

<https://doi.org/10.3799/dqkx.2022.266>



长江中游荆江段地下水排泄的量化及其空间差异性分析

周子皓¹, 杜尧^{1*}, 孙晓梁¹, 范红晨¹, 邓娅敏^{1,2}

1. 中国地质大学环境学院, 湖北武汉 430078

2. 中国地质大学地质调查研究院, 湖北武汉 430074

摘要: 地下水与河流的相互作用对于维持河流生态系统的健康十分关键, 但是目前对于地下水向湿润地区大型河流排泄过程的量化研究较为薄弱. 针对这一问题, 以长江中游荆江段为研究区, 通过野外采样和水文气象数据收集, 利用²²²Rn质量平衡模型定量估算长江中游荆江段的地下水排泄, 并用EC质量平衡模型及水量平衡模型验证²²²Rn质量平衡的结果. 结果显示: 长江中游荆江段的平均地下水排泄速率为133 mm/d, 排泄总量为 $1.06 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{d}$, 对水量平衡的贡献约为10.99%. 其中枝城—沙市段地下水排泄速率最大, 监利—螺山段地下水排泄速率最低. 含水层富水性和地下水位可能是控制地下水排泄速率的关键因素. 本研究对于流域水资源管理具有重要意义, 也可为今后长江中游地区水资源的合理开发利用以及生态环境保护提供理论依据.

关键词: 地下水排泄; 氢; 水量平衡; 荆江; 长江中游; 水文地质学.

中图分类号: P641.8

文章编号: 1000-2383(2024)04-1448-11

收稿日期: 2022-03-03

Quantification of Groundwater Discharge and Its Spatial Variability in Jingjiang Section of Middle Reach of the Yangtze River

Zhou Zihao¹, Du Yao^{1*}, Sun Xiaoliang¹, Fan Hongchen¹, Deng Yamin^{1,2}

1. School of Environmental Studies, China University of Geosciences, Wuhan 430078, China

2. Geological Survey, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

Abstract: The interaction between groundwater and rivers is critical to maintaining the health of river ecosystems, but the quantitative research on the groundwater discharge to large rivers in humid regions is currently weak. In response to this problem, in this paper it takes the Jingjiang Section of the middle reach of the Yangtze River as the study area, and uses the ²²²Rn mass balance model to estimate the groundwater discharge in the Jingjiang Section of the middle reach of the Yangtze River through field sampling and hydrometeorological data collection, and uses the EC mass balance model and water balance model to verify the result of ²²²Rn mass balance. The results show that the average groundwater discharge rate of the Jingjiang Section in the middle reach of the Yangtze River is 133 mm/d, the total discharge volume is $1.06 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{d}$, and the contribution to the water balance is about 10.99%. Among different sub-sections, the groundwater discharge rate from Zhicheng to Shashi is the highest, and the groundwater discharge rate from Jianli to Luoshan is the lowest. Aquifer richness and groundwater table may be key factors controlling the rate of groundwater discharge. This research is of great significance for the local eco-environmental protection and

基金项目: 湖北省科技计划项目(No. 2020BCA088).

作者简介: 周子皓(1996—), 男, 硕士研究生, 主要从事水文水资源方面的研究工作. ORCID: 0000-0002-2795-2314. E-mail: zzhgemini@163.com

*** 通讯作者:** 杜尧, 研究员, E-mail: yaodu@cug.edu.cn

引用格式: 周子皓, 杜尧, 孙晓梁, 范红晨, 邓娅敏, 2024. 长江中游荆江段地下水排泄的量化及其空间差异性分析. 地球科学, 49(4): 1448—1458.

Citation: Zhou Zihao, Du Yao, Sun Xiaoliang, Fan Hongchen, Deng Yamin, 2024. Quantification of Groundwater Discharge and Its Spatial Variability in Jingjiang Section of Middle Reach of the Yangtze River. *Earth Science*, 49(4): 1448—1458.

the control and management of water resources, and can also provide a theoretical basis for the better development and utilization of water resources in the middle reach of the Yangtze River and eco-environmental protection in the future.

Key words: groundwater discharge; radon; water balance; Jingjiang River; middle reach of the Yangtze River; hydrogeology.

0 引言

地表水与地下水中是水资源中不可分割的重要组成部分,它们不仅为农业、工业提供了可利用的水资源,而且在维持生态系统的健康中也扮演着重要角色(Bauer *et al.*, 2006; Chen, 2007; Zhou *et al.*, 2013).在水循环中,地表水和地下水不是相互独立的,而是作为统一的系统相互作用.全球范围内,对于地下水—地表水相互作用的研究逐渐成为热点(Liao *et al.*, 2018; Yang *et al.*, 2020; Han *et al.*, 2022),精确量化地下水—地表水相互作用对于河流、湿地、湖泊的水资源管理和生态保护具有重要理论意义.

长江是我国最长的河流,也是世界上的第三大河.长江在我国经济社会和生态的可持续发展中发挥着重要作用(许静等, 2020; Liu *et al.*, 2021),深入认识长江流域的水资源分配与水循环特征至关重要.目前对于长江流域的研究多聚焦于长江的水沙情况、水文条件、水生态环境等(Yang *et al.*, 2019; Dai, 2021; Gao *et al.*, 2021; Xie *et al.*, 2021),对于地下水在流域水循环中的作用关注较为薄弱.汪少勇等(2020)等在长江源区对永久冻土区的地下水稳定氢氧同位素的特征及影响因素开展了研究.Che *et al.*(2021)在长江下游安庆段使用多种环境同位素定性识别了地下水与地表水的相互作用.然而,已有大多数研究只关注定性识别的结果,对长江与地下水相互作用的定量化研究十分匮乏,特别是对于地下水排泄过程对长江流量的贡献目前认识尚不清楚.精准量化长江与地下水的相互作用特别是地下水向长江的排泄通量及其贡献,有助于丰富对长江流域水循环规律与水资源条件的认识.

多种技术方法手段被用于量化地下水向地表水的排泄(Rosenberry *et al.*, 2015).其中,天然环境示踪剂可以在较大尺度上识别地下水排泄(Ortega *et al.*, 2015).氢氧同位素(D和 ^{18}O)因为其化学性质稳定,不易受到干扰,在示踪水循环过程中得到了大量的应用(Martinez *et al.*, 2015).近年来,随着测量技术的不断进步,放射性同位素 ^{222}Rn 被广泛应用, ^{222}Rn 也被证明是量化地下水向地表水排泄的有

力工具(Burnett *et al.*, 2010; Xie *et al.*, 2016; Yang *et al.*, 2020). ^{222}Rn 的半衰期为3.8 d,化学性质保守稳定,是 ^{226}Ra 放射性衰变的产物,其在地下水中的活度通常比地表水高出2~3个数量级(Burnett *et al.*, 2013),使得其成为了识别与量化地下水排泄的理想示踪剂.

