中国科学: 地球科学 2014 年 第 44 卷 第 9 期: 1968 ~ 1979
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

滇藏地热带地热水硼同位素地球化学过程及其物源示踪

吕苑苑[①*], 郑绵平[①], 赵平[②†], 许荣华[③]

① 中国地质科学院矿产资源研究所国土资源部盐湖资源与环境重点开放实验室, 北京 100037;
② 中国科学院青藏高原研究所, 北京 100101;
③ 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029
* 联系人, E-mail: geolyy@hotmail.com
† 联系人, E-mail: zhaoping@itpcas.ac.cn

收稿日期: 2013-07-10; 接受日期: 2013-12-24; 网络版发表日期: 2014-08-15
国家自然科学基金项目(批准号: 41203012)和中国地质调查局项目(编号: 1212011085524)资助

摘要 对滇藏地热带内93个热泉和地热生产井水样进行了B含量和B同位素测定. 整个地热带内热水的B含量变化范围为0.36~472.4 ppm, δ^{11}B值为–16.0‰~13.1‰, 表明地热带内热水均属陆相成因. 在西藏地热区, 热水的B含量和δ^{11}B值之间表现出明显的二元混合关系. 通过对可能物源区的硼地球化学特征分析发现, 西藏热水的B主要来源于海相碳酸盐岩和富B的岩浆岩, 缺乏幔源补给的证据. 青藏高原南部地区大气降水的硼同位素变化至少在–6.0‰~6.8‰. 大气降水对滇藏地热带热水中的B仅起到稀释的作用. 就现有腾冲地热田的零星数据结果来看, 云南地热区的硼物源类型可能与西藏地热区不同. 从现有世界热田的硼同位素地球化学特征来看, 与特殊的构造地质背景相对应, 滇藏地热带热水表现出最低的δ^{11}B值和最大的B含量变化. 此外, 世界热田的硼地球化学特征应是海相和陆相两大端元共同作用的结果. 已有研究数据表明, 富B热水中的B均属于壳源成因.

关键词
滇藏地热带
硼同位素
地热水
示踪

滇藏地热带西起西藏阿里地区西南, 沿雅鲁藏布江, 东至云南腾冲地热田(Kearey和Wei, 1993), 隶属于喜马拉雅地热带(Tong 和 Zhang, 1981). 该带位于印度板块与欧亚大陆板块的主碰撞带上, 强烈的构造运动诱发了其典型的现代水热活动. 除了云南西部的腾冲热田和藏北地区以外, 由于该带内的大部分地区均缺乏第四纪火山活动, 进而造成对该区地热活动的源区(壳/幔)认识相对不足. 尽管已有地球物理资料表明, 在高原地壳内有部分熔融存在(魏斯禹等, 1981; Francheteau 等, 1984; Pham 等, 1986), 但其与热水的成因关系等还尚不清楚.

已有研究发现西藏古泉华和现代地热水中多富含B(Tong和Zhang, 1981; 陈克造等, 1981; 于昇松和唐渊, 1981; 吴俐俐等, 1984; 郑绵平等, 1983). 而作为岩浆的挥发性组分和岩浆活动后期的特征性元素, 有研究认为 B 易于在残余岩浆流体或其共存的气、液相中富集, 并通过地下水热活动带至地表(吴俐俐等, 1984). 然而, 岩石的淋滤实验却表明硼也可以在

中文引用格式: 吕苑苑, 郑绵平, 赵平, 等. 2014. 滇藏地热带地热水硼同位素地球化学过程及其物源示踪. 中国科学: 地球科学, 44: 1968–1979
英文引用格式: Lü Y Y, Zheng M P, Zhao P, et al. 2014. Geochemical processes and origin of boron isotopes in geothermal water in the Yunnan-Tibet geothermal zone. Science China: Earth Sciences, doi: 10.1007/s11430-014-4940-2

较低温度下(小于岩石熔融温度)从围岩中淋滤出来(Ellis 和 Mahon, 1964, 1967; Mahon, 1967; Ellis, 1970), 甚至可以在低温条件下(20~22℃)淋滤出岩浆岩 B 总量的 50%(Sauerer 等, 1990). 然而, 仅根据淋滤实验的结果, 试图利用硼含量数据解释一些热田热水的组分来源时却遇到了困难(Ellis, 1966; White, 1970; Arnórsson, 2000). 随着硼同位素分析技术的发展(Spivack 和 Edmond, 1986; Xiao 等, 1988; Aggarwal 等, 2003; 吕苑苑等, 2008), 研究逐渐发现硼不仅是易溶元素, 而且在自然界中其同位素特征(δ^{11}B 值)的变化也很大(–70‰~75‰)(Vengosh 等, 1991; Hogan 和 Blum, 2003), 尤其是不同来源的硼具有不同的同位素组成(Barth, 1993). 上述特征使得 B 同位素在示踪地热系统内硼的物质来源与地球化学过程方面表现出了明显优势(Musashi 等, 1988; Vengosh 等, 1994; Aggarwal 等, 2003). 对于水–岩相互作用成因 B 的地热系统, B 同位素与 Sr 同位素相似, 地热水的 δ^{11}B 值主要取决于源岩的 B 同位素特征(如: 碳酸岩、蒸发岩、花岗岩和玄武岩等)(Millot 等, 2007; Millot 和 Négrel, 2007). 虽然气-液相分离过程和次生矿物沉积等诸多因素会引起一定的硼同位素分馏(Spivack 和 Edmond, 1987), 但是这些过程产生的分馏都不足以影响和改变地热流体 B 同位素对物源 B 同位素信息的记录和表达(Palmer 和 Sturchio, 1990; Aggarwal 等, 2000; Kasemann 等, 2004; 吕苑苑等, 2012).

为此, 本文拟对滇藏地热带内热水的 B 同位素开展研究, 通过对滇藏地热带多年采集的 93 个热泉和地热生产井水样的 B 含量和 B 同位素测定, 结合其他已有水化学参数, 通过分析地热带内热水 B 含量和 δ^{11}B 值等空间变化规律, 以及二者之间的相关关系, 以期在 B 同位素地球化学行为及其物源示踪等方面获得较全面的认识. 此外, 将滇藏地热带与世界其他热田的 B 同位素特征进行对比, 进而在更大空间尺度上揭示滇藏地热带热水的 B 同位素地球化学特征.

1 区域地质背景

滇藏地热带主体位于青藏高原中南部, 在高原内部不同地体之间, 拉萨地体是热水活动最强烈的地带之一, 其北以班公湖-怒江缝合带(BNS)与羌塘地体相邻, 南以印度-雅鲁藏布江缝合带(IYS)与特提斯喜马拉雅地体相隔(图 1). 地体南缘发育与 IYS 有关的冈底斯岩浆弧. 滇藏地热带西部, 喀拉昆仑断裂作为一条延伸近 1000 km 的北西西向大型走滑活动断裂, 不但调整了西部高原的变形, 并且控制了中新世的火山喷发和现代地热流体活动(侯增谦和李振清, 2004). 而东部缅滇藏毗邻区, 北东侧发育高黎贡大型走滑断裂(Yin 和 Harrison, 2000), 南东侧则控制发育有现代火山和著名的腾冲热海(图 1). 现有研究表明, 中新世青藏高原大面积隆升后, 东西向伸展作用加强(Williams 等, 2001), 进而形成了一系列横切 IYS 和 BNS 的近南北向正断层系统, 局部发育成一定规模的裂谷或地堑盆地(Bllsnluk 等, 2001), 控制了藏南中新世的火山活动(Turner 等, 1993), 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(图 1).

在滇藏地热带内, 目前调查发现热水显示有 400 余处, 其中 340 余处位于西藏地区, 80 余处位于云南地区(Kearey 和 Wei, 1993). 上地幔和地壳里的地热活动, 通过热对流和热传导作用上升至地表, 使地表的某些地方发育水热爆炸、间歇喷泉、沸泉、热泉和温泉, 并在地表或近地表处沉淀大量泉华(硫华、硅华、钙华、盐华等)(佟伟等, 2000).

2 样品采集与分析

为开展滇藏地热带地热水 B 同位素的区域性研究, 野外采样工作从地热带西部的狮泉河至东部的腾冲热田系统地展开, 沿整个地热带共采集热水样品 93 个, 包括沸泉、温泉水样以及高温热田钻井水样等(图 1; 网络版附表 1, http://earth.scichina.com). 其中, 西藏地热区的样品主要来自于青藏高原水热活动最强烈地带之一的拉萨地体. 如图 1 所示, 样品点主要沿雅鲁藏布江缝合带和高原腹地的几条南北向裂谷带分布(自东向西分别为: 日多-错那带, 谷露-亚东带, 申扎-谢通门带和当若雍错-古错带).

所有样品收集到用去离子水多次漂洗过的聚乙烯瓶中, 并用封口膜密封, 避光保存. 温度、电导率均在野外现场测定. 水样 B 含量在中国科学院地质与地球物理研究岩矿制样与分析实验室采用 ICP-OES 分析, 检测限为 0.01 ppm(1 ppm=1 μg/g), 测试精度(2SD)为 0.1%(吕苑苑, 2008).

