

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

福建省岩石圈的热状态与 地热资源的远景评价*

万天丰、褚明记、陈明佑

(武汉地质学院, 北京研究生部)

本文通过地表热流值、剩余热流值、岩石生热率、岩石热导率等参数的研究,按一维稳态模型估算了福建岩石圈内不同深度的地温数值,以此为依据,结合地质构造背景的研究,分别探讨了各类地热系统在福建存在的可能性。笔者认为在福建不存在与岩浆活动有关的地热系统,暂时也不可能开发福建的干热岩系统。然而,中低温水热系统十分发育。它们受活动断裂控制,广泛分布于闽东南,无异常热源,地下水循环深度较大,水温一般均低于 150℃,流量不够充足,但水质优良,可作为宝贵的水热资源而加以直接利用,不宜当作能源来开发。

一、引言

福建省是我国大陆东部的一个重要的地热活动区。温泉分布密度大,泉水温度较高。已发现温泉 171 处,其中泉水温度 60℃ 以上者即有 50 处,占全省温泉总数的 29%。全省温泉平均温度为 53.38℃,最高泉水温度在德化南埕为 89℃,钻孔揭露的最高热水温度在漳州龙溪师范 1 号孔内,292 米深处为 120℃。该孔热水流量很小,通常为 0.1 升/秒,井口温度为 98℃ 左右,因而未见沸腾或水热爆炸现象。

由于地表热显示状况较好,80 年代以来美国、日本、意大利以及国内部分专家对于福建省的地热资源远景持乐观态度,认为在福建有可能找到岩浆型、干热岩型或高温(大于 150℃)水热系统。然而,也有部分专家认为前景并不乐观,如北京大学地质学系佟伟副教授在 1982 年就提出福建处在板块内部,形成高温热田的希望不大。因而正确地对福建省地热田的远景提出总体评价意见,以对其进行合理的勘探,制订恰当的开发、利用方针和规划就成为一个重要的课题。

自 1984 年起,笔者得到中国科学院自然科学基金会的资助,开始探讨福建省地热资源的远景¹⁾,本文即为该课题研究成果的一部分。

现在常见的地热系统按成因可分为:与浅部岩浆侵入活动有关的地热系统(简称岩浆型),干热岩系统,地压系统,区域深部含水层系统和断裂控制的水热系统^[1]。由于福建地区不存在大面积巨厚层的沉积岩系,因而地压型地热系统与区域深部含水层系统就无

* 国家自然科学基金资助项目。

本文 1987 年 2 月收到,7 月改回。梁少颜编辑。

1) 万天丰、褚明记、陈明佑,1986,福建中生代构造应力场、活动断裂研究与热田远景评价。武汉地质学院北京研究生部,国家自然科学基金资助项目研究报告。280 页。

存在的可能。现在讨论的焦点就在于福建省有没有与近代岩浆活动有关的地热系统,干热岩系统以及受断裂控制的水热系统(包括高、中、低温的)。为此我们首先探讨岩石圈的热状态,然后再分别对各种可能的地热系统进行讨论评价。

二、岩石圈的热状态

为了弄清福建地区岩石圈内不同深度的温度状态,我们综合了许多学者的研究方法,以福建地区的原始资料为依据进行了估算。

首先我们采用 Swanberg 和 Morgan^[2,3] 所提出的硅热流值计算方法,以 1:20 万区域地质图幅 ($1^{\circ} \times 40'$) 为单元,采用福建省 1269 个地下水的游离二氧化硅数据来推算二氧化硅温标温度,然后利用他们所提出的经验式估算了大地热流值^[4,5,6],计算结果(图1)表明,用上述方法所计算出来的硅热流值的分布比较规律,大体上以政和-大埔断裂为界,在此断层线以西硅热流平均值为 56.76 mW/m^2 , 低于全球平均热流值 (61.9 mW/m^2), 而在该线以东,硅热流值普遍高于全球平均值为 70.74 mW/m^2 , 其中以漳州 (90.88 mW/m^2), 德化 (86.65 mW/m^2) 和福州 (82.01 mW/m^2) 为热流值较高地区,属于微弱的正热异常地区。

然后再根据福建全省侵入岩中铀、钍、钾的平均含量^[7,8],按 Rybach 的关系式^[7],求得福建东西部侵入岩岩石生热率 (A) 的平均值分别为 3.943 与 $3.107 \mu \text{ W/m}^3$ 。按照 Jau-pert 等^[9]对于 Th/U 比与 D 值(与放射性元素富集层相当而产热率保持常数的等效岩层厚度)的线性关系的表述,估算出福建东部的 D 值约为 10 km , 西部则为 9 km 左右。由此就可以按 Birch^[9] 所提出的关于浅部热流值与深部热流值的关系式 ($q_0 = q_r + AD$) 求得剩余热流值。式中 q_0 为地表热流值, q_r 为剩余热流值,即与下地壳和上地幔的热释放有关的热流值。当其它三个参数都已知时, q_r 即可求得。福建东部的剩余热流值平均为 31.3 mW/m^2 , 西部为 28.8 mW/m^2 。对比福建与世界各主要热流省的热流参数可以看出福建西部地区与稳定区相当,而福建东部则刚刚达到活动区的数值。

