

<https://doi.org/10.3799/dqkx.2020.259>



## 河套灌区西部浅层地下水咸化机制

曾邯斌<sup>1</sup>, 苏春利<sup>1\*</sup>, 谢先军<sup>1</sup>, 潘洪捷<sup>2</sup>, 纪倩楠<sup>1</sup>, 陶彦臻<sup>1</sup>

1. 中国地质大学环境学院, 湖北武汉 430078
2. 内蒙古自治区地质调查院, 内蒙古呼和浩特 010020

**摘要:** 浅层地下水水位埋深浅、含盐量高,是导致河套灌区土壤次生盐渍化的重要原因.以河套灌区西部地区为研究区,通过对浅层地下水的水化学和氢氧同位素特征分析以及水文地球化学模拟,探讨了灌区浅层地下水的补给来源和主控水-岩作用过程,并定量估算了蒸发作用对浅层地下水含盐量的影响.研究区内浅层地下水为弱碱性咸水,pH为7.23~8.45,总溶解性固体(total dissolved solids, TDS)变化范围为371~7 599 mg/L;随着地下水咸化程度增大,水化学类型由HCO<sub>3</sub>-Na·Mg·Ca型向Cl-Na型过渡.引黄灌溉和大气降水是浅层地下水的主要补给来源,径流过程中浅层地下水受蒸发作用和植物蒸腾作用影响,地下水化学组分主要来源于蒸发盐溶解和硅酸盐风化解,并受强烈的蒸发作用和离子交换作用影响.水文地球化学模拟和主成分分析结果显示,蒸发作用和岩盐溶解作用对区内浅层地下水咸化贡献最大,石膏和白云石等矿物的溶解、硅酸盐的水解、Na-Ca离子交换以及局部地形起伏对地下水咸化过程也有较大贡献.

**关键词:** 水化学;同位素;主成分分析;水-岩作用;水文地球化学模拟.

中图分类号: P641

文章编号: 1000-2383(2021)06-2267-11

收稿日期: 2020-07-09

## Mechanism of Salinization of Shallow Groundwater in Western Hetao Irrigation Area

Zeng Hanbin<sup>1</sup>, Su Chunli<sup>1\*</sup>, Xie Xianjun<sup>1</sup>, Pan Hongjie<sup>2</sup>, Ji Qiannan<sup>1</sup>, Tao Yanzhen<sup>1</sup>

1. School of Environmental Studies, China University of Geosciences, Wuhan 430078, China
2. Geological Survey Institute of Inner Mongolia Autonomous Region, Hohhot 011020, China

**Abstract:** High salinity and shallow level of shallow groundwater are the important causes of soil secondary salinization in Hetao irrigation area. In this paper, it takes the western part of Hetao irrigation area as the research area. The hydrochemical analysis, isotopic characteristics of hydrogen and oxygen and hydrogeochemical modeling were investigated to identify the recharge sources of shallow groundwater and the main water-rock interaction processes, and estimate quantitatively the effect of evaporation on shallow groundwater. The results show that shallow groundwater was weak alkaline salt water, the pH and total dissolved solids (total dissolved solids, TDS) are 7.23-8.45 and 371-7 599 mg/L respectively in the research area. With the accumulation of salt, the hydrochemical type of shallow groundwater changed from HCO<sub>3</sub>-Na·Mg·Ca to Cl-Na. The main recharge resources of shallow groundwater are the irrigation by using Yellow River water and precipitation. The shallow groundwater was affected by evaporation and transpiration during the runoff process. The hydrochemical compositions of shallow groundwater mainly came from the dissolution of halite and silicate weathering, and experienced intense evaporation and the cation exchange. The results of hydrogeochemical modeling and principal component analysis show that evaporation and halite dissolution contributed the most part to the salinity of shallow groundwater; Na-Ca exchange, topography variations and dissolution of gypsum, dolomite and other

基金项目: 内蒙古自治区河套灌区盐碱地生物修复与综合开发研究(No.2019046338).

作者简介: 曾邯斌(1996-),男,硕士,主要研究方向为水文地球化学与水文地质学. ORCID: 0000-0002-2867-5144. E-mail: 694639624@qq.com

\* 通讯作者: 苏春利, E-mail: chl.su@cug.edu.cn

引用格式: 曾邯斌, 苏春利, 谢先军, 等, 2021. 河套灌区西部浅层地下水咸化机制. 地球科学, 46(6):2267-2277.

minerals also contributed to the salinity of groundwater.

**Key words:** hydrochemistry; isotope; principal component analysis; interaction of water-rock; hydrogeochemical modeling.

## 0 引言

内蒙古自治区河套灌区是我国三大灌区之一,总面积 11 900 km<sup>2</sup>,拥有丰富的耕地资源,但由于地处干旱、半干旱地区,气候干燥,降水量少,蒸发强烈,地下水位埋深浅,土壤次生盐渍化广泛分布(邹超煜和白岗栓, 2015; 刘全明等, 2016; 卢晶等, 2020). 灌区盐渍化土地面积占耕地面积的 65%,大量耕地由于盐渍化减产,严重制约了当地农业的发展(黄权中等, 2018).

长期以来,学者们的研究工作主要集中于地下水位变化、水盐运移规律以及灌溉活动对于灌区土壤盐渍化的影响(王学全等, 2006; 王水献等, 2012; 李明等, 2015; 窦旭等, 2019),而对灌区地下水咸化机制和影响因素研究非常有限. 浅层地下水含盐量过高是土壤盐渍化的直接成因之一,两者往往伴生. 因此,精确识别浅层地下水咸化机制不仅有助于完善灌区盐渍化成因理论研究,也可为土壤盐渍化防治提供重要科学依据.

本文以河套灌区西部为研究区,系统采集了区内浅层地下水样品,通过水化学特征和氢氧同位素分析,并结合主成分分析法和基于 Phreeqc 软件的地下水径流过程逆向模拟,识别了区域地下水的咸化过程机理和影响因素,为河套灌区地下水环境保护和土壤盐渍化防治提供了理论依据.

## 1 研究区概况

研究区位于内蒙古自治区河套灌区西部,主要包括巴彦淖尔临河区及杭锦后旗地区(图 1),平均海拔 1 031 m,东经 106.951°~107.648°,北纬 41.224°~40.681°,总面积为 1 865 km<sup>2</sup>. 该区域属大陆性干旱、半干旱气候带,气候干燥,降水量少,蒸发强烈,冬季严寒,夏季酷暑,春秋干燥并伴有大风. 年平均降水量 177.5 mm,且多集中于夏季 7—9 月,占全年降水量的 70% 以上;年平均蒸发量在 2 000 mm 以上,为降雨量的 10 余倍.

研究区地属河套平原,地势平坦,位于黄河与狼山山脉之间,主体为黄河冲积湖积平原,山前部分为山前冲积洪积平原. 区内地表几乎全部为全新

世沉积物所覆盖,除志留、泥盆系外,其余地层均有少量出露.

区内含水系统为第四系孔隙含水层,狼山近山前地带含水层结构单一,粘性土多以透镜状分布,上下水力联系良好,无稳定连续的隔水层,水位埋深多在 5~20 m,含水组颗粒粗,含水层厚度较大,含水层底板埋深在 70 m 以上;黄河冲积湖积地带,含水层结构复杂,存在连续稳定粘土层,为潜水—承压多层结构含水层,水位埋深多在 3~10 m,含水层厚度在水平方向上具有明显分带性,由南向北含水层厚度逐渐增大,最薄处小于 20 m.

