

# 喀什噶尔河流域平原区深层承压水 咸化机理研究

王红太<sup>1</sup>,周金龙<sup>1,2</sup>,曾妍妍<sup>1,2</sup>,范薇<sup>1,2</sup>,魏兴<sup>1,2</sup>,时雯雯<sup>1</sup>

(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)

**摘要:**为了解新疆喀什噶尔河流域平原区深层承压水咸化情况,于2016年6—11月采集13组深层承压水样品进行水化学( $K^+$ 、 $Na^+$ 、 $Ca^{2+}$ 、 $Mg^{2+}$ 、 $HCO_3^-$ 、 $CO_3^{2-}$ 、 $SO_4^{2-}$ 、 $Cl^-$ 和TDS)及氢氧稳定同位素测试,运用数理统计、相关性分析、Piper三线图、矿物饱和指数法揭示研究区深层承压水咸化主要机理。结果表明:研究区深层承压水趋于咸化,淡水、微咸水、咸水的比例分别为46.1%、23.1%、30.8%;研究区深层承压水补给来源主要为大气降水,氢稳定同位素( $\delta D$ )变化范围为 $-92.7‰$ ~ $-58.2‰$ ,平均值为 $-76.9‰$ ,氧稳定同位素( $\delta^{18}O$ )变化范围为 $-12.8‰$ ~ $-7.8‰$ ,平均值为 $-10.6‰$ ;地下水氘盈余值( $d$ )变化范围为 $-1.50‰$ ~ $18.70‰$ ,平均值为 $7.68‰$ 。地下水的咸化受水岩相互作用影响,其中地下水阳离子交换作用明显,溶滤作用是地下水咸化的主要影响因素。

**关键词:**深层承压水;咸化机理;水化学类型;氢氧同位素;矿物溶解作用;喀什噶尔河流域

**中图分类号:**S273.4;P641.12 **文献标志码:**A

## Study on salinization mechanism of deep confined water in the plain of Kashgar River Basin

WANG Hongtai<sup>1</sup>, ZHOU Jinlong<sup>1,2</sup>, ZENG Yanyan<sup>1,2</sup>, FAN Wei<sup>1,2</sup>, WEI Xing<sup>1,2</sup>, SHI Wenwen<sup>1</sup>

(1. College of Hydraulic and Civil Engineering, Xinjiang Agricultural University, Urumqi, Xinjiang 830052, China;

2. Xinjiang Hydrology and Water Resources Engineering Research Center, Urumqi, Xinjiang 830052, China)

**Abstract:** In order to understand the salinization of deep confined water in the plain of Kashgar River Basin of Xinjiang, 13 groups of deep confined water samples were collected from June to November 2016 for hydrochemical properties including  $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $HCO_3^-$ ,  $CO_3^{2-}$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $Cl^-$ , TDS, and hydrogen and oxygen stable isotopes tests. The mathematical statistics, correlation analysis, Piper diagram and mineral saturation index method were used to explore the main mechanism of deep confined water salinization. The results showed that the deep confined water tended to salinization. The proportion of fresh water, brackish water, and saltwater water samples in deep confined water were 46.1%, 23.1%, and 30.8%, respectively. The main recharge source of deep confined water in the study area was atmospheric precipitation. The variation range of hydrogen stable isotopes ( $\delta D$ ) was between  $-92.7‰$  and  $-58.2‰$ , with the average of  $-76.9‰$ , and the variation range of oxygen stable isotopes ( $\delta^{18}O$ ) was between  $-12.8‰$  and  $-7.8‰$ , with an average of  $-10.6‰$ . The deuterium excess values ( $d$ ) in groundwater ranged between  $-1.50‰$  and  $18.70‰$ , with an average of  $7.68‰$ . The salinization of deep confined water in the study area was affected by water-rock interaction, in which the cations exchange effect of groundwater was obvious. Lixiviation was the main factor influencing groundwater salinization.

**Keyword:** deep confined water; salinization mechanism; water chemistry type; hydrogen and oxygen isotopes; dissolution of minerals; Kashgar River Basin

收稿日期:2019-12-23

修回日期:2020-10-23

基金项目:国家自然科学基金项目(41662016);新疆维吾尔自治区高校科研计划项目(XJEDU2018Y020);新疆维吾尔自治区自然科学基金项目(2019D01B18)

作者简介:王红太(1995-),女,新疆呼图壁人,硕士研究生,研究方向为干旱区地下水资源评价与保护。E-mail:whtwanx@163.com

通信作者:周金龙(1964-),男,浙江龙游人,教授,主要从事干旱区地下水利用与保护、绿洲生态地球化学方面的研究。E-mail:zjzhoujl@

地下水咸化已成为世界范围内水资源管理面临的严峻问题之一,表现为地下水中溶解物质大量富集,危及地下水资源的未来开发及利用。多位学者对不同地区的地下水盐分来源和咸化机理进行了研究,Sun等<sup>[1]</sup>对敦煌盆地地下水咸化过程进行了研究,结果表明地下水咸化过程由溶滤、蒸发和蒸腾作用主导。李成诚<sup>[2]</sup>对运城盆地高氟地下咸水成因机制进行了研究,结果表明控制深层地下水咸化的主要原因为古咸水补给和水岩相互作用。林丽等<sup>[3]</sup>在对塔里木盆地深层承压水研究过程中发现研究区深层承压水有咸化趋势,咸化原因为越流补给及开采不规范。地下水咸化的机理包括可溶性矿物的溶解、古咸水补给、蒸发浓缩过程、地下水水位抬升、离子交换吸附作用、海水入侵、咸水越流补给、人类活动(过度开采地下水、农业灌溉和化肥)等<sup>[4-6]</sup>。

