

DOI: 10.13476/j.cnki.nsbdtqk.2018.0107

李潇瀚,张翼龙,王瑞,等.呼和浩特盆地地下水化学特征及成因[J].南水北调与水利科技,2018,16(4):136-145. LI X H, ZHANG Y L, WANG R, et al. Hydrochemical characteristics and formation mechanism of groundwater in Hohhot basin[J]. South to North Water Transfers and Water Science & Technology, 2018, 16(4): 136-145. (in Chinese)

呼和浩特盆地地下水化学特征及成因

李潇瀚^{1,2}, 张翼龙^{1,2}, 王 瑞^{3,4}, 李政红^{1,2}

(1. 中国地质科学院水文地质环境地质研究所, 石家庄 050061; 2. 地下水资源评价与保护团队, 石家庄 050061; 3. 河北地质大学水资源与环境学院, 石家庄 050031; 4. 河北省水资源可持续利用与开发重点实验室, 石家庄 050031)

摘要: 在水文地质调查和样品采集分析的基础上, 采用描述性统计、离子比例系数、Piper 三线图、Gibbs 图及剖面 Schoeller 图等方法对呼和浩特盆地地下水展开了系统研究。研究表明: (1) 地下水化学成分形成过程明显受到地形地貌和地下水赋存条件的控制。山前冲洪积扇前缘的潜水与承压水主要受碳酸盐和硫酸盐的风化溶解作用影响, 以 $\text{HCO}_3^- \cdot \text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 型地下水为主; 而最终至冲湖积平原中心, 蒸发浓缩过程和阳离子交替吸附过程成为水化学成分主控因素。(2) 由冲湖积平原边缘至中心, 水化学类型快速演变, 阳离子经 $\text{Ca} \cdot \text{Mg} \cdot \text{Na}$ 型过渡为 $\text{Mg} \cdot \text{Na}$ 型、 $\text{Na} \cdot \text{Mg}$ 型并最终 Na^+ 占绝对优势, 而阴离子则由 $\text{HCO}_3^- \cdot \text{Cl}$ 型、 $\text{Cl} \cdot \text{HCO}_3^-$ 型、 $\text{Cl} \cdot \text{SO}_4$ 型最后演变为 Cl 型。(3) 在地表水系和灌区附近, 混合效应明显改变了地下水化学成分。此外, 人类活动的影响同样不可忽视, 在人口密集区及主要农业区周边出现高氮地下水, 甚至导致 $\text{Cl} \cdot \text{NO}_3$ 型水形成。

关键词: 呼和浩特盆地; 地下水; 水化学特征; 演化规律; 形成作用

中图分类号: P641.3 **文献标识码:** A **文章编号:** 1672-1683(2018)04-0136-10

Hydrochemical characteristics and formation mechanism of groundwater in Hohhot basin

LI Xiaohan^{1,2}, ZHANG Yilong^{1,2}, WANG Rui^{3,4}, LI Zhenghong^{1,2}

(1. Institute of Hydrogeology and Environmental Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Shijiazhuang 050061, China; 2. Team of Groundwater Resource Evaluation and Protection, Shijiazhuang 050061, China; 3. School of Water Resources and Environment, Hebei GEO University, Shijiazhuang 050031, China; 4. Hebei Province Key Laboratory of Sustained Utilization and Development of Water Resources, Shijiazhuang 050031, China)

Abstract: On the basis of hydrogeological investigation and sample collection, we used descriptive statistics, ionic ratios, Piper trilinear diagram, Gibbs diagram, and Schoeller figures to systematically study the groundwater in Hohhot basin. The results showed: (1) The chemical components of groundwater are obviously controlled by the topographic and geomorphic factors and groundwater occurrence conditions. The unconfined and confined water in alluvial proluvial plain are mainly affected by weathering dissolution of carbonate and sulphate, and they are mainly the $\text{HCO}_3^- \cdot \text{Ca} \cdot \text{Mg}$ type. In the center of alluvial lacustrine plain, evaporation and ion exchange reactions become the main control processes for hydrochemical components. (2) From the edges to the center of alluvial lacustrine plain, the hydrochemical types evolve rapidly. The cations evolve from the $\text{Ca} \cdot \text{Mg} \cdot \text{Na}$ type to the $\text{Mg} \cdot \text{Na}$ and $\text{Na} \cdot \text{Mg}$ types, and end up with Na^+ as the only dominant type. The anions evolve from the $\text{HCO}_3^- \cdot \text{Cl}$ type, $\text{Cl} \cdot \text{HCO}_3^-$ type, $\text{Cl} \cdot \text{SO}_4$ type, to Cl type in the end. (3) Near the surface water system and irrigation areas, the mixing

收稿日期: 2017-11-30 修回日期: 2018-05-08 网络出版时间: 2018-05-18

网络出版地址: <http://kns.cnki.net/kcms/detail/13.1334.TV.20180514.1053.002.html>

基金项目: 中国地质调查局国土资源大调查项目(1212011121163); 中国地质科学院基本科研业务费专项(YYWF201626); 河北地质大学博士科研启动基金项目(BQ201610)

Funds: Geological Survey Project of China Geological Survey (1212011121163); Basic Research Projects of Chinese Academy of Geological Sciences (YYWF201626); Scientific Research Starting Foundation of Hebei GEO University (BQ201610)

作者简介: 李潇瀚(1988-), 男, 山东东平人, 实习研究员, 主要从事水文地球化学方面的研究。E-mail: dpyanshu2@sina.com

通讯作者: 王 瑞(1987-), 女, 山东济宁人, 讲师, 博士, 主要从事水资源评价与管理、水文地球化学方面的研究。E-mail: wangrui6610@126.com

effect has obviously changed the chemical composition of groundwater. In addition, the influence of human activities cannot be ignored. Around densely populated areas and major agricultural regions, there is high nitrogen groundwater, which even caused the formation of $\text{Cl} \cdot \text{NO}_3$ type groundwater.

Key words: Hohhot basin; groundwater; hydrochemical characteristics; evolution laws; formation

地下水的化学成分是地下水与外界环境长期相互作用的产物,开展地下水水化学成分的研究不仅对阐明地下水的起源与形成具有重要的学术意义,而且对科学合理地进行地下水开发与保护地下水资源具有重要价值^[13]。地下水是呼和浩特市主要供水水源,在保障供水、支持社会经济发展及维持生态平衡等方面具有重要地位^[4-5]。近年来关于呼和浩特地区地下水化学成分及水量水质方面的研究较多,邵景力等^[4]、杨亮平等^[6]分别基于 PMWIN 软件和 BP 神经网络探讨了该区地下水流场的形成和未来发展趋势;张翼龙等^[7]运用统计学和水化学图示方法研究了浅层地下水化学特征与 TDS 演变规律;Liu 等^[8-10]通过同位素方法讨论了该区土壤水和饱和带水的补给特征,并计算了地下水年龄和流速;DONG 等^[11]、史晓珑等^[12]分别分析了局部地区地下水中氟化物和氯化物的空间分布特征及成因等。这些研究成果为呼和浩特地区地下水循环演化的后续研究提供了良好的基础,但目前尚缺乏对该区地下水化学成分的演化规律及形成机制的系统研究,从流域和地下水系统角度针对补径排特征进行分区研究的则更为少见,这也是今后科学开发与利用水资源过程中仍需继续重点研究的内容之一^[13]。