为了估算岩石圈内部的温度状态,还有一个重要参数为岩石热导率 (K)。按照多数研究者的意见^[10-13]把地壳和上地幔的岩石热导率取为不同的数值,并认为在地壳内岩石热导率变化不大。本文根据 Touloukian 等^[14]所综合的大量测试资料,结合福建的具体地质条件,上地壳 ($0-10 \text{ km}$) 岩石热导率按 2116 块花岗岩试样的平均值取为 $3.0 \text{ W/m}^{\circ}\text{K}$; 下地壳 ($10-35 \text{ km}$) 参照角闪岩的数值为 $3.4 \text{ W/m}^{\circ}\text{K}$; 上地幔 (35 km 以下) 参照深变质岩的测试数据,取值为 $3.58 \text{ W/m}^{\circ}\text{K}$ 。

综合上述参数,依照 Rybach 和 Muffler^[11] 的归纳,按一维稳态热传导模型,岩石生热率 (A) 以指数形式随深度而变小 $A(Z) = A_0 \cdot \exp(-Z/D)$ 。岩石热导率在一定深度范围内为定值,则岩石圈内不同深度的温度值可按式算出。

$$T(Z) = T_0 + (q_0 - A_0 D)Z/K + A_0 D^2[1 - \exp(-Z/D)]/K$$

1) 福建区调队,1984,福建晶洞花岗岩的研究。

2) 福建区调队,1985,福建省花岗岩类微量元素地球化学研究。

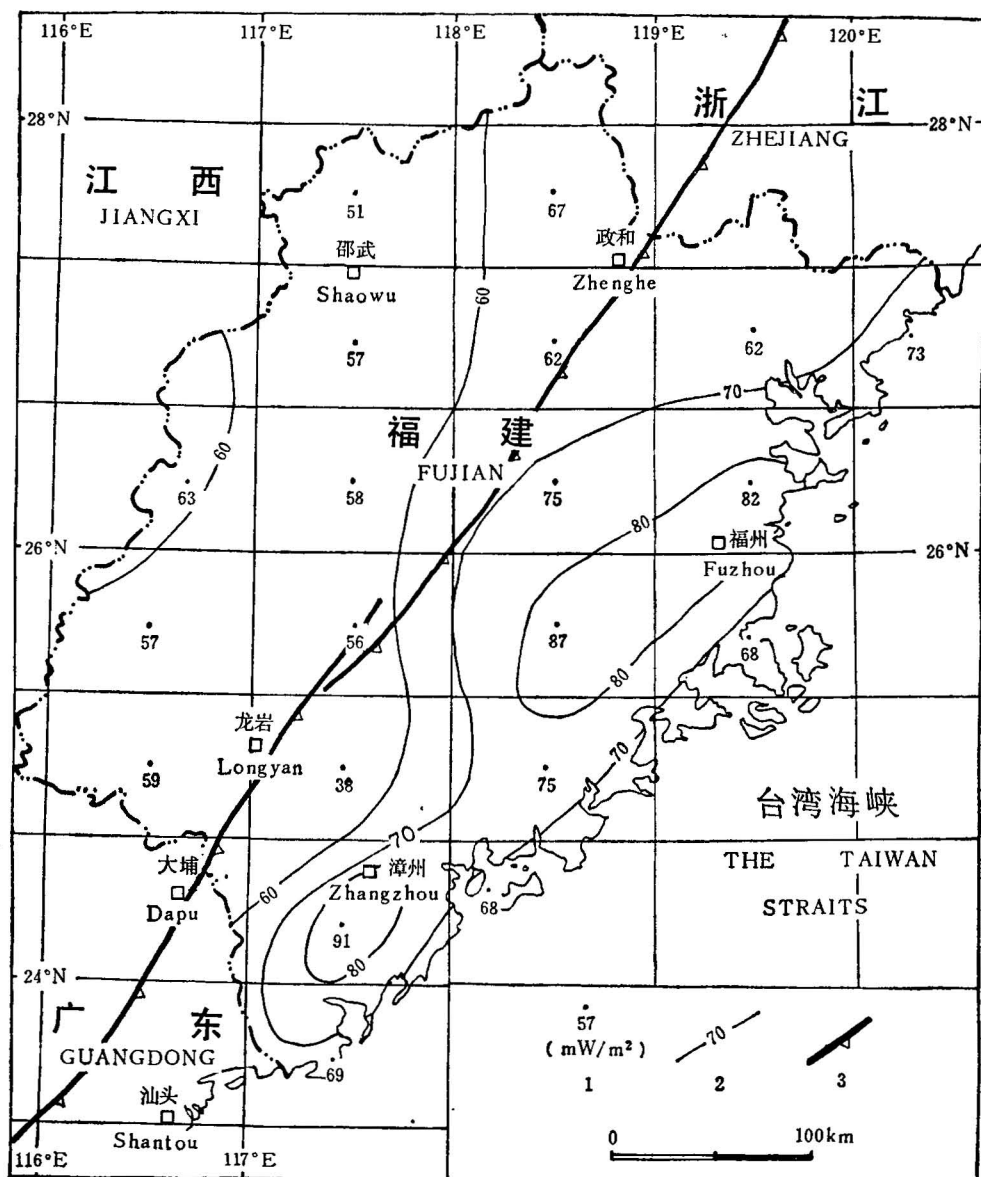


图 1 福建硅热流值

Fig. 1 silica heat-flow map of Fujian

1. 单元内硅热流平均值 (mW/m^2); 2. 硅热流等值线 (mW/m^2); 3. 活动逆掩断层, 齿指向断层面倾向

式中 T_0 为地表附近恒温层的温度, A_0 为地表附近岩石生热率, Z 为深度。由此即计算了不同深处的温度数值, 计算结果见表 1, 2。表 1 中, 龙岩幅的计算结果看来不合理, 无法使用, 地温梯度太低。这可能是由于所选取的地下水样主要为表层水, 而缺乏深循环地下水的分析数据所致。

