山西河曲人,工程师,博士,主要从事水文地质与环境地质相关研究。E-mail: jj96900@163.com.

水转化关系研究过程中重要且日臻成熟的手段。

诸多学者已经在该领域做了深入研究,其中以运用同位素与水化学相结合的方法分析地表水与地下水转化关系应用较为广泛。Aravena 等^[4]研究了智利北部河水同位素演化规律,阐明了与其地下水的相互联系;Katz 等^[5]运用天然水体不同环境同位素组成特征,为研究地表水和地下水系统提供了定量研究方法;钱云平^[6]通过同位素示踪技术结合水化学特征分析不同地区地下水补给来源;宋献方^[7]通过氢氧同位素与水化学组成及流域内地形地质和水系特征,分析不同部位地表径流和地下径流对河川径流的相对贡献;苏小四^[8]在分析了流域内地下水动力场特征的基础上,应用水化学方法和同位素技术相结合的方法分析了马莲河河水与地下水的相互转化关系;苏小四^[9]运用水化学和同位素方法研究了鄂尔多斯沙漠高原大克泊湖淖地区地下水与湖水转化关系。此外还有学者在转化关系模拟以及多种水体间的转化上加以研究,王文科^[10]通过分析黄河水与地下水的补排关系的八种模式,定量模拟和评价河水与地下水的转化关系;侯典炯^[11]利用小昌马河流域上游冰雪融水及下游地下水的稳定同位素和水化学资料,对流域稳定同位素和水化学的组分特征和季节变化进行了分析;邓文平^[12]等通过对降水、土壤水、泉水氢氧同位素的变化特征分析,研究了北京西山鹫峰低山区的降水-土壤水-泉水的转化关系。本次通过分析陡河流域氢氧同位素分布特征与规律,确定不同含水层组地下水来源,以此来分析地表水与地下水的相互关系,进而揭示人类活动影响下的地表水与地下水相互作用。

1 研究区概况

研究区属暖温带湿润半湿润大陆季风性气候区,气候温和,年平均气温 12.5℃,年降水 500~750 mm,蒸发量 1 500~1 800 mm。全年日照 2 600~2 900 h,无霜期 180~190 d,降霜日数年平均 10 d 左右。区内主要发育河流为陡河、石榴河以及还乡河支流,均发源于燕山南麓丘陵地区。陡河位于滦河三角洲西部,流域面积为 1 340 km²,河道长度 120 km,流经唐山市区、农业灌溉区,直接由丰南县涧河注入渤海,陡河上游唐山市区北部的陡河水库是区内最大的地表水体,总库容 3.4 亿 m³ (图 1)。

研究区南部含水层组划分以第四纪地质时代划分为基础,依据华北平原含水层组划分原则,从新到老包含 4 个含水组(表 1),即第 \tilde{N} 、 \tilde{O} 、 \hat{O} 和 \hat{O} 含水层对应地质时代分别相当于 Q₄、Q₃、Q₂ 和 Q₁。

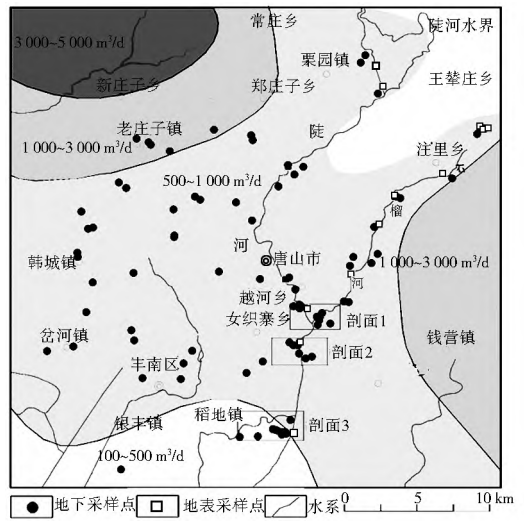


图 1 研究区采样点分布

Fig. 1 Distribution of sampling points in the study area

本研究范围选取唐山市近郊。在唐山市中心到唐山市丰南区稻地镇连线东侧的陡河河岸带,有两个重点分析剖面,其一为越河乡西越河村剖面,其二为景庄子剖面。

2 采样与测试方法

2.1 样品采集

样品采集方法参照我国水利部试行标准《同位素水文技术应用指南》:抽取至少三倍于井孔中稳定水的体积且随时跟踪测量野外数据,如温度、pH 和电导率;当这些数据稳定后,通过无污染的仪器并遵循相关采样要求来采集水样。对于稳定同位素²H、¹⁸O 和放射性同位素³H 样品,利用容积为 50 mL、500 mL 的线性聚乙稀(PE)瓶取样,直接使用螺纹盖密封。

