

doi: 10.12029/gc20160618

李修成, 马致远, 张雪莲, 等. 陕西省关中盆地东大地热田成因机制分析[J]. 中国地质, 2016, 43(6): 2082–2091.

Li Xiucheng, Ma Zhiyuan, Zhang Xuelian, et al. Genetic model of the Dongda geothermal field in Guanzhong Basin, Shaanxi Province[J]. Geology in China, 2016, 43(6): 2082–2091(in Chinese with English abstract).

陕西省关中盆地东大地热田成因机制分析

李修成 马致远 张雪莲 郭 森 孟 阳 党书生

(长安大学 环境科学与工程学院, 陕西 西安 710054)

摘要:东大地热田是关中盆地地热资源较为丰富的地区之一, 阐述其成因模式对于可持续开发利用热水资源具有一定的指导意义。应用同位素水文地球化学方法, 结合区域内地质构造条件, 对地热田成因机制进行了系统研究, 结果表明该地热田属于中低温对流型地热系统。补给来源于西南部秦岭山区大气降水, 深层热水的补给高程下限为 1320 m。地下水经深循环在较大的大地热流背景值下被围岩加热, 深层热储最高温度为 110℃, 热水最大循环深度为 3120 m, 循环周期约为 14461 a。区域内地质构造复杂, 处于多条不同方向活动断裂的交汇地带, 为热水提供了良好的运移通道。热水在上涌的过程中会混有更多的当地冷水, 由于上覆较厚第四系松散堆积物盖层, 区域内形成地热异常。

关键词:东大; 地热田; 同位素; 水化学; 成因机制; 中低温对流型地热系统

中图分类号: P314 文献标志码: A 文章编号: 1000-3657(2016)06-2082-10

Genetic model of the Dongda geothermal field in Guanzhong Basin, Shaanxi Province

LI Xiu-cheng, MA Zhi-yuan, ZHANG Xue-lian, GUO Sen, MENG Yang, DANG Shu-sheng

(School of Environmental Sciences and Engineering, Chang'an University, Xi'an 710054, Shaanxi China)

Abstract: Dongda is located in the south of Xi'an City, Shaanxi Province. The region is of alluvial-pluvial plain and rich in geothermal resources. For the purpose of further exploration and sustainable use of geothermal resources, researchers should elaborate genetical mechanism of the geothermal field through the application of hydrogeochemical methods and analyzing regional geological conditions. The results obtained by the authors show that the geothermal field belongs to the low-medium temperature geothermal system of convective type. The regional heat flow is 74.5 mW/m² without special additional heat source. The recharge area is located to the southwest of the geothermal field and geothermal water originates from precipitation of the Qinling Mountain with a recharge elevation of more than 1320 m. The temperature of the deepest reservoir is estimated to be 110℃, with a deep water cycling of 3120 m. The geothermal water age is about 14461 a. A number of different directions of active faults exist in the region. Under the effect of thermal convection, geothermal water flows upward along the faults and is mixed with more cold water. Because

收稿日期: 2015-11-10; 改回日期: 2016-01-10

基金项目: 国家自然科学基金项目(41172211, 41472221)资助。

作者简介: 李修成, 男, 1990年生, 硕士生, 主要从事地热、水文地质方面的研究; E-mail: 799220222@qq.com。

of the overlying Quaternary loose deposits, geothermal water is stored in the shallow reservoir, forming the Dongda geothermal field.

Key words: Dongda; geothermal field; isotope; hydrochemistry; formation mechanism; low–medium temperature geothermal system of convective type

About the first author: LI Xiu–cheng, male, born in 1990, master candidate, majors in the study of geothermal geology and hydrogeology; E–mail: 799220222@qq.com.

Fund support: Supported by National Natural Science Foundation of China (No. 41172211, No. 41472221).

1 引言

地热能相比于传统能源是一种清洁的可再生能源^[1],地下热水作为地热能的主要载体,其开发与利用力度正在逐步加大^[2]。要实现地下热水的可持续开发利用,必须查明地热资源的成因模式。目前国内对于此类研究已较为成熟^[3],同位素水文地球化学等方法广泛应用其中^[4–6]。

陕西东大地热田内开发利用地热水已有30多年历史,起先以开采浅部第四系热储层为主;而后新井多为开采更深的新近系热储层,水温相对较高,主要用于洗浴、供暖、养殖等方面,其热储资源较为丰富。陕西省地质调查院、省环境监测总站等^①曾对关中盆地进行过地热资源调查与评价的工作,对关中盆地地质条件和地热流体赋存的环境有了整体的认识;马致远等^[7]基于关中盆地构造及地下热水水化学和同位素特征,阐述了盆地内不同构造单元地下热水的成因类型。然而,都未具体对盆地南部东大地热资源的成因模式做过系统的研究。

本文在前人研究的基础上,结合东大地热田地质构造背景,通过分析各类水体的水化学和同位素特征,阐述地热资源的形成与其赋存条件等规律,提出东大地热田的成因机制,为可持续开发利用秦岭山前其他断裂构造上的地热田提供指导意义。

2 研究区概况

东大地热田处于陕西省西安市长安区东大镇境内,以高冠河和沔峪河组成的人字形区域为中心(图1),面积约为10 km²。地貌属秦岭山前冲洪积平原,区域内地势平坦,平均海拔为425 m。

区域热储层内按地层岩性、富水性大小及地温场特征可划分为第四系三门组(Q_{3s})、新近系张家坡组(N_{2z})、蓝田灞河组(N_{2l+b})和印支期花岗岩(η_3^1)

