

# 攀西古裂谷区地表热流分布特征 及其力学含义

黄少鹏 汪集旸  
(中国科学院地质研究所)

## 摘要

攀西古裂谷区 11 个地表热流数据变化于  $40\text{--}90 \text{ mW/m}^2$ , 平均值为  $63 \text{ mW/m}^2$ . 其分布不仅与测点周围的岩石放射性生热率有关, 而且与测点到裂谷轴部主干断裂的距离有关. 经过分析对比, 作者认为这是区内主干断裂自古新世以来持续挤压运动的结果. 断裂的压性活动必然伴随着摩擦热的产生, 从而引起断裂两侧局部热异常. 摩擦热的大小取决于断裂所处的力学状态, 根据盐边-米易-渡口地区的热流资料推测, 攀西昔格达断裂所处的摩擦应力  $\sigma$  与运动速率  $v$  的状态不会超出  $\sigma v = 697.4 \text{ mW/m}^2$  和  $\sigma v = 396.3 \text{ mW/m}^2$  所限定的范围.

**关键词** 地表热流分布特征;  $q-A$  线性关系; 断层摩擦热; 摩擦应力与滑动速率

## 一、引言

大地热流研究在地学研究中占有重要的地位, 作为攀西古裂谷地质和地球物理综合研究的一个重要方面, 我们从 1982 年 10 月至 1985 年 12 月在四川渡口-西昌一带开展了大地热流测试工作, 测温钻孔二十五个, 测温段总长达二万八千余米, 并在实验室对 211 块岩石样品进行了热导率测量. 在此基础上, 通过分析、对比、筛选, 取得了 11 个可信的实测传导热流数据<sup>[1]</sup>, 这 11 个热流测点全部位于裂谷区. 由于区内地形起伏, 热流实测结果中难免包含有地形干扰的成份, 所以我们对这些实测数据全部进行了地形校正, 获得了攀西古裂谷区第一批高质量的热流资料. 同时, 我们还取得了热流测点及其附近地区的 77 块岩石样品的放射性元素含量资料, 计算整理了与地表热流值相应的岩石放射性生热率数据. 已经取得的成果表明, 攀西古裂谷区地表热流分布与区内主干断裂具有密切的关系. 本文试图通过热流分布特征的分析, 结合地表热流与岩石生热率的线性关系, 捕捉有关断裂构造运动的信息.

就全球范围或大的区域范围而言, 地表热流的两个最基本的组成部分是来自地球深部的热流(也称深部热流或地幔热流)和来自岩石圈上部的放射性元素蜕变热, 这就是所谓的地表热流二元结构. Birch 等(1968)发现<sup>[2]</sup>, 地表热流的二元结构可以进一步表达

本文 1986 年 8 月 4 日收到, 1987 年 5 月 26 日收到修改稿.

成

$$q_0 = q_r + A_0 D \quad (1)$$

式中  $q_0$  为地表热流;  $q_r$  为深部热流;  $A_0$  为地表岩石放射性生热率;  $D$  为地壳岩石放射性元素富集层的视厚度。这一关系已经被世界上许多热流观测资料所证实。但也有例外, 比如在热田区, 浅部岩浆囊或热储可能成为局部地表热流最为重要的热源; 而在活动的深大断裂附近, 断层摩擦生热将是地表热流的另一附加热源。板块俯冲带向陆一侧的火山岛弧和变质带的形成在一定的程度上与这种摩擦热有关, 在转换断层和剪切断层近旁常见的硅化和其他高温高压蚀变现象也是这种摩擦热留下的痕迹<sup>[3]</sup>。

在断裂活动过程中, 一部分机械能以地震弹性波的形式释放出来, 另一部分则转化成摩擦热。尽管在这一过程中地震波与摩擦热能量的分配比例并不太清楚, 但这种热早已引起地球物理学家的注意<sup>[4,5,6]</sup>。最近, Lockner 和 Okubo (1983)<sup>[7]</sup> 在一块  $150 \times 150 \times 40 \text{ cm}^3$  的花岗岩样品上所做的实验结果表明, 震动能只占整个“断层”活动事件所消耗机械能的(4—8)%, 而断层面的摩擦热占(92—96)%。这些热加入到正常的热流中, 势必引起局部地表热流异常<sup>[8,9]</sup>。反过来, 根据断层两旁的热流异常也可以对断层所处的应力和应变状态作出合理的估计。

## 二、攀西古裂谷区地表热流分布

### 1. 地表热流和岩石生热率资料

攀西古裂谷区分别以小江断裂和金河-箐河断裂为其东西界、安宁河断裂和昔格达断裂是裂谷轴部的两条主干断裂。区内除测点 No. 10 和 No. 11 位于裂谷肩部以外, 其余热流测点均分布在裂谷轴部, 图 1 标明了它们所处的地理位置和构造背景。区内热流平均值为  $63 \pm 15 (SD) \text{ mW/m}^2$ , 变化范围为  $40$ — $90 \text{ mW/m}^2$ , 详细数据见表 1。

