

文章编号: 0253-3782(2000)03-0225-08

用远场资料反演西藏玛尼地震 的高阶地震矩张量^{*}

刘瑞丰¹⁾ 陈运泰¹⁾ Frank Krueger²⁾ 成 瑾¹⁾

杨 辉¹⁾ 韩 炜¹⁾ 牟磊育¹⁾

1) 中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所

2) 德国 Potsdam 大学地球物理研究所

摘要 采用扩展震源模型测定出更多的震源参数. 我们把震源用高阶地震矩张量表示. 为了减少在高阶地震矩张量表达式中出现的大量项, 采用了 Haskell 断层模型. 利用 GSN 台网 32 个台站的宽频带体波资料, 反演了西藏玛尼地震的震源参数. 通过实际计算表明, 该震源是一个走滑断层, 破裂方向 75° , 断层面为 $\phi=77^\circ$ 、 $\delta=88^\circ$, $\lambda=0^\circ$, 辅助面为 $\phi=347^\circ$ 、 $\delta=90^\circ$, $\lambda=178^\circ$, 破裂持续时间为 19 s, 断层尺度为 $47 \text{ km} \times 28 \text{ km}$. 这些结果将为地球动力学研究提供新的定量资料, 对于震源层析成像研究等有实际意义.

关键词 玛尼地震 高阶地震矩张量 震源参数 宽频带 数字化

中图分类号: P315.0 **文献标识码:** A

引言

震源物理研究是当代地震学的一个前沿课题. 随着对地球介质结构研究的不断深入, 计算理论地震图能力的提高以及宽频带、大动态数字地震记录的大量获取, 最近几年地震矩张量反演的研究工作得到了迅速的发展. 20 世纪 80 年代以来, 有些方法已可以快速确定中强地震的地震矩张量和震源的其它动力学参数, 如: 哈佛大学(HRV) (Dziewonski *et al.*, 1983)、美国地质调查局(USGS)和日本东京大学地震研究所, 他们把中强地震的地震矩张量、断层面解以及 P , T , N 轴的倾角、方位角、标量地震矩等参数同地震的时、空、强参数一起, 作为地震的基本参数在地震报告中列出. 这些资料可用于分析强震的震源机制和成因、预测强地震发生时地面的应力状态和运动情况, 为防震减灾提供基础资料. 对于 6 级以上地震, 大约在震后两个多小时即可作出结果, 并快速地把测定的结果通过电子邮件方式发往世界各地.

对于较大的地震, 如果所使用的地震波波长与震源的尺度相当, 就不能把震源当作点源处理. 为了得到有限断层面的信息, 许多学者进行了理论和方法上的研究. 在给定震源位置和方位的震源层析成像的研究中, Olson 和 Cotton 等人把断层面划分为相邻彼此独立的若干小断层面, 这些小断面对地震波形都有贡献 (Olson, Apsel, 1982; Cotton,

^{*} 中国地震局地球物理研究所论著 00AC1002.
1999-08-12 收到初稿, 1999-12-05 收到修改稿并决定采用.

Campillo, 1995; Ihmle, Ruegg, 1997). 近场强地面运动、区域和远震体波、地震和大地测量的混合资料都可用于反演断层面的时空滑动分布. 在反演过程中, 需要用大量台站的观测资料, 因为反演问题是病态的和超定解的. 为了保证解的稳定, 需要加一些约束 (Hartzell, Heaton, 1983; Das, Kostrov, 1997). Das 和 Suhaldoc (1996) 利用无干扰的实际资料, 研究了简单 Haskell 平面断层破裂震源层析成像的可靠性. 结果表明, 由于反演的局限性, 破裂模型的不均匀性很难用实际资料区分. 在矩心点, 高阶地震矩张量的表达式用于震源的反演 (Stump, Johnson, 1982; Silver, 1983; Das, Kostrov, 1997). 体波波形、面波波形和地球简正振荡资料用于不同的研究方法, 体波和面波的周期和波长要大于震源破裂面的尺度, 在长周期范围内有限震源破裂的传播对地震图的影响相对较小. 由于一般的反演是非唯一的, 通常又是病态的, 所以要有一些约束和简化, 正性约束的引进是为了避免断层面的反向滑动 (Jordan, 1991; Das, Kostrov, 1997). Das 和 Kostrov (1997) 也利用 Haskell 模型和正性约束进行了试验.

