

DOI:10.3876/j.issn.1000-1980.2020.01.002

基于氡同位素的河水与地下水水力交换研究

余钟波^{1,2,3},李敏娟^{1,2,3},刘芸辰⁴,李根⁴,衣鹏^{1,2,3}

(1. 河海大学水文水资源与水利工程科学国家重点实验室,江苏 南京 210098;
2. 河海大学全球变化与水循环国际合作联合实验室,江苏 南京 210098;
3. 河海大学水文水资源学院,江苏 南京 210098; 4. 泰州市水利局海陵分局,江苏 泰州 225300)

摘要:选取氡同位素(²²²Rn)作为地表水与地下水水力交换过程的天然示踪剂,探明不同河段多水源水力关联关系及海陵区水循环特征。对新通扬运河海陵段进行河水及附近地下水采样,定性分析河水与地下水水力联系过程,建立河道氡一维稳定流模型及流量平衡模型,定量辨识地下水入流和河水渗漏机制。结果表明,新通扬运河海陵段的地下水补给主要发生在R3~R4、R7~R9河段,支流汇入、汇出对干流影响较小。模拟的地下水入流和河水渗漏结果显示河道中存在河水和地下水相互作用。利用河道氡一维稳定流模型得到详细的河水与地下水的水力联系情况,所得结果与定性分析结果一致。河道氡一维稳定流模型中,上下游流量为特别敏感参数,上下游河水内氡活度浓度为比较敏感参数。

关键词:氡同位素;河道氡一维稳定流模型;地下水;河水;水力交换;新通扬运河海陵段

中图分类号:TV214 **文献标志码:**A **文章编号:**1000-1980(2020)01-0008-06

Study on hydraulic exchange of river water and groundwater based on radon isotope

YU Zhongbo^{1,2,3}, LI Minjuan^{1,2,3}, LIU Yunchen⁴, LI Gen⁴, YI Peng^{1,2,3}

(1. State Key Laboratory of Hydrology-Water Resources and Hydraulic Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, China;
2. Joint International Research Laboratory of Global Change and Water Cycle, Nanjing 210098, China;
3. College of Hydrology and Water Resources, Hohai University, Nanjing 210098, China;
4. Hailing Branch of Taizhou Water Resources Bureau, Taizhou 225300, China)

Abstract: This work selected ²²²Rn as a natural tracer to study the hydraulic exchange processes between the river water and the groundwater in Hailing section, Taizhou City. Samples of river water were collected from the Xintongyang Canal and samples of groundwater containing ²²²Rn were collected from the study area. The hydraulic relationship between river and groundwater was analyzed quantitatively. Based on a 1-D steady state model and a flow balance model, the groundwater inflow and the river water leakage were calculated separately. The ²²²Rn tracer results show that the groundwater inflow mainly occurred during two sections of the Xintongyang Canal, R3~R4 and R7~R9, and the tributaries had little effect on the ²²²Rn activity of river reach. Besides, there is an interaction between river and groundwater along the river. Furthermore, the results of the ²²²Rn method are consistent with the results in qualitative analysis. The upstream flow and downstream flow are the most sensitive parameters of the 1-D steady state model, while the ²²²Rn activity of river is a relatively sensitive parameter.

Key words: ²²²Rn isotope; 1-D steady state model of radon isotope in river; groundwater; river water; hydraulic exchanges; Xintongyang Canal in Hailing section

基金项目: 国家重点研发计划(2016YFC0402710);国家自然科学基金(51539003, 41761134090)

作者简介: 余钟波(1964—),男,教授,博士,主要从事水文水资源研究。E-mail:zyu@hhu.edu.cn

引用本文: 余钟波,李敏娟,刘芸辰,等.基于氡同位素的河水与地下水水力交换研究[J].河海大学学报(自然科学版),2020,48(1):8-13.

