

doi: 10.11720/wtyht.2022.1182

石晓今,李媛媛,黄贤龙.天津滨海新区深部地热流体水文地球化学特征[J].物探与化探,2022,46(2):316-322. <http://doi.org/10.11720/wtyht.2022.1182>

Shi X J, Li Y Y, Huang X L. Hydrogeochemical characteristics of deep geothermal fluids in the Binhai New Area, Tianjin City [J]. Geophysical and Geochemical Exploration, 2022, 46(2): 316-322. <http://doi.org/10.11720/wtyht.2022.1182>

天津滨海新区深部地热流体水文地球化学特征

石晓今,李媛媛,黄贤龙

(天津地热勘查开发设计院,天津 300250)

摘要:通过近几年滨海新区深部热储的勘探开发,对古近系东营组和蓟县系雾迷山组的认识也逐步加深。从水化学特征、热储温度、水文地球化学作用方面对东营组和雾迷山组地热流体展开分析,为进一步开发利用深部热储地热资源提供了依据。宁河凸起雾迷山组补给较为充分,东营组赋存环境较封闭,东营组地热流体属于“平衡水”;地热温标计算出的雾迷山组热储平均温度约 126 °C,东营组热储平均温度 100 °C,两者均源自大气降水,东营组地热流体与岩石交换时间更长些,循环能力更弱,深部地热流体径流方向自 NE 向 SW 向,径流过程主要发生了溶滤作用、阳离子交换、沉淀作用及混合作用。

关键词:深部热储;水化学特征;热储温度;水文地球化学

中图分类号: P632

文献标识码: A

文章编号: 1000-8918(2022)02-0316-07

0 引言

滨海新区位于天津东部沿海地区,是京津冀协同发展的核心地区之一。伴随着经济的快速增长和节能减排任务的日益加重,地热能源作为可再生能源之一,具有较大的发展潜力。

水文地球化学特征是地热资源的重要研究特征。天津滨海新区赋存有极为丰富的地热资源^[1],前人对这些浅层热储(新近系馆陶组)做过大量的勘查及综合研究工作,取得了重要的认识,认为馆陶组地热流体矿化度在 1 800~2 200 mg/L 之间,水质普遍较好,水化学类型属于 Cl·HCO₃-Na 型,沧东断裂影响着馆陶组热储层,与下覆热储层存在水力联系^[2]。目前,针对滨海新区深部的地热资源未做过系统的综合研究工作,该文通过研究深部地热流体水文地球化学特征,以为滨海新区地热资源进一步开发利用提供依据。

1 研究区概况

滨海新区位于天津市东部沿海,构造上分属黄骅拗陷Ⅲ级构造单元,自北向南为宁河凸起、北塘凹陷、板桥凹陷、港西凸起及歧口凹陷五个次级构造单元。该区地热资源以中低温为主,赋存于孔隙型和基岩裂隙型热储层,其中东营组是目前开发利用最深的孔隙型热储,顶板埋深 1 600~2 400 m,除在万家码头—大台子—徐庄子—郭庄子、宁河凸起区缺失外,在拗陷区内普遍分布,岩性为泥质岩类与砂岩、砂砾岩互层;基岩裂隙型热储层主要为雾迷山组,在研究区普遍分布,埋深多超过 4 000 m,区内 4 000 m 以浅的蓟县系雾迷山组热储层主要分布在宁河凸起、万家码头地热田和港西凸起(北大港断裂带)附近(图 1)。

本次采集了 5 眼东营组地热井 ST-01、ST-01B、塘 20-2、TG-34、TG-33 和 4 眼雾迷山组地热井 BST-01、DG-53、DG-46、DG-45B 的流体数据,为方便对比

收稿日期:2021-03-30;修回日期:2021-07-08

基金项目:天津市国土资源和房屋管理局项目“滨海新区深部地热资源调查评”(国土房任[2015]5号)

第一作者:石晓今(1986-),女,2012年毕业于中国地质大学(北京),研究生学历,天津地热勘查开发设计院工程师,研究方向为地热勘查、开发利用及地热流体水文地球化学特征、地球化学模拟。

