

孙增兵, 刘森, 王江波, 等. 莱州湾南岸浅层和深层地下水地球化学特征[J]. 海洋地质前沿, 2024, 40(7): 68-79.

SUN Zengbing, LIU Sen, WANG Jiangbo, et al. The characteristics of shallow and deep groundwater in Southern Laizhou Bay[J]. Marine Geology Frontiers, 2024, 40(7): 68-79.

莱州湾南岸浅层和深层地下水地球化学特征

孙增兵^{1,2}, 刘森^{1,2*}, 王江波^{1,2}, 马健^{1,2}, 李永³, 侯国华⁴

(1 山东省地质矿产勘查开发局第四地质大队, 潍坊 261021; 2 山东省地矿局海岸带地质环境保护重点实验室, 潍坊 261021;

3 福州东鑫矿业技术有限公司, 福州 350108; 4 中国地质调查局青岛海洋地质研究所, 青岛 266237)

摘要:莱州湾南岸地下水类型丰富, 20 世纪 70 年代以来在地下淡水和卤水开采的背景下形成了较为复杂的地下水环境。通过收集公开发表的地下水数据, 结合已有的野外监测数据, 对研究区浅层地下水与深层地下水水化学特征进行分析。结果表明: 浅层地下水与外界联系密切, 受持续性、阶段性降水和地下水开采的综合影响, 整体表现为气象-开采型。深层地下水的卤水区表现为开采型, 其余区域表现为气象-开采型。在淡水和卤水的开采条件下, 形成 2 个规模较大的地下水降落漏斗, 地下水最低水位分别为-8.78 m 和-44.60 m。依据研究区地下水水质分布和水位特征, 对地下水进行分区讨论。自南向北, 浅层地下水划分为地下水径流区 (S-1 区)、地下水强烈混合区 (S-2 区) 和地下水-海水相互作用区 (S-3 区)。S-1 区受降雨入渗、山前侧向补给和地表径流的作用, 伴随着长石风化和碳酸盐矿物的溶解作用; S-2 区受控于地下水降落漏斗的作用, 引起淡水和咸水的强烈混合, 同时伴有淡水的补给过程; S-3 区受卤水地下水漏斗影响明显, 易造成海水倒灌地下水, 引起地下水与海水的相互作用。深层地下水划分为地下水径流区 (D-1 区)、地下水混合区 (D-2 区) 和卤水封存区 (D-3 区)。D-1 区地下水受山前侧向补给和浅层地下水的垂向补给, 流动过程中主要受水岩相互作用控制, 弱于 S-1 区; D-2 区存在淡水和咸水的混合, 主要是受弥散作用影响, 混合作用较 S-2 区弱; D-3 区地下水平均矿化度 (TDS) 值高达 119 624.94 mg/L, 在相对隔水层的作用下, 处于封存状态, 始终保持高浓度状态, 受地下卤水开采影响, 水位持续降低。

关键词: 潍北平原; 水文地球化学特征; 浅层地下水; 深层地下水; 水岩作用

中图分类号: P736

文献标识码: A

DOI: 10.16028/j.1009-2722.2023.153

0 引言

海岸带三角洲平原是农业和经济高速发展的地区之一, 如美国密西西比三角洲平原, 埃及尼罗河三角洲平原, 中国华北平原、长江三角洲平原和珠江三角洲平原等。地下水作为重要的资源之一,

是沿海平原地区环境和经济协调发展的重要组成部分, 其开发利用和保护与经济的快速发展是密不可分的^[1-2]。地下水的不合理开发利用引发了一系列的环境问题, 例如海(咸)水入侵、地下水污染等, 严重影响当地居民的生活质量和经济的可持续发展^[3-4]。

关于海岸带三角洲平原地下水研究, 学者们利用水文地球化学、环境同位素、数值模拟等技术方法^[5-12], 在海(咸)水入侵^[5]、水文地球化学过程^[6-9]等领域取得了一批研究成果。以莱州湾南岸为例, 该地区地下水类型丰富, 是中国重要的卤水资源储存区^[13-14]。众多学者对该区域地下卤水开展了大量研究工作, 相继提出了“海岸潮滩生卤”以及蒸发

收稿日期: 2023-06-12

资助项目: 山东省地矿局海岸带地质环境保护重点实验室开放基金项目 (SYS202103)

第一作者: 孙增兵(1974—), 男, 研究员, 主要从事地质矿产与生态环境方面的研究工作。E-mail: Sunzb0721@163.com

* 通讯作者: 刘森(1989—), 男, 博士, 副研究员, 主要从事海岸带水地质环境方面的研究工作。E-mail: sen_liu@sdu.edu.cn

浓缩、聚集和海陆变迁埋藏生卤等理论^[15-19]。随着科学技术手段的不断丰富,部分学者利用环境同位素等指标,分析了地下卤水(咸水)中的盐分、水分来源^[20-25],进一步分析了莱州湾南岸地下水的演化过程。

20世纪70年代以来,莱州湾南岸地下淡水和卤水资源开采持续增加,产生多个地下水降落漏斗,改变了地下水水动力条件,造成咸(卤)水浸染地下淡水,地下水质量急剧下降,严重制约了工农业的可持续发展,危害当地居民的身体健康^[26],因而摸清该区域地下水特征显得尤为重要。本次研究以莱州湾南岸浅层和深层地下水为研究对象,搜集公开发表的地下水水化学数据,结合已有的地下水动态数据,重点分析不同层位地下水的动态变化特征以及水文地球化学特征。

1 研究区概况

1.1 自然地理位置

研究区位于山东半岛中北部(图1),地形整体自南向北逐渐降低。南部为中低山丘陵区,地形起

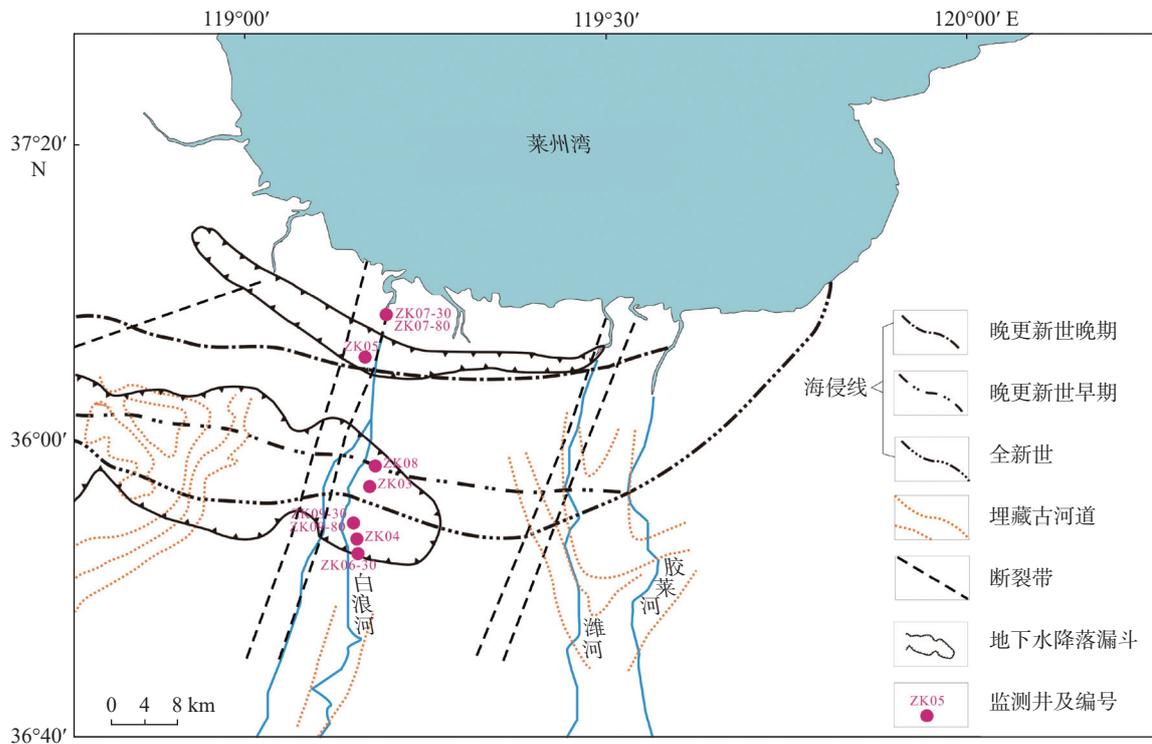
伏变化较大,海拔在100~200 m及以上,向北依次为冲积平原、洪积平原、滨海海积平原,地形平坦,微向北倾斜,地形标高一般为7~100 m。

