

晏锐、蒋长胜、邵志刚等 2011, 关于震源附近流体、热和能量分配问题的研究进展, 中国地震 27(1), 14~28。

# 关于震源附近流体、热和能量分配问题的研究进展

晏锐<sup>1)</sup> 蒋长胜<sup>2)</sup> 邵志刚<sup>3)</sup> 周龙泉<sup>1)</sup> 李迎春<sup>4)</sup>

1) 中国地震台网中心, 北京市西城区三里河南横街 5 号 100045

2) 中国地震局地球物理研究所, 北京 100081

3) 中国地震局地震预测研究所, 北京 100036

4) 江苏省地震局, 南京 210014

**摘要** 作为地震学的基本问题, 地震发生过程中震源附近流体、热与能量的分配问题一直是地震学家关注的前沿课题。目前, 越来越多的研究表明震源附近存在流体, 且流体在地震的孕育、发生过程中起重要作用, 但对深部流体的来源尚存较大争议。对于震源区的热问题, 自应力热流伴谬提出以来, 不同的模型被用于解释热流伴谬相关问题, 其中动态弱化被认为可能是解决热流伴谬的关键。摩擦产生的热能与能量分配问题直接相关, 大地震发生后, 立即进行深钻现场测量对认识地震发生过程中震源附近的流体、摩擦热能及能量分配问题具有时效性和重要现实意义。本文回顾了国际上有关震源附近流体、热及能量分配问题的最新研究进展, 这些问题的研究将对认识地震的孕育和发生过程带来重要启示。

**关键词:** 流体 热 能量分配

[文章编号] 1001-4683(2011)01-014-15 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

## 0 引言

在过去的几十年里, 国内外的研究对震源附近的流体、热及能量分配问题讨论很多。目前震源附近的流体已被看成是认识地震发生过程的关键, 而在断层破裂过程中破裂面上产生的热能将直接影响地震发生过程中的能量分配。

流体在地震的孕育和发生过程中起的作用主要表现在: 首先, 高孔隙压流体能降低有效正应力, 从而降低活动断裂的强度并使断裂和地震更容易发生 (Byerlee, 1990; Rice, 1992); 其次, 热压流体是深部物质搬运必不可少的载体, 能有效地溶解成矿物质。其中深部流体的扩散可使化学反应更容易发生, 从而降低断层的强度 (Sibson, 1981、1990; Hickman et al, 1995; Hardebeck et al, 1999)。目前, 人们对利用震源区的深钻实验直接观测高孔隙压力流体颇为关注。震源区的热问题是认识地震发生过程的重要线索, 自应力热

[收稿日期] 2010-09-01; [修定日期] 2010-12-23

[项目类别] 中国地震局《地震预报科学发展规划研究》专项资助

[作者简介] 晏锐, 男, 1978 年生, 助理研究员, 主要从事地震地下流体学和地震预测研究。E-mail: ray\_2005@

163.com

流伴谬(Brune et al, 1969; Lachenbruch et al, 1980) 提出以来,相继有断层泥学说(Wang, 1984)、热运移学说(Williams et al, 1989)、高孔隙压学说(Byerlee, 1990; Rice, 1992)、动态弱化学说(Andrews, 2002; Rice, 2006; Wibberley et al, 2005)等试图对其作出解释。此外,由于地震发生过程中,断层摩擦生热是地震释放总能量的重要组成部分,也是认识地震能量分配的关键。通过浅层地壳地热的测量和其它间接方法估计摩擦生热,进而讨论地震发生过程中的应变能、破裂能和地震幅射能的分配问题始终是相关领域的基本问题,也是研究重点。

由于这三方面的研究是认识地震的孕育和发生过程的基本问题,对于地震预测尤其是物理预测尤为关键。本研究将系统地介绍国际上相关领域的最新进展,为相关研究提供参考。

## 1 震源附近的流体

关于震源附近存在流体的说法目前已得到不同学科、不同观测方法的证实,主要表现在震源区附近存在低波速和高泊松比异常、低电阻率和正磁异常、负重力和低密度异常和 $\text{CO}_2$ 、 $\delta\text{O}^{18}$ 、 $\delta\text{D}$ 等地球化学异常及剪切波分裂几个方面。然而,对于震源附近流体的来源问题尚存较大争议,目前主要有大气降水渗入、岩石变质脱水和岩浆上涌析水3种学说。以下就震源附近存在流体及来源问题进行讨论。

### 1.1 震源区存在流体的证据

#### 1.1.1 低波速、高泊松比异常

Wang (1984)对圣安德列斯断裂带地震波速结构的研究结果表明,断裂附近2~12km范围内P波速度明显偏低,与实验室测定的断层泥地震波速相符很好,并据此认为圣安德列斯断裂带深部存在高孔隙压力流体。新西兰和日本等地区也观测到宽度达10~20km范围的低波速、高泊松比异常区(Zhao et al, 1996),同样被认为存在高孔隙压流体。而对圣安德列斯断裂带的低速和低电阻率区具有很好一致性的观测结果,则被解释为深部流体的作用(Chavarria et al, 2003; Unsworth et al, 1997)。

通常认为岩石破裂和流体压力的变化会使介质弹性参数发生短暂变化(Nur, 1972; O'Connell et al, 1974; Dvorkin et al, 1999);近年来,Miller等(2004)和Antonioli等(2005)基于地震学资料模拟了流体沿断裂流动情况,证实了波速比可随时间变化,这表明岩石破裂和流体的介入可能贯穿余震发生的整个过程。重复地震成像结果也同样支持弹性参数存在短暂的变化现象(Chiarabba et al, 2009; Gunasekera et al, 2003; Patanè et al, 2006),例如,1997年9月意大利Umbria-Marche地震序列发生过程中,就观测到主震发生后波速比明显下降,这被认为是震源区岩石破裂膨胀所致;之后主震震中南部地区波速比显著升高,认为是高压流体迁移至该区域并导致了S波速度减小,由于P波速度变化不大,从而造成波速比显著升高。

#### 1.1.2 低电阻率异常

对圣安德列斯断裂区的断层泥电阻率实验室测定结果表明,虽然具有一定的离散性,但电阻率的大小与断裂区地下10~15km深处的数值相符。此外,断层附近的蛇纹岩和其他磁性矿物的电阻率也很低,且这些磁性矿物的分布很不均匀,地震波速应该较高。据此认

为,圣安德列斯断裂区的较低电阻率不是磁性矿物引起的,而是断层泥所致(Wang, 1984)。Unsworth 等(1997)认为位于圣安德列斯断裂区的中央山脉下较低的地电阻率与据地震波得到的低波速结果较为一致,但如此低的电阻率( $< 5 \Omega\text{m}$ )不可能是断层泥( $5 \sim 20 \Omega\text{m}$ )单独造成的,而是断层泥与富存于裂隙和孔隙中的咸水共同造成的。

### 1.1.3 正磁异常

孔隙流体的存在影响地电阻率,裂隙中少量的咸水都能引起地电阻率明显变化,因此,大地电磁成像技术为研究地下流体的分布特征提供了手段。圣安德列斯断裂区的航磁测量和地磁资料表明,沿圣安德列斯断裂区存在大范围的正磁异常(McPhee et al, 2004; Simpson et al, 1988)。尽管该地区普遍存在磁化率较高的蛇纹岩和火成岩的铁镁质矿物,但分布的不均匀性难以解释大范围的正磁异常,况且地震波在这些物质中的传播速度都很高,这与地震波反演结果不符;此外,这些岩石的密度也很高,不能解释负重力异常的观测事实。因此,认为地下流体的介入可能是一种合理的解释(Wang, 1984)。

