西藏昌都觉拥温泉水化学特征及热储温度估算

郭宁[1,2,3)],刘昭[1,2,3)],男达瓦[4)],孙会肖[1,2,3)],李皓婷[1,2,3)],赵海华[4)]

1) 河北地质大学水资源与环境学院,石家庄,050031;
2) 河北省水资源可持续利用与开发重点实验室,石家庄,050031;
3) 河北省水资源可持续利用与产业结构优化协同创新中心,石家庄,050031;
4) 西藏自治区地质矿产勘查开发局地热地质大队,拉萨,850032

内容提要:长期以来,西藏昌都觉拥温泉处于天然状态,研究该地热显示区的温泉水化学特征、确定热储温度对于下一步的综合开发利用及热害防治具有重要的现实研究意义。通过采集区内冷水及温泉水样品,进行水化学全分析及氢氧同位素分析,探讨觉拥温泉水化学特征、地下热水补给高程、热储温度及循环深度。基于数据测试结果研究得出觉拥温泉水化学类型与地表水及冷泉水不同,为 HCO_3^-—Na^+型,并富含多种微量元素。利用氢氧稳定同位素数据,计算得出补给高程为4725~4802 m。利用 Na^+—K^+—Mg^{2+}平衡图判断该区地下热水为未成熟水,并有冷水混入。建立硅—焓、氯—焓混合模型,分析得出觉拥热储温度为137℃左右;综合以上数据计算得出热储深度约为3801 m。

关键词:西藏昌都觉拥;地热;水化学特征;混合模型;热储温度

绿色、可持续发展是全人类的共同追求,而地热能作为一种清洁能源,有着巨大的开发潜力。具报道,我国温泉出露点2334处,地热开采井5818眼,资源量较丰富(王贵玲等,2017)。不少学者针对我国的地热资源情况做了相应研究,王尊波等(2015)对西藏日喀则昂仁县搭格架地热区进行了研究,通过分析水化学特征,确定了地下热水物质来源;李鹭等(2019)对江西罗溪温泉的补给来源做了探讨。研究地下热水不仅对开发利用地热能具有一定的指导意义,还可指示矿床深部,为找矿提供依据(祁家明等,2019)。因此,地下热水具现实的研究意义。

由于特殊的地质构造条件,我国西藏地区地热资源丰富。多位学者针对羊八井、郎久、谷露、古堆等地热显示区已提供了大量的研究成果(何世春,1983;伍坤宇等,2011;张萌等,2014;刘昭等,2017)。早在1976年,中国科学院青藏高原综合科学考察队就对昌都地区地热资源进行了考察。2000年,佟伟等在《西藏温泉志》中对昌都市觉拥温泉的水化学特征做了记载。现阶段觉拥温泉研究程度较低,温泉开发利用情况较差,除部分用于温泉洗浴外,多以泉的形式排泄至河流,造成资源浪费。本文旨在通过水文地球化学、同位素分析、建立混合模型的方法,深入了解觉拥温泉的特征,估算热储温度,丰富前人研究,为进一步开发、利用温泉提供科学依据。

1 研究区概况

1.1 自然地理概况

觉拥温泉位于西藏自治区昌都市东北部江达县青泥洞乡觉拥村境内,川藏公路31道班东1 km,主要出露于觉曲河谷两侧。区内属高原亚温带亚湿润气候,夏季温和多雨,冬季日照充足,多年平均气温4~6℃,年降水量为477.7 mm,降水集中在5~9月份。研究区内通有317国道,在江达县青泥洞乡自西向东延伸,交通十分便利。

1.2 地质概况

昌都市觉拥温泉区域大地构造位置地处三江特

注:本文为国家自然科学基金资助项目(编号:41502220)、中国地质调查局项目(编号:12120114024601)及西藏自治区自然科学基金资助项目(编号:XZ2019ZRG-158)的成果。
收稿日期:2019-05-22;改回日期:2019-10-28;责任编辑:章雨旭。Doi:10.16509/j.georeview.2020.02.018
作者简介:郭宁,女,1994年生,硕士研究生,地质工程专业;Email:604253780@qq.com。通讯作者:刘昭,男,1983年生,副教授,硕士生导师,主要从事地热地质、水文地球化学及地下水科学教学及科研工作;Email:liuzhao0129@126.com。

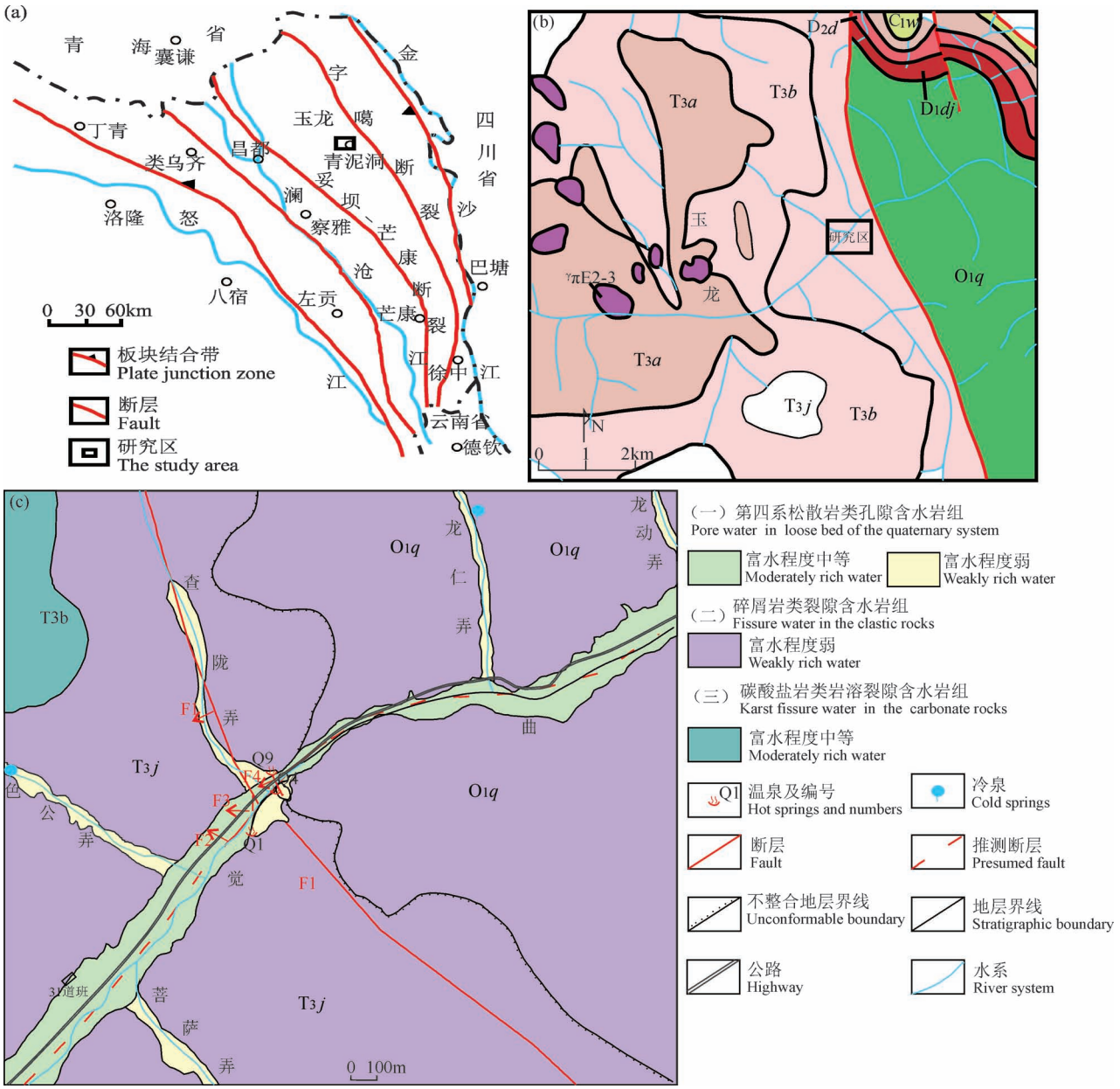


图 1 昌都觉拥温泉及邻区地质简图及采样点位置图:(a) 据邓关川(2018);(b)、(c) 据西藏地热地质大队图件改编

Fig. 1 Simplified geology map of Jueyong hot springs, Chamdo and sampling locations, (a) from Deng Guanchuan (2018&); (b), (c) by the maps from Geothermal Geological Team of Xizang (Tibet)