考虑到岩石放射性生成热对地表热流的贡献取决于放射性元素在整个岩石圈深度范围内的分布, 测定地表岩石放射性元素含量的目的, 在于寻找可作为反映这种分布的标志。单个钻孔中岩石样品放射性分析数据通常比较少, 代表性往往较差。为了取得更有代表性的岩石生热率资料, 在统计计算中, 我们不仅采用热流测试钻孔的岩芯样品分析结果, 同时也采用钻孔周围的岩石样品分析数据<sup>[10]</sup>。统计计算结果表明, 攀西地区放射性元素含量较低, 因而地表岩石放射性生热率也较小, 其平均值为  $0.91 \mu \text{W/m}^3$ 。

### 2. 分布特征

攀西古裂谷区地表热流与岩石生热率的关系见图 2。测点 No. 3 和 No. 4, No. 5 和 No. 6 以及 No. 7 和 No. 8 是三对相距仅数百米的热流测点, 在图 2 中只作为三个资料点出现, 其热流值取为相应测点对应的平均热流值。从图上可以清楚地看到, 攀西裂谷区热流分布的重要特征之一是, 地表热流与岩石生热率  $A$  之间线性相关性较差。采用最小二乘法得到的回归方程为

$$\hat{q}_1 = 46.4 + 15.7A \quad (2)$$

相关系数  $r = 0.7822$ 。图 2 中另一直线的方程为

$$\hat{q}_2 = 38.3 + 15.7A \quad (3)$$

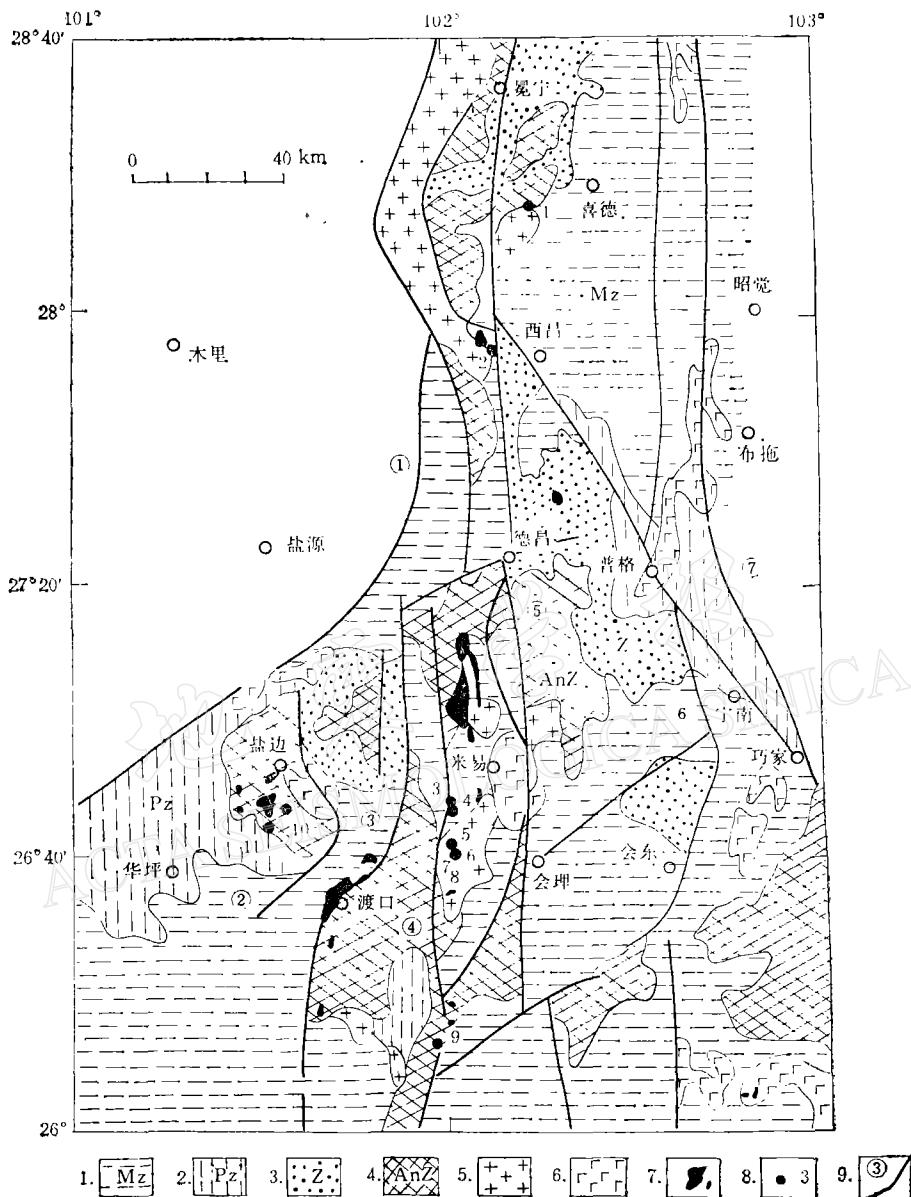


图1 攀西古裂谷区热流测点分布及其地质构造背景

1—中生界; 2—古生界; 3—震旦系; 4—前震旦系; 5—花岗岩类; 6—玄武岩类;  
7—基性、超基性岩类; 8—热流测点及其序号 No.; 9—主干断裂: ①金河—箐河断裂;  
②同德断裂; ③攀枝花断裂; ④昔格达断裂; ⑤安宁河断裂; ⑥西罗河断裂; ⑦小江断裂。

