

用数字化宽频带波形资料反演 共和地震的震源参数

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,在青海省共和县境内发生了一次 $M_s=6.9$ 的地震,随后于1990年5月7日、1994年1月3日和1994年2月16日在同一地区相继发生了震级分别为 $M_s=5.5$ 、6.0和5.7的余震。用频率域矩张量反演方法得到了上述地震的矩张量,结果表明,这4次地震的震源机制总体上比较接近,是以逆冲为主的、走向NWW、倾向SSW的断层,其标量地震矩 M_0 分别为: $M_s=6.9$ 地震, $9.4 \times 10^{18} \text{ N} \cdot \text{m}$; $M_s=5.5$ 地震, $8.0 \times 10^{16} \text{ N} \cdot \text{m}$; $M_s=6.0$ 地震, $4.9 \times 10^{17} \text{ N} \cdot \text{m}$; $M_s=5.7$ 地震, $2.9 \times 10^{17} \text{ N} \cdot \text{m}$ 。反演结果还表明,这几次地震的震源过程明显不同, $M_s=6.9$ 地震比较复杂,它主要是由两次规模相当的事件构成的,第一次事件从0s开始至12s结束,地震矩为 $4.7 \times 10^{18} \text{ N} \cdot \text{m}$;第二次事件从31s开始至41s结束,地震矩为 $2.5 \times 10^{18} \text{ N} \cdot \text{m}$;另外,在上述两次主要事件之间(12~31s),还有一次较小的事件发生,地震矩为 $2.1 \times 10^{18} \text{ N} \cdot \text{m}$ 。与 $M_s=6.9$ 主震相比,3次余震的震源过程比较简单,其震源时间函数呈简单脉冲形状,表明这几次余震都是主要由一次连续的破裂构成。 $M_s=5.5$ 地震的上升时间为4s,持续时间11s; $M_s=6.0$ 地震的上升时间为6s,持续时间16s; $M_s=5.7$ 地震的上升时间约为6s,持续时间13s。

主题词 共和地震 震源参数 波形 数字化 宽频带

引言

1990年4月26日,在我国青海省共和县境内发生了一次破坏性地震。据我国地震台网测定,震中位置:纬度 35.983°N ,经度 9100.245°E ,震源深度8.1 km,发震时刻09 h 37 min 15 s UTC (17 h 37 min 15 s BTC),震级 $M_s=6.9$ 。震中位于青藏高原东北部的共和盆地内,靠近盆地的南部边缘。这次地震造成126人死亡,2 049多人受伤,21 200间房屋倒塌,66 800间房屋损坏。强烈的地振动使极震区内的建筑物全部倒塌,震中烈度 $I_0=IX$ 。青海全省,乃至震中以东约300 km的甘肃省兰州市及震中以北约360 km的甘肃省张掖市均有震感(Person, 1991; 陈运泰等, 1994)。在这次地震之前,共和盆地及其周围地区的地震活动性并不引人注目(陈运泰等, 1994)。低地震活动性不利于运用地震学方法研究该地区的构造应力场。现在已经有的研究结果表明,这个地区的构造应力场的主压应力轴为

* 国家地震局地球物理研究所论著 97A0041
1995 10 06 收到初稿, 1995 11 28 收到修改稿并决定采用。

NE 向, 但是, 和其它地区的结果相比, 这个结果所依据的资料较少, 结果的可靠性也差一些(许忠淮等, 1989). Avouac 和 Tapponnier(1993)根据这一地区逆冲带缩短速率的估计值和走滑断层滑动速率的测量值反演得到的中亚活动形变的运动学模式表明, 由北部的海原断层、西部的阿尔金山断层以及南部的昆仑山断层等 3 条规模宏大的左旋断层界定的柴达木盆地-共和盆地是一个向北凸出的弯曲状地块, 它相对于西伯利亚地块顺时针旋转, 但是关于这一点, 包括共和盆地在内的经度 90°E 以东地区的资料仍嫌不足(Avouac, Tapponnier, 1993). 在这次 $M_s=6.9$ 地震之后, 于 1990 年 5 月 7 日、1994 年 1 月 3 日和 1994 年 2 月 16 日, 在同一地区相继发生了震级分别为 $M_s=5.5$, 6.0 和 5.7 的余震. 这些地震的发生为研究青藏高原东北部的构造应力场以及中亚的大地构造、运动和形变提供了一次良好的机会.

关于 1990 年 4 月 26 日的 $M_s=6.9$ 地震, 现在已有一些研究结果陆续发表. 曾秋生(1990)和涂德龙(1990)分析了这次地震的宏观构造和表面破裂的分布特征. 国家地震局第二地形变监测中心在共和地震前的 1978~1979 年以及地震后的一个半月(1990 年 5~6 月)的时间内, 在这次地震的极震区进行了重复大地水准测量, 取得了包含震中的东西方向长 100 km、南北方向长 60 km 范围内的地面垂直形变资料. 水准测量结果表明, 震区的形变以上升为主, 上升等值线呈一椭圆形, 长轴方向为 $\text{NW}75^{\circ}$, 长约 55 km; 短轴方向为 $\text{NE}15^{\circ}$, 长约 26 km; 最大上升值达 358 mm(巩守文, 郭逢英, 1992). 赵明等(1992)利用水准资料对这次地震的震源作了反演研究, 表明发震断层的走向为 102° , 倾角为 46° , 滑动角为 86° . 他们通过反演得到了断层面上滑动量的分布: 震源在空间上分为两个核心, 一个在断层的 NWW 端, 位置较浅, 核心(滑动量大于 60 cm 的区域)位于 4.3~12.3 km 深处; 另一个在 SEE 端, 位置较深, 核心位于 5.1~15.4 km 深处, 且滑动量和滑动区域(从而地震矩的释放量)均较前者大(赵明等, 1992; Zhao *et al.*, 1993; Chen *et al.*, 1996). 李旭和陈运泰(1996b)利用中国数字地震台网(CDSN)的长周期体波资料对这次地震作了矩张量反演, 从时间上分辨出这次地震由两次事件构成, 其发震时刻相隔约 35 s. 除以上工作外, 还有一些关于这次地震的常规测定结果(表 1).

表 1 1990 年 4 月 26 日共和地震的断层面解

单位 ($^{\circ}$)

资料来源	节面 I			节面 II			P 轴		B 轴		T 轴	
	方位角	倾角	滑动角	方位角	倾角	滑动角	方位角	倾角	方位角	倾角	方位角	倾角
NEIC	135	45	90	315	45	90	45	0	135	0	0	90
NEIC	123	35	61	337	60	108	54	13	147	16	285	69
HRVD	90	40	19	346	78	128	47	24	157	37	293	43
HRVD	101	46	41	340	62	128	44	9	140	33	300	55

美国国家地震信息中心(NEIC)给出了两组断层面解(Person, 1991), 一组断层面解为: 节面 I, 走向 135° , 倾角 45° , 滑动角 90° ; 节面 II, 走向 315° , 倾角 45° , 滑动角 90° ; 另一组断层面解为: 节面 I, 走向 123° , 倾角 35° , 滑动角 61° ; 节面 II, 走向 337° , 倾角 60° , 滑动角 108° . Person (1991)根据 P 波到时确定这次地震由两次事件构成, 第一次事件的发震时刻为 09 h37 min 15.0 s, 第二次事件的发震时刻为 09 h37 min 45.3 s, 与第一次事件相距 30.3 s; 其中, 第二次事件又由两次相距 1.8 s 的较小事件组成. 哈佛大学(HRVD)也给出了两组断层面解, 一组为: 节面 I, 走向 90° , 倾角 40° , 滑动角 19° ; 节面

Ⅱ, 走向 346° , 倾角 78° , 滑动角 128° ; 另一组为: 节面 I, 走向 101° , 倾角 46° , 滑动角 41° ; 节面 Ⅱ, 走向 340° , 倾角 62° , 滑动角 128° . 总之, 对于这次地震的震源机制以及震源过程迄今为止仍没有得到比较一致的认识.

为了增进对这次地震的震源机制和震源过程复杂性的认识, 我们利用中国数字地震台网的宽频带体波波形资料反演了共和地震序列的一些较大地震的矩张量, 得到了这几次地震的矩张量解、最佳双力偶解、标量地震矩和震源时间函数.

