

doi: 10.12029/gc20180605

许鹏, 谭红兵, 张燕飞, 张文杰. 2018. 特提斯喜马拉雅带地热水化学特征与物源机制[J]. 中国地质, 45(6): 1142–1154.

Xu Peng, Tan Hongbing, Zhang Yanfei, Zhang Wenjie. 2018. Geochemical characteristics and source mechanism of geothermal water in Tethys Himalaya belt[J]. Geology in China, 45(6): 1142–1154(in Chinese with English abstract).

特提斯喜马拉雅带地热水化学特征与物源机制

许鹏 谭红兵 张燕飞 张文杰

(河海大学, 地球科学与工程学院, 江苏 南京 210000)

摘要: 西藏地热资源丰富, 特别是其南部特提斯喜马拉雅地热带是一条现今仍然十分活跃的地热带。通过对该地热带 10 处代表性温泉野外调查及采样分析, 讨论了水化学特征及水体中异常富集元素的物源机制。根据热储温度、水化学类型及水体中溶解的典型稀有分散性元素浓度, 这些温泉可划分为两大类: 一类包括卡乌、曲参岗、查巴曲珍和古堆温泉群, 这些温泉热储温度均高于 120℃, 水化学类型以 Na–Cl–HCO₃ 型为主, 特征性稀有分散性元素如 Li、B 和 As 等显著富集; 另一类包括锡钦、哲古和曲果温泉, 热储层温度相对较低, 变化于 60–110℃, 水化学类型以 Ca–Na–HCO₃ 和 Na–HCO₃ 型为主, Li、B 和 As 等元素浓度较低。第一类温泉系统, 水化学成分除与水循环深度大、热储温度高导致更强的水岩作用过程密切相关外, 水体中异常富集的 Li、B 和 As 等特殊化学成分更可能与演化晚期的残余岩浆流体来源有关。相比之下, 第二类温泉系统主要代表了水循环深度较浅、地下水更替频繁、冷水混入比例较大的温泉, 水化学成分主要受控于水–岩作用的强弱。因此, 特提斯喜马拉雅带地热水体异常富集的稀有分散性元素物源机制主要受控于深部富含这些元素的流体混入过程。

关键词: 特提斯喜马拉雅地热带; 水化学特征; 热储温度; 物源机制

中图分类号: P641.3; P314.1 文献标志码: A 文章编号: 1000–3657(2018)06–1142–13

Geochemical characteristics and source mechanism of geothermal water in Tethys Himalaya belt

XU Peng, TAN Hongbing, ZHANG Yanfei, ZHANG Wenjie

(School of Earth Science and Engineering, Hohai University, Nanjing 211100, Jiangsu, China)

Abstract: Geothermal resources are very abundant in Tibet. A very active geothermal zone called the Tethys Himalaya geothermal belt has been developed in the southern part of the Tibetan Plateau. This belt is one of the most intense geothermal zones in modern as well as in ancient period in China's mainland, accounting for over 80 percent of the geothermal resources in Tibet. Through field investigations and sampling analyses for 10 typical hot springs from the geothermal area, the hydrochemical characteristics and source mechanisms are discussed. According to the thermal reservoir temperature, the hydrochemical type and the concentration of

收稿日期: 2017–09–29 ; 改回日期: 2018–09–05

基金项目: 国家自然科学基金(91747203, 41173049, 41872074)、中央高校基本科研业务费重点发展领域科研专项资金(2017B19614)联合资助。

作者简介: 许鹏, 男, 1994年生, 硕士, 主要从事地球化学研究; E-mail: xupenghu@foxmail.com。

通讯作者: 谭红兵, 男, 1972年生, 教授, 博士生导师, 主要从事地质矿产资源与水文水资源研究; E-mail: tan815@sina.com。

typical rare and dispersed elements dissolved in the water, the hot springs can be classified into two types: one type includes Kawu, Qucangang, Chabaqzhen and Gudui hot springs, their thermal reservoir temperatures are higher than 120°C and they belong to Na-Cl-HCO₃ type; some rare and dispersed elements such as Li, B and As are obviously enriched. The other type includes Xinqin, Zhegu and Quguo hot springs, their geothermal reservoir temperatures are relatively low (60–110°C); these springs show lower concentrations of elements of Li, B and As with water chemistry dominated by Ca-Na-HCO₃ and Na-HCO₃ type. The high concentration of water chemical composition in the first group is closely related to the deeper water circulation and the higher thermal reservoir temperature, and abnormal enrichment of Li, B and As in the hot springs are more likely to be related to the source of residual magmatic fluids. In contrast, the second group of hot springs mainly denotes a shallower water circulation depth and frequent cold groundwater replenishment and mixing. The formation and evolution of chemical compositions of water are mainly related to water/rock interactions.

Key words: Tethys Himalayas geothermal belt; hydrochemical characteristics; temperature of thermal reservoir; source mechanisms

About the first author: XU Peng, male, born in 1994, master, majors in geochemistry; E-mail: xupenghhu@foxmail.com.

About the corresponding author: TAN Hongbing, male, born in 1972, professor, supervisor of doctor candidates, majors in mineral resources and hydrology as well as water resources; E-mail: tan815@sina.com.

Fund Support: Support by National Natural Science Foundation of China (No. 91747203, 41173049, 41872074); Fundamental Research Funds for the Central Universities (No. 2017B19614).

1 引言

地热田集水、热、矿于一体,是一种重要的地质资源,其中青藏高原是世界上高温地热泉极其发育的地区之一,温泉数量多,规模大,热储温度高,最为典型的是许多地热水中罕见富集各类稀有分散性元素,如Li、B、As、Rb、Cs(Grimaud et al., 1985; Tan et al., 2014)。前人研究表明,西藏高原南部存在一条活动强烈的地热带,即夹持于雅鲁藏布江缝合带与藏南拆离断裂之间的特提斯喜马拉雅地热带,该地热带是中国大陆地热活动最强烈的地热带之一,分布着西藏80%的高温地热资源(佟伟等, 1978)。目前对西藏地热资源记录最为全面的资料当属中国科学院青藏高原综合考察队地热专题组在1973–1989年野外调查基础上编写的《西藏地热》和《西藏温泉志》两本专著。其中,《西藏温泉志》中共收录西藏境内沸泉区45个,亚沸泉区5个,热泉区173个,温泉区295个及低温、微温温泉区126个(佟伟等, 2000)。

虽然喜马拉雅地热带中遍布温泉,但由于气候、交通等原因的限制,目前除羊八井—当雄一带外,其他地热资源开展的系统研究相对较少。前人主要针对某一处地热田积累了一些基础数据资料及个人见解。代表性的研究如郑绵平等(1995)对西藏一些地热系统中罕见富集的稀有元素等开展

了长期研究,提出富Cs硅华作为一种水热成因新类型矿床;多吉等(2003)通过对深部钻探资料的研究发现羊八井热田由3个不同能量的热储层构成,最深层热储位于1850 m深,最高温度可达329.8°C,深部热流体水质类型均属于Na-Cl型。此外,赵平等(1998)发现羊八井地热田气体主要组分是CO₂,从其 $\delta^{13}\text{C}$ 推断羊八井地热水中携带的气体是念青唐古拉核部杂岩体局部熔融的产物,氦同位素值说明地壳是羊八井氦的主要来源。郭清海等(Guo et al., 2015)近年来则主要针对地热泉排泄过程中释放的高背景As等对环境的影响做了调查研究。

西藏地热资源发电总量占拉萨电网的30%左右,除发电外,在住房取暖、蔬菜温室、医疗、洗浴等方面都有广泛的应用。相对于世界各地地热资源,西藏地热资源更为典型的特征是水化学成分比较复杂,特别是一些稀有、分散性元素罕见富集,被认为可能是青藏高原独特的盐湖资源的主要矿源(佟伟等, 1982; Tan et al., 2012)。郑喜玉等从特征性的稀有和分散元素、盐湖矿物与温泉矿物的比较、盐湖热活动区硫同位素分析各方面研究发现西藏盐湖(特别是富硼盐湖)与地热、火山作用有成因联系,是地壳浅部岩浆活动在地表的不同形态的直接或间接反映(郑喜玉等, 1983; 郑绵平, 2001)。也有研究认为地热水体本身富集的各类矿产元素具有重要的综合开发利用价值,如羊八井盆地地热流体

属低矿化的中性-碱性地下热水,含多种矿物,如自然硫、辉锑矿、黄铁矿和辰砂等富集成矿现象,这与羊八井盆地内的热液活动、水热蚀变直接相关(张锡根,1998)。李振清、侯增谦等(2006)对青藏高原独特的高温地热产物硅华研究发现,硅华铍矿是青藏高原乃至世界范围独特的矿产资源,Cs元素在地热水和硅华中的罕见富集与构造运动、地壳重熔、岩浆分异和水岩作用密切相关。

