

doi:10.3799/dqkx.2015.142

# 高温热田深部母地热流体的温度计算及其升流后经历的冷却过程：以腾冲热海热田为例

李洁祥, 郭清海\*, 王焰新

中国地质大学环境学院, 湖北武汉 430074

**摘要:** 高温地热系统中赋存着大量的地热能资源. 为了进一步了解高温地热系统, 以腾冲热海热田为典型研究区, 利用温泉地球化学组成, 基于多种地球化学模型确定了热田深部母地热流体的温度, 并分析了其升流后经历的不同冷却过程. 热海热田的硫磺塘水热区和热水塘水热区所排泄的热泉源自共同的深部热储, 该热储中母地热流体的  $\text{Cl}^-$  质量浓度为 265 mg/L, 温度为 336 °C. 在热海热田, 母地热流体在经历绝热冷却过程后直接形成了泉口温度最高的大滚锅泉, 而其他中性泉均由母地热流体先与浅部地下水混合再经历绝热冷却形成. 母地热流体的深部热储之上存在多个温度在 200 °C 以上的热储, 这些热储的形成受控于热海地区发育的多组方向不同的断裂.

**关键词:** 母地热流体; 绝热冷却; 混合; 热储温度; 热海热田; 热泉; 地球化学.

**中图分类号:** P641.3

**文章编号:** 1000-2383(2015)09-1576-09

**收稿日期:** 2015-03-28

## Evaluation of Temperature of Parent Geothermal Fluid and Its Cooling Processes during Ascent to Surface: A Case Study in Rehai Geothermal Field, Tengchong

Li Jiexiang, Guo Qinghai\*, Wang Yanxin

*School of Environmental Studies, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China*

**Abstract:** High temperature geothermal system contains plenty of geothermal resources. In order to further understand the high temperature geothermal system, taking the Rehai geothermal field of Tengchong as a typical study area and the geochemical compositions of Rehai hot springs as basic data, the temperature of parent geothermal fluid (PGF) below Rehai is estimated by use of multiple geochemical models, based on which the cooling processes of PGF during its ascent to surface are analyzed as well. The geothermal waters discharged from both Liuhuangtang and Reshuitang of Rehai originate from the same deep reservoir where a parent geothermal fluid with  $\text{Cl}^-$  concentration of 265 mg/L and temperature of 336 °C was identified. The Dagunguo spring with the highest vent temperature at Rehai was formed via direct adiabatic cooling of PGF, whereas the other neutral springs are primarily the results of mixing between PGF and shallow cold groundwater, although boiling was also involved after the mixing. Above the deep reservoir containing PGF, there exist many geothermal reservoirs with temperatures higher than 200 °C. The formation of these reservoirs is possibly controlled by the faults with different stretching directions at Rehai.

**Key words:** parent geothermal fluid; adiabatic cooling; mixing; reservoir temperature; Rehai geothermal field; geothermal spring; geochemistry.

具有岩浆热源的高温地热系统深部常赋存同围岩达到水-岩相互作用平衡的母地热流体. 这种深部

地热流体往往近中性, 主要阴、阳离子分别为  $\text{Cl}^-$  和  $\text{Na}^+$ , 并在升流时经历复杂的冷却过程. 地热流体在

**基金项目:** 国家自然科学基金重大国际合作研究项目 (No. 41120124003); 中央高校基本科研业务费专项资金项目 (Nos. CUG120505, CUG120113).

**作者简介:** 李洁祥 (1989-), 硕士研究生, 主要从事高温地热流体水文地球化学的研究. E-mail: 1127044826@qq.com

\* **通讯作者:** 郭清海, E-mail: qhguo2006@gmail.com

**引用格式:** 李洁祥, 郭清海, 王焰新, 2015. 高温热田深部母地热流体的温度计算及其升流后经历的冷却过程: 以腾冲热海热田为例. 地球科学——中国地质大学学报, 40(9): 1576-1584.

传导冷却过程中,热量主要通过围岩传导进行散热,泉口温度一般低于当地热水沸腾时的温度,泉流量通常也不大(Fournier, 1976; Giggensbach, 1988). 如果地热流体在升流过程中有水蒸汽损失,则是绝热冷却过程. 在相同条件下,经历绝热冷却的热泉流量约为传导冷却的10倍,且泉口温度往往等于或稍大于当地热水沸腾时的温度(Fournier, 1976). 除上述两种冷却方式外,地热流体与浅层地下冷水的混合是另一种常见冷却方式(Truesdell *et al.*, 1977).

中国的高温地热系统主要分布在云南、西藏和四川西部(廖志杰和赵平, 1999),腾冲火山地热区是云南热泉分布最集中的地热区(腾冲地热资源联合调查组, 云南省腾冲地区地热资源考察报告, 1974),而热海热田则是腾冲火山区内水热活动最强烈、热储温度最高的水热区. 热海热田的水热显示类型包括温泉、热泉、沸泉、喷气孔、水热爆炸等,还有大面积出露的水热蚀变产物、泉华等(廖志杰等, 1991). 近年来,许多学者在热海热田开展了相关研究工作, Zhang *et al.* (1987)利用  $\text{Cl}^-$  热焓值图计算出热海热田的热储温度不低于  $276\text{ }^\circ\text{C}$ ; 廖志杰等(1991)使用地热温标计算出的热海地区深层热储的温度为  $230\text{ }^\circ\text{C}$ ; 赵平等(1995)基于气体地热温度计判断热海地区的浅层热储温度为  $180\sim 210\text{ }^\circ\text{C}$ , 深层热储的温度约  $250\text{ }^\circ\text{C}$ . 此外,过幅颖和朱梅湘(1994)利用  $\text{Cl}^-$  热焓值图计算出热海深部母地热流体的温度为  $276\text{ }^\circ\text{C}$ ; Du *et al.* (2005)结合水化学和碳同位素研究估算出热海热田热储温度在  $250\sim 300\text{ }^\circ\text{C}$ ; Guo and Wang(2012)同样使用  $\text{Cl}^-$  热焓值图得到热海母地热流体的温度约为  $325\text{ }^\circ\text{C}$ . 然而,需要指出的是:不同地球化学温标各自有其适用条件,依靠地球化学温标获取的热储温度可能与实际值相差甚远(Fournier and Truesdell, 1973); 此外,  $\text{Cl}^-$  热焓值图具有众所周知的“多解性”,利用该图对地热系统深部母地热流体温度的估算常具有不确定性. 因此,同时借助多种不同地球化学图解方法来准确计算高温热田深部母地热流体的温度是地热流体地球化学研究的前沿课题之一,对于地热资源评价及其开发利用策略的制定具有不言而喻的重要意义(Fournier and Truesdell, 1974; Fournier, 1977; Nicholson, 1993; 沈照理等, 2012). 本研究以腾冲热海热田为研究区,采用  $\text{SiO}_2^-$  热焓值图、 $\text{Cl}^-$  氡值图和  $\text{Cl}^-$  热焓值图等多种地球化学图解方法综合评价了热田深部母地热流体的温度,并在此基础上分析了母地热流体在升流过程中所经历的不同冷却过程. 本文主要结论也是在补充了新数据的前提下对笔者先前在

