

doi:10.3799/dqkx.2016.509

贵德盆地地下热水水文地球化学特征

郎旭娟, 蔺文静, 刘志明, 邢林啸, 王贵玲*

中国地质科学院水文地质环境地质研究所, 河北石家庄 050061

摘要:研究工作对完善区内高温地热系统成因机理和后期勘探及钻探工作提供一定的参考意义。为进一步研究贵德盆地地热资源赋存状态及热源来源,在充分了解贵德盆地地地质条件的基础上,采集区内地热流体样品,进行水化学全分析和氢氧同位素分析,得到该区地热流体化学特征和氢氧同位素特征,估算了区内高温热田—扎仓寺热田的热储温度。分析结果表明:该区高温地下水的水化学类型主要为 $\text{SO}_4 \cdot \text{Cl-Na}$ 型,低温水水化学类型较为复杂,主要为 $\text{SO}_4\text{-Na}$ 、 $\text{SO}_4 \cdot \text{HCO}_3\text{-Na}$ 型;扎仓寺热田地下热水中 Li^+ 、 F^- 、 Sr^{2+} 、 As^{3+} 与 Cl^- 存在很好的正相关性,显示了相同的物质来源, SiO_2^{2-} 与 Cl^- 极高的正相关性进一步验证了扎仓寺地热为深部热源;氢氧同位素数据都集中在当地大气降水线附近,说明地下水主要为大气降水补给。选用合理的水文地球化学温标计算了扎仓寺热田的热储温度,并利用硅—焓模型分析了该热田地热流体中冷水混入比例及冷水混入前的热储温度,分析认为扎仓寺热田 4 000 m 以内存在两个热储层,第一热储层热储温度约为 133 °C,热循环深度为 1 800 m;第二热储层热储温度约为 222 °C,热循环深度约为 3 200 m。

关键词:水化学类型;氢氧同位素;热储温度;硅焓—模型;地球化学。

中图分类号: P641.3

文章编号: 1000-2383(2016)10-1723-12

收稿日期: 2016-02-08

Hydrochemical Characteristics of Geothermal Water in Guide Basin

Lang Xujuan, Lin Wenjing, Liu Zhiming, Xing Linxiao, Wang Guiling*

Institute of Hydrogeology and Environmental Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Shijiazhuang 050061, China

Abstract: In order to further study the occurrence state and origin of geothermal resources in Guide basin, the hydrochemistry, hydrogen and oxygen isotope data from the study area are collected to analyze the geochemical properties and evolution of geothermal water and to calculate the geothermal reservoir temperature of high-temperature field. Hydrochemistry analysis of geothermal fluids show that the high-temperature thermal water is mainly of $\text{SO}_4 \cdot \text{Cl-Na}$ type, and the low-temperature thermal water is mainly of $\text{SO}_4\text{-Na}$, $\text{SO}_4 \cdot \text{HCO}_3\text{-Na}$. There is a positive correlation between Li, F, Sr, As and Cl in Zhacangsi thermal field, which indicates the possible same origin, and the positive correlation between SiO_2 and Cl confirms the deep hot source of geothermal resources. The δD values range from -59% to -87% , the $\delta^{18}\text{O}$ values range from -8.6% to 12.2% , and they are all distributed near the local meteoric water line, which suggests the thermal water in study area is recharged from the atmospheric precipitation mainly. The temperature and depths of geothermal reservoir of Zhacangsi thermal field are calculated using reasonable geothermometers. The Na-K-Mg equilibrium diagram reflects that the cold water mixing action occurred in Zhacangsi thermal field during the hot water rising process, the cold water mix proportions and the geothermal reservoir temperature before the cold water mixed are obtained using Si-enthalpy model. The geothermal reservoir temperature of Zhacangsi thermal field is about 133 °C calculated by multi mineral balance method and geothermometers, which is close to the shallow reservoir temperature, the depth of the thermal cycle is about 1 800 m; while the geothermal reservoir average temperature of Zhacangsi geothermal field is 222 °C before the cold water mixed and the cold water in geothermal fluid mixed with 60%—68% analyzed by Si-enthalpy model, which is close to the deep geothermal reservoir temperature, the depth of the thermal cycle is about

基金项目:国家自然科学基金项目(No.41402231);中国地质调查局项目“贵德盆地深部水文地质调查”(No.12120114024701);地质调查项目“青海省地热资源调查评价”(No.1212011220842)。

作者简介:郎旭娟(1985—),女,博士研究生,主要从事地地质及水文地质学科相关研究。E-mail:langlan77@163.com。

* **通信作者:**王贵玲, E-mail:guilingw@163.com。

引用格式:郎旭娟, 蔺文静, 刘志明, 等, 2016. 贵德盆地地下热水水文地球化学特征. 地球科学, 41(10): 1723-1734.

3 200 m. It is concluded that there are two geothermal reservoirs in Zhacangsi thermal field within the depth of 4 000 m. This paper can facilitate further study of genetical mechanism of the high-temperature geothermal systems and provide guidance for exploration and drilling in the area.

Key words: hydrochemical type; hydrogen-oxygen isotope analysis; temperature of heat reservoir; Si-enthalpy model; geochemistry.

0 引言

地热资源作为一种洁净能源,引起了人们广泛关注(王贵玲等,2000).青海省贵德盆地是地热资源较丰富的地区,水量大,水温高,具有较高的经济价值和开发利用前景.郭万成和时兴梅(2008)对贵德盆地地热资源进行了研究,认为该区地热属于构造层热自流水型;龙作元等(2009)年对贵德盆地深部电性特征进行了研究,认为断裂构造是本区主要的控热因素;郑绍华等(1985)、谷祖纲等(1992)、宋春晖等(2001)还做过该区地层划分及沉积演化等方面的研究.但是到目前为止,对于盆地内水文地球化学特征及热储温度的研究还未做过系统的工作,而这方面的研究对划分地热系统类型和评价地热资源潜力有着不可替代的作用,Feridon Ghadimi *et al.* (2012)对伊朗 Mahalat Abgarm 地热水的水化学性质进行分析,搞清了该地区地热水形成机制;Doan Van Tuyen *et al.* (2014)通过对越南境内地热水的水化学特征研究,分析出了其高温热储主要分布在其中部地区并利用硅-焓模型

模拟了其热储温度.因此,本文以贵德盆地研究对象,分析了区内 31 组水样的水化学检测数据及流体的 H 和 O 同位素组成特征,试图揭示区内地下热流体的地球化学性质及演化特征.并利用 Na-K-Mg 三角图及多矿物平衡法对贵德盆地西部边缘扎仓寺热田中的地热异常点的水-岩平衡状态进行了判断,选取合理的地热温标计算了扎仓寺热田的热储温度,旨在更全面认识贵德盆地地热资源形成机制,为该区地热资源的开发利用提供新参考.

1 地热地质概况

贵德盆地位于青海省海南州东南部,四面环山,平均海拔约 3 100 m.盆地是印支构造运动发生发展起来的断陷盆地,位于祁连、昆仑和秦岭 3 大褶皱系交汇地带,盆地内以断裂构造为主,褶皱构造次之,主要走向有 NWW 向、NW 向及 NNW 向,见图 1a (吴向农和古风宝,1991;廖媛等,2013).盆地内沿黄河河谷有一近 EW 向张性断裂与沿河谷穿过黄河