综上所述,前人对西藏地热侧重于个别地热田的基础地质研究,但对整个特提斯喜马拉雅地带不同类型温泉水化学特征、地热水中各类富集的矿产元素来源与演化过程的综合对比研究,至今并没有取得全面的认识 and 系统理解。本文通过野外对一些代表性温泉采样及室内测试分析,对这一独特的地热带温泉水化学及典型稀有分散性元素分布富集特征与物源机制进行深入讨论分析。

2 自然地理及地质背景

2.1 自然地理概况

本次考察的温泉包括卡乌、曲参岗、锡钦、曲果、查巴曲珍、哲古、古堆温泉群(包括萨拉朗嘎、茶卡、布雄朗古、巴布的密),共计10处(图1)。

卡乌、曲参岗温泉位于西藏自治区日喀则市萨迦县境内,其中卡乌地热系统是典型的以钙华沉积为主的温泉类型,不但现今温泉喷发规模大,而且《西藏温泉志》中记录的卡乌古泉华最厚处达50 m以上,由此推测温泉发育地史时间长(佟伟等,2000)。锡钦温泉位于拉孜县锡钦乡,温泉区地形南高北低,海拔4660~5500 m,最大高差在1000 m左右。冲曲河是萨迦县最主要的河流,其发源于西藏自治区日喀则地区萨迦县东南的长乌山,从东向西流经萨迦县,流至拉孜县汇入雅鲁藏布江。查巴

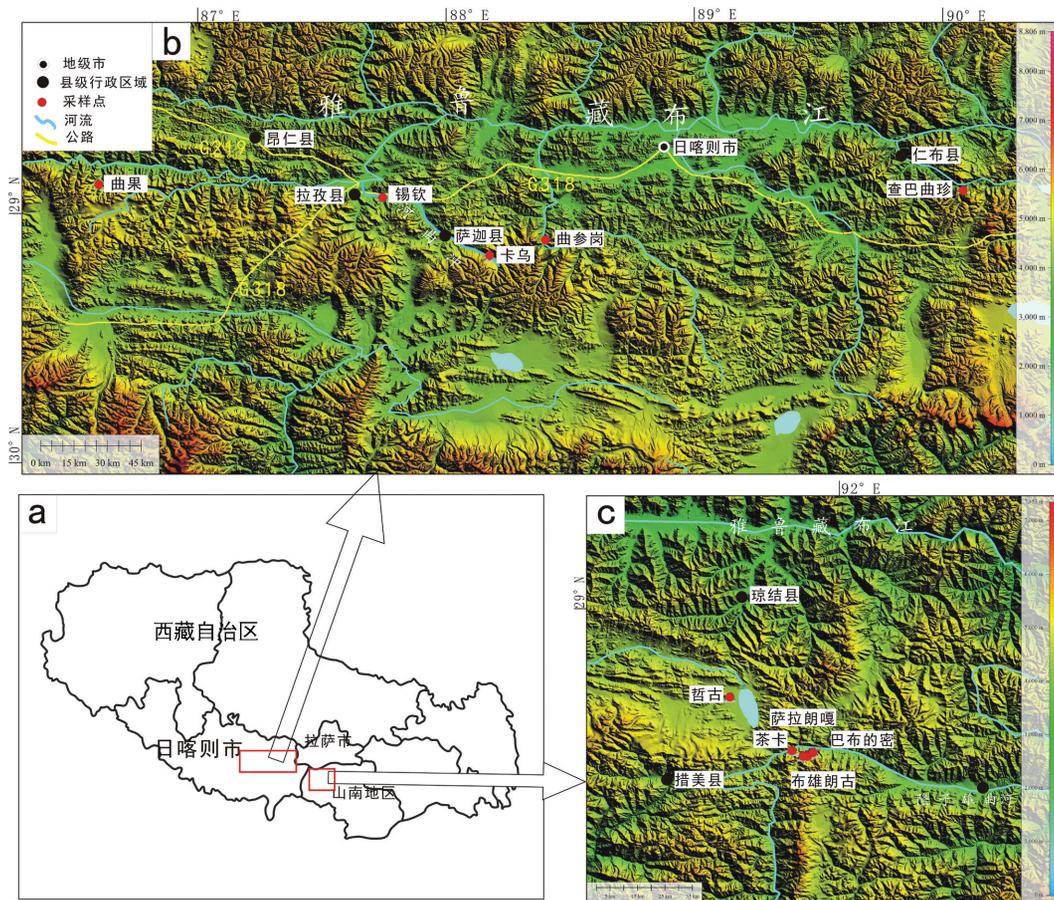


图1 西藏自治区及研究区地理位置图(a)、地热泉区DEM数字高程及采样点分布图(b、c)

Fig.1 The map of Tibet and the location of the study area (a); digital elevation map and sampling points in the study area (b, c)

曲珍温泉位于西藏自治区日喀则市仁布县境内,靠近雅鲁藏布江缝合带,温泉附近地表起伏较大,海拔高差达到1500 m左右。曲果温泉位于昂仁县日吾其乡雅鲁藏布江江畔,温泉区地形陡峭,海拔高差可达1800 m。古堆温泉群位于西藏自治区山南市措美县城北东方向46.5 km的古堆乡,这四个温泉分布在隆子雄曲河南岸,东西长约10 km,南北宽约2 km的带状区域内。哲古温泉位于西藏自治区措美县城以北50 km处哲古镇,东边紧靠哲古湖畔。研究区主要分布在喜马拉雅山以北和冈底斯—念青唐古拉山以南的地区,气候具有典型的垂直分带特征,海拔较高地区寒冷,海拔较低处则温暖湿润。年降雨量在150~300 mm,雨量多集中在6~8月;年平均气温5~6℃,最高气温为27℃,最低气温为-20℃;冬季多西南风,干燥寒冷、风沙较多;夏季则多东南、西南风,较温暖,属于高原温带半干旱季风气候。

2.2 地质背景

特提斯喜马拉雅地热带是夹持于雅鲁藏布江缝合带与藏南拆离断裂之间的重要温泉分布带(图2)。从低温到超过当地沸点的高温温泉在这一地区广泛分布。卡乌、曲参岗温泉区地层由北向南依次为:冈底斯岩浆岩,日喀则弧前盆地内的白垩纪沉积岩,昂仁蛇绿岩群(超基性岩为主),晚侏罗世与早白垩世杂岩,三叠纪沉积岩和变质岩,萨迦穹隆中的拉轨岗日岩群和侵入的新近纪淡色花岗岩,高喜马拉雅变质岩及花岗岩等。温泉区附近晚侏罗世与早白垩世杂岩基质为板岩、硅质岩等,岩块为砂岩、玄武岩、橄榄岩等。卡乌温泉出露在萨迦穹隆核部以西18 km的三叠纪吕村组片岩中,曲参岗温泉则出露在三叠纪吕村组片岩与萨迦穹隆淡色花岗岩的分界处。查巴曲珍所在穹隆构造从核部到边缘的地层依次为新生代侵入的曲珍淡色花岗岩、古一中元古代的拉轨岗日岩群(石英片岩、斜长角闪岩等)、新元古代及寒武纪的曲德贡岩群(石榴变粒岩、二云片岩等)及大规模三叠纪涅如组砂岩、板岩(廖忠礼等,2006)。古堆温泉群(包括茶卡、布雄朗古、巴布的密和萨拉朗嘎)所处地层为侏罗纪路热组板岩、变质粉砂岩及泥晶灰岩,侏罗纪地层北侧为岩性相似的三叠纪涅如组地层。曲果、锡钦及哲古温泉均出露于特提斯喜马拉雅中生代大规模的沉积地层中,岩性以砂岩、粉砂岩为主。

卡乌温泉主要受控于北东向延伸的走滑断裂,而曲参岗温泉则受控于萨迦穹隆中的弧形构造。查巴曲珍所在穹隆构造东侧即为西藏近北向的谷露—当雄—羊八井—亚东裂谷,其区域构造以温泉北侧一系列近东西向的逆断层及温泉区与穹隆构造相关的弧形构造为主。古堆温泉群受控于这一地区近北西—南东方向的断裂带(熊胜青等,2018),温泉展布方向与断裂构造及地层走向一致,哲古温泉受到近北向的断裂带控制,穿过古堆温泉群所在断裂带。曲果、锡钦温泉受控于近东西向的断裂带控制,曲果温泉往西23 km左右就是西藏北向的当惹雍错—古错裂谷。研究区整体是中新世以来青藏高原在南北挤压和东西拉伸的应力环境下形成的,所以温泉一般出现在北向裂谷和东西向断裂带中,两股断裂带交汇处,往往形成较宽破碎带且呈松散状,裂隙发育。因此,温泉区断裂构造不仅是重要的导热构造,而且为深部地热流体的储集及运移提供良好的通道。