在深部地温场的研究中, 近年来常采用居理点(材料的磁性消失点)方法来研究, 即利

表 1 福建省西部地区深部温度估算值(°C)

Tab. 1 Temperature estimates in the depth of western Fujian

深度 (km)	光泽	浦城	顺昌	建瓯	宁化	三明	长汀	永安	上杭	龙岩
1	45	51	48	49	49	48	48	47	48	41
3	87	103	93	98	99	94	93	92	95	74
5	118	144	128	136	137	130	128	126	131	96
10	173	226	193	209	212	197	194	190	199	130
15	193	262	220	241	244	224	220	215	227	135
20	228	321	263	292	296	269	264	258	273	151
25	262	371	302	342	348	314	307	299	319	166
30	296	435	349	392	399	358	350	340	364	181
40	350	522	414	468	477	425	415	403	433	201
50	410	631	495	563	573	509	496	481	518	229
60	475	739	576	657	670	593	580	559	604	256
70	539	847	657	752	767	677	659	638	690	284

表 2 福建省东部地区深部温度估算值(°C)

Tab. 2 Temperature estimates in the depth of eastern Fujian

深度 (km)	福安	三沙	南平	福州	德化	福清	泉州	漳州	厦门	东山
1	54	57	58	60	62	56	58	63	56	56
3	107	118	120	127	132	113	120	136	113	114
5	146	165	167	180	188	157	167	195	157	158
10	212	249	254	279	295	234	255	309	233	236
15	246	294	301	334	355	274	301	373	274	277
20	282	346	356	400	427	319	356	452	319	323
25	316	396	408	463	497	362	409	528	362	367
30	349	445	460	526	567	405	461	604	405	411
40	402	524	543	626	659	473	543	725	473	481
50	465	618	641	745	810	554	642	869	554	563
60	528	711	739	864	942	635	740	1012	634	645
70	591	804	837	983	1074	715	838	1156	715	728

用航空磁测和岩石磁性资料来计算居理点深度。地壳岩石的居理点温度一般为 560°C 左右。地矿部航空物探研究所刘寿彭和计算中心李保国等在编制中国东部航磁异常等值线图的过程中,采用 1:50 万的航测资料,以 10000km² 为单位面积,进行居理点深度的电算工作,他们发现福建东部地区居理点深度小于 32km,福州—漳州一带均属此类情况。鄂尔多斯和四川盆地则深度较大,为 36—44km,上述两地区之间为过渡地带,深度在 32—36km 之间。

该研究成果与我们计算的深部温度值比较吻合。按照我们的计算结果(表 1, 2),漳州的居理点深度大致在 27km 左右,福州—德化在 29—33km 左右,而在福建其它地区,深度一般在 40—60km 左右(图 2)。

