

https://doi.org/10.3799/dqkx.2019.177



新疆喀什三角洲地下水流系统的水化学和同位素标记

魏 兴^{1,2}, 周金龙^{1,2*}, 梁 杏³, 乃尉华⁴, 曾妍妍^{1,2}, 范 薇^{1,2}, 李 斌⁴

1. 新疆农业大学水利与土木工程学院, 新疆乌鲁木齐 830052
2. 新疆水文水资源工程技术研究中心, 新疆乌鲁木齐 830052
3. 中国地质大学环境学院, 湖北武汉 430074
4. 新疆维吾尔自治区地质矿产勘查开发局第二水文工程地质大队, 新疆昌吉 831100

摘要: 新疆喀什三角洲地下水“水质型”缺水问题较为突出, 开展地下水流系统研究具有实际意义. 采用水化学和环境同位素年龄测试法, 在对喀什三角洲地下水含水系统划分基础上, 对地下水化学和循环更新特征进行了分析研究. 结果表明: 三角洲含水系统由山前倾斜冲洪积平原潜水、河流冲积平原潜水和河流冲积平原承压水构成. 沿地下水流向, 水化学类型演化为 $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4\text{-Ca} \rightarrow \text{SO}_4\text{-Ca} \rightarrow \text{SO}_4 \cdot \text{Cl-Mg} \cdot \text{Na} \rightarrow \text{SO}_4 \cdot \text{Cl-Na}$, TDS 增高, 水质趋向盐化. 山前倾斜冲洪积平原为溶滤—径流区, 河流冲积平原为径流—累盐区. 研究区地下水更新速率为 $0.03\% \sim 16.35\% \cdot \text{a}^{-1}$, 具有山前倾斜冲洪积平原潜水 $>$ 河流冲积平原潜水 $>$ 河流冲积平原承压水的特征. 利用 ^3H 估算得出, 山前倾斜冲洪积平原潜水年龄为 $8 \sim 49$ a, 平均值为 29 a; 河流冲积平原潜水年龄为 $14 \sim > 50$ a, 其中上部潜水平均年龄为 24 a, 下部潜水平均年龄大于 50 a. 利用 ^{14}C 估算得出, 河流冲积平原潜水为 $476 \sim 33\ 623$ a, 平均值为 8 106 a; 河流冲积平原承压水为 $5\ 186 \sim 34\ 578$ a, 平均值为 30 043 a, 与潜水比为“更古老”的水. 综合以上特征得出, 喀什三角洲地下水含水系统可以划分为 2 个更新速率较快的局部水流系统 (I_1 和 I_2) 和一个循环滞缓的区域水流系统 (II).

关键词: 新疆喀什三角洲; 水文地球化学; 同位素年龄; 更新速率; 地下水流系统; 水文地质.

中图分类号: P641

文章编号: 1000-2383(2020)05-1807-11

收稿日期: 2019-07-17

Hydrochemical and Isotopic Markers of Groundwater Flow Systems in the Kashgar Delta Area in Xinjiang

Wei Xing^{1,2}, Zhou Jinlong^{1,2*}, Liang Xing³, Nai Weihua⁴, Zeng Yanyan^{1,2}, Fan Wei^{1,2}, Li Bin⁴

1. College of Water Conservancy and Civil Engineering, Xinjiang Agricultural University, Urumqi 830052, China
2. Xinjiang Hydrology and Water Resources Engineering Research Center, Urumqi 830052, China
3. School of Environment Studies, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China
4. No.2 Hydrogeological and Engineering Geological Team of Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Resources Exploration and Development, Changji 831100, China

Abstract: The shortage of groundwater caused by poor water quality is more prominent in the Kashgar delta of Xinjiang, so it is practical significance to study groundwater flow system. Based on the divisions of groundwater aquifer system in Kashgar delta,

基金项目: 新疆维吾尔自治区自然科学基金项目(No.2019D01B18); 国家自然科学基金项目(No.41662016).

作者简介: 魏兴(1993—), 男, 博士研究生, 主要从事同位素水文地质学与地下水或地表水转化研究. ORCID:0000-0003-3862-2887. E-mail:1035027480@qq.com

*通讯作者: 周金龙, ORCID:0000-0001-5055-0252. E-mail: zjzhoujl@163.com

引用格式: 魏兴, 周金龙, 梁杏, 等, 2020. 新疆喀什三角洲地下水流系统的水化学和同位素标记. 地球科学, 45(5):1807-1817.

the characteristics of the groundwater hydrochemistry and cycle regeneration were analyzed using hydrogeochemistry and environmental isotope age test methods. The research results show that the delta aquifer system consists of unconfined groundwater in piedmont sloping alluvial-diluvial plain, unconfined groundwater in river alluvial plain and confined groundwater in river alluvial plain. The evolution of groundwater hydrochemistry types is $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4 \cdot \text{Ca} \rightarrow \text{SO}_4 \cdot \text{Ca} \rightarrow \text{SO}_4 \cdot \text{Cl} \cdot \text{Mg} \cdot \text{Na} \rightarrow \text{SO}_4 \cdot \text{Cl} \cdot \text{Na}$ along the groundwater flow direction. With the increased TDS, the groundwater quality tends towards salinization. Piedmont sloping alluvial-diluvial plain is the main dissolution-runoff zone and the river alluvial plain is main runoff-accumulation salt zone. The groundwater renewal rate in the study area is $0.03\% \sim 16.35\% \cdot \text{a}^{-1}$, which is characterized by unconfined groundwater in piedmont sloping alluvial-diluvial plain > unconfined groundwater in river alluvial plain > confined groundwater in river alluvial plain. Estimated by ^3H , the age of unconfined groundwater in piedmont sloping alluvial-diluvial plain is 8~49 a, with an average of 29 a. The age of unconfined groundwater in river alluvial plain is 14~>50 a, in which the average age of upper unconfined groundwater is 24 a, and the average age of lower unconfined groundwater is >50 a. Estimated by ^{14}C , the age of unconfined groundwater in river alluvial plain is 476~33 623 a, with an average of 8 106 a. The age of confined groundwater in river alluvial plain is 5 186~34 578 a, with an average of 30 043 a, being "older" than unconfined groundwater. Based on the above characteristics, the groundwater aquifer systems in Kashgar delta are divided into two local flow systems (I₁ and I₂) with faster renewal rate and a regional flow system (II) with slow circulation.

Key words: Kashgar delta in Xinjiang; hydrogeochemistry; isotope age; renewal rate; groundwater flow system; hydrogeology.

0 引言

喀什三角洲位于新疆维吾尔自治区西南部,东临塔克拉玛干沙漠,是我国内陆第一个经济特区,在国家区域发展和西部地区对外开放中承担着重要的战略作用.水资源是西北干旱地区社会经济与生态持续发展最主要的限制因子(李丽琴等,2019),地下水在维持区域经济发展发挥着重要作用.该区原生地质环境对地下水水质影响作用较大,水质型问题(高硫酸盐、高矿化度与高硬度)突出(魏兴等,2019)、生态环境脆弱(巴乌龙等,2013).在地下水资源评价与利用的研究中,地下水流动系统的划分是重点解决的问题之一.