1.2 气象水文条件

研究区属温带大陆性季风气候,四季分明,气候干燥。多年平均降水量约为559 mm,集中于7—9月份;多年平均蒸发量为1 802.6 mm,集中于5—9月份,约占全年总蒸发量的56%~65%。该区河流大多发源于鲁中山区,流入莱州湾,如白浪河、弥河、潍河和小清河等^[27]。

1.3 沉积地质背景

晚更新世以来,在“冰期-间冰期”交替的全球气候背景下,研究区历经3次较大规模海侵,分别为晚更新世早期海侵(沧州海侵,85~76 ka BP)、晚更新世晚期海侵(献县海侵,50~24 ka BP)和全新世海侵(黄骅海侵,10~4 ka BP),及其相应的海退过程,形成了3个海相沉积层:第I、第II、第III海相层^[28]。这些海相层中赋存大量的海水,在海退期间经蒸发作用,蒸发盐附着于覆盖的陆相沉积物中,随着河流搬运力在海相地带的减弱,陆相沉积物中



据文献^[27]修改

图1 研究区及监测井位置

Fig.1 The location of study area, and the monitoring wells

淤泥质也相应增加,对海相层起到了封闭的覆盖埋藏作用^[14]。

1.4 水文地质条件

研究区地下水含水岩组主要为第四系孔隙水含水岩组,具体分为山前冲积、洪积平原低矿化淡水水文地质亚区和滨海冲积、海积平原咸水水文地质亚区,浅层地下水的单井涌水量一般为1 000~3 000 m³/d,卤水单井涌水量为500~1 000 m³/d。地下水整体表现为由南向北流动,局部受地下水降落漏斗的影响,表现为由周边向地下水水位降漏斗中心运动的特征。

自南(陆)向北(海),研究区分布有地下淡水、微咸水、咸水和卤水,含水层介质以粉砂、细砂、中砂为主,局部赋存咸水和卤水的含水层介质以细砂、黏土质粉砂为主。地下淡水矿化度(total dissolved solid, TDS)≤1 g/L,水化学类型以Cl·HCO₃·SO₄-Ca·Na型、Cl-Ca·Na型、HCO₃-Ca·Na型、HCO₃·SO₄-Cl-Na型为主;微咸水(1 g/L<TDS≤3 g/L)、咸水(3 g/L<TDS≤50 g/L)和卤水(50 g/L<TDS)的水化学类型表现为Cl-Na·Ca型、Cl-Na·Mg型、Cl·SO₄-Na型、Cl-Na型^[29]。浅层地下水单井涌水量一般为1 000~3 000 m³/d,

卤水含水层自上而下分为潜水-微承压卤水含水层(第Ⅲ海相卤水层),TDS值为50~130 g/L;第1、2承压卤水含水层(第Ⅱ海相层),TDS值为50~165 g/L;第3、4承压卤水含水层(第Ⅰ海相层),TDS值为50~140 g/L^[13-14]。

2 数据来源

2.1 地下水监测数据

2.1.1 地下水监测井

本研究搜集了白浪河中下游水文地质剖面的9口监测井于2014年10月—2015年9月的地下水水位、电导率(Electrical Conductivity, EC)监测数据(图1、表1),分别监测浅层地下水(埋深30 m以浅,包括潜水和微承压水)和深层地下水(埋深30 m以深,包括承压水)。

基于研究区多年降水、蒸发数据,结合当地地下水开采的季节性特征,分3个阶段分析地下水动态变化特征:平水期(2014年10月—2015年1月)、

表1 研究区地下水监测井资料

Table 1 The data of groundwater monitoring wells

地下水类型	监测井编号	坐标		地下水水质类型
		经度/E	纬度/N	
浅层地下水	ZK06-30	119°09'20"	36°50'41"	淡水
	ZK04	119°08'54"	36°52'07"	微咸水
	ZK09-30	119°08'57"	36°53'54"	咸水
	ZK03-30	119°10'21"	36°56'15"	咸水
	ZK08	119°10'52"	36°57'58"	咸水
	ZK07-30	119°12'26"	37°13'10"	咸水
深层地下水	ZK09-80	119°08'57"	36°53'54"	咸水
	ZK05	119°08'42"	37°06'33"	卤水
	ZK07-80	119°12'26"	37°13'10"	咸水

枯水期(2015年2月—2015年7月中旬)、丰水期(2015年7月中旬—2015年9月)。

2.1.2 EC、TDS和Cl⁻的关系

EC为物理指标,可以通过现场实测地下水EC的方法估测地下水矿化度^[30-31]。经计算,研究区地下水EC与TDS、Cl⁻浓度值间的线性相关系数分别为0.983、0.9777, Pearson相关系数分别为0.991、0.989,呈明显的线性正相关(图2)。由此说明,EC越大,TDS和Cl⁻浓度值越高;反之,TDS和Cl⁻浓度越低,EC越能够合理地反映当地地下水水质的分布特征。

2.2 地下水水化学数据获取

本研究涉及的水化学数据获取共有2个途径:

(1)通过野外样品采集获取的水化学数据。采样仪器选择中国地质调查局水文地质环境地质调查中心研制的地下水定深采样器(FFS-A型)。水化学样品在实验室进行测试分析,利用TAS-990原子吸收光度计、TU-1901分光光度计、2100DV全谱直读电感耦合等离子体发射光谱仪等测试仪器,获取相关的水化学数据,如Na⁺、K⁺、Ca²⁺、Mg²⁺、Cl⁻、SO₄²⁻、HCO₃⁻、CO₃²⁻等。

(2)搜集近几年公开发表的该区域水化学数据^[20-23, 32-33],共计307个地下水样品和2 763个数据,其中,浅层地下水样品179个,深层地下水样品为128个(图3)。

