

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

四川康定温泉系统深源 CO₂释放研究

杨立铮 卫 迦 孙晋玉

(成都理工学院环境科学与工程系, 610059)

内容提要 根据水化学分析和稳定碳同位素的测试数据, 本文计算了四川康定温泉热水和热储的 CO₂ 含量和深源 CO₂ 的释放量, 探讨了热水中 CO₂ 的成因。温泉热水中 CO₂ 含量最高为 1840.16 mg/L, 平均为 1060.53 mg/L, 属于富含深源 CO₂ 的温泉系统。热水和 CO₂ 气的碳同位素揭示深源 CO₂ 的成因为幔源和碳酸盐岩变质脱气以及两者的混合。康定 12 个温泉深源 CO₂ 的排出量为 1766.43 t/a, 其中至少 40% 呈气相直接排入大气, 其余进入水圈, 证实我国西部众多温泉是深源 CO₂ 释放的一种重要途径。

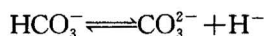
关键词 温泉 二氧化碳 碳同位素 排出量 释放量

近年来, 随着全球变化研究的兴起, 地质学家越来越重视深源 CO₂ 对气候变化的影响。地球内部 CO₂ 可通过多种途径向大气释放, 火山喷发大量的 CO₂ 已有许多定量的测量资料, 我国近期虽然没有火山喷发活动, 但我国存在西部喜马拉雅的抬升、深大断裂的频繁活动及众多温泉。岩浆脱气、物质分异、围岩蚀变、热液作用、大地构造作用产生的 CO₂ 气体是否通过温泉系统从地球内部释放出来? 释放量有多少? 对碳循环产生什么影响? 这一系列科学问题都需要地质学家作出回答。笔者对四川康定温泉系统深源 CO₂ 进行了专题研究。

康定位于四川西部, 距成都约 370 km, 该区地处青藏高原东缘大雪山脉最高峰—贡嘎山山地的北东坡, 南距贡嘎山主峰(海拔 7556 m) 约 40 km。温泉分布于雅拉河下游二道桥到榆林宫约 15 km 的范围内, 在构造上处于经向构造向北西向构造转折部位。出露三叠系, 二叠系, 泥盆系的片岩、板岩、变质砂岩、结晶灰岩、结晶白云岩和大理岩。花岗岩分布在东西两侧, 温泉沿断裂带分布, 出露有 10 多个温泉群, 100 多个泉口, 温度最高 90 °C, 低者为 28 °C, 大部分泉口附近有石灰华堆积, 分为两个热水区: 榆林宫热水区, 温泉群沿着康定摩西断裂带的北段分布; 康定二道桥热水区, 温泉沿着鲜水河断裂带南段分布。

1 温泉的 CO₂ 含量

温泉热水中 CO₂ 以 HCO₃⁻、CO₃²⁻ 和游离 CO₂ 的形式存在, 各种形式之间的比例主要取决于热水的 pH 值:



水化学分析可以获得水中 HCO₃⁻、CO₃²⁻ 和游离 CO₂ 的含量, 用下式可以求出水中 CO₂ 的总含

注: 本文为地质矿产部“九五”重点科技项目(编号 9501104)、地质矿产部岩溶动力学开放研究实验室资助。
本文 1998 年 4 月收到, 1999 年 3 月改回, 周健编辑。

量:

$$\text{CO}_2(\text{mg/L})=[\text{HCO}_3^-/61+\text{CO}_3^{2-}/60]\times 44(\text{mg/L})+\text{游离 CO}_2(\text{mg/L})$$