我们在 Taylor 展开式的基础上, 利用高阶地震矩张量的表达式和矩心网格, 使资料的波长和周期分别小于震源的尺度和破裂持续时间. 在反演过程中, 利用了简单的破裂模型, 在矩形平面单侧破裂断层上的滑动矢量不变, 不能反向滑动, 震级和滑动角在时间上独立. 在这样的模型和约束条件下, 得到了稳定的反演结果.

1 理论和方法

1.1 用 Taylor 展开得到的高阶地震矩张量

在直角坐标系下, 由于地震矩张量密度 $m(\xi, \tau)$ (在体积 V 内不为零) 的分布, 在点 x 和时刻 t 所产生的位移矢量的表达式 $d(x, t)$ 为 (Aki, Richards, 1980)

$$d_n = \int G_{p,q}^n(x, \xi; t, \tau) * m_{pq} dv \quad (1)$$

其中, $*$ 号表示褶积, G 表示单力在点 ξ 和时间 t 的 Green 张量, $G_{p,q}^n$ 表示 $\frac{\partial G_p^n}{\partial \xi_q}$. Doornbos (1982) 推导了在矩心点 ξ^0 附近和矩心时间 τ^0 的 Green 函数的 Taylor 展开式, 在频率域内

$$d_n(x, \omega) = \hat{M}_{pq} \int_0^\infty \left[G_{p,q}^n s_q - j\omega G_{p,q}^n s_q \cdot \Delta(\tau) - \frac{\omega^2}{2} G_{p,q}^n s_q \cdot \Delta(\tau^2) + j\omega G_{p,q}^n s_q s_r \cdot \Delta(\xi_r) \right] du + \hat{M}_{pq} \int_0^\infty \left[\omega^2 G_{p,q}^n s_r s_q \cdot \Delta(\tau \xi_r) - \frac{\omega^2}{2} G_{p,q}^n s_q s_r s_s \cdot \Delta(\xi_r \xi_s) \right] du \quad (2)$$

其中

$$\begin{aligned} \hat{M}_{pq} &= \int \dot{m}_{pq} dV & \hat{M}_{pqr} &= \int (\xi_r - \xi_r^0) \dot{m}_{pq} dV \\ \hat{M}_{pqrs} &= \int (\xi_r - \xi_r^0)(\xi_s - \xi_s^0) \dot{m}_{pq} dV & \hat{M}_{pq} &= \int \dot{M}_{pq} d\tau \\ \hat{M}_{pq} \cdot \Delta(\tau) &\approx \int (\tau - \tau^0) \dot{M}_{pq} d\tau & \hat{M}_{pq} \cdot \Delta(\tau^2) &\approx \int (\tau - \tau^0) \dot{M}_{pq} d\tau \\ \hat{M}_{pq} \cdot \Delta(\tau \xi_r) &\approx \int (\tau - \tau^0) \dot{M}_{pqr} d\tau & \hat{M}_{pq} \cdot \Delta(\xi_r \xi_s) &\approx \int \dot{M}_{pqrs} d\tau \\ \hat{M}_{pq} \cdot \Delta(\xi_r) &\approx \int \dot{M}_{pqr} d\tau \end{aligned}$$

式 (2) 是对于扩展震源所产生的位移场与高阶地震矩张量之间关系的表达式, 这是我

们作高阶地震矩张量反演时最基本的计算公式.

1.2 Haskell 单侧断层破裂模型

在公式(2)中, $\Delta(\tau)$ 和 $\Delta(\xi)$ 确定了用于计算 Green 函数的矩心位置 ξ^0 和 τ^0 . 假设能够得到理想的矩心位置, 使 $\Delta(\tau) = \Delta(\xi) = 0$, 则式(2)中高阶地震矩张量表示震源运动学参数, 可用矩形 Haskell 模型

(长度 L , 宽度 W) 来表示, 其单侧破裂的速度为 v , 破裂的持续时间为 $t = L/v$, 滑动力 $[u]$ 是一个常数. 如果破裂面为 xy 平面(图 1), 则

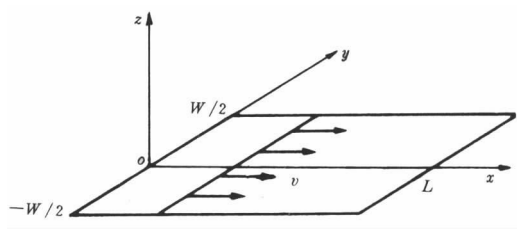


图 1 矩形 Haskell 几何模型.