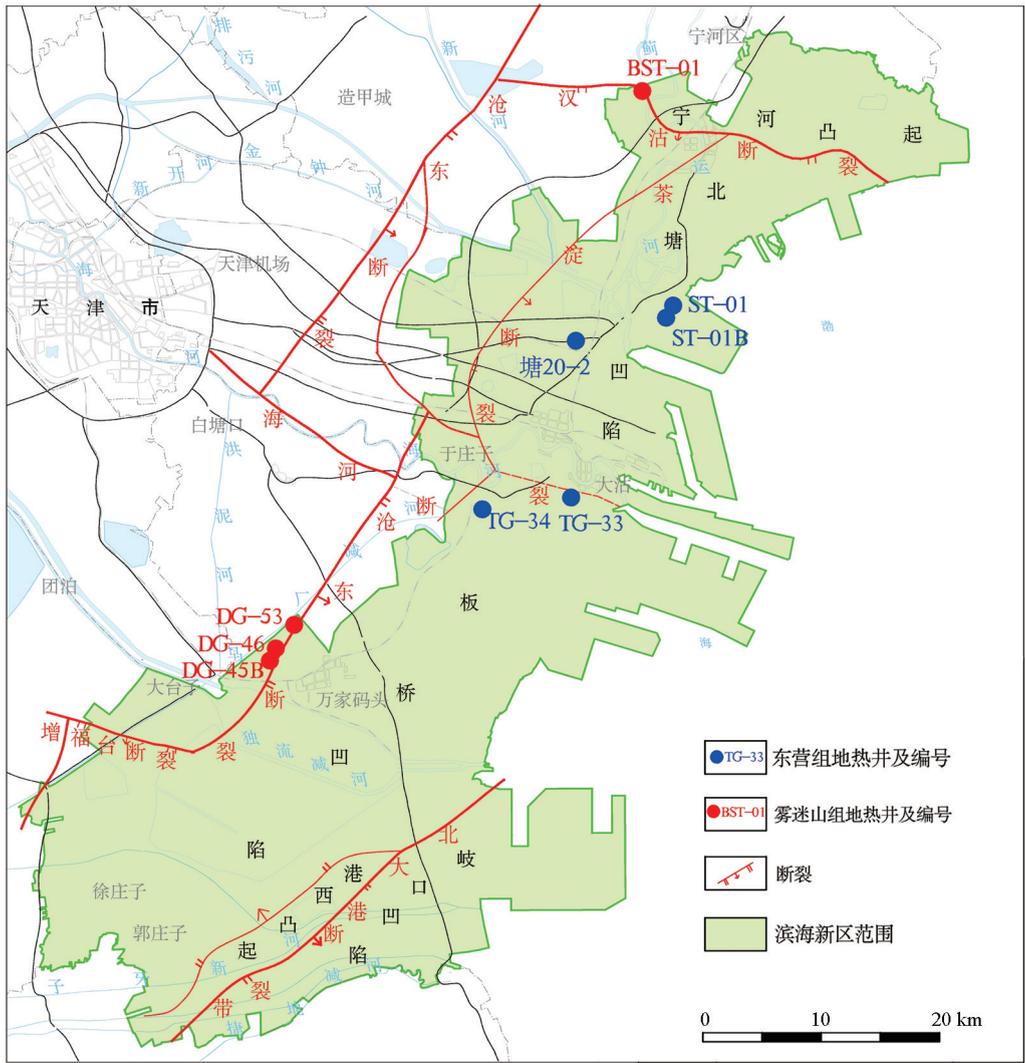


图 1 研究区内地热井分布及地质构造

Fig. 1 Distribution of geothermal wells and geological structure map in the study area

研究,结合大气降水、第四系水样及新近系水样进行了同位素分析。

2 地热流体水化学特征

地热流体的化学组分是在与围岩的长期交换作用下形成的,黄骅拗陷古近系东营组及基岩热储地热流体的化学特征受围岩岩性、地层结构、补径排距离、断裂构造等多种因素的影响。

2.1 水化学类型及矿化度分析

本次取样的 5 眼东营组地热井分布于北塘凹陷和板桥凹陷北部。由图 2 地热流体 Piper 图可知,区内东营组地热流体水质类型为 $Cl \cdot HCO_3-Na$ 型。由北塘凹陷到板桥凹陷,矿化度由 2 400~2 900 mg/L,地热流体在热储埋深相差不大的情况下(热储 2 000~2 800 m),矿化度自 NE 向 SW 呈逐渐增大趋势,由此推断东营组地热流体赋存环境相对封闭,径