1 资料及其预处理

截至 1993 年 7 月, 中国数字地震台网共有 9 个数字地震台, 其地理位置及有关参数如表 2 所示. 在每个台站设有触发记录的宽频带输出和短周期输出及连续记录的长周期输出和甚长周期输出, 宽频带和短周期输出与输入速度成正比, 长周期和甚长周期输出与输入加速度成正比. 这样, 可以直接得到宽频带和短周期的地面运动速度及长周期和甚长周期的地面运动加速度. 当然, 通过与仪器响应反褶积的方法, 也可以得到物理意义上的地面运动加速度、速度和位移.

表 2 中国数字地震台网台站的地理位置和有关参数

台站	代码	纬度/(°N)	经度/(°E)	海拔高程/m	台基
兰州	LZH	36 09	103.84	1440	砂岩
恩施	ENH	30 27	109 49	487	石灰岩
昆明	KMI	25 12	102 74	1952	石灰岩
乌鲁木齐	WMQ	43 82	87 69	970	砂岩
北京	BJI	40 04	116 18	43	砾岩
余山	SSE	31 10	121.19	10	安山岩
琼中	QIZ	19 03	104 84	230	花岗岩
海拉尔	HIA	49 27	119 17	610	安山岩
牡丹江	MDJ	44 62	129.59	250	花岗岩

自 1990 年 4 月 26 日以来在青海省共和县与兴海县之间发生了多次中强地震, 其震中位置非常接近(表 3). 中国数字地震台网的大多数台站都得到了这些地震的高质量的宽频带记录. 我们将利用宽频带体波波形资料来研究这几次地震的震源机制及震源过程.

表 3 共和地震序列震源位置和发展时刻*

地震	日 期 年 月 日	发震时刻 h : min : s	震 中 位 置		震源深度 /km	震 级	
			纬度/(°N)	经度/(°E)		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	5.0	5.3
3	1994 01 03	05 : 52 : 29.90	36 70	100 26	33	6.0	
4	1994 02 15	21 : 09 : 38.00	36 11	100.14	19	5.7	5.3

* 据美国国家地震信息中心(NEIC)

图 1 为宽频带地震仪的振幅频率特性曲线(a)和相位频率特性曲线(b). 可以看出, 宽频带地震仪可以比较完整地记录到周期 $0.2 \sim 20$ s 的信号. 这样的周期范围的资料对于研究震源过程是非常有利的, 但很可能造成对标量地震矩的低估. 原则上, 标量地震矩由低于拐角频率的信号决定, 它的测定主要依赖于波形资料的低频成份; 而震源过程的细节则

包含在大于拐角频率的信号中(Choy, Dewey, 1988; Mocquet, Fukao, 1994). 因此, 如果既想求得标量地震矩, 又想得到比较详细的震源过程, 那么, 就必须确保拐角频率落在资料的频段内. 如果所取资料的频率下限太高, 就会导致对地震矩的低估; 如果频率上限太低, 则看不到震源过程的细节, 或者说只能看到粗略的震源过程. 对于远场能记录到的地震(一般 $M_s > 5.0$) 来说, 其拐角频率在 0.1 到 1 Hz 之间(Choy, Dewey, 1988). 因此, 选用资料时至少必须将 0.1 Hz 置于资料的频段内.

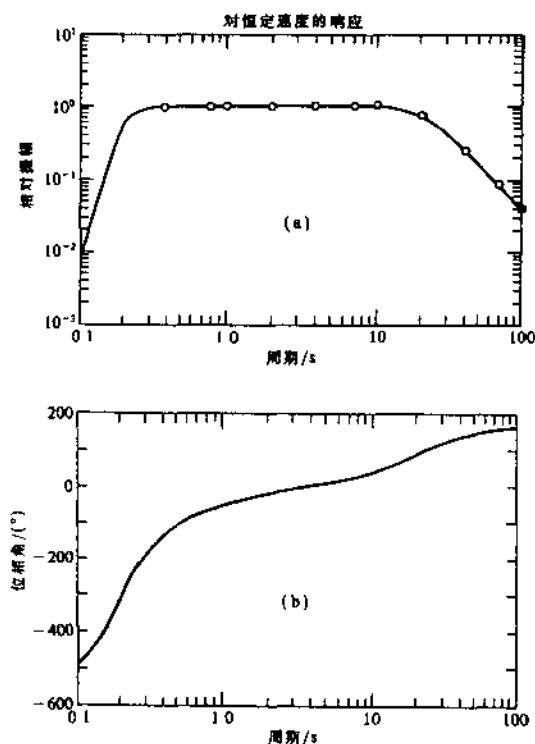


图1 中国数字地震台网宽频带地震仪(BB)的振幅频率特性曲线(a)和相位频率特性曲线(b)

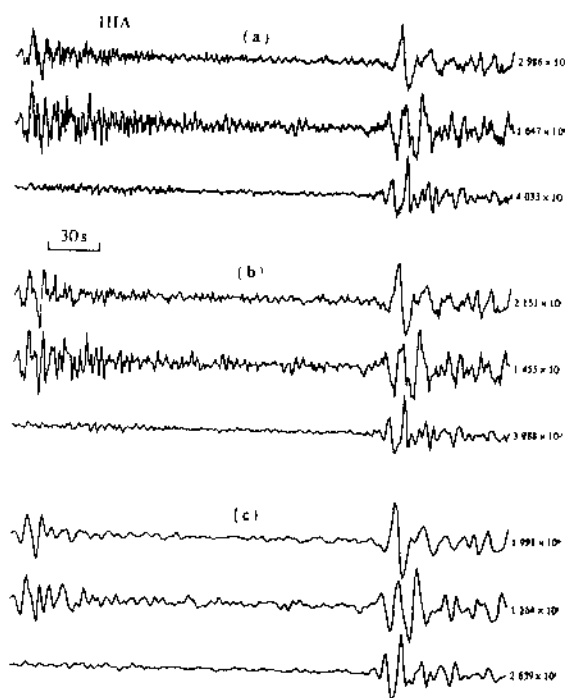


图2 1994年2月16日共和地震在海拉尔(HIA)台的原始记录(a), 1 sps 采样后的记录(b)和 0.05~0.2 Hz 的带通滤波后的记录(c)

从理论上讲, 信号的频率上限越高, 越有可能看到震源过程的细节. 但在研究震源过程的实际工作中, 至少要考虑到两个方面的问题. 首先要考虑的问题是介质细结构对高频信号的影响问题. 我们知道, 高频信号对介质的细结构比较敏感, 在地震波的传播路径中, 介质性质的微小变化都会影响地震波中的高频信号, 而我们在计算理论地震图时, 并没有计及地震波传播介质性质的微小变化. 虽然我们在计算理论地震图时选用的均匀分层介质模型是对实际地球模型的一种较好的近似, 但仍然无法将地震波传播路径中可能遇到的所有小尺度的介质性质异常区或小尺度的速度间断面的效应都考虑进来. 这是使用高频信号研究震源过程复杂性的主要困难. 第二个要考虑的问题即计算格林函数的经济与方便, 增加分层介质的层数和增加格林函数的频带宽度都会大大增加计算机的负担. 这里所说的负担有两个方面的含义: 一是计算机的贮存能力; 二是计算机运算量的大小. 考虑到以上两

个方面的问题,我们把格林函数和观测资料的采样率都取为 1 sps. 相应地, Nyquist 频率为 0.5 Hz.

中国数字地震台网的宽频带地震仪的下限频率大约为 0.05 Hz, 其采样率为 20 sps. 基于上述考虑, 我们首先对原始记录重新采样, 使采样率为 20 sps 的原始资料变为采样率为 1 sps 的资料. 图 2 a 是 1994 年 2 月 16 日共和地震海拉尔(HIA)台的原始记录, 我们只对它作了 Z-N-E 向到 Z-R-T 向的转换. 图 2 b 中的 3 条记录便是经采样率为 1 sps 采样后的记录. 最后, 我们对采样后的资料进行滤波, 滤波器的频率范围为 0.05~0.2 Hz. 选择这样的频率范围, 我们既考虑了高频信号对介质细结构的敏感问题, 同时也考虑到震源破裂的最基本的过程不受影响. 图 2 c 中的 3 条记录是经滤波后的记录. 对原始记录和经滤波后的记录作比较后, 可以看到 P 波和 S 波的信号几乎没有什么变化. 这一情形说明, 我们对原始资料作上述预处理不至于影响最基本的震源函数的提取.