它是对攀西古裂谷区  $q$ - $A$  关系的另一估计, 其理由于后阐述。

攀西古裂谷区地表热流与岩石生热率之间线性关系不佳,这表明地表热流并不完全受控于深部热流和地壳岩石中的放射性元素分布。把各测点的有关结果按测点与南北向主干断裂的相对位置投影在东西向地质剖面上(图3),我们可以看到,区内地表热流分布的另一重要特征是明显受控于主干断裂构造。这表现在不仅地表热流值 $q$ 和岩石生热率

表 1 攀西古裂谷区热流测试钻孔主要参数及测试结果

No.	钻孔号	地名	测点坐标		研究段 深度 (m)	主要岩性	地温 梯度 $G$ (°C/ km)	岩石热 导率 $K$ (W/ m · K)	实测热 流 $q_0$ (mW/ m²)	校正热流 $q$ (mW/ m²)	岩石生 热率 $A$ (μW/ m³)
			东经	北纬							
1	ZK202	泸沽黄泥湾	102°13'16"	28°16'10"	200—440	白云质大理岩	17.44 ±0.87	4.35 ±0.16	75.86 ±4.70	71.18	1.96
2	ZK5-30	西昌太和	102°08'32"	27°54'19"	520—760	辉长岩及铁矿层	20.33 ±1.12	2.71 ±0.11	55.09 ±3.77	51.50	0.23
3	ZK63	米易垭口	102°00'18"	26°47'25"	180—420	花岗片麻岩、橄榄岩	27.33 ±0.61	3.62 ±0.07	98.93 ±2.92	90.02	1.34
4	ZK85	米易垭口	102°00'11"	26°47'20"	300—490	片岩、片麻岩	26.52 ±1.48	3.17 ±0.29	84.07 ±9.01	77.88	
5	ZK813	米易安宁村	101°59'50"	26°42'26"	350—560	基性岩、辉长岩、铁矿	19.84 ±1.12	2.99 ±0.37	59.32 ±8.07	66.99	
6	ZK1309	米易安宁村	102°00'03"	26°42'26"	360—750	变砂岩、基性岩、辉长岩	24.87 ±0.81	2.59 ±0.10	64.41 ±3.25	66.57	
7	ZK137	渡口猛粮坝	101°58'38"	26°41'52"	280—780	辉长岩、正长岩	20.90 ±0.55	2.42 ±0.08	50.58 ±2.14	52.76	
8	ZK106	渡口猛粮坝	101°58'19"	26°41'40"	280—810	辉长岩、闪长岩	21.83 ±0.61	2.63 ±0.12	58.54 ±3.20	56.94	
9	ZK24-4	会理拉拉	101°57'33"	26°12'50"	280—460	石英钠长岩、片岩	19.13 ±2.50	3.35 ±0.20	64.09 ±9.21	72.02	1.97
10	ZK7405	盐边冷水箐	101°33'41"	26°47'18"	130—340	辉石岩、辉长岩、闪长岩	11.04 ±0.88	3.53 ±0.25	38.97 ±4.16	45.64	0.09
11	ZK5701	盐边同德	101°31'04"	26°44'24"	460—620	辉长岩	15.51 ±0.44	2.32 ±0.11	35.98 ±1.99	40.20	0.50

注: 1.  $G$ ,  $K$  和  $q_0$  栏的资料为数据均值土数据标准均方差。

2. 校正热流一栏给出的是地形校正热流值。

$A$  都具有随着测点与南北向主干断裂的距离减小而增大的趋势, 更值得注意的是  $\Delta q$  值也具有这一趋势。这里  $\Delta q$  是地表热流值  $q_0$  与按(2)式计算的理论热流值  $\hat{q}_1$  之差, 即

$$\Delta q = q_0 - \hat{q}_1 \quad (4)$$

如果暂且抛开 No. 1, No. 2 和 No. 9 三个测点, 只考虑盐边-米易-渡口地区的情况, 这一趋势就更加明显。盐边-米易-渡口地区是攀西古裂谷区热流资料最丰富的地区, 有 8 个热流测点和 31 块岩石样品放射性生热率数据, 它们所反映的这一趋势表明, 这一地区地表热流更确切的表达式应该是