热海热田取得的相关研究成果的修正.

## 1 研究区地质概况

腾冲火山区所在的腾冲微板块位于印度洋与欧亚板块之间,其西部以密支那一曼德勒缝合线与缅甸板块分界,东部以怒江缝合线与保山块体分界(阚荣举等, 1996),新生代以来,印度板块持续向 NE 挤压,缅甸板块向东俯冲于腾冲地块之下,这是该区火山活动的基本背景. 区内火山岩及火山口的分布与新构造活动关系密切,其中有最新喷发活动历史的火山口基本上都沿 NS 向的瑞滇—腾冲断裂展布(上官志冠等, 2000; 林木森等, 2014).

而热海热田地区作为腾冲火山区现代地热流体活动最强烈而且最大的水热区,其出露的地层岩性依次为:全新世冲积层、晚更新世玄武岩、中更新世冲积层、早更新世安山岩、上新世橄榄玄武岩、中新世角砾岩、石炭纪砂岩和元古代片麻岩. 基底则为燕山期花岗岩(佟伟和章铭陶, 1989; Du *et al.*, 2005),仅在很小的区域有露头. 热海热田的主要构造为近 NS 向的断裂构造,除此之外还有一些近 NE-SW、NW-SE 向的断裂. 一般来讲,热海热田的盖层是由强烈变质的角砾岩和砂岩组成,而含水层的岩性主要为燕山期花岗岩和元古代变质岩. 热海热田下部  $7\text{ km}$  左右存在一个厚度为  $20\text{ km}$  的岩浆囊(白登海等, 1994),而这个岩浆囊也就是热海热田高温地热流体形成的热源.

## 2 地球化学数据的选择与补充

本文所用热海热田热泉的水文地球化学数据引自 Guo and Wang(2012),取样位置如图 1 所示,热泉编号、部分水化学特征和主要的离子组分如表 1 和表 2 所示,水文地球化学指标的测试方法详见 Guo and Wang(2012). 除水化学数据外,增加了氡的数据,氡含量的测定采用先进的金属锌法,利用 MAT-251 质谱仪测出同位素比值,测量精度在  $2\%$  以内. 测试结果如表 3 所示.