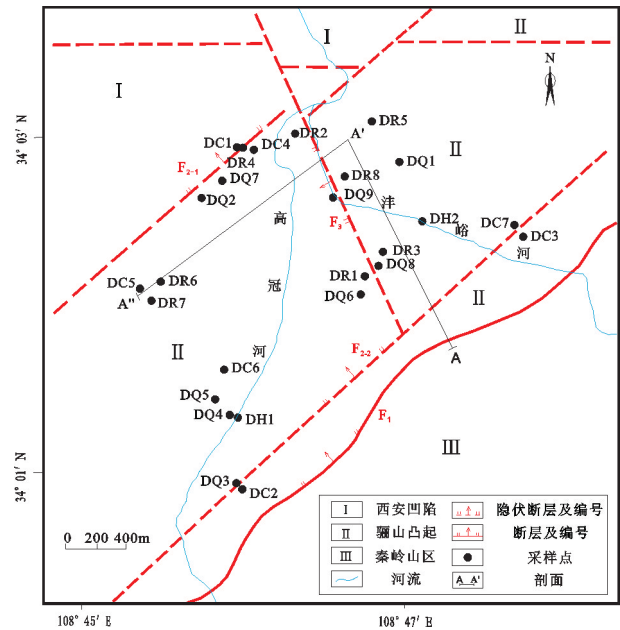


图1 东大地热田地质构造及采样点分布图

Fig.1 Geological map and sampling locations in the Dongda geothermal field

4个热储层段。其中第四系三门组热储埋深200~600 m,岩性主要为灰绿色、黄褐色粉土、粉质黏土与灰白、黄褐色砂砾石略等厚互层,水量丰富,井口水温一般可达50~60℃;新近系张家坡组热储埋深600~900 m,岩性为灰黄、浅灰绿色砂质泥岩与中、细砂岩略等厚或不等厚互层,富水性较差;新近系蓝田灞河组热储埋深900~1500 m,岩性为黄褐色、浅灰绿色泥岩与含砾中、粗砂岩略等厚或不等厚互层,富水性介于张家坡组和三门组之间,井口水温一般可达70~80℃;印支期花岗岩基岩裂隙热储顶板埋深一般在1200 m以下,岩性为肉红色、浅灰色块状二长花岗岩,富水性最差。区域内上覆厚约280 m的第四系秦川群(Q_{2–4qc})松散堆积物,主要由浅黄、灰色中细砂、粉质黏土、黏土、漂石、卵砾石组

①刘方,穆根晋,刘建强,等.陕西省关中盆地地热资源调查评价报告[R].西安:陕西省环境监测总站,2008.

成。热水井开采第四系三门组和新近系张家坡组、蓝田灞河组热储层,基岩裂隙热储出水量低,不为开采。

3 热源分析

研究区所在长安区附近户县的大地热流值为 $74.5 \text{ mW/m}^{2[8]}$, 相比于全国大地热流平均值 ($61 \pm 15.5 \text{ mW/m}^2$), 东大地热田大地热流值较大, 属于异常的大地热流背景值地区。

地壳岩石矿物中放射性元素如铀、镭、氡的衰变也能产生热量, 使热水中伴生水溶氦气。同时氦同位素也能判别出是否有深部含高热量幔源物质的上涌^[9]。氦气根据主要来源分为壳源氦、幔源氦和大气源氦, 其 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 表征值分别为 2.0×10^{-8} 、 1.1×10^{-5} 和 1.4×10^{-6} 。用 R/Ra 来表示氦同位素的特征, R 表示样品的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值, Ra 表示大气的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值, $R/Ra < 1$ 是壳源氦的特征, 而 $R/Ra > 1$ 则说明有幔源氦的加入。

从表1中可以看出, 东大热水中氦同位素比值较低且 $R/Ra < 1$, 显示热水中氦气有明显的壳源成因, 基本没有深部高温幔源物质来源。假设地壳上部 10 km 厚度内放射性元素均匀分布, 结合研究区所在汾渭地堑地壳平均生热率上限值 A 为 $1.6 \mu\text{W/m}^{3[10]}$, 则衰变产热的上限值为 $Q=A \times Z=1.6 \mu\text{W/m}^3 \times 10 \text{ km}=16 \text{ mW/m}^2$, 而一般生热率的上限值远大于其实际值的^[11], 所以放射性产热不构成特殊热源。

岩浆活动对现今地温场的影响取决于岩浆活动的年代和岩浆体规模。区域内最新的岩浆岩形成于印支期, 岩体埋深较浅, 在秦岭山前部分区域出露。由于构造活动处于晚二叠世至三叠纪之间, 其余热早已散失殆尽, 对现今地温场无影响。

因此东大地热田属于非火山型地热系统, 地下水是在深循环过程中, 在较大的大地热流背景值之下, 被围岩加热而形成的。

表1 东大热水氦同位素分析结果

Table 1 Helium isotope analytical result of Dongda geothermal water

水样编号	$R=^3\text{He}/^4\text{He}$	R/Ra	$^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$
DR1	1.32×10^{-7}	9.43×10^{-2}	142
DR6	9.43×10^{-8}	6.74×10^{-2}	139

4 地质构造与导水通道

东大地热田位于渭河盆地与秦岭山区接壤部位, 渭河断凹基底受活动性断裂切割, 形成若干个升降各异的断块, 研究区主要位于骊山凸起上。该区发育了多条断裂, 主要为秦岭北侧断裂(F_1)、临潼—长安断裂(F_2)、沔河断裂(F_3) (图1)。 F_1 断层属区域性出露断裂, 走向呈NE向, 是先压后张性正断层, 切穿花岗岩基底, 主断裂旁伴有次级平行的小断裂, 断裂破碎带宽达百米至数百米, 至今继承性活动仍较强烈。 F_2 断层系由2条(F_{2-1} 、 F_{2-2})平行展布的呈NE走向的正断层组成的断裂带, F_3 断层沿沔河—高冠河作NNW向延展, 两条断裂均为隐伏正断层。