3 样品采集与测试

本次野外考察主要沿雅鲁藏布江缝合带进行,在该带上选取了温度和TDS都较高的卡乌、古堆温泉群(包括萨拉朗嘎、布雄朗古、巴布的密、茶卡温泉),温度较低但TDS较高的查巴曲珍、曲参岗温泉以及温度和TDS都较低的哲古、曲果、锡钦温泉区为重点对比研究对象。在勘查采样过程中,都选取某一温泉区流量最大的主泉口作为采样点,尽可能代表浅层或地表环境影响相对较弱的深部地热水样品。所有采集的液体样品均是在野外现场经0.45 μm醋酸纤维膜过滤后,装入预先处理好的250 mL聚乙烯采样瓶中(HNO₃浸泡24 h后并用超纯水清洗干净)。测试阳离子、微量元素的样品在野外经过优级纯HNO₃的酸化处理(pH < 2),测试阴离子的样品则不进行酸化处理。所有样品现场采用哈希产HQ40d便携式数字化多参数分析仪测定温度、电导率(EC)及pH值,并滴定碱度(以HCO₃⁻表示),检测结果见表1。

本次采集水样的SO₄²⁻、Cl⁻是在河海大学环境学院采用离子色谱仪(DIONECICS-2100)测试,各离子测试误差控制在5%。Ca、Mg、Na、K在河海大学水文水资源国家重点实验室采用美国热电(Termo)公司生产的电感耦合等离子体发射光谱仪

表1 研究区温泉水化学特征一览

Table 1 Chemical characteristics of thermal water in the study area

温泉	温度/℃	pH	EC	TDS	水化学类型	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻
卡乌	86.0	8.7	5213	2600	Na-Cl-HCO ₃	408.4	189.8	1.32	46.85	610.7
曲参岗	35.0	5.2	5101	2806	Na-Cl-HCO ₃	1010	80.50	3.96	48.35	1235
茶卡	57.0	7.3	6791	3394	Na-Cl-HCO ₃	1013	182.3	18.67	155.0	1400
曲果	46.5	6.5	1647	823.3	Ca-Na-HCO ₃	85.50	7.290	18.42	208.8	15.34
查巴曲珍	70.0	7.1	7484	3742	Na-Cl-HCO ₃	1320	112.0	8.54	86.10	1585
布雄朗古	87.0	9.4	5044	2516	Na-Cl-HCO ₃	542.2	174.5	5.66	6.640	670.8
萨拉朗嘎	38.5	8.9	4082	2058	Ca-Na-Cl	198.8	157.7	6.45	188.6	570.5
巴布的密	86.5	9.1	5745	2885	Na-Cl	399.6	153.9	1.12	51.60	586.5
锡钦	45.0	8.0	662	331.8	Na-Ca-HCO ₃	42.03	13.33	4.52	36.59	0.780
哲古	33.5	9.0	1803	903.1	Na-HCO ₃	143.1	41.49	4.41	18.58	4.150
温泉	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Si	F ⁻	B	Li	As	B/Cl	SO ₄ ²⁻ /Cl ⁻	B/Li
卡乌	29.48	440.7	59.55	5.11	147.6	23.31	137.3	0.24	0.05	6.33
曲参岗	19.91	817.5	38.03*	3.03	145.9	20.97	83.29	0.12	0.02	6.96
茶卡	243.9	706.0	77.00*	5.00	151.2	34.81	24.34	0.11	0.23	4.34
曲果	45.58	884.9	20.10*	0.38	3.140	0.43	9.850	0.20	2.97	7.30
查巴曲珍	34.58	1191	53.20*	7.81	165.2	31.22	115.4	0.10	0.02	5.29
布雄朗古	188.2	365.8	112.4	5.04	146.3	30.10	2380	0.22	0.28	4.86
萨拉朗嘎	190.2	156.5	102.6*	5.26	122.2	23.83	1456	0.21	0.33	5.13
巴布的密	194.7	205.9	84.00*	5.32	121.3	23.67	2128	0.21	0.33	5.12
锡钦	34.49	211.2	14.72	0.96	0.353	0.08	28.21	0.45	44.2	4.38
哲古	19.00	491.8	23.70	4.40	3.117	0.71	0.610	0.75	4.58	4.39

注:除As的单位为 $\mu\text{g/L}$ 外,其他元素及TDS均为 mg/L ; EC值单位为 $\mu\text{s/cm}$;表中带* Si浓度数据引自
 佟伟等,2000;表中基本水化学成分经阴阳离子平衡估算,误差均小于5%。

(ICP-AES)测定,经阴阳离子电荷平衡估算,对误差大于5%的样品重新测定,确保误差小于水化学平衡规定的5%。样品中微量元素采用中国科学院青藏高原研究所等离子体质谱仪(X-Series ICP-MS)测定,经内标控制测试误差小于5%。

4 结果分析与讨论

4.1 水化学特征

从地热水基本化学成分图解分析(图3),分布在北喜马拉雅穹隆构造带中的卡乌、曲参岗、查巴曲珍温泉和古堆温泉群中的布雄朗古和茶卡温泉都属于Na-Cl-HCO₃型水,地热水中Cl⁻、HCO₃⁻为主要的阴离子,Na⁺为主要的阳离子,TDS值介于2.5~3.7 g/L。靠近查巴曲珍的谷露—当雄—羊八井断裂带中的谷露温泉也属于Na-Cl-HCO₃型水,它

们拥有相似的水化学特征(张萌等,2014)。但是在所有温泉系统中,由于碳酸盐的溶解度随温度升高而降低,泉口温度较低的温泉在阳离子组成中具有更高的Ca离子含量,而高温沸腾时大量Ca离子以泉华形式沉淀析出。如泉口温度为38.5℃的萨拉朗嘎温泉,它的阳离子Ca所占比例达到71.60% (meq%),其水化学类型为Ca-Na-Cl型。曲果温泉、锡钦温泉及哲古温泉泉口温度和TDS相对较低(T < 60℃, TDS < 1g/L),Cl⁻、Na⁺离子浓度也相对较低,Ca²⁺、HCO₃⁻所占比例较大,它们属于Ca-Na-HCO₃和Na-HCO₃型水,Ca²⁺、HCO₃⁻作为主要的阴离子,除了与补给地热系统的冷水本身有关,还与其所处的围岩密切相关,这些温泉即处于特提斯喜马拉雅碳酸盐岩沉积岩区。本区温泉中只有巴布的密温泉属于典型的Na-Cl型水,前人研究较多

的羊八井地热水主要是Na-Cl型水,但是TDS不到2 g/L,明显低于巴布的密的2.8 g/L(赵平等,1998)。如果地热水按泉口温度标准,即温泉(30~45℃)、热泉(46~80℃)、沸泉(即超过当地沸点)来划分,曲参岗、萨拉朗嘎、锡钦、哲古都属于温泉,曲果、查巴曲珍属于热泉,卡乌、布雄朗古、巴布的密、羊八井是典型的沸泉。研究区pH值一般较大,除了曲参岗和曲果pH值小于7以外,其他温泉都显中偏碱性,并没有出现酸性泉水。在日本不仅有17%的pH<4的酸性热泉,而且有含HCl的强酸性热泉,日本位于环太平洋火山带上,第四纪火山活动频繁,这种酸性泉与第四纪的活火山密切相关,而本研究区地热属于地中海—喜马拉雅地热带中的典型大陆非火山型地热类型(佟伟等,1981)。

4.2 水岩平衡状态与热储温度估算

在评价地热资源的形成机制和开发利用潜力过程中,地下热储的温度是至关重要的参数,地球化学温标技术可以用来估算热储温度(Peiffer et al., 2014)。本文主要采取阳离子温标和二氧化硅温标

来估算地下热储的温度,在高温地热系统中($T=180\sim 350^{\circ}\text{C}$),热储层流体的Na、K含量变化受共存的碱性长石(钠长石与钾长石)之间交换反应的控制,即Na、K比值只受温度影响,而且Na、K交换反应在新的环境条件下达到重新平衡通常要比 SiO_2 的溶解、沉淀以及K、Mg交换反应缓慢的多,因此常利用Na-K温标来估算高温地热系统中的储层温度(李洁祥等,2017)。但当储层温度低于 120°C 时,由于地热流体中的Na、K含量还受钠长石、钾长石以外的多种矿物(如云母、绿泥石等)的影响,所以这类地热系统不符合Na-K温标的使用条件。由于流体中Mg的溶解度同温度呈反比,而且在低温条件下流体中的Mg与围岩的离子交换反应较Na、K更为迅速,因此K-Mg温标可以用来估算低温地热系统的储层温度($T < 150^{\circ}\text{C}$,且流体中的Mg未与围岩达到平衡)。Giggenbach et al. (1988)提出了同时将Na-K和K-Mg两种温标放入 $\text{Na}/1000\text{-K}/100\text{-Mg}^{1/2}$ 三角图中来分别估算高、低温地热系统的储层温度。此外,Na/1000-K/100-Mg^{1/2}三角图法还可以利