2006 年与 2008 年进行样品采集,共 130 个稳定同位素样品(数据略)。2006 年 27 个样品主要分布在唐山市区以及灌区垂直于河岸的三个剖面上,2008 年将采样点按河岸的垂直距离将样品分为两大类——河岸带和远离河岸带,分别刻画研究区内地下水区域流场及河岸带地下水稳定同位素分布特征。河岸带重点分析陡河灌区中越河和景庄子两个剖面上稳定同位素特征,确定地表水与地下水的水力联系,在此基础上判断河岸带地下水的补给水源。见图 1 中的剖面 1、剖面 2。

2.2 分析测试

稳定同位素²H、¹⁸O 样品测试在中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室稳定同位素实验室进行,²H 和¹⁸O 的前处理分别采用铬还原和 CO₂ 平衡法。在一定真空条件下,高温(800℃~850℃)环境中,2 μL 水样与金属铬静态反应 5 s,使水中的氢完全转化为 H₂。12~50 Pa 压

表 1 第四系含水组水文地质特征
Tab. 1 The hydrogeological characteristics in the quaternary aquifer

含水组		含水组的地质特征					
地质时代	组别	含水组底板埋深 /m	含水组底界(组间)隔水层		含水层岩性	含水层厚度/m	
			岩性	厚度/m		总厚	单层厚
Q ₄	N	5~ 15	粉质黏土为主	2~ 6, 局部 10	粉细砂及砂砾石	8~ 15, 最大 25, 近山 < 5	4~ 15
Q ₃	0	40~ 120	粉质黏土	6~ 8, 局部 20	砂砾卵石, 砂含砾卵石及细中砂	20~ 80	10~ 20
Q ₂	0 1	50~ 200	粉质黏土, 局部为黏土	5~ 20, 局部 30	砂砾卵石, 砂含砾卵石为主, 其次为中细砂	40~ 80 及 20~ 40	8~ 20
Q ₁	0 2	100~ 300	以粉质黏土为主, 局部为黏土	5~ 10, 局部 30	砂砾卵石(局部含土), 砂含砾卵石为主, 其次为中细砂	20~ 60	10~ 40
Q ₁	0	400~ 450	黏土及粉质黏土, 局部为石灰岩	5~ 20	砂卵石(局部含土, 东部为风化砂砾卵石), 砂含砾卵石为主	20~ 80	10~ 40

力条件下3~ 10 mL 水样与 CO₂ 在 25 °C 水浴条震荡器中震荡 4 h 后, 收集与水样达到水气平衡的 CO₂。将收集到的 H₂ 与 CO₂ 分别在 MAT 253 同位素比值质谱上测试, 测试误差分别为 ±0.1‰ 和 ±0.02‰(VSMOW 标准)。放射性同位素 ³H 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实验室进行, 采用蒸馏与电解富集(20 倍)流程, 之后在 Quantulus 1220 液体闪烁计数器上测试, 检测限为 0.3 TU。

3 结果与讨论

3.1 地表水中同位素分布特征

区内地表水稳定同位素组成见表 2。区内地表水稳定同位素组成皆分布在当地大气降水线(LMWL)右下方, 构成一条斜率远小于雨水线的蒸发线(LEL), 斜率仅为 4.6(n = 15, R² = 0.74)(图 2)。2006 和 2008 两年陡河水库的 δ¹⁸O、δ²H 值分别为: -4.2‰、-38.6‰ 和 -6.2‰、-57.4‰, 差别较大, 推测原因为降雨量、蒸发量以及水库调水量的年际间差异所致。

表 2 河水稳定同位素组成

Tab. 2 The composition of stable isotopes in the Dou River

陡河		石榴河			
编号	δ ² H (‰)	δ ¹⁸ O (‰)	编号	δ ² H (‰)	δ ¹⁸ O (‰)
EE02	-57.4	-6.2	DD16	-61.7	-7.8
S1	-38.6	-4.2	DD17	-63.0	-8.0
EE11	-58.2	-7.3	DD23	-60.2	-7.3
EE10	-56.6	-6.5	EE08	-58.9	-7.4
EE09	-57.0	-6.8	EE14	-62.1	-7.7
BB07	-58.4	-6.3 河	HH07	-63.8	-7.4
AA08	-51.2	-4.7	BB13	-58.0	-6.2
			BB04	-57.0	-6.3