提斯构造域北段,属羌塘—昌都陆块~玉龙—徐中陆缘盆地,妥坝—芒康断裂以东及字嘎断裂以西区域,由北西—南东向弧形构造组成。区内发育有张性断层、走滑断层和复式背向斜(邓关川,2018)。

研究区主要出露地层有下奥陶统青泥洞组(O_1q)含铁变质石英砂岩、粉砂岩,岩石主要成分为石英和云母,局部变质形成千枚岩、大理岩;上三叠统甲丕拉组(T_3j)粉砂质石英砂岩、粉砂质泥岩,砂岩岩石成分以石英、云母、长石为主,泥岩岩石主要成分为泥质和粉砂,泥质以钙质为主;上三叠统波里拉组(T_3b)结晶灰岩、泥质灰岩,岩石成分主要为碳酸钙,含白云质。觉曲河两岸为第四系冲积物(Q_h^{al})砂砾石层,砾石岩性主要为泥岩、石英砂岩及灰岩。觉曲河两侧支沟发育有第四系冲洪积物(Q_h^{pal})砂砾石层,砾石主要为冰碛砾石,岩性以石英砂岩、泥岩、灰岩为主。觉拥泉口周围,形成钙华泉华台,直接覆盖在冲洪积砂砾石层上。

在研究区的西北侧玉龙铜矿一带,有岩浆岩出

露。主要为中酸性浅成、超浅成小型斑状侵入岩,岩性以二长花岗岩、石英二长斑岩和花岗闪长斑岩为主,属喜山期,成岩年龄为 40.0~57.9 Ma。(于文泉,2016)

1.3　地热地质条件

觉拥温泉位于怒江断裂带东北部所切断的背斜附近,因以上古生界为核部的青泥洞—海通复背斜被觉拥断层错断而形成(中国科学院青藏高原综合科学考察队,1981)。研究区中部分布有一条北西向的张性断裂,在温泉出露附近沿觉曲河谷还有一条北东向构造,在两条断层交汇处温泉发育。

觉拥地热显示区北西—南东向张性断层(F_1)裂隙及次级断裂,为地下热水提供了很好的运移通道,地下热水在运移过程中遇北东—南西向走滑断层(F_2)阻碍而上升出露成泉。

河流觉曲穿过整个研究区,并发育有五条支沟:色公弄(宗贡曲),查拢弄,龙仁弄,龙动弄,菩萨弄。沿沟谷及沟谷两侧,有冷泉出露。

地下水含水层类型主要为基岩裂隙水含水岩组、碳酸盐岩岩溶水含水岩组和第四系砂砾石孔隙水含水岩组。

2　数据采集

本次选取了三处出露条件较好的温泉进行样品采集(采样点位置见图 1),并进行现场温度测试。为了与温泉水进行对比,采集了觉曲上、下游河水以及在宗贡曲、龙仁弄出露的冷泉水,送至西藏自治区地质矿产勘查开发局中心实验室进行样品全分析检测。样品检测过程中使用的主要仪器有 Optima 5300DV 电感耦合等离子体发射光谱仪、ELAN DRC-e 电感耦合等离子体质谱仪、AFS-820 原子荧光光谱仪、ICS-1000 离子色谱仪、Lambda35 紫外可见分光光度计、WGZ-200 浊度计、SD-9011 色度计。具体样品检测方法依据 GB 8538-2016 引用天然矿泉水标准检验方法。通过阴阳离子平衡检验,水化学数据相对误差在 5%以内,能够满足本次研究需要。为进一步探讨热水来源,又采集了天然水的同位素样品,送至国土资源部地下水科学与工程重点实验室,采用波长扫描—光腔衰荡光谱法进行氢氧稳定同位素分析。测试结果见表 1。

表 1 觉拥水样测试结果表

Table 1 Results of chemical analysis of water samples in Jueyong

名称	类型	K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	HCO_3^-	CO_3^{2-}	Cl^-	SO_4^{2-}	温度(℃)	TDS(mg/L)
		(mg/L)									
Q1	温泉水	29.75	469.50	75.43	2.87	855.22	0.00	205.42	305.53	40°C	2060.11
Q4		33.21	497.86	75.23	3.42	928.26	0.00	263.25	250.17	58°C	2160.13
Q9		34.86	508.89	79.88	4.96	919.13	0.00	251.24	303.81	40°C	2211.05
ZJD5		40.80	510.00	56.30	15.40	699.60	16.50	288.80	284.40	58.3°C	1660.00
RQ04		35.97	532.10	93.22	12.22	1019.91	0.00	263.01	266.50	43~59°C	2225.46
宗贡曲冷泉	冷泉	0.10	0.90	49.84	7.54	192.35	0.00	0.39	7.28	4°C	268.18
龙仁弄冷泉		1.06	4.24	37.46	15.81	193.57	0.00	0.37	14.77	6°C	272.29
觉曲上	地表水	0.33	2.14	45.69	8.03	146.70	8.38	1.03	20.57	5°C	262.49
觉曲下		1.65	19.86	54.76	10.09	187.48	3.59	8.88	42.81	4°C	331.20

名称	类型	pH	H_2SiO_3	CO_2	Sr^{2+}	HBO_2	Li^+	F^-	B^{3+}	δD(‰)	$\delta^{18}O$(‰)
			(mg/L)								
Q1	温泉水	6.98	79.16	57.79	2.36	11.42	1.50	2.70	2.86	-147.0	-19.1
Q4		6.68	86.26	93.20	2.12	14.19	2.02	2.70	3.55		
Q9		6.47	96.12	167.13	2.34	14.43	1.98	2.66	3.61	-149.0	-19.4
ZJD5		6.50	-	16.50	-	16.00	<1.00	1.38	4.00		
RQ04		6.92	89.29	29.21	2.41	-	2.15	0.22	4.08		
宗贡曲冷泉	冷泉	7.88	5.78	1.56	0.17	0.08	0.00	0.03	0.02	-133.0	-17.5
龙仁弄冷泉		7.65	13.89	1.56	0.09	0.16	0.01	0.16	0.04	-135.0	-17.4
觉曲上	地表水	8.41	5.20	0.00	0.22	0.09	0.00	0.03	0.02	-131.0	-17.2
觉曲下		8.17	8.39	0.00	0.34	0.59	0.07	0.13	0.15	-131.0	-17.4