区内浅层地下水径流方向为由南向北,径流速度缓慢,主要排泄方式为蒸发,农耕灌溉期也存在水位过高,地下水由沟渠排泄至乌梁素海,最终进入黄河的情况. 区内河流均为排水沟渠,主要用于农耕灌溉期间引流黄河水,非灌溉期处于干涸状态. 当地农耕灌溉主要包括 5 月春季灌溉和 10 月秋季灌溉.

## 2 样品采集与测试

为了研究河套灌区浅层地下水水化学特征和形成机制,2019 年 7 月笔者于河套灌区西部采集地下水样 74 件(图 1),水样主要来源于黄河冲积湖积地带水位埋深小于 10 m 的民井和靠近山前地带水位埋深小于 20 m 的民井及灌溉井. 采样时,采用雷磁便携式多参数分析仪(型号: DZB-712)现场测试 pH 与 EC 值,并在 24 h 内采用国标滴定法测定碱度. 样品采用聚乙烯瓶封装,采样前用待采样品重复冲洗采样瓶 3 次,采集水样均通过 0.45 μm 水系滤膜过滤. 每组样品分 3 瓶封装保存,分别用于阴阳离子测试以及氢氧同位素测试. 阳离子测试水样滴硝酸酸化至 pH < 2,同位素测试水样抽真空保存.

水样的阴离子采用离子色谱仪(型号 ICS-2100,美国赛默飞)测试,测试精度为 ±0.001 mg/L;阳离子采用电感耦合等离子体发射光谱(型号 ICAP7600,美国赛默飞)测试,测试精度为 ±0.001 mg/L;氢氧同位素采用液态水同位素分析仪(型号 IWA-35-EP,美国 LGR 公司)测定,测试精度 <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O 为 ±0.2‰ 和 D/H 为 ±0.6‰. 阴阳离子

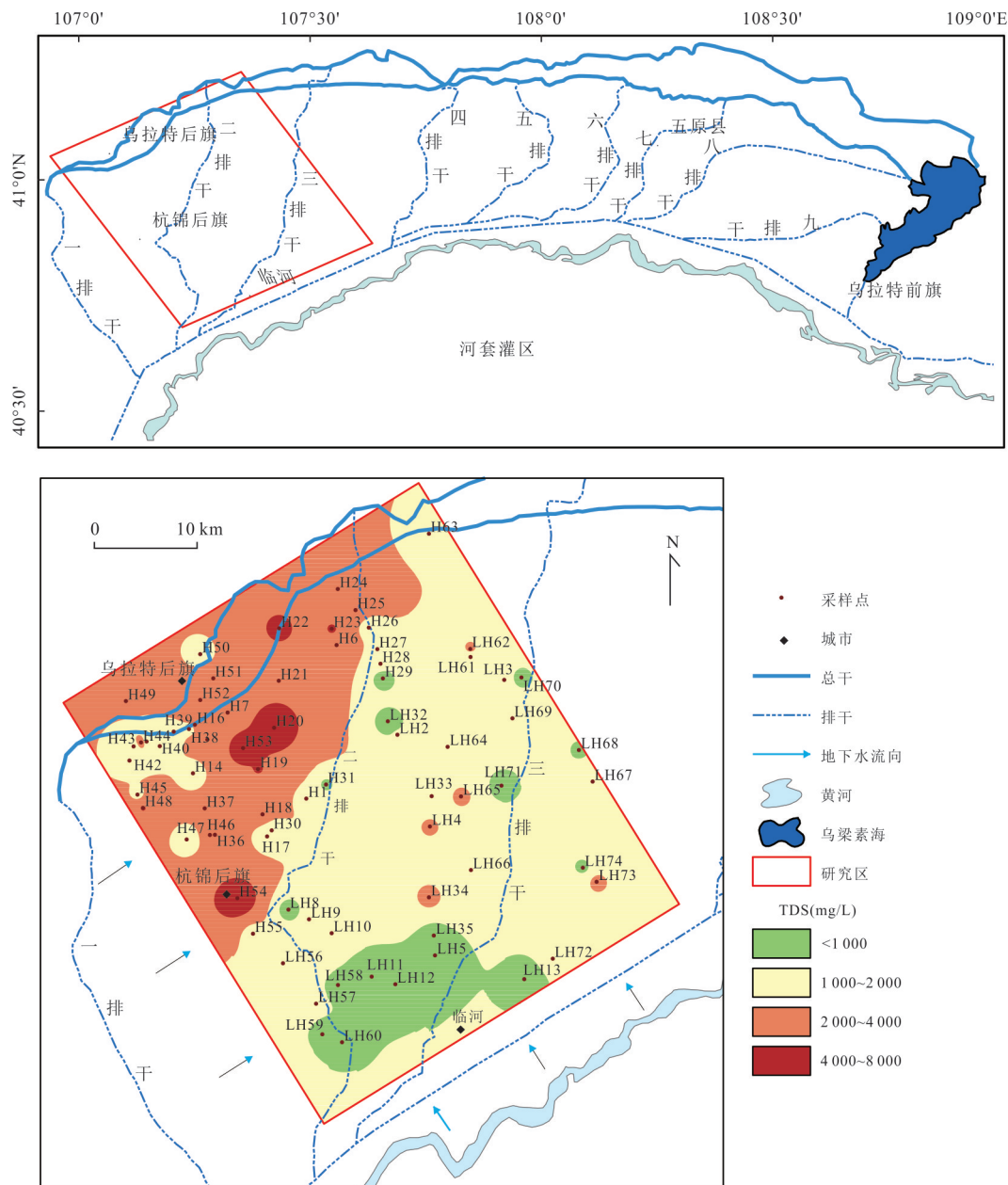


图1 研究区位置、采样点分布以及浅层地下水 TDS 分布

Fig.1 Location of the study area, distribution of sampling sites and TDS distribution of shallow groundwater in the study area

测试分析在中国地质大学(武汉)地质调查研究院实验室完成,氢氧同位素测试分析在中国地质大学(武汉)生物地质与环境地质国家重点实验室完成.

### 3 结果与讨论

#### 3.1 水化学特征

研究区浅层地下水水化学数据统计见表 1. 区内浅层地下水 pH 介于 7.23~8.45, 平均 pH 为 7.77, 呈弱碱性. EC 和 TDS 变幅较大, EC 变化范围为

0.69~10.32 mS/cm, 平均值为 2.98 mS/cm; TDS 变化范围为 371~7 599 mg/L, 平均值为 1 914 mg/L. 参照地下水质量标准 (GB/T14848-2017), 所采样品中仅 3 件符合 II 类水 TDS 标准, 13 件样品属 III 类水, 31 件为 IV 类水, 27 件为 V 类水. 为了便于分析, 后将 4 类水质水样分为 4 组, 分别以 A、B、C 和 D 组代称. 地下水中主要阳离子  $Na^+$ 、 $Mg^{2+}$  和  $Ca^{2+}$  的变化范围分别为 44.9~1 754.6 mg/L、11.1~553.4 mg/L 和 6.9~205.5 mg/L, 平均值分别为 449.3 mg/L、96.3 mg/L 和 86.0 mg/L;  $K^+$  含量较低,

表 1 研究区浅层地下水主要水化学指标统计

Table 1 Statistics for the hydrochemical indexes of shallow groundwater from the study area

