

赵旭、黄志斌、陈宏峰等, 2014, 2014 年新疆于田 $M_s 7.3$ 地震矩心矩张量快速测定, 中国地震, 30(2), 151~158。

2014 年新疆于田 $M_s 7.3$ 地震矩心矩张量快速测定

赵旭 黄志斌 陈宏峰 赵博 杜广宝

中国地震台网中心, 北京市西城区三里河南横街5号 100045

摘要 基于中国大陆中强震自动矩张量测定系统, 采用虚拟中国地震台网记录的近震波形(震中距 $4^\circ \sim 12^\circ$), 反演了新疆于田 $M_s 7.3$ 地震的矩心矩张量。结果显示, 地震发震断层面参数分别为走向 243° /倾角 70° /滑动角 -18° , 表现为 1 次左旋走滑为主兼有少量正倾滑分量的事件。矩心在水平方向上位于震中 ($36.123^\circ\text{N}, 82.499^\circ\text{E}$) 以东约 13 km, 矩心深度约 10 km。总标量地震矩 M_0 为 $3.05 \times 10^{19} \text{ N}\cdot\text{m}$, 换算成矩震级 $M_w 6.92$, 推断震源破裂时大部分能量释放的持续时间约 14s。同时探讨了自动矩张量测定系统在未来地震灾情预判中的重要作用。

关键词: W 震相 矩心矩张量自动反演 于田地震

[文章编号] 1001-4683(2014)02-0151-08

[中图分类号] P315

[文献标识码] A

0 引言

2014 年 2 月 12 日 17 时 19 分新疆于田县发生 $M_s 7.3$ 地震(简称于田地震)。该地震发生在民丰县西南约 110 km、于田县东南约 112 km 处, 处于西昆仑造山带内。震中位于昆仑山脉北麓的阿羌乡偏远山区, 地广人稀, 但地震仍造成多处房屋桥梁受损, 两千多只牲畜死亡。该地震发生在距印度板块和欧亚板块碰撞带数百千米的青藏高原北缘, 位于中强地震较为活跃的 EN 向阿尔金断裂带上, 地质构造较为复杂(图 1)。

地震发生后, 如何在更短的时间内获知矩心时间、矩心位置、标量地震矩以及断层面几何参数等地震工作者们所关心的重要震源信息已成为国内外地震学家普遍关注的问题。这些信息能直观地反映地震破裂面几何形状和运动学特征, 对大地震本身的研究(Duputel et al, 2012a)、地震灾害快速评估(Dreger et al, 2005)、海啸预警(Kanamori et al, 2008)及震后应力分布研究(Parsons et al, 2008)等都有重要的意义。为此, 赵旭等(2014a)研制了全球强震矩心矩张量自动反演系统。该系统采用全球地震台网宽频带台站记录的远震波形, 并基于 Kanamori 等(2008)提出的基于 W 震相测定矩心矩张量的方法。通过离线自动测定的 2008 年 1 月~2013 年 7 月全球 140 个地震($M_w 6.5 \sim 9.0$)的矩心矩张量与美国哥伦比亚大学 Global CMT 进行了比较, 评估结果表明此系统能实现 25~40min 自动准确测定全球 M_w