B 同位素分析前确认样品未产生沉淀. 水样的 B

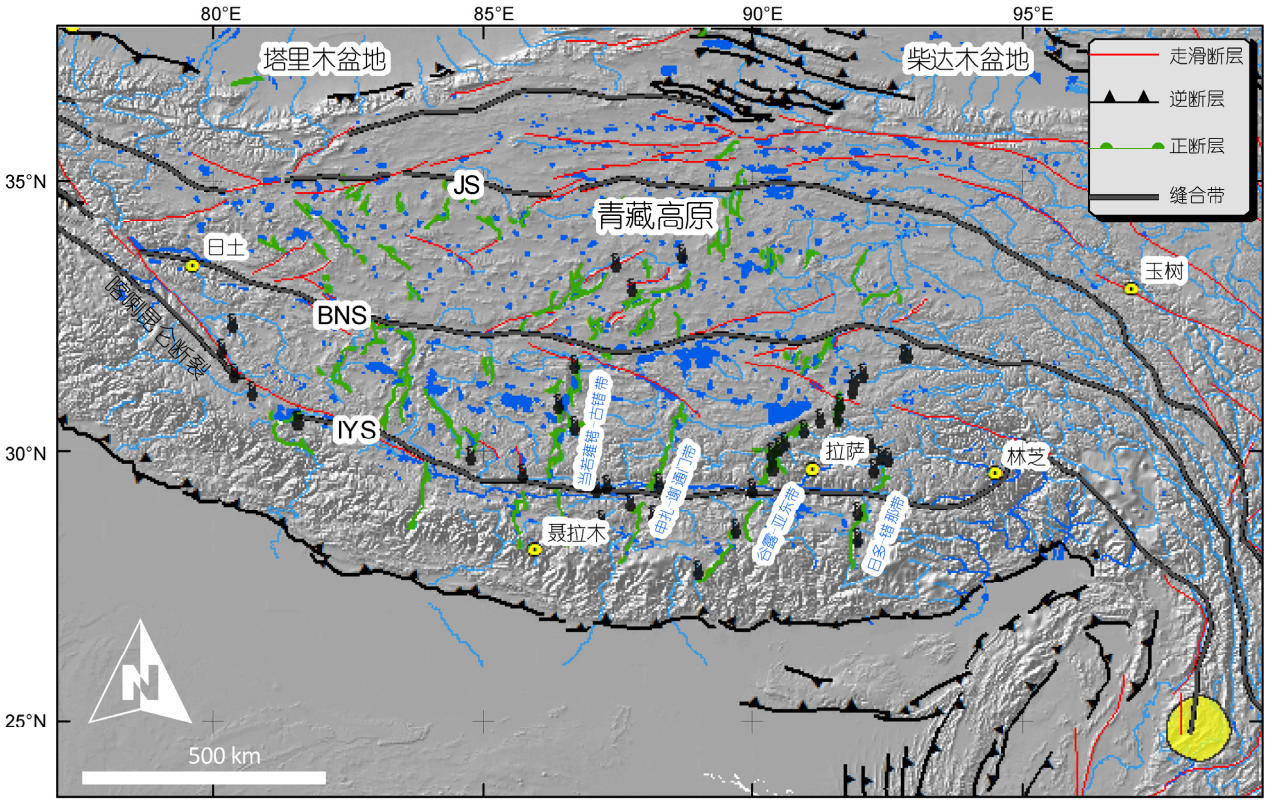


图 1　滇藏地热带大地构造位置图

黑色符号点示本研究热泉分布, 黄色圆圈示腾冲热田区, 断裂数据引自 Taylor 等(2009)

同位素化学分离在中国科学院地质与地球物理研究所固体同位素实验室完成. 根据先期测定的样品 B 含量, 利用 Amberlite IRA-743 硼特效树脂, 采用离子交换分离方法, 将水样中的 B 与基体元素和干扰元素分离, 流程空白小于 1‰, 详细分析方法参见文献(吕苑苑, 2008; 吕苑苑等, 2008). B 同位素的测试分析在中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室的 Thermo Neptune 型 MC-ICP-MS 上完成. 与硼含量分析一样, 测试过程中采样 NIST SRM 951 作为标准物质. 测试的清洗流程在吕苑苑等(2008)基础上加以改进: 用 2%HNO_3+0.1%HF 混合酸作洗液, 当 B 信号下降至样品/标准信号强度的 1%时, 引入待测标准/样品短暂进样, 用待测溶液清洗进样系统约一分钟取出, 再用混合酸清洗至 1%, 然后再引入待测标准/样品进行测定. 其中, 分别对硼含量在 0.06~0.80 ppm 的 6 种不同 B 含量 951 硼标液以及一个盐湖水样品在两次平行前处理后进行的 7 次测试分析来看, 分析精度为 0.2‰(2SD).

3　讨论与结果

3.1　测试结果

滇藏地热带各热水 B 含量和 B 同位素比值以及野外测定的参数等均列于网络版附表 1 中. 其中, 腾冲地区热水 B 含量为 2.05~13.12 ppm; δ^{11}B 值变化为–11.8‰(热水塘)~4.2‰(梁河), 平均值为–5.8‰. 在西藏地热区, 热水 pH 为 6.5~9.5; Cl/B 摩尔比值为 0.1~17.0; B 含量为 0.36~472.4 ppm; δ^{11}B 值变化为–16.0‰(打加间歇泉)~13.1‰(康布曲灿的金鱼池泉), 平均值为–7.2‰. 其中, 如图 2 所示, δ^{11}B 值较低的热水多沿雅鲁藏布江缝合带(IYS)分布, 并且其中段出露的热泉水 δ^{11}B 值相对最低; 而在各南北向裂谷带分布的热水中, 位于西侧的申扎-谢通门带和当若雍错-古错带相比于东侧的日多-错那带和谷露-亚东带的 δ^{11}B 值略低.

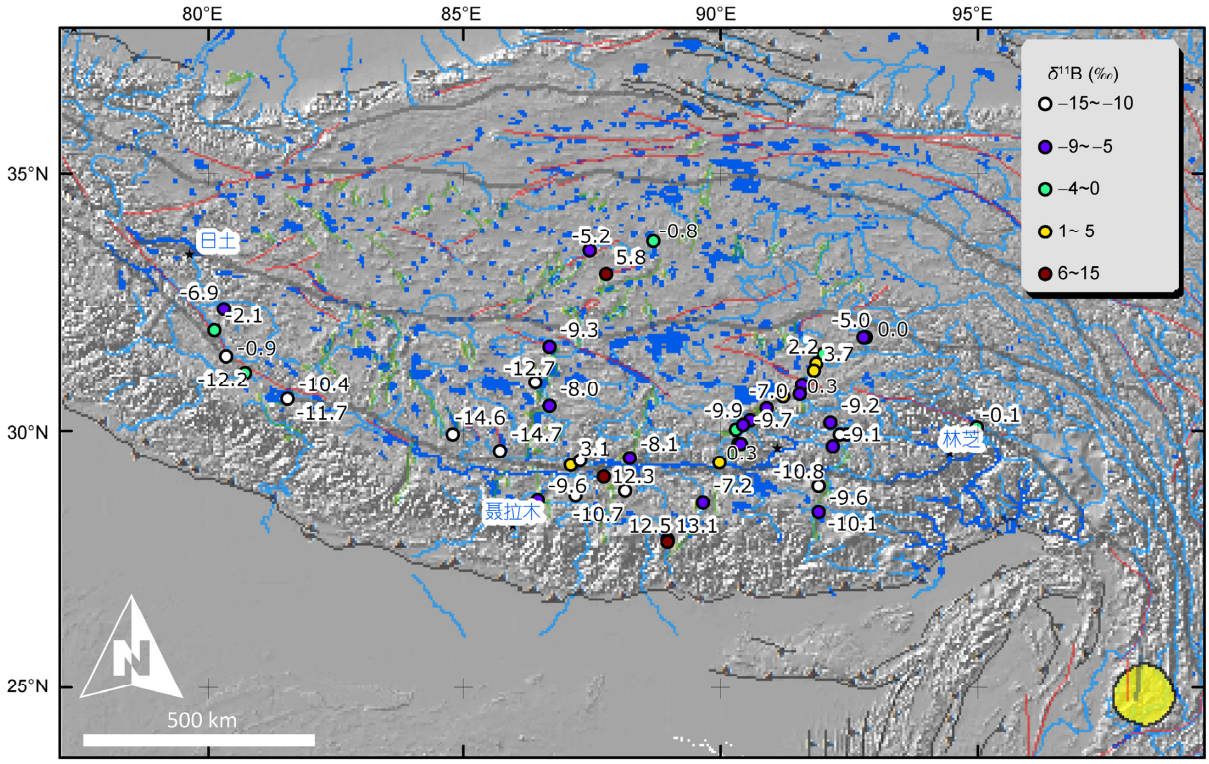


图 2　西藏地热区水样 δ^{11}B 值的空间分布图

由于缺少腾出热田样品点坐标信息, 所以仅用黄色圆形标注腾冲热田的区域位置

3.2　西藏地热区硼及其同位素的地球化学行为

尽管在低硼浓度下硼赋存形式与溶液的 pH 相关, 并且 pH 的变化在一定程度上制约着水体的硼同位素特征(Palmer 等, 1987). 但是, 以冰岛地热系统(Aggarwal 等, 2000)为例, 地热水的 δ^{11}B 值与 pH 之间没有表现明显的相关性(相关系数 r=0.11), 甚至表现出与 δ^{11}B-pH 理论关系相反的变化趋势, 即随着 pH 增加, δ^{11}B 值略有升高. 与之相似, 西藏地热区样品的 δ^{11}B 值与 pH 之间亦没有表现出明显的相关性, 相关系数只有 0.2. 这表明在地热系统内 pH 并不是影响地热水 δ^{11}B 值的主要因素, 热水的硼同位素特征主要取决于其源区. 在此基础上, 我们可以通过地热水的硼同位素特征进行源区的示踪研究.