陡河上 5 个地表水的稳定同位素 δ¹⁸O 值为 -7.3‰~ 4.7‰, 从上游到下游存在富集重同位素的趋势(图 2), 表明从出山口到河流下游, 地表水径流速度减缓, 蒸发作用加强。离水库出口处 8.5 km 的 EE11 为 -7.3‰(δ¹⁸O) 到景庄子处 AA08 为 -4.7‰(δ¹⁸O)。

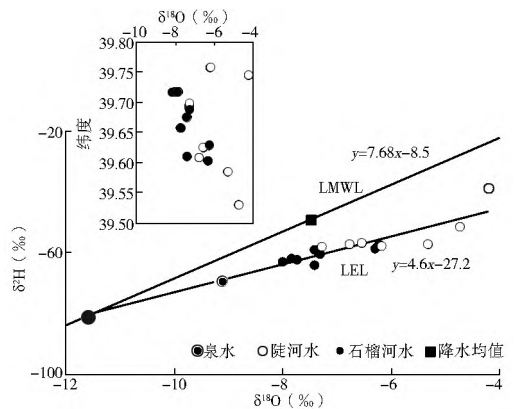


图 2 研究区地表水氢氧稳定同位素关系

Fig. 2 Relationship between hydrogen and oxygen stable isotopic composition in surface water of the study area

石榴河上游李家套至下游与陡河汇合处 8 个样品, δ¹⁸O 稳定同位素在(-8.0‰, -6.3‰) 范围内变化, 沿流向无明显变化规律(图 2)。石榴河河水各采样点同位素组成相近, 且与陡河河水稳定同位素组成相比贫重同位素, 可能原因是受矿坑排水影响, 河水流速快影响蒸发时长。在石榴河河水汇入陡河干流前, 陡河河水 δ¹⁸O 平均值为 -6.7‰(δ¹⁸O), 石榴河河水 δ¹⁸O 平均值为 -7.2‰, 两河汇入点下游 200 m 处样品 BB6 的 δ¹⁸O 为 -6.3‰, 即石榴河河水的汇入并未造成陡河干流地表水贫重同位素, 表明陡河上游水对下游河水的贡献占主导地位。

虽然同位素组成差异较大, 但陡河和石榴河地

表水落在同一条蒸发线上且与当地大气降水线相交于(-11.6‰ - 80.6‰), 显示该区河水来源的多年平均稳定同位素组成一致, 即具有共同的补给源。根据高程效应所述大气降水稳定同位素组成与高程的关系。可通过下述方程计算出河水水源的补给高程:

$$H = \frac{\delta^{18}O_r - \delta^{18}O_a}{\text{grad}^{18}O_r} + h \quad (1)$$

式中: H 为补给高程; $\delta^{18}O_r$ 为补给高程处大气降水稳定同位素组成, 为 -11.6‰; $\delta^{18}O_a$ 为监测站当地大气降水平均组成, 为 -7.5‰; h 为监测站地面高程, 为 3 m; $\text{grad}^{18}O_r$ 为流域内降水 $\delta^{18}O$ 随高程变化的梯度值, 取 -0.58‰/100 m。

计算可得, 河水水源的补给高程为 710 m。根据这一高程值, 结合燕山北部山脉高度可以确定出研究区的汇水面积。

3.2 地下水同位素分布特征

如图 3 所示, 相对于远离河岸带地区的稳定同位素组成, 河岸带地区地下水富集重同位素。非河岸带 37 个地下水样品中 22 个样品的 $\delta^{18}O$ 集中在 (-9.1‰ ~ -8.0‰) 范围内变化, 其余样品富集重同位素。河岸带 $\delta^{18}O$ 变化范围较大, 与地表水稳定同位素分布范围重合, 57 个地下水样品中 47 个样品的 $\delta^{18}O$ 集中在 (8.0‰ ~ -6.0‰) 范围内, 说明地表水与地下水有密切的水力联系。

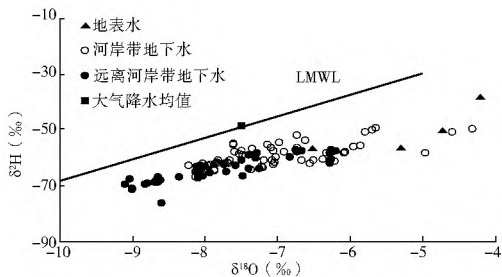


图 3 研究区地下水中氢氧稳定同位素

Fig. 3 The hydrogen and oxygen stable isotopic composition in groundwater of the study area