康定地区温泉多为 HCO₃⁻-Na 型水,HCO₃⁻ 含量最高可达1700 mg/L,低者为606 mg/L,平均为1257.2 mg/L,游离 CO₂含量,最高达557.97 mg/L,平均为153.70 mg/L,CO₃²⁻ 离子不常见,只存在于少数温泉中。其它离子含量的平均值为:Cl⁻ 204.86 mg/L, SO₄²⁻ 20.43 mg/L, Ca²⁺ 297.54 mg/L, Mg²⁺ 18.04 mg/L, K⁺ 36.19 mg/L, Na⁺ 285.76 mg/L。通过换算,求出的 CO₂总含量列于表1,温泉 CO₂含量最高为1840.16 mg/L,最低为495.62 mg/L,平均为1060.53 mg/L,最高值比该区地表水中的高40倍,比浅部冷泉水中的高30倍,这样高的 CO₂含量,不可能由降水或浅层地下水中的 CO₂补给。

表 1 康定温泉 CO₂含量

Table 1 The CO₂ content in the hot springs in Kangding, Sichuan Province

温泉位置	水温(℃)	HCO ₃ ⁻ (mg/L)	游 CO ₂ (mg/L)	总 CO ₂ (mg/L)	冷水混入比(%)	热储 CO ₂ (mg/L)
龙头沟1	73	1707.04	101.35	1332.66	63	3537.24
龙头沟2	77	1481.32	61.49	1129.98	64	3071.44
龙头沟3	65	1257.00	48.96	955.65	74	3567.69
毛纺厂	50	606.60	58.07	495.62	77	2027.95
金家河坝	65	815.43	87.68	675.86	81	3395.47
灌顶	88	976.26	34.16	738.35	75	2839.68
白杨湾	35	1185.06	216.36	1071.16	87	7986.00
白塔子	63	979.08	67.18	773.40	72	2664.60
二道桥1	39	1495.43	159.42	1238.04	79	5753.05
二道桥2	38	1463.92	269.58	1325.52	79	6163.67
二道桥3	37	1341.65	182.19	1149.94	79	5347.22
游泳池	29	1777.58	557.97	1840.16	87	13901.38
平均		1257.20	153.70	1060.53	76.42	5021.28
榆林河水	9	56.43	5.69	46.39		
裂隙泉冷水	15	76.27	7.50	62.51		

2 热储中的 CO₂含量

康定温泉的热水来源于3个热水层,第一热水层为二叠系 I 段的第二层(P₁²),岩性为石英片岩与变质石英岩;第二热水层为二叠系 I 段第四层(P₁⁴),岩性为灰岩和结晶灰岩;第三热储层为断裂热水带,岩性为断层角砾岩。根据二氧化硅温标方程计算,本区深部热储温度约为150~200℃,热储埋深930~1000 m。深部热水沿着透水通道上升,在某一部位与下渗冷水相遇形成混合水,混合水流出地表形成温泉,温泉中含有的 CO₂是深部热水中 CO₂含量被浅部冷水稀释的结果。

2.1 冷水混入比

混合水中冷水份额是采用 R. O. Fournier 和 A. H. Truesdell^[1]设想计算的,他们认为冷热水渗合过程中必然导致深部热水的初焓和 SiO₂初始含量降到泉水终焓和 SiO₂含量。如果地下深处热水中的溶解态 SiO₂处于饱和状态,则泉口温度和泉水 SiO₂含量就是深部热水初焓的两个不同的函数,据此导出冷水混入份额(A)的下列计算式:

$$A_1=(\text{深部热水初焓}-\text{泉水终焓})/(\text{深部热水初焓}-\text{冷水焓})$$

$$A_2 = (\text{深部热水 SiO}_2 \text{ 含量} - \text{泉水 SiO}_2 \text{ 含量}) / (\text{深部热水 SiO}_2 \text{ 含量} - \text{冷水 SiO}_2 \text{ 含量})$$

A 值可以用图解法求解,首先用不同温度的焓和 SiO_2 的含量分别依次代入上两式,求出一系列的 A_1 和 A_2 ,在冷水混入比例 A 与深部热水温度坐标系统中,可以绘出两条曲线,得到一个交点,这点所对应的 A 值就是冷水混入比。