$$q_0 = q_r + AD + f(x) \quad (5)$$

等式右边最后一项是测点与断裂之间距离的单调减函数, 代表断层摩擦热对地表热流的贡献。

测点 No. 1, No. 2 和 No. 9 的测量结果与上述趋势似乎不甚协调。这三个测点

分别位于盐边-米易-渡口地区的北侧和南侧, 遥感图象和地震活动的研究表明<sup>[11,12]</sup>, 古裂

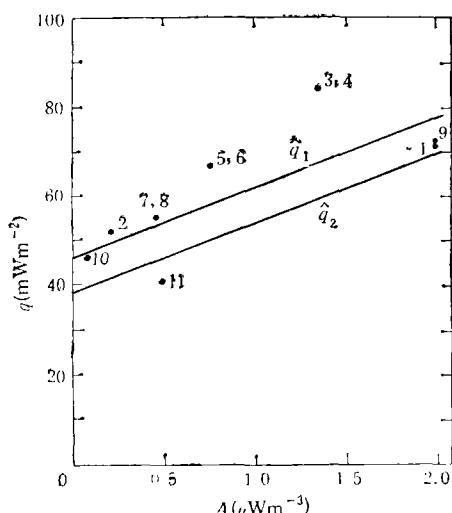


图 2 攀西古裂谷区地表热流与岩石生热率的关系

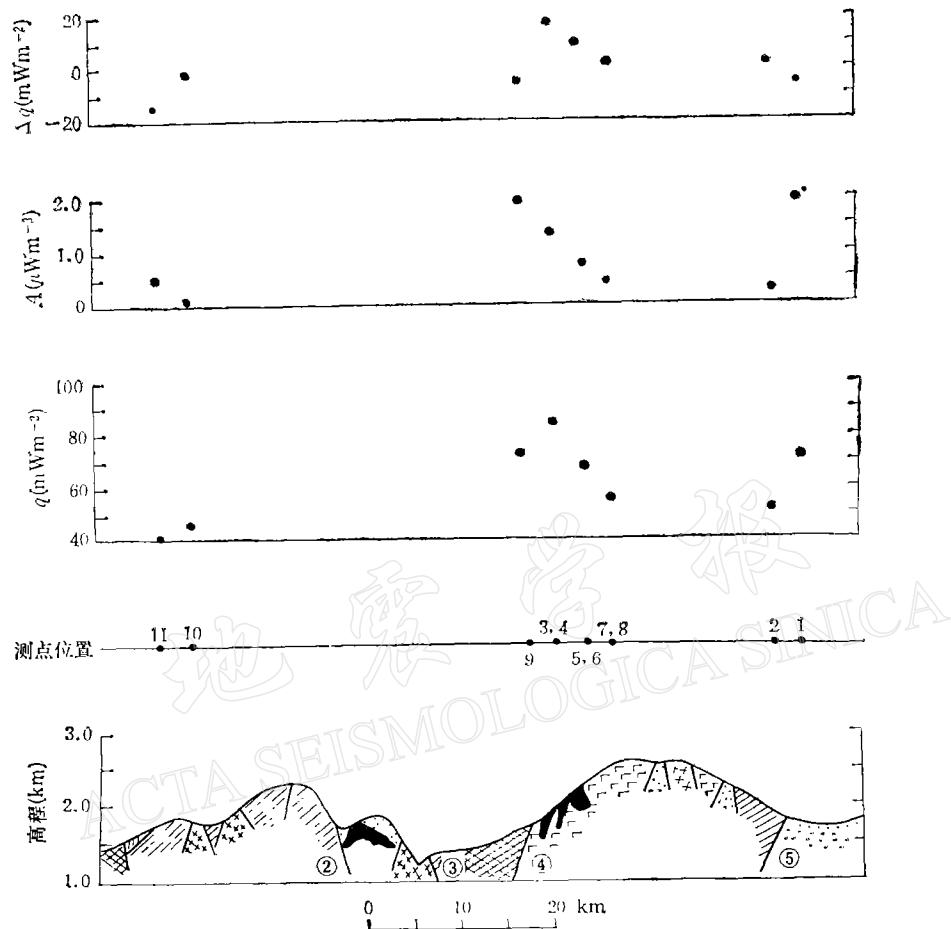


图3 攀西古裂谷区  $q$ ,  $A$ ,  $\Delta q$  沿东西向分布示意剖面  
(图例同图1)

谷区内东西向和北东向构造带使这三个测点与其他测点分处于不同的次级断块，因而其地表热流测量结果所含的构造信息可能有所不同。下面我们将集中讨论盐边-米易-渡口地区地表热流与南北向深大断裂，特别是昔格达断裂间的关系。

### 3. 断裂构造对地表热流分布的三种可能影响

深大断裂对热流分布的影响不外有三个方面：一是物性界面；二是热载体通道；三是附加摩擦热源。这些影响都随着测点与断裂的距离增大而减弱。

热物理性质不同的岩石块体由于断裂发生大规模错动而相互接触，断层面就成了物性界面。当热流通过这种界面时将发生折射，从而改变自己的方向和大小。热流折射的原理与光折射相同<sup>[13,14]</sup>，其结果是导致地表热流在热导率高的一盘升高，而在热导率小的一盘减小，如图4所示。对比昔格达断裂东、西两盘的热流分布形态，似乎岩石热导率应该是东盘大于西盘，但实测结果却是西盘前震且系岩石的热导率普遍大于东盘玄武岩的热导率，看来造成地表热流在该断裂附近升高的主要原因不在于物性界面的热流折射。事

