

漳州盆地水热系统的氢氧 稳定同位素研究*

庞忠和 樊志成 汪集昉

(中国科学院地质研究所 北京 100029)

关键词 地热 氢氧同位素 水热系统 咸-淡水混合 漳州盆地

摘要 本文对我国东南沿海地区温度最高的典型花岗岩裂隙热水盆地——漳州盆地水热系统的地下水及各类相关的其它类型天然水的氢氧稳定同位素(δD 和 $\delta^{18}O$)特征进行了研究。对漳州地区的大气降水线、地下水起源、地下热水的补给源(区)以及影响地下水同位素成分的形成与演化的海水与大气降水的混合等地球化学作用问题进行讨论。

一、引言

地下水同位素研究在我国起步较晚,对于广泛分布于我国东南沿海地区的花岗岩裂隙深循环型中低温地热系统的研究尚少。漳州盆地是东南沿海地区的一个典型的水热系统。从大地构造背景上看,该盆地位于太平洋板块与欧亚板块碰撞带西侧的大陆边缘隆起带上。从岩性上看,这个北东向轴长,北西向轴短,面积大约为500km²的菱形盆地的基岩主要是燕山期的花岗闪长岩和黑云母花岗岩。盆地内地质构造形迹以断裂构造为主,发育了NNE向与NWW向和NE与NW向两套断裂系统,组成断裂网络,它控制着地下水的运移与赋存。漳州地热田的出露正是由两套断裂系统的主干断裂交汇的结果^①。位于盆地中部的漳州地热田是我国东南沿海地区业已发现的地热田中温度最高的一个(90m深处温度高达121.5℃),热水流量较大(单孔自流量可达500m³/天,单孔涌水量可达1,500m³/天)。漳州地热田中的热水为咸水(矿化度达12g/l, Cl⁻含量达6g/l),属于沿海咸水温泉带上的一个点。

此外,由盆缘山地和盆内平原低地组成的漳州盆地,是一个相对独立的,具备补给、径流和排泄区的完整的水文地质单元与水热系统。有利于用同位素方法进行系统研究,弄清与整个水热系统成因有关的问题。

二、水样的采集与测试

采样的水点位置见图1。该图中还表示了Demange等人(1986)^②取的9个水样水点

本文于1989年10月4日收到,1990年4月2日改回。

* 本研究课题得到中国科学院科学基金和国际原子能机构(IAEA)的联合资助。

① 庞忠和,1987,漳州盆地地热系统-成因模式、热能潜力与热水分布规律的研究,博士论文,310页。

② Demange, J., Fabriol, R. and Tournaye, D., 1986, Geothermal potential assessment of Zhangzhou area, Fujian Province, P.R. China, CFG Groupe, BRGM, 86 022, France 98 p.