[收稿日期] 2014-03-10; [修定日期] 2014-03-29

[项目类别] 地震科技星火计划项目(XH12060Y)、地震行业科研专项(201208003)和国家海洋局行业科研专项(201405026)共同资助

[作者简介] 赵旭, 男, 1982 年生, 工程师, 主要从事数字地震学方面的研究工作。E-mail: zhaox@seis.ac.cn

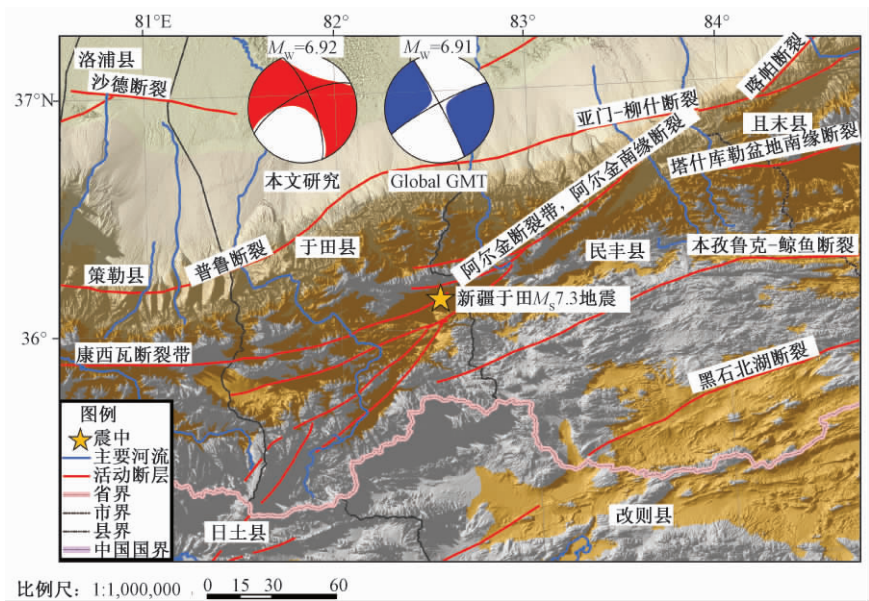


图1 地震震中位置及周围断层分布

本文的于田地震矩张量解(震源球压缩区为红色)与美国哥伦比亚大学 Global CMT 工作组给出结果(震源球压缩区为蓝色)的对比

6.5 ~9.0 地震的矩张量。

W 震相(W phase)是在 S 波之前到达的一种较明显的长周期波(100 ~ 1000s),最早于 1992 年日本记录的尼加拉瓜海啸地震的位移波形中被辨识出(Kanamori, 1993)。根据地震射线理论,在选定初至 P 波开始至 15 Δ 秒(Δ 表示震中距,单位为度)时窗中,W 震相所携带的能量可解释为 P、PP、SP 和 S 等多个震相的叠加。本文使用的 W 震相测定地震矩张量法采用全球一维速度模型 PREM,基于简振正型叠加法计算理论波形。

为进一步提高中国大陆中强地震($M_w \geq 5.3$)矩张量测定的时效性,赵旭等(2014a)使用最新的构建了虚拟中国地震台网记录的近震波形(震中距小于 12 $^\circ$),采用改进的 W 震相技术,开发了中国大陆中强震自动矩张量测定系统。此系统自 2013 年 7 月开始在中国地震台网中心上线试运行,其测定结果一般在震后约 15min 内得到。此次于田地震再次检验并证明了系统的稳定性,自动测定结果在震后约 9min 得到,且与 Global CMT 工作组给出的结果基本一致。

本文基于中国大陆中强震自动矩张量测定系统,采用虚拟中国地震台网记录的近震波形,反演于田地震的矩张量,给出于田地震基于点源的震源机制解,并探讨了自动矩张量测定系统在未来地震灾情预判中的作用。

1 数据

为了尽可能地减少台站分布不均匀对国内地震矩张量测定结果的影响,通过对多个历史震例理论波形和实际观测记录进行比较分析,最终从中国地震台网中选取 211 个记录质量较高的台站,联合全球地震台网 II、IU 等,建立了虚拟中国地震台网。考虑到速度型地震

计的幅频特性以及强震激发的地震波包含主要能量的频段范围,选取的国内台站地震计类型多为 JCZ-1、JCZ-1T、CTS-1、CMG-3ESPC 或 BBVS-120 型。国际台地震计类型多为 STS-1 或 STS-2 型。

利用虚拟中国地震台网记录的于田地震近震波形(震中距 $4^\circ \sim 12^\circ$),数据预处理中采用新疆地震台网正式目录给出的于田地震基本参数:发震时刻为北京时间 2014 年 2 月 12 日 17:19:48.19,震中位置 36.123°N 、 82.499°E ,震源深度 10 km (<http://10.5.202.22/bianmu/validate.jsp>,查询时间 2014 年 2 月 26 日)。