项目	A组			B组			C组			D组		
	300 mg/L<TDS<500 mg/L(n=3)			500 mg/L<TDS<1 000 mg/L(n=13)			1 000 mg/L<TDS<2 000 mg/L(n=31)			2 000 mg/L<TDS(n=27)		
	最小值	最大值	平均值	最小值	最大值	平均值	最小值	最大值	平均值	最小值	最大值	平均值
pH	7.40	7.93	7.75	7.75	8.45	7.88	7.23	8.37	7.81	7.36	8.08	7.67
EC(mS/cm)	0.69	0.72	0.70	0.92	1.60	1.26	1.66	2.98	2.14	3.07	10.32	5.03
TDS(mg/L)	371	434	404	503	953	766	1 019	1 817	1 287	2 061	7 599	3 356
K <sup>+</sup> (mg/L)	1.74	3.15	2.21	2.21	3.96	3.16	0.91	6.14	3.49	2.47	13.74	6.05
Na <sup>+</sup> (mg/L)	44.9	99.8	71.0	89.7	227.9	140.9	176.8	521.2	325.7	316.8	2 308.1	959.7
Ca <sup>2+</sup> (mg/L)	16.3	67.1	44.9	24.3	123.6	81.2	6.9	182.5	74.8	17.5	205.5	104.6
Mg <sup>2+</sup> (mg/L)	21.8	36.3	29.6	36.9	72.4	53.0	11.1	123.1	66.5	39.5	553.4	174.2
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/L)	357	455	395	269	519	411	283	1 026	627	368	1 407	875
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/L)	15.6	29.3	20.9	80.9	224.9	159.6	109.9	451.9	255.6	162.9	2 262.0	581.5
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/L)	0.60	2.43	1.52	0.53	3.77	1.84	0.84	31.08	4.36	2.22	67.46	7.48
Cl <sup>-</sup> (mg/L)	30.3	46.9	36.4	75.0	167.4	120.7	138.7	446.9	243.3	401.1	3 808.7	1 180.4

变化范围为 0.91~12.78 mg/L, 平均值为 4.07 mg/L; 地下水中主要阴离子 Cl<sup>-</sup>、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 和 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 的变化范围分别为 30.3~2 106.5 mg/L、15.6~2 262.0 mg/L 和 269~1 407 mg/L, 平均值分别为 4 49.8 mg/L、331.2 mg/L 和 659.0 mg/L。

利用 Arcgis 软件统计模块反距离权重法对水样 TDS 数据进行插值分析, 得到研究区浅层地下水 TDS 分布情况(图 1)。受黄河补给影响, 区内 TDS 值在 300~1 000 mg/L 的浅层地下淡水主要分布于临河区周边地带, 二排干和三排干沿途也有零星分布。以二排干为界, 其以西的浅层地下水普遍较咸, TDS 值大于 2 000 mg/L; 其以东除临河区周边以及二排干和三排干沿渠部分地区外普遍分布有微咸地下水, TDS 值介于 1 000~2 000 mg/L。研究区浅层地下水 TDS 值整体偏高, 由黄河到山前区域呈现逐步咸化趋势, 咸水与微咸水分布以二排干为界, 二排干以东主要分布微咸水可能与灌溉期排干间的相互水利影响有关。

具有相近 TDS 的水样水化学类型十分相似(图 2)。A 组地下水样阴离子以 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 为主, 占阴离子总量的 90% 以上; 阳离子中 Na<sup>+</sup>、Ca<sup>2+</sup>、Mg<sup>2+</sup> 阳离子毫克当量百分数均超过 25%, 主要水化学类型为 HCO<sub>3</sub>-Na·Mg·Ca 型。B 组地下水, 阴离子仍以 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 为主, 但较 A 组水 Cl<sup>-</sup>、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 占比明显升高; 阳离子分布与 A 组相近, 主要水化学类型为 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>-Na·Mg·Ca 型。C 组地下水阴离子以 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 和 Cl<sup>-</sup> 为主, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 占比略高于 Cl<sup>-</sup>; 阳离子以 Na<sup>+</sup>

为主, 五成 C 类水 Na<sup>+</sup> 占比超过 60%, 主要水化学类型为 HCO<sub>3</sub>·Cl·SO<sub>4</sub>-Na 和 HCO<sub>3</sub>·Cl·SO<sub>4</sub>-Na·Mg·Ca 型。D 组地下水阴离子以 Cl<sup>-</sup> 为主, 且半数水样 Cl<sup>-</sup> 占比超过 50%; 阳离子以 Na<sup>+</sup> 为主, 部分水样 Ca<sup>2+</sup>、Mg<sup>2+</sup> 占比超过 25%, 主要水化学类型为 Cl-Na 型。随 TDS 增大, 区内浅层地下水水化学类型由 HCO<sub>3</sub>-Na·Mg·Ca 型逐步向 Cl-Na 型过渡。

### 3.2 地下水补给来源与蒸发作用

D、δ<sup>18</sup>O 稳定同位素组成特征是指示地下水补给来源和运移过程的重要示踪剂(Min *et al.*, 2007; Zhu *et al.*, 2007)。研究区地下水的 δD 和 δ<sup>18</sup>O 值变化范围较大, δD 介于 -83.4‰~-50.7‰, δ<sup>18</sup>O 介于 -11.2‰~-5.6‰(表 2), 大部分水样点分布于当地大气降水线(包头气象站数据, LMWL: δD=6.4δ<sup>18</sup>O-4.07)(刘君等, 2013)以下, 与黄河水氢氧同位素(范百龄等, 2017)组成接近, 表明黄河水补给和大气降水是区域浅层地下水的主要补给来源(图 3)。

所有水样点均处于 LMWL 下方(图 3), 线性拟合所得的蒸发线斜率为 4.8(δD=4.8δ<sup>18</sup>O-28.2), 小于当地大气降水线斜率, 说明区域内地下水受蒸发浓缩作用影响较大。a 区水样主要分布于临河周边、二排干以东和三排干两侧沿岸, 由于其分布区受黄河水及引黄灌溉用水影响, 氢氧同位素组成接近黄河水, 含盐量较低; b 区水样分布于二排干以西, 该区域地下水含盐量极高, 富集重同位素, 受蒸发作用影响; c 区水样分布于乌拉特后旗西南侧, 靠