2.3 地下水分区

考虑到研究区浅层地下水和深层地下水自南(陆域)至北(海域)均分布有地下淡水、微咸水、咸

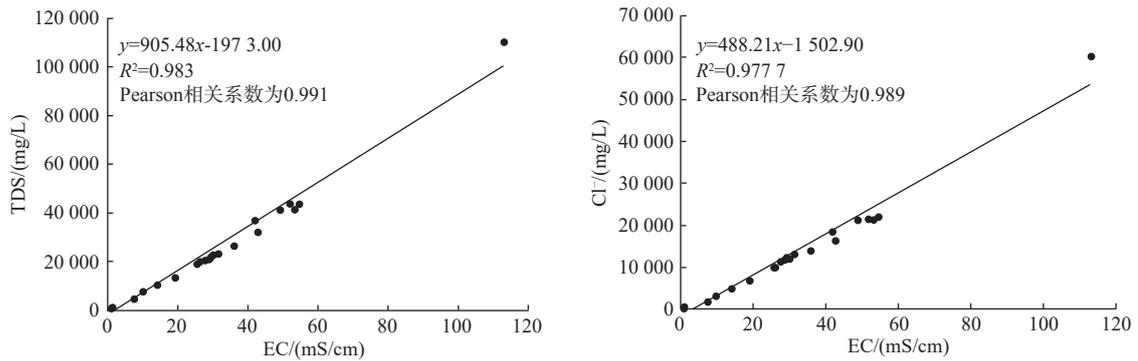
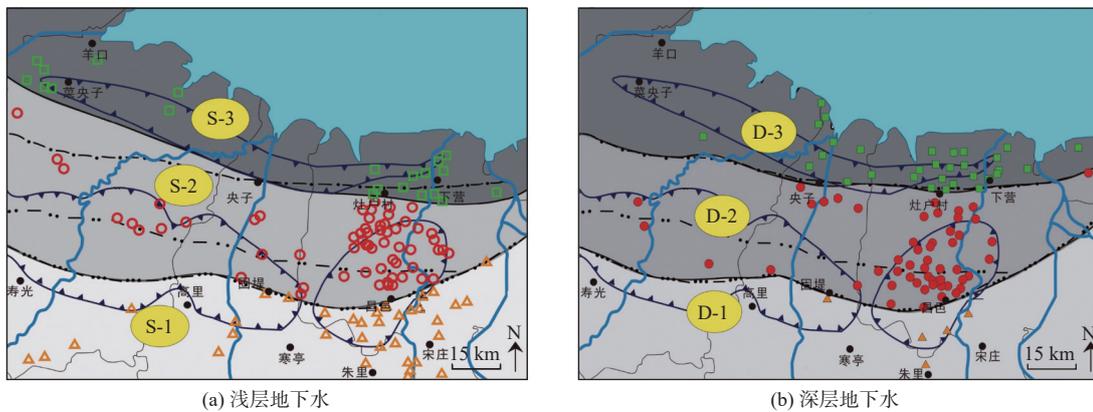


图 2 TDS、Cl⁻和 EC 的相关性分析

Fig.2 The relationships among TDS values, EC values, and Cl⁻ concentration



据文献 [27] 修改

图 3 研究区浅层和深层地下水分区及样品分布

Fig.3 Distribution of different zones and samples in shallow and deep groundwater in study area

水和卤水的特点, 依据水质分布特征和水质分界线, 将浅层地下水和深层地下水分为 3 部分进行讨论, 其中, 浅层地下水为 S-1 区、S-2 区和 S-3 区, 深层地下水为 D-1 区、D-2 区和 D-3 区(图 3)。

3 结果与讨论

3.1 地下水动态变化特征

3.1.1 浅层地下水

在平水期, 浅层地下水水位保持相对平稳状态(图 4), 地下水“补”、“排”基本达到平衡; 在枯水期, ZK09-30 及以南监测井(包括 ZK09-30)地下水位整体上呈现逐渐降低的趋势, 主要因地下水持续开采所致, ZK09-30 北侧监测井(包括 ZK03-30、ZK08)地下水呈现明显波动的趋势, 说明地下水阶

段性开采的同时, 存在其他补给源对其进行补给; 在丰水期, 地下水位呈现明显的升高趋势, 受降水影响明显。整体上, 浅层地下水的动态特征表现为气象-开采型, 受当地季节性降水和阶段性开采的共同影响。

自 ZK06-30 监测井到 ZK04 监测井, 地下水水质由淡水过渡到微咸水, 以此推测咸淡水界面位于 ZK04 监测井附近。浅层地下淡水与微咸水水质保持相对稳定, 前者主要因持续接受淡水补给, 后者则因位于地下水降落漏斗中心处, 受咸水入侵和淡水补给影响, 保持一定的相对稳定状态。ZK03、ZK08 监测井位于 S-2 区中心位置, 水质波动剧烈, 说明地下水在该处混合作用强烈。ZK07 监测井位于莱州湾南岸围填海工程区(S-3), 受围填海工程和潮汐作用影响, 地下水水质呈淡化趋势^[34]。

3.1.2 深层地下水

由图4可知,在平水期,ZK09-80、ZK07-80监测井处地下水水位呈稳定状态,卤水区(ZK05)地下水水位呈上升趋势;在枯水期,受地下水开采影响,地下水水位降低明显,因ZK07-80监测井远离生活区,不受人为影响,该处地下水水位保持平稳状态;在

丰水期,受降雨影响,地下水位呈现较为明显的上升趋势。整体上,ZK09-80监测井处为气象-开采型,地下水开采占主导地位,晚更新世地下水埋藏较深,降水对其影响较小,导致水位涨幅低于浅层地下水;ZK05处地下水埋藏较深,位于卤水区地下水漏斗处,基本不受大气降水等补给源的影响,表现为开