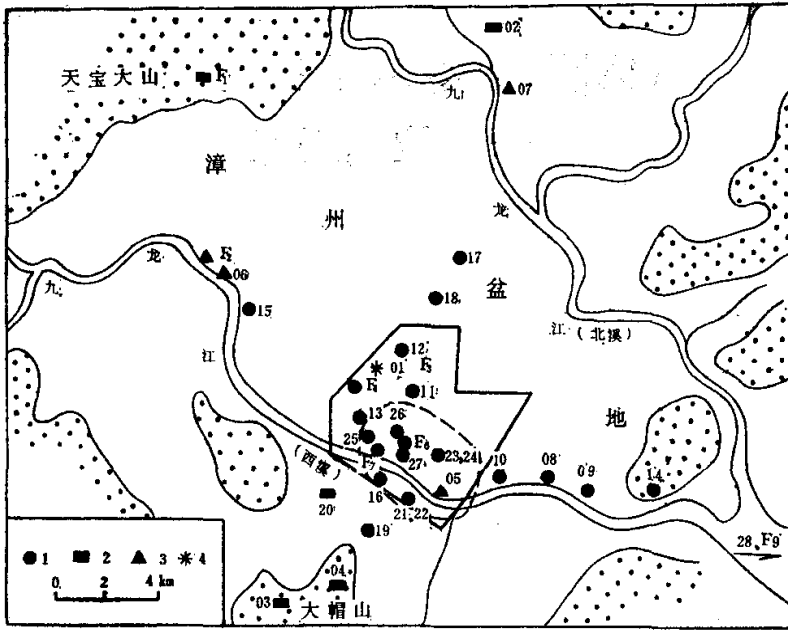


图1 漳州盆地水样取样位置图

1. 钻孔水点; 2. 泉水点; 3. 河水点; 4. 雨水。图中实框表示漳州市区范围, 虚线圈代表热异常区范围。带“F”字样的水点为法国学者Demange et al. (1986)的采样点, 其中F8和F5分别相当于26和27号采样点
 Fig.1. Map of Zhangzhou Basin showing the sampling water locations for isotope measurements

位置。这些水点代表了盆地内部各主要类型的天然水, 其中包括雨水、河水、第四系含水层中常温地下水 and 热水、基岩含水层(带)中的常温地下水 and 热水, 出露于山上的常温水及出露于平原低地的温泉水。另外, 为了探讨可能存在的海水混入作用, 在盆地以东的厦门集美海湾还采集了海水样品。盆地采样水点分布由地下水补给区到排泄区, 在盆地内构成两条近于直交的取样剖面: 一条为北东向; 另一条为北西向。两条剖面均穿过地下热水的集中排泄区(即漳州地热田区)。在热田区增大了采样水点的密度。有两个钻孔采样水点有主、副孔之分。主孔仅在基岩段有滤水管, 不允许第四系含水层中的水进入孔中; 副孔则正好相反, 代表第四系含水层的水。

δD 的测试采用的是锌还原法, $\delta^{18}O$ 的测量采用 H_2O-CO_2 平衡法, 用MAT251型质谱仪测定其氢、氧同位素组成。 δD 及 $\delta^{18}O$ 的测试结果均以相对SMOW(标准平均大洋水)给出。分析精度分别为 $\pm 1\%$ (δD)、 $\pm 0.1\%$ ($\delta^{18}O$)。所获得的28对数据及Demange等人(1986)的9对数据一并列于表1中。

三、地下热水的同位素及其形成作用

(一)漳州地区大气降水线

一个地区的大气降水的氢氧稳定同位素成分特征, 集中地反映在当地的“大气降水线”

表1 漳州盆地地下水及其主要相关天然水的氢氧同位素数据一览表
 Table 1 Isotope compositions for the thermal water and related natural waters of Zhangzhou basin and its surroundings, SE China

