



# 川西高温水热活动区的地热学分析

张健<sup>1\*</sup>, 李午阳<sup>1</sup>, 唐显春<sup>1</sup>, 天骄<sup>2</sup>, 王迎春<sup>2</sup>, 郭琦<sup>2</sup>, 庞忠和<sup>2</sup>

1. 中国科学院大学中国科学院计算地球动力学重点实验室, 北京 100049;

2. 中国科学院地质与地球物理研究所地热研究中心, 北京 100029

\* E-mail: zhangjian@ucas.ac.cn

收稿日期: 2016-06-14; 接受日期: 2017-05-10; 网络版发表日期: 2017-7-17

国家自然科学基金项目(批准号: 41574074、41174085、41430319)、中国科学院创新团队项目(编号: KZZD-EW-TZ-19)、中国科学院战略性先导科技专项项目(编号: XDA1103010102)

**摘要** 川西高温水热活动区地处青藏高原“东构造结”的东北缘, 是地中海-喜马拉雅地热活动带的最东端. 该区现发现有248个温、热泉点, 其中11处温泉口水温超过当地沸点. 这些温泉大多沿金沙江断裂、德格-乡城断裂、甘孜-理塘断裂、鲜水河断裂分布, 形成北西-南东向条带状高温水热活动区. 对此高温水热活动区开展地热学分析, 是研究青藏高原“东构造结”深部地球动力学过程、开发利用川西高原地热资源的重要基础, 具有重要的科学意义和应用价值. 本文利用重、震、磁、氦同位素资料, 分析了川西高温水热活动区壳幔热流结构、深部地热特征. 结果表明: 该区大地热流背景西南高、东北低, 地壳热流在地表热流中所占比例低于60%. 高温水热活动区与地壳动力学过程相关, 沿巴塘-理塘-康定一线, 重力反演莫霍面深度“西深东浅”, 氦同位素估算 $Q/Q_m$ 比值“西大东小”, 二种不同方法计算的结果具有一致的变化趋势. 水热活动区重力水准面比周缘高4~6m, 形成相对高值异常“台地”, 上、中地壳北西-南东向局部张性应力区及上隆构造区与地表水热活动区对应. 航磁异常反演得到巴塘、理塘、康定三个热水活动区居里面深度在19.5~22.5km. 该区中、下地壳 $S$ 波速较低, 15~30km深度处存在 $V_s < 3.2 \text{ km s}^{-1}$ 的低速圈闭, 可能对应温度相对较高的局部熔融, 推测其为川西高温水热活动的地壳热源区. 分析认为: 研究区水热系统可分为巴塘型(Batang-type)和康定型(Kangding-type), 二者均主要依靠大气降水、地表水沿断裂带裂隙渗入, 经深循环、地壳热源加热后成为地热水. 地表热活动的热量主要来自中、下地壳, 地下水经深切地壳的断裂渗透到中、下地壳取热, 然后回到地表浅层而成为高温泉.

**关键词** 川西高原, 断裂带与导热构造, 深部热结构, 热流估算

## 1 引言

川西高温水热活动区地处地中海-喜马拉雅地热活动带最东端, 是新构造运动、强震频发带(图1a)(Tapponnier等, 2001; 莫宣学和潘桂棠, 2006; 张培

震, 2008; Royden等, 2008; 许志琴等, 2011), 也是现代热泉活跃、地热异常带(汪集旸等, 2015; 梁云甫等, 1997). 川西现代热泉现已发现有248个, 大多沿构造断裂带和河谷地区分布(罗来麟, 1994). 本文研究区内(98.5°~102.5°E, 28°~32°N)(图1b)的185处地下水

中文引用格式: 张健, 李午阳, 唐显春, 天骄, 王迎春, 郭琦, 庞忠和. 2017. 川西高温水热活动区的地热学分析. 中国科学: 地球科学, 47: 899-915, doi: 10.1360/N072016-00196  
英文引用格式: Zhang J, Li W Y, Tang X C, Tian J, Wang Y C, Guo Q, Pang Z H. 2017. Geothermal data analysis at the high-temperature hydrothermal area in Western Sichuan. Science China Earth Sciences, 60: 1507-1521, doi: 10.1007/s11430-016-9053-2

点(傅广海和殷继成, 2009)受金沙江断裂、德格-乡城断裂、甘孜-理塘断裂、鲜水河断裂控制, 呈条带状分布, 形成德格-巴塘-乡城地热带、甘孜-新龙-理塘地热带、炉霍-道孚-康定地热带。这些地热带的高温热水主要储集在三叠纪地层中的碳酸盐岩里(赵庆生, 1988; 赵友年等, 1983), 形成上、下两个热储层, 上层热储水温 $>150^{\circ}\text{C}$ , 下层热储水温 $>200^{\circ}\text{C}$ 。中、高温热泉密集出露在康定、巴塘和理塘等地, 水热活动强烈, 储藏丰富的高温热能(陈喜昌, 1986; 傅广海和殷继成, 2009), 具有广阔的地热资源开发潜力。

川西高温水热活动区地热资源丰富, 但利用率却不到8%(陈喜昌, 1986; 梁云甫等, 1997; 傅广海和殷继成, 2009)。除了交通不便和人烟稀少外, 主要原因是缺乏水热活动区深部地球动力学背景与形成机制的地热成因分析、缺乏地热温泉点温度/压力/流量连续观测数据及计算分析、缺乏水热系统“源(热和水)、通、储、盖”的地热要素分析。本文在前人工作基础上, 利用自测氦同位素数据、最新地震、航磁、重力资料, 分析了川西高温水热活动区控热构造、壳幔热结构、深部热背景。本文的研究结果可以为进一步研究川西现代热泉深部高温水热活动状态、分析热泉点温/压/流观测资料、探讨高温水热系统成因模式等科学问题提供参考依据。

## 2 地热特征与地质条件

### 2.1 地热特征

川西高温水热活动区(图1)位于四川西部高山高原区, 区内有金沙江、理塘河、雅砻江、鲜水河、大渡河水系及相应的断裂活动带(陈喜昌, 1986; 闻学泽, 2000; 徐锡伟等, 2003, 2005; 韩渭宾和蒋国芳, 2004; 程佳等, 2009), 并伴有大量地下热水、地热蒸气等地热资源(何京生等, 2009)。地表出露温泉大多集中分布在康定、理塘、巴塘、乡城、甘孜和道孚等地(刘再华等, 2000), 60%以上是水温大于 $40^{\circ}\text{C}$ 的中-高温热泉。其中, 11处高温泉水温超过当地沸点, 且具有较大的地热活动规模和强度, 如巴塘茶洛热坑沸泉(王登红等, 2003)。该区主要温、热泉的出露地点与水温分布特征如表1所示(罗来麟, 1994)。

2015年6~10月, 在国家自然科学基金项目资助下, 本课题组赴川西高原开展地热调查, 实测了部分温、

热泉的温度资料。由于温泉热水区和地热异常带上许多温、热泉不具备测温条件, 课题组仅对找到的几口钻孔的井口温度开展了测温。测温结果如表2, 测温点位置与温度分布范围见图1b。

我们在野外踏勘和测温过程中认识到, 控热构造与控水构造对水、热活动影响明显。研究区温、热泉大多出露在活动构造断裂带上和河谷中, 形成道孚、康定中谷、康定、泸定-磨西热水区, 邓柯-甘孜、新龙-理塘、理塘-木里热水区, 义敦-巴塘、乡城-稻城贡岭热水区(表1和2)。这些热水区分别沿断裂成带状分布(图1b), 形成德格-巴塘-乡城地热带、甘孜-新龙-理塘地热带、炉霍-道孚-康定地热带。

炉霍-道孚-康定地热带, 受鲜水河断裂带控制, 温泉沿鲜水河、乾宁-康定、磨西等断裂, 在地热带中形成几个温泉热水区。其中, 道孚温泉热水区, 在鲜水河断裂带中段, 温泉出露在主断裂北侧派生的北东向张扭性断层中。康定中谷温泉热水区, 在乾宁-康定断裂转折处, 温泉沿雅拉河上游河谷出露, 温泉水温较高。康定温泉热水区, 温泉沿雅拉河下游二道桥到七家沟灌顶一带的河谷出露, 热水区北段的温泉出露在结晶灰岩中, 水温不高, 2015年本课题组测温结果为 $54\sim 74^{\circ}\text{C}$ (表2)。南段的温泉出露在燕山期花岗岩体接触带, 水温普遍很高, 如康定榆林宫温泉, 水温高达 $91^{\circ}\text{C}$ (表1), 2015年本课题组在康定老榆林村测温结果为井口水汽温高达 $198^{\circ}\text{C}$ (表2)。泸定-磨西温泉热水区, 温泉出露在磨西断裂带派生断裂中, 如海螺沟热水沟温泉, 出露在断裂交切处, 断裂深切到隐伏燕山期花岗岩体, 水温高达 $80^{\circ}\text{C}$ (表1)。

甘孜-新龙-理塘地热带, 温泉分布密集, 水温高, 水热活动强烈。温泉沿甘孜-理塘断裂带, 在地热带中形成几个温泉热水区。其中, 邓柯-甘孜温泉热水区, 温泉多出露在甘孜城东南雅砻江北岸的支流河谷中, 如甘孜中根曲温泉就出露在东谷河阶地前缘, 水温高达 $96^{\circ}\text{C}$ , 形成热断层。新龙河西-理塘热柯温泉热水区, 温泉出露在燕山晚期花岗岩体和岩体顶盖穹窿所发育的北东向压扭性断裂中, 多数温泉水温超过 $60^{\circ}\text{C}$ , 2015年本课题组在理塘县城以北的四勘院钻井测温得到井口水温 $79.8^{\circ}\text{C}$ (表2)。理塘-木里麦地温泉热水区, 温泉分布在理塘城西的理塘河谷, 温泉沿燕山期花岗岩体边部、或岩体接触带出露, 水温多在 $60^{\circ}\text{C}$ 以上。其东南段, 断裂和岩浆活动显著减弱, 多数温泉水温在