呼和浩特盆地地下水系统是河套盆地地下水系统内一个相对完整的子系统^[14]。目前在全球气候变化和地下水开采量急剧增加的双重作用下,水资源供求不平衡已促使该区出现了浅层水疏干、深层水降落漏斗、水质恶化、植被退化等一系列生态环境问题^[15]。这些环境问题则可能直接或间接地影响地下水水质正常的演化进程,甚至明显改变水化学成分,制约着社会经济和生态环境的可持续发展^[16]。因此,本研究通过采集呼和浩特盆地地下水样品,运用数理统计分析和水化学分析方法,系统讨论该区域地下水的水化学成分及演化规律,揭示不同地质背景下的水化学成分形成作用,为研究水循环机制、制定合理有效的地下水开发利用方案及环境保护措施提供科学依据。

1 研究区概况

1.1 自然地理及水文地质概况

研究区位于内蒙古自治区土默川平原东部,地理

坐标为北纬 $40^{\circ}00' - 41^{\circ}20'$,东经 $111^{\circ}35' - 112^{\circ}45'$,面积约 $5\ 110\ \text{km}^2$ 。该区三面环山,北部有天然屏障大青山,东部被蛮汉山环抱,南部为托克托台地,整体呈簸箕状向西南敞开,西南端则以黄河为界。大地构造单元位于鄂尔多斯台坳-河套断陷中呼包坳陷盆地的东北部,地势总体上东北高、西南低,盆地内地形开阔平坦,海拔高程 $965 \sim 1\ 230\ \text{m}$,坡度介于 $3\% \sim 5\%$ 。

呼和浩特盆地属大陆性半干旱气候,四季气候变化明显,年温差和气温日较差大,降水量少而集中且蒸发量大,多年平均降水量由北向南、由西向东逐渐递增,变化范围为 $355 \sim 415\ \text{mm}$,年均蒸发量约 $2\ 600\ \text{mm}$ 。研究区内山前地带以较粗粒径的冲洪积沉积物为主,形成了上下连通的单一结构潜水含水层。北侧大青山前以粒径较大的卵砾石、砂砾石为主,含水层厚度一般为 $20 \sim 60\ \text{m}$,最厚可达 $100\ \text{m}$,富水性很好;东侧蛮汗山前以卵砾石为主,局部分布有粉细砂,含水层厚度一般小于 $20\ \text{m}$,大黑河古河道局部为 $20 \sim 40\ \text{m}$;而盆地南侧托克托台地自第四纪以来持续抬升,沉积的含水层厚度一般小于 $20\ \text{m}$,岩性则以砂砾石、粉细砂为主,富水性较差。除第四系孔隙水外,在研究区东南部丘陵山区有玄武岩出露(图 1),赋存孔隙裂隙水,由于不同含水岩段间水力联系密切且具有统一的补径排条件,故同将其视作一层潜水含水层。

由山前地带至盆地中心,含水介质颗粒逐渐变细,由砂砾石向中粗砂、粉细砂过渡。受中更新世晚期在盆地中部形成的稳定淤泥层的分隔作用,平原区第四系孔隙含水系统被分割为潜水含水层和承压含水层的双层结构(图 2)。潜水含水层东部及南部厚度多小于 $20\ \text{m}$,西北部(白庙子乡以西、古城乡以北)含水层则快速增厚,为 $40 \sim 100\ \text{m}$ 。承压含水层埋深从东部 $60\ \text{m}$ 向西逐渐加深至 $180\ \text{m}$,含水层岩性以卵砾石、砂砾石为主,局部分布中粗砂。

研究区山前地区主要接受山区地下水的侧向径流及大气降水补给,山区地下水汇集到沟谷第四系砂砾石层后以沟谷、河谷潜流的形式补给单一结构区潜水;双层结构区潜水除接受单一结构区潜水侧向径流补给外,同时接受大气降水入渗、渠系入渗及灌溉入渗补给;承压水则主要依靠单一结构区潜水

的侧向径流补给,在隔水层相对薄弱的地方有潜水下向越流补给承压水。地下水在山前地区主要由北部、东部、东南部向盆地内径流,进入冲湖积平原区

后主要由东北向西南方向径流,排泄方式则主要为蒸发排泄和人工开采,而承压地下水以人工开采为主,主要集中在呼和浩特市城区。

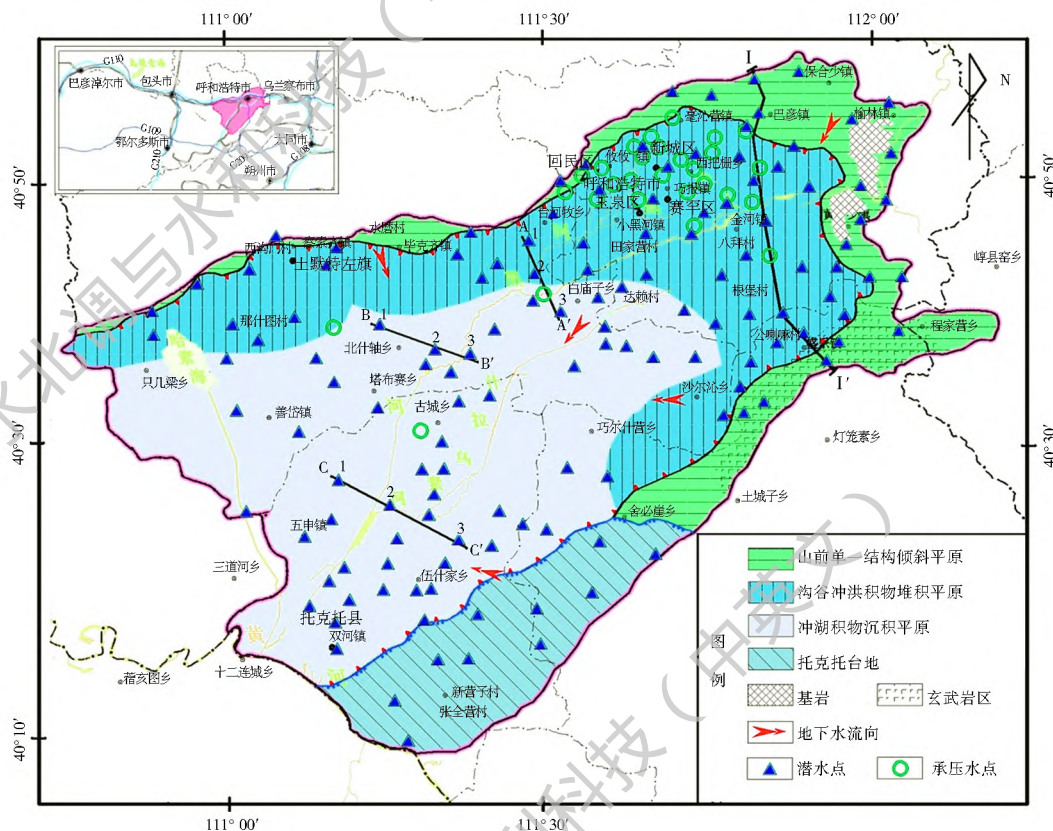


图 1 研究区采样点分布

Fig. 1 Location of the sampling points in the study area

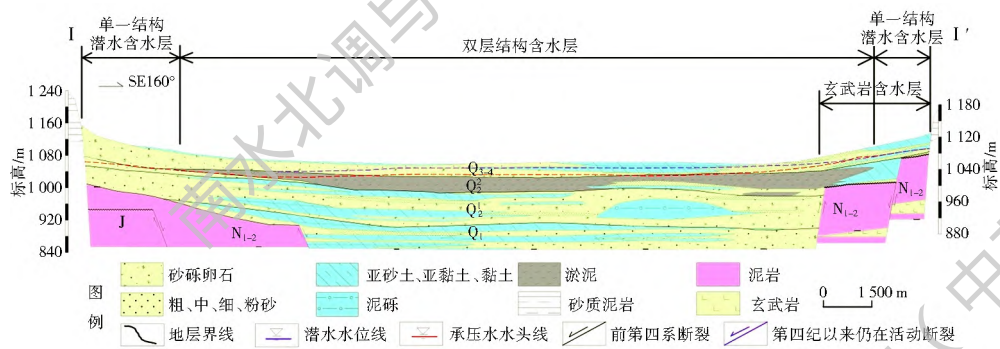


图 2 研究区 $\tilde{N}-\tilde{N}_c$ 断面水文地质剖面图

Fig. 2 Hydrogeological cross section of transect $\tilde{N}-\tilde{N}_c$ in the study area, as indicated in Fig. 1