2 矩张量反演

如果用矩张量描述震源, 自由表面上的位移可以表示为矩张量元素和相应的格林函数乘积的和(Gilbert, 1971). 格林函数是接收点和震源之间介质的单位脉冲响应, 依赖于源和接收点的位置之间的地球模型(Aki, Richards, 1980). 介质对任何其它时间函数的响应是该时间函数和脉冲响应的褶积. Gilbert 和 Dziewonski(1975)首先利用矩张量元素和格林函数之间的线性关系从观测资料中计算了表示震源的矩张量. Backus 和 Mulcahy(1976 a, b)及 Backus(1977 a, b)进一步扩展了矩张量的概念. 基于地震矩张量和观测资料这种关系, 地震学家将矩张量反演应用于不同的观测资料, 如地球的自由振荡(Gilbert, Dziewonski, 1975)、长周期面波(McCowan, 1976; Mendiguren, 1977; Patton, Aki, 1979; Patton, 1980; Kanamori, Given, 1981, 1982; Romanowicz, 1981, 1982; Lay *et al.*, 1982; Nakanishi, Kanamori, 1982, 1984)、长周期体波(Stump, Johnson, 1977; Stettitz, 1978, 1980; Ward, 1980; Fitch *et al.*, 1981; Dziewonski *et al.*, 1981, 1991)和近场记录(Stump, Johnson, 1984; Takeo, 1987, 1988, 1992; Hartzell, Mendoza, 1991; Sileny, Panza, 1991; 倪江川等, 1991). 矩张量反演可以在时间域进行(Takeo, 1987, 1992; Hartzell, Mendoza, 1991), 也可以在频率域进行(Stump, Johnson, 1977, 1984; 倪江川等, 1991; 吴忠良等, 1994). 我们将在不对震源的类型作限制的情况下对发生于青海共和的 4 个中强地震进行频率域矩张量反演.

2.1 方法

在频率域里, 地动位移 u_i , 格林函数 $G_{ij,k}$ 和矩张量 M_{jk} 的关系为

$$\hat{u}_i(\mathbf{r}, \omega) = \hat{G}_{ij,k}(\mathbf{r}, \omega; \mathbf{r}') \cdot \hat{M}_{jk}(\omega) \quad (1)$$

式中, $\hat{F}(\omega)$ 表示相应的量 $F(t)$ 的频谱. 方程(1)表示位移可以表示为格林函数和矩张量元素的标量积之和. 为简单起见, 我们将方程(1)改写成

$$\hat{u}_i(\mathbf{r}, \omega) = \hat{X}_{im}(\mathbf{r}, \omega; \mathbf{r}') \cdot \hat{M}_m(\omega) \quad (2)$$

式中, $\hat{M}_m (m=1, 2, 3, \dots, 6)$ 依次为 $\hat{M}_{11}, \hat{M}_{12}, \hat{M}_{13}, \hat{M}_{22}, \hat{M}_{23}, \hat{M}_{33}$, 格林函数 $\hat{X}_{im}$ 为

$$\hat{X}_{im} = \begin{cases} \hat{G}_{ij,k} + \hat{G}_{ik,j} & j \neq k \\ \hat{G}_{ij,k} & j = k \end{cases} \quad (3)$$

对于每个频率值,式(2)都对应于一个线性方程组.当方程数 $N < 6$ 时,式(2)表示的问题是一个不定问题;当 $N > 6$ 时,则为矛盾线性方程组的超定问题.在后一种情形时,可以求出问题的最小二乘解,然后用逆傅里叶变换,得到依赖于时间的 6 个矩张量元素.所以,借助于矩张量反演我们可以同时求得震源机制和地震矩释放的时间历史(震源时间函数).

2.2 介质分层和格林函数的计算

能否得到震源时间函数或得到的震源时间函数是否能反映震源的破裂过程,主要取决于格林函数的计算,而格林函数能否代表地震波传播介质的效应则主要依赖于介质模型.因此,计算格林函数时选用的介质模型就变得十分重要了.对于共和地震来说,中国数字地震台网记录的地震波有属区域范围的($\Delta \leq 12^\circ$),也有属远场范围的.在这两个范围内,地震波的传播路径不同,地震波的性质也就不同.我们在建立介质模型时对此分别加以考虑.

在区域范围内记录到的地震波主要在地壳内和沿莫霍界面下的顶部传播,主要震相有 P_{11} , P_n , P , S_{11} , S_n , S 以及 P_n , S_n 等.但是如果仅考虑长周期的区域地震波时,我们便不去细分上述震相,而必须对区域长周期体波建立新的认识.在区域范围内记录到的体波一般是相当复杂的,本质上讲是上述地震波在地壳内的多次反射和折射的耦合. Oliver 和 Major (1960)最先从性质上定义了一些长周期的区域地震波,他们定义在初至 P 波和 S 波之间到达的具有正频散的长周期振动为 PL 波.根据这个定义, PL 波不包括在 P_n , pP_n , sP_n 中.后来, Helmberger 和 Eugen (1980)推广了区域长周期体波的含义,把整个 P 波和 S 波之间的波列定义为 P_n 波. P_n 波主要代表 P 波的能量,也就是 P 波在地壳中经几次反射然后沿莫霍面传播到达接收点的波. P_n 波的后面部分逐渐包括 SV 波的能量,这就是 PL 波.所有射线的相互干涉形成 P_n 波,因此 P_n 波的特征主要受地壳厚度和莫霍界面上下速度比的控制.由于 P_n 波由 P 波和 SV 波耦合而成,所以具有在垂直平面内偏振的特性. P_n 波还对震源的位置比较敏感,如果是在地壳内, PL 波的最大振幅很可能是 P_n 波的 3~4 倍;对于在地壳下的震源, PL 波的幅度随震源深度的增加而减小.更确切地讲,和 P 波耦合的 PL 波减弱,和 SV 波耦合的 PL 波增强.其效果是 PL 波在地震图上逐渐后移,最后在 S 波之后到达 (Wallace *et al.*, 1983). Wallace 等 (1983) 还发现可用单层平均地壳复盖在半空间地幔上的模型很好地合成 P_n 波.这说明 P_n 波对地壳的细结构并不敏感.

在震中距 $10^\circ \sim 103^\circ$ 范围内记录到的体波,其传播路径主要在地幔中.从地震学的观点看,作为一级近似,地幔与地壳差别之一在于可以认为地幔是横向均匀的,即可以看作具有球对称性.因此震中距 $10^\circ \sim 103^\circ$ 的区域不仅是记录直达 P 波和 S 波,而且是记录反射波和转换波的理想距离 (Kulhanek, 1990).

地幔的近似球对称性为建立地幔模型带来方便,因为在此情形下无须考虑不同地区地幔速度的差异.但是,还有两个方面的因素必须加以考虑:一方面,不同的震中距,射线的穿透深度不同;另一方面,地幔中存在明显的低速层和速度间断面.上述两个方面的因素都会明显影响射线的传播路径.

基于对区域地震波和远场体波传播路径和性质的上述认识,在建立介质模型时,在区域范围,我们重点考虑地壳模型的分层,以保证能得到与观测结果符合得较好的 P_n 波;在远场,我们重点考虑地幔的分层,以确保在不同台站的 P 波和 S 波理论走时与观测走时基本符合.在建立模型时,我们参考已有的关于地球模型的成果,确定初始的模型参数,然

后计算合成地震图. 通过比较合成地震图的理论走时与实际地震图的观测走时, 调整参数使理论走时与观测走时达到基本一致的程度. 按震中距由小到大的顺序, 对每个地震台重复上述工作, 即可得到适合于计算格林函数的介质模型

已有许多学者研究过中国大陆地区地壳及上地幔结构. 曾融生和宋子安(1963)利用瑞利波求得了中国大陆不同地区的地壳厚度, 赵珠(1983)利用 P 波资料, 采用走时和慢度结合的方法得出了华北地区的最佳速度模型, 她得出: 低速层深度约为 60 km, 在 360~420 km 和 660~680 km 深度处存在速度剧增梯度层, 500 km 处可能有一较小梯度层. 贾素娟等(1981)根据天然地震资料得出了青藏高原地区的分区地壳模型. 关于中国大陆地区地壳及上地幔结构还有其它许多研究成果(冯锐等, 1981; 冯锐, 1985; 宋仲和等, 1985; 王凯, 姚振兴, 1989, 1991; 庄真等, 1992; 曾融生等, 1992), 我们在建立分层地球模型时参考了上述成果. 考虑到中国大陆地壳的区域差别, 先建立初始模型, 然后通过合成地震图和观测地震图的对比, 反复调试, 最后建立了西北地壳模型(表 4)、华北地壳模型(表 5)和华南地壳模型(表 6). 此外, 基于如前所述的理由, 为西北、华北和华南建立了同一个上地幔模型(表 7).