本研究以长江流域典型河段——中游荆江段为研究区,使用 ^{222}Rn 质量平衡模型对荆江段的地下水排泄进行量化,并使用其他质量平衡模型进行验证,探究了荆江段地下水排泄量的空间差异性及其影响因素.本研究对于长江流域水资源管理具有重要意义,也可为今后长江中游地区水资源的合理开发利用以及生态环境保护提供理论依据.

1 研究区概况

长江全长6 300多千米,一般以宜昌以上为上游,宜昌至湖口为中游,湖口以下为下游.本研究选取河段为宜昌—螺山,全长约400 km,涵盖荆江全段.荆江段起于枝城,终于城陵矶,穿越江汉平原与洞庭平原,横跨湖北、湖南两省.区内水量丰富,水面宽广,被誉为“黄金航道”(Han *et al.*, 2021).人口众多,经济发达,物产丰富,是多种珍稀动物的栖息地,但由于水生态栖息地功能恶化,多种珍稀动物面临灭绝的风险(潘保柱和刘心愿, 2021).同时荆江段的物种多样性下降,湖泊萎缩,部分支流水生态形势严峻(刘松等, 2012).不仅如此,地下水资源还面临着管理与配置的问题,但常被忽略(黄长生等, 2021).

长江中游浅层潜水含水层主要为粘土、亚粘土层内的局部粉砂,富水性较差;中层承压含水层主要为细砂到粗砂,富水性较好.长江的河床切穿中层承压含水层,与地下水发生相互作用.在地形地貌上,在宜昌段两岸主要为低山丘陵、河流阶地与河漫滩,宜昌段下游河段两岸主要为冲积平原(李茂田, 2005).采样期间流速在0.6~1.1 m/s,流速较缓,无降水.研究河段内分布5个水文站,分别是宜昌站、枝城站、沙市站、监利站、螺山站.汇入的支流和湖泊有:清江、沮漳河、洞庭湖;流出的支流有:松

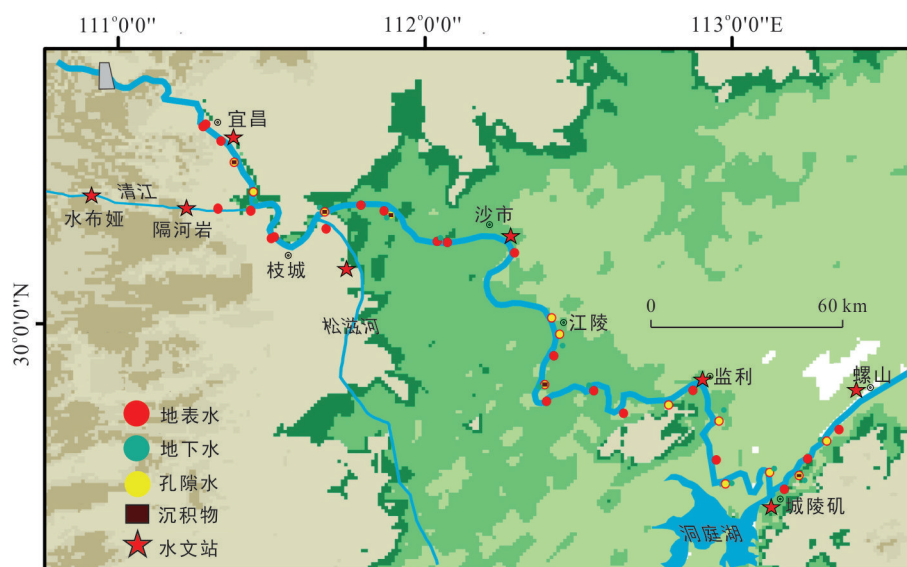


图1 研究区及采样点分布

Fig.1 Study area and sampling point distribution

滋河、藕池河、沮漳河和藕池河的流量较小,在枯水期几乎断流,所以在本次研究中,这两条河流的流量忽略不计。

2 研究方法

2.1 数据获取

2.1.1 野外采样和室内测试 野外采样工作于2021年1月进行,共采集了65个样品,其中河水样品35个,井水样品12个,河岸孔隙水样品13个,沉积物样品5个。河水样品采自水面以下0.5 m,使用地表水采样器直接采集;地下水样品通过手压井或蠕动泵采集,在取样之前,至少抽水10 min以保证水样新鲜;河岸孔隙水样品使用孔隙水采样器,将采样器插入地下1 m以下,采样器上端连接蠕动泵进行采取;沉积物样品于地表水面以下0.5 m通过沉积物取样器采集,取出后切除表外层与地表水混合的部分,保留内部沉积物。在野外,使用便携式多参数水质分析仪(HACH HQ40D)测试温度(T)、氧化还原电位(Eh)、pH、溶解氧(DO)、电导率(EC);在采样当天,使用RAD7 AQUA仪器测定河水、井水、孔隙水以及大气的 ^{222}Rn 浓度;在实验室,使用电感耦合等离子发射光谱仪(ICP-AES, Thermo ICP7600)测定阳离子浓度;使用离子色谱法(ICS-2100)测定阴离子浓度;使用水同位素分析仪(LGR, IWA-45EP)测定氢氧同位素组成。

2.1.2 其他数据获取 宜昌、枝城、沙市、监利、螺

山5个站点每小时的水位、流量数据从湖北省水情网获取,气象数据来自中国气象网,具体包括:(1)宜昌站、枝城站、沙市站、监利站、螺山站的2018年12月至2021年2月每日8:00的水位与流量数据;(2)清江隔河岩站与水布垭站、松滋河新江口站、洞庭湖城陵矶站的2018年12月至2021年2月每日8:00的水位与流量数据;(3)宜都、枝江、石首、岳阳的2018年12月至2021年2月每日的降水、蒸发数据。

2.2 ^{222}Rn 质量平衡模型

^{222}Rn 是 ^{226}Ra 的衰变产物,半衰期为3.823 d。由于长江的江面宽广,且在枯水期流速较缓(0.6~1.5 m/s),与大型通江湖泊相似(齐凌艳等,2017;杨斌和张英豪,2020)。因此,本研究拟建立与大型通江湖泊类似的 ^{222}Rn 质量平衡模型,地下水排泄通量作为唯一未知项进行求解。在本研究中,河水中的 ^{222}Rn 来源包括地下水排泄、上游来水及支流汇入、沉积物扩散、 ^{226}Ra 衰变。 ^{222}Rn 的汇项包括下游流出及支流流出、自身衰变、大气逃逸。 ^{222}Rn 质量平衡模型可表示为下式(Kluge *et al.*, 2007):

$$\frac{\partial I^{222}\text{Rn}}{\partial t} = F_{\text{gw}} + F_{\text{diff}} + I^{226}\text{Ra} \times \lambda^{222}\text{Rn} + F_{\text{s}} - F_{\text{atm}} - I^{222}\text{Rn} \times \lambda^{222}\text{Rn} - F_{\text{out}}, \quad (1)$$

式中: F_{gw} 、 F_{diff} 、 F_{s} 、 F_{atm} 、 F_{out} 分别为枯水期平均的地下水排泄、沉积物扩散、上游来水及支流汇入、大气扩散、下游流出及支流流出的 ^{222}Rn 通量($\text{Bq}/\text{m}^2\text{d}$); $I^{226}\text{Ra}$ 和 $I^{222}\text{Rn}$ 为河水 ^{226}Ra 和 ^{222}Rn 储量(Bq/m^2),等于河水中 ^{226}Ra 和 ^{222}Rn 的活度乘以河道深度;

$\lambda^{222}\text{Rn}$ 为 ^{222}Rn 的衰减常数,值为 0.186 d^{-1} .公式的左侧表示河水中 ^{222}Rn 随时间的变化,由于变化不显著,该值等于0.地下水排泄速率可使用下式进行计算(Luo *et al.*, 2016):

$$V = \frac{F_{\text{gw}}}{C_{\text{gw}}} \quad (2)$$

式中: V 为地下水的排泄速率(mm/d); F_{gw} 表示地下水排泄的 ^{222}Rn 通量($\text{Bq/m}^2\text{d}$); C_{gw} 表示地下水端元的 ^{222}Rn 活度.