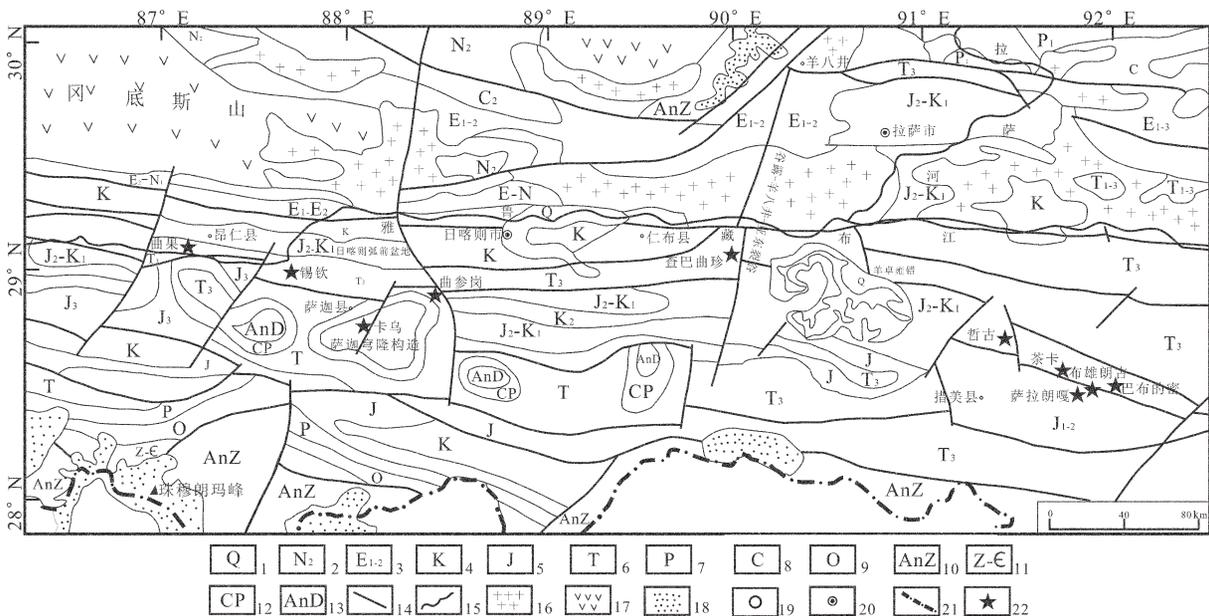


图2 研究区地质简图

1—第四系;2—上新统;3—古新统一始新统;4—白垩系;5—侏罗系;6—三叠系;7—二叠系;8—石炭系;9—奥陶系;10—念青唐古拉群;11—肉切村群;12—砾岩、泥岩、粉砂岩、石英岩;13—砂板岩、千枚岩、片麻岩;14—断层;15—河流;16—花岗岩;17—中酸性火山碎屑岩、砂页岩;18—雪山;19—县、县级市;20—地级市;21—国界线;22—温泉

Fig.2 Geological map of the study area

1—Quaternary; 2—Upper Miocene; 3—Paleocene—Eocene; 4—Cretaceous; 5—Jurassic; 6—Triassic; 7—Permian; 8— Carboniferous; 9— Ordovician; 10— Tanggula Group; 11—Rouqiécun Group; 12—Conglomerate, mudstone, siltstone and quartzite; 13—Sand slate, phyllite and gneiss; 14—Fault; 15—River; 16—Granite; 17—Intermediate acid volcanoclastic rock and sand shale; 18—Snow mountains; 19—County and county-level city; 20—Prefecture-level city; 21—Border; 22—Hot springs

用地热水的水岩平衡状态(完全平衡状态、部分平衡状态和不平衡状态)来判断深部储层流体的平衡状态、冷热水混合作用以及在近地表低温条件下水-岩的再次平衡作用等。

本文对研究区地热水进行了Na/1000-K/100-Mg^{1/2}图解,从图4中可以看出曲参岗、查巴曲珍温泉处于部分平衡状态,这类地下水的形成可能有2种原因:①深部地热流体的K、Na离子由于水岩作用达到平衡状态,之后在上升过程中混入了部分不平衡状态的冷水;②深部低Mg且处于K、Na离子平衡状态的地热流体,由于其较为缓慢的上升速度(温度降低),导致其原有的高温条件下的平衡状态在近地表低温条件下破坏。特别是随着温度减小Mg的溶解度反而增大,这会使得近地表的低温地热水通过淋滤围岩再次获得一定量的Mg离子,进而向着地热水与围岩实现K、Mg离子交换平衡的方向演化。总之,近地表温泉水处于部分平衡状态,可见其深部都存在达到完全平衡状态的地热流体。卡乌、曲果、巴布的密、布雄朗古、萨拉朗嘎、茶卡、锡钦、哲古温泉水都处于水岩不平衡状态,这表明这些地热水与围岩的Na、K以及K、Mg离子交换体系没有达到平衡状态。产生这种现象的原因可能是由于混入了较大比例的不平衡状态的冷水,或者其深部地热流体与储层围岩本身就处于Na、K、Mg离子交换的不平衡状

态。这类地热水已经不适合利用Na-K温标进行储层温度估算,而只能利用K-Mg这种达到水岩平衡状态更快的温标进行温度估算。

SiO₂矿物的溶解度是温度的函数,因此可以根据地热水的SiO₂含量估算深部热储温度(孙红丽等,2015)。为了准确判断地热水中SiO₂受何种矿物影响,作出SiO₂的溶解度曲线。地热水中的SiO₂主要以石英、玉髓和非晶质的石英三种矿物形式存在。从图5中可以看出锡钦水样数据点位于玉髓溶解线之上,说明锡钦水样中石英、玉髓达到了平衡;除了萨拉朗嘎水样数据点位于非晶质二氧化硅溶解线以下,其他温泉水样数据都介于玉髓和非晶质二氧化硅溶解线之间,表明这些水样中非晶质二氧化硅尚未平衡,玉髓和石英已经达到平衡状态,但是水样质量浓度分布更接近玉髓溶解线,因此玉髓可能比石英对地热水中SiO₂的平衡作用影响更大。虽然萨拉朗嘎热水中非晶质二氧化硅达到饱和状态,但是萨拉朗嘎泉口温度只有38.5℃,冷热水混合导致部分二氧化硅的沉淀可能影响到了SiO₂矿物的平衡状态。

综合Na/1000-K/100-Mg^{1/2}三角图阳离子地热温标和二氧化硅地热温标估算地下热储温度如表2所示,Na-K温标总体偏高,虽然Na-K温标对高温热储的估算比较准确,但是在富钙水中,Na-K温标

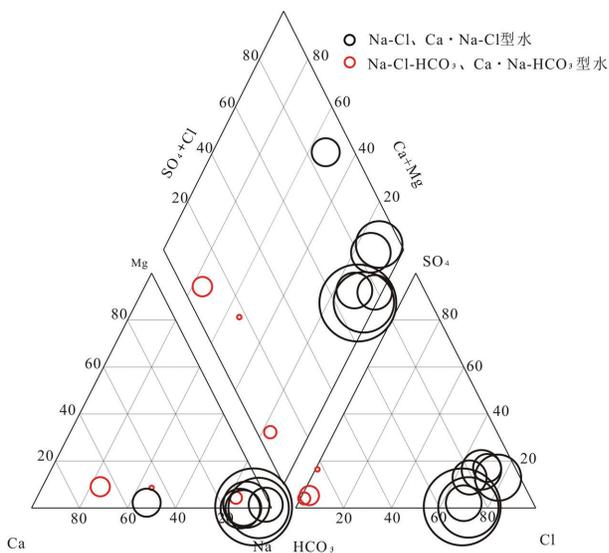


图3 研究区水样Piper图解(圆圈大小对应于相应的TDS高低)
Fig.3 Piper plot (circle size corresponds to the concentration of TDS)

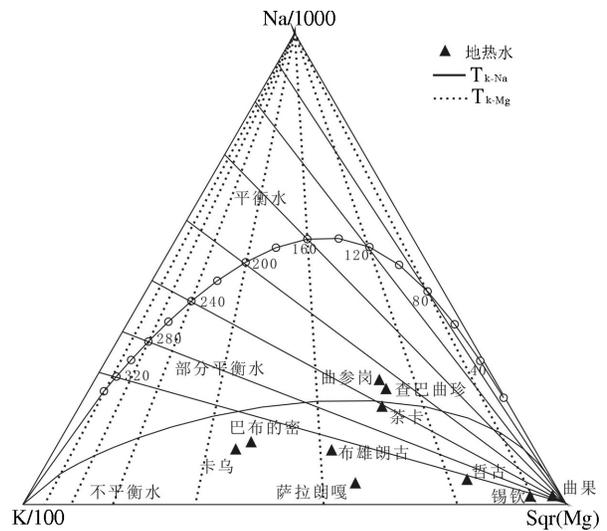


图4 研究区温泉水Na-K-Mg^{1/2}三角图解
Fig.4 Na-K-Mg^{1/2} triangle diagram of thermal water in the study area

