

# 用经验格林函数确定中小地震的震源时间函数\*

周家玉 陈运泰 倪江川 王 鸣 王培德 孙次昌

(中国北京 100081 国家地震局地球物理研究所)

吴大铭

(美国宾厄姆顿13901纽约州立大学地球科学系)

## 摘 要

采用正则化方法,并以小地震近似地代替通常由理论计算出的格林函数,结合近场加速度资料反演了1985年4月18日云南禄劝 $M_s=6.1$ 地震4个余震的震源时间函数.结果表明,较大余震除了震源持续时间较长外,其破裂过程也较为复杂,具有明显的阶段性.而较小余震的震源时间函数则近似为一脉冲函数.根据布龙震源模式,我们估计了这4个余震地震断层的破裂速度和断层面上的平均质点运动速度,结果表明,地震断层面的破裂速度小于地震波传播的横波速度;断层面上的平均质点运动速度为几至十几 cm/s,基本保持在同一水平.

**关键词** 正则化方法;震源;破裂过程;震源时间函数;格林函数

## 1. 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.许多研究工作表明(Burridge, 1971; Madariaga, 1983; Chen *et al.*, 1985),破裂面上某一点的震源时间函数与整个震源破裂的动力学过程有着密切的联系.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.鉴于震源力学过程的复杂性,迄今多数研究工作都是从断裂力学的角度出发,根据一定的破裂准则从理论上计算震源时间函数(Knopoff, 1981; Madariaga, 1983).诚然,这样得到的结果需要由实际地震资料反演得到的结果加以验证.

近年来,人们已经开始运用实际的地震资料反演震源时间函数.为反演震源时间函数, Kikuchi *et al.* (1982)引入了迭代反褶积法.他们将地震震源视为由一系列震源机制相同的剪切位错点源所组成,计算出相应于这个模型的理论地震图与实际地震图拟合.运用这个方法时需要先验地假设震源和介质的模型(Stavarakakis, 1987),所以反演结果的好坏将取决于人们对震源和介质的认识程度.为了克服这种方法的局限性, Mueller

\* 国家地震局滇西地震预报试验场和地震科学联合基金会共同资助项目.

国家地震局地球物理研究所论著 93A0011.

1992年1月21日收到本文,1992年3月23日决定采用.

(1985) 采用了直接反褶积法, 并将小地震当作近似的格林函数加以使用. 直接反褶积法的优点在于无需借助震源及介质模型, 方法直接, 缺点是这种方法对实际地震资料的质量要求过于苛刻, 其应用范围不容易扩大, 而且在反褶积过程中还会因振幅谱相除时分母有时为零或接近于零而造成结果的不稳定性. 为克服上述方法的缺点, Niewiadomski *et al.* (1986) 引入了正则化方法 (Tikhonov, 1963; Tikhonov *et al.*, 1983). 实际上, 正则化方法可视为直接反褶积方法的一种推广. 在 Niewiadomski *et al.* (1986) 的工作中, 他们使用的是远场资料, 反演中仍需计算理论格林函数. 近年来由于观测技术的迅速发展, 无积累了一些近场强地面运动的观测资料, 这些资料为详细研究地震破裂过程提供了有利的条件. 但到目前为止, 由于受到地震波资料质量的限制, 在震源时间函数反演方面, 还没有得到多少满意的结果. 为了利用近场资料反演震源时间函数, 我们应用了正则化方法. 在反演震源时间函数时, 我们把小地震当作经验格林函数, 这样既避免了格林函数的繁复计算, 又自动计及了传播路径效应和场地效应. 我们利用在 1985 年 4 月 18 日云南禄劝  $M_s=6.1$  地震余震观测中得到的部分地震的数字记录资料, 反演了部分较强余震的震源时间函数, 并由此得到了一些有意义的结果.

## 2. 确定震源时间函数的基本原理和方法

在弹性介质中, 若将震源假定为位错点源, 则地面上某一点  $r$  在时刻  $t$  的位移  $u_i$  可以表示成 (Aki and Richards, 1980)

$$u_i(r, t) = M_{jk}(t) * G_{ij,k}(r, t; r_0, 0) * Q(t) * I(t) \quad (1)$$

式中,  $M_{jk}(t)$  是地震矩,  $G_{ij,k}(r, t; r_0, 0)$  是格林函数,  $Q(t)$ ,  $I(t)$  分别代表介质的衰减因子和仪器的响应. 如果  $M_{jk}(t)$  可以表示成

$$M_{jk}(t) = M_{jk} \cdot s(t) \quad (2)$$

则可以将(1)式写成

$$u_i(r, t) = s(t) * B(t) \quad (3)$$

其中

$$B(t) = M_{jk} G_{ij,k}(r, t; r_0, 0) * Q(t) * I(t) \quad (4)$$

(3) 式可以看作是从 Hilbert 空间  $S$  到 Hilbert 空间  $U$  的一个变换  $A$

$$As = u \quad s \in S \quad u \in U \quad (5)$$

$s$  和  $u$  分别是上述两个空间中的矢量. 今考虑一个近似变换  $A_h$

$$A_h s = u_\epsilon \quad \|A_h - A\|_s < h \quad \|u_\epsilon - u\|_U < \epsilon \quad (6)$$