2.2.1 ^{222}Rn 的大气扩散 河水中的 ^{222}Rn 活度高于空气中的 ^{222}Rn 活度,在活度梯度的影响下,河水中的 ^{222}Rn 会通过水—空气界面逃逸,根据相关经验公式,可以估算通过大气损失的 ^{222}Rn 通量(Dimova and Burnett, 2011):

$$F_{\text{atm}} = k(C_{\text{w}} - \alpha C_{\text{a}}) \quad (3)$$

$$\alpha = 0.105 + 0.405 \times e^{-0.05027 \times T} \quad (4)$$

$$k = 0.45\mu^{1.6} \times \left(\frac{S_{\text{c}}}{600}\right)^{-b} \quad (5)$$

式中: k 为气体传递系数(m/d); C_{w} 和 C_{a} 分别为水和空气中 ^{222}Rn 的活度(Bq/m^3); α 为气体分布系数; μ 为风速,风速大于 3.6 m/s 时 $b=0.5$,风速小于 3.6 m/s 时 $b=0.667$; T 为气温($^{\circ}\text{C}$). S_{c} 为施密特数,可以表示为:

$$S_{\text{c}} = 3417.6 \times e^{-0.0634 \times T} \quad (6)$$

2.2.2 ^{222}Rn 的沉积物扩散 沉积物孔隙水中的 ^{222}Rn 活度远高于河水中的 ^{222}Rn 活度,因此,沉积物中的 ^{222}Rn 会通过沉积物—水界面扩散到河水中. ^{222}Rn 的沉积物扩散通量可以通过下式进行计算(Luo *et al.*, 2016):

$$F_{\text{diff}} = (\lambda^{222}\text{Rn} \times D_{\text{s}})^{0.5} (C_{\text{g}} - A_{\text{o}}) \quad (7)$$

式中: C_{g} 为沉积物孔隙水的平均 ^{222}Rn 活度(Bq/m^3); A_{o} 为沉积物上覆河水的 ^{222}Rn 活度(Bq/m^3); D_{s} 表示 ^{222}Rn 在沉积物中到上覆水中的分子扩散系数,该系数取决于分子扩散系数(D_{m})和沉积物孔隙度(n)(Boudreau, 1996). D_{m} 的值由温度来决定,可由下式计算:

$$D_{\text{s}} = \frac{D_{\text{m}}}{[1 - \ln(n^2)]^2} \quad (8)$$

$$-\log D_{\text{m}} = \left(\frac{980}{T}\right) + 1.59 \quad (9)$$

C_{g} 的结果可通过沉积物平衡培养实验得到(Corbett *et al.*, 1998),取 150 g 沉积物和 500 mL 上覆水置于锥形瓶中,并密封保存,放置在摇床中培

养 30 d 直至沉积物孔隙水的 ^{222}Rn 活度达到平衡后,将平衡后的水样转移到 250 mL 玻璃瓶中,再使用RAD7和RAD H₂O进行测量. C_{g} 值可通过下式进行计算:

$$C_{\text{g}} = \frac{C_{\text{s}} \times \rho_{\text{w}}}{n} \quad (10)$$

$$C_{\text{s}} = \frac{A_{\text{o}} \times V_{\text{o}}}{M_{\text{s}}} \quad (11)$$

式中: C_{s} 为单位体积的湿沉积物中的 ^{222}Rn 活度(Bq/kg); ρ_{w} 为沉积物湿密度(kg/m^3); n 为沉积物孔隙度; A_{o} 为上覆水的 ^{222}Rn 活度; V_{o} 为培养实验中使用的河水体积(m^3); M_{s} 为培养实验中使用的沉积物质量(kg).

2.3 EC质量平衡

电导率(EC)反映了所有溶解在水中的离子总含量,可以很好地反映水循环中的流动路径和持续时间(Wang *et al.*, 2017).EC的质量平衡公式可以表示为(Battle-Aguilar *et al.*, 2014):

$$\Delta VC_{\text{R}} = G_{\text{i}}C_{\text{G}} + R_{\text{i}}C_{\text{Ri}} - R_{\text{o}}C_{\text{o}} \quad (12)$$

式中: ΔV 为河流的水位波动造成的体积变化(m^3/d); C_{R} 为河水中的电导率($\mu\text{S/cm}$); G_{i} 为地下水的排泄量(m^3/d); C_{G} 为地下水电导率($\mu\text{S/cm}$); R_{i} 为河流上游流量及支流来水(m^3/d); C_{Ri} 为河流上游与支流来水的电导率($\mu\text{S/cm}$); R_{o} 为河流下游流量及支流去水(m^3/d); C_{o} 为河流下游及支流去水的电导率($\mu\text{S/cm}$).

3 结果与讨论

3.1 ^{222}Rn 与EC的分布特征

3.1.1 ^{222}Rn 所有河水样品 ^{222}Rn 活度的变化范围为 $37.24 \sim 1183\text{ Bq/m}^3$,平均 ^{222}Rn 活度为 83.56 Bq/m^3 .其中,河岸处河水的 ^{222}Rn 活度范围在 $72.24 \sim 1044.77\text{ Bq/m}^3$,平均 ^{222}Rn 活度为 326.71 Bq/m^3 ;河心处河水的平均 ^{222}Rn 活度范围在 $37.24 \sim 1183\text{ Bq/m}^3$,平均 ^{222}Rn 活度为 252.10 Bq/m^3 .总体上,河岸处河水的 ^{222}Rn 活度高于河心处,这表明河岸处的地下水排泄强度大于河心处.

沿岸井水中的 ^{222}Rn 活度范围在 $972.02 \sim 9565.81\text{ Bq/m}^3$,平均活度为 3770.80 Bq/m^3 ;河岸孔隙水的 ^{222}Rn 活度范围为 $1678.83 \sim 13400.96\text{ Bq/m}^3$,平均活度为 6262.77 Bq/m^3 ,河岸孔隙水的 ^{222}Rn 活度高于井水.具体信息见表1.