34 个远离河岸带地区地下水 3H 含量分布范围为 (0.3 TU ~ 14.9 TU)。58 个河岸带地下水样 3H 含量分布范围为 2.1 TU ~ 13.7 TU, 未发现明显受核爆影响时期补给的地下水, 可能原因是研究区含水层不同年龄段地下水混合作用强烈, 消除了 1963 年 3H 峰痕迹。

3.2.1 远离河岸带地下水同位素分布特征

远离河岸带各含水层地下水中稳定同位素组成见图 4。从图中可以看出, 第 0、0、N 各含水层中地下水稳定同位素组成在混合线上, 而深部第 0 含

水层的地下水样 KK02 稳定同位素组成偏离此混合线。可能原因是该样品代表了更新世冷湿气候时的大气降水稳定同位素组成, 其 1.2 TU 的低 3H 含量也证明了其为老水补给。

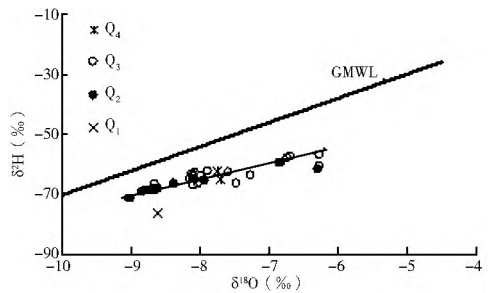


图 4 远离河岸带不同深度含水层地下水稳定同位素散点图

Fig. 4 The composition diagram of stable isotope in aquifers with different depths of the non-riparian zone

第 0 含水层各样品稳定同位素 $\delta^{18}O$ 分布范围为 -6.3‰ ~ 9.0‰, 除 CC06 和 KK01 蒸发信号稍强, 其他点 $\delta^{18}O$ 稳定同位素值均小于 -8.0‰; 3H 含量范围为 (< 0.3 TU ~ 7.0 TU), 平均值为 2.7 TU。郑庄子灌区采样点 CC06 的 3H 含量为第 0 含水层中浓度最高点, 达 7.0 TU, 显示了灌区导致的地下水含水层开放系统下的水分蒸发或者浅层含水层对深部含水层的越流补给; 而 KK01 为市区深层供水井, 同样富集水分子稳定同位素, 但其 3H 含量仅为 2.6 TU, 显示出与灌区不一样的地下水径流特征; 第 0 含水层的 DD02 和 DD03 分别为许各寨的供水井和灌区井, 两者稳定同位素组成类似, 但 3H 含量分别为 0.5 TU 和 6.9 TU, 显示出地下水不同利用方式下局部地下水流系统的径流速度差别。 3H 含量显示该含水层南部地下水年龄为 35~55 a, 北边局部地区地下水年龄约为 35 a, 见图 5。

第 0 含水层地下水稳定同位素 $\delta^{18}O$ 分布范围与第 0 含水层相同, 20 个样品除 DD08 和 CC24 外, 其余 18 个样品 $\delta^{18}O$ 值大于 -8.1‰; 3H 含量范围为 (0.2 TU ~ 14.9 TU), 平均值为 7.2 TU, 且 $\delta^{18}O$ 贫化的檀家庄 DD08 和韩城镇 CC24 的 3H 含量分别为 0.2 TU 和 2.6 TU, 为第 0 含水层中 3H 含量较低的样品, 表明其在含水层中滞留时间相对较长。稳定同位素和氡含量数据反映了檀家庄和韩城镇含水层中封闭性较好, 地下水受经过蒸发作用而后入渗补给的地下水影响较小。另外, 第 0 含水层中南部岔河镇井深分别为 50 m 和 60 m 的 CC30 和 CC31, 其 3H 含量也相对较低, 分别为 0.2 TU 和 1.2 TU, 表明唐山南部灌区相对北部老庄子、曹家口地区 (这两个地方 Q3 含水层中地下水 3H 含量均大于 10 TU) 地下水径流速度缓慢。 3H 含量显示该