备注:ZJD5 水化学数据引自(佟伟等,2000),RQ04 数据引自 2015 年西藏地热队编写的《西藏自治区昌都市地热资源调查报告》;B^{3+} 为计算值;δD、$\delta^{18}O$ 相对标准物质为 V-SMOW。

3 水化学特征

3.1 主要离子组分

觉拥温泉水温度为 40~60℃。TDS 为 2060~2212 mg/L,远大于觉曲河水及冷泉水中 TDS 含量,为微咸水。此次实验室检测,觉拥温泉水 pH 在 6.4~7.0 之间,判断为中偏酸性水。

由 Piper 三线图(图 2)可知,温泉的主要离子组分含量及水化学类型与冷水差异明显,三处温泉的水化学特征相似,温泉水阳离子以 Na^+、Ca^{2+}、K^+ 为主,Na^+ 占主要优势;阴离子以 HCO_3^-、Cl^- 以及 SO_4^{2-} 为主,HCO_3^- 含量最高,水化学类型为 HCO_3^-—Na^+ 型。而觉曲河水及其支沟冷泉水水样点在三线图上分布较为集中,水化学特征相差不大,主要阳离子为 Ca^{2+}、Mg^{2+},主要阴离子为 HCO_3^-,除龙仁弄冷泉水水化学类型为 HCO_3^-—Ca^{2+} • Mg^{2+} 型外,其余冷水水化学类型均为 HCO_3^-—Ca^{2+} 型。

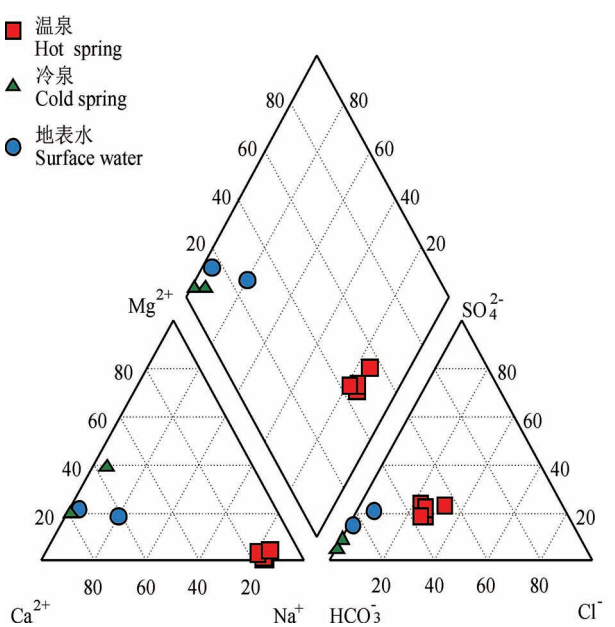


图 2 西藏昌都觉拥水样 Piper 图

Fig. 2 Piper diagram of the water samples in Jueyong, Chamdo, Xizang (Tibet)

3.2 微量离子组分

区别于觉曲及冷泉水,觉拥温泉水中含有丰富的微量元素。主要微量元素为偏硅酸、锶、氟、锂、游离二氧化碳以及偏硼酸。其中偏硅酸、氟及锂含量较高,分别为 79~96 mg/L、2.66~2.70 mg/L、1.50~2.02 mg/L,根据《地热资源地质勘查规范》,当偏硅酸含量大于 50 mg/L、氟含量大于 2 mg/L、锂含量大于 1 mg/L 且水温在 34℃以上时,即符合理疗天然矿泉水资源标准,具有理疗保健的功效。

3.3 物源分析

Gibbs 图可用于定性地分析水体中水化学成分影响因素,揭示水体的离子起源。Gibbs 图(Gibbs, 1970)将天然水成因类型分为三类:大气降水型(APD)、岩石风化型(RWD)、蒸发—结晶型(ECD)。根据图 3,研究区冷水及温泉水水样点基本分布于 Gibbs 模型内,表明研究区受人为影响较小(王尊波等, 2015)。冷水 $\gamma(Na^+)/[\gamma(Na^+)+\gamma(Ca^{2+})]$ 为 0.015~0.24($\gamma(Na^+)$ 是指 Na 离子的摩尔浓度,余同),$\gamma(Cl^-)/[\gamma(HCO_3^-)+\gamma(Cl^-)]$ 为 0.003~0.075,TDS 含量不高,因此,研究区地表水及冷泉水基本位于 Gibbs 图的中部左侧的区域,表明研究区冷水水化学成分主要受岩石风化的影响。而温泉水 $\gamma(Na^+)/[\gamma(Na^+)+\gamma(Ca^{2+})]$ 为 0.8 左右,$\gamma(Cl^-)/[\gamma(HCO_3^-)+\gamma(Cl^-)]$ 为 0.292~0.415,水样点在图中分布位置为中部靠上,略偏离岩石风化控制区,受岩石风化与蒸发—结晶共同控制,这可能是由于地下热水在出露地表成泉后,温度及压力降低,发生脱碳酸作用,离子过饱和沉淀形成矿物结晶,这与泉口周围形成的泉华钙华台相一致。值得注意的是,无论在 Piper 三线图(图 2)中还是在 Gibbs 图(图 3)中,都观察到地表水觉曲下游水样点有向温泉水样点倾斜的趋势,显然,由于温泉水自然排泄至觉曲,使得觉曲下游水质受到影响,各离子含量均有所增加。

离子比例系数也可用于分析水化学成分的形成过程(沈照理等, 1993)。$\gamma(Na^+)/\gamma(Cl^-)$ 表征变质系数,$100\times\gamma(SO_4^{2-})/\gamma(Cl^-)$ 表征脱硫系数,$\gamma(Cl^-)/[\gamma(HCO_3^-)+\gamma(Cl^-)]$ 表征盐化系数,这些特征值的大小可以反映地层的封闭程度和变质程度(张保建, 2011)。$\gamma(Cl^-)/\gamma(Ca^{2+})$ 可表征水动力条件(王大纯, 1995)。如表 2 所示,研究区温泉水变质系数略低于冷水,为 2.726~3.525,大于海水的钠氯系数比值(0.85);脱硫系数远小于冷水,为 70.155~109.786,远大于 1;盐化系数大于冷水,为 0.413~0.677。温泉水 $\gamma(Cl^-)/\gamma(Ca^{2+})$ 大于冷水,为 1.539~2.890,这些特征值说明研究区地下热水所处地层封闭性高于冷水所处地层,但封闭程度不高,热储层还原作用不彻底且浓缩程度较高,水动力条件相对较差,水岩反应较强烈,这也解释了为何温泉水 TDS 含量及各离子含量均高于冷水。