滑动方向沿 x 或 L 方向

$$\begin{cases} \dot{M}_{xx} = \mu[u]WL = A & \Delta(\tau^2) = \frac{t^2}{12} = B & \Delta(\xi_x) = C = 0 \\ \Delta(\tau\xi_x) = \frac{Lt}{12} = D & \Delta(\xi_x\xi_x) = \frac{L^2}{12} = E & \Delta(\xi_y\xi_y) = \frac{W^2}{12} = F \end{cases} \quad (3)$$

其中, $\tau^0 = t/2$, $\xi^0 = (L/2, 0, 0)^T$, 所有其它震源分量都是 0. 当破裂沿相反方向时, 开始于 $x=L$, 终止于 $x=0$, 这时要改变式(3)中的符号.

$$\begin{cases} \dot{M}_{ij} = Af_{ij}^{(0)} \\ \Delta(\xi_i) = Cf_i^{(1)} \\ \Delta(\tau\xi_i) = Df_i^{(1)} \\ \Delta(\xi_i\xi_j) = Ef_{ij}^{(2)}(\lambda_L) + Ff_{ij}^{(2)}(\lambda_L - 90^\circ) \end{cases} \quad (4)$$

其中

$$\begin{cases} f_{11}^{(0)} = -\sin\delta\cos\lambda\sin(2\phi) - \sin(2\delta)\sin\lambda\sin^2\phi \\ f_{12}^{(0)} = \sin\delta\cos\lambda\cos(2\phi) + \frac{1}{2}\sin(2\delta)\sin\lambda\sin(2\phi) = f_{21}^{(0)} \\ f_{13}^{(0)} = -\cos\delta\cos\lambda\cos\phi - \cos(2\delta)\sin\lambda\sin\phi = f_{31}^{(0)} \\ f_{22}^{(0)} = \sin\delta\cos\lambda\sin(2\phi) - \sin(2\delta)\sin\lambda\cos^2\phi \\ f_{23}^{(0)} = -\cos\delta\cos\lambda\sin\phi + \cos(2\delta)\sin\lambda\cos\phi = f_{32}^{(0)} \\ f_{33}^{(0)} = \sin(2\delta)\sin\lambda \end{cases} \quad (5)$$

$$\begin{cases} f_1^{(1)} = \cos\lambda_L\cos\phi + \cos\delta\sin\lambda_L\sin\phi \\ f_2^{(1)} = \cos\lambda_L\sin\phi - \cos\delta\sin\lambda_L\cos\phi \\ f_3^{(1)} = -\sin\delta\sin\lambda_L \end{cases} \quad (6)$$

$$\begin{cases} f_{11}^{(2)} = (\cos\lambda_L\cos\phi + \cos\delta\sin\lambda_L\sin\phi)^2 \\ f_{12}^{(2)} = \frac{1}{2}[(\cos^2\lambda_L - \cos^2\delta\sin^2\lambda_L)\sin(2\phi) - \cos\delta\sin(2\lambda_L)\cos(2\phi)] = f_{21}^{(2a)} \\ f_{13}^{(2)} = -\frac{1}{2}[\sin(2\delta)\sin^2\lambda_L\sin\phi + \sin\delta\sin(2\lambda_L)\cos\phi] = f_{31}^{(2a)} \\ f_{22}^{(2)} = (\cos\lambda_L\sin\phi - \cos\delta\sin\lambda_L\cos\phi)^2 \\ f_{23}^{(2)} = \frac{1}{2}[(\sin(2\delta)\sin^2\lambda_L\cos\phi - \sin\delta\sin(2\lambda_L)\sin\phi)] = f_{32}^{(2a)} \\ f_{33}^{(2)} = \sin^2\delta\sin^2\lambda_L \end{cases} \quad (7)$$

其它可能的断层面的震源分量可以从公式(5)、(6)利用辅助面的 ϕ, δ, λ 推导出.