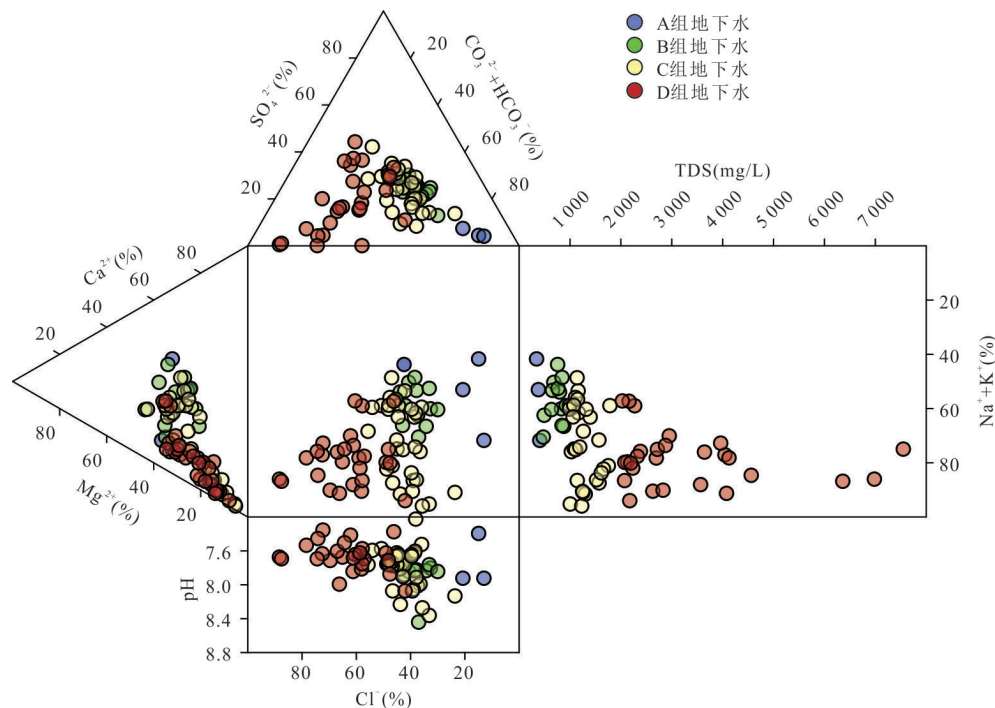


图 2 研究区浅层地下水 Durov 图

Fig.2 Durov diagram of shallow groundwater in the study area

表 2 研究区浅层地下水氢氧同位素数据

Table 2 Hydrogen and oxygen isotope data of shallow groundwater in the study area

样品	$\delta D(\text{‰})$	$\delta^{18}O(\text{‰})$	TDS (mg/L)	高程(m)	井深(m)	样品	$\delta D(\text{‰})$	$\delta^{18}O(\text{‰})$	TDS (mg/L)	高程(m)	井深(m)
LH-2	-50.7	-5.6	1 035.1	1030.8	13.5	H-47	-70.6	-8.5	1 293.2	1 039.9	-
H-15	-78.9	-10.4	2 662.3	1 027.4	11.4	H-48	-75.6	-9.4	4 115.4	1 030.7	-
H-17	-77.4	-10.5	1 426.6	1 031.9	2.6	H-53	-77.9	-9.7	6 406.1	1 030.8	-
H-18	-82.4	-11.2	2 863.7	1033.1	2.5	H-54	-76.7	-9.0	7 598.6	1 026.4	2.4
H-19	-83.4	-10.6	4 083.6	1 036.1	1.7	LH-56	-78.2	-10.1	1 136.7	1 037.4	-
H-20	-78.9	-10.0	7 029.4	1 025.6	2.5	LH-57	-75.3	-10.0	1 019.4	1 033.9	5.1
H-21	-72.7	-8.9	3 999.5	1 027.9	-	LH-60	-67.9	-8.0	794.1	1 036.1	-
H-22	-79.9	-9.8	4 601.6	1 031.2	-	LH-61	-76.8	-10.1	1 278.2	1 031.0	2.2
H-25	-65.9	-7.8	3 680.5	1 028.3	8.0	H-63	-74.2	-10.0	1 261.2	1 027.8	-
H-26	-71.7	-9.8	1 035.4	1 029.1	2.1	LH-65	-78.6	-10.3	2 266.5	1 031.8	-
H-28	-78.0	-10.5	1 330.2	1 030.9	-	LH-66	-73.8	-10.1	1 170.3	1 034.7	-
LH-34	-78.5	-9.9	2 358.4	1 033.1	2.9	LH-69	-79.7	-11.0	1 179.8	1 030.1	2.2
H-40	-65.6	-7.6	1 143.3	1 034.3	1.1	LH-70	-78.9	-11.1	872.9	1 026.5	2.7
H-41	-71.8	-8.8	1 221.7	1 031.2	2.2	LH-71	-81.3	-11.0	665.5	1 034.3	3.0
H-42	-66.2	-7.5	1 553.1	1 030.4	-	LH-72	-71.0	-9.7	1 089.7	1 034.1	-
H-46	-68.2	-8.2	2 193.8	1 031.8	1.2	LH-73	-70.9	-9.4	2 225.8	1 030.6	-

近狼山山脉,受山前地下水混合作用影响,重同位素含量和含盐量明显低于b区.水样H-20、H-53和H-54的TDS极高,与其采样点局部地貌相关,其地面高程分别为1 025.6 m、1 028.8 m和1 026.4 m,低于研究区平均地面高程1 031 m,且水位埋深较浅,

区域浅层地下水不断向低洼地带汇集,并通过蒸发作用排泄,导致局部地区地下水不断浓缩,形成极高TDS含量的地下水.水样LH2氢氧同位素含量异常,其地下水位埋深较大,为13.5 m,由此推测水样LH2可能为深层承压水,主要接收山区降水补

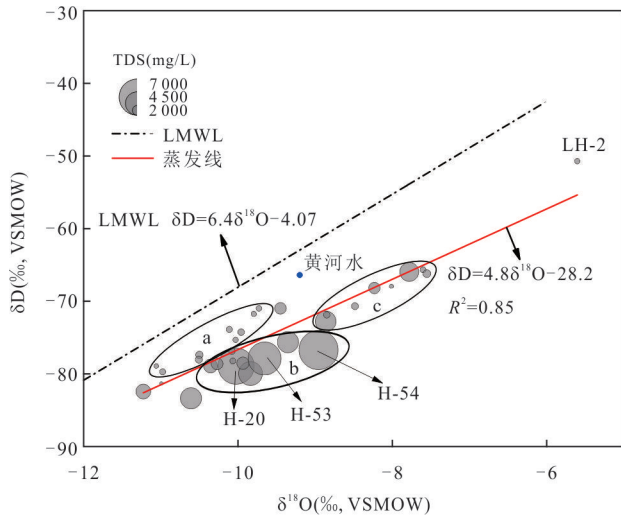


图 3 研究区浅层地下水  $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$  组成与 TDS 关系  
Fig.3 Relationship between  $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$  compositions and TDS of shallow groundwater in the study area

给,受蒸发作用影响相对较小,水样点接近 LMWL,且 TDS 值偏低.

$Cl^-$  与  $\delta^{18}O$  关系可指示地下水运移过程中的多种作用 (Xie *et al.*, 2012). 研究区浅层地下水  $Cl^-$ 、 $\delta^{18}O$  关系 (图 4a) 存在 3 种趋势: (1)  $\delta^{18}O$  急剧升高而  $Cl^-$  浓度几乎不发生改变,不同  $\delta^{18}O$  含量的低 TDS 地下水相互混合使水样  $\delta^{18}O$  发生变化而  $Cl^-$  含量始终处于较低状态,这是侧向和深层低  $Cl^-$  浓度地下水补给潜水时的混合作用的结果; (2)  $\delta^{18}O$  与  $Cl^-$  浓度具有明显相关性,且  $Cl^-$  浓度增大方向上  $\delta^{18}O$  趋于富集,说明地下水受蒸发浓缩作用影响; (3)  $Cl^-$  浓

度急剧升高而  $\delta^{18}O$  缓慢增大,该趋势斜率小于蒸发作用斜率且  $Cl^-$  浓度较高,为溶滤作用和蒸发作用混合作用的结果.