并定义一个函数  $M^\alpha[s]$

$$M^\alpha[s] = \|A_h s - u_\epsilon\|^2 + \alpha \|s\|^2 \quad \alpha \geq 0 \quad (7)$$

式中, 第一个范数定义于  $L^2[a, b]$  空间; 为了保证第二个范数的一阶导数也为小量, 将其定义在  $W_2^1[a, b]$  空间. 由(3)和(7)式不难看出

$$M^\alpha[s] = \|B(t) * s(t) - u(t)\|_{L^2[a, b]}^2 + \alpha \|s(t)\|_{W_2^1[a, b]}^2 \quad (8)$$

根据 Parseval 定理, 可以用富氏系数将(8)式表示为

$$M^\alpha[s] = \frac{1}{(b-a)} \sum_{m=0}^{N-1} [|\tilde{B}_m \tilde{s}_m - \tilde{u}_m|^2 + \alpha (1 + \omega_m^2) |\tilde{s}_m|^2] \quad (9)$$

其中 
$$\omega_m = \frac{2\pi m}{b-a} \quad m=0, 1, 2, \cdots, N-1 \tag{10}$$

令  $M^s[s]$  对  $\tilde{s}_m$  的微商等于零: 
$$\hat{M}^s[s] = 2(A_h^* A_h s - A_h^* u_e + \alpha s) \tag{11}$$

式中,  $A^*$  是  $A$  的伴随算子, 可得 
$$\tilde{s}_m = \frac{\tilde{B}_m^* \tilde{u}_m}{\tilde{B}_m^* \tilde{B}_m + \alpha(1 + \omega_m^2)} \tag{12}$$

$\tilde{B}_m(\omega), \tilde{u}_m(\omega), \tilde{s}_m(\omega)$  分别为  $B(t), u(t), s(t)$  的离散富氏系数谱. 对 (10) 式进行富氏反变换, 即可得震源时间函数

$$s(t) = F^{-1}(\tilde{s}(\omega)) \tag{13}$$

当  $\alpha=0$  时上述方法便退化为直接的反褶积法.

以上各式中的  $u(t)$  表示位移, 它可以从实际的地震资料得到;  $B(t)$  为时间的函数, 一般是根据一定的地层模型计算得到 (Niewiadomski *et al.*, 1986). 由于我们常常不知道实际的介质情况, 所以要想得到  $B(t)$  是很困难的. 为此, 我们将在大地震震源处发生的小地震的位移  $u(t)$  看作  $B(t)$ . 由于两个地震发生在同一地点, 所以, 它们的格林函数是相同的, 介质的衰减特性也是一样的. 也就是说, 若两个大小不同的地震满足下列条件: (1) 震源位置相同; (2) 震源机制相同; (3) 较小的地震充分小, 以致可以将其远场震源时间函数近似地看成是狄拉克  $\delta$ -函数; (4) 两个地震为同一仪器所接收, 则可以用小地震的  $u(t)$  近似地代替  $B(t)$  (这样做的结果只是差一个表示较大地震和较小地震标量地震矩之比的常数因子), 然后, 对 (10) 式作反变换就可以得到较大地震的远场震源时间函数  $s(t)$ .

### 3. 禄劝地震部分余震的震源时间函数

#### 3.1 禄劝地震概况

1985 年 4 月 18 日, 云南省禄劝县发生了  $M_s=6.1$  地震, 这是一次主震-余震型地震 (刘正荣等, 1986). 这次主震之后的 18 天里 (1985 年 4 月 18 日至 5 月 5 日) 共发生

$M_L \geq 2.0$  的余震 200 余次. 这次地震的主震位于  $25.850^\circ\text{N}, 102.817^\circ\text{E}$ . 根据王兴辉搜集的云南省地震传输台网的 P 波初动资料, 作者计算了这次主震的震源机制 (图 1). 从图 1 我们可以看到 P 波初动的四象限分布, 说明这次地震的震源以剪切位错成份为主. 主震两个节面的参数都在图中标出. 可以看出, 节面 II 的走向与现场实际断层的走向是一致的. (图 2a). 刘正荣等 (1986) 认为这次地震就发生在这条断层上. 从 4 月 26 日至 5 月 5 日, 王培德 (1987) 用 DCS-302 宽频带数字式加速度地震仪记录到了部分余震. 吴明熙等 (1987) 对其中的 28 个有三台以上记录的地震进行了精确定位 (参见吴明熙等 (1990) 的表 1). 这 28 个地震震级最大的为  $M_L=4.8$ , 震级最小的为

