

用经验格林函数方法从长周期 数字波形资料中提取共和 地震的震源时间函数^{*}

许力生 陈运泰

(中国北京 100081 国家地震局地球物理研究所)

摘要 1990 年 4 月 26 日, 在青海省共和县发生了一次震级 $M_s=6.9$ 地震. 这次地震之后, 于 1990 年 5 月 7 日、1994 年 1 月 3 日和 1994 年 2 月 16 日在原震区又发生了 M_s 分别为 5.5, 6.0 和 5.7 的余震. 我们分别以这几次余震的中国数字地震台网的长周期记录作为经验格林函数对该地震的长周期记录进行反褶积, 提取了该地震的远场震源时间函数. 无论以哪次余震的记录作为经验格林函数, 反褶积的结果都相当一致. 结果表明, 发生于 1990 年 4 月 26 日的 $M_s=6.9$ 地震至少由两次规模相当的事件构成, 两次事件的发震时刻相差约 30 s. 第一次事件的持续时间较短, 约 12 s, 震源时间函数的上升时间约 5 s; 第二次事件的持续时间较长, 约 17 s, 上升时间约 8 s. 分析分别从 P 波和 SH 波提取的震源时间函数, 我们注意到, 从 SH 波中提取的震源时间函数比从 P 波中提取的震源时间函数复杂, 表明这次地震的震源过程除了上述两次规模相当的事件外, 还存在规模较小的事件. 这一结果与我们由矩张量反演得到的结果以及用宽频带波形资料借助于经验格林函数方法所得的结果一致. 我们以较小余震对较大余震做反褶积得到较大余震的震源时间函数. 结果表明, 发生在 1994 年 1 月 3 日的 $M_s=6.0$ 和 1994 年 2 月 16 日的 $M_s=5.7$ 地震的震源过程相当简单, 其震源时间函数为一简单脉冲. 对于 1990 年 4 月 26 日 $M_s=6.9$ 地震, 我们从不同台站的资料中得到的震源时间函数具有方位依赖性. 然而, 这种方位依赖性在 3 个余震的震源时间函数中几乎没有显示. 从不同台站或同一台站的不同震相求得的震源时间函数的幅度存在差异, 但震源时间函数在其持续时间上的积分却相当稳定, 亦即从任何一个台站测得的标量地震矩相当一致.

以 3 个余震的记录作为经验格林函数得到的 1990 年 4 月 26 日地震的相对标量地震矩分别为 22(以 1994 年 1 月 3 日 $M_s=6.0$ 地震的记录为经验格林函数)、26(以 1994 年 2 月 16 日 $M_s=5.7$ 地震的记录为经验格林函数)和 66(以 1990 年 5 月 7 日 $M_s=5.5$ 地震的记录为经验格林函数). 据此推算, $M_s=6.0$ 地震与 $M_s=5.7$ 地震的相对标量地震矩为 1.18; $M_s=6.0$ 地震与 $M_s=5.5$ 地震的相对标量地震矩为 3.00; $M_s=5.7$ 地震与 $M_s=5.5$ 地震的相对标量地震矩为 2.54. 这些结果与我们从资料中直接得到的相对标量地震矩(分别为 1.15, 3.43 和 3.05)一致, 表明了作为提取震源时间函数的经验格林函数方法副产品的相对标量地震矩是地震大小的一种很稳定的度量.

主题词 震源时间函数 地震矩 经验格林函数 长周期 波形 共和地震 中国数字地

^{*} 国家地震局地球物理研究所论著 96A0046.
1995-07-06 收到初稿, 1995-10-10 收到修改稿, 1995-10-19 决定采用.

震台网

引言

震源时间函数是描述地震破裂过程的一个重要的物理量,若把地震视为地下岩石的快速破裂,则破裂面上某一点的震源时间函数,便是当破裂开始后该点的位错随时间变化的函数关系(Chen *et al.*, 1991; 周家玉等, 1993). 许多研究表明,破裂面上某一点的震源时间函数与震源破裂的动力学过程有着密切的联系(Burridge, Halliday, 1971; Chen *et al.*, 1987; Heaton, 1991). 所以,确定震源时间函数将有助于了解发生在震源处的力学过程.

近年来,已有多种方法被用来从实际地震资料中提取震源时间函数,但归结起来不外乎两种:一种是矩张量反演方法. 这种方法通过波形资料反演得到描述震源的矩张量随时间变化,即矩率张量(Stump, Johnson, 1977, 1984; 倪江川等, 1991). 运用矩张量反演方法,无须对震源时间函数作任何假设便可同时得到描述震源的矩张量解和源的时间历史(震源时间函数),但反演结果的质量受制于人们对传播介质的认识水平;另一种方法是以提取震源时间函数为直接目的的波形反演方法,即通过波形反演直接求出震源时间函数. 这种方法可细分为两种:一种可称为理论格林函数法;另一种可称为经验格林函数法. 所谓理论格林函数法指作为格林函数的地震波系根据假定的传播介质模型计算得到的方法;而经验格林函数法则以发生在同一地震断层上的较小地震的地震波作为格林函数的方法. 诚然,用理论格林函数能够估算出震源时间函数(Niewiadomski, Meyer, 1986; Kikuchi, Kanamori, 1982; Dreger, 1994a;), 但这样得到的震源时间函数是否真正代表震源的破裂过程,则取决于人们对介质的认识程度. 经验格林函数法把小震记录作为格林函数,自动地考虑到了传播介质的影响,这是经验格林函数方法的突出优点. 正是由于这一优点,这种方法被许多研究者用以研究震源破裂过程和震源的复杂性(Hartzell, 1978; Mueller, 1985; Chen *et al.*, 1991; 周家玉等, 1993; Dreger, 1994b). 然而,经验格林函数法对实际地震资料的质量要求过于苛刻,一般说来,很难在同一台站得到来自同一地点的、震源机制相同的较大地震和较小地震的记录. 这一限制妨碍了经验格林函数方法应用范围的扩大. 所以,在用经验格林函数方法反演震源时间函数方面,还没有得到数量较多的测定结果(周家玉等, 1993).

1990年4月26日,在青海省共和县境内发生了一次 $M_s=6.9$ 的大震. 根据 Person (1991)的报告,这次地震的震源过程相当复杂,以致于很难用P波初动来确定其断层面解;他指出,这次地震很可能由两次事件构成,而第二次事件又由两个相距1.8 s的次级事件构成. 李旭和陈运泰(1995)用长周期波形资料反演了这次地震的矩张量解. 他们的结果表明,这次地震主要是由两次相距约30 s的事件构成,但具体的震源过程尚有待研究.