据地热井测温资料编制的地温梯度等值线图^[12] (图2)可知, F_3 断层与 F_1 、 F_{2-1} 、 F_{2-2} 断层交汇处有明显的地热异常, 中心处地温梯度可达 $14.83^\circ\text{C}/100 \text{ m}$, 向四周逐步递减。在垂直于 F_3 断层走向的方向上, 地温梯度下降较快; 而沿 F_3 断层走向上, 地温梯度下降较慢。这是因为水源经 F_1 断层破碎带及裂隙带下渗补给, 地下水经深循环, 被围岩逐步加热后, 在 F_{2-1} 、 F_{2-2} 、 F_3 断层附近, 深部热水运移至浅部, 而较厚的热导率极低的第四系秦川群松散层封堵热水, 起到保温盖层的作用, 造成局部高温异常。可见区域内断层破碎带具有良好的导水作用且上覆较厚保温盖层, 是东大地热田地热异常的主要控制因素。

5 热水的补给来源分析

5.1 取样与测试

在国家自然科学基金的支持下, 2015年7月在区域内展开同位素和水化学样品的取样工作, 共采集水样26个, 包括热水、承压冷水、潜水及河水样。所有水样采集于500 mL聚乙烯瓶中, 在采样前, 用蒸馏水清洗采样瓶3次, 水样装满整个取样瓶, 并用蜡密封瓶口, 防止瓶中产生气泡。水化学样品是在陕西省工程勘察研究院水土检测中心测试, $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 样品是在中科院地球环境研究所稳定同位素实验室测试, 用激光水同位素分析仪分析检测, 其分析精度分别为 $\pm 0.2\text{‰}$ 和 $\pm 0.5\text{‰}$ 。测试结果见表2。

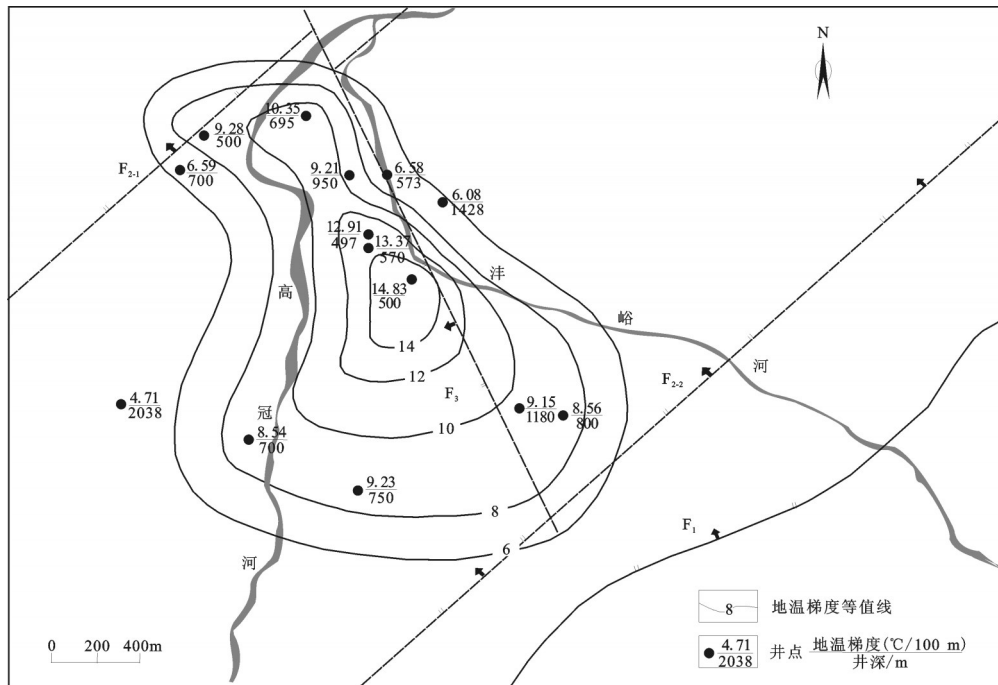


图2 研究区地温梯度等值线图
Fig.2 Geothermal gradient contour map of the study area

5.2 水化学特征

研究区各水样点的水化学特征如图3所示。地下热水水化学类型主要为SO₄·HCO₃-Na型,溶解性总固体(TDS)为312~516 mg/L,属淡水;河水水化学类型为HCO₃·SO₄-Ca型,TDS低,均值为114 mg/L;潜水水化学类型主要为HCO₃·SO₄-Ca·Mg和HCO₃·SO₄-Ca型,TDS为152~556 mg/L;承压水水化学类型比较复杂,主要是HCO₃·SO₄-Ca·Mg型,也有少量为HCO₃-Ca、HCO₃-Ca·Na、HCO₃·SO₄-Na·Ca型,TDS为192~304 mg/L。随着取样深度的增加,阳离子由Ca²⁺为主演变为以Na⁺为主,反映出深层热水存在阳离子交替吸附作用。热水和冷水的水化学类型存在较为明显的差异,反映出各自的水化学环境不同。

值得注意的是,热水中F⁻含量远远高于冷水中的F⁻含量,其可能的原因是:研究区基底为花岗岩,含有黑云母和角闪石成分^[13],热水经深循环,在不断被加热的过程中,长期溶滤富含氟盐的黑云母和角闪石等矿物。其中承压冷水点DC3的F⁻含量远超其他冷水样点,说明有上涌的深层热水混合。

5.3 氢氧稳定同位素特征

东大地区各水样点都分布在当地大气降水线

附近(图4),表明是大气降水起源,冷水与热水的稳定同位素组成存在明显差异。潜水及承压冷水样点同位素最为富集,其δD值为-59‰~-74‰,说明冷水主要接受当地大气降水,补给高程较低;热水样点的δD值为-90‰~-81‰,低于其他冷水样点的δD值,反映热水较高的补给高程。其中浅层热水样点(井深小于700 m)如DR4、DR5的δD值介于深层热水和冷水样之间,指示浅层热储层中有较多的冷水混入。浅层热水相比于深层热水表现出较为明显的δ¹⁸O漂移,其可能的原因是:区域内断裂构造发育,深层热水井打在导水性好的断层破碎带上,径流条件较好,水与围岩的δ¹⁸O交换不明显;而浅层热水并未穿过断层破碎带,补给源于热对流现象上涌的热水,由于水流动缓慢,水与围岩发生同位素交换,δ¹⁸O富集。