3.1.2 EC 长江中游河段河水的EC值变化范围

表 1 ^{222}Rn 质量平衡参数值

Table 1 Parameter values for the ^{222}Rn mass balance model

参数	值	数据来源
河水 ^{222}Rn 活度(C_w)	283.56 Bq/m ³	野外测量
大气 ^{222}Rn 活度(C_a)	8.11 Bq/m ³	野外测量
沉积物孔隙水 ^{222}Rn 活度(C_g)	1 020.50 Bq/m ³	沉积物平衡培养实验
平均水温(T)	13.45℃	野外测量
平均风速(μ)	2.38 m/s	中国气象网
施密特数(Sc)	1456.75	公式(6)
气体分布系数(α)	0.311	公式(4)
孔隙度(n)	0.45	室内实验
宜昌站流量(m ³ /d)	6.25×10 ⁸	湖北省常用水情网
枝城站流量(m ³ /d)	6.50×10 ⁸	湖北省常用水情网
沙市站流量(m ³ /d)	7.13×10 ⁸	湖北省常用水情网
监利站流量(m ³ /d)	7.19×10 ⁸	湖北省常用水情网
螺山站流量(m ³ /d)	9.49×10 ⁸	湖北省常用水情网
洞庭湖来水流量(m ³ /d)	2.54×10 ⁸	湖北省常用水情网
清江来水流量(m ³ /d)	3.07×10 ⁷	湖北省常用水情网
松滋河去水流量(m ³ /d)	1.49×10 ⁷	湖北省常用水情网
上游及支流来水 ^{222}Rn 通量(Bq/m ² d)	193.754	上游及支流来水流量乘以其中平均 ^{222}Rn 活度除以河段面积
下游及支流流出 ^{222}Rn 通量(Bq/m ² d)	171.516	下游及支流流出流量乘以其中平均 ^{222}Rn 活度除以河段面积
大气扩散 ^{222}Rn 通量(F_{atm})(Bq/m ² d)	280.33	公式(3)
沉积物扩散 ^{222}Rn 通量(F_{diff})(Bq/m ² d)	1.15	公式(7)
自身衰变 ^{222}Rn 通量(Bq/m ² d)	421.94	公式(1)
地下水排泄 ^{222}Rn 通量(F_{gw})(Bq/m ² d)	678.86	公式(1)

表 2 不同端元的 EC 值

Table 2 Results of the EC values in different end members

	河水	地下 水	清江	松滋 河	洞庭 湖	上游 来水	下游 去水
EC(μs/cm)	353.1	684.4	265	355	263	376	359

在 142.7~457.0 μs/cm, 平均 EC 值为 353.1 μs/cm; 沿岸井水的 EC 值变化范围在 384~1 097 μs/cm, 平均 EC 值为 775.8 μs/cm; 河岸孔隙水的 EC 值变化范围在 342~951 μs/cm, 平均 EC 值为 600 μs/cm. 清江、松滋河、洞庭湖的 EC 值分别为: 265 μs/cm、355 μs/cm、263 μs/cm. 可以看出, 井水与河岸孔隙水的 EC 值大于河水的 EC 值. 各个端元的 EC 平均值见表 2.

3.2 地下水向长江排泄的识别

长江中游河段河水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化范围为 $-7.96\text{‰} \sim -13.34\text{‰}$, 平均 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 -11.52‰ ; 沿岸地下水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化范围在 $-5.09\text{‰} \sim -8.75\text{‰}$, 平均 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 -7.14‰ ; 河岸孔隙水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化范围为 $-6.05\text{‰} \sim -10.96\text{‰}$, 平均 $\delta^{18}\text{O}$ 值为

-8.09‰ . 清江、松滋河、洞庭湖的 $\delta^{18}\text{O}$ 值分别为 -8.88‰ 、 -10.90‰ 、 -7.53‰ .

由于沿岸地下水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值比长江河水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值更高, 沿着河流流向且无支流汇入时, 河水 $\delta^{18}\text{O}$ 值的上升可能指示着地下水向河流的排泄 (Che *et al.*, 2021; 毛龙富等, 2023). 由于河岸处河水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值与 ^{222}Rn 活度波动较大, 河心处河水 $\delta^{18}\text{O}$ 值与 ^{222}Rn 活度的沿程变化更具代表性. 由图 2 可以看出, 在宜昌—枝城段、枝城—沙市段, 河水 $\delta^{18}\text{O}$ 值逐步上升, 暗示了在这两段地下水向河水排泄过程较为强烈; 在沙市—监利段, $\delta^{18}\text{O}$ 值缓慢下降, 趋于平稳, 可能说明该段河水与地下水的水力联系较弱; 在监利—螺山段, 由于洞庭湖水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值较正且流量较大, 其汇入导致了前半段河水 $\delta^{18}\text{O}$ 值的升高.

在宜昌—枝城段以及枝城—沙市段, 河水中的 ^{222}Rn 活度逐渐增加; 沙市—监利段, ^{222}Rn 活度先下降后缓慢上升; 在监利—螺山段, ^{222}Rn 活度变化较缓. 由于地下水中的 ^{222}Rn 活度远高于河水中的 ^{222}Rn 活度, 所以当河流的 ^{222}Rn 活度增加时, 可能是由于地下水向河流排泄所致. 在宜昌—枝城以及

枝城—沙市段,河水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值与 ^{222}Rn 活度都逐步上升,可能暗示了这两个区间的地下水排泄较为强烈.在沙市—螺山段,河水中的 ^{222}Rn 活度降低,表明该区域河水与地下水的水力联系较弱(Che *et al.*, 2021).

3.3 地下水向长江排泄的量化

3.3.1 ^{222}Rn 质量平衡模型量化 ^{222}Rn 质量平衡模型的源汇项在表 1 列出.在 ^{222}Rn 质量平衡模型的汇项中,在野外现场测量中,河水上方大气的 ^{222}Rn 活度为 8.11 Bq/m^3 ,河水与空气的 ^{222}Rn 活度梯度会导致河水中的 ^{222}Rn 逃逸到空气中,河水上方风速与河水温度对于大气扩散通量的影响很大(Dimova and Burnett, 2011),在野外采样期间,风速范围在 $0\sim 7.60\text{ m/s}$,平均风速为 2.38 m/s .河水温度范围在 $7.30\sim 17.80\text{ }^\circ\text{C}$,平均水温 $13.4\text{ }^\circ\text{C}$.经过计算, ^{222}Rn 的大气扩散通量为 $280.33\text{ Bq/m}^2\text{d}$.在之前的一些研究中,会忽略地表水的入流和出流,因为地表水中的 ^{222}Rn 活度比地下水的 ^{222}Rn 活度小 $2\sim 3$ 个数量级(Burnett *et al.*, 2013).但本研究中地表水的入流($6.25\times 10^8\text{ m}^3/\text{d}$)和出流($9.49\times 10^8\text{ m}^3/\text{d}$)较大,不能忽略地表水 ^{222}Rn 通量的贡献.经计算,地表水入流的 ^{222}Rn 通量为 $193.754\text{ Bq/m}^2\text{d}$,地表水出流的 ^{222}Rn 通量为 $171.516\text{ Bq/m}^2\text{d}$.