在这次地震之后,于1990年5月7日、1994年1月3日和1994年2月16日,在原震区发生了3次余震. 这3次余震的震中与主震震中非常接近. 我们用矩张量反演的方法,分别用中国数字地震台网的长周期和宽频带资料,对这几次地震的震源机制作了研究. 研究结果表明,这几次地震的震源机制均非常接近(许力生, 陈运泰, 1995).

这几个较小地震的发生,为我们采用经验格林函数方法研究1990年4月26日 $M_s=6.9$ 地震的震源过程提供了良好机会. 本文将应用这一方法从中国数字地震台网(CDSN)

长周期波形资料中提取这次地震的震源时间函数,并分析研究这次地震震源破裂过程的复杂性;同时也给出了较小地震的震源时间函数,并对文中所涉及的地震标量地震矩的相对大小进行分析比较.

1 方法

如果所考虑的两个地震的震源尺度差别比较大,以致较小地震的震源时间函数和较大地震相比可以视为亥维赛单位函数(换句话说,其远场时间函数为一狄拉克 δ 函数),而且这两个地震具有相同的震源位置和震源机制,那么,在同一台站用相同的仪器记录到的地动位移有如下关系:

$$u_i(\mathbf{r}, t) = \frac{M_0}{M'_0} \dot{s}(t) * u'_i(\mathbf{r}, t) \quad (1)$$

式中, $u_i(\mathbf{r}, t)$ 和 $u'_i(\mathbf{r}, t)$ 分别是较大地震和较小地震的地动位移, M_0 和 M'_0 分别是较大地震和较小地震的标量地震矩, $\dot{s}(t)$ 是较大地震的震源时间函数 $s(t)$ 对时间的一次微商,也即远场震源时间函数,“*”表示时间域的褶积.

将式(1)作傅里叶变换,可得式(1)在频率域里的表示式

$$\hat{u}_i(\mathbf{r}, \omega) = \frac{M_0}{M'_0} i\omega \hat{s}(\omega) \hat{u}'_i(\mathbf{r}, \omega) \quad (2)$$

式中, $\hat{s}(\omega)$ 是 $s(t)$ 的频谱,以 $i\omega$ 或 $(i\omega)^2$ 乘式(2)两边,可以得到关于速度或加速度的相应的表示式

$$\hat{R}(\mathbf{r}, \omega) = \frac{M_0}{M'_0} i\omega \hat{s}(\omega) \hat{R}'(\mathbf{r}, \omega) \quad (3)$$

式中, $\hat{R}(\mathbf{r}, \omega)$ 和 $\hat{R}'(\mathbf{r}, \omega)$ 分别为较大地震和较小地震的地动位移(速度或加速度)的频谱.

从式(3)可以看出,直接将较大地震和较小地震的地动位移(速度或加速度)的频谱相除,就可以得到震源时间函数对时间微商的谱 $i\omega \hat{s}(\omega)$ 和两个地震的标量地震矩之比 M_0/M'_0 . 对 $i\omega \hat{s}(\omega)$ 作傅里叶反变换便可求得较大地震的震源时间函数的微商即远场震源时间函数 $\dot{s}(t)$. 在有些文献中,称 $\dot{s}(t)$ 为相对震源时间函数 RSTF(relative source time function)(Ammon *et al.*, 1993; Velasco *et al.*, 1994a)或简称其为震源时间函数. 所谓“相对”有两层含义,一是指震源时间函数的幅度是较大地震相对于较小地震而言的;二是指震源时间函数的分辨能力是相对于较小地震的震源时间函数而言的.

这种方法虽然比 Kikuchi 和 Kanamori(1982)的迭代反褶积方法直接、简便,而且也不需要震源时间函数的具体形状作任何假设(Niewiadomski, Meyer, 1986),但在实际应用中常常由于作分母的小地震的谱出现零点或过小的值,致使反褶积商谱发生畸变,从而造成反演的不稳定. 到目前为止,解决反褶积不稳定的方法主要有两种:一种是正则化方法(Tikhonov, 1963). Niewiadomski 和 Meyer(1986)利用这种方法,从远震长周期记录中提取了 1981 年一个希腊地震的震源时间函数. Chen 等(1991)将这种方法推广应用于近场宽频带记录,得到了 1985 年云南禄劝 $M_s=6.1$ 地震及其余震的震源时间函数;另一种方法是由 Helmberger 和 Wiggins (1971)提出的所谓“水准(water level)”方法. 这种方法的中心思想是强行让分母的振幅谱不出现零值,以保证能够得到稳定的商谱. 通常让分母振幅的

平方不小于分母振幅谱最大值的若干分之一. 这种方法的优点是人们可以根据自己所用资料的质量、信噪比的大小设定“水准”值. 例如, Mueller(1985) 和 Dreger(1994b)进行波形反演时所用的“水准”不同, 但反褶积的结果都是令人满意的. 正是由于这一优点, 有些研究者(Clayton, Wiggins, 1976; Mueller, 1985; Ammon *et al.*, 1993; Dreger, 1994a, b; Velasco *et al.*, 1994a, b)更倾向于在反褶积时采用这一方法. 在本研究中, 我们将采用频率域反褶积的方法, 并借助于“水准”方法确保商谱不会发生畸变, 从而达到反演的稳定.

2 资料的选取

在反褶积时对资料的使用有两种方式: 一种方式是利用记录到的整个波列(Chen *et al.*, 1991; 周家玉等, 1993; Dreger, 1994b), 可称为全波反褶积方式; 另一种方式是利用某一个或几个具体的震相, 这种方式只需将较大地震和较小地震的震相对应起来, 利用的资料仅仅是记录到的波列的一部分(Ammon *et al.*, 1993; Velasco *et al.*, 1994a, b; Niewiadomski, Meyer, 1986; Velasco *et al.*, 1995), 可称为局部震相反褶积方式. 许力生和陈运泰(1996)曾用合成地震图作过数字试验, 结果表明局部震相反褶积结果和全波反褶积结果相当一致. 具体地讲, 如果我们选择一条记录作全波反褶积, 仅得到一个震源时间函数; 然而, 如果选择一条记录作局部震相反褶积, 得到的震源时间函数就不止一个. 就单次反演结果比较, 我们发现二者没有明显差别; 但如果我们将局部震相反褶积得到的多个震源时间函数做平均, 然后和全波反褶积结果比较, 即可发现二者的差别. 它们的突出差别在于前者的信噪比更高, 有用信号更突出. 这说明局部震相反褶积扩大了资料的利用量, 突出了有用信息, 压低了干扰. 所以, 许多研究者采用了局部震相反褶积的方式(Ammon *et al.*, 1993; Velasco *et al.*, 1994a, b; Niewiadomski, Meyer, 1986; Velasco *et al.*, 1995).