样编号	地点与类别	水 温 (°C)	流 量 (l/s)	Cl ⁻ (ppm)	$\delta D\%$ (SMOW)	$\delta^{18}O\%$ (SMOW)
8601	小坑头, 雨水	20	—	0.6	-77	-10.7
8602	华安碧溪, 泉水	23	0.1	—	-33	-5.4
8603	大帽山, 泉水	23	0.1	1.4	-36	-6.0
8604	石狮岩, 泉水	23	0.1	1.9	-42	-6.2
8605	下洲, 河水	24	—	2.7	-36	-5.4
8606	茶铺, 河水	24	—	1.8	-33	-5.0
8607	浦南, 河水	24	—	1.7	-37	-5.7
8608	湘桥, 孔隙水, S366	24	4.5	78.6	-26	-3.7
8609	后房, 孔隙水, S352	24	1.9	56.6	-24	-3.6
8610	后坂, 孔隙水, S144	24	4.5	181.8	-24	-3.3
8611	23团, 基岩裂隙水, S07	28	2.8	23.1	-45	-6.8
8612	冷库, 基岩裂隙水, S151	26	1.2	4.4	-44	-6.8
8613	服务公司, 基岩裂隙水, S160	25	1.0	6.9	-45	-7.0
8614	农药厂, 基岩裂隙水, S374	24	3.3	6.4	-36	-6.0
8615	谢溪头, 基岩裂隙水, S2	24	1.2	34.0	-36	-5.5
8616	酒厂, 基岩裂隙水, S319	31	3.0	48.8	-42	-6.6
8617	后湖, 基岩裂隙水, S27	26	1.8	3.2	-44	-6.7
8618	机场, 基岩裂隙水, S36	25	1.9	2.5	-43	-6.6
8619	九湖, 基岩裂隙水, S330	26	1.0	6.5	-43	-6.9
8620	新塘, 温泉	40	0.4	142.7	-46	-7.1
8621	下庄, 孔隙水, ZR26(副)	28	1.7	122.1	-46	-6.0
8622	下庄, 基岩裂隙水, ZR26(主)	59	0.5	1883.0	-50	-7.0
8623	市中医院, 孔隙水, ZR17(副)	30	4.5	443.0	-36	-5.5
8624	市中医院, 基岩裂隙水, ZR17(主)	65	1.5	4561.0	-39	-5.7
8625	华侨新村, 基岩裂隙水, ZR9	31	2.7	1134.0	-43	-6.5
8626	体训基地, 基岩裂隙水, ZR5	31	3.4	3518.0	-40	-6.2
8627	水化站, 基岩裂隙水, S044	98	0.5	5420.0	-38	-5.8
8628	厦门集美, 海水	24	—	16586.6	-7	-0.7
F1	天宝大山, 泉水	24	0.5	0.6	-38	-7.0
F2	天宝, 河水	26	—	3.9	-41	-5.8
F3	小坑头, 基岩裂隙水	24	8.1	10.0	-42	-6.4
F4	农机学校, 基岩裂隙水	26	0.8	3.0	-39	-7.0
F5	水化站, 基岩裂隙水	97	0.5	5420.0	-37	-5.1
F6	龙溪师院, 基岩裂隙水	98	1.1	5554.0	-38	-5.1
F7	运输车队, 基岩裂隙水, ZR18	79	2.7	5280.0	-39	-4.8
F8	体训基地, 基岩裂隙水, ZR5	29	3.4	3830.0	-38	-5.8
F9	厦门集美, 海水	23	—	15260.0	-8	-1.4

样品8601~8628系作者在1986年8月所采, 其它样品为Demange等人在1986年11月采集。

上。一般说来, 应根据对一个研究区不同季节的降雨的系统采样分析所获得的 δD 和 $\delta^{18}O$ 值求出该地区的“雨水线”, 来代表该地区大气降水的特征。事实上, 参加地表径流或地下循环时间很短、距离有限的河水及地下水, 同位素成分变化不大, 仍然可以反映雨水的同位素成分特征。本文利用雨水、河水和常温泉水的同位素数据求出了漳州地区的大气降水线。

符合条件的样品共有 9 个, 其中包括 Demange et al. (1986) 的 2 个样 (参见表 1)。对这些数据作 $\delta D - \delta^{18}O$ 线性回归, 可求出降水线方程。考虑到两批数据系两次独立采样测出的, 故采用两种办法分别计算, 结果如下:

一是仅用本次所采的 7 个样品的数据, 这时 $n=7$, $\gamma=0.99$, 相关直线方程为:

$$\delta D = 8.02\delta^{18}O + 9.11.$$

另一种办法是将 9 个样品一起计算, 这时, $n=9$, $\gamma=0.96$, 相关直线方程为:

$$\delta D = 7.69\delta^{18}O + 7.65$$

显然, 后者相关程度较低。这可能是两次采样测量的系统误差所致。因此, 选择前者作为漳州地区大气降水线, 如图 2 所示。

(二) 热水的起源及热田类型

图 2 表示了本文探讨问题所涉及的位置及相互关系。可以看出, 所有的水同位素数据点均落在大气降水线附近, 表明两者有成因联系。此外, 对除海水之外的 35 个样品所做 $\delta D - \delta^{18}O$ 线性回归分析结果为: $n=35$, $\gamma=0.93$, 相关性良好。因此, 直观判断及相关分析均反映漳州地下水与大气降水成因联系密切, 或者说, 地下水起源于大气降水。