1.3 震源近似的改进

在公式(2)中, 当波长 Δ 大于 $2L$ 或 $3L$ 时, 单矩心近似是很好的; 但对于高频(短波), 这种近似就不再适用了. 如果采用 Haskell 破裂模型, 理论地震图是用几百个、有一定密度分布的点源叠加合成的. 这种常用的近似方式用于有限尺度震源破裂的理论地震图的合成. 为了使这种方法对于比较短的波长和周期有更好的效果, 我们把式(1)中的积分分为 3 段, 在单矩心的 Taylor 展开式和由很多点源的叠加之间做了近似, 并吸取二者的优点. 在 $\tau^{(1)} = t/6$ 、 $\tau^{(2)} = \tau^0 = t/2$ 和 $\tau^{(3)} = 5t/6$ 点, 用 3 次矩心以改进时间积分的近似, 即

$$\int_0^t \cdots d\tau = \int_0^{t/3} \cdots d\tau + \int_{t/3}^{2t/3} \cdots d\tau + \int_{2t/3}^t \cdots d\tau \tag{8}$$

这样, 又增加了 3 组 Green 函数(图 2a), 细点线表示 3 矩心点 Taylor 展开式的一阶导数项. 与空间矩心 ξ^0 (在 $L/6, L/2, 5L/6$ 和在 $-W/3, W/3$) 相对应的 Green 函数靠 Green 函数的时间移动得到近似. 在长 L 、宽 W 的断层面上, 9 个矩心用空心圆表示, 地震波传播的慢度为 s , 相邻两矩心点时间的移动量是破裂方向和慢度方向之间夹角的函数(图 2b). 这种近似对于远离震源观测到的独立体波震相有效.

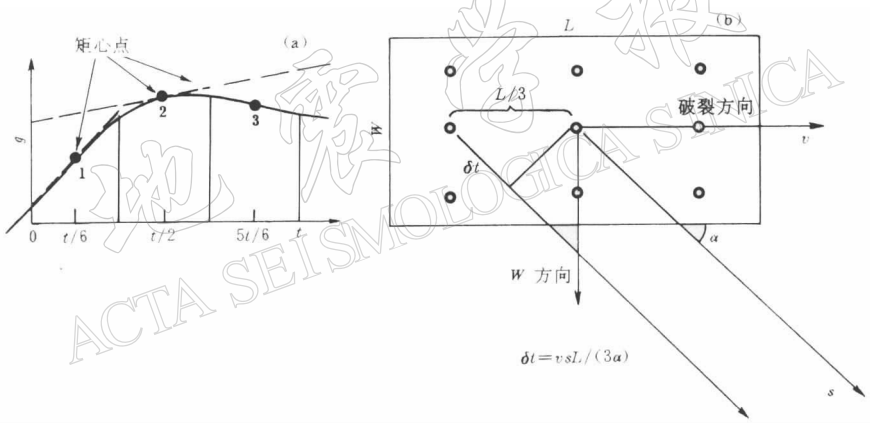


图 2 震源近似的改进

(a) 时间三矩心模型; (b) 断层面 9 矩心模型

在我们的改进方法中, Green 函数总共有 27 项代替最开始的 1 项, 即 $G_{pq}^n s_q \rightarrow {}^{(ijk)}\tilde{G}_{pq}^n s_q$, $G_{pq}^n s_q s_r \rightarrow {}^{(ijk)}\tilde{G}_{pq}^n s_q s_r$ 等. 其中, $i, j, k = 1, 2, 3$ 分别对应于 t, L, W 方向的移动. 对于 Haskell 单侧破裂模型, 时间矩心在 $\tau^{(ij)} = (j-2)t/3 + t/2 + (i-2)t/9$, 空间矩心在 $\xi_L^{(j)} = L/2 + (j-2)L/3$ 和 $\xi_W^{(k)} = (k-2)W/3$.

1.4 反演步骤

反演分为两步: 第 1 步, 只用低频资料线性反演点源的标准地震矩张量和最佳震源位置 τ^0 和 ξ^0 , 使 $\Delta(\xi) = \Delta(\tau) = 0$; 第 2 步, 使用高频资料, 利用线性迭代的方法解方程(2), 计算断层面参数 $M_0, \phi, \delta, \lambda, \lambda_L, L, W$. 第 2 步并未使震源的最佳位置得到改善. 当残差之和不再随着迭代的次数增加而降低时, 就停止进行迭代.