含水层地下水的平均年龄为 35 a, 但南部和北部存在显著差异, 见图 5。

研究区第 \tilde{N} 含水层的分布范围有限, 加之由于地下水位的下降导致的局部地区该含水层消失, 该含水层仅采集两个地下水样品, 其稳定同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 值均为 -7.7‰ , 从北往南, HH01 和 DD09 的 ^3H 含量分别为 10.4 TU 和 5.3 TU 。造成两个浅层地下水中 ^3H 含量差异较大的原因较多, 如: 地质结构的原因, 北部沉积物较松散, 易于接受大气降水的垂直补给; 其次 HH01 为灌区井, 灌溉用水量较大导致循环速度较快。此外, 美国地质调查局于 1996 年季风季节前后分别测量唐山地区地下水位, 结果显示水位埋深 10 m 以浅地区季风后地下水位明显抬升, 而水位埋深大于 10 m 时水位变化不明显, 说明当地下水水位埋深小于 10 m 时, 地下水含水层接受大气降水的垂直补给滞后效应不明显。

根据研究区远离河岸带沿流线(自北向南)不同深度地下水中 ^3H 与 $\delta^{18}\text{O}$ 的分布情况(图 5), 从北往南, 随井深度增加, 地下水中 ^3H 含量减小, 表示经过近 30 多年剧烈的地下水开采, 由北向南的区域地下水流未发生变化, 但仍存在局部地下水抽水控制的地下水循环, 或者是不同成井工艺造成含水层的封闭程度不一致而导致的假象。氧同位素分布显示出与 ^3H 分布的一致性。 ^3H 含量较大的北部含水层地下水中氧同位素呈普遍的富集现象, 反映了地下水的垂直入渗补给。

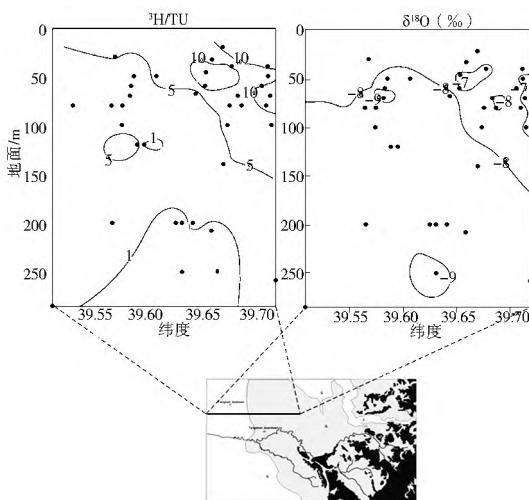


图 5 远离河岸带不同深度 ^3H 、 $\delta^{18}\text{O}$ 沿地下水流向分布

Fig. 5 Distribution of hydrogen and oxygen stable isotopes along the groundwater flow in aquifers with different depths of the non-riparian zone

3.2.2 河岸带地下水中同位素分布规律

河岸带各含水层地下水中稳定同位素组成(图 6)与远离河岸带的趋势相同, 各含水层地下水稳定

同位素组成落在一条混合线上, 但河岸带第 \tilde{N} 含水层 3 个采样点稳定同位素组成也在混合线上。采样点陡河水库旁的 KK03、越河剖面上的供水井 N1-1 和唐山市区啤酒厂 Z3 的稳定同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 分别是 -5.2‰ 、 -8.2‰ 、 -9.1‰ , 其 ^3H 分别为 13.7 TU 、 2.9 TU 和 $< 0.3\text{ TU}$, 反映出 KK03 受近期水补给, 可能是水库水的渗漏, 而 Z3 为老水补给。与远离河岸带相比, 河岸带地下水稳定同位素普遍富集重同位素, 受蒸发影响程度更大。

第 0 各样品稳定同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 分布范围为 $(-6.6\text{‰}, -8.1\text{‰})$ 。 ^3H 含量范围为 $(2.1\text{ TU} \sim 8.8\text{ TU})$, 平均值 5.6 TU 显著高于远离河岸带 Q_2 含水层的平均 ^3H 含量。相同灌溉方式下, 河岸带地下水稳定同位素富集重同位素且 ^3H 含量普遍偏高, 显示出强烈蒸发的地表水体的稳定同位素特征和高速径流特点。

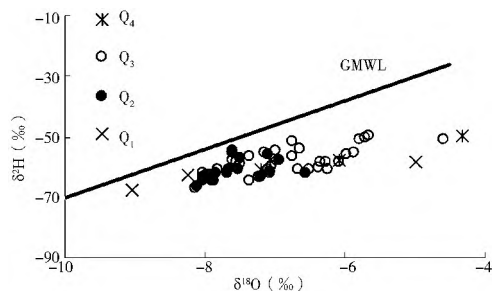


图 6 河岸带不同深度含水层地下水稳定同位素散点图

Fig. 6 The composition diagram of stable isotope in aquifers with different depths of the riparian zone