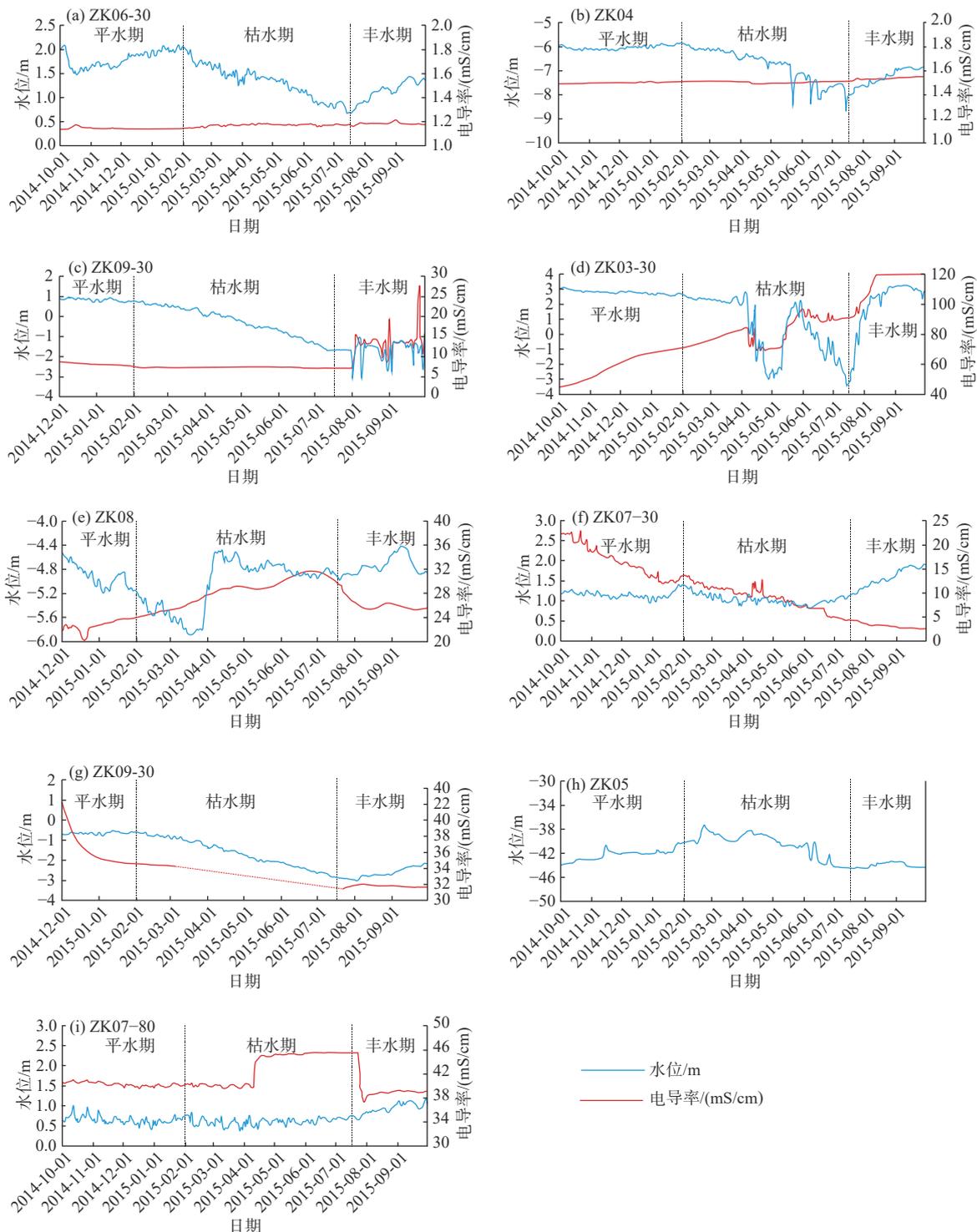


图4 研究区监测井地下水水位、EC监测数据动态趋势图

Fig.4 Groundwater level and EC values of monitoring wells in study area

采型。

综上, 浅层地下水与外界联系密切, 主要受持续性、阶段性降水和地下水开采的综合影响。深层地下水与外部系统的水力联系不密切, 为相对封闭的地下水系统, 主要受当地人工开采影响。深层地下水的水质较浅层地下水表现得更“咸”, 矿化度更高, 主要原因是浅层地下水受大气降水等淡水补给源影响更为明显。

3.1.3 地下水降落漏斗

监测数据显示(表 2), ZK04(固堤)和 ZK05(央子北部)处具有 2 个明显的地下水降落漏斗, 地下水最低水位分别为-8.78 m 和-44.60 m, 是研究区长期地下淡水和地下卤水的超量开采所致^[35]。

综合分析表明, 研究区地下水受大气降水和人

工开采影响明显, 呈明显的季节性变化特征。在枯水期浅层地下水主要受人工开采影响, 丰水期受大气降水和人工开采共同影响; 相较于浅层地下水, 深层地下水埋藏较深, 降水对其影响有限, 主要受人工开采影响。地下水开采作用导致在 ZK04 和 ZK05 形成 2 个规模较大的地下水降落漏斗, 而地下水漏斗的形成, 在研究区内形成复杂的水动力场, 引起不同水质地下水的混合, 可能会改变当地地下水水质分布特征。

3.2 水化学特征

3.2.1 浅层地下水

如表 3 地下水化学数据和图 5 地下水 Piper 图所示, S-1 区地下水 TDS 值为 290.9~2 587.2 mg/L,

表 2 浅层和深层地下水监测井监测时间、水位和 EC 波动范围

Table 2 The groundwater level and EC values fluctuation range of shallow and deep groundwater

监测井编号	监测日期	地下水水位/m	EC波动/(mS/cm)
ZK06-30	2014-10—2015-09	0.63~2.11	1.14~1.22
ZK04	2014-10—2015-09	-8.78~-5.81	1.49~1.19
ZK09-30	2014-12—2015-09	-3.48~1.02	0.01~28.39
ZK03-30	2014-10—2015-09	-3.44~3.28	42.86~120
ZK08	2014-12—2015-09	-5.90~-4.40	20.18~31.70
ZK07-30	2014-10—2015-09	0.83~1.95	2.51~26.30
ZK09-80	2014-12—2015-09	-3.03~-0.48	31.42~47.05
ZK05	2014-10—2015-09	-44.60~-37.18	>120
ZK07-80	2014-10—2015-09	0.35~1.21	37.22~45.61

表 3 研究区浅层和深层地下水浓度平均值

Table 3 Average concentrations of shallow and deep groundwater in study area

指标	浅层地下水			深层地下水		
	S-1区	S-2区	S-3区	D-1区	D-2区	D-3区
<i>n</i>	62	94	21	7	64	48
% <i>n</i> %	35.03	53.11	11.86	5.88	53.78	40.34
pH	7.80	7.85	7.43	7.72	7.74	7.11
TDS/(mg/L)	832.36	5559.51	31360.45	717.94	8264.87	65293.09
Na ⁺ /(meq/L)	4.26	66.53	402.10	2.65	96.35	812.08
K ⁺ /(meq/L)	0.09	1.11	6.62	0.09	1.46	15.77
Mg ²⁺ /(meq/L)	3.27	18.05	79.51	2.65	27.12	187.36
Ca ²⁺ /(meq/L)	7.15	8.16	38.11	5.85	10.52	68.39
SO ₄ ²⁻ /(meq/L)	2.38	9.77	48.07	1.66	14.52	95.70
HCO ₃ ⁻ /(meq/L)	4.33	8.03	8.66	5.05	7.08	5.98
Cl ⁻ /(meq/L)	4.88	75.60	494.15	3.34	123.59	1068.87