YU Zhongbo, LI Minjuan, LIU Yunchen, et al. Study on hydraulic exchange of river water and groundwater based on radon isotope [J]. Journal of Hohai University (Natural Sciences), 2020, 48(1): 8-13.

地表水和地下水之间存在着复杂的水力联系,在生态环境保护、水资源开发利用与管理方面应该作为一个统一的水文循环系统^[1-3],但是不同流域尺度下的地下水与地表水的观测及量化工作开展较为困难^[4-5]。

放射性同位素²²²Rn 被认为是示踪地下水和地表水之间水力交换的理想示踪剂。近年来,氡同位素示踪剂法已经广泛运用于研究地表水和地下水联系中^[6-8]。国内学者利用²²²Rn 研究水文过程起步较晚,利用其研究地表水体和地下水转化方面的研究较少。Wu 等^[9]在黑河张掖以下 42 km 长的河道内布设了 5 个河水监测点,分段建立河道氡一维稳定流模型,计算得出河段的地下水入流量在 0.009 3 ~ 0.876 m³/s 之间;Su 等^[10]提出了一种新型的河道氡一维稳定流模型,将那棱格勒河分 3 部分进行研究,得到地下水补给和河水泄漏的情况,并运用流量模型进行了验证;骆欢等^[11]利用 ²²²Rn 识别了江苏东台某闸塘地下水入渗点,建立氡箱模型估算出了地下水入渗量;张晓洁等^[12]按季度对黄河下游利津水文站至黄河口区间 100 km 河道内的地下水进行了 5 次调查,得出结论:各采样点水体中²²²Rn 浓度变化均呈现出夏季略低于冬季的分布特征,水体停留时间和黄河径流量变化是影响²²²Rn 活度浓度变化的主要原因。

本研究区域为江苏省泰州市海陵区,地处长江水系与淮河水系的交汇处,为平原河网地区,境内河流纵横、水网密集,地下水与地表水联系密切且复杂,相关研究较少,无长序列流量数据,很难获取含水层厚度和渗透系数等地下水参数的最佳约束值。

选定新通扬运河海陵段,通过实地采集河水、浅层地下水样本,分别测量样本中²²²Rn 活度浓度,定性分析河水和地下水的水力联系过程,建立河道氡一维稳定流模型和流量平衡模型,定量辨识地下水入流和河水渗漏机制,进一步验证氡同位素在对河水和地下水的水力联系研究中进行定性分析及定量计算时具有良好的可操作性,在缺乏水文气象资料和长序列流量资料的平原河网地区的水资源总量计算中具有应用前景。

1 材料与方法

1.1 研究区域概况

海陵区属江淮冲积平原,地处江苏省中部、长江中下游北岸,长江三角洲与里下河平原交界处,位于 119°48'E ~ 119°59'E、32°27'N ~ 32°34'N。区域总面积 152.2 km²,境内以平原、圩洼为主,区内地势平坦。水文地质条件具有三角洲相特征,其间有多层富水性砂层叠置分布,蕴藏有丰富的地下水资源。海陵区属北亚热带湿润季风气候区,四季分明,无霜期长,热量充裕,降水丰沛,年平均气温在 13.9 ~ 15.7℃ 之间,年平均降水量 1 049.1 mm。

1.2 样品采集

1.2.1 数据采集

采样点坐标位置利用手持 GPS(eTrex ® 20, GARMIN) 记录。采样期间的风速、气温及空气相对湿度数据由便携式环境监测仪(RH87, OMEGA)测得。河道的水深来自泰州水资源公报,河长、河宽由 Landsat 卫星影像(<http://www.gscloud.cn/>)测得。

1.2.2 样本采集

2018 年 9 月对海陵区河水、地下水进行样品采集,地下水均取自居民用井。共布设 14 个河水采样点(新通扬运河 R1 ~ R9,支流 T1 ~ T5),以及 6 个地下水采样点(编号 G1 ~ G6),样本分布如图 1 所示。