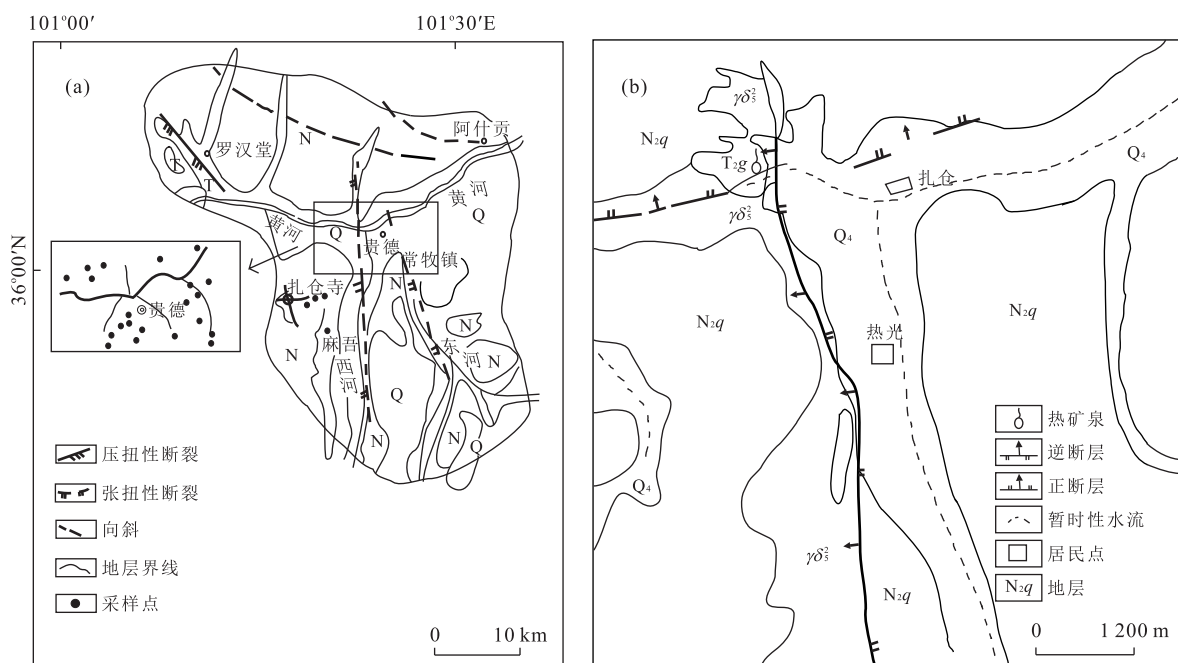


图 1 贵德盆地及扎仓寺热田地质及样点分布

Fig.1 Schematic diagram of geology and samples distribution in Guide Basin and Zhacangsi

a.贵德盆地地质及采样点分布;b.扎仓寺地质

的一 NNW 向压扭性断裂在贺尔加一带交汇, 钻探测温资料显示在 NNW 向压扭性断裂两侧, 形成了两个地热异常中心, 地热区围绕近 EW 向断裂呈椭圆展布, 位于近 EW 向张裂带西侧的两个钻孔中揭露到水量分别为 $1\ 075\ \text{m}^3/\text{d}$ 、 $1\ 221\ \text{m}^3/\text{d}$, 水温分别为 $25.5\ ^\circ\text{C}$ 、 $28.0\ ^\circ\text{C}$, 由此看来, 盆地内部地热异常区受近 EW 向张裂带控制, 大气降水及地表冷水入渗经深部大地热流传导增温后, 沿着近 EW 向张裂带向上运移(陈慧娟等, 2010)。三叠纪的古老地层及印支期花岗岩构成盆地基地, 其上沉积着厚达 $4\ 500\ \text{m}$ 的中新生代沉积物, 为地下热水的形成和赋存提供了良好的储盖条件。地热地质资料显示盆地内存在 3 个热储层段: 浅部低温热储, 埋深约 $160\sim 420\ \text{m}$, 以砂岩、砂砾岩为主, 富水性较好, 水温较低, 钻孔孔口水温 $18.5\sim 28.0\ ^\circ\text{C}$, 但是增温较快, 地温梯度为 $0.067\sim 0.097\ ^\circ\text{C}/\text{m}$; 中部中低温热储层段, 埋深为 $1\ 500\sim 2\ 300\ \text{m}$, 为第三系渐新统上部的砂岩和砂砾岩, 富水性好, 水温较高, 井口水温高达 $85\ ^\circ\text{C}$, 上面覆盖以泥岩为主的第三系中新统盖层; 深部高温热储层段, 埋深为 $2\ 700\sim 5\ 000\ \text{m}$, 热储厚约 $1\ 000\ \text{m}$, 侏罗系为砂岩、页岩等互层, 白垩系以砾岩、砂岩等互层, 上面覆盖以砂岩、泥岩为主的第三系渐新统盖层(陈慧娟等, 2010; 石维栋等, 2010)。扎仓寺热田位于贵德盆地西部边缘, 地处松潘—甘孜印支期褶皱系的青海南山冒地槽带(贵德县地方志编纂委员会, 1995), 受构造断裂控制, 属于断裂性热水, 泉水在 NNW 向压性断裂及近 EW 向张性断裂与花岗岩体交汇处以泉群的形式泄出, 水温高达 $63\sim 93\ ^\circ\text{C}$ (陈慧娟等, 2010), 见图 1b。沉积地层以隆务河群(T_1ln)和古浪堤组(T_2g)为主, 主要为粉砂岩、泥岩夹泥灰岩, 还有少量由区域低温动力变质作用或区域动力热流变质作用形成的千枚岩与板岩互层, 形成热储构造(周小波等, 2005)。

2 样品采集与检测方法

2.1 样品采集

两组人员分别于 2013 年 6 月 27 日至 2013 年 7 月 16 日在贵德盆地布设采集水样共 60 组, 水质全分析样品用 $2.5\ \text{L}$ 塑料瓶采集, 氢氧同位素分析样品用 $500\ \text{mL}$ 塑料瓶采集。选取 31 组进行水质全分析及氢氧同位素分析, 取样位置见图 1a。

2.2 样品分析

所取水样的水质全分析及氢氧同位素分析均由

中国地质科学院水文地质环境地质研究所国土资源部地下水矿泉水及环境监测中心完成。水质全分析是按照中华人民共和国国家标准饮用天然矿泉水检验方法(GB/T8538-2008)检测; 利用 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 平衡法测定氧同位素, 平衡温度为 $25\ ^\circ\text{C}$, 精度为 $\pm 0.2\%$, 利用金属锌还原法测定氢同位素, 反应温度为 $400\ ^\circ\text{C}$, 精度为 $\pm 1.0\%$ 。

3 结果分析与讨论

3.1 地热流体化学特征

重点选取进行水质测试的 31 组中的 17 组热水样做深入研究, 通过分析热水样中的常量组分可以看出贵德盆地热水样明显分为 2 类: 一类位于贵德盆地西部山区扎仓寺, 下文统称扎仓寺热田; 另一类分布在贵德盆地平原区, 下文统称盆地内部。

(1) 本次研究所取地下水样品 pH 值均大于 7, 属于碱性水。其中: 扎仓寺热田热水 pH 值为 $7.15\sim 7.31$, 平均值为 7.22; 盆地内部热水 pH 值大部分都大于 8, 平均值为 8.22, 二者都属于弱碱性水。

(2) 扎仓寺热田地下水总溶解固体 TDS(total dissolved solid) 为 $1\ 888\sim 2\ 013\ \text{mg}/\text{L}$, 属微咸水, 盆地内部地下水总溶解固体 TDS 分两个范围段, 第一范围段为 $899.0\sim 943.3\ \text{mg}/\text{L}$, 属淡水, 分布在盆地中部, 第二范围段为 $1\ 005\sim 1\ 854\ \text{mg}/\text{L}$, 属微咸水。扎仓寺热田和盆地内部热水样品中离子种类虽然相同, 但是浓度却相差很大。扎仓寺热田热水中各种离子浓度普遍高于盆地内部热水中离子浓度(图 2), 这可能与扎仓寺热田和盆地内部分属不同的地热类型有关: 扎仓寺为对流型地热田, 地热资源靠循环于断裂带中的地热水所提供, 热水中离子除了从深部地层中带上来的部分外, 还有热水上升过程中与围岩发生溶滤、离子交换、氧化作用等各种化学反应产生的离子; 而盆地内部属传导型地热田, 其地热资源通过直接开采热储层中的地热水而获取, 其离子成分及浓度与扎仓寺热田相比, 溶滤围岩所产生的离子成分减少。

(3) 扎仓寺热田热水中 Ca^{2+} 浓度远小于 SO_4^{2-} , 且热水中 HCO_3^- 浓度较小, 这可能是地下水系统中发生沉淀作用的结果: 含有 Ca^{2+} 、 HCO_3^- 的地下水在径流过程中由于溶滤作用增大了 Ca^{2+} 和 SO_4^{2-} 的浓度, 在同离子效应和热储温度的共同作用下产生 CaCO_3 沉淀, 长期沉淀作用使得 Ca^{2+} 与 SO_4^{2-} 浓度相差悬殊, 同时消耗 HCO_3^- 。而