地下水化学信息不仅能反映水质问题,在识别地下水流动系统方面也有重要指示作用.例如在计算地下水补给速率、驻留时间和识别流动路径等方面(Edmunds, 2009;李华等,2017;於昊天等,2017;Ma *et al.*, 2018).环境同位素是地下水流动系统的天然示踪剂,在识别局部与区域地下水流动系统上发挥着重要的作用,特别是地下水年龄与更新速率可以更好地反映地下水流动系统(阮云峰等,2015; Gabrielli *et al.*, 2018; Mao *et al.*, 2018; Abdou and Babaye, 2019).目前,有较多运用水化学与同位素技术研究地下水流动系统的案例.例如,翟远征等(2013)运用水化学、 ^2H 、 ^{18}O 、 ^3H 和 ^{14}C 等技术,对北京潮白河冲洪积扇地下水的流动模式和更新演化规律进行了研究;陈宗宇等(2010)运用 ^2H 、 ^{18}O 、 ^3H 和 ^{14}C 等技术,识别了松嫩平原地下水的流动模式,

揭示了地表水与地下水的相互作用关系;Xiao *et al.* (2017)运用水化学、 ^3H 和 ^{14}C 等技术,探讨了柴达木盆地地下水水化学演化过程,并估算了地下水年龄.

喀什三角洲尚未开展地下水流动系统的研究.本次研究采集地下水化学与 ^3H 、 ^{14}C 同位素样品进行测试,分析地下水化学特征与演化规律,估算地下水年龄及更新速率,并以典型剖面为代表,分析地下水流系统,为地下水资源评价、管理、利用和生态环境保护提供科学依据.

1 研究区概况

喀什三角洲位于塔里木盆地西缘,地理坐标为 $75^{\circ}00'00'' \sim 76^{\circ}52'15''\text{E}$, $38^{\circ}22'05'' \sim 39^{\circ}53'54''\text{N}$,总体地势南、西、北部高,东部低,海拔为1 200~4 600 m,平原区由西向东逐渐扩大,形成典型的三角洲半封闭盆地,总面积为17 545 km^2 ,其中平原区面积为13 329 km^2 .地貌类型主要由构造剥蚀低中山、构造剥蚀低山丘陵、山前倾斜冲洪积平原、河流冲积平原和风积沙漠组成(图1).平原区是喀什噶尔河流域主要经济活动区,包括喀什市、疏勒县、疏附县、英吉沙县、阿图什市、阿克陶县、乌恰县等县市.该区属暖温带大陆性干旱气候,多年平均气温为 11.7°C ,多年平均降水量为52.5 mm,多年平均水面蒸发量为1 757.1 mm.

研究区受河流冲、洪积沉积规律影响,第四系松散沉积物厚度为100~800 m,向下游逐渐增厚.山前倾斜冲洪积平原单一结构潜水沿北、西、南山

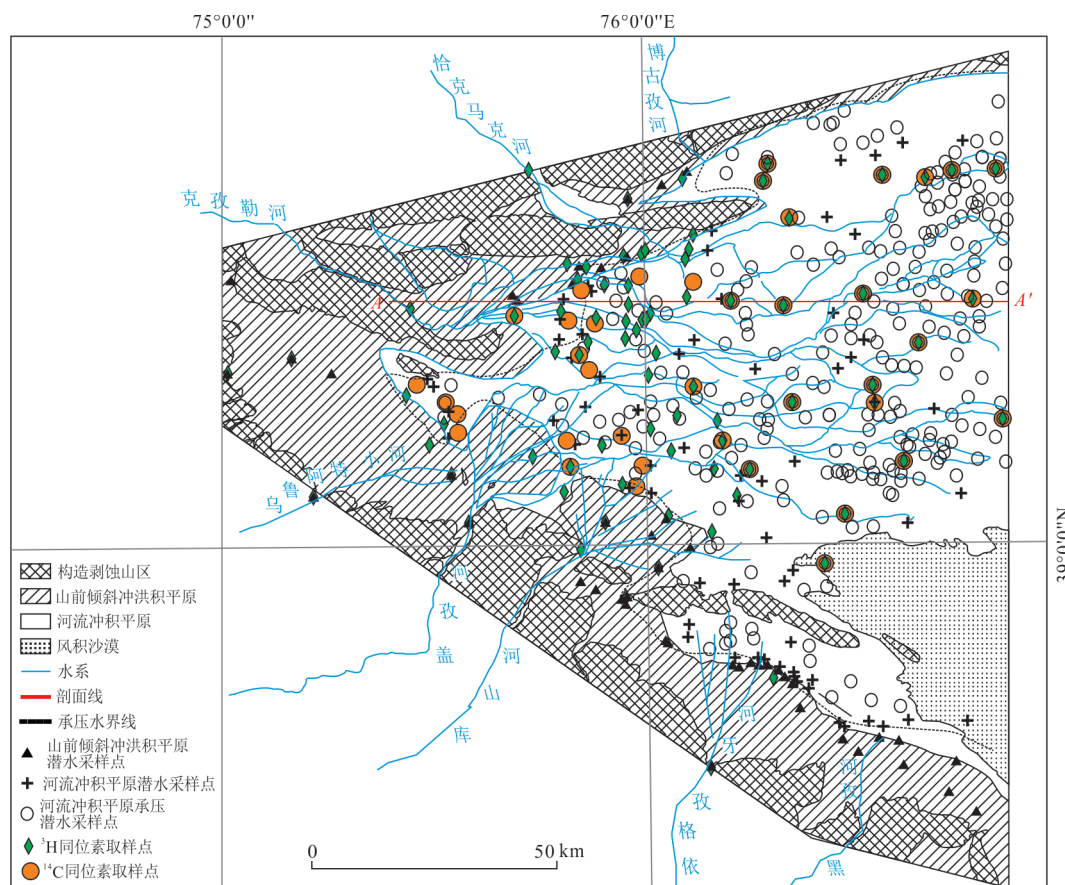


图1 研究区地下水采样点分布

Fig.1 Distribution of groundwater sampling locations in the study area

前分布;中下游为广阔的河流冲积平原,地层岩性由中粗砂、砂、亚砂土、亚黏土和黏土的互层结构组成,形成河流冲积平原潜水和其下覆砂-粘互层承压水.河流冲积平原100 m以下分布有2个相对稳定的承压含水层,其中第一层含水层厚度为50~100 m;第二层含水层厚度为60~120 m.

研究区地下水主要接受河道水渗漏、河床滞流、暴雨洪流入渗、地下水侧向径流、降水入渗等补给;中下游平原区河网、渠系较为密布,地下水埋深较浅,同时接受灌区各类渠系水渗漏、田间水入渗、水库水渗漏、泉水回归入渗等补给;地下水总体流向与地形坡降一致,总体由西向东径流;地下水排泄方式为人工开采、泉水溢出、潜水蒸发蒸腾以及向下游的侧向流出等.

2 样品采集与测试

2.1 样品采集

采样时间为2016年6~11月(相对丰水期),按研究区水文地质单元,沿地下水流向采集地下水化

学、 ^3H 和 ^{14}C 同位素样品.取样时,用所取水样润洗水样瓶3次,之后用 $0.45\ \mu\text{m}$ 的醋酸纤维滤膜过滤后密封保存.水样均取自饮用水井和农用井,井深在350 m以内.本文共取地下水化学样品402组, ^3H 同位素样品49组, ^{14}C 同位素样品18组.