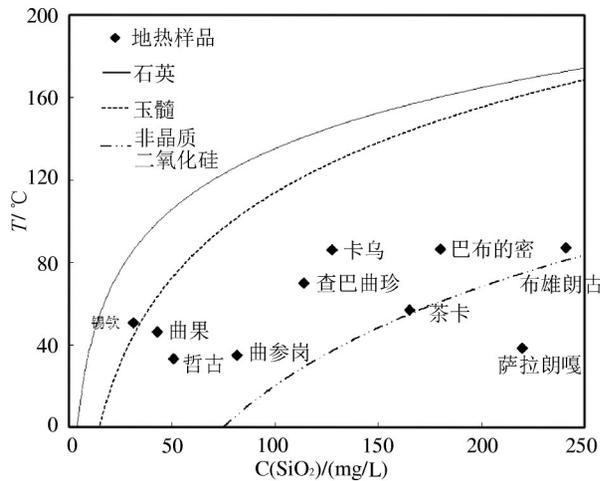


图5 温泉水中C(SiO₂)与温度的关系图(据孙红丽,2015)
Fig.5 Relationship between dissolved SiO₂ concentration and temperature (after Sun Hongli, 2015)

显示出异常高的结果,考虑到研究区部分温泉水中Ca离子浓度偏高,对Na-K温标的正确估算造成影响,K-Mg温标对较低热储温度估算更为合适,泉口温度较低的锡钦、曲果和哲古温泉热储温度均低于120℃,研究区其他温泉热储都在130~200℃。石英温标比玉髓温标估算的热储温度平均高出20℃,石英温标估算的锡钦、曲果和哲古温泉热储温度低于110℃,研究区其他温泉热储在120~200℃,这和K-Mg温标估算的温度区间几乎一致,因此石英温标对研究区热储温度的计算值具有参考价值。

4.3 地热水中典型化学成分的循环演化过程

4.3.1 地热水循环深度与水岩作用强弱

通过特征性元素的比值可以判断地热水的循环深度,从而揭示水岩作用强弱(Arnórsson et al., 1995)。考虑地热水中含有高浓度的Li含量,Li又易于进入黏土矿物和Na、K进行交换,较小的温度变化即可发生水岩交换作用,所以Li可以用来指示热水滞留时间。同时,由于B具有较高的溶解度,在水循环条件有限的情况下B非常容易富集,在蒸发强烈的海洋、大陆来源卤水中会富集大量的B化合物,如青藏高原、南美高原出现的大量盐湖中富含B化合物(郑绵平,2001;López et al., 2012)。在自然的水-岩系统中,因氯具有保守性,迁移能力强,一般条件下不会被吸附到矿物表面,而且一般岩石很少含氯,即使是在高温环境下,水-岩相互作用也极难影响氯的存在状态,因此氯常用于间接判断深部

表2 研究区地热流体地球化学温标计算结果
Table 2 Geochemical temperature calculations of geothermal fluids in the study area

温泉	泉口温度	T _{石英}	T _{玉髓}	T _{Na-K}	T _{K-Mg}
卡乌	86.0	151.3	126.2	376.0	190.4
曲参岗	35.0	126.1	98.2	198.3	137.6
茶卡	57.0	167.2	144.2	224.9	139.0
曲果	46.5	95.0	64.6	203.3	53.8
查巴曲珍	70.0	144.6	118.8	203.0	135.8
布雄朗古	87.0	193.0	173.9	328.7	158.4
萨拉朗嘎	38.5	186.5	166.4	459.8	152.4
巴布的密	86.5	172.9	150.7	350.9	185.0
锡钦	45.0	81.5	50.2	327.0	83.8
哲古	33.5	102.5	72.7	316.6	115.1

注:计算公式据徐世光等,2009: $T_{石英}=1309/(5.19-\lg(\text{SiO}_2))-273.15$; $T_{玉髓}=1032/(4.69-\lg(\text{SiO}_2))-273.15$; $T_{Na-K}=1319/(\lg(\text{Na/K})+1.699)-273.15$; $T_{K-Mg}=4410/(13.95-\lg(\text{K}^2/\text{Mg}))-273.15$ 。
表中T_{Na-K}估算温度过高,和真实温度相差较大。

流体特征及水化学演化过程(Arnórsson et al., 1995)。在火山岩区地热水的SO₄²⁻主要由于岩浆中含硫的气体(如H₂S、SO₂等)在上升至地表时,由于氧化作用增强而形成大量SO₄²⁻并溶于地壳浅层地下水中。因此B/Li、SO₄²⁻/Cl⁻比值是热水与循环深度、滞留时间密切相关的参数(Delgadoouiteiriño et al., 2009)。如图6所示,查巴曲珍、卡乌、曲参岗、茶卡、布雄朗古、巴布的密和萨拉朗嘎的地热水中B、Li浓度都很高,B/Li比值分布不一,但是在热水的水岩作用中,Li比B更容易与围岩进行交换,B/Li比值越高,表明水岩交换作用越强烈,这些热泉都发生较强的水岩交换作用。羊八井高温地热田中的B/Li比值更高,反应其强烈的水岩交换作用。热水中较低的SO₄²⁻/Cl⁻比值主要是热水中高浓度的Cl⁻导致的,整个特提斯喜马拉雅地热带区域背景热流值为80~100 mW/m²,地温梯度最高达4℃/hm,而世界平均热流值约60 mW/m²,该地热带3000 m地下深处最高温度高达200~300℃(Guo et al., 2007),羊八井地热田中1850 m深处温度就达到300℃左右(赵平等,1998),出现如此高温热储温度的地热水表明来自较深的水循环深度,并且有深部热流体供热。锡钦、曲果和哲古3个温泉,B/Li比值相对较低,SO₄²⁻/Cl⁻比值相对较高,说明它们经历了一定的

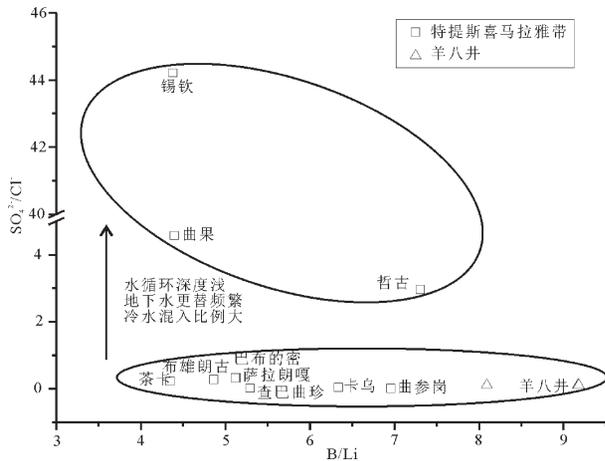


图6 根据 $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ 和 B/Li 不同将温泉水分为水循环深度不同的两类(羊八井数据引自Guo et al., 2007)

Fig.6 The classification of geothermal water samples into two types of different circulation depths based on different ratios of $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ and B/Li (Yangbajing data after Guo et al., 2007)

水岩交换作用,来自相对较浅的地下深度,地下水更替频繁,而且泉口温度不到 50°C ,这与石英温标指示的热储层温度相对较低一致。

总之,根据 $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ 、 B/Li 比值表明该地热带热水都发生了充分的水岩交换作用,除了锡钦、曲果和哲古温泉水循环深度较浅,其他温泉都具有较深的水循环深度。

4.3.2 地热水中Li、B、As组分来源

Li、B是自然界中常见且化学性质也较为保守的元素,自然界中大气降水、一般天然地表水以及地下冷水中这些元素的含量普遍都很低,但是在不同成因的地热水中,其Cl、B、Li的浓度及比值又往往发生很大的变化,所以它们在评价地热系统中冷热水的混合作用及判断地热水的物质来源等方面具有重要作用(Reyes et al., 2012)。

西藏地热水以富Li等稀有元素著称,位于特提斯喜马拉雅地热带的地热泉中,除了曲果、锡钦和哲古Li浓度不足 1 mg/L ,卡乌、曲参岗、查巴曲珍、古堆温泉群(包括萨拉朗嘎、茶卡、布雄朗古、巴布的密)Li浓度都大于 20 mg/L ,卡乌Li浓度 23.31 mg/L ,茶卡Li浓度达 34.81 mg/L 。Huh et al.(1998)最早报道了全球13条代表性大河河水的平均锂含量为 1.5×10^{-9} ,海水中锂的质量浓度远高于淡水为 0.13 mg/L (Huh et al., 1998; 牟保磊, 1999);典型代表性