### 1.1.4 负重力异常区和低密度

如果断裂深处确实存在高温高压的孔隙流体,水岩的相互作用必然在断裂区形成类似于断层泥的低密度物质,而在圣安德列斯断裂附近的低电阻率异常区及正磁异常区也观测到负重力异常和低密度异常,这些观测结果均说明该区域断裂深部可能含高孔隙压力流体(Wang, 1984)。

### 1.1.5 $\text{CO}_2$ 、 $\delta\text{O}^{18}$ 、 $\delta\text{D}$ 等地球化学异常

断层泥普遍存在于圣安德列斯断裂区,有人认为这是地表物质风化的结果,而不是地壳深部物质。如果断裂区没有流体参与,那么,断裂区就只存在力学破裂,破裂区颗粒尺度依赖于岩石类型。从地球化学的观点来看,如果断裂区存在饱和流体,在流体迁移和化学反应动力作用下,就会形成圣安德列斯断裂区观测到的断层泥现象(Blanpied et al, 1995; Moore et al, 1997)。

在圣安德列斯断裂区温泉水中富含  $\text{CO}_2$  和 He,  $\delta\text{O}^{18}$ 、 $\delta\text{D}$  同位素比值也明显高于大气中的测量值(Kerrick et al, 1984; Wiersberg et al, 2007)。该地区的硬砂岩约含 5% 的结合水,变质火山岩含 10% ~ 15% 左右。流体从岩石孔隙或裂隙中释放出来的原因可能是重力作用、构造挤压或是岩石的连续变形引起,这正好与观测到丰富的  $\text{CO}_2$  相符。由此说明,圣安德列斯断裂区存在富含  $\text{CO}_2$  的高压饱和流体,富含  $\text{CO}_2$  的水有利于断层泥的形成(Wang, 1984)。在高温高压条件下,流体的 pH 值对矿物表面也会产生重要的影响。加利福尼亚海岸山脉区泉水的 pH 值接近中性(White et al, 1973),这有利于伊利石、绿泥石和高岭石的形成,也与实际的地质调查结果相符。沉积盆地中的石油钻探资料表明,在地下 8km 处,  $\text{K}^+$  含量较低的蒙脱石类泥土是稳定的,伊利石和绿泥石等其他类的泥土在更深范围内仍然稳定,说明该深度范围具备存在流体的条件。Moore 等(2007)认为蛇纹岩和方解石是加利福尼亚中部地区断层蠕变的主要原因,方解石的形成与高温高压条件下充满  $\text{SiO}_2$  的流体有关。此外,Miller 等(2004)认为意大利北部 Umbria-Marche 下存在的  $\text{CO}_2$  高压流体,并利用流体压力脉冲解释了余震的分布规律;Agosta 等(2003、2007、2008)研究了意大利中部地区不同地点富含  $\text{CO}_2$  流体的同位素成分,认为在地震成核过程中断层内部存在高压  $\text{CO}_2$  流体,也为地下存在高压流体提供了证据。

### 1.1.6 剪切波分裂

在所有的岩石介质中,剪切波分裂的偏振方向几乎都平行于最大主应力方向(Crampin, 1980),然而在存在足够高的孔隙流体压力条件下,剪切波的偏振方向与最大主应力方向几乎垂直(Crampin et al, 2002; Angerer et al, 2002)。

冰岛是剪切波分裂研究开展较多的地方。冰岛的地震主要发生在南、北两区,南部区域剪切波分裂偏振方向几乎都是 NE-SW 方向,而北部地震剪切波偏振方向是近 NNE-SSW 方向分布,反应了区域应力场的差异。北部地区的剪切波分裂结果显示,偏振方向具有 90° 偏转特征,说明可能有高孔隙压流体的存在。除冰岛地区观测到偏振方向发生 90° 偏转现象外,Angerer(2002)在测试标定好的 APE 模型时也观测到了 90° 偏转现象。此外,在圣安德烈斯断层和 2001 年古吉拉特  $M_w$  7.6 地震区,也曾报道过观测到类似的现象(Peacock et al, 1988; Liu et al, 1997; Padhy et al, 2006)。

存在于裂隙中的饱和流体在梯度压力作用下运动,可以用各向异性孔隙弹性流体(Anisotropic Poro-Elasticity)来描述(APE)(Crampin et al, 1997; Zatsepin et al, 1997)。模型显示,当裂隙中存在较低的孔隙流体压力时,快波偏振方向平行于最大水平主应力,当孔隙流体压力逐渐增加时,快波变成慢波,偏振方向偏转 90°,与最小水平主应力方向一致。当孔隙流体压力达到最大水平主应力值时,发生水压破裂(hydro-fracture)或是地震。

### 1.2 高孔隙压力流体的来源

对深部流体的来源一直存在争议,目前主要有 3 种说法:大气降水渗入说、岩石变质脱水说和岩浆上涌析水说。

根据井水的地球化学分析,Kennedy 等(1997)认为下地壳和上地幔流体进入地震深处的圣安德烈斯断层破裂区是导致断层弱化的重要原因。然而位于帕克菲尔德的圣安德烈斯断层深部观测(San Andreas Fault Observatory at Depth, SAFOD)计划的研究结果表明,该区并不存在较高的孔隙流体压力(Zoback et al, 2006),下地壳和地幔流体的贡献也较小,地幔驱动的流体压力异常主要位于北美板块东北缘地区(Kennedy et al, 1997; Wiersberg et al, 2007)。同时,Lewicki 等(2000, 2003)分析了圣安德烈斯断裂区土壤气异常特征,认为断裂区存在的  $\text{CO}_2$  主要是有机质成因,来自地壳深部或地幔的气体成分较少。但是,Becken 等人(2008)利用大地电磁成像技术,详细地分析了圣安德烈斯断裂区深部地电阻率结构,发现 25km 深处存在 5~8km 宽通往地表的高导低阻区,可能是下地壳和地幔高压流体的通道。近地表的高导低阻区范围有所扩展,主要位于圣安德烈斯断裂北东部地区。同时,地震活动表明,该区主要以逆冲性质断层为主,也是流体通道的有利证据(Miller, 1996)。这正好与据该区观测到的越接近高导低阻区惰性气体  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比值越高的结果一致(Kennedy et al, 1997; Wiersberg et al, 2007),同时也为该地区没有观测到预期的高压孔隙流体提供了佐证。此外,Agosta 等(2008)研究了意大利中部地区正断层附近不同地点富含  $\text{CO}_2$  流体的同位素成分,表明  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^{13}\text{C}$  同位素来自大气和地壳深部的两种不同的断层流体。

岩石变质脱水说主要用于解释俯冲带流体来源问题,俯冲带流体主要由俯冲板块的流体和俯冲板块表层岩石变质脱水释放的流体两部分组成(Peacock, 1990)。研究表明,岩石变质脱水释放出来的流体主要以  $\text{H}_2\text{O}$  和  $\text{CO}_2$  为主,并以超临界变质流体的形式存在,虽然其总量只占俯冲带流体总量的 20% 左右(Ulmer et al, 1995),却具有很强的化学活动性,它

参与到俯冲带流体循环过程中,能够引起物质和能量的大规模迁移,对地幔楔和地壳的物质组成、俯冲带热结构和板块俯冲地震的发生等都具有深远影响(Tatsumi, 1989; Forneris et al, 2003)。

## 2 摩擦生热与能量分配

地震发生过程中的应变能主要由地震辐射能、破裂能和摩擦能三部分组成。其中,摩擦能是最为重要的一个组成部分,也是目前尚存较大争议的科学问题之一,它不仅关系到地震能量的分配问题,而且还与地震的强度及破裂过程密切相关,为试图理清目前国际上对该问题的研究状况,以下就摩擦滑动与断层强度、摩擦生热和热流伴谬相关假说、能量分配及高温高压岩石物理实验等几个方面进行讨论。