本次研究还收集前人2012年 ^3H 和 ^{14}C 同位素数据(乃尉华等,2018),其中地下水 ^3H 同位素样品43组, ^{14}C 同位素样品10组.

2.2 测试分析

采用德国HI9829高精度便携式多参数综合水质测定仪现场测定地下水pH值、水温、电导率、氧化还原电位和溶解氧等参数,测试精度分别为0.01、 $0.01\ ^\circ\text{C}$ 、 $0.01\ \mu\text{s}/\text{cm}$ 、 $0.1\ \text{mV}$ 和 0.01×10^{-6} .离子指标(K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 、 CO_3^{2-} 等)由新疆地矿局第二水文工程地质大队化验室完成,其中, K^+ 、 Na^+ 由火焰原子吸收分光光度法测定, Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 由乙二胺四乙酸二钠滴定法测定, Cl^- 由硝酸银容量法测定, SO_4^{2-} 由硫酸钡比浊法测定, HCO_3^- 、 CO_3^{2-} 由酸碱滴定法测定,各离子指标

检出限均为 $0.05 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 。 ^3H 和 ^{14}C 同位素值由自然资源部地下水矿泉水及环境监测中心测试完成,采用液体闪烁仪测试, $\delta^3\text{H}$ 值分析精度为 $\pm 2.5 \text{ TU}$, $\delta^{14}\text{C}$ 值测试结果的置信概率为 95%。

3 方法与原理

3.1 地下水化学特征

利用统计方法分析地下水离子参数及水化学特征;依据研究区含水层矿物组成,利用 PHREEQC 软件计算常规矿物饱和指数,分析不同水文地质单元矿物的溶解状态,并结合地下水化学特征,划定盐分溶解—迁移—累积分区,研究区内地下水化学特征及演化规律。

3.2 地下水 ^3H 年龄及更新速率

3.2.1 地下水 ^3H 年龄校正 ^3H 同位素 主要用来测定 50 a 以内的“年轻”地下水(刘峰等, 2014; 阮云峰等, 2015)。由于地下水中的放射性同位素 ^3H 的半衰期为 12.43 a, 因此, 在使用前人 ^3H 数据时, 需要对数据进行校正。将本次研究样品采集年份(2016 年)作为基准年, 对前人 43 组 ^3H 数据进行校正, 前人的数据校正公式为:

$$A = A_0 \times 0.5^{\frac{t}{\tau}}, \quad (1)$$

式中: A 为校正后 ^3H 含量; A_0 为前人数据 ^3H 含量; t 为 2016 年减去前人 2012 年采样年份(乃尉华等, 2018); τ 为 ^3H 的半衰期(12.43 a), 校正后的数据和本次采样数据一并进行地下水年龄估算。

采用适用于干旱地区的全混模型(LeGalla Salle *et al.*, 2001)估算地下水年龄, 公式为:

$$C_{(t)} = \sum_{\varphi=0}^{63} \sum_{i=t-\varphi}^{1953} \alpha_i C_0 (t-\varphi) e^{-\lambda\varphi} \frac{1}{\varphi_m} e^{-\frac{\varphi}{\varphi_m}}, \quad (2)$$

式中: $C_{(t)}$ 为地下水 ^3H 输出函数; t 为采样年(2016 年); φ 为同位素的传输时间, 从 1953 年(核爆年)至 2016 年(采样年), φ 值分别对应 0~63 a; α_i 为第 i 年的降水量校正系数($\alpha_i = P_i/P$, P_i 为第 i 年的降水量, P 为多年平均降水量); $C_0(t-\varphi)$ 为 ^3H 的输入函数, 可用当地降水 ^3H 历年变化值代替; λ 为衰变系数(0.055 764); 63 为采样年份到 1953 年的年数; φ_m 为地下水的平均年龄, 通过 φ_m (1~500 a), 求得 $C_{(t)}$, 得到 $C_{(t)}$ 与 φ_m 关系曲线, 依据实测 ^3H 含量得出地下水年龄。

3.2.2 地下水更新速率 全混模型在计算地下水更新速率应用较广泛(崔亚莉等, 2015; 袁瑞强

等, 2015; Chen *et al.*, 2016), 其地下水各条流线到达取样井的时间呈指数分布, 即最短的流线对应的运动时间为零, 最长的流线对应的运动时间为无限大。不同年份补给的地下水在地下水系统中完全混合, 结合 ^3H 含量放射性衰变, 计算公式为:

$$A_{gi} = (1 - R_i) A_{gi-1} e^{-\lambda} + R_i A_{0i}, \quad (3)$$

式中: A_{gi} 为第 i 年地下水中 ^3H 含量; R_i 为第 i 年的地下水更新速率; λ 为衰变系数(0.055 764); A_{0i} 为第 i 年降水输入的 ^3H 含量; i 为计算年, $i=63$ (对应 1953—2016 年)。

一般而言地下水补给量与年降水量呈线性关系, 考虑研究区为干旱地区, 并非所有的降水都对地下水产生补给, 则地下水更新速率计算公式为:

$$R_i = R \frac{P_i - P_t}{P_m - P_t}, \quad (4)$$

式中: R 为年平均更新速率; P_i 为第 i 年降水量; P_t 为最小降水量; P_m 为多年平均降水量。采用大气降水 ^3H 浓度作为地下水系统的输入函数, 给定 0~100% 的更新速率, 通过公式(3)得出采样年更新速率与 ^3H 输出值关系曲线, 依据实测水样 ^3H 含量得到地下水更新速率。

3.3 地下水 ^{14}C 年龄

^{14}C 主要来测定“年老”的地下水(毛绪美等, 2010; Atkinson *et al.*, 2014)。地下水中的放射性同位素 ^{14}C 的半衰期为 5 730 a, 因此, 将本次研究样品采集年份(2016 年)作为基准年, 对前人 10 组 ^{14}C 数据进行校正, 对前人 ^{14}C 数据进行校正, 校正公式为:

$$A = A_0 e^{-\lambda t}, \quad (5)$$

式中: A 为校正后 ^{14}C 含量; A_0 为前人数据 ^{14}C 含量; t 为 2016 年减去前人采样年份(2012 年); λ 为 ^{14}C 的衰变常数(0.000 12), 校正后的前人数据与本次采样数据一并进行地下水年龄估算。校正后的数据和本次采样数据一并进行地下水年龄估算。

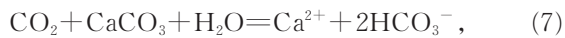
^{14}C 测年是应用地下水中的溶解无机碳(DIC)作为示踪剂, 认为溶解无机碳在水中的动力行为与地下水相同, 原理为水溶含碳物质的 ^{14}C 按照放射性衰变规律随时间递减(杨丽芝等, 2009), 计算公式为:

$$T = 8267 \times \ln\left(\frac{A_0}{A_t}\right), \quad (6)$$

式中: T 为地下水年龄, 用距今的时间(a B.P.)表示; A_t 为实际样品 ^{14}C 浓度, 用 pmc(现代碳百分数)表

示; A_0 为地下水初始 ^{14}C 浓度,通常假设大气中 CO_2 的 ^{14}C 浓度为100 pmc,但由于地下水循环过程中的水化学作用,通常低于100 pmc.因此,要用模型对初始 ^{14}C 输入值 A_0 进行校正.