流方向为自 NE 向 SW。

本次取样的雾迷山组地热井中,1 眼(BST-01)位于宁河凸起,3 眼(DG-53、DG-46、DG-45B)位于

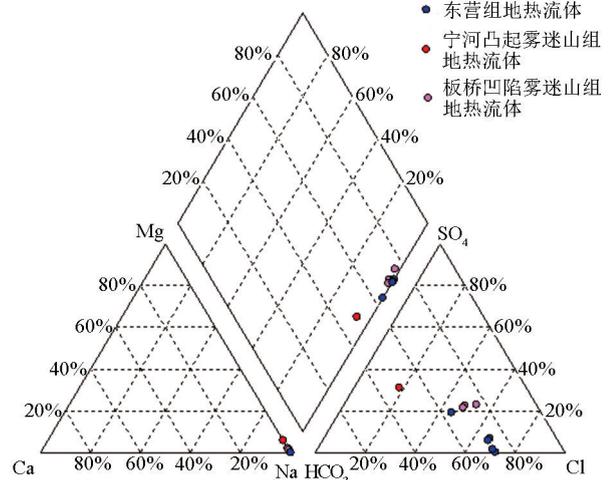


图 2 地热流体 Piper 图

Fig. 2 Piper diagram of geothermal water

板桥凹陷。由图 2 可知,雾迷山组地热流体在不同地区呈现不同的水化学特征。板桥凹陷沧东断裂带附近地热流体水化学类型表现为多样性,为 $\text{Cl} \cdot \text{HCO}_3\text{-Na}$ 、 $\text{HCO}_3 \cdot \text{Cl-Na}$ 或 Cl-Na 型,矿化度 2 000 mg/L 左右;宁河凸起地热流体水化学类型为 $\text{HCO}_3\text{-Na}$ 型,矿化度 1 120 mg/L,水质远优于板桥凹陷其他同层地热流体。地热流体组分信息见表 1。

2.2 地热流体的气体组分

本次选取雾迷山组(BST-01)和东营组(TG-34、ST-01)地热流体进行气体测试,并对照分析,数据结果见表 2。从表中可知,东营组地热流体中的气体成分有 O_2 、 N_2 、 CH_4 、 CO_2 以及微量 H_2 ,其中 N_2/O_2 (体积比)比值为 4.06~4.33,略高于大气中二者的比值^[3],这是因为大气降水在补给区渗入地下,进入热储层后,在封闭的条件经过深循环,至使 N_2 含量的损失相

对 O_2 稍小些。雾迷山组地热流体主要气体成分为 N_2 、 CH_4 、 O_2 含量很少,气体类型为 N_2 型。 N_2 型气体都出现在低温地热系统,这类水热系统的循环深度往往比较浅,热水呈 $\text{HCO}_3\text{-Na}$ 型^[3]。

对雾迷山组 BST-01 地热流体微量气体成分进行了测试,结果见表 3,并绘制 He-Ar- N_2 气体三角图解(图 3)。BST-01 地热流体中 He 组分主要是地壳来源,氦同位素比($^3\text{He}/^4\text{He}$)是分离大陆地壳和地幔组分的有用参数。R/Ra 值(即地热流体中 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值相对于大气中 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值,其中大气中 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值为 1.4×10^{-6} ^[2])为 0.2,远高于地壳物质特征值 0.02,这说明热田之下的熔融体并非完全是地壳物质的局部重熔,可能混染了一部分幔源物质,这些幔源物质沿断裂构造带上侵定位于地壳浅层^[4]。

表 1 研究区地热流体主要组分含量

Table 1 The mail components of geothermal water in the study area

井号	热储层	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SiO ₂	F ⁻	矿化度	水化学类型
TG-34	Ed	7.4	1064	6.1	0.6	1169.8	8.2	781.1	49	5.21	2407.3	Cl · HCO ₃ -Na
TG-33	Ed	4.9	593.3	9.7	0.8	402.4	235.9	555.3	42.5	7.08	3122.2	Cl · HCO ₃ -Na
塘 20-2	Ed	9.4	1190	8.4	0.9	1258.5	40.1	872.6	58.4	3.5	1692.1	Cl · HCO ₃ -Na
ST-01	Ed	8.0	801.1	10.5	0.9	831.3	116.1	579.7	58.5	3.6	2406.1	Cl · HCO ₃ -Na
ST-01B	Ed	7.9	779.7	9.7	0.8	852.6	105.1	619.4	61	4	2436.2	Cl · HCO ₃ -Na
BST-01	Jxw	79.9	201.4	36.4	6.8	85.1	200.8	414.9	94.5	8.23	1119.8	HCO ₃ -Na
DG-53	Jxw	41.2	536.1	22.7	4.1	460.8	280.1	494.3	72	9.6	1915.5	Cl · HCO ₃ -Na
DG-46	Jxw	72.5	642.8	38.1	7.9	581.4	343.9	454.6	83.8	10.4	2225	HCO ₃ · Cl-Na
DG-45B	Jxw	51.2	554.5	30.1	6.1	478.6	302.6	494.3	74.5	10.8	1991.9	Cl-Na