表 4 西北地区的双层地壳模型

层序	P 波速度 /km·s ⁻¹	S 波速度 /km·s ⁻¹	密度 /g·cm ⁻³	层厚 /km
1	5.62	3.25	2.50	22
2	6.10	3.65	2.80	30

表 5 华北地区的双层地壳模型

层序	P 波速度 /km·s ⁻¹	S 波速度 /km·s ⁻¹	密度 /g·cm ⁻³	层厚 /km
1	5.75	3.30	2.70	20
2	6.25	3.80	2.90	25

根据所确定的分层介质模型, 取震源深度为 10 km, 设震源的断层面解为: 方位角 100°, 倾角 70°, 滑动角 80°, 震源时间函数为梯形函数, 上升时间为 1 s, 持续时间为 9 s, 下降时间为 1 s, 我们计算了合成地震图, 并将合成地震图和中国数字地震台网宽频带地震仪仪器响应褶积以便和观测地震图进行对比. 图 3 给出了海拉尔(HIA)台、牡丹江(MDJ)台的 1994 年 2 月 16 日共和 $M_s=5.7$ 地震的宽频带记录体波波形(上图). 为便于比较, 在图 3 中我们将计算的合成地震图放在观测地震图的下方. 不难看出, 观测地震图(OBS)和合成地震图(SYN)的 S 波与 P 波的走时差是相当一致的.

采用上述模型, 我们利用广义反射、透射系数矩阵法(Kennett, 1983; 李旭,

表 6 华南地区的双层地壳模型

层序	P 波速度 /km·s ⁻¹	S 波速度 /km·s ⁻¹	密度 /g·cm ⁻³	层厚/km
1	5.72	3.35	2.60	18
2	6.20	3.75	2.85	22

表 7 中国大陆上地幔分层模型

层序	P 波速度 /km·s ⁻¹	S 波速度 /km·s ⁻¹	密度 /g·cm ⁻³	层厚/km
3	7.94	4.45	2.89	30
4	7.79	4.46	3.21	30
5	8.15	4.47	3.35	40
6	8.21	4.51	3.41	50
7	8.22	4.52	3.82	15
8	8.45	4.81	3.97	155
9	8.62	4.91	4.11	30
10	9.72	5.25	4.21	120
11	9.85	5.51	4.41	1000

陈运泰, 1996a)和离散慢度积分法合成地震图, 计算格林函数. 计算中慢度区间取为 0.09~0.32 s/km, 频率区间为 0.5~0.01 Hz. 将计算的格林函数和地震仪的仪器响应褶积, 以

保证在和观测地震图相同的条件下进行比较.

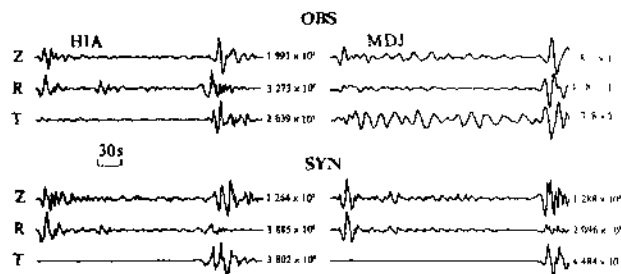


图3 海拉尔(HIA)台和牡丹江(MDJ)台的
1994年2月16日共和 $M_s=5.7$ 地震的宽频带
体波波形(上图)和用平面分层介质计算的
合成体波波形(下图)

份为 $8.0 \times 10^{16} \text{ N} \cdot \text{m}$, 各向同性成份为 $1.2 \times 10^{16} \text{ N} \cdot \text{m}$, 是双力偶成份的15%, 补偿线性向量偶极成份为 $-0.9 \times 10^{16} \text{ N} \cdot \text{m}$, 是双力偶成份的11%. 从这个结果可以看出, 双力偶成份明显占优势. 可以认为双力偶成份的释放过程代表了这次地震的震源过程. 此外, 还可以看出, 这次地震的震源过程比较简单, 基本上是由一次连续的破裂构成, 震源时间函数(时间微商)的持续时间为11 s. 为了更清楚地了解震源的复杂性, 我们计算了3个应力主轴的方位角和倾角在震源过程中的瞬时值, 图4a右图中曲线表示3个应力主轴的瞬时空间取向, 直线表示整个震源过程中3个应力主轴的总体的空间取向. 从图中可以看出, P 轴和 B 轴的方位角在震源过程中是比较稳定的, T 轴的方位角和倾角、 P 轴的倾角以及 B 轴的倾角在震源过程中, 特别是后期(最后2 s)有较大的变化. 考虑到在震源过程的后期信号比较弱, 信噪比较低, 我们不认为这一“变化”是十分肯定的. 换句话说, 从时间上看, 这次地震的震源过程主要是一次破裂, 但不排除地震断层在几何上仍具有一定复杂性的可能性.

我们根据反演得到的矩张量解求得了如图5所表示的最佳双力偶解. 矩张量解和最佳双力偶解参数分别如表8和表9所示. HRVD给出这次地震的最佳双力偶解为: NP I: 走向 156° /倾角 37° /滑动角 122° ; NP II: $299^\circ/59^\circ/68^\circ$. 这个结果和我们反演得到的结果差别较大. 然而, 对标量地震矩的测定则是一致的, 它们的测定值为 $9.6 \times 10^{16} \text{ N} \cdot \text{m}$, 而我们的测定值为 $8.0 \times 10^{16} \text{ N} \cdot \text{m}$. 为了检验反演得到的震源机制和震源时间函数, 我们对波形进行了比较(图5a). 图5a中的粗实线为观测地震图, 细实线为利用反演得到的震源机制和震源时间函数计算的合成地震图. 波形左边的数字是观测波形和合成波形的相关系数, 右边的数字是波形的最大振幅. 从图5a可以看出, 各个台站的波形拟合得都比较好.

2.4 1994年2月16日共和 $M_s=5.7$ 地震的矩张量反演

图4b是我们利用中国数字地震台网的宽频带波形资料对1994年2月16日 $M_s=5.7$ 地震进行矩张量反演得到的6个矩率元素随时间的变化(左图), 各向同性成份(EP)、双力偶成份(DC)、补偿线性向量偶极成份(LD)(中图)及3个应力主轴的方位角和倾角在震源过程中的瞬时值(右图). 这个结果表明, 双力偶成份是这次地震震源过程的主要成份, 其

2.3 1990年5月7日共和 $M_s=5.5$ 地震的矩张量反演

1990年5月7日在青海省共和县境内发生了一次 $M_s=5.5$ 地震, 我们应用中国数字地震台网的宽频带波形资料对这次地震的震源作了矩张量反演. 反演得到的6个矩率元素随时间的变化如图4a左图所示, 其中曲线下面的数字是相应矩元素的值(矩率对时间的积分). 图4a中图为各向同性成份(EP), 双力偶成份(DC), 补偿线性向量偶极成份(LD). 双力偶成

标量地震矩为 $2.9 \times 10^{17} \text{ N} \cdot \text{m}$, 各向同性成份的强度为 $-0.07 \times 10^{17} \text{ N} \cdot \text{m}$, 是双力偶成份的 2.4%, 补偿线性向量偶极成份的强度为 $0.05 \times 10^{17} \text{ N} \cdot \text{m}$, 是双力偶成份的 1.7%。还可以看出, 这次地震的震源过程也是比较简单的, 基本上是连续的一次性破裂, 震源时间函数的持续时间为 13 s。3 个应力主轴的方位角和倾角在震源过程中均有一些变化。