喀什噶尔河流域平原区深居欧亚大陆腹地,远离海岸,水汽难以到达,气候干燥,该地区水资源量相对丰富,但时空分布不均,水资源总量的控制精度不高,属于水质型缺水<sup>[7]</sup>。近年来随着研究区经济社会的快速发展,水资源的需求量也持续增长,地表水资源明显供应不足,部分地区出现不合理开采地下水现象,使得地下水咸化更加严重,对居民生活饮水和农业灌溉产生了不利的影 响。环境同位素  $\delta D$  和  $\delta^{18}O$  是研究水循环的理想示踪剂,可根据地下水中  $\delta D$  和  $\delta^{18}O$  的特征以及分析氦盈余值( $d$ )和  $\delta^{18}O$  与 TDS 之间的关系,确定盐渍化过程及地下水咸化机理<sup>[8]</sup>。为了分析研究区深层承压水的咸化机理,指导深层承压水的合理开采及利用,本文基于水化学和环境同位素分析技术,揭示研究区深层承压水的补给来源和咸化机理,以期对该区地下水资源的合理开发、管理和利用提供理论依据。

## 1 材料与方法

### 1.1 研究区概况

喀什噶尔河流域地处新疆维吾尔自治区西南部、塔里木盆地西部边缘,是新疆粮棉种植生产基地之一,属暖温带大陆干旱气候,降水稀少,蒸发量较大,地形复杂,水资源分布极不均匀,水文循环缓慢。喀什噶尔河是喀什地区、克孜勒苏柯尔克孜自治州及新疆生产建设兵团第三师的重要供水来源地,居民日常生活用水多数依靠开采地下水,地下水资源的开发利用程度较高,已开采  $8.6154 \times 10^8 \text{ m}^3$ <sup>[9]</sup>。流域地势总体为西高东低,北部、西部、南部均为山区,海拔 918~7 559 m,高程变化极大。研究区位于喀什噶尔河流域平原区,山前冲洪积平原和冲积平原为区域主要地

貌类型<sup>[7,10-11]</sup>。研究区主要含水层系统为第四系松散岩类孔隙含水岩系,山前冲洪积平原为单一结构潜水区,岩性以卵砾石和砂卵砾石为主,山前冲洪积平原及冲积平原接触带岩性主要为砂砾石和砂卵砾石;冲积平原为多层结构的潜水-承压水区,岩性为亚黏土、砾砂、砂砾石、中粗砂、中细砂和粉细砂等<sup>[12-13]</sup>。

喀什噶尔河流域地下水径流由西向东,地下水主要接受大气降水、冰雪融水、地下水侧向补给、河道潜流入渗、河流补给,基岩裂隙水补给、水库入渗补给、渠系渗漏补给、暴雨洪流入渗、农田灌溉入渗补给和井泉水回归入渗补给等<sup>[12]</sup>。泉水排泄、侧向径流排泄、潜水蒸发蒸腾和人工开采等是研究区地下水排泄的主要方式<sup>[10]</sup>。

### 1.2 样品采集与测定

于 2016 年 6—11 月在喀什噶尔河流域平原区现场采集 13 组深层承压水水化学及同位素样品,采样井深 100~800 m,采样点情况见图 1。水样的采集、样品保存及水样送检过程遵照《HL/T164—2004 地下水环境监测技术规范》。pH 指标测试利用哈纳 HI98121 笔式测定仪(HANNA,意大利)现场进行,水化学指标测试( $K^+$ 、 $Na^+$ 、 $Ca^{2+}$ 、 $Mg^{2+}$ 、 $HCO_3^-$ 、 $CO_3^{2-}$ 、 $SO_4^{2-}$ 、 $Cl^-$ 和 TDS)在新疆地质矿产勘查开发局第二水文地质工程地质大队实验室进行。 $K^+$ 和  $Na^+$  离子采用火焰原子吸收分光光度法进行测定, $Ca^{2+}$ 和  $Mg^{2+}$  离子采用乙二胺四乙酸二钠滴定法进行测定, $HCO_3^-$ 和  $CO_3^{2-}$  离子采用酸碱滴定法进行测定, $SO_4^{2-}$  离子采用硫酸钡比浊法进行测定, $Cl^-$  离子采用硝酸银容量法进行测定,所有离子检测下限均为  $0.05 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 。TDS 利用电子天平 MP8-1 进行测定,检测下限为  $0.1 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 。水样测试数据结果采用阴阳离子平衡法检验可靠性,电荷平衡误差绝对值均小于 5%,可用于进一步的分析。地下水样品中  $\delta D$  和  $\delta^{18}O$  稳定同位素测试由长安大学旱区地下水文与生态效应教育部重点实验室完成,采用气体同位素质谱仪测试, $\delta D$  测试精度为  $\pm 1\%$ , $\delta^{18}O$  测试精度为  $\pm 0.2\%$ 。

利用 SPSS 19 对各化学指标之间的相关性进行分析。利用 AquaChem 3.7 中 phreeqc 模块计算各矿物的饱和指数(SI),Grapher 11 制作离子比例图,综合利用矿物饱和指数和离子比探讨喀什噶尔河流域平原区深层承压水咸化成因。

## 2 结果与分析

### 2.1 深层承压水咸化概况

2.1.1 总硬度(TH)、TDS、 $Cl^-$ 、 $SO_4^{2-}$ 含量水平 将 Li等<sup>[14]</sup>、林丽等<sup>[3]</sup>对喀什噶尔河流域平原区地下水