## 3 地热流体中特征组分的地球化学指示意义

通常认为地热流体中所含的 B、Li、Rb 和 Cs 是

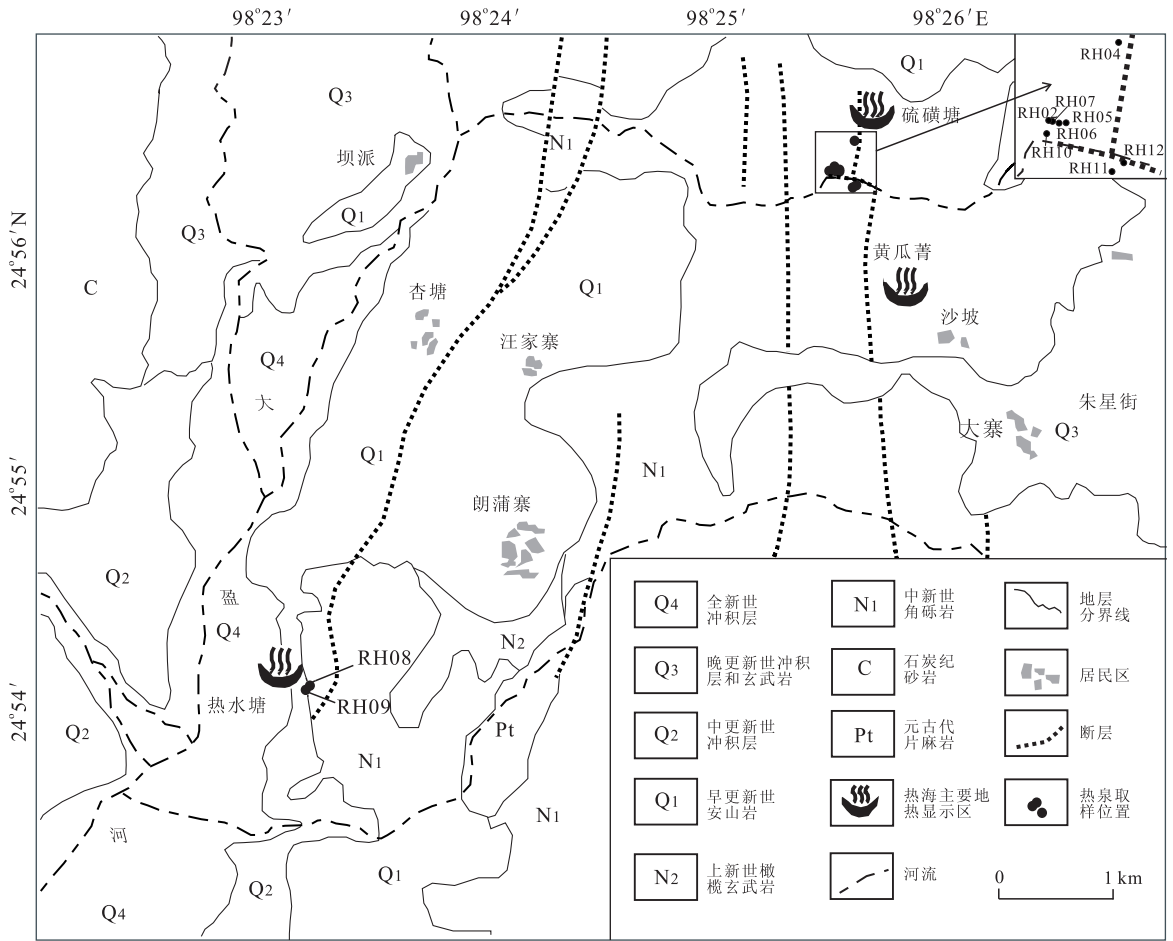


图 1 热海地区地质简图及取样点分布

Fig. 1 Geological sketch and sampling locations of Rehai

表 1 热泉样品的基本特征

Table 1 Major characteristics of geothermal water samples

编号	泉名	温度(°C)	pH	电导率( $\mu\text{S}/\text{cm}$ )	溶解氧( $\text{mg}/\text{L}$ )	总无机碳( $\text{mg}/\text{L}$ )	矿化度( $\text{mg}/\text{L}$ )
RH02	珍珠泉	96.0	6.42	653	0.03	7.6	528
RH04	大滚锅	96.6	7.98	5 290	2.45	834.2	2 940
RH05	怀胎井	92.0	8.26	4 290	0.78	612.0	2 147
RH06	鼓鸣泉	96.0	8.93	4 430	0.00	441.6	2 159
RH07	眼镜泉(姊妹泉)	94.0	8.85	4 650	0.00	501.3	2 239
RH08	小滚锅	82.0	7.50	3 280	0.13	760.5	1 474
RH09	大滚锅 2	70.0	8.20	3 790	0.63	876.7	1 606
RH10	无名	49.1	9.16	3 940	0.04	467.2	2 009
RH11	无名	65.8	6.89	2 811	0.18	586.9	1 510
RH12	无名	90.0	8.19	2 860	0.00	475.7	1 413

注:总无机碳以  $\text{CO}_2$  形式计算;数据引自 Guo and Wang(2012).

初生岩浆水贡献的(Ellis and Mahon, 1964),在热海热田的泉水样品中(RH02 所取水样除外),B 的质量浓度为 5.61~16.98 mg/L,同时 Li、Rb、Cs 的质量浓度也是比较高的,说明这些泉水中很可能有初生岩浆水的混入。

泉水中  $\text{Cl}^-$  的质量浓度 ( $C_{\text{Cl}^-}$ ) 与 ( $\text{HCO}_3^- +$

$\text{CO}_3^{2-}$ ) 的质量浓度  $C_{(\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-})}$  的比值可以用来判定出露的泉水是否来自同一个地热系统(Fournier and Truesdell, 1970). 在腾冲热海地区,泉水样品中的  $C_{\text{Cl}^-} / C_{(\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-})}$  与  $\text{SiO}_2$  质量浓度的相关关系如图 2 所示. 这些样品中  $C_{\text{Cl}^-} / C_{(\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-})}$  的变化在 0.5 以内,从而推断热海热田泉水中混入的

表 2 热泉样品主要化学组分的质量浓度

Table 2 Concentrations of major chemical constituents of geothermal water samples

编号	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	SiO <sub>2</sub>	B	Li	Rb	Cs	电荷不平衡(%)
RH02	5.5	0.0	128.2	39.2	2.3	0.40	67.7	15.9	262.0	2.01	500	246.7	46.2	-5.4
RH04	1 059.0	73.1	19.7	539.1	0.3	0.02	725.5	107.6	889.8	16.98	6 133	1 282.0	671.1	-1.1
RH05	768.4	70.3	17.1	419.6	0.3	0.03	521.2	75.7	621.7	12.44	4 289	1 000.0	515.6	-5.0
RH06	415.9	192.1	14.7	401.2	0.4	0.01	552.0	81.0	667.0	13.24	4 378	1 064.0	535.6	-1.9
RH07	499.8	190.5	15.3	413.6	0.3	0.01	574.5	83.9	678.7	14.13	4 667	1 124.0	564.4	-2.2
RH08	982.9	12.9	20.5	174.8	11.8	1.42	412.2	33.6	260.5	5.61	1 140	402.2	142.9	-5.5
RH09	1 147.0	55.0	15.7	140.4	2.7	0.49	506.7	38.7	247.3	6.63	1 382	444.4	165.1	-3.6
RH10	517.8	127.3	32.7	344.7	1.1	0.30	489.3	72.0	581.2	12.27	4 200	980.0	520.0	-2.2
RH11	665.4	1.1	52.1	279.5	2.4	0.08	334.2	51.9	330.0	7.93	2 778	668.9	340.0	-9.7
RH12	615.6	35.1	23.8	279.5	2.4	0.16	338.7	50.9	350.0	8.14	2 867	657.8	360.0	-9.4

注:Li、Rb、Cs 的质量浓度单位为 μg/L;其他组分单位为 mg/L;电荷不平衡的计算:100×[(ΣZm<sub>c</sub>-|ΣZm<sub>a</sub>|)/(ΣZm<sub>c</sub>+|ΣZm<sub>a</sub>|)],其中 Z 为离子化合价,m<sub>c</sub>、m<sub>a</sub> 分别为阳离子和阴离子摩尔浓度;引自 Guo and Wang(2012).

表 3 热泉样品的氘值(RH02、RH08 除外)

Table 3 δD values of hot spring samples (except for RH02 and RH08)

编号	RH04	RH05	RH06	RH07	RH09	RH10	RH11	RH12	硫磺塘冷水
δD(‰)	-65.0	-66.0	-67.0	-66.0	-68.0	-65.0	-66.0	-66.0	-59.3

注:硫磺塘冷水氘值引自佟伟和章铭陶(1989).

