

doi: 10.19388/j.zgdzdc.2022.01.11

引用格式: 卢兆群, 彭明章, 董妍, 等. 山东平阴地热水水文地球化学特征及成因分析[J]. 中国地质调查, 2022, 9(1): 104 – 114. (Lu Z Q, Peng M Z, Dong Y, et al. Geogeochemical characteristics and genesis analysis of geothermal water in Pingyin of Shandong Province[J]. Geological Survey of China, 2022, 9(1): 104 – 114.)

山东平阴地热水水文地球化学特征及成因分析

卢兆群, 彭明章, 董妍, 亓协全, 朱光骥, 孟祥鑫

(中化地质矿山总局山东地质勘察院, 山东 济南 250013)

摘要: 山东平阴目前已有的3眼地热井水中均富含丰富的理疗矿物元素, 具有较高的理疗价值。利用以往工作取得的水化学分析和同位素分析数据, 分析了地热水的水化学特征、补给来源、形成年龄及水-岩作用过程, 对热储温度、冷水混入比例与热水循环深度进行了估算。结果表明: 研究区地热水水化学类型均为 $\text{Cl} \cdot \text{SO}_4 - \text{Na} \cdot \text{Ca}$ 型; 补给来源均为大气降水, 补给高程为 274 ~ 277 m; 地热水样品 ^{14}C 表观年龄为 15.81 ~ 7.01 ka, 是以“古水”为主的混合水。地热水虽然赋存于不同的隐伏基底断裂带中, 但地热水中溶质组分主要来源于硅酸盐矿物的溶解, 其形成具有相似的水文地球化学过程。利用玉髓温标计算的热储温度为 46.2 ~ 54.4 °C; 根据硅-焓模型估算的热储温度为 121 ~ 122 °C, 冷水混入比例为 0.76 ~ 0.88; 地热水循环深度为 1 428 ~ 5 139 m。

关键词: 地热水; 水文地球化学; 同位素; 热储温度; 硅-焓模型; 循环深度

中图分类号: P314.1; P641.3

文献标志码: A

文章编号: 2095-8706(2022)01-0104-11

0 引言

地热资源作为一种清洁的可再生能源, 越来越受到人们的关注, 成为最现实和最具竞争力的资源之一^[1]。地热水特征和演化机制研究不仅对地热资源的合理利用与开发具有重要的指导意义, 还可以为地热资源的勘查评价提供重要信息^[2]。目前, 平阴县大孙庄和中土楼已发现3眼地热井, 出水温度 28.3 ~ 42.0 °C, 氦、锶、氟、锂、溴、偏硅酸、偏硼酸等微量元素含量达到了矿水浓度—命名矿水浓度, 具有较高的理疗价值。大孙庄和中土楼地热水主要赋存于隐伏基底断裂破碎带及古风化裂隙中, 赋存层位均为新太古代泰山岩群, 属于基岩裂隙型地热水。目前, 济南地区已发现的地热水按热储类型主要分为3种类型: 新近系—古近系碎屑岩类孔隙地热水、奥陶系碳酸盐岩类岩溶地热水以及基岩裂隙型地热水^[3], 孔隙地热水和岩溶地热水由于分布广泛, 开发利用程度较高, 对其研究也较多, 而基岩裂隙地热水分布零星, 开发利用程度较低, 所以对其相关研

究也比较少。近年来, 一些学者对平阴县大孙庄氦温泉水的水化学成分与同位素特征、补给来源、热储温度、氟来源及赋存机理等进行了研究^[4-8], 但对中土楼地热水尚未进行过系统研究, 二者之间的联系和区别尚不明确, 对该区基岩裂隙地热水水文地球化学特征及成因缺乏系统分析和认识。本文在以往地热勘查工作成果的基础上, 综合利用已有水化学和同位素分析数据, 对比分析2处地热水水文地球化学特征, 探讨其深部地热的形成过程及成因, 为该区地热资源的合理开发及利用提供基础数据和科学依据。

1 研究区概况

1.1 地质及水文地质概况

平阴县位于山东省中西部, 地处泰山山脉西延余脉与鲁西平原的过渡地带, 地势南高北低, 以丘陵和山前冲洪积平原为主。区内地层以新太古界泰山岩群火山沉积变质岩系为基底, 上覆寒武系—奥陶系灰岩、泥岩夹页岩等沉积建造以及新生代第四系松散沉积物。区内地层较稳定, 地质构造规模

收稿日期: 2021-08-05; 修订日期: 2021-12-31。

基金项目: 济南市国土资源局勘察服务项目(编号: JNCZ(HZJS)-GK-2014-0004B, JNCZ(HZJS)-GK-2017-0002A)资助。

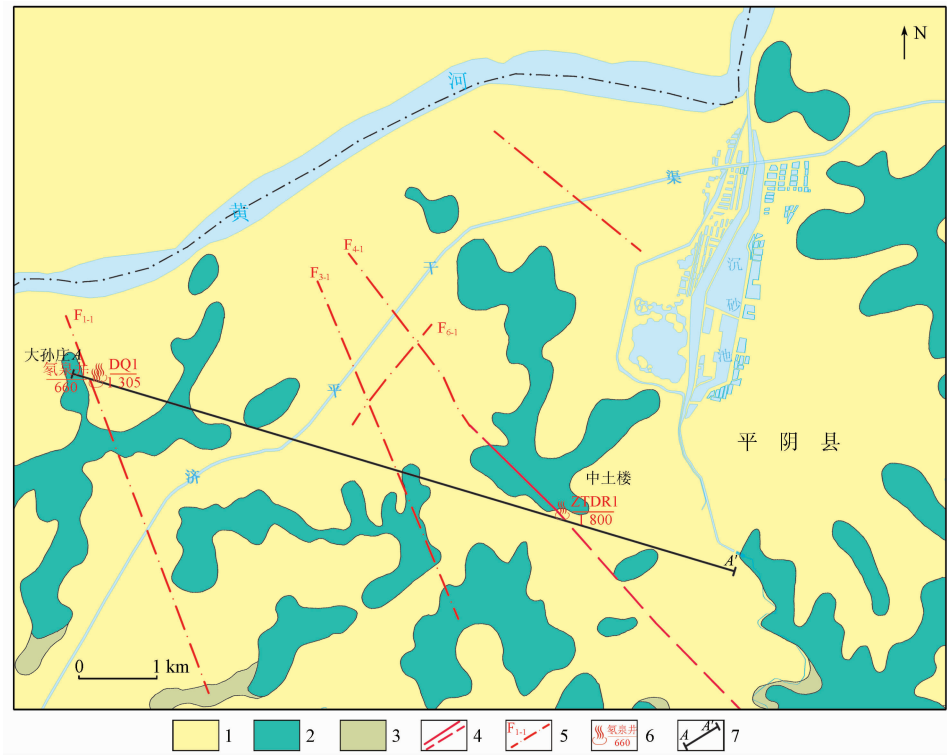
第一作者简介: 卢兆群(1985—), 男, 高级工程师, 主要从事水文地质、环境地质及地热地质工作。Email: luzhaoqun@163.com。