2011 年、2014 年采样结果与 2016 年地下水采样结果进行对比(图 2), TH、TDS、Cl<sup>-</sup>、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 的最大值均出现在 2016 年, 含量分别为 3 449、13 691.76、4 983.71、3 765.30 mg · L<sup>-1</sup>; TH、TDS、Cl<sup>-</sup>、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 平均值整体表现为逐年升高, 表明该区深层承压水趋于咸化。

2.1.2 咸化程度 2016 年深层承压水咸化系数计算公式如下:

$$SC = \gamma(\text{Cl}^-) / \gamma(\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-})$$

式中, SC 为地下咸化系数;  $\gamma\text{Cl}^-$ 、 $\gamma(\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-})$  分别为地下水水样中的 Cl<sup>-</sup>、HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>+CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> 含量(mg · L<sup>-1</sup>)。

SC < 1 为淡水, SC 在 1~2 之间为微咸水, SC > 2 为咸水, SC 越大咸化程度越高<sup>[14]</sup>。表 1 列出了喀什噶尔河流域平原区 13 组深层承压水取样点咸化系数, 由表 1 看出, 研究区共计 6 组水样咸化系数 < 1, 分别为喀什市 1 组、疏勒县 2 组、岳普湖县 3 组; 3 组水样咸化系数处于 1~2 之间, 分别为疏勒县 1 组、英吉沙县 1 组、阿图什市 1 组; 4 组水样咸化系数 > 2, 分别为喀什市 1 组、伽师县 3 组。研究区淡水、微咸

水、咸水的比例分别为 46.1%、23.1%、30.8%。

### 2.2 深层承压水水化学类型分析

研究区深层承压水化学组分含量变化如图 3 所示, 研究区深层承压水 pH 变化范围为 7.18~8.31, 表明研究区深层承压水呈中性偏弱碱水。主要化学组分含量变化情况为: 阳离子平均含量呈现出 K<sup>+</sup>+Na<sup>+</sup>>Ca<sup>2+</sup>>Mg<sup>2+</sup>, 表明 K<sup>+</sup>+Na<sup>+</sup> 和 Ca<sup>2+</sup> 的含量在阳离子中占明显优势; 阴离子平均含量呈现出 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>>Cl<sup>-</sup>>HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, 表明 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 和 Cl<sup>-</sup> 的含量在阴离子中占明显优势<sup>[15]</sup>。从 Piper 三线图(图 4)可以看出, 地下水中 K<sup>+</sup>+Na<sup>+</sup> 含量最多, 当量百分比在 30% 以上, 表明其在径流过程中可能发生阳离子交换; 阴离子以 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 为主, 当量百分比在 35% 以上。根据舒卡列夫分类, 研究区深层承压水水化学类型较复杂, 包括: SO<sub>4</sub>-Na · Ca 型、Cl · SO<sub>4</sub>-Na 型、SO<sub>4</sub>-Na · Mg 型、Cl · SO<sub>4</sub>-Na · Ca 型、Cl · SO<sub>4</sub>-Na · Ca · Mg 型、HCO<sub>3</sub> · Cl · SO<sub>4</sub>-Na 型、SO<sub>4</sub>-Na · Ca · Mg 型、Cl · SO<sub>4</sub>-Na · Mg 型和 HCO<sub>3</sub> · SO<sub>4</sub>-Na · Ca · Mg 型。

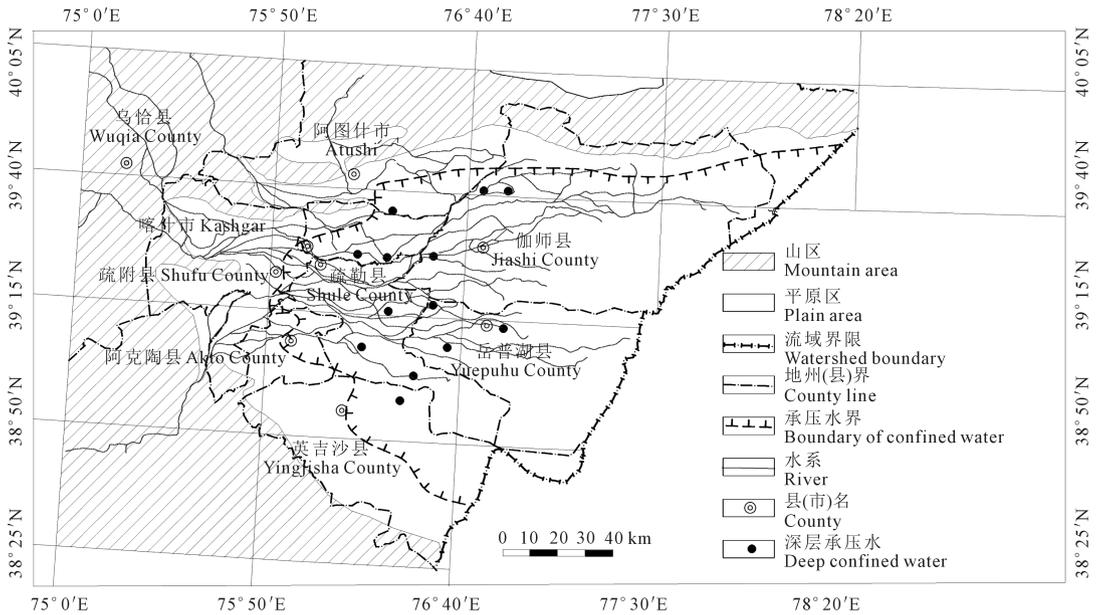


图 1 喀什噶尔河流域平原区深层承压水采样点分布图

Fig.1 Location of sampling points of deep confined water in the plain of Kashgar River Basin