数据预处理主要步骤:①控制波形质量。考虑台站均匀覆盖情况和波形记录信噪比,舍去信噪比不高和断点等“坏”波形;②时间域反卷积。将原始的速度地震记录转化为位移记录;③采用 4 阶巴特沃斯(Butterworth)滤波器进行带通滤波。滤波频段 120 ~ 500s;④选用初至 P 波后 180s 为 W 震相时间窗。

2 方法

2.1 反演方法

W 震相矩张量反演采用的技术思路类似于 Dziewonski 等(1981)和 Ekström 等(2005)提出的标准矩心矩张量(Centroid moment tensor)反演方法,但两种方法有 4 个方面的不同:①选用地震波时间窗的不同;②W 震相矩张量反演使用长周期地震波形;③前者采用时间域反卷积方法,能对时间序列每个抽样点进行实时处理,使得 W 震相可在限幅记录中无失真恢复,从而使该方法可充分利用强震近震(震中距 $3^\circ \sim 12^\circ$)波形。而后者主要使用频率域反卷积方法提取位移波形;④确定矩心水平位置和矩心深度的反演算法不同。

在 W 震相反演中未知震源参数向量 \mathbf{m} 可由下式表示

$$\mathbf{m} = \begin{pmatrix} \mathbf{f} \\ \boldsymbol{\eta}_c \end{pmatrix} \quad (1)$$

其中,地震矩张量 $\mathbf{f} = [\mathbf{M}_{rr}, \mathbf{M}_{pp}, \mathbf{M}_{tt}, \mathbf{M}_{rp}, \mathbf{M}_{rt}, \mathbf{M}_{pt}]^T$;矩心时空坐标 $\boldsymbol{\eta}_c = [\theta_c, \phi_c, h_c, \tau_c]^T$,其中 $\theta_c, \phi_c, h_c, \tau_c$ 分别表示矩心余纬度、矩心经度、矩心深度以及矩心时间, T 表示转置运算符。

为了确定最佳的矩心时空坐标 $\boldsymbol{\eta}_c$,可通过网格搜索的方法使下式定义的误差函数最小

$$\chi(\mathbf{m}) = \frac{1}{2}(\mathbf{s}_w(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_w)^* (\mathbf{s}_w(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_w) \quad (2)$$

其中,向量 \mathbf{s}_w 表示 W 震相的理论波形;向量 \mathbf{d}_w 为 W 震相的实际观测。

由于使用近震台站记录的 W 震相在测定强震震源参数方面具有以下优势:①W 震相传播速度明显高于面波,因此相比于传统的面波波形反演方法,一般在震后 15min 可完成对震源参数的测定,更适合大震快速响应;②W 震相主要在地幔中传播,浅层大陆地壳和洋壳结构的强烈不均匀性对 W 震相的影响不大。因此,该方法逐渐被美国国家地震信息中心、美国太平洋海啸警报中心、日本气象厅等国外多家科学机构所使用(Hayes et al, 2009; Duputel et al, 2012b)。

2.2 自动处理流程

第 1 步,采用新疆地震台网正式给出的于田地震震源位置和震级 M ,基于 Kanamori 等

(2008)的方法,可通过震级 M 估算出矩心时间偏移 t_d ,反演得到初步矩张量解。

第2步,在假定上述震源位置为矩心位置的前提条件下,基于一维网格搜索在矩心时间偏移 t_d 解空间中求出最佳 s 解,使误差函数 $\chi(m)$ 最小。使用最佳解 t_d (图2),再次迭代计算,修订第1步求得的矩张量解。