5.4 热水混合比例及补给高程

5.4.1 热水混合比例计算

由氢氧稳定同位素分析结果可以看出,深层热水与浅层冷水对浅层热水均有贡献,可将其视为混合水的两个输入端元。根据同位素质量守恒原理^[14],混合比例计算公式为:

$$\delta D_M = \delta D_A \cdot X + \delta D_B \cdot (1 - X)$$

表2 东大地热田水样水化学和同位素测试结果

Table 2 Chemical and isotopic compositions of samples from the Dongda geothermal field

类 型	样品 编号	pH	井深 /m	ρ_V /(mg/L)										$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	$\delta\text{D}/\text{‰}$
				K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	F^-	SiO_2	TDS		
热 水	DR1	8.42	1200	3.6	149.1	6.0	2.4	35.5	201.7	91.5	11.21	61.5	456	-12.2	-88
	DR2	8.41	695	1.7	138.5	6.0	2.4	28.4	163.3	109.8			401	-12.1	-87
	DR3	8.88	1180	2.6	139.9	2.0	1.2	49.6	148.9	122.0	11.70	73.4	484	-12.6	-89
	DR4	8.90	500	1.4	106.9	4.0	<0.1	23.0	111.9	88.5			352	-8.7	-81
	DR5	8.90	515	18.8	75.3	5.0	0.6	16.3	86.4	107.4	5.49	26.2	312	-9.3	-81
	DR6	8.44	1180	1.1	95.6	12.1	1.2	35.4	124.9	91.5	8.30	31.5	360	-11.9	-82
	DR7	8.40	2037	1.1	125.6	6.0	1.2	33.7	129.7	120.0	10.00	40.4	410	-11.3	-90
	DR8	8.57	1428	2.6	161.9	6.0	0.7	60.3	145.1	183.1	10.95	58.9	560	-12.4	-88
潜 水	DQ1	7.37		2.8	30.5	104.2	20.7	74.4	177.7	146.4	0.25		556	-9.2	-61
	DQ2	7.08	30	1.8	16.1	68.1	15.1	21.3	150.8	140.3	0.22		344	-9.0	-59
	DQ3	7.29	12	2.4	12.7	60.1	10.9	21.3	81.7	146.4	0.29	18.6	292	-9.4	-61
	DQ4	7.04	21	1.6	3.7	34.1	4.9	14.2	48.0	79.3	0.18		152	-10.0	-64
	DQ5	7.03	18	1.4	3.4	28.1	1.5	14.2	60.5	61.0	0.18		160	-10.3	-67
	DQ6	7.41		1.7	16.1	88.2	17.3	28.4	87.4	207.5	0.40	24.5	464	-9.2	-59
	DQ7	7.12	45	0.7	10.7	42.1	7.1	14.2	44.2	152.5	0.24		208	-10.3	-68
	DQ8	7.13	50	1.1	18.6	90.2	20.7	24.8	101.8	262.4	0.32		432	-8.8	-59
	DQ9	7.39		2.0	57.5	56.1	10.9	31.9	120.1	189.2	2.24		380	-9.1	-64
承 压 冷 水	DC1	7.81	220	1.1	23.4	50.1	8.3	21.3	51.9	201.4	0.39	24.5	300	-10.8	-72
	DC2	7.66	130	1.3	11.6	64.1	16	24.8	64.4	201.4	0.42	25.8	304	-9.7	-63
	DC3	8.16	200	1.5	50.5	26.9	3.2	14.2	76.8	140.3	4.17		256	-11.1	-74
	DC4	7.97		0.7	18.3	42.1	2.4	10.6	28.8	177	0.30	24.7	236	-10.9	-72
	DC5	7.52		1.6	9.0	43.3	10.2	14.2	52.8	134.2	0.23		228	-9.7	-63
	DC6	7.40	120	1.1	7.9	36.9	5.8	14.2	28.8	152.5	0.21		192	-10.5	-68
	DC7	7.67	180	1.2	5.6	32.1	7.1	21.3	61.5	85.4	0.22	25.2	220	-10.4	-67
河 水	DH1	7.70		1.3	1.4	16	3.6	7.1	45.1	48.8	0.20		108	-9.9	-66
	DH2	7.28		1.1	0.8	16	0.7	7.1	44.2	48.8	0.18		120	-9.8	-64

式中： δD_M 为混合水M的 δD 值(‰)； δD_A 、 δD_B 分别为A、B端元的 δD 值(‰)； X 为混入A端元的比例。

区域内断裂构造发育，热水中必定会混入沿着断层破碎带下渗的浅部冷水，实际深层热水中氘同位素更为贫化。DR7热水样点温度较高且 δD 值最低，可认为热水中混入冷水的比例最小，补给基本来源于海拔较高处大气降水，故设为输入端元A。浅层冷水为第四系地下水，接受当地大气降水补给，基本没有深部热水混入，其 δD 平均值-65.1‰，设为输入端元B。各混合端元所占比例的计算结果见表3。

由混合比例计算结果可知：随着井深的增加，热水接受高海拔处大气降水补给的比例越高，而DR6井深大于1000 m，热水中混有比例较高的当地冷水，其可能的原因是取水段位于断裂附近，混有大量浅部冷水，其水温也相对较低。

