

河北牛驼镇与天津地热田水化学和氢氧同位素特征及其环境指示意义

杨吉龙^{1,2)}, 柳富田^{1,2)}, 贾志³⁾, 袁海帆^{1,2)}, 胥勤勉^{1,2)}, 胡云壮^{1,2)}

1)中国地质调查局天津地质调查中心, 天津 300170;

2)中国地质调查局泥质海岸带地质环境重点实验室, 天津 300170;

3)天津地热勘查开发设计院, 天津 300250

摘要: 本文分析了河北牛驼镇和天津两个中低温地热田水化学、氢氧同位素分布特征及其反映的地热水赋存环境。结果表明: 两个地热田系统存在明显差异, 从浅部第四系地下水到雾迷山组地热水存在各自的混合线。不同层位的浅层地下水、地热水物理混合作用明显。地热田蓟县系雾迷山组和奥陶系高温地热水与碳酸岩含水介质发生的水-岩相互作用, 造成了 $\delta^{18}\text{O}$ 发生漂移; 馆陶组和明化镇组地热水主要是浅部第四系地下水与雾迷山组和奥陶系地热水发生混和作用的结果。牛驼镇地热田雾迷山组和奥陶系地热水中 Cl^- 和 HCO_3^- 含量增高的同时, SO_4^{2-} 含量随之减小(0.20~1.30 mg/L), 明显低于天津地热田雾迷山组及奥陶系地热水中的 SO_4^{2-} 含量(273~394 mg/L), 指示牛驼镇地热田雾迷山组和奥陶系地热水发生了明显的脱硫酸作用。水化学、氢氧同位素分布特征揭示了牛驼镇地热田雾迷山组和奥陶系地热水处在还原环境中, 与浅部第四系地下水水力联系弱, 主要以侧向径流补给为主, 而天津地热田奥陶系和雾迷山组地热水与浅部第四系地下水水力联系较强, 同时存在垂向和侧向径流补给。牛驼镇和天津两个地热田均具有巨大的地热资源开发潜力, 但在开发过程中要坚持资源环境并重的原则, 保障地热资源的持续利用。

关键词: 牛驼镇地热田; 天津地热田; 水化学差异; 氢氧稳定同位素; 环境指示

中图分类号: P595; P314 文献标志码: A doi: 10.3975/cagsb.2017.122801

The Hydrochemical and $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ Characteristics of Two Geothermal Fields in Niutuozen of Hebei Province and Tianjin and Their Environmental Significance

YANG Ji-long^{1,2)}, LIU Fu-tian^{1,2)}, JIA Zhi³⁾, YUAN Hai-fan^{1,2)}, XU Qin-mian^{1,2)}, HU Yun-zhuang^{1,2)}

1) Tianjin Center, China Geological Survey, Tianjin 300170;

2) Key Laboratory of Muddy Coast Geo-environment, China Geological Survey, Tianjin 300170;

3) Tianjin Geothermal Exploration and Designing Institute, Tianjin 300250

Abstract: Based on hydrochemical characteristics and existing environments of low to medium temperature geothermal fields, the authors revealed an obvious difference of the mixing lines from Quaternary groundwater to Wumishanian geothermal water between Niutuozen and Tianjin geothermal fields. The water-rock interaction between high temperature geothermal fluid and carbonate rock from the Ordovician and Wumishanian Formation (OAWF) geothermal reservoir may cause $\delta^{18}\text{O}$ shift. The geothermal water from the Minghuazhen and Guantao Formation is formed by mixing with Quaternary groundwater and geothermal water from the OAWF in Niutuozen. Cl^- and HCO_3^- of the geothermal water from the OAWF in Niutuozen increase with decreasing SO_4^{2-} (0.20~1.30 mg/L), which is obviously lower than SO_4^{2-} (273~394 mg/L) in the geothermal water from the

本文由中国地质调查局地质调查项目(编号: 121201006000150009)资助。

收稿日期: 2017-08-28; 改回日期: 2017-11-30; 网络首发日期: 2018-01-08。责任编辑: 张改侠。

第一作者简介: 杨吉龙, 男, 1980年生。高级工程师。主要从事水文地质及第四纪地质研究。通讯地址: 300170, 天津市河东区大直沽八号路四号。E-mail: jilong.y@163.com。

OAWF in Tianjin, indicating that the sulfate reduction has occurred in the geothermal water from the OAWF in Niutuozen. The process of sulfate reduction could enrich the $\delta^2\text{H}$ of the geothermal fluid from the OAWF in Niutuozen by releasing H_2S . The hydrochemical and $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ characteristics prove the relatively reducing environments and weak hydraulic connection with Quaternary groundwater for geothermal water from the OAWF in Niutuozen. The geothermal water from the OAWF in Niutuozen has also been mainly recharged by lateral infiltration of precipitation, whereas the geothermal water from the OAWF in Tianjin has strong hydraulic connection with Quaternary groundwater and has been recharged by vertical and lateral infiltration of precipitation. The geothermal water development in Xiongan New Area and Tianjin has great potential. However, researchers must adhere to the principle of paying equal attention to resources and environment in the development of geothermal water and ensure the sustainable development and utilization of geothermal resources.

Key words: Niutuozen geothermal field; Tianjin geothermal field; hydrochemical differences; hydrogen and oxygen stable isotope; environmental significance

地热资源作为一种可再生的绿色清洁能源,对于减缓京津冀雾霾,雄安新区绿色生态宜居新城建设,美丽天津城市建设具有重要意义,其开发利用程度越来越高。雄安新区、天津境内存在多个地热田,蕴藏着丰富的中低温地热资源,是世界上地热资源较为丰富的地区(林黎, 2001; 张德忠等, 2013)。当前,地热资源主要用于供暖、温室种植、养殖、工业印染、洗浴、理疗等,其中,冬季地热供暖比重正在不断增大,截至 2016 年末,天津全市地热供暖面积 2 500 万 m^2 , 占全国地热供暖面积的 25%, 创造了良好的社会和环境效益。但是随着区域经济社会的快速发展和大气雾霾防控需要,地热资源的开发与日俱增,开采量不断增大,出现了如水位快速下降、孔隙型热储层压缩及回灌率降低等地质环境问题(刘杰等, 2012), 因此,需要对不同区域地热资源的形成机理、赋存环境及开发潜力进行深入研究,使其能够在不引发次生地质灾害的前提下,合理、有效及可持续开发利用。