目前较为常用的 ^{14}C 年龄校正模型有Vogel统计模型(Vogel, 1970)、Tamers化学稀释校正模型(Tamers, 1975)、Pearson同位素混合模型(Pearson Jr and White, 1967)、Gonfiantinie同位素混合-交换校正模型(Gonfiantinie *et al.*, 2001)等. Tamers模型计算出的年龄接近于各种模型年龄的平均值,可较好反映地下水真实年龄(苏小四等, 2006),且该模型考虑了降水入渗时水中 CO_2 与基岩、碳酸盐与土壤中 CO_2 的反应平衡,在干旱半干旱地区较为常用(刘峰等, 2014),采用该模型对 ^{14}C 年龄进行校正,化学反应式如下:



建立碳化学平衡来确定地下水初始 ^{14}C 浓度,校正公式为:

$$A_T = \frac{[C_{\text{总}}] - 0.5[\text{HCO}_3^-]}{[C_{\text{总}}]} A_0, \quad (8)$$

式中: A_T 为地下水初始 ^{14}C 含量; $[C_{\text{总}}]$ 为地下水中碳酸盐总量($\text{mol}\cdot\text{L}^{-1}$),为 HCO_3^- 含量与 H_2CO_3 含量之和; $[\text{HCO}_3^-]$ 为地下水中 HCO_3^- 含量($\text{mol}\cdot\text{L}^{-1}$); A_0 根据经验取100 pmc.

4 结果与讨论

4.1 地下水化学特征

由地下水化学统计参数(表1)可知,研究区地下水pH值为7.11~8.52,平均值为7.84,呈弱碱性;河流冲积平原潜水和承压水离子浓度普遍较高,多高于Ⅲ类水标准(《地下水质量标准》GB/T 14848-2017).各离子浓度最大值一般出现在河流冲积平原潜水中,其次出现在河流冲积平原承压水中,最小值一般出现在山前倾斜冲洪积平原潜水中.如河流冲积平原潜水、河流冲积平原承压水和山前倾斜冲洪积平原潜水TDS平均值依次为6404.8 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 、2900.8 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 和1136 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$.不同水文地质单元地下水离子浓度差异性明显.

山前倾斜冲洪积平原潜水与河流冲积平原承压水离子浓度具有连续分布特征,可以推断是其水化学环境作用相对稳定的结果.山前倾斜冲洪积平原潜水长期受上游河流稳定补给,地下水循环较

好,离子浓度相对较低;承压水相对处于封闭或半封闭含水层中,循环交替较差,离子浓度趋向增大且分布连续;河流冲积平原潜水离子浓度分布不连续.河流冲积平原潜水埋深普遍较浅,影响因素较多,其中蒸发浓缩作用对地下水质的影响较大,使离子浓度出现不稳定、不连续且TDS较高的特征.

研究区地下水阴离子以 SO_4^{2-} 为主,其次为 Cl^- ;阳离子以 Na^+ 为主, Ca^{2+} 与 Mg^{2+} 浓度差异不大.地下水离子浓度均表现出:山前倾斜冲洪积平原潜水<河流冲积平原承压水<河流冲积平原潜水;地下水化学类型演化方向为 $\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4\text{-Ca}\rightarrow\text{SO}_4\text{-Ca}\rightarrow\text{SO}_4\cdot\text{Cl-Mg}\cdot\text{Na}\rightarrow\text{SO}_4\cdot\text{Cl-Na}$,上游至下游地下水盐分逐渐累积.

研究区构造剥蚀山区新近纪地层主要为钙质粉砂岩、细砂岩和石膏等盐类矿物(魏兴等, 2019),各类矿物的溶解控制了地下水化学组成.通过PHREEQC软件计算研究区常规矿物的饱和指数,利用矿物饱和指数关系(图2)来反映不同水文地质单元矿物的平衡状态.

一般而言,当矿物饱和指数<-0.5时,矿物处于溶解状态;饱和指数在-0.5~0.5时,矿物处于溶解-沉淀平衡状态;饱和指数>0.5时,矿物处于饱和状态.

研究区方解石的饱和指数变化范围为-0.95~1.43,平均值为0.23,总体处于平衡状态;白云石的饱和指数变化范围为-2.29~2.99,平均值为0.61,其中山前倾斜冲洪积平原潜水白云石绝大部分处于平衡状态,河流冲积平原潜水多处于饱和状态,承压水则处于平衡或饱和状态;石膏的饱和指数变化范围为-2.33~0.47,平均值为-0.90,总体处于溶解状态.岩盐的饱和指数变化范围为-8.26~-2.38,平均值为-5.80,一直处于溶解状态.研究区石膏、岩盐的持续溶解是地下水高硫酸盐、高TDS的主要因素之一.

研究区上游至下游矿物饱和指数逐渐增大,矿物趋于饱和状态.溶解能力总体表现出山前倾斜冲洪积平原潜水>河流冲积平原承压水>河流冲积平原潜水.山前倾斜冲洪积平原为溶滤-径流区,河流冲积平原为径流-累盐区.

4.2 研究区地下水年龄及更新速率

4.2.1 地下水 ^3H 年龄与更新速率 (1)地下水 ^3H 年龄.地下水 ^3H 年龄估算结果为8~49 a和>50 a(表2).山前倾斜冲洪积平原潜水年龄为8~49 a,平

表 1 地下水化学参数与频数分布
Table 1 Hydrochemical parameters and frequency distribution in groundwater

水文地质单元	指标	统计值			按地下水质量标准限值分组(个)									
		最大值	最小值	平均值	I	II	III	IV	V	2V	4V	8V	16V	32V
山前倾斜冲洪积平原潜水(<i>n</i> =49)	pH	8.42	7.26	7.88	49	0	0					0		
	TDS(mg·L ⁻¹)	3 163.8	291.5	1 136.0	1	9	17	13	9	0	0	0	0	0
	总硬度(mg·L ⁻¹)	1 306.2	170.9	524.3	0	14	10	10	14	1	0	0	0	0
	Na ⁺ (mg·L ⁻¹)	759.3	14.5	189.3	20	12	4	5	8	0	0	0	0	0
	Ca ²⁺ (mg·L ⁻¹)	265	28.4	112.7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Mg ²⁺ (mg·L ⁻¹)	176.9	4.4	59.2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Cl ⁻ (mg·L ⁻¹)	822.6	14.2	229.8	7	21	8	5	1	7	0	0	0	0
	HCO ₃ ⁻ (mg·L ⁻¹)	1 294.9	24.4	185.0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
河流冲积平原潜水(<i>n</i> =78)	pH	8.28	7.11	7.78	78	0	0					0		
	TDS(mg·L ⁻¹)	44 130.4	280.4	6 404.8	2	6	23	16	13	5	0	7	6	0
	总硬度(mg·L ⁻¹)	10 619.8	158.4	1 871.8	0	10	13	13	17	10	5	9	1	0
	Na ⁺ (mg·L ⁻¹)	13 916.7	31.2	1 645.9	21	14	5	13	9	3	0	5	7	1
	Ca ²⁺ (mg·L ⁻¹)	1 707.2	34.1	262.0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Mg ²⁺ (mg·L ⁻¹)	2 272.5	15.3	296.4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Cl ⁻ (mg·L ⁻¹)	20 210.5	22.7	2 027.0	9	25	8	11	3	9	0	0	8	5
	HCO ₃ ⁻ (mg·L ⁻¹)	756.8	59.8	265.2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
河流冲积平原承压水(<i>n</i> =275)	pH	8.52	7.23	7.86	274	1	0					0		
	TDS(mg·L ⁻¹)	21 966.2	246.5	2 900.8	3	23	76	55	58	38	16	6	0	0
	总硬度(mg·L ⁻¹)	10 239.1	48.2	1 187.6	13	47	42	29	62	49	28	5	0	0
	Na ⁺ (mg·L ⁻¹)	5 115.4	14.1	571.7	46	38	30	50	59	32	13	7	0	0
	Ca ²⁺ (mg·L ⁻¹)	1 769.7	9.3	197.7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Mg ²⁺ (mg·L ⁻¹)	1 187.7	3.2	163.9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Cl ⁻ (mg·L ⁻¹)	6 044.6	19.8	617.7	23	75	32	21	55	41	16	10	2	0
	HCO ₃ ⁻ (mg·L ⁻¹)	1 320.9	48.8	223.7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SO ₄ ²⁻ (mg·L ⁻¹)	9 173.6	39.7	1 231.4	1	17	34	25	69	54	40	29	6	0	

