

# 微震分析水压致裂的破裂过程<sup>\*</sup>

李 应 平

(美国 Cambridge MA02142 麻省理工学院地球大气行星科学系地球资源研究所)

**摘要** 水压致裂技术广泛用于增加石油和天然气产量和开发地热资源。用水压致裂法在地下深部形成破裂带系以储存固液态废物是工业技术与环境保护科学相结合的最新进展。了解水压破裂的力学特性和破裂带的几何形状对于资源开发和贮存废物都十分重要。水压破裂常伴有大量极微震发生。分析伴生微震的时空强分布可得出水压破裂带的几何参数及破裂过程的运动学和动力学参数。利用波形相关分析和时空搜索定位法,我们高精度地确定了 157 个水压破裂伴生微震的震源位置。微震的空间分布图清晰地刻画出水压破裂带的空间尺度和取向。由微震的时空分布的变化推断出破裂带的扩展方向和速率。应用经验格林函数法分析孪生地震对得到较大微震的震源时间函数和震源参数,如地震矩、破裂半径和应力降。震源时间函数的方向性变化表明破裂向西北方向传播,与破裂带扩展方向一致。微震应力降的较大变化反映出水压破裂带上力学性质的显著不均匀性。

**主题词** 破裂过程 地震定位 震源参数 水压破裂带 经验格林函数 资源开发和环境保护

## 引言

水压致裂技术,首创于美国肯萨斯修果顿天然气田,一直是增加石油和天然气的一种重要措施。以高压水注入一段封闭的井孔使孔壁附近产生大量裂纹,致使岩体中原有裂纹张开和扩展,从而增大含油气层的渗透率以达到增产目的。水压致裂法也是开发地热资源的手段之一。例如,在意大利中西部的拉德瑞罗地热田,向地下大约 1 km 浅部注水产生的大量蒸汽可直接用于发电(Block, 1990)。在美国新墨西哥拉斯阿拉莫斯国家实验室的地热研究基地,自 70 年代末开始实施“干热岩石热能开发计划”。将两口深井钻至地下 3~4 km 的高地热区,向井中多次重复性高压注水使得两井间产生由大量裂纹系构成的破裂带来连通两井。利用井间高压循环水通过高地热梯度区来提取地下热能(Fehler, Phillips, 1991)。

水压致裂技术近年来被引进了环境保护科学领域(Truby *et al.*, 1994; Li, 1995)。其基本思路是:在地下深部不易渗透的岩石层之间相对薄弱的岩体,如夹在两层页岩之间砂岩中,用水压致裂法产生大量裂纹系而形成水压破裂带。这些由不易渗透岩层包围着的破裂带构成了理想的地下储存库。将石油或其它生产过程中的固态和液态废物,如污染的泥沙和废液,回灌到地下深部贮藏起来,以减轻对地面的污染而达到保护环境的目的。为了安全有效地将废物贮存在水压破裂带中并使其不易渗透出周围岩石层,人们需要清楚地了

<sup>\*</sup> 1995-08-15 收到初稿, 1996-01-23 收到修改稿并决定采用。

解水压破裂带扩展的动态过程以及破裂带的空间取向和几何形状.

在工程中,常根据注水参数和岩石特性,用断裂力学模型计算来预估破裂带扩展过程和几何参数.为验证预估结果正确与否,需要对比理论参数和实测结果.常用的测量手段包括:放射性元素追踪、温度测量、倾斜仪测量、电法测量和水阻抗测量.这些方法的共同缺陷是:第一,各种方法只能测出 1~2 个几何参数,无法了解破裂带扩展过程;第二,测量精度低;第三,仅适用于测量浅部的水压破裂带.

解决上述难题的途径之一是采用现代测震技术.水压致裂常引发大量微震,在井下或地面上架设的地震仪可以清晰记录到这些微震.测震技术可以实时监视破裂带扩展过程并能以高精度测量破裂带几何参数,如破裂带的长、宽和高(House, 1987; Fehler *et al.*, 1987; Block *et al.*, 1994),而且能估计破裂带扩展方向及速率.我们将用一个实例说明,微震分析技术是如何确定破裂带几何参数和估计与破裂扩展过程有关的运动学和动力学参数的.

1 波形相关分析和微震定位方法

水压致裂伴生微震的波形数据是在新墨西哥地热实验场的一次连续 61 小时注水试验过程中采集的.实验中向地下深 3.5 km 的井中共注水 21 600 m<sup>3</sup>,引发了上万个强度为一 6~1.5 级微震.4 个井下地震仪(图 1a)以 5 000 个/s 采样点将这些微震事件记录下来.我们用波形相关分析法和时空网格搜索法确定了 157 个微震的震源位置.这些微震发生在注水开始后的次日 8~20 时,其中 80% 的地震发生于 9~11 时(图 1b).

