

doi: 10.12029/gc20160426

王鹏, 陈晓宏, 沈立成, 等. 西藏地热异常区热储温度及其地质环境效应[J]. 中国地质, 2016, 43(4): 1429–1438.

Wang Peng, Chen Xiaohong, Shen Licheng, et al. Reservoir temperature of geothermal anomaly area and its environmental effect in Tibet[J]. Geology in China, 2016, 43(4): 1429–1438(in Chinese with English abstract).

西藏地热异常区热储温度及其地质环境效应

王 鹏^{1,2} 陈晓宏^{1,2} 沈立成³ 肖 琼⁴ 吴孝情^{1,2}

(1. 中山大学水资源与环境研究中心, 广东 广州 510275; 2. 华南地区水循环和水安全广东普通高校重点实验室, 广东 广州 510275; 3. 西南大学地理科学学院, 重庆 400715; 4. 中国地质科学院岩溶地质研究所, 国土资源部广西岩溶动力学重点实验室, 广西 桂林 541004)

摘要: 西藏水热活动区处于印度大陆与亚洲大陆碰撞造山带的关键地带, 隶属于地中海—喜马拉雅地热带, 水热资源丰富, 作为了解地质构造演化、地热系统、气候变化的重要窗口之一, 一直是地学界的研究热点。本文利用西藏地区 336 个温泉水化学数据, 采用多种地球化学温标对区域内热储温度进行了评估, 揭示了地热异常空间分布规律, 并探究其地质环境效应。结果表明: 泉口水温温度介于 10.12~97.64℃, 其中 60℃ 以上占总样本的 38.9%; 热储温度介于 87.12~277.64℃, 其中 87.12~120℃ 的占 18.7%, 在 120~200℃ 的占 40.5%, 高于 200℃ 的占 40.8%, 显示区内中高温地热系统分布广泛。高温热储区集中于藏南, 有南强北弱特点, 并沿着断裂带以“簇丛”状分布, 可初略划分为狮泉河—玛旁雍区、措勤—搭格架区、当雄—羊八井—定日带、雅鲁藏布江大拐弯区 4 个区。温泉密度和高温热储区与 SN 向的断裂带及地震活动性在空间上有较好的匹配关系。

关键词: 温泉; 地球化学温标; 热储温度; 构造活动; 西藏

中图分类号: P314.3 文献标志码: A 文章编号: 1000-3657(2016)04-1429-10

Reservoir temperature of geothermal anomaly area and its environmental effect in Tibet

WANG Peng^{1,2}, CHEN Xiao-hong^{1,2}, SHEN Li-cheng³, XIAO Qiong⁴, WU Xiao-qing^{1,2}

(1. Center for Water Resources and Environment, Sun Yat-sen University, Guangzhou 510275, Guangdong, China; 2. Key Laboratory of Water Cycle and Water Security in Southern China of Guangdong Higher Education Institute, Sun Yat-sen University, Guangzhou 510275, Guangdong, China; 3. School of Geographical Sciences, Southwest University, Chongqing 400715, China; 4. Institute of Karst Geology, CAGS, Karst Dynamics Laboratory, M L R, Guilin 541004, Guangxi, China)

Abstract: The hydrothermal activity area of Tibet is located in the key area of Indian-Eurasia collision orogenic belt, belonging to

收稿日期: 2015-06-23; 改回日期: 2015-09-10

基金项目: 国家自然科学基金项目(51479216, 91547202), 水利部公益项目(201301002-02), 岩溶动力学重点实验室开放课题项目(KDL2011-04)资助。

作者简介: 王鹏, 男, 1987 年生, 博士生, 主要从事水文地质、环境地质及水资源管理研究; E-mail: wangpengdili@163.com。

通讯作者: 陈晓宏, 男, 1963 年生, 教授, 博士生导师, 主要从事水文与水资源研究; E-mail: eescxh@mail.sysu.edu.cn。

the Mediterranean–Himalayan tropical and rich in hot water resources. As one of the important window to study geological tectonic evolution, geothermal system properties, and climate change, the hydrothermal activity area of Tibet has been one of the key scientific problems in the field of geology. Based on 336 water chemical data of hot springs and using a variety of geochemical geothermometers, the authors evaluated thermal reservoir temperature, inferred the spatial distribution of geothermal anomaly, and explored its geological environmental effect. The results show that the hot water temperature ranging from 10.12 °C to 97.64 °C and higher than 60 °C accounted for 38.9% of the total samples. Reservoir temperature ranging from 87.12 °C to 277.64 °C and the temperature between 120 °C, 200 °C and 277.64 °C made up 18.7%, 40.5% and 40.8%, respectively. It is shown that high temperature geothermal systems are widely distributed in the area. High temperature thermal storage areas are concentrated in southern Tibet, which are stronger in the south and weaker in the north and distribution in clusters along fault zones. Hot springs density and high temperature heat storage areas have good matching relationship with NS-trending fault zone and seismic activity in space, but they are not in accord with the volcanic rock distribution.

Key words: geothermal water; geothermometer; tectonic activity; earthquake; Tibetan Plateau

About the first author: WANG Peng, male, born in 1987, doctor candidates, majors in water resources, E-mail: wangpengdili@163.com.

About the corresponding author: CHEN Xiao-hong, male, born in 1963, professor, supervisor of doctor candidates, majors in water resources, engages in research and teaching of water cycle and water security; E-mail: eescxh@mail.sysu.edu.cn.

Fund support: Supported by National Natural Science Foundation of China (No. 51479216, 91547202), Public Welfare Project of Ministry of Water Resources (No. 201301002-02), Karst Dynamics Laboratory (No. KDL2011-04).