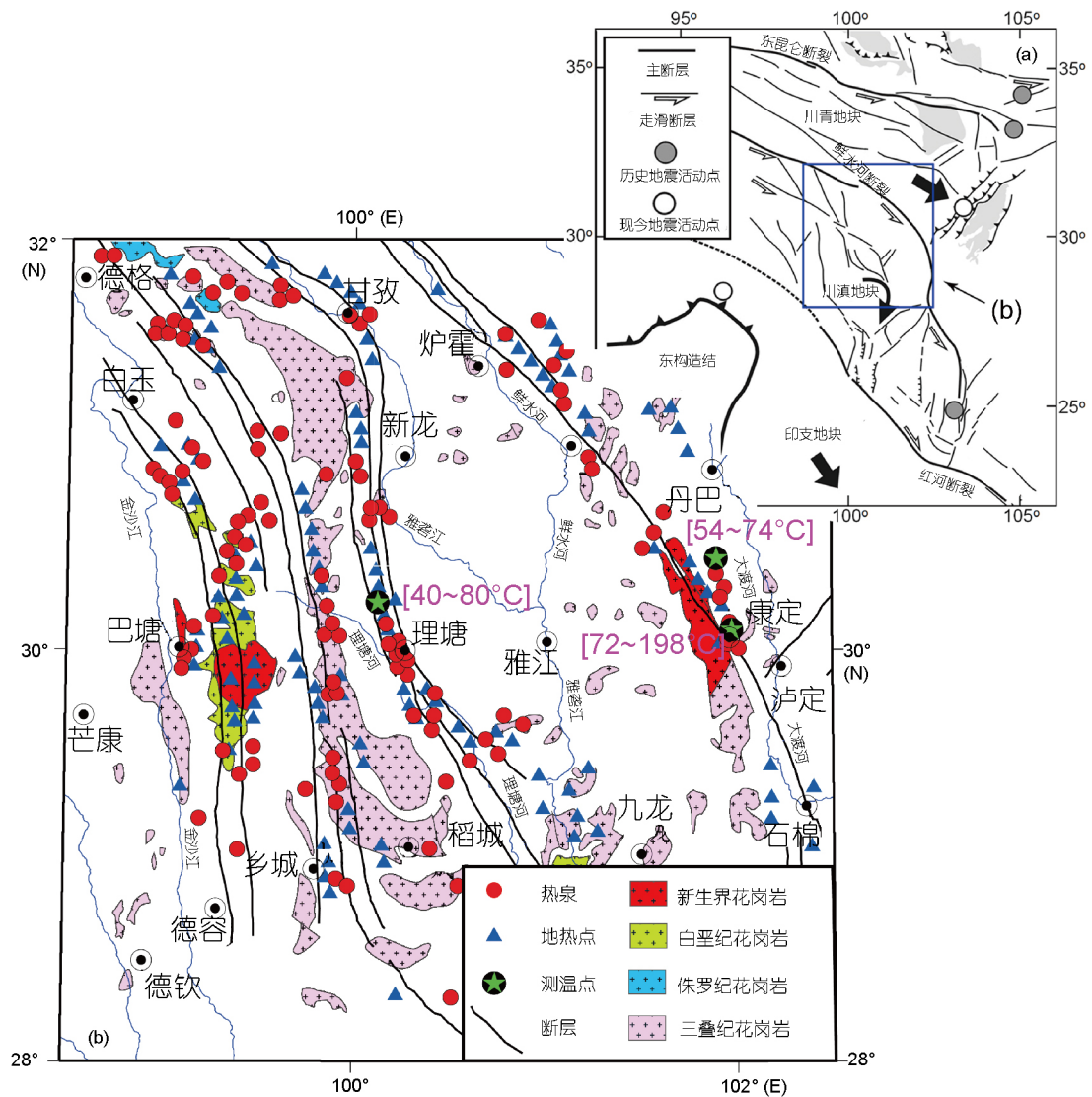


图 1 川西地热地质图  
(a) 研究区构造位置; (b) 研究区地热地质简图

45℃ 以下。

德格-巴塘-乡城地热带, 温泉分布密集程度、泉水温度、水热类型等与甘孜-新龙-理塘地热带极为相似。19处温泉分布在德格、14处在巴塘、15处在乡城, 泉口水温最高88~92℃(表1), 属高温水热系统。其中, 义敦-巴塘温泉热水区, 温泉主要分布在巴塘北部的义敦地区, 沿巴塘河谷成群出露。温泉常出现在燕山期花岗岩体与结晶灰岩接触带发育的断裂带中。许多温泉水温超过60℃, 其中3处超过80℃, 义敦茶洛热坑温泉的水温甚至超过98℃, 2015年本课题组野外踏勘记

录到超过150℃的汽热喷发温度。乡城-稻城贡岭温泉热水区, 温泉集中出露在乡城东南、稻城贡岭两个地区, 乡城东南区域温泉沿燕山期花岗岩体中的北西向断裂出露, 稻城贡岭区域温泉出露在两组断裂交叉处。

## 2.2 地质条件

研究区(图1a)地处龙门山、茶坪山、夹金山、贡嘎山和锦屏山以西, 平均海拔3000~4000m(梁云甫等, 1997), 属青藏高原东延部分(Copley等, 2010; Harrowfield和Wilson, 2005)。区内出露的几乎全是三叠系地

表 1 研究区主要温、热泉分布特征

| 地热带         | 温泉热水区                | 主要温、热泉出露地点与温度 |       |         |       |          |       |
|-------------|----------------------|---------------|-------|---------|-------|----------|-------|
|             |                      | 地点            | 水温(℃) | 地点      | 水温(℃) | 地点       | 水温(℃) |
| 炉霍-道孚-康定地热带 | 道孚、康定中谷、康定、泸定-磨西热水区  | 道孚葛卡          | 45    | 康定中谷大盖  | 58    | 康定工农夹贺沟  | 54    |
|             |                      | 道孚龙普沟         | 51    | 康定中谷    | 66    | 康定宜代热水塘  | 67    |
|             |                      | 道孚曲隆沟口        | 53    | 康定榆林宫   | 91    | 康定龙头沟    | 73    |
|             |                      | 道孚乾宁热水塘       | 71    | 康定灌顶    | 86    | 泸定磨西杉树坪  | 60    |
|             |                      | 道孚隆柯沟口        | 50    | 康定金家河坝  | 68    | 泸定海螺沟热水沟 | 80    |
|             |                      | 丹巴党岭          | 65    | 康定折多塘   | 60    | 石棉田湾热水塘  | 65    |
| 甘孜-新龙-理塘地热带 | 邓柯-甘孜、新龙-理塘、理塘-木里热水区 | 甘孜拖坝中根曲       | 96    | 理塘索绒    | 85    | 理塘曲开隆洼   | 86    |
|             |                      | 理塘禾尼乡尼禾村      | 70    | 理塘热柯下痴洞 | 70    | 九龙洪坝磨房沟  | 61    |
|             |                      | 理塘禾尼乡金碉子      | 80    | 理塘热柯告巫  | 80    | 九龙上团热水塘  | 60    |
|             |                      | 理塘毛垭          | 60    | 理塘嘎波库   | 83    | 木里卡拉麻撒   | 43    |
| 德格-巴塘-乡城地热带 | 义敦-巴塘、乡城-稻城贡岭等热水区    | 德格措阿绒岔卡       | 70    | 巴塘那玛阔沟口 | 80    | 巴塘章柯     | 94    |
|             |                      | 白玉章都          | 80    | 巴塘义墩    | 60    | 巴塘杠日隆    | 97    |
|             |                      | 巴塘茶洛热坑        | >98   | 巴塘得达道班  | 80    | 稻城茹布查卡   | 68    |

表 2 研究区井口测温结果

|            | 测温点            |               | 海拔高度(m) | 井口水温(℃) | 井口压力(MPa) | 井深(m) | 钻孔编号  |
|------------|----------------|---------------|---------|---------|-----------|-------|-------|
| 康定老榆林村     | 101°57'40.96"E | 29°57'14.86"N | 3061    | 198.0   | 2.3       | 2000  | zk203 |
| 康定老榆林村     | 101°57'40.96"E | 29°57'14.86"N | 3061    | 150.0   | 0.8       | 267   | zk201 |
| 康定老榆林村     | 101°57'41.30"E | 29°56'38.61"N | 3050    | 104.0   | 0.3       | 305   | zk4   |
| 康定老榆林村     | 101°57'49.59"E | 29°56'10.92"N | 3142    | 82.0    | 0.4       | 248   | zk101 |
| 康定老榆林村     | 101°57'38.03"E | 29°57'14.33"N | 3006    | 72.0    |           |       | zk202 |
| 中谷村支书家浴池   | 101°52'6.43"E  | 30°16'18.71"N | 3110    | 68.0    |           | 20    |       |
| 中谷村支书家钻井   | 101°52'4.10"E  | 30°16'19.2"N  | 3109    | 72.0    |           | 20    |       |
| 中谷村长家钻井    | 101°52'55.48"E | 30°15'10.63"N | 3049    | 74.0    |           | 51    |       |
| 中谷华西工地温泉花园 | 101°53'3.01"E  | 30°14'54.46"N | 3038    | 54.0    |           |       |       |
| 中谷温泉浴池钻井   | 101°52'13.93"E | 30°15'58.29"N | 3092    | 68.0    |           |       |       |
| 雅拉神山水锈井    | 101°50'15.47"E | 30°16'56.81"N | 3187    | 40.0    |           | 20    |       |
| 雅拉神山大石头旁浴池 | 101°50'15.45"E | 30°16'58.16"N | 3236    | 41.2    |           | 20    |       |
| 理塘四勘院钻井    | 100°8'27.40"E  | 30°4'33.78"N  | 4104    | 79.8    |           | 400   |       |

层,岩性为砂岩、粉砂岩、板岩和千枚岩等. 侏罗系和白垩系地层缺失,二叠系及其他时代地层零星出露,各地层总体呈NNW向条带状展布(刘蓓莉, 1993).

该区断层发育,构造活动强烈,地震频繁. 鲜水河断裂带、甘孜-理塘断裂带、德格-乡城断裂带、金沙江断裂带以及巴塘断裂均是现代活动断裂. 这些主干断裂深切地壳,是地下水热活动的重要通道,为地下水将深部热量带至地壳浅表、孕育高温水热系统、产生强烈水热活动提供了重要的构造条件. 鲜水河断裂带是现今强烈活动的左旋走滑断裂带,走向N40°W,倾向近直立,呈向北东略凸出的弧形弯曲,全长约400km. 北西起自甘孜,向东南经炉霍、道孚,错断一系列山脊水系和地质体,过康定后沿大渡河谷延伸,走滑速率8.9~17.1mm a<sup>-1</sup>,并伴有1~3.2mm a<sup>-1</sup>的隆升(徐锡伟等, 2003),贡嘎山隆升速率高达5.8mm a<sup>-1</sup>(王庆良等, 2008). 300年来沿该断裂带发生过4次7级以上强震,近期地震活动仍十分活跃,如2014年11月22日的康定地震、2016年5月11日的炉霍地震. 甘孜-理塘断裂带也是一条左旋走滑活动断裂带,走向N40°-50°W,倾向NE,倾角较陡,全长约385km. 北西起自金沙江畔,向东南经理塘、德巫,至木里以北消失. 该断裂带使理塘、德巫等盆地古近纪-第四纪地层普遍褶皱或断错. 理塘盆地以东斜列3条50~65km长、具明显活动性的次级断层. 该断裂带走滑速率(4.4±1.3)mm a<sup>-1</sup>,并伴有强烈隆升,理塘、雅江之间的山区隆升速率在4~4.8mm a<sup>-1</sup>(王庆良等, 2008; 王阎昭等, 2008). 德格-乡城断裂带由多条向东凸出的弧形逆断层组成. 金沙江断裂带是断续、分散、滑动速率较低的右旋走滑断裂,走滑速率(0.4±1.6)mm a<sup>-1</sup>,活动性较弱(王庆良等, 2008; 王阎昭等, 2008). 该断裂带是三江褶皱系、松潘-甘孜褶皱系的分界线,两侧地壳运动差异明显,带内挤压破碎强烈. 巴塘断裂也是一条右旋走滑断裂,走向约N30°E,倾向NW,倾角较陡,右旋走滑速率(8.7±2.1)mm a<sup>-1</sup>(周荣军等, 2005). 北东起于莫西附近,向西南经巴塘、斜切金沙江断裂带后,穿莽岭、至澜沧江边消失,全长约200km. 晚第四纪以来具有明显的活动性,1870年巴塘7级地震的地表破裂现今仍依稀可辨(周荣军等, 2005). 这些仍处于活动状态的断裂对地热场有明显的影响,一些大断裂深切地壳,控制了深部高温水热活动和热储构造. 此外,断裂带内,断层持续滑移,断面错动,摩擦生热(生热量正比于断裂面

剪切位移和滑移摩擦阻力),形成局部热源,加热沿断裂带分布的温泉. 我们认为鲜水河、甘孜-理塘、德格-乡城等深大断裂,是形成川西地热活动、控制高温水热区带的主要因素.