康定地区温泉冷水混入比计算结果列于表1,计算时各项的取值如下:冷泉温度取当地年平均气温 7.1°C ,冷水的 SiO_2 含量取地表水(榆林河)中的数值 5.22 mg/L ,热水初温假设从 100°C 开始到 250°C ,取了15个计算点。由表1看出,冷水混入比在 $63\% \sim 87\%$ 之间,平均为 76.4% ,表明冷水混入的比例是相当高的。

2.2 热储水中 CO_2 含量

热储中 CO_2 的含量是按冷水混入比换算的,计算式如下:

$$(1-A)X + AY = Z$$

$$X = (Z - AY) / (1 - A)$$

式中 X 为热储中 CO_2 含量; A 为冷水混入比; Y 为冷水 CO_2 含量; Z 为温泉 CO_2 含量。计算结果列于表1,热储中 CO_2 含量最高达 13901.38 mg/L ,最低为 2027.95 mg/L ,平均为 5021.28 mg/L ,高出温泉 4.7 倍。各热储层中 CO_2 的含量是不同的,第一热储层 CO_2 含量较高,平均为 6565.78 mg/L ,第二热储层 CO_2 含量低一些,平均为 3746.9 mg/L 。计算结果符合 CO_2 含量随着压力增加而增高的规律,说明康定地区地下深处埋藏有一层富含 CO_2 气体的储气层,目前看来它与热水含水层是同一层位。

3 温泉 CO_2 的成因

3.1 温泉的碳同位素

康定热水区温泉 CO_2 气态、液态和灰岩的碳同位素测试结果列于表2, $\delta^{13}\text{C}$ 值有两个特

表 2 康定温泉热水、 CO_2 气、灰岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 及变质 CO_2 、幔源 CO_2 所占比例

Table 2 The $\delta^{13}\text{C}$ value of hot water, CO_2 gas and limestone and the ratio of metamorphic CO_2 and mantle CO_2 in the hot springs in Kangding

温泉位置	热水 $\delta^{13}\text{C}$ (PDB‰)	CO_2 气体 $\delta^{13}\text{C}$ (PDB‰)	变质 CO_2 所占比例 (%)	幔源 CO_2 所占比例 (%)
龙头沟1	-1.3	-4.3	45.8~79.1	21.9~54.2
龙头沟2	-2.6		23~56.4	43.7~77
毛纺厂	-3.2		14.1~47.4	52.6~85.9
金家河坝	-1.3		44.5~77.8	22.2~55.5
灌顶	-0.6		57.5~90.7	9.3~42.5
白杨湾	1.6		93.8~100	0~6.2
白塔子	-0.0		65.9~99.2	0.8~34.1
仓库	-3.6	-5.4	7.5~40.9	59.1~92.5
二道桥1	2.1		100	0
二道桥2	0.0		100	0
二道桥3	2.8		100	0
游泳池		-5.2		
平均	-0.56	-4.97	59.3~81.2	18.7~40.7
灰岩 $\delta^{13}\text{C}$			0.9	

点;一是分布区间很窄, CO_2 气为 $-4.3\% \sim -5.4\%$ 左右,平均为 -4.97% ,热水变化在

-3.6‰~2.8‰之间;二是 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏高,碳同位素比较重。

3.2 成果分析与讨论

(1)根据戴金星^[2]的统计资料,我国有机成因的 $\delta^{13}\text{C}$ 区间值为-8‰~-39‰,主频率为-12‰~-17‰,我国无机成因的 $\delta^{13}\text{C}$ 区间值为+7‰~-16‰,主频率为-3‰~-6‰,有机成因的 $\delta^{13}\text{C}$ 比无机成因的 $\delta^{13}\text{C}$ 轻,主频率至少轻6‰。把这些数据与康定测试的 $\delta^{13}\text{C}$ 值对比,康定地区热水携带出的CO₂无疑是无机的。