在 ^{222}Rn 质量平衡模型的源项中,在沉积物培养

实验中,得到沉积物孔隙水中 ^{222}Rn 活度范围为 $556\sim 1\,390\text{ Bq/m}^3$,平均活度为 966.6 Bq/m^3 .根据计算公式得到, ^{222}Rn 从沉积物表层扩散到河流中的平均通量为 $1.15\text{ Bq/m}^2\text{d}$.基于公式(1),可得到地下水排泄的 ^{222}Rn 通量为 $678.86\text{ Bq/m}^2\text{d}$.根据公式(2),用地下水 ^{222}Rn 排泄通量除以地下水平均 ^{222}Rn 活度,可以得到地下水排泄速率约为 135 mm/d ,对于河水水量平衡的贡献约为 10.99% .

3.3.2 其他平衡模型量化 使用EC质量平衡模型进行地下水排泄的量化,各个端元值在表 2 列出.长江水中的平均EC值为 $353.1\text{ }\mu\text{S/cm}$,周围地下水的平均EC值为 $684.4\text{ }\mu\text{S/cm}$.通过公式(12)进行计算可以得到地下水排泄速率约为 113 mm/d ,对河水水量平衡的贡献约为 9.15% .此结果与 ^{222}Rn 质量平衡模型结果接近,指示了这两种质量模型量化结果的可靠性.进一步利用简单的水量平衡模型来验证 ^{222}Rn 与EC的结果,该模型可以表示为:

$$-\Delta V = R_i + P + G_i - R_o - E_o, \quad (13)$$

式中: ΔV 为枯水期河流水位的平均变化导致的体积变化(m^3/d); R_i 为枯水期平均上游来水及支流流入(m^3/d); P 为枯水期平均降雨(m^3/d); G_i 为枯水期平均的地下水排泄通量(m^3/d); R_o 为枯水期平均下游去水及支流流出(m^3/d); E_o 为枯水期平均蒸发量(m^3/d).

水量平衡中各个端元的值在表 3 中列出.

代入公式(13)计算可得,枯水期地下水排泄通量为 $9.41\times 10^7\text{ m}^3/\text{d}$,排泄速率约为 120.9 mm/d ,对于河水水量平衡的贡献率约为 9.79% .通过对比分析 3 种质量平衡模型的结果,如图 3 所示,进一步验证了 ^{222}Rn 质量平衡模型结果的可靠性.

3.4 不同河段地下水排泄量的差异及影响因素分析

通过图 4 可以看出,河水中 ^{222}Rn 活度的波动较大.在宜昌—枝城段, ^{222}Rn 平均活度为 395.13 Bq/m^3 ;在枝城—沙市段, ^{222}Rn 平均活度为 376.39 Bq/m^3 ;在沙市—监利段, ^{222}Rn 平均活度为 272.90 Bq/m^3 ;在监利—螺山段, ^{222}Rn 平均活度为 155.63 Bq/m^3 .宜昌—枝城段以及枝城—沙市段的河水平均 ^{222}Rn 活度明显高于后两段,这暗示了地下水的排

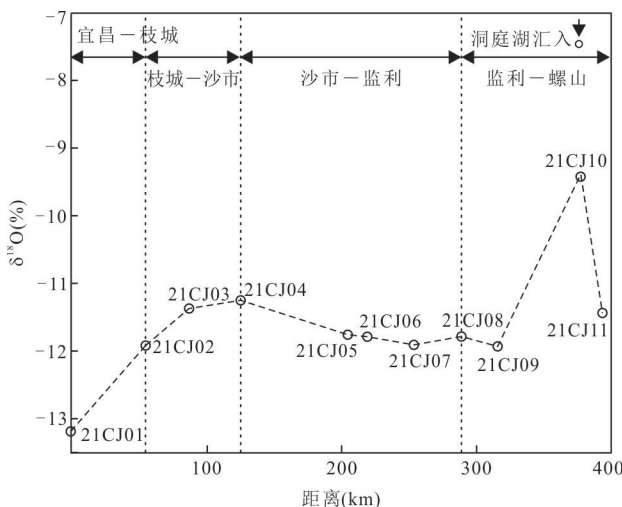


图 2 河心处 $\delta^{18}\text{O}$ 沿程变化

Fig.2 $\delta^{18}\text{O}$ at the center of river change along the river

表 3 水量平衡模型的参数值(m^3/d)

Table 3 Parameter values for the water balance model (m^3/d)

河段体积变化	上游来水及支流流入	下游去水及支流流出	蒸发量	降雨量
-5.77×10^7	9.42×10^8	9.79×10^8	1.23×10^6	1.36×10^6

泄量可能存在着空间差异.通过²²²Rn质量平衡模型与水量平衡模型对这4段进行分别计算,得到结果如图5所示.

可以看出,枝城—沙市段的排泄总量最大,沙市到监利段次之.但是地下水的排泄总量受河段长短及空间大小的影响较大,使用地下水的排泄速率进行分析,会消除河段长短对结果的影响.地下水排泄速率的分段量化结果如图6所示,在枝城—沙市段,地下水排泄速率最大;宜昌—枝城段,次之;沙市—监利段,再次之;监利—螺山段,地下水排泄速率最小.

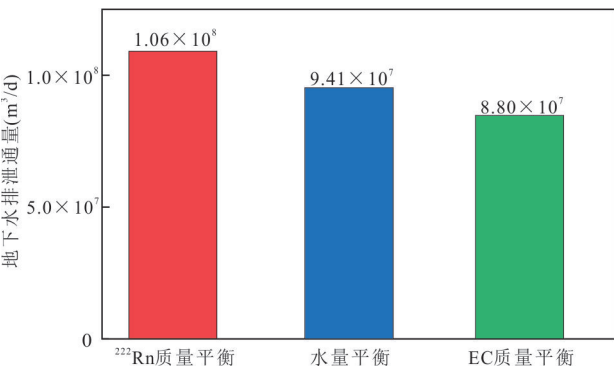


图3 3种质量平衡模型结果的对比

Fig.3 Comparison of the results from three mass balance models

3.4.1 含水层富水性影响 枝城—沙市段的地下水排泄速率最大,为274.60 mm/d;宜昌—枝城段的地下水排泄速率也较大,为165.54 mm/d;沙市—监利段的地下水排泄速率稍小,为122.87 mm/d;监利—螺山段的地下水排泄速率最小,为43.72 mm/d.排泄速率的大小可能会受到含水层富水性和地下水位共同影响.宜昌—螺山段的含水岩组及富水程度如附图1所示.