注: *n*代表地下水样品数量; %*n*代表数量占比。

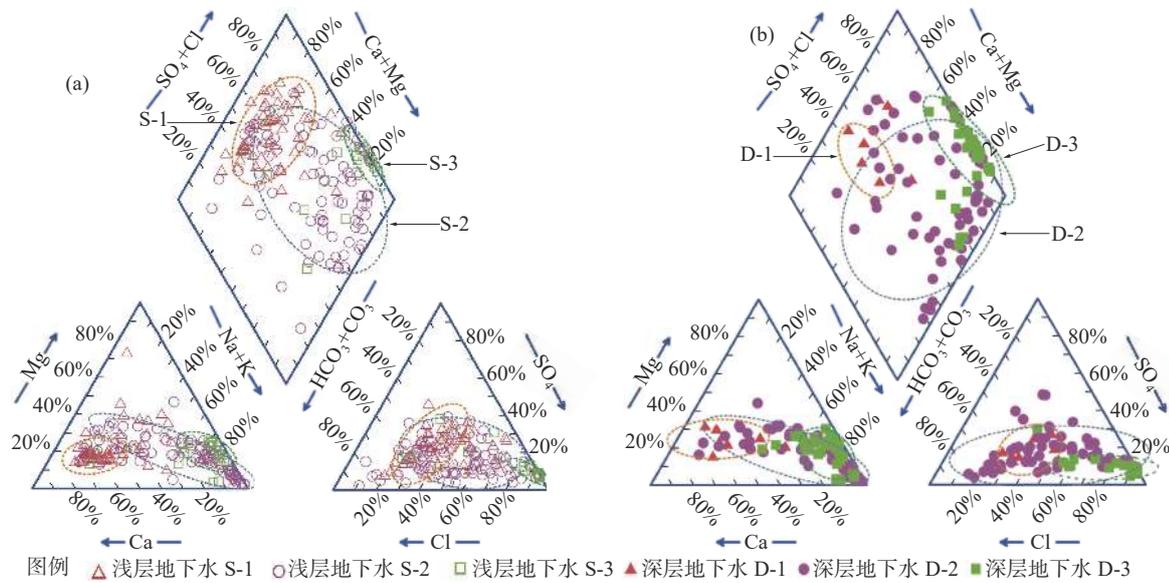


图5 研究区浅层和深层地下水 Piper 图

Fig.5 The Piper program of shallow and deep groundwater in study area

平均值为 832.36 mg/L, 以淡水为主, 水化学类型分布有 Ca-HCO₃、Mg-HCO₃、Na-HCO₃、Ca-Cl、Mg-Cl、NaCl 型等, 平均 pH 值为 7.80。随着 Na⁺、Cl⁻ 浓度增加, S-2 区地下水 TDS 值变化范围增大, 介于 203.5~108 069.5 mg/L, 平均 5 559.51 mg/L, 水质类型表现为微咸水、咸水和卤水, 水化学类型从 Ca-HCO₃、Na-HCO₃ 型到 Na-Cl 型均有分布。S-3 区地下水 TDS 值介于 439.9~116 155.7 mg/L, 平均值为 31 360.45 mg/L, 水化学类型以 Na-Cl 型为主, 部分地下水样品为卤水(TDS>50 g/L)。

3.2.2 深层地下水

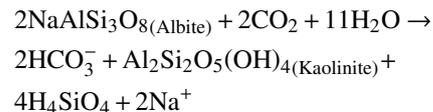
D-1 区地下水 TDS 值为 479.5~1 089.4 mg/L, 平均值为 717.94 mg/L, 表现为淡水, 平均 pH 值为 7.72。D-2 区地下水 TDS 值为 314.3~144 363.8 mg/L, 平均值为 8 264.9 mg/L, 水化学类型存在 Ca-Cl、Na-Cl、Ca-HCO₃ 和 Na-HCO₃ 型等, 主要为微咸水、咸水和卤水, 平均 pH 值为 7.74。相较于 S-3 区地下水, D-3 区地下水 Na⁺ 和 Cl⁻ 浓度较高, 水化学类型为 Na-Cl 型, TDS 值为 1 081.5~177 346 mg/L, 平均值为 65 293.1 mg/L, 远高于浅层地下水 TDS 值 (31 360.45 mg/L)(表 3), 表现为高浓度地下水。

3.3 水岩作用

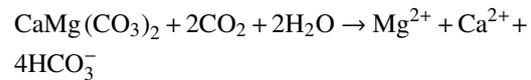
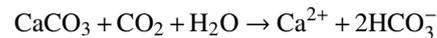
3.3.1 离子特征

研究区浅层地下水和深层地下水 Cl⁻ 和 Na⁺、Mg²⁺、Ca²⁺ 间的比值关系(图 6)表明, 随着 Cl⁻ 浓度的增加, Na⁺/Cl⁻ 值逐渐趋于稳定值; Cl⁻ 浓度在约

10 meq/L 时, Na⁺/Cl⁻ 值处于高值, 说明可能是长石风化的结果(图 6a、b)^[20], 反应式为:



Mg²⁺/Cl⁻ 和 Ca²⁺/Cl⁻ 值随 Cl⁻ 浓度的增加呈逐渐降低的趋势。当 Cl⁻ 浓度为 10 meq/L 时, 地下水中 Mg²⁺/Cl⁻ 和 Ca²⁺/Cl⁻ 值较高, 这可能是由于碳酸盐矿物的溶解所致(图 6c—f)^[36], 反应式如下:



3.3.2 Gibbs 图

GIBBS 在 1970 年发现大多数地球表面的水体样本均分布在回旋镖形状的边界上。根据大量水样的化学分析数据, 提出了控制地表水体的 3 种主要机制, 即降水控制型(底部)、岩石风化型(中部)和蒸发-浓缩型(顶部)。如图 7 所示, S-3 和 D-3 样品点均落在蒸发-浓缩型区域, 分析原因可能是因晚更新世以来的多次海侵和海退作用, 大量海水滞留在陆地上, 在多年蒸发作用和降雨入渗补充下, 盐分最终滞留在地下水中^[24]。

由于具有较低的 TDS 值, S-1 和 D-1 的样品点主要分布在岩石风化型区域, 表明这两部分地下水主要受矿物溶解过程控制^[37-38]。岩石风化型地下水会因其重量比的增加而向边界以外扩展, 此现象

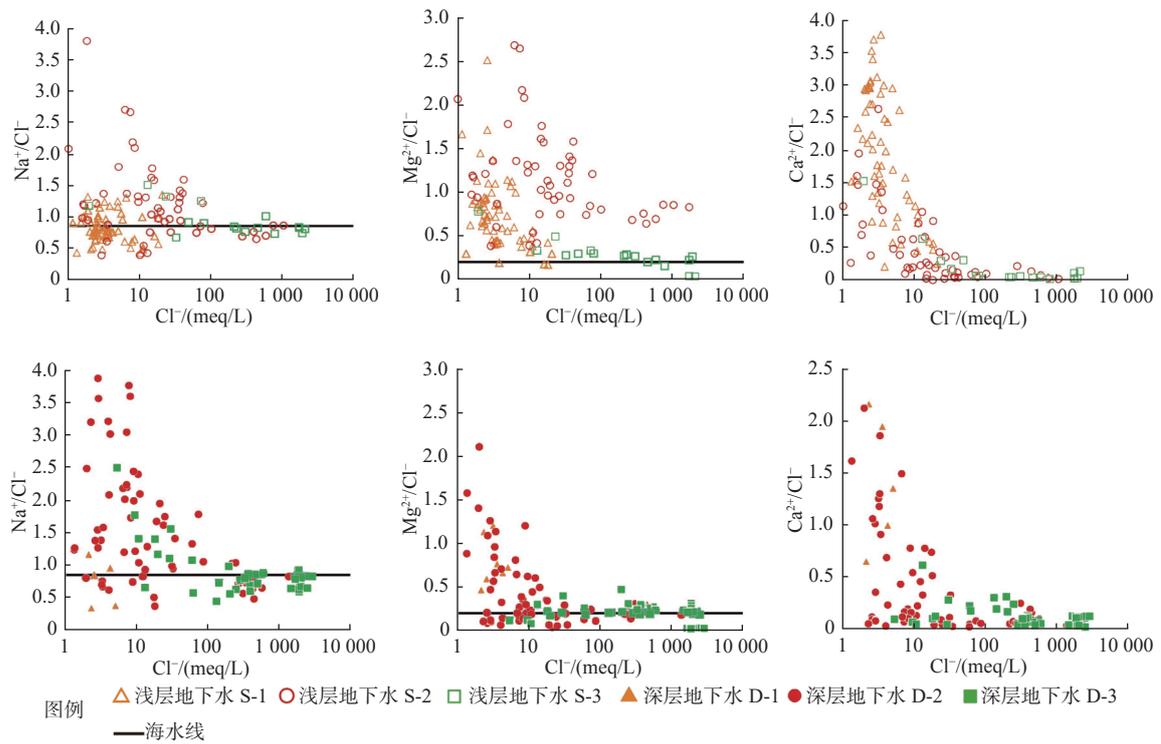


图 6 Cl^- 与 Na^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 的关系图

Fig.6 The relationships between Cl^- and Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+}