华北平原属于沉积盆地型地热,地层条件和断裂构造对热储层的分布、发育及地热水运移影响较大。牛驼镇、天津地热田的勘查及形成机理研究工作,已持续了数十年,取得了丰硕的成果,并成功指导了地热资源的开发利用(张百鸣等, 2006; 高宝珠等, 2009; 王永波等, 2016; 赵娜等, 2016), 但对地热水的形成机制、赋存环境、运移规律及与浅部第四系地下水的相互作用关系还认识不足,导致在地热资源高效开发利用、防控热储层压缩引发地面沉降方面遇到诸多困难(刘杰等, 2012; 李红等, 2016)。水化学分析结合环境同位素技术是认识地热资源赋存环境、循环机理、可更新能力和开发潜力的有效方法之一(Wang et al., 2013; Lu et al., 2017; Minissale et al., 2017)。

本次工作在前人研究的基础上,补充采集了部分地热水和浅部第四系地下水样品,综合分析了牛驼镇、天津地热田的浅部第四系地下水及不同热储

层水化学组分和氢氧同位素组成,探讨了牛驼镇和天津地热田的赋存环境和循环机理,为区域地热资源的规划、可持续开发利用提供重要的科学依据。

牛驼镇地热田位于冀中平原中部,呈北东向展布,构造上位于冀中坳陷的牛驼镇断凸内(图 1)。区域基底为太古界片麻岩,埋深大于 3 500 m。中上元古界包括青白口系、蓟县系、长城系,其中,蓟县系雾迷山组分布面积较大,是本区主要的岩溶裂隙含水层和热储层,一般埋深 800~1 100 m,最浅埋深 500 m,热储层厚度一般为 200~700 m; 古生界包括奥陶系与寒武系,在牛驼镇地热田分布较少。古近系在牛驼镇凸起范围未沉积,包括东营组、沙河街组和孔店组; 新近系包括明化镇组和馆陶组,明化镇组在全区都有分布,馆陶组仅在地热田边缘出现,明化镇组是本区主要含水层和孔隙型热储层,顶板埋深 380~470 m,地层厚度 150~600 m; 第四系沉积物厚度一般在 300~450 m,是本区主要地下水含水层。区内主要控制性断裂有牛东断裂、牛南断裂、大兴断裂和容城断裂。

天津位于华北断坳的东北部,在构造上分属于冀中坳陷、沧县隆起和黄骅坳陷三个呈北东向排列的Ⅲ级构造单元(图 1)。在沧县隆起区基岩埋深一般为 800~2 000 m,在坳陷区埋深普遍大于 3 500 m。区域基底是由太古界和下元古界经过褶皱而形成的一套复杂变质岩系; 其上的基岩主要以中上元古界、古生界的海相碳酸盐岩为主及中生界陆相砂泥岩组成; 基岩之上为新生界沉积的陆相碎屑岩。区内主要控制性断裂有宝坻断裂、沧东断裂、天津断裂、汉沽断裂和海河断裂。地质构造格局和沉积特点决定了天津地热田的地下水资源和地热资源赋存条件,地下水资源主要赋存在第四系含水组和新近系明化镇组上部含水组(白晋斌和牛修俊, 2010)。开采的热储层主要有 6 个(刘杰等, 2012), 其中孔隙型热储层包括: 新近系明化镇组(Nm)和馆陶组(Ng)

2 个热储层; 基岩裂隙型热储层包括: 古近系东营组(Ed)、古生界奥陶系(O)、古生界寒武系(Є)和中元古界蓟县系雾迷山组(Jxw)4 个热储层。明化镇组在全区均有分布, 馆陶组主要分布在冀中坳陷和黄骅凹陷区, 奥陶系和寒武系在沧县隆起区的核部缺失, 主要分布在潘庄凸起以南地区, 雾迷山组在全区均有分布。

1 样品与分析

本文研究一是基于已报道的牛驼镇和天津地热田地下水、地热水的水化学和 $^2\text{H}/^{18}\text{O}$ 数据(胡燕等, 2007; Pang et al., 2012; Wang et al., 2013), 二是本次研究在天津地热田取得的系列水化学和 $^2\text{H}/^{18}\text{O}$ 数据(图 1, 表 1)。牛驼镇地热田数据来自第四系含水层(N-Q), 明化镇(N-Nm)、奥陶系(N-O)及雾迷山组(N-W)热储层; 天津地热田数据来自第四系含水层(T-Q), 明化镇(T-Nm)、馆陶组(T-Ng)、奥陶系(T-O)及雾迷山组(T-W)热储层, 两个地方用于分析的样品数量共计 47 组, 其中新采集样品 15 组(表 1)。本次研究新采集样品的水化学和氦氧同位素组成是在中国科学院地理科学与资源研究所陆地水循环及地表过程重点实验室完成测试, 其中水化学离子由日本岛津液相色谱仪进行分析测试, 相对测定误差为 1%; $^2\text{H}/^{18}\text{O}$ 同位素用德国同位素质谱仪 Thermo Finnigan MAT253 进行测定, 测定结果以相

对于 VSMOW 标准的千分差表示, 测定精度分别为 $\pm 2.0\text{‰}$ 和 $\pm 0.1\text{‰}$ 。

2 结果及讨论

2.1 水化学特征分析

天津地热田第四系地下水的矿化度为 0.77~0.90 g/L, Cl^- 浓度 71~205 mg/L, 水化学类型以 $\text{HCO}_3\text{-Na}$ 、 $\text{HCO}_3 \cdot \text{Cl-Na}$ 型为主(图 2); 明化镇组地热水的矿化度为 0.72~0.81 g/L, Cl^- 浓度 21~85 mg/L, 水化学类型以 $\text{HCO}_3\text{-Na}$ 型为主; 馆陶组地热水的矿化度为 1.15~1.50 g/L, Cl^- 浓度 205~360 mg/L, 水化学类型以 $\text{HCO}_3 \cdot \text{Cl-Na}$ 、 $\text{Cl} \cdot \text{HCO}_3\text{-Na}$ 型为主; 奥陶系地热水的矿化度为 1.01~2.00 g/L, Cl^- 浓度 106~482 mg/L, 水质类型以 $\text{Cl} \cdot \text{HCO}_3\text{-Na}$ 型为主; 雾迷山组地热水的矿化度为 1.00~2.00 g/L, Cl^- 浓度 108~517 mg/L, 水质类型以 $\text{Cl} \cdot \text{SO}_4\text{-Na}$ 型为主。

牛驼镇地热田第四系地下水的矿化度为 0.41~0.51 g/L, Cl^- 浓度 18~20 mg/L, 水化学类型以 $\text{HCO}_3\text{-Na}$ 型为主; 明化镇组地热水矿化度为 0.56~1.43 g/L, Cl^- 浓度 20~573 mg/L, 水化学类型以 $\text{HCO}_3 \cdot \text{Cl-Na}$ 和 $\text{Cl} \cdot \text{HCO}_3\text{-Na}$ 型为主; 奥陶系地热水矿化度为 2.21 g/L, Cl^- 浓度为 968 mg/L, 水化学类型为 $\text{Cl} \cdot \text{HCO}_3\text{-Na}$ 型; 雾迷山组地热水矿化度为 2.82~3.00 g/L, Cl^- 浓度 1 110~1 400 mg/L, 水化学类型以 Cl-Na 、 $\text{Cl} \cdot \text{HCO}_3\text{-Na}$ 型为主。