### 2.1 摩擦滑动与断层强度

根据 Anderson-Byerlee 断层破裂理论,断层强度主要与断层面上承受的剪切应力有关,断层面所能承受的最大剪应力越大,断层强度越强,反之越弱(Kanamori et al, 2004)。由于断面上的剪应力是摩擦系数和有效正应力的函数,因此,研究断层的强弱离不开对断层摩擦系数、断层面与最大主应力之间夹角及孔隙流体压力的讨论。

早在 1905 年,Anderson 就提出利用断层摩擦理论来描述断层的滑动行为,该理论认为,断层所承受的剪应力  $\tau$  是摩擦系数  $\mu$  和断层面上有效正应力  $\sigma$  的函数( $\tau = \mu\sigma$ )。通常利用剪应力和有效正应力的比值  $\mu$  来描述断层的摩擦强度。虽然岩石破裂实验能给出地壳岩石强度的大体范围,但真实情况下地壳岩石摩擦系数的测量是很困难的。对于普通的岩石样品  $\mu = 0.6 \sim 0.85$ ,该值与实际值可能相差 1 个数量级,且摩擦系数可随时间和空间变化,这给对断层强度的判断带来很大困难(Lockner et al, 2002)。

根据 Anderson-Byerlee 断层滑动模型,在考虑到地球表面是自由面,浅层地壳的主压应力应该是水平或是垂直的,按照库伦破裂准则,断层面与最大主压应力之间的夹角  $\theta$  应满足  $\theta = \tan^{-1}(1/\mu)$ 。对于大多数岩石  $\mu$  约为  $0.6 \sim 0.85$ ,因此,对于正断层  $\theta$  应为  $63^\circ \pm 5^\circ$ ,对于逆断层应为  $27^\circ \pm 5^\circ$ ,对于走滑断层,  $\theta = 90^\circ$ 。总体而言,地震学观测结果与 Anderson-Byerlee 模式相符,大多数逆断层夹角小于  $45^\circ$ ,大多数正断层夹角大于  $45^\circ$ ,走滑断层是近垂直的。但也有例外,如:与变质核杂岩体(metamorphic core complex)有关的低角度正断层( $< 15^\circ$ )也存在明显的活动证据,高角度逆断层在压应力的作用下恢复活动也不乏实例,较大的走滑断层(包括圣安德列斯断裂)尽管存在较高的夹角,仍然是活动的。由此提出的重要问题是,Byerlee 摩擦系数是否普遍适用或是在什么条件下适用(Sibson, 2002)。

此外,断层区如存在高压流体也影响断层的强度。根据库伦破裂准则,流体压力可能降低有效正应力,从而降低断层滑动所需要的剪切应力,如果孔隙压力大于最小主应力,孔隙流体压力的增加可能使岩石在较小差应力作用下发生张性破裂(Byerlee, 1993; Hardebeck et al, 1999)。

总之,实验室测定的完整岩石的摩擦系数与真实的大区域岩体或断层之间存在较大差别,且真实的摩擦系数可随时空变化,实验室测定结果的普适性仍需进一步研究。另外,作为控制断层摩擦滑动行为的一个重要因素,对孔隙流体压力,尤其是地壳深部孔隙流体压力的准确测量和有效约束目前也存在一定的难度。各种控制断层滑动因素的复杂性,使得对

地震过程的约束变得更加复杂,从而增加了地震预测研究的难度。

## 2.2 摩擦生热

国际上围绕摩擦生热问题的争论已持续了 70 多年。断层滑动过程中,克服“摩擦”产生的热能是地震能量的重要来源,约占 80%~90% (Terada, 1930)。然而大地震发生后,没有直接的办法对摩擦产生的热能进行准确测量,只能通过浅层地壳地热的测量值来推断摩擦所产生的热能。

1999 年台湾集集  $M_w$ 7.6 地震后,在车笼埔断裂北部钻孔温度测量结果表明,在钻孔 290~330m 深度范围内可观测到幅度约为 0.1℃的正温度异常 (Tanaka et al, 2006)。集集地震后 6 年(2005 年)对车笼埔断裂带北部另一个深度 1100m 钻孔的温度测量表明,在以断层为中心,40m 宽的剖面上观测到幅度为 0.06℃的温度异常 (Kano et al, 2006)。断层面附近小幅度的温度变化可能说明,地震发生时产生热量的动摩擦水平较低,动态剪应力也应该很低。

Tanaka 等 (2006) 根据车笼埔断裂北部地区穿过断层面的钻孔温度测量异常资料,估算了集集地震发生过程中动态剪应力值为 0.5~0.9MPa,摩擦系数为 0.12~0.13; Kano 等 (2006) 根据观测到的温度异常,模拟计算了地震破裂过程中断层面的剪切应力为 1.1MPa,摩擦系数为 0.08,说明地震发生时产生热量的动摩擦水平较低。Wang (2006) 分析了台湾集集地震过程中能量的释放和热能的产生,结合车笼埔断裂南北两段震源参数的不同特征,利用二维断层摩擦模型估计了环境应力,认为断裂区可能存在流体,断层滑动过程中熔融产生的润滑压和热增压在断层滑动过程中产生了重要作用。

圣安德列斯断裂地表热流测量要求震源处发震断层的摩擦应力小于  $10^7$  Pa,而实验室测定的岩石的摩擦系数为 0.6~0.85,根据 Byerlee 定理计算圣安德列斯断裂区摩擦应力至少为  $7 \times 10^7$  Pa (Lachenbruch et al, 1980、1988、1992),这就是著名的应力热流佯谬。Brodsky 等 (2001) 认为断层滑动过程中润滑压的作用是导致剪切应力降低的主要原因之一,模拟实验结果表明,考虑润滑压的情况下能使摩擦强度比仅考虑静水压情况降低 30% 左右,结合热增压模型能合理地解释应力热流-应力佯谬提出的问题 (Andrews, 2002)。

## 2.3 应力热流佯谬

大量的岩石摩擦实验表明,岩石的摩擦系数为 0.6~0.85,根据 Byerlee 摩擦定理,圣安德列斯断裂表面应该观测到约  $40\text{mW}/\text{m}^2$  的热流值,而跨断裂带的热流测量表明,断裂附近并没有观测到因摩擦产生的高热流值 (Brune et al, 1969; Lachenbruch et al, 1980、1988、1992; Scholz, 2002),由此构成了应力热流佯谬。这些结果意味着圣安德列斯断裂表面真实测量的热流值比实验结果推断的低很多,说明圣安德列斯断裂所能承受的最大剪应力不高,断层强度较弱。

Lachenbruch 等 (1980) 再次分析了 Brune (1969) 年提出的模型,结合圣安德列斯断裂区 81 个地热观测点资料进行分析,得出地表热流实测值比实验室预测的明显偏低,并给出 3 种解释:①地表产生的热流可能被温泉或是地下水带走;②断层区孔隙压力增大可能是地表热流值较低的原因;③断层区存在的断层泥起到润滑作用。

另外, Zoback (1987) 和 Hickman (2004) 等根据 2.2km 深的 SAFOD 钻孔坍塌和张性裂纹资料,结合震源机制解和区域地质构造,得出圣安德列斯断裂最大水平主应力方向与断层面走向之间夹角较大的结论,也说明圣安德列斯断层强度很弱。但 Scholz (2000) 根据钻孔

应力测量得出相反的结论,并对 Byerlee 热流模型提出了质疑。主要依据是圣安德列斯断裂区最大水平主应力方向存在  $20^{\circ} \sim 30^{\circ}$  的旋转,最大主应力方向与断层走向之间的夹角并没有以前计算的那么大,只在  $30^{\circ} \sim 60^{\circ}$ ,说明圣安德列斯断裂的强度还是很强的。