注:地热流体各元素含量及矿化度单位均为 mg/L。

表 2 地热流体水样溶解及溢出气体组分占比

Table 2 Generally dissolved gas components in geothermal fluid water samples

地热井	O ₂	N ₂	CH ₄	CO ₂	H ₂	其他气体
TG-34	8.6	34.9	38.58	17.8	0.12	0
ST-01	13.67	59.2	10.8	16.3	0.03	0
BST-01	1.2	87.09	4.64	2.19	2.96	1.96

表 3 BST-01 地热流体水样微量气体组分数据

Table 3 Trace gas composition data sheet of BST-01 geothermal fluid water sample

项目	$\varphi(\text{Ar})/(\text{mL} \cdot \text{L}^{-1})$	$\varphi(\text{He})/(\text{mL} \cdot \text{L}^{-1})$	R/Ra	$^3\text{He}/^4\text{He}$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$\delta^{13}\text{C}(\text{PDB},\text{‰})$	
							CO ₂	CH ₄
含量	1.01	0.43	0.2	2.84×10^{-7}	327	0.1951	-8.0	-38.1

3 热储温度估算

3.1 地热流体的水岩平衡判断

利用 Na-K-Mg 含量三角图来估算水岩平衡,其原理为钠、钾的平衡调整极为缓慢,而钾、镁含量即使在低温也调整得相当快^[5]。由图 4 可以看出,东营组地热流体全部位于全平衡区,说明流体处于较为封闭

的环境中,循环较慢;板桥凹陷雾迷山组的地热流体为部分平衡的混合流体,可能与取样点在断裂附近有关,宁河凸起雾迷山组地热流体处于未成熟水的边界线上,推断其邻近补给源,补给量比较充足。