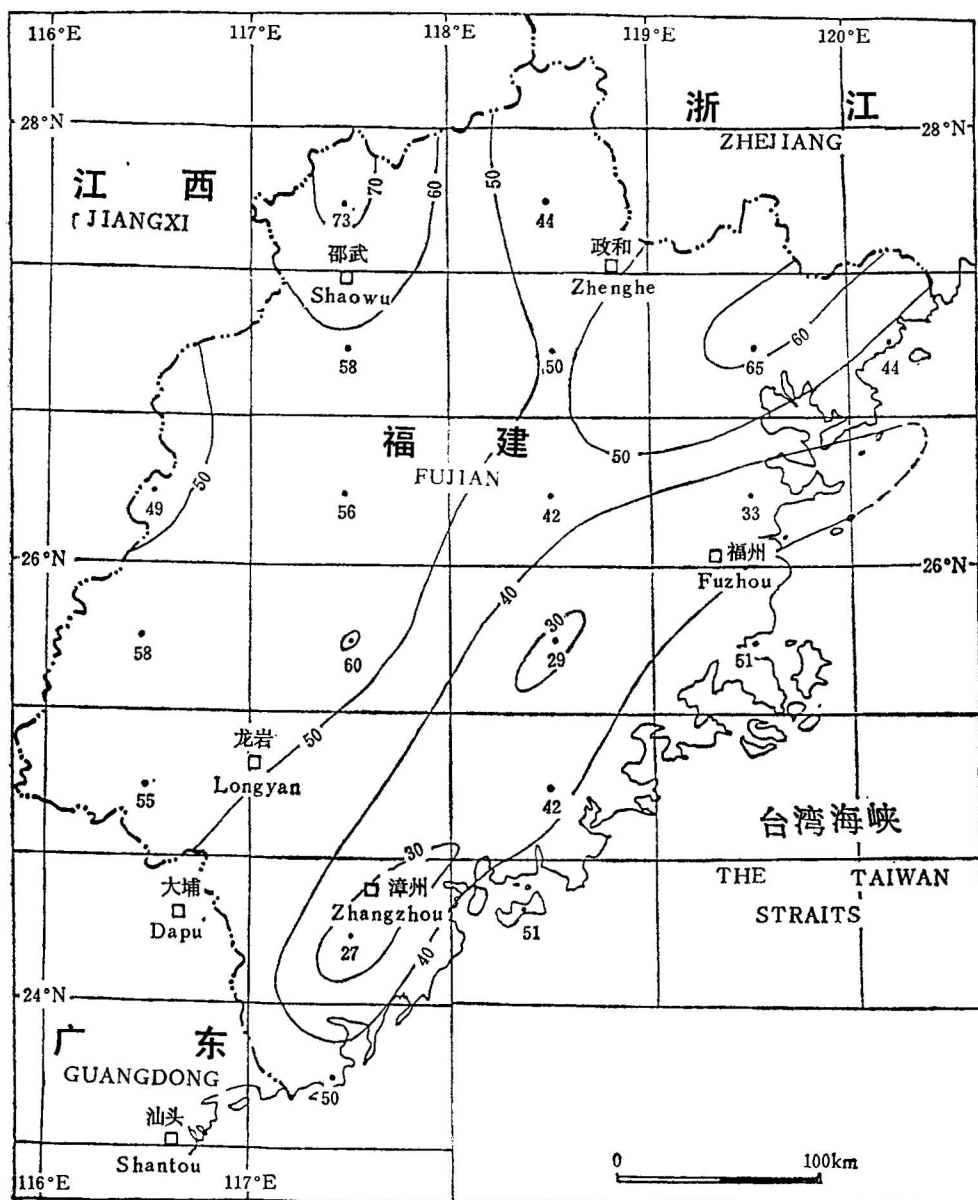


图 2 福建居理点 (560°C) 等深线图(单位: km)

Fig. 2 The depth (km) contour map of Curie point (560°C) in Fujian

三、关于与浅部岩浆侵入活动有关的地热系统

在福建沿海发育着保存尚好的玄武岩喷发(构成佛昙组)的火山地形。近年来许多地质工作者认为它们不是第四纪,而是上新世喷发形成的,同位素年龄为 11.6 m.y.¹⁾。

1) 赵勇, 1986, 漳州—厦门地区伸展构造及台湾海峡的成因。东南沿海大陆边缘构造学术讨论会论文集。

然而, 200 万年以前形成的岩浆侵入体的残余热量是否有可能在现代地表附近构成热异常呢? Smith 和 Shaw^[1] 计算了各种规模的侵入深度小于 10 km 的酸性侵入体的体积和冷凝时间的关系, 并以此来估算其地热远景(图 3), 可以看出 100 万年前形成的岩浆岩体, 当其体积大于 10000 km^3 时, 其残余热还是有可能造成活动的或休眠的高温地热系统; 1000 万年(10^7 年)前形成的岩浆岩体, 只有当其体积大于 100 万 km^3 时, 其残余热才可能造成活动或休眠的地热系统, 这种情况实际上极为罕见; 1 亿年(10^8 年)前的, 则几乎无法形成任何高温的地热系统。福建上新世玄武岩浆喷发为沿裂隙贯入, 接触热变质现象极弱(蚀变带仅宽 50cm), 岩浆岩体的体积极小。福建最后一次大规模的构造热事件发生在白垩纪末期(距今 100—70m. y.), 但侵入体的体积还没有达到上百万 km^3 的地步, 规模最大的侵入活动发生在侏罗纪末期(距今 150m. y.), 由这些事实来看, 在福建形成与古代岩浆侵入活动有关的高温地热系统的可能性极小。

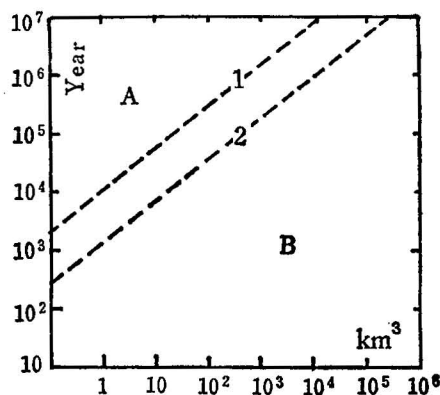


图 3 侵入体的冷凝时间与地热远景

Fig. 3 Cooling intrusions of different ages and their geothermal potential

纵座标为侵入体冷凝时间, 指岩浆房中心的温度从 800°C 降为 300°C 所用的年数;
横座标为侵入岩体体积 (单位: km^3)

A. 无法形成地热系统; B. 可形成活动的或休眠的地热系统; 1. 整体冷却线; 2. 表面冷却线(据 Smith, R. L. and Shaw, H. R., 1975)

人们关心的另一个问题是福建现在是否可能在深处发生岩浆侵入活动。一般认为如果在 10km 以内的深处形成中酸性岩浆侵入体时, 常可构成具有经济价值的高温地热系统^[16,17]。根据 Wyllie^[18,19] 对地壳和地幔中发生变质作用和岩浆作用的温度-深度关系所做的一系列实验研究(图 4), 认为在地壳内温度为 100°C — 800°C 时可发生各种变质作用, 温度在 600°C 以上时才开始形成混合岩化和花岗岩浆, 而在地幔(深 35km 以下)中, 温度需要增加到 1200°C — 1500°C 时方可产生玄武质岩浆。在岩浆中含有较多水份与二氧化碳时, 至少也要在 1100°C 以上, 岩石才能开始熔融。