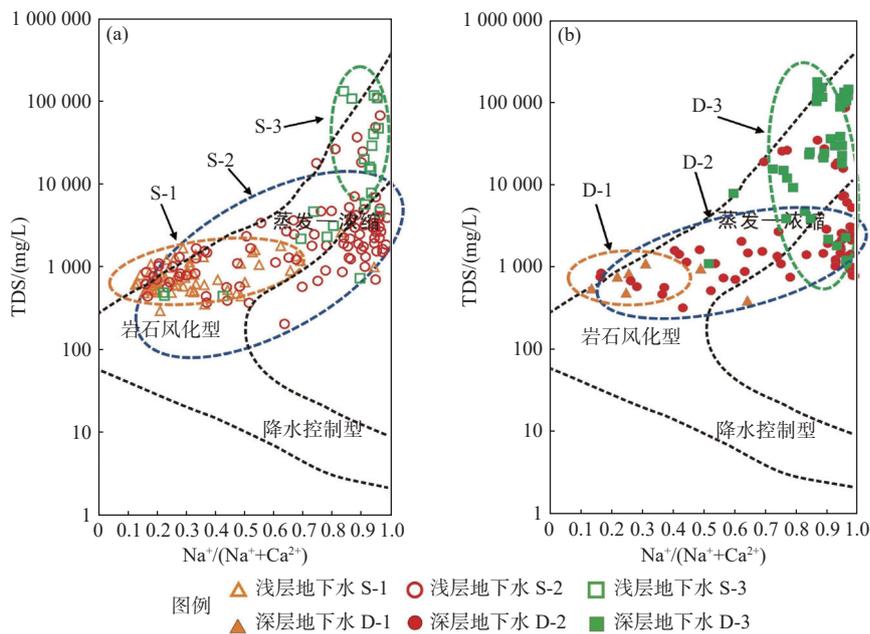


图 7 研究区浅层和深层地下水 Gibbs 图

Fig.7 The Gibbs diagrams of clusters of in shallow and deep groundwater in study area

在岩石风化类地下水中普遍存在^[39]。

S-2 和 D-2 的样品点位于岩石风化型(中部)和蒸发浓缩型(顶部)的过渡区,这两部分中的 Na^+ 含量分别较 S-1 和 D-1 明显增加,但其 TDS 值小于 S-3 和 D-3。分析可能是由于研究区内地下淡水和卤水大量开采导致原生水动力条件发生改变,地下水

降落漏斗导致区域两端水体产生大量混合,该处地下水在矿物溶解作用基础上,伴随着不同程度的混合作用。

3.4 地下水功能区特征

根据数据分析,可将浅层地下水和深层地下水

进行功能定义。浅层地下水: S-1(地下水径流区), S-2(地下水强烈混合区), S-3(地下水-海水相互作用区); 深层地下水: D-1(地下水径流区), D-2(地下水混合区), D-3(卤水封存区)(图8)。

3.4.1 浅层地下水

(1)S-1(地下水径流区): 该区主要受降雨入渗、山前侧向补给和地下水径流的作用, 地下水流动性较强, 地下水流向整体上由南向北, 在地下水径流过程中受自然状态下的水岩相互作用控制, 伴随着长石风化和碳酸盐矿物的溶解作用, TDS 值介于 203.45~5601.61 mg/L, 平均为 1139.66 mg/L, 水化学类型由 Ca-HCO₃ 型到 Na-Cl 型变化不等。

(2)S-2(地下水强烈混合区): 南起昌邑-固堤一带, 北至夹子一带。地下水 TDS 值介于 203.5~108069.5 mg/L, 平均值为 5559.51 mg/L, 水质类型

表现为微咸水和咸水, 水化学类型从 Ca-HCO₃、Na-HCO₃ 到 Na-Cl 型均有分布。该区地下水表现为气象-开采型, 存在 2 个规模较大的地下水降落漏斗, 分别在南部淡水区和北部卤水区, 地下水最低水位分别为-8.78 m 和-44.60 m, 其形成的主要原因为地下淡水和卤水的超量开采。受地下水降落漏斗影响, 造成了本区地下水强烈混合, 形成了咸水入侵现象, 在混合过程中, 伴随着大气降水等淡水的补给过程^[24]。

(3)S-3(地下水-海水相互作用区): 该区紧靠海域, 区内地下水 Na⁺、Cl⁻、TDS 均值分别为 758.32、947.37、58 808.43 mg/L, 其浓度大于海水(表3), 受卤水区地下水漏斗影响明显, 易造成海水倒灌地下水, 引起地下水-海水间的相互作用。因该区域地下水 TDS 值高于海水, 海水倒灌可能会引起该区域地下水卤水“稀释”。

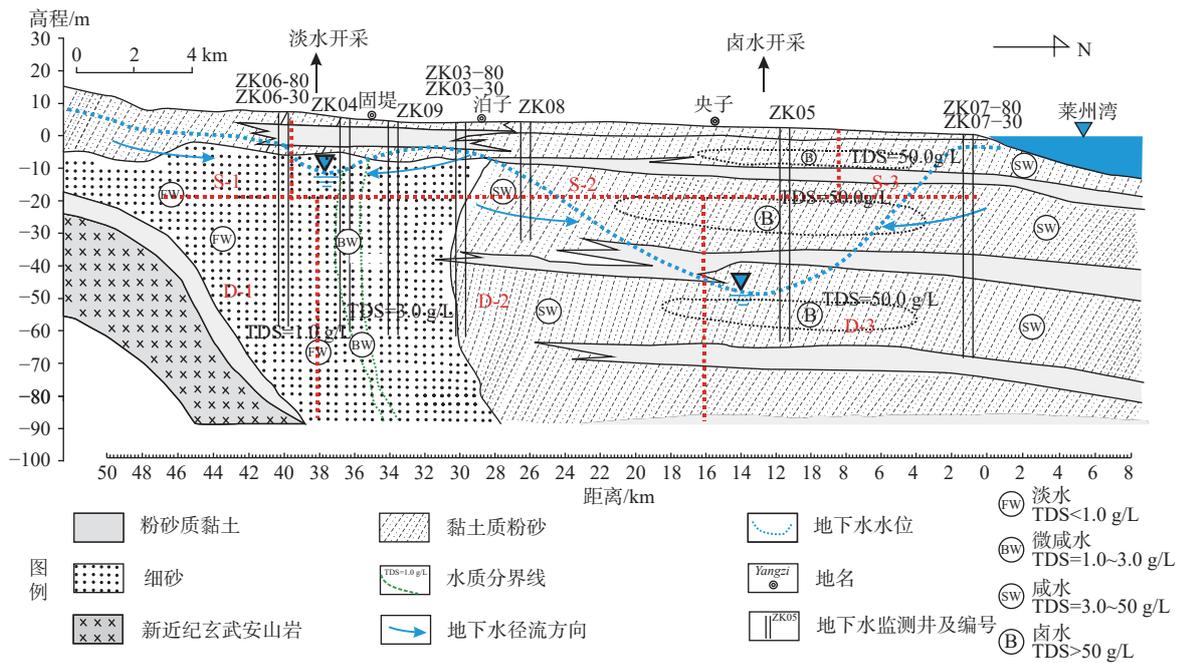


图8 白浪河中下游水文地质剖面地下水分区及水化学分布模式

Fig.8 The distribution and characteristics of groundwater in study area

3.4.2 深层地下水

(1)D-1(地下水径流区): 类似于 S-1, 本区地下水受山前补给和浅层地下水的垂向补给, 受地表径流和大气降水补给相对较弱; 该区地下水径流速度相对较慢, 径流过程中受水岩作用控制, 伴随着长石风化和碳酸盐矿物的溶解作用; TDS 平均值为 717.94 mg/L, 略低于 S-1 地下水, 说明其水岩作用弱于 S-1 区。