1.2 地下水资源开发利用状况及相关问题

近年来,呼和浩特市社会经济始终保持快速发展,人口密集,是内蒙古自治区的重要的粮食产区和工业发展基地,其中地下水一直是该地区的主要供水水源,2009-2014 年平均开采量达 8.18 亿 m^3/a ,占全区总排泄量的 79.4%^[17]。截至 2011 年,研究区内有中、小型水库近 40 座,周边山区内共有截伏流工程 35 处,加之气候变化的影响,致使山前侧向补给量明显减小。伴随着社会经济的发展和水利工程的

修建,水资源供需矛盾越来越突出,地下水由于严重超采而引起水位持续下降:2005-2015 年大青山山前单一结构含水层年均下降速率为 1.00~1.27 m/a ,冲湖积物沉积平原潜水年均下降速率为 0.20~0.68 m/a ,此外,在呼和浩特城区已形成连为一体的区域性承压水降落漏斗,在金河镇等地为中心的降落漏斗正在逐渐形成^[4,5]。

随着城镇化的快速发展及城镇人口的增加,生活污水和工业废水产生量不断上升。据统计,从呼

和浩特市西郊经土默特左旗至托克托县,共分布有总面积约 660 km² 的污水灌区。污水灌溉一般指使用经过一定处理的城市污水来灌溉农田和森林草地,主要包括生活污水、商业污水和工业废水。虽然污水中常富含农田所需的营养元素及有机质,但可能引起地下水中 NO₃⁻ 含量明显增加和土壤重金属超标等问题^[18]。此外,作为重要的农耕区和人口密集区,生活污水的排放及农业施肥等人类活动为水环境中提供了大量氮物质来源,威胁到地下水用水安全。

2 取样与研究方法

2.1 样品采集

基于对水文地质条件和地形地貌特征的分析,并结合野外调查结果,本研究于 2013 年 9 月至 2015 年 11 月共采集地下水样品 167 组,其中潜水 139 组,承压水 28 组。样品的采集、保存和运送参照《地下水环境监测技术规范(HJ/T 164-2004)》执行,进行严格的质量控制,并用 GPS(Global Position System)确定采样点的地理位置。

2.2 样品测试

样品送至具有国家计量认证资质的测试中心,按照《地下水水质检验方法》(DZ/T 0064-1993)进行保存和测试分析。其中主要阴、阳离子采用 Dionex-500 型离子色谱仪和 PerkinElmer 原子吸收光谱仪测定,pH 采用电位法测定,溶解性总固体(TDS, Total Dissolved Solids)由重量法测定,总硬度由原子吸收法测定结果换算得到。所有水样测试结果均通过正负电荷 5% 平衡检验。

2.3 分析研究方法

运用 SPSS 对水化学参数进行描述性统计分析,讨论研究区地下水总体呈现的特征及分布;然后运用水化学分析软件 AquaChem,通过离子比例系数法、Piper 三线图法、Gibbs 图法及 Schoeller 图法进行地下水化学特征及形成作用研究。研究过程将结合自然条件及人类活动背景资料,揭示研究区地下水化学演化特征及成因。

3 结果与讨论

3.1 水化学参数统计特征

对地下水样品检测结果中的主要指标进行数理统计分析,结果见表 1。

根据检测数据和表 1 的统计结果可以得出,研究区地下水呈中性至弱碱性,各分区 pH 均值为

7.24~7.78,变异系数<10%,分布较均匀。而随着地貌单元和地下水埋藏条件的变化,地下水总硬度和溶解性总固体(TDS)呈现出明显的差异:根据 TDS 和总硬度分类^[19],山前单一结构倾斜平原潜水(以下简称山前单一结构潜水)除 5 个硬水点(总硬度略高于 300 mg/L)和一个极硬水点(同时也是微咸水点)外,其余潜水样均为微硬的淡水;而过渡到双层结构的沟谷冲洪积物堆积平原潜水(以下简称沟谷冲洪积平原潜水)的 TDS 和总硬度均值都略有升高;继续向中心延伸至冲湖积物沉积平原(以下简称冲湖积平原),硬水和极硬水的比例分别则达到 23.64% 和 56.36%,微咸水和咸水的比例则为 50.91% 和 20.00%,总硬度和 TDS 均值则分别属于极硬水和微咸水的范围。此外,南部托克托台地为河湖相沉积,并于中更新世晚期山地抬升而形成,因而虽同属于单层结构,但水化学参数统计值与山前单一结构潜水有明显不同,而与盆地中心冲湖积平原潜水更为相近。相比于分布面积广的潜水,本研究所取承压水主要来自呼和浩特市城区承压水开采量大的地区,由于埋藏相对较深,且多以单一结构区潜水的侧向径流补给为主,因而水样总硬度和 TDS 均值都较低,变异系数也较小。

地下水中的“七大离子”组分也有着明显的区域性变化。在山前单一结构潜水中, HCO₃⁻ 和 Ca²⁺ 的含量具有明显的优势。向盆地内部到沟谷冲洪积平原潜水中, HCO₃⁻ 和 Ca²⁺ 的均值较高,同时变异系数相对较小,反映出它们仍是该区含量较稳定的主要阴、阳离子,同时 Na⁺、Cl⁻、SO₄²⁻ 的含量也有所升高,且变异系数较大,反映它们是造成该区潜水水化学类型演变的主要变量。最终在盆地最为低洼平坦的冲湖积平原地带,潜水主要阳离子演变为以 Na⁺ 为主, Ca²⁺ 含量有所降低, Mg²⁺ 的平均含量则增加为 Ca²⁺ 的近 2 倍;阴离子中 Cl⁻、SO₄²⁻ 和 HCO₃⁻ 的含量均显著增加;并且除 Mg²⁺ 和 HCO₃⁻ 外,其他主要离子的变异系数均超过或略低于 100%,表现出空间分布明显的不均匀性,优势离子也将快速演变。相比于潜水,承压水中的含量较稳定的主要阴阳离子分别为 HCO₃⁻ 和 Ca²⁺,而 K⁺、Na⁺ 和 Cl⁻ 的变异系数值较大,空间分布不均匀,应该是开采区受到人类活动的影响程度不同所致,而冲湖积平原承压水则可能是受到上覆高 Na⁺、Cl⁻ 潜水越流补给的影响。

3.2 水化学类型特征

研究区地下水化学类型采用舒卡列夫分类法,并应用水化学分析软件 AquaChem 将主要离子相对含量用 Piper 三线图表现出来,见图 3。

表 1 地下水水化学参数统计特征值(单位: mg/L, pH 除外)

Tab. 1 Statistics of hydrochemical parameters of groundwater (unit: mg /L, except for pH)

