

1997年中国西藏玛尼 $M_s 7.9$ 地震 的时空破裂过程^{*}

许力生 陈运泰

(中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所)

摘要 用中国数字地震台网(CDSN)的长周期波形资料反演了1997年11月8日中国西藏玛尼地区 $M_s 7.9$ 地震的地震矩张量,用频率域里反褶积方法从P波和S波震相中分别提取了震源时间函数,并经反演依赖于方位的震源时间函数获取了断层面上破裂随时空变化的图象.矩张量反演结果表明:玛尼地震发震应力场的P轴和T轴均接近于水平,P轴在NNE方向(方位角 29° ,倾角 7°),T轴在SEE方向(方位角 122° ,倾角 23°),断层错动以走滑为主;标量地震矩为 $3.4 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$,矩震级 $M_w = 7.6$.由矩张量反演得到的震源时间函数显示,这次地震是由一次较小事件和较大事件组成的,较小事件大约持续5s,较大事件持续约10s.由余震分布可推断出玛尼地震的发震断层是走向为 250° 、以走滑为主的左旋-逆断层,断层面的倾角比较陡,约 88° .根据反演结果计算了理论格林函数,然后用反褶积方法提取了震源时间函数.从不同台站的P波和S波中分别提取的震源时间函数一致表明这次地震破裂的时间历史比较简单,可用一宽度约10s的正弦形的函数近似表示.进一步反演从不同台站上得到的、依赖于方位的P波和S波震源时间函数,获得了断层面上滑动的时空分布图象.从破裂的“记忆式”快照看,破裂开始于断层的西端,然后向东向下发展,总体上具有单侧破裂的特征.破裂面由3个破裂子区构成,一个在断层西端,深度约10km(“西区”);另一个距断层西端约55km,深度约35km(“东区”);第3个距断层西端约30km,深度约40km(“中区”).3个破裂子区构成约长70km,宽60km的破裂面.从破裂的“遗忘式”快照看,这次地震的破裂过程是相当复杂的,在不同时刻断层面上发生错动的地点并不相同,显示出这次地震的破裂过程具有“愈合脉冲”的特征,而且在断层面的某些部位发生了多次错动;另一特征是最先和最后破裂的部位都不是主要的破裂区.根据标量地震矩计算了断层面上静态位错的分布,位错最高的3处(西区、东区和中区)的位错值分别为956cm,743cm和1060cm.由断层面上位错的分布推知,破裂主要集中在震中以东长约70km的断层面上;从余震的分布看,震中以西余震稀疏而震中以东余震密集.这些都表明这次玛尼 $M_s 7.9$ 地震是北东东-南西西向至近东-西向断层向东扩展的结果.

关键词 玛尼地震 中国西藏 地震破裂 时空过程 震源时间函数

引言

1997年11月8日10时2分55.4秒(UTC)在我国西藏自治区那曲地区的玛尼乡发生

• 国家科技部攀登计划预选项目95-专-05资助.中国地震局地球物理研究所论著99AC1033.
1999-06-11收到初稿,1999-07-14收到修改稿并决定采用.

了 $M_s 7.9$ 地震(图 1a). 中国全国地震台网测得这次地震的震中位置为 87.33°E , 35.26°N , 震源深度 40 km, 震级 $M_s 7.4$; 美国国家地震信息中心(NEIC)测定的这次地震的发震时间为 10 时 2 分 54.9 秒(UTC), 震中位置为 87.37°E , 35.11°N , 震源深度 35 km, 震级 $M_s 7.9$. 由于用中国全国地震台网面波资料测定玛尼地震震级时大量使用了近台和面波周期远小于 20 s 的资料, 致使由中国全国地震台网测得的这次地震的震级为 $M_s 7.4$, 远低于 NEIC 测定的震级 $M_s 7.9$ (冯浩, 1999). 有鉴于此, 本文采用 NEIC 测定的玛尼地震的震级. 此次地震发生在青藏高原西北部. 受印度板块和欧亚板块相互碰撞作用的影响, 这一