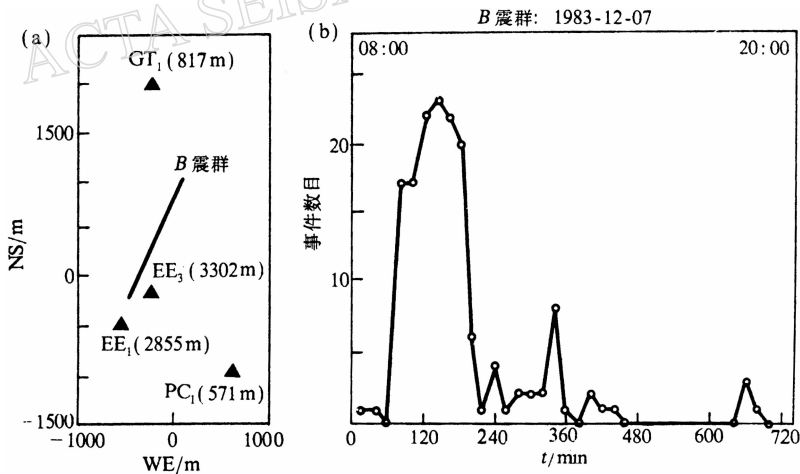


图 1 地热实验场 4 台井下地震仪的分布(a)和 B 震群的频度(b)

在地震定位问题中,有两个主要误差来源,即震相到时的读数误差和计算定位采用速度模型的误差.在一震群中相邻很近的两个或多个微震,如果它们之间的距离差远远小于它们到观测台的距离,那么它们的传播路径非常相近.传播路径上速度模型的误差对这几个相邻微震而言是共同的,因此可视作系统误差而利用台站校正值加以修正.此外,如果相邻微震具有类似震源机制,则它们在同一台站上的波形应当十分相似.利用波形相关分析技术(Pechmann, Kanamori, 1982; Poupinet *et al.*, 1984; Phillips *et al.*, 1992; Moriya *et al.*, 1994; Li *et al.*, 1995)可以改进读数精度,减少读数误差(图 2a).总之,震群中震源的

相对位置可以用较高的精度确定出来, 虽然整个震群的绝对位置可能有较大的偏差.