根据本文第二节中的计算结果(表 1, 2), 我们可以看出, 在福建的 10km 深处, 地温最高值在漳州地区不超过 309°C , 其它地区一般都在 100°C — 300°C 之间, 完全不具备形成现代花岗质侵入岩体的可能。形成花岗质岩浆的温度一般在 600°C 以上, 比居理点的

温度(560℃)要高些。可能形成花岗质岩浆的最浅深度,就是在漳州地区也要深 30km,而在其它地区则普遍在 40—70km 深处(参阅图 2)。根据世界各高温热田的深部地球物理状况的研究得知即使在这些深处形成岩浆侵入体,也不可能构成异常热源,并在地表附近形成高温地热系统。

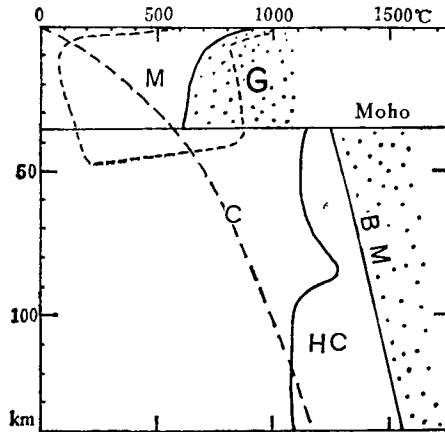


图 4 地壳和地幔内形成变质作用和岩浆作用的深度-温度关系图

Fig. 4 Relation between depth and temperature for the metamorphism and magmatism occurred in earth crust and mantle

横座标为温度,纵座标为深度

C. 大陆地温梯度线; G. 形成混合岩与花岗岩浆的条件; M. 变质作用发生的条件; HC. 含 H_2O 和 CO_2 时岩石开始熔融,其中 $CO_2/(CO_2 + H_2O) = 0.8$ BM. 玄武质岩浆; Moho. 莫霍面

(据 Wyllie, P. J., 1977)

另外,福建省地处我国大陆东南边缘,离欧亚和菲律宾海板块的碰撞带较近,不少人误认为台湾的现代地质构造与日本、琉球相近,似乎也可以有一个向西倾斜的俯冲带,而在其西侧就能形成一个近代火山活动带,然而实际上却根本不存在。闽台地区存在着一个向东缓倾斜的铲状活动断层系^[20,21](图 5)。它不利于在福建形成火山喷发或岩浆侵入。近年来,许多研究成果证明在俯冲带或大断裂带切到近 100km 深处时,即切到软流圈时,处于潜柔状态的岩石才可以由于断裂破碎,压力减小而引起升温,使岩石变成熔融状态,构成岩浆源,并在其上方形成火山喷发或岩浆侵入活动。例如,在南美洲安第斯山^[22]和新西兰北岛^[23],当板块以 30—45° 的角度向下俯冲时,当深切到 100km 处,也即距海沟 100—200km 附近,可形成火山岩带(图 5),而缓倾斜(10° 左右)下插的板块,要达到 100 km 的深度,则常常在很远的部位(500—600km)才有可能形成火山活动带或者根本就无法形成。缓倾斜的闽台铲状断裂系的实际情况也正好如此(图 5),在该断裂系下插到 100km 左右深处时,在距断裂系出露带(政和一大埔)东南 500 多 km 的兰屿、火烧岛(台湾主岛东侧)形成火山喷发活动,而在其以西的广大地区(包括台湾岛南部,台湾海峡及福建)由于切割深度太浅,无法形成现代火山活动。