研究区内不同构造体系的断裂互相重合、交接、穿插,形成多个重要的岩浆岩带,岩浆活动频繁(Roger等, 1995, 2004; Xiao等, 2007; Zhang等, 2008; Yuan等, 2010; He等, 2013; de Sigoyer等, 2014; Wu等, 2014; Li Y L等, 2015). 岩浆活动对现今地热活动的影响主要体现在时代、规模两个方面(汪集旻等, 2015). 岩浆侵入或喷出的时代越老,保留的余热就越少. 岩浆侵入或喷出的规模越小,热量散失就越快(岩浆余热延续时间与岩体半径平方成正比). 一般认为,第四纪以前发生的一些规模不大的岩浆活动,岩浆余热基本散失殆尽(汪集旻等, 2015). 川西高温水热活动区,从晋宁期至喜山期,有多期岩浆活动,早期以闪长岩类为主,晚期以花岗岩类为主,华力西-印支期以喷发活动为主,燕山-喜山期以侵入活动为主. 鲜水河断裂带至少发育3期岩浆活动(陈文等, 2006),分别发生在12.8、5.50~5.70和3.46Ma. 鲜水河断裂带在晚新生代左旋走滑剪切过程中,在不同区段发生差异隆升作用. 早期10.39~10.13Ma,北西段发生快速构造抬升. 中期5.70~4.42Ma,中段和北西段同时发生抬升. 晚期3.60~3.46Ma,南东段发生抬升,中段和北西段也随之隆升. 在走滑剪切过程中和不同区段差异隆升作用下,伴随有岩浆侵位活动. 在康定一带,沿鲜水河断裂侵入了一个平行于断裂的大型花岗岩闪长岩体——贡嘎山-折多山花岗岩体. 该侵入岩体长80~90km、宽7~20km,是鲜水河断裂同剪切岩浆侵入产物. 乡城-稻城地区位于近南北的豆荚状义敦弧岩浆岩带内,沿南北向断裂发育4套花岗岩体,分别为印支期弧花岗岩、燕山早期同碰撞花岗岩、燕山晚期A型花岗岩和喜马拉雅期花岗岩, Th、U元素强烈富集. 我们认为放射性元素蜕变放热、晚期活动(<10Ma)花岗岩类岩浆余热、凝固过程中释放的熔融潜热等,也是形成该区水热活动的因素.

### 3 壳-幔热结构分析

#### 3.1 热流结构分析

大地热流是地球表面能直接观测到的、表征地球内热的基本物理量,是识别地热异常、研究壳-幔热

结构的重要参数(汪集旻等, 2015). 图2a是由传导型热流数据得到的中国大地热流图(Hu等, 2000; 胡圣标等, 2001), 它是分析区域地热异常背景的基础. 图2a中可以看出, 川西与藏、滇高热流区同属地中海-喜马拉雅地热带, 大地热流总体特征: 西南高、东北低. 研究区内没有实测大地热流点, 其热背景可通过中国大地热流图(图2a)内插得到(图2b). 图2b中可以看出, 川西大地热流具有沿北东方向逐渐降低的地热背景. 这种大地热流变化趋势反映了青藏高原“东构造结”北东向推挤的热传递效果. 西南部的高热流起因于新生代印度-欧亚板块沿雅鲁藏布江缝合带的陆-陆碰撞以及地中海-喜马拉雅地热活动带的岩浆作用. 中部和东北部地区受到青藏高原“东构造结”北东向推挤的远程效应, 但主要是浅层变形, 热扰动微弱, 故而表现为逐步减低的大地热流背景, 但在一些地下水排泄区, 如

康定、理塘、巴塘等热水活动区, 热流量较高, 形成局部地热异常带.

大地热流 $Q$ 等于地壳热流 $Q_c$ 与地幔热流 $Q_m$ 之和(汪集旻等, 2015), 即

$$Q = Q_c + Q_m. \quad (1)$$

从地表大地热流 $Q$ 中区分出 $Q_c$ 与 $Q_m$ , 进而计算大地热流壳、幔组分比例 $Q_c/Q$ 、 $Q_m/Q$ 、 $Q_c/Q_m$ , 是地学研究壳-幔热结构的重要内容. 通常, 利用式(1)研究壳、幔热流结构, 首先需要实测大地热流值 $Q$ 、需要地球物理和地球化学探测建立地壳岩石学模型, 其次需要由实测岩石生热率计算相应的地壳热流值 $Q_c$ , 最后需要设法得到合理的地幔热流值 $Q_m$ . 但是, 目前川西地区几乎没有实测大地热流值, 更缺乏详细的岩石学、地球化学和地球物理资料, 无法满足式(1)要求的条件,

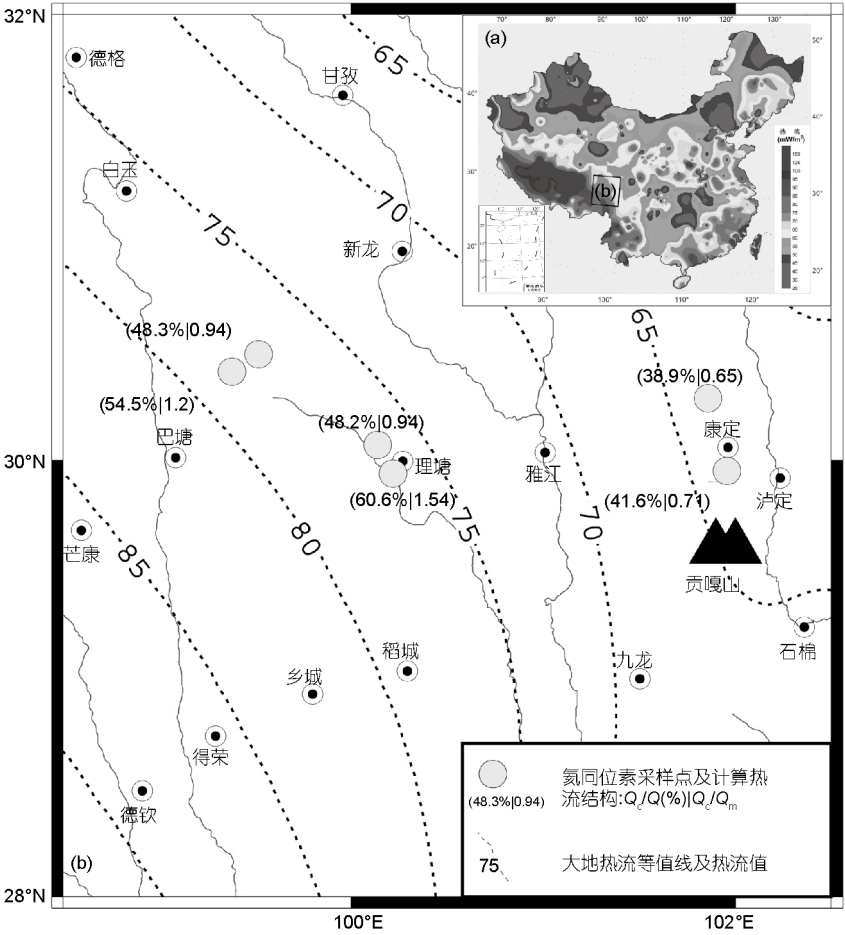


图2 川西地热背景分析图  
(a) 中国大地热流图(Hu等, 2000; 胡圣标等, 2001); (b) 研究区热流背景

只能采取替代办法分析其热流特征. 利用氦同位素估算热流是一种从大地热流中分离壳/幔热流的替代办法(O'Nions和Oxburgh, 1983; 汪洋, 2000; Torgersen等, 1992).

O'Nions和Oxburgh(1983)指出, 地下流体中的 $^3\text{He}$ 通量与地幔热流正相关.  $^4\text{He}$ 通量与大陆地壳岩石中放射性元素铀、钍的含量成正比, 因此与地壳热流正相关. 据此, 汪洋(2000)收集全球大陆高精度氦同位素 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值资料和可靠壳幔热流 $Q_c/Q_m$ 比值数据, 利用回归分析得到二者之间的统计公式:

$$\frac{Q_c}{Q_m} = 0.815 - 0.3 \log \left( \frac{R}{R_a} \right), \quad (2)$$

式中,  $R$ 为测试样品的氦同位素 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值,  $R_a$ 为大气中的氦同位素 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值. 依据O'Nions和Oxburgh(1983),  $R_a = 1.39 \times 10^{-6}$ .

Torgersen等(1992)研究表明, 虽然氦通量与热流之间因浅部流体运移过程的影响而难以形成确定的函数关系, 但氦同位素组成在运移过程中不会发生分馏,  $Q_c/Q_m$ 比值与 $R/R_a$ 比值之间的关系不受运移过程的影响. 因此, 为回避流体运移过程影响因素, 不研究氦通量与热流值的关系, 而直接用氦同位素比值与壳幔热流比值之间的关系分析热流特征, 是研究大地热流壳、幔组分比例的可行方法(汪洋, 2000).

川西地区缺乏大地热流实测值, 为研究壳幔热结构, 本文利用热水活动区局部地段实测水样的氦同位素比值区分地壳热流和地幔热流. 我们在德格-巴塘-乡城地热带、甘孜-新龙-理塘地热带、炉霍-道孚-康定地热带的巴塘、理塘、康定等地, 采集了部分水样, 在实验室测定基础上, 利用式(2)由流体 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值计算壳幔热流比 $Q_c/Q_m$ , 然后结合式(1)计算出巴塘、理塘、康定等水热活动区地壳热流、地幔热流在地表热流所占比例 $Q_c/Q$ 、 $Q_m/Q$ , 结果如表3所示.

表3中, 巴塘热水区 $Q_c/Q = 47 \sim 57\%$ ; 理塘热水区 $Q_c/Q = 45 \sim 60\%$ ; 康定热水区 $Q_c/Q = 35 \sim 46\%$ . 图3a给出了表3中实测氦同位素 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值计算的热流结构 $Q_c/Q$ 比值(蓝色柱体), 以及沿这三个热水区由西向东大地热流 $Q$ 值(红色点划线). 图3a中, 沿巴塘-理塘-康定一线, 内插大地热流 $Q$ 值(图3a中 $Q$ , 红色点划线)由西向东不断降低, 在巴塘热坑、理塘卡辉和康定榆林河等地, 分别为 $77.5 \sim 78.6$ 、 $75.4 \sim 76.6$ 和 $63.3 \sim 63.8 \text{ mW m}^{-2}$ .