(2)在地壳浅部的温压条件下,地下水中的碳质成分主要来自岩溶作用,进入地下水中的HCO₃⁻离子中的碳质成分由两部分组成,一半来自碳酸盐岩的溶解,另一半来自大气和土壤中的CO₂,前者的 $\delta^{13}\text{C}$ 值平均为0‰,后者为-25‰,因此,这种方式产生的HCO₃⁻,其 $\delta^{13}\text{C}$ 值大约为-12‰,桂林岩溶试验场^[3]的资料已证实这一点,康定温泉热水 $\delta^{13}\text{C}$ 值远远大于这个数值,它不是由浅部土壤中CO₂来补给,而是来自地球深部,属于深源无机CO₂。

(3)来自地球深部的CO₂有幔源碳和变质碳两种,幔源碳的 $\delta^{13}\text{C}$ 值主要是通过金刚石、岩浆碳酸盐岩及幔源岩石的气液包体获得的,目前比较公认的幔源碳的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化范围在-4.7‰~-8‰之间,平均约为-5‰,在腾冲热水总计48个 $\delta^{13}\text{C}$ 数据中^[4],-2.4‰~-8.0‰之间的有32个,占数据总数的66%,平均为-5‰,液相CO₂比气相CO₂的 $\delta^{13}\text{C}$ 要重,其间差值平均为1.8‰,这一现象与幔源碳的特征相符,据此认为腾冲热水中的CO₂来源于地幔。长白山天池火山地热区有许多温泉,泉水的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化在-3.7‰~-5.5‰之间^[5],平均为-4.38‰,逸出CO₂气的 $\delta^{13}\text{C}$ 变化在-4.3‰~-7.5‰之间平均为-5.64‰。液相和气相CO₂的 $\delta^{13}\text{C}$ 值之间的差值平均为1.3‰。认为该区深源CO₂来自历史上火山喷发活动遗留的幔源岩浆残留体。康定热水区高、中、低3个温泉的CO₂气体的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为-4.3‰、-5.2‰和-5.4‰,这3个值十分接近,都是幔源的典型值,因此,康定热水区有来自幔源的CO₂。

(4)康定热水区的CO₂是否全部来自幔源?这还需要进一步分析,如果将康定热水的 $\delta^{13}\text{C}$ 值与腾冲和长白山对比,发现康定热水的 $\delta^{13}\text{C}$ 要重得多。戴金星等在康定以北的甘孜拖坝镇,测得温泉CO₂气的 $\delta^{13}\text{C}$ 在-2.5‰~-4.7‰之间^[6],但氮同位素的R/Ra<1,属壳源而非幔源。这提示人们是否可以把CO₂气的 $\delta^{13}\text{C}$ 值与热水的 $\delta^{13}\text{C}$ 值结合起来分析。康定温泉CO₂的 $\delta^{13}\text{C}$ 值可以划分为两组,一组为0‰~2.8‰,另一组为-3.6‰~0‰,这两组 $\delta^{13}\text{C}$ 是否标志着成因上的差异?

很有意思的是, $\delta^{13}\text{C}$ 值大于0‰的这一组样品集中分布在康定县城以北的二道桥地区,这里较多的碳酸盐岩分布,构造上处于经向构造向北西向构造转折部位,恰置鲜水河大断裂的南段,这些CO₂是否与深大断裂的变质作用有关。自然界中许多类型的变质作用都可释放CO₂,其中最重要的是变质条件下碳酸盐矿物的脱碳作用,碳酸盐岩热分解产生的CO₂最大限度地继承了母岩的碳同位素组成, $\delta^{13}\text{C}$ 值与原来碳酸盐矿物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值大体相同,海相沉积碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值一般都在0‰附近摆动,公认的值是0‰,碳酸盐岩变质成因CO₂的 $\delta^{13}\text{C}$ 值也大体在0‰左右。根据这一分析,笔者提出以下看法:康定二道桥温泉热水中的CO₂来源于海成碳酸盐岩的变质作用。