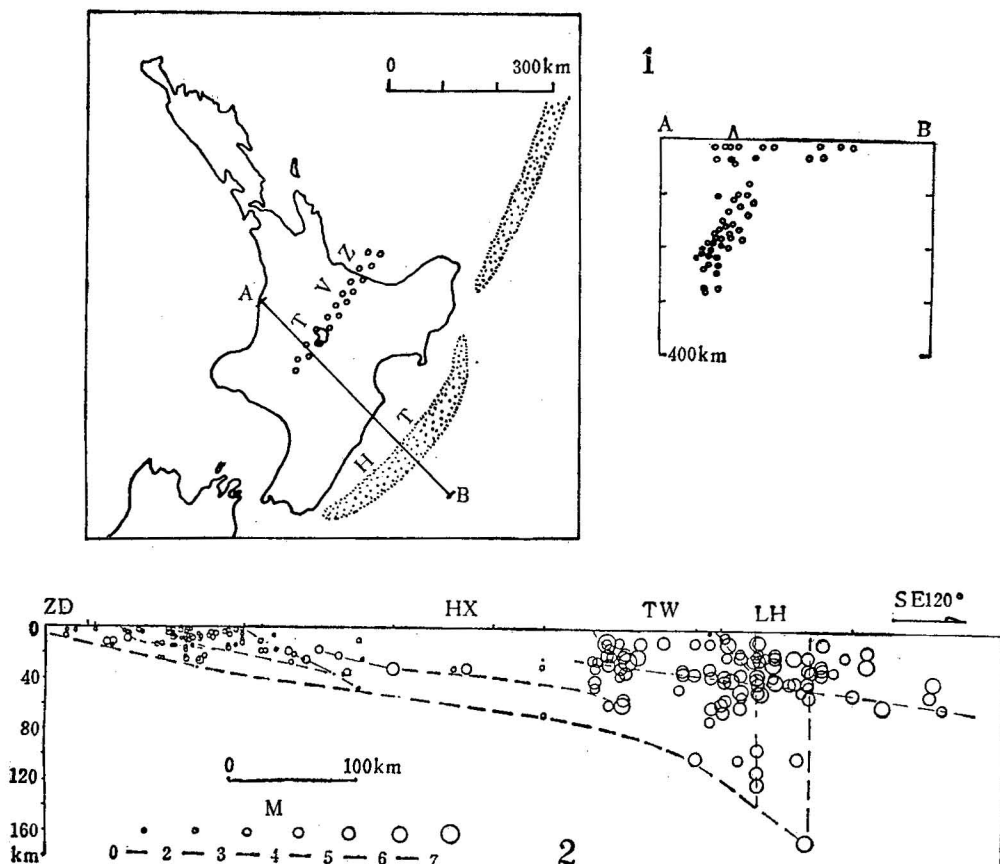


图 5 俯冲带、大断裂带与火山活动带的关系(剖面图的水平与垂直比例尺相同)

Fig. 5 The relationship between subduction, fault zone and volcanic zone

1. 新西兰北岛陶波火山带和板块俯冲带的关系

TVZ 陶波火山带, HT 希古兰吉海沟;

(据 Eiby, G. A., 1980)

2. 闽台铲状活动断裂系与火山带的关系

ZD. 政和-大埔断层; HX. 台湾海峡; TW. 台湾岛; LH. 兰屿与火烧岛火山带;

小圆圈为震源位置,其大小系震级(M)

四、关于干热岩地热系统

干热岩 (Hot dry rock) 地热系统是通过打深钻构成人工流体循环,造成人工热储,以提取岩石中的热量。形成这种系统的条件是在现代钻探技术所能达到的深度 (3—5 km),岩石温度等于或高于 200°C ,岩石渗透率很低 (小于或等于 10^{-20} 达西^[1,25])。由美国洛斯阿拉莫斯科学实验室在 24 个地点的实验结果所总结出的上述条件是根据现有技术水平,按照地热发电的要求而制定的。由于开发干热岩地热系统还属初创阶段,试验成本较高,深井钻探和在深部破碎岩石的技术难度很大,显然近期内要大力开发干热岩型地热系

统还有很大困难。Goff^[25] 等建议,就美国的情况来说,目前还只适于在具有明显热异常的西部地区进行试验。

从福建的地质条件来看,据我们所知,至少可以说,还不大具备 Goff^[25] 等所提出的、供发电之用的干热岩系统的开发条件。根据我们的计算(表 1, 2),即使在深部岩石温度较高的漳州地区,5km 深处方可达到 194.6℃,德化为 187.6℃,福州为 179.8℃,而其它地区均在 100—160℃ 左右,都达不到 200℃ 的温度。按照上述温度条件,想要开发福建干热岩内的人工热储,必须在技术条件大为提高,施工费用大大降低的未来才有可能。目前难以办到,估计在 21 世纪有可能实现。

五、关于水热系统

福建境内水热系统十分发育,这是有目共睹的事实。已发现的 171 个水热系统的地表显示——温泉广布于山间盆地或河谷之中,并且主要分布在福建省的东南部,即闽台铲状活动断裂系的福建部分。根据福建省第二水文地质、工程地质大队童永福高级工程师等人的实地调查和综合整理,以及我们所做的部分温泉的野外调查,经过整理与归纳^[20,21],可以看出,福建省的温泉绝大部分(93%)是沿一组或二组方向不同的断裂发育的。只有 7% 的温泉与断裂的关系不明。在控制温泉分布的不同方向的断裂中,与北西向(包括 NWN 和 WNW 向)断裂有关的温泉占总数的 67.84%。位于 NW 向活动断裂带内的温泉数量最多(占 82.53%)。尽管沿各种力学性质与不同方向的断裂破碎带均可造成地下水的流动,并控制温泉的出露。但是呈张剪性的断裂显然更有利于成为地下水的良好通道,并控制温泉的分布。根据我们的研究^[20,21,26],在现代构造应力场的作用下,福建地区最大主压应力方向为 NW-SE 方向,因而 NW 向活动断裂均呈张剪性,成为地下热水的良好通道。由于 NW 向与 NE 向高角度断裂都是闽台铲状活动断裂系在地表附近的表现,在福建境内它们常与深部(5—20km)向东缓倾斜(4—10°)的主干断裂相贯通,构成断裂网络。再加上福建省的地形正好也是西高东低,这样就形成了有利于地下水循环的条件。

根据前述的研究,我们认为福建没有异常的热源,深部岩石和地下水的增温全靠岩石中放射性元素蜕变热的作用,在山区地表水渗入地下,形成较高的地下水位,在向下缓慢渗流的过程中逐渐吸收岩石中的热量。而在其附近低矮的盆地中,地下热水因水头压力差便可沿断裂上升或流出地表,形成温泉。应该说,这里的水热系统与近于常温(20℃)的地下承压加密度差的联合运移机制没有什么本质上的不同,主要区别仅仅在于福建东南部断裂发育一些,地下水循环深度大一些,东部以中生代为主的岩浆岩放射性生热率比西部以古生代为主的略为高一些而已。