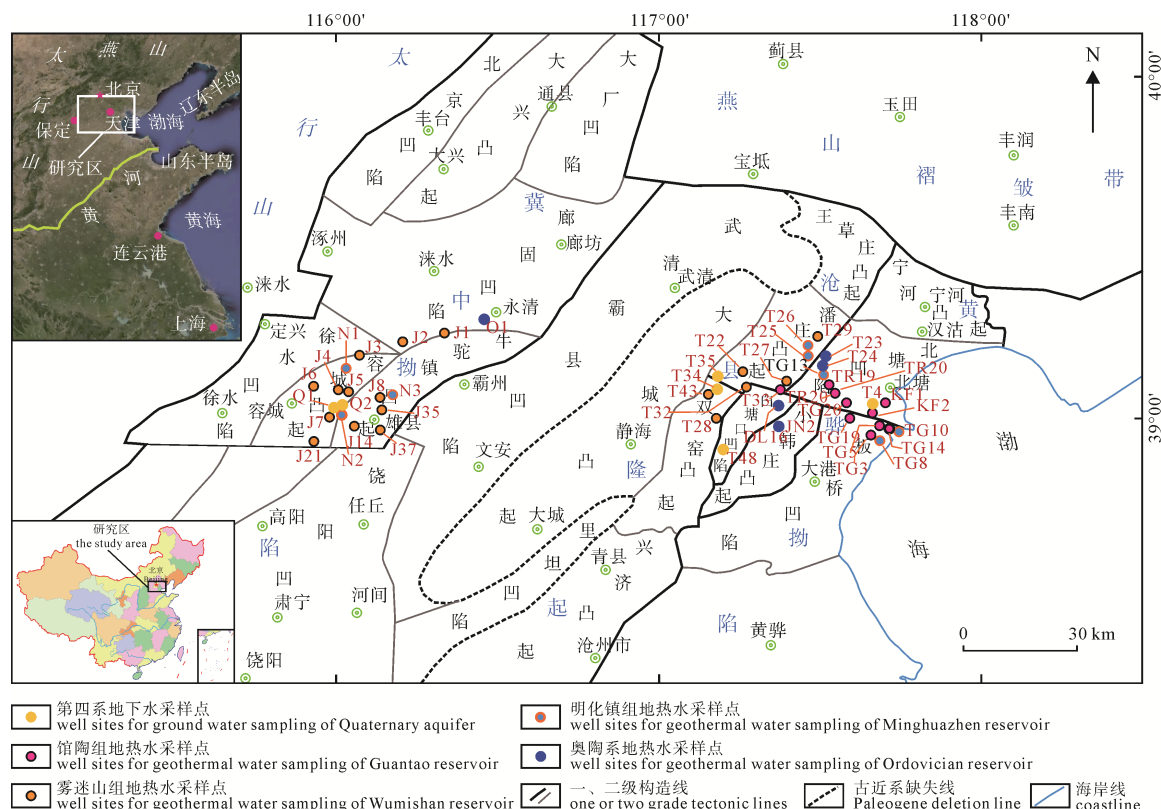


图 1 华北平原构造分布及本次研究样品点(构造图据房万领等, 2016)

Fig. 1 Tectonic units of the North China Plain and the location of all samples (tectonic map after FANG et al., 2016)

因为牛驼镇地热田雾迷山组地热水矿化度普遍大于天津地热田雾迷山组地热水矿化度,而浅部第四系地下水矿化度和天津地热田浅部第四系地下水矿化度基本相当,所以形成了两个地热田地下水

和地热水不同的混合线(图 3)。除此之外,不同层位的地热水随着 Cl^- 浓度的增高,矿化度也随之增高,二者存在明显的线性关系,说明第四系地下水和高矿化度地热水混合作用明显(图 3)。两个地热田另一个明显的差别是牛驼镇地热田雾迷山组及奥陶系地热水中的 SO_4^{2-} 含量较小,介于 $0.20\sim1.30\text{ mg/L}$,明显小于天津地热田雾迷山组及奥陶系地热水中的 SO_4^{2-} 含量,介于 $131\sim374\text{ mg/L}$ (图 3),水化学类型天津地热田以 $Cl\cdot SO_4\text{-Na}$ 型为主,而牛驼镇地热田以 $Cl\text{-Na}$ 、 $Cl\cdot HCO_3\text{-Na}$ 型为主(图 2),通过两地水化学特征的对比,表明牛驼镇和天津地热田分属不同的地热水系统。

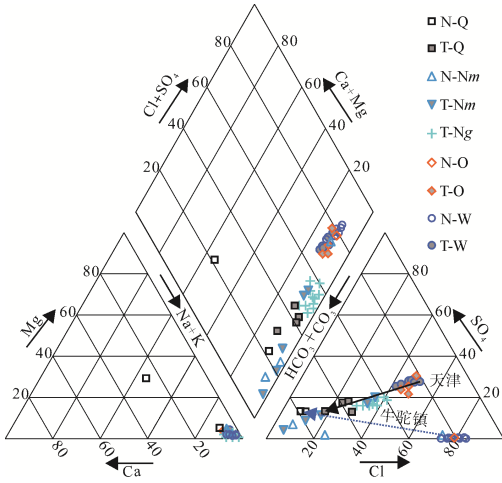


图 2 不同层位含水层中浅层地下水、地热水的 Piper 三线图

Fig. 2 Piper diagram of the groundwater and geothermal water

N-Q-牛驼镇第四系地下水; T-Q-天津第四系地下水;
N-Nm-牛驼镇明化镇组地热水; T-Nm-天津明化镇组地热水;
T-Ng-天津馆陶组地热水; N-O-牛驼镇奥陶系地热水; T-O-天津奥陶系地热水; N-W-牛驼镇雾迷山组地热水; T-W-天津雾迷山组地热水; 图 3 至图 9 图例符号释义同此图

N-Q-Quaternary groundwater of Niutuozen; T-Q-Quaternary groundwater of Tianjin; N-Nm-geothermal water of Minghuazhen reservoir, Niutuozen; T-Nm-geothermal water of Minghuazhen reservoir, Tianjin; T-Ng-geothermal water of Guantao reservoir, Tianjin; N-O-geothermal water of Ordovician reservoir, Niutuozen; T-O-geothermal water of Ordovician reservoir, Tianjin; N-W-geothermal water of Wumishan reservoir, Niutuozen; T-W-geothermal water of Wumishan reservoir, Tianjin; for legends of Fig.3~9, see Fig. 2