喜马拉雅造山运动与青藏高原隆升是自中生代末期以来全球最深刻的地质事件之一,也是全球最新的一次岩石圈强烈构造运动^[1]。印度板块与欧亚板块沿雅鲁藏布江—印度河一线发生的碰撞作用,使得整个藏南、藏中地区发生了强烈的造山运动,形成了冈底斯—喜马拉雅大型褶皱造山系和号称“世界屋脊”的青藏高原,同时也致使青藏高原及其周缘地区成为现今世界上构造运动最激烈、强震活动最集中、水热活动最密集的地域之一^[2-3]。西藏水热活动区隶属于地中海—喜马拉雅地热带,作为了解地质构造演化、地热系统的重要窗口之一,西藏尤其是拉萨地体地热区一直是地球科学领域的研究热点。

中国科学院综合科学考察队经过数年的实地考察,20世纪70年代,在该区域内共发现600余处水热活动区,涵括温泉、热泉、沸泉、沸泥泉、间歇喷泉、水热爆炸、喷气孔、热水河、热水湖等多种形式。近40年来,学者对西藏水活动区开展了大量研究工作,可简要概括3个方面:水热活动区的区域地质背景^[4];地热系统的地球化学特征及水岩作用过程^[5];地热资源评估及开发利用^[6-7]。通过对水热活动区流体的沉积学、地球化学和生物学研究结果,揭示了大量反应区域构造运动演化、物质循环、地震活动和气候变化的重要信息^[8-10]。与此同时,地热

系统的深刻认识对该区地热资源的评估及开发利用提供了重要依据。

学者们针对西藏地区地热流体的性质和来源等方面开展了大量研究,取得了丰硕成果,但主要集中在羊八井、搭格架等几个地热区。然而西藏地区的温泉数量之多,分布之密集、温度之高、区域地质背景之复杂在全世界也极为少见。鉴于此,本文结合笔者研究团队近年来的实验数据和前人对该地区的温泉调查资料,利用热储温度推测地热异常区分布,揭示剧烈水热活动的地质背景,以期对西藏地区的地热场有一个全貌性的认识,从而为该区地热资源的有效开发利用保护提供参考。

1 区域地质背景

构造演化历史研究表明,印度—亚欧大陆碰撞形成的青藏高原是全球最典型的大陆碰撞造山带,其相继经历了主碰撞聚合(65~41 Ma)、晚碰撞转换(40~26 Ma)、后碰撞伸展(25~0 Ma)3个演变阶段^[11-12]。在碰撞过程中,应力场出现自挤压(压扭)到伸展(张扭)交替更迭变化,青藏高原发生不同程度的形变。东西向形成了3条规模宏大的断裂带:金沙江缝合带(JS)、班公湖—怒江缝合带(BNS)和印度河—雅鲁藏布缝合带(IYS),构成了青藏高原的主干断裂^[13]。而青藏高原中新世大面积隆升后,东西向

伸展作用加强,形成一系列横切IYS和BNS的近NS向正断层系统,局部发育成一定规模的裂谷或地堑盆地^[4],控制了藏南中新世的火山活动,并且诱发了强烈的现代热水活动,构成了著名的喜马拉雅大型地热带。

据《西藏温泉志》(2000)统计,该区有羊八井、羊易、那曲镇和朗久4个中高温地热系统,搭格架等4个高温间歇喷泉,50个沸泉和亚沸泉,600多个中低温泉^[4]。在空间上,区内温泉分布极广,但集中分布于雅鲁藏布江南北两侧,念青唐古拉山东南山麓,雅鲁藏布江大拐弯和狮泉河地区。藏北火山活动比较活跃,但水热活动微弱发育,以中低温温泉居多;藏南水热活动频繁,是我国水热活动最强烈的地带,常见于火山区才能发生的水热爆炸、间歇喷泉在此密集分布。在时间上,西藏水热活动南晚北早,藏北泉华的规模远比藏南大,显示该区历史上的水热活动比现在要强烈。

2 样品采集与分析

2.1 样品采集与测试

笔者于2005—2013年对西藏地区温泉进行了7次实地考察和采样,共102个泉点(图1)。野外使用便携式多参数水质分析仪现场测定水体的电导率

(Ec)、水温、pH值,测量精度分别为 $1\ \mu\text{s}/\text{cm}$ 、 0.1°C 和0.01 pH单位。所用水样在采集时均采用 $0.45\ \mu\text{m}$ 微孔滤膜进行过滤,置于酸洗过的聚乙烯塑料瓶中,装满,密封并冷却。阳离子测试样品取样量100 mL(加3~5滴1:1优级纯硝酸溶液酸化),采用美国Perkin-Elmer公司的Optima 2100 DV全谱直读型ICP-OES测定($0.001\ \text{mg}/\text{L}$)。所有实验均在西南大学地理科学学院地球化学与同位素实验室完成。

为系统估算西藏地区的深部热储,本文选取《西藏温泉志》^[4]中的234个泉点,对其水理化数据进行统计分析。资料选取的原则:(1)温泉必须有与水化学分析取样同时测量的泉口温度,并且泉口温度不小于 10°C ;(2)温泉水化学数据中必须有溶解 SiO_2 、Na、K、Ca和Mg的含量;(3)由于温泉在小范围内分布密集,从空间的代表性而言,只选取1个即可,因此选择泉口温度和由温泉水化学地球化学温标的计算的热储温度同时最高者;(4)剔除盐度较高的芒康县盐井温泉、八宿县碱海子温泉、双湖区错尼湖下微温泉等。