5.4.2 热水补给高程计算

东大地热田地下热水为深层热水与浅部冷水混合而成，不同深度处混合比例不同。深层热水的补给高程计算公式^[15]为：

$$H = (\delta^{18}\text{O}_G - \delta^{18}\text{O}_S) / K + h$$

式中： H 为地下水补给高程(m)； $\delta^{18}\text{O}_G$ 为取样

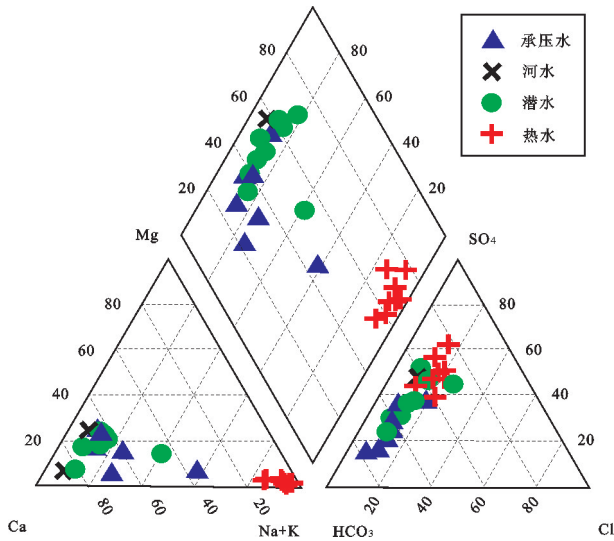


图3 东大地区水样点水化学Piper图
Fig.3 Piper diagram for Dongda water samples

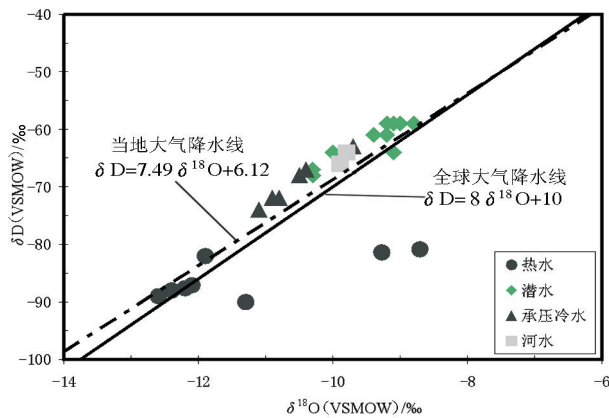


图4 东大水样点δD与δ¹⁸O关系图
Fig.4 The relation between δD and δ¹⁸O of Dongda water samples

点地下水的δ¹⁸O值(‰);δ¹⁸O_s为取样点附近大气降水的δ¹⁸O值(‰);K为大气降水δ¹⁸O值的高度梯度(-‰/100m);h表示取样点地面高程(m)。

东大地热田位于秦岭山前,参考秦岭高程效应中δ¹⁸O高度梯度为-0.51‰/100 m^[6],西安地区大气降水δD和δ¹⁸O的均值分别为-49.4‰、-7.41‰^[17]。取样点平均地面高程为425 m,求得深层热水平均补给高程为1320 m,由于深层热水中混入一定量浅部冷水,因此热水中δ¹⁸O应更为贫化,热水的净补给高程应该更高。结合周边地形资料,补给区位于东

表3 热水混入各补给端元的比例
Table 3 Proportion of geothermal water mixed with various supply sources

样点编号	A端元混合比例/%	B端元混合比例/%
DR1	90.36	9.64
DR2	88.35	11.65
DR3	95.98	4.02
DR4	63.25	36.75
DR5	65.26	34.74
DR6	67.87	32.13
DR7	100	0
DR8	91.97	8.03

大地热田西南部秦岭山区,热水源于高海拔处大气降水补给。

5.5 热水年龄

一般情况下可以利用氡值经验法估算地下水年龄,只适用于50年内的水的年龄测定。当地下水氡含量小于0.7 TU时,为1953年之前补给的;氡含量为0.7~4 TU时,为1953年之前所补给的水与现代降水的混合。东大地下热水氡浓度为1.19 TU^①,推测其为新水与老水的混合,而热水应为老水,其年龄大于50 a;其中开采第四系三门组浅层热水的东大乡北大村渔场的氡值高达12.63 TU,¹⁴C的表观年龄为14461 a^①其水温较低,¹⁴C测年指示热水的年龄为14461 a,而高氡浓度是因为较多浅层冷水的混入,这与前面混合比例的计算结果相一致。

5.6 热储温度及循环深度估算

5.6.1 热储温度估算

化学温标法是基于地热水在特定的温度下与其赋存的热储矿物达到化学平衡状态,利用热水中某些元素的含量与温度之间的关系来估算热储温度^[18-19]。

从表4中可以看出,石英温标计算结果较为符合热储情况;玉髓温标、α-方石英温标、Na-K温标和K-Mg温标计算出来的热储温度比井口温度还低,不适用于热储温度估算;Na-K-Ca温标计算的个别样点的热储温度误差较大。

Na-K-Mg三角图法能够判断热水中矿物是否达到平衡,区分不同类型的水样^[20]。图5显示,研究区所有热水样点位于部分平衡水区域,均未达到

①刘方,穆根胥,刘建强,等.陕西省关中盆地地热资源调查评价报告[R].西安:陕西省环境监测总站,2008.

表4 化学温标法计算的热储温度(°C)

Table 4 Temperature of geothermal reservoir by temperature scale method

样品编号	井口温度	石英温标 (无蒸汽散失)	石英温标(最大 蒸汽散失)	玉髓 温标	α -方石英 温标	Na-K 温标	K-Mg 温标	Na-K-Ca 温标
DR3	90	120.7	118.7	92.3	70.0	69.4	49.6	111.0
DR5	58	72.2	76.7	40.5	22.7	311.8	79.6	162.3
DR6	72	81.4	84.8	50.2	31.5	45.1	41.0	41.5
DR7	83	92.5	94.5	61.5	41.9	34.3	41.3	57.6
DR8	84	109.6	109.3	80.3	59.1	61.6	55.2	86.1