实际上热流折射的影响在很大程度上取决于界面两侧岩石热导率的差异，即反差。如果岩石热导率反差不大，折射是不明显的。图 4 计算采用的岩石热导率比值是 1:2，昔格达断裂两侧的热导率反差远不及这一值，因此热流在断裂带附近升高不可能是热流折射的结果。

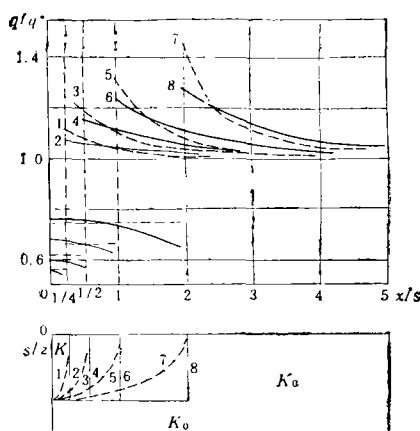


图 4 通过热物性界面的计算热流剖面<sup>[15]</sup>

1, 3, 5, 7 分别为  $D = 4, 2, 1$  和  $0.5$  的椭圆柱体异常区；2, 4, 6, 8 分别为矩形棱体异常区； $S$  为半椭球体的垂直轴； $q^*$  为底部热流； $K_1/K_0 = 1/2$

断裂作为热载体通道对地表热流分布的影响是伴随着物质的运移发生的，沿着断裂带广泛分布的岩浆岩是热载体通道的产物。来自深部的岩浆在其成岩冷却过程中逐步释放出其潜热和结晶热，从而使局部地区出现热异常。但是储存在岩浆体内的热量是有限的，经过一定时间便散失殆尽而与围岩达到热平衡。Birch (1950)<sup>[16]</sup> 作过估算，侵入到深度 10 km 范围内的岩浆体对地表热流的影响经过 20 百万年即完全消失。攀西古裂谷区岩浆岩的同位素年龄多大于 230 百万年<sup>[16]</sup>，燕山期仅有小规模的侵入活动，形成一些岩脉、岩墙和岩株<sup>[17]</sup>，所以古裂谷区热载体对热流的影响亦可以忽略不计。

昔格达断裂是一条长期活动，而且现在仍然在活动的断裂，断层面见有直角擦痕，断裂带中有动力变质岩，许多地段有 NNE 向派生构造，并呈雁行排列<sup>[11, 18, 19]</sup>，所有这些特征都说明，在其发展演化的中后期，该断裂一直处于挤压活动状态，因而必然伴有摩擦热的产生。由于区内断层面的折射和岩浆体残热对现代地表热流的影响都不显著，我们有足够的理由认为，断裂的摩擦生热是造成攀西古裂谷区，特别是盐边-米易-渡口地区，热流分布偏离  $q-A$  线性关系的主要原因。

#### 4. 关于 $q-A$ 关系的估计

根据上面的分析，昔格达断裂实际上是盐边-米易-渡口地区地表热流的局部热源，(5)式中  $f(x)$  便是断层摩擦热对地表热流的贡献，也就是断层摩擦所引起的地表热流异常量。由于  $f(x)$  代表的是摩擦热，所以应满足

$$f(x) \geq 0 \quad (6)$$

但关系式 (2) 并不能使这一不等式在绝大多数情况下都成立。这是因为在利用实测资料寻找  $q-A$  关系时，我们并没有考虑断裂摩擦附加热源对地表热流分布的影响，因此必须对原先得到的线性关系作相应的修正。合理的修正方法应该是将受摩擦热影响的那些热流数据剔除掉，然后对摩擦热影响范围以外的热流和岩石生热率数据重新加以统计，以求取“纯净”（即不受断层摩擦热影响）的  $q-A$  关系。但是攀西古裂谷区这类数据很少，而且离散性很大，这样得到的  $q-A$  关系必然有很大的不确定性，所以作者没有采用这种修正方法。理论计算表明<sup>[20, 21]</sup>，一般情况下距断层 15 km 以外，摩擦热的影响基本上就观测不出来了。攀西古裂谷区 No. 10 和 No. 11 热流测点距攀枝花断裂约 15 km，距昔格达断裂约 35 km，有理由认为，摩擦热对它们的影响可以忽略不计，因而它们所在地区的代表性数据应该落在  $q-A$  关系直线上。但这两个测点的热流和生热率数据的离散性

也比较大，在此情况下，作者取它们的平均值作为代表值，平移回归直线  $\hat{q}_1$ ，使其通过上述两测点连线的中点，从而得到与  $\hat{q}_1$  平行的另一直线  $\hat{q}_2$ 。经过这样处理之后， $q-A$  直线由位于测点 No. 1 和 No. 9 之上变成位于其下，使得在这两测点处(6)式也能成立，这是合理的。

应该指出，由于目前实际资料和研究程度的限制，无论方程(2)还是方程(3)都不是攀西古裂谷区  $q-A$  关系的准确表达式，而只能认为是在两种不同情况下对  $q-A$  关系所作的估计，但它们给出了区内  $q-A$  关系的可能范围，也为估算区内地表热流值中的断层摩擦热成份提供了依据。