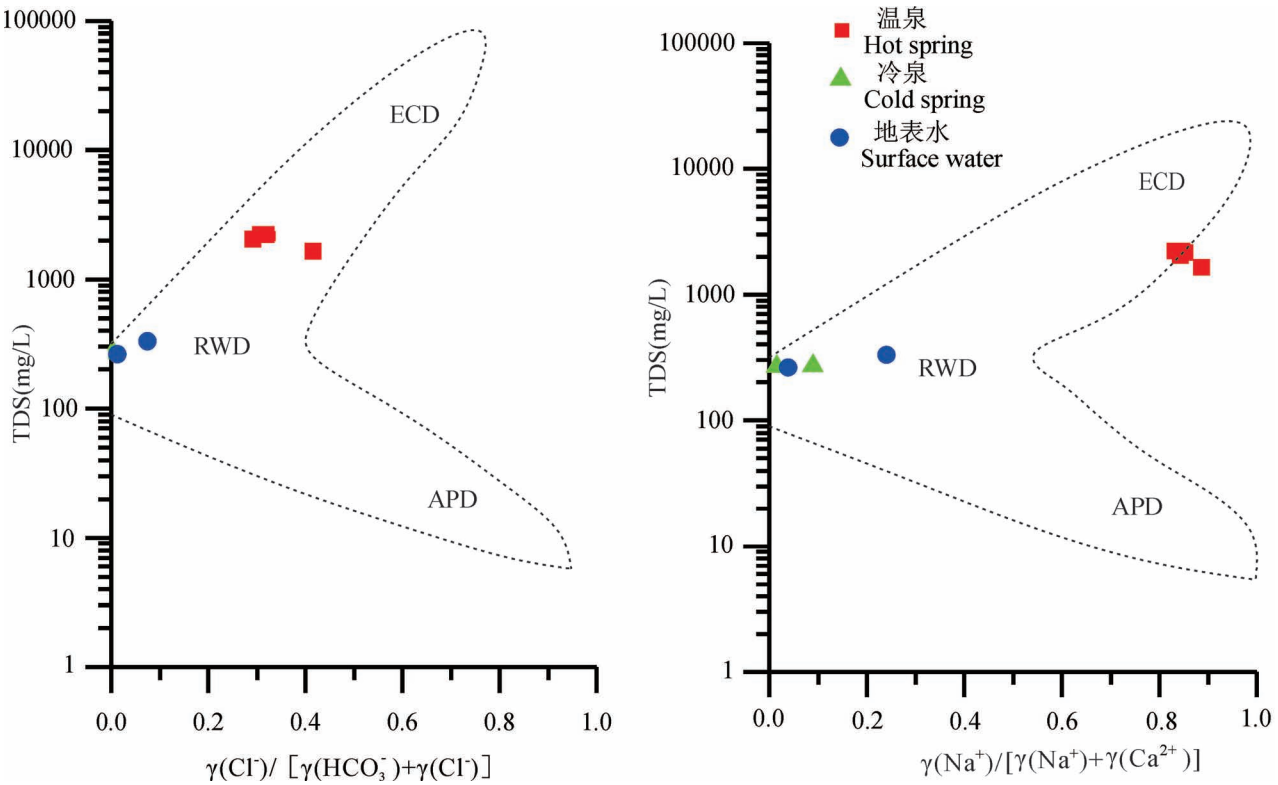


图 3 西藏昌都觉拥吉布斯分布模式图

Fig. 3 Gibbs boomerang envelope for water samples in Jueyong, Chamdo, Xizang (Tibet)

对比温泉水与地表水及冷泉水的主要阴离子组分,可以发现,三者的阴离子都以 HCO_3^- 占主要优势,但温泉水中 Cl^-、SO_4^{2-} 含量占温泉水的主要阴离子组分 20%左右,明显大于地表水及冷泉水中的含量,这说明温泉水与冷水的物质来源不完全相同。同时,温泉水中碳酸氢盐、碳酸盐(HCO_3^-、CO_3^{2-})的浓度>硫酸盐和氯化物(SO_4^{2-}、Cl^-)的浓度,说明温泉水具有近期渗透水的特征,并与地下冷水的特征相对应(Toth, 1999)。对比阳离子,温泉水中的 Na^+、K^+ 含量增大,碱金属(Na^+、K^+)含量>碱土金属(Ca^{2+}、Mg^{2+})含量,这说明温泉水具有深部水流的特征。从温泉水的这两种特征来看,温泉水与冷水既有着某种联系,又各有不同。

觉拥温泉水、冷泉水、地表水中 Na^+ 含量均大于 Cl^- 含量,两者相差 3 倍左右,说明 Na^+ 不仅仅来源于岩盐的溶解,还可能是酸性岩浆岩中的硅酸盐矿

表 2 西藏昌都觉拥温泉水样离子比值

Table 2 Ionic ratios of water samples in Jueyong, Chamdo, Xizang (Tibet)

名称	类型	$\frac{\gamma(Na^+)}{\gamma(Cl^-)}$	$100\times\frac{\gamma(SO_4^{2-})}{\gamma(Cl^-)}$	$\frac{\gamma(Cl^-)}{\gamma(HCO_3^-)+\gamma(CO_3^{2-})}$	$\frac{\gamma(Cl^-)}{\gamma(Ca^{2+})}$	$\frac{\gamma(Ca^{2+})+\gamma(Mg^{2+})}{\gamma(HCO_3^-)}$
Q1	温泉水	3.525	109.786	0.413	1.539	0.285
Q4		2.917	70.155	0.488	1.978	0.265
Q9		3.123	89.262	0.470	1.778	0.292
ZJD5		2.726	72.833	0.677	2.890	0.357
RQ04		3.123	74.780	0.444	1.595	0.338
宗贡曲冷泉	冷泉水	3.545	1381.818	0.003	0.004	0.986
龙仁弄冷泉		18.400	3080.000	0.003	0.005	1.000
觉曲上	地表水	3.207	1475.862	0.011	0.012	1.223
觉曲下		3.456	356.400	0.078	0.091	1.160

物钠长石的风化溶解(Appelo and Postma,2005)。虽然冷水及温泉水 $\gamma(Na^+)/\gamma(Cl^-)$ 值相差不大,但温泉水中 Na^+、Cl^- 的含量远大于冷水,说明热水的溶解能力更大,水—岩反应更强烈。

HCO_3^- 主要来源于含碳酸盐的沉积岩与变质岩以及铝硅酸盐矿物的风化溶解(张人权等,2011)。如果 HCO_3^- 只是来源于碳酸盐矿物,则 $[\gamma(Ca^{2+})+\gamma(Mg^{2+})]/\gamma(HCO_3^-)$ 值应趋近于 1(李鹤等,2015),然而研究区温泉水中 $[\gamma(Ca^{2+})+\gamma(Mg^{2+})]/\gamma(HCO_3^-)$ 值为 0.265~0.357,这表明 HCO_3^- 还可能来源于铝硅酸盐矿物及变质岩,地下热水在 CO_2 的参与下,与地层当中的灰岩、大理岩、长石等发生水—岩反应,大大增加了温泉水中的 HCO_3^- 含量。相较之下,冷水及地表水 $[\gamma(Ca^{2+})+\gamma(Mg^{2+})]/\gamma(HCO_3^-)$ 值接近于 1,除温泉水与冷水中 HCO_3^- 的来源不同外,与地下热水在迁移过程中发生的各种化学成分形成作用有关。前文提到地下热水在出露地表时发生了脱碳酸作用,该作用的发生降低了温泉水中 Ca^{2+}、Mg^{2+} 含量。

除在主要离子含量上,温泉水与冷水表现不同外,微量元素含量差异明显。由于微量元素迁移性能弱,一般天然水体中其含量很少(李学礼等,2010)。笔者等认为,研究区温泉水中高含量的微量元素说明热水有更强的溶解能力,使围岩中的微量元素释放到地下热水中。

3.4 热水补给高程确定

由于大气降水中的氢氧稳定同位素具有随地形高程增高而减小的现象,即高度效应。因此,利用该特性可以确定觉拥温泉的补给高程。

于津生等(1980)研究了我国川、黔、藏地区大气降水中氢氧稳定同位素含量分布与地形高程之间的关系。综合分析前人研究认为该区 δD 的高度梯度(k)应取-2.6‰/100m 较为合适。