#### 2.4 关于热流佯谬的几种学说

自热流佯谬提出以来,围绕圣安德列斯断裂的断层强弱问题一直存在争议。根据弱断层的假设可以推断:①断层面附近应该观测到较低的地表热流值;②剪应力水平较低;③最大水平主应力方向应接近断层走向的垂直向。相反,强断层的假设认为:①断层面附近存在较高的地表热流值;②剪应力水平应该很高;③最大水平主应力方向与断层走向的夹角应该很小。目前已有4种学说被用于解释和讨论这些争议:断层泥学说、高孔隙流体压力说、热运移说、动态弱化学说。

断层泥学说认为断层带附近存在断层泥,断层泥在断层滑动过程中起到润滑作用,并认为这是圣安德列斯断裂区地表热流值偏低的可能原因。Wang (1984) 收集了大量的地球物理资料,为断层泥学说提供了5方面的证据:①断层区低波速、高泊松比异常;②断层附近低电阻率异常;③断层区正的磁异常;④断层区为  $\text{CO}_2$ 、 $\delta\text{O}^{18}$ 、 $\delta\text{D}$  等值区;⑤断裂区为负重力异常区和低密度区。但对发震深部高温、高压条件下断层泥的稳定性存在争议。

高孔隙流体压力说认为较高的孔隙流体压力能降低有效应力,从而降低断层的强度 (Byerlee, 1990; Rice, 1992)。

热运移说认为地震断层并不弱,摩擦产生的热可能被地下水带走了 (Williams et al, 1989),但 Saffer (2003) 和 Fulton (2004) 等人提出质疑,在考虑地形的影响下,模拟计算表明热对流是很微弱的,地下水不可能把产生的热能带走,同时也说明,圣安德列斯断裂的强度是很弱的。

动态弱化学说认为断层在错段前还是很强的,断层在滑动过程中由于热压作用导致动态弱化,降低了断层的强度。根据 Spikes (1997) 的研究结果,当润滑压远小于岩石静岩压时,断层面之间的摩擦以固体和固体之间的摩擦为主,称为边界润滑;当润滑压接近于岩石静岩压时,润滑压的作用使得固体和固体之间的摩擦减弱称混合区;当润滑压远超过岩石静岩压时,固体和固体之间的摩擦作用被消除,以水动力润滑为主,此时摩擦强度取决于粘滞应力。Brodsky 等 (2001) 提出流体弹性动力作用的断层润滑模型 (Elastohydrodynamic lubrication of faults),该模型假设断层滑动面间距较小,而且是不光滑的表面,如果断层区物质具有类似于粘性流体的材料,那么断层滑动过程中,流体压力将会增加,增加的流体压力 (润滑压) 减少了断层摩擦,降低了断层的强度,同时断层间距也会增加,使得断层接触面积减少,从而降低了由于凹凸体震荡产生的高频地震波。Andrews (2002) 认为,断裂滑动过程中产生的摩擦热能增加流体压力,增加的流体压力与水力扩散率和逃逸时间乘积的平方根成反比,临界滑移距离与水力扩散率成正比,当滑移距离超过临界值时,热增压变得尤为重要,增加的流体压力反过来降低断层的强度。之后, Wibberley 等 (2005)、Rice (2006) 也得出类似的结论,但 d'Alessio 等 (2006) 的研究表明,蠕变区热流值也很低,但没有大地震发生。

#### 2.5 能量分配

由于资料不完整,能量的测量具有较高的不确定性。通常单位面积应变能  $\Delta E$  主要由地震辐射能  $E_s$ 、破裂能  $E_g$  和摩擦能  $E_f$  三部分组成,即:  $\Delta E = E_s + E_g + E_f$  (图1)。地震发生

后,一般可以利用线性分段函数来表示地震发生过程中的应力变化,摩擦应力是时间和滑动位移的函数,断层面上的摩擦应力从初始应力  $\sigma_0$  降到动态摩擦应力  $\sigma_d$  (动态摩擦应力  $\sigma_d$  一般小于或等于终止应力  $\sigma_f$ ) (Kanamori et al, 2000)。动态应力降  $\Delta\sigma_d$  和静态应力降  $\Delta\sigma_s$  通常用来描述断层面上的应力变化情况 (Wang, 2002、2006)。

Tanaka 等 (2006) 根据车笼埔断裂北部地区穿过断层面的钻孔温度测量异常资料,估算了集集地震发生过程中克服摩擦产生的总热能约为  $(2.4 \sim 6.1) \times 10^{17} \text{J}$ , 结合地震波辐射能和破裂能,估计地震效率约为 1% ~ 3%。

Wang (2006) 分析了地震过程中应变能  $\Delta E$ 、地震辐射能  $E_s$ 、破裂能  $E_g$  和摩擦能  $E_f$  的构成。利用  $E_f = \Delta E - (E_s + E_g)$  计算了台湾集集地震产生的摩擦热能分别为:北部  $1.45 \times 10^{17} \text{J}$ , 南部  $1.21 \times 10^{17} \text{J}$ , 并估计了地震效率,北部为 14%, 南部为 3%。

Wilson 等 (2005) 以圣安德列斯断裂区为例,研究了地震破裂区微粒尺度和能量问题,认为地震发生过程中,除主破裂面产生热量外,微断裂的滑动和小颗粒的旋转都是重要的耗能因素,微破裂面上的能量 (占 50% 左右) 是不可忽略的,这正好解释了观测热流值低的事实。

加利福尼亚地区的地震观测表明,地震辐射能  $E_R$  与地震矩  $M_0$  之比是震级的函数。当  $M_w > 6$  时,  $E_R / M_0 \approx 10^{-4}$ , 然而,当  $M_w < 4$  时,  $E_R / M_0 \approx 10^{-6}$ , 即大地震和小地震之间  $E_R / M_0$  相差 100 倍 (Prejean et al, 2001)。Brodsky 等 (2001) 结合滑动润滑压与滑移速度和应力降之间的关系,得到震级  $M_w$  与  $E_R / M_0$ 、滑移速度  $U$  和 Sommerfeld 数之间的关系。并结合临界滑移距离  $L_c$  来理解,当  $L < L_c$  时,对于较小地震 ( $M_w < 4$ ), 润滑压远小于静岩压 (即  $S \ll 1$ ), 对摩擦应力不会产生重要影响,因此,滑移速度  $U$  和能量与震级之间的比值  $E_R / M_0$  基本为常数;当震级  $M_w > 4$  时,润滑压逐渐增加至静岩压,从而降低摩擦应力,增加驱动力;对于较大地震 ( $L > L_c$  时),弹性位移显得更为重要,润滑压随着震级的增加而缓慢衰减,从而致使滑移速度  $U$  和能量与震级之间的比值  $E_R / M_0$  也随震级的增大而缓慢衰减。

集集地震引起的地表强地面运动在车笼埔断裂南北两段的特征不同,北部的位移和速度较大,观测到较少的高频辐射;相反,南部的位移和速度较小,观测到较多的高频成分 (Brodsky et al, 2001; Ji et al, 2003; Ma et al, 1999、2003)。Ma 等 (2003) 利用断层滑动润滑模型和详细的破裂模型,分析并解释了集集地震发生时强地面运动观测到车笼埔断裂南北部不同频率成分之间的差异,认为断层区存在粘滞物质,当滑动位移超过临界位移时,较高的润滑压 (高达 20MPa) 足以使断层间距增加 3mm,从而降低凹凸体的接触面,使断层滑