原则上, 任何一个震相均携带着震源的基本信息(Niewiadomski, Meyer, 1986; Ammon *et al.*, 1993; Velasco *et al.*, 1994a, b; Velasco *et al.*, 1995a). 但当我们关注震源过程的细节时就会看到, 从不同性质的震相得到的震源时间函数会显示出细微的差别. 一般来说, P 波震源时间函数的分辨率最低, 面波分辨率最高, S 波分辨率介于二者之间(Ammon *et al.*, 1993; Velasco *et al.*, 1994a, b; Velasco *et al.*, 1995a). 从这方面看, 采用局部震相反褶积方式可望检测出震源过程的细节.

根据共和地震的震源位置和中国数字地震台网网站的相对位置, 可以将所用的资料分为两类: 一类是区域范围(震中距小于 13°)的记录, 如兰州台(LZH), 恩施台(ENH), 昆明台(KMI)和乌鲁木齐台(WMQ); 另一类是远场(震中距大于 13°)记录, 如余山台(SSE), 琼中台(QIZ), 海拉尔台(HIA)和牡丹江台(MDJ). 在选取震相时, 我们遵循的一般原则是选用 P 波和 SH 波; 但对于区域地震记录, 由于震中距较小, SH 波和勒夫波没有分离开来, 所以我们实际上利用的是 SH 波和勒夫波的波群, 而在区域范围的 P 波实际上是 P_{nl} 波; 在远场记录上我们选取 P 波和 SH 波. 这样选取参与反演的波形, 可以满足对于认识震源一级复杂性的需要.

3 震源位置差异的考虑

从理论上讲, 作为经验格林函数的较小地震应该具有和较大地震相同的震源位置, 或

者说,作为经验格林函数的较小地震的断层面和较大地震的断层面应有重叠的部分(Velasco *et al.*, 1994b).但实际上很难找到这样的事件组.不过,实践经验表明,震中距离的差异对反演有效性的影响依赖于我们所用资料的波长以及地震断层的尺度等因素.Velasco 等(1995a)借助于 120 km 之外的小震($M_w=6.4$),从远场记录中成功地提取了一个 $M_w=8.1$ 大震的震源时间函数;Velasco 等(1994a)用作经验格林函数的较小地震($M_w=6.2$)和主震($M_w=6.8$)的震中位置相距 50 km;Ammon 等(1993)用作经验格林函数的较小地震($M_s=6.1$)和主震($M_s=7.4$)的震中位置相差 30 km.可见,在实际应用中根据研究对象的不同、资料周期的不同等,可以适当放宽对震源位置一致性的要求.震中位置的差异反过来影响着我们对震源过程复杂性的认识水平.一般说来,主震和用作经验格林函数的较小地震的震中差异越大,反褶积过程的有效频率越低(Patton, 1980).

对于中等大小的地震($M_w<7.0$),为了获得大于几秒的可靠的震源时间函数,用作经验格林函数的较小地震的震中位置宜在较大地震震源尺度 1.5 倍的范围内(Velasco *et al.*, 1993).比如,较大地震的震源尺度为 100 km,那么,较大地震和较小地震的震中位置可以相距 150 km.对于非耗散体波,用作经验格林函数的较小地震和较大地震震中位置的中等大小的差别给震源时间函数带来的影响是可以忽略的(Christensen, Ruff, 1985; Velasco *et al.*, 1994a, b).对于面波,只要用作经验格林函数的较小地震在主震的破裂区内,那么震中位置的差异不会对震源时间函数造成影响(Velasco *et al.*, 1995a).

与震中位置的差异相比,震源深度的差异对提取震源时间函数的影响要大一些,尤其是从体波中提取震源时间函数时(Christensen, Ruff, 1985; Velasco *et al.*, 1994a).Christensen 和 Ruff (1985)以及 Velasco 等(1994a)发现,对于体波震相,当震源深度差不大于 10 km 时,一般可以得到稳定的震源时间函数;但震源时间函数的幅度会发生一些变化(Velasco *et al.*, 1995).Christensen 和 Ruff(1985)指出,20 km 的震源深度差就会对震源时间函数造成明显的影响.Velasco 等(1994a)利用合成地震图,分别研究了震源深度差异对体波震源时间函数和面波震源时间函数的影响.他们的结果表明,能够从体波震相中获得稳定震源时间函数所允许的震源深度最大差异为 10~15 km.其中,从 S 波中提取震源时间函数时可以对震源深度差异的要求放宽一些;从瑞利面波中提取震源时间函数时对震源深度差异的要求可以放宽到 20 km,从勒夫波提取震源时间函数对震源深度差异的敏感程度要差一些,允许的震源深度差可以到 25 km.震源深度的差异对震源时间函数的幅度也造成不同程度的影响.在本项研究中,我们主要利用体波震相,但在几个震中距较小的台站,由于前面述及的理由,我们还用了勒夫波.

1990 年 4 月 26 日的青海共和 $M_s=6.9$ 地震,及其余震的震源参数和发震时刻如表 1 所示.它们的震中位置是比较接近的.发生于 1990 年 5 月 7 日的 $M_s=5.5$ 地震的震中位置距主震约 13 km,震源深度相差 22 km;发生于 1994 年 1 月 3 日的 $M_s=6.0$ 地震的震中位置距主震约 4 km,震源深度相差 23 km,发生于 1994 年 2 月 16 日的 $M_s=5.7$ 地震的震中位置距主震约 14 km,震源深度相差 9 km.根据上面的讨论,仅从震中位置考虑,将这 3 次余震的记录作为经验格林函数来研究主震的破裂过程是较理想的.然而,如果对这几次地震的震源深度的确定是正确的,预计震源深度的差异将会给反演带来一定的影响,尤其对离震中较近的几个台站的震源时间函数.不过,就共和地震而言,迄今为止,不同的测定机构给出的震源深度也不尽相同(许力生,陈运泰,1996).