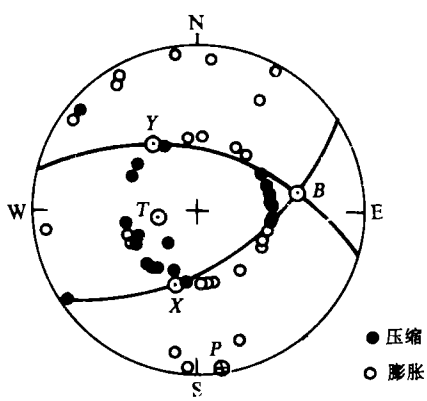


图 1 1985 年 4 月 18 日禄劝  $M_s=6.1$  地震主震震源机制解

走向	倾角	滑动角	方位角	出射角
节面 I	236.3°	51.6°	55.8°	P 轴 169.7° 1.1°
节面 II	103.9°	49.6°	125.3°	T 轴 262.0° 63.8° B 轴 79.2° 26.1°

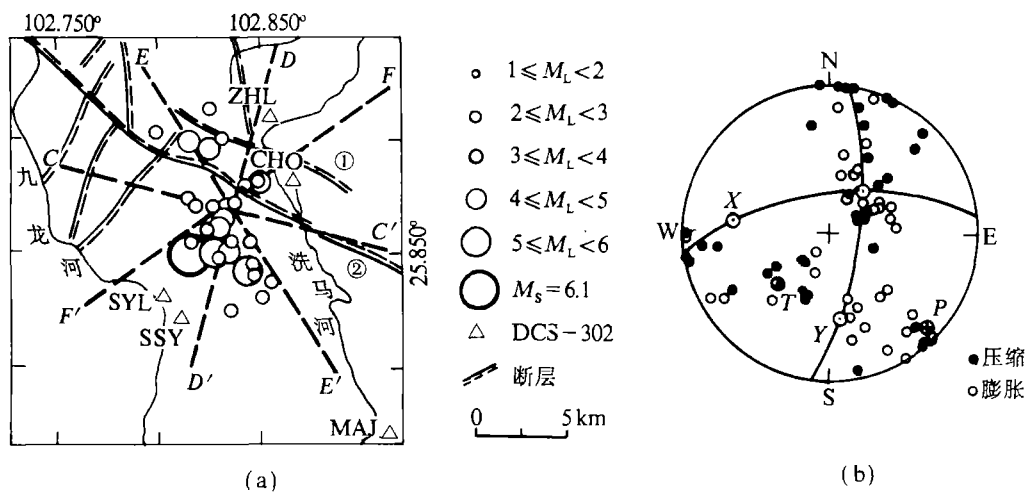


图2 禄劝地震部分余震震中分布图(a)和综合断层面解(b)

	走向	倾角	滑动角	方位角	出射角
节面 I	81.9°	59.3°	152.5°	P 轴	132.9°
节面 II	186.8°	66.6°	33.8°	T 轴	225.8°
				B 轴	37.5°

表1 禄劝地震部分余震震源参数

组 号	地震 序号*	发震时间 (年·月·日)	发震时刻 (时·分·秒) U T C	震源位置		深度 (km)	震级 ( $M_L$ )	地震矩 ( $10^8 \text{ N} \cdot \text{m}$ )	震源 半径 (km)	上升 时间 (s)	震源破 裂速度 (km/s)	质点运 动速度 (cm/s)	台站数
				$\varphi(^{\circ}\text{N})$	$\lambda(^{\circ}\text{E})$								
I	20	1985.05.01	13-08-28.1	25.865	102.831	9.6	3.5	0.14	0.21	0.12	1.75	13.7	3
	8	1985.04.29	04-42-46.9	25.860	102.824	8.5	2.2						
II	18	1985.05.01	11-05-52.7	25.862	102.830	9.4	3.2	0.086	0.21	0.10	2.10	10.4	3
	8	1985.04.29	04-42-46.9	25.860	102.824	8.5	2.2						
III	13	1985.05.01	08-59-04.8	25.849	102.829	4.1	4.8	1.8	0.38	0.41	0.93	15.7	1
	**	1985.05.01	08-42-04.4	25.849	102.829	4.1	2.9						
IV	**	1985.05.01	08-16-50.9	25.840	102.844	5.0	4.2	0.27	0.27	0.28	0.96	7.0	2
	**	1985.05.01	08-41-39.1	25.839	102.846	5.0	3.0						

\* 据吴明熙等(1990)  
\*\* 吴明熙等(1990)未编号的地震.