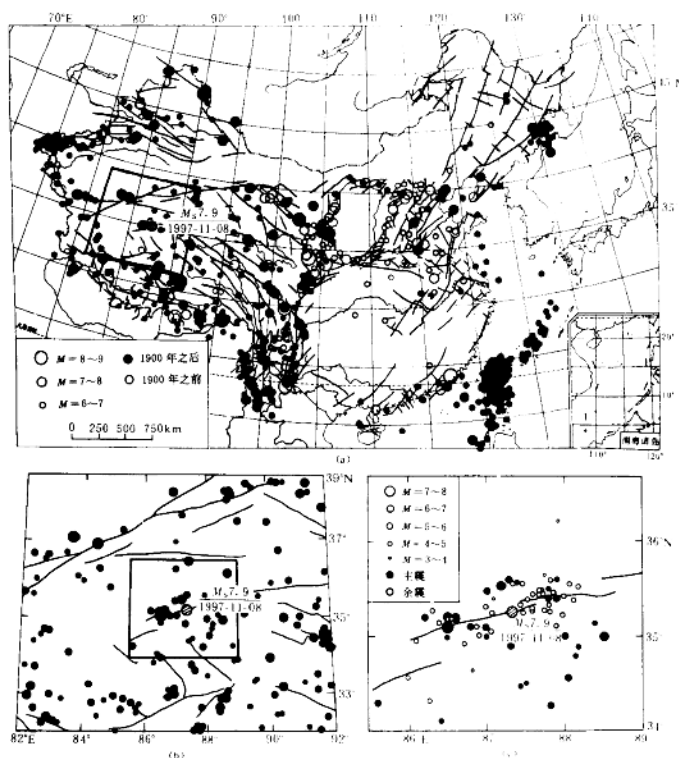


图 1 中国大陆及其周边的地震活动(780 B. C. ~1997 年 11 月 8 日玛尼地震前, $M_s \geq 6.0$ 地震)和断层分布(a);青藏高原西北部的地震活动(1900 年~1997 年 11 月 8 日玛尼地震前, $M_s \geq 4.0$)和断层分布(b);玛尼地震所在地区的地震活动(1900 年~1997 年 11 月 8 日玛尼地震前, $M_s \geq 4.0$)、断层分布及玛尼地震的余震($M_L \geq 3.0$)分布(c)

地区是地震的多发区. 图 1a, b 分别是中国大陆及其周边的历史地震活动(780 B. C. 至 A. D. 1900, $M_s \geq 6.0$)和 1900 年至这次地震前青藏高原西北部 $M_s \geq 4.0$ 的地震活动. 由图可见, 青藏高原西北部断层密集, 地震频发. 青藏高原的形成和演化一直是国际地学界关注的问题. 这一问题的地震学研究, 如地震活动性、震源机制和构造应力场的研究, 对于认识青藏高原的运动学和动力演化具有重要意义.

玛尼地震发生后, 哈佛大学很快给出了矩心矩张量反演结果: 玛尼地震的矩心发震时

间为 10 时 3 分 7.8 秒(UTC), 矩心位置为 87.19°E , 35.28°N , 深度 15.0 km; 其发震应力场的 P 轴和 T 轴以水平为主, T 轴的方位角为 126° , 倾角为 11° ; P 轴的方位角为 217° , 倾角为 5° ; 两组断层面解分别为: 节面 I, 走向 262° , 倾角 79° , 滑动角 4° ; 节面 II, 走向 171° , 倾角 86° , 滑动角 169° . 标量地震矩为 $M_0 = 2.8 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$, 矩震级 $M_w = 7.6$.

玛尼地震发生后, 我们从中国数字地震台网数据中心(CDSN/DMC)得到了这次地震的数字记录, 并从全国和地方地震台网得到了这次地震的余震资料. 截至 1997 年 11 月 30 日, 计发生 $M_L \geq 3.0$ 的余震 51 次(图 1c). 余震震中沿 NEE-SWW 方向分布, 与当地的断层走向一致. 我们用矩张量反演方法反演了这次地震的震源机制, 用反射、透射系数矩阵法计算了理论格林函数, 用反褶积方法提取了震源时间函数, 并通过反演依赖于方位的震源时间函数得到了断层面上位错随时间-空间变化的图象.

1 资料

中国数字地震台网共有 11 个台站, 其中有 7 个台站获得了这次地震的长周期记录(表 1). 原则上, 所有的 P 波震相和 S 波震相都可用于矩张量反演. 然而, 在实际选择震相时, 必须考虑信噪比问题. 如果所用的资料中掺杂过多的噪声, 就会严重扭曲反演结果. 所以我们只选择了具有足够高信噪比的 P 波和 S 波作为反演的资料. 考虑到点源的矩张量反演理论要求震源的尺度与所涉及的波长相比必须小得多; 同时考虑到高频信号对介质中的小尺度异常体比较敏感. 因此, 在选择震相之前, 我们使用了 3 阶 Butterworth 滤波器, 其频率上限为 0.05 Hz, 下限为 0.01 Hz. 这样, 一方面滤去了记录中的短周期成份; 另一方面剔除了漂移的长周期成份.

表 1 具有可用于本项研究的长周期地震体波资料的中国数字地震台网地震台及其相关参数

台站	代码	$\lambda_E/(\circ)$	$\phi_N/(\circ)$	震中距/km	方位角/ $(\circ)$
北京	BJT	116.18	40.04	2 599	70
昆明	KMI	102.74	25.12	1 869	123
余山	SSE	121.19	31.10	3 188	89
乌鲁木齐	WMQ	87.69	43.82	949	3
海拉尔	HIA	119.17	49.27	3 069	50
拉萨	LSA	91.15	29.70	722	148
西安	XAN	108.92	34.04	1 993	88

2 地震矩张量反演

如果所涉及的波长和震源的尺度相比很小, 那么便可以把震源视为一点源. 在这种情况下, 若设震源位于坐标原点, 那么在场点 $\mathbf{r}$ 处的地震位移 $\mathbf{u}(\mathbf{r}, t)$ 为^①(陈运泰等, 1994; 许力生等, 1997; 许力生, 陈运泰, 1997)

$$u_i(\mathbf{r}, t) = G_{ij,k}(\mathbf{r}, t) * m_{jk}(t) \quad (1)$$

式中, “*” 表示时间域里的褶积. 由式(1)可见, 如果知道观测位移 $u_i(\mathbf{r}, t)$ 和格林函数

① 陈运泰, 顾浩鼎. 1990. 震源理论. 国家地震局地球物理研究所, 中国科学技术大学研究生院, 345.