2.2 SiO_2 含量随温度和矿化度的变化特征

SiO_2 在地层中贮量丰富,但因其为难溶物质,不与除氟、氟化氢和氢氟酸以外的卤素、卤化氢和氢卤素以及硫酸、硝酸、高氯酸作用,可与热的强

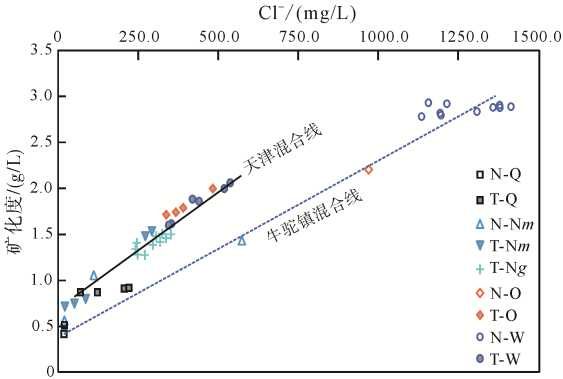


图 3 不同层位含水层中浅层地下水、地热水的 Cl^- 与矿化度关系

Fig. 3 The relationship between Cl^- and salinity of the groundwater and geothermal water from different aquifers

表 1 浅层地下水和不同层位地热水水化学和氡氧稳定同位素结果

Table 1 Hydrochemical data and isotopic composition of the Groundwater and Geothermal water from different aquifers

样品 编号	含水层	K^+ /(mg/L)	Na^+ /(mg/L)	Ca^{2+} /(mg/L)	Mg^{2+} /(mg/L)	Cl^- /(mg/L)	SO_4^{2-} /(mg/L)	HCO_3^- /(mg/L)	可溶性 SiO_2 /(mg/L)	TDS /(mg/L)	$T/^\circ C$	水化学 类型	δ^2H /‰	$\delta^{18}O$ /‰
T35	Q	1.00	225.00	14.23	8.80	77.00	67.50	425.60	13.34	792.0	21.40	H-Na	-75.12	-10.11
T34	Q	1.10	246.00	9.23	6.89	123.00	68.93	384.00	25.23	885.0	22.50	H-Cl-Na	-77.65	-9.91
T48	Q	0.90	317.30	10.50	8.30	205.60	186.50	360.00	14.50	909.1	24.00	H-Cl-Na	-71.50	-9.19
T4	Q	3.62	255.50	19.20	8.34	213.55	94.80	343.10	24.70	766.5	23.50	H-Cl-Na	-74.80	-10.39
T26	Nm	10.20	427.90	12.20	1.65	256.20	209.30	514.60	66.00	1572.0	79.00	H-Cl-Na	-71.34	-9.40
T25	Nm	12.20	454.80	14.80	1.85	299.50	243.20	498.70	66.90	1593.0	79.80	H-Cl-Na	-72.12	-9.21
T33	Ng	19.20	457.80	21.93	5.52	311.50	222.50	619.50	27.80	1469.0	64.00	H-Cl-Na	-72.98	-9.32
T23	O	77.30	425.60	30.60	9.20	369.50	334.60	421.30	75.40	1735.0	98.00	Cl-S-Na	-73.00	-8.94
T24	O	79.20	444.50	33.50	8.78	324.50	297.70	406.70	79.50	1722.0	96.00	Cl-H-Na	-74.00	-9.00
T22	Jw	72.00	486.00	36.10	14.60	417.30	338.60	390.50	66.50	1871.8	80.50	Cl-S-Na	-66.10	-8.60
T43	Jw	70.00	545.00	46.10	12.20	517.60	374.60	372.20	56.50	1994.2	89.00	Cl-S-Na	-67.40	-8.63
T32	Jw	77.50	483.00	32.10	13.40	437.80	350.60	396.60	64.00	1855.0	85.00	Cl-S-Na	-68.40	-9.12
T27	Jw	78.00	380.40	35.00	9.30	352.70	273.90	408.80	74.00	1612.0	87.00	Cl-H-Na	-66.70	-8.61
T29	Jw	88.00	423.50	35.10	9.60	352.50	293.90	392.50	69.90	1678.0	96.50	Cl-H-Na	-68.10	-8.84
T28	Jw	73.00	561.30	41.10	14.60	534.20	396.80	377.30	55.50	2049.0	83.60	Cl-H-Na	-68.50	-9.21

注: Q-第四系; Nm-新近系明化镇组; Ng-新近系馆陶组; O-奥陶系; Jw-蓟县系雾迷山组。

碱溶液或熔化的碱反应生成硅酸盐和水(靳宝珍等, 2007)。基本为中性的牛驼镇和天津地热田浅部第四系地下水 SiO_2 含量小于 30 mg/L、地热水 SiO_2 含量大部分介于 30~90 mg/L(图 4)。

从图 4 可以看出, 地热水中 SiO_2 含量与温度具有明显的正相关性, 随着温度的升高, SiO_2 含量逐渐增大, 雾迷山组和奥陶系地热水温度和 SiO_2 含量均达到了最大值, 所以 SiO_2 含量常作为温度指标指示地热水温度。从图 5 可以看出, 地热水中 SiO_2 含量与矿化度没有明显的相关性, 指示了奥陶系、馆陶组及明化镇地热水中 SiO_2 含量除受温度影响外, 同时会受到雾迷山组高 SiO_2 含量地热水混入的影响, 图 5 中实线和虚线所指示的混合作用。但通常情况下, 地热水矿化度高, 对应的 SiO_2 含量和温度也较高。

2.3 氢氧稳定同位素组成特征

环境同位素用于地热水研究, 国内外已经取得很多研究进展(Wang et al., 2013; Minissale et al., 2017)。氢氧稳定同位素组成在地热水、地下水以及它们的混合水体中存在着明显的区别, 当深部地热水与浅部第四系地下水发生混合时, 地下水中的稳定同位素会受到地热水影响, 因而表现出二者的混合特性。图 6 中绘制了全球大气降水线

GMWL(Craig, 1961)、牛驼镇所在地区的大气降水线 LMWL(N)(Wang et al., 2013)和天津当地的大气降水线 LMWL(T)(Pang, 2000)。