$M_L=1.8$ , 比较适合我们的反演方法. 图 2a 给出了主震和这 28 个余震的震中分布. 利用上述精确定位的地震确定了这一地震序列的综合断层面解. 图 2b 是用 4 个台记录到的 30 个余震的 P 波初动资料得到的综合断层面解. 求解综合断层面解所用的数据点为 75 个, 总共用了 30 个余震的资料, 矛盾比为 20%. 可以看出, P 波初动的四象限分布还是比较好的, 也就是说, 这些余震的震源以剪切位错为主且机制相近, 源的膨胀分量要小些. 综合断层面的节面 I 的走向为  $81.9^{\circ}$ , 倾角为  $59.3^{\circ}$ , 节面 II 的走向为  $186.8^{\circ}$ , 倾角为  $66.6^{\circ}$ ; 无论哪一个节面是真正的断层面, 断层都具有逆断层的分量. 对比主震的断层面解和由余震的 P 波初动得到的综合断层面解后不难发现两者是相似的, 因此我们可

以认为,所研究的这些余震多数与主震有相同的机制.此外,这些余震分布在尺度约 10 km 的范围内,在这样小的区域内有这么多的余震,而且其机制又相近,则挑选出两个发生在“同一”地点的地震的可能性就较大.从源的尺度来看,这些余震的震源半径都比较小(王培德等,1987).这种情形有利于提高反演的质量.

### 3.2 部分余震的震源时间函数

我们选用了禄劝  $M_s=6.1$  地震部分余震的近场资料.临时记录台网的台距约为 20 km.由于近场地震资料携带更多的有关震源的信息,而且震相比较简单,所以对于确定地震的震源函数比较有利.还有一点应当指出的是,近场地震资料通常是由宽频带地震仪得到的,使用这样的资料更有利于了解地震破裂过程.

在实际的反演计算中,我们直接用加速度  $a(t)$  代替位移  $u(t)$  进行反演,不难证明,对于公式(10)这种替代是等价的.反演中参数  $\alpha$  的选取约为  $10^{-11}$ .此外,由于场地记录条件的限制,加速度记录中混入了许多高频成份,造成高频部分的信噪比下降,导致了结果的不稳定性.为了消除这一影响,我们加入了一个频带从 0.5 Hz 到 13.0 Hz 的带通滤波器.从了解震源破裂过程的角度,取这样的频率范围目前已经够用.为了突出震源时间函数这一部分信息,我们又在频率域中加入了五点滑动平均.可以证明,这样处理的结果能起到压抑信号时间段以后的噪声的作用,而对主要信号不产生影响(Weaver, 1983).此外,为了消除由带通滤波而产生的“截断效应”,我们在频率域中加入了适当的窗.考虑到应使窗在时域产生的负瓣最小,我们采用 Blackman 窗.反演结果中除了能得到较大地震的震源时间函数外,同时还能得到该地震与较小地震的标量矩的比值.

根据上述原理和方法,我们反演了一些较强余震的震源时间函数.作为举例,表 1 给出了反演得到的 4 个较强余震的参数,为反演而选用来配对的地震参数也列在表 1 中.4 个较大地震中,震级最大的为  $M_L=4.8$ ,震级最小的为  $M_L=3.2$ ;震源最深的为 9.6 km,震源最浅的为表层地震,其震源深度为 0.0 km.需要说明的是,表中所列的震中位置和震源深度,仅用作参考,这是因为虽然其误差不大(约  $\pm 2.0$  km),但仍超过了我们通过数字实验求得的允许偏差的最大限度( $\pm 1.0$  km)(周家玉,1987).在较小的地震中,震级最大的为  $M_L=3.0$ ,震级最小的为  $M_L=2.2$ .当震级较小时,记录波形中会出现丢头现象,记录比较完整的只是 S 波,这样相对于较大的地震来说,就相当于将小地震的整个波形向左移动.时域里整个波形的移动虽然对功率谱没有影响,但对相位谱却有影响.在这种影响下作五点滑动平均会对信号产生压抑作用.因此在进行反演时,凡是出现这种情况,我们就将较大地震的数据进行预处理,去掉其多于较小地震的部分.同样,为了减小这种截断产生的影响,我们在时域中也加入了 Blackman 窗.

使用带通滤波器,当被反演的地震震级不大(或者说震源过程的持续时间较短)时会产生一种假象.例如反演中选取的是 1024 点的 FFT,加入带通滤波器后,在频率域中实际用的是 124 点,而这个宽度的 Blackman 窗经过反变换,在时域中是一个宽度约为 0.1 s 带负瓣的脉冲,其形状与震源时间函数相似.为了证实所得反演结果的真实性和真实性,我们在不作带通滤波和滑动平均的情况下进行反演,求得比较粗略的结果.在判定所得结果正确时,再加入带通滤波和进行滑动平均以改善反演结果.由于较宽的窗函数在时域里导致的脉冲较窄,因此不难鉴别出正确的结果.以下是这 4 个地震的反演结果.