1.2.3 数据分析

水样采集后带回河海大学水文水资源与水利工程国家重点实验室,利用 RAD7 测氡仪对水样中²²²Rn 含量进行测试。根据测试时间与采样的时间间隔,对测试结果的²²²Rn 含量进行衰变修正^[12]:

$$A = A_m e^{t/132.4} \tag{1}$$

式中:A——取样时刻水体的²²²Rn 活度浓度,Bq/m³;A_m——测试时刻的²²²Rn 活度浓度,Bq/m³;t——测试与采样的时间间隔,h。

1.3 研究方法

1.3.1 氡同位素示踪原理

氡是元素周期表中第六周期的零族元素,原子系数 86,是一种天然存在的无色无味的放射性惰性气体^[13]。地下水中的²²²Rn 主要来自土壤、岩石中的铀(²²⁶Ra)衰变^[14]。

氡同位素作为示踪地下水入流的理想示踪剂有以下显著的优点^[15-19]:(a) 氡存在于所有的地下水系统

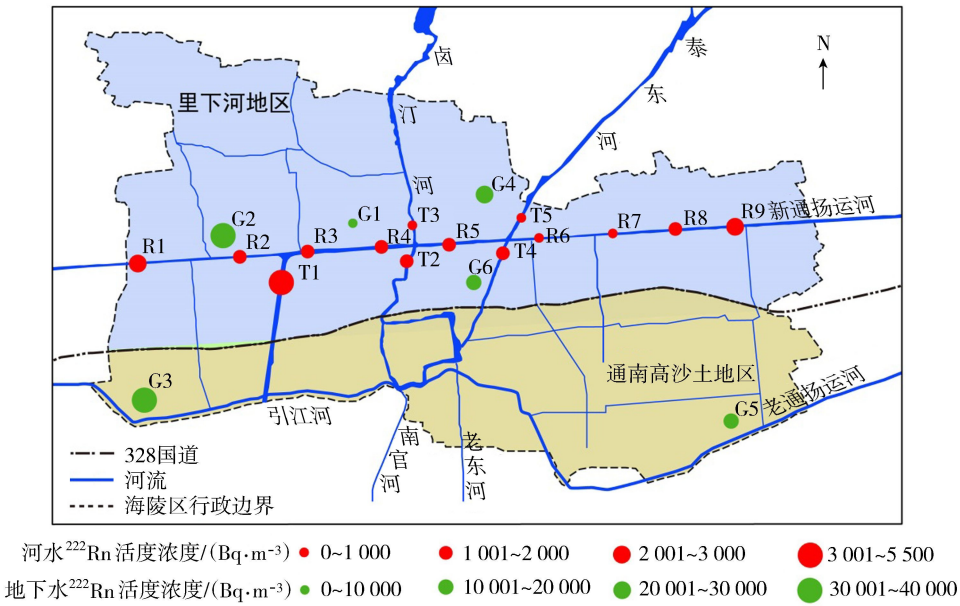


图1 样本分布点及样本 ^{222}Rn 活度浓度值空间分布

Fig.1 Sampling sites and spatial distribution of the ^{222}Rn concentration in different water

中,只有发生地下水入流时才能在地表水中检测到氡同位素,地表水体 ^{222}Rn 活度浓度超过 $1\,000\text{Bq}/\text{m}^3$ 即为存在地下水入流的有力证据,且其具有化学保守性;(b) ^{222}Rn 半衰期为 3.8235d ,在研究数小时到数天的时间尺度上发生的快速混合过程具有巨大的潜力;(c)随着商业化测氡仪的发明,测试 ^{222}Rn 的成本逐渐降低,并实现了在野外连续监测,这些均进一步扩大了 ^{222}Rn 在水文领域中的应用范围。