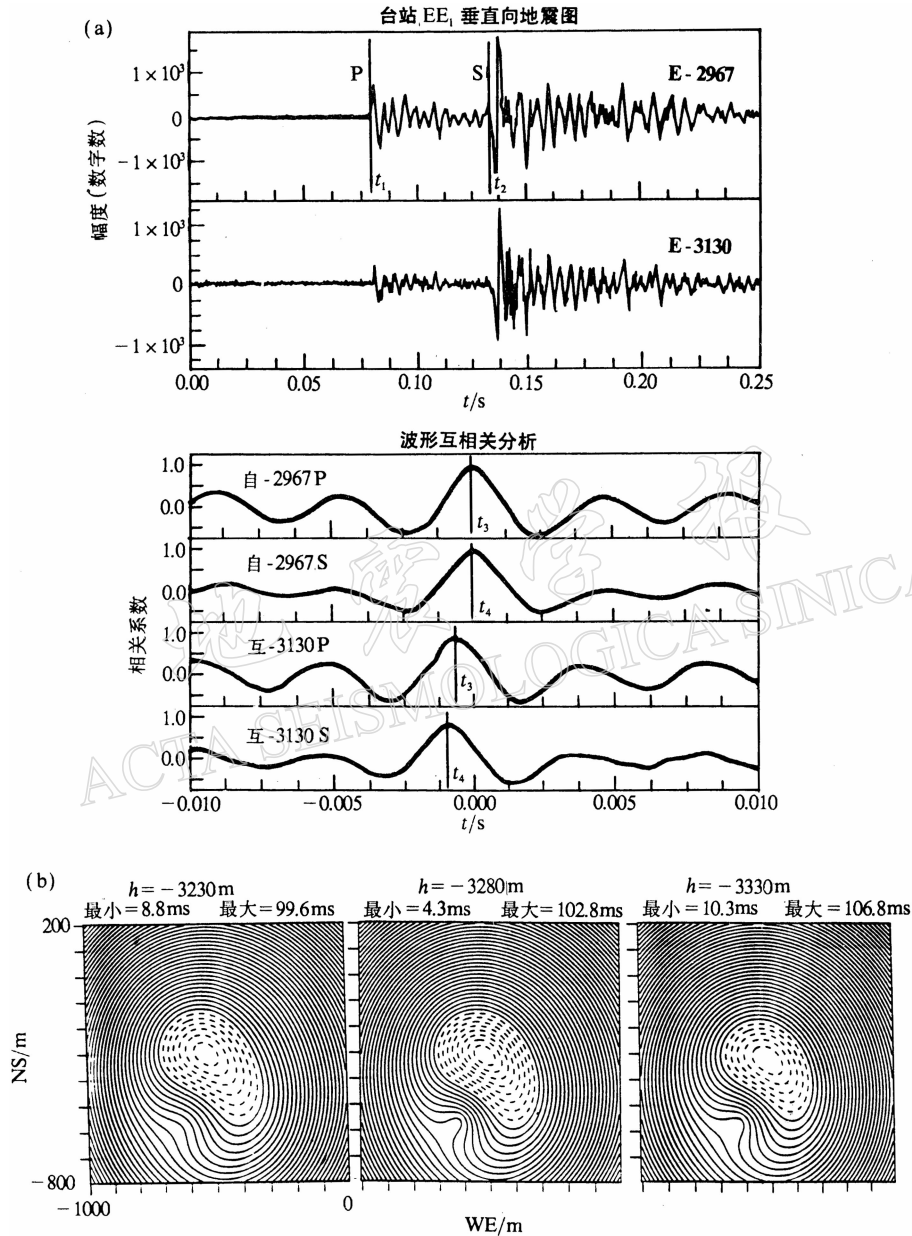


图 2(a) 用台站  $EE_1$  记录的两个相像地震的垂直向地震图和用波形相关分析法获得震相精确到时的实例; (b) RMS 残差等值线分布图随震源深度的明显变化. 等值线间隔为 2 ms, 虚线部分代表 RMS 小于 20 ms 的区域. 中图 RMS 最小值处对应于震源近似位置

因为微震事件之间的相对位置对速度模型不敏感, 我们可采用一个半空间速度模型定位. P 波和 S 波的速度为 5 920 m/s 和 3 500 m/s. 该速度模型和相应的台站校正值是用几个标定爆破确定的(House, 1987). 根据该速度模型和 P 波与 S 波震相到时可以计算出震时刻估计值和到各观测点的走时. 选择以注水点为中心的  $1\text{ km}^3$  的体积为粗搜索区, 以

10 m×10 m×10 m 为步长，扫描整个区域使观测与计算走时的残差达整体最小，从而得到震源的近似位置(图 2b). 以该位置为新中心的 100 m 见方的区域作为细搜索区，空间搜索步长减小到 0.5 m×0.5 m×0.5 m. 发震时刻搜索范围为±2 ms，搜索步长 0.2 ms. 当观测与计算走时残差达极小值时，我们得到该事件定位结果.

我们以此方法确定了 157 个微震的震源位置. 典型的绝对 RMS 残差为 3.5~5 ms，对应于绝对定位误差椭圆半轴为 30~39 m，包括由速度模型造成的系统误差. 对 157 个微震在 4 个台站上的走时残差做统计分析，得出一组新的台站校正值. 用新台站校正值重新搜索使得 RMS 下降为 0.2~1.0 ms. 利用奇异值分解法估计震中位置的最大相对误差为 1~3 m，震源深度为 2~7 m.

2 微震时空分布和破裂带扩展过程

图 3a 以一平面图和两张剖面图显示出 157 个诱发微震震源位置. 其中 147 个微震集中发生于狭小区域，刻画出一个水压破裂带的轮廓. 据震源分布图测量出破裂带的长度和高度分别为 40 和 35 m，估计宽度小于 5 m. 破裂带的方位为 N40°W. 微震的时间分布(图