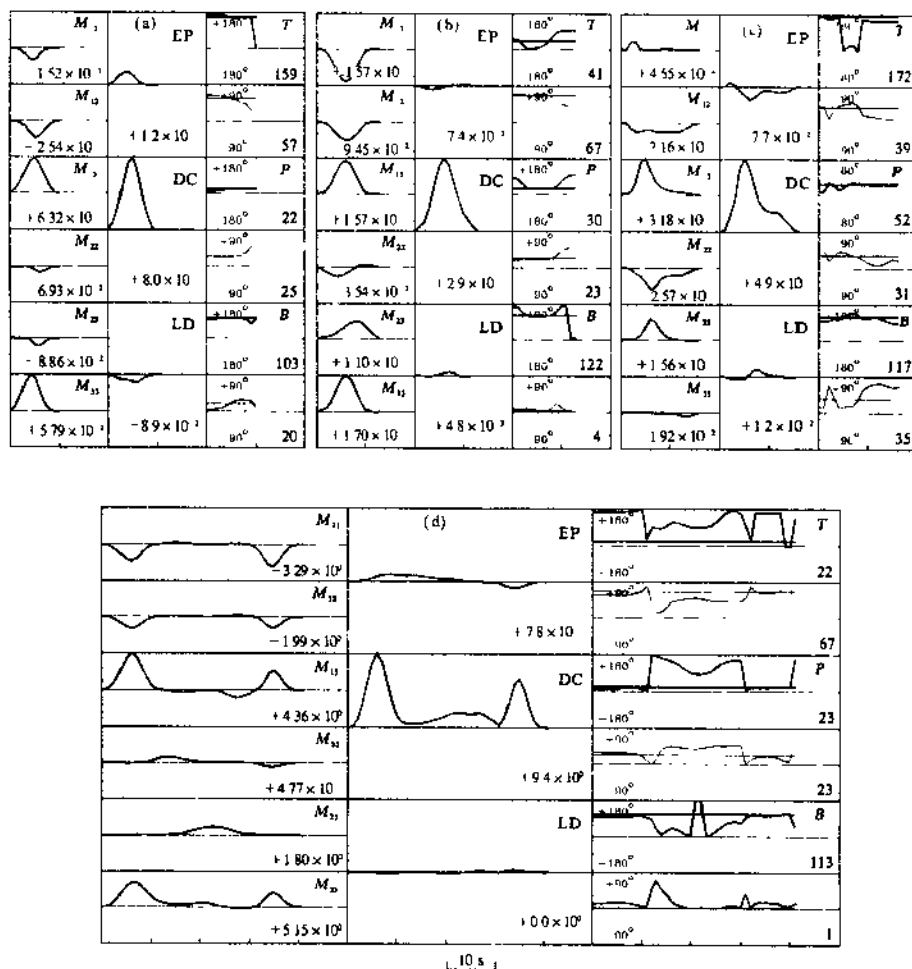


图4 (a) 1990年5月7日 $M_s=5.5$ 地震的矩率张量(左图)、各向同性成份(EP)、双力偶成份(DC)和补偿线性向量偶极成份(LD)(中图)以及3个应力主轴的方位角(粗实线)和倾角(细实线)在震源过程中的变化(右图); (b) 1994年2月16日 $M_s=5.7$ 地震; (c) 1994年1月3日 $M_s=6.0$ 地震; (d) 1990年4月26日 $M_s=6.9$ 地震

我们由反演得到的矩张量解求得了最佳双力偶解(表8和表9)。图5b中给出两种解的几何表示, 并对由反演得到的震源机制和震源时间函数计算的合成地震图和观测地震图进行了比较。不难看出, 多数波形拟合的相关系数都在80%以上, 只有少数台站的波形拟合比较差, 如恩施(ENH)台。我们认为, 造成拟合不好的主要原因可能是这个台离震中较近, 震中距仅 9.55° 。而在这个震中距的地震波的传播路径本身比较复杂, 在合成地震图的计算中未能计及。然而, 总体来看, 波形的拟合是相当好的。

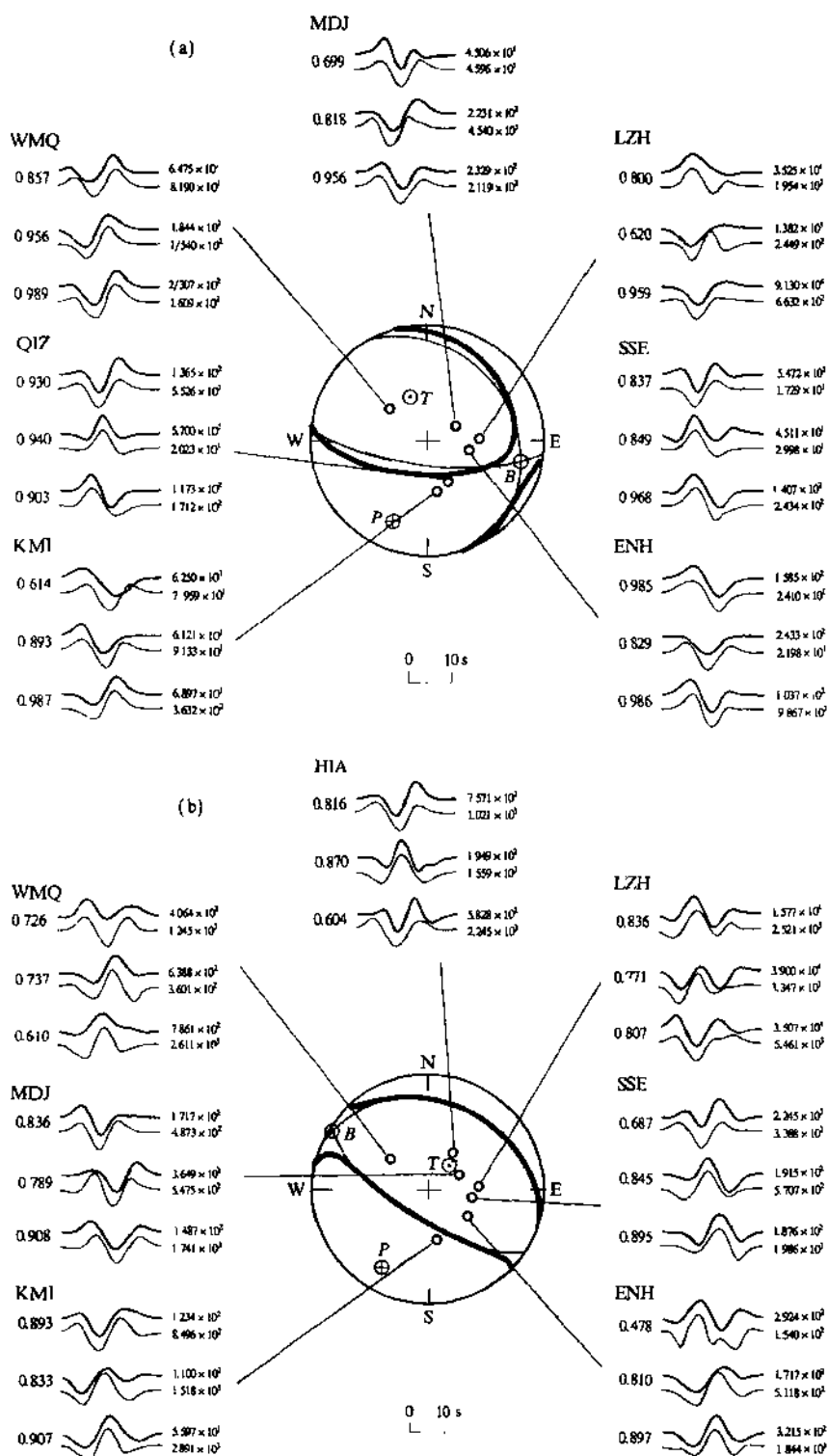


图 5 (a) 1990 年 5 月 7 日 $M_s=5.5$ 地震观测波形和合成波形的比较;
(b) 1994 年 2 月 16 日 $M_s=5.7$ 地震观测波形和合成波形的比较