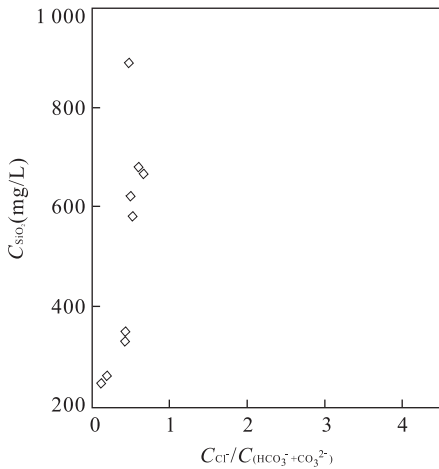


图 2 热海地热水样的 C<sub>Cl<sup>-</sup></sub>/C<sub>(HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>+CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>)</sub> 与 SiO<sub>2</sub> 质量浓度关系

Fig. 2 Relationship of C<sub>Cl<sup>-</sup></sub>/C<sub>(HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>+CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>)</sub> vs. the concentration of SiO<sub>2</sub> for Rehai geothermal water samples

初生岩浆水来自于同一个深部热储.

除此之外,利用 Cl<sup>-</sup> 与地热流体中特征组分(B、Li、Rb 和 Cs)的相关关系也可以证明这一点. 热储中的水-岩相互作用虽然对地热水中的 Cl<sup>-</sup> 有贡献(Noble *et al.*, 1967),但对于具有岩浆热源的高温水热系统而言,其贡献远小于从岩浆脱气过程中获得的 Cl<sup>-</sup>,而且在地热流体升流过程中,Cl<sup>-</sup> 难以被围岩矿物吸附或以水热蚀变矿物的形式沉淀出来(Truesdell and Nathenson, 1977). 所以作为一种保

表 4 Cl<sup>-</sup> 与地热流体中特征组分(B、Li、Rb 和 Cs)的相关系数

Table 4 Correlation coefficients between Cl<sup>-</sup> and some other characteristic constituents in geothermal water (B, Li, Rb and Cs)

	Cl <sup>-</sup> -B	Cl <sup>-</sup> -Li	Cl <sup>-</sup> -Rb	Cl <sup>-</sup> -Cs
相关系数	0.954 6	0.970 0	0.957 3	0.963 5

守组分,Cl<sup>-</sup> 可以用于指示地热流体经历的混合过程,并分辨其他过程对其地球化学组成的影响. 热海热田的水样中 B、Li、Rb 和 Cs 与 Cl<sup>-</sup> 呈很好的线性关系,其相关系数如表 4 所示,这也说明了泉水中的 B、Li、Rb 和 Cs 具有相同的来源.

地热流体中总无机碳的质量浓度也有一定的地球化学指示意义. 碳在地热流体中主要以 H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>、HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 和 CaHCO<sub>3</sub><sup>+</sup> 三种形态存在,在温度低于 200 °C 时,地热流体中的无机碳大部分以 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 和 CaHCO<sub>3</sub><sup>+</sup> 的形成存在. 当水温高于 200 °C 时,绝大多数的溶解碳以 H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> 的形态存在,而与地热流体中的其他离子无关,沸腾过程会使 CO<sub>2</sub> 进入水蒸汽(Arnórsson *et al.*, 1983). 而当地热流体的温度高于 300 °C 时,CO<sub>2</sub> 便不与任何一类矿物发生反应,从而会很容易转移,CO<sub>2</sub> 则与温度失去相关关系. 所以当高温地热流体在发生水汽分离时,形成的蒸汽中 CO<sub>2</sub> 气体的质量浓度可以指示热储中 200~300 °C 地热流体的温度(Arnórsson *et al.*, 1983). 其表达式为:

$$\log M_{CO_2} = 37.43 + 73.192/T - 11.829 \times 10^3 / T^2 + 0.18923T - 86.187 \log T,$$

其中： $T$ 为热储中地热流体未形成蒸汽之前的温度(K)， $M_{CO_2}$ 为地热流体在 100 °C 发生闪蒸后形成蒸汽中  $CO_2$  的含量(mol/kg). 利用泉水中  $SiO_2$  与总无机碳的相关关系不仅可以判定热储中的地热流体在上升到地表的过程中是否经历过沸腾过程，而且在数据充足的情况下，还可以得到深部热储与地下冷水的混合线，从而大致估算出热储的温度(Arnórsson, 1985). 但是，地热流体在升流的过程中可能会有方解石的形成，从而造成流体中的总无机碳的缺失，而总无机碳的大量缺失则会使水样中  $SiO_2$  与总无机碳的相关关系发生变化，以致得出错误结论. Giggenbach(1988)通过  $K^+$ 、 $Mg^{2+}$  和  $Ca^{2+}$  之间的关系确定出了方解石形成的范围，如图 3 所示，腾冲热海地区的水样点大部分都落在方解石未形成的区域，部分水样点也是在方解石形成区的分界线附近分布，所以说热海热田地区下部的地热流体在升流过程中有少量或者没有方解石的形成，同时图 2 也很好验证了这一点.