(2)D-2(地下水混合区): 已有研究证实, 研究区深层地下水具有咸淡水混合特征^[21], 但混合作用明显弱于 S-2 区, 因深层地下水受降落漏斗影响较小, 其主要受弥散作用影响, 此现象在咸淡水界面处尤为明显^[24]。该区地下水 TDS 值变化范围为 995.6~22672.5 mg/L, 平均值为 5271.67 mg/L, 高于浅层地下水。D2 与上层地下水间存在相对隔水层, 起到切断与外界联系的作用, 地下水垂向交换

量较少且横向径流缓慢。

(3)D-3(卤水封存区): 该区地下水 TDS 平均值达到 119 624.94 mg/L, 远高于浅层地下水, 为高浓度卤水。该区域地下卤水是在历次“海侵-海退”事件等古气候条件和补给、运移、过滤、储存、封盖等地质条件下形成^[14,20-21,24], 地下卤水与上层含水层间存在多层相对隔水层, 能够很好地切断两者间的水力联系, 致使卤水长期封存, 始终保持高浓度状态, 受当地卤水开采的影响。

4 结论与建议

(1) 山东半岛潍北平原浅层地下水与外界联系密切, 受持续性、阶段性降水和地下水开采的综合影响, 整体表现为气象-开采型; 深层地下水的卤水区(ZK05)表现为开采型, 其余区域表现为气象-开采型。在南部(淡水区)和中北部(卤水区)处形成 2 个规模较大的地下水降落漏斗, 其形成的主要原因因为淡水和卤水的开采。

(2) 研究区浅层地下水划为地下水径流区(S-1)、地下水强烈混合区(S-2)、地下水-海水相互作用区(S-3) 3 个区。S-1 区受区域内降雨入渗、山前侧向补给和地表径流的作用下主要受自然状态下的水岩相互作用控制, 伴随着长石风化和碳酸盐矿物的溶解作用; S-2 区受控于地下水降落漏斗的作用, 引起淡水和咸水的强烈混合, 同时伴有淡水的补给过程; S-3 区受卤水地下水漏斗影响明显, 易造成海水倒灌地下水, 引起地下水-海水的相互作用。

(3) 深层地下水同样划为 3 个区, 分别是地下水径流区(D-1)、地下水混合区(D-2)、卤水封存区(D-3)。D-1 区地下水受山前侧向补给和浅层地下水的垂向补给, 流动过程中主要受水岩相互作用控制, 水岩作用弱于 S-1 区, 径流作用相对较弱; D-2 区存在淡水和咸水的混合, 主要是受弥散作用影响, 混合作用较 S-2 区较弱; D-3 区地下水平均 TDS 值最高, 在隔水层的作用下, 处于封存状态, 始终保持高浓度状态, 受地下卤水开采影响, 水位持续降低。

(4) 山东半岛潍北平原地下水受人为开采影响明显, 在中部形成了强烈的地下水混合区, 引发了咸水入侵等地质灾害, 致使地下淡水资源受到影响; 此外, 卤水的超量开采致使形成降深达 44 m 的地下水降落漏斗, 严重影响了地下水动力场, 应进一

步加强潍北平原的地下水管控和开采。

参考文献:

- [1] 高茂生, 骆永明. 我国重点海岸带地下水资源问题与海水入侵防控 [J]. 中国科学院院刊, 2016, 31(10): 1197-1203.
- [2] 孙晓明, 王卫东, 徐建国, 等. 环渤海地区地下水资源与环境地质问题 [M]//中国地质调查局. 海岸带地质环境与城市发展. 北京: 大地出版社, 2005.
- [3] 李海龙, 万力, 焦赳赳. 海岸带水文地质学研究中的几个热点问题 [J]. 地球科学进展, 2011, 26(7): 685-694.
- [4] POST V E A, WERNER A D. Coastal aquifers: scientific advances in the face of global environment challenges[J]. *Journal of Hydrology*, 2017, 551: 1-3.
- [5] XUE Y Q, WU J C, YE S J. Hydrogeological and hydrogeochemical studies for salt water intrusion on the coast of Laizhou Bay, China[J]. *Ground Water*, 2010, 38: 38-45.
- [6] FARBER E, VENGOSH A, GAVRIELI I, et al. The geochemistry of groundwater resources in the Jordan Valley: the impact of the Rift Valley brines[J]. *Applied Geochemistry*, 2007, 22(3): 494-514.
- [7] GIMENEZ-FORCADA E. Dynamic of seawater interface using hydrochemical facies evolution diagram[J]. *Ground Water*, 2010, 48(2): 212-216.
- [8] ABID K, ZOUARI K, DULINSKI M R, et al. Hydrologic and geologic factors controlling groundwater geochemistry in the Turonian aquifer (southern Tunisia)[J]. *Hydrogeology Journal*, 2011, 19: 415-27.
- [9] CRUZ-FUENTES T, CABRERA M D C, HEREDIA J, et al. Groundwater salinity and hydrochemical processes in the volcano-sedimentary aquifer of La Aldea, Gran Canaria, Canary Islands, Spain[J]. *Science of the Total Environment*, 2014, 484: 154-166.
- [10] TURNADGE C, SMERDO B D. A review of methods for modeling environmental tracers in groundwater: advantage of tracer concentration simulation[J]. *Journal of Hydrology*, 2014, 519: 3674-3689.
- [11] CARY L, PETELET-GIRAUD E, BERTRANDG, et al. Origins and process of groundwater salinization in the urban coastal aquifers of Recife (Pernambuco, Brazil): a multi-isotope approach[J]. *Science of the Total Environment*, 2015, 530/531: 411-429.
- [12] 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.
- [13] 郑懿珉, 高茂生, 刘森, 等. 晚更新世以来莱州湾南岸地下水资源分布特征 [J]. *水文地质工程地质*, 2014, 41(5): 11-18.
- [14] 高茂生, 郑懿珉, 刘森, 等. 莱州湾地下卤水形成的古地理条件分析 [J]. *地质论评*, 2015, 61(2): 393-400.
- [15] 韩有松, 吴洪发. 莱州湾滨海平原地下卤水成因初探 [J]. *地质论评*, 1982, 28(2): 126-131.
- [16] 韩有松, 孟广兰. 中国北方沿海第四纪地下卤水 [M]. 北京: 科