2 反演结果

1997 年 11 月 8 日，西藏玛尼发生了 $M_s=7.4$ 地震。根据《中国地震台临时报告》的测定结果，该地震的发震时刻是 18 时 02 分 51.2 秒(北京时)，震中位置为 35.26°N 、 87.33°E ，震源深度 34 km。我们使用了 32 个台站的宽频带体波资料(图 3)，震中距从 $11^{\circ}\sim 105^{\circ}$ 。使用的震相是 P, S，仪器响应已被扣除，震中距从 $11^{\circ}\sim 105^{\circ}$ 的 Green 函数用 IAS-PEI 91 速度模型(Kennett, 1991)和 PREM 衰减模型进行计算。

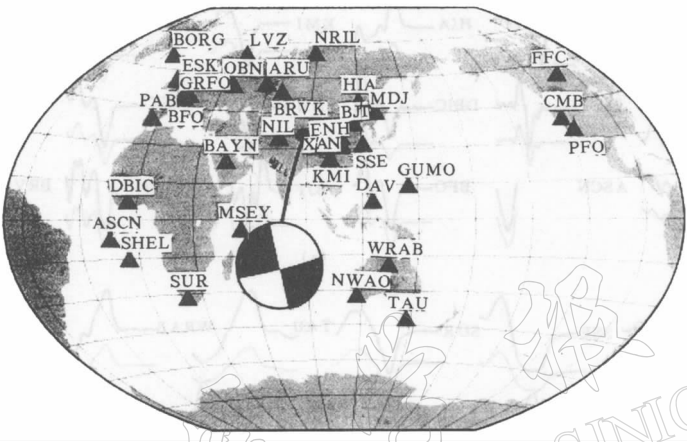


图 3 所使用台站分布图

我们把《中国地震台临时报告》的定位结果作为震源的初始位置，分析了频率在 $0.001\sim 0.02$ Hz 长周期范围内的资料，得到了最佳点源的震源位置为 35.15°N 、 87.52°E ，震源深度 30 km；然后把这些震源参数作为初始模型，使用高频资料，利用线性迭代的方法解方程(2)，就可以计算断层的节面解(ϕ, δ, λ)、断层长度 L 、断层宽度 W 、破裂时间 t 、破裂方向 λ_L 和标量地震矩等震源参数。实际计算表明，在破裂过程中震源的体积变化很小，双力偶成份很大，所以破裂过程沿着平面似乎是比较好的近似。经过多次反演，初始值有所改变。在一般情况下，迭代 5 次左右震源参数就可以收敛到一组稳定的值。最佳波形拟合的单侧破裂模型表明，破裂持续时间 $t=19$ s，断层长度 $L=47$ km，断层宽度 $W=28$ km，平均破裂方向 $\lambda_L=75^{\circ}$ ， $M_0=2.1\times 10^{20}$ N·m， $\phi_1/\phi_2=77^{\circ}/347^{\circ}$ ， $\delta_1/\delta_2=88^{\circ}/90^{\circ}$ ， $\lambda_1/\lambda_2=0^{\circ}/178^{\circ}$ 。震源的节面解与哈佛大学测定的 CMT 解相一致。波形的拟合结果如图 4 所示，P 波为 Z 分向，S 波为 T 分向。实际的破裂过程可能很复杂，也可能由几个子破裂组成，或者是破裂速度发生变化，这些都可以从波形峰值的高频成份中得到证实。

区分断层面和辅助面在震源物理研究方面是一项重要的工作。在宽频带范围内，断层面的波形拟合的平方残差之和要比在辅助面的小。为了确定断层面和辅助面，我们用两个节平面作为断层面进行试验，并利用了拐角频率为 $0.01\sim 0.24$ Hz 的滤波器，也就是计算在该频率范围内的不同频段理论地震图和观测地震图的拟合情况。结果发现， $\phi=77^{\circ}$ 、 $\delta=88^{\circ}$ 、 $\lambda=0^{\circ}$ 是断层面。波形拟合的平方残差之和如图 5 所示。