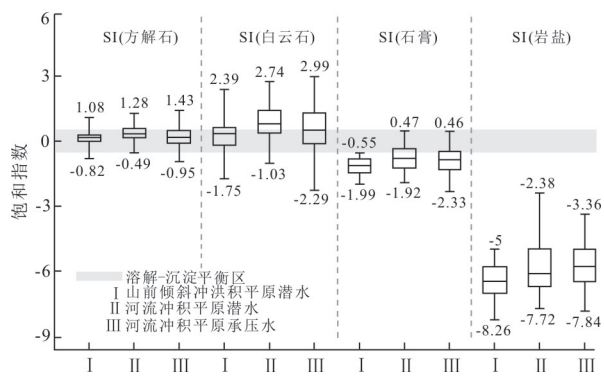


图 2 含水介质中矿物饱和指数关系

Fig.2 Saturation index relation of minerals in aquifer medium

均值为 29 a; 年龄为 10~30 a 占比较大, 平均年龄为 24 a. 河流冲积平原潜水年龄为 14~>50 a, 其中河流冲积平原上部潜水年龄较小为 14~41 a, 平均值为 24 a; 年龄 10~30 a 占比较大, 平均年龄为 22 a. 河

流冲积平原下部潜水与河流冲积平原承压水年龄均 >50 a. 研究区地下水 ³H 年龄分布趋势具有山前倾斜冲洪积平原潜水 < 河流冲积平原潜水 < 河流冲积平原承压水的特征.

(2) 地下水更新速率与分布. 研究区地下水更新速率估算结果为 0.03%~16.35%·a⁻¹ (表 3). 山前倾斜冲洪积平原潜水更新速率为 2.75%~16.35%·a⁻¹, 平均值为 5.60%·a⁻¹. 河流冲积平原潜水更新速率为 0.03%~9.68%·a⁻¹, 平均值为 3.67%·a⁻¹; 其上部潜水更新速率为 3.45%~9.68%·a⁻¹, 平均值为 6.30%·a⁻¹; 下部潜水更新速率为 0.03%~2.62%·a⁻¹, 平均值为 0.47%·a⁻¹. 河流冲积平原承压水更新速率为 0.03%~0.29%·a⁻¹, 平均值为 0.03%·a⁻¹. 就平均值比较而言, 河流冲积平原潜水、承压水的更新速率分别是山前倾斜冲洪积平原潜水更新速率

表2 地下水³H年龄估算结果
Table 2 Estimation of ³H age in groundwater

水文地质单元	分布范围(a)	样本数n(个)	占比(%)	平均值(a)
山前倾斜冲洪积平原潜水(n=28)	0~10	1	3.6	8
	10~30	19	67.9	24
	30~50	8	28.5	44
	>50	—	—	—
河流冲积平原潜水(n=37)	0~10	—	—	—
	10~30	18	48.6	22
	30~50	2	5.4	40
河流冲积平原承压水(n=27)	>50	17	46.0	—
	0~10	—	—	—
	10~30	—	—	—
	30~50	—	—	—
	>50	27	100.0	—

表3 地下水更新速率估算结果
Table 3 Estimation of groundwater renewal rate

水文地质单元	分布范围(%·a ⁻¹)	样本数n(个)	占比(%)	平均值(%·a ⁻¹)
山前倾斜冲洪积平原潜水(n=28)	10~16.35	2	7.2	13.80
	5~10	13	46.4	6.20
	0~5	13	46.4	3.83
河流冲积平原潜水(n=37)	10~16.35	—	—	—
	5~10	17	45.9	6.70
	0~5	20	54.1	1.10
河流冲积平原承压水(n=27)	10~16.35	—	—	—
	5~10	—	—	—
	0~5	27	100.0	0.02

的65.5%和0.5%。研究区地下水更新速率具有山前倾斜冲洪积平原潜水>河流冲积平原潜水>河流冲积平原承压水的特征。

由研究区地下水年龄与更新速率分布(图3)可知,沿地下水流向,地下水年龄趋于增大,更新速率趋于减小。

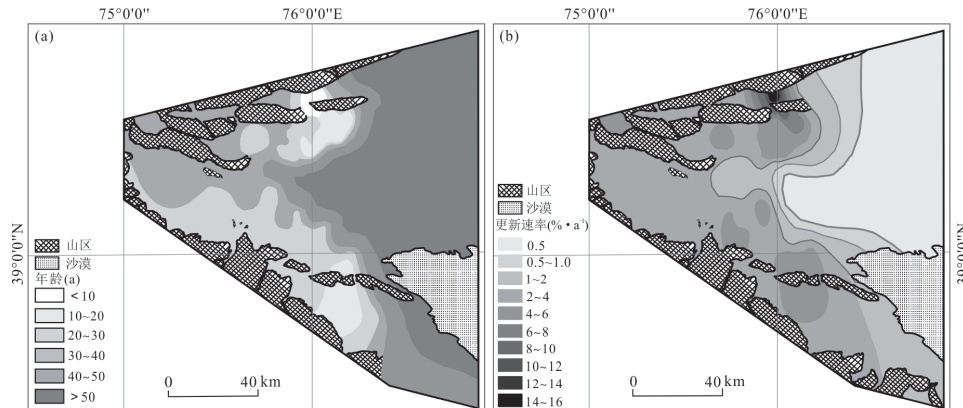
山前倾斜冲洪积平原潜水含水层渗透性较好,有利于河道水及降水入渗补给,地下水更新较快,潜水年龄普遍较小;下游河流冲积平原含水层岩性颗粒逐渐变细,渗透性变差,垂向及侧向补给能力变弱,地下水流滞缓,且补给距离长,更新速率逐渐减小,潜水年龄逐渐增大;河流冲积平原承压水因受隔水层阻隔和相对较大的埋藏深度,与上部潜水交换补给差,地下水更新速率小,年龄>50 a。