表 1 共和地震序列的震源参数

事件 编号	日 期 年 - 月 - 日	发 震 时 刻 时 : 分 : 秒	纬度 $\varphi_N/(^{\circ})$	经度 $\lambda_E/(^{\circ})$	震源深度 /km	震 级	
						M_S	m_b
1	1990 - 04 - 26	09 : 37 : 10.94	36.04	100.27	10	6.9	6.5
2	1990 - 05 - 07	05 : 17 : 36.80	36.10	100.39	32	5.5	5.3
3	1994 - 01 - 03	05 : 52 : 29.90	36.07	100.26	33	6.0	
4	1994 - 02 - 16	21 : 09 : 38.00	36.11	100.14	19	5.7	5.3

4 共和地震震源时间函数及其复杂性分析

发生于 1990 年 4 月 26 日的 $M_S=6.9$ 地震和它的 3 次余震相比，其震源过程是比较复杂的(Person, 1991)，但具体情况不明. 此后发生的 3 次余震，其震中位置很接近(表 1)，震源机制也比较一致(许力生,陈运泰, 1996)，这为我们提取这次地震的震源时间函数、认识其复杂性提供了良好的机会. 我们分别以这 3 次较小地震的记录作为经验格林函数对 $M_S=6.9$ 地震的记录进行反褶积求得震源时间函数;为了增加震源时间函数的信息量，提高对震源复杂性认识的可靠性，我们从每个台的记录中求得两种震源时间函数：一种是从 P 波震相中得到的震源时间函数(简称为 P 波震源时间函数);另一种是从 SH 波震相中得到的震源时间函数(简称为 S 波震源时间函数). 在作反褶积时，为了保证商谱不发生畸变，我们取所用的“水准”值为 0.001. 根据 Velasco 等 (1995a)，如果资料的信噪比足够高时，水准值越小，则所求得的震源时间函数越准确;当水准值小于 0.000 1 时，结果基本上稳定在最佳状态. 对于我们所用的资料，尤其是较小地震的观测记录，其信噪比并不理想，所以我们只能取水准值为 0.001. 反褶积总会引入不该有的高频成分(Chen *et al.*, 1991; Ammon *et al.*, 1993; ; Velasco *et al.*, 1995a). 为了消除这些高频成分，我们使用了 0.3 Hz 的低通滤波器. 图 1a 是未经滤波的反褶积结果，图 1b 是经滤波之后的结果.

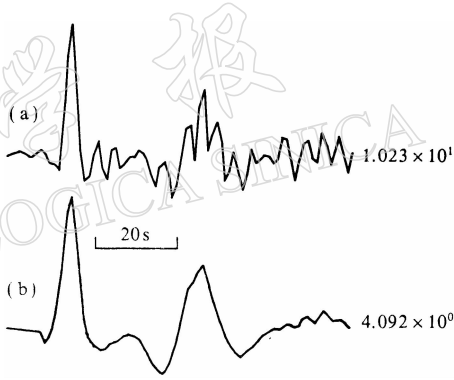


图 1 以海拉尔(HIA)台 1994 年 1 月 3 日 $M_S=6.0$ 地震对 1990 年 4 月 26 日 $M_S=6.9$ 地震的 P 波震相作反褶积的结果

(a) 未经滤波的震源时间函数; (b) 经 0.3 Hz 低通滤波后的震源时间函数

图 2 给出了从不同台站的 P 波和 SH 波震相中提取的震源时间函数，其中第一行的震源时间函数是以 1990 年 1 月 3 日 $M_S=6.0$ 地震的记录作为经验格林函数求得的. 第二行和第三行的震源时间函数对应的经验格林函数分别为 1994 年 2 月 16 日 $M_S=5.7$ 地震和 1990 年 5 月 7 日 $M_S=5.5$ 地震的记录. 台站的相对位置表示在图 2 中间，图中所示的震源机制是许力生和陈运泰(1996)反演宽频带波形资料得到的 $M_S=6.9$ 地震的总体机制. 对比从不同台站、不同震相或以不同的较小地震的记录作为经验格林函数时得到的震源时间函数，我们注意到，它们共同的特征是所有震源时间函数都是由规模相当、时差几乎相等的两次脉冲构成. 除此之外，我们还看到有些台站的震源时间函数具有次一级的复杂性，

表明在上述两次事件之间还有一次较小的事件,如乌鲁木齐台(WMQ),当1994年2月16日的小震记录作为经验格林函数时从P波和SH波中提取的震源时间函数;昆明台(KMI),当1994年1月3日和1990年5月7日的小震P波作为经验格林函数时得到的两个震源时间函数;海拉尔(HIA)台,当1994年1月3日小震P波作为经验格林函数时得到的震源时间函数以及余山台(SSE)从3个SH波中提取的震源时间函数.值得指出的是,部分台站的震源时间函数表明,第二个事件很可能由两个次级事件构成,如昆明(KMI)台上从3个SH波中得到的震源时间函数,无论以哪个余震记录作为经验格林函数,震源时间函数都表现出相同的特征,这种特征从乌鲁木齐台SH波中提取的震源时间函数也看得出.这个结果与Person(1991)从地震波走时确认出的两次事件一致.

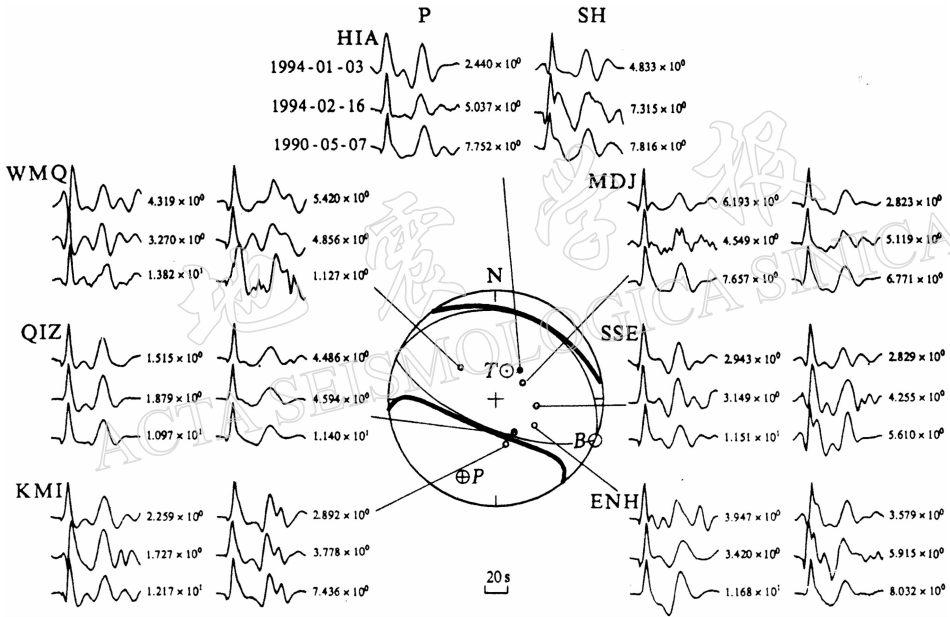


图2 分别以3个余震(发震时刻标在左上角)的P波和SH波作为经验格林函数对1990年4月26日 $M_s=6.9$ 地震的P波和SH波进行反褶积.从每个台站,我们可以得到两个震源时间函数:

从P波中得到的震源时间函数(左)和从S波中得到的震源时间函数(右).图中的

震源机制解是许力生和陈运泰(1996)从宽频带波形资料反演得到的,

台站的位置亦表示于震源球下半球的等面积投影图上

如前所述,对于我们所用的事件组,震中位置的差别不会对提取震源时间函数造成显著影响,但是,震源深度的差别则可能对震源时间函数的提取、尤其是震源时间函数的幅度造成一定的影响(Christensen, Ruff, 1985; Velasco *et al.*, 1994a, b).这就是为什么我们以同一小震记录作为经验格林函数在不同台站或从不同震相得到的震源时间函数的幅值不同的原因之一.