另外, 图 2 所示的数据点分布还给认识热田类型带来了启示。一般说来, 高温地热田的热水会表现出显著的“氧漂移”, 这在世界上许多地区都有实例。然而, 漳州地下水没有表现出这种漂移。这就从一方面证实了该地热田属于中低温类型。

(三) 不同类型地下水氢、氧同位素成分特征及其形成条件

不同类型的地下水有不同的形成条件和历史, 地下热水的形成与其它类型地下水有不同的关联。作者以温度 $90^{\circ}C$ 、 $28^{\circ}C$ 和矿化度 $1g/l$ 为划分界线, 并结合含水层的类型, 将盆地内的地下水划分为 7 类。根据表 1 的数据按不同类型水的同位素数据作了简单的统计分析, 计算结果列于表 2 中并归纳表示在 $\delta D - \delta^{18}O$ 关系图上 (图 3)。根据这个结果, 我们可得以下几点解释: (1) 常温孔隙水样测试结果十分接近, 它们与其它类型水的数据点分布有明显差距

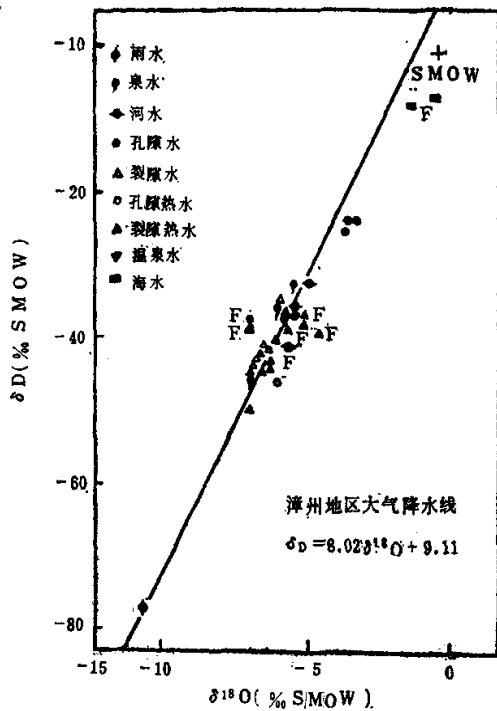


图 2 漳州地区热水及其相关天然水的 $\delta D - \delta^{18}O$ 关系图 (带“F”字样的点取自 Demange et al., 1986)

Fig. 2 δD versus $\delta^{18}O$ diagram for the thermal water and related natural waters in Zhangzhou Basin. (Those marked with “F” are drawn from Demange et al., 1986)

表2 漳州盆地不同类型地下水及海水的同位素成分平均值和标准偏差
Table 2 Mean value and standard deviation of isotope composition for different types of groundwaters in Zhangzhou Basin

编号与类别	样品数	平均值±均方差				样品分类标准
		T(°C)	Cl ⁻ (ppm)	δD‰ (对SMOW)	δ ¹⁸ O‰ (对SMOW)	
1. 常温孔隙水	3	24±0	105.7±66.8	-25±1	-3.5±0.2	T≤28°C
2. 常温裂隙水	10	25±1	10±10	-42±4	-6.6±0.5	T≤28°C
3. 温泉水	1	40	142.7	-46	-7.1	T>28°C
4. 孔隙热水	2	29±1	282.5±227	-41±7	-5.8±0.4	90≥T>28°C
5. 裂隙热水	1	31	48.8	-42	-6.6	90≥T>28°C
6. 裂隙热咸水	6	49±22	3369±1584	-42±5	-6.0±0.8	90≥T>28°C Cl ⁻ >1,000ppm
7. 热田中心热水	3	98±1	5465±77	-38±1	-5.3±0.4	T>90°C Cl ⁻ >1,000ppm
8. 海水	2	24±1	15923±939	-8±1	-1±0.5	