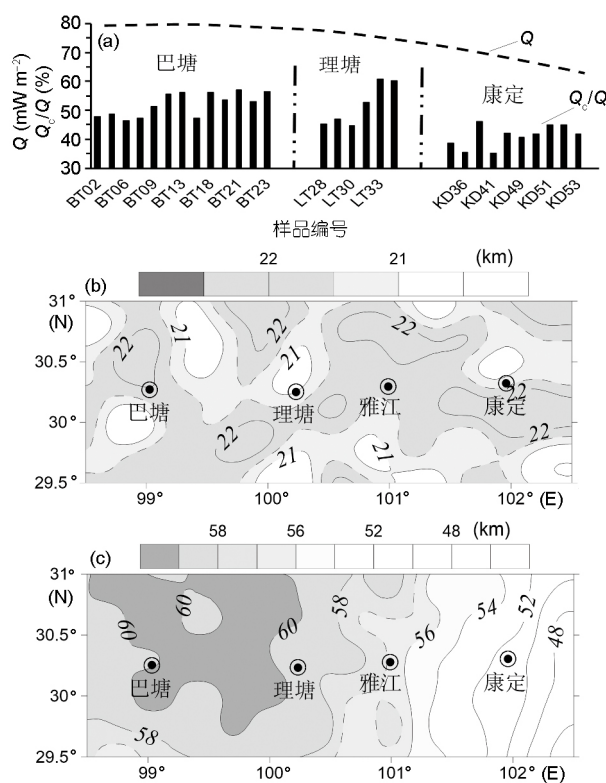


图3 川西热流分析图

(a) 大地热流 $Q(\text{mW m}^{-2})$ (红色点划线)与氦同位素计算热流比例 $Q_c/Q(\%)$ (BT-巴塘样品, LT-理塘样品, KD-康定样品); (b) 航磁反演居里面深度(km); (c) 重力反演莫霍面深度(km). 深度起算点为地表

氦同位素方法计算的地壳热流在大地热流中所占比例(图3a中 $Q_c/Q$ , 蓝色柱体)均低于60%, 且“西高东低”, 与大地热流变化趋势一致. 我们认为, 来自地壳深部的热量叠加地表强烈水热活动, 是产生氦同位素计算地壳热流比例与区域大地热流背景值变化格局“相似”的主要原因. 巴塘热水区 $Q_c/Q_m = 0.94 \sim 1.2$ ; 理塘热水区 $Q_c/Q_m = 0.94 \sim 1.54$ ; 康定热水区 $Q_c/Q_m = 0.65 \sim 0.71$ . 其中, 康定榆林河地壳热流与地幔热流的比值最低( $Q_c/Q_m = 0.54$ ); 理塘卡辉地壳热流与地幔热流的比值最高( $Q_c/Q_m = 1.56$ ). 这种壳幔热流比例表明: 川西高温水热活动区西部, 理塘、巴塘等水热活动区来自地壳的热量与来自地幔的热量相当,  $Q_c \approx Q_m$ , 或略多于来自地幔的热量, 如, 热炕热泉群、卡辉热泉群. 川西高温水热活动区西部, 康定水热活动区来自地壳的热量小于来自地幔的热量,  $Q_c < Q_m$ , 特别是榆林河热泉群, 地壳热流仅及地幔热流的一半.

利用重磁反演, 我们计算了康定、理塘、巴塘高

表 3 氮同位素比值与热流结构

| 热水区 | 采样点    | 样品编号 | 位置                           | $^3\text{H}/^4\text{H}$ | 热流结构      |             |
|-----|--------|------|------------------------------|-------------------------|-----------|-------------|
|     |        |      |                              |                         | $Q_c/Q_m$ | $Q_c/Q(\%)$ |
| 巴塘  | 措普沟牦牛场 | BT02 | 30°28'26"N 99°31'07"E        | $9.79\times 10^{-7}$    | 0.92      | 47.92       |
|     |        | BT03 | 30°28'28"N 99°31'04"E        | $9.00\times 10^{-7}$    | 0.95      | 48.6        |
|     |        | BT06 | 30°28'27.28"N 99°31'6.92"E   | $1.16\times 10^{-6}$    | 0.87      | 46.51       |
|     |        | BT07 | 30°28'28.39"N 99°31'4.58"E   | $1.06\times 10^{-6}$    | 0.9       | 47.27       |
|     |        | BT09 | 30°28'28.54"N 99°31'4.41"E   | $6.36\times 10^{-7}$    | 1.0       | 51.2        |
|     |        | 平均值  |                              | $9.47\times 10^{-7}$    | 0.94      | 48.3        |
|     | 热坑     | BT10 | 30°24'7.07"N 99°22'59.33"E   | $3.18\times 10^{-7}$    | 1.26      | 55.7        |
|     |        | BT13 | 30°24'10.41"N 99°23'8.81"E   | $2.92\times 10^{-7}$    | 1.28      | 56.2        |
|     |        | BT15 | 30°24'9.38"N 99°22'58.68"E   | $1.04\times 10^{-6}$    | 0.9       | 47.4        |
|     |        | BT18 | 30°24'11.06"N 99°23'3.48"E   | $2.95\times 10^{-7}$    | 1.28      | 56.14       |
|     |        | BT19 | 30°24'12.2"N 99°23'11.72"E   | $4.42\times 10^{-7}$    | 1.16      | 53.68       |
|     |        | BT21 | 30°24'12.63"N 99°23'03.00"E  | $2.56\times 10^{-7}$    | 1.32      | 56.95       |
|     |        | BT22 | 30°24'14.19"N 99°23'06.57"E  | $4.80\times 10^{-7}$    | 1.13      | 53.13       |
|     |        | BT23 | 30°24'11.99"N 99°23'04.89"E  | $2.80\times 10^{-7}$    | 1.3       | 56.45       |
|     |        | 平均值  |                              | $4.25\times 10^{-7}$    | 1.2       | 54.46       |
| 理塘  | 理塘     | LT29 | 30°4'34.92"N 100°8'25.12"E   | $1.10\times 10^{-6}$    | 0.89      | 46.95       |
|     |        | LT30 | 30°4'37.28"N 100°8'24.64"E   | $1.43\times 10^{-6}$    | 0.81      | 44.64       |
|     |        | LT32 | 30°4'34.67"N 100°8'25.06"E   | $4.98\times 10^{-7}$    | 1.12      | 52.9        |
|     |        | 平均值  |                              | $1.01\times 10^{-6}$    | 0.94      | 48.16       |
|     | 卡辉     | LT33 | 29°56'36.48"N 100°12'55.22"E | $1.16\times 10^{-7}$    | 1.56      | 60.95       |
|     |        | LT34 | 29°56'34.09"N 100°12'55.03"E | $1.34\times 10^{-7}$    | 1.52      | 60.28       |
|     |        | 平均值  |                              | $1.25\times 10^{-7}$    | 1.54      | 60.62       |
| 康定  | 榆林河    | KD35 | 29°57'14.86"N 101°57'40.96"E | $2.57\times 10^{-6}$    | 0.63      | 38.69       |
|     |        | KD36 | 29°57'14.86"N 101°57'40.96"E | $3.40\times 10^{-6}$    | 0.55      | 35.36       |
|     |        | KD39 | 29°56'42.98"N 101°57'37.95"E | $1.20\times 10^{-6}$    | 0.86      | 46.24       |
|     |        | KD41 | 29°57'6.75"N 101°57'40.87"E  | $3.44\times 10^{-6}$    | 0.54      | 35.19       |
|     |        | 平均值  |                              | $2.65\times 10^{-6}$    | 0.65      | 38.87       |
|     | 中谷村    | KD45 | 30°16'13.78"N 101°52'4.65"E  | $1.86\times 10^{-6}$    | 0.73      | 42.1        |
|     |        | KD49 | 30°16'56.81"N 101°50'15.47"E | $2.13\times 10^{-6}$    | 0.69      | 40.73       |
|     |        | KD50 | 30°16'58.16"N 101°50'15.45"E | $1.91\times 10^{-6}$    | 0.72      | 41.85       |
|     |        | KD53 | 30°15'58.29"N 101°52'13.93"E | $1.91\times 10^{-6}$    | 0.72      | 41.85       |
|     |        | 平均值  |                              | $1.95\times 10^{-6}$    | 0.71      | 41.63       |

温水热活动区居里面和莫霍面. 反演结果如图3b和c所示, 图中深度起算点为地表. 居里面是研究深部热结构的重要温度界面, 大致对应地壳磁性物质失去磁性时居里等温面(磁铁矿居里温度约575~585℃)的深度(Amaiz-Rodríguez和Orihuela, 2013). 图3b给出了康定、理塘、巴塘高温水热活动区航磁异常反演的居里面深度, 可以看出, 居里面深度在19.5~22.5km, 深、浅交替, 呈团块状、NW向串珠状分布. 图3c给出了康定、理塘、巴塘高温水热活动区重力反演的莫霍面深度, 可以看出, 由东向西, 地壳厚度逐渐增厚, 康定、理塘、巴塘的地壳厚度分别为51、59和60km. 研究区西部的巴塘、理塘热水区, 地壳总体较厚, 呈团块状. 东部的康定热水区, 地壳厚度比西部薄, 向东梯级变薄. 莫霍面变化特征与表3中的 $Q_c/Q_m$ 比值变化趋势具有“相似性”, 二者具有内在关联. 地壳的热状态主要受控于构造-热事件和岩石圈深部动力学过程. 中、新生代以来, 青藏高原北东向的挤出, 在地表形成的地形起伏、沉积剥蚀, 在地壳内形成的断层剪切摩擦生热、放射性元素富集形成的放射性热、岩浆余热、低速高导层, 在不同地块间形成的相互挤压与构造变形等, 不仅控制地壳的平均温度, 也控制 $Q_c/Q_m$ 比值.

### 3.2 深部地热学分析

区域热背景与深部热扰动持续时间、构造-热事件的深度和规模相关. 岩石圈尺度热扰动的松弛时间在200Ma以上, 地壳尺度的热松弛时间约为100Ma(Enkin等, 1992; 汪集旻等, 2015; Li H L等, 2015). 因此, 现今观测到的地表热流基本对应中生代-新生代以来的地壳构造-热事件和动力学过程. 中、新生代以来, 川西高原受青藏高原北东向挤出、以及四川盆地西向阻挡作用, 形成高山高原, 地形起伏. 不同地块间相互作用, 形成总体NNW向条带状展布的地层、断裂、岩浆与地下水活动.

重力大地水准异常图中(图4a), 川西高原西南侧和东侧, 水准面异常均低于-34m, 高温水热活动区则比周围和两侧水准面高4~6m, 异常值在-30~-28m, 形成相对高值“台地”区. 表明深部动力学过程形成的重力水准面相对高值“台地”与区域性构造-热事件控制的高温水热活动相关(图4a). 在深部动力学过程中, 地幔流切向应力场对岩石圈构造运动、地壳变形起主要作用(Runcorn, 1964; Bowin, 1983; 吴建平和刘元龙,

1992; 傅容珊等, 1994; 张健等, 1997). 利用重力位球谐系数模型, 可以计算不同阶次地幔流切向应力场, 它们与不同深度壳幔物质结构、构造活动等关系密切. 图4b~d分别为高阶(2-720阶)、中阶(2-450阶)、低阶(2-270阶)地幔流在岩石圈内形成的归一化切向应力分布. 归一化处理是数据挖掘的基础方法, 通过线性缩放, 将不同阶次重力位系数计算的切向应力, 归算到区间[-1,1]. 归一化处理后的数据, 降低了不同量级数值的复杂度, 避免了大、小数值区间属性的相互支配, 增强了数据的可比性. 归一化的数据无量纲和量纲单位(图4b~d), 便于在相同量级上展示不同数据区的相对位置, 有利于开展全区域综合比较评价. 图中正值(红色)区域为“拉张”应力区或“上升”构造区, 负值(蓝色)区域为“挤压”应力区或“下沉”构造区. 图4b大致反映9km深度(Bowin, 1983; 张健等, 1997)应力场特征, 对应地表水热活动区基本为一些局部的张性区域或上升构造区. 图4c大致反映15km深度应力场特征, 地表水热活动区与北西走向的条带状张性应力区或上升构造区大致对应. 图4d大致反映24km(Bowin, 1983; 张健等, 1997)深度应力场特征, 此深度层面应力场明显形成北东、北西两个张性应力条带或上升构造带, 它们在乡城交汇. 其中, 北西向的张性应力条带或上升构造区与地表水热活动区大致对应. 表明深部张性应力场或上升构造区与区域性的高温水热活动存在因果关系.