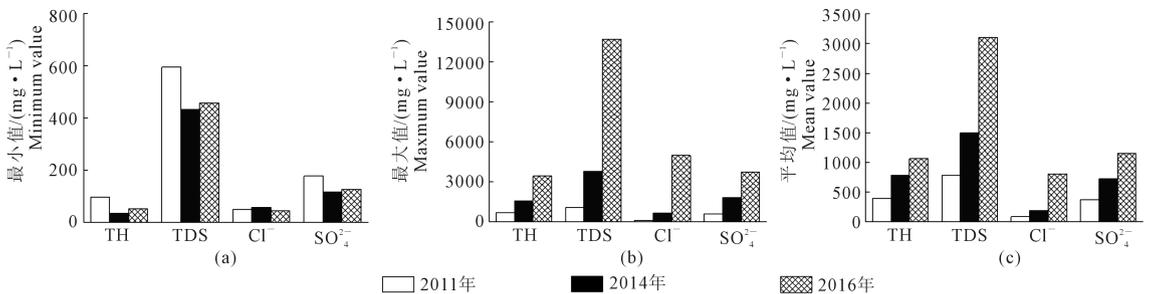


图 2 喀什噶尔河流域平原区深层承压水咸化主要指标年际变化

Fig.2 Interannual variation of main salinization indexes of deep confined water in the plain of Kashgar River Basin

表 1 喀什噶尔河流域平原区 13 组深层承压水取样点咸化系数

Table 1 Salinization coefficient of 13 groups of deep confined water sampling points in the plain of Kashgar River Basin

位置 Location	编号 Number	$Cl^-/(mg \cdot L^{-1})$	$HCO_3^-/(mg \cdot L^{-1})$	$CO_3^{2-}/(mg \cdot L^{-1})$	SC
阿图什市 Atushi	TC4-12	205.12	183.17	0	1.12
喀什市 Kashgar	KT18-2	74.46	134.46	0	0.55
疏勒县 Shule County	TC2-12	496.80	213.70	0	2.32
疏勒县 Shule County	TC3-14	610.35	387.10	0	1.58
疏勒县 Shule County	J2-33	180.98	460.37	0	0.39
疏勒县 Shule County	TC3-69	136.97	305.28	0	0.45
岳普湖县 Yuepuhu County	KT11	85.13	97.79	0	0.87
岳普湖县 Yuepuhu County	YPH484	99.36	122.11	0	0.81
岳普湖县 Yuepuhu County	KT30	46.22	97.73	0	0.47
伽师县 Jiashi County	CG1-2	819.76	134.32	0	6.10
伽师县 Jiashi County	JS30	4983.71	161.13	0	30.93
伽师县 Jiashi County	KT12	2069.38	183.24	0	11.29
英吉沙县 Yingjisha County	KT28	659.06	330.04	0	2.00

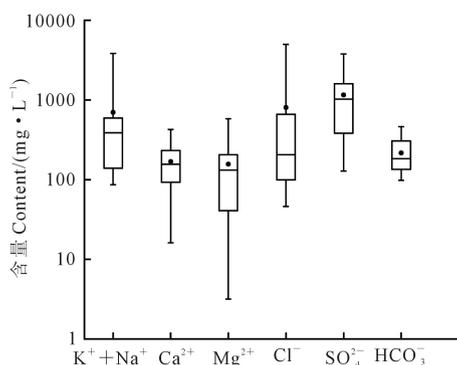


图 3 研究区深层承压水水化学组分含量

Fig.3 Water chemistry composition content of deep confined water in the plain of Kashgar River Basin

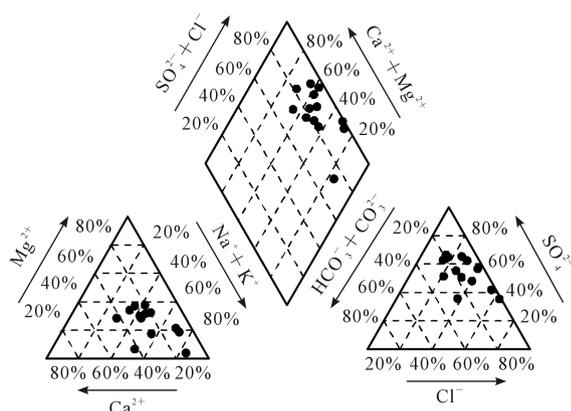


图 4 研究区深层承压水 Piper 三线图

Fig.4 Piper diagram of deep confined water in the plain of Kashgar River Basin

### 2.3 深层承压水的 $\delta D$ 与 $\delta^{18}O$ 分布特征

全球大气降水线方程 (GMWL) 为:  $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$ , 喀什噶尔河流域平原区大气降水线方程 (LMWL) 为:  $\delta D = 8\delta^{18}O + 15$ <sup>[16]</sup>。利用喀什噶尔河流域平原区地下水的  $\delta D$  与  $\delta^{18}O$  数据, 绘制了  $\delta D - \delta^{18}O$  关系图 (图 5), 喀什噶尔河流域平原区深层承压水具有低氢氧稳定同位素的特点,  $\delta D$  值变化区间为  $-92.7\text{‰} \sim -58.2\text{‰}$ , 平均值为  $-76.9\text{‰}$ ,  $\delta^{18}O$  值变化区间为  $-12.8\text{‰} \sim -7.8\text{‰}$ , 平均值  $-10.6\text{‰}$ 。研究区深层承压水氢氧稳定同位素组成分布于全球大气降水线两侧, 表明大气降水为其补给来源, 属大气成因<sup>[17]</sup>。两组水样点落于地区降水线左侧, 表明该地下水在运移过程中与周边的  $CO_2$  发生了水气相互作用, 大部分水样点位于地区降水线之下, 表明深层承压水受到一定的非平衡蒸发的影响, 然而深层承压水不大可能经历强烈的蒸发浓缩作用, 因此认为深层承压水可能受到上层潜水、浅层承压水的越流补给, 地下水与含水介质发生了水岩相互作用<sup>[17-18]</sup>。