(5)分布在康定县城南榆林宫地区温泉如灌顶热泉,CO₂气的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为-4.3‰,是幔源CO₂的典型值,但热水中CO₂的 $\delta^{13}\text{C}$ 值在-0.1‰~-3.6‰之间,这个值域比碳酸盐岩的平均值小,但又比幔源CO₂的典型值大。显然把它认为是单纯的变质成因或单纯的地幔成因也是不

大合理的。我们设想这部分 CO_2 来源于幔源与变质的混合,按同位素质量守恒定律,两种碳源混合后的 $\delta^{13}\text{C}$ 值与两种碳源的关系遵循下列关系:

$$C = XC_1 + (1-X)C_2$$

式中 C 为混合 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值; C_1 为变质 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值; C_2 为幔源 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值; X 为变质 CO_2 所占比例。按热水的 $\delta^{13}\text{C}$ 值来计算,幔源 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值取 -4‰ 、 -5‰ 、 -6‰ ,变质 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值取 0‰ 、 1‰ 、 2‰ ,共组成9个计算组,分别计算变质 CO_2 所占比例,由计算结果(表2)得到变质 CO_2 所占比例平均为 $59.3\% \sim 81.2\%$,幔源 CO_2 平均为 $18.7\% \sim 40.7\%$,变质 CO_2 所占比例超过 60% 的温泉占温泉总数的 62% ,由此,不难得出这一认识:康定榆林宫地区温泉系统热水中 CO_2 是由变质与幔源碳混合而成,并以变质碳为主。

综上所述,康定地区温泉深源 CO_2 的成因有幔源、壳源及两者的混合成因。

4 深源 CO_2 的释放

4.1 热水 CaCO_3 饱和指数计算

为了计算热水的 CaCO_3 饱和指数以及模拟深部热水上升过程中 CaCO_3 饱和指数的变化,采用了 J. E. oddo 和 M. B. Tomson 提出的计算式^[7]:

$$I_s = \log(T_{\text{Ca}} A_{\text{Lk}}) + \text{pH} - 2.78 + 1.143 \times 10^{-2} T - 4.72 \times 10^{-6} T^2 \\ - 4.37 \times 10^{-5} P - 2.05 I^{1/2} + 0.727 I$$

式中 I_s 为饱和指数; T_{Ca} 为总钙浓度(溶液中的钙离子浓度近似为总钙浓度); A_{Lk} 为碱度(碳酸氢根离子浓度近似为碱度); T 为温度(单位为 $^{\circ}\text{F}$); P 为压强(单位 PSI); I 为离子强度(单位为 mol),该公式的优点在于考虑了在深部条件下,温度、压强和溶液离子强度对水岩作用的综合作用。

对10个热水点计算得出:出露地表的热水 CaCO_3 饱和指数变化在 $0.7 \sim 1.8677$ 之间,全都大于零,表明 CaCO_3 已达到过饱和。

饱和度随着深度的变化,用计算机分别模拟了下列3种情况:

(1) 温度和压力随着深度而发生变化,本项模拟的数据中有3个变量,而 HCO_3^- 离子含量和 pH 值不变。得出的饱和指数 I_s 都大于零,而且随着深度增加而逐渐增大。

(2) 温度、压力和 HCO_3^- 离子含量随着深度发生相应变化,本项模拟的数据中有4个变量,而 pH 值不变,计算结果饱和指数 I_s 仍都大于零。

(3) 压力、温度、 HCO_3^- 离子含量, pH 值随深度发生相应变化,本项模拟的数据中有5个变量,饱和指数出现了与上述两种模拟很不相同的变化特点,饱和指数随着深度的加大不是增加而是逐渐减少。当 pH 值降低到某一数值时,饱和指数 I_s 小于零,变为负值,出现 CaCO_3 不饱和,一般来讲当 $\text{pH} < 5$ 时,可以出现不饱和状态。