利用“成矿带天然地震数据解析关键技术研究”项目成果(张健和安美建, 2016), 我们获得川西地震S波速结构(Feng和An, 2010). 分析发现, 川西中、下地壳S波速较低, 对应地表水热活动主体区域, 呈现较大规模的低速圈闭. 图5a~c分别给出深度9、24和33km的S波速图像, 图中深度起算点为地表. 可以看出, 上地壳S速度结构与地表水热活动区没有明显的关系, 而中、下地壳的北西向S波低速区与地表水热活动区呈现明显的相关性. 其中, 图5a中9km深度的两个S波低速区分别在乡城以南、巴塘以北, 与地表地热异常区没有明显的对应关系, 而图5b和c中的24和33km深度的北西向S波低速区与地表地热异常区较吻合. 图5d~f分别为30.75°N、30°N、29.25°N线的S波速剖面图, 在15~30km深度存在明显的 $V_s < 3.2 \text{ km s}^{-1}$ 的S波低速区, 呈平卧的“鱼”形, 东西长约200km. 该低速区平面上为北西向条带状, 在巴塘-理塘之间穿过. 低速区之上,  $V_s$

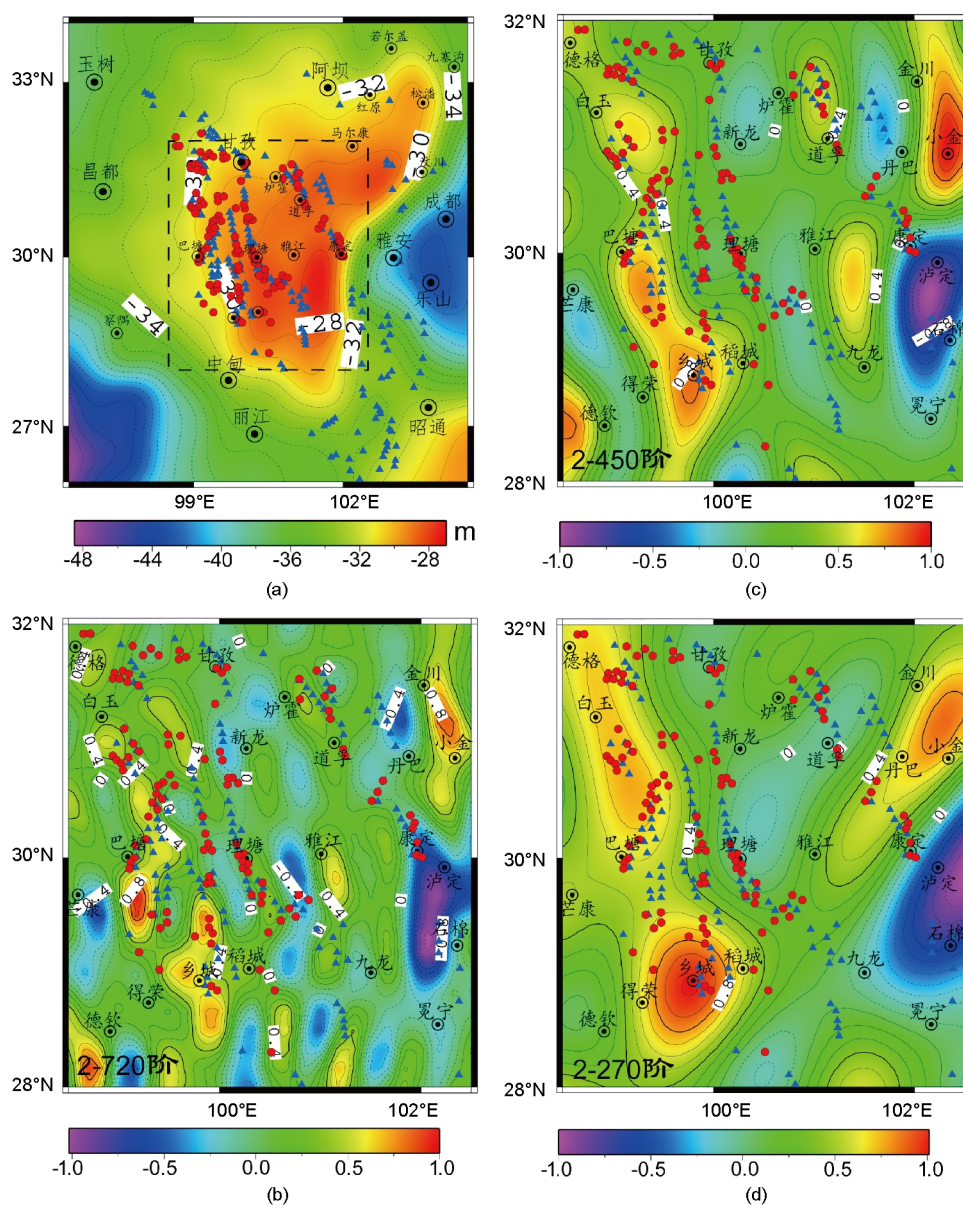


图4 川西水热活动区深部动力学特征

(a) 重力大地水准面异常(m)(虚线方框为图(b)~(d)位置); (b)~(d) 重力位球谐系数计算的高、中、低阶归一化切向应力(无量纲数值区间[-1,1]); 红色圆点为温泉点, 蓝色三角为地热点, 同图1

值向上逐渐递增, 在9~15km深度处, 形成 $V_s > 3.5 \text{ km s}^{-1}$ 的高速区. 该高速区平面上为东北向条带状, 与其下北西向低速条带在地表投影轴形成“X”型交叉(图5a). 高速区之上,  $V_s$ 值随深度变浅而逐渐递减, 由9km深处的 $3.5 \text{ km s}^{-1}$ 降至地表的 $3.1 \text{ km s}^{-1}$ .

地震S波提供了估计地热结构的重要信息(Nolet和Zielhuis, 1994; Sobolev等, 1996; Goes等, 2000; Shapiro

和Ritzwoller, 2004; An和Shi, 2006; 安美建和石耀霖, 2007). 理论上, S波速由剪切模量和密度确定, 与温度、压力、矿物成分及结构、流体等参数相关. 但是, 在地下一定深度, 温度是影响S波速变化的最主要因素(An和Shi, 2006; 安美建和石耀霖, 2007; 张健和安美建, 2016). 前人在给定地幔矿物平均组分条件下, 认为低速 $V_s$ 对应高温 $T$ (Goes等, 2000; Shapiro和Ritzwoller,

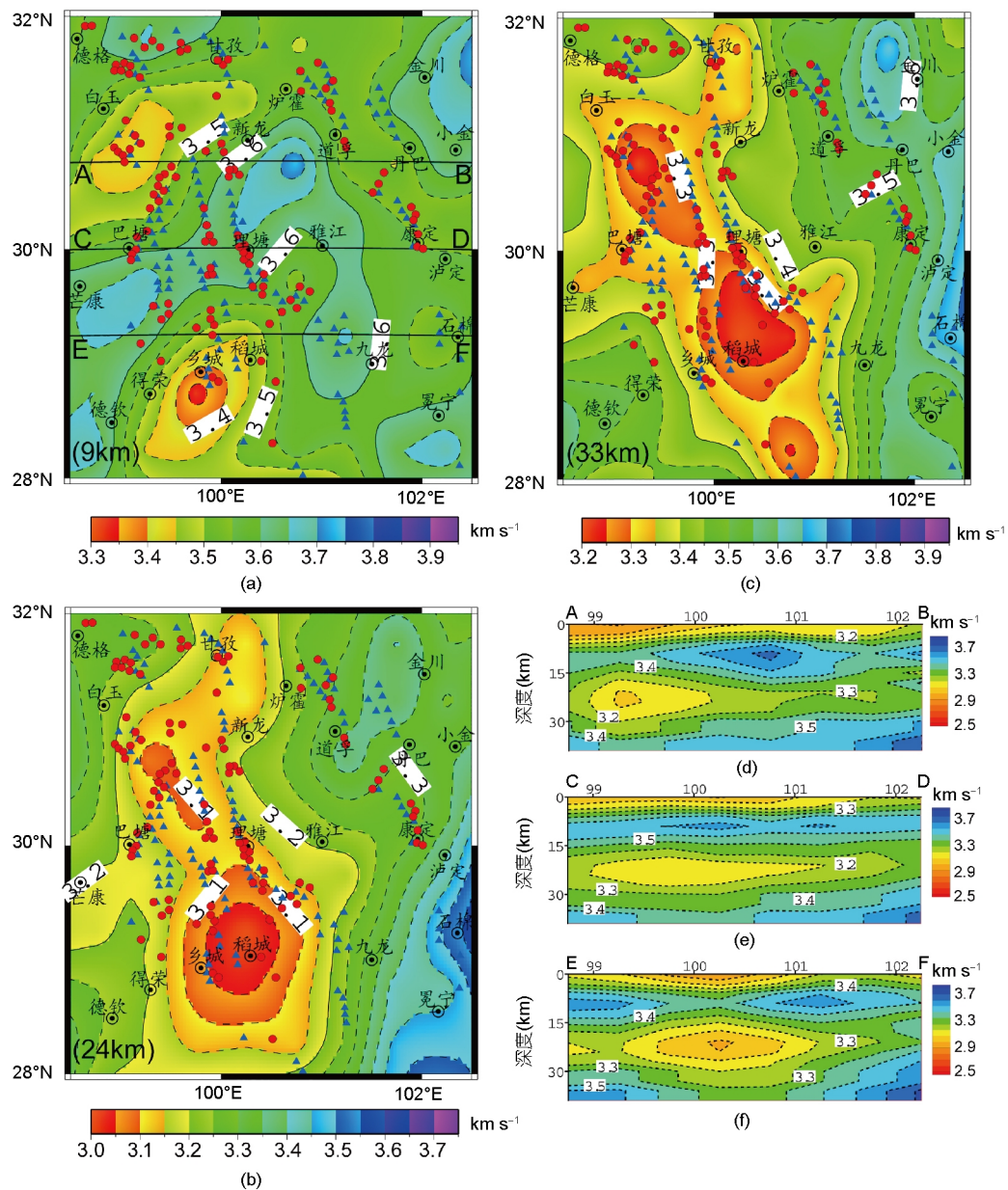


图5 川西水热活动区地震S波速度分析

(a)~(c)分别为9、24、33km深度S波速度结构; (d)~(f)为S波速度剖面, 剖面位置见(a)。深度起算点为地表

2004)。由于缺乏川西岩石热物性实验数据, 目前还不能由图5中的S波速值计算温度 $T$ 值。但是, 温度 $T$ 、剪切波速 $V_s$ 都与岩石流变性质有关, 在地壳一定深度(>15km)岩石流变性质约束下, S波低速带、 $T$ 高温区二者分布形态近似一致。因此, 推测图5d~f中15~30km深度的S波低速区( $V_s < 3.2 \text{ km s}^{-1}$ )可能对应地壳物质部分熔融区。