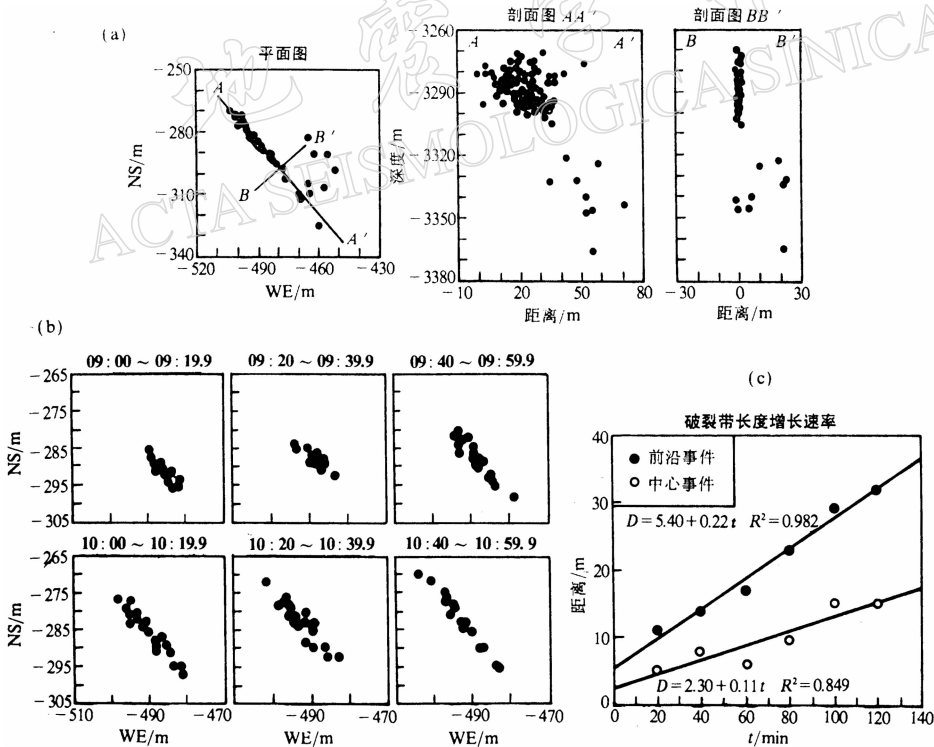


图 3(a) 平面和剖面图显示 157 个微震的震源位置. 147 个微震刻画出一个破裂带;(b) 不同时间窗内微震震中分布图案的变化, 表明破裂带向西北扩展. 图中圆圈代表破裂带上第一个微震的位置;(c) 破裂带长度随时间的变化. 图中距离相对于第一个微震的位置

1b)表明, 该震群中 80% 的微震发生于注水次日 9~11 时. 在此期间, 破裂带迅速扩展. 每 20 min 内震中分布的变化(图 3b)清楚地表明, 破裂带长度随着时间增长而迅速向西北方

向扩展. 与此相比, 破裂带高度随时间变化不显著, 变化幅度仅为 30%. 利用每 20 min 一组震群中的前沿事件和中心事件的位置变化, 我们估计出破裂带以每分钟 0.1~0.2 m 的速率向西北方向扩展(图 3c).

3 微震破裂方向和震源参数

上述高精度微震定位结果表明: 由水压致裂诱发的微震大多数集中于水压破裂带附近. 相邻很近地震的初动极性相同波形相像, 我们称之为孪生地震对(Geller, Mueller, 1980). 这些孪生地震对的震源机制相似而且它们到同一台站的传播路径几乎相同. 利用孪生地震对中较小震的波形作为经验格林函数(Hartzell, 1978), 用反褶积方法可求出较大震的相对震源时间函数(Mueller, 1985; Frankel *et al.*, 1986; Li, Thurber, 1988; Chen *et al.*, 1990). 当较小地震的震源时间函数趋近 delta 函数时, 相对震源函数逼近于真实震源时间函数.

图 4a 上显示出震级为 -2.5 级的地震主事件 2732 之前有一个小前震. 其最大振幅比主事件 2732 小约 8 倍, 对应于该小震的强度为 -3.4 级. 图中大小地震的 P 波初动极性相同, 波形十分相像, S-P 时间相近. 利用经验格林函数法, 我们求出主事件震源时间函数为一简单脉冲, 其持续时间为 2 ms 左右.