$G_{ij,k}(\mathbf{r}, t)$, 便可通过反演得到地震矩张量 $m_{jk}(t)$. 在实际应用中, 我们采用了频率域里的矩张量反演技术. 对式(1)进行傅里叶变换, 便得到地震位移谱的表示式

$$\hat{u}_i(\mathbf{r}, \omega) = \hat{G}_{ij,k}(\mathbf{r}, \omega) \cdot \hat{m}_{jk}(\omega) \quad (2)$$

式中, ω 为角频率.

地震位移的谱等于格林函数的谱和矩张量的谱的乘积. 将反演得到的矩张量的谱经逆傅里叶变换, 就可得到作为时间函数的地震矩张量.

图 2a 为反演得到的玛尼地震的矩率张量, 6 个分量有各自的时间历史, 其中的数字是各分量绝对值的最大值, 单位为 $\text{N} \cdot \text{m}/\text{s}$. 为了便于理解震源的性质, 我们将反演结果分解成各向同性分量(EP)、最佳双力偶分量(DC)和补偿线性矢量偶极分量(CLVD). 从图 2b 可以看出, 各向同性分量为 $3.1 \times 10^{19} \text{ N} \cdot \text{m}$, 双力偶分量为 $3.4 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$, 补偿线性矢量偶极分量为 $-2.0 \times 10^{18} \text{ N} \cdot \text{m}$. 双力偶分量最大; 各向同性分量次之, 约为双力偶分量的 10%; 补偿线性矢量偶极分量最小, 约为双力偶分量的 0.7%. 根据双力偶分量的时间历史, 这次地震是由两次事件构成的, 第 1 次事件持续时间约 5 s; 第 2 次事件为主要事件, 持续时间约 10 s, 释放了大部分的能量. 关于第 1 次事件, 考虑到噪声的水平, 目前尚不能完全予以肯定. 图 2c 展示了这次地震的总体的矩张量解和最佳双力偶解, 主压应力轴 P 和主张应力轴 T 都接近于水平, P 轴在 NNE 方向, T 轴在 SEE 方向, 断层滑动以走滑为主. 表 2 和表 3 分别列出了这次地震的矩张量解参数和最佳双力偶解参数.

表 2 中国西藏玛尼 $M_s 7.9$ 地震的矩张量解参数

$10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$

资料来源	m_{11}	m_{12}	m_{13}	m_{22}	m_{23}	m_{33}	M_{EP}	M_{DC}	M_{CLVD}
哈佛大学	-0.71	-0.59	-0.20	0.97	0.61	-0.26	0.00	2.75	-0.15
本文	-0.29	-1.30	-0.55	1.10	-0.70	1.17	0.31	3.35	-0.02

表 3 中国西藏玛尼 $M_s 7.9$ 地震的最佳双力偶解参数

($^{\circ}$)

资料来源	节面 I			节面 II			T 轴		B 轴		P 轴	
	走向	倾角	滑动角	走向	倾角	滑动角	方位角	倾角	方位角	倾角	方位角	倾角
哈佛大学	262	79	4	171	86	169	126	11	331	78	217	5
本文	250	88	19	159	71	178	122	23	283	66	29	7

观测地震图和合成地震图的拟合程度可以作为反演结果质量的重要标志. 为此, 我们用反演所得的地震矩率函数(图 2a)与格林函数褶积计算了合成地震图, 并把具有相当信噪比的观测震相和对应的合成震相加以比较. 图 2d 中每对震相左部上边的数字为观测波形绝对值的最大振幅, 下边的数字为合成波形绝对值的最大振幅, 单位为 counts; 中间为合成波形和观测波形的相关系数; 波形右部上边为台站名, 中间为分量名, 下边为震相名. 从图中可见, 合成震相与观测震相非常符合, 波形相似, 振幅接近, 相关系数多数在 0.8 以上. 特别需要指出的是, 乌鲁木齐(WMQ)台和拉萨(LSA)台离震中都较近, 震中距分别为 949 km 和 722 km, 它们的震相拟合得都相当好. 尤其是拉萨台的震相, 不但 P 波震相拟合得好, 而且 S 波和面波的混合震相拟合得也相当好.

主震发生后, 陆续发生了许多余震. 图 1c 表示了中国全国地震台网测定的 51 次 $M_L \geq 3.0$ 余震的定位结果. 从图 1c 可以看出, 余震主要分布在与节面 I 走向一致的北东东-南

西西向至近东-西向的断层条带上。据此, 我们可以判定, 玛尼地震发震断层是一条走向为北东东-南西西向至近东-西向的断层, 其倾角较陡, 在这条断层上发生了以走滑为主的左旋-逆断层错动。