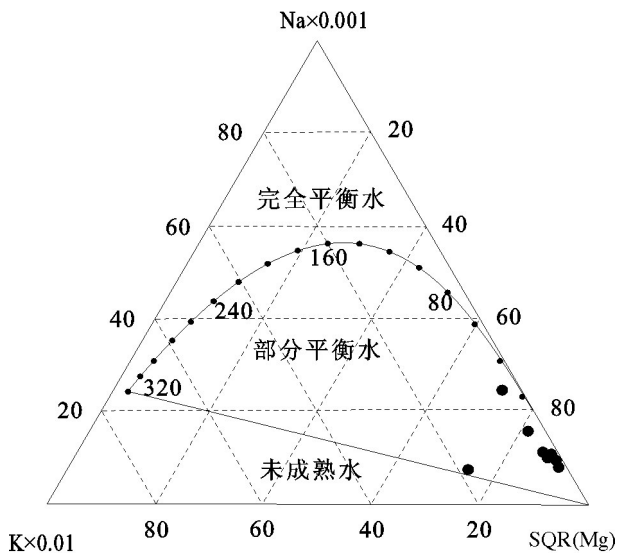


图5 热水样的Na-K-Mg三角图
Fig.5 Na-K-Mg ternary diagram of water samples

水-岩平衡状态,可能有较低温度水的混入,也进一步证实阳离子地热温标法(Na-K温标、K-Mg温标)不宜作为估算研究区热储温度的方法。

多矿物平衡图解法是将热储矿物的溶解沉淀状态即饱和指数作为温度的函数,若多种矿物在某一特定温度下同时接近平衡状态时,平衡温度即为热储温度^[21]。这种方法考虑多种矿物与温度的关系来估算热储温度,比单一的地热温标法更加准确。利用 Phreeqc 软件计算热储矿物在不同温度下的饱和指数,模拟结果见图6。

笔者选择DR8井进行具体说明,图6中左图为未考虑冷水混入和CO₂逸出的矿物饱和指数与温度的变化关系,显示矿物平衡温度较低或分散。右图为除去部分冷水并增加一定量CO₂分压后,水样中的玉髓、萤石、石英、方解石、白云石、高岭石等矿物达到平衡时的温度即为热储温度。同理,可依次算出其他取样点的热储温度,将最终结果汇入表5。从表5中可以看出,东大地热田热储估算温度为67~110°C,属于中低温地热水。

5.6.2 热水循环深度估算

热水循环深度的计算公式^[22]为

$$H = h_0 + (T_r - T_0) / \text{grad}T$$

式中:H为循环深度(m);h₀为常温带深度(m);

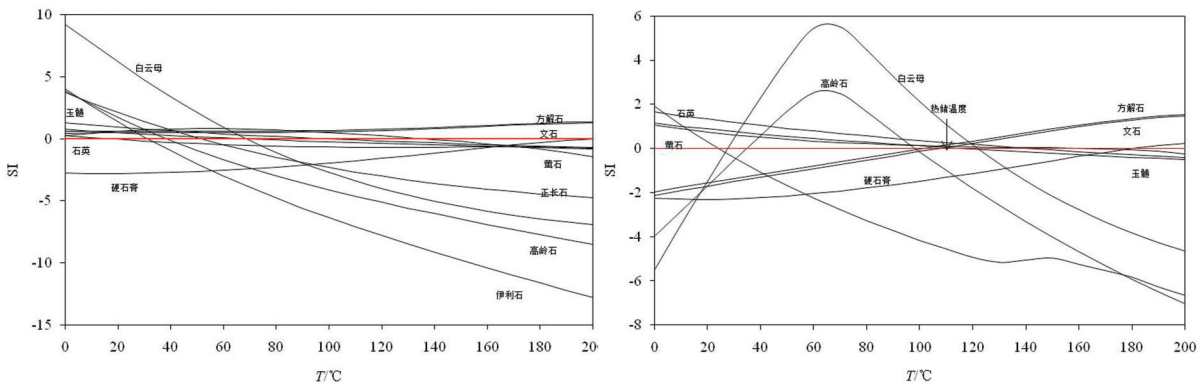


图6 DR8热水井水样SI-T关系图
Fig.6 Relation between SI and T of DR8 geothermal water

表5 利用多矿物平衡法计算的热储温度
Table 5 Temperature of geothermal reservoir by multi-mineral balance method

样点编号	井口温度/℃	多矿物平衡法/℃
DR3	90	105
DR5	58	67
DR6	72	88
DR7	83	98
DR8	84	110

T_r 为热储温度(℃); T_0 为常温带温度(℃); $gradT$ 为地温梯度(℃/100 m)。

研究区常温带深度和温度分别为20 m、17℃;根据区域地热资料,远离中心地热异常区,地温梯度逐步下降至3℃/100 m,这里取3℃/100 m,可估算热水最大循环深度。深层热储温度约为110℃,通

过计算得东大热水的最大循环深度为3120 m。

6 东大地热田成因机制

东大地热田属于中低温对流型地热系统。其成因模式可以概括为:西南部秦岭山区裸露基岩接受大气降水补给,深层热水平均补给高程的下限为1320 m,水流沿着断裂或节理裂隙下渗,下渗的过程中会混入部分当地大气降水,其最大循环深度为3120 m,地下热水在偏高的大地热流背景下被围岩逐步加热,深层热储温度为110℃,热水循环周期约为14461 a;由于水的热对流作用,热水沿着 F_{2-1} 、 F_{2-2} 、 F_3 断层破碎带及周围裂隙向上水平运移进入浅层热储,向上流动的过程中,与浅部下渗冷水混合,形成浅层低温热水。区域内较厚的热导率极低的第四系秦川群的松散层封堵热水,起到保温盖层的作用,使得地下热水得以封存形成了地热田(图7)。