另外, 从西藏地热区样品温度的区域变化来看(图 3), 沸泉(>80℃)主要沿雅鲁藏布江缝合带分布. 与之相似, 富 B 热水也表现出沿雅鲁藏布江缝合带集中展布的特征(图 4), 这与佟伟等(1981)的研究结果相一致. 佟伟等(1981)曾研究发现, 西藏地热区富 B 热泉的整体展布与雅鲁藏布江缝合带和冈底斯岩浆岩带的展布趋势一致. 雅鲁藏布江缝合带是以日喀则弧前盆地和蛇绿岩带为标志(赵文津等, 2002). 该蛇绿岩带主要由基性和超基性的深成岩及其伴生的中基性火山岩、浅成的辉绿岩、放射虫硅质岩和复理石沉积岩组成(金成伟和周云生, 1978). 郑绵平等(1989)对青藏高原不同时代多种类型岩石 B 含量的研究表明, 青藏高原岩石地层 B 含量变化较大(23~688 ppm); 但前寒武系某些地带的变质岩层、白垩纪末火成岩和新生代流纹岩、花岗岩以及多种沉积岩均富含 B, 并且趋向于新生代各种岩石的 B 含量较高; 特别是分布于冈底斯的白垩纪末-老第三纪火山岩(378~688 ppm)和高喜马拉雅含 B 淡色花岗岩(含电气石). 该研究表明青藏高原岩浆岩地壳具有异常高的 B 含量. 并且, 这一认识与西藏地区零星的火山岩 B 含量研究相吻合(吴俐俐等, 1984; 郑绵平等, 1983). 综合以上分析, 沸泉与富 B 热泉沿雅鲁藏布江缝合带展布的空间分布规律表明, 在较高温度作用下, 很可能地下热水从岩浆岩围岩中溶滤出大量的 B, 岩浆岩围岩是西藏地热区热水重要的富 B 物源.

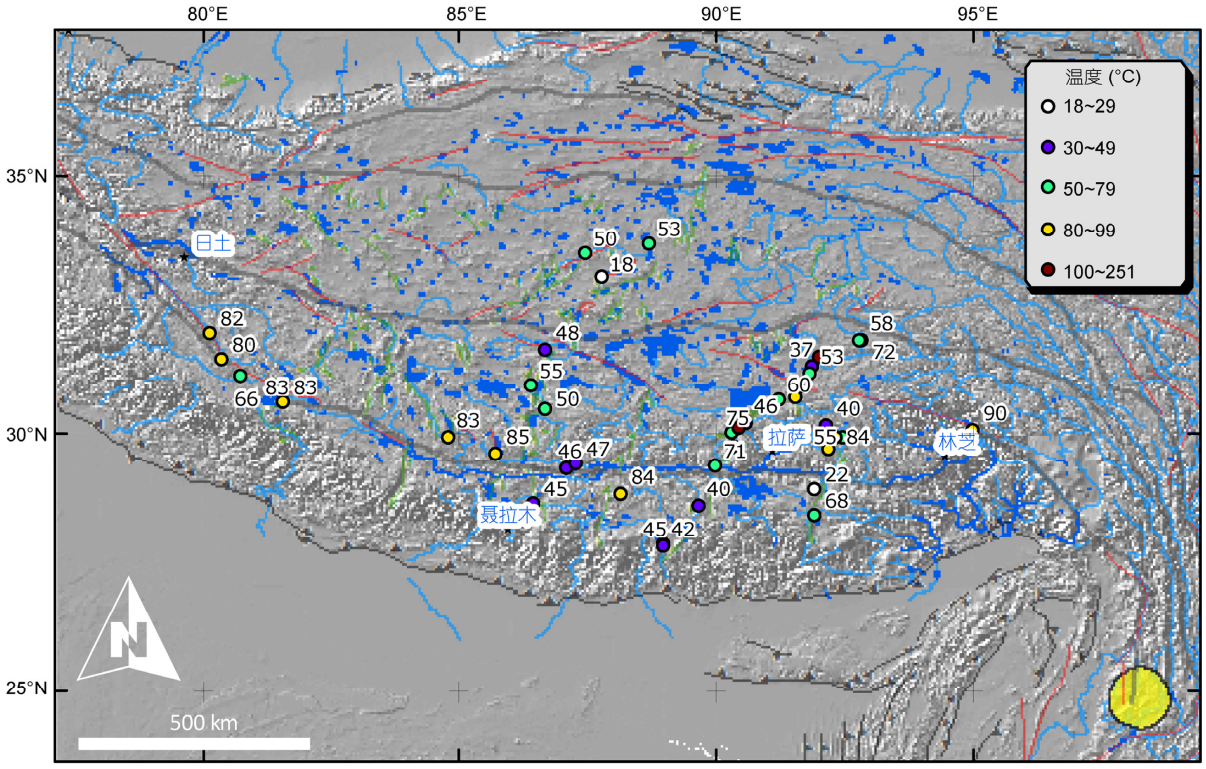


图 3　西藏地热区热水温度分布图

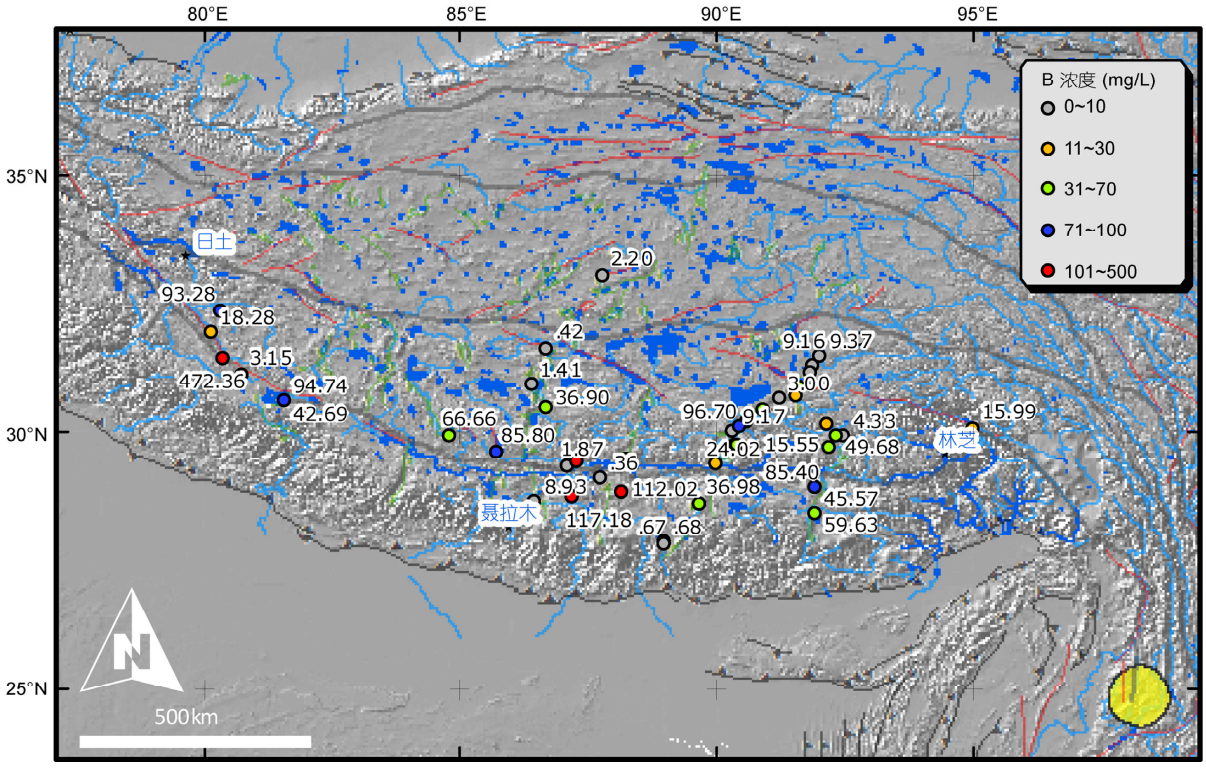


图 4　西藏地热区水样 B 含量分布图

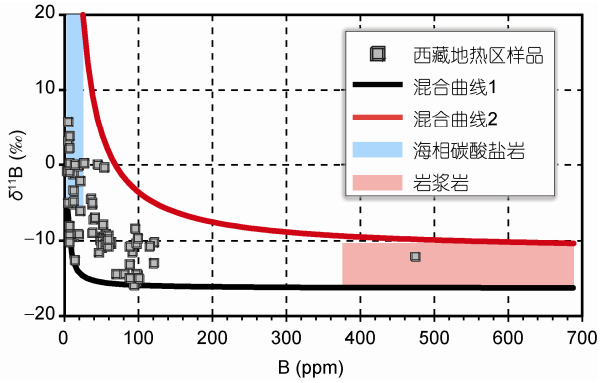


图 5　西藏地热区热水 δ^{11}B 值和 B 含量关系图

蓝色和粉色阴影区分别代表海相碳酸盐岩和岩浆岩地壳的硼地球化学特征域

而基于热水硼同位素可以进行其物源示踪的认识, 通过对西藏地热区样品的 δ^{11}B 值和 B 含量的关系研究发现(图 5), 在整个区域范围内, 热水中 B 及其同位素的地球化学行为主要受二元混合过程的控制; 并且这两个混合端元, 一个具有较高的 B 含量和较低 B 同位素组成(简称轻 B 端元), 另一个则表现为较低的 B 含量和较高 B 同位素组成(简称重 B 端元)特征. 西藏热水的 B 同位素特征应是这两个端元共同作用的结果. 那么这两个端元的物源区有哪些? 岩浆岩围岩是否是轻 B 端元的物源区呢?