1.3.2 河道氡一维稳定流模型

河段上游断面与下游断面 ^{222}Rn 通量的差异可表示为^[9]

$$Q_d C_d = Q_u C_u + \Delta M \tag{2}$$

式中: Q_u 、 C_d ——河段上游、下游断面流量, m^3/s ; C_u 、 C_d ——河段上游、下游断面 ^{222}Rn 活度浓度, Bq/m^3 ; ΔM ——河段内 ^{222}Rn 通量的源汇项, Bq/s 。

ΔM 的影响因素包括地下水补给、河水渗漏、 ^{222}Rn 向大气逸散、 ^{222}Rn 自身衰变、支流汇入、支流汇出、潜流交换、沉积物扩散、水体 ^{226}Ra 衰变。因河流属运动水流系统,故沉积物扩散及 ^{226}Ra 衰变对水体内的 ^{222}Rn 通量贡献极小,研究中通常忽略不计。通过定性分析新通扬运河河段河水地下水水力联系过程,本文忽略支流汇入影响。对于河流内 ^{222}Rn 的重要补给源——潜流交换,由于估算潜流交换对河段内贡献的 ^{222}Rn 通量需要一系列精细的实验,所以无法定量比较2片区域之间河流中 ^{222}Rn 浓度的影响因素。本次研究采用Su等^[10]提出的在资料缺乏地区可以忽略河道氡一维稳定流模型中的潜流交换项的建议。故此次研究中 ΔM 的影响因素可简化为地下水入流、河水渗漏、 ^{222}Rn 向大气逸散及 ^{222}Rn 自身衰变。

根据河段上下游流量及水体 ^{222}Rn 活度浓度之间的关系,将氡一维稳定流模型分成3种类型:(a) $C_d > C_u$ 、 $Q_d > Q_u$,假设河段仅发生地下水补给,如式(3)所示;(b) $C_d < C_u$ 、 $Q_d < Q_u$,假设河段仅发生河道补给,如式(4)所示;(c) $C_d > C_u$ 、 $Q_d < Q_u$ 或者 $C_d < C_u$ 、 $Q_d > Q_u$,假设河段内地下水入流和河道补给均存在,交替出现,如式(5)所示。以上3种情况均假设地下水入流和河水泄漏沿河段均匀分布^[15]。以下为3种情况下的河道氡一维稳定流模型^[9, 15-16]。图2为3种情况下地下水和河水交互简化示意图。

$$Q_d C_d = Q_u C_u e^{-\alpha L} + \int_0^L q_g C_g e^{-\alpha x} dx \tag{3}$$

$$Q_d C_d = Q_u C_u e^{-\alpha L} - \int_0^L q_r C_g e^{-\alpha(L-x)} dx \tag{4}$$

$$\begin{cases} Q_d C_d = Q_u C_u e^{-\alpha L} + \int_0^L q_g C_g e^{-\alpha(L-x)} dx - \int_0^L \frac{C_u + C_d}{2} e^{-\alpha(L-x)} dx \\ Q_d = Q_u + q_g L - q_r L \end{cases} \tag{5}$$

式中: C_g ——地下水氢活度浓度, Bq/m^3 ; q_g ——地下水沿河段平均入流速度, $\text{m}^3/(\text{s} \cdot \text{m})$; α —— ^{222}Rn 的总损失系数, m^{-1} ; L ——河段长, m ; q_r ——河水沿河段平均渗漏速度, $\text{m}^3/(\text{s} \cdot \text{m})$ 。

式(5)中排泄进入地下含水层的河水氢活度浓度用上下游断面河水中的氢活度浓度的平均值来代替,式(3)~(5)均建立在 ^{222}Rn 物质平衡及水量平衡基础上。

各河段的地下水入流量为地下水入流速度与区间河长的乘积,表示为

$$Q_g = q_g L$$

(6)

式中: Q_g ——河段内地下水入流量, m^3/s 。

地下水入流量占区间比例为地下水入流量与河段上下游流量之差的比例,表示为

$$f = \frac{Q_g}{|Q_d - Q_u|} \times 100\%$$

(7)