相对较小,发育程度也相对较弱。

依据研究区出露含水层的水理性质及水力特征,将区内地下水分为第四系松散岩类孔隙水、碳酸盐岩类裂隙岩溶水及基岩裂隙水。

1.2 地热地质概况

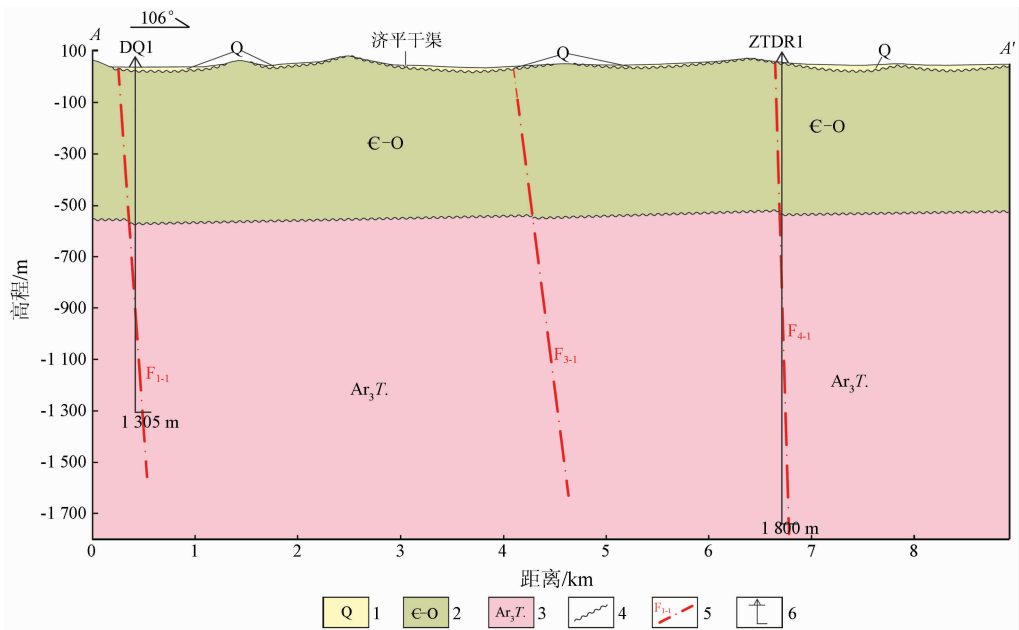
研究区 3 眼地热井分别位于 2 处区域：大孙庄村东南 2 眼,中土楼村西南 1 眼,均位于隐伏基底断裂带附近(图 1,图 2)。大孙庄村 2 眼地热井相



1. 第四系松散沉积物; 2. 寒武系—奥陶系三山子组灰岩; 3. 寒武系—奥陶系炒米店组灰岩; 4. 实测及推测断裂; 5. 物探推断断裂及编号; 6. 地热井编号及深度/m; 7. 剖面位置及编号。

图 1 研究区地热井位置分布

Fig.1 Distribution of geothermal wells in the study area



1. 第四系松散沉积物; 2. 寒武系—奥陶系灰岩、泥岩夹页岩; 3. 新太古界泰山岩群火山沉积变质岩系; 4. 地层不整合界线; 5. 物探推断断裂及编号; 6. 地热井。

图 2 研究区 A-A'地质剖面

Fig.2 Geological section A-A' of the study area

距约 95 m,位于同一隐伏基底断裂带(F_{1-1})上,井深 660~1 305 m,井口出水温度 28.3~28.5℃;中土楼村 1 眼地热井位于另一隐伏基底断裂带(F_{4-1})上,井深为 1 800 m,井口出水温度为 42℃(表 1)。2 条隐伏基底断裂带均沿 NW 向发育,平行间距约 4 km。

表 1 研究区地热井信息

Tab. 1 Geothermal wells Information in the study area						
井编号	位置	深度/m	泰山岩群顶板埋深/m	取水层段/m	基底断裂编号	出水温度/℃
氦泉井	大孙庄	660	609	609~660	F_{1-1}	28.3
DQ1	大孙庄	1 305	612	612~1 305	F_{1-1}	28.5
ZTDR1	中土楼	1 800	598	1 200~1 800	F_{4-1}	42.0

研究区地热水主要赋存在隐伏基底断裂破碎带及古风化裂隙中,热储均为新太古界泰山岩群变质岩,属于基岩裂隙热储、带状热储,含水层岩性以混合花岗岩类为主。

研究区未见岩浆岩出露,根据井内测温数据推算地温梯度值约 2℃/100 m,无明显的地温梯度异常区。研究区位于鲁中南丘陵山地亚区,由于莫霍面埋深较大,大地热流值较低(48~50 mW/m²),是山东省热流值最低的地区^[9]。

表 2 研究区地热水主要水化学组成

Tab. 2 Main hydrochemical composition of geothermal water in the study area										
井编号	采样年月	水温/℃	$\rho(B)/(mg \cdot L^{-1})$							
			K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	F ⁻
氦泉井	2015.5	25.1	32.08	1 612.00	565.10	94.74	2 340.90	1 768.23	98.69	2.95
	2016.5	28.3	25.46	1 592.00	524.00	95.70	2 361.57	1 764.79	83.77	2.61
	平均值	26.7	28.77	1 602.00	544.55	95.22	2 351.24	1 766.51	91.23	2.78
ZTDR1	2018.9	41.0	28.30	1 471.75	532.46	11.91	2 163.70	1 467.80	111.85	2.51
	2020.4	42.0	33.00	1 745.00	600.70	19.24	2 575.29	1 673.59	74.07	3.08
	平均值	41.5	30.65	1 608.38	566.58	15.58	2 369.50	1 570.70	92.96	2.80
井编号	采样年月	pH 值	$\rho(B)/(mg \cdot L^{-1})$					总硬度/	TDS/	²²² Rn/
			Br ⁻	H ₂ SiO ₃	HBO ₂	Li	Sr	(mg · L ⁻¹)	(mg · L ⁻¹)	(Bq · L ⁻¹)
氦泉井	2015.5	7.42	6.00	29.09	20.00	1.22	13.45	1 801.37	6 495.15	253.23
	2016.5	7.54	7.20	28.40	19.75	1.11	12.17	1 702.68	6 437.11	625.70
	平均值	7.48	6.60	28.75	19.88	1.17	12.81	1 752.02	6 466.13	439.47
ZTDR1	2018.9	7.80	0.20	30.58	3.22	1.88	13.42	1 378.60	5 750.00	12.53
	2020.4	7.37	2.96	38.62	2.82	1.16	14.22	1 610.65	6 656.00	11.98
	平均值	7.59	1.58	34.60	3.02	1.52	13.82	1 494.63	6 203.00	12.26

表 3 研究区各类型地下水同位素组成测试结果

Tab. 3 Test results of isotopic composition of various types of groundwater in the study area					
样品地点	含水层代号	水温/℃	$\delta D_{VSMOW}/\text{‰}$	$\delta^{18}O_{VSMOW}/\text{‰}$	¹⁴ C 表观年龄/ka
氦泉井	Ar ₃ T.	28.3	-74	-10	15.81±2.17
ZTDR1	Ar ₃ T.	42.0	-73.4	-9.7	7.01