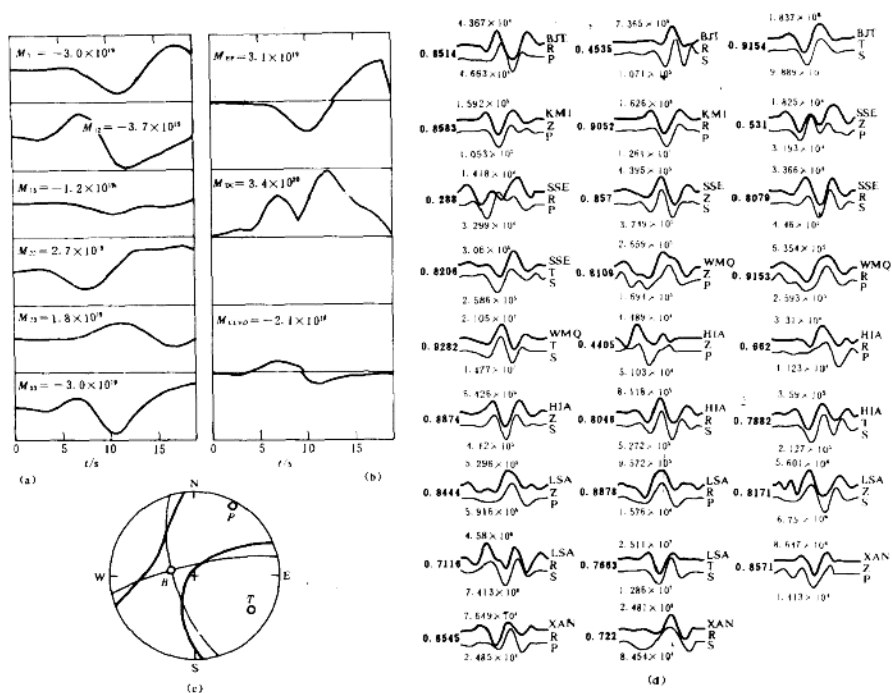


图2 (a) 由反演得到的地震矩率张量随时间的变化, 数字为绝对值最大值, 单位为 $\text{N} \cdot \text{m/s}$; (b) 各向同性分量 (M_{EP})、最佳双力偶分量 (M_{DC}) 和补偿线性矢量偶极分量 (M_{CLVD}), 数字为各分量的大小, 单位为 $\text{N} \cdot \text{m}$; (c) 矩张量解和最佳双力偶解的几何表示 (等面积下半球投影); (d) 观测波形 (粗实线) 和合成波形 (细实线) 的比较

3 用理论格林函数法提取震源时间函数

如果有大小不同的两个地震, 他们的震源位置和震源机制都相同, 而且小震的震源过程非常简单, 以致于和大震的震源时间函数相比可以将小震的震源时间函数视为单位阶跃函数, 那么, 由同一接收点接收到的两个地震的记录谱具有如下关系 (Chen *et al.*, 1996; 许力生, 陈运泰, 1996; 许力生等, 1997)

$$\frac{\hat{R}(\omega)}{\hat{R}'(\omega)} = \frac{M_0}{M'_0} \hat{S}(\omega) \quad (3)$$

即大震记录的谱 $\hat{R}(\omega)$ 和小震记录的谱 $\hat{R}'(\omega)$ 的商等于大震的标量地震矩 M_0 与小震的标量地震矩 M'_0 之比乘以大震震源时间函数 $S(t)$ 的微商 (远场震源时间函数) $S(t)$ 的谱 $\hat{S}(\omega)$ 。根据式 (3), 从这两个地震的记录可以求得两个地震的标量地震矩的比和大震的远场震源时间函数。为简单起见, 在不致引起混淆的情况下, 以下提及震源时间函数时, 均指远场

震源时间函数 $S(t)$, 并省略“远场”二字. 对于玛尼地震, 尽管有许多余震, 但其震级都比较小, 由中国数字地震台网的多数台站的记录中无法从噪声背景中分辨出清楚的体波震相以提取大震的震源时间函数. 然而, 我们可以使用合成地震图代替小震记录. 在这种情况下保证两个地震的震源机制相同和震源位置相同以及小震的震源时间函数为一单位阶跃函数是很容易做到的.

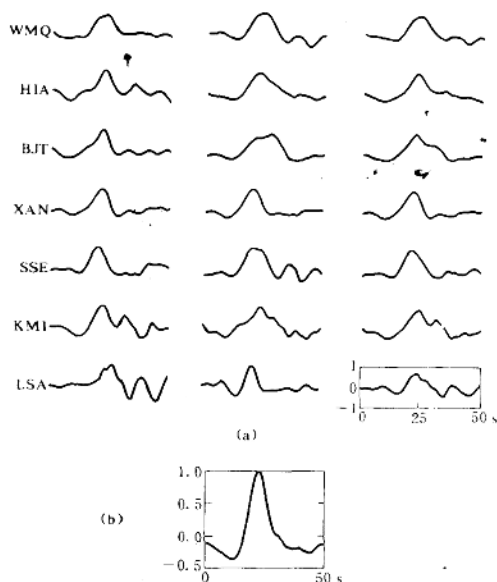


图 3 (a) 从不同台站提取的 P 波震源时间函数(第 1 列)和 S 波震源时间函数(第 2 列)及其平均(第 3 列). 图中所示是幅度已归一化了的震源时间函数, 时间长度为 50 s. (b) 对所有台站的 P 波震源时间函数和 S 波震源时间函数进行平均得到的玛尼地震的平均震源时间函数