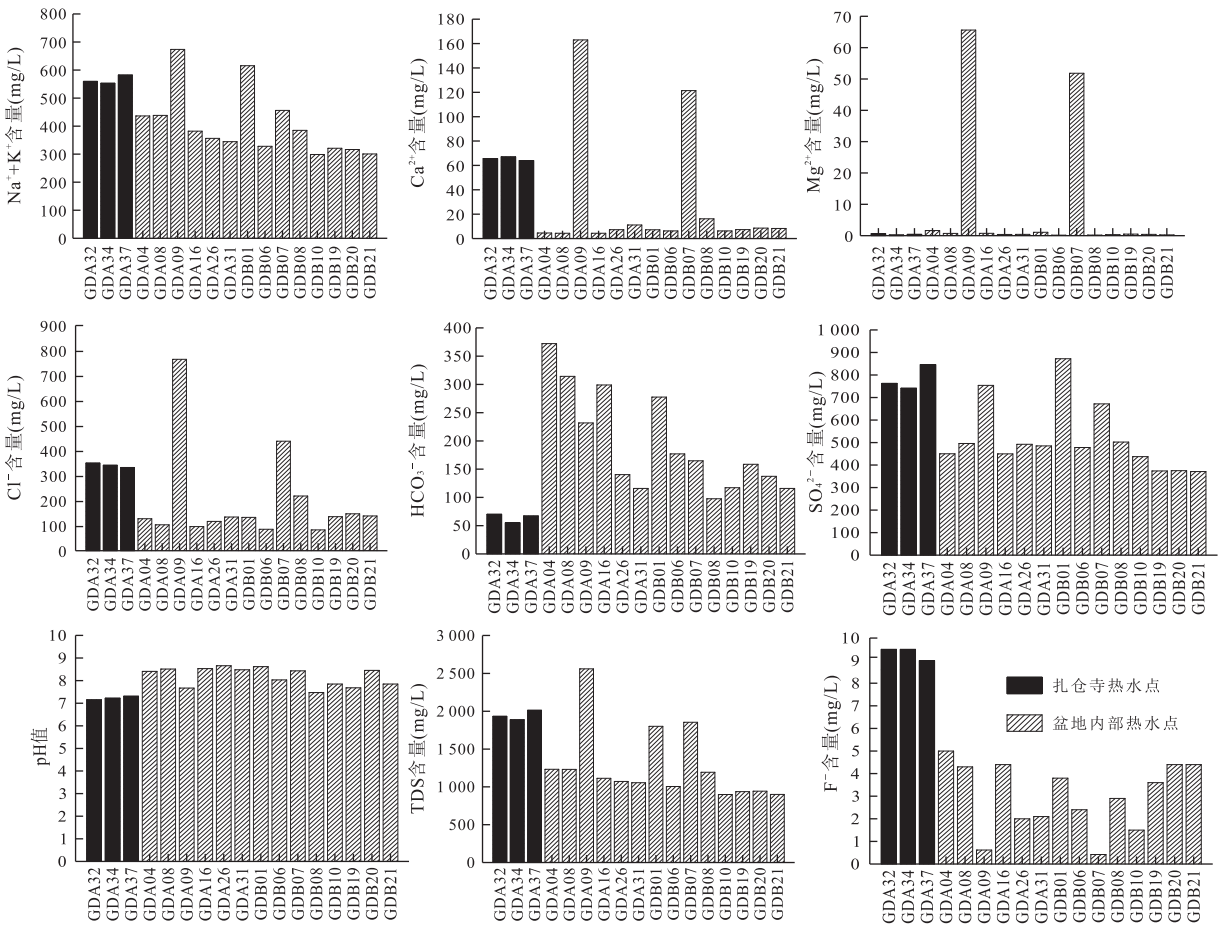


图 2 贵德盆地热水样主要离子组分及 pH 值统计

Fig.2 Major ions and PH of the thermal water in Guide basin

笔者在野外工作时观察到扎仓寺热田泉水泄出带第四系砂砾层中充填着因热泉出露形成的钙华,最厚达 2.5 m,印证了上述结论.扎仓寺热田地下热水 pH < 8.2,决定了 CO₃²⁻ 含量为零.

(4) 由图 2 可以看出,盆地内部 GDA09、GDB01、GDB07 这 3 点的水化学组分浓度与其他样品相差较大,这可能是由以下原因造成的:这 3 个点都位于盆地山前地带,基岩埋深浅,年龄较老、矿化度较高的基岩裂隙水排泄,混入井中,从而导致井水中的离子浓度增高,矿化度变大.

(5) 根据扎仓寺热田及盆地内部热水水样分析结果做热水 piper 图(图 3),从图 3 中可知:两类地下热水中主要阳离子都是 Na⁺,其次是 Ca²⁺ 和 Mg²⁺,主要的阴离子是 SO₄²⁻,其次为 Cl⁻ 和 HCO₃⁻.其中扎仓寺热田水化学类型为 SO₄ · Cl-Na 型,盆地内部热水除了 GDA09、GDB01 和 GDB07 外,其他样品的水化学组分在垂向上变化幅度相对稳定,但是水化学类型相对复杂,从西向东依

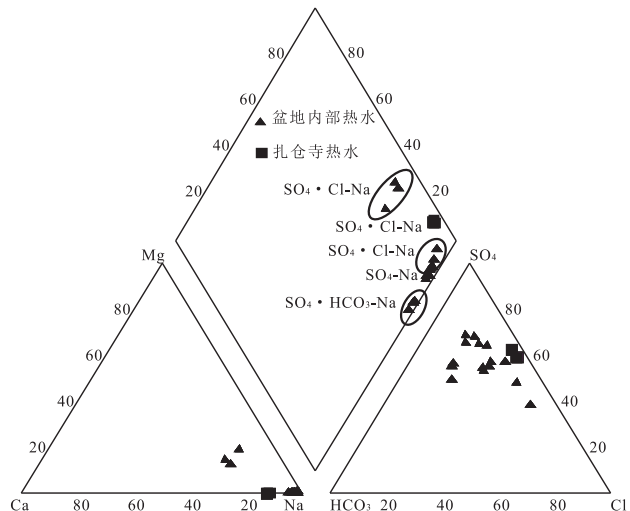
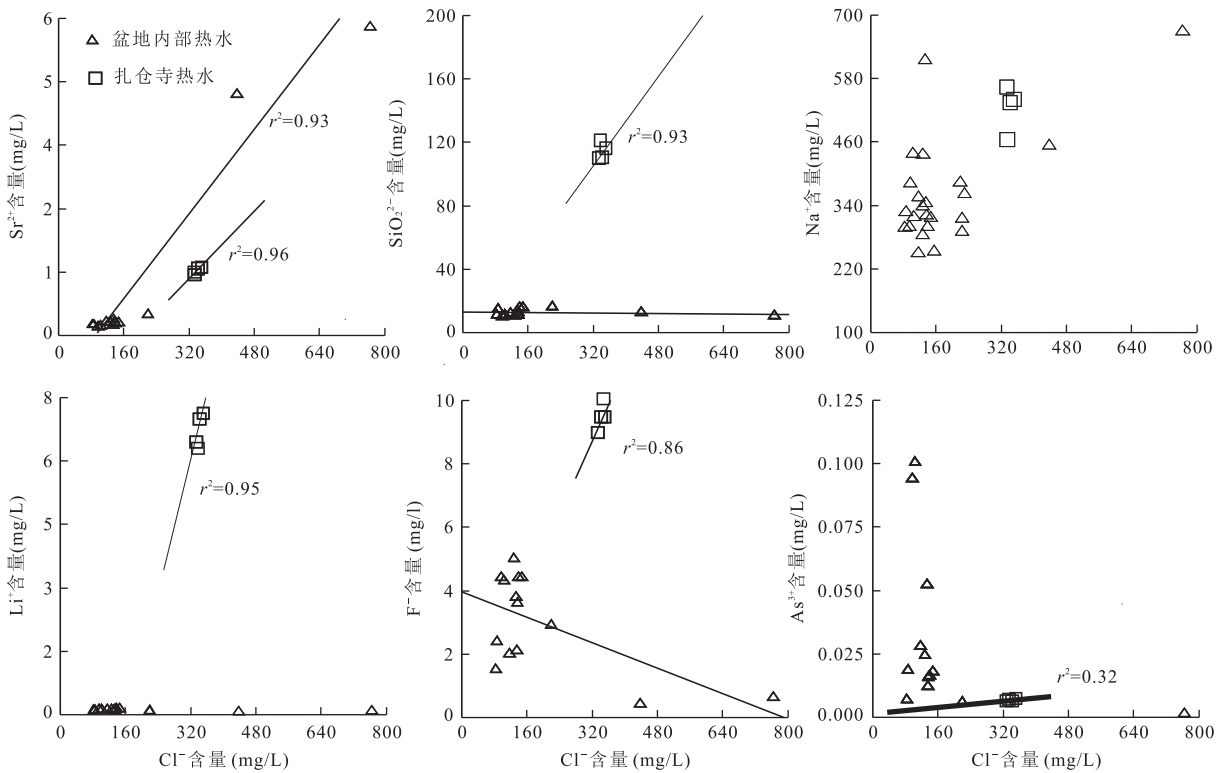