2.2 地球化学温标

在地热资源勘查中,深部热储温度是区分地热系统类型和评估地热资源潜力的重要指标,但通常情况下难以直接测量,而地球化学温标能有效便捷

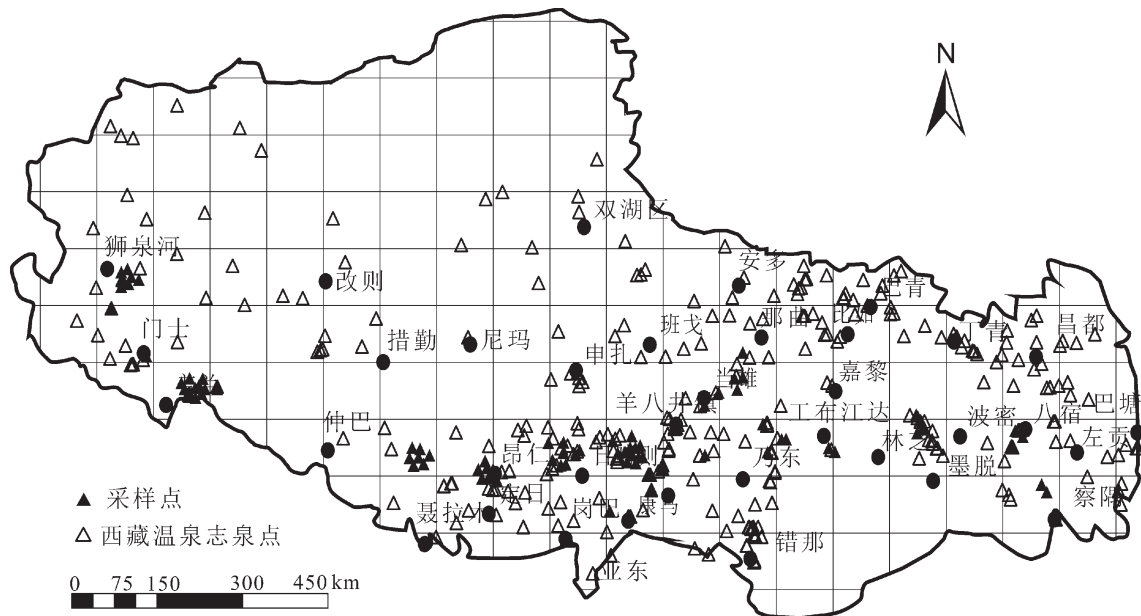


图1 西藏水热活动点及采样点分布

Fig.1 Sketch map of the springs and sampling points in Tibet

的获取这一参数。近年来,学者们建立了 SiO_2 地热温标^[15]和K-Na地热温标^[16]、K-Na-Ca地热温标^[17]和K-Mg地热温标^[18]等一系列阳离子地热温标。不同的地热温标在实际应用中都有一定限制,因此在实际应用中需根据实际条件选择适合的地热温标并进行必要的校正。本文在研究和评估地热资源的过程中主要运用的地球化学温标有: SiO_2 温标、Na/K温标、K/Mg温标和Na-K-Ca温标4种,具体计算公式见各参考文献^[15-18]。

2.3 最可能热储温度选取

在理想状态下,同一个热储运用不同的地球化学温标评估其值应当比较接近。但由于各种地球化学温标具有不同的约束条件,其计算结果的热储温度会有一定差异^[19]。基于地球化学温标的计算公式可知, SiO_2 温标是根据 SiO_2 的含量直接计算,而K/Mg温标、Na/K温标和Na-K-Ca温标是根据Na、K、Ca和Mg四种离子含量计算的,在流体受温度压力影响而稀释或者浓缩的过程中,选取 SiO_2 温标比阳离子温标可信度更高^[20]。在3种阳离子温标中,通常是 $T_{\text{Na/K}} > T_{\text{Na-K-Ca}} > T_{\text{K/Mg}}$,但也会出现 $T_{\text{Na-K-Ca}} > T_{\text{Na/K}}$ 或者 $T_{\text{K/Mg}} > T_{\text{Na-K-Ca}}$ 等情况。因此,结合赵慈平^[21]和佟伟等^[4]的研究成果,根据以下原则选取研究区最可能的热储温度:

如果 $T_{\text{Na/K}} > T_{\text{SiO}_2} > T_{\text{Na-K-Ca}}$,则 T_{SiO_2} 为最可能的热储温度;

如果 $T_{\text{Na-K-Ca}} > T_{\text{Na/K}}$,则 T_{SiO_2} 为最可能的热储温度;

如果 $T_{\text{Na/K}} > T_{\text{Na-K-Ca}} > T_{\text{SiO}_2} > T_{\text{K/Mg}}$,则 T_{SiO_2} 为最可能的热储温度;

如果 $T_{\text{SiO}_2} > T_{\text{Na/K}} > T_{\text{Na-K-Ca}} > T_{\text{K/Mg}}$,则 $T_{\text{Na/K}}$ 为最可能的热储温度;

如果 $T_{\text{SiO}_2} > T_{\text{Na/K}} > T_{\text{K/Mg}} > T_{\text{Na-K-Ca}}$,则 $T_{\text{Na/K}}$ 为最可能的热储温度;

如果 $T_{\text{Na/K}} > T_{\text{Na-K-Ca}} > T_{\text{K/Mg}} > T_{\text{SiO}_2}$,泉口温度 $< 40^\circ\text{C}$,则 $T_{\text{Na-K-Ca}}$ 为最可能的热储温度;

如果 $T_{\text{Na/K}} > T_{\text{Na-K-Ca}} > T_{\text{K/Mg}} > T_{\text{SiO}_2}$,泉口温度 $\geq 40^\circ\text{C}$,则 $T_{\text{K/Mg}}$ 为最可能的热储温度。