在提取震源时间函数时, 我们采用频率域反褶积的方法, 并借助于“水准”技术来稳定商谱 (Mueller, 1985). 首先, 我们从 3 个分量的 P 波和 S 波中分别提取震源时间函数, 然后, 就 P 波和 S 波震源时间函数分别求平均, 以剔除噪声并压制反褶积引起的误差. 最终在每一个台站得到一个 P 波震源时间函数和一个 S 波震源时间函数. 图 3a 显示了从 7 个台站的长周期波形资料中提取的、幅度已归一化了的震源时间函数. 第 1 列是从 P 波中提取的震源时间函数; 第 2 列是从 S 波中提取的震源时间函数; 第 3 列是对 P 波震源时间函数和 S 波震源时间函数取平均所得的震源时间函数. 从图中可以看出, 除昆明台 (KMI) 和拉萨台 (LSA) 的 P 波震源时间函数以及余山台 (SSE) 的 S 波震源时间函数形状较复杂外, 其它震源时间函数都比较简单. 由此可见, 玛尼地震的时间历史比较简单, 这个特点从总平均的震源时间函数可以看得更清楚 (图 3b). 这一结果和通过矩张量反演所得的结果

是一致的. 需要指出的是, 震源时间函数比较复杂的台站是震中距较小的台站. 在这种距离上, 因地震波的传播路径比较复杂, 合成的介质响应和实际的介质响应的差别比较显著, 因此, 这些台上震源时间函数的复杂性很可能是介质响应的不完善引起的假象.

由式 (3) 可以看出, 应用反褶积方法不但可以求得震源时间函数, 而且可以求得较大地震与较小地震的标量地震矩之比. 即以较小地震的标量地震矩为单位量度的较大地震的标量地震矩. 当我们用理论格林函数代替经验格林函数时, 这一步是很容易做到的. 表 4 列出了从不同台站不同震相中提取的玛尼地震的震源时间函数的持续时间和标量地震矩. 总的看来, (由) P 波(得到的)震源时间函数的持续时间较短, S 波震源时间函数的持续时间较长; 从 P 波震源时间函数求得的标量地震矩比从 S 波震源时间函数求得的标量地震矩要小一些; 平均的 P 波震源时间函数的持续时间为 11.9 s; 平均的 S 波震源时间函数的持续时间为 14.5 s; P 波震源时间函数的持续时间和 S 波震源时间函数的持续时间的平均为

13.2 s; 从 P 波震源时间函数中求得的平均标量地震矩为 $1.4 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$; 从 S 波震源时间函数中求得的平均标量地震矩为 $3.1 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$; 从 P 波和 S 波震源时间函数计算的平均标量地震矩为 $2.3 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$; 这个结果和从矩张量反演所得的结果 ($3.4 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$) 一致, 与哈佛大学的反演结果 ($2.8 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$) 尤为接近。

表 4 用理论格林函数求得的玛尼地震的震源时间函数的持续时间 T 和标量地震矩 M_0

台站	T/s			$M_0/10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$		
	P	S	P 和 S	P	S	P 和 S
BJT	12.5	17.3	14.9	1.3	4.6	2.9
KMI	11.5	20.0	15.8	2.7	2.6	2.9
SSE	12.5	15.0	13.8	0.8	2.3	1.5
WMQ	11.0	13.0	12.0	0.7	3.7	2.2
HIA	10.5	14.5	12.5	0.6	3.9	2.3
LSA	13.0	10.0	11.5	1.6	3.1	2.4
XAN	12.0	12.0	12.0	2.1	1.7	1.9
平均	11.9	14.5	13.2	1.4	3.1	2.3

4 断层面上地震破裂的时空分布

陈运泰等(Chen *et al.*, 1996)、许力生等(1997)^① 比较详细地介绍了用依赖于方位的震源时间函数反演断层面上滑动时空分布的理论和方法。概括地讲, 对于有限断层, 由某个台站求得的震源时间函数等于有限断层上各个子断层的震源时间函数的加权叠加。设由第 i 个台求得的震源时间函数为 $S_i(t)$, 第 j 个子断层的加权震源时间函数为 $s_j(t)$, 那么他们二者的关系为

$$S_i(t) = \sum_{j=1}^N \delta(t - \tau_{ij}) * s_j(t) \quad (4)$$

式中, N 为子断层的数目, $\tau_{ij} = R_{ij}/v_i$, R_{ij} 为第 j 个子断层到第 i 个台的距离, v_i 是依赖于震相性质的视速度, 如果震源时间函数 $S_i(t)$ 是从 P 波提取的, 那么 v_i 为 P 波的视速度; 如果震源时间函数 $S_i(t)$ 是从 S 波提取的, 那么 v_i 为 S 波的视速度。

对于玛尼地震, 我们分析了 7 个台的波形资料, 分别得到了 7 个 P 波震源时间函数和 7 个 S 波震源时间函数。他们所对应的视速度如表 5 所示。根据资料的数量、资料的采样率以及地震的震级, 我们以震中位置为原点, 沿与断层的走向 (250°) 相反的方向 (即 70° 方向) 取 110 km, 并划分成 11 段; 考虑到青藏高原的地壳厚度, 沿断层的倾斜方向取 70 km, 并划分成 7 段。这样, 将该地震断层划分成 77 个子断层, 每个子断层为 $10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$ 。子断层数目为 77, 而方程数目为 14, 所以, 这个反演问题为一不定问题。为了使反演稳定, 我们使用了“解都大于