综上, 热流结构特征分析表明: 巴塘-理塘-康定一线大地热流在 $63.3 \sim 78.6 \text{ mW m}^{-2}$ , 西高东低。地壳热流在大地热流中所占比例低于61%, 与大地热流变化趋势一致。研究区西部的巴塘、理塘热水区, 地壳热流与地幔热流相当, 东部的康定热水区, 地壳热流小于地幔热流。重力反演的莫霍面深度由西向东逐渐抬升, 西部巴塘、理塘热水区莫霍面呈团块状下沉, 东部康

定热水区莫霍面呈东向梯级上升, 莫霍面变化趋势与  $Q_s/Q_m$  比值变化趋势具有“相关性”。深部地热学分析表明, 重力水准面相对高值“台地”、深部地壳张性应力场或上升构造区、中下地壳  $S$  波低速区与川西地表北西向水热活动区明显相关。

## 4 讨论与结论

### 4.1 深部热源

地球物理研究表明(Royden, 1997; 徐锡伟等, 2003, 2005; 张培震, 2008), 川西高原地壳“热”、“软”、“厚”, 流变强度较低, 中-下地壳发育有“低速”、“高导”层, 具备塑性流动、岩浆活动的环境。沿  $30^\circ\text{N}$  线(图5中CD线)的人工地震二维速度剖面(王椿埜等, 2003)表明, 川西高原地壳平均  $P$  波速度为  $6.25\sim 6.30\text{ km s}^{-1}$ , 地壳  $13\sim 30\text{ km}$  深度存在厚度  $8\sim 10\text{ km}$  速度  $5.8\text{ km s}^{-1}$  的低速层。地震体波走时层析成像(黄金莉等, 2001)表明, 川西高原中地壳  $25\text{ km}$  层面广泛存在低速层, 但横向变化大, 有些地方出现在中地壳上部, 有些地方则发育在中地壳下部。在川西高原中地壳内, 与低速层对应深度还存在电性高导层(孙洁等, 2003)。大地电磁测深资料表明(Bai等, 2010), 川西高原地壳  $15\text{ km}$  以下深度发育高导层, 电阻率小于几十欧姆米, 层厚  $20\sim 30\text{ m}$ , 底界最大深度可达  $40\sim 50\text{ km}$ 。重、磁反演(高玲举等, 2015)得到川西高原莫霍面在  $43\sim 63\text{ km}$ , 居里面在  $17\sim 23\text{ km}$ 。

根据地热地质条件分析、壳幔热结构分析, 我们给出地球物理解释与深部热源推断结果, 如图6所示。其中, 图6a和b分别给出了图1中(或图5a中CD线)  $30^\circ\text{N}$  线南、北两侧一定范围( $\text{N}29.8^\circ\sim 30.2^\circ$ )内重力布格异常、航磁异常、地表断裂与岩体分布。可以看出, 重、磁异常密集出现在巴塘-理塘之间, 以及康定以东。区内出现的11条断层横穿  $30^\circ\text{N}$  线, 岩体大致沿断层出露, 并与重、磁异常对应。图6c给出了  $30^\circ\text{N}$  线(图5a中CD线)的剪切波速度剖面。可以看出,  $9\text{ km}$  以浅,  $V_s$  速度分别在巴塘、理塘、雅江、康定之下出现整体折拐或陡变, 显示出与深部断裂构造的对应。  $9\sim 15\text{ km}$ , 是一个大致由西向东逐渐抬升的条带形高速区。  $15\sim 30\text{ km}$ , 存在一个明显的低速区,  $V_s < 3.2\text{ km s}^{-1}$ 。该低速区, 在巴塘-雅江之间形成“头”西“尾”东长约  $200\text{ km}$  的“鱼”形。依据地下一定深度低速  $V_s$  与高温  $T$  的对应关系(An和Shi, 2006; 安美建和石耀霖, 2007; Goes等, 2000; Shapiro和

Ritzwoller, 2004), 推测该低速区可能存在高温地壳物质部分熔融或塑性流变。图6d是依据壳-幔热结构分析、综合地球物理解释给出的川西高温水热活动区深部热源推断结果。川西高原  $0\sim 15\text{ km}$  的上地壳是地壳脆性层, 中地壳发育低速、高导层, 居里面之下存在温度相对较高的局部熔融, 形成厚约  $8\sim 10\text{ km}$  的低速软弱层。地壳内的低速层通常认为与岩石的孔隙压力和含水性质有关, 但也与介质热状态或特殊矿物成分有关。而壳内高导层则被认为是与低黏滞度部分熔融或高温流体物质有关。综合判断, 川西高原地壳内的低速、高导层与介质热状态有关, 表明地壳存在部分熔融的高温物质, 为地表温、热泉的水热活动提供了深部热动力基础。基于地质、地球物理、水化学和同位素地球化学资料的综合分析, 我们认为, 川西高温水热区的温、热泉(图6d中绿圈和红圈)是大气降水、地表水沿断裂带裂隙渗入地下后(图6d中蓝色箭头), 经深部热源加热后(图6d中红色箭头)的产物。断层是主要的水热活动通道, 是深部热量上升(图6d中黑色箭头)至浅表、产生强烈水热活动的重要条件。该区在  $15\sim 30\text{ km}$  深度存在的  $V_s$  低速区(图6c和5e)可能对应深部热源区。由于  $V_s$  低速区在图5中的AB( $30.75^\circ\text{N}$ 线)、CD( $30^\circ\text{N}$ 线)、EF( $29.25^\circ\text{N}$ 线)剖面上都存在, 因此, 推断其对应的高温区是构成川西高原地壳塑性流变的构造基础, 也是川西高温水热活动区的深部热源。该区居里等温面深度在  $19.5\sim 22.5\text{ km}$ (图3b), 与  $15\sim 30\text{ km}$  深度处的  $V_s$  低速区重叠。对比该区磁异常反演的平均居里等温面( $575\sim 585^\circ\text{C}$ , Armaiz-Rodríguez和Orihuela, 2013)深度(图6d中AJSD灰色实线), 可以看出,  $V_s$  低速区推测的高温地壳物质部分熔融或塑性流变层位深度, 与磁异常反演的平均居里等温面深度大致相当。二种不同地球物理方法得出的结果, 为确定深部热源提供了重要依据。

图6所示的地球物理解释与深部热源推断结果表明, 川西高原具有孕育强烈水热活动的构造背景和地热条件。该区地热水主要受深大断裂带控制, 温泉大多出露在分支断层与主断裂的交切处、压性断层的上盘或断层深切的沟谷中。该区历史上发生过6次7级以上强震, 11处超高温温泉全都沿强震带出露(罗来麟, 1994)。1950年康定折多塘7.5级地震前, 折多塘温泉水温明显升高。1976年松潘-平武7.2级地震发生时, 康定榆林宫温泉水温由  $89^\circ\text{C}$  上升到  $94^\circ\text{C}$ 。理塘毛垭温

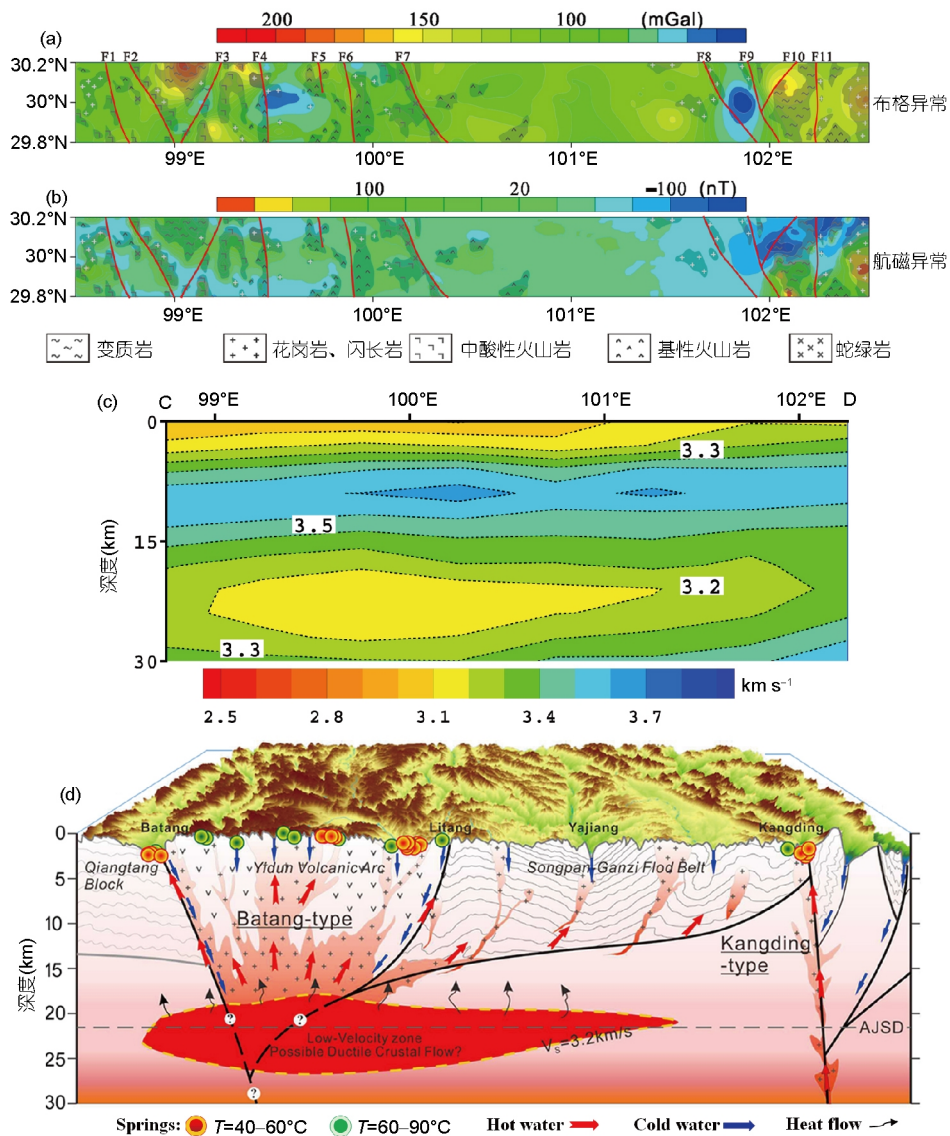


图 6 地球物理解释与深部热源推断图

(a) 布格剩余重力异常(mGal)与断层、岩体分布; (b) 航磁异常(nT)与断层、岩体分布; (c) 30°N线S波速度剖面(km s<sup>-1</sup>); (d) 综合解释推断结果. 深度起算点为地表

泉1890年、1948年7级地震导致理塘河谷增添许多新泉眼. 近年来, 1981年道孚6.9级地震、1986年理塘5.6级地震、1989年巴塘6.7级地震、2001年雅江6.0级地震、2014年康定6.3级地震, 均出现在温泉地热带内(李介成, 1983; 高志友等, 2004; 李军等, 2005; 龙德雄等, 2006). 深大断裂不但为地下热水循环提供了良好的通道, 形成沿活动断裂带分布的条带状高温热水活动地热异常区, 而且在地震过程中伴随剪切推覆作用的断层摩擦、应变等形成高温泉的附加热源.