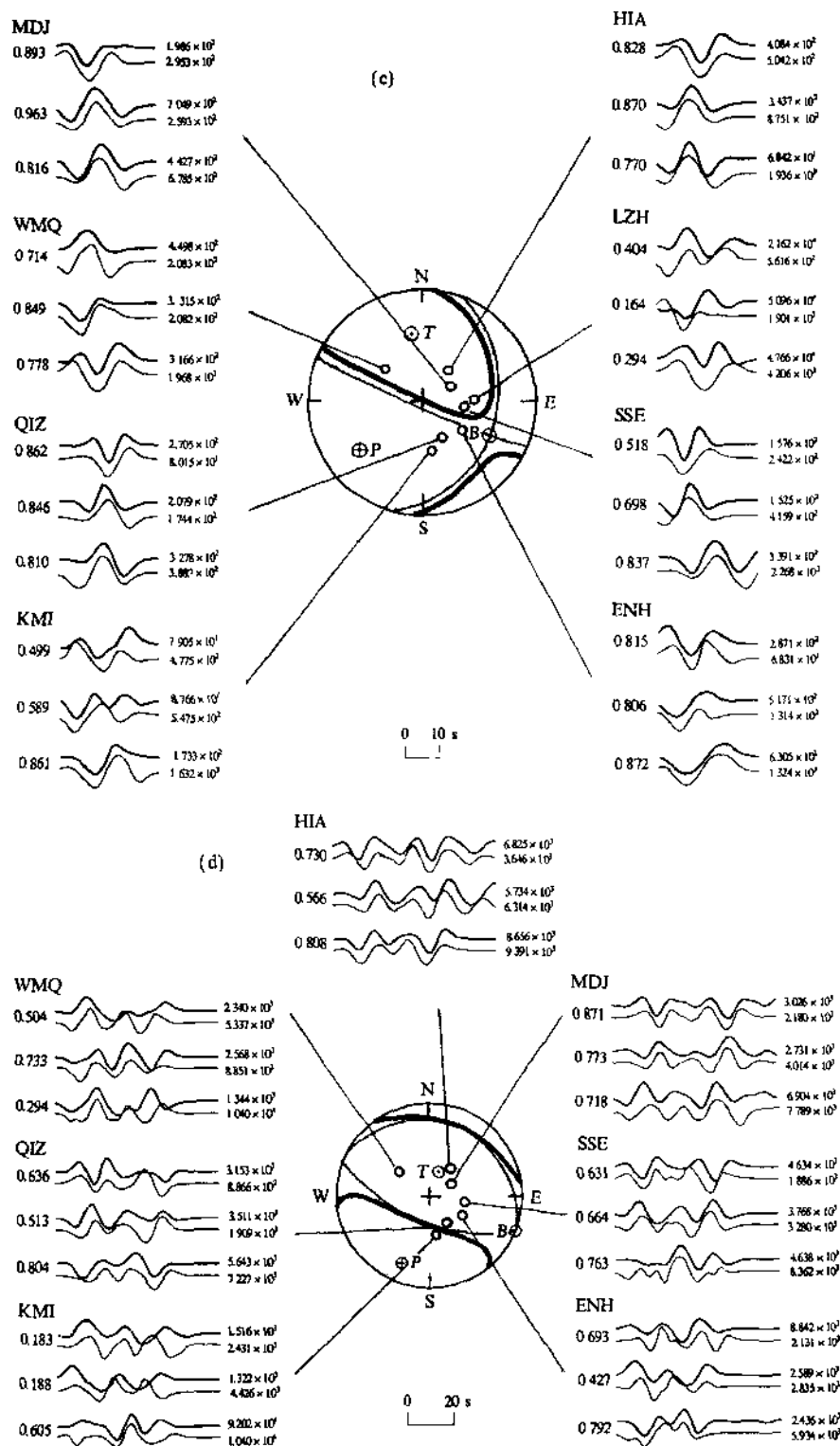


图 5 (c) 1990 年 1 月 3 日 $M_s=6.0$ 地震观测波形和合成波形的比较, (d) 1990 年 4 月 26 日 $M_s=6.9$

地震观测波形和合成波形的比较。粗实线为观测地震图, 细实线为利用反演得到的震源机制和震源

时间函数计算的合成地震图, 波形左边的数字是观测波形和合成波形的相关系数,

右边的数字是波形的最大振幅(单位: counts)

表 8 共和地震序列的矩张量解

单位: $10^{17} \text{ N} \cdot \text{m}$

日 期	持续时间	M_{11}	M_{12}	M_{13}	M_{22}	M_{33}	M_{13}	P	M'	C
年 月 日	/s									
1990 04 26	0~12	-16.00	-11.90	38.00	0.90	0.50	31.60	5.50	47.00	-1.20
	12~31	3.10	1.50	-8.90	7.80	16.20	7.40	5.30	21.00	0.00
	31~41	-20.00	-9.50	14.50	-3.90	1.30	12.6	-3.70	25.00	1.20
	0~41	-32.90	-19.90	43.60	4.80	18.00	51.50	7.80	94.00	0.00
1990 05 07	0~11	-0.15	-0.25	0.63	-0.07	-0.09	0.58	0.12	0.80	-0.09
1994 01 03	0~16	0.45	-2.16	3.18	-2.57	1.56	-0.19	0.77	4.90	0.12
1994 02 16	0~13	-1.57	-0.95	1.57	-0.35	1.10	1.70	-0.07	2.90	0.05

表 9 共和地震序列的最佳双力偶解

日 期	持续时间	节面 I			节面 II			P 轴		B 轴		I 轴	
		方位角	倾角	滑动角	方位角	倾角	滑动角	方位角	倾角	方位角	倾角	方位角	倾角
年 月 日	/s	/(°)			/(°)			/(°)		/(°)		/(°)	
1990 04 26	0~12	96	73	77	315	21	126	17	27	100	12	168	60
	12~31	107	8	169	207	88	83	128	43	30	9	111	46
	31~41	100	67	75	314	29	120	22	19	107	13	164	67
	0~41	113	68	89	294	22	91	23	23	113	1	22	67
1990 05 07	0~11	96	73	69	329	26	139	22	25	103	20	159	57
1994 01 03	0~16	113	83	54	17	36	172	52	31	117	35	172	39
1994-02 16	0~13	123	68	93	294	23	81	30	23	122	4	41	67

2.5 1994 年 1 月 3 日共和 $M_s=6.0$ 地震的矩张量反演

1994 年 1 月 3 日在青海省共和县原震区发生的 $M_s=6.0$ 地震是一次破坏性地震, 给当地的建筑带来了一定程度的破坏. 中国数字地震台网的宽频带地震仪得到了这次地震的良好记录, 为研究其震源过程提供了高质量的资料. 我们利用这些波形资料对这次地震的震源作了矩张量反演, 反演得到的 6 个矩率元素随时间的变化如图 4 c 左图所示. 图 4 c 中间为各向同性成份(EP)、双力偶成份(DC)、补偿线性向量偶极成份(LD). 双力偶成份为 $4.9 \times 10^{17} \text{ N} \cdot \text{m}$, 各向同性成份为 $-0.77 \times 10^{17} \text{ N} \cdot \text{m}$, 是双力偶成份的 16%, 补偿线性向量偶极成份为 $0.12 \times 10^{17} \text{ N} \cdot \text{m}$, 是双力偶成份的 2.4%. 可以看出, 这次地震是以剪切破裂为主, 双力偶成份的释过程基本上代表了震源过程. 从震源时间函数看, 这次地震的地震矩的释放主要集中在震源过程开始的前 10 s, 在后 6 s 地震矩的释放比较缓慢. 震源时间函数的持续时间为 16 s. 3 个应力主轴的方位角和倾角在震源过程中也是变化的(图 4 c 右图), 尤其是 T' 轴和 B 轴的倾角.

矩张量解和由此求得的最佳双力偶解参数分别如表 8 和表 9 所示, 图 5 c 中图为它们的几何表示. 同样, 我们对观测波形和合成波形进行比较(图 5 c). 不难看出, 大多数台站的观测波形都能得到很好的拟合, 相关系数都在 80% 以上, 只有兰州台(LZH)的波形拟合的比较差. 我们认为, 这是由于兰州台震中距较小(仅 2.8°)的缘故. 一方面, 区域范围的地震波的传播路径本身比较复杂, 合成地震图未能计及复杂的传播路径效应; 另一方面, 震中距较小, 点源近似的假设偏离实际情况的效应较显著.

2.6 1990年4月26日共和 $M_s=6.9$ 地震的矩张量反演

1990年4月26日在青海省共和县境内发生的 $M_s=6.9$ 地震是共和地震序列的主震,这次地震给人民的生命财产造成相当大的损失(Person, 1991; 陈运泰等, 1994). 对于这次地震已有一些研究结果(曾秋生, 1990; 涂德龙, 1990; 巩守文, 郭逢英, 1992; 赵明等, 1992; Zhao *et al.*, 1993; 李旭, 陈运泰, 1996 b). 这里我们重点介绍用中国数字地震台网的宽频带波形资料对这次地震进行矩张量反演的结果. 通过反演我们可以得到描述震源的6个矩率元素随时间的变化(图4 d 左图)和矩张量的6个独立元素(曲线下面的数字). 对矩率张量加以分解, 我们又可以得到各向同性成份(EP)、双力偶成份(DC)、补偿线性向量偶极成份(LD)随时间的变化(图4 d 中图)和3种成份的含量(曲线下面的数字). 其中, 双力偶成份为 $9.4 \times 10^{18} \text{ N} \cdot \text{m}$, 各向同性成份为 $0.78 \times 10^{18} \text{ N} \cdot \text{m}$, 是双力偶成份的8.3%, 补偿线性向量偶极成份为0.0. 不言而喻, 这次地震是双力偶成份占绝对优势的破裂过程. 从震源时间函数不难看出, 这次地震的震源过程是比较复杂的, 由3次事件构成. 第一次事件最大, 释放地震矩 $4.7 \times 10^{18} \text{ N} \cdot \text{m}$, 从0 s 开始到12 s 结束; 第三次事件比第一次事件小一些, 释放地震矩 $2.5 \times 10^{18} \text{ N} \cdot \text{m}$, 从第31 s 开始, 第41 s 结束, 持续时间为10 s; 第二次事件比较小, 震源时间函数的幅度比第一次事件和第三次事件小得多, 在从12 s 至31 s 的19 s 的时间中释放了 $2.1 \times 10^{18} \text{ N} \cdot \text{m}$ 的地震矩.