图 3 贵德盆地地下热水化学 Piper 三线图

Fig.3 Piper hydrochemical diagram of geothermal water in Guide Basin

次为 SO₄ · Cl-Na 型,SO₄-Na 型,SO₄ · HCO₃-Na 型,这是由于受地层、水文、地质构造及相关的

图 4 地下热水 Sr^{2+} 、 As^{3+} 、 Li^+ 、 F^- 、 SiO_2^{2-} 与 Cl^- 含量关系Fig.4 Relations of Sr^{2+} , As^{3+} , Li^+ , F^- , SiO_2^{2-} with Cl^- concentration of thermal water

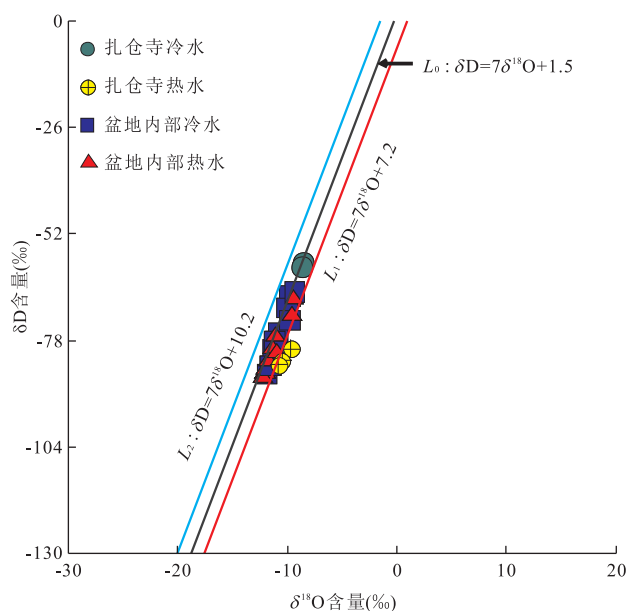
活动等因素的综合影响,在蒸发浓缩、溶滤、混合、离子交换等反应的共同作用下,使得该区地下水的化学类型呈现一定的复杂性(李彬等,2014)。

(6)在自然的水-岩系统中,由于氯既不形成难溶矿物也不被胶体吸附,水-岩作用也难以影响其在水中的存在状态,因此氯常用于示踪地下热水及系统中与其有较好相关性的其他物质的来源(李洁祥等,2015)。图 4 显示出相对于盆地内部热水,扎仓寺热田热水中 Li^+ 、 F^- 、 Sr^{2+} 等微量元素浓度更高,其中 F^- 和 Li^+ 都达到了医疗矿水标准(王钧和周家平,1991;吴孔军和马传明,2010),并且与 Cl^- 都存在较好的正相关关系。地下水中 Li^+ 、 Sr^{2+} 主要来源于岩石中相关矿物的溶解,上文指出 Cl^- 既不形成矿物也不被胶体吸附,表明地热水中的 Li^+ 、 Sr^{2+} 除岩石矿物的溶解作用外还存在其他来源,两者与 Cl^- 的正相关性正是指示其来源的依据。前人研究认为热水中 Cl^- 组分主要来自深部物质(赵平等,1998),证明扎仓寺热田 Cl^- 、 Li^+ 、 Sr^{2+} 等元素及盐分主要来源于深部热液。地热流体中 SiO_2^{2-} 主要来源于流体与围岩的溶滤作用,温度越高、径流途径越长、水岩作用越彻底,从围岩中溶滤出来的 SiO_2^{2-} 越多,并且温度降低时 SiO_2^{2-} 也难以沉淀析出(佟

伟等,1981)。 SiO_2^{2-} 是扎仓寺热田地下热水中较普遍和重要的组分,它是地球化学温标计算中的重要成分,与 Cl^- 存在很好正相关性,说明扎仓寺热田地下热水径流途径较长,其地热来源于深部热源。盆地内部热水中 Li^+ 、 Sr^{2+} 与 Cl^- 有很好的正相关性,体现了 Li^+ 和 Sr^{2+} 与 Cl^- 都来自深部热液;而 F^- 、 SiO_2^{2-} 、 As^{3+} 与 Cl^- 的相关性较差,体现出与 Cl^- 不同的物质来源,可能是溶滤浅部围岩中成分或者是混入浅部水源中成分。热水中高浓度的 Na^+ 离子和 Cl^- 离子反映了热水在地下有较长的滞留时间,图 4 显示出,扎仓寺热田热水中 Na^+ 离子和 Cl^- 离子浓度普遍高于盆地内部热水样,说明扎仓寺热田地下热水的径流时间更长,热循环深度更深。

3.2 地下热水氢氧同位素特征分析

将各类水体的氢氧同位素测试数据成图 5。扎仓寺热田 δD 值为 $-59 \sim -84$, $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $-8.6 \sim -10.8$;盆地内部 δD 值为 $-66 \sim -87$, $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $-9.4 \sim -12.2$ 。由于本次野外工作未采集到贵德地区的地表水样品,而兰州及其周边区域的大气降水线与西北地区较为接近(陈粉丽等,2013),故图 5 中大气降水线 L_0 是利用从国际原子能机构(International Atomic Energy Agency)与世界气象组织(World Me-

图 5 贵德盆地地下水体 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ 关系Fig.5 The $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ plot of groundwater in Guide basin

teorological Organization) 合作建立的全球降水同位素网 (Global Network of Isotopes in Precipitation) 中中国兰州站 (1985—1999 年) 的大气降水氢氧同位素数据编制而成, 直线 L_1 、 L_2 都是与大气降水线 L_0 距离相差为一倍方差的线, 由图 5 可知:

(1) 盆地内部和扎仓寺热田地下水的样点的 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ 值都分布在当地大气降水线附近, 未发现明显的 ^{18}O 漂移, 表明其成因主要是大气降水所致 (余婷婷等, 2010); (2) 扎仓寺热田的 3 个热水点向右发生轻微偏移, 推测可能是由于蒸发作用所致; (3) 由图 2 可知, 两类热水样中占支配地位的离子是 SO_4-Na , TDS 值为 $1\sim 2\text{ g/L}$, $r\text{Na}/r\text{Cl} > 1$, $\text{Cl}/\text{Br} > 300$, 为循环型地下热水, 再次说明这两类水体补给来源均为大气降水 (王东升和王经兰, 1996)。

4 热储温度的计算分析

4.1 地球化学温标计算热储温度

在温泉出露区, 通常利用各种定量的地球化学温标来研究深部热储的温度, 目前采用的地热温标大体可以分为两类: 一是矿物平衡法, 根据某些矿物溶解度是温度的函数原理, 利用其在热水中的含量来计算热储温度; 二是阳离子温标, 某些决定热水中溶解组分比例的交换反应依赖于温度, 用这些组分的比值来计算热储温度, 最常用的有 SiO_2 温标、 Na-K 温标、 Na-K-Ca 温标等 (Fournier, 1977; 郑西

来和刘鸿俊, 1996; 柴蕊, 2010; 刘昭等, 2014)。热储温度取上述水文地球化学温标算法的平均值。本文利用上述两类地热温标对温泉出露区的扎仓寺热田进行了热储温度的计算分析。

4.1.1 矿物平衡法 1982 年, 有研究人员通过研究发现平衡矿物组合具有在平衡温度下达到饱和状态的特征, 由此提出了用多矿物平衡图解来判断地热系统中热液与矿物之间化学平衡状态 (柴蕊等, 2010)。此方法原理是将热液中多种矿物的溶解状态当成温度的函数, 若一组在某一较小温度范围内同时接近平衡, 则认为热水与这组矿物达到了平衡, 平衡曲线收敛的矿物可以选作该热储的地热温标 (Reed and Spycher, 1984; 吴红梅和孙占学, 2000)。

利用 Phreeqc 计算软件计算出各矿物在不同温度下的 SI 值, $SI > 0$, 表示过饱和; $SI = 0$, 表示饱和; $SI < 0$, 表示未饱和 (郭张军和宋汉周, 2005)。扎仓寺热田岩石基本上都是花岗岩, 其中主要含有石英、云母、长石 3 种矿物, 在热液蚀变作用下, 可发生玉髓化、蛋白石化和似碧玉化, 因此本次计算选取了 5 种常见矿物 (硬石膏、玉髓、温石棉、石英、滑石), Grapher 软件作出表示矿物—热液平衡状态的 $SI-T$ 曲线图 (图 6)。由图 6 可以看出扎仓寺热田热水点 5 种矿物中有 4 种矿物收敛于一个温度区间, 而且石英和玉髓的 $SI-T$ 曲线最接近平衡线, 所以可以选取石英和玉髓温标评价扎仓寺热田的热储温度。GDA32 玉髓和石英平衡线与 $SI = 0$ 交点的温度都约为 $126\text{ }^\circ\text{C}$, GDA34 玉髓与石英平衡线与 $SI = 0$ 交点的温度都约为 $135\text{ }^\circ\text{C}$, GDA37 玉髓和石英平衡线与 $SI = 0$ 交点的温度都约为 $132\text{ }^\circ\text{C}$ 。所有热水点的玉髓和石英平衡线都分别在相同温度点达到平衡线, 说明利用这两个温标估算的热储温度较为合理。