如图 6 所示, 牛驼镇地热田奥陶系、明化镇地热水及浅部第四系地下水氢氧同位素数据点大部分落在了全球大气降水线 GMWL 附近, 表明不同热储层的地热水和地下水主要为大气降水成因, 个别点发生了 $\delta^{18}\text{O}$ 飘移, 可能受到了高 $\delta^{18}\text{O}$ 值地热水混合作用影响。尤其来自雾迷山组的地热水发生了明显的 $\delta^{18}\text{O}$ 飘移, $\delta^2\text{H}$ 值也随着增大, 指示了大气降水与碳酸岩含水介质发生了水-岩交互作用(Yıldırım and Özgür, 2017)。因为牛驼镇地热田雾迷山组主要为白云岩, 而白云岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值平均为 20.43‰(Vasconcelos et al., 2005), 水-岩交互作用过程可使 $\delta^{18}\text{O}$ 值增大。天津地热田不同热储层地热水均存在 $\delta^{18}\text{O}$ 飘移的现象, 浅部第四系地下水可能受到蒸发作用而发生 $\delta^{18}\text{O}$ 飘移, 雾迷山组和奥陶系的地热水同样因与碳酸岩含水介质的水-岩交互作用发生了 $\delta^{18}\text{O}$ 飘移, 馆陶组和明化镇组地热水受到雾迷山、奥陶系地热水混入作用而发生 $\delta^{18}\text{O}$ 飘移。

通过 Cl^- 浓度与 $\delta^{18}\text{O}$ 的关系发现(图 7), 随着氯离子浓度的增大, $\delta^{18}\text{O}$ 值也随之增大, 表现出浅部第四系地下水和地热水明显的混合过程。因氢氧同位素

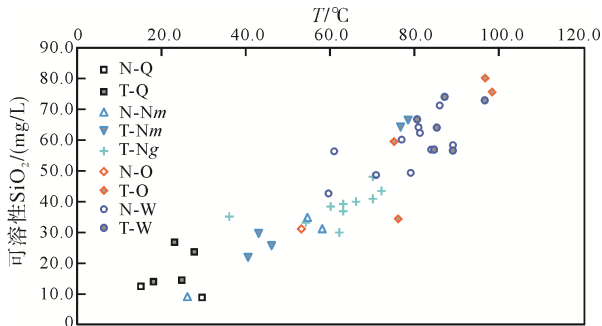


图 4 不同层位含水层中浅层地下水、地热水的 T 与 SiO_2 关系

Fig. 4 The relationship between T and SiO_2 of the groundwater and geothermal water from different aquifers

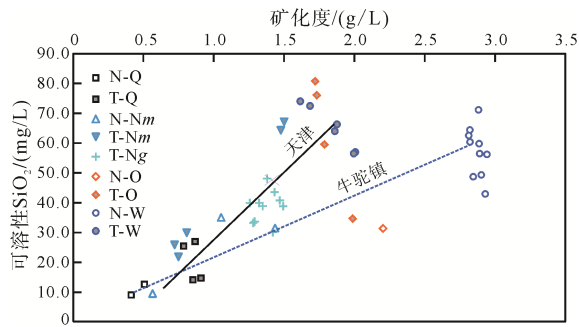


图 5 不同层位含水层中浅层地下水、地热水的矿化度与 SiO_2 关系

Fig. 5 The relationship between salinity and SiO_2 of the groundwater and geothermal water from different aquifers

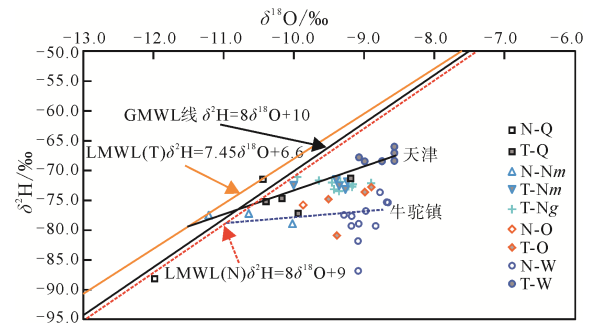


图 6 不同层位含水层中浅层地下水、地热水的 $\delta^{18}\text{O}$ 与 $\delta^2\text{H}$ 关系图

Fig. 6 The relationship between $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ of the groundwater and geothermal water from different aquifers

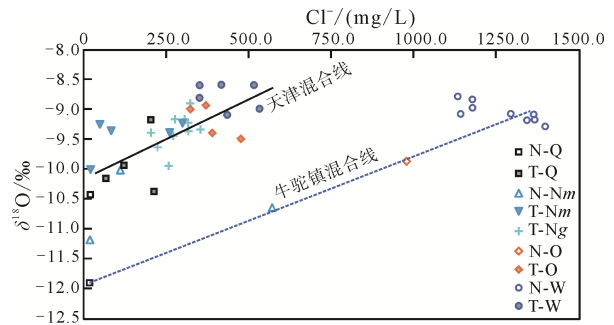


图 7 不同层位含水层中浅层地下水、地热水的 Cl^- 与 $\delta^{18}\text{O}$ 关系图

Fig. 7 The relationship between Cl^- and $\delta^{18}\text{O}$ of the groundwater and geothermal water from different aquifers

大陆效应和高程效应的影响,牛驼镇地热田浅部第四系地下水、雾迷山组地热水 $\delta^{18}\text{O}$ 值均小于天津地热田浅部第四系地下水、雾迷山组地热水 $\delta^{18}\text{O}$ 值,从而导致牛驼镇、天津地热田浅部第四系地下水和深部地热水存在不同的混合线(图 7),进一步表明牛驼镇和天津地热田均以当地大气降水为主要补给源,并且表明两地地热水赋存环境和运移条件不同。

2.4 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 含量揭示的地热水赋存环境

Cl^- 在地层中的含量并不大,但因氯盐的溶解度大,且几乎不与含水介质发生反应,所以在地下水中可大量聚集。通常情况下随着矿化度的增高 Cl^- 含量也随之增高,为地热水中主要阴离子。从 Cl^- 与 SO_4^{2-} 关系可以看出(图 8),从第四系地下水到雾迷山组地热水,天津地热田各热储层中随着 Cl^- 含量增高, SO_4^{2-} 含量随之增高,表现出不同层位水体混合作用的特征,雾迷山组和奥陶系 SO_4^{2-} 含量介于 273~394 mg/L。明化镇组个别点出现跳跃,可能是因局地水力联系较大或石膏溶解造成的。牛驼镇地热田各热储层中随着 Cl^- 含量增高, SO_4^{2-} 含量却表现出逐渐降低的趋势,大部分雾迷山组样品 SO_4^{2-} 含量小于 1 mg/L, SO_4^{2-} 含量降低的同时,牛驼镇地热田地热水中 HCO_3^- 含量增高(图 9)。以上现象揭示了牛驼镇地热田奥陶系及雾迷山组地热水处在现对还原的环境中,脱硫酸细菌可使 SO_4^{2-} 还原为 H_2S ,使地热水中 SO_4^{2-} 减少以至消失,结果导致 HCO_3^- 增加,发生了明显的脱硫酸作用($\text{SO}_4^{2-} + 2\text{C} + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{H}_2\text{S} \uparrow + 2\text{HCO}_3^-$)(王大纯等, 1986)。