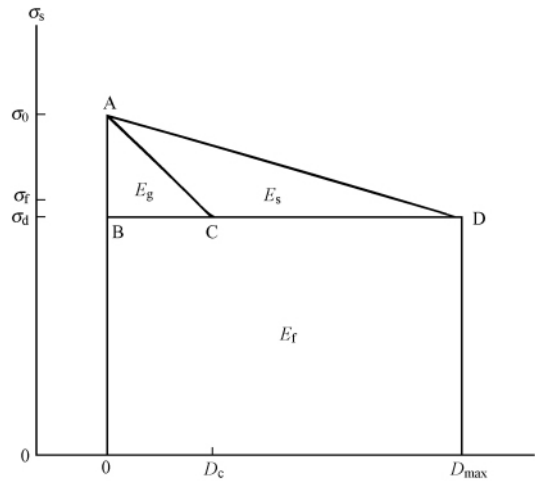


图 1 能量分配示意图

图中 AC 和 CD 表示滑动弱化函数,  $D_c$  为特征滑动位移量,  $D_{max}$  为最大滑动位移量,  $\sigma_0$  为初始应力,  $\sigma_d$  为动态摩擦应力,  $\sigma_f$  为终止应力,  $\Delta E$  为单位面积的应变能,  $E_s$  为地震辐射能,  $E_g$  为破裂能,  $E_f$  为摩擦能 (据 Wang 2006)



动更为平稳,从而降低高频成分。

## 2.6 实验基础

摩擦生热和熔融是滑动润滑模型和热增压模型必须满足的前提条件。Spray (2005) 利用旋转摩擦实验证实了摩擦熔融和润滑压的作用,该实验揭示了动态摩擦系数与温度和加速度之间的关系,体现了边界润滑向熔融润滑演化的过程,即:当  $S \ll 1$  时,润滑压远小于静岩压,温度达到临界温度前,随温度的增加动态摩擦系数也逐渐增加;熔融后,  $S > 1$ ,由于润滑压的增加导致水动力润滑占主导地位。实验结果表明,在岩石滑动过程中,周期性的熔融和冷却使得动态摩擦系数与加速度之间产生滞后回旋;滑动过程中,温度与动态摩擦系数之间的关系表明,在达到临界温度之前,随温度的增加摩擦系数也增加(对应于边界润滑阶段),当温度达到临界温度以后,随温度的降低摩擦系数也降低,不过,此时的摩擦系数比边界润滑阶段发生了明显下降。Lu 等(2007)设计了一个顶部扭转的剪切单元实验,对常容和常压两种情况下剪应力变化进行实验,并总结出剪应力和剪切率之间的本构关系,为转换区颗粒流剪切弱化提供了实验基础。但该实验也存在一些缺陷,尤其是没有考虑材料的特征。

## 3 围绕震源区流体、热和能量分配问题的讨论

关于震源附近存在流体的解释主要有 4 种不同说法:熔融成因说、碳膜成因说、卤水成因说和超临界流体说(Hyndman et al, 1993; Katsube et al, 1993; Marquis et al, 1992)。目前越来越多的研究者倾向于高导低速层富含流体的说法。

熔融成因说认为,除孔隙流体压力外,岩石矿物性质、孔隙度、当地的温压条件都能影响地震波速的变化(Nur, 1972),高导低速层是地壳中部分物质在高温、高压环境下熔融形成的(Sirbescu et al, 2003),如果真是这样的话,那么高导低速层下面的温度和压力应该更高,也应该被熔融成高导低速层,其实不然(Hyndman et al, 1993)。碳膜成因说认为,碳的电阻率( $0.01 \sim 1 \Omega\text{m}$ )远远低于岩石的电阻率值( $10^3 \sim 10^6 \Omega\text{m}$ ),地壳深部的碳膜层是导致电阻率较低的可能原因(Frost et al, 1989; Glover et al, 1992)。然而,地壳深部的碳不具有连通性,要通过扩散才能形成联通膜,但碳的扩散率极低,难以形成联通膜(Camfield et al, 1989; Mareschal et al, 1992)。卤水成因说认为,高导低速层或剪切带富含流体,裂隙中的流体具有较高的渗透率,有利于形成大规模的高导层(Chen et al, 2007; Karato, 1990)。但是,如果断裂深处确实存在高温高压的孔隙流体,水岩的相互作用必然在断裂区形成类似于断层泥的低密度物质,低密度物质在周围环境压力作用下上涌,那么地表应该能观测到地形的变化,况且,当水的温度和压力超过临界值时,将变成特殊的流体(SCF 超临界流体)。超临界流体说认为,高导低速层内的流体可能不是普通意义上的流体,而是超临界流体(Boero et al, 2000)。纯物质相态变化实验结果表明,蒸汽的温压曲线将气相和液相明显分开,当温度和压力达到临界温度  $T_c$  和临界压力  $P_c$  后,将变成一种具有特殊状态和特殊性质的超临界流体(Poliakoff et al, 2001)。

滑动润滑模型和热增压模型对滑动弱化现象给出了合理的物理解释,并被实验室摩擦熔融实验和野外地质观测所证实。Spray (2005) 利用旋转摩擦实验证实了摩擦熔融和润滑压的作用,为熔融润滑模型提供了实验基础,合理地解释了大地震和小地震之间能量相差高达 2 个数量级的问题。科迪亚卡群岛出露岩石为地震过程中断层岩石上侵入低黏性流体提

供了证据 (Brodsky et al, 2009), 俄勒冈州南部的克拉斯出露断裂为断裂区提供了流变的证据 (Sagy et al, 2009)。热增压模型在很大程度上依赖于断裂滑动区的渗透率, Vredevogd 等 (2007) 对比分析了断层两侧不同渗透率对增压的影响。在不同时间尺度下, 断层面两侧不同渗透率对热增压的影响作用有所不同, 表面介质渗透率越高, 热增压影响的范围越大, 幅度越小, 增加的压力趋于平稳; 渗透率越小热增压范围相对也较小, 热压增加幅度大而陡; 当渗透率由高值区过渡到低值区时, 增加的热压也由高渗透率区的缓慢变化突然增加到低渗透率区的快速变化。水力扩散率控制着流体压力, 从而在断层破裂过程中影响有效正应力。车笼埔断裂水力扩散率现场测量值为  $(7 \pm 1) \times 10^5 \text{ m}^2/\text{s}$ , 仍然支持破裂发生过程中压力增加的观点 (Doan et al, 2006), 说明破裂过程中水动力增压似乎是对的。

在利用钻孔温度测量结果计算地震滑动过程中产生的摩擦热能时, 利用的是一维热传导模型 (Kano et al, 2006; Tanaka et al, 2006), 忽略了热对流效应。这样做的主要依据是考虑到断裂滑动区渗透率 (约  $10^{-19}$ ) 远低于破裂区渗透率 (约  $10^{-16}$ ) 的观测事实 (Doan et al, 2006; Evans et al, 1997; Lockner et al, 2000; Tsutsumi et al, 2004; Uehara et al, 2004), 据此认为, 在车笼埔断裂滑动区热对流效应可以忽略, 温度异常主要是由于地震破裂过程中断层摩擦滑动产生的热造成的。

## 4 结论和讨论

通过对震源附近流体、热及能量分配三方面国际研究进展的回顾与讨论, 初步得出以下几点认识:

(1) 地震发生过程中, 地下流体具有重要作用。尤其是在大地震发生后, 为解释复杂的地震序列特征, 考虑流体在地震序列发展过程中的影响对强余震的判定可能会有所帮助。

(2) 认为断层附近存在高孔隙压流体主要是基于震源附近观测到的低波速、高泊松比异常、低电阻率异常、正磁异常、负重力和低密度异常区、剪切波分裂、地球化学异常区等得到的认识。相关结果如能得到进一步证实, 深入研究以上手段和方法, 或许能捕捉到与地震有关的前兆现象。