第3步,在满足遴选后波形道数 $N \geq 15$ 和台站方位间隙角 $\gamma \leq 270^\circ$ 的条件下,开始时水平向搜索间隔为 0.4° ,尔后在局部最小值附近进一步细化网格为 0.2° 、 0.1° 。在深度向搜索间隔一般为 2 km。基于三维网格搜索,使误差函数 $\chi(m)$ 最小,求出最佳的矩心水平位置和矩心深度。使用优化的矩心水平位置和矩心深度(图3)再次计算,得到最佳矩张量解(图1)。

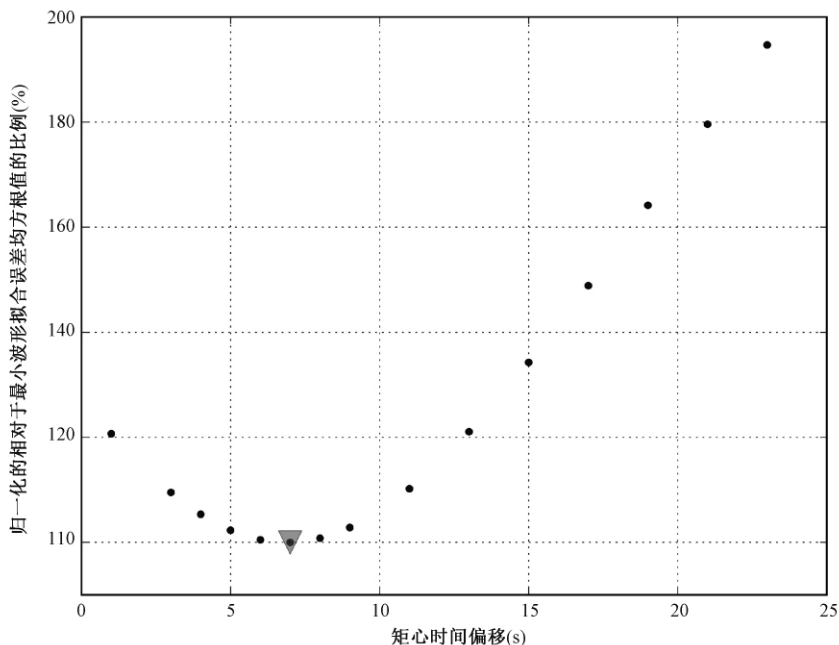


图2 通过一维网格搜索求出矩心时间偏移 t_d 最佳解

3 结果分析

在于田地震的地震矩张量反演中,使用了距于田地震 12° 范围内共 20 道波形(图4)。台站覆盖间隙角约 108° 。为了使台站覆盖均匀,增加了位于中国境内及其周边 4 个国际台站记录的高质量长周期垂直向波形(IC_WM, IC_LSA, II_AAK, IU_MAKZ)。

经第3步计算后,获得实际观测波形与理论波形拟合最优的矩张量(表1)。图4给出实际观测波形和理论波形的对比。由图4可见,大多数台站的实际观测波形与理论波形拟合较好,波形拟合误差均方根值(RMS)为 0.017mm,略小于 Global CMT 给出的矩张量模拟理论波形与实际观测波形拟合误差均方根值 0.019mm。需要指出的是,通过比较 4 个国际台站的整个波形拟合情况发现,基于本文研究的点源模型,能较好地模拟未参与反演的面波部分,说明本文的结果是可信的。