从福建各温泉水中二氧化硅含量所推算出来的 164 个二氧化硅温标温度来看,其平均值为 115℃,按福建深部地温状况来判断,地下热水中 SiO₂ 处于平衡状态的深度大致在 3—4km。全省 SiO₂ 平衡温度超过 150℃ 的地方仅分布在个别地点,如漳州、福州、厦门、大田等地。这些地方地下水 SiO₂ 平衡的深度为 5km 左右。地下热水在沿断裂向上运动时,即使运流条件极好,水温一般总要有所下降,因而可以确定,即使打钻到 2—3km

深处抽取地下热水,其水温也不可能比 SiO_2 温标温度更高。看来福建的水热系统应该都是中低温(低于 150°C)的。 5km 以下岩石温度自然更高些,但岩石渗透率很低,地下水量很小,水热系统不发育。

但是,为什么会有不少专家能对福建的水热系统做出很乐观的评价呢?除了上述对深部地温状况与地质构造背景的认识问题外,还有个容易引起迷惑的现象,那就是在该省内不少温泉泉水温度较高($70\text{—}89^\circ\text{C}$),在浅处($100\text{—}200\text{m}$)即可获得水温较高的地下热水,这种情况与国外的一些高温(高于 150°C)热田的状况相近。差别就在于国外不少高温热田在地表附近都有渗透性较差的盖岩保护着深部的高温热储,浅处断裂不发育,以传导方式散发热量,地温与深度呈线性关系,地温梯度稳定。而福建省的水热系统则基本上都产生在断裂比较发育的花岗岩中。没有断裂的地方,水热系统也就无法形成,几乎没有什么盖岩。因而,断裂带内热水流条件良好,能以对流方式传递热量,地温与深度呈指数关系,即在近地表处地温与水温迅速增加,地温梯度很大,而在几十米或上百米以下的地方,断裂带内地温十分稳定,地温梯度几乎等于零,一直要到地下水的最大循环深度(深 $3\text{—}5\text{km}$) 以下,地温才按热传导的规律逐渐增温。这就告诉我们,在地下水迳流条件良好的断裂带附近,决不可根据表层地温梯度的数据来推断深部的温度。由于忽视了这一基本特征,70年代在我国一些热田勘探中都曾不必要地打了许多深孔($600\text{—}1000\text{m}$)。

由于福建全省各水热系统还没有普遍进行勘探,不少重要参数还不具备,暂时还不可能准确地对地下热水系统进行储量计算。福建省地质局水文地质区划组^{1,2)}根据历年来的勘探经验,认为在温泉附近钻探,抽取深部地下热水时,水量可增加4倍左右,温度可增高2倍左右。按照他们的这种估算方法,我们估计福建全省166个有可能开发的水热系统的总热流量为238669.6大卡/秒,相当于每年为107万吨标准煤的发热量。全省各水热系统预计可能开采的热水流量,日产1000—10000吨的为75处,日产100—1000吨的为76处,日产为100吨以下的为15处。总体上来说,绝大多数水热系统预计的日开采量均在数百至数千吨之间,规模都不算太大。

但是,福建的地下热水在多数地区水质优良。全省有161处温泉或热水田属低矿化度(1克/升)的重碳酸钠或重碳酸钠钙型的水,很少有泉华堆积,便于利用。温泉水中一般氨含量在10埃曼左右,有15处为氨水,氨含量超过35埃曼;还有11处温泉水中硫化氢含量大于1毫克/升。这些温泉水均有良好的医疗与洗浴价值。闽东南沿海地区有19处温泉矿化度为1.7—23.8克/升,属氯化钠型水,其中3处温泉还含溴(10—30毫克/升),碘(0.002—0.04毫克/升),锂(1.06—1.33毫克/升),镭($1.913\text{—}7.888 \times 10^{-11}$ 克/升)。此外,还有7处温泉为碳酸含量较高的泉水(含 CO_2 250毫克/升以上),3处为芒硝温泉。这些成分各异的温泉水宜作为特殊的水资源直接利用。

总之,福建省地下热水资源较丰富,分布广泛,为中低温(150°C 以下)热水,水质优良,但流量不太大,热量也有限,可作为辅助能源,多数水热系统宜作为宝贵的热水资源加以利用,如能在旅游、医疗、饮用、水产养殖、温室等方面直接利用,必将获得较大的经济效益。就现有的经济技术条件来看,福建省的地下热水不宜当作能源来开发。