3.3　西藏地热区硼的物质来源讨论

3.3.1　轻 B 端元的可能物源区

通过对洋岛玄武岩 B 同位素的研究推测, 原始地幔的 δ^{11}B 值为(−10±2)‰(Chaussidon 和 Marty, 1995); 随后, 对冰岛地幔的研究(δ^{11}B=(−11.3±1.9)‰)更进一步证明了这一结果的可靠性(Gurenko 和 Chaussidon, 1997). 该研究同时表明地幔的 B 含量比较低, 为 0.18~1.35 ppm(Chaussidon 和 Marty, 1995), 与 Palme 等(2007)的结果相一致(B=0.26 ppm).

对高喜马拉雅淡色花岗岩的 B 同位素研究表明, 该区地壳 δ^{11}B 值的变化范围为−10.3‰~−16.3‰, 平均值为−12.6‰(Chaussidon 和 Albarède, 1992). 再结合已有西藏地区地壳岩石的 B 含量研究(吴俐俐等, 1984; 郑绵平等, 1983, 1989)以及西藏高温、富 B 热水的空间分布规律, 我们认为西藏热水的轻 B 端元的物源区即为其下部的壳/幔物质.

3.3.2　重 B 端元的可能物源区

对大气层中的 B 元素研究表明, B 是微量组分, 并且含量变化较大(0.2~300 ppb)(Fogg 和 Duce, 1985; Miyata 等, 2000; Rose 等, 2000). 在大气降水(包括雨和雪)中, B 含量变化大部分在 0.1~3.0 ppb(Ros-Koga 等, 2006). 但是, 在干旱半干旱地区和受人类活动影响较大的城市里, B 含量和 B 同位素则具有明显的区域特征(Xiao 等, 1992, 2007; Rose 等, 2000). 另外, 大气降水 δ^{11}B 值的变化也比较大(Xiao 等, 2007; Zhao 和 Liu, 2010), 并且与 B 含量一样呈现自海岸向大陆内部逐渐降低的大陆效应特征(Rose-Koga 等, 2006) . Rose 等(2000)收集于尼泊尔中部的雨水样品, 平均 B 含量为 1.4 ppb, 与一般大气降水 B 含量变化相一致(0.1~3.0 ppb). 该样品的平均 δ^{11}B 值为(5.4±1.4)‰(1σ), 体现了喜马拉雅山南坡来自印度洋的海洋性水汽补给影响的特征. 目前, 仅有的一个青藏高原内部大气降水的 B 同位素数据收集于柴达木盆地(B=0.50 ppm, δ^{11}B 值达到 16.69‰)(Xiao 等, 1992), 其异常高的 B 含量和 δ^{11}B 值可能反映了在干旱/半干旱区当地盐湖水是其大气降水硼主要来源的特征. 因此, 该数据并不具有青藏高原南部地区(如滇藏地热带)大气降水 B 地球化学特征的代表性.

此外, 以羊八井高温地热田为例, 与许多世界热田热水的来源相似(Craig, 1963; Craig,等, 1956), 羊八井热田热水同样来源于大气降水(廖志杰和赵平, 1999; Guo 等, 2010). 并且, Craig(1963)研究表明高温热田热水具有与当地大气降水相同的 δD 值. 根据 Mariner 等(1976)的 δD-Cl 混合关系, 羊八井地热流体的 δD-Cl 关系表明(图 6), 补给热储的大气降水 δD 值为−148.5‰~−140.8‰, 与深部热储的 δD 值相一致(廖志杰和赵平, 1999; Guo 等, 2010). 依据 B 的大气降水线(δD=2.6×δ^{11}B−133)(Rose-Koga 等, 2006), 我们可以推算补给热储的大气降水 δ^{11}B 值应在−6.0‰~−3.0‰. 这一结果与上述尼泊尔中部的降雨数据, 共同符合 B 同位素的大陆效应. 综合以上数据可以发现, 青藏高原南部地区大气降水的 δ^{11}B 值变化范围至少在−6.0‰~6.8‰. 既然大部分地热水均来自大气降水(Craig 等, 1956; Craig, 1963). 那么, 大气降水有可能成为西藏热水的重 B 物源之一.

除此之外, 在青藏高原还广泛出露大面积海相碳酸盐岩沉积. 赵平等(2002)对西藏地热气体的研究

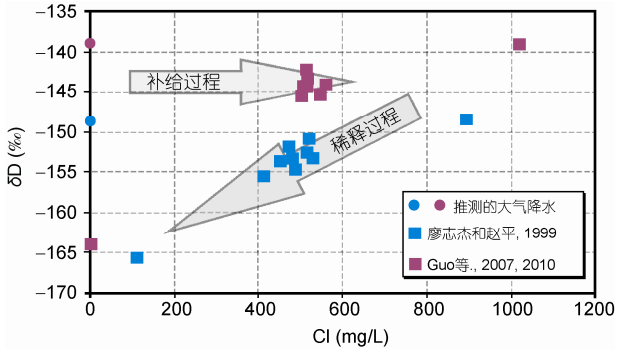


图 6　羊八井热储的 δD-Cl 关系图

发现, 西藏地热气体的 CO_2 组分大多以海相碳酸盐岩成因为主. 由此可见, 海相碳酸盐岩是许多西藏热水非常重要的围岩类型. 现今海洋碳酸盐的 $\delta^{11}B$ 值变化为–5.5‰~20‰(重结晶的)(Hemming 和 Hanson, 1992; Hemming 等, 1995; Spivack 和 You, 1997), B 含量为 0.29~75.1 ppm(Hemming 和 Hanson, 1992; Spivack 和 You, 1997). 如表 2 所示, 现有西藏地区海相碳酸盐岩的 B 含量与现今海洋碳酸盐数据相一致, 但普遍略低(B=3.72~24.0 ppm, 平均值 11.9 ppm). 综合以上研究表明, 海相碳酸盐岩是西藏热水的另一重 B 物源. 在本研究中, 锡钦曲灿和康布曲灿热水的 $\delta^{11}B$ 值分别为 12.3‰, 12.5‰和 13.1‰, 均具有鲜明的海相碳酸盐岩来源的 B 同位素特征, 说明这些热水的 B 很可能主要来源于对海相碳酸盐岩的溶滤作用. 野外调查也发现, 康布曲灿热泉区出露的地层主要为古生代、中生代以及古近纪的海相碳酸盐沉积, 热水与这些海相碳酸盐岩相互作用, 从而使得其具有较高的 $\delta^{11}B$ 值. 然而较为遗憾的是, 本文在研究过程中并未成功获得区内特别是锡钦曲灿和康布曲灿热水区的海相碳酸盐岩 $\delta^{11}B$ 数据, 这也使得我们上述讨论和推断略显薄弱, 因此后期工作中我们也将适时对海相碳酸盐岩 $\delta^{11}B$ 数据以加以补充和完善.

3.3.3　物源分析

在轻 B 端元的源区中, 由于地幔 B 含量很低, 且与岩浆岩地壳 B 同位素特征相接近, 因此假定西藏热水轻 B 端元的 $\delta^{11}B$ 值与富 B 岩浆岩地壳相接近, 为–16.3‰~–10.3‰. 另外, 参考现有富 B 热水(巴尔沸泉 B=472.4 ppm)数据, 暂将富 B 岩浆岩的 B 含量(378~688 ppm)(郑绵平等, 1989)代表轻 B 端元的 B 含量特征.

重 B 端元的可能源区包括高原南部地区大气降水(B=0.1~3.0 ppb, $\delta^{11}B$=–6.0‰~6.8‰)和海相碳酸盐岩(B=3.72~24.0 ppm, $\delta^{11}B$=–5.5‰~20‰)两部分. 然而滇藏地热带热水的最低硼含量为 0.36 ppm(网络版附表 1). 因此, 即使对于硼含量最低的热水, 大气降水 B 的供给还不到 1%. 这表明大气降水对滇藏地热带热水中的 B 仅起到稀释作用, 即很少改变热水的 $\delta^{11}B$ 值, 而仅改变其 B 含量.

另外, 从现有世界热田 B 同位素研究来看, 具有较早海相演化历史又与现代海水几乎没有任何水化学联系的海相成因地热系统, 仅见报道的以以色列死海周边的热泉水最为典型(Vengosh 等, 1991). 该区热水的 B 来源于上新世海侵事件的残留, 随后经历了粘土矿物的吸附作用, 因此具有异常高的 $\delta^{11}B$ 值(51.7‰~54.9‰) 和与海水相近的 Cl/B 比值(763.4~1408.5), 为典型的海相成因地热系统. 那么, 西藏热水的 B 是否也具有海相成因呢? 首先, 如网络版附表 1 所示, 地热带内热水的 Cl/B 比值和 $\delta^{11}B$ 值与海水(Cl/B=1273; $\delta^{11}B$=39.5‰)(Mason 和 Moore, 1982; Spivack 和 Edmond, 1987)以及上述典型海相成因地热系统截然不同. 其次, 从青藏高原隆升过程来看, 白垩纪–第三纪以来, 青藏高原部分区域内已经开始隆升(Yin 和 Harrison, 2000; Wang 等, 2008). 全区区域地质调查表明, 特提斯海水早于始新世晚期全部退出青藏高原(潘桂棠等, 2001). 特别是中新世以来, 高原整体的快速隆升(Molnar 和 Stock, 2009)也会迫使后期海侵不能深入到高原内部. 最后, 中新世以来青藏高原的整体隆升后, 即使高原内部有残留海水, 但经过近十几 Ma 年与地表和地下围岩等长时间的相互作用, 可以想象海水 B 同位素特征也已经消耗殆尽. 因此, 我们认为西藏热水在很大程度上属于陆相成因. 而且, 如我们前面详细论述, 西藏地热区热水 B 的重 B 端元应该主要为海相碳酸盐岩地层.