第 0 含水层 34 个地下水稳定同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 分布范围 $(-4.6\text{‰} \sim 8.1\text{‰})$ 。 ^3H 含量范围为 $(2.7\text{ TU} \sim 11.1\text{ TU})$, 平均值为 7.5 TU 。地下水稳定同位素与远离河岸带地下水 ^3H 含量分布范围及平均值相差不大, 而稳定同位素略富集重同位素(表 4), 表明河岸带与远离河岸带 Q_3 含水层地下水的径流速度一致, 其稳定同位素富集为河岸带浅部含水层富集重同位素补给导致。河岸带 Q_3 含水层与其下覆 Q_2 含水层稳定同位素相比, 富集重同位素, 也验证了上述结论。

第 \tilde{N} 含水层 2 个样品 FF07 和 FF06 的稳定同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 值分别为 -4.3‰ 和 -6.1‰ , 两个样品均采自于景庄子剖面上, ^3H 含量分别为 11.6 TU 和 6.9 TU , 井深分别为 20 m 和 30 m , FF07 与河流距离更近。稳定同位素富集的点地下水循环更活跃, 符合河岸带灌区地下水循环的一般规律。但是, 两个距离近、井深一致的采样点, 其稳定同位素和 ^3H 却显示出较大的差异, 可能还是与两个井的成井工艺相关。

表 4 远离河岸带和河岸带各含水层 $\delta^2\text{H}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 和 ^3H 分布范围和平均值Tab. 4 The distribution range and average value of $\delta^{18}\text{O}$, ^3H , and TDS in groundwater of the riparian and non-riparian zones

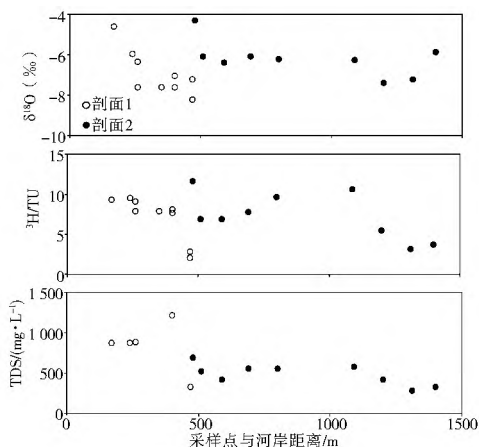
采样点	含水层	采样量	$\delta^2\text{H}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	^3H /TU
远离河岸带	\tilde{N}	2	(- 64.9~ - 62.3)	(- 7.7~ - 7.7)	(5.3~ 10.4)
	\hat{O}	20	(- 71.2~ - 57.0) - 63.4	(- 9.0~ - 6.3) - 7.7	(0.2~ 14.9) 7.2
	\acute{O}	11	(- 71.1~ - 59.6) - 66.9	(- 9.0~ - 6.3) - 8.3	(0.0~ 7.0) 2.7
	\hat{O}	1	- 76.3	- 8.6	1.2
河岸带	\tilde{N}	3	(- 60.8~ - 49.6) - 58.5	(- 7.2~ - 4.3) - 6.2	(6.9~ 11.6) 8.5
	\hat{O}	34	(- 67.0~ - 49.4) - 58.2	(- 8.1~ - 4.6) - 6.9	(2.7~ 11.1) 7.5
	\acute{O}	16	(- 66.6~ - 54.9) - 61.4	(- 8.1~ - 6.6) - 7.5	(2.1~ 8.8) 5.6
	\hat{O}	3	(- 67.4~ - 58.3) - 62.8	(- 9.1~ - 5.0) - 7.4	(0.0~ 13.7) 5.5

上述分析和表 4 显示, 远离河岸带地下水 4 个含水层从 Q1 到 Q4, $\delta^2\text{H}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 富集重同位素, 显示出蒸发作用对 4 个含水层的影响逐步加强, 与此对应的是地下水中 ^3H 含量增加, 揭示了从深往浅地下水在含水层中的滞留时间较短, 循环速率加快; 而河岸带各含水层受蒸发影响更为强烈, 地下水滞留时间更短, 第 \hat{O} 、 \acute{O} 含水层之间的水力联系更加紧密。