我们将矩张量随时间的变化转化为3个应力主轴的方位角和倾角随时间的变化. 图4 d 右图中曲线表示3个应力主轴的方位角和倾角在震源过程中的瞬时值, 直线表示震源过程结束后整体断层的3个应力主轴的方位角和倾角. 从图4 d 看出, 3个应力主轴的瞬时空间取向可分为3个阶段: 第一阶段从0~12 s, 第二阶段从12~31 s, 第三阶段从31~41 s. 其中, 第一阶段和第三阶段的3个应力主轴比较稳定, 也比较一致; 而第二阶段的应力主轴变化比较复杂一些, 和其它两个阶段明显不同. 可见, 无论从时间上看或是从空间上看, 这次地震的震源过程都是比较复杂的, 地震断层的错动不是简单的一次错动, 它至少是由3次破裂构成的; 发震断层的几何性质也相当复杂.

根据以上3个阶段的划分, 我们用矩张量解分别计算出每个阶段的最佳双力偶解. 各阶段的矩张量解和最佳双力偶解参数见表8和表9. 震源的总体矩张量解和最佳双力偶解如图5 d 所示. 反演得到的震源机制和震源时间函数究竟在多大程度上能够反映事实的一个重要判据是波形的拟合程度. 为此, 我们对观测波形和合成波形进行了比较. 从图中可以看出, 除恩施(ENH)台和乌鲁木齐(WMQ)台的波形拟合得不太好外, 其它台站的波形拟合都是相当好的, 尤其是离震中比较远的几个台站的波形, 如牡丹江(MDJ)台, 海拉尔(HIA)台和余山(SSE)台.

共和 $M_s=6.9$ 地震总体事件的断层参数为: NP I : $113^\circ/68^\circ/89^\circ$, NP II : $294^\circ/22^\circ/91^\circ$. 可以看出, NP I 接近形变测量结果(巩守文, 郭逢英, 1992; 赵明等, 1992). 图6为共和 $M_s=6.9$ 地震的垂直形变等值线图. 震区的上升等值线近乎椭圆形, 长轴方向NW75°, 即方位角为105°, 这和我们得到的断层面的方位角(113°)非常接近; 短轴方向NE15°, 即方位角为15°, 这和我们得到的P轴的方位角(23°)非常接近; 另外, 形变等值线椭圆关于长轴对称, 表明断层比较陡, 而我们得到的断层面倾角为68°; 形变等值线椭圆关于短轴对称, 这说明断层的滑动角比较接近于90°(或270°), 而我们得到的滑动角为89°. 在时间上我们能够清楚地分辨出两次大小相当的事件的发震时刻相差约30 s, 这和 Person

(1991)从地震波走时识别出的两次事件的发震时刻差(约 30 s)是完全一致的。

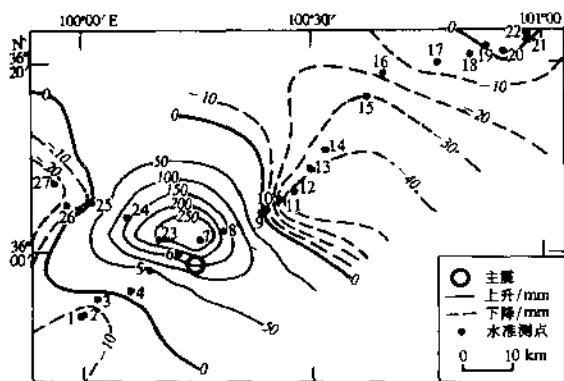


图6 1990年4月26日共和 $M_s=6.9$ 地震震区的垂直形变等值线图

(巩守文, 郭逢英, 1992, 赵明等, 1992)

3 讨论与结论

我们应用中国数字地震台网获得的宽频带波形资料反演并分析了发生在青海省共和县境内的4次地震的震源过程及有关参数, 得出了4次地震的震源机制非常接近的结论。结合赵明等(1992)、涂德龙(1990)以及巩守文和郭逢英(1992)的研究结果, 我们判定这次地震发生在 NWW 向的陡倾角断层上, 断层运动以逆冲为主。然而, 这4次地震的震源过程的复杂性却不同, 其中发生在1990年4月26日的 $M_s=6.9$ 主震的震源过程最复杂, 它至少由3次事件

构成, 第一次和第三次事件比较大, 发震时间相距约 30 s; 第二次事件比较小, 但震源机制的变化比较复杂。而3次余震的震源时间函数则比较简单, 尤其是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, 它们的震源时间函数大致为--脉冲形状的函数。1994年2月16日 $M_s=5.7$ 地震的持续时间为13 s, 1990年5月7日 $M_s=5.5$ 地震的持续时间为11 s; 发生在1994年1月3日 $M_s=6.0$ 地震的震源过程略复杂些, 其持续时间为16 s, 地震矩释放主要集中在前10 s。尽管从时间上看这几次地震比较简单, 但它们的震源机制在破裂过程中仍表现出一定程度的变化, 说明这几次地震的发震断层在几何上仍具有一定的复杂性。

关于共和地震序列的震源破裂过程的以上结果和我们用经验格林函数方法反演的结果非常接近。无论以哪次余震的记录作为格林函数和 $M_s=6.9$ 主震的记录进行反褶积, 结果都相近, 得到的时间序列都由两次大小相当的脉冲构成, 两次脉冲的时间间隔约 30 s。用经验格林函数法求得的主震和余震的标量地震矩之比和我们这里用矩张量反演得到的结果也相当一致(许力生, 陈运泰, 1996)。

参 考 文 献

- 陈运泰, 赵明, 李旭, 等, 1994 青海共和地震震源过程的复杂性 见 陈运泰等(主编), 中国固体地球物理学进展——庆祝曾融生教授诞辰七十周年 北京 海洋出版社 289~304
- 冯锐, 1985 中国地壳厚度及上地幔密度分布(三维重力反演结果) 地震学报, 7(2), 143~156
- 冯锐, 朱介寿, 丁赟王, 等, 1981 利用地震面波研究中国地壳结构, 地震学报, 3(4) 335~350
- 巩守文, 郭逢英, 1992 与青海共和地震有关的地面垂直形变 地震学报, 14(增刊) 725~727
- 贾素娟, 曹学锋, 鄯家全, 1981 青藏高原地区的P波走时与上地幔结构 西北地震学报, 3(3), 27~34
- 李旭, 陈运泰, 1996 a 合成地震图的广义反射透射系数矩阵方法 地震地磁观测与研究, 17(3) 1~20
- 李旭, 陈运泰, 1996 b 用长周期地震体波波波形资料反演1990年青海共和地震的震源过程 地震学报, 18(3) 279~286
- 倪江川, 陈运泰, 陈祥熊, 1991 地震矩张量及其反演 地震地磁观测与研究, 12(5) 1~17
- 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