1.3.3 流量平衡模型

流量平衡模型可简单的判断河段之间地下水与河水的补给关系^[9]。流量模型公式为

$$q = \frac{Q_u - Q_d}{L}$$

(8)

式中: q ——河道沿河段净通量, $\text{m}^3/(\text{s} \cdot \text{m})$ 。

2 结果与讨论

2.1 新通扬运河海陵段氢同位素分布特征

新通扬运河海陵段沿线共分布 9 个采样点 (R1 ~ R9), 在流量较大的几条支流上共布设了 5 个河水采样点 (T1 ~ T5)。图 3 为新通扬运河海陵段水体 ^{222}Rn 活度浓度沿程变化。

新通扬运河海陵段地下水入流空间分布不均匀, 主要集中在 R3 ~ R4 和 R6 ~ R9 河段, 另外 R6 ~ R7 河段河水中的 ^{222}Rn 活度浓度均小于 1 000 Bq/m^3 , 故推断该河段之间地下水补给不明显。其中 R1 与 R9 河水中的 ^{222}Rn 活度浓度分别为 $34.55 \times 10^2 \text{ Bq}/\text{m}^3$ 和 $21.54 \times 10^2 \text{ Bq}/\text{m}^3$, 均存在较明显的地下水补给情况。

新通扬运河 R2 ~ R3 河段, 具有较高 ^{222}Rn 活度浓度的引江河入流后, 新通海陵段 R3 的 ^{222}Rn 活度浓度较 R2 无显著变化。新通海陵段 R4 ~ R5 河段, 汇出支流 T3 比汇入支流 T2 的氢通量大一个数量级, 但河水采样点 R5 的 ^{222}Rn 活度浓度较 R4 下降较小。新通海陵段 R5 ~ R6 河段, 汇入支流 T4 比汇出支流 T5 的 ^{222}Rn 活度浓度大一个数量级, 新通海陵段 R6 的 ^{222}Rn 活度浓度对比 R5 却下降了一个数量级。

综合以上分析表明:(a)新通扬运河海陵段中存在明显的地下水补给, 主要集中于 R3 ~ R4 和 R7 ~ R9 河段, R6 ~ R7 河段地下水补给不明显;(b)新通海陵段河水中的 ^{222}Rn 活度浓度与汇入汇出支流没有明显的响应关系。

2.2 模型计算

在测得各河水取样点所在的河道断面流量 Q 、流速 v 、水深 h 、河宽 W 、 ^{222}Rn 活度浓度 C 等参数值后, 将新通扬运河海陵段 R1 ~ R9 分为 8 段。地下水内的 ^{222}Rn 活度浓度采用区域地下水样本的 ^{222}Rn 活度浓度平

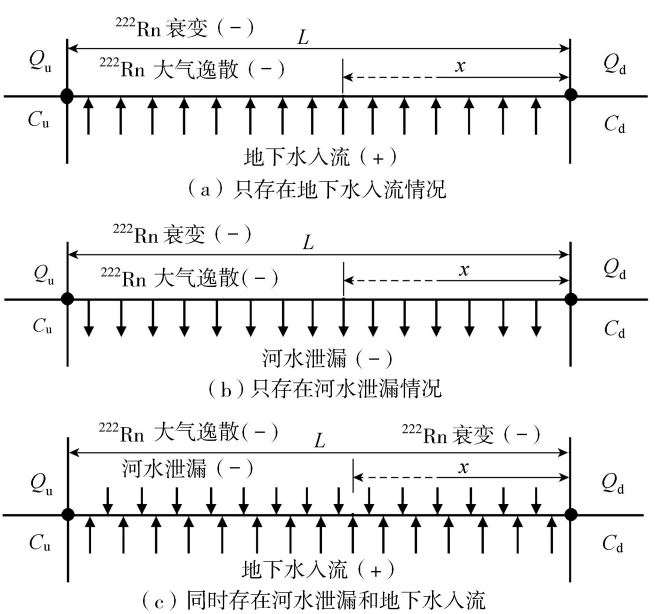


图 2 模型中地下水与地表水交互情况
Fig. 2 Conceptual models of the interactions between groundwater and surface water