3.2 热储温度估算

使用地热温标方法的基本前提是作为地热温标的某种溶质或气体和热储中矿物达到平衡状态^[6]。雾迷山组地热流体处于未成熟或部分成熟区域,因此

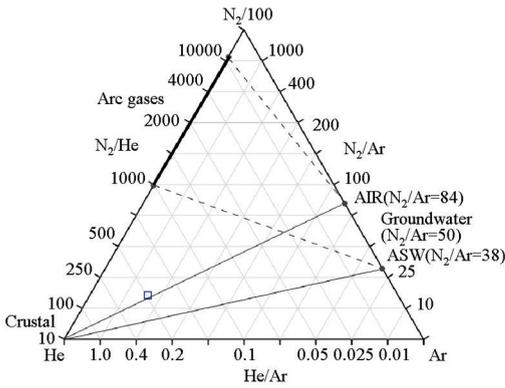


图3 BST-01 地热流体 He-Ar-N₂ 气体三角图

Fig. 3 He-Ar-N₂ gas triangular diagram of BST-01 fluid

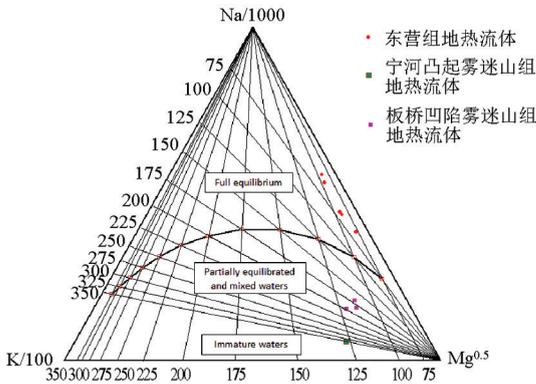


图4 Na-K-Mg 含量三角图

Fig. 4 Na-K-Mg content triangular diagram

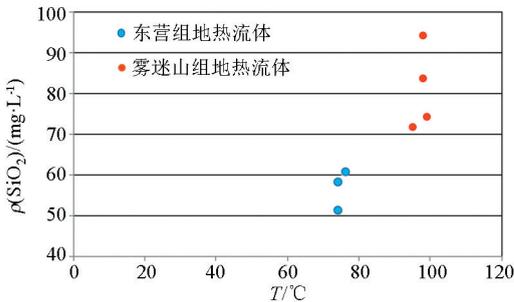


图5 SiO₂ 与温度关系

Fig. 5 SiO₂ and temperature diagram

不适宜用阳离子温标计算;从图 5 可以看出, SiO₂ 随着温度增加而增加,说明其可以用来指示热储温度。

表 4 列出了各类地热流体温标。计算结果显示,玉髓温标和井口温度接近,不能真实反映热储温度, K-Na 温标计算的雾迷山热储温度偏高,也证实了阳离子温标对雾迷山组地热流体不适宜。压力和矿化度的改变对 300 °C 以下的石英和非晶质硅的溶解度影响较小,因此可用各类 SiO₂ 温标计算各热储温度^[7]。综上用石英温标计算出的雾迷山组热储温度约 119~134 °C,热储平均温度 126 °C,用 K-Na 温标和石英温标计算的东营组热储温度介于 89~111 °C,热储平均温度 100 °C。

4 同位素及水文地球化学分析

4.1 地热流体的起源

为方便对比研究,本次结合大气降水、第四系水样及新近系水样进行同位素分析,水样测试结果见表 5。研究区大气降水、第四系流体以及各个热储地热流体的 δD 值和 δ¹⁸O 值波动范围不大,δD 值范围为 -73‰~-65‰,δ¹⁸O 值范围为 -9.6‰~-7‰。由图 6 研究区 δ¹⁸O-δD 关系曲线图可以看出,冷水及地热流体基本位于天津雨水线之上或附近,说明其补给直接或间接来源于当地大气降水的就近入渗,地热流体较冷水中富重同位素,说明其补给高程大,或经历径流循环时间长^[8]。与其他流体相比,东营组地热流体产生了较大的¹⁸O 漂移,推断其与岩石交换时间更长些,循环能力较弱,与上述分析一致, TG-33 为东营组与馆陶组混采,其同位素投点靠近馆陶组地热井,¹⁸O 漂移不明显;宁河凸起雾迷山组地热流体补给较充足,循环时间短,板桥凹陷雾迷山组地热流体位于断裂附近,推测地热流体向上径流混入了浅层流体,因此其 δ¹⁸O 介于新近系与东营组之间。

表 4 地热流体热储温度估算

Table 4 Thermal temperature estimation of geothermal fluid

地热井	热储层	石英温标 (无蒸汽损失)	石英温标 (有蒸汽损失)	玉髓温标	K-Na 温标	井口温度
BST-01	Jxw	134	130	107	372	98
DG-53	Jxw	120	118	91	212	95
DG-46	Jxw	128	125	100	242	98
DG-45B	Jxw	121	119	93	226	99
ST-01	Ed	109	108	79	97	74
ST-01B	Ed	111	110	82	98	76
TG-34	Ed	100	101	73	89	74

表5 研究区水样同位素组分

Table 5 Isotope components of water sample in the study area

井号	热储层	采集时间	$\delta^{18}O_{v-SMOW}/\text{‰}$	$\delta D_{v-SMOW}/\text{‰}$
R-1	蓟州区雨水	2016年10月15日	-9.1	-66
Q-2	西孟村机井	2016年10月14日	-9.6	-73
TG-13	Nm	2016年12月09日	-9.5	-73
TG-24	Ng	2016年12月23日	-9.3	-73
TG-33	Ed与Ng混采	2016年12月08日	-9.1	-73
TG-34	Ed	2017年01年04日	-7	-65
DC-53	Jxw	2016年12月08日	-9.1	-73
DL-21	Jxw	2016年12月23日	-8.7	-72
BST-01	Jxw	2016年06月08日	-8	-68