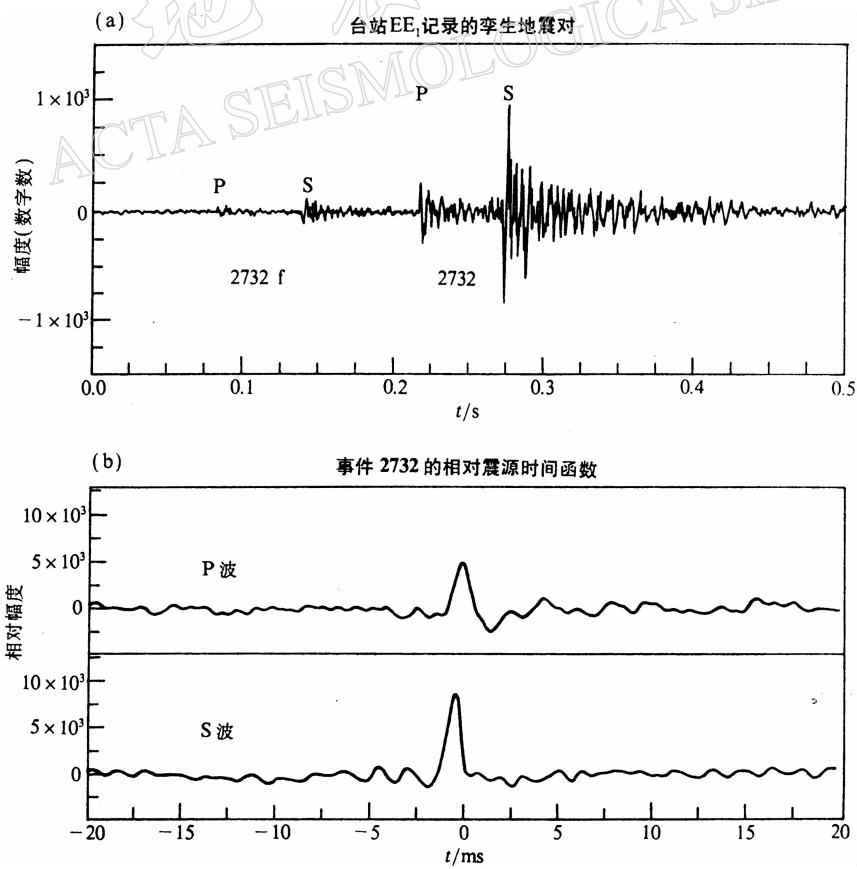


图 4 一个孪生地震对的地震图(a)和用经验格林函数法求出的较大地震相对的震源时间函数(b)

在图 3a 所示水压破裂带上,有许多类似的孪生地震对. 我们选择了强度为 $-2.6\sim-1.9$  级的 16 个地震主事件(图 5a)进行分析,以求出它们的震源时间函数和震源参数. 图 5b 是用 3 个台( $EE_1$ ,  $PC_1$  和  $GT_1$ )资料求出主事件 2967 的震源时间函数. 我们发现该微震具有破裂方向性(Frankel *et al.*, 1986; Li, Thurber, 1988; Mori, 1994; Li *et al.*, 1995). 台站  $PC_1$  的脉冲宽度宽且幅度小. 台站  $EE_1$  和  $GT_1$  上,脉冲宽度窄但幅度大. 震源时间函数随方位的变化表明,该地震的破裂方向是背向台站  $PC_1$  的,即向西北方向破裂. 这与由定位结果得到的破裂带向西北方向扩展的结论相吻合(图 5a)

图 6a 是用台站  $GT_1$  记录的 S 波反褶积求出的 4 个最大主事件( $M=-2.0\sim-1.9$ )的相对震源时间函数. 用一个较小微震(事件 2583,  $M=-3.0$ )的波形作为经验格林函数. 主事件 2727, 3280 和 3600 的震源时间函数是简单脉冲,但主事件 3023 的震源时间函数表明该地震是一个双事件. 图 6b 是用台站  $EE_1$  的 S 波求出的 12 个主事件( $M=-2.6$  至  $-2.1$ )的相对震源时间函数. 我们使用多个经验格林函数求得平均震源时间函数. 大多数地震主事件是简单事件,但主事件 2774 的震源时间函数显示出它由 3 个子事件组成,反映出震级小于 $-2$  级的微震仍会出现复杂的破裂过程.