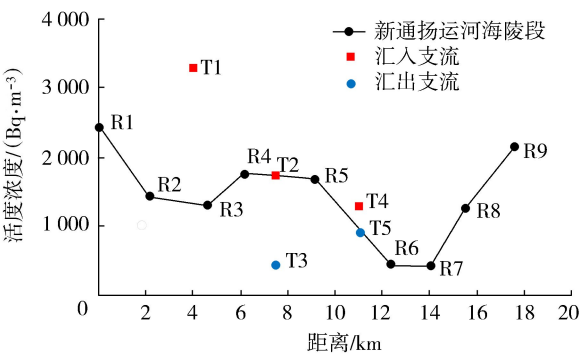


图 3 新通扬运河海陵段 ^{222}Rn 活度浓度沿程变化
Fig. 3 Changes of ^{222}Rn concentration along the Hailing section of the Xintongyang Canal

均值,为 $19.78\times10^3\text{Bq/m}^3$,氡河道模型计算中温度、流速、水深等参数均采用上下游断面的均值^[17]。分别运用流量模型和河道氡一维稳定流模型定量计算各河段的河水渗漏和地下水入流情况,结果如表1所示。

表1 各模型中河段河水渗漏和地下水入流计算结果

河 段	流量模型计算结果		河道氡一维稳定流模型计算结果			
	地下水入流速度/ ($10^{-2}\text{m}^3\cdot(\text{s}\cdot\text{m})^{-1}$)	河水渗漏速度/ ($10^{-2}\text{m}^3\cdot(\text{s}\cdot\text{m})^{-1}$)	地下水入流速度/ ($10^{-2}\text{m}^3\cdot(\text{s}\cdot\text{m})^{-1}$)	河水渗漏速度/ ($10^{-2}\text{m}^3\cdot(\text{s}\cdot\text{m})^{-1}$)	地下水入流量/ ($\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$)	地下水入流占区间 流量比例/%
1(R1~R2)		2.37		3.76		
2(R2~R3)		0.67		0.74		
3(R3~R4)	1.15		0.22		3.30	18.89
4(R4~R5)		0.32		0.19		
5(R5~R6)		1.65		1.91		
6(R6~R7)	1.60		0.04		0.62	2.37
7(R7~R8)		0.18	0.13	0.31	1.85	73.80
8(R8~R9)		1.50	0.14	1.64	2.95	9.32

通过流量模型计算得到河段1、2均存在河水渗漏,模型计算结果和图3反映出的²²²Rn活度浓度变化趋势基本一致,除河段6,其余河段均表现出一致性。通过河道一维稳定流模型得到各河段的河水沿河道平均渗漏速度 q_r 和地下水沿河道平均入流速度 q_g 基本与流量模型结果一致,且河段7、河段8处河水渗漏和地下水补给2种情况同时发生。

表1结果表明,流量模型与氡河道一维稳定流模型的计算结果较为近似。河段1虽然2个模型计算结果相差较大,但均为同一个数量级;河段3和6中,2个模型的计算结果相差较大。根据卫星图及实地采样时测得的风速,河段3河宽达到160~190 m,表面风速较大,²²²Rn向大气逸散是河水中²²²Rn的主要汇项,是模型不确定性的主要来源之一,高风速将增大水-气界面的²²²Rn活度浓度梯度,从而增大²²²Rn的逸散量^[18],造成计算结果的不确定性。河段6由于河水中的²²²Rn活度浓度小于 $1\,000\text{Bq/m}^3$,上下游氡活度浓度均为氡一维稳定流模型中较敏感的参数和不确定来源之一^[18],故造成河段6模型计算结果误差较大。