Guo and Wang(2012)根据石英温标(Verma and Santoyo, 1997)和 Na/K 温标(Giggenbach, 1988)计算了热海诸泉所对应的热储温度. RH02、RH08、RH09、RH11 和 RH12 下部热储的石英温度和 Na/K 温度相差较大，其原因可能是地热流体与含 Na、K 的矿物未达到化学平衡，或地热流体在升流过程中受冷水稀释后  $SiO_2$  质量浓度下降，或地热流体以任何方式冷却后  $SiO_2$  发生沉淀. 然而，如图 4 所示，RH04 处于完全平衡线上，其他水样点除

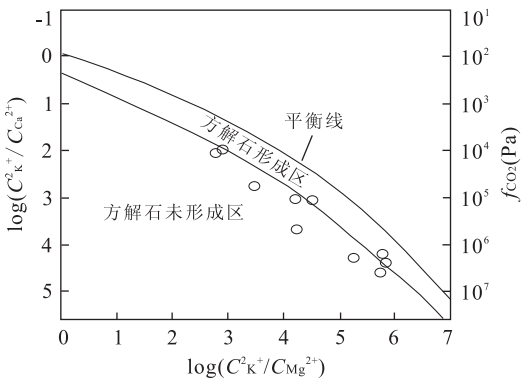


图 3 热海地热水中  $K^+$ 、 $Mg^{2+}$  和  $Ca^{2+}$  质量浓度数值之间的相互关系

Fig. 3 The concentration relationship of  $K^+$ 、 $Mg^{2+}$  and  $Ca^{2+}$  for Rehai geothermal waters

据 Giggenbach(1988)

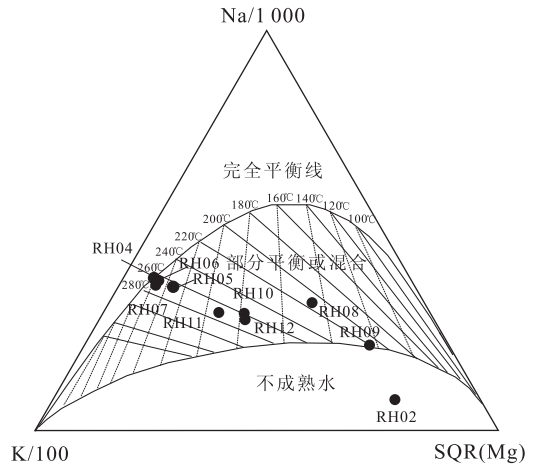


图 4 地热水样的 Na-K-Mg 三角图

Fig. 4 Triangular Na-K-Mg relationships for geothermal water 据 Giggenbach(1988)

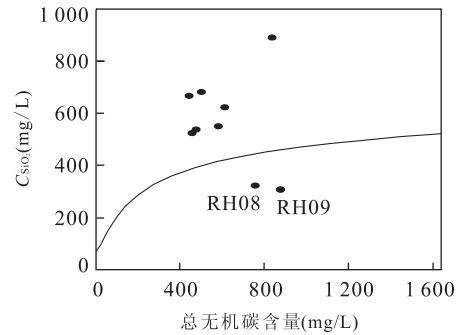


图 5 热海热泉样品的总无机碳质量浓度与  $SiO_2$  质量浓度关系

Fig. 5 Relationship of the content of total inorganic carbon vs. the concentration of  $SiO_2$  for Rehai geothermal water samples

RH02 外均落在部分平衡和混合区内，且相当一部分非常靠近完全平衡线. 因此多数水样在热储中应已达到与含 Na、K 矿物的平衡. 由于混合过程对 Na/K 温标影响甚小(Giggenbach, 1988)，可先用 Na/K 地热温度计估算地热流体在平衡状态下的温度，再根据 Fournier and Potter(1982)提出的经验公式求取流体中  $SiO_2$  的质量浓度，最终利用  $SiO_2$  与总无机碳的相关关系判断已平衡的地热流体在排出地表前是否经历过沸腾和混合过程.

RH08 和 RH09 下部达到平衡的地热流体在升流的过程中只受到地下冷水的混合作用，并没有蒸汽的损失，所以在 RH08 和 RH09 所取的泉水样品位于平衡线之下，如图 5 所示；而其余编号的泉水样品(RH02 所取水样除外)则都位于平衡线之上，这说明即使有些泉水在出口处没有沸腾，但是这些泉

口下部的地热流体在上升的过程中还是有蒸汽损失的。

### 4 母地热流体温度计算及其升流后经历的冷却过程

Cl<sup>-</sup> 热焓值图最早是由 Fournier (1979) 提出的, 它不仅能够较为详细地描述出地热流体在升流过程中所经历的各种冷却过程, 而且对于一些通过化学温标无法直接计算出温度的地热流体(如热海地区的母地热流体), 通过 Cl<sup>-</sup> 热焓值图则能得到其热储的温度(Nicholson, 1993)。

首先根据 RH08 和 RH09 下部热储的地热流体以及热海热田地区附近冷水(水温为 19.5 °C, Cl<sup>-</sup> 质量浓度为 2.3 mg/L; 佟伟和章铭陶, 1989) 在图中的位置确定出混合线, 并与绝热冷却线相交于一点, 交点的坐标分别代表母地热流体中 Cl<sup>-</sup> 的质量浓度和焓值, 即母地热流体的 Cl<sup>-</sup> 质量浓度为 265 mg/L, 焓值为 1 565 J/g, 对应的温度约为 336 °C。除了 RH02、RH08 和 RH09 外, 其他泉口下部的地热流体从热储中向上迁移的过程都有蒸汽的损失, 其经历的过程如图 6 所示。从图 6 中还可以进一步得出整个热海热田下部可能存在着 5 个地下热储, 有 4 个温度大约为 260 °C, 另一个温度约为 211 °C。