由上述3套假设数据模拟的结果得出: pH 值是影响 CaCO_3 饱和指数的关键因素,在地下深处,当热水 $\text{pH} < 5$ 时,将出现 CaCO_3 不饱和和状态,此时,热水才可能对碳酸盐岩进行作用。这是水岩作用的必备条件,当然这是理想的模拟数据,不一定符合真实情况,不过计算结果为我们解释深部水岩作用开辟了一条新路。

出露地表的热水在排泄带,由于减压作用,溶解于热水中的 CO_2 将从水中逸出排入大气。 CaCO_3 因过饱和而沉淀。

4.2 深源 CO₂排出量

温泉泉口逸出的气体中含有 CO₂气,有的还以 CO₂气体为主,这部份 CO₂的数量,目前还难以估算,这里提出的深源 CO₂的排出量是指以 HCO₃⁻, CO₃²⁻, 游离 CO₂形式随热水从地球深部排入大气圈或水圈的数量。为了计算这部分深源 CO₂的排出量,必须考虑温泉系统中 CO₂的迁移强度,为此,提出了深源 CO₂排放模数的概念,温泉 CO₂排放模数(简称排模)是指某一温泉在单位时间,随热水迁移而排出地表的 CO₂的数量。其大小取决于两方面因素,一是热水中 CO₂含量;二是温泉的流量,数值上为热水中深源 CO₂含量与温泉流量的乘积,计算式为:

$$M_{\text{排}} = C_{\text{深}} \cdot q$$

式中 $M_{\text{排}}$ 为排放模数(mg/s); $C_{\text{深}}$ 为深源 CO₂含量(mg/L); q 为温泉流量(L/s)。根据温泉 CO₂来源分析,温泉 CO₂由两部分组成;一部分是深部来源的 CO₂;另一部分是浅部下渗水中的 CO₂,因此,温泉中深源 CO₂的含量应该等于温泉总 CO₂($C_{\text{总}}$)含量减去下渗冷水的 CO₂($C_{\text{冷}}$)含量:

$$C_{\text{深}} = C_{\text{总}} - C_{\text{冷}}$$

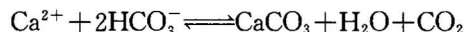
则排放模数($M_{\text{排}}$)的计算式为:

$$M_{\text{排}} = (C_{\text{总}} - C_{\text{冷}}) \cdot q$$

康定12个温泉排放量的计算结果列于表3,由表3看出,各温泉的排放模数差别极大,最大者为26.66 g/s,最小者为0.25 g/s,12个温泉总和为56 g/s,每年排出量为1766.43 t。

4.3 深源 CO₂的释放量

深部热水出露地表后,从封闭系统转变为开放系统,由于压力降低,已达到CaCO₃过饱和的热水,将产生脱碳酸作用,致使 CaCO₃沉淀,并释放 CO₂气体,反应按下式进行:



即热水中每减少 2 mol HCO₃⁻ 即有 1 mol CO₂气体释放出来。

为了测定 CO₂的释放量,选择典型温泉,现场实际测定,测定方法是从泉口开始在96 m 的流程内布置了10个测点,分别取样分析 HCO₃⁻、CO₃²⁻、游离 CO₂的含量变化,并编制浓度变化曲线(图1),曲线为一衰减曲线,开始10 m 流程内游离 CO₂迅速降低,由45.55 mg/L 降到17.08 mg/L,27 m后消失。HCO₃⁻ 离子经53.7 m 流程,含量由1521.64 mg/L 降到957.33 mg/L,浓度梯度大,为10.51 mg/L·m,曲线下陡,到达53.7 m 后,浓度梯度变小,为1.41 mg/L·m,此时曲线变缓,在流程95.8 m 处 HCO₃⁻ 的浓度进一步降低到897.77 mg/L。上列数据表明热水中 CO₂释放量随着流程的增长而逐渐降低,呈现一种衰减趋势,