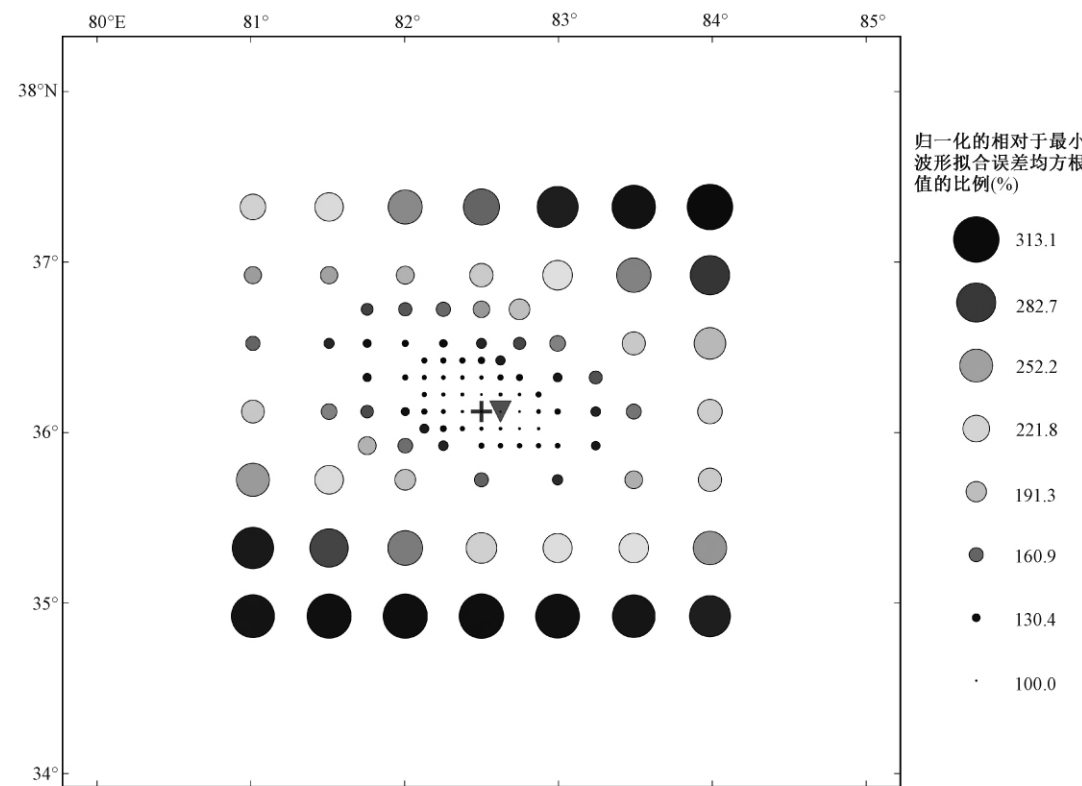


图3 网格搜索获得的矩心水平位置最佳解
黑色倒三角形表示求得的矩心水平位置;黑色十字为新疆地震台网测定的震中位置

表 1 于田地震震源参数对比

测定结果	M_w	深度 (km)	M_0 ($\times 10^{19} \text{ N}\cdot\text{m}$)	矩张量 ($\times 10^{19} \text{ N}\cdot\text{m}$)						节面 I		节面 II
				M_{rr}	M_{tt}	M_{pp}	M_{rt}	M_{rp}	M_{tp}	走向/倾角/ 滑动角	走向/倾角/ 滑动角	走向/倾角/ 滑动角
本文	6.92	10	3.05	-0.044	-1.921	1.965	1.582	-0.696	1.743	243°/70°/-18°	339°/73°/-159°	
Global CMT	6.91	13.5	2.87	-0.170	-2.280	2.450	0.313	-0.244	1.570	242°/82°/-4°	332°/86°/-172°	

由表 1 可知,于田地震的总标量地震矩 M_0 为 $3.05 \times 10^{19} \text{ N}\cdot\text{m}$, 换算成矩震级约 M_w 6.92,最佳双力偶解的节面 I 和节面 II (走向/倾角/滑动角) 为 $243^\circ/70^\circ/-18^\circ$ 、 $339^\circ/73^\circ/-159^\circ$ 。补偿线性矢量偶极 (CLVD) 根据 $\lambda_2/(|\lambda_1|, |\lambda_3|)$ 计算得到,其中本征值 $\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3$, 约 23.8%, 说明除具有双力偶的剪切位错外,还含有较多的非双力偶成分。节面 I 的走向、倾角与震中附近阿尔金断裂的走向、倾角最为接近 (图 1), 因此认定节面 I 为发震断层面,判定于田地震为一次左旋走滑为主兼有少量正倾滑分量的事件。