### 三、地表热流异常与昔格达断裂的力学状态

#### 1. 昔格达断裂摩擦生热模型

断裂摩擦热的大小取决于断层两盘的相对滑动速度、断层面的有效接触面积及其所承受的摩擦应力。摩擦热引起的地表热流异常的分布则与断层的产状和断层运动的持续时间有关。攀西古裂谷区是一个地震发生率很高的地区，裂谷轴部震源深度最大为 20 km，地震断层面解的结果表明，区内主干断裂向深处延伸近于直立<sup>[22], [1], [2]</sup>，人工地震测深资料也表明，在 20 km 深处有一非常明显的反射界面<sup>[23]</sup>。参考这些资料，本文建立如图 5 所示的昔格达断裂摩擦生热模型，断裂错动深度  $h$  取为 20 km。

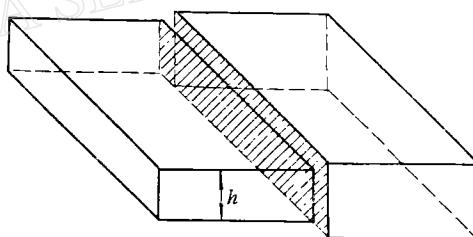


图 5 攀西昔格达断裂摩擦生热模型

地热研究中常用时间常数  $\tau$  来表征一个岩石块体在热扰动以后基本达到温度平衡状态所需要的时间，

$$\tau = \frac{D^2}{4\kappa} \quad (7)$$

其中  $D$  是岩石块体的厚度； $\kappa$  是岩石热扩散率。取  $\kappa = 0.01 \text{ cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ，则图 5 模型的时间常数约为三百万年。地质和构造应力场分析结果表明，攀西古裂谷区的压性构造活动是由于自古新世以来，印度板块与欧亚板块碰撞和产生的强大挤压应力引起的<sup>[19], [22], [24]</sup>，可见该区主干断裂的摩擦生热史可能远远大于三百万年，所以我们将模型中的直立断层面视为面状恒定热源。

1) 郑建中等，攀西裂谷带的地震活动和应力场的基本特征，深部过程与大陆裂谷国际学术讨论会论文，1985。

2) 吴玉宝等，攀西裂谷带天然地震课题报告，1985。

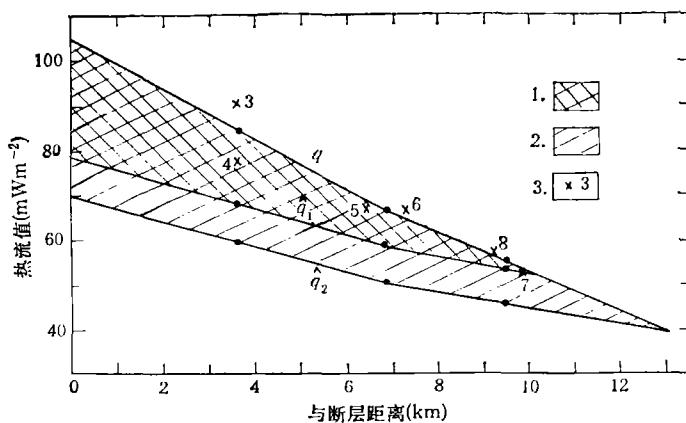


图 6 攀西昔格达断裂摩擦生热量计算示意图

1—地表热流异常面积下限；2—地表热流异常面积上限；  
3—热流测点序号 No.

## 2. 摩擦生热量、断层滑动速率与摩擦应力

设断层面所承受的平均摩擦应力为  $\sigma$ , 断层两盘相对运动速率为  $v$ , 断层错动深度为  $h$ , 单位时间、单位断层面积因摩擦产生的热量为  $Q_s$ , 单位时间、单位断裂长度所产生的热量为  $Q_L$ , 则

$$Q_s = \sigma v \quad (8)$$

$$Q_L = h Q_s = h \sigma v. \quad (9)$$

在稳平衡状态下,  $Q_L$  等于垂直于断裂走向剖面上的热流异常面积。

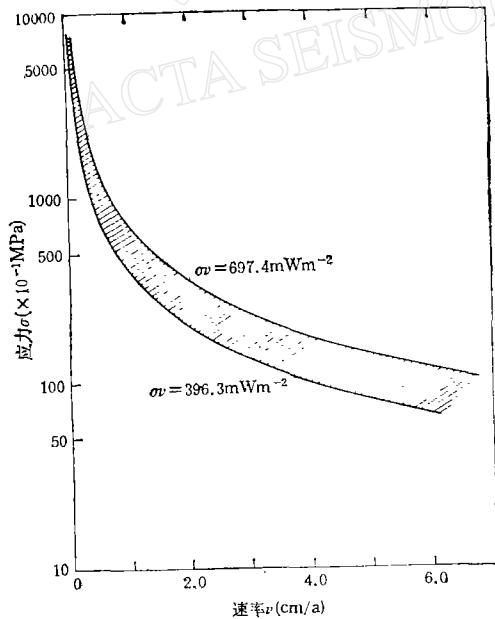


图 7 根据地表热流分布特征所给定的攀西昔格达断裂摩擦应力与滑动速率间的制约关系

得到的结果是:  $l_1=10 \text{ km}$ ,  $Q_{L1}=250 \text{ W/m}^2$  和  $l_2=13 \text{ km}$ ,  $Q_{L2}=440 \text{ W/m}$ . 将上述结果代入(9)式, 则得