脱硫酸作用过程产生的 H_2S 气体混入地热水中,会导致地热水 $\delta^2\text{H}$ 值增大(Kong et al., 2017)。尽管如此,牛驼镇地热田雾迷山组地热水的 $\delta^2\text{H}$ 值(-86.9‰ ~ -76.8‰)仍低于天津地热田雾迷山组地热水 $\delta^2\text{H}$ 值(-68.0‰ ~ -66.0‰),原因主要是两个地热田雾迷山组地热水补给区海拔不同(图 6)。已有研究表明,天津地热田雾迷山组地热水的主要补给区在燕山南部的蓟县山区(Yang et al., 2013),大部分

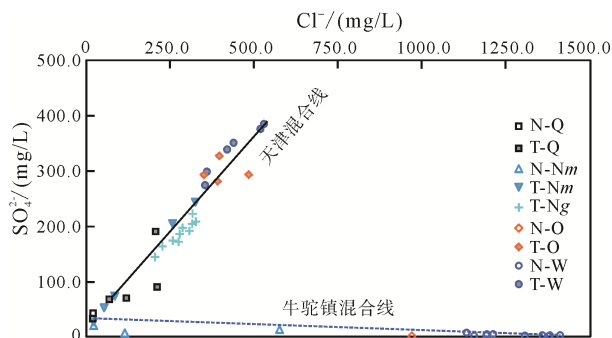


图 8 不同层位含水层中浅层地下水、地热水的 Cl^- 与 SO_4^{2-} 关系图

Fig. 8 The relationship between Cl^- and SO_4^{2-} of the groundwater and geothermal water from different aquifers

区域海拔为 350~500 m。依据同位素高程效应和牛驼镇地热田雾迷山组地热水 $\delta^2\text{H}$ 值特征,牛驼镇地热田雾迷山组地热水补给区海拔应该比天津地热田雾迷山地热水补给区海拔高,结合牛驼镇地热田所处的地理位置,推测牛驼镇地热田雾迷山组地热水补给区可能主要在西北部山区,太行山和燕山海拔大于 500 m 的区域。牛驼镇地热田雾迷山组地热水 Cl^- 含量(1 110~1 400 mg/L)和矿化度(2.82~3.00 g/L)较大,说明其径流路径长。

牛驼镇地热田奥陶系、雾迷山组地热水发生了明显的脱硫酸作用,指示地热水赋存空间地质构造比较封闭,径流路径长,并且地热水 ^{14}C 年龄普遍大于 20 ka,在径流方向上雾迷山组地热水年龄具有明显的分带性(Wang et al., 2013),以上特征揭示牛驼镇地热田浅部第四系地下水与深部奥陶系、雾迷山组地热水水力联系较弱,主要以侧向径流补给为主。天津地热田奥陶系、雾迷山组、馆陶组及明化镇组地热水均具有较高的 SO_4^{2-} 含量,并且明化镇组个别点 SO_4^{2-} 含量、矿化度大于馆陶组地热水中 SO_4^{2-} 含量。尤其沧东断裂附近地热水的水化学场、温度场及 ^{14}C 年龄受断裂导水控制明显,出现了明显的将深部热能以热对流形式向浅部传导的特征(赵苏民等, 2007),揭示了浅部第四系地下水与深部奥陶系、雾迷山组地热水水力联系较强,同时存在侧向补给和垂向径流补给。

3 地热资源开发效应分析

雄安新区的牛驼镇、高阳和容城 3 个地热田蕴藏有丰富的地热资源,地热田面积约 1 580 km^2 ,井口水温普遍大于 60℃,属于较好的中低温地热田,地热水资源非常丰富(张德忠等, 2013)。天津宁河—宝坻断裂以南,先后圈定了 10 个地热田,蕴藏的中低温地热资源是十分可观的,地热田面积达 2 328 km^2 ,据估算天津地热资源远景储量 8 446.17 亿 m^3 ,远景可采储量 85.41 亿 m^3 (田光辉等, 2008)。

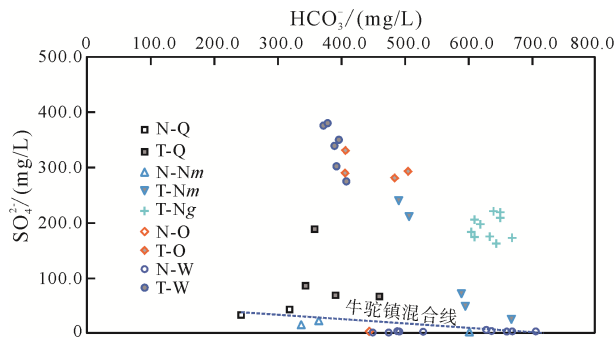


图 9 不同层位含水层中浅层地下水、地热水的 HCO_3^- 与 SO_4^{2-} 关系图

Fig. 9 The relationship between HCO_3^- and SO_4^{2-} of the groundwater and geothermal water from different aquifers

尽管天津地热田具有丰富的地热水资源、但在高强度开发利用过程中仍存在很多问题,如明化镇组热储层在市区及新四区形成了水位降落漏斗,在大港区形成了本市馆陶组热储层最大的一个漏斗中心,雾迷山组热储层在市区形成了较大的水位降落漏斗(刘杰等, 2012)。天津深部明化镇和馆陶组热储层基本属于正常固结土层(杨吉龙等, 2014),大量开采地热资源的情况下,水位下降会导致孔隙型热储层产生固结压缩,引起地面沉降(张百鸣和金爱善, 1998; 林黎等, 2006; 李红等, 2016)。据估算, 2005 年前后地热水资源开采引起的地面沉降量约 5~6 mm/a(夏大平等, 2008), 近些年天津市为了防控雾霾, 地热资源作为一种清洁能源, 开采量不断增加, 导致相应区域地面沉降出现加剧趋势, 天津最深分层标监测结果显示(李红等, 2016), 近几年地热水资源开采引起的地面沉降量已经达到 9 mm/a。

除此之外, 天津地热田开发过程中还存在回灌率较低, 新近系回灌效果不明显等问题。所以在雄安新区建设过程中, 地热资源开发要坚持资源与环境并重的原则, 在查清热储条件和资源量的基础上, 优化各热储层开采布局, 不能过渡开采, 避免引发次生环境地质问题, 同时要加强回灌技术的研究, 保障地热水资源的持续开发利用。

