

西宁药水滩地热田水化学特征及热水起源初探

李惠娣¹⁾, 张森琦²⁾, 白嘉启¹⁾, 周金元²⁾, 石维栋²⁾, 赵越¹⁾

1) 中国地质科学院地质力学研究所地壳变形地表过程实验室, 北京, 100081

2) 青海省地质调查院, 西宁, 810012

内容提要: 西宁药水滩地热田热水的出露温度为 18.1~40℃, TDS 含量为 1041~1707 mg/L; 冷泉水出露温度为 3.5~6.5℃, TDS 含量为 210~403 mg/L。水化学类型全部为 HCO₃ 型水, 表明地下水经过相对浅的循环溢出地表。但热水比冷泉水有相对高的 B 表明热水比冷水有相对深的循环, 样品的水化学特征是大气水与岩石相互作用处于早期的典型表现。SiO₂ 地质温度计估算的热储温度为 44~66℃。D 和 ¹⁸O 的测试结果表明: 热田的水源于大气降水补给。氩含量和 ¹⁴C 定年结果表明: 热水水的年龄为 47.605±2.86 ka, 而冷泉水均来自 1950 年以后的大气降水补给。

关键词: 药水滩地热田; 水化学; 地质温度计; 同位素; 地下水年龄

地热是一种宝贵的清洁矿产资源, 属于新能源家庭中重要成员之一(王贵玲等, 2004)。它的利用有直接和发电两种, 高温地热资源(150℃以上)主要用于发电, 中低温地热资源(150℃以下)以直接利用为主。由于受地理及高温地热资源条件等众多因素的影响, 高温地热资源发电受到一定限制(刘延忠, 2001), 而中低温地热资源在我国广泛分布, 在地热开发利用中居主导地位, 在一定程度上可以缓解能源和水资源紧张的局面。

药水滩地热田位于西宁市湟中县桦山村西南 1 km 处(图 1b), 天然热泉(水温明显高于当地多年平均气温)的利用已有 200 多年的历史。当地的居民用泉水来洗浴可以治疗关节炎和皮肤病。

1984 年青海省对药水滩地热田进行了地热勘察, 于 1985 年在药水滩钻成一口井抽取地下水供热疗养和娱乐, 到现在还一直在使用, 但热水资源的浪费相当严重。另外我们取样的 7 号泉为一矿泉, 曾经生产矿泉水, 由于经营不善已经倒闭, 而另外一矿泉水生产厂正在建造中。在药水滩热水利用过程中, 井水和矿泉水的温度和流量均没有较大变化, 但在整个热田中, 其他的热泉流量变化较大。据当地居民介绍, 最初热泉水能喷几十米高, 由于热水中含有大量的 H₂S 气体, 使热田中的庄稼不能生长, 现

在大量的泉中仅少量水溢出地表, 仅少量泉流量较大。而井和矿泉在生产过程中均没有进行任何系统的观测和科学管理。由于整个热田的溢出水量明显的减少, 热水的可持续利用已经变得非常迫切。

本次我们通过药水滩地热田井水和泉水的化学和同位素分析结果来探讨地热田的水文地球化学特征和热水的起源及年龄, 期待这些结果能为地热田水资源的可持续管理提供科学依据。

1 地质构造背景

西宁盆地是中新生代断陷盆地, 面积为 9500 km², 主要由第三纪地层所覆盖。西宁盆地的构造演化大致可分为 3 个时期: 第一个时期是陆内逆冲—逆掩造山带, 其特征表现为地壳的大规模缩短, 形成逆冲和逆掩造山带; 第二个时期为走滑造山带, 表现为造山带各条块间通过走滑断裂进行相互位置的调整, 以适应新的地球动力学体系, 其特征是形成大型的走滑断裂和走滑盆地; 第 3 个时期以山体隆升和盆地沉降为特征的隆升造山期, 形成陆内盆—山构造体系。这 3 个时期的分界大致如下: 第一个时期含整个晚三叠世; 第二个时期从侏罗纪至第三纪; 第三个时期从更新世开始一直持续到现在。西宁盆地在区域构造地貌上介于中国东部黄土高原与西部青