在宜昌—枝城段,含水岩组富水性为中等;在枝城—沙市段,含水岩组的富水性为中等到强,含水性强区域主要在江陵和沙市两地;在沙市—监利段,含水岩组的富水性为中等到强,在沙市—监利段,部分区域的含水岩组富水性较弱;在监利—螺山段,含水岩组的富水性为中等到弱,含水岩组在城陵矶后段的富水性较弱.枝城到沙市段较强的含水层富水性可能会使得该段的地下水排泄增强,而监利到螺山段的含水层富水性最差,可能使得该段的地下水排泄显著降低.而宜昌—枝城段与沙市—监利段地下水排泄速率的大小与两端富水性的大小并不吻合,沙市—监利段的含水层富水性要大于宜昌—枝城段,但沙市—监利段的地下水排泄速率低于宜昌—枝城段,这可能指示了其他因素的影响.

3.4.2 地下水位影响 从宜昌至螺山,长江河段地表高程呈现由高到低的趋势.在稳态条件下,地下水

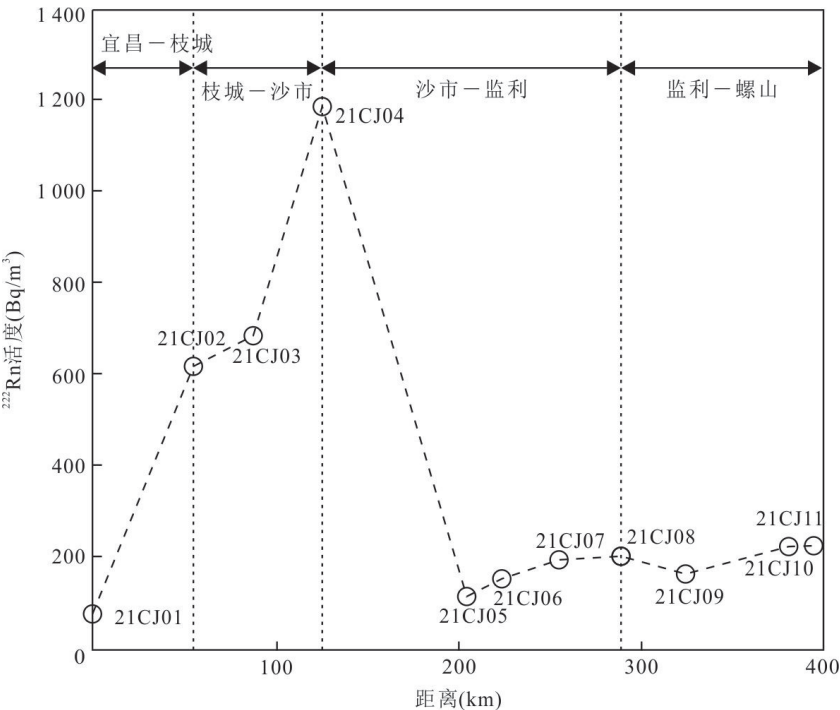


图4 河心处²²²Rn活度沿程变化

Fig.4 ²²²Rn concentration at the center of river change along the river

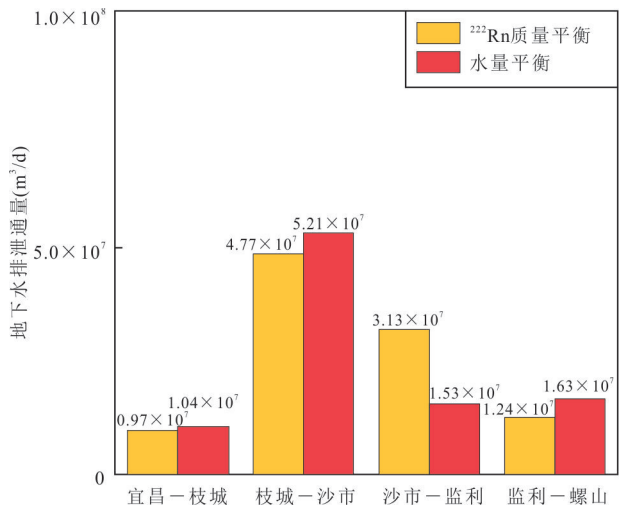


图5 分段地下水排泄通量的量化

Fig.5 Segmental quantification of groundwater discharge

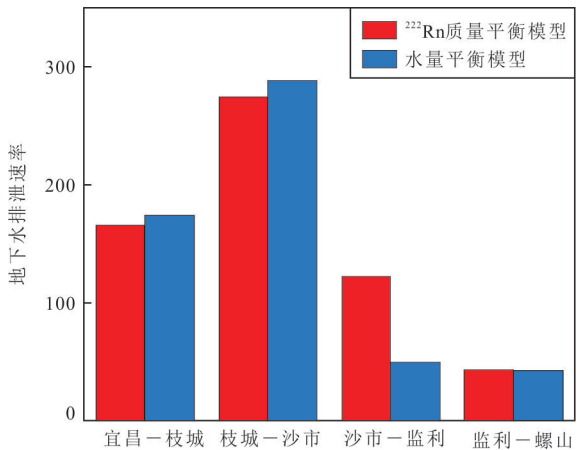


图6 分段地下水排泄强度

Fig.6 Segmental groundwater discharge rate

位主要由地形控制,可由地表高程代表(Tóth, 1963; Freeze and Witherspoon, 1967).荆江段的地表高程如附图 2 所示.分段来看,宜昌一枝城段的地表平均高程最高;枝城一沙市的地表平均高程属于中等水平;沙市一监利的地表平均高程属于中等偏低水平;监利一螺山的地表平均高程最低.因为宜昌一枝城段的地表平均高程较大,所以地下水头也会高于其他区域,使得该区域的地下水排泄速率高于沙市一监利段.根据地质云长江沿岸地下水位数据(<https://geocloud.cgs.gov.cn/#/home>),在采样期间,宜昌一枝城段地下水位高于 100 m,枝城一沙市段地下水位在 40 m 左右,沙市一监利段地下水位在 30 m 左右,监利一螺山段地下水位在 25 m 左右.综合考虑含水层富水性及地下水位的影响,结果在表 4 中列出.可以看出,枝城一沙市段和监利一螺山段的

表 4 含水层富水性及地下水位分段

Table 4 Segmental data of aquifer water content and groundwater lever

河段	含水层富水性 (L/sm)	地下水位(m)	地下水排泄速率 V(mm/d)
宜昌—枝城	中等 (0.1<q<1)	高 (>100)	较强 (150<V<200)
枝城—沙市	中等—强 (0.1<q<5)	中等 (~40)	强 (200<V)
沙市—监利	中等—强 (0.1<q<5)	中等偏低 (~30)	中等 (100<V<150)
监利—螺山	中等—弱 (0<q<1)	低 (~25)	弱 (100<V)

注:q为钻孔单位涌水量.

地下水排泄速率受到含水层富水性和地下水位共同控制,而宜昌一枝城段的地下水排泄速率主要受地下水位的影响,根据以往的研究,宜昌段的地下水位平均标高会高于地表水 30 m 左右(范小军等, 2021).沙市一监利河段的地下水排泄速率主要受含水层富水性的控制,沙市地区的含水岩组分为孔隙潜水含水岩组、上部孔隙承压含水岩组、下部孔隙承压含水岩组,水量丰富稳定(邓青军等,2014).