为探究作物水分汲取对区域地下水的影响情况,建立地下水中  $K^+$  含量、 $\delta^{18}O$  和 TDS 关系 (图 4b、4c), 同样存在 3 种趋势. 趋势一为  $\delta^{18}O$  随  $K^+$  浓度升高而升高,与  $Cl^-$  和  $\delta^{18}O$  关系类似,是蒸发浓缩作用的结果. 趋势二为  $\delta^{18}O$  随  $K^+$  浓度升高而降低,由于灌区农业发达,推测为农用钾肥随灌溉水进入地下水导致浅层地下水  $K^+$  含量骤增,淋滤水与地下水混合作用导致  $\delta^{18}O$  缓慢下降. 将中低浓度  $K^+$  含量点位与采样地点结合分析发现第三种趋势,二排干东岸至三排干西岸,浅层地下水  $K^+$  含量随地下水流动过程不增反降,且  $\delta^{18}O$  无明显变化,这是灌区作物吸水的体现,  $K^+$  作为植物营养元素被吸收利用导致地下水  $K^+$  浓度下降,而植物在吸收  $K^+$  和水分的过程中水体中氢氧同位素无贫化或富集现象 (Ellsworth and Williams, 2007), 导致该趋势的产生,最终植物汲取的水分将通过蒸腾作用进入大气,是浅层地下水排泄的一个重要途径.

### 3.3 主控水-岩作用过程及水文地球化学模拟

建立研究区内浅层地下水主要离子浓度与 TDS 的关系,以确定主要离子对浅层地下水咸化过程的贡献. 主要阳离子中  $Na^+$  的溶入对地下水咸化的贡献最大,地下水 TDS 增大过程中  $Na^+$  浓度增长最快,  $Mg^{2+}$  较缓,  $Ca^{2+}$  仅少量增长 (图 5a). 主要阴离子中  $Cl^-$  的溶入对地下水咸化的贡献最大,地下水 TDS 增大的过程中  $Cl^-$  浓度增长最快,且呈明显指

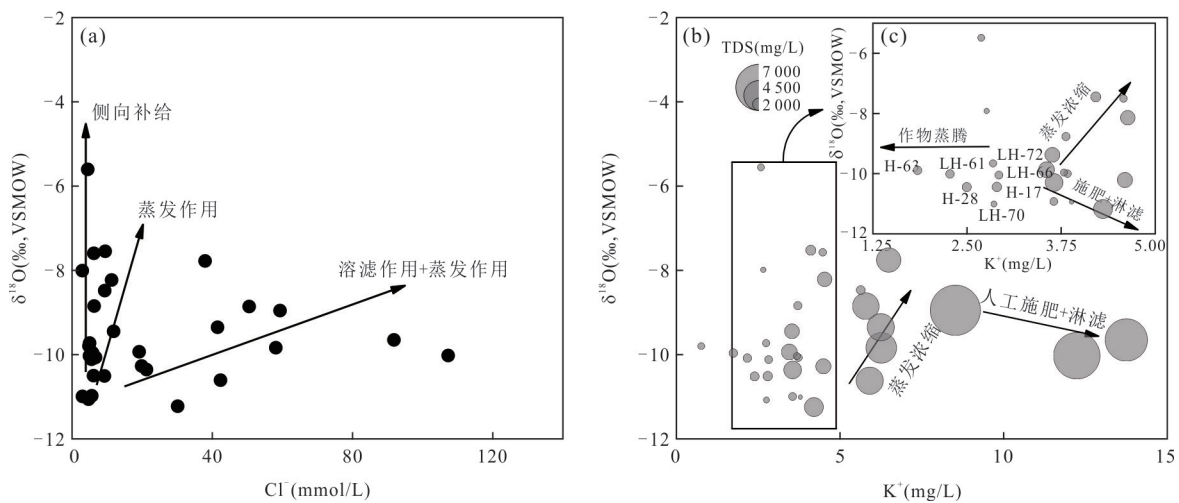


图 4 研究区浅层地下水  $Cl^-$ 、 $\delta^{18}O$  和  $K^+$ 、 $\delta^{18}O$  与 TDS 关系  
Fig.4 Relationship between  $Cl^-$  concentrations and  $\delta^{18}O$  values,  $K^+$  concentrations,  $\delta^{18}O$  values and TDS

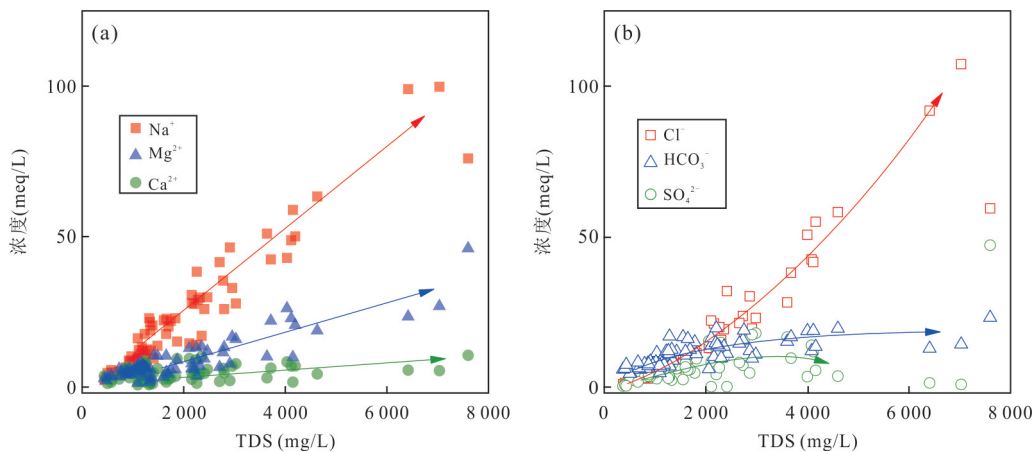


图 5 研究区浅层地下水主要离子与 TDS 关系

Fig.5 Relationship between main ions and TDS of shallow groundwater in the study area

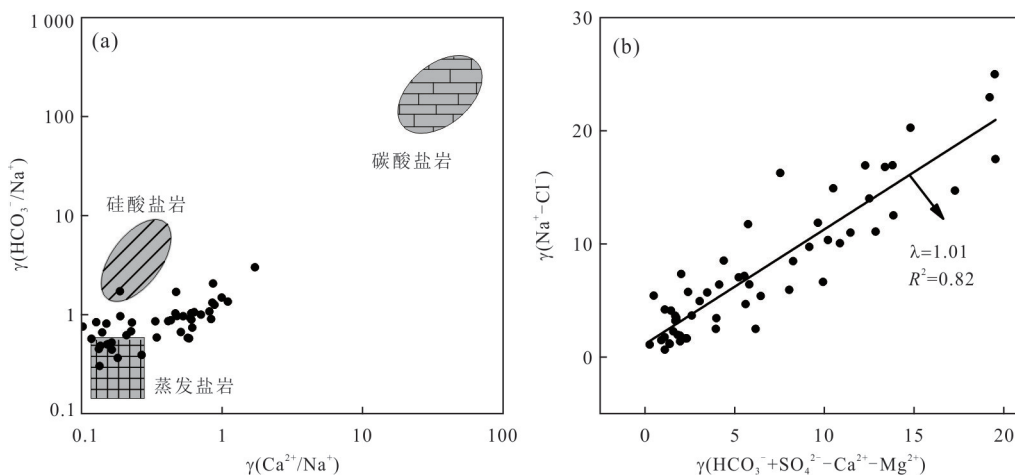


图 6 研究区浅层地下水  $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^{+}$  与  $\text{HCO}_3^{-}/\text{Na}^{+}$  (a),  $\text{HCO}_3^{-} + \text{SO}_4^{2-} - \text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+}$  与  $\text{Na}^{+} - \text{Cl}^{-}$  (b) 的关系

Fig.6 Relationship between  $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^{+}$  and  $\text{HCO}_3^{-}/\text{Na}^{+}$  (a),  $\text{HCO}_3^{-} + \text{SO}_4^{2-} - \text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+}$  and  $\text{Na}^{+} - \text{Cl}^{-}$  (b) of shallow groundwater in the study area

数增长趋势;  $\text{HCO}_3^{-}$  浓度在低 TDS 地下水中呈增长趋势, 当  $\text{TDS} > 2\,000\text{ mg/L}$  后, 含量几乎不变;  $\text{SO}_4^{2-}$  含量随 TDS 增大呈先增大后减少趋势 (图 5b).