高温地热田——羊八井地热水中Li浓度不到 10 mg/L ,但与世界著名的美国黄石公园火山型地热水浓度接近(Guo et al., 2007; Sorey et al., 1997)。由此可见,特提斯喜马拉雅地热带地热泉异常富Li是不争的事实。如图7b所示, Li和Cl具有很好的正相关关系,相关系数 $R^2=0.6448$ 。一般认为热水中的Li成分主要源自水岩作用,在热水上升过程中不断地从一些富Li岩石中淋滤出大量的Li。但前人研究结果表明,研究区许多地热水热活动存在了至少数千上万年,类似卡乌等巨厚泉华沉积暗示水热活动可能持续数十万年以上,即使围岩中的Li全部被淋滤出来也难以源源不断地释放这么多Li,这需要溶解的岩石体积将大到无法想象的地步,可见仅靠水岩作用难以解释地热水在如此长的地史演化时期内仍然保持Li等的异常富集(王绍令, 1992; 赵元艺等, 2010)。所以类似西藏地热水异常富集的Li应该有其他富Li端元的混入。但是曲果、锡钦和哲古不但Li含量低,它们还具有较高的 $\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^-$ 和相对较低的 Cl^- 、 Na^+ 浓度,反映了这些温泉冷热水混合作用强,水循环交替比较快。这3个温泉均出露于特提斯喜马拉雅中生代大规模的沉积地层中,岩性以砂岩、粉砂岩为主,较大的颗粒孔隙为地表冷水的混入和地下热水上升提供了较好的循环条件。

除富Li外,西藏地热水也普遍富B,除曲果、锡钦和哲古B浓度不足 4 mg/L ,其他地热B浓度大于 120 mg/L ,查巴曲珍拥有最高B浓度 165.2 mg/L ,卡乌B浓度达 147.6 mg/L 。B-Cl关系图(图7a)中相关系数 $R^2=0.7852$,相关性较高,这与地热水中Li与Cl的变化趋势一致,结合B-Li关系图(图7c)发现它们相关系数 $R^2=0.9236$,相关性很好,证明Li、B具有相似的来源。目前研究表明,世界上大多数热水中的B是通过水岩作用从围岩中获取的,而且与岩浆岩相互作用的地热水往往具有较小的B/Cl比值。在环太平洋地热带上日本Yakeyama火山附近地热水B/Cl比不到0.01,新西兰Taupo火山区的B/Cl不到0.05,研究区地热水的B/Cl比值都大于0.1,这与岩浆岩相互作用的地热水中B/Cl值相比明显偏高,可见研究区地热水显示富B相对贫Cl特征(Yoshiike et al., 2003; Millot et al., 2012)。因此从示踪元素B、Cl的分布来看,特提斯喜马拉雅地热带中的富B地热水并不完全来自淋滤岩浆岩。吕苑苑等

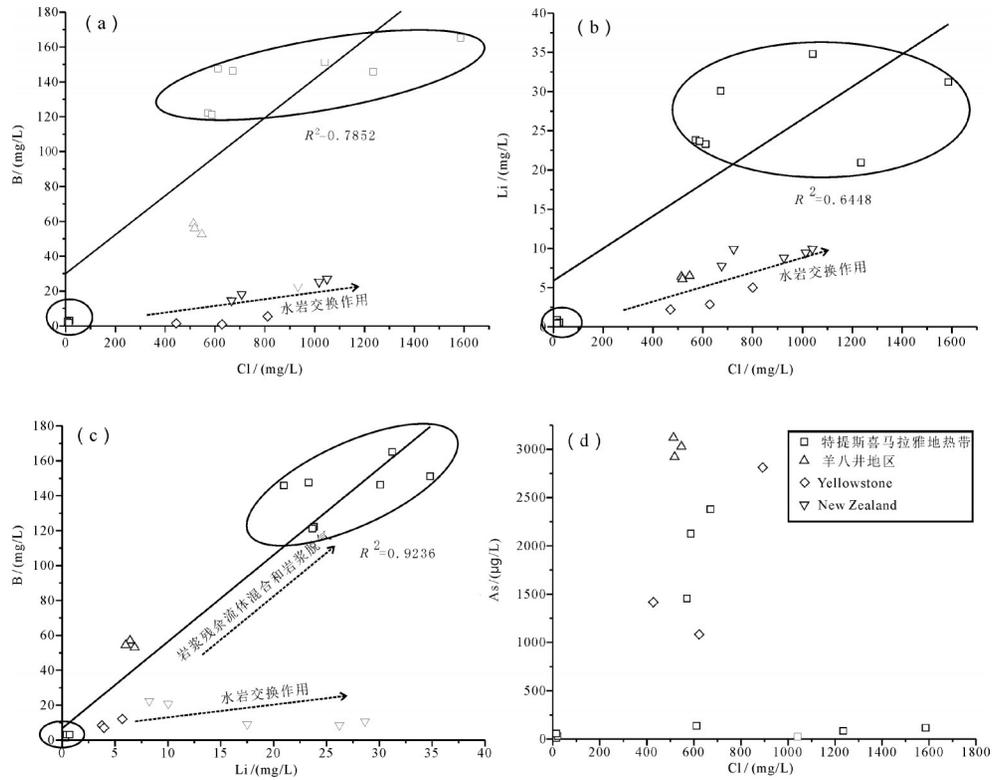


图7 地热水中B、Li、As和Cl的相关关系图(a、b、d)及B和Li的相关关系图(c)(羊八井数据引自 Guo et al., 2007, Yellowstone 数据引自 Sorey et al., 1997, New Zealand 数据引自 Millot et al., 2012)

Fig.7 Correlation diagrams of B-Cl(a), Li-Cl (b), As-Cl (d) in the geothermal water; correlation diagrams of B-Li (c) in the geothermal water (Yangbajing data after Guo et al., 2007; Yellowstone data after Sorey et al., 1997; New Zealand data after Millot et al., 2012)

(2012)通过对西藏羊八井地热田中B同位素的研究,发现羊八井热储流体是非海相来源,热储内硼组分来源于蚀变花岗岩围岩,并且蚀变花岗岩可能具有与深层地热流体相似的硼同位素特征。郑绵平等(1989)及国际上一些地热专著(Barbier et al., 2002; Gupta et al., 2007)也明确阐述了地热水中特殊的化学成分如果没有岩浆残余流体输入则很难用其他源或地球化学过程解释。Tan et al.(2014)推断西藏大规模发育的高温高压地热泉,与热储层之下存在的局部熔融岩浆提供的热源密不可分。Zhang et al.(2015)发现青藏高原地热水中B同位素值在 $-16.57\text{‰} \sim +0.52\text{‰}$ 以及异常富集的B含量都证明了地热水中B元素主要来源于残余岩浆流体或熔融体,其可能通过岩浆脱气作用释放。板块运动早期,印度板块向北运动致使印度大陆和欧亚大陆之间的特提斯洋壳向欧亚大陆之下俯冲,并沿位于雅鲁藏布江一线向北倾的贝尼奥夫带消减。这种作用可使接触带附近及其之上局部地壳发生熔融和

产生大量超临界态热流体,重熔岩浆在挤压应力驱动下可进入上部地壳(多吉,2003)。青藏高原大量地球物理探测结果也显示在地下5~15 km发现了局部熔融体,这种部分熔融可能存在于青藏高原许多高温地热田下方地壳(李振清等,2005)。因此,前面推断认为研究区地热水B、Li等元素的另一来源,很可能与不断上升冷却为常态的岩浆残余流体混合或岩浆脱气输入有关。

西藏地热水中As也属于非常特征性的富集元素(Guo et al., 2015),其含量变化范围很大,出露于特提斯喜马拉雅中生代沉积地层中的曲果、锡钦、哲古温泉As含量明显低于研究区其他温泉,分别为 $0.61 \mu\text{g/L}$ 、 $9.85 \mu\text{g/L}$ 和 $28.21 \mu\text{g/L}$;古堆温泉区的茶卡温泉As含量只有 $24.34 \mu\text{g/L}$,但同属古堆温泉系统的布雄朗古、萨拉朗嘎和巴布的密As含量大于 $1400 \mu\text{g/L}$;另外卡乌、曲参岗和查巴曲珍温泉As含量约 $100 \mu\text{g/L}$;而羊八井热水As含量都在 $3000 \mu\text{g/L}$ 左右(Guo et al., 2007)。世界各地的温泉中As浓