觉拥温泉补给区的高程(H)可由下式计算:

$$H=\frac{\delta_s-\delta_p}{k}+h$$

其中,h 为取样点的标高(m);δ_s 为温泉的同位素成分(‰),δ_p 为大气降水中的同位素成分(‰)。

由于当地下水温度较高时,水—岩同位素交换反应的速度加快,易产生氧同位素重化漂移,而氢在岩石中的含量极少,δD 值稳定。因此利用 δD 来计算地下热水的补给区高程更具参考价值。以觉曲河水 δD 为参照点,计算结果如表 3。计算结果表明,觉拥地下热水补给高程大致为 4725~4802 m。结合研究区地质背景,可以圈定补给区大致在觉拥温泉的西北高山地区。

4 热储温度及循环深度估算

4.1 基于水文地球化学温度计估算热储温度

基于地热流体矿物质的化学平衡而建立的地热温度计,可较为准确地估算地下热储温度。常用的水文地球化学温度计有二氧化硅地热温度计、钠钾地热温度计、钾镁地热温度计、钠钾钙地热温度计等。不同的地热温度计具有不同的适用条件:二氧化硅温度计适用于无稀释的条件下,温度范围为 0~250℃且 pH 不为酸性的热水;钠钾温度计的温度适用范围为 25~350℃,不适用于存在混合作用的热水及酸性水;钾镁温度计适用于中低温地热田,多用来估算埋深较浅的热储;钠钾钙温度计较为灵活,当水溶液中 Ca^{2+} 含量由于沸腾以及冷水混入而发生改变时,可根据校正系数来控制,但通常估算结果偏大(徐世光等,2009)。

表 3 西藏昌都觉拥地下热水补给高程

Table 3 The height of hot spring recharge in Jueyong, Chamdo, Xizang (Tibet)

编号	δD_{V-SMOW} (‰)	取样点标高 (m)	补给区高程 (m)
Q1	-147	4110	4725
Q9	-149	4110	4802

基于此次采样测试结果,根据觉拥温泉泉口温度,选用石英二氧化硅温度计、钠钾钙温度计、钾镁温度计计算公式进行计算。计算结果如表 4。

表 4 西藏昌都觉拥温泉热储温度计算结果

Table 4 Calculation results of reservoir temperature in Jueyong, Chamdo, Xizang (Tibet)

样品编号	石英二氧化硅温度计(℃)	钠钾钙温度计 (℃)	钾镁温度计 (℃)
Q1	111	163	112
Q4	116	166	112
Q9	121	168	108
平均	116	166	111

由于不同温度计公式的计算结果存在差异,需进行选取得到合理的热储温度。王云等(2018)结合多位学者的研究结果,提出在西藏地区可根据以

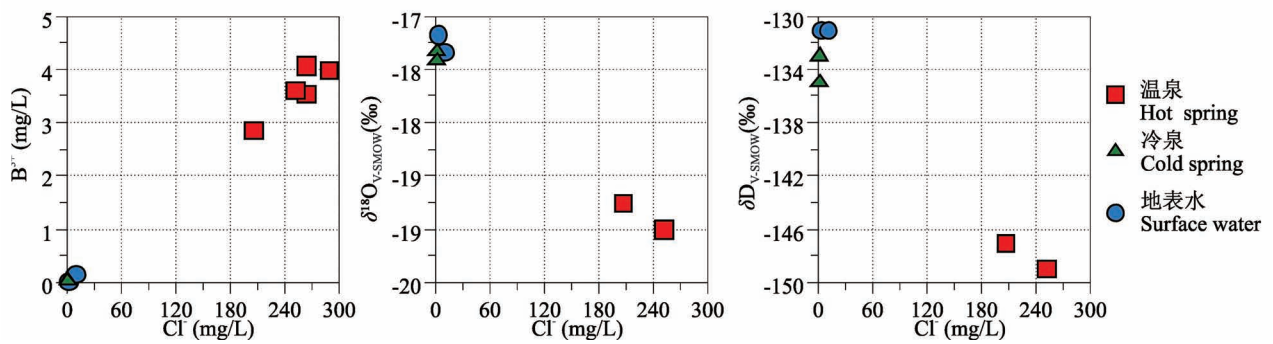


图 4 西藏昌都觉拥温泉离子相关性图

Fig. 4 Relationship between Cl^- and other ions in Jueyong spring, Chamdo, Xizang (Tibet)

下原则对水文地球化学温度计进行选取:当钠钾钙温度计计算结果>二氧化硅温度计计算结果>钾镁温度计计算结果时,选用二氧化硅温度计计算结果作为热储温度。

4.2　混合模型估算热储温度

4.2.1　混合证据

在建立混合模型之前,首先要确定该地区地下热水在上升成泉的过程中是否发生了冷水混合作用。Arnorsson 等(2000)提出存在冷热水混合作用的地下热水中保守性元素 Cl 含量与 D、^{18}O、B 等往往呈现明显的线性关系。从觉拥地区温泉水的水化学组分来看,其 Cl^- 与 B^{3+}、Cl^- 与 D 以及 Cl^- 与 ^{18}O 之间具有良好的相关性(如图 4)。

另外我们从 Na^+—K^+—Mg^{2+} 平衡图上来看,觉拥地热显示区的 Na^+—K^+—Mg^{2+} 平衡图(图 5)显示该地区的 3 个温泉点均属于未成熟水,印证了阳离子温度计的不适用性。Na^+—K^+—Mg^{2+} 平衡图中研究区地下热水热储温度落在 180~220℃之间,明显大于由石英二氧化硅地热温度计所计算的热储温度。此外,在进行水化学特征分析时发现温泉水既具有近期渗透水的特征又具有深部水流特征,这说明温泉水与冷水有着某种联系。

综上,可以判断觉拥地区深部热水在向地表运移的过程中,确有冷水混入,并最终导致地下热水出露成泉时水温降低。由于冷水的混入,会使二氧化硅地热温度计估算的热储温度偏低,为了更准确估算深部热储温度,采用混合模型。

4.2.2　硅—焓混合模型

硅—焓混合模型(宋凯,2011)是基于冷热水的焓以及 SiO_2 含量以不同比例混合而导致地下热水的焓以及 SiO_2 最终呈现为出露温泉的状态。

模型方程为:

$$S_c X_1 + S_h(1 - X_1) = S_s \quad (1)$$

$$SiO_{2c} X_2 + SiO_{2h} X_2(1 - X_2) = SiO_{2s} \quad (2)$$

式中:S_c 为冷水的焓(J/g),S_s 为温泉水的终焓(J/g);100℃以下的饱和水焓等于水的摄氏温度数;100℃以上时,温度与饱和水焓的关系可从表中查出;S_h 为热水初焓(J/g);SiO_{2c}、SiO_{2h}、SiO_{2s} 分别代表冷水、热水以及温泉水的 SiO_2 质量浓度(mg/L);X 为冷水混合比例。

其中,冷水温度取野外实测冷泉平均温度 5℃,冷水 SiO_2 含量取冷泉水 SiO_2 含量的平均值。热水初温假定等于 50~300℃,相应焓值由表 5 可以查出。温泉水温度和 SiO_2 含量根据本次野外实测值。将各温度的焓和 SiO_2 的质量浓度分别代入公式(1)、(2),求出不同温度下的 X_1 和 X_2 值,绘出不同温度下 X 与热水温度的曲线图(图 6),X_1 和 X_2 曲