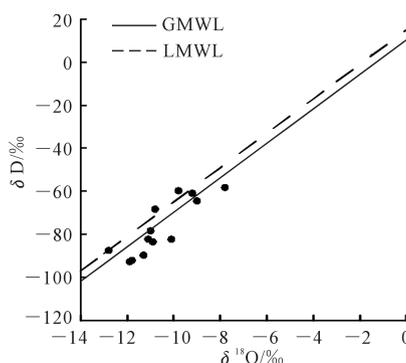


图 5 研究区深层承压水氢氧同位素图

Fig.5 Plots of  $\delta D - \delta^{18}O$  of deep confined water in the plain of Kashgar River Basin

### 2.4 深层承压水的咸化机理

2.4.1 蒸发作用 深层承压水的氘盈余值“ $d$ ”反映样品偏离当地大气降雨线的程度,  $d$  与 TDS 的关系用来区别蒸发和溶滤作用对水体的影响<sup>[17,19]</sup>。研究区深层承压水  $d$  值变化范围为  $-1.50\text{‰} \sim$

18.70‰,平均值为 7.68‰,空间变化大,仅一个样品  $d$  值小于 0,表明其受到了强烈的蒸发作用<sup>[20]</sup>。研究区  $d$  值随 TDS 的增加有增加趋势(图 6),表明研究区地下水受蒸发作用影响小;研究区大部分水样点  $\delta^{18}\text{O}$  随着 TDS 增加而降低,表明地下水咸化与水岩相互作用因素有关<sup>[20]</sup>。

2.4.2 溶滤作用 研究区深层承压水中 TDS 与  $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{Cl}^-$ 、 $\text{Na}^+$  +  $\text{K}^+$  的相关系数分别为 0.85、0.96、0.96、0.98、0.99(表 2),表现出显著的正相关,表明研究区大多数离子与矿化度变化一致,同时  $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{Cl}^-$ 、 $\text{Na}^+$  +  $\text{K}^+$  的富集使得地下

水发生咸化<sup>[21]</sup>。 $\text{Na}^+$  +  $\text{K}^+$  和  $\text{Cl}^-$  的含量相关系数为 0.99,呈显著正相关,表明地下水中  $\text{Na}^+$  和  $\text{Cl}^-$  主要来源于岩盐溶解,全部地下水样品均落于 1 : 1 平衡线之上(图 7a),表明  $\text{Na}^+$  除岩盐溶解之外还有其他的来源<sup>[22]</sup>。非岩盐成因的阳离子可以用  $\gamma(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{Na}^+ - \text{Cl}^-)$  表示<sup>[17]</sup>,由图 7b 可以看出该指标与  $\gamma(\text{SO}_4^{2-})$  显著正相关,所有地下水样品都落于 1 : 1 线附近,表明硫酸盐是地下水中  $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$  和  $\text{Na}^+$  等阳离子的主要来源。因此,导致研究区深层承压水咸化的重要因素是硫酸盐、岩盐等蒸发岩矿物的溶滤。

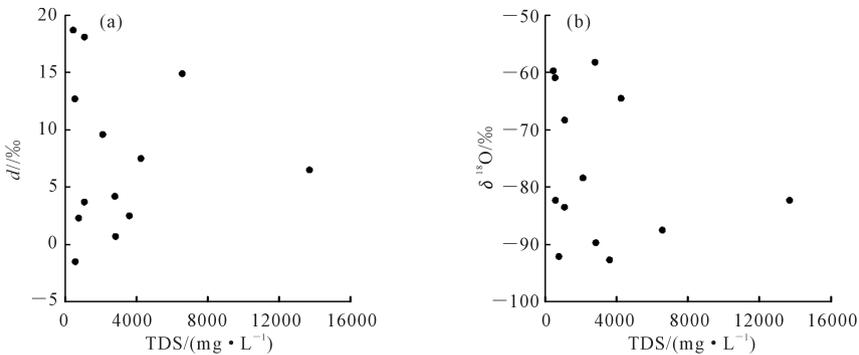


图 6 研究区深层承压水  $\delta^{18}\text{O}$ 、 $d$  与 TDS 的关系图

Fig.6 Relationship between deep confined water  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $d$  and TDS in the plain of Kashgar River Basin

表 2 研究区深层承压水中离子相关性

Table 2 Ion correlation in deep confined water in the plain of Kashgar River Basin

离子 Ion	TDS	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{Cl}^-$	$\text{HCO}_3^-$	$\text{K}^+$ + $\text{Na}^+$
TDS	1	0.85	0.96	0.96	0.98	0.02	0.99
$\text{Ca}^{2+}$		1	0.94	0.93	0.76	0.21	0.76
$\text{Mg}^{2+}$			1	0.99	0.89	0.21	0.90
$\text{SO}_4^{2-}$				1	0.89	0.17	0.91
$\text{Cl}^-$					1	-0.11	0.99
$\text{HCO}_3^-$						1	-0.06
$\text{K}^+$ + $\text{Na}^+$							1