通过网格搜索最佳波形拟合的矩心时间偏移 t_d 约为 7s (图 2)。假设矩心时间偏移 t_d 能表征震源破裂持续时间 (Rupture duration) 的 $\frac{1}{2}$ (Kanamori et al, 2008), 则推断震源破裂时大部分能量释放的持续时间约 14s。矩心震中位置 ($36.123^\circ\text{N}, 82.623^\circ\text{E}$, 图 3) 较破裂起始点 ($36.123^\circ\text{N}, 82.499^\circ\text{E}$) 在水平方向往东偏移约 13km, 说明能量释放集中区中心位于破裂起

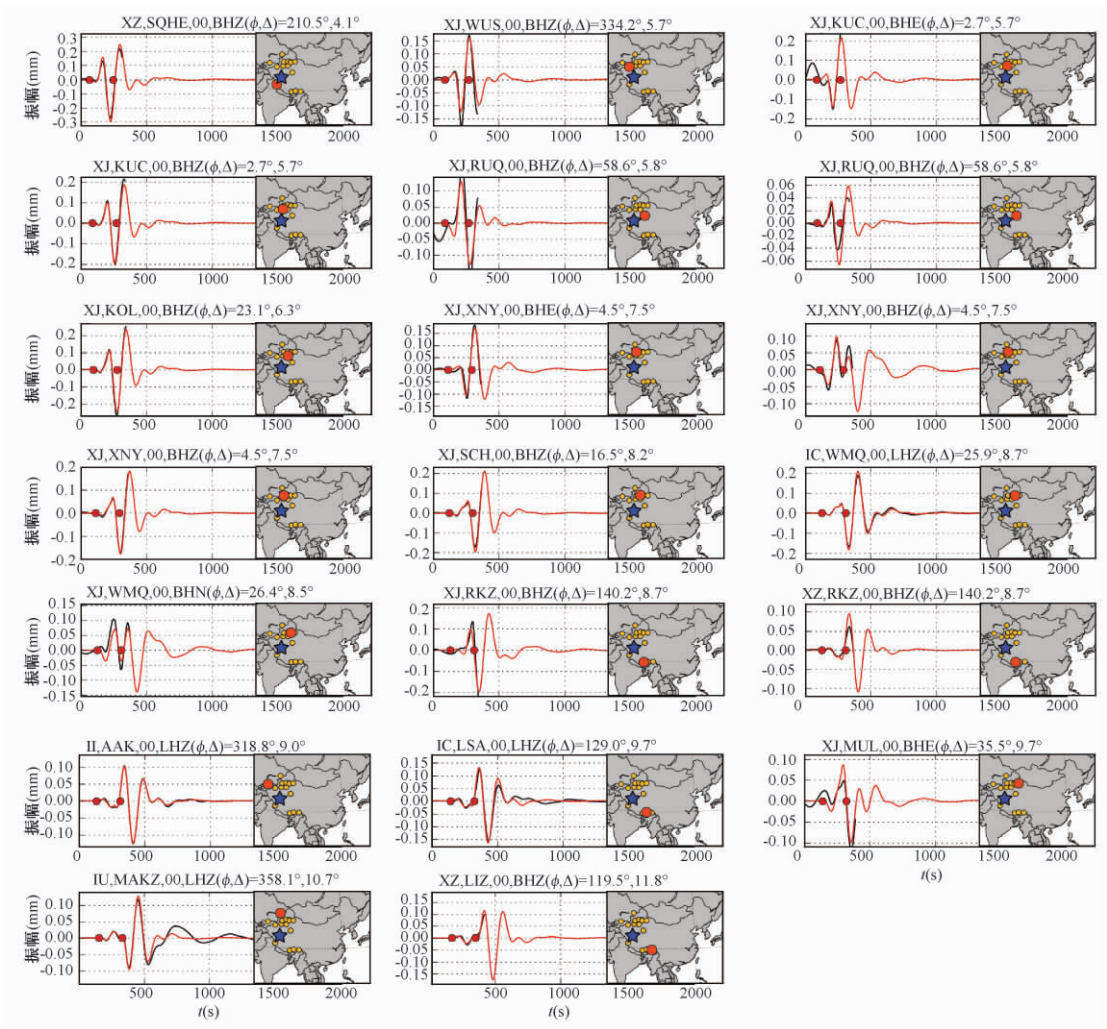


图4 每道实际观测波形(黑线)和理论波形(红线)的对比
波形附近2个红色圆圈表示选用的时间窗;每幅图的上方分别为:台网名、台站名、位号、方向
(方位角及震中距);右侧图幅:蓝色五角星表示震中、圆圈表示台站(选中用红色,其他用黄色)

始点以东约13km。矩心深度约10km,同破裂起始点深度一致。

4 讨论与结论

本文采用虚拟中国地震台网记录的近震波形,基于W震相技术的矩张量测定系统,成功反演了于田地震的矩心矩张量解。结果表明,于田地震发震断层面参数分别为走向243°/倾角70°/滑动角-18°,补偿线性矢量偶极(CLVD)约23.8%,为一次左旋走滑为主兼少量正断倾滑分量的事件。该结果同哥伦比亚大学Global CMT工作组根据远场体波和面波给出的断层面参数基本一致,也同王卫民等^①基于远场体波反演获得点源模型的震源机

① 王卫民等,2014,2014年2月12日新疆于田7.3级地震震源破裂过程反演初步结果(http://www.igg.cas.cn/xwxz/yjcg/201402/t20140214_4032524.html.)

制解(走向 240.0° /倾角 71.9° /滑动角 -2.2°)相吻合。王卫民等^①根据破裂过程的反演结果认为,于田地震是左旋走滑为主并具有正倾滑分量的事件,与本文得出的对于田地震断错性质的认识相同。