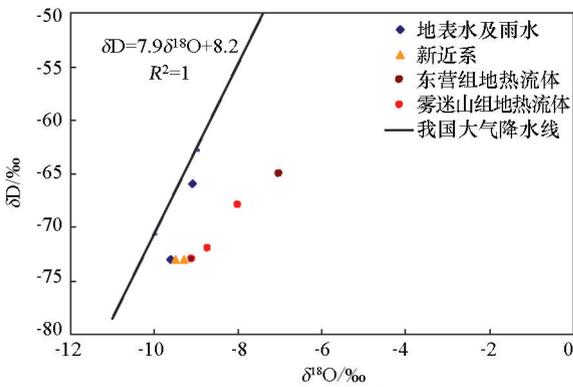


图6 研究区流体 $\delta D-\delta^{18}O$ 曲线

Fig. 6 $\delta D-\delta^{18}O$ curve diagram in the study area

4.2 主要组分的水文地球化学反应

滨海新区雾迷山组热储主要矿物为白云石、石膏、方解石等,东营组沉积时以弱氧化—还原环境为主,主要矿物有石英、石膏、长石、高岭石等。

如图7a所示,研究区不同热储层地热流体的 Cl^- 随着 Na^+ 的升高而增大,二者呈线性关系,表明地热流体主要发生了溶滤作用, Cl^- 主要来自岩盐溶解。地热井点均位于 $r(Na^+) : r(Cl^-) = 1$ 之上,说明其不仅发生了岩盐溶解作用,可能同时还发生硅铝酸盐矿物的溶解或者阳离子交换作用。

如图7b,地热井点均位于 1 : 1 关系线附近,说明阳离子交换有很大的影响,围岩中泥质含量高,泥土中的吸附 Na 容易被 Ca 交换,使流体中 Na 增加, Ca 减少。

如图7c,东营组地热井除 TG-33 外,其余均分布在 $r(Ca) : r(SO_4) = 1 : 1$ 线附近,说明地热流体受控于石膏;雾迷山组地热点大部分远离 $r(Ca) : r(SO_4) = 1 : 1$ 线,表明溶解石膏不是主要的反应,偏向 SO_4 一侧,很可能是产生沉淀的结果。由于白云岩中夹有石膏,地热流体与岩层发生水岩交换,石膏、钙长石不