(3) 震源附近的热及能量分配问题一直没有得到很好地解决。流体弹性动力作用的断层润滑模型和热增压模型, 对解释热流佯谬提出的问题具有重要贡献, 能否普遍接受动态弱化的观点可能是理解断层摩擦和破裂过程的关键。

(4) 在利用钻孔温度测量结果估计摩擦热能时, 只考虑热传导方式有一定的合理性, 但也存在一定的不确定性, 例如, 测量温度的钻孔深度有限 (200 ~ 400m 和 1100m), 局部点的温度测量能否代表发震断层的情况仍是一个问题。但无论如何, 这已是目前能给出的较为合理的结果, 而地震后的快速深钻资料将可能有助于约束地震能量的分配问题。

本文重点对国际上有关震源附近流体、热和能量分配的研究进展作了回顾, 对国内的研究成果没有涉及, 对相关工作的了解难免有失偏颇, 此外, 地球化学方面的进展也涉及较少。

致谢: 作为中国地震局《地震预报科学发展规划研究》专项的部分调研内容, 本项工作得到了中国地震局监测预报司及地震预报管理处的大力支持, 也得到了专项工作组组长吴忠良研究员的精心指导, 与工作组其他成员的讨论以及两位匿名评审专家的修改建议对本文的提高帮助很大, 在此表示衷心感谢。

## 参考文献

- Agosta F and Kirschner D L , 2003 , Fluid conduits in carbonate-hosted seismogenic normal faults of central Italy , *J Geophys Res* , **108**(B4) , 2221.
- Agosta F , Mulch A , Chamberlain P et al , 2008 , Geochemical traces of CO<sub>2</sub>-rich fluid flow along normal faults in central Italy , *Geophysical Journal International* , **174**(2) , 758 ~ 770.
- Agosta F , Prasad M and Aydin A , 2007 , Physical properties of carbonate fault rocks , fucino basin ( Central Italy ) : implications for fault seal in platform carbonates , *Geofluids* , **7**(1) , 19 ~ 32.
- Andrews D J , 2002 , A fault constitutive relation accounting for thermal pressurization of pore fluid , *J Geophys Res* , doi: **107**(B12) , ESE 15-1 ~ ESE 15-8.
- Angerer E , Crampin S , Li X Y et al , 2002 , Processing , modelling and predicting time-lapse effects of overpressured fluid-injection in a fractured reservoir , *Geophysical Journal International* , **149**(2) , 268 ~ 281.
- Antonoli A , Piccinini D , Chiaraluce L et al , 2005 , Fluid flow and seismicity pattern: Evidence from the 1997 Umbria-Marche ( central Italy ) seismic sequence , *Geophys Res Lett* , **32**(L10311) .
- Becken M , Ritter O , Park S K et al , 2008 , A deep crustal fluid channel into the San Andreas Fault system near Parkfield , California , *Geophysical Journal International* , **173**(2) , 718 ~ 732.
- Blanpied M L , Lockner D A and Byerlee J D , 1995 , Frictional slip of granite at hydrothermal conditions , *J Geophys Res* , **100**(B7) , 13045 ~ 13064.
- Boero M , Terakura K , Ikeshoji T et al , 2000 , Hydrogen Bonding and Dipole Moment of Water at Supercritical Conditions: A First-Principles Molecular Dynamics Study , *Physical Review Letters* , **85**(15) , 3245.
- Brodsky E and Kanamori H , 2001 , Elastohydrodynamic lubrication of faults , *J Geophys Res* , **106**(B8) , 16357 ~ 16374.
- Brodsky E E , Rowe C D , Meneghini F et al , 2009 , A geological fingerprint of low-viscosity fault fluids mobilized during an earthquake , *J Geophys Res* , **114**(B1) , 1 ~ 14.
- Brune J , Henyey T and Roy R , 1969 , Heat Flow , Stress , and Rate of Slip along the San Andreas Fault , California , *J Geophys Res* , **74**(15) , 3821 ~ 3827.
- Byerlee J , 1990 , Friction , overpressure and fault normal compression , *Geophys Res Lett* , **17**(12) , 2109 ~ 2112.
- Byerlee J , 1993 , Model for episodic flow of high-pressure water in fault zones before earthquakes , *Geology* , **21**(4) , 303 ~ 306.
- Camfield P A et al , 1989 , Electromagnetic sounding and crustal electrical conductivity in the region of the Wopmay Orogen , Northwest Territories , Canada , *Can J Earth Sci* , **26**(11) , 2385 ~ 2395.
- Chavarría J A , Malin P , Catchings R D et al , 2003 , A Look Inside the San Andreas fault at Parkfield Through Vertical Seismic Profiling , *Science* , **302**(5651) , 1746 ~ 1748.
- Chen C C , Chi S C , Chen C S et al , 2007 , Electrical structures of the source area of the 1999 Chi-Chi , Taiwan , earthquake: Spatial correlation between crustal conductors and aftershocks , *Tectonophysics* , **443**(3 ~ 4) , 280 ~ 288.
- Chiarabba C , Gori P D and Boschi E , 2009 , Pore-pressure migration along a normal-fault system resolved by time-repeated seismic tomography , *Geology* , **37**(1) , 67 ~ 70.
- Crampin S , Evans R , Ucer B et al , 1980 , Observations of dilatancy-induced polarization anomalies and earthquake prediction , *Nature* , **286**(5776) , 874 ~ 877.
- Crampin S and Zatsepin S V , 1997 , Modelling the compliance of crustal rock: II. - Response to temporal changes before earthquakes , *Geophysical Journal International* , **129**(3) , 495 ~ 506.
- Crampin S , Volti T , Chastin S et al , 2002 , Indication of high pore-fluid pressures in a seismically-active fault zone , *Geophysical Journal International* , **151**(2) , 1 ~ 5.
- d'Alessio M A , Williams C F and Bürgmann R , 2006 , Frictional strength heterogeneity and surface heat flow: Implications for the strength of the creeping San Andreas fault , *J Geophys Res* , **111**(B5) , 1 ~ 15.
- Doan M L , Brodsky E E , Kano Y et al , 2006 , In situ measurement of the hydraulic diffusivity of the active Chelungpu Fault , Taiwan , *Geophys Res Lett* , **33**(16) , 1 ~ 5.