$\gamma(\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^{+})$  与  $\gamma(\text{HCO}_3^{-}/\text{Na}^{+})$  关系是判断地下水可溶性离子物源的重要手段 (Gaillardet *et al.*, 1999). 研究区气候干旱、降雨稀少, 大气降水输入的可溶性离子可忽略不计, 浅层地下水可溶性离子主要来源于矿物的风化水解. 研究区浅层地下水  $\gamma(\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^{+})$  与  $\gamma(\text{HCO}_3^{-}/\text{Na}^{+})$  主要分布于蒸发盐岩端元附近 (图 6a), 且靠近硅酸盐岩端元, 表明区内浅层地下水可溶性盐分主要来源于蒸发盐岩的溶解和硅酸盐矿物风化水解导致, 受碳酸盐岩风化作用影响较小.

除了矿物溶解带入可溶性离子外, 阳离子交换

作用也是改变地下水水化学组分的重要因素.  $\gamma(\text{HCO}_3^{-} + \text{SO}_4^{2-} - \text{Mg}^{2+} - \text{Ca}^{2+})$  和  $\gamma(\text{Na}^{+} - \text{Cl}^{-})$  比值是判断阳离子交换作用的重要方法 (安乐生等, 2012). 如图 6b 所示, 研究区地下水的  $\gamma(\text{Na}^{+} - \text{Cl}^{-})$  与  $\gamma(\text{HCO}_3^{-} + \text{SO}_4^{2-} - \text{Mg}^{2+} - \text{Ca}^{2+})$  呈显著正相关 (斜率为 1.01,  $R^2 = 0.82$ ), 表明除岩盐溶解外,  $\text{Na}^{+}$  增量与白云岩、石膏等矿物溶解后  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$  减少量相近, 指示  $\text{Na}^{+} - \text{Ca}^{2+}$  和  $\text{Na}^{+} - \text{Mg}^{2+}$  之间的交换作用, 说明河套灌区中部浅层地下水中存在  $\text{Na}^{+}$  与  $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$  的交换作用过程.

为了了解研究区地下水对主要矿物的溶解情况, 学者们利用 Phreeqc 软件, 计算了研究区地下水样不同矿物的饱和指数 (SI) (王焰新等, 2010; Su *et al.*, 2015). 结果显示, 随 TDS 增大, 岩盐和石膏两种蒸发盐岩矿物始终处于未饱和状态, 矿物的 SI 呈

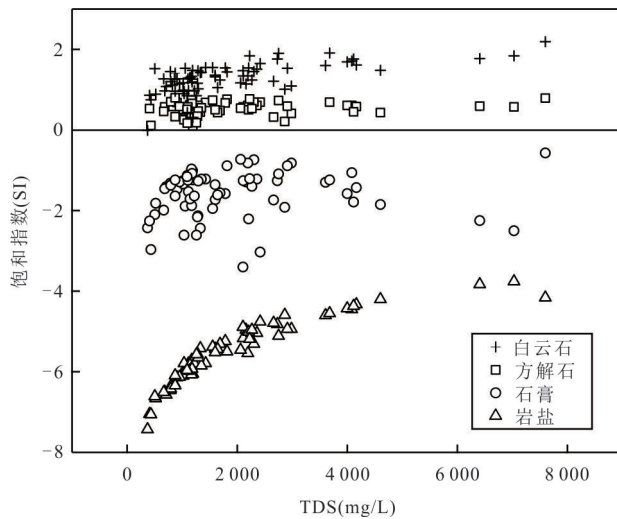


图7 研究区浅层地下水 TDS 与 SI 关系

Fig.7 Relationship between TDS and SI of shallow groundwater in the study area

类对数函数增长(图7);所有水样方解石和白云岩均处于过饱和状态,饱和指数随TDS增大呈微弱增长趋势.研究区浅层地下水主要阳离子溶解能力为 $\text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+}$ ,主要阴离子溶解能力为 $\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^- > \text{CO}_3^{2-}$ .仅从水-岩作用角度看,岩盐溶解对于浅层地下水咸化的贡献最大,石膏次之,白云石和方解石的溶解对浅层地下水咸化无明显影响.

对研究区浅层地下水样的水化指标、水位和地面高程(用于体现地形、地貌和水位埋深等间接因素对于浅层地下水化学的影响)与水化学组成相关的指标进行因子分析,提取出3个代表性公因子(F1、F2、F3),累计贡献率74.5%(表3),可反映这些数据蕴含的基本信息,揭示地下水水化学成因(Chapagain *et al.*, 2010; 李俊霞等, 2010; Nosrati and Eeckhaut, 2012).

第一公因子F1的方差贡献率为47.332%,其中 $\text{Na}^+$ 、 $\text{Cl}^-$ 的因子载荷较大,且与F1呈正相关关系,主要代表盐岩的溶解作用对水化学组分的影响,由于F1贡献率最高,说明其对浅层地下水水化学组分影响最大;第二公因子F2的方差贡献率为15.159%,其中 $\text{Ca}^{2+}$ 、Si和 $\text{SO}_4^{2-}$ 的因子载荷较大,主要表示为石膏溶解和硅酸盐矿物的非全等溶解, $\text{SO}_4^{2-}$ 的来源主要为石膏的溶解;第三公因子F3贡献率为12.033%,其中水位和地面高程因子的载荷较大.研究区整体地势平坦,局部隆起或凹陷将导致地下水径流速度加快或减慢,浅水位的变化则直

表3 旋转成分矩阵

Table 3 Rotated component matrix			
指标	F1	F2	F3
$\text{Na}^+$	0.947	0.057	-0.086
$\text{K}^+$	0.772	0.356	-0.126
$\text{Ca}^{2+}$	0.190	0.865	-0.033
$\text{Mg}^{2+}$	0.795	0.528	-0.002
$\text{Cl}^-$	0.918	0.129	-0.025
$\text{SO}_4^{2-}$	0.504	0.596	-0.113
$\text{HCO}_3^-$	0.734	0.032	0.021
Si	-0.010	0.732	0.032
采水井地面高程	-0.495	0.167	0.645
采水井水位	0.128	-0.128	0.912
方差贡献率(%)	47.332	15.159	12.033
累计方差贡献率(%)	47.332	62.529	74.562

接影响蒸发作用对浅层地下水的作用程度.该因子代表局部微地貌对于浅层地下水水化学的影响.