2.3 敏感性分析

在建立河道氡一维稳定流模型时,对实际情况作出的一系列假设与概化,以及参数取值的误差均会给计算结果带来不确定性。敏感性分析是模型不确定量化的重要环节,有助于确定模型中各参数对模型精度的影响,在采样、测试到计算等过程中应加强对高敏感度参数的关注^[17]。

本研究采用扰动分析法分别对8个河段的河道氡一维稳定流模型中的各参数进行敏感性分析,对模型中的各参数分别赋以1%、5%、10%、20%、40%、50%的误差,分析计算结果的相对误差,将计算结果取绝对值,再将相同参数相同误差下的计算结果误差取平均,得到各参数敏感性分析结果。表2为河段扰动法参数敏感性分析结果。

表2 河段扰动法参数敏感性分析结果

参数误差	计算结果相对误差								%
	C_u	C_d	C_g	Q_u	Q_d	h	v	T	
1	1.70	2.17	0.56	3.08	2.70	0.08	0.09	0.02	0.70
5	8.26	10.50	2.67	15.38	11.97	0.37	0.43	0.11	3.34
10	17.67	18.68	5.09	30.77	22.86	0.70	0.83	0.21	6.38
20	29.76	30.97	9.31	61.53	49.29	1.27	1.53	0.43	11.70
40	45.01	42.41	13.21	80.44	70.10	2.92	3.81	1.09	17.09
50	63.01	55.32	18.50	95.16	86.83	2.67	3.11	1.10	23.39

如表2所示,在河道氡一维稳定流模型中,当所有参数误差小于10%时,模型计算结果的相对误差均在30%以内,当参数误差达到40%及50%时,计算结果的相对误差分为3种,其中上下游流量为特别敏感参数,上下游河水中的氡浓度为比较敏感参数,其余参数为不敏感参数。

3 结 论

a. ²²²Rn示踪结果表明新通扬运河海陵段的地下水补给主要发生在R3~R4、R7~R9河段间,支流汇入

汇出对干流影响较小。

b. 流量模型与河道氡一维稳定流模型模拟的地下水入流和河水渗漏结果显示,河道中存在河水和地下水相互作用,对比流量模型只反映河道的净通量,河道氡一维稳定流模型可得到更详细的河水与地下水的水力联系情况,并且与定性分析结果一致。

c. 河道氡一维稳定流模型中,上下游流量为模型中特别敏感参数,上下游河水内氡浓度为比较敏感参数。研究成果可为区域水资源合理利用、生态环境保护及涉水规划等提供重要科技支撑。

参考文献:

[1] 徐力刚, 张奇, 左海军. 地表水地下水的交互与耦合模拟研究现状与进展[J]. 水资源保护, 2009, 25(5):82-85. (XU Ligang, ZHANG Qi, ZUO Haijun. Status and progress of research on interaction and coupled modeling of surface water and groundwater [J]. Water Resources Protection, 2009, 25(5):82-85. (in Chinese))

[2] 杨智. 鄂尔多斯高原海流兔河地下水和地表水交互作用关系研究[D]. 北京:中国地质大学(北京), 2014.

[3] 常启昕,孙自永,马瑞,等. 冻土区地下水流过程及其与地表水转化关系研究进展[J]. 水利水电科技进展,2016,36(5):87-94. (CHANG Qixin, SUN Ziyong, MA Rui, et al. A review of groundwater flow and its interaction with surface water in permafrost region[J]. Advances in Science and Technology of Water Resources,2016,36(5):87-94. (in Chinese))

[4] 胡俊锋, 王金生, 滕彦国. 地下水与河水相互作用的研究进展[J]. 水文地质工程地质, 2004, 31(1):108-113. (HU Junfeng, WANG Jinsheng, TENG Yanguo. Study progress of interaction between stream and groundwater [J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2004, 31(1):108-113. (in Chinese))

[5] YAN Shaofeng, YU Shuangen, WU Yubai, et al. Understanding groundwater table using a statistical model[J]. Water Science and Engineering, 2018, 11(1): 1-7.