表3 康定温泉深源 CO₂排出量

Table 3 The discharge quantity of deep source CO₂ in Kangding

温泉位置	深源 CO ₂ (mg/L)	流量 (L/s)	CO ₂ 排放模数 (mg/s)	年总排出量 (kg/a)
龙头沟1	1270.15	2.39	3035.66	95732.57
龙头沟2	1067.47	3.46	3693.45	116476.64
龙头沟3	893.14	0.28	250.08	7886.52
毛纺厂	433.11	1.18	511.07	16117.1
金家河坝	613.35	3.24	1987.25	62669.92
灌顶	675.84	4.18	2825.01	89089.52
白杨弯	1008.65	0.3	302.60	9542.79
白塔子	710.89	7.13	5068.85	159844.95
二道桥1	1175.53	8.00	9404.24	296572.11
二道桥2	1263.01	1.00	1263.01	39830.28
二道桥3	1007.43	1.00	1007.43	31770.31
游泳池	1777.65	15.00	26664.75	840899.56
平均	991.35	3.90	4667.77	
总计				1766432.27

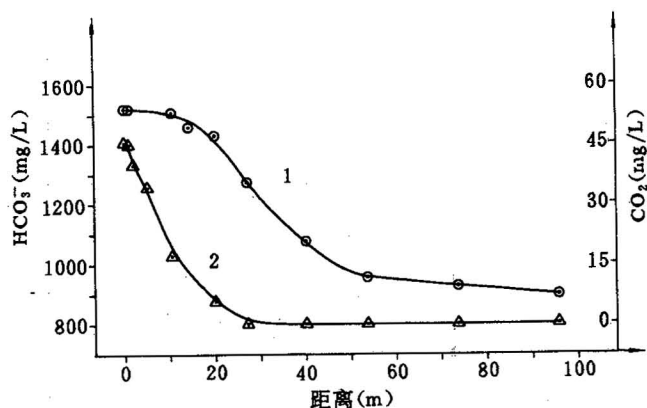


图1 龙头沟1温泉 HCO_3^- 、游离 CO_2 浓度衰减曲线

Fig.1 The content recession curve of HCO_3^- and free CO_2 in hot spring of Longtougou 1
1— HCO_3^- ; 2— CO_2

后期热水中 CO_2 的释放量是很缓慢的,深源 CO_2 要从热水中全部释放出来,需要一个较长时间和较长的流动过程。这一衰减式的释放过程产生如下后果:热水中深源 CO_2 一部分从水溶态变为气态直接释放进入大气圈,而另一部分仍呈水溶态随热水进入水圈。释放量的多少取决于流程的长短,流程愈长,释放量愈大。根据本次研究结果,热水流程 100 m 时释放量为排出量的 40%,说明随热水排出的深源 CO_2 至少有 40% 进入大气圈。

5 结论

(1) 康定温泉热水中以 HCO_3^- 、 CO_3^{2-} 、游离 CO_2 的形式存在的 CO_2 总量最高可达 1840.16 mg/L, 平均为 1060.53 mg/L, 属于富含深源 CO_2 的温泉系统。

(2) 康定深源 CO_2 的成因有幔源、壳源及其混合成因。康定温泉 CO_2 气的 $\delta^{13}\text{C}$ 在 -4.3‰ ~ -5.4‰ 之间, 为幔源的典型值, 应属幔源成因; 二道桥地区 CO_2 气的 $\delta^{13}\text{C}$ 为 -5.4‰ , 但热水的 $\delta^{13}\text{C}$ 都大于 0‰ , CO_2 应主要来源于碳酸盐岩变质; 榆林宫地区 CO_2 气的 $\delta^{13}\text{C}$ 为 -4.3‰ , 而水溶 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 在 -3.6‰ ~ -0.1‰ 之间, 属于变质与幔源混合成因。