根据二元混合方程和上述端元特征值范围, 拟合出两条混合曲线, 混合曲线的端元参数见表 3. 如图 5 所示, 西藏热水的测试结果均落在黑色和红色两条混合曲线所为限的区域范围内, 这表明西藏热水 B 的主要物源为海相碳酸盐岩和富 B 的岩浆岩. 另外, 若以地幔的 B 含量和 $\delta^{11}B$ 值作为轻 B 端元的特征值, 则无法拟合出符合大部分数据点分布的合理曲线. 这一情况说明, 从整个区域范围来看, 地幔 B 对西藏热水的贡献可能非常微小, 相比于富 B 岩浆岩可以

表 2　西藏海相碳酸盐岩样品的平均 B 含量

序号	位置	地层时代	硼含量 (ppm)	岩性特征	备注
1	藏北尼玛-措勤县	早白垩世	3.72	灰岩	Lü 等, 2013
2	西藏地区	早白垩世	24.0	灰岩	郑绵平等, 1989
3	西藏地区	古生代	8.0	灰岩	郑绵平等, 1989

表 3　西藏热水样品各拟合曲线参数列表

编号	重 B 端元		轻 B 端元	
	B (ppm)	δ^{11}B (‰)	B (ppm)	δ^{11}B (‰)
混合曲线 1	3.71	−5.5	688	−16.3
混合曲线 2	25.0	20.0	688	−10.3

忽略. 以上分析表明, 西藏热水的 B 主要为壳源(海相碳酸盐岩和富 B 岩浆岩地壳), 而并非深部地幔.

3.4　云南地热区硼及其同位素地球化学特征

与西藏地热区相似, 云南地热区的硼同位素数据表明其热水在很大程度上也属于陆相成因(网络版附表 1). 但与西藏地热气体嫌少含有幔源 He 组分不同(赵平等, 2002), 在云南腾冲地热区幔源 He 的供给大于 50%(Xu 等, 1994). 这表明云南腾冲地热区相比西藏地热区具有不同的深部地热结构, 甚至可能具有不同的硼物源类型. 从有限的腾冲地区样品的 δ^{11}B 值和 B 关系来看(图 7), 似乎也表现出一定的二元混合趋势. 然而, 其端元特征却与西藏地热区完全不同, 即一个具有较低的 B 含量和较低 B 同位素组成, 另一个则表现为较高的 B 含量和较高 B 同位素特征. 然而, 具体演化过程和硼物源类型仍有待深入研究, 才可能对云南热水硼及其同位素地球化学过程给予较全面的认识.

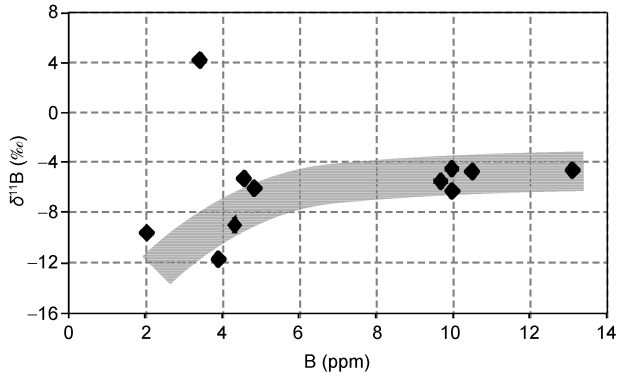


图 7　腾冲地热区热水 δ^{11}B 值和 B 含量关系图

3.5　与世界其他地热田对比

已有研究表明, 海水具有稳定的 B 含量和 δ^{11}B 值, 分别为 4.5 ppm 和~40‰(相对 SRM951)(Spivack 和 Edmond, 1987); 而原始地幔和陆壳的 δ^{11}B 值则较低, 分别为(−10±2)‰(Chaussidon 和 Marty, 1995)和 −20‰~−7‰(Chaussidon 和 Albarède, 1992). 将世界主要热田的 B 同位素地球化学研究进行综合分析发现(图 8): Cl/B 比值大于~100 时, δ^{11}B 值与 Cl/B 比值之间表现出正相关关系, 这一关系可能反映了以高 δ^{11}B 值、高 Cl/B 比值为代表的海相端元和以低 δ^{11}B 值、低 Cl/B 比值为代表的陆相端元的二元混合作用过程(与蒋少涌教授讨论), 而大气降水实质上也是这两个端元的另一表现形式. 此外陆相成因的样品点较为分散(图 8), 这主要与各热田不同的构造地质背景、围岩类型和深部地热结构等因素的复杂性有关.

世界主要热田与滇藏地热带热水样品的 δ^{11}B-B 关系表明(图 9), 滇藏地热带内热泉水具有最低的 δ^{11}B 值和最大的 B 含量变化, 这可能与滇藏地热带特殊的构造地质背景有关; 另外, 富 B 热水的 B 物源似乎主要与围岩作用相关. 例如, 幔源的冰岛地热系统(Poreda 等, 1992), 其围岩相对贫 B(0.10~6.60 ppm), 对应其热水的 B 含量(≤10 ppm)也普遍较低(Arnórsson 和 Andrésdóttir, 1995); 由地幔柱提供热能的黄石公园(Smith 等, 2009), 流纹岩围岩 B 含量仅为 2.5~12.8 ppm(Palmer 和 Sturchio, 1990; Savov 等, 2009), 热水 B 含量也只有 0.46~29.08 ppm(Palmer 和 Sturchio, 1990); 同样具有幔源特征的新西兰 Ngawha 热田(Torgersen 等, 1982), 却具有异常高的 B 含量(259.4~1202.6 ppm)(Aggarwal 等, 2003), 然而进一步研究却表明其富 B 并非幔源, 而是在低水–岩比条件下与富 B 围岩相互作用的结果; 在云南腾冲地热区, 幔源 He 的供给大于 50%(Xu 等, 1994), 而热水 B 含量仅为 2.05~13.12 ppm; 羊八井热田下部存在部分熔融, 其幔源 He 的供给也只有 3%(赵平等, 2002), 甚至可以忽略不计(Yokoyama 等, 1999), 然而其深部热储 B 含量却达到 96.70 ppm; 并且, 已有研究也表明地

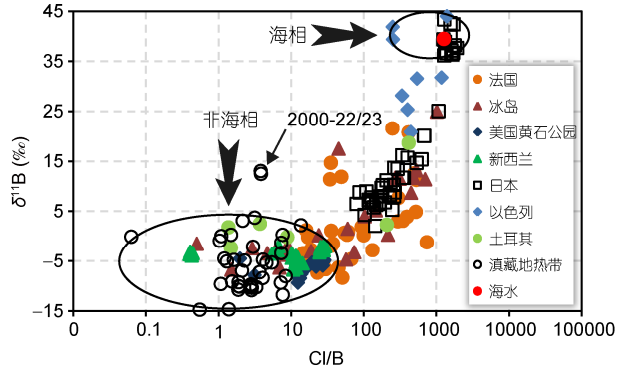


图 8　世界主要热田区 δ^{11}B-Cl/B 关系图

法国、冰岛、美国黄石公园、新西兰、日本、以色列、土耳其以及海水的 δ^{11}B 值和 Cl/B 比值数据分别来自文献整理(Mason 和 Moore, 1982; Spivack 和 Edmond, 1987; Palmer 和 Sturchio, 1990; Vengosh 等, 1991, 1994, 2002; Oi 等, 1993, 1996; Aggarwal 等, 2000, 2003; Millot 和 Négrel, 2007; Millot 等, 2012)

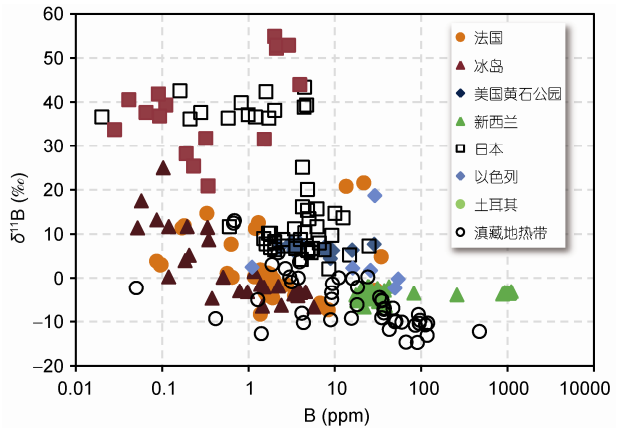


图 9　世界主要热田区 δ^{11}B-B 关系图

数据整理同图 7

幔的 B 含量仅有 0.18~1.35ppm(Gurenko 和 Chaussidon, 1997; Palme 和 O'Neill, 2007). 因此, 我们推测岩浆去气等幔源过程并不能为热水提供丰富的 B, 只有围岩富 B 才能形成富 B 热水, 即富 B 热水的 B 均来自浅部的地壳. 然而由于目前还缺乏更扎实和细致的工作, 这一认识还需要在后续研究工作中进一步验证.

4　结论

西藏地热区热水的 B 含量变化比较大(0.36~472.4 ppm), Cl/B 摩尔比值(0.06~13.6)和 δ^{11}B 值(–16.0‰~13.1‰)变化较小. 在云南腾冲地热区, 热水 B 含量为 2.05~13.12 ppm, δ^{11}B 值为–11.8‰~4.2‰. 它们都与海水和典型海相成因热水的地球化学特征形成鲜明对比, 反映了滇藏地热带热水的陆相成因.