表 5 用于断层面上滑动时空分布反演的 P 波和 S 波视速度 (km/s)

台站	v_p	v_s
BJT	8.3	4.6
KMI	7.9	4.4
SSE	8.8	5.0
WMQ	7.5	4.2
HIA	8.7	4.8
LSA	7.4	4.2
XAN	7.6	4.4

① Xu L S, Fasthoff S, Duda S J, *et al.* 1997. *MomTen User's Guide*. Institute of Geophysics, China Seismological Bureau, Institute of Geophysics, University of Hamburg, 1~101

或等于零”、即不发生反向错动的约束条件。

图 4a 显示了地震过程中断层面上滑动率的分布随时间变化的图象。所谓滑动率是指单位时间内的滑动量,不涉及这一时刻之前的滑动量,所以可称之为“遗忘式”快照。图 4a 是由若干个连续的照片构成的,按列的顺序看,同一列上每两次快照之间的时间间隔为 1 s。从“遗忘式”快照看,玛尼地震的破裂在空间上具有相当程度的复杂性。在某一时刻,断层面上发生错动的地点并不相同,显示出这次地震的破裂过程具有“脉冲愈合”的特征(Heaton, 1990),而且在断面上的某些部位发生了多次破裂。另外,我们看到最先和最后破裂的区域都不是错动幅度最大的区域。

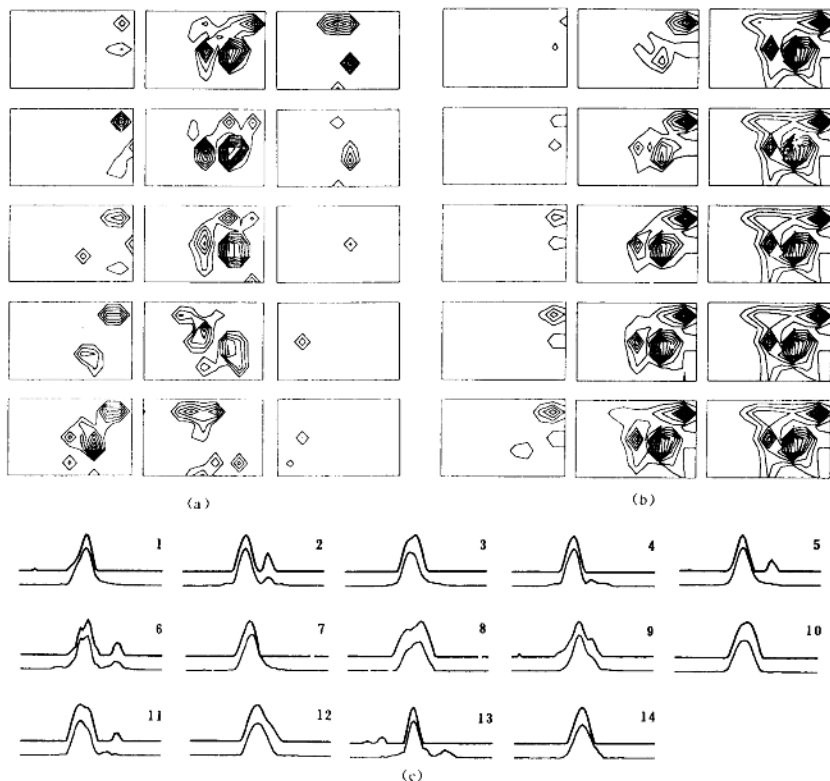


图 4 (a)断层面上滑动率的时空分布快照;(b)断层面上滑动量的时空分布快照;按从上到下、从左到右的顺序,相邻两个快照之间的时间间隔为 1 s。每幅快照表示长 110 km,宽 70 km 的断层;(c)观测震源时间函数(粗实线)和合成震源时间函数(细实线)的比较。按照图中数字表示的顺序,依次为 BJI、KMI、SSE、WMQ、HIA、LSA 和 XAN 台的 P 波和 S 波震源时间函数

图 4b 显示了地震过程中断层面上滑动分布随时间的变化图象。所谓滑动分布是指直至某时刻时已发生的滑动的累加结果,所以可称之为“记忆式”快照。从破裂的“记忆式”快照看,破裂开始于断层的西端,然后向东向下发展,即从总体趋势看,这次地震具有单侧

破裂的特征。然而, 破裂面并不是一个位错均匀分布的平面, 它大体上由 3 个破裂子区构成。一个在断层西端, 深度约 10 km (“西区”); 另一个距断层的西端约 55 km, 深度约 35 km (“东区”); 第 3 个距断层西端约 30 km, 深度约 40 km (“中区”)。3 个破裂子区构成约长 70 km, 宽 60 km 的破裂面。根据断层面上位错的分布, 破裂主要集中在震中以东长约 70 km 的断层上; 从余震的分布看(图 1c), 震中以西余震稀疏而震中以东余震密集。这些都表明这次 $M_s7.9$ 地震是一条北东东-南西西向至近东-西向断层向东扩展的结果。