注: 本文为中国地质调查项目(编号 1212010610108)资助的成果。

收稿日期: 2006-11-14; 改回日期: 2007-05-10; 责任编辑: 周健。

作者简介: 李惠娣, 女, 1974 年生。在站博士后, 主要从事地热及相关研究。通讯地址: 100081, 北京市海淀区民族大学南路 11 号, 中国地质科学院地质力学研究所; 电话: 010-68416984; Email: lihuidi2008@163.com。

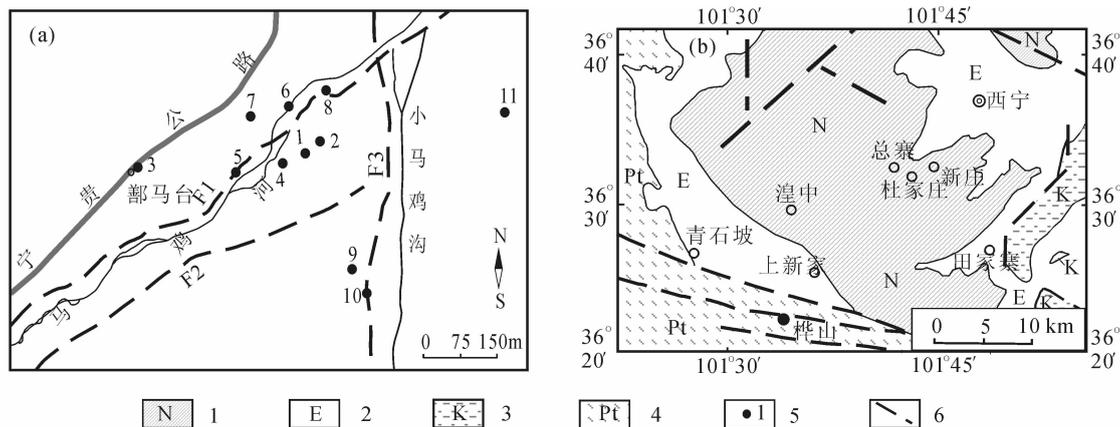


图1 药水滩地热田取样点位置图(a)和西宁盆地地质构造略图(b)

Fig. 1 Sampling site in Yaoshuitan geothermal field (a) and sketch of geological structure in the Xining basin(b)

1—新近系; 2—古近系; 3—白垩系; 4—元古宇; 5—取样点及样号; 6—断层

1—Neogene; 2—Eogene; 3—Cretaceous; 4—Proterozoic; 5—sample site and number; 6—fault

藏高原两大不同性质构造地貌单元的衔接和过渡地带。有利的大地构造位置、强烈的新构造运动,造就了西宁盆地具备地热资源形成的区域地质构造背景,成为我国中低温地热资源远景区之一。

在区域构造上,西宁盆地的西南部地区有3条明显的大断层出现,药水滩地热田即位于此断层区域内部(图1b)。在地质构造中,虽然药水滩仅是西宁盆地的一小部分,但它位于秦昆、祁吕贺兰和河西构造系统的交汇处,此外,药水滩地热田区域内主要有两条北北西向的张性断层(F1和F2)和一条近南北向压扭断层(F3)通过(图1a)。渗入的地下水经过深部循环通过地温梯度加热,运移通道受阻时沿构造破碎带上升,以泉的形式溢至地表。热田的露头主要有:元古宇灰白色绢云母千枚岩、浅灰色、黑灰色千枚状砂板岩;第四系冲洪积砂砾石和第四系化学沉积,其中主要是泉华。

2 样品的采集和测试分析

2006年6月在野外采集11个样点的水样,包括1个井水样、5个热泉水样和5个冷泉水样。分析测试项目包括化学分析、D、 ^{18}O 、 $\delta^{13}\text{C}$ 和井水样的 ^{14}C 。具体的取样点分布见图1a。