研究区地下水主要开采层为第 \hat{O} 、 \acute{O} 含水层, 第 \hat{O} 含水层为农灌区开采层, 第 \acute{O} 含水层为生活和工业用水开采层。远离河岸带和河岸带第 \hat{O} 含水层中地下水比第 \acute{O} 含水层中地下水对蒸发作用的响应更加明显。

3.3 河流和河岸带含水层之间的水力联系

沿陡河流向, 灌区上游到下游的西越河和景庄子布设两条垂直于河岸的剖面, 以下简称剖面 1 和剖面 2 (图 1 需加上剖面位置)。剖面 1 各点分布在河岸到离河岸 0.5 km 的范围内, 剖面 2 各采样点分布在离河岸 0.5~1.5 km 的范围内 (图 7)。两个剖面上地下水水分子稳定同位素相对同样深度的远离河岸带地下水都富集重同位素, 显示出受蒸发作用明显的特征, 结合两个剖面上地下水位差异, 可以观察出水位下降条件下河水与地下水水力联系的变化。

图 7 河岸带地下水 $\delta^{18}\text{O}$ 、 ^3H 、TDS 随河岸距离变化图Fig. 7 Variations of $\delta^{18}\text{O}$, ^3H , and TDS in groundwater of the riparian zone with the riparian distance

剖面 1 上 9 个采样点, 除两个供水井深度分别为 120 m 与 300 m, 还有 AA02 位于第 \tilde{N} 含水层外, 其余各点均位于第 \hat{O} 含水层。图 7 表明, 随着采样点靠近河岸带, 地下水中 $\delta^{18}\text{O}$ 、 ^3H 含量均有增加, 显示了河流对地下水的补给, 且蒸发信号强烈。 ^3H 含量随河岸距离的变化还指示了垂直河岸带的流线的方向。

剖面 2 上 9 个采样点, FF06 和 FF07 处于第 \tilde{N} 含水层外, 其余各点为第 \hat{O} 含水层。除 FF07 稳定同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 -4.3‰, 远离河岸的 FF02 和 FF03 的 $\delta^{18}\text{O}$ 值分别为 -7.4‰ 和 -7.2‰, 其余各点分布范围为 (-5.9‰ - 6.4‰), 与远离河岸带第 \hat{O} 含水层地下水稳定同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 相比, 显著富集重同位素, 表明了河水的补给。没有剖面 1 上变化趋势明显。 ^3H 含量在 (3.2 TU, 11.6 TU) 范围内, 平均值为 7.3 TU, 与采样点与河岸距离远近无明显关系。

与剖面 1 不同的是, 剖面 2 上无论 $\delta^{18}\text{O}$ 组成或者 ^3H 含量变化与采样点与河岸距离远近都无明显相关关系。造成这个变化的原因是景庄子剖面上, 地下水埋深较浅, 地下水与河水的交换仍保持着受降雨控制的相互关系。雨季, 河水补给地下水; 旱季, 地下水补给河水。景庄子剖面上虽然存在着稳定同位素富集指示了河水补给, 但是受地下水与河水补排关系的改变, 原始的 ^3H 含量变化趋势受扰动。而剖面 1 因为地处唐山市漏斗中心, 地下水水位埋深达 25 m, 天然背景下受降水控制的河流与地下水相互关系改变为河水单方面补给含水层。无含水层反向补给河流的过程, 地下水中 ^3H 和稳定同位素均保持着河流补给含水层的信号。

4 结论

(1) 河岸带第 \tilde{N} 含水层受大气降水、灌溉回归水入渗补给外, 还有河水早期的渗漏补给; 第 \hat{O} 含水层除接受第 \acute{O} 含水层的越流补给外, 还接受大气降水

和灌溉回归水的补给; 远离河岸带第 0 含水层与上覆各含水层稳定同位素组成显著不同, 而河岸带水库附近第 0 含水层稳定同位素组成与水库水组成接近, 推测受地表水库渗漏影响;

(2) 河岸带地下水与地表水水力联系的变迁严格受河岸带地下水水位变化控制。景庄子剖面地下水埋深为 5 m, 该剖面上地下水与河水的关系仍然保持着天然状态。雨季, 河水补给地下水; 旱季, 地下水补给河水。靠近地下水漏斗中心的越河剖面上地下水水位埋深达 25 m, 该剖面上地下水常年受地表水补给。

致谢: 本项目在研究开展过程中得到中国科学院地质与地球物理研究所庞忠和研究员和袁利娟博士的大力帮助, 特此表示感谢!