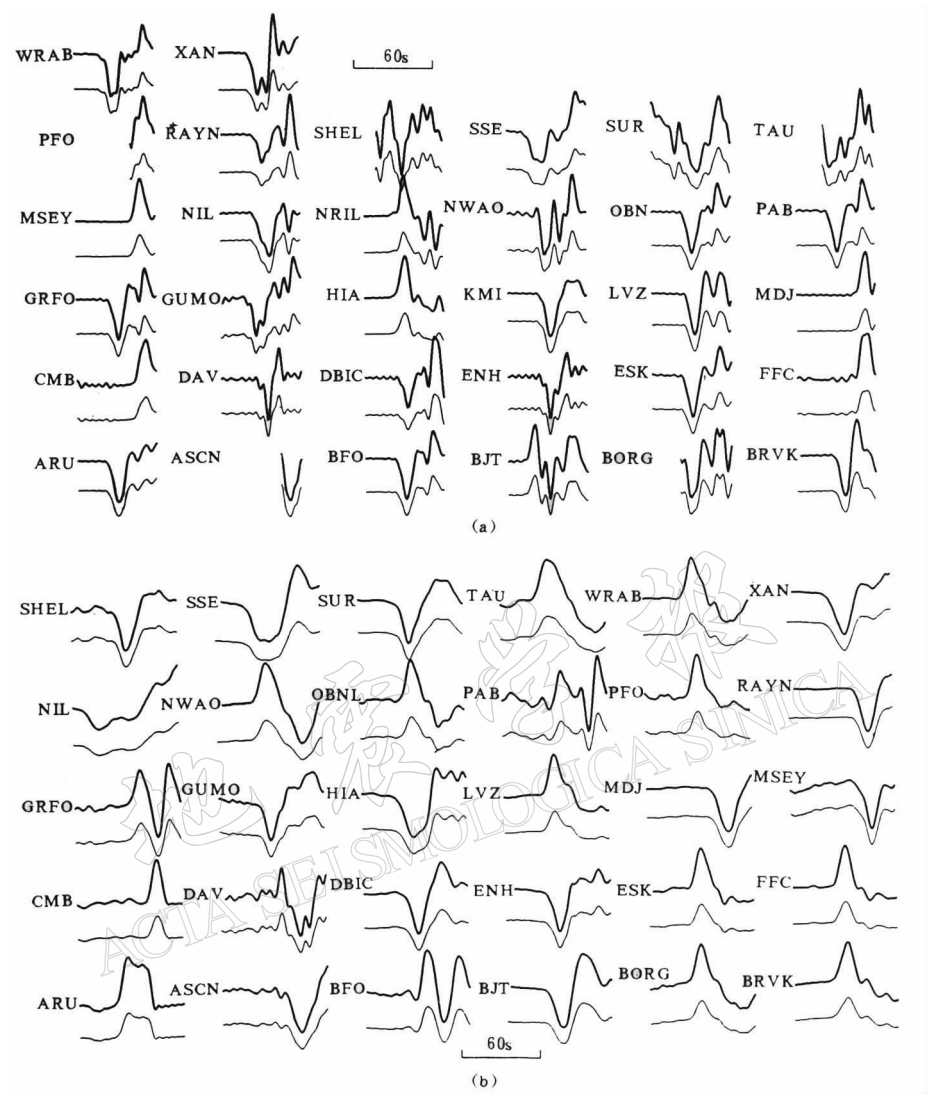


图 4 理论地震图与观测地震图的比较
(a) P 波(Z 分向); (b) S 波(T 分向)

3 结论

我们把震源用高阶地震矩张量表示, 利用 GSN 台网的 32 个台站的宽频带体波资料, 反演了西藏玛尼地震的震源参数. 由于高阶地震矩张量是用 27 个彼此相关联的矩心点计算的, 所以计算出单矩心点的高阶 Green 函数对于反演问题非常关键. 为了减少在高阶地震矩张量表达式中出现的大量项, 我们采用了 Haskell 断层模型. 通过对西藏玛尼地震的实际计算表明, 当用低频资料线性反演出点源模型的震源参数后, 利用宽频带资料经过几

次迭代后就可以得到稳定的断层方位角、倾角、滑动角、断层长度、断层宽度、破裂方向和破裂持续时间等震源参数, 并能够判断出震源的断层面和辅助面。

我们突破了地震震源的点源模型, 用高阶地震矩张量表示震源, 采用扩展震源模型测定出更多的震源参数。这些结果将为地球动力学研究提供新的定量资料, 也可以为震源层析成像研究估算初始模型, 对工程地震、地震预测以及防震减灾均有实际意义。开展高阶地震矩张量反演的研究具有广泛的应用前景。