所有水样的化学分析都在国家地质实验测试中心完成。 $\delta^{13}\text{C}$ 和 ^{14}C 在中国地震局地质所测试;D/H和 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 在国土资源部同位素实验室完成。稳定同位素 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 利用 CO_2 平衡法,以V-SOW表示;稳定氢同位素D/H用锌还原法通过质谱测定,并以V-SMOW标准表示,其分析精度分别为0.2‰和2.0‰。 $\delta^{13}\text{C}$ 利用低本底液体闪烁仪测定。 ^{14}C 在取样

时向水样中加入NaOH将pH调到大于11,之后加入 SrCl_2 生成 SrCO_3 沉淀,用液体闪烁仪测定。

3 水化学

3.1 水文地球化学特征

本次水样的化学分析结果如表1。

根据水样的分析结果,冷水和热水的TDS分别从210 mg/L到403 mg/L和1041 mg/L到1707 mg/L。地热井和热泉水为微酸性,pH为6.12~6.55,冷泉水为微碱性,pH为7.10~7.69。水样的化学分析结果表明:主要的阳离子为Ca、Mg和Na,主要的阴离子为 HCO_3^- 、 SO_4^{2-} 和 Cl^- 。派泊三线图表明(图2)水化学类型分别为Ca- HCO_3 (样品8),Ca-Mg- HCO_3 (样品1,2,3,4,6,7和11)和Mg-Ca- HCO_3 (样品5,9和10),所有水都属于 HCO_3 型水。

图3出示了所取水样的 $\text{SO}_4\text{-Cl-HCO}_3$ 图。根据Giggenbach(1989)和González-Partida等(2005),水被分成4种类型:①成熟水(富集Cl);②蒸气水(富集 SO_4);③外围水(富集 HCO_3)和④火山水(富集Cl和 SO_4)。图3表明,所有的水样均位于 HCO_3 端元,属于外围水。这样的结果表明所取水样均是经过浅部的循环加热后溢出地表的。但热水中相对高的B表明热水比冷水有相对深的循环(González-Partida et al., 2005)。所有样品的水化学特征是大气水与岩石相互作用处于早期的典型表现(Freeze and Cherry, 1979; Dotsike et al., 2006)。从水文地质角度而言,由于冷泉和热泉在本地热田所处的位置有所不同(图1a),热泉基本沿两

表 1 药水滩地热田水样的化学分析结果(mg/L)

Table 1 Chemical compositions of groundwater from Yaoshuitan geothermal field (mg/L)

样号	类型	t(°C)	pH	Na	K	Ca	Mg	HCO ₃	SO ₄	Cl	F	B	SiO ₂	TDS
1	井	40	6.53	15.6	3.52	268	87.2	1178	38.2	12.1	0.3	0.41	21.15	1041
2	热泉	18.2	6.45	13.1	3.01	457	94.6	1774	43.4	12.9	0.4	0.35	19.08	1536
3	冷泉	6.5	7.69	2.61	0.41	46.1	21.6	233	8.98	7.03	0.06	<0.02	4.98	210
4	热泉	18.1	6.28	11.8	2.64	407	98.9	1631	56.6	11.3	0.41	0.27	22.15	1433
5	冷泉	5.5	7.1	4.39	1.05	74.9	55	461	23.6	6.25	0.02	<0.02	5.94	403
6	热泉	22.5	6.31	15.7	3.56	491	94.3	1862	38.6	14.1	0.41	0.4	20.62	1615
7	热泉	21.5	6.12	9	1.86	309	88	1291	27.1	12.9	0.3	0.19	13.39	1111
8	热泉	27.3	6.55	15.6	3.73	509	105	1989	40.1	10.6	0.48	0.4	21.31	1707
9	冷泉	5.3	7.67	5.4	0.9	43	49	323	42	7.03	0.05	<0.02	5.2	316
10	冷泉	3.5	7.54	4.26	0.86	43.9	49.4	332	36.5	6.64	0.04	<0.02	4.38	313
11	冷泉	6.5	7.3	3.64	0.79	81	23.3	334	13.6	8.2	0.05	<0.02	6.37	306