热海热田的热储具多层结构并受不同方向的活动断裂控制(赵平等, 1995; 上官志冠等, 2000)。区内

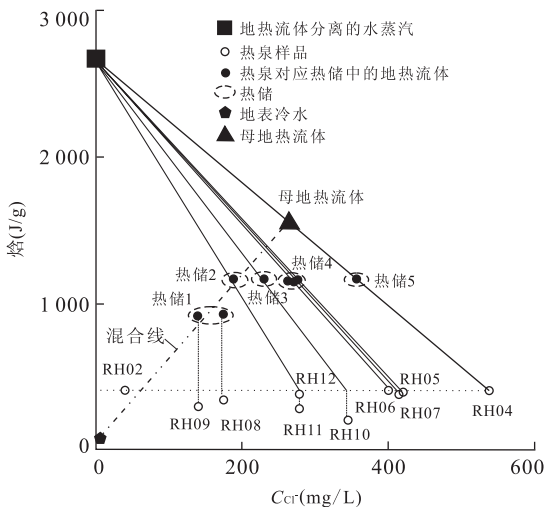


图 6 热海热泉样品的 Cl<sup>-</sup> 热焓值

Fig. 6 Relationship of Cl<sup>-</sup> vs. enthalpy for Rehai geothermal waters

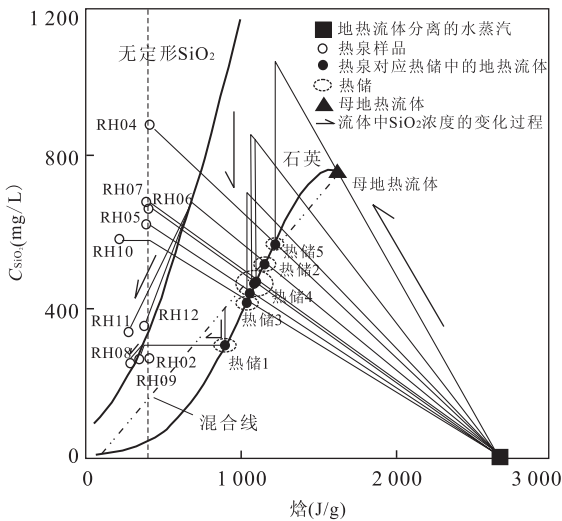
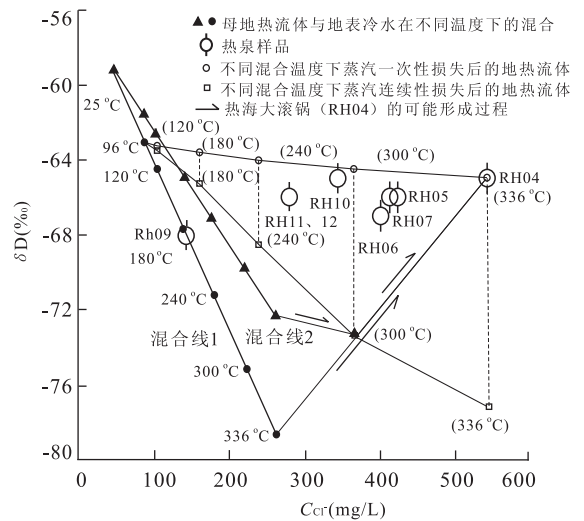
NS 向深层断裂控制着深层地热储(热储温度为 250±7 °C)及其流体的释放活动, 而 NW 向断裂则控制着中层地热储(热储温度为 241~90 °C)及其地热流体的释放(上官志冠等, 2000)。Cl<sup>-</sup> 热焓值图中显示热海地区存在 4 个温度大约为 260 °C 的热储, 4 个热储的温度相差不大, 笔者推断它们可能位于同一个层位, 并且很可能是由下部 NS 向深层断裂控制, 其存在着一定的热量联系。RH08 和 RH09 位于热海热水塘处, 笔者推断热水塘下面存在的热储很可能由 NW 向断裂控制。

从图 6 中可以清楚地看到各个泉的形成过程。母地热流体与向下渗入的地表冷水进行混合, 混合后地热流体的温度为 310 °C 左右, 此时地热流体与围岩并没有达到水岩相互作用的平衡, 混合的地热流体以绝热冷却的方式继续上升到达热储 4, 在热储 4 中长时间的停滞使水中的各个化学组分与围岩矿物达到了平衡, 最后绝热冷却形成 RH05、RH06 和 RH07。RH10 与 RH05、RH06 和 RH07 形成的过程相同, 不同的是母地热流体与下渗的地表冷水混合后的温度约为 290 °C。母地热流体与地表冷水混合在热储中直接达到平衡, 然后在 260 °C 左右经过绝热冷却到达地表, 形成 RH10 和 RH11。RH08 和 RH09 则是由母地热流体在与冷水混合, 经过传导冷却后形成的, 而 RH04 是由母地热流体直接绝热脱气形成的。

图 6 已经对热海热田地热系统中的热储以及各个泉的形成过程做了很好的一个阐述, 但是使用 Cl<sup>-</sup> 热焓值图对地热系统的解释往往并不是唯一的, 下面便借助其他的地球化学模型对图 6 进行进一步的补充和验证。

SiO<sub>2</sub><sup>-</sup> 热焓值图最初是用来计算深部热储的温度, 这一方法来源于 SiO<sub>2</sub> 与热量的平衡, 它首先要满足石英是深部热储中控制 SiO<sub>2</sub> 质量浓度的矿物, 其次在混合之后不能有 SiO<sub>2</sub> 的溶解和沉淀, 也不能有热量的损失(Fournier and Truesdell, 1974)。而腾冲热海地区地热流体中的 SiO<sub>2</sub> 在出露于地表的过程中部分发生了沉淀, 所以说直接用 SiO<sub>2</sub><sup>-</sup> 热焓值图来计算深部的热储温度是不合适的, 但是可以用 SiO<sub>2</sub><sup>-</sup> 热焓值图对 Cl<sup>-</sup> 热焓值图所描述的各个泉形成的过程进行验证。

如图 7 所示, RH08、RH09、RH11 和 RH12 位于无定形 SiO<sub>2</sub> 溶解度曲线的附近, 这些泉在出露的过程中可能很大程度上受无定形 SiO<sub>2</sub> 溶解度的控制, 这可能也正是石英温标与 Na/K 温标计算热储

图 7 热海热泉样品的  $\text{SiO}_2$ -热焓值Fig. 7 Relationship of  $\text{SiO}_2$  vs. enthalpy for Rehai geothermal waters图 8 热海热泉样品的  $\text{Cl}^-$  氕值Fig. 8 Relationship of  $\text{Cl}^-$  vs.  $\delta\text{D}$  for Rehai geothermal waters

温度时出现差异的原因. 热海热田的各个泉(RH02除外)下部的地热流体所经历的冷却过程与图6中所显示的冷却过程是一致的,图7中显示的5个热储与图6中的各个热储相互对应,同时二者计算出的热储温度也相差不大.