西藏地热区热水 δ^{11}B-B 二元混合关系表明,海相碳酸盐岩和富 B 的岩浆岩是西藏热水硼的主要来源, 即西藏热水的硼以壳源供给为主. 青藏高原南部地区大气降水的 B 同位素变化至少在–6.0‰~6.8‰, 其对滇藏地热带热水中的 B 仅起到稀释的作用. 云南地热区数据初步表明, 该区热水具有与西藏地热区不同的硼物源特征.

与世界其他热田的 B 同位素数据相比较, 滇藏地热带热水具有最低的 δ^{11}B 值和最大的 B 含量变化, 这可能与其特殊的构造地质背景有关. 另外, 现有世界热田的硼地球化学特征应是海相和陆相两大端元共同作用的结果. 结合已有大量研究成果, 我们推测幔源过程并不能为热水提供大量的 B, 富 B 热水中的 B 均来自浅部的地壳.

致谢　衷心感谢审稿人为文章的最终完成提供不可或缺的宝贵意见和建议; 实验工作曾得到中国科学院地质与地球物理研究所吴福元研究员的大力支持, MC-ICP-MS 和 ICP-OES 实验室谢烈文老师、杨岳衡老师、李禾老师和储著银老师在样品测试和样品前处理过程中给予了无私帮助, 北京大学邵宏翔老师和古丽冰老师对实验方法给予了悉心指导, 在此一并表示衷心感谢.

参考文献

陈克造, 杨绍修, 郑喜玉. 1981. 青藏高原的盐湖. 地理学报, 36: 13–21

侯增谦, 李振清. 2004. 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. 地质学报, 482–493

金成伟, 周云生. 1978. 喜马拉雅和冈底斯弧形山系中的岩浆岩带及其成因模式. 地质科学, 4: 297–312

廖志杰, 赵平. 1999. 滇藏地热带-地热资源和典型地热系统. 北京: 科学出版社. 1–153

吕苑苑. 2008. 利用 MC-ICP-MS 测定硼同位素及其在西藏地热和盐湖中的初步应用. 博士学位论文. 北京: 中国科学院地质与地球物理研究所

吕苑苑, 许荣华, 赵平, 等. 2008. 利用 MC-ICP-MS 对水样中硼同位素比值的测定. 地球化学, 37: 1–8
吕苑苑, 赵平, 许荣华, 等. 2012. 西藏羊八井地热田硼同位素地球化学特征初步研究. 地质科学, 47: 251–264
潘桂棠, 王立全, 李兴振, 等. 2001. 青藏高原区域构造格局及其多岛弧盆系的空间配置. 沉积与特提斯地质, 21: 1–26
佟伟, 廖志杰, 刘时彬, 等. 2000. 西藏温泉志. 北京: 科学出版社. 1–300
佟伟, 章铭陶, 张知非, 等. 1981. 西藏地热. 北京: 科学出版社. 1–170
魏斯禹, 滕吉文, 杨秉平, 等. 1981. 西藏高原地热活动, 温泉分布与地球物理场特征. 西北地震学报, 3: 17–25
吴俐俐, 马文展, 唐渊. 1984. 青藏高原高硼卤水的水化学特征及其成因. 地理研究, 3: 1–11
肖应凯, 肖云, Swihart G H, 等. 1997. 硼特效树脂离子交换法分离 B 的研究. 地球学报, 18(增刊): 286–289
于昇松, 唐渊. 1981. 青藏高原盐湖的水化学特征. 海洋与湖沼, 12: 498–511
赵平, 谢鄂军, 多吉, 等. 2002. 西藏地热气体的地球化学特征及其地质意义. 岩石学报, 18: 539–550
赵文津; 赵逊; 史大年, 等. 2002. 喜马拉雅和青藏高原深剖面(INDEPTH)研究进展. 地质通报, 11: 29–33
郑绵平, 刘文高, 向军, 等. 1983. 论西藏的盐湖. 地质学报, 2: 184–194
郑绵平, 向军, 魏新俊, 等. 1989. 青藏高原盐湖. 北京: 北京科学技术出版社. 1–431
Aggarwal J K, Palmer M R, Arnórsson S, et al. 2000. The boron isotope systematics of Icelandic geothermal waters: 1. Meteoric water charged systems. Geochim Cosmochim Acta, 64: 579–585
Aggarwal J K, Sheppard D, Mezger K, et al. 2003. Precise and accurate determination of boron isotope ratios by multiple collector ICP–MS: Origin of boron in the Ngawha geothermal system, New Zealand. Chem Geol, 199: 331–342
Arnórsson S. 2000. Isotopic and Geochemical Techniques in Geothermal Exploration, Development and Use: Sampling Methods, Data Handling, Interpretation. International Atomic Energy Agency, Vienna
Arnórsson S, Andrésdóttir A. 1995. Processes controlling the distribution of boron and chlorine in natural waters in Iceland. Geochim Cosmochim Acta, 59: 4125–4146
Barth S. 1993. Boron isotope variations in nature: A synthesis. Geol Rundsch, 82: 640–651
Bllsnluk P M, Hacker B, Glodny J, et al. 2001. Normal faulting in central Tibet since at least 13.5 Myr ago. Nature, 412: 628–632
Chaussidon M, Albarède F. 1992. Secular boron isotope variations in the continental crust: An ion microprobe study. Earth Planet Sci Lett, 108: 229–241
Chaussidon M, Marty B. 1995. Primitive boron isotope composition of the mantle. Science, 269: 383–386
Craig H, Boato G, White D E. 1956. Isotope geochemistry of thermal waters. National Research Council Publication. 29–38
Craig H. 1963. The isotope geochemistry of water and carbon in geothermal areas. In: Tongiorgi E, ed. Nuclear Geology on Geothermal Areas. Spoleto: Geol Nucl, Pisa. 17–53
Ellis A J, Mahon W A. 1964. Natural hydrothermal systems and experimental hot water/rock interactions. Geochim Cosmochim Acta, 28: 1323–1357
Ellis A J, Mahon W A. 1967. Natural hydrothermal systems and experimental hot water/rock interactions (Part II). Geochim Cosmochim Acta, 21: 519–538
Ellis A J. 1966. Volcanic hydrothermal areas and the interpretation of thermal water compositions. Bull Volcanol, 29: 575–584
Ellis A J. 1970. Quantitative interpretation of chemical characteristics of hydrothermal systems. Geothermics, 2: 516–528
Fogg T R, Duce R A. 1985. Boron in the troposphere: Distribution and fluxes. J Geophy Res. 90: 3781–3796
Francheteau J, Jaupart C, Shen X, et al. 1984. High heat flow in southern Tibet. Nature, 307: 32–36
Guo Q, Wang Y, Liu W. 2009. Hydrogeochemistry and environmental impact of geothermalwaters from Yangyi of Tibet, China. J Volcanol Geotherm Res, 180: 9–20
Guo Q H, Wang Y X, Liu W. 2007. Major hydrogeochemical processes in the two reservoirs of the Yangbajing geothermal field, Tibet, China. J Volcanol Geotherm Res, 166: 255–268
Guo Q H, Wang Y X and Liu W. 2010. O, H, and Sr isotope evidences of mixing processes in two geothermal fluid reservoirs at Yangbajing, Tibet, China. Environ Earth Sci, 59: 1589–1597
Gurenko A A, Chaussidon M. 1997. Boron concentrations and isotopic composition of the Icelandic mantle: Evidence from glass inclusions in olivine. Chem Geol, 135: 21–34
Hogan J F, Blum J D. 2003. Boron and lithium isotopes as ground-water tracers: A study at the Fresh Kills Landfill, Staten Island, New York, USA. Appl Geochem, 18: 615–627
Hemming N G, Hanson G N. 1992. Boron isotope composition and concentration in modern marine carbonates. Geochim Cosmochim Acta, 56: 537–543

Hemming N G, Reeder R J, Hanson G N. 1995. Mineral-fluid partitioning and isotopic fractionation of boron in synthetic calcium carbonate. Geochimi Cosmochim Acta, 59: 371–379

Kasemann S A, Meixner A, Erzinger J, et al. 2004. Boron isotope composition of geothermal fluids and borate minerals from salar deposits (central Andes/NW Argentina). J South Am Earth Sci, 16: 685–697

Kearey P, Wei H. 1993. Geothermal fields of China. J Volcanol Geotherm Res, 56: 415–428

Lü Y Y, Zheng M P, Chen W X, et al. 2013. Origin of boron in the Damxung Co Salt Lake (central Tibet): Evidence from boron geochemistry and isotopes. Geochem J, 47: 513–523

Mahon W A. 1967. Natural hydrothermal systems and the reaction of hot water with sedimentary rocks. NZ J Sci, 10: 206–221

Mariner R H, Willey L M. 1976. Geochemistry of thermal waters in Long Valley, Mono County, California. J Geophy Res, 81: 792–800

Mason B, Moore C B. 1982. Principles of Geochemistry. New York: John Wiley and Sons

Millot R, Hegan A, Négrel Ph. 2012. Geothermal waters from the Taupo Volcanic Zone, New Zealand: Li, B and Sr isotopes characterization. Appl Geochem, 27: 677–688

Millot R, Négrel Ph, Petelet-Giraud E. 2007. Multi-isotopic (Li, B, Sr, Nd) approach for geothermal reservoir characterization in the Limagne Basin(Massif Central, France). Appl Geochem, 22: 2307–2325

Millot R, Négrel Ph. 2007. Multi-isotopic tracing (δ^7Li, δ^{11}B, ^{87}Sr/^{86}Sr) and chemical geothermometry: Evidence from hydro-geothermal systems in France. Chem Geol, 244: 664–678

Miyata Y, Tokieda T, Amakawa H, et al. 2000. Boron isotope variations in the atmosphere. Tellus 52: 1057–1065