分区	项目	总硬度	T DS	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	
单一结构潜水含水层	山前单一结构倾斜平原潜水	Min	176.70	262.40	6.50	6.43	15.34	0.62	6.87	5.23	10.95	206.30
	Max	937.10	1100.00	8.64	239.70	82.17	4.08	72.83	47.04	122.90	1028.00	
	Mean	291.56	409.71	7.39	71.46	26.00	1.96	29.45	19.91	50.01	305.50	
	Std.	146.85	179.92	0.66	41.17	13.22	1.01	15.40	11.66	28.61	160.98	
	C _v (%)	50.37	43.91	8.95	57.61	50.86	51.57	52.30	58.54	57.21	52.70	
	托克托台地潜水	Min	135.40	256.80	6.55	23.63	18.52	1.66	38.27	5.25	20.88	213.00
	Max	945.20	3545.00	8.37	148.90	178.30	4.61	985.30	709.00	711.00	968.20	
	Mean	432.50	1235.53	7.31	54.74	71.82	2.76	266.65	224.84	222.51	398.81	
	Std.	276.95	1041.35	0.58	37.46	55.40	1.02	298.55	242.99	229.24	234.88	
	C _v (%)	64.03	84.28	7.93	68.43	77.14	36.98	111.96	108.08	103.02	58.90	
第四系双层结构含水层	沟谷冲洪积物堆积平原潜水	Min	218.80	267.50	6.50	28.10	15.05	0.95	9.02	8.75	9.00	222.70
	Max	796.60	1265.00	8.68	191.70	99.85	9.35	173.20	145.70	527.30	651.50	
	Mean	337.48	484.53	7.41	80.22	33.28	2.70	44.61	35.28	70.70	346.53	
	Std.	135.64	231.80	0.71	33.07	17.77	1.43	41.24	32.36	86.13	103.76	
	C _v (%)	40.19	47.84	9.61	41.22	53.39	52.97	92.44	91.73	121.83	29.94	
	冲湖积物沉积平原潜水	Min	95.25	283.60	6.70	7.73	17.03	0.61	15.41	9.10	0.00	189.30
	Max	1 600.00	7 610.00	8.07	270.60	310.60	40.46	2 008.00	2 013.00	1 396.00	2 358.00	
	Mean	610.34	2140.01	7.24	60.55	111.49	7.00	577.12	525.26	332.58	793.33	
	Std.	393.42	1693.58	0.50	56.68	75.00	7.56	573.72	522.74	405.08	422.52	
	C _v (%)	64.46	79.14	6.87	93.61	67.27	108.05	99.41	99.52	121.80	53.26	
承压水	Min	164.50	247.70	6.50	14.93	13.37	1.58	11.49	4.47	12.07	190.00	
	Max	377.60	773.40	8.81	89.84	82.62	15.48	156.60	126.50	137.20	650.50	
	Mean	249.05	350.13	7.78	61.15	23.39	2.89	29.15	20.70	36.53	283.19	
	Std.	57.62	110.81	0.35	16.23	12.82	2.56	30.95	27.69	23.78	81.39	
	C _v (%)	23.14	31.65	4.56	26.55	54.79	88.69	106.17	133.77	65.11	28.74	

注: Min 为最小值, Max 为最大值, Mean 为平均值, Std. 为标准差, C_v 为变异系数

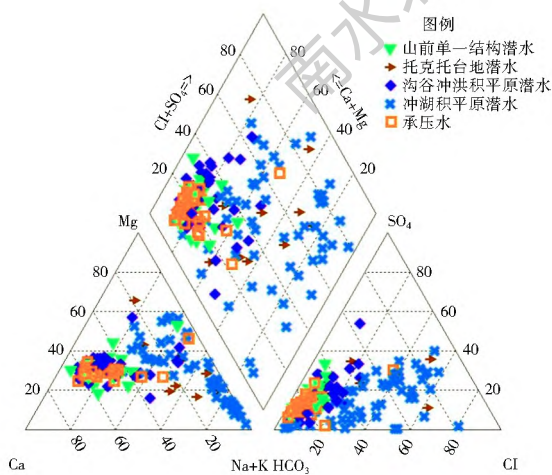


图 3 研究区地下水离子组成 piper 三线图

Fig. 3 Piper diagram of major ions of groundwater in the study area

由图 3 和水化学类型计算结果显示,山前单一结构潜水、沟谷冲洪积平原潜水中阴离子分布较为集中,除极少数水点出现 HCO₃ · SO₄ 或 SO₄ · HCO₃

型外,其他水样均为 HCO₃ 型;而阳离子在图中分布相对分散,大部分水样以 Ca²⁺、Mg²⁺ 为主要阳离子, HCO₃⁻ Ca · Mg 型在两区分别占比 72.0% 和 62.5%。碱土金属和弱酸根离子占优,水化学类型为 HCO₃-Ca · Mg 型水,这是补给区地下水典型的化学特征^[19]。相较于山前单一结构潜水,沟谷冲洪积平原潜水中 Na⁺ 相对含量升高较明显,并形成了 HCO₃-Ca · Mg · Na、HCO₃-Ca · Na · Mg、HCO₃-Na · Mg、HCO₃ · SO₄-Ca · Na 等型水,水化学类型变得较复杂。此外,位于单一结构区南端托克托台地的 10 个水样点,水化学类型各异,没有表现出明显的演化规律,除受到气候、构造、岩性、微地貌等诸多特殊的自然因素影响外,人类活动的干预也不可忽视,如 NO₃⁻ 含量升高明显,并出现了 Cl · NO₃ · Mg 型水等。

在图 3 中,阴阳离子组成分布最为分散的为冲湖积平原潜水,结合采样点位置可以看出,由冲湖积

平原边缘至湖积平原中心,地下水中阴阳离子呈现出一个明显演化的过程:阳离子类型由Ca型、Ca·Mg型逐渐过渡为Ca·Mg·Na型、Mg·Na型、Na·Mg型,最后地下水中阳离子以Na⁺占绝对优势;阴离子类型也由HCO₃⁻型向HCO₃⁻-Cl型、Cl-HCO₃⁻、Cl-SO₄²⁻型过渡,最后演变为Cl型,整个冲湖积平原区域水化学类型非常复杂。图3的菱形区域也明显体现出从左部的以碱土金属和弱酸为主向右部的以碱金属和强酸为主的化学组分的演化过程。

相比于潜水,本研究所取承压水样的水化学类型相对简单,呼市城区承压水由于与上覆潜水共同接受单一结构潜水的补给,因而也以HCO₃⁻-Ca·Mg型为主;在冲湖积平原边缘地区Na⁺的相对含量有所升高,形成HCO₃⁻-Ca·Mg·Na型、HCO₃⁻-Ca·Na型等水化学类型。

3.3 水化学成分形成作用

3.3.1 离子比例系数的指示意义

根据水化学参数统计特征和水化学类型空间分

布特征的分析结果,研究区地下水主要离子成分存在着明显的演变规律,不同区域可能经受着不同水文地球化学演化过程的影响。首先利用各组分含量比值的差异性特征来讨论成因或形成条件,推断地下水化学成分演化过程^[1]。

绘制研究区潜水离子成分比例系数图(图4)。根据化学反应式的指示,若 $\gamma(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) / \gamma(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$ (meq/L)接近于1,则Ca²⁺、Mg²⁺应来自于方解石、白云石和石膏这些碳酸盐和硫酸盐矿物的溶解;若比值大于1,则还应有硅酸盐的溶解;小于1则预示着溶滤作用还伴随着离子交替吸附过程^[20]。 $\gamma(\text{Ca}^{2+}) / \gamma(\text{Mg}^{2+})$ (meq/L)常用来指示主要溶解的碳酸盐矿物,若比值接近1,暗示着溶解的主要碳酸盐矿物为白云石,方解石的溶解则会增高比例,若比值大于2,硅酸盐的溶解是不能忽视的过程^[3,21]。而 $\gamma(\text{Na}^+ + \text{K}^+) / \gamma(\text{Cl}^-)$ (meq/L)常用来指示Na⁺、K⁺的来源,是表征Na⁺、K⁺来自岩盐、硅酸盐的溶解或是离子交替吸附作用的重要参数^[22-23]。