度分布不均,如冰岛地热水中As的含量大多不足 $10\ \mu\text{g/L}$,新西兰火山岛地热水As最高为 $3800\ \mu\text{g/L}$,黄石公园热水中As含量最高为 $7.8\ \text{mg/L}$ (Robinson et al., 1995; Sorey et al., 1997; Arnórsson et al., 2003)。由图7d可见,研究区部分地热水中As也是显著富集的。在火山系统中Na-Cl型成熟水拥有高浓度的As,同时这种热水具有相对较低的硫酸盐含量、较高的盐度和pH值。虽然水岩作用是地热流体获得物质输入的一种主要方式,但只有当围岩非常富As(如富含易吸附As的Fe、Mn矿物、黏土矿物或者富As的石膏等含S矿物),而且地热流体与围岩物质交换时间长、接触面积大、温度适宜等条件下,才会使地热流体中的As含量出现显著增加(López et al., 2012)。由于地下水演化过程中Cl⁻离子表现为保守性,一般不发生化学反应而减少,随着深部流体混合、岩浆脱气(HCl)或淋滤岩盐等地球化学演化过程不断进入水体而越来越富集,Na⁺也随着水-岩作用的强度和时间的不断从长石类或盐类等矿物中被淋滤出来进入水体,很少发生沉淀,因此Na-Cl型水往往是地下水演化最后阶段的产物,也是水体蒸发浓缩到晚期的水化学类型。郭清海在研究热海地热田中的高浓度As来源时,发现热海地热田中的As主要来源于水岩作用,但是结合相关定年数据,仅仅靠淋滤母岩不足以淋滤出目前如此巨量的As,同时As和Cl表现出较好的相关性,这些证据表明热海地热田中的As可能来自部分岩浆流体(Guo et al., 2017)。As作为典型挥发性元素,西藏地热水中As的来源很可能与岩浆脱气作用有关。然而在接近地表时,这类Na-Cl型水往往因与浅层新近补给的大气降水混合而又演化为重碳酸盐型水,而且As的浓度也会被极大的稀释(Smedley et al., 2002)。研究区卡乌、曲参岗、查巴曲珍和茶卡可能混合了浅层的地下水,从而导致As浓度有所降低。古堆温泉区的布雄朗古、萨拉朗嘎、巴布的密和羊八井地区温泉中的As含量相对较高,同时它们具有典型的Na-Cl型水特征,说明其温泉水中组分可能是源自深部热液,并且后期经历了一定强度的水岩交换作用。

5 结 论

(1)研究区地热泉根据热储温度与水化学类型可分为两类:第一类以Cl、Na为主要阴阳离子,其中

泉口温度较高的巴布的密温泉属于Na-Cl型水,泉口温度较低的萨拉朗嘎属于Na-Ca-Cl型水,而卡乌、曲参岗、查巴曲珍、布雄朗古和茶卡温泉属于Na-Cl-HCO₃型水,HCO₃⁻浓度的增加说明地热水上升过程中混合了部分冷水。第二类阳离子以Ca、Na为主,阴离子以HCO₃⁻为主,曲果、锡钦和哲古温泉即Ca-Na-HCO₃型水,除了与补给地热系统的冷水本身有关,还与其所处的碳酸盐岩围岩密切相关,可能在热水上升过程中淋滤了碳酸盐岩等。

(2)根据Na-K-Mg图解显示曲参岗和查巴曲珍温泉处于部分平衡状态,根据Na-K温标计算热储温度在 200°C 左右,其他温泉均处于不平衡状态,因此不可用阳离子温标计算。结合SiO₂溶解度曲线图,地热水中石英和玉髓都处于饱和状态,参考估算的热储温度与泉口温度以及水文地质特征等,同时对比K-Mg温标,石英温标估算结果更为准确。根据石英温标,卡乌、茶卡、布雄朗古、萨拉朗嘎和巴布的密地热水热储温度分布于 $120\sim 200^{\circ}\text{C}$,曲果、锡钦和哲古温泉热储温度较低,变化于 $60\sim 110^{\circ}\text{C}$ 之间。

(3)西藏地热水普遍富集特征性稀有分散元素B、Li、As,特别是卡乌、曲参岗、查巴曲珍和古堆温泉群以显著富集B、Li、As等元素为特征。根据SO₄²⁻/Cl⁻、B/Li比值推断,这些地热系统水循环深度大,水温高,在地下滞留时间长、水-岩作用比较充分。除此以外,地热系统稀散元素的显著富集也可能与残余岩浆流体来源有关。相比之下,曲果、锡钦和哲古温泉的Li、B和As含量相较于其他温泉区显著偏低,甚至接近区域河水中相应元素含量。SO₄²⁻/Cl⁻、B/Li比值暗示地热水循环深度较浅、热储层温度较低,反映这些温泉系统水循环条件好、地表冷水混入比例较大。

致谢:本研究在野外工作、室内研究及成文过程中得益于与师兄张燕飞、张文杰博士的讨论,审稿专家对文章提出诸多宝贵的修改意见和建议,在此表示由衷的感谢。

References

- Arnórsson S, Andrésdóttir A. 1995. Processes controlling the distribution of boron and chlorine in natural waters in Iceland[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(20): 4125-4146.
- Arnórsson S. 2003. Arsenic in surface- and up to 90°C ground waters

- in a basalt area, N-Iceland: processes controlling its mobility[J]. *Applied Geochemistry*, 18(9): 1297–1312.
- Barbier E. 2002. Geothermal energy technology and current status: an overview[J]. *Renewable & Sustainable Energy Reviews*, 6(1): 3–65.
- Chinese Academy of Sciences Comprehensive Survey Team of Qinghai Tibet Plateau. 1981. *Tibet Hot Spring*[M]. Beijing: Science Press (in Chinese).
- Duo ji. 2003. The basic characteristics of the Yangbajing geothermal field—A typical high temperature geothermal system[J]. *Engineering Sciences*, 5(1): 42–47(in Chinese with English abstract).
- Delgado-Outeiriño I, Araujo-Nespereira P, Cid-Fernández J A, Mejuto J C, Martínez-Carballo E, Simal-Gándara J. 2009. Behaviour of thermal waters through granite rocks based on residence time and inorganic pattern[J]. *Journal of Hydrology*, 373(3): 329–336.
- Grimaud D, Huang S, Michard G, Zheng K. 1985. Chemical study of geothermal waters of central Tibet (China)[J]. *Geothermics*, 14(1): 35–48.
- Giggenbach W F. 1988. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na–K–Mg–Ca geoindicators[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(12):2749–2765.
- Gupta H K, Roy S. 2007. *Geothermal Energy: An Alternative Resource for the 21 st Century*[M]. Elsevier.
- Guo Q, Wang Y, Liu W. 2007. Major hydrogeochemical processes in the two reservoirs of the Yangbajing geothermal field, Tibet, China[J]. *Journal of Volcanology & Geothermal Research*, 166(3): 255–268.
- Guo Q, Cao Y, Li J, Zhang X, Wang Y. 2015. Natural attenuation of geothermal arsenic from yangbajain power plant discharge in the Zangbo River, Tibet, China[J]. *Applied Geochemistry*, 62: 164–170.
- Guo Q, Liu M, Li J, Zhou C. 2017. Geochemical Genesis of arsenic in the geothermal waters from the Rehai hydrothermal system, southwestern China[J]. *Procedia Earth & Planetary Science*, 17:49–52.
- Huh Y, Chan, L H, Zhang, L, Edmond J M. 1998. Lithium and its isotopes in major world rivers: implications for weathering and the oceanic budget[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(12): 2039–2051.
- Li Zhenqing, Hou Zengqian, Nie Fengjun, Meng Xiangjin. 2005. Characteristic and distribution of the partial melting layers in the upper crust: Evidence from active hydrothermal fluid in the South Tibet[J]. *Acta Geologica Sinica*, 79(1): 68–77(in Chinese with English abstract).
- Li Zhenqing, Hou Zengqian, Nie Fengjun, Yang Zhusen. 2006. Enrichment of element cesium during modern geothermal action in Tibet, China[J]. *Acta Geologica Sinica*, 80(9): 1457–1464(in Chinese with English abstract).
- Liao Zhongli, Mo Xuanxue, Pan Guitang, Zhu Dicheng, Wang Liquan, Zhao Zhidan, Geng Quanru, Dong Guochen. 2006. Tibet: Geochemical characteristics and geodynamic significance[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(4): 845–854(in Chinese with English abstract).
- López D L, Bundschuh J, Birkle P, Armienta M A, Cumbal L, Sracek O, Cornejo L, Ormachea M. 2012. Arsenic in volcanic geothermal fluids of latin america[J]. *Science of the Total Environment*, 429(7): 57–75.
- Lu Yuanyuan, Zhao Ping, Xu Ronghua, Xie Liewen. 2012. Geochemical study on boron isotopes in the Yangbajing geothermal field, Tibet[J]. *Chinese Journal of Geology*, 47(1): 251–264(in Chinese with English abstract).
- Li Jiexiang, Guo Qinghai, Xu Zhengyan. 2017. Impact of clay mineral formation in high-temperature geothermal system on Accuracy of Na–K and K–Mg geothermometers[J]. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 42(1):142–154.
- Mou Baolei. 1999. *Elemental Geochemistry*[M]. Beijing: Peking University Press(in Chinese).
- Millot R, Hegan A, Négrel P. 2012. Geothermal waters from the Taupo Volcanic Zone, New Zealand: Li, B and Sr isotopes characterization[J]. *Applied Geochemistry*, 27(3): 677–688.
- Peiffer L, Wanner C, Spycher N, Sonnenthal E L, Kennedy B M, Iovenitti J. 2014. Optimized multicomponent vs. classical geothermometry: Insights from modeling studies at the dixie valley geothermal area[J]. *Geothermics*, 51(July 2014): 154–169.
- Robinson B, Outred H, Brooks R, Kirkman J. 1995. The distribution and fate of arsenic in the waikato river system, north island, new zealand[J]. *Chemical Speciation & Bioavailability*, 7(3), 89–96.
- Reye A G, Trompeter W J. 2012. Hydrothermal water–rock interaction and the redistribution of Li, Bi and Cl in the taupo volcanic zone, new zealand[J]. *Chemical Geology*, 314–317(4): 96–112.
- Sorey M L, Colvard E M. 1997. Hydrologic investigations in the Mammoth Corridor, Yellowstone National Park and vicinity, U.S. A[J]. *Geothermics*, 26(2): 221–249.
- Smedley P L, Kinniburgh D G. 2002. A review of the source, behaviour and distribution of arsenic in natural waters[J]. *Applied Geochemistry*, 17(5): 517–568.
- Sun Hongli, Ma Feng, Ling Wenjing, Liu Zhao, Wang Guiling, Nan Dawa. 2015. Geochemical characteristics and geothermometer application in high temperature geothermal field in Tibet[J]. *Geological Science and Technology Information*, 34(3):171–177 (in Chinese with English abstract).
- Tan H, Zhang W, Chen J, Jiang S, Kong N. 2012. Isotope and geochemical study for geothermal assessment of the Xining basin of the northeastern Tibetan plateau[J]. *Geothermics*, 42(2): 47–55.
- Tan H, Zhang Y, Zhang W, Kong N, Zhang Q, Huang J. 2014. Understanding the circulation of geothermal waters in the Tibetan plateau using oxygen and hydrogen stable isotopes[J]. *Applied Geochemistry*, 51(51): 23–32.
- Tong Wei, Zhang Zhifei, Zhang Mingtao, Liao Zhijie, You Maozheng, Zhu Meixiang, Guo Guoying, Liu Shibin. 1978. The Himalayan Geothermal Belt[J]. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis*, (1): 76–88, 157(in Chinese with English abstract).
- Tong Wei, Zhu Meixiang, Chen Minyang. 1982. Sulfur– isotopic analysis and studies upon the Abyssal heat recharge of the Xizang's (Tibet's) hydrothermal activities[J]. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis*, (2): 81–87(in Chinese with English