3 基于最可能热储温度推测的地热异常区空间分布

3.1 泉口热水温度空间分布特征

研究区泉口热水温度介于 $10.12\sim 97.64^\circ\text{C}$,其中

60°C 以上的有129个,占总样本的38.9%。根据泉口温度,采用克里金(Kriging)插值方法,初步绘制区内泉口温度平面分布图(图2)。从图中可以看出:西藏地区泉口温度高值呈带状展布,且主要分布在班公湖—怒江缝合带以南,集中分布于雅鲁藏布江左右,从西往东可初步划分为4个区:(1)狮泉河—玛旁雍热水带(I),包括朗久地热田(86°C)、门色热泉(71.5°C)、阿布隆巴沸泉(85°C)、当果其沙沸泉(86°C)、曲普热泉(78.2°C)等;(2)措勤—搭格架热水带(II),包括撒嘎朗嘎沸泉(85.5°C)、曲珍门波热泉(75.5°C)、擦虐曲灿(85°C)、绒玛热泉(72°C)、搭格架间歇喷泉(85.5°C)等;(3)当雄—羊八井—定日带热水(III),包括谷露间歇喷泉(85.5°C)、宁中喷泉(83.9°C)、羊八井(97.64°C)、苦玛热泉(85.7°C)、科作沸泉(80°C)等;(4)雅鲁藏布江大拐弯热水带(IV),包括茶卡沸泉(83°C)、拉康热泉(67°C)、本堆热泉(63°C)、布宗热泉(73°C)、札曲热泉(85°C)等。

3.2 矿物—流体平衡判断

在应用地球化学温标方法估算热储温度前,判断区内热水流体的水—岩平衡状态。由图3可知,西藏热水中 SiO_2 矿物的存在形式多样,但大部分样点分布于石英和玉髓理论平衡溶解线之上,这表明研究区大多数热水流体中石英和玉髓矿物处于过饱和状态,有沉淀趋势;同时大部分样点也分布在蛋白石理论平衡线之下。可以推断,西藏地区大部分取样点所在的地热系统中硅质矿物平衡温度范围可能在石英、玉髓与蛋白石平衡温度之间。因此,在对研究区内各取样点地热系统平衡温度进行估算时,根据所处的硅质矿物所处区间确定计算公式。

Giggenbach^[18]基于Na、K和Mg三种元素对温度变化的不同响应速率提出Na-K-Mg^{1/2}图解(图4),用于评价水—岩平衡状态和区分不同类型的水样。将研究区热水样品投点到Na-K-Mg^{1/2}中,仅有少数热水样分布在完全平衡区或平衡线上,具有较高的热储温度,最高约达 280°C ,表明该类热储可能为深部热储(或地热系统深部),与现代水力联系较差,水环境较为封闭。大部分水样点落在部分成熟水和未成熟水区域内,反映了水—岩反应未达到平衡,说明研究区所采集的温泉水样大都为地热系统浅部的热水,地下热水在上升过程中极可能与浅部

冷水之间发生了混合作用。

3.3 最可能热储温度推测的地热异常区

采用SiO₂温标、Na/K温标、K/Mg温标和Na-K-Ca温标4种方法分别对研究区进行热储评估,估算得出热储温度平均值分别为122℃、99℃、205℃和191℃。大多数样品中, $T_{K/Mg}$ 普遍低于 T_{SiO_2} ,而 $T_{Na/K}$ 和 $T_{Na-K-Ca}$ 两组温度却要比 T_{SiO_2} 高。通常, T_{SiO_2} 代表的是地下含水层中热水的温度, $T_{K/Mg}$ 代表的是浅层热储的平衡温度,而 $T_{Na/K}$ 代表的是热储深部水岩反应的平衡温度, $T_{Na-K-Ca}$ 代表的是热储平衡温度^[4]。基于前面的Na-K-Mg^{1/2}图解可以推断,区内所采集的热水多是被冷水掺和的混合水,热水中的SiO₂在离开热储向地表运移的过程中可能发生了沉淀,或是热储中有外源水的混入使得混合后的热水难以达到平衡,这些影响了各种温标计算的热储结果。处于水岩未平衡情况下,阳离子化学温标估算的热储温度其可信度降低,但如果水的酸性不是很强的情况下K/Na和K/Mg等地质温度计在反应地热系统的温度上仍有参考价值。本文所采用的地热水多数呈中偏弱碱性,因此阳离子化学温标有一定参考价值。

综合考虑水热系统浅部和深部的热水平衡温度,基于前人提出的最可能的热储温度选取原则,统计分析西藏地区336个温泉点数据。研究区的最可能热储温度介于87.12~277.64℃,其中97.64~

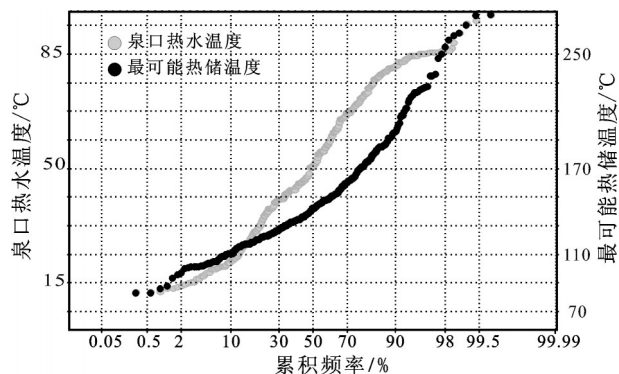


图5 最可能热储温度的累积频率分布图

Fig.5 Cumulative frequency diagram for the maximum possible geothermal reservoir temperature

120℃的占18.7%,120~200℃的占40.5%,高于200℃的占40.8%,平均值为149℃数据的结构性非常明显(图5)。采取克里金(Kriging)插值方法,以获取西藏地区的热储温度平面分布(图6)。考虑热储温度的半方差会有明显的变程和梁,同时核方差也很重要但数值不大,因此选用球面模型进行半方差进行拟合。从图6可以看出:(1)高温热储区集中于藏南,水热活动呈现南强北弱的特点,基于热储温度推测地热异常区沿着SN断裂带呈簇丛状分布,从西往东同样可初略划分为4个区,分别为狮泉