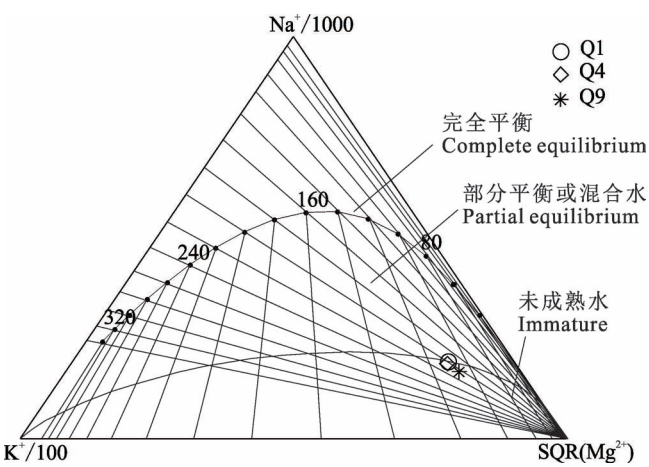
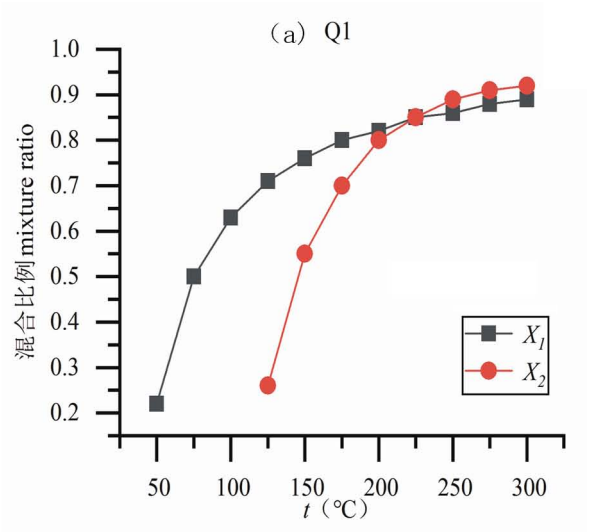
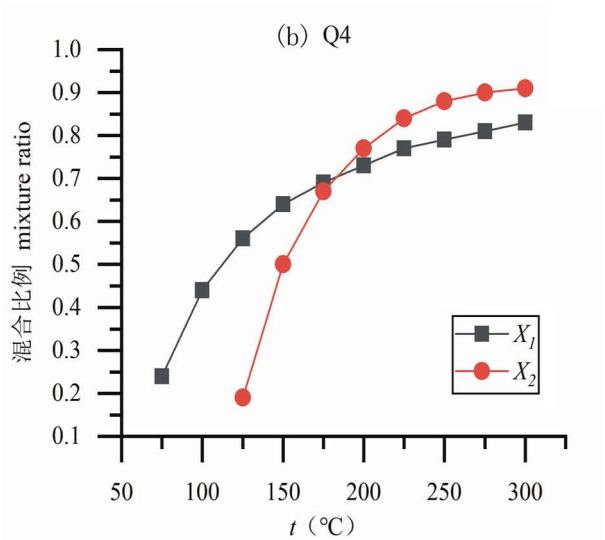


图 5 西藏昌都觉拥温泉 Na^+—K^+—Mg^{2+} 平衡图

Fig. 5 Na^+—K^+—Mg^{2+} diagram for the Jueyong spring, Chamdo, Xizang (Tibet)





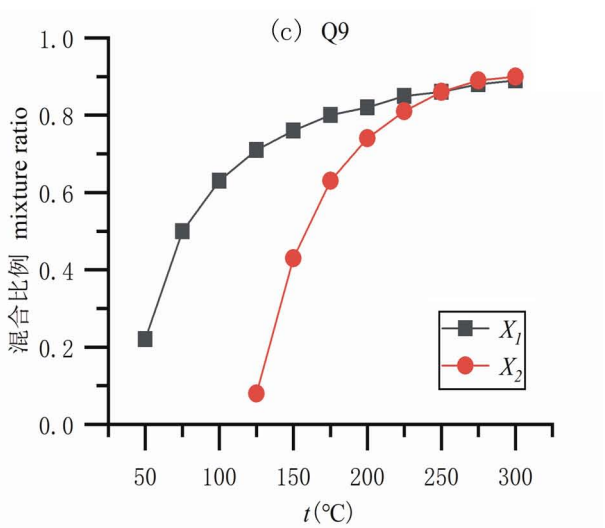


图 6 西藏昌都觉拥深部热水温度与混入冷水比例图解

Fig. 6 Diagram of the ratio of deep hot water temperature to mixed cold water in Jueyong, Chamdo, Xizang (Tibet)

线交点即为计算热储温度值。由图 6 可知,觉拥温泉热储温度为 175~250℃,冷水混入比例为 70%~85%。

表 5 西藏昌都觉拥温泉热水温度、焓以及 SiO_2 质量浓度关系

Table 5 Relationship of water temperature, enthalpy and mass concentration of SiO_2 in Jueyong, Chamdo, Xizang (Tibet)

t (℃)	焓 (J/g)	$\rho_c(SiO_2)$ (mg/L)	t (℃)	焓 (J/g)	$\rho_c(SiO_2)$ (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			

4.2.3 氯—焓混合模型

1977 年,Fournier 提出利用氯—焓图解来估算地下热储温度。经过验证,该图解具有很好的实用性及准确性。考虑到当地的大气压,以 85℃作为蒸汽端元,饱和蒸汽焓值为 2652 kJ/kg;以宗贡曲冷泉及龙仁弄冷泉水实测平均值为冷水端元;将觉拥温泉实测温度点及石英二氧化硅温度计计算温度点绘制在氯—焓图解(图 7)中。显然,温泉水点落在混合线附近,未受混合之前,热储温度为 137℃左右。

对比氯—焓混合模型,硅—焓混合模型的计算结果偏大,且三处温泉点的热储温度相差较大。硅—焓混合模型建立的假设前提是深部热水中溶解态 SiO_2 处于饱和状态,并受冷水混合后未发生水—岩反应的二次平衡,而实际情况下往往与理想模型相差甚远。从以往研究成果来看,硅—焓混合模型的计算结果通常高于实际情况(赵庆生,1988;宋凯,2011)。而氯作为一种保守性元素,更为稳定。且一般认为钙华为中低温显示,因此,笔者等认为氯—焓混合模型的热储温度计算结果更为合理。