- Dvorkin J, Mavko G and Nur A, 1999, Overpressure Detection from Compressional- and Shear-Wave data, *Geophys Res Lett*, **26** (22), 3417 ~ 3420.
- Evans J P, Forster C B and Goddard J V, 1997, Permeability of fault-related rocks, and implications for hydraulic structure of fault zones, *Journal of Structural Geology*, **19** (11), 1393 ~ 1404.
- Forneris J F and Holloway J R, 2003, Phase equilibria in subducting basaltic crust: implications for H<sub>2</sub>O release from the slab, *Earth and Planetary Science Letters*, **214** (1 ~ 2), 187 ~ 201.
- Frost B R, Fyfe WS, Tazaki K et al, 1989, Grain-boundary graphite in rocks and implications for high electrical conductivity in the lower crust, *Nature*, **340** (6229), 134 ~ 136.
- Fulton P M, Saffer D M, Harris R N et al, 2004, Re-evaluation of heat flow data near Parkfield, CA: Evidence for a weak San Andreas Fault, *Geophys Res Lett*, **31** (15), 1 ~ 4.
- Glover P W J and Vine F J, 1992, Electrical conductivity of carbon-bearing granulite at raised temperatures and pressures, *Nature*, **360** (6406), 723 ~ 726.
- Gunasekera R C, Foulger G R and Julian B R, 2003, Reservoir depletion at The Geysers geothermal area, California, shown by four-dimensional seismic tomography, *J Geophys Res*, **108** (B3), 2134.
- Hardebeck J L and Hauksson E, 1999, Role of Fluids in Faulting Inferred from Stress Field Signatures, *Science*, **285** (5425), 236 ~ 239.
- Hickman S, Sibson R and Bruhn R, 1995, Introduction to special section: Mechanical involvement of fluids in faulting, *J Geophys Res*, **100** (B7), 12831 ~ 12840.
- Hickman S and Zoback M, 2004, Stress orientations and magnitudes in the SAFOD pilot hole, *Geophys Res Lett*, **31** (15), 1 ~ 4.
- Hyndman R D, Vanyan L L, Marquis G et al, 1993, The origin of electrically conductive lower continental crust: saline water or graphite? *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **81** (1 ~ 4), 325 ~ 345.
- Ji C, Helmberger D V, Wald D J et al, 2003, Slip history and dynamic implications of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake, *J Geophys Res*, **108** (B9), 2412.
- Kanamori H and Heaton T H, 2000, Microscopic and Macroscopic Physics of Earthquakes, *Geophysical Monograph*, **120**, 147 ~ 164.
- Kanamori H and Brodsky E E, 2004, The physics of earthquakes, *Reports on Progress in Physics*, **67** (8), 1435 ~ 1441.
- Kano Y, Mori J, Ito H et al, 2006, Heat signature on the Chelungpu fault associated with the 1999 Chi-Chi, Taiwan earthquake, *Geophys Res Lett*, **33** (14), 1 ~ 4.
- Karato S, 1990, The role of hydrogen in the electrical conductivity of the upper mantle, *Nature*, **347** (6290), 272 ~ 273.
- Katsube T J and Mareschal M, 1993, Petrophysical Model of Deep Electrical Conductors: Graphite Lining as a Source and Its Disconnection Due to Uplift, *J Geophys Res*, **98** (B5), 8019 ~ 8030.
- Kennedy B M et al, 1997, Mantle Fluids in the San Andreas Fault System, California, *Science*, **278** (5341), 1278 ~ 1281.
- Kerrick R, Tour T L and Willmore L, 1984, Fluid Participation in Deep Fault Zones: Evidence From Geological, Geochemical, and 18 O & 16 O Relations, *J Geophys Res*, **89** (B6), 4331 ~ 4343.
- Lachenbruch A and Sass J, 1980, Heat Flow and Energetics of the San Andreas Fault Zone, *J Geophys Res*, **85** (B11), 6185 ~ 6222.
- Lachenbruch A and Sass J, 1988, The Stress Heat-Flow Paradox and Thermal Results from Cajon Pass, *Geophys Res Lett*, **15** (9), 981 ~ 984.
- Lachenbruch A and Sass J, 1992, Heat Flow From Cajon Pass, Fault Strength, and Tectonic Implications, *J Geophys Res*, **97** (B4), 4995 ~ 5015.
- Lewicki J L and Brantley S L, 2000, CO<sub>2</sub> Degassing along the San Andreas Fault, Parkfield, California, *Geophys Res Lett*, **27** (1), 5 ~ 8.
- Lewicki J L, Evans W C, Hilley G E et al, 2003, Shallow soil CO<sub>2</sub> flow along the San Andreas and Calaveras Faults, California, *J Geophys Res*, **108** (B4), 2187.

- Liu Y, Crampin S and Main I, 1997, Shear-wave anisotropy: spatial and temporal variations in time delays at Parkfield, Central California, *Geophysical Journal International*, **130**(3), 771 ~ 785.
- Lockner D, Naka H, Tanaka H et al, 2000, Permeability and strength of core samples from the Nojima Fault of the 1995 Kobe Earthquake. in *Proceedings of the International Workshop on the Nojima Fault Core and Borehole Data Analysis*, U. S., Geol Surv Open File Rep, 00 ~ 129, 147 ~ 152.
- Lockner D A and Beeler N M, 2002, Rock failure and earthquakes. In: W. H. K. Lee, P. Jennings, C. Kisslinger and H. Kanamori (Editors), *International Handbook of Earthquake & Engineering Seismology, Part A*. CA: Academic, San Diego, 505 ~ 537.
- Lu K, Brodsky E E and Kavehpour H P, 2007, Shear-weakening of the transitional regime for granular flow, *Journal of Fluid Mechanics*, **587**(1), 347 ~ 372.
- Ma K F, Brodsky E E, Mori J et al, 2003, Evidence for fault lubrication during the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake ( $M_w 7.6$ ), *Geophys Res Lett*, **30**(5), 1244.
- Ma K F, Lee C T, Tsai Y B et al, 1999, The 1999 ChiChi, Taiwan ( $M_L = 7.3$ ,  $M_w = 7.7$ ) Earthquake-Large Surface Displacement on an Inland Thrust-fault, *EOS Transactions*, **80**, 605 ~ 611.
- Mareschal M, Fyfe W S, Percival J et al, 1992, Grain-boundary graphite in Kapuskasing gneisses and implications for lower-crustal conductivity, *Nature*, **357**(6380), 674 ~ 676.
- Marquis G and Hyndman R D, 1992, Geophysical support for aqueous fluids in the deep crust: seismic and electrical relationships, *Geophysical Journal International*, **110**(1), 91 ~ 105.
- McPhee D K, Jachens R C and Wentworth C M, 2004, Crustal structure across the San Andreas Fault at the SAFOD site from potential field and geologic studies, *Geophys Res Lett*, **31**(L12S03), 1 ~ 4.
- Miller S A, 1996, Fluid-mediated influence of adjacent thrusting on the seismic cycle at Parkfield, *Nature*, **382**(6594), 799 ~ 802.
- Miller S A, Collettini C, Chiaraluce L et al, 2004, Aftershocks driven by a high-pressure CO<sub>2</sub> source at depth, *Nature*, **427**, 724 ~ 727.
- Moore D E, Lockner D A, Shengli M et al, 1997, Strengths of serpentinite gouges at elevated temperatures, *J Geophys Res*, **102**(B7), 14787 ~ 14801.
- Moore D E and Rymer M J, 2007, Talc-bearing serpentinite and the creeping section of the San Andreas fault, *Nature*, **448**(7155), 795 ~ 797.
- Nur A, 1972, Dilatancy, pore fluids, and premonitory variations of ts/tp travel times, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **62**(5), 1217 ~ 1222.
- O'Connell R J and Budiansky B, 1974, Seismic Velocities in Dry and Saturated Cracked Solids, *J Geophys Res*, **79**(35), 5412 ~ 5426.
- Padhy S and Crampin S, 2006, High pore-fluid pressures at Bhuj, inferred from 90-flips in shear-wave polarizations, *Geophysical Journal International*, **164**(2), 370 ~ 376.
- Patanè D, Barberi G, Cocina O et al, 2006, Time-resolved seismic tomography detects magma intrusions at Mt. Etna, *Science*, **313**, 821 ~ 823.
- Peacock S A, 1990, Fluid Processes in Subduction Zones, *Science*, **248**(4953), 329 ~ 337.
- Peacock S, Crampin S, Booth D C et al, 1988, Shear Wave Splitting in the Anza Seismic Gap, Southern California: Temporal Variations as Possible Precursors, *J Geophys Res*, **93**(B4), 3339 ~ 3356.
- Poliakoff M and King P, 2001, Phenomenal fluids, *Nature*, **412**(6843), 125 ~ 125.
- Prejean S G and Ellsworth W L, 2001, Observation of earthquake source parameters and attenuation at 2km depth in the Long Valley Caldera, Eastern California, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **91**, 165 ~ 177.
- Rice J R, 1992, Fault stress states, pore pressure redistributions, and the weakness of the San Andreas fault. In: B. Evans and T.-F. Wong (Editors), *Fault Mechanics and Transport Properties of Rock*. Academic Press, London, pp. 476 ~ 503.
- Rice J R, 2006, Heating and weakening of faults during earthquake slip, *J Geophys Res*, **111**(B5), 1 ~ 29.