4 结论

(1)水化学和氢氧同位素特征指示牛驼镇和天津地热田系统分属两个不同的地热水系统, 从第四系地下水到雾迷山组地热水存在各自的混合线。雾迷山组和奥陶系高温地热水与碳酸岩含水介质发生的水-岩相互作用, 导致地热水发生 $\delta^{18}\text{O}$ 飘移现象, 馆陶组和明化镇组地热水发生的 $\delta^{18}\text{O}$ 飘移, 主要是受到雾迷山组和奥陶系地热水混合作用的影响。

(2) SO_4^{2-} 与 Cl^- 、 HCO_3^- 的关系指示牛驼镇地热田奥陶系和雾迷山组地热水发生了明显的脱硫酸作用。在脱硫酸作用过程中形成的 H_2S 气体混入地热水, 可导致牛驼镇地热田雾迷山组、奥陶系地热水 $\delta^2\text{H}$ 值增大。

(3)脱硫酸作用指示了牛驼镇地热田奥陶系和雾迷山组地热水处在还原环境中, 地质构造系统较为封闭, 与浅部第四系地下水水力联系弱, 以侧向径流补给为主, 而天津地热田受断裂导水作用影响, 奥陶系和雾迷山组地热水与浅部第四系地下水水力联系较强, 同时存在垂向和侧向径流补给。

(4)牛驼镇和天津地热田均有巨大的地热资源开发潜力, 但在开发过程中要坚持以资源环境并重的原则, 切不可过渡开采, 引发次生环境地质问题, 同时要加强回灌技术的研究, 保障地热水资源的持续开发利用。

致谢: 中国地质调查局天津地质调查中心赵长荣、张素凤参与取样, 样品测试得到了中国科学院地理科学与资源研究所陆地水循环及地表过程重点实验室韩冬梅博士帮助, 在此一并表示诚挚谢意。感谢审稿人对本文提出的修改意见。

Acknowledgements:

This study was supported by China Geological Survey (No. 121201006000150009).

参考文献:

- 白晋斌, 牛修俊. 2010. 天津新生界固结特征与地面沉降[J]. 中国地质灾害与防治学报, 21(1): 42-46.
- 房万领, 李学云, 田德培, 王林海. 2016. 天津城市建设工程地质稳定性综合分析[J]. 地质调查与研究, 39(1): 64-70.
- 高宝珠, 聂瑞平, 黎雪梅, 穆春一. 2009. 环境同位素技术在研究天津地热水补给和迳流中的应用[J]. 地下水, 31(4): 131-134.
- 胡燕, 高宝珠, 靳宝珍, 王娟. 2007. 天津地热水水化学分布特征及形成机理[J]. 地质调查与研究, 30(3): 213-218.
- 靳宝珍, 杨永江, 李峻峰, 张子亮, 刘斐. 2007. 天津市静海县史家庄一带馆陶组地热利用浅析[J]. 地质调查与研究, 30(3): 219-223.
- 李红, 肖国强, 杨吉龙, 赵长荣, 肖艺. 2016. 天津滨海新区地面沉降层位的精准识别与沉降过程重建[J]. 地质通报, 35(10): 1646-1652.
- 林黎, 赵苏民, 李丹, 马凤如, 李会娟. 2006. 深层地热水开采与地面沉降的关系研究[J]. 水文地质工程地质, 3: 34-36.
- 林黎. 2001. 天津市深部地热资源开发利用前景广阔[J]. 天津科技, 4: 12-13.
- 刘杰, 宋美钰, 田广辉. 2012. 天津地热资源开发利用现状及可持续开发利用建议[J]. 地质调查与研究, 35(1): 67-73.
- 田光辉, 曾梅香, 阮传侠. 2008. 天津地热资源开发利用动态特征浅析[J]. 地下水, 30(5): 28-31.
- 王大纯, 张人权, 史毅虹. 1986. 水文地质学基础[M]. 北京: 地质出版社: 49.
- 王永波, 丁文萍, 田月, 王婧, 丁蕊. 2016. 河北牛驼镇地热田高温地热水成因分析[J]. 城市地质, 11(3): 59-64.
- 夏大平, 王心义, 林健旺, 林黎, 田光辉. 2008. 天津地热开发对环境地质条件的影响[J]. 山东科技大学学报, 27(5): 14-18.
- 杨吉龙, 曹国亮, 李红, 李静, 胡云壮, 胥勤勉, 秦雅飞, 杜东, 方成. 2014. 天津滨海地区晚新生代地层自然固结与地面沉降研究[J]. 岩土力学, 35(9): 2579-2586.
- 张百鸣, 金爱善. 1998. 天津市滨海地区地热资源开发对地面沉降的影响[J]. 中国地质灾害与防治学报, 9(2): 112-117.
- 张百鸣, 王心义, 林健旺. 2006. 天津地热田地热水的同位素特征分析[J]. 西部探矿工程, 3: 85-88.
- 张德忠, 刘志刚, 卢红柳. 2013. 河北地热[M]. 北京: 地质出版社: 155-163.
- 赵娜, 王光辉, 江国胜, 王鹏. 2016. 天津东丽湖地区地热水地球化学特征及其赋存环境[J]. 地质找矿论丛, 31(1): 142-146.
- 赵苏民, 高宝珠, 黎雪梅, 李会娟, 胡燕. 2007. 沧东断裂(天津段)特征及导水导热性质分析[J]. 地质调查与研究, 30(2): 121-127.

References:

- MINISSALE A, CORTI G, TASSI F. 2017. Geothermal potential and origin of natural thermal fluids in the northern Lake Abaya area, Main Ethiopian Rift, East Africa[J]. Journal of