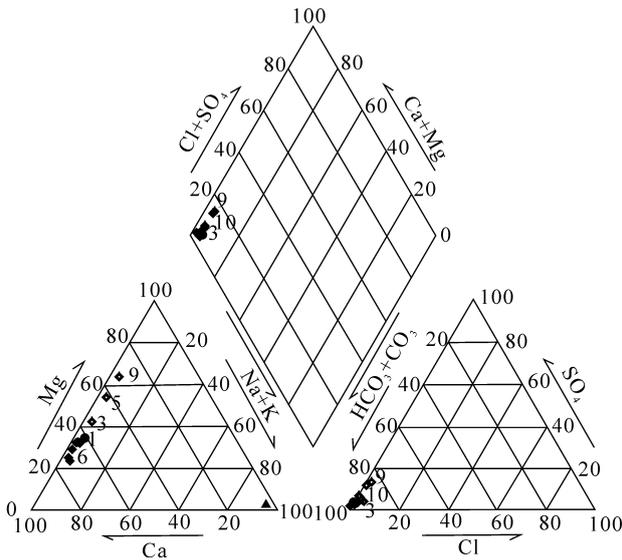


图 2 主要离子的派泊三线图

Fig. 2 Piper triangular diagram for the major ions

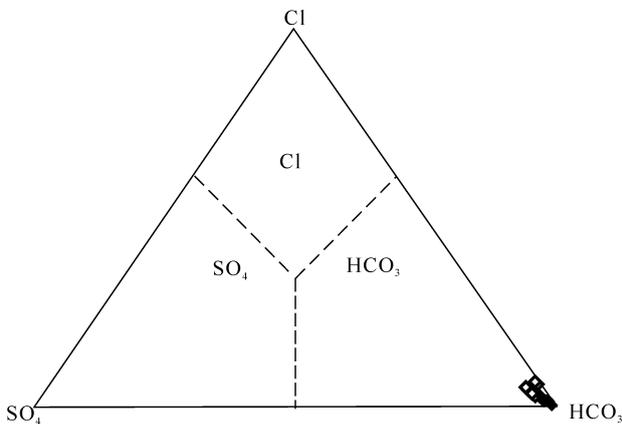


图 3 Cl、SO₄ 和 HCO₃ 的三线图

Fig. 3 Ternary diagram showing the Cl, SO₄ and HCO₃

压扭断层出现。在断层破碎带附近,张性断层破碎带使地下水向下运移更加通畅(金之钧等,2006),使地下水向下运移较深,经过相对高的地温梯度下地温场的加热,在出现上升通道时以热泉的形式溢流至地表;而冷泉出露的位置,或者距离张性断裂较远,或者位于压扭断层附近,由于向下运移的通路受阻,地下水向下运移过程中地温梯度相对较低,在地下水还没有达到高地温梯度值的地层时,遇到合适的上升通道,即以冷泉的形式溢出地表。在野外取样时,5号泉水的流出方向,更像是从上游方向溢流至地表的,所以热泉与冷泉的分布是与断层的性质有紧密关系的。

3.2 饱和指数

溶液的饱和指数(SI)是用来指示水与矿物处于何种状态的参数。SI=0,说明水与矿物达到平衡状态;如果 SI>0,说明溶液处于饱和状态;如果 SI<0,说明溶液处于非饱和状态。用 PHREEQC 程序计算的一些矿物的饱和指数如图 4(Parkhurst and Appelo, 1999)。

SI 值表明石英处于过饱和状态,大部分方解石、文石和白云石也处于过饱和状态,而硬石膏、石膏、岩盐和云母处于非饱和状态,大部分玉髓处于非饱和状态。冷泉水的低 Ca 含量和低 Mg 含量表明含 Ca 和 Mg 的矿物仅有很少量被溶解,或许是其他过程导致了 Ca 和 Mg 的损失(Qin et al., 2005)。