3.2.1 1985 年5 月 21 日 13h08min28.1s  $M_L=3.5$  地震的反演结果

这次地震在 3 个台的记录均比较好. 图 3a 给出了这次地震在 3 个台的加速度记录, 从图中可以看出, P 波及 S 波的震相都非常清晰. 图 3b 中还给出了用作格林函数的地震, 震级为  $M_L=2.2$ . 不难看出, 两个地震的波形基本相似. 图 4a 是我们分别用 3 个台的数据反演得到的震源时间函数, 图 4b 是所有这些结果的平均. 可以看出, 由 4 个台的记录分别得到的结果是一致的. 我们用这个结果与经验格林函数进行褶积, 得到该地震的合成地震图(SYN). 为了比较, 我们还给出了经过滤波(0.5–12.5Hz)的实际观测地震图(OBS). 图4b 表示的是远场震源时间函数, 它等价于近场震源时间的导数, 前者与断层面上两盘质点的运动速度相联系; 后者与断层面上质点的位移(位错)相联系. 从结果中我们可以看出, 这次地震的震源时间函数形状比较简单, 近乎于一个单脉冲; 其表征震源持续时间长短的上升时间 $\tau$  也较小, 为0.12s. 表明这次较小地震震源的破裂过程除了持续时间短外, 震源的破裂方式也较为简单. 这与震源破裂理论的结果是一致的. 特别需要指出的是, 分别由3 个台3 个分量独立求出的 9 个震源时间函数的结果其形态十分相似, 有力地表明了反演结果的可信性, 它不可能是一种随机结果.

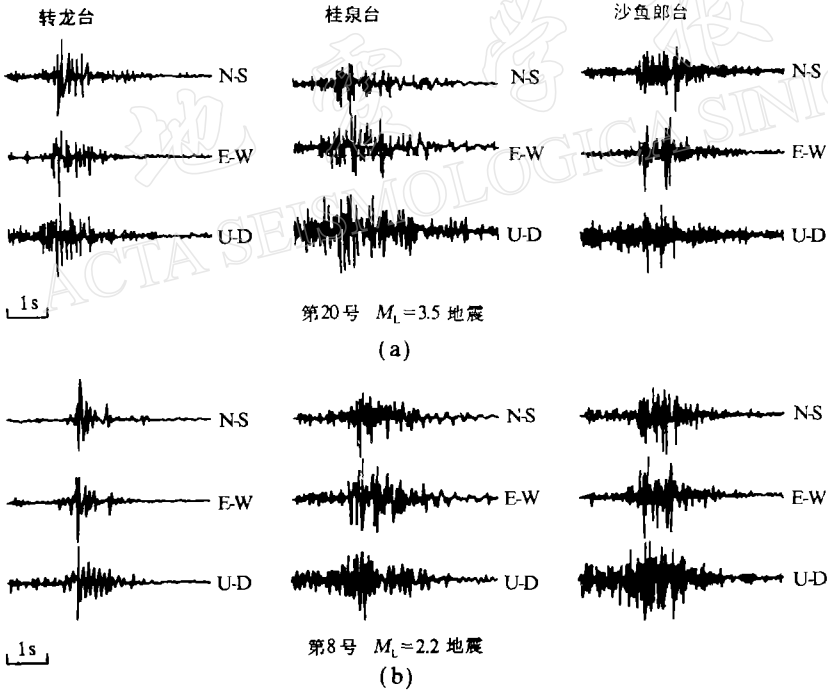


图 3 第20 号地震和第 8 号地震的加速度记录图

3.2.2 1985 年 5 月 1 日 11h 05 min 52.7s  $M_L=3.2$  地震的反演结果

这也是一个震级较小的地震, 它共有 3 个台的较好的记录, 用这 3 个台的数据, 我们反演了这次地震的震源时间函数, 图 5 是这 3 个台的平均结果和合成地震图(为了简单起见, 我们以后不再将其结果一一给出, 而只给出平均的震源时间函数). 从图 4 中我们看到, 震源时间函数的形态比较简单, 上升时间也较短( $\tau=0.10s$ ), 这表明该地震的震源破

裂过程也是十分简单的,这和上面的反演结果是一致的.