2 数据来源

本次研究利用以往采集的大孙庄氦泉井和中土楼地热井的水化学分析样品各 2 个,水化学分析测试结果见表 2。样品在自然资源部济南矿产资源监督检测中心及中国冶金地质总局山东局测试中心完成测试,仪器为 IRISIntrepid II 全谱直读等离子体发射光谱仪、TU-1810 双波长分光光度计、AFS-820 原子荧光分光光度计、AFS-8520 原子荧光分光光度计、ICE3500 原子吸收分光光度计、XSeries2 电感耦合等离子体质谱仪、PHS-3E 酸度计、UV752N 紫外可见分光光度计及 IRISIntrepid II XSP 等离子体发射光谱仪。

同位素分析样品主要为大孙庄村和中土楼村地热水样品(2 个)以及地热井附近常温地下水样品(3 个),分析测试结果见表 3。 δD 和 $\delta^{18}O$ 同位素样品在自然资源部地下水科学与工程重点实验室及美国贝塔分析实验室(Beta Analytic Inc)测定,¹⁴C 样品在自然资源部地下水矿泉水及环境监测中心及美国贝塔分析实验室测定,仪器为 L2130i 同位素分析仪、Quantulus1220 超低本底液体闪烁谱

(续表)					
样品地点	含水层代号	水温/℃	$\delta D_{VSMOW}/\text{‰}$	$\delta^{18}O_{VSMOW}/\text{‰}$	¹⁴ C 表观年龄/ka
大吉庄	€ ₃ -O ₁ J	15.8	-60	-8.4	1.99±0.17
东子顺北村	€ ₃ -O ₁ J	15.7	-62	-8.6	3.86±0.22
江庄	Q	16.5	-67	-9.3	3.46±0.17

仪、PE1220QUANTULUS 超低本底液体闪烁谱仪、加速器质谱仪(Accelerator Mass Spectrometry, AMS)及稳定同位素比例质谱仪(Isotope Ratio Mass Spectrometry, IRMS)。

3 结果与讨论

3.1 地热流体化学特征

水化学分析结果表明,研究区地热水总体表现为弱碱性,其中大孙庄氡泉井水 pH 平均值为 7.48,中土楼地热井水 pH 平均值为 7.59;大孙庄氡泉水溶解性总固体(TDS)平均值为 6 466.13 mg/L,中土楼地热水溶解性总固体(TDS)平均值为 6 203.00 mg/L。

由 Piper 图解(图 3)可知,研究区地热水的主要离子组分含量及水化学特征基本一致:阳离子以 Na^+ 和 Ca^{2+} 为主,阴离子以 Cl^- 和 SO_4^{2-} 为主,主要离子组分玫瑰花图见图 4,水化学类型均为 $\text{Cl} \cdot \text{SO}_4 - \text{Na} \cdot \text{Ca}$ 型(舒卡列夫分类)。

研究区地热水普遍含较高的锶(平均为 12.81 ~ 13.82 mg/L)、氟(平均为 2.78 ~ 2.80 mg/L)、锂(平均为 1.17 ~ 1.52 mg/L)及偏硅酸(平均含量

为 28.75 ~ 34.60 mg/L),达到了理疗热矿水水质标准中的矿水浓度—命名矿水浓度,具有较高的理疗价值。

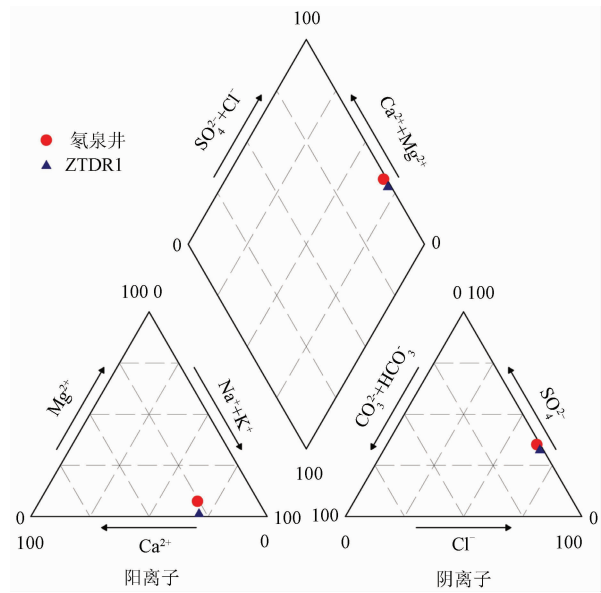


图 3 研究区地热水 Piper 图解
Fig. 3 Piper diagram of geothermal water samples in the study area

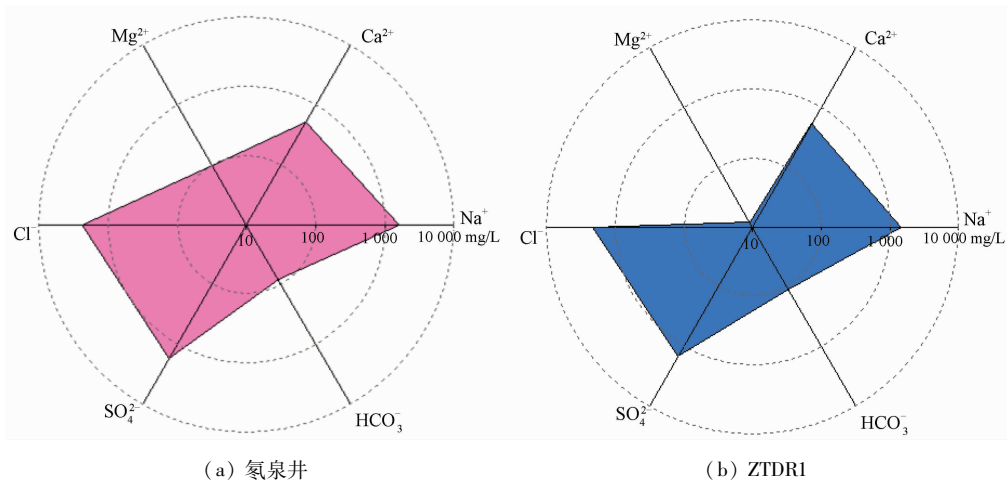


图 4 研究区地热水主要离子组分玫瑰花图
Fig. 4 Rose diagram of main ion components of geothermal water in the study area

总体来看,虽然 2 眼地热井分别位于不同的隐伏基底断裂带上,且取水深度有明显差别,地热水主要离子组分中除 Mg^{2+} 含量差别较大外,其他组分含量基本一致;微量元素组分中除了氢和硼含量差异明显外,其他组分含量也较接近。研究区热储均为泰山岩群变质岩,岩性及主要矿物成分较接近。因此,推测地热水化学组分应主要来源于水-岩溶解作用,2 处地热水应具有相似的水文地球化学过程。

3.2 同位素地球化学特征

地下水的同位素组成取决于降水的同位素组成及其在地下的循环过程,未经同位素交换的地下水,其同位素组成和补给水源一致,如与围岩发生水-岩交换反应,地下水的同位素组成将发生变化^[10]。热水中的氢氧等稳定同位素,对理解地热水的成因及其在深部地热储中出现、影响其上升到地表的各种作用具有重要的影响^[11]。