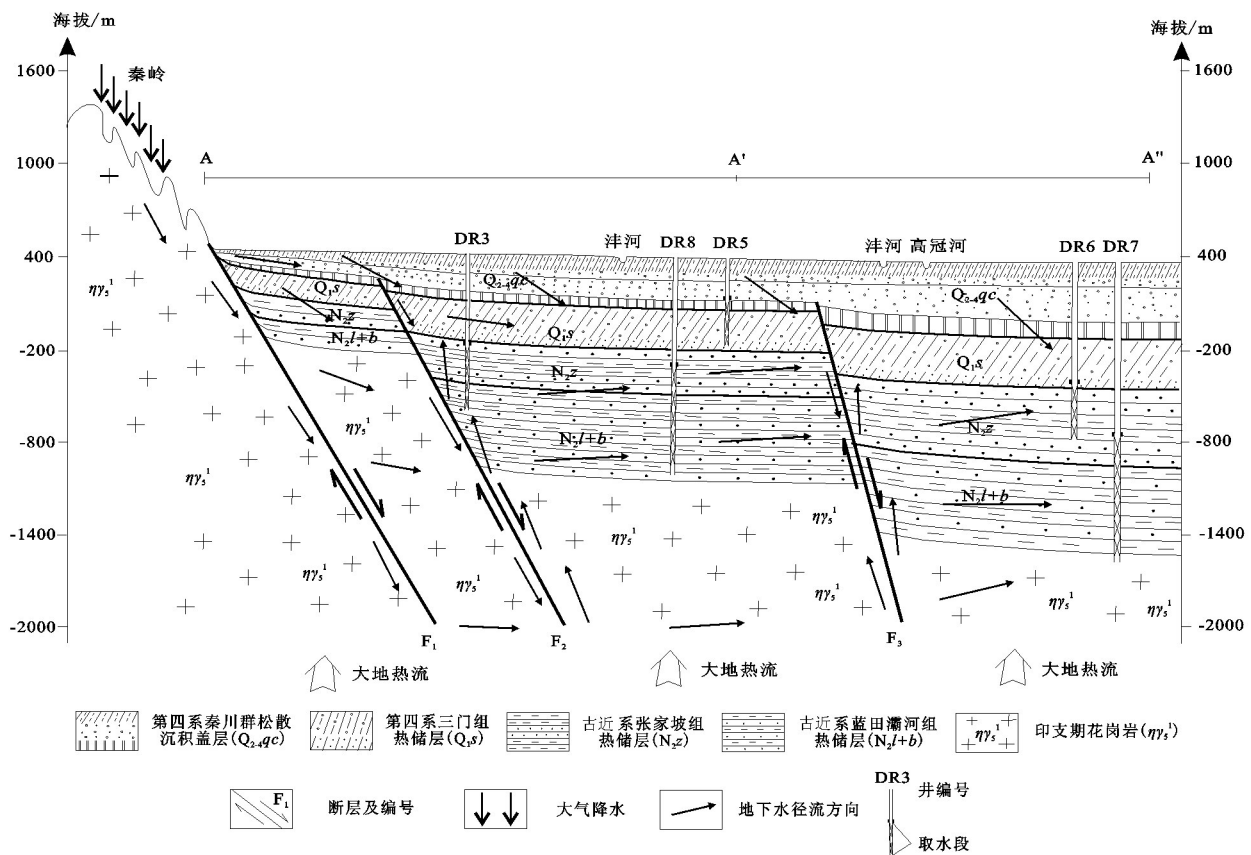


图7 东大地热田成因模式图
Fig.7 Genetic model of the Dongda geothermal field

7 结 论

东大地热田地质构造复杂,处于多条活动断裂的交汇地带。断裂形成的破碎带,为区域内热水提供了良好的运移通道,且上覆较厚第四系松散堆积物盖层,是造成地热异常的主要原因。

东大地区大地热流背景值相比于全国平均值属于较高区域;放射性衰变产热和岩浆活动并不构成特殊的附加热源,且热水中并不存在高温幔源物质的混入。结合二氧化硅温标和多矿物图解法可知,东大深层热储最高温度可达110℃左右,热水最大循环深度达3120 m。综上所述,东大地热田是在较高大地热流背景作用下形成的中低温对流型地热系统。其补给水源来自于西南部秦岭山区大气降水,浅层热水相比于深层热水混有更高比例的当地冷水,深层热水补给高程的下限为1320 m,地下径流条件较好,¹⁴C指示热水循环周期为14461 a,其可更新能力一般。

区域内地下热水可再生能力有限,而且热水井密度较大,相互之间干扰较为严重,应该合理分配各热水井的开采时间和开采量。

致谢:衷心感谢陕西省地质调查中心高工穆根胥对本文撰写提出的宝贵意见。

参考文献(References):

- [1] Axelsson G. Sustainable geothermal utilization——Case histories definitions research issues and modeling [J]. *Geothermics*, 2010, 39(4): 283–291.
- [2] 蔺文静, 刘志明, 王婉丽, 等. 中国地热资源及其潜力评估[J]. *中国地质*, 2013, 40(1): 312–321.
Lin Wenjing, Liu Zhiming, Wang Wanli, et al. The assessment of geothermal resources potential of China[J]. *Geology in China*, 2013, 40(1): 312–321(in Chinese with English abstract).
- [3] 汪集旸, 熊亮萍, 庞忠和. 中低温对流型地热系统[M]. 北京: 科学出版社, 1993: 1–207.
Wang Jiyang, Xiong Liangping, Pang Zhonghe. Low–medium Temperature Geothermal System of Convective Type[M]. Beijing: Science Press, 1993: 1–20 (in Chinese with English abstract)
- [4] 王卫星, 李攻科, 李宏, 等. 河北汤泉地热流体水文地球化学特征及其成因[J]. *中国地质*, 2013, 40(6): 1935–1941.
Wang Weixing, Li Gongke, Li Hong, et al. Hydrogeochemical characteristics and origin of the geothermal fluid in Tangquan area, Hebei Province[J]. *Geology in China*, 2013, 40(6): 1935–1941(in Chinese with English abstract).