计算各矿物的饱和指数 ( $SI$ ) 以确定地下水中矿物的溶解和沉淀情况<sup>[23]</sup>。研究区地下水中白云石  $SI$  值范围在  $-6.62 \sim -2.65$  之间,方解石  $SI$  值范围在  $-3.08 \sim -1.68$  之间,文石  $SI$  值范围在  $-3.22 \sim -1.82$  之间,石膏  $SI$  值范围在  $-4.75 \sim -2.27$  之间,硬石膏  $SI$  值范围在  $-4.97 \sim -2.49$  之间,岩盐  $SI$  值范围在  $-9.80 \sim -6.24$  之间(图 8)。各矿物的饱和指数均为负值,表明矿物在地下水中可进行进一步溶解,且饱和指数均随着 TDS 增加而增加,表明碳酸盐矿物、硫酸盐矿物和岩盐的溶解是深层承压水咸化的主要原因。

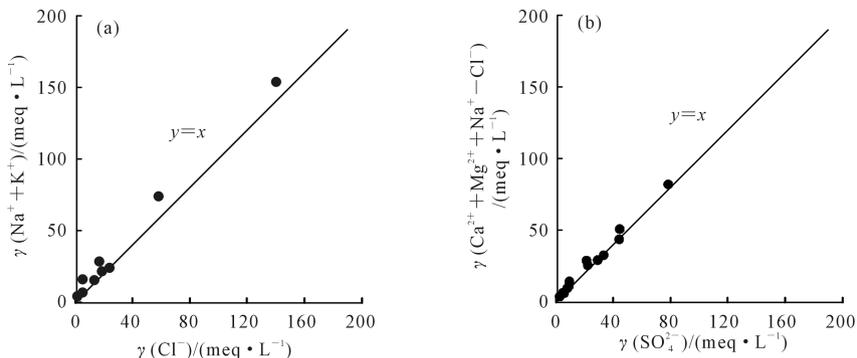


图 7 研究区深层承压水样离子比例系数图

Fig.7 Scale coefficients of deep confined water sample ions in the plain of Kashgar River Basin

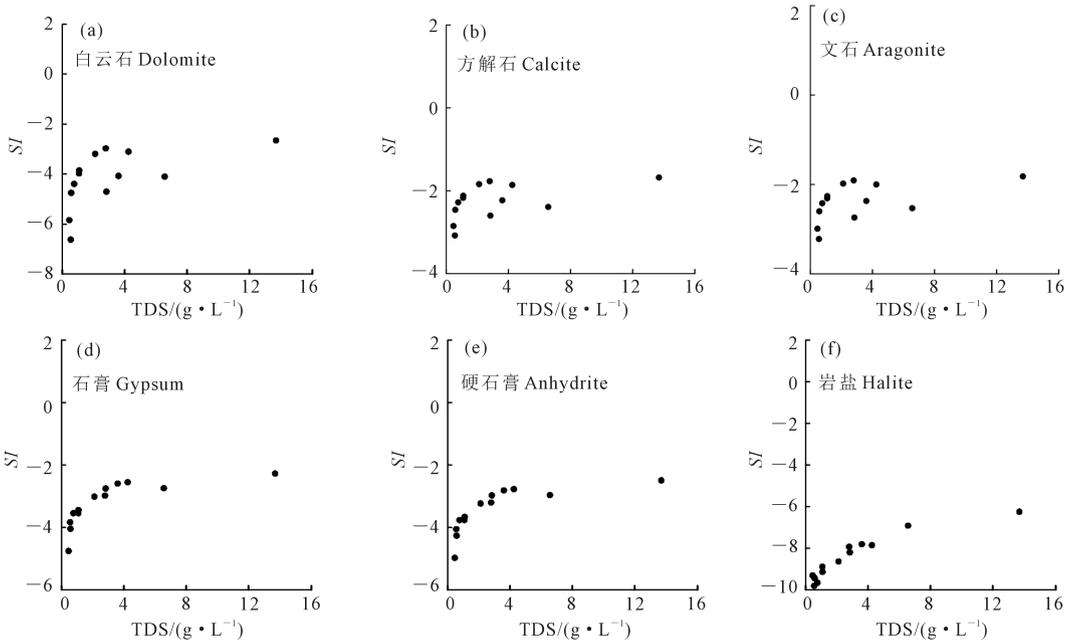


图8 TDS与饱和指数的关系

Fig.8 The relationship between TDS and saturation index

2.4.3 阳离子交换作用 钠吸附比(SAR)通常用于衡量灌溉水中钠离子的危害程度,SAR越高水中含 $\text{Na}^+$ 越多。在进行农业灌溉时,使用咸化的地下水会引起土壤的次生盐渍化,同时SAR可以反映地下水在混合作用下水岩(土)之间的阳离子交换作用<sup>[24]</sup>,其公式为:

$$SAR = \frac{\gamma(\text{Na}^+)}{\sqrt{\frac{\gamma(\text{Ca}^{2+}) + \gamma(\text{Mg}^{2+})}{2}}}$$

研究区SAR范围在1.69~26.18之间,由图9看出,研究区深层承压水中SAR随着TDS的增加而增加,表明离子交换作用明显, $\text{Ca}^{2+}$ 置换含水介质所吸附的部分 $\text{Na}^+$ ,导致水中 $\text{Na}^+$ 升高,使得地下水趋于咸化。