3.2.1 地热水补给来源

柳鉴容等^[12]对我国受季风影响最显著的东部地区 17 个中国大气降水同位素观测网络观测站点大气降水样品的稳定氢氧同位素组分进行研究,建立了局地大气降水线方程: $\delta D = 7.46\delta^{18}O + 0.90$,反映了该区独特的局地气候特点。本次研究选用该大气降水线方程。由图 5 可知,研究区 5 个样品数据点均分布于当地降水线附近,说明研究区几种类型地下水均具有当地大气降水同位素组成特征,其补给直接或间接来源于大气降水。2 个地热水样品的同位素值较其他 3 个常温地下水明显偏低,说明该地热水不是来源于当地大气降水的就近补给^[13],而是经历了较长时间和途径的径流过程。地热水样品基本未显示其 $\delta^{18}O$ 值有向右漂移的现象,说明地热水深部热储温度不高,水-岩作用不强烈,与火山、岩浆型热源没有直接关系^[14]。

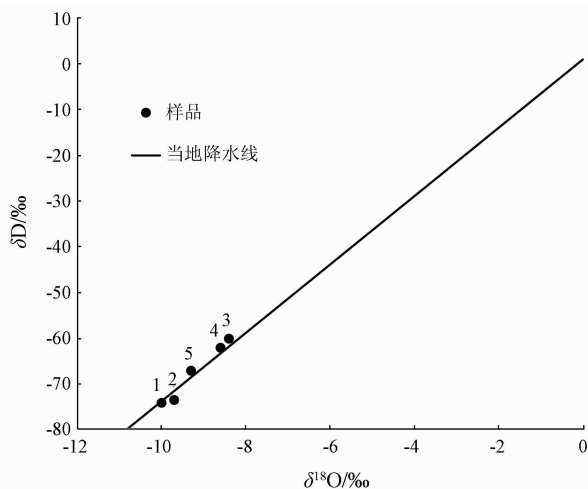


图 5 研究区各类型地下水样 δD 与 $\delta^{18}O$ 的关系

Fig. 5 Relationship between δD and $\delta^{18}O$ of various types of groundwater samples in the study area

3.2.2 地热水形成年龄

根据¹⁴C 同位素分析结果(表 3),2 个地热水样品表观年龄为 15.81 ~ 7.01 ka,相当于晚更新世,这与其周围新太古代围岩年龄相差较大,说明该水不是围岩及构造形成时残留下来的沉积水,而是晚更新世经大气降水循环进入到古老地层中形成的渗入水,这与地热水补给来源于大气降水相吻合。另外,大孙庄地热水的年龄明显更老,若 2 个地热水样的补给位置大体一致,则表明中土楼地热水的

更新循环能力更强,径流条件更好。地热水中还混合少量现代的入渗水,但是以“古水”为主,其他 3 个常温地下水样品表观年龄为 3.86 ~ 1.99 ka,为现代入渗水与“古水”的混合水,且以现代入渗水为主,二者差异明显,说明地热水与常温地下水的循环路径和更新能力具有明显差别。

3.2.3 地热水补给高程

大陆地区大气降水 δD 和 $\delta^{18}O$ 值具有随地形高程升高而降低的效应^[15-16],据此可以确定地热流体的同位素入渗高程(即补给区高程),进而判别地热水的补给位置。由于地热水在深部热储高温作用下会出现 $\delta^{18}O$ 漂移现象,所以通常利用大气降水同位素 δD 值的高程效应计算补给区高程更准确^[17]。研究区地热水补给区高程计算公式为:

$$H = h + (D - D_r) / \text{grad}D \quad (1)$$

式中: H 为地热水补给区高程, m; h 为地热水采样点高程, m, 大孙庄区域为 44 m, 中土楼村区域为 61 m; $\text{grad}D$ 为地热水 δD 值, ‰; D_r 为地热水取样点附近大气降水 δD 值, ‰, 本文取研究区松散岩类孔隙水 δD 值 -67‰ 代替; $\text{grad}D$ 为大气降水 δD 值高程梯度, ‰/100 m, 本文取 -3‰/100 m。

根据公式(1)计算获得大孙庄地热水补给区高程为 277 m, 中土楼地热水补给区高程为 274 m, 2 处地热水的补给区高程十分接近, 推断研究区地热水具有相同的补给区域。研究区东南方向肥城南部云蒙山一带寒武系灰岩与泰山岩群变质岩均大面积出露, 标高为 200 ~ 370 m, 该区距离地热井 40 ~ 50 km。根据地热地质条件, 研究区地热水的赋存和运移主要受 NW 向隐伏基底断裂和古风化裂隙控制, 地热水主要向北西方向径流, 研究区地热井即位于该区北西方向, 推断研究区地热水补给来源于该区域的可能性较大。

3.3 水-岩作用过程

利用 Gibbs 图解可以判断地下水化学组分的成因类型, 如岩石风化型、蒸发-结晶型以及大气降水型^[18]。由图 6 可知, 2 个地热水样点均落在蒸发-结晶作用控制区, 表明水-岩作用是控制研究区地热水化学组分的主要因素, 印证了前文水化学特征分析的推测结论。

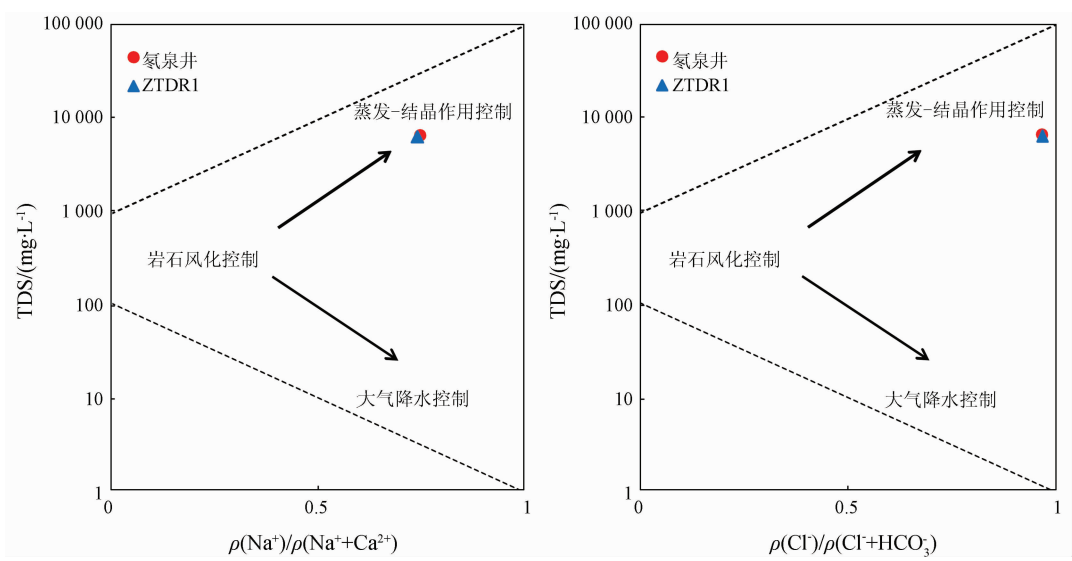
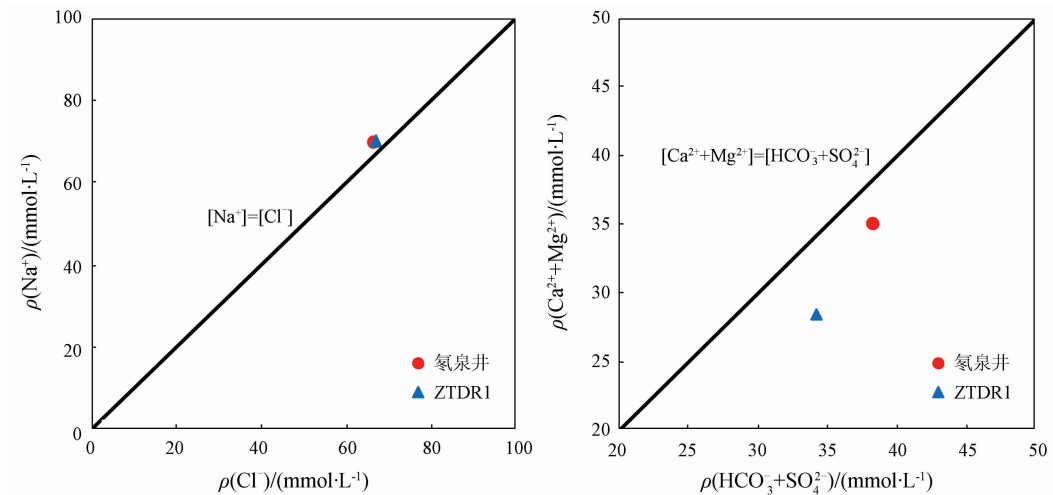