为了对这次地震的震源过程有一个总体的认识,我们将各台得到的震源时间函数相加,然后求其算术平均得到如图3所示的平均震源时间函数.第一行是以1994年1月3日 $M_s=6.0$ 地震记录为经验格林函数时从P波和S波中得到的平均震源时间函数;第二行和第三行分别对应于经验格林函数为1994年2月16日 $M_s=5.7$ 和1990年5月7日 $M_s=$

5.5地震记录的情况. 从平均的震源时间函数看, 两次规模相当的事件更为突出, 介于这两次事件的较小事件若隐若现, 从昆明台和乌鲁木齐台的 S 波中提取的震源时间函数中则几乎无法辨认出两次较小事件. 不过, 这几个震源时间函数的持续时间较长, 似乎是上述两次较小事件的模糊状态. 我们的方法和资料的分辨率不足于识别更细微的破裂细节; 然而, 这个地震的震源过程由两个规模相当的事件构成, 两次事件的发震时刻相差约 30 s, 则是毫无疑问的.

基于上述分析, 我们计算了两次事件的上升时间、持续时间和相对标量地震矩以及两次事件合并后的持续时间和相对标量地震矩(表 2). 从表中的数据看, 第一次事件的上升时间和持续时间比较短, 但其标量地震矩比较大: 第一次事件的相对标量地震矩约为 13, 第二次事件的相对标量地震矩为 8~11; 从不同的台站得到的震源时间函数的持续时间和相对标量地震矩不相等, 但都维持在同一水平上; 如果忽略次级事件的地震矩, 那么共和 $M_s=6.9$ 地震的标量地震矩为 $M_s=6.0$ 地震的 21~24 倍. 我们对各台站得到的震源时间函数的两次事件的发震时刻差作了统计, 两次事件的时间差在 30~32 s 之间(表 3).

以 1994 年 2 月 16 日 $M_s=5.7$ 地震的记录作为格林函数时, 我们可以得到与上述同样的结论, 只不过相对标量地震矩不同. 第一次事件的相对标量地震矩为 11~17, 第二次事件的相对标量地震矩为 10~15. 总起来, $M_s=6.9$ 地震的标量地震矩约是 $M_s=5.7$ 地震标量地震矩的 21~32 倍(表 4). 两次事件的发震时刻差在 30~32 s 之间(表 3).

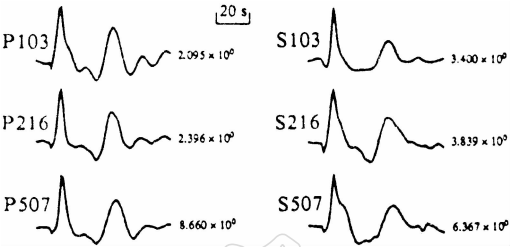


图 3 将各台从 P 波和 S 波中提取的震源时间函数相加, 然后求其算术平均, 得到从 P 波中提取的平均震源时间函数(左)和从 S 波中提取的平均震源时间函数(右). P103 和 S103 对应于经验格林函数为 1994 年 1 月 3 日地震记录的情况; P216 和 S216 对应于经验格林函数为 1994 年 2 月 16 日地震记录的情况; P507 和 S507 对应于经验格林函数为 1990 年 5 月 7 日地震记录的情况

表 2 以 1994 年 1 月 3 日地震记录作为经验格林函数得到的
1990 年 4 月 26 日地震的震源时间函数参数

台站	事件 1					事件 2					事件 1+2			
	上升时间		持续时间		M_0/M'_0	上升时间		持续时间		M_0/M'_0	持续时间		M_0/M'_0	
	/s		/s			/s		/s			/s			
	P	S	P	S	P	S	P	S	P	S	P	S	P	S
MDJ	3	3	9	11	14	10	4	5	16	13	10	8	44	44
HIA	4	4	12	11	15	11	6	6	15	14	7	11	45	44
QIZ	4	3	11	10	14	13	7	6	15	18	6	12	44	45
SSE	5	3	12	11	13	19	8	6	15	14	5	13	45	42
WMQ	5	3	14	12	18	13	8	7	15	21	9	27	45	49
KMI	5	3	11	12	6	14	7	7	17	17	8	10	46	48
ENH	5	3	10	12	11	13	7	8	15	15	12	8	43	45
平均	5	3	12	11	13	13	7	6	17	17	8	11	47	45

表 3 以 3 次余震的 P 波和 SH 波作为经验格林函数得到的 1990 年 4 月 26 日地震的两次事件的发震时间差/s

余震	震相	MDJ	HIA	QIZ	SSE	WMQ	KMI	ENH
1994-01-03	P 波	31	30	30	30	30	30	30
	SH 波	32	31	31	30	32	30	30
1994-02-16	P 波	30	30	30	30	30	30	30
	SH 波	30	31	31	30	32	30	30
1990-05-07	P 波	31	30	30	31	31	29	30
	SH 波	31	30	31	32	33	32	30

表 4 以 1994 年 2 月 16 日地震记录作为经验格林函数得到的 1990 年 4 月 26 日地震的震源时间函数参数

台站	事件 1						事件 2						事件 1+2			
	上升时间		持续时间		M_0/M'_0		上升时间		持续时间		M_0/M'_0		持续时间		M_0/M'_0	
	/s	/s	/s	/s	P	S	/s	/s	/s	/s	P	S	/s	/s	P	S
MDJ	4	4	10	12	15	27	6	7	14	15	10	10	44	47	25	27
HIA	6	5	10	16	16	22	7	6	15	25	9	19	44	50	25	41
QIZ	6	4	12	16	7	15	6	8	15	16	8	13	45	48	15	28
SSE	6	5	10	12	12	16	7	6	13	19	11	12	45	44	23	28
WMQ	6	4	10	12	12	12	7	8	14	21	14	24	45	56	26	36
KMI	5	4	12	13	7	18	6	8	15	19	8	10	44	48	15	28
ENH	5	4	11	13	8	21	6	6	17	13	13	14	47	44	21	35
平均	6	4	11	11	11	17	6	7	14	18	10	15	45	48	21	32

以 1990 年 5 月 7 日 $M_s=5.5$ 地震的记录为经验格林函数时得到的震源时间函数参数如表 5 所示. 通过对这些参数的分析, 我们得出与上述类似的结论. 只不过相对标量地震矩较大, 第一次事件的相对标量地震矩为 34~35, 第二次事件的相对标量地震矩为 28~35. 两次事件合并起来, 相对标量地震矩为 62~70. 也就是说, $M_s=6.9$ 地震的地震矩是 $M_s=5.5$ 地震的 62~70 倍. 两次事件的发震时刻差在 30~33 s 之间(表 3).