- Saffer D M, Bekins B A and Hickman S, 2003, Topographically driven groundwater flow and the San Andreas heat flow paradox revisited, *J Geophys Res*, **108** (B5), ETG 12-1 ~ ETG 12-14.
- Sagy A and Brodsky E E, 2009, Geometric and rheological asperities in an exposed fault zone, *J Geophys Res*, **114** (B2), 1 ~ 15.
- Scholz C H, 2000, Evidence for a strong San Andreas fault, *Geology*, **28** (2), 163 ~ 166.
- Scholz C H, 2002, The debate on the strength of crustal fault zones, In: *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*, Cambridge Univ Press, New York, 158 ~ 167 pp.
- Sibson R H, 1981, Controls on low-stress hydro-fracture dilatancy in thrust, wrench and normal fault terrains, *Nature*, **289** (5799), 665 ~ 667.
- Sibson R H, 1990, Rupture nucleation on unfavorably oriented faults, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **80** (6A), 1580 ~ 1604.
- Simpson R W, Jachens R C and Wentworth C M, 1988, Average topography, isostatic residual gravity, and aeromagnetic maps of the Parkfield region, California. U. S. Geol Surv Open File Rep, 13.
- Sibson R H, 2002, Geology of the crustal earthquake source. In: W. H. K. Lee, P. Jennings, C. Kisslinger and H. Kanamori (Editors), *International Handbook of Earthquake & Engineering Seismology, Part A*. CA: Academic, San Diego, 455 ~ 470.
- Sirbescu M L C and Nabelek P I, 2003, Crustal melts below 400°C, *Geology*, **31** (8), 685 ~ 688.
- Spikes H, 1997, Mixed lubrication——an overview, *Lubric Sci*, (9), 221 ~ 253.
- Spray J G, 2005, Evidence for melt lubrication during large earthquakes, *Geophys Res Lett*, **32** (L07301), doi:10.1029/2004GL022293.
- Tanaka H, 2006, Frictional heat from faulting of the 1999 Chi-Chi, Taiwan earthquake, *Geophys Res Lett*, **33** (16), 1 ~ 5.
- Tatsumi Y, 1989, Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones, *J Geophys Res*, **94** (B4), 4697 ~ 4707.
- Terada T, 1930, On the heat generated by the deformation of the earth crust, *Bull Earthquake Res Inst Univ, Tokyo*, 377 ~ 383 pp.
- Tsutsumi A, 2004, Principal fault zone width and permeability of the active Neodani fault, Nobi fault system, Southwest Japan, *Tectonophysics*, **379** (1 ~ 4), 93 ~ 108.
- Uehara S I and Shimamoto T, 2004, Gas permeability evolution of cataclasite and fault gouge in triaxial compression and implications for changes in fault-zone permeability structure through the earthquake cycle, *Tectonophysics*, **378** (3 ~ 4), 183 ~ 195.
- Ulmer P and Trommsdorff V, 1995, Serpentine Stability to Mantle Depths and Subduction-Related Magmatism, *Science*, **268** (5212), 858 ~ 861.
- Unsworth M J, Malin P E, Egbert G D et al, 1997, Internal structure of the San Andreas fault at Parkfield, California, *Geology*, **25** (4), 359 ~ 362.
- Vredevogd M A, Oglesby D D and Park S K, 2007, Fluid pressurization due to frictional heating on a fault at a permeability contrast, *Geophys Res Lett*, **34** (L18304).
- Wang C Y, 1984, On the constitution of the San Andreas fault, *J Geophys Res*, **89**, 58 ~ 66.
- Wang J H, 2002, A Dynamic Study of Two One-State-Variable, Rate-Dependent, and State-Dependent Friction Laws, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **92** (2), 687 ~ 694.
- Wang J H, 2006, Energy release and heat generation during the 1999  $M_s$  7.6 Chi-Chi, Taiwan, earthquake, *J Geophys Res*, **111** (B11312), doi:10.1029/2005JB004018.
- White D E, Barnes I and O'Neil J R, 1973, Thermal and Mineral Waters of Nonmeteoric Origin, California Coast Ranges, *Geological Society of America Bulletin*, **84** (2), 547 ~ 560.
- Wibberley C A J and Shimamoto T, 2005, Earthquake slip weakening and asperities explained by thermal pressurization, *Nature*, **436** (7051), 689 ~ 692.
- Wiersberg T and Erzinger J, 2007, A helium isotope cross-section study through the San Andreas Fault at seismogenic depths,

- Geochem Geophys Geosyst , **8**(Q01002) .
- Williams C F and Narasimhan T N , 1989 , Hydrogeologic constraints on heat flow along the San Andreas fault: a testing of hypotheses , Earth and Planetary Science Letters , **92**(2) , 131 ~ 143.
- Wilson B , Dewers T , Reches Z E et al , 2005 , Particle size and energetics of gouge from earthquake rupture zones , Nature , **434**(7034) , 749 ~ 752.
- Zatsepin S V and Crampin S , 1997 , Modelling the compliance of crustal rock: I – Response of shear-wave splitting to differential stress , Geophysical Journal International , **129**(3) , 477 ~ 494.
- Zhao D , Kanamori H , Negishi H et al , 1996 , Tomography of the Source Area of the 1995 Kobe Earthquake: Evidence for Fluids at the Hypocenter? Science , **274**(5294) , 1891 ~ 1894.
- Zoback M , Hickman S and Ellsworth W , 2006 , Structure and properties of the San Andreas fault in central California: preliminary results from the SAFOD experiment , Geophys Res Abstracts , **8**: EGU.
- Zoback M D , Zoback M L , Mount V S et al , 1987 , New Evidence on the State of Stress of the San Andreas Fault System , Science , **238**(4830) , 1105 ~ 1111.

## Research progress on the problem of fluid , heat and energy distribution near earthquake source area

Yan Rui<sup>1)</sup> Jiang Changsheng<sup>2)</sup> Shao Zhigang<sup>3)</sup> Zhou Longquan<sup>1)</sup> Li Yingchun<sup>4)</sup>

1) China Earthquake Network Center , Beijing 100045 , China

2) Institute of Geophysics , CEA , Beijing 100081 , China

3) Institute of Earthquake Science , CEA , Beijing 100036 , China

4) Earthquake Administration of Jiangsu Province , Nanjing 210014 , China

**Abstract** As a basic problem in seismology , fluid , heat and energy distribution near earthquake source during earthquake generation has been a leading subject of concern to seismologists. Currently , more and more research shows that there is fluid around earthquake source area and fluid plays an important role in the process of earthquake preparation and generation. But there is considerable controversy about the source of fluid in the deep crust. About the problem of heat around earthquake source area , different models have been proposed to explain related issues since the proposal of heat flow paradox. Among the different models , dynamic weakening model has been thought to be the key to solve the issue of heat flow paradox. After large earthquakes , energy distribution is directly related to friction heat. It is of timely and important practical significance that immediate deep drilling site survey be done for the understanding of fluid , friction heat and energy distribution during earthquake generation. The latest international progress about fluid , heat and energy distribution has been reviewed in this paper with a hope to bring important inspiration for the understanding of earthquake preparation and occurrence.

**Key words:** Fluid Heat Energy distribution