3.3 化学地质温度计

Na-K-Mg 三线图(图 5)反映了水化学的平衡状况和平衡温度(Giggenbach,1988)。图中所有的样品均位于平衡曲线的下方且处于非成熟区,表明水样还未与周围的岩石完全达到平衡,这与前面对水样化学信息的分析结果是一致的。

条张性断层出露,而冷泉基本位于热田的外围或沿

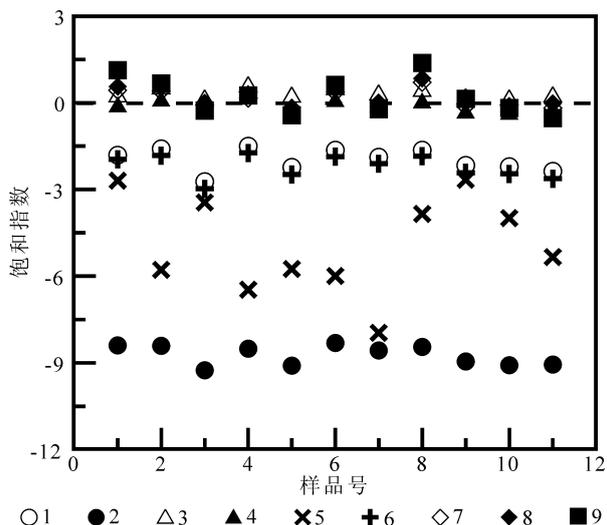


图4 地下水中矿物的饱和度指数

Fig.4 Mineral saturation indices value of groundwater

1—石膏; 2—岩盐; 3—石英; 4—玉髓; 5—云母;

6—硬石膏; 7—文石; 8—方解石; 9—白云石

1—Gypsum; 2—halite; 3—quartz; 4—chalcedony; 5—talc;

6—anhydrite; 7—aragonite; 8—calcite; 9—dolomite

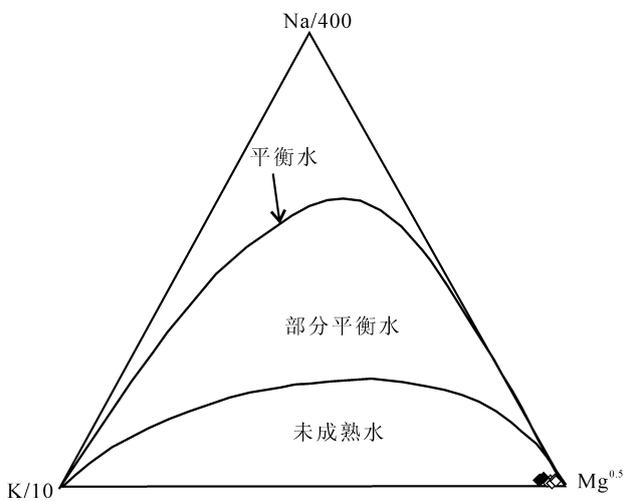


图5 水样的 Na-K-Mg 三线图

Fig.5 Na-K-Mg ternary diagram for the water samples

根据图5所示,离子温度计不适合于热储温度的估算,而SiO₂在随水溢出地表后不会迅速发生再次平衡(赵凤三,2001),所以SiO₂地质温度计可以作为热储温度的估算,选择无蒸汽损失的石英温标。经验公式如下:

$$t(^\circ\text{C}) = \frac{1309}{5.19 - \lg\text{SiO}_2} - 273.15$$

利用上式计算出的药水滩地热田热储的温度为44~66℃,均高于实测温度(18.1~40℃),计算的热储温度相对于实测温度是比较合理的,这样的温度

结果也表明药水滩地热田属于低温地热田。

4 同位素化学

4.1 稳定同位素特征

稳定同位素对确定地下水的补给源是非常有效的工具(王新娟,2006)。稳定同位素的组成见表2和图6。从图6中可以看到,所有样品点沿着全球大气降水线(GMWL)分布(Craig, 1961),表明所取水样为大气起源(高清武等,1999;王坤等,2002)。冷水和热水的δD和δ¹⁸O分别为-58‰~-47‰和-9.0‰~-7.9‰;-66‰~-56‰和-10.5‰~-9.4‰。冷水中δD和δ¹⁸O的含量要高于热水中,同时变化范围均不大,但是冷水与热水之间并没有直接的补给关系,这主要是由于降雨渗入地下后形成冷地下水,然后经过地下循环经地温场加热形