4.1.2 阳离子温标法 根据所取样品及扎仓寺热田的地热情况, 选取了石英温标、玉髓温标、 Na-K 温标、 Na-K-Ca 温标来计算热储温度。扎仓寺热田位于高海拔地区, 当地沸点为 $93\text{ }^\circ\text{C}$, 因此用石英和玉髓温标计算热储温度时, 当所取样品温度大于 $93\text{ }^\circ\text{C}$ 时用最大蒸汽损失的公式计算。两类地热温标法计算的热储温度结果见表 1。

根据表 1 数据, 利用两类地热温标法计算的热储温度除了阳离子温标中的玉髓温标, 其他温标计算的热储温度差值不大, 大都分布在 $130\sim 140\text{ }^\circ\text{C}$ 之间, 基本上都反映出了深部地下热水的特征。在 Na-K-Mg 图解中 (图 7), 热水点落在部分平衡或混合水区域, 结合两类温标的计算结果, 说明所选温标的

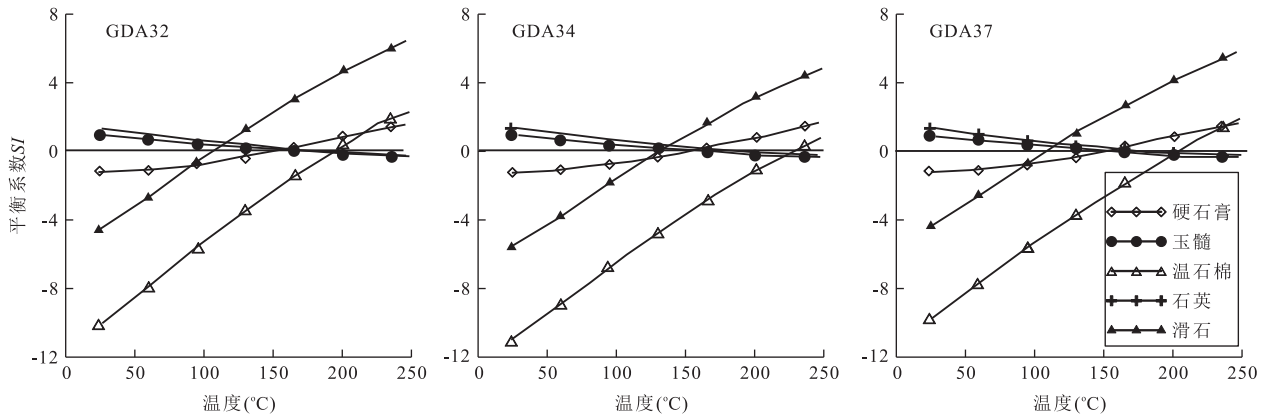


图 6 扎仓寺热田热水点各种矿物 SI-T 图

Fig.6 SI-T diagram of minerals from thermal water in zhaocangsi

表 1 扎仓寺地热流体地球化学温标计算结果

Table 1 Geothermometers calculation results of geothermal fluids in zhaocangsi

样点编号	深度 (m)	多矿物平衡法(°C)		阳离子温标(°C)			$T_{\text{热储}}(^{\circ}\text{C})$	
		$T_{\text{石英}}$	$T_{\text{玉髓}}$	$T_{\text{Na-K-Ca}}$ $\beta=1/3$	$T_{\text{Na-K}}$	$T_{\text{玉髓}}$		$T_{\text{石英}}$
GDA32	泉点	126	126	136	139	120	146	132
GDA34	泉点	135	135	137	140	113	138	133
GDA37	311	132	132	134	134	117	143	132

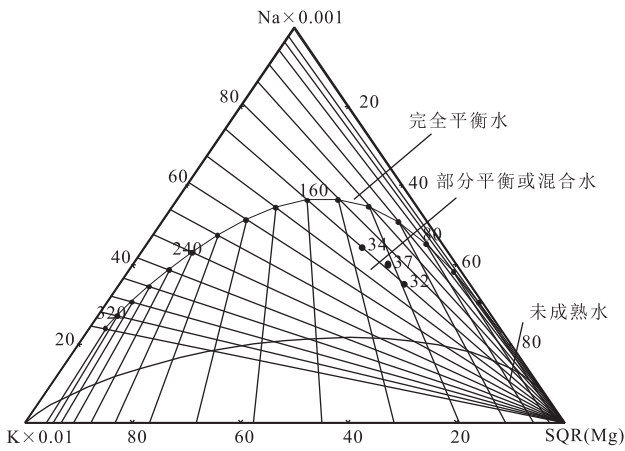


图 7 扎仓寺热田热水 Na-K-Mg 三角图

Fig.7 Na-K-Mg diagram of geothermal water in Zhaocangsi thermal field

水-岩平衡调整的较为充分(陈履安,1995),本次热储温度研究中选取的温标较为合理,据此计算的热储温度可信度高。

4.2 硅-焓混合模型分析

由 Na-K-Mg 三角图解分析可知, GDA32、GDA34、GDA37 这 3 点落在部分平衡区,受到了浅层地下冷水的混合作用,在反映深部热储温度的极大值时,利用地球化学温标计算的热储温度可能会

有偏差,因此建立硅-焓混合模型来估算其冷水混入比例及冷水混入前热储温度(图 8),计算方法据 Fournier 和 Truesdell 构建的两个硅-焓函数方程(Rybach and Muffler,1986):

$$\begin{cases} S_c x + S_h(1-x) = S_s, \\ \text{SiO}_{2c} + \text{SiO}_{2h}(1-x) = \text{SiO}_{2s}, \end{cases} \quad (1)$$

式中: S_c 、 SiO_{2c} 分别为近地表冷水的焓(J/g)和 SiO_2 含量(mg/L); S_h 、 SiO_{2h} 分别为热水的初焓(J/g)和 SiO_2 初始含量(mg/L); S_s 、 SiO_{2s} 分别为泉水的终焓(J/g)和 SiO_2 含量(mg/L); x 是地下冷水的混合比例.本次计算选取的冷泉点是位于扎仓寺的泉点 GDA36,其水温为 10°C , SiO_2 含量为 10.72 mg/L . 100°C 以下的饱和水焓等于水的摄氏度数, 100°C 以上时,温度与饱和水焓的关系可以从表 2 中查出。

从图 8a 中可见 GDA32、GDA34、GDA37 的冷水混入比例分别为 64% 、 60% 、 68% ,混合前热水温度为 210°C 、 220°C 、 235°C .图 8b 中可见 GDA32、GDA34、GDA37 冷水混入前的焓值分别为 900 J/g 、 960 J/g 、 1030 J/g ,通过查表(GB11615-89 地热勘查规范中饱和蒸汽表)可知对应的热水温度分别为 212°C 、 225°C 、 237°C ,与通过图 8a 得出的结果基本一致.硅-焓模型是用石英的溶解度与温度的关系曲线建立的 SiO_2 含量-焓图解方法,它反映的是深