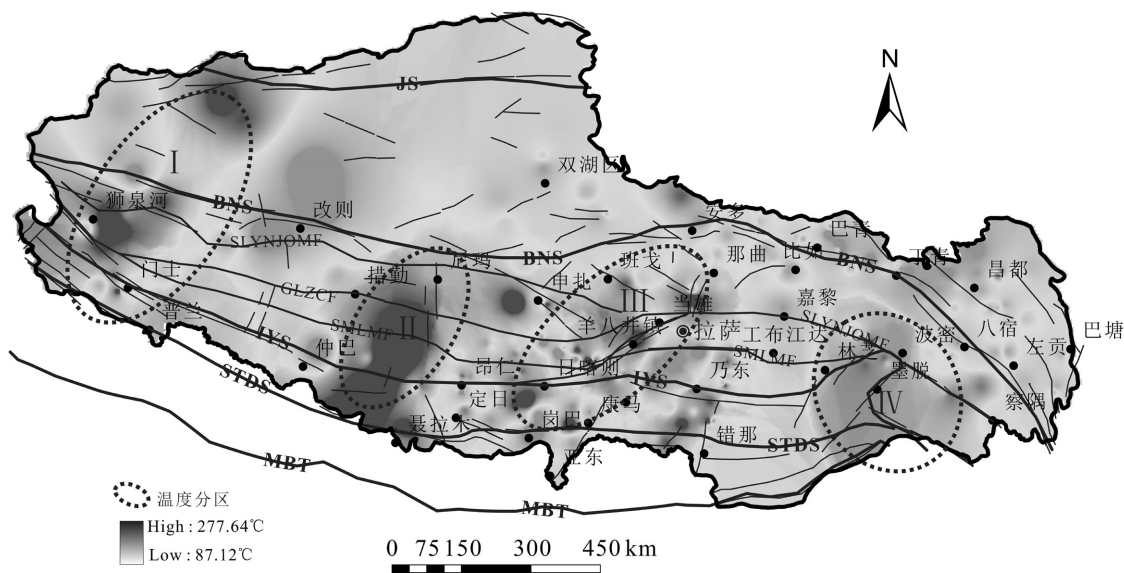


图6 最可能热储温度平面分布图

Fig.6 Map of the most possible geothermal reservoir temperature in Tibet

河—玛旁雍地热异常区(I)、措勤—搭格架地热异常区(II)、当雄—羊八井—定日带地热异常区(III)、雅鲁藏布江大拐弯地热异常区(IV);(2)热储高值区与泉口温度高值区趋势一致,但并不完全一致(图5),如I区北部改则县的康托微温泉,泉口温度仅为43℃,而热储温度达186℃。并不是温泉的温度越高,其热储温度也越高,这可能是温泉由深部沿断裂上升过程中,冷水混入作用影响^[22]; (3)热储高值区与高大热流背景关系密切。高原南部热流值较高,而与之对应沿雅鲁藏布江缝合带两侧地热活动相当发育。

4 讨论

4.1 地热异常区与构造活动的关系

青藏高原的构造运动主要沿着近东西延伸的大规模压性或压扭性主干断裂带发生。在东西向扩张应力场的持续作用下,区内岩石圈发生东西向扩张运动,致使岩石圈乃至地表发生破裂,形成多组近南北走向正断层、地堑或张性断陷带。与水热活动关系比较密切的是近SN向活动构造带,多数

中高温地热系统展布于近SN向正断层、张性断裂或地堑中。图7中的高温热储I区与改则—马泉河断谷带及错呐错—玛旁雍错断谷带有关,II和III区与当惹雍错—古错裂谷带、申扎—谢通门裂谷带、当雄—羊八井裂谷、亚东—谷露裂谷带和德仲—日多—错那裂谷带密切相关。日喀则地区的搭格架间歇泉、查布间歇泉、苦玛—科作水热爆炸区等高温水热系统均发育在第四纪南北向的地堑内。拉萨地体的温泉群多数发育于那曲—羊八井—亚东断裂谷内,如羊八井高温温泉群处于近南北向的羊八井盆地内,受北东向及北西向活动断裂控制;拉多岗温泉群分布于拉多岗盆地内部北北西向活动断层与北东向活动断层的交叉复合部位;宁中地热田位于宁中盆地北东端,受北西—北北西向活动断层与北东向活动断层复合控制;谷露温泉与那曲温泉受北东向、东西向和近南北向三组活动断裂的交叉复合所控制,一些活动断层显著控制现代泉眼的线性展布。

4.2 地热异常区与部分熔融层和岩浆房的关系

地热系统的驱动机制一直是地热学研究的焦点。目前有证据表明岩浆活动对藏南地热系统具

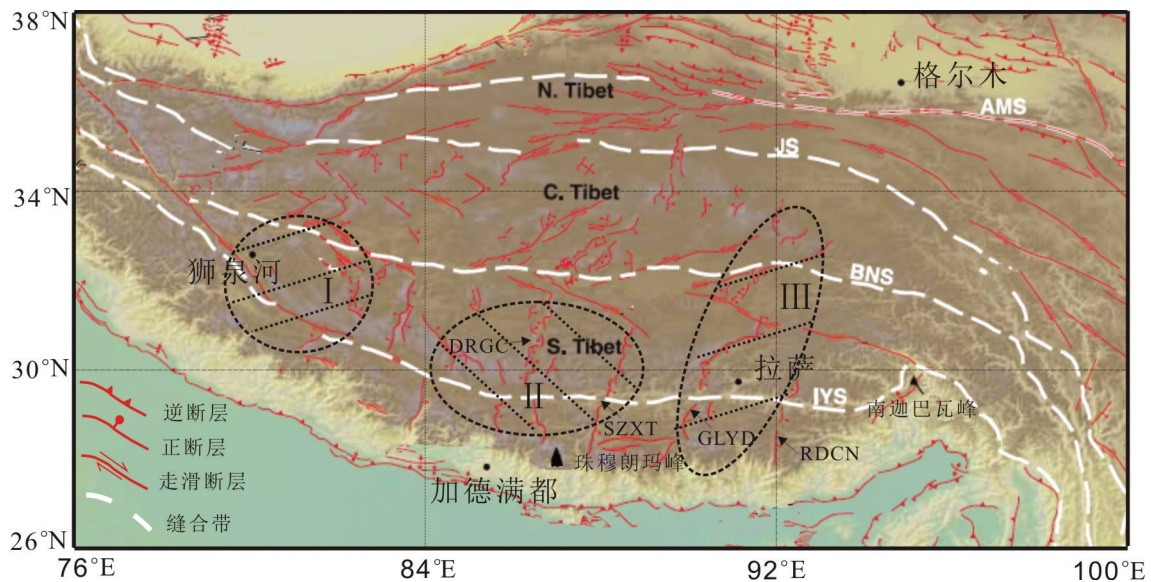


图7 西藏及临区地质构造简图(据文献[8]修改)