1) 福建省地质局水文地质区划组,1983,福建省地下热水区划图说明书(1:1000,000)。61页。

2) 童永福,郑蔚雯,1984,福建省地热资源。福建省第二水文地质、工程地质队。

本课题在研究过程中得到福建省地矿局和地震局的大力支持,在此特致谢意。

参 考 文 献

- [1] Rybach, L., Muffler, L. J. P., (eds.), 1981, Geothermal system: Principles and case histories, 356p., John Wiley & Sons.
- [2] Swanberg, C. A., Morgan, P., 1978, The linear relation between temperatures based on the silica content of groundwater and regional heat flow: A new heat flow map of the United States. *Pure Appl. Geophys.*, 117: 227—241.
- [3] Swanberg, C. A., Morgan, P., 1981, Heat flow map of the United States based on silica geothermometry, in Touloukian, Y. S., et al., (eds.) "Physical properties of rocks and minerals". 540—545, McGraw Hill.
- [4] 童永福、林松生、郑蔚雯、万天丰, 1986, 福建硅热流值。福建地质, 第5卷, 第3期, 第53—59页。
- [5] Wan Tianfeng, Tong Yongfu, et al., 1986, Silica geothermometry estimates of heat flow in the Fujian Province, (P. R. China). *Proceedings of 8th New Zealand Geothermal Workshop*, 195—197.
- [6] 万天丰, 1986, 华南硅热流值。科学通报, 第31卷, 第16期, 第1247—1249页。
- [7] Rybach, L., 1976, Radioactive heat production in rocks and its relation to other petrophysical parameters. *Pure and Appl. Geophys.*, 114: 309—318.
- [8] Jaupert, C., Sclater, J. G., Simmons, G., 1981, Heat flow studies: Constraints on the distribution of Uranium, Thorium, and Potassium in the continental crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 52: 328—344.
- [9] Birch, F., et al., 1968, Heat flow and thermal history in New England and New York, in Zen E-an et al. (eds.) "Studies of Appalachian geology: Northern and Maritime". 437—451, Interscience Publishers, New York.
- [10] Morgan, P., Sass, J. H., 1984, Thermal regime of the continental lithosphere. *J. Geophys.*, 1: 143—166.
- [11] Morgan, P., 1984, The thermal structure and thermal evolution of the continental lithosphere, in Pollack, H. N., et al. (eds.) "Structure and evolution of the continental lithosphere. 107—193, Pergamon Press, New York.
- [12] Jessop, A. M., Lewis, T., 1978, Heat flow and heat generation in the Superior province of the Canadian Shield. *Tectonophysics*, 50: 55—77.
- [13] Chapman, D. S., Pollack, H. N., 1977, Regional geothermics and lithosphere thickness. *Geology*, 5: 265—268.
- [14] Touloukian, Y. S., Roy, R. F., (eds.), 1981, Physical properties of rocks and minerals, 548p. McGraw Hill.
- [15] Smith, R. L., Shaw, H. R., 1975, Igneous-related geothermal system, in "Assessment of geothermal resources of United States-1975", U. S. Geol. Survey Circ., 726—58-83.
- [16] Bhattacharyya, B. K., et al., 1975, Analysis of magnetic anomalies over Yellowstone National Park-mapping of Curie point isothermal for geothermal reconnaissance. *J. Geophys. Res.*, 80: 4461—4465.
- [17] Stern, T. A., 1985, A back-arc basin formed within continental lithosphere: The Central Volcanic region of New Zealand. *Tectonophysics*, 112: 385—409.
- [18] Wyllie, P. J., 1977, From crucibles through subduction to batholiths, in Surendra, K. et al. (eds.) "Energetics of geodynamic processes". 390—433, Springer-Verlag.
- [19] Wyllie, P. J., 1983, Experimental studies on biotite and muscovite- granites and some crustal magmatic sources, in Atherton, M. P., et al. (eds.), "Migmatites and melting and metamorphism". 12—26, Shiva.
- [20] Wan Tianfeng, Chu Mingji, 1984, Active faults and geothermal potential of the Fujian area (P. R. China). *Proceedings of 6th New Zealand Geothermal Workshop*, 243—246.
- [21] 万天丰、褚明纪, 1987, 闽台铲状活动断裂。地球科学, 第12卷, 第1期, 第21—29页。
- [22] Jordan, T. E., Isacks, B. L., et al., 1983, Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94: 341—361.
- [23] Kamp, P. J. J., 1984, Neogene and Quaternary extent and geometry of the subducted Pacific plate beneath North Island, New Zealand: Implications for Karkoura tectonics. *Tectonophysics*, 108 (3/4): 241—266.
- [24] Eiby, G. A., 1980, Earthquakes, 209p. Heinemann, New Zealand.
- [25] Goff, F., et al., 1981, Hot dry rock geothermal prospects. *Geothermal Resources Council Transactions*, 5: 173—176.
- [26] Wan Tianfeng, 1984, Recent tectonic stress field, active faults and geothermal field (hot water type) in China. *J. Volcanology Geothermal Research*, 22: 287—300.

THERMAL REGIMES OF THE LITHOSPHERE AND GEOTHERMAL RESOURCES POTENTIAL IN FUJIAN PROVINCE

Wan Tianfeng, Chu Mingji and Chen Mingyou

(Beijing Graduate School, Wuhan College of Geology)

Abstract

From the determinations of surface silica heat flow, residual heat flow, radiogenic heat production of rocks, and thermal conductivities of rocks, the temperatures in different levels of the lithosphere in Fujian Province are estimated by using the one-dimensional steady-state model. According to the above determination and the study of structural geology, the possibility of existence of various geothermal systems in Fujian is discussed. The authors consider that the geothermal systems related to magmatism do not exist in Fujian and that hot dry rock systems can not be exploited either for the time being. However, the intermediate- and low-temperature hydrothermal systems are well developed in Fujian, which are controlled by active faults, distributed widely in southeastern Fujian, and have no anomalous heat source. The circulation depth of groundwater is rather great and the temperature of geothermal water is usually less than 150°C. The water quantity is not very abundant, but the quality is good. It can be directly used as a valuable geothermal water resource but can not be exploited as an energy.