- 学出版社, 1996.
- [17] 何起祥. 沉积岩和沉积矿床 [M]. 北京: 地质出版社, 1978.
- [18] 王珍岩, 孟广兰, 王少青. 渤海莱州湾南岸第四纪地下卤水演化的地球化学模拟 [J]. 海洋地质与第四纪地质, 2003, 23(1): 49-53.
- [19] 王珍岩, 韩有松. 第四纪滨海相地下卤水的研究 [J]. 海洋科学, 1998, 22(1): 22-24.
- [20] HAN D M, KOHFAHL C, SONG X, et al. Geochemical and isotopic evidence for palaeo-seawater intrusion into the south coast aquifer of Laizhou Bay, China[J]. *Applied Geochemistry*, 2011, 26: 863-883.
- [21] HAN D M, SONG X, CURRELL M J, et al. Using chloro-fluorocarbons (CFCs) and tritium to improve conceptual model of groundwater flow in the South Coast Aquifers of Laizhou Bay, China[J]. *Hydrological Process*, 2012, 26: 3614-3629.
- [22] 杨巧凤, 李文鹏, 王瑞久, 等. 莱州湾沿岸寿光、莱州和龙口地下水的稳定同位素与地球化学 [J]. *地质学报*, 2016, 90(4): 801-817.
- [23] 杨巧凤, 王瑞久, 徐素宁, 等. 莱州湾南岸卤水的稳定同位素与地球化学特征 [J]. *地质论评*, 2016, 62(2): 343-352.
- [24] 冯晨馨, 邱隆伟, 高茂生, 等. 山东半岛北部泥质海岸带地下水水化学演化 [J]. *海洋地质前沿*, 2022, 38(12): 16-25.
- [25] 常新月, 高茂生, 罗锡明, 等. 山东北部泥质海岸带白浪河地区地下水水化学演化过程 [J]. *海洋地质前沿*, 2024, 40(3): 64-74.
- [26] 吴吉春, 吴永祥, 林锦, 等. 黄渤海沿海地区地下水管理与海水入侵防治研究 [J]. *中国环境管理*, 2018(2): 91-92.
- [27] 姚菁. 渤海南岸 LZ908 孔海陆交互相地层气候代用指标及沉积环境研究 [D]. 青岛: 中国科学院海洋研究所, 2014.
- [28] 秦蕴珊. 渤海地质 [M]. 北京: 科学出版社, 1985.
- [29] 毕延凤, 于洪军, 徐兴永, 等. 莱州湾南岸平原地下水化学特征研究 [J]. *海洋通报*, 2012, 31(3): 241-247.
- [30] 刘中业, 徐建国, 祁晓凡, 等. 地下水电导率与矿化度相关关系分析: 以鲁北平原为例 [J]. *山东国土资源*, 2013, 29(水工环专刊): 57-64.
- [31] 吴诗怡. 塔克拉玛干沙漠地下水矿化度与电导率关系的研究 [J]. *中国沙漠*, 1996, 16(4): 374-378.
- [32] DU Y, MA T, CHEN L, et al. Genesis of salinized groundwater in Quaternary aquifer system of coastal plain, Laizhou Bay, China: geochemical evidences, especially from bromine stable isotope[J]. *Applied Geochemistry*, 2015, 59: 155-165.
- [33] ZHANG X Y, MIAO J, HU B X, et al. Hydrogeochemical characterization and groundwater quality assessment in intruded coastal brine aquifers (Laizhou Bay, China)[J]. *Environmental Science And Pollution Research*, 2017, 24(26): 21073-21090.
- [34] LIU S, GAO M S, TANG Z H, et al. Responses of submarine groundwater to silty-sand coast reclamation: a case study in south of Laizhou Bay, China[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2016, 181: 51-60.
- [35] LIU S, TANG Z H, GAO M S, et al. Evolutionary process of saline-water intrusion in Holocene and Late Pleistocene groundwater in southern Laizhou Bay[J]. *Science of Total Environment*, 2017, 607/608: 586-599.
- [36] LYU M, PANG Z H, HUANG T M, et al. Hydrogeochemical evolution and groundwater quality assessment in the Dake Lake Basin, Northwest China[J]. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 2019, 320(3): 865-883.
- [37] THUY T N, KAWAMURA A, THANH N T, et al. Clustering spatio-seasonal hydrogeochemical data using self-organizing maps for groundwater quality assessment in the Red River Delta, Vietnam[J]. *Journal of Hydrology*, 2015, a, 522: 661-673.
- [38] THUY T N, KAWAMURA A, THANH N T, et al. Identification of spatio-seasonal hydrogeochemical characteristics of the unconfined groundwater in the Red River Delta, Vietnam[J]. *Applied Geochemistry*, 2015, b, 63: 10-21.
- [39] RAJU N J, SHUKLA U K, RAM P. Hydrogeochemistry for the assessment of groundwater quality in Varanasi: a fast-urbanizing center in Uttar Pradesh, India[J]. *Environ Monit Assess*, 2011, 173: 1-4.

The characteristics of shallow and deep groundwater in Southern Laizhou Bay

SUN Zengbing^{1,2}, LIU Sen^{1,2*}, WANG Jiangbo^{1,2}, MA Jian^{1,2}, Li Gong³, HOU Guohua⁴

(1 Shandong Provincial No.4 Institute of Geological and Mineral Survey, Weifang 261021, China; 2 Key Laboratory of Coastal Zone Geological Environment Protection, Shandong Geology and Mineral Exploration and Development Bureau, Weifang 261021, China; 3 Fuzhou Dongxin Mining Technology Co. Ltd., Fuzhou 350108, China; 4 Qingdao Institute of Marine Geology, China Geological Survey, Qingdao 266237, China)

Abstract: The south bank of Laizhou Bay has abundant types of groundwater. Since the 1970s, a relatively complex groundwater environment has been formed under the background of underground freshwater and brine mining. By collecting available groundwater data and combining them with existing field monitoring data, the hydrochemical characteristics of shallow and deep groundwater in the study area were analyzed. Results show that shallow groundwater is closely related to the outside periphery and is influenced by the combination of precipitation and groundwater mining (continuous and staged), resulting in an overall meteorological-mining pattern. The brine area of deep groundwater presents a mining type, while the remaining areas show a meteorological-mining type. Under the conditions of freshwater and brine mining, two large-scale underground water depression funnels are formed, with the lowest groundwater levels of -8.78 m and -44.60 m, respectively. Based on the distribution of groundwater quality and water level characteristics in the research area, the zoning of groundwater was discussed. From south to north, the shallow groundwater could be divided into groundwater runoff zone (S-1), strongly mixed groundwater zone (S-2), and groundwater seawater interaction zone (S-3). The S-1 zone is affected by rainfall infiltration, lateral supplies from the mountain front, and surface runoff, accompanied by feldspar weathering and dissolution of carbonate minerals. The S-2 zone is controlled by the action of a groundwater depression funnel, causing a strong mixing of fresh and saline water, accompanied by a process of fresh water replenishment. The S-3 zone is significantly affected by the brine groundwater funnel, which can easily cause seawater to backflow into groundwater, leading to the interaction between groundwater and seawater. The deep groundwater could be divided into groundwater runoff zone (D-1), groundwater mixing zone (D-2), and brine storage zone (D-3). The groundwater in the D-1 zone is mainly controlled by the interaction between water and rock during the flow process, which is weaker than that in the S-1 zone. There is a mixture of fresh and saline water in D-2 zone, mainly affected by dispersion effect, and the mixing effect is weaker than that in S-2 zone. The average total dissolved solid (TDS) value of groundwater in D-3 zone was as high as $119\ 624.94$ mg/L. Under the action of the relative aquifuge, it is in a sealed state and always maintains a high concentration. Due to the influence of underground brine mining, the water level continues to decrease.

Key words: Weibei Plain; hydrogeochemical characteristics; shallow groundwater; deep groundwater; water-rock interaction