AMS—东昆仑逆冲左旋走滑断裂带;JS—金沙江缝合带;BNS—班公湖—怒江缝合带;IYS—印度河—雅鲁藏布缝合带;DRGC—当惹雍错—古错裂谷带;SZXT—申扎—谢通门裂谷带;GLYD—亚东—谷露裂谷带;RDCN—日多—错那裂谷带

Fig.7 Simplified map of geological structure in Tibet (modified after reference [8])

AMS—Anyimaqen—Kunlun—Muztagh suture zone; JS—Jinshajiang suture zone; BNS—Bangong Co—Nujiang suture zone; IYS—Indus—Yarlu suture zone; DRGC—Dangra Yun Co—Gu Co rift zone; SZXT—Xainza—Xietongmen rift zone; GLYD—Ya Dong—Gulu rift zone; RDCN—Riduo—Cona rift zone

有热源作用,证据集中在以下几个方面:①多数热泉水为Na-Cl型水,且富含Cl、B、F、K、Rb、Cs元素,暗示有岩浆源的存在^[4];②热水活动沉积的硅华和自然硫硅华其 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $-10.1\text{‰}\sim+7.6\text{‰}$,集中分布于 $-2\text{‰}\sim+2\text{‰}$,接近地幔硫特征,指示有深部的岩浆组分^[22];③热泉气体He同位素组成呈现区域性变化,东经 89° 以西的谢通门、昂仁、色米、塔格架水热活动区为壳源He域(图7中的II区域),其R/Ra值为 $0.017\sim 0.080$,而拉萨热水活动带和狮泉河热水区(图7中的区域I和III)为幔源He域,其R/Ra值介于 $0.11\sim 5.38$ ^[8];④热泉的总溶解无机碳的同位素比值($\delta^{13}\text{C}_{\text{TDIC}}$)为 $-9.51\text{‰}\sim +6.59\text{‰}$,接近深源 CO_2 的理论分布区域^[23];⑤地球物理探测资料表明藏南上地壳中存在一个低速高导层,其空间位置与高热流区、强烈热水活动区相对应,近年来沿亚东—谷露裂谷带发现的一组地震亮点也分布其中;⑥区内热储温度介于 $87.12\sim 277.64^\circ\text{C}$,深度假设 2 km ,按正常地温梯度 $40^\circ\text{C}/\text{km}$ 计算,地下 15 km 深处的温度为 $587.12\sim 797.64^\circ\text{C}$,大部分区域已达到湿花岗岩的熔融温度 650°C ,推断局部熔融层存在。藏南广大地区属于非火山地热区,浅位岩浆房对部分区域地热有贡献,但并不能驱动整个藏南的水热活动,目前学者倾向于将地壳中的局部熔融层作为藏南地热

带的驱动热机。

4.3 地热异常区与地震活动的关系

青藏高原是中国地震活动的主体地区之一,地震多为浅源,总体显示高原南部震源面略向北倾,高原北部震源面略向南倾^[24]。图8显示的震源机制解揭示,高原周边盆地过渡带多数为逆(冲)断层地震,高原内部多数为正断层地震。地震活动与水热活动具有紧密联系,结合图6和图8可以看出,温泉密度和水热区热储温度与地震活动性在空间上有一定的对应关系,地震震源断层走向与高地热带均呈近南北向展布。例如羊八井以南的高地热异常区,地震活动频发,形成柱状地震群活动^[25],而在平均热储温度较低和温泉较少的藏西北地区地震活动则相对较弱。

水热流体与围岩及断层岩发生的压溶等作用对断裂带强度、应力的分布等产生影响,并可能触发地震。针对水热流体触发地震机制,学者们提出了流体域模式、断层阀门模式和流体室模式等,但目前意见并不统一。Gold et al^[26]认为来自深部的高压流体弱化了围岩,降低内摩擦强度,导致水压破裂并引发地震。Sibson et al^[27]认为水热流体压力的增大降低断裂带摩擦强度,而当剪切应力达到摩擦强度时,断层因摩擦失稳引发地震。而Byerlee et