利用Phreeqc软件逆向模拟可以估算径流路径下不同矿物的溶解沉淀关系及蒸发程度(李义连等, 2002; 李常锁等, 2018; 薛肖斌等, 2018).选取二排干东岸LH-5→LH-35和西岸H-14→H-38两个径流路径进行模拟(图1).沿LH-5→LH-35路径,地势由南向北倾斜,地下水径流速度较快,水位埋深较大,TDS值较低.H-14→H-38路径地势平坦,地下水径流速度缓慢,水位埋深较浅,TDS值较大.两个路径分别相距1.9 km和4.2 km,同一水流路径水样的水化学类型相近,均为浅层地下水,且分布方向与研究区地下水径流方向相同,可用于指示研究区不同区域地下水的咸化过程,符合模拟条件.

鉴于研究区表层土壤主要以硅酸盐矿物为主,逆向模拟主要以方解石和白云石两大常见矿物以及盐岩和石膏两类蒸发盐作为反应相,并考虑离子交换过程和 $\text{CO}_2$ 相,水样数据见表4,模拟结果见表5.

模拟结果显示,LH-5→LH-35径流区域浅层地下水埋深较深,不受蒸发作用影响.由于浅层地下水TDS值较低,该区域地下水对矿物的溶解能力较强,除大量溶入盐岩、石膏等蒸发盐岩外, $\text{CO}_2$ 的溶入导致方解石也少量溶入水体,对地下水咸化产生一定贡献.区域地下水离子强度不大,模拟结果未见Na-Ca或Na-Mg离子交换.H-14→H-38径流区域浅层地下水埋深较浅,TDS偏高,受强烈蒸发作用的影响,每径流1 km蒸发损失水量20 g/L(约占总水量的2%).区域地下水流动速度缓慢,导致



表4 逆向模拟水样数据

Table 4 Sample data used in inverse simulation

水样编号	pH	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	水化学类型	高程(m)	水位(m)
LH-5	8.02	78	113	3.05	103	41.8	39.2	280	HCO <sub>3</sub> -Na·Mg	1 037.2	5.3
LH-35	7.83	111	150	3.24	109	81.2	36.9	382	HCO <sub>3</sub> -Na·Ca·Mg	1 035.9	4.8
H-14	8.06	196	198	2.9	400	27.9	37.3	611	HCO <sub>3</sub> ·Cl-Na	1 029.9	3.7
H-38	7.78	447	234	5.4	521	63.5	66.6	911	HCO <sub>3</sub> ·Cl-Na	1 030.0	3.5

注:\*.除指明外,单位为mg/L.

表5 逆向模拟结果

Table 5 The results of inverse simulation

组分	LH-5→LH-35	H-14→H-38
H <sub>2</sub> O(mol·L <sup>-1</sup> )	—	-4.67
NaCl(mol·L <sup>-1</sup> )	0.000 701 0	0.006 119 0
CaSO <sub>4</sub> (mol·L <sup>-1</sup> )	0.000 377 7	—
CO <sub>2</sub> (g)	0.001 048 0	0.001 887 0
CaCO <sub>3</sub> (mol·L <sup>-1</sup> )	0.000 592 9	—
CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> (mol·L <sup>-1</sup> )	—	0.000 106 2
NaX(mol·L <sup>-1</sup> )	—	0.000 484 3
CaX <sub>2</sub> (mol·L <sup>-1</sup> )	—	-0.000 242 1
MgX <sub>2</sub> (mol·L <sup>-1</sup> )	—	—
浓缩倍数	—	1.084

注:\*.正值表示溶解,负值表示沉淀,“—”表示未参与反应.

径流过程中岩盐大量溶解进入水体.此外,CO<sub>2</sub>伴随白云岩少量溶解,石膏和方解石无溶解或沉淀情况.区域内地下水Na<sup>+</sup>含量较高,存在Na-Ca离子交换现象.

蒸发作用对浅层地下水咸化过程影响受地下水位控制.灌区全年浅层地下水埋深最大值常出现在3月或9月,埋藏深度为3 m(杜军等,2010).根据此次H-14→H-38路径模拟结果可知,灌区大部分地区浅层地下水除霜冻期和灌溉期外均受到不同程度的蒸发作用影响,蒸发作用是灌区地下水咸化的主要原因之一.

## 4 结论

(1) 研究区内浅层地下水整体偏咸偏碱,除临河周边地带外,二排干以东地下水的TDS多为1~2 g/L的微咸水;以西主要为TDS>2g/L的咸水.随TDS增大,浅层地下水水化学类型由HCO<sub>3</sub>-Na·Mg·Ca型向Cl-Na型过渡趋势.

(2) 黄河水补给、灌溉补给以及大气降水是浅层地下水的主要补给来源,区内地下水径流过程中受溶滤作用、蒸发作用和作物蒸腾作用影响,同位

素分馏效应明显.

(3) 研究区地下水化学成因主要受岩石风化和蒸发作用影响,盐离子主要来源于蒸发盐岩溶解和硅酸盐岩风化水解作用.蒸发盐岩的溶解是浅层地下水咸化的主要原因,硅酸盐矿物的非全等溶解和研究区局部微地貌变化也是地下水咸化的重要因素.蒸发作用受地下水水位埋深控制,水位埋深较浅地区蒸发作用强烈,水分散失严重,地下水不断咸化.

## References

- An, L. S., Zhao, Q. S., Ye, S. Y., et al., 2012. Hydrochemical Characteristics and Formation Mechanism of Shallow Groundwater in Yellow River Delta. *Environmental Science*, 33(2):370-378(in Chinese with English abstract).
- Chapagain, S. K., Pandey, V. P., Shrestha, S., et al., 2010. Assessment of Deep Groundwater Quality in Kathmandu Valley Using Multivariate Statistical Techniques. *Water, Air & Soil Pollution*, 210(1-4):277-288. <https://doi.org/10.1007/s11270-009-0249-8>
- Dou, X., Shi, H. B., Miao, Q. F., et al., 2019. Temporal and Spatial Variability Analysis of Soil Water and Salt and the Influence of Groundwater Depth on Salt in Saline Irrigation Area. *Journal of Soil and Water Conservation*, 33(3):246-253(in Chinese with English abstract).
- Du, J., Yang, P. L., Li, Y. K., et al., 2010. Analysis of Spatial and Temporal Variations of Groundwater Level and Its Salinity in Hetao Irrigation District. *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering*, 26(7):26-31, 391(in Chinese with English abstract).
- Ellsworth, P. Z., Williams, D. G., 2007. Hydrogen Isotope Fractionation during Water Uptake by Woody Xerophytes. *Plant and Soil*, 291(1-2): 93-107. <https://doi.org/10.1007/s11104-006-9177-1>
- Fan, B. L., Zhang, D., Tao, Z. H., et al., 2017. Compositions of Hydrogen and Oxygen Isotope Values of Yellow River Water and the Response to Climate. *China Environmental Science*, 37(5): 1906-1914(in Chinese with English