3.23 1985 年 5 月 1 日 08 h 59 min 04.8 s  $M_L=4.8$  地震的反演结果

该地震是我们记录到的所有余震当中震级最大的一个,共有 3 个台的较好记录.用这 3 个台的数据,反演了这次地震的震源时间函数,图 6a 是 3 个台的平均结果,图 6b 是转龙台的观测与合成地震图.从结果中我们发现,震源时间函数中除上升时间较大外( $\tau=0.41\text{ s}$ ),其形态也比较复杂,表现出了

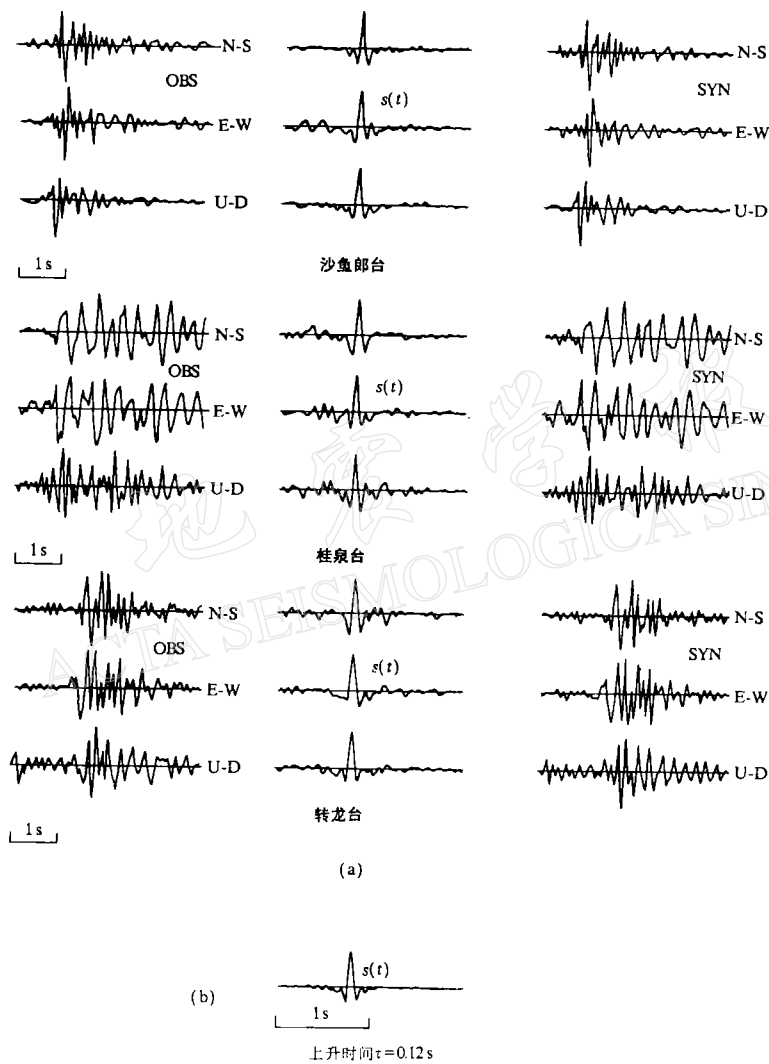


图 4  $M_L=3.5$  地震的震源时间函数反演结果  
(a)由实际地震加速度记录求得的位移图(OBS),震源时间函数( $s(t)$ )  
与合成地震图(SYN); (b)平均的震源时间函数

明显的阶段性. 需要着重指出的是,分别由 3 个分向独立得到的结果都表现出了一致的阶段性. 这一结果表明,在震源的破裂过程中,其破裂速度出现了增加、减小反复出现的情况,表明该地震的震源破裂过程是比较复杂的. 这一点也可以从物理上予以理解:地震震级越大,震源的破裂尺度一般也越大,地震破裂过程更容易因障碍体和凹凸体的存在而变得复杂.

### 3.2.4 1985 年 5 月 1 日 08h 16min 50.9s $M_L=4.2$ 地震的反演结果

这次地震也是我们记录到的余震当中较大的一个. 图 7a 是分别由转龙台和马街台反演得到的震源时间函数的平均结果,  $\tau=0.28$  s, 图 7b 是观测与合成地震图. 在由两台三分向所得到的 6 个结果中, 震源时间函数的形态是一致的, 都显示出这个地震的震源破裂过程也具有明显的阶段性.

结合上述 4 个地震的结果, 我们可以得出这样的结论: 较小地震的震源破裂过程比较简单, 其震源时间函数基本上为一简单的脉冲, 而且震源上升时间也较短; 与之相反, 较大地震的震源破裂过程除持续时间较长外, 其破裂方式也较为复杂, 表现为震源的错动具有明显的阶段性. 这一结果表明, 该地区余震的破裂方式是比较复杂的. 如何定量地解释这一现象, 以及这种现象是否具有普遍意义, 则需要进行震源理论方面的深入研究.