地热系统中水和水蒸汽是氕的主要来源,氕值的变化在地热系统的脱气过程中表现得非常敏感,同时在上升的过程中受其他矿物的影响也很小,因此用  $\text{Cl}^-$  氕值图也可以很好地描述脱气和混合过程(Truesdell *et al.*, 1977).

RH04的形成有两种可能性,一种是由母地热流体经过绝热冷却到达热储5,形成水蒸汽,但没有蒸汽的损失,直到出露于地表才发生沸腾,也就是说,热海大滚锅泉水是由母地热流体一次性在  $96\text{ }^\circ\text{C}$  脱气形成. 另一种可能是母地热流体在到达热储5的过程中形成的水蒸汽已经损失,在到达地表后再次沸腾. 在以上两种可能的情况下,利用 RH04 计算出的母地热流体中的氕值分别为  $-78.8\text{ }^\circ\text{‰}$  和  $-72.15\text{ }^\circ\text{‰}$ , 对应两条混合线1和2,如图8所示.

RH09恰好落在混合线1上,显示的温度在  $200\text{ }^\circ\text{C}$  左右,而 RH09 通过 Na/K 温标计算出来的热储温度为  $211.7\text{ }^\circ\text{C}$ , 从而证明了 RH04 是母地热流体经历一次脱气过程形成的. 以混合线1为标准,计算出热储中的地热流体在不同的温度下,通过绝热冷却达到  $96\text{ }^\circ\text{C}$  时  $\text{Cl}^-$  的质量浓度、氕的含量,并画出蒸汽一次损失曲线和蒸汽连续损失曲线,如图8所示. 除了 RH09 和 RH04 外, RH05、RH06、

RH07、RH10、RH11 和 RH12 都落在了两条线之间,表明这些泉水在形成的过程中都有蒸汽的损失,验证了图6的分析结果.

从图8中也可以分析出其他各泉的形成过程. RH05、RH06、RH07、RH10、RH11 和 RH12 都是由母地热流体与冷水混合后经过绝热冷却后形成的,其中 RH11 和 RH12 在  $260\text{ }^\circ\text{C}$  左右开始有蒸汽损失, RH10 是在  $290\text{ }^\circ\text{C}$  左右,而 RH05、RH06 和 RH07 开始有蒸汽损失的温度是在  $310\text{ }^\circ\text{C}$  左右. 上述结果与图6的分析结果完全吻合.

## 5 结论

由于  $\text{Cl}^-$  热焓值图的“多解性”,利用该图对地热系统深部母地热流体温度的估算具有不确定性. 本次研究在补充热泉氕同位素组成的基础上,使用多种地球化学图解方法,对笔者先前基于  $\text{Cl}^-$  热焓值图所获得的腾冲热海热田母地热流体的温度及  $\text{Cl}^-$  质量浓度计算结果(Guo and Wang, 2012)进行了校正,给出其  $\text{Cl}^-$  质量浓度为  $265\text{ mg/L}$ ,热储温度约为  $336\text{ }^\circ\text{C}$ .

在热海热田,泉口温度最高的大滚锅泉是由母地热流体在经历绝热冷却过程后直接形成的,而其余中性泉均由母地热流体先与浅部地下冷水混合再经历绝热冷却形成.

热海热田范围内存在多个不同温度及深度的热储. 母地热流体赋存于深部热储中,在深部热储之

上,其他热储的形成很可能与研究区的 NS 向和 NW—SE 向断裂有关。

## References

- Arnórsson, S., 1985. The Use of Mixing Models and Chemical Geothermometers for Estimating Underground Temperatures in Geothermal Systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23 (3—4): 299—335. doi: 10. 1016/0377—0273(85)90039—3
- Arnórsson, S., Gunnlaugsson, E., Svavarsson, H., 1983. The Chemistry of Geothermal Waters in Iceland. II. Mineral Equilibria and Independent Variables Controlling Water Compositions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47(3): 547—566. doi: 10. 1016/0016—7037 (83) 90278—8
- Bai, D. H., Liao, Z. J., Zhao, G. Z., et al., 1994. The Inference of Magmatic Heat Source beneath the Rehai (Hot Sea) Field of Tengchong from the Result of Magnetotelluric Sounding. *Chinese Science Bulletin*, 39 (4): 344—347 (in Chinese).
- Du, J. G., Liu, C. Q., Fu, B. H., et al., 2005. Variation of Geothermometry and Chemical-Isotopic Compositions of Hot Spring Fluids in the Rehai Geothermal Field, Southwestern China. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 142(3—4): 243—261. doi: 10. 1016/j. jvolgeores. 2004. 11. 009
- Ellis, H. L., Mahon, W. A. J., 1964. Natural Hydrothermal Systems and Experimental Hot Water/Rock Interactions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 28(8): 1323—1357. doi: 10. 1016/0016—7037(64)90132—2
- Fournier, R. O., 1976. Exchange of Na<sup>+</sup> and K<sup>+</sup> between Water Vapor and Feldspar Phases at High Temperature and Low Vapor Pressure. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40(12): 1553—1561. doi: 10. 1016/0016—7037 (76)90094—6
- Fournier, R. O., 1977. Chemical Geothermometers and Mixing Models for Geothermal Systems. *Geothermics*, 5(1): 41—50. doi: 10. 1016/0375—6505(77)90007—4
- Fournier, R. O., 1979. Geochemical and Hydrologic Considerations and the Use of Enthalpy-Chloride Diagrams in the Prediction of Underground Conditions in Hot Springs Systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 5 (1—2): 1—16. doi: 10. 1016/0377—0273(79)90029—5
- Fournier, R. O., Potter, R. W., 1982. A Revised and Expanded Silica (Quartz) Geothermometer. *Geotherm. Resour. Counc. Bull.*, 11(10), 3—12.
- Fournier, R. O., Truesdell, A. H., 1970. Chemical Indicators of Subsurface Temperature Applied to Hot Spring Waters of Yellowstone National Park, Wyoming, U. S. A. . *Geothermics*, 2(1): 529—535. doi: 10. 1016/0375—6505 (70)90051—9
- Fournier, R. O., Truesdell, A. H., 1973. An Empirical Na-K-Ca Geothermometer for Natural Waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37: 1259—1275. doi: 10. 1016/0016—7037(73)90060—4
- Fournier, R. O., Truesdell, A. H. 1974. Geochemical Indicators of Subsurface Temperature. Part II. Estimation of Temperature and Fraction of Hot Water Mixed with Cold Water. *Journal of Research of the US Geological Survey*, 2(3): 263—270.
- Giggenbach, W. F., 1988. Geothermal Solute Equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca Geoindicators. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(12): 2749—2765. doi: 10. 1016/0016—7037(88)90143—3
- Guo, G. Y., Zhu, M. X., 1994. The Distribution Characteristics of Trace Elements in the Rehai Geothermal Field in Tengchong County, Yunnan. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis*, 30(5): 625—634 (in Chinese with English abstract).
- Guo, Q. H., Wang, Y. X., 2012. Geochemistry of Hot Springs in the Tengchong Hydrothermal Areas Southwestern China. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 215—216(15): 61—73. doi: 10. 1016/j. jvolgeores. 2011. 12. 003
- Kan, R. J., Zhao, J. M., Kan, D., 1996. The Tectonic Evolution and Volcanic Eruption in Tengchong Volcano-Geothermic Region. *Seismological and Geomagnetic Observation and Research*, 17(4): 28—33 (in Chinese with English abstract).
- Liao, Z. J., Shen, M. Z., Guo, G. Y., 1991. Characteristics of the Geothermal Reservoir in the Rehai (Hot Sea) Field in Tengchong County, Yunnan Province. *Acta Geologica Sinica*, (1): 73—85 (in Chinese with English abstract).
- Liao, Z. J., Zhao, P., 1999. Yunnan-Tibet Geothermal Belt—Geothermal Resources and Typical Systems. Science Press, Beijing, 1—12 (in Chinese).
- Lin, M. S., Peng, S. B., Qiao, W. T., et al., 2014. Characteristics and Genetic Significance of High Temperature Granulite Xenoliths in Cenozoic Volcanic Rocks, Tengchong, Western Yunnan Province, China. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 39 (7): 807—819 (in Chinese with English abstract).
- Nicholson, K., 1993. Geothermal Fluids Chemistry and Exploration Techniques. Springer Verlag, New York, 52—67.