Molnar P, Stock J. 2009. Slowing of India′s Convergence with Eurasia at ~10 Ma and its Implications for Tibetan Mantle Dynamics. Tectonics. 28, TC3001, doi: 10.1029/2008TC002271

Musashi M, Nomura M, Okamoto M, et al. 1988. Regional variation in the boron isotopic composition of hot spring waters from central Japan. Geochem J, 22:205–214

Oi T, Ikeda K, Nakano M, et al. 1996. Boron isotope geochemistry of hot spring waters in Ibusuki and adjacent area, Kagoshima, Japan. Geochem J, 30: 273–287

Oi T, Ogawa J, Ossaka T. 1993. Boron isotopic compositions of Shimogamo hot springs, Izu, Japan. Geochem J, 27: 147–154

Palme H, O'Neill H St C. 2007. Cosmochemical Estimates of Mantle Composition. Amsterdam Holland: Elsevier Science Ltd. Treatise on Geochemistry, 2: 1–38

Palmer M R, Sturchio N C. 1990. The boron isotope systematic of the Yellowstone National Park(Wyoming) hydrothermal system: A reconnaissance. Geochim Cosmochim Acta, 54: 2811–2815

Palmer M R, Spivack A J, Edmond J M. 1987. Temperature and pH controls over isotopic fractionation during adsorption of boron on marine clay. Geochim Cosmochim Acta, 51: 2319–2323

Pham V N, Boyer D, Therme P, et al. 1986. Partial melting zones in the crust in southern Tibet from magnettelluric results. Nature, 319: 310–314

Poreda R J, Craig H, Arnórsson S, et al. 1992. Helium isotopes in Icelandic geothermal systems: I. ^{3}He, gas chemistry, and ^{13}C relations. Geochim Cosmochim Acta, 56: 4221–4228

Rose E F, Chaussidon M, France-Lanord C. 2000. Fractionation of boron isotopes during erosion processes: The example of Himalayan rivers. Geochim Cosmochim Acta, 64: 397–408

Rose-Koga E F, Sheppard S M F. Chaussidon M, et al. 2006. Boron isotopic composition of atmospheric precipitations and liquid-vapour fractionations. Geochim Cosmochim Acta, 70: 1603–1615

Sauerer A, Troll G, Matthies D. 1990. Microdistribution of boron: Particle-track images from samples of a Caledonian igneous complex. Terra Nova, 1: 359–364

Savov I P, Leeman W P, Lee C T A, et al. 2009. Boron isotopic variations in NW USA rhyolites: Yellowstone, Snake River Plain, Eastern Oregon. J Volcanol Geotherm Res, 188: 162–172

Smith R B, Jordan M, Steinberger B, et al., 2009. Geodynamics of the Yellowstone hotspot and mantle plume: Seismic and GPS imaging, kinematics, and mantle flow. J Volcanol Geotherm Res, 188: 26–56

Spivack A J, Edmond J M. 1986. Determination of boron isotope ratios by thermal ionization mass spectrometry of the dicesium metaborate cation. Anal Chem, 58: 31–35

Spivack A J, Edmond J M. 1987. Boron isotope exchange between seawater and the oceanic crust. Geochim Cosmochim Acta, 51: 1033–1043

Spivack A J, You C F. 1997. Boron isotopic geochemistry of carbonates and pore waters, Ocean Drilling Program Site 851. Earth Planet Sci Lett, 152: 113–122

Taylor M, Yin A. 2009. Active structures of the Himalayan-Tibetan orogen and their relationships to earthquake distribution, contemporary strain

field, and Cenozoic volcanism. Geosphere, 5: 199–214
Tong W, Zhang J, 1981. Characteristics of geothermal activities in Xizang Plateau and their controlling influence on Plateau's tectonic model. In: Gordon B, ed. Geological and Ecological studies of the Qinghai-Xizang Plateau. New York: Science Publishers Inc. 841–846
Torgersen T, Lupton J E, Sheppard D S, et al. 1982. Helium isotope variations in the thermal areas of New Zealand. J Volcanol Geotherm Res, 12: 283–298
Turner S, Hawkesworth G, Liu J, et al. 1993. Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rock s. Nature, 364: 50–54
Vengosh A, Helvaci C, Karamanderesi İ H. 2002. Geochemical constraints for the origin of thermal waters from western Turkey. Appl Geochem, 17: 163–183
Vengosh A, Starinsky A, Kolodny Y, et al. 1991. Boron isotope geochemistry as a tracer for the evolution of brines and associated hot springs from the Dead Sea, Israel. Geochim Cosmochim Acta, 55: 1689–1695
Vengosh A, Starinsky A, Kolodny Y, et al. 1994. Boron isotope geochemistry of thermal springs from the northern Rift Valley, Israel. J Hydrol, 162: 155–169
Wang C, Zhao X, Liu Z, Lippert P C, et al. 2008. Constraints on the early uplift history of the Tibetan Plateau. Proc Natl Acad Sci USA, 105, 4987–4992
White D E. 1970. Geochemistry applied to the discovery, evaluation, and exploitation of geothermal energy resources. Geothermics, 2: 58–57
Williams H, Turner S, Kelley S, et al. 2001. Age and composition of dikes in Southern Tibet: New constraints on the timing of east-west extension and its relationship to post-collisional volcanism. Geology, 29: 339–342
Xiao Y K, Beary E S, Fassett J D. 1988. An improved method for the high-precision isotopic measurement of boron by thermal ionization mass spectrometry. Int J Mass Spect Ion Proc, 85: 203–213
Xiao Y K, Li S Z, Wei H Z, et al. 2007. Boron isotopic fractionation during seawater evaporation. Mar Chem, 103: 382–392
Xiao Y K, Sun D P, Wang Y H, et al. 1992. Boron isotopic composition of brine, sediments, and source water in Da Qaidam Lake, Qinghai, China. Geochim Cosmochim Acta, 56: 1561–1568
Xu S, Nakai S, Wakita H, Wang X et al. 1994. Helium isotopic compositions in Quaternary volcanic geothermal area near Indo-Eurasian collisional margin at Tengchong, China. In: Matsuda J, ed. Noble Gas Geochemistry and Cosmochemistry. Tokyo: Terra Scientic Publishing Company. 305–313
Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. Annu Rev Earth Planet Sci, 28: 211–280
Yokoyama T, Nakai S, Waikita H. 1999. Helium and carbon isotopic compositions of hot spring gases in the Tibetan Plateau, J Volcanol Geotherm Res, 88: 99–107
Zhao Z Q and Liu C Q. 2010. Anthropogenic inputs of boron into urban atmosphere: Evidence from boron isotopes of precipitations in Guiyang City, China. Atmos Environ, 44: 4165–4171

中国科学: 地球科学 2014 年 第 44 卷 第 9 期: 1 ~ 2
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

附表 1 西藏地热区地热水样品地球化学特征数据 a)