表2 药水滩地热田地下水的同位素分析结果

Table 2 Isotope data of groundwater from Yaoshuitan geothermal field

样号	t(°C)	δD(‰)	δ ¹⁸ O(‰)	³ H(TU)	¹⁴ C(ka)
1	40	-65	-10.4	无氟水	47.605±2.86
2	18.2	-62	-9.9	无氟水	
3	6.5	-58	-9.0	28.69±3.17	
4	18.1	-56	-9.4	无氟水	
5	5.5	-47	-8.1	8.41±2.96	
6	22.5	-65	-10.5	无氟水	
7	21.5	-61	-9.8	5.51±2.89	
8	27.3	-66	-10.3	无氟水	
9	5.3	-49	-8.5	8.97±2.96	
10	3.5	-48	-8.3	16.00±3.06	
11	6.5	-53	-7.9	0.29±2.87	

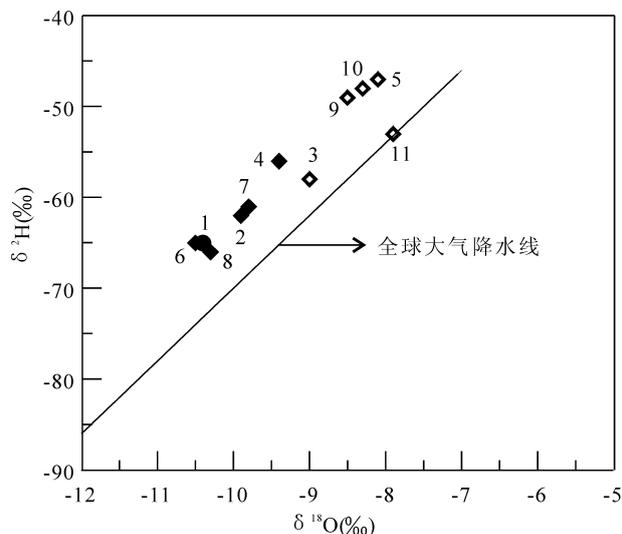


图6 δ²H和δ¹⁸O的关系图

Fig.6 Plot of δ²H and δ¹⁸O

成热水需要相当长的时间(见后面的讨论),在短时间内不足以形成直接的补给关系。这种情况很可能是由降雨补给的高度和时间的不同而造成的(Ruffa et al., 1999; Chen et al., 2003)。

从图6中可以看到:热水和部分冷水均向高 δD 或低 $\delta^{18}O$ 的方向漂移,这很可能是受到当地不同降雨的影响,因此 δD 和 $\delta^{18}O$ 的差异与雨水入渗高度、纬度和季节有关。既然所有的水样都没有相当大的 ^{18}O 漂移,那么水和围岩的同位素交换程度相当低,这也与前面所分析的水化学特征是一致的。这么低的交换作用不足以表现在D和 ^{18}O 的关系图中,说明低温热储对同位素交换没有起到促进作用(Craig, 1963; Pastorelli et al., 1999)。这在其他的低温地热系统中也已经被验证(Pastorelli et al., 2001; Simsek, 2003)。 ^{18}O 的正向漂移是高温热储的特点,所以在此研究区没有出现 ^{18}O 正向漂移的现象。