值得指出的是, 从震源时间函数看, 玛尼地震是连续的一次性破裂, 但从破裂的时空分布看, 其断层面上有 3 个几乎独立的破裂子区。这是由于 3 个破裂子区的破裂在时间上比较接近以至叠合在一起的缘故。在其它震例的研究中, 也能看到这种破裂时间历史的复杂性并不简单地对应于破裂空间分布的复杂性的现象(Chen *et al.*, 1996; 许力生, 陈运泰, 1997)。观测震源时间函数和合成震源时间函数的拟合程度常是用以衡量反演结果的重要判据。为此, 我们利用反演的时空破裂模型计算了各个台站的 P 波和 S 波的震源时间函数, 并和观测震源时间函数做了比较。由图 4c 可以看出, 合成震源时间函数非常接近于观测震源时间函数。

5 断层面上位错的非均匀分布

由地震矩的定义, 可以计算断面上的位错(Dreger, 1994; 许力生等, 1997)

$$u_i = \frac{w_i M_0}{\mu A_i} \quad (5)$$

式中, A_i 为第 i 个子断层的面积, μ 为断层的剪切模量(这里取 $\mu = 3.0 \times 10^4$ MPa), M_0 是总地震矩, w_i 是第 i 个子断层的地震矩权系数。由上式, 可以求得第 i 个子断层上的位错量 u_i 。

根据前述矩张量反演的结果, 玛尼地震的标量地震矩为 3.4×10^{20} N·m。由此计算的

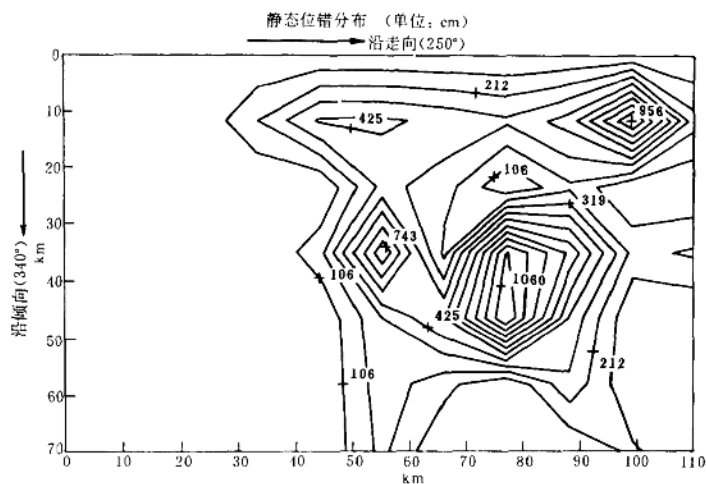


图 5 1997 年 11 月 8 日玛尼 $M_s7.9$ 地震断层面上静态位错的非均匀分布

断层面上位错的分布如图 5 所示, 西区, 东区和中区等 3 个位错幅度最大的区域, 位错分别为 956 cm, 743 cm 和 1 060 cm.

6 讨论与结论

我们用中国数字地震台网的长周期波形资料反演得到了 1997 年 11 月 8 日发生在我国西藏玛尼的 $M_s 7.9$ 地震的震源参数, 包括地震矩张量、标量地震矩、断层面参数、震源时间函数和位错在断层面的时空分布.

玛尼地震的标量地震矩为 $2.3 \times 10^{20} \sim 3.4 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$. 根据矩张量反演, 标量地震矩为 $3.4 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$; 根据用理论格林函数对观测波形进行反褶积计算得到的标量地震矩为 $2.3 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$. 虽然所用的方法不同, 但得到的结果彼此接近; 而且和哈佛大学测定的标量地震矩 $2.8 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$ 的结果也很一致. 根据上面测定的标量地震矩计算得到的矩震级 M_w 为 7.5~7.6, 与哈佛大学测定的矩震级 M_w 为 7.6 的结果相同. 另外, 由矩张量反演得到了 $3.1 \times 10^{19} \text{ N} \cdot \text{m}$ 的各向同性分量以及 $-2.0 \times 10^{18} \text{ N} \cdot \text{m}$ 的补偿线性矢量偶极分量, 分别是最佳双力偶分量的 10% 和 0.7%. 可见, 补偿线性矢量偶极分量是非常小的, 可以忽略不计; 各向同性分量虽然尚可观, 但考虑到有许多研究表明产生各向同性分量的可能性很多(许力生、陈运泰, 1997), 即使是记录中的随机噪声也会转变成虚假的各向同性分量, 因此我们认为这里得到的各向同性分量虽有可能部分地甚至全部地归因于震源, 但需要作进一步的工作方能予以肯定.

根据反演所得的断层面参数, 并结合余震分布特征和当地的断层展布的走向, 可以判定发震断层是走向 250° 的断层. P 轴和 T 轴都接近于水平, P 轴在 NNE 向(方位角 29° , 倾角 7°), T 轴在 SEE 向(方位角 122° , 倾角 23°).