表 5 以 1990 年 5 月 7 日地震记录作为经验格林函数得到的 1990 年 4 月 26 日地震的震源时间函数参数

台站	事件 1						事件 2						事件 1+2			
	上升时间		持续时间		M_0/M'_0		上升时间		持续时间		M_0/M'_0		持续时间		M_0/M'_0	
	/s	/s	/s	/s	P	S	/s	/s	/s	/s	P	S	/s	/s	P	S
MDJ	5	6	11	13	36	26	7	7	16	16	27	19	44	48	63	45
HIA	5	6	11	14	27	41	8	9	15	15	34	26	45	48	61	67
QIZ	5	6	11	11	37	40	8	9	16	17	34	26	45	48	71	66
SSE	4	6	11	12	46	28	9	8	16	17	28	24	45	48	74	52
WMQ	5	5	10	16	31	45	8	7	15	23	36	37	44	58	67	83
KMI	5	6	11	12	25	33	9	9	16	22	35	23	45	51	60	56
ENH	5	6	11	12	46	32	8	7	15	17	49	25	45	44	95	57
平均	5	6	11	13	35	34	8	8	18	18	35	28	45	49	70	62

5 余震的震源时间函数

1994 年 1 月 3 日，在共和震区发生了 $M_s=6.0$ 地震，其震中位置和震源深度与 1994 年 2 月 16 日 $M_s=5.7$ 和 1990 年 5 月 7 日 $M_s=5.5$ 地震的非常接近(见表 1). 这样的位置差异和深度差异不会对反演震源时间函数造成明显影响(Velasco *et al.*, 1994a, b; 1995). 相对于 $M_s=6.0$ 地震而言，用 $M_s=5.7$ 和 5.5 的两个地震的记录作为经验格林函数似乎在震级上差别小了点，但是，根据 Velasco 等(1994a, b)的经验，这对于认识震源的基本过程是可以的，只是可能会对震源时间函数的方位依赖性造成影响. 我们这样做除了可以得到这几个地震的基本过程外，作为副产品，还可以得到这几个地震的相对标量地震矩.

我们分别以 1994 年 2 月 16 日 $M_s=5.7$ 和 1990 年 5 月 7 日 $M_s=5.5$ 地震的记录作为经验格林函数提取 1994 年 1 月 3 日 $M_s=6.0$ 地震的震源时间函数. 图 4 中对应于各台站的迹线的第一行是经验格林函数为 1994 年 2 月 16 日地震的 P 波和 SH 波震源时间函数，第二行的震源时间函数对应于经验格林函数为 1990 年 5 月 7 日 $M_s=5.5$ 地震记录的情况. 从图中可以看出，除乌鲁木齐台(WMQ)从 P 波求得的震源时间函数比较特殊外，其它所有的震源时间函数都呈同一形状——简单的脉冲. 我们分别对每个震源时间函数的持续时间进行测量，并计算了震源时间函数在持续时间上的积分，即相对标量地震矩，结果如表 6 所示. 虽然从各台或各震相得到的标量地震矩之间存在差异，但却非常接近. 更令人鼓舞的是，根据对共和 $M_s=6.9$ 地震相对标量地震矩推算的 $M_s=6.0$ 地震和 $M_s=5.7$ 地震以及 $M_s=5.5$ 地震的相对标量地震矩，与我们直接从资料中反演得到的结果非常一致. 为了消除资料处理中产生的噪声，突出源信号，我们分别计算了平均震源时间函数. 图 5a 中 P216 和 P507 是从 P 波中得到的震源时间函数，S216 和 S507 是从 S 波中得到的震源时间函数. 可见，这个 $M_s=6.0$ 地震的震源过程是非常简单的.

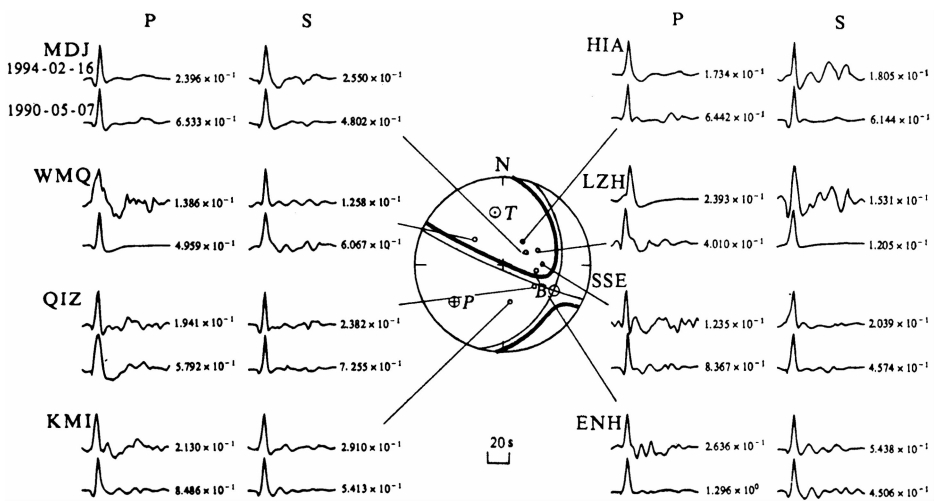


图 4 分别以 1994 年 2 月 16 日 $M_s=5.7$ 地震和 1990 年 5 月 7 日 $M_s=5.5$ 地震的记录作为经验格林函数得到的 1994 年 1 月 3 日 $M_s=6.0$ 地震的震源时间函数.

图中的震源机制解是许力生和陈运泰(1996)从宽频带波形资料中反演得到的，台站的位置亦表示于震源球下半球的等面积投影图上

能够作为经验格林函数提取 1994 年 2 月 16 日 $M_s=5.7$ 地震震源时间函数的只有 1990 年 5 月 7 日 $M_s=5.5$ 地震的记录. 图 6 给出从各台的 P 波和 SH 波中提取的这次地震的震源时间函数. 除从兰州台(LZH)的 S 波和余山台(SSE)的 P 波得到的震源时间函数略特殊外, 其它所有的震源时间函数都呈简单的脉冲形状. 兰州台(LZH)和余山台(SSE)位于节面附近, 这可能是造成由这两个台的资料求得的震源时间函数形状特殊的原因. Velasco 等(1994a, 1995a)和 Ammon 等(1993)一般不赞成利用节面附近的资料提取震源时间函数. 我们测量了震源时间函数的持续时间, 并计算了震源时间函数在这个时间段的积分——相对标量地震矩, 结果如表 7 所示. 我们计算得出的相对标量地震矩和前面从 $M_s=6.9$ 地震的相对标量地震矩中推算的结果非常一致. 与前面一样, 我们计算了平均的震源时间函数(图 5b), 这个结果清楚地表明, 发生于 1994 年 2 月 16 日的 $M_s=5.7$ 地震具有相当简单的震源过程.