4 结论

(1)使用²²²Rn质量平衡模型对长江中游荆江段的地下水排泄进行了估算,并使用EC质量平衡模型以及水量平衡模型验证了²²²Rn质量平衡模型结果的可靠性,水量平衡模型与EC质量平衡模型相对于²²²Rn质量平衡模型的误差分别为11.22%和16.98%,误差在可接受的范围内.²²²Rn质量平衡模型估算的平均地下水排泄速率为135 mm/d,排泄总量为1.06 × 10⁸ m³/d,对河流水量平衡的贡献为10.99%.

(2)对长江中游河段地下水排泄的空间差异性进行了分析,枝城一沙市段,地下水排泄速率最大,为274.60 mm/d;宜昌一枝城段,地下水排泄速率次之,为165.54 mm/d;沙市一监利段,地下水排泄速率再次之,为122.87 mm/d;监利一螺山段,地下水排泄速率最小,为43.72 mm/d.此外,在宜昌一枝城段,地下水的排泄速率主要受到地下水位的控制,在沙市一监利段,地下水的排泄速率主要受到含水层富水性的控制,在枝城一沙市段以及监利一螺山段,排泄速率受到含水层富水性与地下水位的共同控制.

附图见本刊官网(<http://www.earth-science.net>).

References

- Battle-Aguilar, J., Harrington, G. A., Leblanc, M., et al., 2014. Chemistry of Groundwater Discharge Inferred from Longitudinal River Sampling. *Water Resources Research*, 50(2): 1550–1568. <https://doi.org/10.1002/2013wr013591>
- Bauer, P., Held, R.J., Zimmermann, S., et al., 2006. Coupled Flow and Salinity Transport Modelling in Semi-Arid Environments: The Shashe River Valley, Botswana. *Journal of Hydrology*, 316(1/2/3/4): 163–183. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.04.018>
- Boudreau, B. P., 1996. The Diffusive Tortuosity of Fine-Grained Unlithified Sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(16): 3139–3142. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(96\)00158-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(96)00158-5)
- Burnett, W. C., Peterson, R. N., Chanyotha, S., et al., 2013. Using High-Resolution In Situ Radon Measurements to Determine Groundwater Discharge at a Remote Location: Tonle Sap Lake, Cambodia. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 296(1): 97–103. <https://doi.org/10.1007/s10967-012-1914-8>
- Burnett, W. C., Peterson, R. N., Santos, I. R., et al., 2010. Use of Automated Radon Measurements for Rapid Assessment of Groundwater Flow into Florida Streams. *Journal of Hydrology*, 380(3–4): 298–304. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.11.005>
- Che, Q. H., Su, X. S., Zheng, S. D., et al., 2021. Interaction between Surface Water and Groundwater in the Alluvial Plain (Anqing Section) of the Lower Yangtze River Basin: Environmental Isotope Evidence. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 329(3): 1331–1343. <https://doi.org/10.1007/s10967-021-07889-4>
- Chen, X., 2007. Hydrologic Connections of a Stream-Aquifer-Vegetation Zone in South-Central Platte River Valley, Nebraska. *Journal of Hydrology*, 333(2/3/4): 554–568. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.09.020>
- Corbett, D. R., Burnett, W. C., Cable, P. H., et al., 1998. A Multiple Approach to the Determination of Radon Fluxes from Sediments. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 236(1/2): 247–253. <https://doi.org/10.1007/BF02386351>
- Dai, W. Y., 2021. Analysis of Riverbed Evolution of the Waigaoqiao Branch Channel of the Yangtze Estuary in Flood Period under New Water and Sediment Conditions. *American Journal of Water Science and Engineering*, 7(2): 48–56. <https://doi.org/10.11648/j.ajwse.20210702.13>
- Deng, Q.J., Tang, Z.H., Wu, Q., et al., 2014. Characteristics of Groundwater and Its Influencing Factors in Jingzhou City. *Resources and Environment in the Yangtze Basin*, 23(9): 1215–1221 (in Chinese with English abstract).
- Dimova, N. T., Burnett, W. C., 2011. Evaluation of Groundwater Discharge into Small Lakes Based on the Temporal Distribution of Radon-222. *Limnology and Oceanography*, 56(2): 486–494. <https://doi.org/10.4319/lo.2011.56.2.0486>
- Fan, X. J., Wang, L., Li, C., et al., 2021. Occurrence Characteristics of Shallow Groundwater in Urban District in Yichang. *Resources Environment & Engineering*, 35(2): 211–215, 231 (in Chinese with English abstract).
- Freeze, R.A., Witherspoon, P. A., 1967. Theoretical Analysis of Regional Groundwater Flow: 2. Effect of Water-Table Configuration and Subsurface Permeability Variation. *Water Resources Research*, 3(2): 623–634. <https://doi.org/10.1029/wr003i002p00623>
- Gao, Y., Chen, L., Zhang, W., et al., 2021. Spatiotemporal Variations in Characteristic Discharge in the Yangtze River Downstream of the Three Gorges Dam. *Science of the Total Environment*, 785(3–4): 147343. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.147343>
- Han, J. B., Xu, J. X., Yi, L., et al., 2022. Seasonal Interaction of River Water-Groundwater-Salt Lake Brine and Its Influence on Water-Salt Balance in the Nalenggele River Catchment in Qaidam Basin, NW China. *Journal of Earth Science*, 33(5): 1298–1308. <https://doi.org/10.1007/s12583-022-1731-0>
- Han, J. Q., Wang, Y., Sun, Z. H., 2021. Changes of Water Stage in the Middle Yangtze River Influenced by Human Activities in the Past 70 Years. *Frontiers of Earth Science*, 15(1): 121–132. <https://doi.org/10.1007/s11707-020-0855-8>
- Huang, C.S., Zhou, Y., Zhang, S.N., et al., 2021. Groundwater Resources in the Yangtze River Basin and Its Current Development and Utilization. *Geology in China*, 48(4): 979–1000 (in Chinese with English abstract).
- Kluge, T., Ilmberger, J., von Rohden, C., et al., 2007. Tracing and Quantifying Groundwater Inflow into Lakes Using a Simple Method for Radon-222 Analysis. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11(5): 1621–1631. <https://doi.org/10.5194/hess-11-1621-2007>
- Li, M.T., 2005. Study on the Coupling Effect of Main Water and Sediment in the Middle and Lower Reaches of the