- Noble, D. C., Smith, V. C., Peck, L. C., 1967. Loss of Halogens from Crystallized and Glassy Silicic Volcanic Rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31(2): 215—223. doi: 10.1016/S0016-7037(67)80045-0
- Shangguan, Z. G., Bai, C. H., Sun, M. L., 2000. Mantle-Derived Magmatic Gas Releasing Features at the Rehai Area, Tengchong County, Yunnan Province, China. *Science in China (Series D)*, 30(4): 407—414 (in Chinese).
- Shen, Z. L., Wang, Y. X., Guo, H. M., 2012. Opportunities and Challenges of Water-Rock Interaction Studies. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 37(2): 207—218 (in Chinese with English abstract).
- Tong, W., Zhang, M. T., 1989. *Geothermics in Tengchong*. Science Press, Beijing, 119, 157, 250—258 (in Chinese).
- Truesdell, A. H., Nathenson, M., Rye, R. O., 1977. The Effects of Subsurface Boiling and Dilution on the Isotopic Compositions of Yellowstone Thermal Waters. *Journal of Geophysical Research*, 82(26): 3694—3704. doi: 10.1029/JB082i026p03694
- Verma, S. P., Santoyo, E., 1997. New Improved Equations for Na/K, Na/Li and SiO<sub>2</sub> Geothermometers by Outlier Detection and Rejection. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 79(1-2): 9—23. doi: 10.1016/S0377-0273(97)00024-3
- Zhang, Z. F., Liu, S. B., Zhao, F. S., 1987. Geochemistry of Thermal Waters in the Tengchong Volcanic Geothermal Area, West Yunnan Province, China. *Geothermics*, 16(2): 169—179. doi: 10.1016/0375-6505(87)90064-2
- Zhao, P., Liao, Z. J., Guo, G. Y., et al. 1995. The Quantita-

tive Analysis of Gaseous Phase and Significance at Tengchong Rehai Thermal Field. *Chinese Science Bulletin*, 40(24): 2257—2260 (in Chinese).

### 附中文参考文献

- 白登海, 廖志杰, 赵国泽, 等, 1994. 从 MT 探测结果推论腾冲热海热田的岩浆热源. *科学通报*, 39(4): 344—347.
- 过帼颖, 朱梅湘, 1994. 云南腾冲热海热田中金和微量元素的分布特征. *北京大学学报(自然科学版)*, 30(5): 625—634.
- 阚荣举, 赵晋明, 阚丹, 1996. 腾冲火山地热区的构造演化与火山喷发. *地震地磁观测与研究*, 17(4): 28—33.
- 廖志杰, 沈敏子, 过帼颖, 1991. 云南腾冲热海热田的热储特性. *地质学报*, (1): 73—85.
- 廖志杰, 赵平, 1999. 滇藏地热带——地热资源和曲型地热系统, 北京: 科学出版社, 1—12.
- 林木森, 彭松柏, 乔卫涛, 等, 2014. 滇西腾冲地块新生代火山岩中高温麻粒岩包体的发现及成因. *地球科学——中国地质大学学报*, 39(7): 807—819.
- 上官志冠, 白春华, 孙明良, 2000. 腾冲热海地区现代幔源岩浆气体释放特征. *中国科学(D辑)*, 30(4): 407—414.
- 沈照理, 王焰新, 郭华明, 2012. 水—岩相互作用研究的机遇与挑战. *地球科学——中国地质大学学报*, 37(2): 207—218.
- 佟伟, 章铭陶, 1989. *腾冲地热*. 北京: 科学出版社, 119, 157, 250—258.
- 赵平, 廖志杰, 过帼颖, 等, 1995. 腾冲热海热田气相组分的定量分析及其意义. *科学通报*, 40(24): 2257—2260.