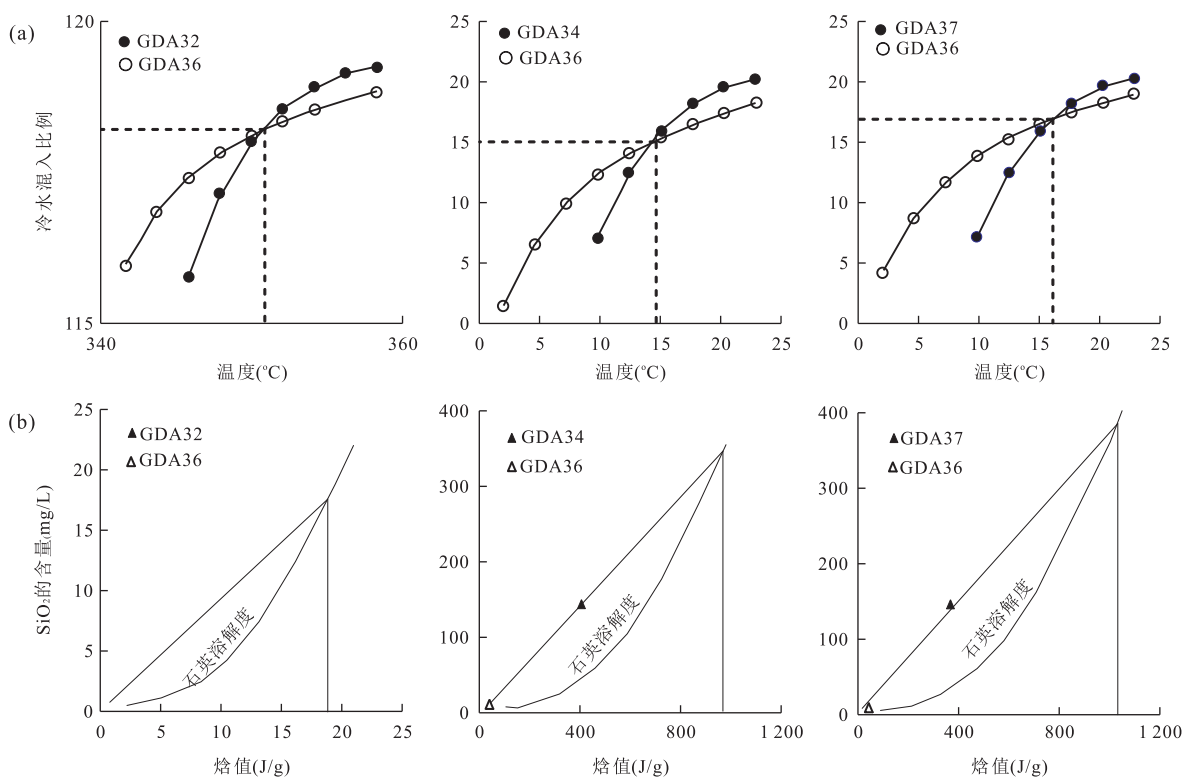


图 8 扎仓寺热田硅-焓模型

Fig.8 The Si-enthalpy model of zhaocangsi

a.冷水混入前热储温度及冷水混入比例;b.硅-焓模型

表 2 热水温度、焓以及 SiO₂ 含量之间的关系

Table 2 The relationship between the temperature of hot water, enthalpy and SiO₂

温度(°C)	焓(J/g)	ρSiO ₂ (mg/L)	温度(°C)	焓(J/g)	ρSiO ₂ (mg/L)
50	50.0	13.5	200	203.6	265.0
75	75.0	26.6	225	230.9	365.0
100	100.1	48.0	250	259.2	486.0
125	125.1	80.0	275	289.0	614.0
150	151.0	125.0	300	321.0	692.0
175	177.0	185.0	—	—	—

部热储温度的极大值(地热资源评价方法,1985)。

中国地质调查局于 2013 年在扎仓寺热田进行干热岩资源勘查工作,并进行了深井 ZR1 孔的钻探工作,其钻孔测井温度曲线见图 9。由图 9 可以看出,ZR1 孔 1 800 m 处温度约为 136 °C,与利用地热温标计算的热储温度基本一致;ZR1 孔 3 000 m 处温度约为 150 °C,大于地热温标计算的热储温度,但是小于用硅焓模型分析的热储温度。

4.3 热储热循环深度计算

扎仓寺热田属于构造隆起区热对流类深循环型(廖媛等,2013)。大气降水入渗经深循环升温后上升至地表而形成的温泉,其热水温度主要靠地热增温

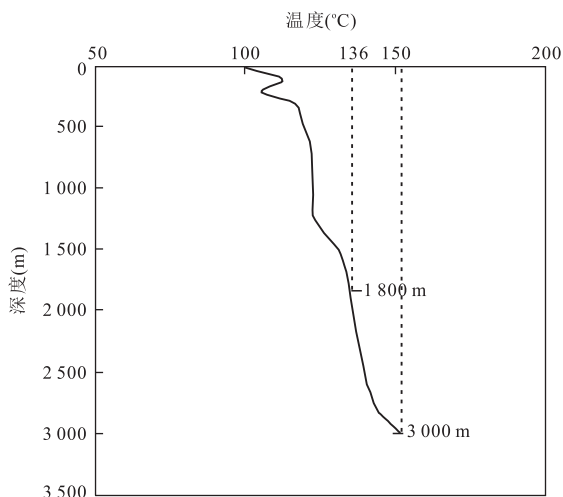


图 9 扎仓寺热田 ZR1 孔测井温度曲线

Fig.9 Geotemperature curves of ZR1 in Zhaocangsi thermal field

来获得(Sorey and Colvard,1997;Sanchez Navarro *et al.*,2004)。地热水温度由地下水循环深度决定,地下水循环深度越大,热水温度越高。地下热水的循环深度公式为(周小波等,2005):

$$H = \frac{t_1 - t_2}{I} + h, \tag{2}$$

式中: H 为热循环深度(m); t_1 为热水深部最高温度($^{\circ}\text{C}$), 取 236°C ; t_2 为恒温带温度($^{\circ}\text{C}$); h 为恒温带厚度(m); I 为地热增温率。

贵德盆地恒温带深度为 10 m, 温度为 7.1°C 。贵德盆地内地温场较高, 据地热钻探揭露见花岗岩的 3 个孔分析: QR1 孔深 969 m, 孔底温度 70°C ; DR1 孔深 1 455 m, 孔底温度 87°C ; R2 孔深 1 709 m, 孔底温度 97°C , 地温梯度高达 $0.060\sim 0.070^{\circ}\text{C}/\text{m}$, 是正常地温梯度的 2 倍(薛建球等, 2013)。扎仓寺热田位于贵德盆地西部山区, 是一个地热梯度值很高的地热异常区, 为 $0.098^{\circ}\text{C}/\text{m}$ (方斌等, 2009)。2013 年, 在扎仓寺热田施工的地热井 ZR1 孔, 1 800 m 处温度高达 136°C , 地温梯度为 $0.076^{\circ}\text{C}/\text{m}$; 1 800~3 000 m 层段地温梯度骤减到 $0.012^{\circ}\text{C}/\text{m}$, 笔者认为这个数值的骤减, 可能是与地下地质条件的变化或钻孔位置的选取有关, 并不能代表此层段正常的地温梯度, 而且 2 800~3 000 m 层段实测温度从 139.0°C 上升到 151.3°C , 地温梯度为 $0.062^{\circ}\text{C}/\text{m}$ 。综合以上分析, 计算热循环深度时地热增温率取 0.07 (地温梯度 $7^{\circ}\text{C}/100\text{m}$), 将有关参数代入公式(2)中计算热循环深度为 3 280 m。

4.4 热储温度的确定与验证

周小波等(2005)对扎仓寺热田成因进行了研究, 认为扎仓寺热田 1 814 m 处热储温度为 133.4°C , 与本文用地球化学温标计算的热储温度吻合。按照地热资源评价标准规范(DZ40-85)中的地温梯度推算某深度热储温度公式: $T_2 = (H_2 - H_1)I + T_1$, T_1 、 T_2 分别为深度 H_1 和 H_2 处的温度; I 为地温梯度, 取 $0.070/\text{m}$; T_1 、 H_1 分别取周小波的研究结果 133.4°C 、1 814 m; H_2 取 4.3 节中计算的热循环深度 3 280 m。计算得出 T_2 为 236°C , 与本文硅-焓模型分析的热储温度吻合。综上所述结果, 笔者认为本文利用地球化学温标计算的热储温度反映的是研究区中部或者浅部热储层的温度, 硅-焓模型得出的热储温度反映的是研究区深部热储层的温度。

陈慧娟等(2010)通过对贵德盆地地质地热资料及地热赋存条件分析, 指出该区存在浅部地热异常(埋深为 240~420 m)、中部地热异常(埋深为 1 200~1 800 m)和深部地热异常(埋深为 2 700~3 400 m)3 个储层段; 周小波等通过建立扎仓寺热田热储模型认为该热田在 0~3 000 m 深度范围内存在 2 个热储层, 验证了笔者上述的分析结果。