表 6 1994 年 1 月 3 日 $M_s=6.0$ 地震记录的震源时间函数、持续时间和相对标量地震矩

台 站	以 1994 年 2 月 16 日 $M_s=5.7$				以 1990 年 5 月 7 日 $M_s=5.5$			
	地震作为经验格林函数				地震作为经验格林函数			
	P 波震源时间函数		S 波震源时间函数		P 波震源时间函数		S 波震源时间函数	
	持续时间	M_0/M_0'	持续时间	M_0/M_0'	持续时间	M_0/M_0'	持续时间	M_0/M_0'
	/s		/s		/s		/s	
MDJ	10	1.11	11	1.21	10	3.27	10	2.40
WMQ	18	1.42	11	0.65	9	2.49	12	3.03
QIZ	10	0.85	9	1.19	12	3.10	11	3.67
KMI	11	1.06	10	1.45	10	4.24	10	2.72
HIA	10	0.85	10	0.91	10	3.22	9	3.07
LZH	11	1.19	12	0.79	12	2.85	10	0.61
SSE	9	0.82	10	1.02	9	4.19	10	2.27
ENH	10	1.32	9	2.67	10	6.40	11	2.31
平均	12	1.08	10	1.23	11	3.71	11	2.39

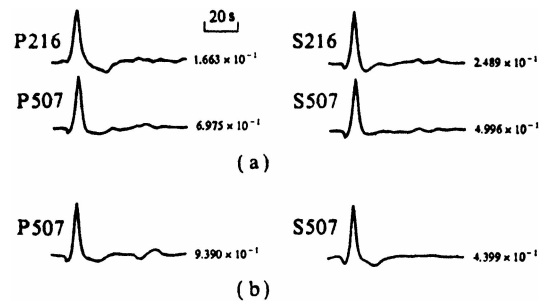


图 5 从 P 波和 S 波分别得到的
平均震源时间函数

(a) 1994 年 1 月 3 日 $M_s=6.0$ 地震的震源时间函数;
(b) 1994 年 2 月 16 日 $M_s=5.7$ 地震的
震源时间函数(参看图 3)

表 7 1994 年 2 月 16 日 $M_s=5.7$ 地震的震源
时间函数、持续时间和相对标量地震矩

台 站	以 1990 年 5 月 7 日 $M_s=5.5$			
	地震作为经验格林函数			
	P 波震源时间函数		S 波震源时间函数	
	持续时间	M_0/M_0'	持续时间	M_0/M_0'
	/s		/s	
MDJ	10	2.63	11	1.32
WMQ	11	3.08	10	4.16
QIZ	9	7.30	10	2.74
KMI	10	3.19	10	1.71
HIA	9	2.26	9	2.19
LZH	10	2.23	9	1.13
SSE	9	3.44	10	2.51
ENH	11	12.22	11	1.72
平均	10	4.54	10	2.21

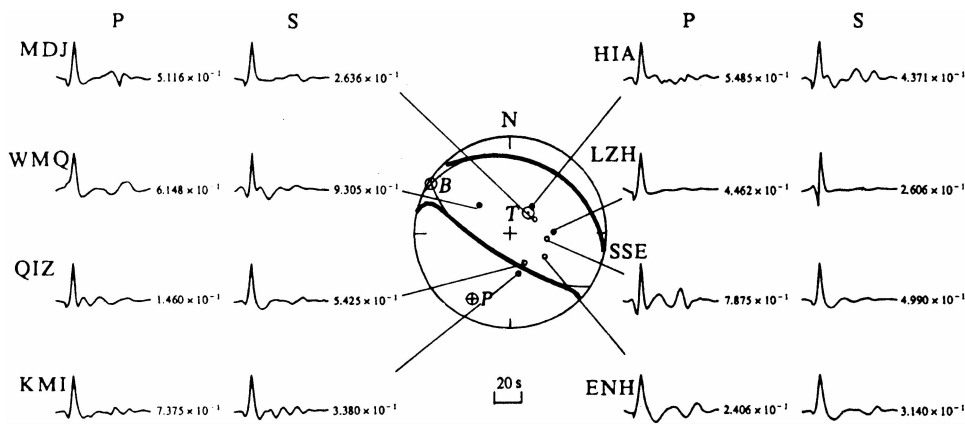


图 6 以 1990 年 5 月 7 日 $M_s=5.5$ 地震记录作为经验格林函数得到的 1994 年 2 月 16 日 $M_s=5.7$ 地震的震源时间函数(参看图 2、图 4)

6 结论和讨论

我们以 3 次较小地震的记录作为经验格林函数对 1990 年 4 月 26 日 $M_s=6.9$ 地震的记录作反褶积,反褶积的结果表现出很好的一致性.从 P 波或 SH 波中提取的震源时间函数都表明,这次地震的震源过程至少由两次规模相当、发震时刻相距约 30 s 的事件构成.除此之外,震源时间函数似乎还暗示在这两次事件之间还有一次较小的事件.这些结果与许力生和陈运泰(1996)用矩张量反演的结果一致.从有些台记录的 SH 波中得到的震源时间函数看,第二次事件又由两次较小的事件构成,这和 Person(1991)关于第二次事件是由相距很近的两次事件构成的认识是一致的.与此相反,用较小余震记录对较大余震记录作反褶积的结果却表明,发生在 1994 年 1 月 3 日的 $M_s=6.0$ 和 1994 年 2 月 16 日的 $M_s=5.7$ 地震的震源过程相当简单,其震源时间函数为一简单脉冲.许力生和陈运泰(1996)用矩张量反演的方法也得到了类似的结果.

对于 1990 年 4 月 26 日 $M_s=6.9$ 地震,我们得到,从不同台站的资料反演得到的震源时间函数的形状并不完全相同,也即具有方位依赖性.很多研究者(Nakanishi, 1991; Ammon *et al.*, 1993; Velasco *et al.*, 1994a, b; Dreger, 1994a; Velasco *et al.*, 1995a)曾指出,对于大震几乎都存在这种现象. Dreger(1994a)认为这是震源具有一定尺度(不是点源)的反映.有些研究者认为可以用这种方位依赖性来确定实际的发震断层和断层破裂方向(Ammon *et al.*, 1993; Velasco *et al.*, 1995a).然而,这种方位依赖性在所研究的 3 个余震的震源时间函数中几乎没有显示. Chen 等(1991)和周家玉等(1993)也曾指出过类似的现象.我们认为,这是由于作为经验格林函数的较小地震的震源尺度和较大地震的震源尺度比较接近,以致较大地震的震源时间函数用较小地震的震源时间函数来度量近乎一个脉冲的缘故.