综合矩张量反演结果和波形反褶积结果, 可知这次地震的时间历史比较简单, 从时间上看是一次连续的破裂事件. 由矩张量反演得到的震源时间函数表明在主事件之前还有一次较小事件. 然而用反褶积方法从不同台站的 P 波和 S 波中提取的震源时间函数一致表明这次地震的时间历史比较简单, 是连续的一次性破裂. 由此看来, 矩张量反演结果中出现的那次小事件可能是由介质模型的不完善导致的假象.

我们还注意到用反褶积方法提取的 P 波震源时间函数和 S 波震源时间函数具有系统的差异. 首先, P 波震源时间函数的持续时间要比 S 波震源时间函数的持续时间少. 例如, P 波震源时间函数的平均持续时间为 11.9 s; S 波震源时间函数的平均持续时间为 14.5 s; 其次, 从 P 波中计算的标量地震矩小于从 S 波中计算的标量地震矩. 例如, 从 P 波资料得到标量地震矩的平均值为 $1.4 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$; 从 S 波资料得到标量地震矩的平均值为 $3.1 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$. 这个现象从几乎所有的台站上都可以看到(表 4). 其实, 这两种现象都不难理解. 如果震源可以被视为一点源, 则从任何观测点的任何震相中得到的震源时间函数都应相同; 如果震源具有相当的尺度, 不能被视为一点源, 从不同观测点得到的震源时间函数——“视震源时间函数”则不同. 这种差异不仅依赖于断层的尺度, 还依赖于破裂速度和波的传播速度, 也即还依赖于震相. 如果不考虑断层的尺度和破裂速度给视震源时间函数造成的影响, 那么, 波的传播速度越慢, 视震源时间函数的宽度也越大. 这就是为什么平均地讲测得的 P 波视震源时间函数的持续时间要比 S 波视震源时间函数的持续时间短. 如果

地震记录的频带足够宽以致于不丢失任何地震波频率成份, 那么从任何观测点的任何震相中得到的标量地震矩应该都相同, 尽管视震源时间函数的形状可能有所不同. 这里从 P 波中得到的标量地震矩比从 S 波中得到的标量地震矩小很可能是我们使用了长周期(0.05~0.01 Hz)资料造成的, 因为在这种情况下周期相对短的 P 波所受的影响要比周期相对长的 S 波的影响大, 换句话说, P 波中被滤去的频率成份要比 S 波中被滤去的频率成份要多, 这就使得用 P 波估计的标量地震矩小于用 S 波估计的标量地震矩.

我们反演了从不同台站上得到的依赖于台站方位的 P 波和 S 波视震源时间函数, 获得了断层面上滑动的时空分布图象. 从破裂的“记忆式”快照看, 破裂开始于断层的西端, 然后向东、向下发展, 表明这次地震总体上具有单侧破裂的特征. 这一特征和刘瑞丰等^①用高阶矩张量反演的结果一致. 然而, 破裂面并不是一个位错均匀分布的平面, 它由 3 个破裂子区构成. 一个在断层西端, 深度约 10 km, 最大错距为 956 cm; 另一个距断层西端约 55 km, 深度约 35 km, 最大错距为 743 cm; 第 3 个距断层西端约 30 km, 深度约 40 km, 最大错距为 1 060 cm. 3 个破裂子区构成约长 70 km, 宽 60 km 的破裂面. 从破裂的“遗忘式”快照看, 玛尼地震的破裂过程是相当复杂的. 不同时刻断层面上发生错动的位置并不相同, 显示出这次地震的破裂过程具有“愈合脉冲”的特征, 而且断层面的某些部位发生了多次破裂. 另一特征是, 最先和最后破裂的部位都不是主要的破裂区.

由断层面上位错的分布推知, 破裂主要集中在震中以东长约 70 km 的断层面上; 从余震的分布看, 震中以西余震稀疏而震中以东余震密集. 这些都表明这次玛尼 $M_s7.9$ 地震是北东东-南西西向至近东-西向断层向东扩展的结果.

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——庆贺曾融生教授诞辰七十周年. 北京: 地震出版社, 287~304
- 冯浩. 1999. 有关 1997 年 11 月 8 日西藏玛尼地震震级的讨论. 国际地震动态, (7): 1~7
- 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): 156~169
- 许力生, 陈运泰. 1997. 用宽频带数字波形资料反演共和地震的震源参数. 地震学报, 19(2): 113~128
- 许力生, 陈运泰, Fasthoff S. 1997. 1996 年 2 月 3 日云南丽江 $M_s=7.0$ 地震震源过程的时空复杂性. 见: 陈运泰主编. 中国地震学研究进展——庆贺谢毓寿教授八十寿辰. 北京: 地震出版社, 91~105
- 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(3/4): 697~715
- Dreger D S. 1994. Empirical Green's function study of the January 17, 1994 Northridge, California earthquake. *Geophys Res Lett*, 21: 2 633~2 636
- Heaton T H. 1990. Evidence for and implications of self-healing pulses of slip in earthquake rupture. *Phys Earth Planet Inter*, 64: 1~20
- Mueller C. 1985. Source pulse enhancement by deconvolution of an empirical Green's function. *Geophys Res Lett*, 12: 33~36

① 刘瑞丰, 陈运泰, Krueger F, 等. 1999. 用远场资料反演西藏玛尼地震的高阶地震矩张量.