图 6 研究区地热水与常温地下水 Gibbs 图解

Fig. 6 Gibbs diagram of geothermal water and normal temperature groundwater in the study area

研究区热储岩性以混合花岗岩类为主,矿物成分以石英、长石、云母、角闪石等硅酸盐类矿物为主。矿物溶解作用在控制地下水主要离子成分的形成过程中具有重要作用^[19]。如果地下水中 Na^+ 与 Cl^- 的摩尔浓度比为 1:1,表明水中 Na^+ 与 Cl^- 来源于盐岩的溶解。研究区地热水 Na^+ 与 Cl^- 的摩尔浓度比接近于 1(图 7(a)),表明地热水中的 Na^+ 与 Cl^- 主要来源于盐岩的溶解。若地下水中 $\rho(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})/\rho(\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-) = 1$,表明 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 主要来源于硅酸盐和碳酸盐的溶解^[20]。研究区地热水 $\rho(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})/\rho(\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-)$ 均小于 1(图 7(b)),表明地热水中 SO_4^{2-} 和 HCO_3^- 含量过剩,硅酸盐的溶解作用占主导地位,这是因为

硅酸盐溶解过程中不仅生成 Na^+ ,同时生成大量 HCO_3^- ,表明地热水中的 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 主要来源于硅酸盐岩矿物的溶解,这与热储矿物成分主要为硅酸盐矿物吻合。但是,研究区地热水中 HCO_3^- 浓度较小,这可能是地热水系统发生沉淀作用的结果,含有 Ca^{2+} 、 HCO_3^- 的地下水在径流过程中由于溶滤作用增大了 Ca^{2+} 和 SO_4^{2-} 的浓度,在同离子效应和热储温度共同作用下产生 CaCO_3 沉淀,长期沉淀作用使 Ca^{2+} 与 SO_4^{2-} 浓度相差悬殊,同时消耗 HCO_3^- ^[21]。假如地下水中 $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ 和 HCO_3^- 含量主要受钙长石、角闪石等硅酸盐矿物溶解控制,则 $\text{Ca}^{2+}/\text{HCO}_3^-$ 或 $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})/\text{HCO}_3^-$ 摩尔比应为 1:2。研究区地热水样均位于 1:2 关系线上方



(a) Cl^- 与 Na^+ 含量关系 (b) $(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$ 与 $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ 含量关系

图 7-1 研究区地热水主要元素含量关系

Fig. 7-1 Relationship between main elements content of geothermal water in the study area

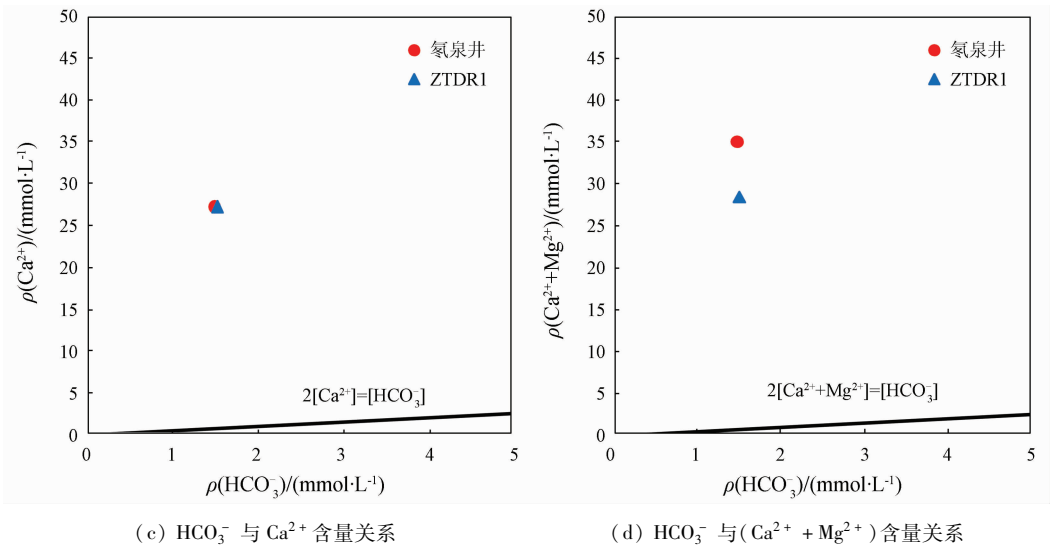


图 7-2 研究区地热水主要元素含量关系

Fig. 7-2 Relationship between main elements content of geothermal water in the study area

(图 7(c), (d)), 说明其溶质组分不仅受硅酸盐岩溶解影响, 还受其他水化学过程影响。

综合分析认为, 研究区地热水中溶质组分的形成具有相似的水文地球化学过程, 主要来源于硅酸盐矿物的溶解。2 处区域的地热水均来源于同一区域大气降水的入渗补给, 向深部径流运移过程中, 在地球深部高温高压及同离子效应等共同作用下, 热蚀围岩矿物逐渐溶解进入到地热水中。地热水在向浅部上升过程中, 可能受诸如浅部冷水混入等其他水化学过程的影响, 造成了 2 处区域地热水中个别离子元素的差异。

4 深部地热过程

4.1 热储温度估算

热储温度估算对确定地热水形成模式具有重要意义^[22]。地热温标法是一种确定地下深部热储温度的经济有效手段^[23]。目前, 常用的地热温标有二氧化硅温标和阳离子温标。

4.1.1 水-岩矿物平衡判断

使用地热温标法计算热储温度的前提是, 作为地热温标的某种物质和热储中的矿物达到了平衡状态, 因此, 必须研究地热水和矿物的平衡状态以检验地热温标方法的可靠性^[24]。

Na-K-Mg 平衡图解常被用于研究地热系统水-岩作用程度, 评价水-岩平衡状态和区分不同

类型的水样^[25]。研究区地热水样品均位于部分平衡区(图 8), 属于“部分平衡水”, 说明地热水样品水-岩之间尚未达到离子平衡状态, 溶解作用仍在进行, 或是热水由深部向地表上升过程中受到了浅层冷水的混合稀释作用, 从而使热水中的元素含量变低。这时使用阳离子地热温标无法计算出合理的平衡温度值, 会出现一定程度的偏差。因此, 研究区地热水样品不适合用阳离子地热温标来计算热储温度。