- abstract).
- Tong Wei, Liao Zhijie, Liu Shibin. 2000. Tibet Hot Spring[M]. Beijing: Science Press(in Chinese).
- Wang Shaoling. 1992. Palaeosinters and its significance in Qing-Xizang Plateau[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, (4): 29-31(in Chinese with English abstract).
- Xu Shiguang, Guo Yuansheng. 2009. Geothermal Foundation[M]. Science Press(in Chinese).
- Yoshiike Y. 2003. Variation in the chemical composition of Obuki Spring, Tamagawa Hot Springs (1951-2000) [J]. Geochemical Journal, 37(6): 649-662.
- Zhang Meng, Lin Wenjing, Liu Zhao, Liu Zhiming, Hu Xiancai, Wang Guiling. 2014. Hydrogeochemical characteristics and genetic model of Gulu high-temperature geothermal system in Tibet, China[J]. Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition), (3): 382-392 (in Chinese with English abstract).
- Zhang W, Tan H, Zhang Y, Wei H, Dong T. 2015. Boron geochemistry from some typical Tibetan hydrothermal systems: Origin and isotopic fractionation[J]. Applied Geochemistry, 63: 436-445.
- Zhang Xigen. 1998. Sulfur mineralization of modern geothermal system in Yangbajing Basin of Xizang[J]. Geology of Chemical Minerals, (1): 1-10(in Chinese with English abstract).
- Zhao Ping, Duo Ji, Liang Tinli, Jin Jian, Zhang Haizheng. 1998. Tibet Yangbajing geothermal field gas geochemical characteristics[J]. Chinese Science Bulletin, 20(7): 691-696(in Chinese with English abstract).
- Zhao Ping, Jin Jian, Zhang Haizheng, Duo Ji, Liang Tinli. 1998. Chemical composition of thermal water in the Yangbajing Geothermal Field, Tibet[J]. Scientia Geologica Sinica, (1): 62-73 (in Chinese with English abstract).
- Zhao Yuanyi, Zhao Xitao, Ma Zhibang, Deng Jian. 2010. Chronology of the Gulu hot spring cesium deposit in Nagqu, Tibet and its geological significance[J]. Acta Geologica Sinica, 84(2): 211-220 (in Chinese with English abstract).
- Zheng Xiyu, Yang Shaoxiu. 1983. On the components of the saline lake water in Xizang[J]. Oceanologia Et Limnologia Sinica, 14 (04): 342-352(in Chinese with English abstract).
- Zheng Mianping, Xiang Jun, Wei Xinjun. 1989. Saline Lake in Qinghai-Tibet Plateau[M]. Beijing: Beijing Science & Technology Press (in Chinese)
- Zheng Mianping, Wang Qiuxia, Duo Ji. 1995. New Type of Hydrothermal Mineralization—Tibet Silicon Cesium Mine[M]. Beijing: Geological Publishing House(in Chinese).
- Zheng Mianping. 2001. Study advances in saline lake resources on the Qinghai-Tibet Plateau[J]. Acta Geoscientia Sinica, 22(2): 97-102 (in Chinese with English abstract).
1978. 喜马拉雅地热带[J]. 北京大学学报(自然科学版), (1): 76-88, 157.
- 佟伟, 朱梅湘, 陈民扬. 1982. 西藏水热区硫同位素组成和深源热补给的研究[J]. 北京大学学报(自然科学版), (2): 81-87.
- 佟伟, 廖志杰, 刘时彬. 2000. 西藏温泉志[M]. 北京: 科学出版社.
- 多吉. 2003. 典型高温地热系统——羊八井热田基本特征[J]. 中国工程科学, 5(1): 42-47.
- 廖忠礼, 莫宣学, 潘桂棠, 朱弟成, 王立全, 赵志丹, 耿全如, 董国臣. 2006. 西藏曲珍过铝花岗岩地球化学特征及地球动力学意义[J]. 岩石学报, 22(4): 845-854.
- 李振清, 侯增谦, 聂凤军, 孟祥金. 2005. 藏南上地壳低速高导层的性质与分布:来自热水流体活动的证据[J]. 地质学报, 79(1): 68-77.
- 李振清, 侯增谦, 聂凤军, 杨竹森, 曲晓明, 孟祥金, 赵元艺. 2006. 西藏地热活动中铀的富集过程探讨[J]. 地质学报, 80(9): 1457-1464.
- 吕苑苑, 赵平, 许荣华, 谢烈文. 2012. 西藏羊八井地热田硼同位素地球化学特征初步研究[J]. 地质科学, 47(1): 251-264.
- 李洁祥, 郭清海, 余正艳. 2017. 高温地热系统中粘土矿物形成对Na-K和K-Mg地球化学温标准准确性的影响[J]. 地球科学——中国地质大学学报, 42(1): 142-154.
- 牟保磊. 1999. 元素地球化学[M]. 北京: 北京大学出版社.
- 孙红丽, 马峰, 蔺文静, 刘昭, 王贵玲, 男达瓦. 2015. 西藏高温地热田地球化学特征及地热温标应用[J]. 地质科技情报, 34(3): 171-177.
- 王绍令. 1992. 青藏高原古泉华及其意义[J]. 水文地质工程地质, (4): 29-31.
- 熊盛青, 杨海, 丁燕云, 李占奎. 2018. 中国航磁大地构造单元划分[J]. 中国地质, 45(4): 658-680.
- 徐世光, 郭远生. 2009. 地热学基础[M]. 科学出版社.
- 中国科学院青藏高原综合科学考察队编. 1981. 西藏地热[M]. 北京: 科学出版社.
- 赵平, 金建, 张海政, 多吉, 梁廷立. 1998. 西藏羊八井地热点热水的化学组成[J]. 地质科学, (1): 62-73.
- 赵平, 多吉, 梁廷立, 金建, 张海政. 1998. 西藏羊八井地热点气体地球化学特征[J]. 科学通报, 20(7): 691-696.
- 赵元艺, 赵希涛, 马志邦, 邓坚. 2010. 西藏谷露热泉型铯矿床年代学及意义[J]. 地质学报. 84(2): 211-220.
- 张锡根. 1998. 西藏羊八井现代地下水系统硫矿的成矿作用[J]. 化工矿产地质, (1): 1-10.
- 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[J]. 成都理工大学学报(自然科学版), (3): 382-392.
- 郑绵平, 向军, 魏新俊. 1989. 青藏高原盐湖[M]. 北京: 科学技术出版社.
- 郑绵平, 王秋霞, 多吉. 1995. 水热成矿新类型——西藏铯钨矿床[M]. 北京: 地质出版社.
- 郑绵平. 2001. 青藏高原盐湖资源研究的新进展[J]. 地球学报, 22(2): 97-102.
- 郑喜玉, 杨绍修. 1983. 西藏盐湖成分及其成因探讨[J]. 海洋与湖沼, 14(4): 342-352.

附中文参考文献

佟伟, 张知非, 章铭陶, 廖志杰, 由懋正, 朱梅湘, 过帼颖, 刘时彬.