- Volcanology and Geothermal Research, 336: 1-18.
- BAI Jin-bin, NIU Xiu-Jun. 2010. Cenozoic consolidation characteristics and land subsidence in Tianjin[J]. The Chinese Journal of Geological Hazard and Control, 21(1): 42-46(in Chinese with English abstract).
- CRAIG H. 1961. Standard for reporting concentration of deuterium and oxygen-18 in natural water[J]. Science, 133: 1833-1834.
- YILDIRIM B, ÖZGÜR N. 2017. Hydrogeological, hydrogeochemical and isotope geochemical features of geothermal waters in Tekkehamam and environs, western Anatolia, Turkey[J]. Procedia Earth and Planetary Science, 17: 177-180.
- FANG Wan-ling, LI Xue-yun, TIAN De-pei, WANG Lin-hai. 2016. Comprehensive evaluation and analysis on the engineering geological stability of Tianjin urban construction[J]. Geological Survey and Research, 39(1): 64-70(in Chinese with English abstract).
- GAO Bao-zhu, NIE Rui-ping, LI Xue-mei, MU Chun-yi. 2009. Application of Environment Isotopic Techniques on Studying Tianjin Geothermal Fluids Supply and Flow[J]. Ground water, 31(4): 131-134(in Chinese with English abstract).
- HU Yan, GAO Bao-zhen, JIN Bao-zhen, WANG Juan. 2007. Chemical Distribution and Forming Mechanism of the Geothermal Water in Tianjin[J]. Geological Survey and Research, 30(3): 213-218(in Chinese with English abstract).
- JIN Bao-zhen, YANG Yong-jiang, LI Jun-feng, ZHANG Zi-liang, LIU Fei. 2007. Geothermal fluid hydrochemistry and utilization around Shajiazhuang of Jinghai county in Southwestern Tianjin[J]. Geological Survey and Research, 30(3): 213-218(in Chinese with English abstract).
- KONG Yan-long, PANG Zhong-he, PANG Ju-mei, WANG Ying-chun, YANG Feng-tian. 2017. Stable isotopes of deep groundwater in the Xiongxian geothermal field[J]. Earth and Planetary Science, 17: 512-515.
- LI Hong, XIAO Guo-qiang, YANG Ji-long, ZHAO Chang-rong, XIAO Yi. 2016. Precise identification of land-subsiding layers and reconstruction of subsidence process in Tianjin Binhai New Area[J]. Geological Bulletin of China, 35(10): 1646-1652(in Chinese with English abstract).
- LIU Jie, SONG Mei-yu, TIAN Guang-hui. 2012. Development Situation of the Geothermal Resources and Suggestion on Sustainable Development Utilization in Tianjin[J]. Geological Survey and Research, 35(1): 67-73(in Chinese with English abstract).
- LIN Li. 2001. The exploitation and utilization of deep geothermal resources have the broad prospect in Tianjin[J]. Tianjin Science and technology, 4: 12-13(in Chinese).
- LIN Li, ZHAO Su-min, LI Dan, MA Feng-ru, LI Hui-juan. 2006. A study of the relationship between exploitation of geothermal water in deep-seated aquifers and land subsidence[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, (3): 34-36(in Chinese with English abstract).
- LU Luo, PANG Zhong-he, LIU Jin-xia, HU Sheng-bao, RAO Song, LI Yi-man, LU Liang-hua. 2017. Determining the recharge sources and circulation depth of thermal waters in Xianyang geothermal field in Guanzhong Basin: The controlling role of Weibei Fault, North China[J]. Geothermics, 69: 55-64.
- PANG Zhong-he. 2000. Isotope geochemistry of geothermal waters in northern China basin: implications on deep fluid migration[C]//Proc. 2000 World Geothermal Congress, Kyushu-Tohoku, Japan.
- PANG Zhong-he, LI Yi-man, YANG Feng-tian, DUAN Zhong-feng. 2012. Geochemistry of a continental saline aquifer for CO₂ sequestration: The Guantao formation in the Bohai Bay Basin, North China[J]. Applied Geochemistry, 27: 1821-1828.
- TIAN Guang-hui, ZENG Mei-xiang, RUAN Chuan-xia. 2008. Simple Analysis on Some Dynamic Characteristics of Exploitation and Utilization of the Terrestrial Resources[J]. Ground Water, 30(5): 28-31(in Chinese with English abstract).
- VASCONCELOS C, MCKENZIE J, WARTHMAN R, BERNASCONI S. 2005. Calibration of the ¹⁸O paleothermometer for dolomite precipitated in microbial cultures and natural environments[J]. Geology, 33: 317-320.
- WANG Da-chun, ZHANG Ren-quan, SHI Yi-hong. 1986. General Hydrogeology[M]. Beijing: Geological Publishing House: 49(in Chinese).
- WANG Yong-bo, DING Wen-ping, TIAN Yue, WANG Jing, DING Xin. 2016. Genetic Analysis on High-temperature Geothermal Water in Niutuo Geothermal Field, Hebei Province[J]. Urban Geology, 11(3): 59-64(in Chinese with English abstract).
- WANG Shu-fang, PANG Zhong-he, LIU Jiu-rong, LIN Pei, LIU Si-da, YIN Min. 2013. Origin and Evolution Characteristics of Geothermal Water in the Niutuozen Geothermal Field, North China Plain, North China[J]. Journal of Earth Science, 24(6): 891-902.
- XIA Da-ping, WANG Xin-yi, LIN Jian-wang, LIN Li, TIAN Guang-hui. 2008. The impact of geothermal development on environmental geology in Tianjin[J]. Journal of Shandong University of Science and Technology, 27(5): 14-18(in Chinese with English abstract).
- YANG Feng-tian, PANG Zhong-he, LIN Li, JIA Zhi, ZHANG Feng-na, DUAN Zhong-feng, ZONG Zhen-hai. 2013. Hydrogeochemical and isotopic evidence for trans-formational flow in a sedimentary basin: Implications for CO₂ storage[J]. Applied Geochemistry, 30: 4-15.
- YANG Ji-long, CAO Guo-liang, LI Hong, LI Jing, HU Yun-zhuang, XU Qin-mian, QIN Ya-fei, DU Dong, FANG Cheng. 2014. Natural consolidation of Late Cenozoic era Clay and Land subsidence in the Tianjin coastal area[J]. Rock and Soil Mechanics, 35(9): 2579-2586(in Chinese with English abstract).
- ZHANG Bai-ming, JIN Ai-shan. 1998. Effect of extracting geothermal resources on land subsidence in Binhai area of Tianjin city[J]. The Chinese Journal of Geological Hazard and Control, 9(2): 112-117(in Chinese with English abstract).
- ZHANG Bai-ming, WANG Xin-yi, LIN Jian-wang. 2006. The isotopic characteristics of geothermal waters in Tianjin[J]. West-China Exploration Engineering, 3: 85-88(in Chinese with English abstract).
- ZHANG De-zhong, LIU Zhi-gang, LU Hong-liu. 2013. The geothermal resources of Hebei province[M]. Beijing: Geological Publishing House: 155-163(in Chinese).
- ZHAO Na, WANG Guang-hui, JIANG Guo-sheng, WANG Peng. 2016. Geochemical characteristics and occurrence environment of geothermal water in Dongli lake area, Tianjin[J]. Contributions to Geology and Mineral Resources Research, 31(1): 142-146(in Chinese with English abstract).
- ZHAO Su-min, GAO Bao-zhu, LI Xue-mei, LI Hui-juan, HU Yan. 2007. Haracter and Water-temperature Conductivity of the Cangdong Fault(Tianjin Segment)[J]. Geological Survey and Research, 30(2): 121-127(in Chinese with English abstract).