- Yangtze River and Modern Riverbed Geomorphology (Dissertation). East China Normal University, Shanghai (in Chinese with English abstract).
- Liao, F., Wang, G. C., Shi, Z. M., et al., 2018. Estimation of Groundwater Discharge and Associated Chemical Fluxes into Poyang Lake, China: Approaches Using Stable Isotopes (δD and $\delta^{18}O$) and Radon. *Hydrogeology Journal*, 26(5): 1625–1638. <https://doi.org/10.1007/s10040-018-1793-3>
- Liu, J., Tian, Y., Huang, K., et al., 2021. Spatial-Temporal Differentiation of the Coupling Coordinated Development of Regional Energy-Economy-Ecology System: A Case Study of the Yangtze River Economic Belt. *Ecological Indicators*, 124(2): 107394. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2021.107394>
- Liu, S., Zhu, J. Q., Tian, H., 2012. Main Water Issues and Countermeasures in Middle and Lower Reaches of Yangtze River. *Journal of Yangtze University (Natural Science Edition)*, 9(1): 42–46, 5 (in Chinese with English abstract).
- Luo, X., Jiao, J. J., Wang, X. S., et al., 2016. Temporal ^{222}Rn Distributions to Reveal Groundwater Discharge into Desert Lakes: Implication of Water Balance in the Badain Jaran Desert, China. *Journal of Hydrology*, 534: 87–103. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.12.051>
- Mao, L.F., Fu, S., Liu, H., et al., 2023. Analysis of Recharge Source of Karst Spring Water Based on Stable Hydrogen and Oxygen Isotopes. *Earth Science*, 48(9): 3480–3493 (in Chinese with English abstract).
- Martinez, J.L., Raiber, M., Cox, M.E., 2015. Assessment of Groundwater-Surface Water Interaction Using Long-Term Hydrochemical Data and Isotope Hydrology: Headwaters of the Condamine River, Southeast Queensland, Australia. *Science of the Total Environment*, 536: 499–516. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.07.031>
- Ortega, L., Manzano, M., Custodio, E., et al., 2015. Using ^{222}Rn to Identify and Quantify Groundwater Inflows to the Mundo River (SE Spain). *Chemical Geology*, 395: 67–79. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.12.002>
- Pan, B.Z., Liu, X.Y., 2021. A Review of Water Ecology Problems and Restoration in the Yangtze River Basin. *Journal of Yangtze River Scientific Research Institute*, 38(3): 1–8 (in Chinese with English abstract).
- Qi, L.Y., Huang, J.C., Gao, J.F., et al., 2017. Temporal and Spatial Simulation of Water Level and Velocity during Low Water Level Statistical Year in Lake Poyang. *Resources and Environment in the Yangtze Basin*, 26(4): 572–584 (in Chinese with English abstract).
- Rosenberry, D. O., Lewandowski, J., Meinikmann, K., et al., 2015. Groundwater—The Disregarded Component in Lake Water and Nutrient Budgets. Part 1: Effects of Groundwater on Hydrology. *Hydrological Processes*, 29(13): 2895–2921. <https://doi.org/10.1002/hyp.10403>
- Tóth, J., 1963. A Theoretical Analysis of Groundwater Flow in Small Drainage Basins. *Journal of Geophysical Research*, 68(16): 4795–4812. <https://doi.org/10.1029/jz068i016p04795>
- Wang, S.Y., He, X.B., Ding, Y.J., et al., 2020. Characteristics and Influencing Factors of Stable Hydrogen and Oxygen Isotopes in Groundwater in the Permafrost Region of the Source Region of the Yangtze River. *Environmental Science*, 41(1): 166–172 (in Chinese with English abstract).
- Wang, Y. S., Chen, X. X., Zhang, M. N., et al., 2017. Using Multiple Tracers to Quantify Groundwater Discharge to Yellow River in Weining Plain. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 59(1): 012023. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/59/1/012023>
- Xie, Q. C., Yang, J., Staffan Lundström, T., 2021. Sediment and Morphological Changes along Yangtze River's 500 km between Datong and Xuliujing before and after Three Gorges Dam Commissioning. *Scientific Reports*, 11(1): 13662. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-93004-2>
- Xie, Y. Q., Cook, P. G., Shanafield, M., et al., 2016. Uncertainty of Natural Tracer Methods for Quantifying River-Aquifer Interaction in a Large River. *Journal of Hydrology*, 535: 135–147. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.01.071>
- Xu, J., Wang, Y.G., Chen, Y., et al., 2020. Characteristics on Spatiotemporal Variations of Surface Water Environmental Quality in Tuojiang River in Upper Reaches of Yangtze River Basin. *Earth Science*, 45(6): 1937–1947 (in Chinese with English abstract).
- Yang, B., Zhang, Y.H., 2020. Properties of Vertical Distribution of Velocity in Dongtinghu Lake. *Water Resources and Power*, 38(8): 33–36 (in Chinese with English abstract).
- Yang, J., Yu, Z.B., Yi, P., et al., 2020. Evaluation of Surface Water and Groundwater Interactions in the Upstream of Kui River and Yunlong Lake, Xuzhou, China. *Journal of Hydrology*, 583(15): 124549. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.124549>

org/10.1016/j.jhydrol.2020.124549

- Yang, X.L., Yu, X.H., Wang, Y.Q., et al., 2019. Estimating the Response of Hydrological Regimes to Future Projections of Precipitation and Temperature over the Upper Yangtze River. *Atmospheric Research*, 230: 104627. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2019.104627>
- Zhou, Y., Wenninger, J., Yang, Z., et al., 2013. Groundwater-Surface Water Interactions, Vegetation Dependencies and Implications for Water Resources Management in the Semi-Arid Hailu River Catchment, China: A Synthesis. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(7): 2435–2447. <https://doi.org/10.5194/hess-17-2435-2013>

中文参考文献

- 邓青军, 唐仲华, 吴琦, 等, 2014. 荆州市地下水动态特征及影响因素分析. 长江流域资源与环境, 23(9): 1215–1221.
- 范小军, 汪力, 李超, 等, 2021. 宜昌市主城区浅层地下水的赋存特征初探. 资源环境与工程, 35(2): 211–215, 231.
- 黄长生, 周耘, 张胜男, 等, 2021. 长江流域地下水资源特征与开发利用现状. 中国地质, 48(4): 979–1000.
- 李茂田, 2005. 长江中下游干流水沙与现代河床地貌耦合作用研究(博士学位论文). 上海: 华东师范大学.
- 刘松, 朱建强, 田皓, 2012. 长江中下游地区的主要水问题与对策. 长江大学学报(自然科学版), 9(1): 42–46, 5.
- 毛龙富, 付舒, 刘宏, 等, 2023. 基于氢氧稳定同位素的喀斯特泉水补给来源分析. 地球科学, 48(9): 3480–3493.
- 潘保柱, 刘心愿, 2021. 长江流域水生态问题与修复述评. 长江科学院院报, 38(3): 1–8.
- 齐凌艳, 黄佳聪, 高俊峰, 等, 2017. 鄱阳湖枯水水位及流速时空分布模拟. 长江流域资源与环境, 26(4): 572–584.
- 汪少勇, 何晓波, 丁永建, 等, 2020. 长江源多年冻土区地下水氢氧稳定同位素特征及其影响因素. 环境科学, 41(1): 166–172.
- 许静, 王永桂, 陈岩, 等, 2020. 长江上游沱江流域地表水环境质量时空变化特征. 地球科学, 45(6): 1937–1947.
- 杨斌, 张英豪, 2020. 洞庭湖流速垂向分布特性. 水电能源科学, 38(8): 33–36.