### 3.3 震源破裂面上的平均质点运动速度和破裂速度

根据王培德(1987)给出的禄劝地区部分余震的震源参数和我们的反演结果(表 1), 依照布龙模式, 我们近似估计了这 4 个余震的震源破裂速度和地震断层面上质点运动的平均速度. 作为一种近似, 我们可以假定上升时间  $\tau$  与地震破裂过程的破裂时间相同. 从表 1 中可以看到, 所得到的震源破裂速度约为 1–2 km/s, 小于这一地区的平均 S 波速度 (3.8 km/s). 这个结果与目前流行的震源理论的估计是一致的.

此外, 根据 Brune (1970) 震源模式, 有

$$M_0 = \mu A \bar{D} \quad (14)$$

式中,  $M_0$  为地震矩,  $\mu$  为剪切模量,  $A = \pi r^2$  为破裂面面积,  $r$  为震源半径,  $\bar{D}$  为平均位错量. 据此可以估计出震源破裂面上的平均质点运动速度

$$v = \bar{D}/2\tau = M_0/2\mu A \tau \quad (15)$$

结果如表 1 所示. 从表 1 所示的结果可以看出, 地震破裂面上质点运动的平均速度最大为 15.7 cm/s, 最小为 7.0 cm/s, 无

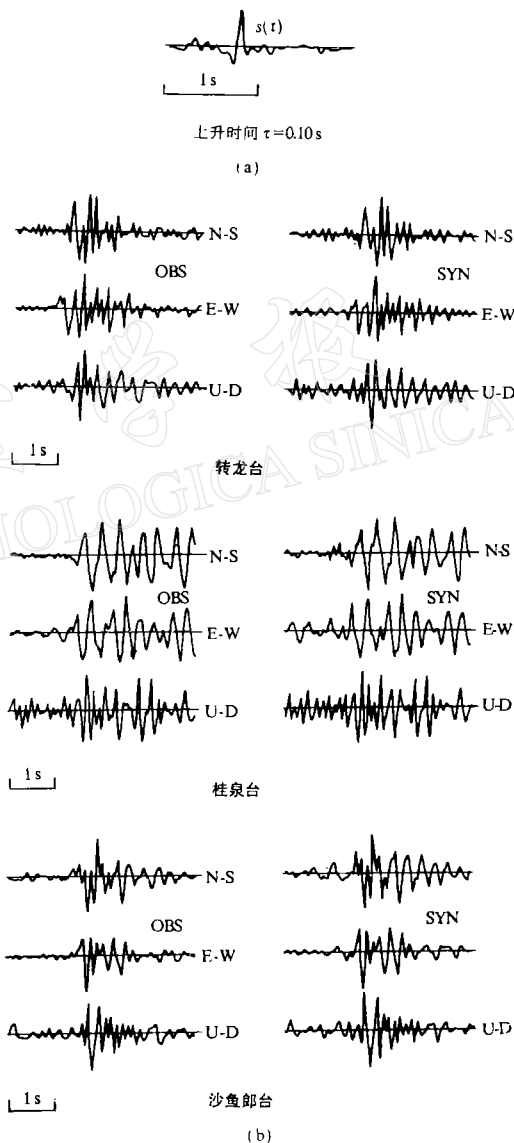


图 5  $M_L=3.2$  地震的震源时间函数反演结果

(a) 平均的震源时间函数

(b) 由实际地震加速度记录求得的位移图(OBS)与合成地震图(SYN)



明显的差别.此外,地震破裂面上质点平均运动速度与震级也没有显示出有某种联系.

## 4. 结 语

我们采用了正则化方法,直接由近场地震加速度资料反演了 1985 年 4 月 18 日禄劝  $M_s=6.1$  地震部分较强余震的震源时间函数.反演结果表明,较小地震的震源破裂过程近

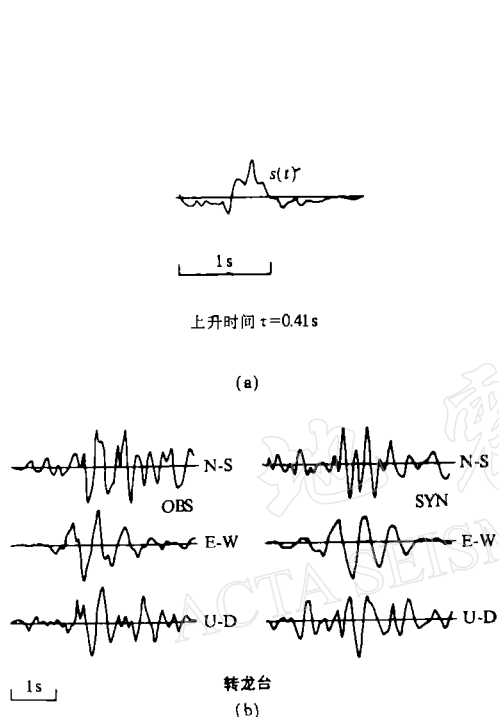


图 6  $M_L=4.8$  地震的震源时间函数反演结果

(a) 平均的震源时间函数; (b) 由实际地震  
加速度记录求得的位移图 (OBS)  
与合成地震图 (SYN)