- abstract).
- Gaillardet, J., Dupré, B., Louvat, P., et al., 1999. Global Silicate Weathering and CO<sub>2</sub> Consumption Rates Deduced from the Chemistry of Large Rivers. *Chemical Geology*, 159(1–4): 3–30. [https://doi.org/10.1016/s0009-2541\(99\)00031-5](https://doi.org/10.1016/s0009-2541(99)00031-5)
- Huang, Q.Z., Xu, X., Lü, L.J., et al., 2018. Soil Salinity Distribution Based on Remote Sensing and Its Effect on Crop Growth in Hetao Irrigation District. *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering*, 34(1): 102–109(in Chinese with English abstract).
- Li, C.S., Wu, X.C., Sun, B., et al., 2018. Hydrochemical Characteristics and Formation Mechanism of Geothermal Water in Northern Ji'nan. *Earth Science*, 43(Suppl. 1): 313–325(in Chinese with English abstract).
- Li, J.X., Su, C.L., Xie, X.J., et al., 2010. Application of Multivariate Statistical Analysis to Research the Environment of Groundwater: A Case Study at Datong Basin, Northern China. *Geological Science and Technology Information*, 29(6): 94–100(in Chinese with English abstract).
- Li, M., Ning, L.B., Lu, T.M., 2015. Determination and the Control of Critical Groundwater Table in Soil Salinization Area. *Journal of Irrigation and Drainage*, 34(5): 46–50(in Chinese with English abstract).
- Li, Y.L., Wang, Y.X., Zhou, L.R., et al., 2002. Hydrogeochemical Modeling on Saturation of Minerals in Groundwater: A Case Study at Niangziguan, Northern China. *Geological Science and Technology Information*, 21(1): 32–36(in Chinese with English abstract).
- Liu, J., Guo, H.L., Liu, F.L., et al., 2013. The Variations of Stable Isotopes ( $\delta D$  and  $\delta^{18}O$ ) in the Precipitation in Baotou Area. *Journal of Arid Land Resources and Environment*, 27(5): 157–162(in Chinese with English abstract).
- Liu, Q.M., Cheng, Q.M., Wang, X., et al., 2016. Soil Salinity Inversion in Hetao Irrigation District Using Microwave Radar. *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering*, 32(16): 109–114(in Chinese with English abstract).
- Lu, J., Zhang, X.J., Ye, P.S., et al., 2020. Remote Sensing Monitoring of Salinization in Hetao Irrigation District Based on SI-MSAVI Feature Space. *Remote Sensing for Land and Resources*, 32(1): 169–175(in Chinese with English abstract).
- Min, M.Z., Peng, X.J., Zhou, X.L., et al., 2007. Hydrochemistry and Isotope Compositions of Groundwater from the Shihongtan Sandstone-Hosted Uranium Deposit, Xinjiang, NW China. *Journal of Geochemical Exploration*, 93(2): 91–108. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2006.12.001>
- Nosrati, K., Eeckhaut, M.D., 2012. Assessment of Groundwater Quality Using Multivariate Statistical Techniques in Hashtgerd Plain, Iran. *Environmental Earth Sciences*, 65(1): 331–344. <https://doi.org/10.1007/s12665-011-1092-y>
- Su, C.L., Wang, Y.X., Xie, X.J., et al., 2015. An Isotope Hydrochemical Approach to Understand Fluoride Release into Groundwaters of the Datong Basin, Northern China. *Environmental Science Processes & Impacts*, 17(4): 791–801. <https://doi.org/10.1039/c4em00584h>
- Wang, S.X., Dong, X.G., Wu, B., et al., 2012. Numerical Simulation and Control Mode of Soil Water and Salt Movement in Arid Salinization. *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering*, 28(13): 142–148(in Chinese with English abstract).
- Wang, X.Q., Gao, Q.Z., Lu, Q., et al., 2006. Salt-Water Balance and Dry Drainage Desalting in Hetao Irrigating Area, Inner Mongolia. *Scientia Geographica Sinica*, 26(4): 445–446(in Chinese with English abstract).
- Wang, Y.X., Su, C.L., Xie, X.J., et al., 2010. The Genesis of High Arsenic Groundwater: A Case Study in Datong Basin. *Geology in China*, 37(3): 771–780(in Chinese with English abstract).
- Xue, X.B., Li, J.X., Qian, K., et al., 2018. Spatial Distribution and Mobilization of Iodine in Groundwater System of North China Plain: Taking Hydrogeological Section from Shijiazhuang, Hengshui to Cangzhou as an Example. *Earth Science*, 43(3): 910–921(in Chinese with English abstract).
- Xie, X.J., Wang, Y.X., Su, C.L., et al., 2012. Influence of Irrigation Practices on Arsenic Mobilization: Evidence from Isotope Composition and Cl/Br Ratios in Groundwater from Datong Basin, Northern China. *Journal of Hydrology*, 424–425: 37–47. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.12.017>
- Zou, C.Y., Bai, G.S., 2015. Formation Cause and Control Methods about Soil Salinization in Hetao Irrigation Area. *Yellow River*, 37(9): 143–148(in Chinese with English abstract).
- Zhu, G.F., Li, Z.Z., Su, Y.H., et al., 2007. Hydrogeochemical and Isotope Evidence of Groundwater Evolution and Recharge in Minqin Basin, Northwest China. *Journal of Hydrology*, 333(2–4): 239–251. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.08.013>

## 附中文参考文献

- 安乐生,赵全升,叶思源,等,2012.黄河三角洲浅层地下水化学特征及形成作用.环境科学,33(2):370-378.
- 窦旭,史海滨,苗庆丰,等,2019.盐渍化灌区土壤水盐时空变异特征分析及地下水埋深对盐分的影响.水土保持学报,33(3):246-253.
- 杜军,杨培岭,李云开,等,2010.河套灌区年内地下水埋深与矿化度的时空变化.农业工程学报,26(7):26-31,391.
- 范百龄,张东,陶正华,等,2017.黄河水氢、氧同位素组成特征及其气候变化响应.中国环境科学,37(5):1906-1914.
- 黄权中,徐旭,吕玲娇,等,2018.基于遥感反演河套灌区土壤盐分分布及对作物生长的影响.农业工程学报,34(1):102-109.
- 李常锁,武显仓,孙斌,等,2018.济南北部地热水水化学特征及其形成机理.地球科学,43(增刊1):313-325.
- 李俊霞,苏春利,谢先军,等,2010.多元统计方法在地下水环境研究中的应用:以山西大同盆地为例.地质科技情报,29(6):94-100.
- 李明,宁立波,卢天梅,2015.土壤盐渍化地区地下水临界深度确定及其水位调控.灌溉排水学报,34(5):46-50.
- 李义连,王焰新,周来茹,等,2002.地下水矿物饱和度的水文地球化学模拟分析:以娘子关泉域岩溶水为例.地质科技情报,21(1):32-36.
- 刘君,郭华良,刘福亮,等,2013.包头地区大气降水 $\delta D$ 和 $\delta^{18}O$ 变化特征浅析.干旱区资源与环境,27(5):157-162.
- 刘全明,成秋明,王学,等,2016.河套灌区土壤盐渍化微波雷达反演.农业工程学报,32(16):109-114.
- 卢晶,张绪教,叶培盛,等,2020.基于SI-MSAVI特征空间的河套灌区盐碱化遥感监测研究.国土资源遥感,32(1):169-175.
- 王水献,董新光,吴彬,等,2012.干旱盐渍土区土壤水盐运动数值模拟及调控模式.农业工程学报,28(13):142-148.
- 王学全,高前兆,卢琦,等,2006.内蒙古河套灌区水盐平衡与干排水脱盐分析.地理科学,26(4):4455-4460.
- 王焰新,苏春利,谢先军,等,2010.大同盆地地下水砷异常及其成因研究.中国地质,37(3):771-780.
- 薛肖斌,李俊霞,钱坤,等,2018.华北平原原生富碘地下水系统中碘的迁移富集规律:以石家庄-衡水-沧州剖面为例.地球科学,43(3):910-921.
- 邹超煜,白岗栓,2015.河套灌区土壤盐渍化成因及防治.人民黄河,37(9):143-148.