研究区地下水年龄与更新速率对应地下水化学演化过程,符合地下水沿流动路径的增加,其年龄增大、更新速率减小、盐分趋于累积的演

变规律(毛绪美等,2010)。

4.2.2 地下水¹⁴C年龄与特点 (1)地下水¹⁴C年龄。研究区地下水¹⁴C年龄估算为476~34 578 a(表4),河流冲积平原潜水年龄为476~33 623 a,平均年龄为8 106 a;年龄在1 000~10 000 a的水样占71.4%,平均年龄为4 506 a。河流冲积平原承压水地下水年龄为5 186~34 578 a,平均年龄为30 043 a;地下水年龄在10 000~34 578 a的水样占92.9%,平均年龄为31 955 a。河流冲积平原承压水年龄显著高于潜水,是潜水年龄的3.7倍,较潜水“更古老”。

(2)地下水¹⁴C年龄特点。研究区地下水¹⁴C年龄与中国其他地区对比(表5),整体上,研究区地下水¹⁴C年龄高于宁夏银川平原、北京市朝阳区、山东鲁北平原和青海柴达木盆地;与河北平原相当,地下水年龄相对较老。

图3 潜水³H年龄及更新速率Fig.3 ³H age and the renewal rates in unconfined groundwater表4 地下水¹⁴C年龄估算结果Table 4 Estimation of ¹⁴C age in groundwater

水文地质单元	分布范围(a)	样本数n(个)	占比(%)	平均值(a)
河流冲积平原潜水(n=14)	50~1 000	2	14.3	602
	1 000~10 000	10	71.4	4 506
	10 000~33 623	2	14.3	33 609
河流冲积平原承压水(n=14)	50~1 000	—	—	—
	1 000~10 000	1	7.1	5 186
	10 000~34 578	13	92.9	31 955

表5 不同地区地下水¹⁴C年龄对比Table 5 Comparison of ¹⁴C age in groundwater in different areas

地区	参考文献	取样深度(m)	¹⁴ C年龄(a)	最大年龄比值
宁夏银川平原	苏小四等(2006)	70~250	0~8 750	0.25
北京市潮白河冲积扇	翟远征等(2013)	100~200	2 000~12 000	0.35
甘肃黑河流域	阮云峰等(2015)	70~150	0~14 000	0.40
宁夏固原	黄小琴等(2014)	100~180	2 000~23 800	0.69
山东鲁北平原	杨丽芝等(2009)	300~350	2 620~25 470	0.74
青海柴达木盆地	刘峰等(2014)	<180	0~28 000	0.81
新疆喀什三角洲	本文	<350	476~34 578	1.00
河北平原	卫文等(2011)	250~550	673~35 200	1.02

塔里木盆地边缘坳陷区自中生代一直处于相对的沉降地带,尤其是第四纪以来沉积了巨厚的第四系砂、砾、卵石层(解巧明等,2019)。研究区地下水形成的时间晚于含水地层的沉积年代,承压水为相对封闭型水文地质构造中的古溶滤水和古混合水,具有高TDS等特征,是地下水年代久远、水质趋向盐化的演化结果;山前倾斜冲积平原潜水以及河流冲积平原潜水参与现代水文循环的区域,地下水年龄相对较小,具有较低的TDS等特征。

4.3 典型剖面地下水流系统划分

根据研究区地下水化学成分演变特征、矿物

的溶解规律,结合地下水年龄及更新速率,将典型剖面地下水流系统划分为2个级次(图4),分别为两个更新速率较快的局部水流系统,和一个循环滞缓的区域水流系统。

局部水流系统 I₁处在河流出口至下游52 km间的潜水区,深度为0~200 m,该区河道水渗漏补给潜水,地下水径流速度相对快,平均更新速率为7.4%·a⁻¹,潜水平均年龄为24 a;潜水水化学类型为SO₄-Ca型,TDS较小;至河流冲积平原含水层颗粒逐渐变细,渗透能力变弱,地下水以泉的形式出露溢出地表,以吐曼河(泉集河)为排泄点转化为

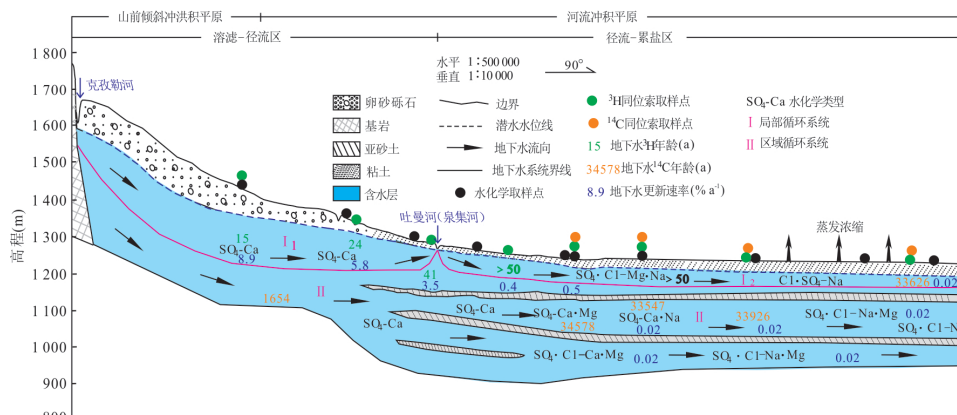


图 4 典型剖面地下水流系统

Fig.4 Groundwater flow systems of typical section

地表水,为溶滤—径流区。

局部水流系统 I₂处于 I₁末端至流域末端的潜水区,深度为 0~100 m,受地形影响,地下水水力坡度变缓,潜水更新速率为 0.03%~2.62%·a⁻¹,地下水年龄为 476~33 623 a,水化学类型演变为 SO₄·Cl-Mg·Na 型→Cl·SO₄-Na 型,在潜水埋深较小区域,地下水受蒸发浓缩作用大,为径流—累盐区。

区域水流系统分布在河流出口至流域下游末端,埋藏深度>200 m,东西横向延伸超过 120 km,包括上游的深部潜水和中下游的承压水区。该区地下水径流速变缓、更新速率减小,其中潜水年龄为 1 654 a,承压水年龄为 5 186~34 578 a;水化学类型演化方向为 SO₄-Ca→SO₄-Ca·Mg→SO₄·Cl-Na·Mg→SO₄·Cl-Na,该区为盐分缓慢溶滤—迁移—累积区。

5 结论

(1) 研究区地下水呈弱碱性,沿地下水流向,地下水各离子浓度均表现出:河流冲积平原潜水>河流冲积平原承压水>山前倾斜冲洪积平原潜水。地下水化学类型演化为 HCO₃·SO₄-Ca→SO₄-Ca→SO₄·Cl-Mg·Na→SO₄·Cl-Na, TDS 增高,水质趋向盐化。

(2) 研究区地下水环境中岩盐和石膏处于溶解状态;方解石和白云石处于溶解—平衡状态。矿物溶解能力具有山前倾斜冲洪积平原潜水>河流冲积平原承压水>河流冲积平原潜水的特征,山前倾斜冲洪积平原为溶滤—径流区,河流冲积平原为径流—累盐区。