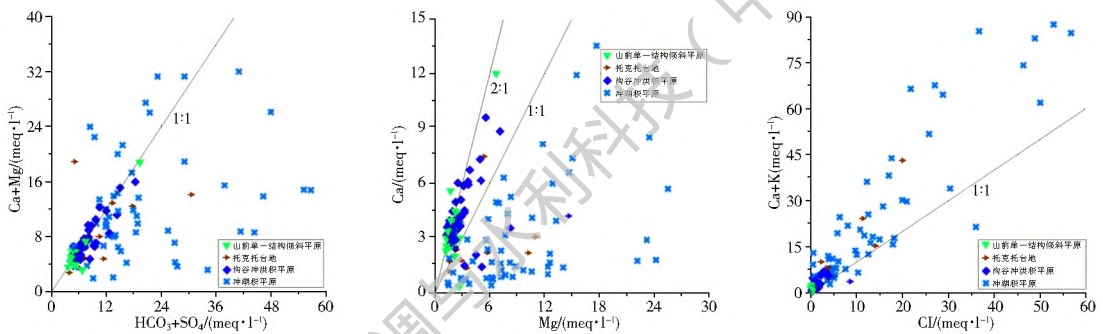


图4 研究区地下水样离子比例系数

Fig. 4 Ratio diagrams of the selected ions of water samples in the study area

由图4(a)可以看出,大部分水样点分布于1:1线上或附近,部分冲湖积平原水样点分布于1:1线下方,表明碳酸盐和硫酸盐类的风化溶解是研究区地下水系统的主要反应,而在冲湖积平原地区还发生着阳离子交替吸附过程。在倾斜平原区(包括山前单一结构区、托克托台地区和沟谷冲洪积平原区)和冲湖积平原的边缘地区,位于盆地地下水系统的补给—径流区,水流交替较积极,地下水中含有较丰富的溶解氧和二氧化碳,促进溶滤作用的进行,Ca²⁺和Mg²⁺成为地下水中主要阳离子。由图4(b)也可看出,几处倾斜平原区的水样点基本分布于1:1和2:1线的中间,而冲湖积平原的水样点 $\gamma(\text{Ca}^{2+}) / \gamma(\text{Mg}^{2+})$ 大都小于1,这也说明随着径流区向排泄区过渡,水力梯度逐渐减小,含水层岩性逐渐变细,水流交替迟缓,利于Ca²⁺、Mg²⁺和含水层介质中Na⁺充分发生交换(以Ca²⁺、Na⁺交换为

主),同时离子浓度升高造成碳酸盐类沉淀析出,最终使得地下水中Ca²⁺含量明显降低。

而由图4(c)所示,大多数地下水点分布于1:1线上或附近,表明区内地下水中Na⁺、K⁺和Cl⁻主要来源于岩盐溶解;而部分冲湖积平原的地下水样中Na⁺含量稍高于Cl⁻,证明Na⁺有其它来源,这与前面分析的存在阳离子交替吸附作用相对应。此外,由于含水层中盐岩成分含量有限,因而随着靠近冲湖积平原西南端排泄区,Na⁺和Cl⁻浓度的持续升高应是蒸发浓缩作用所致。

根据前面的分析,潜水中Ca²⁺和Mg²⁺主要来源于地下水对碳酸盐和硫酸盐的溶解作用,因而可用 $\gamma(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} - \text{SO}_4^{2-} - \text{HCO}_3^-)$ (meq/L)来表示除去方解石、白云石和石膏等溶解而剩余的Ca²⁺与Mg²⁺之和,并用 $\gamma(\text{Na}^+ - \text{Cl}^-)$ (meq/L)表示盐岩溶解之外的剩余Na⁺量。若水样点 $\gamma(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} -$

$\text{SO}_4^{2-}-\text{HCO}_3^- / \gamma(\text{Na}^+-\text{Cl}^-)$ 接近于 -1, 则说明 Na^+ 的增加(或减少)与 $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ 的减少(或增加)关系密切, 阳离子交换反应在地下水化学成分的控制中起到了重要作用^[24]。绘制冲湖积平原的 $\gamma(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}-\text{SO}_4^{2-}-\text{HCO}_3^-) / \gamma(\text{Na}^+-\text{Cl}^-)$ 关系图, 见图 5。

图 5 中散点拟合直线斜率为 -0.9454 ($R^2 = 0.9754$), 斜率接近于 -1 且线性关系极为显著, 说明在冲湖积平原, 地下水中 Na^+ 增加的同时伴随着 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 的减少, 同前面的分析结果一致, 阳离子交替吸附过程是影响冲湖积平原区地下水化学成分的重要水文地球化学过程; 而研究区黏土矿物中伊利石、蒙脱石等离子交换剂的含量较高^[25], 也为该过程的发生提供了便利条件。

3.3.2 Gibbs 图所反映的水文地球化学控制作用

Gibbs 图是分析水化学成分演化过程主控作用的一种重要方法, 其纵坐标为对数坐标, 标志着水体 TDS 值, 横坐标为普通坐标, 标志着阳离子 $\gamma(\text{Na}^{2+}) / \gamma(\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+})$ 的值或阴离子 $\gamma(\text{Cl}^-) / \gamma(\text{Cl}^- + \text{HCO}_3^-)$ 的值, 通过图中散点的分布来说明降水、岩石成分和蒸发浓缩过程对地表水的影响, 通常阴、阳离子图的结果较为接近^[26]。由于原理类似, 也可以应用于分析影响地下水的水化学作用^[26, 27]。

绘制研究区地下水阴离子的 Gibbs 图, 结果见图 6。研究区水文地球化学作用表现出了良好的演变趋势: 山前单一结构倾斜平原位于盆地补给区, TDS 值较低, $\gamma(\text{Cl}^-) / \gamma(\text{Cl}^- + \text{HCO}_3^-)$ 小于 0.2, 显示主要受到岩石风化溶解作用的影响; 双层结构的沟谷冲洪积平原区位于补给—径流区, TDS 值和 $\gamma(\text{Cl}^-) / \gamma(\text{Cl}^- + \text{HCO}_3^-)$ 的值都有所升高, 散点有向蒸发浓缩区转移的趋势; 而冲湖积平原位于径流—排泄区, 散点的延展式分布明显指示着地下水逐渐受到蒸发浓缩作用的控制。托克托台地是一个相对独立的补给—径流区, 主要补给源为大气降水, 水中溶解组分最初来源于水—岩作用过程中的矿物溶解, 由于该区第四系沉积厚度较薄, 岩性较细, 地下水埋藏较浅且更新性差, 溶滤作用和蒸发浓缩作用同时进行, 碳酸盐达到饱和析出, Na^+ 和 Cl^- 的含量升高, 图中散点也逐渐向蒸发浓缩作用的控制区域移动; 但该区有数个散点位于水化学作用指示区域外, Cl^- 含量的增长并不伴随着 TDS 的增长, 考虑到该区煤化工企业和制药企业的存在, Cl^- 含量的升高应与该区人类工业活动的废水排放有关。总体上讲, 虽然研究区地下水主要来源于大气降水^[8-10], 但在