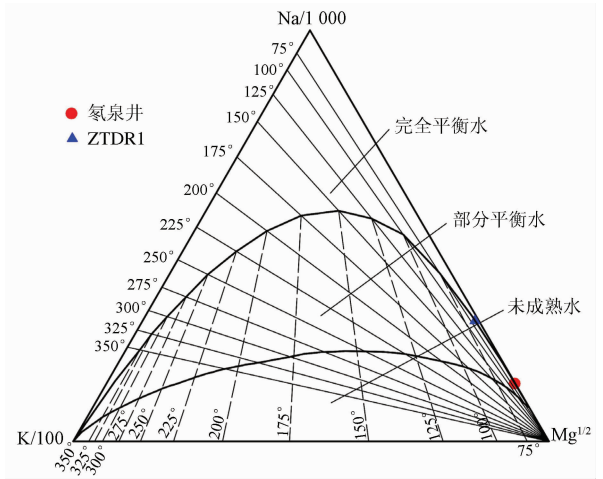


图 8 研究区地热水 Na-K-Mg 平衡图解

Fig. 8 Na-K-Mg equilibrium diagram of geothermal water in the study area

4.1.2 热储温度计算

低温地热水水-岩平衡的 SiO_2 含量不仅受控

于石英,且受控于玉髓的溶解度,温度 < 110 ℃ 时,玉髓溶解度控制着溶液中的硅浓度^[26]。研究区热储层岩性以混合花岗岩类为主,主要矿物成分为石英、长石及云母等,在热液蚀变作用下,这些矿物可发生玉髓化、蛋白石化和似碧玉化^[21]。因此,本次计算利用 PHREEQC 软件对研究区地热水样品中的硬石膏、玉髓、温石棉、石膏、石英和滑石等常见矿物饱和指数(SI)进行了计算(表 4)。

表 4 研究区地热水样矿物饱和指数
Tab.4 Mineral saturation index of geothermal water in the study area

井编号	饱和指数(SI)					
	硬石膏	玉髓	温石棉	石膏	石英	滑石
氡泉井	-0.42	0.20	-2.09	-0.21	0.62	2.06
ZTDR1	-0.38	0.09	-1.77	-0.25	0.47	2.30

由表 4 可知,玉髓、石英和滑石均处于过饱和状态(SI>0),可以使用二氧化硅地热温标计算公式,但估算结果可能较实际温度偏高。石英温标及玉髓温标温度相关性公式如下:

石英地热温标(无蒸汽损失)计算公式为

$$T = \frac{1\,309}{5.19 - \lg \rho(\text{SiO}_2)} - 273.15 \quad , \quad (2)$$

玉髓地热温标计算公式^[27]为

$$T = \frac{1\,302}{4.69 - \lg \rho(\text{SiO}_2)} - 273.15 \quad 。 \quad (3)$$

式(2)和式(3)中: $\rho(\text{SiO}_2)$ 为 SiO_2 密度,mg/L; T 为地热温标,℃。

利用二氧化硅地热温标计算的各地热井热储温度见表 5。

表 5 利用二氧化硅地热温标计算的地热井热储温度
Tab.5 Calculation results of silica geothermometer

井编号	热储温度/℃	
	玉髓温标	石英温标
氡泉井	46.2	77.7
ZTDR1	54.4	85.4

利用玉髓温标计算的研究区热储温度为 46.2 ~ 54.4 ℃,石英温标计算的研究区热储温度为 77.7 ~ 85.4 ℃,可知,采用石英温标计算的温度明显高于玉髓温标计算的温度,这是因为石英的饱和指数较玉髓的大很多。玉髓的饱和指数更接近于 0,因此,利用玉髓温标计算研究区地热井的热储温度较为合

理,据此确定的研究区热储温度为 46.2 ~ 54.4 ℃。

4.1.3 硅-焓模型

利用硅-焓模型可确定各地热水样点的冷水混入份额和可能的热储温度^[28]。分析表明,研究区地热水在上升过程中受到了冷水的混合,因此,通过建立硅-焓模型确定各地热水点冷水混入的比例及可能的热储温度。饱和水溶解 SiO_2 的量与热水成分补给源含水层温度的关系可通过溶液蒸气压条件下的石英溶解度计算^[16],选出的数值见表 6。当温度 < 100 ℃ 时,饱和水的焓与温度数值相等。取研究区冷水平均水温 15.8 ℃ (研究区常温地下水平均值),冷水中 SiO_2 的平均含量为 22.49 mg/L(研究区常温地下水平均含量)。

表 6 选定温度下的石英溶解度及液态水的焓

Tab.6 Quartz solubility and the enthalpy of liquid water in selected temperature

温度/℃	焓/(cal · g ⁻¹)	SiO ₂ /(mg · L ⁻¹)
50	50	13.5
75	75	26.6
100	100.1	48
125	125.4	80
150	151	125
175	177	185
200	203.6	265
225	230.9	365
250	259.2	486
275	289	614
300	321	692

注:数据来源于文献[28]。

根据硅-焓模型公式分布做出研究区各地热水样的焓、 SiO_2 含量与温度的函数关系,其交点即为冷水混入的比例,对应的温度为热储温度。由图 9 可知,大孙庄地热水的冷水混入比例约为 0.88,热储温度约为 121 ℃;中土楼地热水的冷水混入比例约为 0.76,热储温度约为 122 ℃。

通过硅-焓模型计算的热储温度与地热温标方法计算的热储温度相差较大,主要原因应是深部地热水在上升过程中受到了冷水的混入,在混合前可能发生了蒸汽损失或热损失^[29],混合后在中部热储层重新达到了相对平衡。通过地热温标计算的是中部热储温度,而硅-焓模型则消除了冷水混入的影响,计算的是一种理想状态下的深部热储温度。

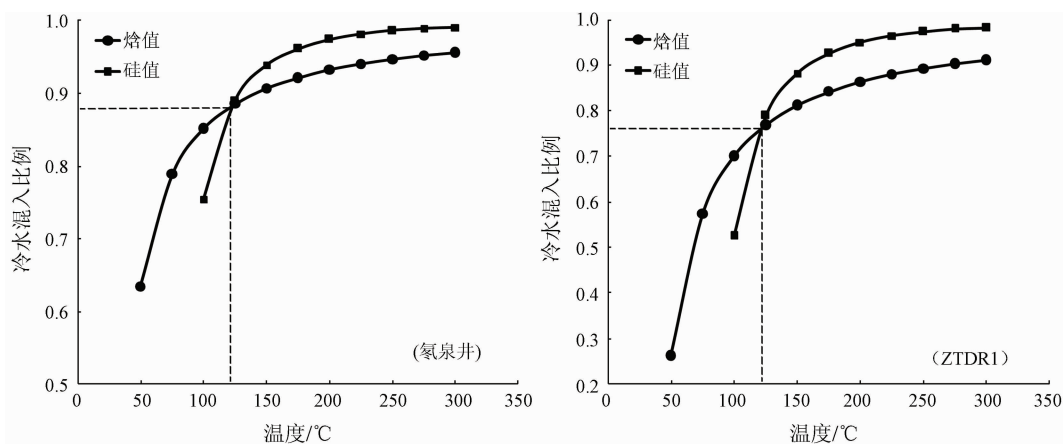


图9 大孙庄(左)与中土楼(右)冷水混入比例计算图解

Fig. 9 Diagrams of cold water mixing proportions in Dasunzhuang(left) and Zhongtulou(right)