(3) 研究区地下水 ³H 年龄估算结果为 8~

49 a 和 >50 a。山前倾斜冲洪积平原潜水 ³H 年龄 <50 a,平均值为 29 a;河流冲积平原潜水年龄为 14~>50 a,其中河流冲积平原上部潜水年龄为 14~41 a,平均值为 24 a,下部潜水与河流冲积平原承压水年龄均>50 a;地下水 ³H 年龄分布趋势具有山前倾斜冲洪积平原潜水<河流冲积平原潜水<河流冲积平原承压水的特征。

(4) 研究区地下水更新速率估算结果为 0.03%~16.35%·a⁻¹,山前倾斜冲洪积平原潜水更新速率为 2.75%~16.35%·a⁻¹,平均值为 5.60%·a⁻¹;河流冲积平原潜水更新速率为 0.03%~9.69%·a⁻¹,其上部潜水更新速率平均值为 6.30%·a⁻¹,下部为 0.47%·a⁻¹;河流冲积平原承压水更新速率为 0.03%~0.29%·a⁻¹,平均值为 0.03%·a⁻¹。地下水更新速率具有山前倾斜冲洪积平原潜水>河流冲积平原潜水>河流冲积平原承压水的特征。

(5) 研究区地下水 ¹⁴C 年龄为 476~34 578 a。河流冲积平原潜水年龄为 476~33 623 a,平均值为 8 106 a;河流冲积平原承压水年龄为 5 186~34 578 a,平均值为 30 043 a。河流冲积平原承压水年龄较潜水“更古老”,且具有高 TDS 等特征,为不宜开发含水层。山前倾斜冲洪积平原潜水以及河流冲积平原潜水参与现代水文循环、TDS 小的区域应是本流域地下水资源利用的主要含水层。

(6) 研究区地下水流系统主要存在两个更新速率较快的局部水流系统(I₁和 I₂)和一个循环滞缓的区域水流系统(II)。局部水流系统 I₁主要存在山前倾斜冲洪积平原与上游河流冲积平原潜水中,循环深度在 200 m 以内,地下水年龄较年轻,更新速率较快;局部水流系统 I₂为河流冲积平原中下游潜水区,循环深度小于 100 m,以水平流动为主,沿地下

水流向, 年龄逐渐增大, 更新速率逐渐减小; 区域水
流系统 II 主要指 >200 m 的深层系统, 为山前深埋
潜水和承压含水层, 以侧向水平径流为主, 其循环
深度大、径流途径长、地下水年龄老、更新能力弱。

References

- Abdou Babaye, M. S., Orban, P., Ousmane, B., et al., 2019. Characterization of Recharge Mechanisms in a Precambrian Basement Aquifer in Semi-Arid South-West Niger. *Hydrogeology Journal*, 27(2): 475–491. <https://doi.org/10.1007/s10040-018-1799-x>
- Atkinson, A.P., Cartwright, I., Gilfedder, B.S., et al., 2014. Using ^{14}C and ^3H to Understand Groundwater Flow and Recharge in an Aquifer Window. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(12): 4951–4964. <https://doi.org/10.5194/hess-18-4951-2014>
- Ba, W.L., Zhou, H.R., Liang, X.Q., et al., 2013. Ecological Footprint and Its Application in Ecological Planning in Kashgar Prefecture. *Arid Zone Research*, 30(5): 905–912 (in Chinese with English abstract).
- Chen, Y. X., Yang, F. T., Su, X. S., et al., 2016. Estimation of Groundwater Renewal Rate Using Environmental Isotopes in the Arid Upper Peacock River, NW China. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 310(2): 911–917. <https://doi.org/10.1007/s10967-016-4979-y>
- Chen, Z.Y., Liu, J., Yang, X.K., et al., 2010. The Environmental Isotope Markers of Groundwater Flow Patterns of the Song-Nen Plain. *Earth Science Frontiers*, 17(6): 94–101 (in Chinese with English abstract).
- Cui, Y.L., Liu, F., Hao, Q.C., et al., 2015. Characteristics of Hydrogen and Oxygen Isotopes and Renewability of Groundwater in the Nuomuhong Alluvial Fan. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 42(6): 1–7 (in Chinese with English abstract).
- Edmunds, W. M., 2009. Geochemistry's Vital Contribution to Solving Water Resource Problems. *Applied Geochemistry*, 24(6): 1058–1073. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2009.02.021>
- Gabrielli, C. P., Morgenstern, U., Stewart, M. K., et al., 2018. Contrasting Groundwater and Streamflow Ages at the Maimai Watershed. *Water Resources Research*, 54(6): 3937–3957. <https://doi.org/10.1029/2017wr021825>
- Gonfiantini, R., Roche, M. A., Olivry, J. C., et al., 2001. The Altitude Effect on the Isotopic Composition of Tropical Rains. *Chemical Geology*, 181(1–4): 147–167. [https://doi.org/10.1016/s0009-2541\(01\)00279-0](https://doi.org/10.1016/s0009-2541(01)00279-0)
- Huang, X.Q., Liu, Q., Xue, Z.Q., et al., 2014. The Characteristics of Groundwater Isotopes in Upper Reach Plain of Qingshui River, Ningxia. *Journal of Arid Land Resources and Environment*, 28(2): 143–148 (in Chinese with English abstract).
- Le Gal la Salle, C., Marlin, C., Leduc, C., et al., 2001. Renewal Rate Estimation of Groundwater Based on Radioactive Tracers (^3H , ^{14}C) in an Unconfined Aquifer in a Semi-Arid Area, Iullemeden Basin, Niger. *Journal of Hydrology*, 254(1/2/3/4): 145–156. [https://doi.org/10.1016/s0022-1694\(01\)00491-7](https://doi.org/10.1016/s0022-1694(01)00491-7)
- Li, H., Wen, Z., Xie, X. J., et al., 2017. Hydrochemical Characteristics and Evolution of Karst Groundwater in Sanqiao District of Guiyang City. *Earth Science*, 42(5): 804–812 (in Chinese with English abstract).
- Li, L.Q., Wang, Z.Z., He, H.X., et al., 2019. Research of Water Resources Multi-Dimensional Equilibrium Allocation Based on Eco-Hydrological Threshold Regulation in Inland Arid Region. *Journal of Hydraulic Engineering*, 50(3): 377–387 (in Chinese with English abstract).
- Liu, F., Cui, Y.L., Zhang, G., et al., 2014. Using the ^3H and ^{14}C Dating Methods to Calculate the Groundwater Age in Nuomuhong, Qaidam Basin. *Geoscience*, 28(6): 1322–1328 (in Chinese with English abstract).
- Ma, B., Jin, M. G., Liang, X., et al., 2018. Groundwater Mixing and Mineralization Processes in a Mountain-Oasis-Desert Basin, Northwest China: Hydrogeochemistry and Environmental Tracer Indicators. *Hydrogeology Journal*, 26(1): 233–250. <https://doi.org/10.1007/s10040-017-1659-0>
- Mao, X.M., Liang, X., Wang, F.L., et al., 2010. Calibrating Deep Groundwater ^{14}C Ages of North China Plain with TDIC and a Comparative Study. *Earth Science Frontiers*, 17(6): 102–110 (in Chinese with English abstract).
- Mao, X. M., Wang, H., Feng, L., 2018. ^{14}C Age Reassessment of Groundwater from the Discharge Zone due to Cross-Flow Mixing in the Deep Confined Aquifer. *Journal of Hydrology*, 560: 572–581. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.03.052>
- Nai, W.H., Shi, J., Wang, W.K., et al., 2018. Isotopic Age Characteristics and Renewal Rate of Groundwater in Kashgar Plain. *Xinjiang Geology*, 36(3): 406–409 (in Chinese with English abstract).
- Pearson Jr, F. J. White, D.E., 1967. Carbon 14 Ages and Flow Rates of Water in Carrizo Sand, Atascosa County, Texas. *Water Resources Research*, 3(1): 251–261. <https://doi.org/10.1029/wr003i001p00251>
- Ruan, Y. F., Zhao, L. J., Xiao, H. L., et al., 2015. The