4.2 氡和 ^{14}C

地下热水的年龄通常是指地下热水在地壳深部的滞留时间,即大气降水渗入地壳深部开始,经深循环加热和径流、排泄至地表时为止(张瑞丰等, 1996)。 ^{14}C 被用来估计地下水的年龄,是推算地下水年龄最有效的记年计(王焰新等, 2005),氡可以用来确定现代地下水的年龄并可以做为地下水混合的证据(秦大军等, 2005)。表2中除了7号泉水的氡含量为 5.51 ± 2.89 TU,其他所有热水的氡含量均低于检测限,说明补给的水为没有被核爆污染过,应该是1950年以前补给的,因此热水的停留时间至少在50 a以上(Simsek, 2003; Majumdar et al., 2005)。根据 ^{14}C 测年结果,1号井地热水的年龄为 47.61 ± 2.86 ka,与氡含量的测试结果是一致的。样品7中含有氡可能是热水在上升过程中混入了浅部的冷地下水所致。从另一方面而言,冷水中都含氡,表明冷泉水是在1950年以后入渗补给的。同时根据氡含量与取样点分布之间的对比发现:海拔越高,氡含量越大。而样品11的低氡含量可能是由于取样点位于整个热田的外围,受挤压构造断裂(F3)的影响,上升通道受阻使停留时间延长所致。

5 结论

水化学分析结果表明药水滩地下水均属于 HCO_3 型水,含有相对低的TDS,暗示着较浅的循环或者是处于大气水与围岩相互作用的早期阶段。用石英地质温度计估算热储的温度为 $44 \sim 66^\circ C$,均明

显高于当地年平均气温,本地热田的热水属于低温地下水。

δD 和 $\delta^{18}O$ 的关系表明地下水是大气起源。 δD 和 $\delta^{18}O$ 的变化范围为 $-47\% \sim -66\%$ 和 $-7.9\% \sim -10.5\%$ 。样品向高 δD 或低 $\delta^{18}O$ 方向的漂移是降雨的高程效应、纬度效应和当地降雨共同影响的结果。根据氡和 ^{14}C 的测试结果表明:除了7号泉水,其他热水中均不含氡,表明热水的补给发生在1950年以前,井中热水的年龄为 47.605 ± 2.86 ka,而7号泉水中含氡则是因为热水在上升过程中混入了冷的浅地下水引起的;冷水的补给则发生在1950年以后。由于研究区热水的补给时间大约在47.605 ka前后,水从补给经历地下循环加热到排泄需要相当长的时间,因此,在地下水的利用过程中应进行计划开采,否则将面临热水资源枯竭的紧迫局面。

参 考 文 献

- 高清武,李霓. 1999. 腾冲和五大连池火山区流体地球化学特征及成因探讨. 地质论评, 45(4): 345~351.
- 金之钧,朱东亚,胡文瑄,张学丰,王毅,闫相宾. 2006. 塔里木盆地热液活动地质地球化学特征及其对储层影响. 地质学报, 80(2): 245~253.
- 刘延忠. 2001. 中国地热资源开发与利用的思考. 中国矿业, 10(5): 5~9.
- 秦大军,庞忠和,Turner J V, 翁修荣,赵耀东,徐小丽,刘涛. 2005. 西安地区地热水和渭北岩溶水同位素特征及相互关系. 岩石学报, 21(5): 1489~1500.
- 王贵玲,刘志明,蔺文静. 2004. 鄂尔多斯周缘地质构造对地热资源形成的控制作用. 地质学报, 78(1): 44~51.
- 王坤,王东升. 2002. 应用环境同位素研究地热水起源和补给机制. 地质论评, 48(增刊): 203~209.
- 王新娟,谢振华,李世君,崔雅丽,邵景力. 2006. 北京市城近郊区地下水的同位素研究. 地学前缘, 13(1): 205~210.
- 王焰新,马腾,郭清海,马瑞. 2005. 地下水与环境变化研究. 地学前缘, 12(特刊): 14~21.
- 张瑞丰,黄尚瑶,肖建华. 1996. 山西奇村地热田的勘察与研究. 地质论评, 42(5): 475~480.
- 赵凤三. 2001. 高温地热水中 SiO_2 取样须知. 地质论评, 47: 300.
- Chen Z Y, Qi J X, Xu J M, et al. 2003. Paleoclimatic interpretation of the past 30 ka from isotopic studies of the deep confined aquifer of the North China plain. Applied Geochemistry, 18: 997~1009.
- Craig H. 1961. Isotopic variations in meteoric waters. Science, 133: 1702~1703.
- Craig H. 1963. The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas. In: Tongiorgi E, ed. Nuclear Geology on Geothermal Areas. Spoleto, Cons. Naz. Ric. (CNR), Lab. Geol. Nucl., Pisa.
- Dotsike E, Leontiadis I, Poutoukis D, et al. 2006. Fluid geochemistry of the Chios geothermal area, Chios Island, Greece. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 154: 23~250.