表中 T 为水温

(图3)。虽然从δD和δ¹⁸O值来看,似乎混入较大量的海水,但其Cl⁻含量的量级并没有相应的增大。根据其所处的平原浅层水的环境来判断,则蒸发作用可以导致δD和δ¹⁸O值升高(IAEA, 1983)。(2)新塘温泉水的δD和δ¹⁸O值比较低,说明其补给高程比普通地下水要大(IAEA, 1983)。(3)热田中心区90°C以上的高温水δD和δ¹⁸O值偏高,与其它点可以拉开一定距离(图3),表明它与其它类型的地下水有不同的形成条件。但是,其表现与氢氧同位素高程效应原理不相吻合。从漳州地区取样水点的条件来看,取样过程中蒸发作用影响不大,因而估计有其它因素的影响,后面再作讨论。

(四)大气降水与海水的混合作用

前已述及,漳州地下水不存在显著的氧漂移。这反映出热储中水与岩石之间的交换作用对热水同位素成分影响不大。

根据对漳州地下热水的水化学成分及其所处的水文地球化学环境的分析研究,我们认为热水很可能是大气降水与海水的混合水^①。海水混入对地下热水的δD和δ¹⁸O值无疑有显著的影响(Bath et al., 1983)。

热水和海水的Cl⁻含量与其δD和δ¹⁸O有良好的线性相关关系,如图4所示。图中表示的

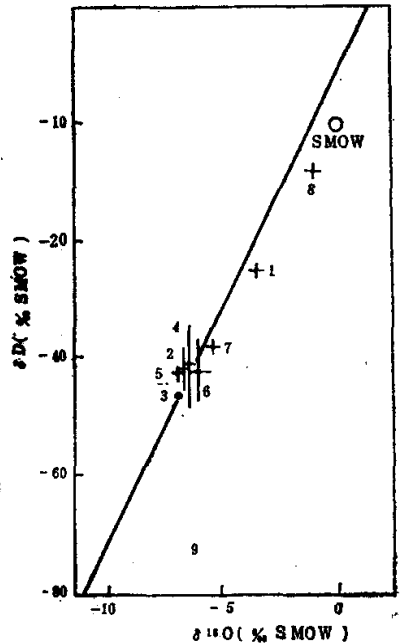


图3 漳州盆地不同类型地下水氢、氧同位素数据均值与方差分布及其相互关系
图中编号同表2

Fig.3 Distribution and interrelation of isotope data for different types of groundwaters in Zhangzhou Basin

① 庞忠和, 1987, 博士论文。

地热水数据点均为基岩热水, 相对而言, 它们与浅部常温水没有或仅有微弱的混合作用。

以上分析表明, 影响漳州盆地地下水 δD 和 $\delta^{18}O$ 值的主导因素是海水与大气降水之间的混合作用。相比之下, 其它因素影响是次要的。

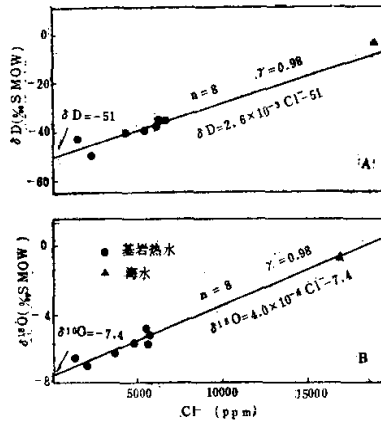


图 4 漳州盆地地下热水的 δD 与 Cl^- 含量(A图)及 $\delta^{18}O$ 与 Cl^- 含量(B图)之间的关系

Fig.4. The relationship between the $\delta D, \delta^{18}O$ and Cl^- content of thermal water from Zhangzhou Basin