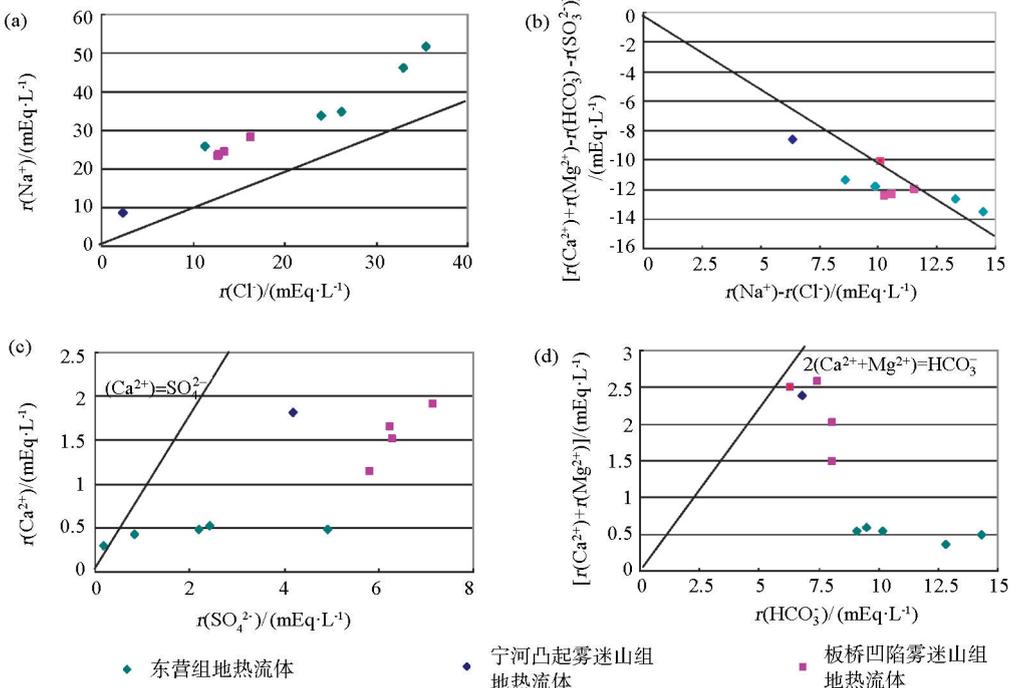


图7 研究区地热流体主要离子关系

Fig. 7 Main ion relationship diagram of geothermal fluid in the study area

断溶解,增大了 Ca 、 SO_4 的浓度,同时因离子效应及热储温度的共同作用产生 CaCO_3 沉淀。长期沉淀作用,使 Ca 与 SO_4 相差较大, CO_3 也消耗殆尽^[9]。如图 7d,雾迷山组热储井点分布在 $r(\text{HCO}_3^-) : [r(\text{Ca}^{2+}) + r(\text{Mg}^{2+})] = 2$ 线附近,说明雾迷山组地热流体主要受方解石和白云石等碳酸盐矿物溶解生成,距离较远的 2 眼板桥凹陷雾迷山组地热流体可能是受沧东断裂影响,与上覆地层发生了混合。地热流体的 HCO_3^- 与 Ca^{2+} 成反比,这是因为影响流体 HCO_3^- 增加的主要因素是 Ca^{2+} ,只有在贫 Ca^{2+} 的流体中, HCO_3^- 才能有较高含量^[10]。

5 主要认识

1) 东营组地热流体水质类型为 $\text{Cl} \cdot \text{HCO}_3\text{-Na}$ 型,其赋存环境相对封闭,径流方向为自 NE 向 SW 向, N_2/O_2 比值略高于大气中二者的比值,指示地热流体主要来源于大气降水;宁河凸起雾迷山组地热流体水质类型为 $\text{HCO}_3\text{-Na}$ 型,水质远优于汉沽断裂以南其他同层地热流体,地热流体为 N_2 型, He 同位素可能混染了一部分幔源物质。

2) 东营组地热流体已接近水岩平衡的“成熟水”,循环速度较慢,用 K-Na 温标和石英温标计算的东营组热储平均温度 $100\text{ }^\circ\text{C}$;用石英温标计算出的宁河凸起雾迷山组热储平均温度约 $126\text{ }^\circ\text{C}$ 。

3) 地热流体主要来源于大气降水,东营组地热流体产生了较大的¹⁸O 漂移,推断其与岩石的同位素交换时间更长些,循环能力较弱。地热流体径流过程中主要发生了溶滤作用、阳离子交换作用、沉淀作用及混合作用。

参考文献 (References):

[1] 李文龙,黄贤龙,张连第,等. 天津市滨海新区地热地质条件及热储特征分析[J]. 中国水运,2014,14(11):280-282
Li W L, Huang X L, Zhang L D, et al. Analysis of geothermal geological conditions and thermal storage characteristics in Tianjin Binhai New Area[J]. China Water Transport, 2014, 14(11): 280-282

[2] 阮传侠,于彦,高宝珠,等. 天津滨海新区地热流体水化学特征分析[J]. 地下水,2010,2(1):51-53.
Ruan C X, Yu Y, Gao B Z, et al. Hydrochemical characteristics analysis of geothermal fluids in Tianjin Binhai New Area[J]. Groundwater. 2010, 2(1): 51-53.

[3] 赵平,谢鄂军,多吉,等. 西藏地热气体的地球化学特征及其地质意义[J]. 岩石学报,2002,18(4):539-550.
Zhao P, Xie E J, Duo J, et al. Geochemical characteristics of geothermal gases and geological significance in Tibet[J]. Acta Petrologica Sinica, 2002, 18(4): 539-550.

[4] 刘昭,蔺文静,张萌,等. 西藏尼木—那曲地热流体成因及幔源流体贡献[J]. 地学前缘,2014,21(6):366-367.
Liu Z, Lin W J, Zhang M, et al. Genesis of Nimu-Nagqu geothermal fluids in Tibet and contribution of mantle-derived fluids[J]. Geoscience Frontier, 2014, 21(6): 366-367.

[5] 叶海龙,樊柄宏,白细民,等. 地热水混合比例估算探讨[J]. 江西地质,2017,18(4):317-322.
Ye H L, Fan B H, Bai X M, et al. Discussion on the estimation of the mixing ratio of geothermal water[J]. Geology of Jiangxi, 2017, 18(4): 317-322.

[6] 王莹,周训,于渡,等. 应用地热温标估算地下热储温度[J]. 现代地质,2007,21(4):606-612.
Wang Y, Zhou X, Yu D, et al. Estimation of storage temperature of underground thermal using geothermal temperature scale[J]. Geoscience, 2007, 21(4): 606-612.