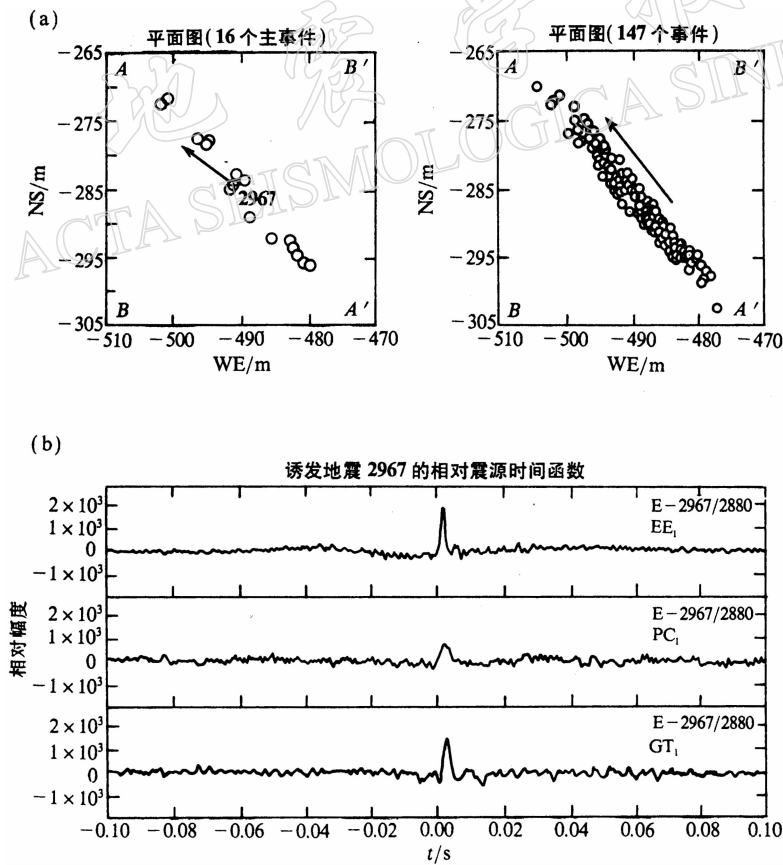


图 5(a) 水压破裂带上 16 个主事件和 147 个微震的震中位置; (b) 主事件 2967 的对震源时间函数随方位的变化表明该震源向西北方向破裂

我们测量了 16 个主事件的震源持续时间和上升时间(表 1),并用这两个参数计算出每

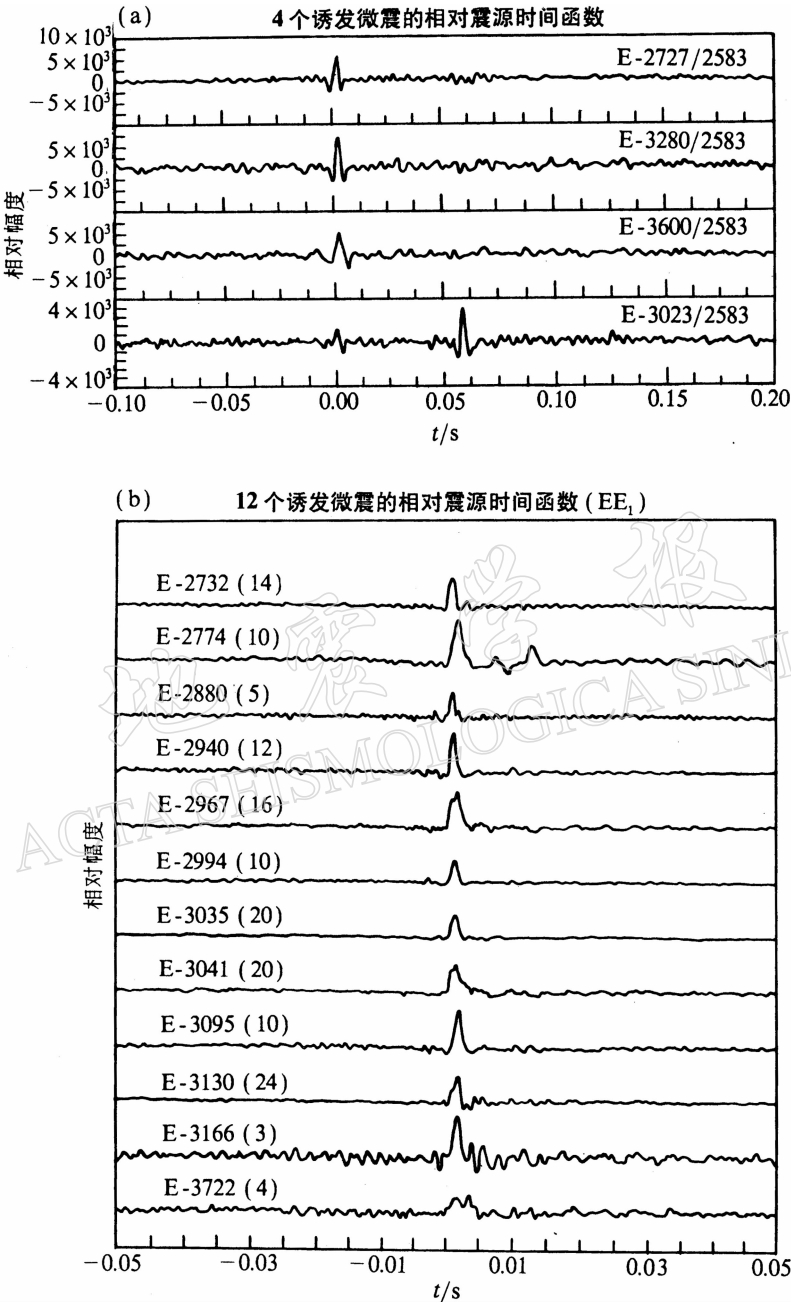


图 6 用台站 GT<sub>1</sub> 记录的 S 波得出的 4 个主事件的震源时间函数(a)和以台站 EE<sub>1</sub> 的 S 波形求出的 12 个主事件的震源时间函数(b).