(3) 深源 CO_2 随热水迁移而排出地表的排出量为 56.013 g/s 或 1766.43 t/a, 其中 CO_2 呈气相直接进入大气圈的释放量至少为排出量的 40%, 其余进入了水圈。

参 考 文 献

- 1 佟伟, 章铭陶, 张知非等. 西藏地热. 北京: 科学出版社, 1981. 87~95.
- 2 戴金星. 天然气碳氢同位素特征和各类天然气鉴别. 天然气地球科学, 1993, 4(2,3): 1~40.
- 3 刘再华, 袁道先, 何师意. 不同岩溶动力系统的碳稳定同位素和地球化学特征及其意义. 地质学报, 1997, 71(3): 281~287.
- 4 佟伟, 章铭陶. 腾冲地热. 北京: 科学出版社, 1989, 131~138.
- 5 上官志冠, 郑雅琴, 董继川. 长白山天池火山地区逸出气体的物质来源. 中国科学(D辑), 1997, 27(4): 318~324.
- 6 戴金星, 戴春森, 宋岩, 廖永胜. 中国一些地区温泉中天然气的地球化学特征及碳氢同位素组成. 中国科学(B辑), 1994, 24(4): 426~433.
- 7 Oddo J E, Tomson M B. Simplified calculation CaCO_3 saturation at high temperatures and pressures in brine solution. Petrol. J. Technol., 1982, 34(7): 1583~1590.

A Study of the Deep-Source CO₂ Release of the Hot Springs System in Kangding, Sichuan Province

Yang Lizheng, Wei Jia and Sun Jinyu

(*Environmental Science and Engineering Department, Chengdu Institute of Technology, Chengdu, 610059*)

Abstract

In hot water of the hot springs in the Kangding area, the highest CO₂ content is 1840.16 mg/L, the average 1060.53 mg/L, which shows that the hot springs contain rich deep-source CO₂.

The data of stable carbon isotopes of the hot water, CO₂ gas in hot springs and limestone in Kangding, indicates that the deep-source CO₂ is of the mantle origin or metamorphic origin or a mixture of the two. The $\delta^{13}\text{C}$ values of CO₂ in the hot springs of Kangding range from -4.3‰ to -5.4‰ , typical of the mantle origin; the $\delta^{13}\text{C}$ value in the Erdaoqiao area is -5.4‰ , but the $\delta^{13}\text{C}$ value of CO₂ in hot water lie between 0.0‰ and 2.8‰ , all exceeding 0‰ , so that the dissolved CO₂ should come from metamorphosed carbonate rocks; the $\delta^{13}\text{C}$ value of CO₂ in the Yulingong area is -4.3‰ , but those of dissolved CO₂ range from -3.6‰ to -0.1‰ , mixture of mantle-derived and metamorphic CO₂.

The discharge amount of deep-source CO₂ refers to the amount of CO₂ discharged from the depth of the Earth into the atmosphere and hydrosphere along with the hot water. The discharge amount of CO₂ of 12 hot springs in Kangding is 1766.43 t/a. When the hot water flows to the surface, the pressure is lowered, so that part of dissolved CO₂ is changed into the gaseous state and released to the atmosphere. With the flow distance increased, the releasing amount decreases, showing a tendency of gradual digging out. Field measured data in the Kangding area reveal that the released amount is 40% at least of the discharged amount, while the remaining enter the hydrosphere with the hot water. It seems that the numerous hot springs in western China serve as one of the important channel way for the release of the deep-source CO₂.

Key words: hot spring; carbon dioxide; carbon isotopes; discharge; release

作者简介

杨立铮,男,1937年生。1959年毕业于北京地质学院水文地质与工程地质专业。现为成都理工学院教授,长期从事水文地质、岩溶地质、环境地质的教学和科研工作。通讯地址:610059,成都理工学院环境科学与工程系。