(五)混合端元的确定与混合比的计算

基于以上的定性讨论, 可进一步对上述混合关系中的一些重要参数定量计算, 在 δD 与 $\delta^{18}O$ 关系图上求出大气降水与海水的混合线, 见图 5。

混合关系中的端元组分可以由图 5 中求出。但是, 为了说明问题清楚起见, 我们先回到如图 4 所示的同位素混合关系的不同侧面上。

在漳州盆地内, 不受海水影响的地下水热水, Cl^- 含量较低, 一般小于 150ppm。相对于热咸水的 Cl^- 含量(一般为 $n \cdot 10^3 ppm$)来说, 可以近似地看作趋近于零。因此, 在图 4A 和 B 中分别求出混合线与纵坐标的交点, 结果为: $\delta D(Cl^- = 0) = -51\text{‰}$; $\delta^{18}O(Cl^- = 0) = -7.4\text{‰}$ 。此二值可以看作混合端元初估值(见图 4)。

作为混合关系中的淡水端元的另一个条件是, 它必须落在漳州地区大气降水线上。由图 5 所示的同位素混合关系可以求

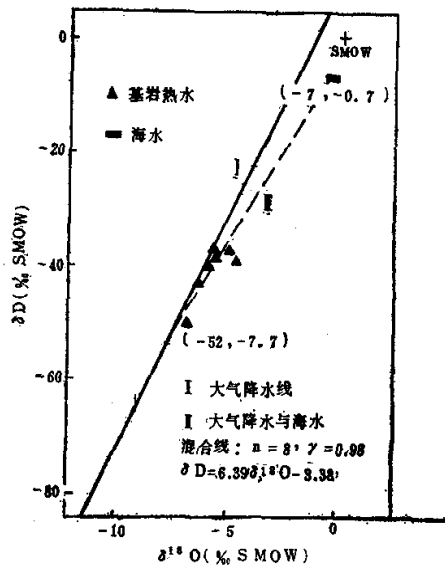


图 5 漳州盆地大气降水与海水的氢氧同位素混合线

Fig.5. The mixing line of meteoric water with seawater as derived from hydrogen and oxygen isotope data of thermal water

得淡水端元的同位素组成, 结果为: $\delta D = -52\%$; $\delta^{18}O = -7.7\%$ (见图5)。这与上述初估值是吻合的。因而反映了计算结果的可靠性。

毫无疑问混合关系中咸水端元为海水。但究竟是古代封存海水还是现代不断渗入于地热系统的海水, 目前尚难下定论。考虑到海水的氢氧稳定同位素组成的稳定性以及在象漳州盆地这类花岗岩裂隙盆地中, 古代海水不具备封存残留的条件, 因此可以用现代海水作为咸水端元。据此我们取厦门集美海湾的海水同位素值作为咸水端元的同位素值, 即 $\delta D = -7\%$; $\delta^{18}O = -0.7\%$ 。

根据上面求出的咸、淡水端元组成, 可以计算不同的地热水采样水体中大气降水与海水的混合比例。从理论上说, 由于体系中 δD 与 $\delta^{18}O$ 的变化符合线性关系(即同一条混合线), 因此, 根据其中任何一个计算的结果应当是相同的。但考虑到热水的 $\delta^{18}O$ 值比 δD 值更易受海水混合作用以外的其它因素影响, 故采用 δD 值进行混合比计算。计算公式为:

$$\text{混合比(淡水/海水)} = (\delta D_{\text{海水}} - \delta D_{\text{混合水}}) / (\delta D_{\text{混合水}} - \delta D_{\text{淡水}})$$

其中, 海水的 δD 值为 -7% ; 淡水的 δD 值为 -52% 。

将表1中地下热水的同位素成分 δD 数据代入上式, 我们得出了不同采样水体的淡、海水混合比, 结果列于表2中。

表3 漳州盆地地下热水中淡水和海水混合比

Table 3. Mixing ratio of meteoric and seawater in geothermal waters in Zhangzhou Basin