图中括号里数字代表所用经验格林函数事件的数目

个事件的平均震源半径(Boatwright, 1980; Fukao, Kikuchi, 1987). 计算中假定震源处破裂速度为 S 波速度的 80%, 即 2.8 km/s. 16 个地震的震源持续时间为 2.2~7.6 ms, 震源半径为 3.5~12 m. 根据震级与地震矩的经验关系(Pearson, 1982):  $\lg M_0 = 0.77 M + 17.2$ , 我们求得 16 个地震主事件的地震矩为  $1.6 \times 10^8$  至  $5.4 \times 10^8 \text{ N} \cdot \text{m}$ . 这些事件的

Brune(1970)静态应力降的范围是 0.1~1.9 MPa. 应力降的较大变化反映出水压破裂带上及周围应力场和岩石介质力学性质的显著不均匀性.

表 1 16 个地震主事件的震源参数

| 地震序号   | 震级(尾波) | 地震矩/ $10^8 \text{ N} \cdot \text{m}$ | 持续时间/ms | 上升时间/ms | 震源半径/m | 应力降/MPa |
|--------|--------|--------------------------------------|---------|---------|--------|---------|
| 3280   | -1.9   | 5.4                                  | 4.8     | 2.2     | 7.6    | 0.54    |
| 3600   | -1.9   | 5.4                                  | 7.6     | 3.4     | 12.0   | 0.14    |
| 3023 * | -2.0   | 4.6                                  | 4.6     | 2.2     | 7.4    | 0.49    |
| 2727   | -2.0   | 4.6                                  | 5.0     | 2.4     | 8.0    | 0.39    |
| 3166   | -2.1   | 3.8                                  | 2.6     | 1.4     | 4.6    | 1.72    |
| 3095   | -2.2   | 3.2                                  | 3.0     | 1.4     | 4.9    | 1.19    |
| 2967   | -2.2   | 3.2                                  | 4.0     | 1.6     | 6.1    | 0.62    |
| 2774 * | -2.2   | 3.2                                  | 4.2     | 1.8     | 6.4    | 0.54    |
| 3041   | -2.2   | 3.2                                  | 6.4     | 2.2     | 9.0    | 0.19    |
| 2940   | -2.3   | 2.7                                  | 3.0     | 1.0     | 4.2    | 1.58    |
| 3130   | -2.3   | 2.7                                  | 2.8     | 1.4     | 4.8    | 1.06    |
| 3722 * | -2.3   | 2.7                                  | 5.6     | 2.0     | 8.0    | 0.23    |
| 3035   | -2.4   | 2.2                                  | 2.8     | 1.4     | 4.8    | 0.89    |
| 2732   | -2.5   | 1.9                                  | 2.2     | 1.0     | 3.5    | 1.92    |
| 2994   | -2.5   | 1.9                                  | 2.6     | 1.2     | 4.1    | 1.43    |
| 2880   | -2.6   | 1.6                                  | 2.8     | 1.2     | 4.3    | 0.87    |

4 结论

本文结果表明：高精度相对震源定位方法可以成功地应用于确定水压致裂诱发微震的时空分布. 分析微震的时空分布可以推断出水压破裂带的几何参数, 如空间取向以及破裂带的长度和高度. 在本文实例中, 破裂带取向为  $N40^{\circ}W$ , 破裂带长度和高度分别为 40 和 35 m. 利用微震时空分布变化的图案, 我们可以估计破裂带的扩展方向和速率. 在本文所述实验中, 破裂带以每分钟 0.1~0.2 m 的速率向西北方向扩展.

用经验格林函数法可求出较大伴生微震的震源时间函数. 分析震源时间函数可以得出重要的震源参数并可能揭示单一事件的破裂方向. 我们发现, 一个主事件的破裂方向与水压破裂带扩展方向相一致. 本文分析的 16 个地震矩为  $1.6 \times 10^8$  至  $5.4 \times 10^8 \text{ N} \cdot \text{m}$  的地震主事件的震源持续时间为 2.2~7.6 ms, 震源半径为 3.5~12 m. 应力降的变化范围是 0.1~1.9 MPa. 微震应力降的较大变化反映了水压破裂带上力学性质的显著不均匀性.

本文强调了水压致裂在环保科学方面的潜在应用, 并使用一个地热开发的实例来说明该方法对了解水压破裂动态过程的功效. 我们的方法也能应用于中国的一些油气田, 如大庆、胜利和其它油气田, 以增加石油和天然气产量并保护环境. 这将给中国带来有价值的经济效益. 我们认为, 微震监测和分析技术的进展将会促进水压破裂过程的实时研究. 对破裂动态过程的深入了解无疑会使水压致裂技术进一步完善, 从而变成一种安全、可靠和实用的废物贮存方法, 以减轻地面污染程度, 从而保护环境, 造福人类.