- Groundwater in the Heihe River Basin: Isotope Age and Renewability. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 37(3): 767–782 (in Chinese with English abstract).
- Su, X.S., Lin, X.Y., Dong, W.H., et al., 2006. ^{14}C Age Correction of Deep Groundwater in Yinchuan Plain. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 36(5): 830–836 (in Chinese with English abstract).
- Tamers, M. A., 1975. Validity of Radiocarbon Dates on Ground Water. *Geophysical Surveys*, 2(2): 217–239. <https://doi.org/10.1007/bf01447909>
- Vogel, J.C., 1970. Carbon-14 Dating of Groundwater. In: Isotope Hydrology. IAEA, Vienna, 225–239.
- Wei, W., Chen, Z.Y., Zhao, H.M., et al., 2011. Comparison of ^4He and ^{14}C Dating of Groundwater from Quaternary Confined Aquifers in Hebei Plain. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 41(4): 1144–1150 (in Chinese with English abstract).
- Wei, X., Zhou, J.L., Nai, W.H., et al., 2019. Hydrochemical Characteristics and Evolution of Groundwater in the Kashgar Delta Area in Xinjiang. *Environmental Science*, 40(9): 4042–4051 (in Chinese with English abstract).
- Xiao, Y., Shao, J. L., Cui, Y. L., et al., 2017. Groundwater Circulation and Hydrogeochemical Evolution in Nomhon of Qaidam Basin, Northwest China. *Journal of Earth System Science*, 126(2): 26. <https://doi.org/10.1007/s12040-017-0800-8>
- Xie, Q.M., Wang, Z.L., Yin, C.M., et al., 2019. Tectonic Evolution Characteristics of Yingjisha and Pishan Areas and the Influence on Petroleum Accumulation in the Southwest Depression, *Tarim Basin. Petroleum Geology & Experiment*, 41(2): 165–175 (in Chinese with English abstract).
- Yang, L.Z., Zhang, G.H., Liu, Z.Y., et al., 2009. Isotope Age of Groundwater in Lubei Plain and an Evaluation of Its Renewable Capacity. *Acta Geoscientica Sinica*, 30(2): 235–242 (in Chinese with English abstract).
- Yu, H.T., Ma, T., Deng, Y.M., et al., 2017. Hydrochemical Characteristics of Shallow Groundwater in Eastern Jianghan Plain. *Earth Science*, 42(5): 685–692 (in Chinese with English abstract).
- Yuan, R.Q., Long, X.T., Wang, P., et al., 2015. Renewal Rate of Groundwater in the Baiyangdian Lake Basin. *Progress in Geography*, 34(3): 381–388 (in Chinese with English abstract).
- Zhai, Y.Z., Wang, J.S., Zhou, J., 2013. Hydrochemical and Isotopic Markers of Flow Patterns and Renewal Mode of Groundwater in Chaobai River Alluvial Fan in Beijing. *Journal of Basic Science and Engineering*, 21(1): 32–44 (in Chinese with English abstract).
- ### 附中文参考文献
- 巴乌龙, 周华荣, 梁雪琼, 等, 2013. 喀什地区生态足迹分析及其在生态规划中的应用. *干旱区研究*, 30(5): 905–912.
- 陈宗宇, 刘君, 杨湘奎, 等, 2010. 松嫩平原地下水流动模式的环境同位素标记. *地质前缘*, 17(6): 94–101.
- 崔亚莉, 刘峰, 郝奇琛, 等, 2015. 诺木洪冲洪积扇地下水氢氧同位素特征及更新能力研究. *水文地质工程地质*, 42(6): 1–7.
- 黄小琴, 柳青, 薛忠岐, 等, 2014. 宁夏固原地区地下水同位素特征研究. *干旱区资源与环境*, 28(2): 143–148.
- 李华, 文章, 谢先军, 等, 2017. 贵阳市三桥地区岩溶地下水水化学特征及其演化规律. *地球科学*, 42(5): 804–812.
- 李丽琴, 王志璋, 贺华翔, 等, 2019. 基于生态水文阈值调控的内陆干旱区水资源多维均衡配置研究. *水利学报*, 50(3): 377–387.
- 刘峰, 崔亚莉, 张戈, 等, 2014. 应用氡和 ^{14}C 方法确定柴达木盆地诺木洪地区地下水年龄. *现代地质*, 28(6): 1322–1328.
- 毛绪美, 梁杏, 王凤林, 等, 2010. 华北平原深层地下水 ^{14}C 年龄的 TDIC 校正与对比. *地质前缘*, 17(6): 102–110.
- 乃尉华, 史杰, 王文科, 等, 2018. 喀什平原区地下水同位素年龄特征及更新速率分析. *新疆地质*, 36(3): 406–409.
- 阮云峰, 赵良菊, 肖洪浪, 等, 2015. 黑河流域地下水同位素年龄及可更新能力研究. *冰川冻土*, 37(3): 767–782.
- 苏小四, 林学钰, 董维红, 等, 2006. 银川平原深层地下水 ^{14}C 年龄校正. *吉林大学学报(地球科学版)*, 36(5): 830–836.
- 卫文, 陈宗宇, 赵红梅, 等, 2011. 河北平原第四系承压水 ^4He 与 ^{14}C 测年对比. *吉林大学学报(地球科学版)*, 41(4): 1144–1150.
- 魏兴, 周金龙, 乃尉华, 等, 2019. 新疆喀什三角洲地下水化学特征及演化规律. *环境科学*, 40(9): 4042–4051.
- 解巧明, 王震亮, 尹成明, 等, 2019. 塔里木盆地西南坳陷英吉沙与皮山地区构造演化特征及对油气成藏的影响. *石油实验地质*, 41(2): 165–175.
- 杨丽芝, 张光辉, 刘中业, 等, 2009. 鲁北平原地下水同位素年龄及可更新能力评价. *地球学报*, 30(2): 235–242.
- 於昊天, 马腾, 邓娅敏, 等, 2017. 江汉平原东部地区浅层地下水水化学特征. *地球科学*, 42(5): 685–692.
- 袁瑞强, 龙西亭, 王鹏, 等, 2015. 白洋淀流域地下水更新速率. *地理科学进展*, 34(3): 381–388.
- 翟远征, 王金生, 周俊, 2013. 北京市潮白河冲洪积扇地下水流动和更新模式的水化学和同位素标记. *应用基础与工程科学学报*, 21(1): 32–44.