尽管从不同台站或同一台站的不同震相求得的震源时间函数的幅度存在差异,但震源时间函数在其持续时间上的积分却相当稳定.这表明从任何一个台站或任何一个震相都能

得到对相对标量地震矩的较好的、一致的估计。

以 3 次余震的记录作为经验格林函数得到的 1990 年 4 月 26 日地震的相对标量地震矩分别为 22(以 1994 年 1 月 3 日 $M_s=6.0$ 地震记录作为经验格林函数)、26(以 1994 年 2 月 16 日 $M_s=5.7$ 地震记录作为经验格林函数)和 66(以 1990 年 5 月 7 日 $M_s=5.5$ 地震记录作为经验格林函数)。据此推算, $M_s=6.0$ 地震与 $M_s=5.7$ 地震的相对标量地震矩为 1.18; $M_s=6.0$ 地震与 $M_s=5.5$ 地震的相对标量地震矩为 3.00; $M_s=5.7$ 地震与 $M_s=5.5$ 地震的相对标量地震矩为 2.54。我们从资料中直接得到的相对标量地震矩分别为 1.15, 3.43 和 3.05。可见, 两者是相当一致的。这表明, 作为提取震源时间函数的经验格林函数方法副产品的相对标量地震矩是地震大小的一种很稳定的度量。

参 考 文 献

- 李旭, 陈运泰, 1996. 用长周期地震体波波形资料反演 1990 年青海共和地震的震源过程. 地震学报, 待发表
- 倪江川, 陈运泰, 王鸣等, 1991. 云南禄劝地震部分余震的矩张量反演. 地震学报, **13**(4): 412~419
- 许力生, 陈运泰, 1996. 用数字化宽频带地震波形资料确定共和地震的震源参数. 地震学报, 待发表
- 周家玉, 陈运泰, 倪江川等, 1993. 用经验格林函数确定中小地震的震源时间函数. 地震学报, **15**(1): 22~31
- Ammon C J, Velasco A A, Lay T, 1993. Rapid estimation of rupture directivity: Application to the 1992 Landers($M_s=7.4$) and Cape Mendocino ($M_s=7.2$), California earthquakes. *Geophys Res Lett*, **20**: 97~100
- Burridge R, Halliday G S, 1971. Dynamic shear cracks with friction as models for shallow focus earthquakes. *Geophys J R astr Soc*, **25**: 261~283
- Chen Y T, Chen X F, Knopoff L, 1987. Spontaneous growth and autonomous contraction of a two-dimensional earthquake fault. In: Wesson R L (Editor). *Mechanics of Earthquake Faulting. Tectonophysics*, **144**: 5~17
- Chen Y T, Zhou J Y, Ni J C, 1991. Inversion of near-source broadband accelerogram for the earthquake source-time function. *Tectonophysics*, **197**: 89~98
- Clayton R W, Wiggins R A, 1976. Source shape estimation and deconvolution of teleseismic body waves. *Geophys J R astr Soc*, **47**: 151~177
- Christensen D H, Ruff L J, 1985. Analysis of the trade-offs between hypocentral depth and source time function. *Bull Seism Soc Amer*, **75**: 1 637~1 656
- Dreger D S, 1994a. Investigation of the rupture process of the 28 June 1992 Landers earthquake utilizing TERRAscope. *Bull Seism Soc Amer*, **84**: 713~724
- Dreger D S, 1994b. Empirical Green's function study of the January 17, 1994 Northridge, California earthquake. *Geophys Res Lett*, **21**: 2 633~2 636
- Hartzell S H 1978. Earthquake aftershocks as Green's function. *Geophys Res Lett*, **5**: 1~4
- Heaton T H, 1991. Evidence for and implications of self-healing pulse of slip in earthquake rupture. *Phys Earth Planet Inter*, **64**: 1~20
- Helmberger D V, Wiggins R A, 1971. Upper mantle structure of midwestern United States. *J Geophys Res*, **76**: 3 229~3 245
- Kikuchi M, Kanamori H, 1982. Inversion of complex body waves. *Bull Seism Soc Amer*, **72**: 491~506
- Mueller C S, 1985. Source pulse enhancement by deconvolution of an empirical Green's function. *Geophys Res Lett*, **12**: 33~36
- Nakanishi I, 1991. Source process of the 1989 Sanriku-Oki earthquake, Japan: Source function determined using empirical Green function. *J Phys Earth*, **39**: 661~667
- Niewiadomski J, Meyer K, 1986. Application of the regularization method for determination of seismic source time functions. *Acta Geophys Pol*, **34**: 137~144
- Person W J, 1991. Seismological notes — March-April 1990. *Bull Seism Soc Amer*, **81**: 297~302

- Patton H, 1980. Reference point equalization method for determining the source and path effects of surface waves. *J Geophys Res*, **85**: 821~848
- Stump B W, Johnson L R, 1977. The determination of source properties by the linear inversion of seismograms. *Bull Seism Soc Amer*, **67**: 1 487~1 502
- Stump B W, Johnson L R, 1984. Near-field source characteristics of contained nuclear explosion in tuff. *Bull Seism Soc Amer*, **74**: 1 489~1 502
- Tikhonov A N, 1963. On the solution of ill-posed problems and the method of regularization (in Russian). *Doklady AN SSSR*, **3**: 501~504
- Velasco A A, Lay T, Zhang J, 1993. Long-period surface wave inversion for source parameters of the 18 October 1989 Loma Prieta earthquake. *Phys Earth Planet Inter*, **76**: 43~66
- Velasco A A, Ammon C J, Lay T, 1994a. Recent large earthquakes near Cape Mendocino and in the Gorda plate: Broad-band source time functions, fault orientations and rupture complexities. *J Geophys Res*, **99**: 711~728
- Velasco A A, Ammon C J, Lay T, 1994b. Empirical Green function deconvolutions of broadband surface waves: Rupture directivity of the 1992 Landers, California ($M_w=7.3$), earthquake. *Bull Seism Soc Amer*, **84**: 735~750
- Velasco A A, Ammon C J, Lay T, 1995a. Source time function complexity of the great 1989 Macquarie Ridge earthquake. *J Geophys Res*, **100**: 3 989~4 009
- Velasco A A, Lay T, Zhang J, 1995b. Improved resolution of earthquake source parameters from long-period surface wave inversions. *Phys Earth Planet Inter*, **74**: 101~107

地震学报
ACTA SEISMOLOGICA SINICA