序号	样品号	混合比 (淡水:海水)	百分比(%)	
			淡水	海水
1	24	2.5:1	71	29
2	25	4.0:1	80	20
3	26	2.8:1	73	27
4	27	2.2:1	69	31
5	F5	2.0:1	68	32
6	F6	2.1:1	69	32
7	F7	2.3:1	70	30

需要说明的是, 第22号样品虽取自基岩孔, 但同位素值异常。因其紧靠九龙江边, 温度又不高, 估计受河水混合影响较强烈, 故未列入计算。此外, 在表2所列出的样品计算结果中, 海水的最大混入量为32%。但是, 从热水的盐度判断, 所涉及的地热水样未包括最咸的水。考虑这一因素后的漳州地下热水海水的最大混入量估计在35%到40%之间。

(六) 地下热水补给区的确定

按照氢氧同位素的高程效应原理, δD 值随高程增大而减小。根据我国西南地区的研究结果, δD 变化的梯度为 $-2.5(\%)/100m$ (于津生等, 1980)。漳州地区目前尚无此类观测值。但就本区地理位置而论, 梯度应比内陆山地偏低些。因此, 这里试取 $-2.0(\%)/100m$ 作为梯度值用于计算地下热水的补给高程。计算公式为:

$$H = H_r + (D - D_r) / D_{G_{r,1}}$$

式中, H 是欲求之高程(m), H_r 是参考起始点之高程(m), D 是补给水的 δD 值; D_r 是参考起始点水的 δD 值, $D_{G_{r,1}}$ 是研究区的每100m δD 递减梯度。

可以作为参考点的样品有 02、03和04 号样, 高程均在 100m 上下。其中04号样与另外两个偏离较大, 与采样条件不很理想有关。因此选用02和03号样, 即大帽山泉水和碧溪泉水样作为参考样, 其 δD 值分别为 -36% 和 -33% 。将已有数据代入上述公式有,

$$H_1 = 100 + [(-52) - (-36)] / (-0.02) = 900\text{m};$$

$$H_2 = 100 + [(-52) - (-33)] / (-0.02) = 1050\text{m}.$$

即按照同位素高程效应求出的地下热水补给高程为 900~1050m。漳州盆地的边缘山地中高程在800m以上者位于盆地的西北部。高度为 800~1200m 不等。根据盆地总的地形地势、地质构造及地下水循环条件, 可以判断盆地西北边缘的天宝大山及其毗邻山地为漳州地下热水的主要补给区。

四、结 论

1. 用雨水、河水以及参与地下循环的时间、途径均短的常温山泉水的氢、氧同位素值求出了漳州地区的大气降水线。此结果直接反映出研究区大气降水的同位素特征。

2. 漳州地下热水 δD 、 $\delta^{18}O$ 数据点在 δD - $\delta^{18}O$ 关系图上均落在大气降水线附近, 统计分析也揭示出密切的相关关系。这表明地下热水在成因上与大气降水有同源性。或者说, 地下水起源于大气降水。

3. 漳州盆地地下热水不存在显著的 $\delta^{18}O$ 漂移, 表明地热系统内部热水与围岩之间的同位素交换作用不十分强烈, 指示热储温度不高。

4. 海水与大气降水的混合作用是影响漳州地下热水氢氧同位素组成的主导因素。受海水影响的地下水, 其 δD 和 $\delta^{18}O$ 值与 Cl^- 含量大致成正线性相关关系。

5. 漳州盆地大气降水与海水混合关系中淡水的端元组分为: $\delta D = -52\%$, $\delta^{18}O = -7.7\%$; 海水为 $\delta D = -7\%$, $\delta^{18}O = -0.7\%$ 。漳州地下热水中混入的海水量可达 35%到 40%。