地下水下渗和径流的过程中, 在经历了溶滤、混合、蒸发浓缩和人类活动等作用后, 大气降水对研究区地下水化学成分的影响已经极其微弱了。

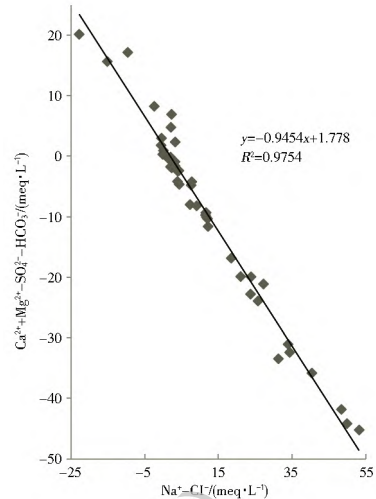


图 5 冲湖积平原离子相关关系

Fig. 5 $[\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} - \text{SO}_4^{2-} - \text{HCO}_3^-]$ versus $[\text{Na}^+ - \text{Cl}^-]$ of unconfined water in alluvial lacustrine plain

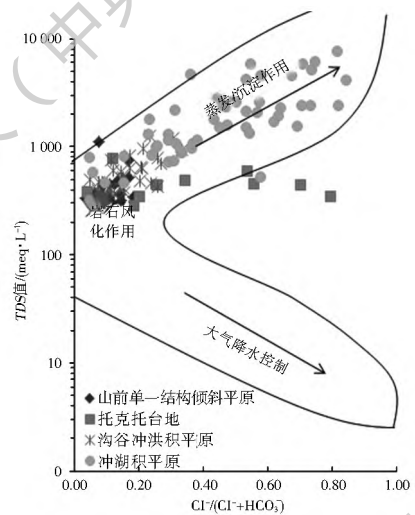


图 6 研究区潜水 Gibbs 图

Fig. 6 Gibbs diagram of unconfined water in the study area

3.3.3 混合作用

当成分不同的两种水混合时, 形成了化学成分与原先两者均不同的地下水的作用, 被称为混合作用。研究区地表水系属于黄河支流水系, 其一级支流大黑河从东北部进入研究区, 沿途接纳发源于北部大青山的沟谷支流, 至托克托县城西南部汇入黄河, 其流域自东北向西南贯穿整个研究区, 与浅层地下水水力联系密切; 而研究区内诸多地表水灌区的影响, 也加深了地表水与地下水的相互控制作用。选择三条基本垂直于大黑河干流的剖面 A-A'、B-B'、C-C', 绘制每条剖面上所采集地下水样(剖面及水样点位置见图 1)的 schoeller 图, 见图 7。

Schoeller 图横坐标为地下水主要离子组分, 纵

坐标为对数坐标,代表各组分的毫克当量浓度。应用 Schoeller 图可以清晰地对比研究处于不同地点的水样的水化学成分变化,受到稀释的混合水会具有垂向移动曲线且形状变动不大的特点^[28]。由图 1 和前面分析可知,同一剖面上各水样点的位置和径流条件相近,水化学形成作用相近,理论上水化学组分浓度也相似;但据图 7 中显示,距离河流相对最近的地下水点(A-2、B-3、G-2)各主要离子的浓度明显低于同剖面其他点。如位于地下水滞留排泄区的 G-C 剖面,地下水经历了长期的溶滤及蒸发浓缩等

作用的影响,离子总浓度明显升高,但接近什拉乌素河汇入大黑河位置的 G-2 点的 TDS 值仅为 990 5 mg/L,远小于 G-1 点的 4 561 mg/L 和 G-3 点的 2 361 mg/L。靠近地表水体的这种共同特征,应该是受到了混合效应的影响。

除了地表水与地下水之间的混合作用,在局部含水岩组间亦存在着一定的垂向水力联系,如在山前倾斜平原区域,根据水位监测结果,由于人工开采承压水造成测压水位下降,甚至变为无压水,淤泥质粘土层厚度薄的地区潜水将越流补给承压水。

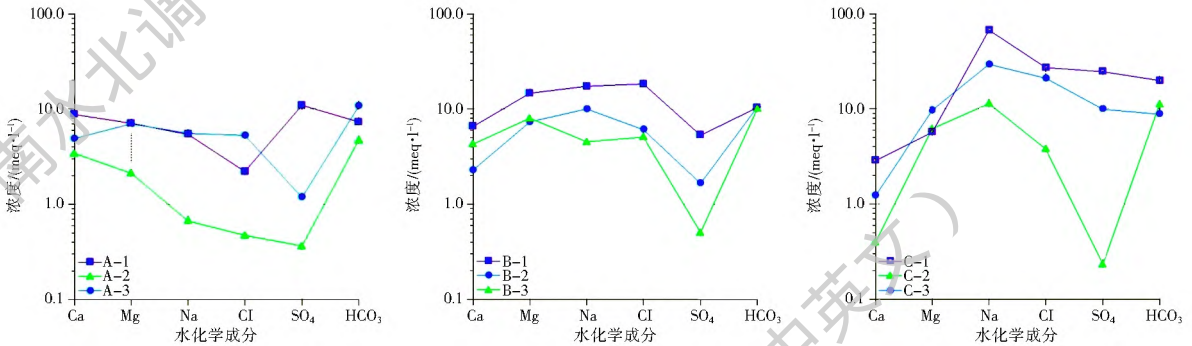


图 7 代表性剖面地下水样品 Schoeller 图

Fig. 7 Schoeller figures of groundwater samples at representative sections

3.3.4 人类活动的影响

控制研究区地下水演化的主要人类活动因素为平原区地下水开采、山区截伏流及水库工程、灌溉入渗和生活污水排放。山区水库及截伏流工程的修建使山区对平原区的侧向补给减少,影响地下水的补给条件;由于严重开采引起的水位下降已形成了区域水位降落漏斗,改变了地下水流场,增加可溶性岩石在地下水中的溶解量,使局部地下水硬度增加,也使得承压水水质受到潜水水质的影响。此外,研究区地下水中 NO_3^- 分布普遍,采集的样本中仅 2 个样本未检出,超标率为 8.8%,超标区域主要位于呼和浩特市城区西南部及托克托县,其中在托克托县双河镇和董家营有 2 个潜水点分别形成 $\text{Cl} \cdot \text{NO}_3 \cdot \text{Mg}$ 和 $\text{Cl} \cdot \text{NO}_3 \cdot \text{Mg} \cdot \text{Ca}$ 型水。根据调查结果,呼和浩特市西南部及托克托县都是主要的粮食产区,化肥施用量较多,增加了氮元素随灌溉及降水进入地下水的风险;同时由于工矿企业较多,人口密集,工业废水和居民生活污水排放量多,加之农业灌溉需求量大,因此多采用纯污水灌溉或污水、井水混合灌的农业灌溉形式,这也往往为地下水提供了大量的氮源,因此在这些地区往往形成硝酸盐超标的地下水。总体上讲,本研究区的人类活动一方面通过直接的工农业及生活活动来影响地下水水质,另一方面则通过改变地下水的补排条件,改变其他水化

学形成作用的控制区域和强度,从而影响地下水化学成分组成。

4 结论

基于统计分析原理和水文地球化学理论,本文对呼和浩特盆地地下水进行了较为系统全面的水化学特征分析和成因研究,主要结论如下:

(1) 研究区浅层地下水化学类型较为复杂,在山前单一结构潜水中主要为 $\text{HCO}_3 \cdot \text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 型水,径流至沟谷冲洪积平原后兼有 $\text{HCO}_3 \cdot \text{Ca} \cdot \text{Mg} \cdot \text{Na}$ 、 $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4 \cdot \text{Ca} \cdot \text{Na}$ 等型水。冲湖积平原处由边缘至中心离子交替迅速,阳离子类型经 $\text{Ca} \cdot \text{Mg} \cdot \text{Na}$ 型、 $\text{Mg} \cdot \text{Na}$ 型、 $\text{Na} \cdot \text{Mg}$ 型最终演变以 Na^+ 为绝对优势;阴离子则由 HCO_3 型经 $\text{HCO}_3 \cdot \text{Cl}$ 型、 $\text{Cl} \cdot \text{HCO}_3$ 型、 $\text{Cl} \cdot \text{SO}_4$ 型最终演变为 Cl 型。而南部托克托台地相对独立,地下水化学特征与冲湖积平原潜水相近。主要开采区的深层承压水以 $\text{HCO}_3 \cdot \text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 型为主,与上覆潜水相比 K^+ 、 Na^+ 和 Cl 含量的空间不均匀性增大。

(2) 研究区地下水化学成分形成过程明显受到地形地貌和地下水赋存条件的控制。山前地区以碳酸盐和硫酸盐类的风化溶解为主;随着冲洪积扇前缘冲至湖积平原中心的过渡,蒸发浓缩过程和阳离子交替吸附过程逐渐成为水化学成分主控作用。而

托克托台地由于含水层厚度小、岩性细,水流交替迟缓,溶滤作用和蒸发浓缩作用同时进行,局部受人类活动的影响明显。

(3)在地表水系和灌区附近,混合效应明显改变了地下水化学成分。此外,研究区地下水中 NO_3^- 分布普遍,局部地区甚至形成了氯化物-一硝酸型高氮地下水。人类活动除改变地下水补径排条件外,更是直接导致水质恶化,对地下水资源的合理开发利用和保护工作势在必行。

参考文献(References):

- [1] REDDY A C S, KUMAR K N. Identification of the hydrogeochemical processes in groundwater using major ion chemistry: a case study of Pennar-Chitravathi River basins in Southern India [J]. *Environmental Monitoring and Assessment*, 2010, 170(1-4): 365-382. DOI: 10.1007/s10661-009-1239-4.
- [2] 栾凤娇,周金龙,贾瑞亮,等.新疆巴里坤伊吾盆地地下水水化学特征及成因[J].*环境化学*, 2017, 36(2): 380-389. (LUAN F J, ZHOU J L, JIA R L, et al. Hydrochemical characteristics and formation mechanism of groundwater in plain areas of Barkol-Yiwu Basin, Xinjiang [J]. *Environmental Chemistry*, 2017, 36(2): 380-389. (in Chinese) DOI: 10.7524/j.issn.0254-6108.2017.02.2016062001.
- [3] 王晓曦,王文科,王周峰,等.滦河下游河水及沿岸地下水水化学特征及其形成作用[J].*水文地质工程地质*, 2014, 41(1): 25-33, 73. (WANG X X, WANG W K, WANG Z F, et al. Hydrochemical characteristics and formation mechanism of river water and groundwater along the downstream Luanhe River, northeastern China [J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 2014, 41(1): 25-33, 73. (in Chinese) DOI: 10.16030/j.cnki.issn.1000-3665.2014.01.005.
- [4] 邵景力,徐映雪,崔亚莉,等.变异条件下内蒙古呼包平原地下水演化趋势[J].*现代地质*, 2006, 20(3): 480-485. (SHAO J L, XU Y X, CUI Y L, et al. Study on groundwater change on the aberrance condition in Hubao Plain, Inner Mongolia, China [J]. *Geoscience*, 2006, 20(3): 480-485. (in Chinese) DOI: 10.3969/j.issn.1000-8527.2006.03.017.
- [5] 袁野,张翼龙,王贵玲,等.呼和浩特市平原区地下水水位动态与降水量及开采量的互馈效应[J].*中国农村水利水电*, 2013(7): 40-43. (YUAN Y, ZHANG Y L, WANG G L, et al. Interaction between groundwater level dynamic with precipitation and exploitation quantity in Hohhot Plain [J]. *China Rural Water and Hydropower*, 2013(7): 40-43. (in Chinese) DOI: 10.3969/j.issn.1007-2284.2013.07.012.
- [6] 杨亮平,姜振蛟,赵宜婷,等.呼和浩特市地下水水位动态变化及趋势预测研究[J].*水文地质工程地质*, 2009(4): 46-49. (YANG L P, JIANG Z J, ZHAO Y T, et al. Research on changes and prediction of trend of the groundwater regime in Hohhot [J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 2009(4): 46-49. (in Chinese) DOI: 10.3969/j.issn.1000-3665.2009.04.011.
- [7] 张翼龙,王丽娟,王文中,等.呼和浩特市浅层地下水水化学特征演变规律[J].*南水北调与水利科技*, 2010, 8(6): 14-17. (ZHANG Y L, WANG L J, WANG W Z, et al. Hydrochemical characteristics and variation of mineralization for the groundwater in Hohhot country [J]. *South to North Water Transfers and Water Science & Technology*, 2010, 8(6): 14-17. (in Chinese) DOI: 10.3724/SP.J.1201.2010.06014.
- [8] LIU J, CHEN Z Y, WEI W, et al. Using chlorofluorocarbons (CFCs) and tritium (^3H) to estimate groundwater age and flow velocity in Hohhot Basin, China [J]. *Hydrological Processes*, 2014, 28(3): 1372-1382. DOI: 10.1002/hyp.9659.
- [9] LIU J, CHEN Z Y, ZHANG Y L, et al. Stable isotope evidences on sources and mechanisms of groundwater recharge in Hohhot basin, China [J]. *Environmental Earth Sciences*, 2016, 75(5): 410. DOI: 10.1007/s12665-015-4886-5.
- [10] 刘君,聂振龙,段宝谦,等.氢氧稳定同位素指示的呼和浩特地区土壤水的补给特征[J].*干旱区资源与环境*, 2016, 30(10): 145-150. (LIU J, NIE Z L, DUAN B Q, et al. Characteristics of stable isotope ($\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$) in soil water in Hohhot area [J]. *Journal of Arid Land Resources and Environment*, 2016, 30(10): 145-150. (in Chinese) DOI: 10.13448/j.cnki.jalre.2016.332.
- [11] DONG S G, LIU B W, SHI X L, et al. The spatial distribution and hydrogeological controls of fluoride in the confined and unconfined groundwater of Tuoketuo County, Hohhot, Inner Mongolia, China [J]. *Environmental Earth Sciences*, 2015, 74(1): 325-335. DOI: 10.1007/s12665-015-4037-z.
- [12] 史晓珑,董少刚.托克托县潜水氯化物浓度空间分布及其成因[J].*人民黄河*, 2016, 38(8): 73-76. (SHI X L, DONG S G. Nitrides concentrations spatial distribution and the reasons in unconfined water in Tuoketuo County [J]. *Yellow River*, 2016, 38(8): 73-76. (in Chinese) DOI: 10.3969/j.issn.1000-1379.2016.08.019.
- [13] 滕彦国,左锐,王金生,等.区域地下水演化的地球化学研究进展[J].*水科学进展*, 2010, 21(1): 127-136. (TENG Y G, ZU O R, WANG J S, et al. Progress in geochemistry of regional groundwater evolution [J]. *Advances in Water Science*, 2010, 21(1): 127-136. (in Chinese) DOI: 10.14042/j.cnki.32.1309.2010.01.002.
- [14] 杨会峰,张翼龙,孟瑞芳.河套盆地构造控水研究及地下水系统划分[J].*干旱区资源与环境*, 2017, 31(3): 177-184. (YANG H F, ZHANG Y L, MENG R F. Study on water controlling mechanism of structures and dividing result of groundwater system in Hetao Basin, Inner Mongolia [J]. *Journal of Arid Land Resources and Environment*, 2017, 31(3): 177-184. (in Chinese) DOI: 10.13448/j.cnki.jalre.2017.097.
- [15] 曾勇.区域生态风险评价——以呼和浩特市为例[J].*生态学报*, 2010, 30(3): 668-673. (ZENG Yong. The regional ecological risk assessment of Hohhot City [J]. *Acta Ecologica Sinica*, 2010, 30(3): 668-673. (in Chinese))
- [16] RAO N S, RAO P S, REDDY G V, et al. Chemical characteristics of groundwater and Assessment of groundwater quality in Varaha River Basin, Visakhapatnam District, Andhra Pradesh, India [J]. *Environmental Monitoring and Assessment*, 2012, 184(8): 5189-5214. DOI: 10.1007/s10661-011-2333-y.