参考文献(References):

- [1] DU Shang hai, SU Xiaosi, ZHANG Weirjing. Effective storage rates analysis of groundwater reservoir with surplus local and transferred water used in Shijiazhuang City, China[J]. Water and Environment Journal, 2013(27): 157-169.
- [2] SU Xiaosi, XU Wei, DU Shang hai. Responses of groundwater vulnerability to artificial recharge under extreme weather conditions in Shijiazhuang City, China[J]. Journal of Water Supply: Research and Technology- Aqua. 2014, 63(3): 224-238.
- [3] 平建华, 曹剑锋. 同位素技术在黄河下游河水侧渗影响范围研究中的应用[J]. 吉林大学学报: 地球科学版, 2004, 7, 34(3): 400-404. (PING Jianhua, CAO Jianfeng. Application of isotopic technique in the research of the affected range of lateral seepage of the downr Yellow River water[J]. Journal of Jiling University: Earth Science Edition, 2004, 34(3): 400-404. (in Chinese))
- [4] Aravena R, Suzuki O. Isotopic evolution of river water in the Northern Chile region[J]. Water Resour Res, 1990, 26(12): 1887-1895.
- [5] Katz B G, Coplen T B, Bullen T D. Use of Chemical and Isotopic Tracers to Characterize the Interactions Between Ground Water and Surface Water in Mantled Karst[J]. Ground Water, 1997, 35: 1014-1028.
- [6] 王文科, 孔金玲, 段磊, 等. 黄河流域河水与地下水转化关系研究[J]. 中国科学 E 辑技术科学. 2004, 34(增刊): 23-33. (WANG Weir ke, KONG Jir ling, DU AN Lei, et al. Transforming Relationship between Surfacewater and Groundwater in the Yellow River basin. [J] Science in China; Ser. E. 2004, 34 (supplement): 23-33. (in Chinese))
- [7] 钱云平, 林学钰, 秦大军, 等. 应用同位素研究黑河下游额济纳盆地地下水[J]. 干旱区地理. 2005, 28(5): 574-580. (QIAN Yur ping, LIN Xue yu, QIN Da jun, et al. Study on groundwater of the Ejin Basin at the lower reaches of the Heihe River using isotopes[J]. Arid Land Geography. 2005, 28(5): 574-580. (in Chinese))
- [8] 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(11): 102-110. (SONG Xiarfang, LIU Xiangchao, XIA Jun, et al. Study on transforming relationship between surfacewater and groundwater in the Huai shahe river basin using isotopes[J]. Science in China Series D: Earth Sciences, 2007, 37(11): 102-110. (in Chinese))
- [9] 侯典炯, 秦翔, 吴锦奎, 等. 小昌马河流域地表水-地下水同位素与水化学特征及转化关系[J]. 冰川冻土, 2012, 34(3): 698-705. (HOU Dian jiong, QIN Xiang, WU Jir kui, et al. Isotopic, Chemical Characteristics and Transforming Relationship between Surfacewater and Groundwater in the Xiaochangma River Basin[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2012, 34(3): 698-705. (in Chinese))
- [10] 苏小四, 万玉玉, 董维红, 等. 马莲河河水与地下水的相互关系: 水化学和同位素证据[J]. 吉林大学学报: 地球科学版. 2009, 39(6): 1087-1094. (SU Xiaosi, WAN Yur yu, DONG Weir hong, et al. Hydraulic Relationship Between Malianhe River and Groundwater: Hydrogeochemical and Isotopic Evidence[J]. Journal of Jilin University: Earth Science Edition, 2009, 39(6): 1087-1094. (in Chinese))
- [11] 邓文平, 余新晓, 贾国栋, 等. 北京西山鹫峰地区氢氧稳定同位素特征分析[J]. 水科学进展. 2013, 24(5): 642-650. (DENG Weir ping, YU Xir xiao, JIA Guo dong, et al. An analysis of characteristics of hydrogen and oxygen stable isotopes in Jirufeng Mountain areas of Beijing[J]. Advances in Water Science, 2013, 24(5): 642-650. (in Chinese))
- [12] 苏小四, 王小元, 万玉玉, 等. 大克泊湖淖地区地下水-湖水转化关系研究[J]. 人民黄河, 2011, 33(7): 73-75. (SU Xiaosi, WANG Xiaoyuan, WAN Yur yu, et al. Research on interaction of surface water and groundwater of Dakebo Lake watershed[J]. Yellow River, 2011, 33(7): 73-75. (in Chinese))