自动测定地震矩张量能在震后第一时间获取地震矩心时间、矩心位置、标量地震矩以及断层几何参数等地震工作者们所关心的重要震源信息,对地震灾情预判具有重要作用。其应用价值体现在以下 5 个方面:①快速测定大震($M_w \geq 8.5$)的矩震级,避免因采用其他震级标度出现的震级完全饱和而低估震级的问题,更好地服务于大震速报(Hanks et al, 1999;陈运泰等,2005);②用于甄别隐伏断裂的几何产状,快速确定地震破裂方向及估算破裂尺度大小等(Cesca et al, 2011;赵旭等,2014b);③作为基础资料,可用以修正震源模型,计算准确的地震动图(Dreger et al, 2005);④通过确定震级的大小、震源破裂方式及震源深度等,用于地震海啸预警(Kanamori et al, 2008);⑤计算地震库仑破裂静应力变化,判定未来余震趋势(Parsons et al, 2008)。

基于近震波形的中国大陆中强震($M_w \geq 5.3$)自动矩张量测定系统,适合于中强震甚至大震($M_w \geq 7.5$)的矩张量反演(Duputel et al, 2012b;赵旭等,2014a),且时效性较强。由于使用时间域反卷积方法能对时间序列每个抽样点进行实时处理,使得 W 震相可在限幅记录中无失真恢复,可充分使用强震、近震(震中距 $3^\circ \sim 12^\circ$)的宽频带波形,而不必考虑收集远场波形(震中距 $30^\circ \sim 90^\circ$)等待时间。本文基于此系统,采用虚拟中国地震台网记录的近震波形(震中距 $4^\circ \sim 12^\circ$)成功反演了于田地震的矩心矩张量,再次证明了系统的稳定性和适用性。未来系统正式运行后,其测定的震源关键信息,不仅是大地震研究的基础资料,而且将在地震灾害的快速评估、海啸预警及震后应力分布研究等方面发挥重要作用。

致谢:衷心感谢周龙泉研究员在本文成稿过程中提出的宝贵建议。中国地震台网中心地震台网部数据管理组提供了高质量数据波形。全球台网数据从 IRIS DMC 下载,在此一并表示感谢!