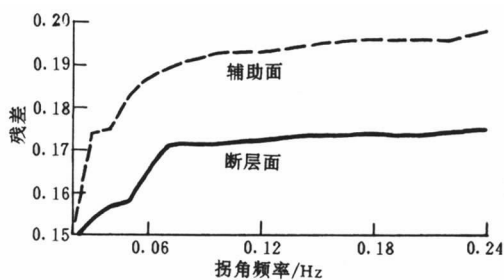


图 5 理论地震图与观测地震图拟合的平方残差之和

参 考 文 献

- Aki K, Richards P G. 1980. *Quantative Seismology: Theory and Methods*, 1 and 2[M]. San Francisco: Freeman W H, 200
- Cotton F, Campillo M. 1995. Frequency domain inversion of strong motions: Application to the 1992 Landers earthquake [J]. *J Geophys Res*, **100**: 3 961~3 975
- Das S, Suhaldoc P. 1996. On the inverse problem for earthquake rupture: The Haskell-type source model[J]. *Geophys J Int*, **101**: 5 725~5 738
- Das S, Kostrov B. 1997. Determination of the polynomial moments of the seismic moment rate density distribution with positivity constraints[J]. *Geophys J Int*, **131**: 115~126
- Doornbos D. 1982. Seismic moment tensors and kinematic source parameters[J]. *Geophys J R astr Soc*, **69**: 235~251
- Dziewonski A M, Friedman A, Giardini D, et al. 1983. Centroid-moment tensor solutions for 308 earthquakes[J]. *Phys Earth Planet Inter*, **33**: 76~90
- Hartzell S H, Heaton T H. 1983. Inversion of strong-ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California earthquake[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **73**: 1 553~1 583
- Ihmle H, Ruegg J C. 1997. Source tomography by simulated annealing using broad-band surface waves and geodetic data: Application to the $M_w=8.1$ Chile 1995 event[J]. *Geophys J Int*, **131**: 146~158
- Jordan T H. 1991. Far-field detection of the extended source of elastic deformation[J]. *Geophys Res Lett*, **18**: 2 019~2 022
- Kennett B. 1991. *IASPEI 1991 seismological tables*. Research School of Earth Sciences[M]. Canberra: Australian National University, 20
- Olson A H, Apsel R J. 1982. Finite faults and inverse theory with applications to the 1979 Imperial Valley earthquake [J]. *Bull Seism Soc Amer*, **72**: 1 969~2 001
- Silver P. 1983. Retrieval of source-extend parameter and the interpretation of corner frequency[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **73**: 1 499~1 511
- Stump B, Johnson L. 1982. Higher-degree moment tensors — the importance of source finiteness and rupture propagation on seismograms[J]. *Geophys J R astr Soc*, **69**: 721~741

HIGHER DEGREE MOMENT TENSOR INVERSION OF MANI EARTHQUAKE USING FAR-FIELD BROAD-BAND RECORDING

Liu Ruifeng¹⁾ Chen Yuntai¹⁾ Frank Krueger²⁾ Cheng Jin¹⁾
Yang Hui¹⁾ Han Wei¹⁾ Mou Leiyu¹⁾

1) *Institute of Geophysics, China Seismological Bureau, Beijing 100081, China*

2) *Institute of Geophysics, Potsdam University, Germany*

Abstract In this paper extended earthquake source model is used to calculate more seismic source parameters. In representing seismic source using higher degree moment tensors, Haskell rupture model is used to reduce a large number terms originally presenting in higher degree moment tensor representation. We inverted the source parameters of Mani, Xizang (Tibet), China, earthquake using broad-band body wave of 32 stations of Global Seismograph Network (GSN). The results show that it is a strike-slip fault, rupture direction is 75° , rupture duration is 19 s, the fault plan is $\phi=77^\circ$, $\delta=88^\circ$, $\lambda=0^\circ$, the auxiliary plane is $\phi=347^\circ$, $\delta=90^\circ$, $\lambda=178^\circ$, and the fault dimension is $47\text{ km}\times 28\text{ km}$. These results will give new quantitative data for geodynamics and has practical meaning for seismic source tomography research.

Key words Mani earthquake higher degree moment tensor seismic source parameters broadband digitization