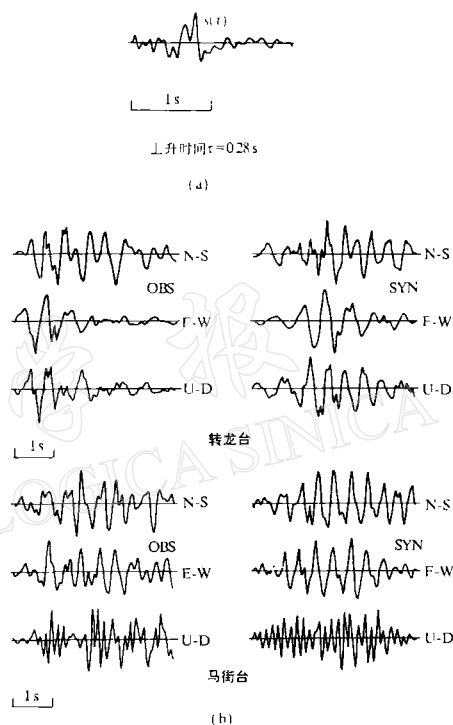


图 7  $M_L=4.2$  地震的震源时间函数反演结果

(a) 平均的震源时间函数; (b) 由实际地震  
加速度记录求得的位移图 (OBS)  
与合成地震图 (SYN)

似为一简单的脉冲,而较大地震的震源破裂过程则具有明显的阶段性,显示出了这一地区余震破裂方式的复杂性.根据 Brune 震源模式,还估计了部分余震破裂过程的破裂速度和破裂面上质点运动的平均速度.结果表明,地震的破裂速度约为  $1-2\text{ km/s}$ , 小于该地区的横波速度,而破裂面上质点运动的平均速度则处于同一水平,为几至十几  $\text{cm/s}$ .

在工作过程中曾得到李世愚、张廉强、傅祖强等同志的许多帮助,谨表谢忱.

## 参 考 文 献

- 刘正荣、陈敬, 1986. 1985 年 4 月 18 日云南省禄劝地震. 地震学报, **8**, 增刊, 161–165.
- 王培德, 1987. 近震源强地面运动研究. 博士研究生毕业论文, 国家地震局地球物理研究所, 北京.
- 吴明熙、王鸣、孙次昌、柯兆铭、王培德、陈运泰、吴大铭, 1990. 1985 年禄劝地震部分余震的精确定位. 地震学报, **12**, 121–129.
- 周家玉, 1985. 1985 年云南禄劝地震部分余震的震源时间函数. 硕士研究生毕业论文, 国家地震局地球物理研究所, 北京.
- Aki, K. and Richards, P. G., 1980. *Quantitative seismology: Theory and Methods*, Vols. 1 and 2, W. H. Freeman, San Francisco, 932 pp.
- Brune, J. N., 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **75**, 4887–5009.
- Burridge, R. and 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. and Knopoff, L., 1987. Spontaneous growth and autonomous contraction of a two-dimensional earthquake fault. *Tectonophysics*, **144**, 5–17.
- Kikuchi, M. and Kanamori, H., 1982. Inversion of complex 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. Letters*, **12**, 33–36.
- Madariaga, R., 1983. Earthquake source theory: A review, In: Kanamori, H. and Boschi, E. (eds), *Earthquake: Observation, Theory and Interpretation*. Soc. Ital. di Fisica, Bologna, Italy, 1–44.
- Knopoff, L., 1981. The nature of the earthquake source, In: Husebye, E. S. and Mykkeltveit, S. (eds.), *Identification of Seismic Source – Earthquake or Underground Explosion*. Reidel, Dordrecht, 49–69.
- Niewiadomski, J., and Meyer, K., 1986. Application of the regularization method for determination of seismic source times functions. *Acta Geophysica Pol.*, **34**, 137–144.
- Stavarakakis, G. N., Tselentis, A. G. and Drakopoulos, J., 1987. Iterative deconvolution of teleseismic P waves from the Thessaloniki (N. Greece) earthquake of June 20, 1978. *Pure Appl. Geophys.*, **124**, 1039–1050.
- Tikhonov, A. N., 1963. On the solution of ill-posed problems and the method of regularization. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **3**, 501–504 (in Russian).
- Tikhonov, A. N., Goncharsky, A. V., Stepanov, V. V. and Yagola, A. G., 1983. *Regularization Algorithms and A priori Information*. Nauka, Moscow (in Russian).
- Weaver, H. J., 1983. *Applications of Discrete and Continuous Fourier Analysis*. Wiley, New York, 90–109.