- [17] 张泽鹏,朱玉晨,郝奇琛,等. 呼和浩特盆地地下水流系统变异机制及其资源效应[J]. 水文地质工程地质, 2017, 44(2): 63-68. (ZHANG Z P, ZHU Y C, HAO Q C, et al. A study on variation mechanism of groundwater flow system in the Hohhot basin and its resources effect analysis[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2017, 44(2): 63-68. (in Chinese)) DOI: 10.16030/j.cnki.issn.1000-3665.2017.02.10.
- [18] 袁伟,郭宗楼,袁华. 污水灌溉的研究现状及利用前景分析[J]. 中国农村水利水电, 2005(6): 19-21. (YUAN Wei, GUO Zonglou, YUAN Hua. Analyses of the research status and the application of sewage water irrigation[J]. China Rural Water and Hydropower, 2005(6): 19-21. (in Chinese)) DOI: 10.3969/j.issn.1007-2284.2005.06.006.
- [19] 李绪谦. 环境水化学[M]. 长春: 吉林科学技术出版社, 2001. (LI X Q. Water environment chemistry[M]. Changchun: Jilin Scientific and Technology Press, 2001, 63-65. (in Chinese))
- [20] ABDELKADER R, LARBI D, RIHAB H, et al. Geochemical characterization of groundwater from shallow aquifer surrounding Fetzara Lake N. E. Algeria[J]. Arabian Journal of Geosciences, 2012, 5(1): 1-13. DOI: 10.1007/s12517-010-0202-6.
- [21] MAYO A L, LOUCKS M D. Solute and isotopic geochemistry and groundwater flow in the Central Wasatch Range, Utah[J]. Journal of Hydrology, 1995, 172: 31-59. DOI: 10.1016/0022-1694(95)02748-E.
- [22] MOHSEN J. Chemical characteristics of groundwater in parts of mountainous region, Alvand, Hamadan, Iran[J]. Environmental Geology, 2006, 51(3): 433-446. DOI: 10.1007/s00254-006-0338-6.
- [23] 王礼恒,董艳辉,宋凡,等. 甘肃石油河流域地下水补给来源与演化特征分析[J]. 干旱区地理, 2017, 40(1): 54-61. (WANG L H, DONG Y H, SONG F, et al. Recharge sources and hydrogeochemical properties of groundwater in the Shiyou River, Gansu Province[J]. Arid Land Geography, 2017, 40(1): 54-61. (in Chinese)) DOI: 10.13826/j.cnki.cn65-1103/x.2017.01.007.
- [24] JANKOWSKI J, ACWORTH R I. Impact of debris-flow deposits on hydrogeochemical processes and the development of dryland salinity in the Yass River catchment, New South Wales[J]. Australia Hydrogeology Journal, 1997, 5(4): 71-88. DOI: 10.1007/s100400050119.
- [25] 赵文涛,王喜宽,张青,等. 河套地区土壤矿物组成分析及与各元素的关系[J]. 物探与化探, 2009, 33(1): 16-19. (ZHAO W T, WANG X K, ZHANG Q, et al. An analysis of the composition of soil minerals and the relationships of various elements in the HeTao area[J]. Geophysical and Geochemical Exploration, 2009, 33(1): 16-19. (in Chinese))
- [26] KUMAR S K, RAMMOHAN V, SAHAYAM J D, et al. Assessment of groundwater quality and hydrogeochemistry of Manimuktha River basin, Tamil Nadu, India[J]. Environmental Monitoring and Assessment, 2009, 159: 341-351. DOI: 10.1007/s10661-008-0633-7.
- [27] 孙一博,刘鹏飞,王文科,等. 渭河流域地下水的水化学特征及形成机制[J]. 南水北调与水利科技, 2016, 14(2): 152-158. (SUN Y B, LIU P F, WANG W K, et al. Chemical characteristics and formation mechanism of groundwater in Wei River Basin[J]. South to North Water Transfers and Water Science & Technology, 2016, 14(2): 152-158. (in Chinese)) DOI: 10.13476/j.cnki.nsbdkq.2016.02.027.
- [28] TRUESDELL A H. Effects of physical processes on geothermal fluids. Application of geochemistry in geothermal reservoir development[M]. Rome: UNITAR / CTNDP publication, 1991, 71-92.

(上接第 135 页)

- [35] 饮用水源地规范化建设项目与投资技术指南[R]. 北京: 江湖湖泊专项技术指南编制组, 2013. (Technical guidelines for standardized construction projects and investment of drinking water sources[R]. Beijing: Compilation group of special technical guidelines for rivers and lakes, 2014. (in Chinese))
- [36] 招苏台河流域梨树县控制单元水污染防治方案[R]. 北京: 中国环境科学研究院, 2016. (The water pollution prevention and control plan of Lishu county control unit in Zhaosutai River Basin[R]. Beijing: Chinese Research Academy of Environmental Sciences, 2016. (in Chinese))
- [37] M G KANG, G M LEE, I H KO. Evaluating watershed management within a river basin context using an integrated indicator system[J]. Journal of Water Resources Planning and Management, 2010, 136(2): 258-267. DOI: 10.1061/(ASCE)0733-9496(2010)136:2(258).
- [38] 吴丹,王亚华. 中国七大流域水资源综合管理绩效动态评价[J]. 长江流域资源与环境, 2014, 23(1): 32-38. (WU D, WANG Y H. Dynamic performance evaluation of water resources management in seven river basin of China[J]. Resources and Environment in the Yangtze Basin, 2014, 23(1): 32-38. (in Chinese)) DOI: 10.11870/cjlyzyyhj201401005.
- [39] 哈力曼·哈麦拉,田义文. 我国污染物总量控制制度研究[J]. 安徽农业科学, 2013, 41(5): 2237-2238. (HALIMAN · H, TIAN Y W. Research on the system of total hanount control of pollutants in China[J]. Journal of Anhui Agricultural Sciences, 2013, 41(5): 2237-2238. (in Chinese)) DOI: 10.3969/j.issn.0517-6611.2013.05.123.
- [40] H CHEN, C Y DUAN. Research on the pattern of comprehensive improvement of small watershed pollution in Guangxi Province[J]. Applied Mechanics and Materials, 2014(2): 394-398. DOI: 10.4028/www.scientific.net/AMM.535.394
- [41] 张勇,汤洁,李昭阳,等. 吉林省招苏台河流域农业非点源污染特征研究[J]. 环境污染与防治, 2015, 37(12): 29-34. (ZHANG Y, TANG J, LI Z Y, et al. Characteristics of agricultural nonpoint source pollution in Zhaosutai basin of Jilin Province[J]. Environmental Pollution and Control, 2015, 37(12): 29-34. (in Chinese)) DOI: 10.15985/j.cnki.1001-3865.2015.12.006.