$$\sigma_1 v_1 = 697.4 \text{ mW/m}^2 \quad (11)$$

和

$$\sigma_1 \nu_1 = 396.3 \text{ mW/m}^2 \quad (12)$$

这就是根据地表热流异常所给定的攀西昔格达断裂摩擦应力与滑动速率间的制约关系。图 7 中阴影部分就是该断裂可能出现的  $\sigma$ - $\nu$  状态的范围。

地形变测量结果表明<sup>[23]</sup>，攀西古裂谷区目前仍然处在不断的升降运动之中，轴部升降速率为  $\pm 0.1$ — $\pm 0.3 \text{ cm/a}$ ，天然地震资料分析结果则给出该地区断层平移滑动速度为  $0.13$ — $0.19 \text{ cm/a}$ 。综合这两组不同来源的数据，如果取断层滑动的总速率为  $0.5 \text{ cm/a}$ ，则对应的摩擦应力区间为  $(80.0$ — $170.0) \text{ MPa}$

#### 四、总结与讨论

大地热流与地震同是地球内部能量耗散的重要过程，在压性活动断裂带附近，地震以间发的方式释放出由构造运动所产生和积累的应变能，而摩擦生热则以相对连续的方式将构造块体相对运动的机械能转变成热能散发出地表。在这种情况下，地震和断层摩擦生热是同一构造运动过程能量释放的两个方面，两者之间必然存在着某种内在的联系。因而断层摩擦生热的研究对于与压性断裂有关的地震活动的研究是有意义的。但要确切地弄清楚一个地区地震与摩擦热之间的关系，不但需要大量可信的地表热流测量数据，而且需要详尽的岩石物性参数，目前尚不具备这些条件，本文利用攀西地区现有地热资料研究该地区主干断裂所处的力学状态，只是朝着这个方向前进的一次尝试。

归纳起来，攀西古裂谷区地表热流分布的特征是，地表热流值不仅与测点周围的岩石放射性生热率有关，而且与测点到古裂谷区轴部主干断裂的距离有关。造成这一特征的主要原因是，区内深大断裂自古新世以来持续挤压运动产生的摩擦热构成了裂谷区轴部地表热流的附加热源。由于断裂摩擦热的大小是由断裂所处的力学状态所决定的，因此断裂两侧地表热流的分布特征，在一定的程度上也反映了断裂的力学状态。根据盐边-米易-渡口地区 8 个热流测点的资料推测，昔格达断裂所处的  $\sigma$ - $\nu$  状态不会超出图 7 所示的阴影范围。若取该断裂两盘相对滑动速率为  $0.5 \text{ cm/a}$ ，则与之对应的摩擦应力大致为  $(80.0$ — $170.0) \text{ MPa}$ 。

本文在确定断裂摩擦热所造成的地表热流异常时，是根据  $q$ - $A$  关系计算所得的理论热流值，作为不受断裂摩擦热影响的背景热流值，所得到的结果较之国外采用单一的区域背景值来计算摩擦生热量，无疑更切合客观实际<sup>[24]</sup>。但尽管如此，由于攀西古裂谷区热流和岩石生热率数据数量较少，离散度较大，这给研究区  $q$ - $A$  关系的确定带来了较大的困难，从而直接影响到计算结果。虽然本文得到的结果还有待今后更多、更确切的资料补充和修正，但我们相信，在具有可信热流数据的地区，地表热流分布特征的研究是探索深大断裂所处力学状态的一条值得重视的途径。

攀西古裂谷大地热流测量工作是中国科学院地质研究所地热室和四川省攀西地质大队物探队合作开展的，除本文作者外，参加野外工作的有汪缉安、张文仁、周友松、金昕等同志，杨淑贞、张蓉燕、沈继英同志测定了岩石样品热物性参数；杨瑞英同志提供了部份岩石样品放射性元素含量资料；熊亮萍同志参加了问题的讨论；朱仁益副教授审阅了本文初