4.5 地热温标估算热储温度偏低原因分析

4.1、4.2 节中, 由地球化学温标估算的扎仓寺热

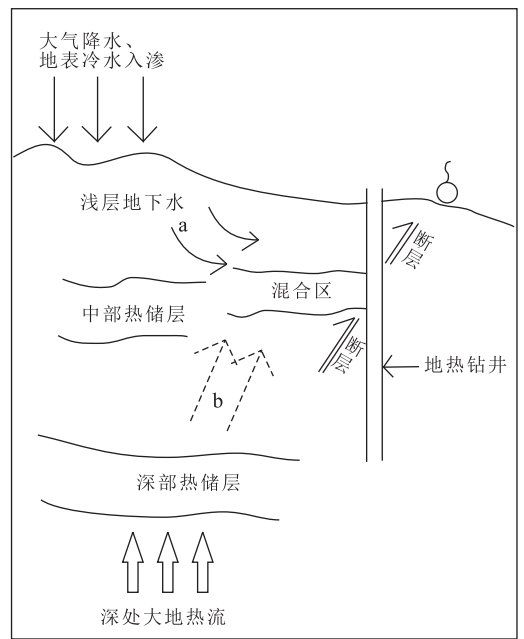


图 10 扎仓寺热田地热系统概念模型

Fig. 10 The conceptual model of high-temperature geothermal system in Zhacangsi

a 表示浅层地下水中的化学成分, 如 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 H_2SiO_3 等; b 表示热储层中及热水上升过程中与围岩反应后的化学成分, 如 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 H_2SiO_3 等

田热储温度均值为 132°C , 由硅-焓模型分析的结果均值为 222°C , 二者相差较大。这是因为扎仓寺热田热水上升过程中发生了冷水混入作用, 所取热水样品中自然也混入了冷水的化学成分, 这些混合水中的全部或者部分化学组分在中部热储层的加热作用下达到新的水岩平衡, 利用地球化学温标计算的热储温度反映的是中部热储层的热储温度(图 10); 而利用硅-焓模型分析的结果消除了冷水混入作用的影响, 计算的热储温度反映的是深部热储层的温度, 因此利用地球化学温标计算的结果往往低于硅-焓模型分析的结果。在实际深井钻探过程中, 往往会遇到实际测井温度比理论值偏低的情况, 其原因与此也是相似的: 实际地质条件是非常复杂的, 而对流型热田的热储分布更加复杂, 在选择钻井位置时往往会偏离热储层一定的距离(图 10), 导致实际测井温度往往会低于实际热储温度。因此不能把钻孔的测温资料作为评价热储温度的唯一标准, 要结合研究区的实际地质地热情况, 运用多种地热指标来综合评价。

5 结论

(1) 通过分析贵德盆地 31 个地下水样品的水化

学测试数据得出贵德盆地扎仓寺高温热田地下热水水化学类型主要为 $\text{SO}_4 \cdot \text{Cl-Na}$ 型,盆地内部低温热水水化学类型较为复杂,主要为 $\text{SO}_4\text{-Na}$ 、 $\text{SO}_4 \cdot \text{HCO}_3\text{-Na}$ 型;扎仓寺热田地下热水中 Li^+ 、 F^- 、 Sr^{2+} 、 As^{3+} 与 Cl^- 存在很好的正相关性,显示了相同的物质来源,分析认为其物质来源为深部热源, SiO_2^{2-} 与 Cl 极高的正相关性进一步验证了扎仓寺地热来源于深部热源,盆地内部热水中 Li^+ 、 Sr^{2+} 与 Cl^- 有相同的物质来源,而 F^- 、 SiO_2^{2-} 、 As^{3+} 与 Cl^- 的相关性较差,体现出与 Cl^- 不同的物质来源。

(2)区内地下热水 δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化范围不大,都集中在大气降水线附近,表明地下热水补给来源主要为大气降水。

(3)利用两类地球化学温标计算了扎仓寺热田的热储温度约为 $133\text{ }^\circ\text{C}$,反映的是研究区中浅部热储层的温度,热循环深度约为 $1\ 800\ \text{m}$;利用硅-焓模型分析了该热田地热流体中的冷水混入比例为 $60\% \sim 68\%$,冷水混入前的热储温度约为 $222\text{ }^\circ\text{C}$,反映的是研究区深部热储层的温度,热循环深度约为 $3\ 200\ \text{m}$ 。

(4)深井钻探过程中,由于实际地质条件及热储分布的复杂性,钻孔位置的布设往往会偏离热储层,因此实际测井温度往往会低于用地球化学方法研究的热储温度.因此不能把钻孔的测温资料作为评价热储温度的唯一标准,要结合研究区的实际地质地热情况,运用多种地热指标来综合评价。

References

Chai, R., 2010. Selection of Geothermometers and Estimate of the Temperature of Geothermal Reservoir in Pingdingshan 8th Mine. *Coal Geology & Exploration*, 38(1): 60–61 (in Chinese with English abstract).

Chai, R., Wang, H., Liu, Y., 2010. Application of Multi Mineral Balance Method to Estimation of Geothermal Temperature. *Coal Science and Technology*, 38(4): 101–103 (in Chinese with English abstract).

Chen, F. L., Zhang, M. J., Ma, Q., et al., 2013. Characteristics of $\delta^{18}\text{O}$ in Precipitation and Water Vapor Sources in Lanzhou City and Its Surrounding Area. *Environmental Science*, 34(10): 3756–3759 (in Chinese with English abstract).

Chen, L. A., 1995. Estimate of Thermal Reservoir Temperature of Thermal Mineral Water in Guizhou. *Guizhou Geology*, 12(1): 75–78 (in Chinese with English abstract).

Chen, H. J., Zhao, Z., Luo, Y. F., et al., 2010. Occurrence Conditions and Prospect Analysis of Geothermal Resources

in Guide Basin, Qinghai. *Journal of Qinghai Environment*, 20(4): 198–202 (in Chinese).

Doan, V. T., Tran, A. V., Nguyen, T. K. T., 2012. Geochemical Characteristics of Geothermal Hot Water Sources on the Territory of Vietnam. Thirty-Eighth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, 1–8.

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

Geothermal Resources Evaluation Method, 1985. The Geological and Mineral Department Standard of the People's Republic of China, DZ40–85: 19 (in Chinese).

Ghadimi, F., Mirzaei, M., Ghomi, M., et al., 2012. Hydrochemical Properties of the Thermal Waters of Mahalat Abgarm, Iran. *GRC Transactions*, 36: 1355–1357.

Gu, Z. G., Bai, S. H., Zhang, X. T., et al., 1992. Division and Correlation of the Neogene Rocks in the Guide and Hualong Basins in Qinghai Province. *Journal of Stratigraphy*, 16(2): 96–104 (in Chinese with English abstract).

Guo, W. C., Shi, X. M., 2008. The Development and Utilization of Guide Basin's Geothermal Resources of Qinghai Province. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 35(3): 79–81 (in Chinese with English abstract).

Guo, Z. J., Song, H. Z., 2005. Application on Data Mining of Hyperspectrum to Identification and Extraction of Alteration Minerals. *Resources Environment & Engineering*, 19(3): 200–202 (in Chinese with English abstract).

Li, B., Shi, H. B., Zhang, J. G., et al., 2014. Hydrochemical Characteristics of Groundwater before and after Water-saving Reform in Hetao Irrigation District, Inner Mongolia. *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering*, 30(21): 102–106 (in Chinese with English abstract).

Li, J. X., Guo, Q. H., Wang, Y. X., 2015. Evaluation of Temperature of Parent Geothermal Fluid and Its Cooling Processes during Ascent to Surface: A Case Study in Rehai Geothermal Field, Tengchong. *Earth Science*, 40(9): 1578–1579 (in Chinese with English abstract).

Liao, Y., Ma, T., Chen L. Z., et al., 2013. Hydrochemistry of High-Arsenic Thermal Groundwater of Low-Temperature in the Guide Basin in Qinghai, China. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 40(4): 122–123 (in Chinese with English abstract).

Liu, Z., Lin, W. J., Zhang, M., et al., 2014. Geothermal Fluid Genesis and Mantle Fluids Contributions in Nimu Naqu, Tibet. *Earth Science Frontiers*, 21: 7–9 (in Chinese with English abstract).