### 3 讨论

在内陆干旱半干旱地区,深层承压淡水是生活用水、工业用水及农业灌溉用水最重要的来源。随着塔里木河综合治理工程的实施,灌区地表水引水量逐年减少,对地下水资源的依赖程度逐年增加。据《新疆维吾尔自治区水资源公报(2004—2016)》,喀什地区2016年地下水开采量为 $2.155 \times 10^9 \text{ m}^3$ ,较2004年扩大 $1.550 \times 10^9 \text{ m}^3$ <sup>[25]</sup>。地下水咸化与人类活动的影响关系是相互的,长期大规模开采深层地下水会导致地下水质量降低(增加地下水盐度),从而影响农业发展;农业活动密集的区域易发生土壤盐渍化,该现象与长期使用劣质高盐度地下水进行灌溉有关,同时由于盐可能会在系统中循环再利用,使得地下水和土壤进一步被污染<sup>[26]</sup>。长期使用

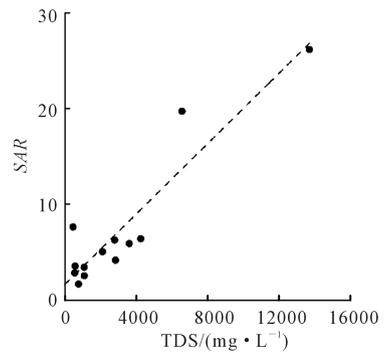


图9 深层承压水中SAR与TDS的关系图

Fig.9 Relationship between SAR and TDS in deep confined water

高盐度的灌溉水会使植物细胞性脱水死亡,地下水咸化也会引起微量元素增加,在超过植物的耐受能力时,就会降低农作物产量或引起病害<sup>[27]</sup>。喀什地区是农业大区,主要种植玉米、小麦和棉花等农作物,研究区深层承压水中微咸水、咸水比例达53.9%,咸化现象严重,在使用咸水进行灌溉时适当施加氮肥有利于提高盐胁迫下玉米及棉花的产量,而适当地使用微咸水对小麦进行灌溉可以实现增产的效果,其中至关重要是制定合理的灌溉制度,考虑研究区气候干燥、蒸发强烈,利用自然降水对土壤进行淋盐措施实施较困难,建议采用咸-淡水轮灌制度<sup>[28-31]</sup>。

本文对比了2011、2014年和2016年3期深层承压水水样的水化学数据年平均变化,计算了2016年深层承压水的咸化程度,并采用数理统计、同位素分析、相关性分析和Phreeqc模型模拟研究

了深层承压水咸化的原因。然而,本文地下水采样点的布置分布不均且同位素采样没有包含附近河水、城镇生活污水、工厂排污水和农业活动排水等样品。地下水水化学性质受自然因素与人为因素共同影响,本文着重分析了研究区地下水受自然因素的影响,对人为因素尚缺乏分析。在后续研究中需要优化现场采样方案,开展多年水样巡回取样分析,将附近河水、城镇生活污水、工厂排污水和农业活动排水等进行同位素采样分析,以期进一步明确地下水咸化受人为因素影响的程度。同时,研究建议的咸-淡水轮灌方法尚未进行现场试验,可考虑进一步开展多年的田间试验及模拟,对本文结论进行验证与补充。

## 4 结 论

1) 研究区深层承压水中 TH、TDS、 $\text{Cl}^-$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$  的平均值均表现为逐年升高,地下水趋于咸化。研究区淡水、微咸水、咸水的比例分别为 46.1%、23.1%、30.8%。

2)  $\text{K}^+$ 、 $\text{Na}^+$  和  $\text{Ca}^{2+}$  的含量在阳离子中占明显优势; $\text{SO}_4^{2-}$  和  $\text{Cl}^-$  的含量在阴离子中占明显优势。研究区深层承压水水化学类型较复杂,包括: $\text{SO}_4-\text{Na}\cdot\text{Ca}$  型、 $\text{Cl}\cdot\text{SO}_4-\text{Na}$  型、 $\text{SO}_4-\text{Na}\cdot\text{Mg}$  型、 $\text{Cl}\cdot\text{SO}_4-\text{Na}\cdot\text{Ca}$  型、 $\text{Cl}\cdot\text{SO}_4-\text{Na}\cdot\text{Ca}\cdot\text{Mg}$  型、 $\text{HCO}_3\cdot\text{Cl}\cdot\text{SO}_4-\text{Na}$  型、 $\text{SO}_4-\text{Na}\cdot\text{Ca}\cdot\text{Mg}$  型、 $\text{Cl}\cdot\text{SO}_4-\text{Na}\cdot\text{Mg}$  型和  $\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4-\text{Na}\cdot\text{Ca}\cdot\text{Mg}$  型。

3) 深层承压水  $\delta\text{D}$  值变化范围为  $-92.7\text{‰}\sim-58.2\text{‰}$  (平均值  $-76.9\text{‰}$ ),  $\delta^{18}\text{O}$  值变化范围为  $-12.8\text{‰}\sim-7.8\text{‰}$  (平均值  $-10.6\text{‰}$ )。深层承压水补给来源为大气降水,受到上覆潜水、浅层承压水的越流补给。 $d$  值变化范围为  $-1.50\text{‰}\sim 18.70\text{‰}$ , 平均值  $7.68\text{‰}$ 。研究区深层承压水受蒸发作用影响小,地下水咸化与水岩相互作用因素有关,离子交换作用明显。导致研究区深层承压水咸化的重要因素是硫酸盐、岩盐等蒸发岩矿物的溶滤。

## 参 考 文 献:

[1] Sun Z Y, Rui M, Wang Y X, et al. Hydrogeological and hydrogeochemical control of groundwater salinity in an arid inland basin: Dunhuang Basin, Northwestern China[J]. Hydrological Processes, 2016, 30(12):1884-1902.