参考文献

- 陈运泰、杨智娟、许力生, 2005, 海啸、地震海啸与海啸地震, 物理, **34**(12), 864 ~ 872。
- 赵旭、Duputel Z、黄志斌等, 2014a, 基于 W 震相技术的全球强震($M_w \geq 6.5$)矩心矩张量自动反演系统评估, 地震学报, 待刊。
- 赵旭、黄志斌、房立华等, 2014b, 四川芦山 $M_s7.0$ 级强烈地震震源运动学特征, 地球物理学报, **57**(2), 419 ~ 429。
- Cesca S, Heimann S, Dahm T, 2011, Rapid directivity detection by azimuthal amplitude spectra inversion, Journal of Seismology, **15**(1), 147 ~ 164。
- Dreger D S, Gee L, Lombard P, et al, 2005, Rapid finite-source analysis and near-fault strong ground motions: Application to the 2003 $M_w6.5$ San Simeon and 2004 $M_w6.0$ Parkfield earthquakes, Seism Res Lett, **76**(1), 40 ~ 48。
- Duputel Z, Kanamori H, Tsai V C, et al, 2012a, The 2012 Sumatra great earthquake sequence, Earth Planet Sci Lett, **351/352**, 247 ~ 257。
- Duputel Z, Rivera L, Kanamori H, et al, 2012b, W-phase fast source inversion for moderate to large earthquakes (1990 ~ 2010), Geophysical Journal International, **189**(2), 1125 ~ 1147。
- Dziewonski A, 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**(B4), 2825 ~ 2852。
- Ekström G, Dziewoński A, Maternovskaya N N, et al, 2005, Global seismicity of 2003: Centroid-moment-tensor solutions for 1087 earthquakes, Physics of the Earth and Planetary Interiors, **148**(2/3/4), 327 ~ 351。

- Hanks T C, Kanamori H, 1979, A moment-magnitude scale, *J Geophys Res*, **84**, 348 ~ 2350.
- Hayes G P, Rivera L, Kanamori H, 2009, Source inversion of the W-Phase: real-time implementation and extension to low magnitudes, *Seism Res Lett.***80** (5), 817 ~ 822.
- Kanamori H, 1993, W phase, *Geophys Res Lett*, **20** (16), 1691 ~ 1694.
- Kanamori H, Rivera L, 2008, Source inversion of W phase: speeding up seismic tsunami warning, *Geophys J Int*, **175** (1), 222 ~ 238.
- Parsons T, Ji C, Kirby E, 2008, Stress changes from the 2008 Wenchuan earthquake and increased hazard in the Sichuan basin, *Nature*, **454**, 509 ~ 510.

Rapid determination of the centroid moment tensor to the 2014 Yutian $M_s7.3$ earthquake, Xinjiang

Zhao Xu Huang Zhibin Chen Hongfeng Zhao Bo Du Guangbao

China Earthquake Networks Center, Beijing 100045, China

Abstract The authors successfully employ an automatic centroid moment tensor inversion system to infer the centroid moment tensors of the Yutian $M_s7.3$ earthquakes, Xinjiang using regional seismic waveforms ($4^\circ < \Delta < 12^\circ$) observed by the virtual China Seismic Networks, which has been recently set up. The results indicate that this event occurred on a rupture plane (strike 243° , dip 70° , and rake -18°), showing a left-lateral strike-slip mechanism with minor normal-faulting component. The centroid in the horizontal direction is located at nearly 13km east of the epicenter (36.123°N , 82.499°E), and the best-fitting centroid depth is round 10km. The total scalar moment, M_0 , is retrieved with an average value of $3.05 \times 10^{19} \text{N}\cdot\text{m}$ (or moment magnitude $M_w6.92$). Most of the energy is released within about 14s. Moreover, we discuss about the future application of the automatic centroid moment tensor inversion system in earthquake disaster decision.

Key words: W phase Automatic centroid moment tensor inversion Yutian earthquake