4.2 热水循环深度估算

分析表明,研究区地热水是由大气降水入渗经过深循环获得深部热流加热之后形成的,因此,通过热储温度可以估算地热水循环深度,计算公式为

$$H = \frac{T - T_0}{g} + h \quad (4)$$

式中: H 为循环深度, m ; T 为热储温度, $^{\circ}C$, 取前文计算数值; T_0 为研究区平均气温, 取 $14.2^{\circ}C$; g 为地温梯度, 根据各地热井井内测温数据计算获得, 取 $2.11 \sim 2.29^{\circ}C/100 m$; h 为常温带深度, 取 $30 m$ 。

计算表明,研究区地热水达到中部热储温度的循环深度为 $1\,428 \sim 1\,933 m$, 达到深部热储温度的循环深度为 $4\,693 \sim 5\,139 m$ 。大孙庄地热井最大深度为 $1\,305 m$, 中土楼地热井最大深度为 $1\,800 m$, 与地热水达到中部热储温度的循环深度较接近, 说明热储温度及热水循环深度估算结果较为合理。因此,研究区2眼地热井虽然位于不同的隐伏基底断裂带附近,但地热水循环深度相差不大,表明研究区地热水具有相同的补给来源和相似的形成条件。

5 结论

(1)研究区地热水为基岩裂隙地热水,地热水分别赋存于 F_{1-1} 和 F_{4-1} 隐伏基底断裂带中,热储岩性以混合花岗岩类为主。

(2)研究区地热水 pH 值为 $7.48 \sim 7.59$, 溶解性总固体(TDS)为 $6\,203.00 \sim 6\,466.13 mg/L$, 水化学类型均为 $Cl \cdot SO_4 - Na \cdot Ca$ 型; 补给来源均为

大气降水, ^{14}C 表观年龄为 $15.81 \sim 7.01 ka$, 是晚更新世形成的以“古水”为主的混合水; 地热水补给高程为 $274 \sim 277 m$, 推测来源于同一区域。

(3)水-岩作用是控制研究区地热水化学组分的主要因素, 溶质组分主要来源于硅酸盐岩的溶解; 地热水虽然赋存于不同的隐伏基底断裂中, 却具有相似的水文地球化学过程。

(4)研究区地热水水-岩反应尚未达到离子平衡状态。利用玉髓温标计算的热储温度为 $46.2 \sim 54.4^{\circ}C$, 硅-焓模型估算的热储温度为 $121 \sim 122^{\circ}C$; 地热水循环深度为 $1\,428 \sim 5\,139 m$ 。地热水在上升过程中均混入了冷水, 根据硅-焓模型估算的冷水混入比例为 $0.76 \sim 0.88$ 。

参考文献(References):

- [1] 汪集隴, 龚宇烈, 马伟斌, 等. 我国发展地热能面临问题的分析及建议[C]//首届中国工程院/国家能源局能源论坛论文集. 北京: 化学工业出版社, 2010: 627-630.
Wang J Y, Gong Y L, Ma W B, et al. Analysis and suggestions on the problems in the development of geothermal energy in China[C]//Proceedings of the First China Academy of Engineering/National Energy Administration Energy Forum. Beijing: Chemical Industry Press, 2010: 627-630.
- [2] 王奎峰, 李文平, 韩代成, 等. 山东省临清地热田地热水化学特征及热水起源研究[J]. 地质调查与研究, 2014, 37(3): 230-236.
Wang K F, Li W P, Han D C, et al. Hydrochemistry and origin of the Linqing geothermal field in Shandong Province[J]. Geol Surv Res, 2014, 37(3): 230-236.
- [3] 李振函, 康凤新, 刘国爱, 等. 济南地热温泉[M]. 北京: 地质出版社, 2013: 1-129.
Li Z H, Kang F X, Liu G A, et al. Ji'nan Geothermal Hot Spring[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2013: 1-129.