[2] 李成城.运城盆地高氟地下水成因机制研究[D].武汉:中国地质大学,2018.

[3] 林丽,曾妍妍,周金龙.塔里木盆地平原区深层承压水咸化成因分析[J].人民黄河,2017,39(5):72-75.

[4] 张智雄,许模,张强,等.绵阳红层地区浅层地下水水化学特征、成因及水质分析[J].科学技术与工程,2018,18(3):168-173.

[5] 祁惠惠,马传明,和泽康,等.水文地球化学和环境同位素方法在地下水咸化中的研究与应用进展[J].安全与环境工程,2018,25(4):97-105.

[6] 张东,刘从强,尹国勋.基于稳定同位素和水化学的内陆地下水咸化

过程研究:以焦作市为例[J].地球与环境,2010,38(2):177-183.

[7] 黄劲柏,蒋海英.喀什噶尔河流域洪水成因及治理对策[J].河南水利与南水北调,2019,48(1):17-18.

[8] 焦杏春.地下水水质评价与水资源管理:水文地球化学与同位素方法的应用研究进展[J].地质学报,2016,90(9):2476-2489.

[9] 黄劲柏,蒋海英.喀什噶尔河流域水利管理现状及措施探讨[J].水利建设与管理,2019,39(6):54-57.

[10] 文婷.基于 GIS 和分形理论的喀什噶尔河水土流失空间分布研究[J].水资源开发与管理,2018,(12):16-19.

[11] 陈小兵,周宏飞,张学仁,等.新疆喀什噶尔冲积平原区地下水水化学特征[J].干旱区地理,2004,27(1):75-79.

[12] 郎新文.喀什地区 2012—2015 年地下水变化动态分析[J].地下水,2019,44(4):46-48.

[13] 乃尉华,史杰,王文科,等.喀什平原区地下水氢氧稳定同位素分布特征及意义[J].新疆地质,2018,36(2):266-270.

[14] Li Q, Zhou J L, Zhou Y Z, et al. Salinization of deep groundwater in plain areas of Xinjiang: causes and countermeasures [J]. Desalination & Water Treatment, 2014, 52:2724-2733.

[15] 任晓辉,吴玺,高宗军,等.酒泉东盆地地下水水化学特征及成因分析[J].干旱区资源与环境,2019,33(10):109-116.

[16] 王文祥,王瑞久,李文鹏,等.塔里木盆地河水氢氧同位素与水化学特征分析[J].水文地质工程地质,2013,40(4):29-35.

[17] 王雨山,李戎,李海学,等.海原盆地地下水咸化特征和控制因素[J].水文地质工程地质,2019,46(4):10-17.

[18] 孙小龙,王广才,邵志刚,等.海原断裂带土壤气与地下水地球化学特征研究[J].地学前缘,2016,23(3):140-150.

[19] Huang T M, Pang Z H. The role of deuterium excess in determining the water salinisation mechanism: A case study of the arid Tarim River Basin, NW China [J]. Applied Geochemistry, 2012, 27(12):2382-2388.

[20] 章光新,邓伟,何岩.松嫩平原西部水体环境盐化机制的同位素证据[J].水文地质工程地质,2005,32(3):55-58.

[21] 蔚丽娜,陈勇,和留宪,等.宝羊灌区地下水的矿化度动态研究[J].干旱地区农业研究,2012,30(2):213-219.

[22] 张艳,吴勇,杨军,等.阆中市思依镇水化学特征及其成因分析[J].环境科学,2015,36(9):3230-3237.

[23] Brki C Z, Kuhta M, Hunjak T. Groundwater flow mechanism in the well-developed karst aquifer system in the western Croatia: Insights from spring discharge and water isotopes [J]. Catena, 2018, 161:14-26.

[24] 孙振宇,宋献方,卜红梅,等.秦皇岛洋河-戴河流域浅层地下水咸化程度评价[J].安全与环境学报,2015,15(3):356-361.

[25] 曾妍妍,周殷竹,周金龙,等.新疆喀什地区西部地下水质量现状评价[J].新疆农业大学学报,2016,39(2):167-172.

[26] Vella S J, Camilleri S. Irrigated agriculture and soil salinization in the Maltese islands [J]. Journal of Environmental Science and Health. Part a, Toxic/hazardous Substances & Environmental Engineering, 2003,52(8):1569-1685.

[27] 张琳怡.天津滨海地区地下水咸化的水化学及锶同位素示踪研究[D].天津:天津师范大学,2012.

[28] 尚豫新,沙海琴.喀什地区农业经济增长的影响因素分析[J].昌吉学院学报,2019,(5):17-21.

[29] 蒋静,翟登攀,张超波.灌溉施肥水平对盐渍化农田水盐分布及玉米产量的影响[J].应用生态学报,2019,30(4):1207-1217.

[30] 焦艳平,高巍,潘增辉,等.微咸水灌溉对河北低平原土壤盐动态和小麦、玉米产量的影响[J].干旱地区农业研究,2013,31(2):134-140.

[31] 袁成福,冯绍元,季泉毅,等.石羊河流域制种玉米咸淡水轮灌模式的 SWAP 模型模拟[J].干旱地区农业研究,2019,37(4):1-9.