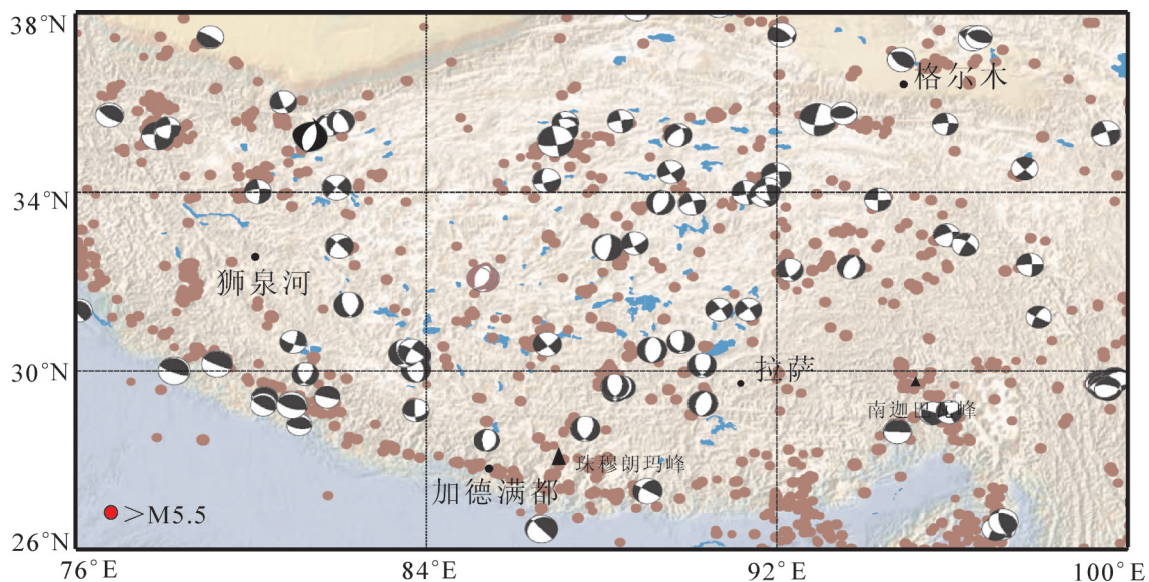


图8 西藏及邻区地震活动的平面分布图(据ANSS目录:1977年至2009年1月1日, $M > 5.5$, 据文献[29]修改)

Fig.8 Simplified map showing the distribution of seismic activity in Tibet (modified after reference [29])

al^[28]认为水岩作用改变了断裂带内部的物理化学性质,并形成不同压力的流体室,流体室破裂引发地震。另有研究表明,水热活动产生脱气及地球深部脱气也可能触发地震^[29]。

5 结 论

(1)西藏水热活动区热储温度数据具有很强的结构性,指示地热异常区分布的空间非均一性。采用SiO₂温标、Na/K温标、K/Mg温标和Na-K-Ca温标4种方法分别对研究进行热储评估,估算得出热储温度平均值分别为122℃、99℃、205℃和191℃。基于最可能的热储温度选取原则,统计分析西藏地区336个温泉点热储温度。研究区的热储温度介于87.12~277.64℃,其中97.64~120℃的占18.7%,在120~200℃的占40.5%,高于200℃的占40.8%,西藏热储多数为中高温地热系统。

(2)高温热储区集中于藏南,水热活动呈现南强北弱的特点,基于热储温度推测地热异常区沿着SN断裂带呈“簇丛”状分布,从西往东同样可初略划分为4个区,分别为狮泉河—玛旁雍地热异常区、措勤—搭格架地热异常区、当雄—羊八井—定日带地热异常区、雅鲁藏布江大拐弯地热异常区。

(3)地热异常区多展布于近SN向正断层、张性断裂或地堑中,地震震源断层走向与地热异常活动带走向大致吻合。

致谢:衷心西南石油大学的伍坤宇博士和审稿专家对本文提出的宝贵意见!

参考文献(References):

- [1] Coleman M, Hodges K. Evidence for Tibetan plateau up lift before 14 Myr ago from a new minimum age for east-west extension[J]. *Nature*, 1995, 374: 49-52.
- [2] 葛肖虹, 刘俊来, 任收麦, 等. 青藏高原隆升对中国构造-地貌形成、气候环境变迁与古人类迁徙的影响[J]. *中国地质*, 2014, 41(3): 698-714.
Ge Xiaohong, Liu Junlai, Ren Shoumai, et al. Tectonic uplift of the Tibetan Plateau: Impacts on the formation of landforms, climate changes and ancient human migration in China[J]. *Geology in China*, 2014, 41(3): 698-714 (in Chinese with English abstract).
- [3] Blisnluk P M, Hacker B, Glodny J, et al. Normal faulting in central Tibet since at least 13.5 Myr ago[J]. *Nature*, 2001, 412: 628-632.
- [4] 佟伟, 廖志杰, 刘时斌, 等. 西藏温泉志[M]. 北京: 科学出版社, 2000:1-300.
Dong Wei, Liao Zhijie, Liu Shibin, *Geothermal in Tibet*[M]. Beijing: Science Press, 2000:1-300 (in Chinese).
- [5] Guo Q. Hydrogeochemistry of high-temperature geothermal systems in China: A review[J]. *Appl. Geochem.*, 2012, 27, 1987-1998.
- [6] Sun C, Ta Q. A primary analysis of the impact of geothermal energy development on Duilongqu River in Yangbajing[J]. *Water Resour. Res.*, 1997, 18: 8-12.
- [7] 蔺文静, 刘志明, 王婉丽, 等. 中国地热资源及其潜力评估[J]. *中国地质*, 2013, 40(1): 312-321.
Lin Wenjing, Liu Zhiming, Wang Wanli, et al. The assessment of geothermal resources potential of China[J]. *Geology in China*, 2013, 40(1): 312-321(in Chinese with English abstract).
- [8] 侯增谦, 李振清. 印度大陆俯冲前缘的可能位置: 来自藏南和藏东活动热泉气体He同位素约束[J]. *地质学报*, 2004, 78(4): 482-493.
Hou Zengqian, Li Zhenqing. Possible location for underthrusting front of the Indus Continent: Constraints from Helium isotope of the geothermal gas in southern Tibet and eastern Tibet[J]. *Acta Geological Sinica*, 2004, 78(4): 482-493 (in Chinese with English abstract).
- [9] 赵平, 谢鄂军, 多吉, 等. 西藏地热气体的地球化学特征及其地质意义[J]. *岩石学报*, 2002, 18(4): 539-550.
Zhao Ping, Xie Ejun, Dou Ji, et al. Geochemical characteristics of geothermal gases and their geological implications in Tibet[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2002, 18(4):539-550 (in Chinese with English abstract).
- [10] Shen L, Wu K, Xiao Q, et al. Carbon dioxide degassing flux from two geothermal fields in Tibet, China[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2011,56(35):3783-3793.
- [11] 侯增谦, 莫宣学, 高永丰, 等. 印度大陆与亚洲大陆早期碰撞过程与动力学模型:来自西藏冈底斯新生代火成岩证据[J]. *地质学报*, 2006, 80(9): 1233-1248.
Hou Zengqian, Mo Xuanxue, Gao Yongfeng, et al. Early Processes and Tectonic Model for the Indian-Asian Continental Collision: Evidence from the Cenozoic Gangdese Igneous Rocks in Tibet[J]. *Acta Geological Sinica*, 2006, 80(9): 1233-1248 (in Chinese with English abstract).
- [12] 莫宣学. 青藏高原地质研究的回顾与展望[J]. *中国地质*, 2010, 37(4): 841-853.
Mo Xuanxue. A review and prospect of geological researches on the Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Geology in China*, 2010, 37(4): 841-853(in Chinese with English abstract).
- [13] 赵文津, 刘葵, 蒋忠惕, 等. 西藏班公湖—怒江缝合带:深部地球物理结构给出的启示[J]. *地质通报*, 2004, 23:123-133.
Zhao Wenjing, Liu Kui, Jiang Zhongxi, et al. Bangong Co-Nujiang suture zone, Tibet—a suggestion given by deep geophysical structure[J]. *Geological Bulletin of China*, 2004,23: 123-133(in Chinese with English abstract).