[7] 宋小庆,段启彬,孟凡涛,等. 贵州息烽温泉地质成因分析[J]. 地质科技情报,2014,33(5):216-220.
Song X Q, Duan Q B, Meng F T, et al. Geological genesis analysis of Xifeng hot spring in Guizhou[J]. Geological Science and Technology Information, 2014, 33(5): 216-220.

[8] 袁建飞,邓国仕,徐芬,等. 川西南喜德热田地下水水文地球化学特征[J]. 现代地质,2017,31(1):200-208.
Yuan J F, Deng G S, Xu F, et al. Hydrogeochemical characteristics of groundwater in Xide hot field in southwestern Sichuan[J]. Geoscience, 2017, 31(1): 200-208.

[9] 马振民,何江涛,张锡明. 菏泽凸起地下热水的水文地球化学特征及成因分析[J]. 山东地质,2000,16(2):24-30.
Ma Z M, He J T, Zhang X M. Hydrogeochemical characteristics and genesis analysis of underground hot water in Heze uplift[J]. Shandong Geology, 2000, 16(2): 24-30.

[10] 张保健. 鲁西北地区地下热水的水文地球化学特征及形成条件分析[D]. 北京:中国地质大学,2011.
Zhang B J. Analysis of hydrogeochemical characteristics and formation conditions of underground hot water in northwestern Shandong[D]. Beijing: China University of Geosciences, 2011.

[11] 林黎,高宝珠,阮传侠,等. 全国地热资源研究评价与区划——天津市地热资源现状研究评价与区划[R]. 天津:天津地热勘查开发设计院,2014.
Lin L, Gao B Z, Ruan C X, et al. National geothermal resources research evaluation and division—Research, evaluation and division of geothermal resources in Tianjin[R]. Tianjin: Tianjin Geothermal Exploration and Development-Designing Institute, 2014.

[12] 汪啸. 广东沿海典型深大断裂带地热水系统形成条件及水文地球化学特征[D]. 武汉:中国地质大学,2018.
Wang X. Formation conditions and hydrogeochemical characteristics of the geothermal water system in the typical deep and large fault zone along the coast of Guangdong[D]. Wuhan: China University of Geosciences, 2018.

[13] 孙红丽. 关中盆地地热资源赋存特征及成因模式研究[D]. 北京:中国地质大学,2015.
Sun H L. Study on the occurrence characteristics and genetic model of geothermal resources in the Guanzhong Basin[D]. Beijing: China University of Geosciences, 2015.

[14] 程万庆,唐永香. 滨海新区深部地热资源调查评价报告[R]. 天津:天津地热勘查开发设计院,2017.
Cheng W Q, Tang Yong X. Investigation and evaluation report of

deep geothermal resources in Binhai New Area[R]. Tianjin: Tianjin Geothermal Exploration and Development-Designing Institute, 2017.

Hydrogeochemical characteristics of deep geothermal fluids in the Binhai New Area, Tianjin City

SHI Xiao-Jin, LI Yuan-Yuan, HUANG Xian-Long

(*Tianjin Geothermal Exploration and Development-Designing Institute, Tianjin 300250, China*)

Abstract: The understanding of the Paleogene Dongying formation and the Jixianian Wumishan formation have been gradually deepened with the exploration and development of deep thermal reservoirs in the Binhai New Area. This paper analyzes the hydrochemical characteristics, reservoir temperature, and hydrogeochemical effects of the geothermal fluid of the Dongying and Wumishan formations, thus providing bases for the further development and utilization of deep geothermal resources. The Wumishan formation in the Ninghe salient is adequately recharged. In contrast, the Dongying formation occurs in a relatively closed environment, and the geothermal fluid in it is at a state of chemical equilibrium. The average temperature of the geothermal reservoirs in the Wumishan and Dongying formation calculated using geothermometers is about 126 °C and 100 °C, respectively. The geothermal fluid in both formations originates from atmospheric precipitation. Compared to the Wumishan formation, the geothermal fluid in the Dongying formation exchanges heat with rocks for a longer time and has a weaker cycling capacity. The runoff direction of the geothermal fluid in the formations is from northeast to southwest, with leaching, cation exchange, precipitation, and mixing mainly occurring during the fluid runoff.

Key words: deep geothermal reservoir; hydrochemical characteristics; reservoir temperature; hydrogeochemical effect

(本文编辑:蒋实)