- Local Chronicles Compilation Committee of Guide County, 1995. Guide County Chronicles. Shanxi People's Publishing House, Xi'an, 73—106 (in Chinese).
- Long, Z. Y., Xue, G. Q., Zhou, N. N., et al., 2009. Investigation of Deep Geothermal Resources in Guide Basin by Using Geophysical Method. *Progress in Geophysics*, 24 (6): 2261—2266 (in Chinese with English abstract).
- Reed, M. H., Spycher, N. F., 1984. Calculation of pH and Mineral Equilibria in Hydrothermal Waters with Application to Geothermometry and Studies of Boiling and Dilution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48: 1479—1490. doi: 10.1016/0016-7037(84)90404-6
- Rybach, L., Muffler, L. J. P., 1986. Geothermal Systems Principles and Case Histories. Translated by Geothermal Research of Department of Geology, Peking University. Geological Publishing House, Beijing, 19—104 (in Chinese).
- Song, C. H., Fang, X. M., Gao, J. P., et al., 2001. Tectonic Uplift and Sedimentary Evolution of the Guide Basin in the Northeast Margin of Tibetan Plateau in Cenozoic Era. *Acta Sedinmentologica Sinica*, 19 (4): 498—506 (in Chinese with English abstract).
- Sanchez Navarro, J. A., Coloma Lopez, P., Perez-Garcia, A., 2004. Evaluation of Geothermal Flow at the Springs in Aragon (Spain), and Its Relation to Geologic Structure. *Hydrogeology Journal*, 12: 601—609. doi: 10.1007/s10040-004-0330-8
- Shi, W. D., Guo, J. Q., Zhang, S. Q., et al., 2010. The Distribution and Geochemistry of Geothermal Groundwater Bearing F and As in the Guide Basin. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 37 (2): 35—37 (in Chinese with English abstract).
- Song, C. H., Fang, X. M., Gao, J. P., et al., 2001. Tectonic Uplift and Sedimentary Evolution of the Guide Basin in the Northeast Margin of Tibetan Plateau in Cenozoic Era. *Acta Sedinmentologica Sinica*, 19 (4): 498—506 (in Chinese with English abstract).
- Sorey, M. L., Colvard, E. M., 1997. Hydrologic Investigations in the Mammoth Corridor, Yellow-Stone National Park and Vicinity, U.S.A.. *Geothermics*, 26 (2): 221—249.
- Tong, W., Zhang, M. T., Zhang, Z. F., et al., 1981. Tibetan Geothermal. Science Press, Beijing, 74—118 (in Chinese).
- Wang, D. S., Wang, J. L., 1996. Genetic Characteristics and Basic Types of Geothermal Water in China. *Quaternary Sciences*, 2: 140—145 (in Chinese with English abstract).
- Wang, G. L., Zhang, F. W., Liu Z. M., 2000. An Analysis of Present Situation and Prospects of Geothermal Energy Development and Utilization in the World. *Acta Geoscientia Sinica*, 21 (2): 134—137 (in Chinese with English abstract).
- Wang, J., Zhou, J. P., 1991. Geothermal Resources Characteristic and Utilizing Problem in Hejian County. *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering*, 7 (3): 54—56 (in Chinese with English abstract).
- Wu, H. M., Sun, Z. X., 2000. Calculation of the Fluid-Rock Equilibrium State in the Geothermal System. *Journal of East China Geological Institute*, 23 (1): 39 (in Chinese with English abstract).
- Wu, K. J., Ma, C. M., 2010. Geochemical Characteristics of Geothermal Water in Zhengzhou City. *Geotechnical Investigation & Surveying*, 5: 45—49 (in Chinese with English abstract).
- Wu, X. N., Gu, F. B., 1991. Regional Geology of Qinghai Province. Geological Publishing House, Beijing, 560—574 (in Chinese).
- Xue, J. Q., Gan, B., Li, B. X., et al., 2013. Geological-Geophysical Characteristics of Enhanced Geothermal Systems (Hot Dry Rock) in Gonghe-Guide Basin. *Geophysical & Geochemical Exploration*, 7 (1): 37—39 (in Chinese with English abstract).
- Yu, T. T., Gan, Y. Q., Zhou, A. G., 2010. Characteristics of Oxygen and Hydrogen Isotope Distribution of Surface Runoff in the Lhasa River Basin. *Earth Science*, 35 (5): 876 (in Chinese with English abstract).
- Zhao, P., Jin, J., Zhang, H. Z., 1998. Chemical Composition of Thermal Water in the Yangbajing Geothermal Field, Tibet. *Scientia Geologica Sinica*, 33 (1): 66 (in Chinese with English abstract).
- Zheng, S. H., Wu, W. Y., Li, Y., et al., 1985. Late Cenozoic Mammalian Faunas of Guide and Gonghe Basins, Qinghai Province. *Certebrata Palasiatica*, 23 (2): 89—134 (in Chinese with English abstract).
- Zheng, X. L., Liu, H. J., 1996. Study of the Water-Rock Equilibrium State in the Application of Geothermometer. *Journal of Xi'an College of Geology*, 18 (1): 75—79 (in Chinese with English abstract).
- Zhou, X. B., Li, C., Li, Y. K., 2005. Geothermal Field Causes of Zhacangsi, in Guide, Qinghai. *Qinghai Science and Technology*, 2: 18—20 (in Chinese).

附中文参考文献

- 柴蕊, 2010. 平顶山八矿地热温标的选取及热储温度估算. 煤田地质与勘探, 38 (1): 60—61.
- 柴蕊, 王皓, 刘洋, 2010. 多矿物平衡法在地下热储温度估算中的应用. 煤炭科学技术, 38 (4): 101—103.
- 陈粉丽, 张明军, 马潜, 等, 2013. 兰州及其周边区域大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 特征及其水汽来源. 环境科学, 34 (10): 3756—3759.

- 陈慧娟,赵振,罗银飞,等,2010.青海省贵德盆地地热资源赋存条件及开发利用前景分析.青海环境,20(4):198-202.
- 陈履安,1995.贵州热矿水热储温度的估算.贵州地质,12(1):75-78.
- 地热资源评价方法,1985,中华人民共和国地质矿产部部标准,DZ40-85:19.
- 谷祖纲,白生海,张显庭,等,1992.青海省贵德、化隆两盆地新第三系的划分与对比.地质学杂志,16(2):96-104.
- 贵德县地方志编纂委员会,1995.贵德县志.西安:陕西人民出版社,73-106.
- 郭万成,时兴梅,2008.青海省贵德县(盆地)地热资源的开发利用.水文地质工程地质,35(3):79-81.
- 郭建军,宋汉周,2005.地下水化学组分存在形式及其 SI 值计算.资源环境与工程,19(03):200-202.
- 李彬,史海滨,张建国,等,2014.节水改造前后内蒙古河套灌区地下水水化学特征.农业工程学报,30(21):102-106.
- 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,40(9):1578-1579.
- 廖媛,马腾,陈柳竹,等,2013.青海贵德盆地高钾低温地热水水化学特征.水文地质工程地质,40(4):122-123.
- 刘昭,蔺文静,张萌,等,2014.西藏尼木-那曲地热流体成因及幔源流体贡献.地学前缘,21:7-9.
- 龙作元,薛国强,周楠楠,等,2009.贵德盆地深部地热资源地球物理评价.地球物理学进展,24(6):2261-2266.
- Rybach, L., Muffler, L.J.P., 1986. 地热系统原理和典型地热系统分析.北京大学地质学系地热研究室译.北京:地质出版社,19-104.
- 石维栋,郭建强,张森琦,等,2010.贵德盆地高氟、高钾地下热水分布及水化学特征.水文地质工程地质,37(2):35-37.
- 宋春晖,方小敏,高军平,等,2001.青藏高原东北部贵德盆地新生代沉积演化与构造隆升.沉积学报,19(4):498-506.
- 佟伟,章铭陶,张知非,等,1981.西藏地热.北京:科学出版社,74-118.
- 王东升,王经兰,1996.中国地下热水的基本类型和成因特征.第四纪研究,(2):140-145.
- 王贵玲,张发旺,刘志明,2000.国内外地热能开发利用现状及前景分析.地球学报,21(2):134-137.
- 吴红梅,孙占学,2000.地热系统中矿物-流体化学平衡的计算.华东地质学院学报,23(1):39.
- 吴孔军,马传明,2010.郑州市地下热水地球化学特征.工程勘察,(5):45-49.
- 吴向农,古风宝,1991.青海省区域地质志.北京:地质出版社,560-574.
- 薛建球,甘斌,李百祥,等,2013.青海共和-贵德盆地增强型地热系统(干热岩)地质-地球物理特征.物探与化探,37(1):37-39.
- 余婷婷,甘义群,周爱国,等,2010.拉萨河流域地表径流氢氧同位素空间分布特征.地球科学,35(5):876.
- 赵平,金建,张海政,1998.西藏羊八井地热田热水的化学组成.地质科学,33(1):66.
- 郑绍华,吴文裕,李毅,等,1985.青海贵德、共和两盆地晚新生代哺乳动物.古脊椎动物学报,23(2):89-134.
- 郑西来,刘鸿俊,1996.地热温标中的水-岩平衡状态研究.西安地质学院学报,18(1):75-79.
- 周小波,李纯,李育昆,2005.青海省贵德县扎仓寺地热田成因探讨.青海科技,2:18-20.