- Freeze R A, Cherry J A. 1979. Groundwater. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, USA.
- Giggenbach W F. 1988. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52: 2749~2765.
- Giggenbach W F. 1989. The chnique for the interpretation of water and analyses in geothermal exploration. Chemistry Division. Department of Scientific and Industrial Research, Petone, NZ.
- González-Partida E, Carrillo-Ch vez A, Levrésse G, et al. 2005. Hydro-geochemical and isotopic fluid evolution of the Los Azufres geothermal field, Central Mexico. *Applied Geochemistry*, 20: 23~39.
- Majumdar N, Majumdar P K, Mukherjee A L, et al. 2005. Seasonal variations in the isotopes of oxygen and hydrogen in geothermal waters from Bakreswar and Tantloi, Eastern India; implications for groundwater characterization. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25: 269~278.
- Parkhurst D L, Appelo C A J. 1999. User's guide to PHREEQC (version 2)—a computer program for speciation, batch reaction, one dimensional transport, and inverse geochemical calculation. Water-Resources Investigations Reports, U. S. Geological Survey.
- Pastorelli S, Marini L, Hunziker J C. 1999. Water chemistry and isotope composition of the Acquarossa thermal system, Ticino, Switzerland. *Geothermics*, 28: 75~93.
- Pastorelli S, Marini L, Hunziker J. 2001. Chemistry, isotope values (δD , $\delta^{18} O$, $\delta^{34} S_{SO_4}$) and temperatures of the water inflows in two Gotthard tunnels, Swiss Alps. *Applied Geochemistry*, 16: 633~649.
- Qin D J, Turner J V, Pang Z H. 2005. Hydrogeochemistry and groundwater circulation in the Xi'an geothermal field, China. *Geothermics*, 34: 471~494.
- Ruffa G L, Panichi C, Kavouridis T, et al. 1999. Isotope and chemical assessment of geothermal potential of Kos Island, Greece. *Geothermics*, 28: 205~217.

Hydrochemistry and Origin of the Yaoshuitan Geothermal Field, Xining, Qinghai

LI Huidi¹⁾, ZHANG Senqi²⁾, BAI Jiaqi¹⁾, ZHOU Jinyuan²⁾, SHI Weidong²⁾, ZHAO Yue¹⁾

1) *Laboratory of Crustal Deformation and Process, Institute of Geomechanics,*

Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100081

2) *Geological Survey of Qinghai, Xining, Qinghai, 810012*

Abstract

Thermal and cold spring waters from the Yaoshuitan geothermal field have outlet temperatures of 18.4 to 40°C and 3.5~6.5°C, respectively, and TDS of 1041~1707 mg/L and 210 to 403 mg/L, respectively. Bicarbonate waters for all samples suggest relative shallow circulation, however, high of B in the thermal waters suggest that thermal waters have a relatively deeper circulation than cold spring waters. Chemical characteristics of all samples are typical of the earliest stages of interaction between meteoric waters and rocks. Quartz geothermometer for the thermal water suggest that reservoir temperatures varies between 44~66°C. δD and $\delta^{18} O$ values indicate a meteoric origin for the waters from the geothermal field. Tritium content and carbon-14 dating show an age is 47.605 ± 2.86 ka BP for thermal waters, and cold spring waters were recharge after 1950.

Key words: Yaoshuitan geothermal field; hydrochemistry; geothermometry; isotope; groundwater age, Qinghai