采样地点	东经	北纬	高程 (m)	温度 (℃)	电导率 (ms)	pH	B (mg/L)	Cl/B	δ^{11}B (‰)
拉孜县锡钦曲灿	87°44′28.7″	29°04′17.5″	4066	55	0.429	7.40	0.36	3.5	12.3
萨嘎县如角沸泉	84°47′47.9″	29°54′37.6″	5162	83	2.6	7.7	66.66	1.4	−14.6
昂仁县曲古热泉	87°05′47.4″	29°19′25.6″	4046	46	0.562	8.9	1.87	2.1	3.1
昂仁县彻朗热泉	87°18′28.6″	29°23′35.9″	4040	47	5.7	7.45	118.62	2.9	−10.3
昂仁县打加间歇喷泉	85°44′51.5″	29°36′30.6″	5094	85	1.69	8.37	78.18	0.4~0.7	−14.6
昂仁县打加间歇喷泉	85°44′51.8″	29°36′29.1″	5094	85	2.2	/	93.66	/	−15.6
昂仁县打加间歇喷泉	85°44′51.2″	29°36′25.0″	5105	85	2	/	93.76	/	−15.3
昂仁县打加间歇喷泉	/	/	/	85	2	/	91.14	/	−15.4
昂仁县打加间歇喷泉	85°44′44.9″	29°36′25.0″	5103	85	2.1	/	96.66	/	−14.8
昂仁县打加间歇喷泉	85°44′55.3″	29°36′4.3″	5079	85	2.2	/	93.48	/	−14.6
昂仁县打加间歇喷泉主喷泉	/	/	5100	86	1.95	/	91.12	/	−16.0
昂仁县打加间歇喷泉	85°44′49.1″	29°36′17.4″	5105	85	2.1	/	97.62	/	−15.2
昂仁县打加间歇喷泉	85°45′20.5″	29°36′7.7″	5081	86	2	/	85.32	/	−13.3
昂仁县打加间歇喷泉	85°45′8.8″	29°36′1.7″	5077	85	2	/	88.50	/	−11.7
昂仁县打加间歇喷泉	85°45′2.0″	29°36′6.1″	5077	84	1.83	/	84.48	/	−15.2
定日县苍木达温泉	86°29′12.7″	28°36′10.1″	4385	45	2.44	/	8.93	1.1	−9.6
定日县洛洛曲灿	87°12′36.8″	28°43′5.4″	4551	78	/	/	117.18	0.5	−13.1
谢通门县恰嘎热泉	88°14′15″	29°26′48.6″	3978	60	/	8.40	4.14	3.9	−8.1
萨迦县卡乌曲灿	88°10′39.8″	28°49′26.6″	5146	84	3.45	8.55	112.02	1.7	−10.7
康马县则不多多低温温泉	89°40′31.9″	28°34′21.8″	4261	40	3.54	6.6	36.98	3.7	−7.2
亚东县康布曲灿 12 号泉	88°59′20.5″	27°48′44.3″	4256	45	0.317	7.2	0.67	3.8	12.5
亚东县康布曲灿金鱼池泉	88°59′4.2″	27°48′40.1″	4254	42	0.327	7.3	0.68	3.8	13.1
西藏隆子县模麓热泉	91°56′33.1″	28°23′12.2″	4764	64	2.54	6.5	45.57	1.8	−9.6
西藏隆子县模麓热泉	91°56′31.1″	28°23′20.2″	4722	68	3.15	6.5	59.63	1.8	−10.5
乃东县卡布桑臭水	91°57′8.7″	28°53′28.0″	4294	22	51.4	6.5	85.40	2.8	−10.8
尼玛县扎日曲灿	86°42′23.160″	31°36′57.822″	4533	48.4	/	6.58	0.42	0.5	−9.3
尼玛县马尔作温泉	86°41′40.1″	30°28′24.0″	4623	50.4	/	7.04	6.20	7.1	−8.0
尼玛县当若雍错甲玛温泉	86°23′49.992″	30°53′52.380″	4503	54.6	/	6.77	1.41	/	−12.7
双湖区肖茶卡南微温泉	87°46′59.5″	33°02′12.2″	4824	18	16	/	2.20	/	5.8
双湖区江爱温泉	87°28′11.1″	33°29′25.8″	4957	50	9.16	/	7.60	/	−5.2
双湖地区温泉	88°42′40.6″	33°39′25.0″	5022	53	/	/	0.59	/	−0.8
比如县却色热泉	92°51′42.1″	31°48′6.0″	4356	72	1.48	7.68	3.76	1.1	0.0
比如县下秋卡热泉	92°49′29.8″	31°48′45.6″	4251	58	1.46	7.0	1.28	/	−5.0
那曲县罗马温泉	91°52′26.6″	31°17′57.4″	4548	37	3.28	7	2.67	13.6	2.2
那曲县脱玛热泉	91°50′58.9″	31°09′41.7″	4680	53	2.9	6.8	3.89	3.1	3.7
那曲县谷露间歇喷泉泉	91°36′40.8″	30°52′35.6″	4733	82	5.59	8.8	34.79	5.4	−5.3
那曲县桑来沸泉	91°35′28.3″	30°39′58.7″	4534	80	2.35	/	18.06		−6.1
那曲县那曲镇地热田 1 号井	92°02′44.0″	31°27′16.3″	4546	110	/	8.3	9.16	6.2	−3.4
那曲县那曲镇地热田 2 号井	92°03′1.0″	31°27′26.9″	4516	110	/	8.3	9.37	6.2	−1.3
噶尔县朗久地热田温泉	80°21′40″*	32°21′48″*	4510	102~105	/	7.8~8.2	48.80	2.1	−10.0
噶尔县朗久地热田温泉	/	/	/	/	/	/	42.40	/	0.1
噶尔县朗久地热田温泉	/	/	/	/	/	/	50.88	/	−0.4
噶尔县朗久地热田温泉	/	/	/	/	/	/	47.84	/	−10.9
噶尔县朗久地热田温泉	/	/	/	/	/	/	45.49	/	−10.0
噶尔县朗久地热田温泉	/	/	/	/	/	/	46.38	/	−10.3
噶尔县门士热泉	80°45′7.2″	31°7′38.8″	4402	54.5	1.61	7	3.15	1.0	−0.9

续(附表1)

采样地点	经度	纬度	高程 (m)	温度 (°C)	电导率 (ms)	pH	B (mg/L)	Cl/B	δ^{11}B (‰)
噶尔县门士热泉	80°45′7.2″	31°7′38.8″	4402	/	/	/	2.99	1.0	0.1
噶尔县巴尔沸泉	80°24′18.5″	31°26′44.7″	4779	80	6.56	/	472.4	/	−12.2
噶尔县那不如沸泉	80°9′58.9″	31°55′22.6″	4385	82	1.37	7	18.28	3.0	−2.1
普兰县玛旁雍错沸-热泉系统曲色涌巴泉点热泉	81°34′45.0″	30°35′18.8″	4678	83	1.94	/	42.69	/	−11.7
普兰县玛旁雍错沸-热泉系统当果其沙泉点热泉	81°35′40.7″	30°34′37.0″	4669	83	1.81	/	94.74	/	−10.4
波密县通麦长青沸泉	95°02′21.9″	30°03′56.0″	2009	95.5*	3.23	9.5	15.99	0.1	−0.1
工布江达县松多温泉	92°30′1.1″	29°53′35.7″	4262	54.8	1.011	6.9	4.33	3.3	−10.2
工布江达县 141 道班热泉	92°21′43.4″	29°54′38.8″	4478	83.6	4.48	6.65	49.68	1.9	−10.0
当雄县月腊热泉	91°14′1.8″	30°37′14.9″	4546	60	1.36	7.95	3.00	1.5	0.3
当雄县嘎日琼热泉	90°21′7.9″	29°58′50.1″	4422	75	1.54	7.6	9.17	2.3	−4.9
当雄县曲才沸泉	90°56′40.1″	30°24′46.2″	4250	92	/	8.50(8.8)	37.42	4.1	−7.0
当雄县拉多岗热泉	90°36′19.0″	30°12′14.9″	4575	10	/	7.2	92.64	4.0	−8.4
当雄县羊八井浅层地热	90°28′25.6″	30°04′52.8″	4290~4500*	150~170**	2.38~2.52***	/	55.30	/	−10.1
当雄县羊八井浅层地热	90°29′3.9″	30°04′52.0″	/	/	/	/	52.90	/	−9.7
当雄县羊八井浅层地热	90°28′56.5″	30°04′56.7″	/	/	/	/	54.90	/	−9.5
当雄县羊八井浅层地热	/	/	/	/	/	8.21	45.90	2.8	−9.7
当雄县羊八井浅层地热	90°28′50.3″	30°05′0.7″	/	/	/	8.17	49.40	2.8	−9.7
当雄县羊八井浅层地热	90°29′15.1″	30°04′36.3″	/	/	/	/	50.60	2.8	−9.6
当雄县羊八井浅层地热	90°29′14.0″	30°03′51.2″	/	/	/	5.69	14.00	2.8	−9.2
当雄县羊八井浅层地热	90°29′12.8″	30°04′5.9″	/	/	/	8.86	52.50	2.8	−9.1
当雄县羊八井浅层地热	90°29′13.9″	30°04′24.0″	/	/	/	/	51.80	/	−9.7
当雄县羊八井浅层地热	/	/	/	/	/	8.82	46.60	2.8	−10.0
当雄县羊八井浅层地热	90°28′44.9″	30°04′56.1″	/	/	/	8.89	52.10	2.8	−10.4
当雄县羊八井浅层地热	/	/	/	/	/	8.8	56.80	2.8	−9.4
当雄县羊八井浅层地热	90°28′31.7″	30°05′0″	/	/	/	8.93	57.00	2.8	−10.5
当雄县羊八井浅层地热	90°28′37.2″	30°05′11.4″	/	/	/	8.49	55.60	2.8	−10.4
当雄县羊八井浅层地热	/	/	/	/	/	8.9	59.00	2.8	−10.2
当雄县羊八井浅层地热	90°28′42.8″	30°05′4.9″	/	/	/	8.94	55.50	2.8	−10.8
当雄县羊八井浅层地热	90°28′33.9″	30°05′6.3″	/	/	/	8.92	55.70	2.8	−9.9
当雄县羊八井深部地热	90°28′14.5″	30°05′13.4″	4290~4500*	251**	4.06***	8.66**	96.7**	2.8**	−9.7
当雄县羊井学热泉							0.05		−2.3
当雄县嘎日桥附近温泉	/	/	/	/	/	/	11.09	/	0.1
当雄县羊易 ZK200 钻孔	90°22′00″~22′35″	29°43′20″~44′50″	4638*	134*	1.86~2.51***	7.93~8.03***	32.93	1.2	−4.5
当雄县羊易热田热泉	90°22′00″~22′35″	29°43′20″~44′50″	4638*	/	1.96~2.24***	9.12~9.42***	35.08	1.3	−5.1
尼木县棉究热泉	89°59′52.0″	29°20′7.1″	3730	71	4.3	6.9	24.02	7.6	0.3
墨竹工卡县德宗温泉	92°09′59.5″	30°09′13.3″	4458	39.5	1.69	7.9	15.55	1.9	−9.2
墨竹工卡乡日多亚沸泉	92°14′16.2″	29°41′40.8″	4180	81.4	/	8.2	34.78	1.5	−9.1
巴大沸泉	/	/	/	/	/	/	3.91		−11.8
鼓鸣泉	/	/	/	/	/	/	9.70		−5.5
蛤蟆嘴	/	/	/	/	/	/	4.58		−5.3
梁河	/	/	/	/	/	/	3.43		4.2
热水塘-1	/	/	/	/	/	/	4.85		−6.1
狮子头	/	/	/	/	/	/	10.51		−4.8
望泉楼	/	/	/	/	/	/	9.99		−6.3
新怀胎井	/	/	/	/	/	/	9.98		−4.5
玉龙	/	/	/	/	/	/	2.05		−9.6
大滚锅	/	/	/	/	/	/	13.12		−4.7
腊幸塘	/	/	/	/	/	/	4.33		−9.0

a) * 据佟伟等(2000)整理; ** 据廖志杰和赵平(1999)整理; *** 据 Guo 等(2007, 2009)整理. 除标注外, pH 值和 Cl/B 数值据佟伟等(2000)