断裂带上的温泉地热区普遍有以花岗岩为主的多期岩浆岩侵入(何京生等, 2009). 该区185处地下水点中, 有56个温、热泉出露在甘孜-理塘断裂带上的印支期花岗岩体中, 27个温、热泉出露在鲜水河断裂带上的燕山期花岗岩体中, 22个温、热泉出露温泉在德格-乡城断裂带上的印支期花岗岩体中. 但是, 一般认为, 第四纪以前发生的一些规模不大的岩浆活动, 岩浆余热基本散失殆尽, 对现今局部热异常区的地温场影响不大. 理塘格聂、泸定磨西、康定折多塘等地

花岗岩体测年数据表明(Tang等, 2017), 燕山期花岗岩体是多次岩浆活动的产物, 最晚期的岩浆活动可延续到喜山早期, 且岩体中钾长石含量多, 还含微量铀。因此, 这些岩体内的岩浆余热已不复存在, 但岩体内残存的放射性元素长期生热, 仍可增温、加热该区沿燕山期花岗岩体带与围岩接触带循环、运移、出露的温泉水。

## 4.2 水热系统

川西温泉水的补给主要依靠大气降水、地表水沿断裂带裂隙渗入, 经深循环、深部热源加热后成为地热水。金沙江、雅砻江、大渡河水系及其支流鲜水河、德格河、白玉河、巴塘河、九龙河、理塘河(无量河)、折多河、榆林河、磨西河等河谷两岸, 分布第四纪松散堆积层孔隙水和基岩裂隙水, 是渗入地下水的主要补给水源(傅广海和殷继成, 2009)。沿断裂带、岩浆带, 沟谷发育, 河流密布, 地表水径流排泄强烈。区内主干断裂带均是强烈走滑、深切地壳的现代活动断裂, 断裂带切割作用强烈, 有利于地下水的补给。地下水补给过程中, 循环通道较深, 冷热水循环深度较大(陈喜昌, 1986; 梁云甫等, 1997)。

根据川西高温水热活动区野外调查、结合地热学分析, 我们在前人研究(李介成, 1983; 李军等, 2005; 龙德雄等, 2006)基础上, 将研究区水热系统归为两大类: 巴塘型(Batang-type)和康定型(Kangding-type), 如图6d所示。

巴塘型(Batang-type)水热系统的典型代表是理塘盆地。理塘盆地位于甘孜-新龙-理塘地热带上的理塘-德巫次级水热带中, 是一个大型第四纪断陷盆地, 出露8处温泉群。其中, 毛垭温泉群位于理塘县城毛垭乡, 主要沿NW向理塘断裂带出露, 泉口水温40~66℃。该温泉群中-深循环的地下水流被深部热源加热, 再在地层压力和水压下顺NW向理塘断裂带回返地表。地下热水在上升过程中与地壳浅层冷水混合, 并在上升过程中遭遇石灰岩地层, 温泉群出露处伴有厚层的碳酸钙泉华层。分析认为, 理塘盆地水热系统成因机制为: 深部热源加热地表入渗冷水, 形成下层高温热储。下层高温热水受静水压力和水热对流作用, 沿裂隙带向地表排泄。排泄过程中, 或因上升至汽化深度前受冷水稀释降温, 形成以热水为主的中低温热水型水热区; 或因减压使部分热水闪蒸汽化, 形成汽水两相的湿蒸汽

型高温热水区; 或因盖层隔热, 上升高温水全部汽化, 形成蒸汽凝结带, 一部分沿断裂溢出, 形成蒸汽型水汽区, 一部分加热浅层冷地下水, 形成局部浅层热储。

康定型(Kangding-type)水热系统受控于鲜水河断裂带。鲜水河断裂是一条活动的、切穿地壳的岩石圈断裂, 自康定至道孚, 长150km段内, 出露道孚、乾宁、中谷和康定等大型水热活动区。其中, 榆林宫温泉群分布于榆林河下游南北向狭长谷地内, 出露有12个泉, 3个泉为单泉, 其余为多泉组成的泉群。榆林宫温泉群水温高, 泉群的最高水温89~91℃, 达到当地沸点温度。康定-磨西断裂自北而南横切跑马山西坡, 形成断陷凹槽与洼地, 既是地表水下行补给的重要途径, 也是深部热流体的上移通道, 构成地下深部冷、热水循环通道。榆林宫热泉群是康定热水带的排泄区, 其含水地层为多期侵入岩体包围, 加之长期活动的继承性深断裂的联接, 构成了热流体上涌的有利地质条件。分析认为, 鲜水河断裂带水热系统成因机制为: 深大断裂活动将深部热源热量带至地表, 在静水压力、水热对流、区域性左旋扭应力作用下, 对流热水沿鲜水河断裂带上盘向西北方向运移, 并依次沿断裂密集的康定榆林宫、中谷、道孚等地上升。

由于目前没有川西现代热泉点温-压-流的连续观测数据, 深部高温水热活动状态研究缺乏, 地下水热系统的水源、热源、含水热储层、冷热水环流通道、对流循环体等要素研究程度粗浅, 还难以建立合理的川西高温水热系统成因模式。

## 4.3 主要结论

川西高温水热活动区地处青藏高原东缘, 构造运动、岩浆活动频繁。水热活动与深大断裂密切相关, 大多数温泉成带状出露于沿活动断层分布的河谷中, 出露部位地层多为三叠系。源于地表的大气降水在断裂带控制下, 通过断裂裂隙系统循环至地下深处, 受热源加热后增温, 在静水压力和热动力驱动下, 回升至地表形成温、热泉或埋藏在一定深度形成热水层。本文的主要结论如下:

(1) 雅江以西, 沿金沙江、德格-乡城、甘孜-理塘等主干断裂带, 密集分布有高温温泉及沸泉, 尤以巴塘、理塘、乡城、德格等县的温泉数量多, 分布密集。这些断裂带内, 地表形成一系列北西走向的岩体, 明显受构造活动影响和控制。

(2) 雅江以东, 沿鲜水河断裂带也是温、温泉密集带, 温泉主要自炉霍、道孚、丹巴至康定呈西北向展布, 经康定往南至泸定呈近南北向展布. 鲜水河断裂带属深大断裂高温剪切带, 断裂带上有强烈的挤压破碎现象, 第四纪以来隐伏岩浆在地壳有较频繁和强烈的活动.

(3) 热流特征分析表明, 川西大地热流西南低、东北高, 沿巴塘-理塘-康定一线, 氦同位素方法估算热流结构为: 巴塘热水区  $Q/Q_m=47\sim 57\%$ ,  $Q/Q_m=0.94\sim 1.2$ ; 理塘热水区  $Q/Q_m=45\sim 60\%$ ,  $Q/Q_m=0.94\sim 1.54$ ; 康定热水区  $Q/Q_m=35\sim 46\%$ ,  $Q/Q_m=0.65\sim 0.71$ . 地壳热流在大地热流中所占比例均低于60%, 且“西高东低”, 与大地热流变化趋势一致. 研究区西部的理塘、巴塘水热活动区地壳热量与地幔热量相当, 东部的康定水热活动区地壳热量小于地幔热量, 其中榆林河温泉群地壳热流仅及地幔热流的一半.

(4) 康定、理塘、巴塘三个热水活动区重力反演莫霍面深度由西向东逐渐抬升, 西部巴塘、理塘热水区莫霍面呈团块状下沉, 东部康定热水区莫霍面呈东向梯级上升. 重力反演莫霍面深度“西深东浅”, 氦同位素方法估算  $Q/Q_m$  比值“西大东小”, 二者变化趋势一致, 成因上具“相关性”. 高温水热活动区与重力水准面相对高值“台地”对应, 比周围和两侧水准面高4~6m. 重力位计算的应力场特征表明, 地表水热活动区与地壳局部张性区或上升构造区对应, 表明高温水热活动与地壳深部动力学过程相关.

(5) 康定、理塘、巴塘三个热水活动区航磁异常反演居里面深度在19.5~22.5km, 深、浅交替, 呈团块状、串珠状NW向分布. 居里面(磁铁矿居里温度约575~585℃)是研究深部热结构、判断岩浆是否具备局部熔融条件的重要温度界面. 地震S波速结构资料表明, 川西水热活动区中、下地壳S波速较低, 其主体区域在15~30km深度存在大规模S波低速圈闭, 呈现与地表水热活动区明显的相关性. 推测, 15~30km深度, 存在温度相对较高的局部熔融, 是构成川西高温水热活动区的主要热源.

(6) 深大断裂是地下水经过断裂渗透到地壳深处取热而成高温泉的基本条件. 该区主干断裂带均是强烈走滑、深切地壳的现代活动断裂, 为地下热水循环提供通道, 将深部热量快速带至地壳浅表, 形成沿活动断裂带分布的条带状高温热水活动地热异常区. 依

据综合分析资料, 本文将研究区水热系统归为巴塘型(Batang-type)和康定型(Kangding-type)两大类, 它们均在断裂带控制下, 由源自地表的大气降水通过断裂裂隙系统循环至地下深处, 被地壳深部热源增温加热, 回升至地表形成温、温泉. 但由于没有温泉点温-压-流的连续观测数据, 缺乏地热系统要素分析, 尚不能建立川西高温水热系统成因模式.

本文的研究结果可以为进一步深入认识川西现代温、温泉深部高温水热活动状态、热源与成因, 探讨高温水热系统模式等科学问题提供参考基础和前提依据. 需要说明的是, 川西高温水热活动区及其地热带高温地热系统的研究, 特别是断层深度、地下水流速、高温热水循环的汽液多相等核心科学问题, 并非单纯局限于地热学范畴, 需要综合地质、地球物理、地球化学、水文地质、数值模拟分析技术.

**致谢** 感谢主编、编委与三位审稿人对本文初稿提出的建设性修改意见, 感谢美国加州大学伯克利分校王其允教授、中国地质科学院地质力学研究所安美建研究员在成文过程中的讨论与建议.

## 参考文献

- 安美建, 石耀霖. 2007. 中国大陆地壳和上地幔三维温度场. 中国科学D辑: 地球科学, 37: 736-745
- 陈文, 张彦, 张岳桥, 金贵善, 王清利. 2006. 青藏高原东南缘晚新生代幕式抬升作用的Ar-Ar热年代学证据. 岩石学报, 22: 867-872
- 陈喜昌. 1986. 四川地下热水的水文地质结构类型与分布规律. 中国地质科学院成都地质矿产研究所所刊, 7: 117-128
- 程佳, 刘杰, 甘卫军, 李纲. 2009. 汶川地震同震形变场对川滇地区主要活动断裂地震发生趋势的影响. 地震学报, 31: 477-490
- 傅广海, 殷继成. 2009. 四川省甘孜州温泉资源分布、成因及旅游开发探讨. 西北大学学报, 39: 142-148
- 傅容珊, 黄建华, 刘文忠. 1994. 区域重力异常和上地幔小尺度对流相关方程及对流拖曳力场. 地球物理学报, 37: 638-646
- 高玲举, 张健, 董森. 2015. 川西高原重磁异常特征与构造背景分析. 地球物理学报, 58: 2996-3008
- 高志友, 尹观, 范晓, 吴昊, 王茜, 侯明. 2004. 四川稻城地热资源的分布特点及温泉水的同位素地球化学特征. 矿物岩石地球化学通报, 23: 134-139
- 韩渭宾, 蒋国芳. 2004. 川滇地区强震活动分布特征及其与地壳块体构造背景关系的研究. 地震学报, 26: 211-222
- 何京生, 赵友年, 赖绍民. 2009. 四川省地下热水点的分布与晚近构造体系间的关系. 四川地质学报, 29: 294-298