6. 根据同位素高程效应推算的漳州地下热水补给高程为 900~1050m, 结合地形等其它条件判断热水补给区主要是西北部边缘山地。

致谢 承国家地震局地质研究所张仲录同志作氢氧同位素测试; 中国科学院地质研究所别婉琳、金健和赵平作部分水化学成分测试; 福建省地质矿产局第一水文地质工程地质队为野外采样提供了交通条件, 该队庄庆祥、郑启智和陈亚生等参加了部分野外采样工作, 于此一并致谢。

参 考 文 献

- 于津生等, 1980, 西藏东部大气降水的氢氧同位素, 地球化学, 6.
 Bath, A.H. and Williamson, 1983, Isotopic and chemical evidence for water sources and mixing in the Cerro Pando geothermal area, Republic of Panama, *Geothermics*, 12, 2/3, 177~184.
 IAEA, 1983, Isotope techniques in the hydrological assessment of potential sites for the disposal of high-level radioactive wastes, International Atomic Energy Agency, Tec. Rep. 228, 44~55, Vienna.

THE STUDY ON STABLE OXYGEN AND HYDROGEN ISOTOPES IN THE ZHANGZHOU BASIN HYDROTHERMAL SYSTEM

Pang Zhonghe Fan Zhicheng and Wang Jiyang

(*Institute of Geology, Academia Sinica, Beijing, 100029*)

Keywords: Geothermal; Oxygen and hydrogen isotopes; Hydrothermal systems; Mixing between saline and dilute water; Zhangzhou Basin

Abstract

This paper is resulted from detailed investigation of stable oxygen and hydrogen isotopes on the geothermal and other natural waters from Zhangzhou Basin hydrothermal system, which is typical of a fault basin on a granitic basement in the southeastern coastal area of China and is the highest in thermal water temperature in that area (121.5°C at a depth of 90 meters or so). δD and $\delta^{18}O$ data on 28 water samples are first reported in this paper, based on which problems like the local meteoric water line, the thermal water origin, the recharge source (or area) of the Field and factors affecting the formation and consequent modification of isotope contents of the thermal water, as evidently the mixing process of thermal water with seawater, are discussed.

The following conclusions have been drawn from the results of this study: (1) The local meteoric water line was worked out based on the isotopic data of rain water, river water and the groundwater which does not circulate under the ground for a long distance or a long time. Results show that they still represent the isotopic features of precipitation and this method can be used as an alternative one for the calculation of local meteoric water line. (2) The data points of thermal water samples exhibit very close features in the δD - $\delta^{18}O$ plot and statistical analyses also reveal very close linear correlation between thermal water and the local meteoric water, which indicates that the thermal water of the studied area originates from meteoric water. (3) No considerable "Oxygen Shift" is observed from the isotope data points of the thermal water in the δD - $\delta^{18}O$ plot, which implies that the geothermal reservoir is not a high temperature one. (4) The mixing process between the seawater and the meteoric water is a major geothermal-geochemical process in Zhangzhou Basin hydrothermal system, which has a rather

strong influence on the isotopic composition of the thermal water. The variation in isotope compositions of the thermal water, which is dominated by seawater-mixing, correlate linearly to the amount of seawater mixed-in. (5) The isotope compositions of the end members calculated from the mixing relation are $\delta D = -52\text{‰}$ and $\delta^{18}O = -7.7\text{‰}$ for dilute water, and $\delta D = -7\text{‰}$ and $\delta^{18}O = -0.7\text{‰}$ for saline water. The mixing ratio of seawater to the meteoric water in the most saline thermal water is approximately 1:2. (6) Based on the isotope composition of the dilute end member calculated from the mixing relation, the elevation of the recharge area was estimated according to the "Elevation Effect" principle to be 900~1050 meters and the recharge area for the Geothermal Field is therefore concluded to be the Tianbao Mountain and the neighbor mountains to the northwest periphery of the Basin.