- 宋仲和, 安昌强, 王椿镛, 等, 1985. 青藏高原及南北带上地幔 P 波的速度结构. 地球物理学报, 28(增刊 I): 148~161
- 涂德龙, 1990. 1990 年 4 月 26 日共和 6.9 级地震地质构造背景. 高原地震, 2(3): 15~20
- 王凯, 姚振兴, 1989. 中国上地幔剪切波速度结构的初步研究. 地球物理学报, 32(1): 36~45
- 王凯, 姚振兴, 1991. 华南上地幔 P 波速度结构的初步研究. 地球物理学报, 34(3): 309~317
- 吴忠良, 陈运泰, 倪江川, 等, 1994. 近震源宽频带记录的地震矩张量反演. 地震学报, 16(2): 141~152
- 许力生, 陈运泰, 1996. 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. 地震学报, 18(2): 159~169
- 许力生, 陈运泰, 1997. 从数字化宽频带波形资料反演得到的共和地震序列的震源破裂历史. 地震学报(待刊)
- 许忠淮, 汪素云, 黄雨蕊, 等, 1989. 由大量的地震资料推断的我国大陆构造应力场. 地球物理学报, 32(6): 636~647
- 赵明, 陈运泰, 巩守文, 等, 1992. 用水准测量资料反演 1990 年青海共和地震的震源机制. 地壳形变与地震, 12(4): 1~11
- 赵珠, 1983. 华北地区上地幔速度结构. 地球物理学报, 26(4): 341~354
- 庄真, 傅竹武, 吕梓龄, 等, 1992. 青藏高原及邻近地区地壳与上地幔剪切波三维速度结构. 地球物理学报, 35(6): 694~708
- 曾秋生, 1990. 一九九零年四月二十六日青海共和兴海间 6.9 级地震概况. 高原地震, 2(3): 3~12
- 曾秋生, 1991. 青海省的地震活动与地震灾害. 高原地震, 3(1): 1~11
- 曾融生, 宋子安, 1963. 我国境内瑞利波相速度. 地球物理学报, 12(2): 148~165
- 曾融生, 朱介寿, 周兵, 等, 1992. 青藏高原及其东部邻区的三维地震波速度结构与大陆碰撞模型. 地震学报, 14(增刊): 523~533
- Aki K, Richards P G, 1980. *Quantitative Seismology. Theory and Methods*. San Francisco: W H Freeman, 932
- Avouac J P, Tapponnier P, 1993. Kinematic model of active deformation in Central Asia. *Geophys Res Lett*, 20: 895~898
- Backus G, Mulcahy M, 1976a. Moment tensors and other phenomenological descriptions of seismic source I. Continuous displacements. *Geophys J R astr Soc*, 46: 341~361
- Backus G, Mulcahy M, 1976b. Moment tensors and other phenomenological descriptions of seismic sources I. Discontinuous displacements. *Geophys J R astr Soc*, 47: 301~329
- Backus G E, 1977a. Interpreting the seismic glut moments of total degree two or less. *Geophys J R astr Soc*, 51: 1~25
- Backus G E, 1977b. Seismic sources with observable glut moments of spatial degree two. *Geophys J R astr Soc*, 51: 27~45
- Chen Y T, Xu L S, Li X, et al, 1996. Source process of the 1990 Gonghe, China, earthquake and tectonic stress field in the northeastern Qinghai-Xizang (Tibetan) plateau. *Pure Appl Geophys*, 146: 697~715
- Choy G L, Dewey J W, 1988. Rupture process of an extended earthquake sequence; teleseismic analysis of the Chilean earthquake of March 3, 1985. *J Geophys Res*, 93: 1103~1118
- Dziewonski A M, Chou, T A, Woodhouse J H, 1981. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *J Geophys Res*, 86: 2825~2852
- Dziewonski A M, Ekström G, Woodhouse J H, et al, 1991. Centroid-moment tensor solutions for April-June 1990. *Phys Earth Planet Inter*, 6: 133~143
- Fitch T J, North R G, Sields M W, 1981. Focal depth and moment tensor representations of shallow earthquakes associated with the Great Sumba earthquake. *J Geophys Res*, 86: 9357~9374
- Gilbert F, 1971. Excitation of the normal modes of the earth by earthquake sources. *Geophys J R astr Soc*, 22: 223~226
- Gilbert F, 1973. Derivation of source parameters from low-frequency spectra. *Phil Trans R Soc London, Ser A*, 274: 369~371
- Gilbert F, Dziewonski A M, 1975. An application of normal mode theory to the retrieval of structural parameters and source mechanisms from seismic data. *Phil Trans R Soc London, Ser A*, 278: 187~269
- Hartzell S, Mendoza C, 1991. Application of an iterative least-squares waveform inversion of strong motion and teleseismic records to the 1978 Tabas, Iran, earthquake. *Bull Seism Soc Amer*, 81(2): 305~331
- Helmberger D V, Egan J R, 1980. Modeling the long period body waves from shallow earthquakes at regional ranges. *Bull Seism Soc Amer*, 70: 1699~1714
- Kanamori H, Given J W, 1981. Use of long-period surface waves for rapid determination of the earthquake source parameters. *Phys Earth Planet Inter*, 27: 8~31

- Kanamori H, Given J W, 1982. Preliminary determination of source mechanisms of large earthquakes ($M_s > 6.5$) in 1980. *Phys Earth Planet Inter*, **30**: 260~268.
- Kennett B L N, 1983. *Seismic Wave Propagation in Stratified Media*. Cambridge: Cambridge University Press. 342.
- Kulhanek O, 1990. *Anatomy of Seismograms*. Amsterdam: Elsevier. 178.
- Lay T, Given J W, Kanamori H, 1982. Long period mechanism of the 8 November 1980 Eureka, California, earthquake. *Bull Seism Soc Amer*, **72**: 439~456.
- McCowan D W, 1976. Moment tensor representation of surface wave sources. *Geophys J R astr Soc*, **44**: 595~599.
- Mendiguren J, 1977. Inversion of surface wave data in source mechanism study. *J Geophys Res*, **82**: 889~894.
- Mocquet A, Fukao Y, 1994. On the recovery of seismic source parameters at low frequencies. *Phys Earth Planet Inter*, **83**: 41~56.
- Nakanishi I, Kanamori H, 1982. Effects of lateral heterogeneity and source process time on the linear moment tensor inversion of long period Rayleigh waves. *Bull Seism Soc Amer*, **72**: 2063~2080.
- Nakanishi I, Kanamori H, 1984. Source mechanism of twenty-six large, shallow earthquakes ($M_s > 6.5$) during 1980 from P wave first motion and long period Rayleigh wave data. *Bull Seism Soc Amer*, **74**: 805~808.
- Oliver J, Major M, 1960. Leaking mode and the PL phase. *Bull Seism Soc Amer*, **50**: 165~180.
- Patton H, Aki K, 1979. Bias in the estimate of seismic moment tensor by the linear inversion method. *Geophys J R astr Soc*, **59**: 479~495.
- Patton H, 1980. Reference point equalization method for determining the source and path effects of the surface wave. *J Geophys Res*, **85**: 821~848.
- Person W J, 1991. Seismological notes-March-April 1990. *Bull Seism Soc Amer*, **81**: 297~302.
- Romanowicz B, 1981. Depth resolution of earthquakes in Central Asia by moment tensor inversion of long period Rayleigh waves; Effects of phase velocity variations across Eurasia and their calibration. *J Geophys Res*, **86**: 5963~5984.
- Romanowicz B, 1982. Moment tensor inversion of long period Rayleigh waves; a new approach. *J Geophys Res*, **87**: 5395~5407.
- Sileny J, Panza G F, 1991. Inversion of seismograms to determine simultaneously the moment tensor components and source time function for a point source buried in a horizontally layered medium. *Studia Geophys Geod*, **35**: 166~183.
- Stump B W, Johnson L R, 1977. The determination of source properties by the linear inversion of seismograms. *Bull Seism Soc Amer*, **67**: 1487~1502.
- Stump B W, Johnson L R, 1984. Near field source characterization of contained nuclear explosion in tuff. *Bull Seism Soc Amer*, **74**: 1~16.
- Stretitz R A, 1978. Moment tensor inversions and source models. *Geophys J R astr Soc*, **52**: 359~364.
- Stretitz R A, 1980. The fate of the downgoing slab: A study of the moment tensor from body waves of complex deep focus earthquakes. *Phys Earth Planet Inter*, **21**: 83~96.
- Takeo M, 1987. An inversion method to analyze the rupture processes of earthquakes using near field seismogram. *Bull Seism Soc Amer*, **77**(2): 490~513.
- Takeo M, 1988. Rupture process of the 1980 Izu Kanto Toho Oku earthquake deduced from strong motion seismograms. *Bull Seism Soc Amer*, **78**: 1074~1091.
- Takeo M, 1992. The rupture process of the 1989 offshore Ito earthquakes preceding submarine volcanic eruption. *J Geophys Res*, **97**(B5): 6613~6627.
- Wallace T C, Helmberger D V, Egan G R, 1983. Evidence for tectonic release from underground nuclear explosion in long period P wave. *Bull Seism Soc Amer*, **73**: 326~346.
- Ward S N, 1980. A technique for the recovery of the seismic moment tensor applied to the Oaxaca, Mexico earthquake of November 1978. *Bull Seism Soc Amer*, **70**: 717~734.
- Zhao M, Chen Y T, Gong S W, et al., 1993. Inversion of focal mechanism of the Gonghe, China, earthquake of April 26, 1990, using leveling data. In: Ding G Y, Chen Z L (eds), *Continental Earthquakes*. Beijing: Seismological Press. 246~252.