4.3 循环深度

为了解觉拥地热显示区的地下热水成因,可对热水的循环深度进行估算。地下热水往往是当其在深循环过程中受到深部热源的加热而增温。可通过下式(3)大致推断循环深度。

$$H = \frac{t - t_0}{k} + H_0 \tag{3}$$

其中,t 为热储温度,t_0 为当地多年平均气温,k 为地

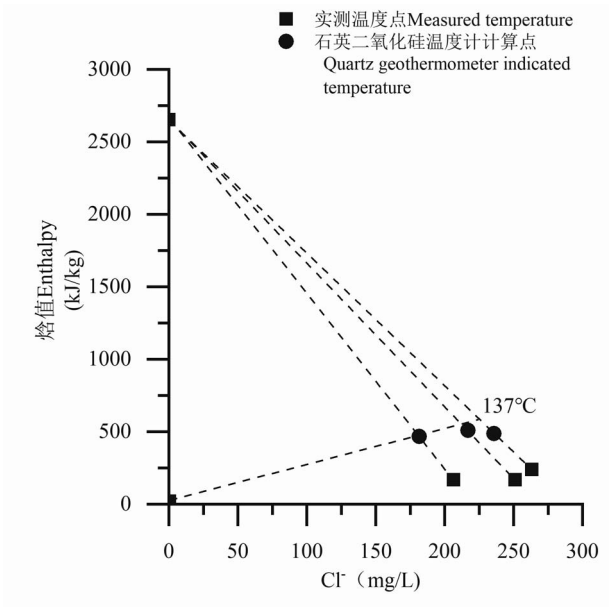


图 7 西藏昌都觉拥温泉氯—焓图解

Fig. 7 Enthalpy—Chloride mixing model for Jueyong hot springs in Jueyong, Chamdo, Xizang (Tibet)

温梯度,H_0 为常温带厚度。参考羊八井地区实测地温梯度,推测研究区地温梯度为 3.5℃/100m。其中 t_0 取 5℃,H_0 为 30m,t 为氯—焓混合模型所计算得出的热储温度。计算得循环深度约为 3801 m。

5　结论

(1)通过以上分析探讨,可知觉拥温泉主要接受来自北西方向高程为 4725~4802 m 补给区的大气降水及冰雪融水补给,经地下深循环,热储深度约为 3801 m,形成地下热水,储存在热储当中。

(2)对研究区进行水化学特征分析,认为觉拥地下热水中的化学组分主要受岩石风化及蒸发—结晶作用影响;地层封闭程度不高,热储层还原作用不彻底且浓缩程度较高,水动力条件相对较差,水—岩反应较强烈,地下热水溶解能力较强,使围岩中更多的化学组分释放到地下热水中,形成 HCO_3^-—Na^+型微咸水,且偏硅酸、偏硼酸、锂、氟等微量元素含量丰富,可用于温泉理疗。

(3)受断裂构造控制,地下热水沿断裂带向地表运移,由于在此过程中不等量冷水的混入,出露成泉时温度降低。因研究区属未成熟水,并受冷水混合稀释,采用石英二氧化硅地热温度计估算的热储温度偏低。通过建立混合模型,认为氯—焓混合模型更符合实际,热储温度在 137℃左右,属中温地热资源。

致谢:感谢西藏自治区地质矿产勘查开发局地热地质大队总工荣峰高级工程师、达娃工程师、单增卓玛工程师、格桑平措工程师、洛松群培工程师、成福君工程师等在资料收集、野外样品采集提供的无私帮助。

参　考　文　献　/　References

(The literature whose publishing year followed by a "&" is in Chinese with English abstract; The literature whose publishing year followed by a "#" is in Chinese without English abstract)

邓关川. 2018. 西藏昌都八宿县措朗铅矿床构造控矿作用研究. 导师:陶晓风. 成都:成都理工大学硕士学位论文:1~74.

GB/T 11615-2010. 地热资源地质勘查规范[S].

何世春. 1983. 羊八井地热田水文地球化学特征. 中国地质,1(6):19~21,8.

李鹭,孙占学,陈功新,张智超. 2019. 罗溪温泉水文地球化学特征及热水来源. 中国矿业,28(1):164~169.

刘昭,陈康,男达瓦. 2017. 西藏古堆地热田地下热水水化学特征. 地质论评,63(S1):353~354.

李鹤,李军,刘小龙,杨曦,张伟,王洁,牛颖权. 2015. 青藏高原湖泊小流域水体离子组成特征及来源分析. 环境科学,36(2):430~437.

李学礼,孙占学,刘金辉. 2010. 水文地球化学. 北京:原子能出版社.

祁家明,叶松鑫,方晓骐,曹豪杰,唐仕尧. 2019. 粤北仁化棉花坑铀矿床地下热水地球化学特征及补给来源研究. 地质论评,65(1):199~210.

宋凯. 2011. 西藏沃卡温泉形成条件及对隧道工程影响研究. 导师:李晓. 成都:成都理工大学硕士学位论文:1~64.

沈照理,朱宛华,钟佐桑. 1993. 水文地球化学基础. 北京:地质出版社.

佟伟,廖志杰,刘时彬. 2000. 西藏温泉志. 北京:科学出版社.

王大纯. 1995. 水文地球化学基础. 北京:地质出版社.

伍坤宇,沈立成,王香桂,肖琼,王鹏. 2011. 西藏朗久地热田及其温泉水化学特征研究. 中国岩溶,30(1):1~8.

王贵玲,张薇,梁继运,蔺文静,刘志明,王婉丽. 2017. 中国地热资源潜力评价. 地球学报,38(4):449~450,134,451~459.

王尊波,沈立成,梁作兵,江泽利,廖昱. 2015. 西藏搭格架地热区天然水的水化学组成与稳定碳同位素特征. 中国岩溶,34(3):201~208.

王云,李其林,冉华,赵慈平,刘耀炜. 2018. 青藏高原东南缘地热与地震活动:来自氦同位素的约束. 矿物岩石地球化学通报,37(4):652~662.

徐世光,郭远生. 2009. 地热学基础. 北京:科学出版社.

于津生,张鸿斌,虞福基,刘德平. 1980. 西藏东部大气降水氧同位素组成特征. 地球化学,9(2):113~121.

于文泉. 2016. 藏东玉龙铜矿水源地水资源评价研究. 导师:李鸿雁. 吉林:吉林大学硕士学位论文:1~89.

张保建. 2011. 鲁西北地区地下热水的水文地球化学特征及形成条件研究. 导师: 沈照理. 北京: 中国地质大学博士学位论文: 1~120.

张萌,蔺文静,刘昭,刘志明,胡先才,王贵玲. 2014. 西藏谷露高温地热系统水文地球化学特征及成因模式. 成都理工大学学报(自然科学版),41(3):382~392.

张人权,梁杏,靳孟贵,万力,于青春. 2011. 水文地质学基础: 第 6 版. 北京:地质出版社.

中国科学院青藏高原综合科学考察队. 1981. 西藏地热. 北京:科学出版社.

赵庆生. 1988. 地热温标在川西地热资源研究中的初步应用. 成都科技大学学报,37(1):45~51.

Arnorsson S, D′Amore F, Gerardo - Abaya J. 2000. Isotopic and Chemical Techniques in Geothermal Exploration, Development and Use. International Atomic Energy Agency. Appelo C A J, Postma D. 2005. Geochemistry, Groundwater and Pollution: 2nd ed. Rotterdam: A. A. Balkema Publishers:1~647.

Craig H. 1961. Isotope variations in meteoric waters. Science,133:1702~1703.

Deng Guanchuan. 2018&. Study on the Ore-Controlling Structures in the Cuolang lead deposit in Basu county of Changdu, Tibet. Tutor: Tao Xiaofeng. Chengdu: Ph. D. Thesis of Chengdu University of Technology:1~74.

Fournier R O. 1977. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. Geothermics, 5(1):41~50.

GB/T 11615-2010. geological exploration specifications for geothermal resources [S].

Gibbs R J. 1970. Mechanisms controlling world water chemistry. Science,170(3962):1088~1090.

He Shichun. 1983#. Hydrogeochemical characteristics of Yangbajing geothermal field. China Geology,1(6):19~21,8.