- 胡圣标, 何丽娟, 汪集旻. 2001. 中国大陆地区大地热流数据汇编. 第3版. 地球物理学报, 44: 611-626
- 黄金莉, 赵大鹏, 郑斯华. 2001. 川滇活动构造区地震层析成像. 地球物理学报, 44: 127-135
- 李军, 黄圣睦, 闻学泽. 2005. 理塘毛垭温泉水温异常研究. 四川地震, 116: 10-16
- 李介成. 1983. 地下水动态与道孚6.9级地震的关系. 地震地质, 6: 299-306
- 刘蓓莉. 1993. 四川省岩石密度数据的分析及应用. 物探与化探, 18: 232-237
- 刘再华, 袁道先, 何师意, 张美良, 张加桂. 2000. 地热CO<sub>2</sub>水-碳酸盐岩系统的地球化学特征及其CO<sub>2</sub>来源——以四川黄龙沟、康定和云南中甸下给为例. 中国科学D辑: 地球科学, 30: 209-214
- 龙德雄, 黄辅琼, 官致君. 2006. 四川理塘毛垭温泉地质构造环境及成因分析. 四川地震, 118: 34-39
- 罗来麟. 1994. 四川西部温泉分布及成因初探. 重庆师范学院学报, 11: 39-52
- 梁云甫, 黄世英, 张允明. 1997. 四川的地热水资源. 四川地质学报, 17: 136-141
- 莫宣学, 潘桂棠. 2006. 从特提斯到青藏高原形成: 构造-岩浆事件的约束. 地学前缘, 13: 43-51
- 孙洁, 晋光文, 白登海, 王立凤. 2003. 青藏高原东缘地壳、上地幔电性结构探测及其构造意义. 中国科学D辑: 地球科学, 33: 173-180
- 王椿塘, 吴建平, 楼海, 周民都, 白志明. 2003. 川西藏东地区的地壳P波速度结构. 中国科学D辑: 地球科学, 33: 181-189
- 王登红, 付小方, 应汉龙. 2003. 四川西部现代热泉型金矿化的发现和初步研究. 地质论评, 49: 311-315
- 王庆良, 崔笃信, 王文萍, 张四新, 刘锦文, 史旗. 2008. 川西地区现今垂直地壳运动研究. 中国科学D辑: 地球科学, 38: 598-610
- 王阎昭, 王恩宇, 沈正康, 王敏, 甘卫军, 乔学军, 孟国杰, 李铁明, 陶玮, 杨永林, 程佳, 李鹏. 2008. 基于GPS资料约束反演川滇地区主要断裂现今活动速率. 中国科学D辑: 地球科学, 38: 582-597
- 汪集旻, 庞中和, 胡圣标, 何丽娟, 黄少鹏, 邱楠生. 2015. 地热学及其应用. 北京: 科学出版社. 548
- 汪洋. 2000. 利用地下流体氮同位素比值估算大陆壳幔热流比例. 地球物理学报, 43: 762-770
- 闻学泽. 2000. 四川西部鲜水河-安宁河-则木河断裂带的地震破裂分段特征. 地震地质, 22: 239-249
- 吴建平, 刘元龙. 1992. 卫星重力场、地幔对流应力场与板块运动关系的探讨. 地球物理学报, 35: 604-612
- 徐锡伟, 闻学泽, 郑荣章, 马文涛, 宋方敏, 于贵华. 2003. 川滇地区活动块体最新构造变动样式及其动力来源. 中国科学D辑: 地球科学, 33: 151-162
- 徐锡伟, 张培震, 闻学泽, 秦尊丽, 陈桂华, 朱艾澜. 2005. 川西及其邻近地区活动构造基本特征与强震复发模型. 地震地质, 27: 446-461
- 许志琴, 杨经绥, 李海兵, 稽少丞, 张泽明, 刘焰. 2011. 印度-亚洲碰撞大地构造. 地质学报, 85: 1-32
- 张培震. 2008. 青藏高原东缘川西地区的现今构造变形、应变分配与深部动力过程. 中国科学D辑: 地球科学, 38: 1041-1056
- 张健, 周国藩, 徐忠祥. 1997. 塔里木盆地卫星重力异常与油气资源的相关性研究. 地球科学——中国地质大学学报, 26: 630-637
- 张健, 安美建. 2016. 典型成矿带成矿模式及其波速异常研究.“成矿带天然地震数据解析关键技术研究”成果报告(中国地质调查局地质调查工作项目N0.12120113101400). 58
- 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: 46-50
- 赵友年, 李介成, 马声浩. 1983. 川西温泉水温动态类型及其形成模式. 四川地质, (2): 1-4
- 周荣军, 陈国星, 李勇, 周朝晖, 龚宇, 何玉林, 黎小刚. 2005. 四川西部理塘-巴塘地区的活动断裂与1989年巴塘6.7级震群发震构造研究. 地震地质, 27: 31-43
- An M, Shi Y. 2006. Lithospheric thickness of the Chinese continent. *Phys Earth Planet Inter*, 159: 257-266
- Arnaiz-Rodríguez M S, Orihuela N. 2013. Curie point depth in Venezuela and the Eastern Caribbean. *Tectonophysics*, 590: 38-51
- Bai D H, Unsworth M J, Meju M A, Ma X B, Teng J W, Kong X R, Sun Y, Sun J, Wang L, Jiang C, Zhao C, Xiao P, Liu M. 2010. Crustal deformation of the eastern Tibetan Plateau revealed by magnetotelluric imaging. *Nat Geosci*, 3: 358-362
- Bowin C. 1983. Depth of principal mass anomalies contributing to the earth's geoidal undulations and gravity anomalies. *Mar Geodesy*, 7: 61-100
- Copley A, Avouac J P, Royer J Y. 2010. India-Asia collision and the Cenozoic slowdown of the Indian plate: Implications for the forces driving plate motions. *J Geophys Res*, 115: B03410
- Enkin R J, Yang Z, Chen Y, Courtillot V. 1992. Paleomagnetic constraints on the geodynamic history of the major blocks of China from the Permian to the present. *J Geophys Res*, 97: 13953
- Feng M, An M J. 2010. Lithospheric structure of the Chinese mainland determined from joint inversion of regional and teleseismic Rayleigh-wave group velocities. *J Geophys Res*, 115: B06317
- Goes S, Govers R, Vacher P. 2000. Shallow mantle temperatures under Europe from *P* and *S* wave tomography. *J Geophys Res*, 105: 11153-11169
- Harrowfield M J, Wilson C J L. 2005. Indosinian deformation of the Songpan Garzê fold belt, northeast Tibetan Plateau. *J Struct Geol*, 27: 101-117
- He D F, Zhu W G, Zhong H, Ren T, Bai Z J, Fan H P. 2013. Zircon U-Pb geochronology and elemental and Sr-Nd-Hf isotopic geochemistry of the Daocheng granitic pluton from the Yidun Arc, SW China. *J Asian Earth Sci*, 67-68: 1-17

- Hu S B, He L J, Wang J Y. 2000. Heat flow in the continental area of China: A new data set. *Earth Planet Sci Lett*, 179: 407–419
- Li H L, Zhang Y Q, Zhang C H, Dong S W, Zhu F S. 2015. Middle Jurassic syn-kinematic magmatism, anatexis and metamorphism in the Zheduo-Gonggar massif, implication for the deformation of the Xianshuihe fault zone, East Tibet. *J Asian Earth Sci*, 107: 35–52
- Li Y L, Wang C S, Dai J G, Xu G Q, Hou Y L, Li X H. 2015. Propagation of the deformation and growth of the Tibetan-Himalayan orogen: A review. *Earth-Sci Rev*, 143: 36–61
- Nolet G, Zielhuis A. 1994. Low S velocities under the Tornquist-Teisseyre zone: Evidence for water injection into the transition zone by subduction. *J Geophys Res*, 99: 15813–15820
- O’Nions R K, Oxburgh E R. 1983. Heat and helium in the Earth. *Nature*, 306: 429–431
- Roger F, Calassou S, Lancelot J, Malavieille J, Mattauer M, Xu Z Q, Hao Z W, Hou L W. 1995. Miocene emplacement and deformation of the Konga Shan granite (Xianshui He fault zone, west Sichuan, China): Geodynamic implications. *Earth Planet Sci Lett*, 130: 201–216
- Roger F, Malavieille J, Leloup P H, Calassou S, Xu Z. 2004. Timing of granite emplacement and cooling in the Songpan-Garzê Fold Belt (eastern Tibetan Plateau) with tectonic implications. *J Asian Earth Sci*, 22: 465–481
- Royden L H, Burchfiel B C, King R W, Wang E, Chen Z, Shen F, Liu Y. 1997. Surface deformation and lower crustal flow in Eastern Tibet. *Science*, 276: 788–790
- Royden L H, Burchfiel B C, van der Hilst R D. 2008. The geological evolution of the Tibetan Plateau. *Science*, 321: 1054–1058
- Runcorn S K. 1964. Satellite gravity measurements and a laminar viscous flow model of the Earth’s mantle. *J Geophys Res*, 69: 4389–4394
- Shapiro N M, Ritzwoller M H. 2004. Thermodynamic constraints on seismic inversions. *Geophys J Int*, 157: 1175–1188
- de Sigoyer J, Vanderhaeghe O, Duchêne S, Billerot A. 2014. Generation and emplacement of Triassic granitoids within the Songpan Ganze accretionary-orogenic wedge in a context of slab retreat accommodated by tear faulting, Eastern Tibetan Plateau, China. *J Asian Earth Sci*, 88: 192–216
- Sobolev S V, Zeyen H, Stoll G, Werling F, Altherr R, Fuchs K. 1996. Upper mantle temperatures from teleseismic tomography of French Massif Central including effects of composition, mineral reactions, anharmonicity, anelasticity and partial melt. *Earth Planet Sci Lett*, 139: 147–163
- Tang X C, Zhang J, Pang Z H, Hu S B, Wu Y, Bao S. 2017. Distribution and genesis of the eastern Tibetan Plateau geothermal belt, western China. *Environ Earth Sci*, 76: 31
- Tapponnier P, Xu Z Q, Roger F, Meyer B, Arnaud N, Wittlinger G, Yang J S. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. *Science*, 294: 1671–1677
- Torgersen T, Habermehl M A, Clarke W B. 1992. Crustal helium fluxes and heat flow in the Great Artesian Basin, Australia. *Chem Geol*, 102: 139–152
- Wu T, Xiao L, Ma C Q, Pirajno F, Sun Y, Zhan Q Y. 2014. A mafic intrusion of “arc affinity” in a post-orogenic extensional setting: A case study from Ganluogou gabbro in the northern Yidun Arc Belt, eastern Tibetan Plateau. *J Asian Earth Sci*, 94: 139–156
- Xiao L, Zhang H F, Clemens J D, Wang Q W, Kan Z Z, Wang K M, Ni P Z, Liu X M. 2007. Late Triassic granitoids of the eastern margin of the Tibetan Plateau: Geochronology, petrogenesis and implications for tectonic evolution. *Lithos*, 96: 436–452
- Yuan C, Zhou M F, Sun M, Zhao Y J, Wilde S, Long X P, Yan D P. 2010. Triassic granitoids in the eastern Songpan Ganzi Fold Belt, SW China: Magmatic response to geodynamics of the deep lithosphere. *Earth Planet Sci Lett*, 290: 481–492
- Zhang C Z, Li B, Cai J X, Tang X C, Wei Q G, Zhang Y X. 2008. A-type granite and adakitic magmatism association in Songpan-Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau: Implication for lithospheric delamination: Comment. *Lithos*, 103: 562–564