- [5] 李向全, 侯新伟, 周志超, 等. 高黎贡山南段主要热泉水化学同位素特征研究[J]. *中国地质*, 2011, 38(5): 1347–1354.
Li Xiangquan, Hou Xinwei, Zhou Zhichao, et al. Isotopic characteristics of the main hot springs in southern Gaoligong Mountain[J]. *Geology in China*, 2011, 38(5): 1347–1354(in Chinese with English abstract).
- [6] 杨峰田, 庞忠和, 王彩会, 等. 苏北盆地老子山热田成因模式[J]. *吉林大学学报: 地球科学版*, 2012, 42(2): 468–475.
Yang Fengtian, Pang Zhonghe, Wang Caihui, et al. Genesis model of Laozishan geothermal field, Subei basin[J]. *Journal of Jilin University*, 2012, 42(2): 468–475(in Chinese with English abstract).
- [7] 马致远, 郑会菊, 郑磊, 等. 关中盆地深层热储流体锶同位素演化及其指示意义[J]. *水文地质工程地质*, 2015, 42(1): 169–175.
Ma Zhiyuan, Zheng Huiju, Zheng Lei, et al. Evolution and instruction of the strontium isotope in the deep geothermal water in the Guanzhong basin[J]. *Hydrogeology and Engineering Geology*, 2015, 42(1): 169–175(in Chinese with English abstract).
- [8] 胡圣标, 何丽娟, 汪集旸. 中国大陆地区大地热流数据汇编(第三版)[J]. *地球物理学报*, 2001, 44(5): 611–626.
Hu Shengbiao, He Lijuan, Wang Jiyang. Compilation of heat flow data in the China continental area (3rd edition)[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2001, 44(5): 611–626(in Chinese with English abstract).
- [9] Hilton D R, Hammerschmidt K, Teufel S, et al. Helium isotope characteristics of Andean geothermal fluids and lavas[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1993, 120(3): 265–282.
- [10] 汪洋, 汪集旸, 邓晋福, 等. 中国大陆地壳和岩石圈铀、钍、钾丰度的大地热流约束[J]. *地球物理学进展*, 2001, 16(3): 21–30.
Wang Yang, Wang Jiyang, Deng Jinfu, et al. Heat flow constraint on the abundance of uranium, thorium and potassium in crust and lithosphere of the continental area of China[J]. *Progress in Geophysics*, 2001, 16(3): 21–30(in Chinese with English abstract).
- [11] 汪洋. 应用大地热流和地下流体氦同位素组成资料计算中国大陆地壳生热元素丰度[J]. *中国地质*, 2006, 33(4): 920–927.
Wang Yang. Radioactive heat–producing element abundance in the crust of continental China estimated from terrestrial heat flow and the helium isotopic composition of underground fluids[J]. *Geology in China*, 2006, 33(4): 920–927(in Chinese with English abstract).
- [12] 杨志洲, 于欣, 常园. 陕西关中盆地洋峪—高冠峪地区地热特征及成因研究[J]. *中外能源*, 2015, 20(7): 34–38.
Yang Zhizhou, Yu Xin, Chang Yuan. A study on the characteristics and cause of geothermal energy generation in Fengyu–Gaoguanyu area in Guanzhong Basin, Shaanxi Province[J]. *Sino–Global Energy*, 2015, 20(7): 34–38(in Chinese with English abstract).
- [13] 温煜华, 王乃昂, 朱锡芬, 等. 甘肃武山热田水化学与地热水

- 起源[J]. 自然资源学报, 2010, 25(7): 1186-1193.
- Wen Yuhua, Wang Naiang, Zhu Xifen, et al. Hydrochemistry and Origin of the Wushan Geothermal Field, Gansu[J]. Journal of Nature Resources, 2010, 25(7): 1186-1193(in Chinese with English abstract).
- [14] 顾慰祖, 庞忠和, 王全九, 等. 同位素水文学[M]. 北京: 科学出版社, 2011: 144-149.
- Gu Weizu, Pang Zhonghe, Wang Quanjiu, et al. Isotope Hydrology[M]. Beijing: Science Press, 2011: 144-149(in Chinese with English abstract).
- [15] 汪集旻, 熊亮萍, 庞忠和. 中低温对流型地热系统[M]. 北京: 科学出版社, 1993: 117-132.
- Wang Jiyang, Xiong Liangping, Pang Zhonghe. Low-medium Temperature Geothermal System of Convective Type[M]. Beijing: Science Press, 1993: 117-132 (in Chinese with English abstract)
- [16] 马致远, 范基娇, 苏艳, 等. 关中南地区地下水氢氧同位素组成的水文地质意义[J]. 地球科学与环境学报, 2006, 28(1): 41-46.
- Ma Zhiyuan, Fan Jijiao, Su Yan, et al. Hydrogeology significance on hydrogen and oxygen isotopes composition in underground thermal water of Guanzhong area, Shaanxi Province[J]. Journal of Earth Sciences and Environment, 2006, 28(1): 41-46(in Chinese with English abstract).
- [17] 张俊辉. 西安市大气降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度和降水的关系研究[J]. 宝鸡文理学院学报(自然科学版), 2015, 35(1): 58-62.
- Zhang Junhui. Research into the relations between temperature and precipitation of stable isotope in the precipitation in Xi'an City[J]. Journal of Baoji University of Arts and Sciences (Natural Science), 2015, 35(1): 58-62(in Chinese with English abstract).
- [18] Pirlo M C. Hydrogeochemistry and geothermometry of thermal groundwaters from the Birdsville Track Ridge, Great Artesian Basin, South Australia[J]. Geothermics, 2004, 33: 743-774.
- [19] 王莹, 周训, 于溪, 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 Ying, Zhou Xun, Yu Yuan, et al. Application of geothermometers to calculation of temperature of geothermal reservoirs[J]. Geoscience, 2007, 21(4): 605-612(in Chinese with English abstract).
- [20] Giggenbach W F. Geothermal solute equilibria derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators[J]. Geochimica et cosmochimica acta, 1988, 52(12): 2749-2765.
- [21] 周鑫, 马致远, 席临平, 等. 咸阳城区热储流体混合作用研究及模拟计算[J]. 地下水, 2012, 34(3): 36-39.
- Zhou Xin, Ma Zhiyuan, Xi Linping, et al. Studies of mixing and model calculation of the geothermal systems in Xianyang[J]. Groundwater, 2012, 34(3): 36-39(in Chinese with English abstract).
- [22] 汪集旻. 中低温对流型地热系统[J]. 地学前缘, 1996, 3(3/4): 96-103.
- Wang Jiyang. Low-medium temperature geothermal system of convective type[J]. Earth Science Frontiers, 1996, 3(3/4): 96-103 (in Chinese with English abstract).