- [4] 张卓,成世才,金兴,等. 环境同位素技术在确定济南平阴某氡地热井补给来源中的应用[J]. 山东国土资源,2018,34(7):78-81.
Zhang Z, Cheng S C, Jin X, et al. Application of environmental isotope technique in determining recharge source of a radon geothermal well in Pingyin County of Jinan City[J]. Shandong Land Res, 2018, 34(7): 78-81.
- [5] 段乃金,陈刚,宋会军. 济南平阴氡温泉水化学成分与同位素特征研究[J]. 地下水,2019,41(3):14-16.
Duan N J, Chen G, Song H J. Study on chemical constituents and isotopic characteristics of hot spring water in Pingyin, Jinan[J]. Ground Water, 2019, 41(3): 14-16.
- [6] 卢兆群,宋会军,程洪柱. 应用地热温标估算济南市平阴县大孙庄氡温泉水热储温度[J]. 化工矿产地质,2020,42(1):42-46.
Lu Z Q, Song H J, Cheng H Z. Application of geothermometer estimate geothermal reservoir temperature of radon geothermal spring in Dasunzhuang, Pingyin county, Jinan City[J]. Geol Chem Miner, 2020, 42(1): 42-46.
- [7] 于晓静,金兴,尹斐. 济南市平阴氡地热水中氟的来源及赋存机理浅析[J]. 山东国土资源,2017,33(8):46-50.
Yu X J, Jin X, Yin F. Primary analysis on the resource and occurrence mechanism of fluorine ion in radon geothermal water in Pingyin of Jinan[J]. Shandong Land Res, 2017, 33(8): 46-50.
- [8] 段乃金,卢兆群,陈刚. 济南平阴氡温泉成因机理分析[J]. 河北地质大学学报,2018,41(6):43-46.
Duan N J, Lu Z Q, Chen G. Approach of origin of a radon geothermal spring in Pingyin, Jinan[J]. J Hebei GEO Univ, 2018, 41(6): 43-46.
- [9] 徐军祥,刘桂仪,任书才. 山东省地热资源及其开发利用的生态环境意义[C]//中国能源研究会地热专业委员会. 全国地热产业可持续发展学术研讨会论文集. 北京:中国能源研究会地热专业委员会,2005:81-87.
Xu J X, Liu G Y, Ren S C. The eco-environmental significance of geothermal resources and their development and utilization in Shandong Province[C]//Geothermal Professional Committee of China Energy Research Association. Proceedings of National Symposium on Sustainable Development of Geothermal Industry. Beijing: Geothermal Professional Committee of China Energy Research Association, 2005: 81-87.
- [10] 尚英男. 环境同位素示踪技术在地热地球化学研究中的应用[J]. 世界核地质科学,2006,23(1):21-26.
Shang Y N. Application of environmental isotope tracing technology to geothermal geochemistry[J]. World Nucl Geosci, 2006, 23(1): 21-26.
- [11] 张卫民. 水文地球化学方法在赣南横径地区地热水成因分析中的应用[J]. 水文地质工程地质,2001,28(4):45-48.
Zhang W M. Application of hydrogeochemical method to the origin analysis of geothermal water in Henjing, South Jiangxi Province[J]. Hydrogeol Eng Geol, 2001, 28(4): 45-48.
- [12] 柳鉴容,宋献方,袁国富,等. 中国东部季风区大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 的特征及水汽来源[J]. 科学通报,2009,54(22):3521-3531.
Liu J R, Song X F, Yuan G F, et al. Characteristics of $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation over eastern monsoon China and the water vapor sources[J]. Chin Sci Bull, 2010, 55(2): 200-211.
- [13] 闫晓雪,甘浩男,岳高凡. 广东惠州—从化典型地热田水文地球化学特征及成因分析[J]. 地质论评,2019,65(3):743-754.
Yan X X, Gan H N, Yue G F. Hydrogeochemical characteristics and genesis of typical geothermal fields from Huizhou to Conghua in Guangdong[J]. Geol Rev, 2019, 65(3): 743-754.
- [14] 郝彦珍,潘明,吕勇,等. 云南昌宁柯街断裂带温泉水化学特征[J]. 地质科技情报,2014,33(4):191-196.
Hao Y Z, Pan M, Lyu Y, et al. Hydrochemical features of the hot spring in Kejie fault, Changning, Yunnan[J]. Geol Sci Technol Inform, 2014, 33(4): 191-196.
- [15] 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 the Xide geothermal field, Southwest Sichuan, China[J]. Geoscience, 2017, 31(1): 200-208.
- [16] Clark I D, Fritz P. Environmental Isotopes in Hydrogeology[M]. Boca Raton: Lewis Publishers, 1997: 352.
- [17] 卞跃跃,赵丹. 四川康定地热田地下水成因研究[J]. 地球学报,2018,39(4):491-497.
Bian Y Y, Zhao D. Genesis of geothermal waters in the Kangding geothermal field, Sichuan Province[J]. Acta Geosci Sin, 2018, 39(4): 491-497.
- [18] Gibbs R J. Mechanisms controlling world water chemistry[J]. Science, 1970, 170(3962): 1088-1090.
- [19] 刘伟坡,沙娜,程旭学,等. 海原县山前地下水化学特征分析[J]. 人民黄河,2019,41(8):82-87.
Liu W P, Sha N, Cheng X X, et al. Study on hydro-geochemical characteristics in piedmont of Haiyuan county[J]. Yellow River, 2019, 41(8): 82-87.
- [20] 陈凯,孙林华. 任楼煤矿地下水化学组成及其控制因素分析[J]. 煤炭科学技术,2019,47(10):240-244.
Chen K, Sun L H. Analysis of chemical composition and control factors of groundwater in Renlou coal mine[J]. Coal Sci Technol, 2019, 47(10): 240-244.
- [21] 郎旭娟,蔺文静,刘志明,等. 贵德盆地地下水水文地球化学特征[J]. 地球科学,2016,41(10):1723-1734.
Lang X J, Lin W J, Liu Z M, et al. Hydrochemical characteristics of geothermal water in Guide basin[J]. Earth Science, 2016, 41(10): 1723-1734.
- [22] 单玄龙,蔡壮,郝国丽,等. 地球化学温标估算长白山地热系统热储温度[J]. 吉林大学学报:地球科学版,2019,49(3):662-672.
Shan X L, Cai Z, Hao G L, et al. Estimation of thermal storage temperature of geothermal system in Changbai mountain by geothermometers[J]. J Jilin Univ: Earth Sci Ed, 2019, 49(3):

662 – 672.

[23] 王莹,周训,于浚,等. 应用地热温标估算地下热储温度[J]. 现代地质,2007,21(4):605 – 612.

Wang Y,Zhou X,Yu Y,et al. Application of geothermometers to calculation of temperature of geothermal reservoirs [J]. Geoscience,2007,21(4):605 – 612.

[24] 郑西来,刘鸿俊. 地热温标中的水 – 岩平衡状态研究[J]. 西安地质学院学报,1996,18(1):74 – 79.

Zheng X L,Liu H J. Study of the water – rock equilibrium state in the application of geothermometer [J]. J Xi ’ an College Geol, 1996,18(1):74 – 79.

[25] Giggenbach W F. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na – K – Mg – Ca geothermometers [J]. Geochim Cosmochim Acta,1988, 52(12):2749 – 2765.

[26] 温煜华,王乃昂,朱锡芬,等. 天水及其南北地区地热水水化学特征及起源[J]. 地理科学,2011,31(6):668 – 673.

Wen Y H,Wang N A,Zhu X F,et al. Hydrochemistry of geothermal water in Tianshui and its northern – southern area [J]. Sci Geogr Sin,2011,31(6):668 – 673.

[27] Fournier R O. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems [J]. Geothermics,1977,5(1 – 4):41 – 50.

[28] 杨雷. 重庆市温塘峡背斜地下热水水文地球化学特征研究[D]. 重庆:西南大学,2012:1 – 54.

Yang L. Study on Hydrogeochemical Features of the Thermal Water at Wentang Gorge Anticline in Chongqing, China [D]. Chongqing:Southwest University,2012:1 – 54.

[29] 王云,赵慈平,李其林,等. 滇东南楔形构造区典型地热流体地球化学特征研究[J]. 地震研究,2018,41(4):534 – 543.

Wang Y,Zhao C P,Li Q L,et al. Study on geochemical characteristics of geothermal fluid in the wedge – shaped tectonics, South-east Yunnan [J]. Journal of Seismological Research, 2018, 41(4):534 – 543.

Hydrogeochemical characteristics and genesis analysis of geothermal water in Pingyin of Shandong Province

LU Zhaoqun, PENG Mingzhang, DONG Yan, QI Xiequan, ZHU Guangji, MENG Xiangxin
(Shandong Geological Prospecting Exploration Institute of China Chemical Geology and Mine Bureau, Shandong Ji’nan 250013, China)

Abstract: The 3 existing geothermal wells in Pingyin of Shandong Province are rich in physiotherapy mineral elements, with high physiotherapy value. Based on the hydrochemical and isotopic analysis data from previons works, the authors in this paper dissected hydrochemical characteristics, recharge source, formation age and water – rock interaction process of geothermal water, and estimated the temperature of heat storage, the proportion of cold water mixing proportions and the depth of hot water circulation. The results show that the hydrochemical types of geothermal water in the study area are all $Cl \cdot CO_4 - Na \cdot Ca$, and the source of water recharge is atmospheric precipitation, with the supply elevation of 274 ~ 277 m. The apparent age of ^{14}C in geothermal water samples is 15.81 ~ 7.01 ka, indicating the mixed water is dominated by the ancient water. The occurrence of geothermal water was in different concealed base fault zones, but the solute component of geothermal water mainly comes from the dissolution of silicate minerals, meaning the similar hydrogeochemical process. The geothermal reservoir temperature calculated by chalcedony temperature is 46.2 ~ 54.4 $^{\circ}C$, while the geothermal reservoir temperature estimated by Si – enthalpy model is about 121 ~ 122 $^{\circ}C$, with cold water mixing proportion of about 0.76 ~ 0.88. The circulation depth of geothermal water is 1 428 ~ 5 139 m.

Keywords: geothermal water; hydrogeochemistry; isotopes; geothermal reservoir temperature; Si – enthalpy model; circulation depth

(责任编辑: 沈效群)