Li Lu, Sun Zhanxue, Chen Gongxin, Zhang Zhichao. 2019&. Hydrogeochemical characteristics and sources of Luoxi hot spring. China Mining Magazine,28(1):164~169.

Liu Zhao,Chen Kang,Nan Dawa. 2017&. Hydrochemical characteristics of Geothermal Water in Gudui,Xizang(Tibet). Geological Review, 63(S1):353~354.

Li He, Li Jun, Liu Xiaolong, Yang Xi, Zhang Wei, Wang Jie, Niu Yingquan. 2015&. Composition characteristics and source analysis of major ions in four small lake-watersheds on the Tibetan Plateau, China. Environmental Science,36(2):430~437.

Li Xueli,Sun Zhanxue, Liu Jinhui. 2010#. Hydrogeochemistry. Beijing: Atomic Energy Press.

Qi Jiaming,Ye Songxin,Fang Xiaoqi,Cao Haojie,Tang Shiyao. 2019&. Study on hydrogeochemical and recharge sources characteristics of geothermal water in the Mianhuakeng uranium deposit, Renhua, Northern Guangdong. Geological Review,65(1):199~210.

Research Team of Tibetan Plateau Comprehensive Science. 1981#. Tibetan Geothermal. Beijing:Science Press.

Shen Zhaoli, Zhu Wanhua, Zhong Zuosang. 1993#. Fundamentals of Hydrogeochemistry. Beijing:Geological Publish House.

Song Kai. 2011&. Formed conditions of hot spring in Tibet Voca and impact studies on the tunnel project. mentor: Li Xiao. Chengdu: Chengdu University of Technology(Ph. D. Thesis) :1~64.

Tóth J. 1999. Groundwater as a geologic agent: an overview of the causes,processes,and manifestations. Hydrogeol. J., 7 (1):1~14.

Tong Wei, Liao Zhijie, Liu Shibin. 2000. Thermal springs in Tibet. Beiiing:Science Press.

Wang Dachun. 1995#. Fundamentals of Hydrogeochemistry. Beijing: Geology Press.

Wu Kunyu, Shen Licheng, Wang Xianggui, Xiao Qiong, Wang Peng. 2011&. Study on hydrochemical features of hot spring in Langjiu geothermal field,Tibet,China. Carsologica Sinica,30(1):1~8.

Wang Guiling,Zhang Wei,Liang Jiyun,Lin Wenjing, Liu Zhiming,Wang Wanli. 2017&. Evaluation of geothermal resource potential in China. Acta Geoscientica Sinica,38(4):449~450.

Wang Zunbo,Shen Licheng,Liang Zuobing,Jiang Zeli,Liao Yu. 2015&. Characteristics of hydrochemical compositions and stable carbon isotope of natural water in the Daggyia geothermal field, Tibet, China. Carsologica Sinica,34(3):201~208.

Wang Yun, Li Qilin, Ran Hua, Zhao Ciping, Liu Yaowei. 2018&. Geothermal and seismic activities in the southeastern Tibetan plateau: constraints from helium isotopes. Bulletion of Mineralogy, Petrology and Geochemistry,37(4):652~662.

Xu Shiguang, Guo Yuansheng. 2009#. Geothermal Basics. Beijing: Science Press.

Yu Jinsheng, Zhang Hongbin, Yu Fuji, Liu Deping. 1980#. Characteristics of oxygen isotope composition of atmospheric precipitation in eastern Tibet. Geochemistry,9(2):113~121.

Yu Wenquan. 2016&. Study on water resource assessment of groundwater source in YuLong copper mine,Eastern Tibet. mentor: Li Hongyan. Ji Lin:Jinlin University(Ph. D. Thesis):1~89.

Zhang Baojian. 2011&. Hydrogeochemical characteristics and formationconditions of geothermal water in northwestern Shandong province. Beijing: China University of Geosciences (Ph. D. Thesis):1~ 120.

Zhang Meng, Lin Wenjing, Liu Zhao, Liu Zhiming, Hu Xiancai, Wang Guiling. 2014&. Hydrogeochemical characteristics and genetic models of Gulu high-temperature geothermal system in Tibet,China. Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition),41(3):382~392.

Zhang Renquan,Liang Xing,Jin Menggui,Wan Li,Yu Qingchun. 2011#. Fundamentals of Hydrogeology: 6th edition. Beijing: Geological Publishing House.

Zhao Qingshen. 1988&. The application of geothermometers in the exploration of hydrothermal resources in western Sichuan. ournal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition), 37(1):45~51.

The characteristics and reservoir temperatures of hot springs in Jueyong, Chamdo, Xizang (Tibet)

GUO Ning[1,2,3], LIU Zhao[1,2,3], NAN Dawa[4], SUN Huixiao[1,2,3], LI Haoting[1,2,3], ZHAO Haihua[4]

1) *School of Water Resources & Environment, Hebei GEO University, Shijiazhuang*, 050031;

2) *Hebei Province Key Laboratory of Sustained Utilization&Development of Water Resources, Shijiazhuang*, 050031;

3) *Hebei Province Collaborative Innovation Center for Sustainable Utilization of Water Resources and Optimization of Industrial Structure, Shijiazhuang*, 050031;

4) *Geothermal Geological Team of Tibet, Tibet Bureau of Exploration & Development of Geology and Mineral Resources, Lhasa*, 850032

Objectives: As early as 1976, the geothermal resources in Qamdo were investigated by the Chinese Academy, but the research degree was relatively low. Right now, except for some hot springs used as bath water, most of them are discharged into rivers unemployed , which is a waste. The paper will allow us to better understand the geochemical properties and the temperature of geothermal reservoir in the study area.

Methods: The hydrogeochemical characteristics of the hot springs water in the study area are analyzed by hydrochemical analyse, which provids a better understand for the hot springs. The height of hot spring recharge is determined by the stable isotope analysis of hydrogen and oxygen. Geothermometers and mixing model are used to calculate the temperature of reservoir.

Results: Different from surface water and cold spring water, the hot spring water in the study area is of HCO_3—Na type and rich in various trace elements such as Li, F, H_2SiO_3, HBO_2 and so on. The recharge area is about 4725 m to 4802 m. The comprehensive analysis results and Na^+—K^+—Mg^{2+} ternary diagram indicate that the geothermal waters of the research area have not reach full equilibrium and mixed with cold waters. The comprehensive analysis of Na^+—K^+, K^+— Mg^{2+}, Na^+—K^+—Mg^{2+}, quarts geothermometers, silica—enthalpy diagram and chloride—enthalpy diagram suggest the reservoir temperature is about 137℃. The depth of the thermal cycle is about 3801 m.

Keywords: Jueyong; thermal; hydrogeochemical characteristic; hybrid model; reservoir temperature

Acknowledgements: This study was supported by the project from National Natural Science Foundation of China (NSFC) (No. 41502220), China Geological Survey (No. 12120114024601) and Natural Science Foundation of Tibet Autonomous Region(No. XZ2019ZRG-158)

First author: GUO Ning, female, born in 1994, graduate student, major in geological engineering; Email: 604253780@qq.com

Corresponding author: LIU Zhao, male, born in 1983, associate professor, master tutor, major research in Geothermal geology, Hydrogeochemical and Groundwater science. Email: liuzhao0129@126.com

Manuscript received on: 2019-05-22; Accepted on: 2019-10-28; Edited by: ZHANG Yuxu

Doi: 10.16509/j.georeview.2020.02.018