稿并提出宝贵的修改意见,谨此致谢。

### 参 考 文 献

- [1] 汪集旸、汪维安、黄少鹏、张文仁、周友松、金 昶,攀西古裂谷大地热流测量,科学通报,1986,10: 763—766.
- [2] Birch, F., Roy, R. F. and E. R. Decker, Heat flow and thermal history in New York and New England. In: Studies of Appalachian Geology: Northern and Maritime (Zen, E., White, W. S., Hadley, J. B. and Thompson, J. B., Jr., eds), 437—451, 1968, Interscience, New York.
- [3] Scholz, C. H., Shear heating and the state of stress on faults, *J. Geophys. Res.*, 1980, **85**, 6174—6184.
- [4] Brune, J. N., The physics of earthquake strong motion, In: Seismic Risk and Engineering Decision (Lomnitz, C and E. Rosenblueth, eds), 141—177, 1976, Elsevier, New York.
- [5] Henyey, T. L. and G. L. Wasserburg, Heat flow near major strike-slip faults in California, *J. Geophys. Res.*, 1971, **76**, 7924—7946.
- [6] Sass, J. H., Terrestrial heat flow, Comments on Earth Sciences: *Geophysics*, 1970, **1**, 8—13.
- [7] Lockner, D. A. and P. G. Okubo, Measurements of frictional heating in granite, *J. Geophys. Res.*, 1983, **88**, 4313—4320.
- [8] Cardwell, R. K., D. S. Chinn, G. F. Moore, and D. L. Turcott, Frictional heating on a fault zone with finite thickness, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 1978, **52**, 525—530.
- [9] Lee, T. C., Heat flow through the San-Jacinto fault zone, Southern California, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 1983, **72**, 721—731.
- [10] 汪集旸、汪维安、黄少鹏、张文仁、周友松、金 昶,大地热流研究,攀西裂谷研究文集,1988,科学出版社.
- [11] 刘秉光、陆德复、徐瑞松、张文华、蒋保林,从卫星影像分析四川省西昌-渡口地区的线性带和主要断裂,中国科学院地质研究所地质科研成果选集,67—71,1982,文物出版社.
- [12] 张树铭、邓志明、纪尚文,应用遥感方法对攀西地区某些地质构造特征的研究,中国攀西裂谷文集1,55—67,1985,地质出版社.
- [13] Jaeger, J. C., Application of the theory of heat conduction to geothermal measurements. In: Terrestrial Heat Flow (Lee, W. H. K., ed), 7—23, 1965, American Geophysical Union, Washington, D. C.
- [14] 熊亮萍、张菊明,热流折射和再分配的数学模拟,地质科学,1984,4: 445—454.
- [15] Birch, F., Flow of heat in the Front Range, Colorado, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1950, **61**, 567—630.
- [16] 袁海华、张树发、张 平等,攀西裂谷岩浆岩同位素地质年代学初步研究,中国攀西裂谷文集1,241—257,1985,地质出版社.
- [17] 从柏林、赵大升、张文华、张兆忠、杨美娇,西昌地区岩浆活动特征及其与构造地质的关系,1973,3: 175—195,地质科学.
- [18] 李兴唐、黄鼎成,攀西裂谷区域地质构造,大自然探索,1983,1: 20—28.
- [19] 唐若龙,杨登文、刘述前、王中伟、叶秀华、陈仲禹,攀西裂谷先张后压的双重构造特征,中国攀西文集1,71—86,1985,地质出版社.
- [20] Brune, J. N., T. L. Henyey, and R. F. Roy, Heat flow, stress, and rate of slip along the San Andreas Fault, California, *J. Geophys. Res.*, 1969 **74**, 3821—3827.
- [21] Lachenbruch, A. H., Frictional heating, fluid pressure, and the resistance to fault motion, *J. Geophys. Res.*, 1980, **85**, 6079—6112.
- [22] 单家增、钟嘉猷、王在中,攀西裂谷的力学成因机制的模型实验,地质科学,1985,2: 135—144.
- [23] 熊绍柏、滕吉文、君周勋、赖明惠、黄一平,攀西构造西带南部地壳上地幔结构的爆炸地震研究,地球物理学报,1986, **29**, 235—244.
- [24] 骆耀南,中国攀枝花—西昌古裂谷带,中国攀西裂谷文集1,1—25,1985,地质出版社.
- [25] 国家地震局西南烈度队,西昌-渡口地区地震烈度区划综合研究报告,1977,地震出版社.

## HEAT FLOW PATTERN IN PANXI PALEORIFT ZONE, SW CHINA AND ITS MECHANICAL IMPLICATIONS

HUANG SHAOPENG and WANG JIYANG

(Institute of Geology, Academia Sinica)

### Abstract

To date, reliable heat flow values at 11 sites have been obtained in Panxi paleorift zone varying from 40 to 90 mW/m<sup>2</sup> with the mean of 63±15 mW/m<sup>2</sup>. Heat flow pattern in Panxi paleorift zone depends not only on the radio-heat generation of the rock strata, but also on the distance between heat flow test sites and the main faults in the central part of the zone. This has been recognized as a result of the compressional movement of the related faults since Paleocene. Compressional slip of a fault must result in the occurrence of frictional heat, leading to the appearance of local thermal anomaly on both sides of the fault. Based on heat flow data at Yanbian-Miyi-Dukou area in the central part of the zone, the relationship between frictional stress ( $\sigma$ ) and the slip rate ( $v$ ) of Xigeda fault (one of the dominant faults in the zone) may be considered to lie between

$$\sigma v = 697.4 \text{ mW/m}^2$$

and

$$\sigma v = 396.3 \text{ mW/m}^2$$