感谢菲力普和费乐博士提供地震数据, 托克索斯教授和郑传汉主任研究员对该研究课题的支持以及 MIT 地球资源研究所提供计算机设备; 感谢张少泉研究员和评审专家仔细阅读论文初稿并提出宝贵意见.



## 参 考 文 献

- Block L V, 1990. Joint hypocentral-velocity inversion of local earthquake arrival time data in geothermal regions. *Ph. D Thesis*, Massachusetts Institute of Technology. 1~448
- Block L V, Cheng C H, Fehler M C, *et al.*, 1994. Seismic imaging using microearthquakes induced by hydraulic fracturing. *Geophysics*, **59**: 102~112
- Boatwright J A, 1980. A spectral theory for circular seismic sources: simple estimates of source dimension, dynamic stress drop and radiation energy. *Bull Seism Soc Amer*, **70**: 1~28
- Brune J N, 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear wave from earthquakes. *J Geophys Res*, **75**: 4 997~5 009
- Chen Y T, Zhou J Y, Ni H C, 1990. Inversion of near-source broadband accelerograms for the earthquake source-time function. *Tectonophysics*, **197**: 89~98
- Fehler M, House L, Kaieda H, 1987. Determining planes along which earthquakes occur: method and application to earthquakes accompanying hydraulic fracturing. *J Geophys Res*, **92**: 9 407~9 414
- Fehler M, Phillips W S, 1991. Simultaneous inversion for Q and source parameters of microearthquakes accompanying hydraulic fracturing in granitic rock. *Bull Seism Soc Amer*, **81**: 553~573
- Frankel A, Fletcher J, Vernon F, *et al.*, 1986. Rupture characteristics and tomographic source imaging of  $M_L \sim 3$  earthquakes near Anza, south California. *J Geophys Res*, **91**: 12 633~12 650
- Fukao Y, Kikuchi M, 1987. Source retrieval for mantle earthquakes by iterative deconvolution of long-period P-waves. *Tectonophysics*, **144**: 249~269
- Geller R J, Mueller C S, 1980. Four similar earthquakes in central California. *Geophys Res Lett*, **7**: 821~824
- Hartzell S, 1978. Earthquake aftershocks as Green's functions. *Geophys Res Lett*, **5**: 1~4
- House L, 1987. Locating microearthquakes induced by hydraulic fracturing in crystalline rock. *Geophys Res Lett*, **14**: 919~921
- Li Y, Thurber C H, 1988. Source properties of two microearthquakes in Kilauea volcano, Hawaii. *Bull Seism Soc Amer*, **78**: 1 123~1 132
- Li Y, 1995. Study of hydraulic fracturing process: Applications in resource development and environment protection. *Proceedings of the Second Academic Conference of Young Scientist (CAST) in Beijing, China*, July 24~26. Resource and Environmental Science Volume (Chinese Science and Technology Publisher), 100~108
- Li Y, Doll C, Toksöz M N, 1995. Source characterization and fault plane determination for  $M_{blg} = 1.2$  to 4.4 earthquakes in the Charlevoix seismic zone, Quebec, Canada. *Bull Seism Soc Amer*, **85**: 1 604~1 621
- Mori J, 1993. Fault plane determinations for three small earthquakes along the San Jacinto fault California: Search for cross faults. *J Geophys Res*, **98**: 17 711~17 722
- Moriya H, Nagano K, Niitsuma H, 1993. Precise source location of AE doublets by spectral matrix analysis of triaxial hodogram. *Geophysics*, **59**: 36~45
- Mueller C, 1985. Source pulse enhancement by deconvolution of an empirical Green's function. *Geophys Res Lett*, **12**: 33~36
- Pearson C, 1982. Parameters and a magnitude moment relationship from small earthquakes observed during hydraulic fracturing experiments in crystalline rocks. *Geophys Res Lett*, **9**: 404~407
- Pechmann J C, Kanamori H, 1982. Waveform and spectra of preshocks and aftershocks of the 1979 Imperial Valley, California, earthquakes: Evidence of fault heterogeneity? *J Geophys Res*, **87**: 10 579~10 597
- Phillips W S, House L S, Fehler M C, 1992.  $v_p/v_s$  and the structure of microearthquake clusters. *Seismol Res Lett*, **63**: 56~57
- Poupinet G, Ellsworth W L, Frechet J, 1984. Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets: an application to the Calaveras fault, California. *J Geophys Res*, **89**: 5 719~5 731
- Truby L S, Keck R G, Withers R J, 1994. Data gathering for a comprehensive field fracturing diagnostic project: A case study; SPE/IADC Paper 27 516, Present at the SPE/IADC Drilling Conference, Dallas, Texas, February 18~20