- [14] 王绳祖. 青藏高原地震断裂共轭角分布特征及其大陆动力学意义[J]. 地质学报, 2004, 78(4): 475-481.
Wang Shengzu. Distribution of conjugate angles of seismic faults in the Qinghai-Tibet Plateau and its implications for continental dynamics[J]. Acta Geological Sinica, 2004, 78(4): 475-481(in Chinese with English abstract).
- [15] Fournier R O, Potter R W. A revised and expanded silica (quartz) geothermometer [J]. Geothermal Resources Council Bulletin, 1982, 11: 3-12.
- [16] Can. A new improved Na/K geothermometer by artificial neural networks[J]. Geothermics, 2002, 31:751-760.
- [17] Fournier R O, Truesdell A H, An empirical Na- K- Ca geothermometer for natural waters[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, 37:1255-1275.
- [18] Giggenbach W F. Geothermal solute equilibria.Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators[J]. Geochimicaet Cosmochimica Acta, 1988, 52, 2749-2765.
- [19] Mohammadi Z, Bagheri R, Jahanshahi R. Hydrogeochemistry and geothermometry of Changal thermal springs, Zagros region, Iran[J]. Geothermics, 2010, 39:242-249.
- [20] Shakeri A, Moore F, Kompani-Zare M. Geochemistry of the thermal springs of Mount Taftan, southeastern Iran[J]. J. Volcanol. Geotherm. Res , 2008,178: 829-836.
- [21] 赵慈平, 冉华, 陈坤华. 由相对地热梯度推断的腾冲火山区现存岩浆囊[J]. 岩石学报, 2006, 22(6): 1517-1528.
Zhao Ciping, Ran Hua, Chen Kunhua. Present-day magma chambers in Tengchong volcano area inferred from relative geothermal gradient[J]. Acta Petrologica Sinica, 2006, 22(6): 1517-1528 (in Chinese with English abstract).
- [22] 李振清. 青藏高原碰撞造山过程中的现代热水活动[D]. 中国地质科学院, 2002.
Li Zhenqing. Present Hydrothermal Activities during Collisional Orogenics of the Tibetan Plateau[D].Chinese Academy of Geological Sciences, 2002(in Chinese with English abstract).
- [23] 伍坤宇. 冈底斯—喜马拉雅造山系中部热泉地球化学特征及典型地热区 CO₂脱气通量研究[D]. 西南大学硕士毕业论文, 2012.
Wu Kunyu. The Study of Geochemical Characteristics of Thermal Springs and Carbon Degassing Fluxes from Typical Geothermal Fields in the Central Gangdise-Himalayan Orogenic Belt, Tibet, China [D]. Southwest University, 2012 (in Chinese with English abstract).
- [24] 罗文行, 李德威, 汪校锋. 青藏高原板内地震震源深度分布规律及其成因[J]. 地球科学——中国地质大学学报, 2008, 33(3): 618-626.
Luo Wenxing, Li Dewei, Wang Xiaofeng. Focal Depth and Mechanism of Intraplate Earthquakes in the Qinghai-Tibet Plateau[J]. Earth Science——Journal of China University of Geosciences, 2008, 33(3):618- 626(in Chinese with English abstract).
- [25] 徐纪人, 赵志新, 石川有三. 青藏高原中南部岩石圈扩张应力场与羊八井地热异常形成机制[J]. 地球物理学报, 2005, 48(4): 861-869.
Xu Jinren, Zhao Zhixin, Ishikawa Yuzo. Extensional stress field in the central and southern Qinghai-Tibetan plateau and dynamic mechanism of geothermic anomaly in the Yangbajain area[J]. Chinese J. Geophys, 2005, 48(4): 861- 869 (in Chinese with English abstract).
- [26] Gold T, Soter S. Fluid ascent through the solid lithosphere and its relation to earthquake[J]. Pure and Applied Geophysics, 1984/85, 122: 492-530.
- [27] Sibson R H. Implications of fault-valve behavior for rupture nucleation and recurrence[J]. Tectonophysics, 1992, 211:283-293.
- [28] Byerlee J. Model for episodic flow of high-pressure water in fault zones before earthquakes[J]. Geology, 1993, 21: 303-306.
- [29] Taylor M, Yin A. Active structures of the Himalayan-Tibetan orogen and their relationships to earthquake distribution, contemporary strain field, and Cenozoic volcanism[J]. Geosphere, 2009, 5(3):199-214.