[6] TANIGUCHI M, IWAKAWA H. Measurements of submarine groundwater discharge rates by a continuous heat-type automated seepage meter in Osaka Bay, Japan[J]. Journal of Groundwater Hydrology, 2012, 43(4):271-277.

[7] FREI S, GILFEDDER B S. FINIFLUX: an implicit finite element model for quantification of groundwater fluxes and hyporheic exchange in streams and rivers using radon[J]. Water Resources Research, 2015, 51(8): 6776-6786.

[8] 卫文,陈宗宇. 地下水中的惰性气体古气候研究进展[J]. 水利水电科技进展,2016,36(6):8-14. (WEI Wen, CHEN Zongyu. A review of paleoclimate records inferred from noble gas in groundwater[J]. Advances in Science and Technology of Water Resources,2016,36(6):8-14. (in Chinese))

[9] WU Yanqing, WEN Xiaohu, ZHANG Y. Analysis of the exchange of groundwater and river water by using Radon-222 in the middle Heihe Basin of northwestern China[J]. Environmental Geology, 2004, 45(5):647-653.

[10] SU Xiaosi, XU Wei, YANG Fengtian, et al. Using new mass balance methods to estimate gross surface water and groundwater exchange with naturally occurring tracer ²²²Rn in data poor regions: a case study in northwest China[J]. Hydrological Processes, 2015, 29(6):979-990.

[11] 骆欢, 衣鹏. 基于氡同位素的闸塘渗漏检测研究[J]. 人民长江, 2017, 48(24):101-105. (LUO Huan, YI Peng. Study on sluice leakage detection based on Rn isotope[J]. Yangtze River, 2017, 48(24):101-105. (in Chinese))

[12] 张晓洁, 徐晓涵, 相湛昌, 等. 黄河下游地下水中镭氡同位素的分布及影响因素研究[J]. 海洋环境科学, 2018,37(1):1-7. (ZHANG Xiaojie, XU Xiaohan, XIANG Zhanchang, et al. Distribution characteristics and influence factors of radium and radon isotopes in the lower reaches of the Yellow River[J]. Marine Environment Science, 2018,37(1):1-7. (in Chinese))

[13] 乐仁昌. 氡及其子体的释放和运移规律及机理研究[D]. 成都:成都理工大学, 2001.

[14] 孙凯男. 土壤氡析出率的研究[D]. 北京:清华大学, 2004.

[15] EDDIE B, TANIA W, GREEN G, et al. Groundwater recharge investigations in the eastern mount lofty ranges, South Australia [R]. Adelaide: Department of Water, Land and Biodiversity Conservation, 2008.

[16] PENG T H, TAKAHASHI T, BROECKER W S. Surface radon measurements in the North Pacific Ocean Station Papa[J]. Journal of Geophysical Research, 1974, 79(12):1772-1780.

[17] 田雨, 雷晓辉, 蒋云钟, 等. 水文模型参数敏感性分析方法研究评述[J]. 水文, 2010, 30(4):9-12. (TIAN Yu, LEI Xiaohui, JIANG Yunzhong, et al. Comment on parameter sensitivity analysis of hydrological model [J]. Journal of China Hydrology, 2010, 30(4):9-12. (in Chinese))

[18] WANNINKHOF R H. Gas exchange across the air-water interface determined with man-made and natural tracers[D]. New York: Columbia University, 1986.

[19] CARTWRIGHT I, HOFMANN H, GILFEDDER B, et al. Understanding parafluvial exchange and degassing to better quantify groundwater inflows using Rn-222: the King River, southeast Australia[J]. Chemical Geology, 2014, 380:48-60.