

赵旭, Duputel Zacharie, 黄志斌, 陈宏峰, 赵博. 2014. 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, 36(5): 800–809. doi:10.3969/j.issn.0253-3782.2014.05.005.  
Zhao X, Duputel Z, Huang Z B, Chen H F, Zhao B. 2014. Assessment of the automatic centroid moment tensor inversion system for global strong earthquakes ( $M_w \geq 6.5$ ) based on the W-phase method. Acta Seismologica Sinica, 36(5): 800–809. doi:10.3969/j.issn.0253-3782.2014.05.005.

## 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<sup>\*</sup>

赵 旭<sup>1,2),\*</sup> Duputel Zacharie<sup>3)</sup> 黄志斌<sup>1)</sup> 陈宏峰<sup>1)</sup> 赵 博<sup>1)</sup>

1) 中国北京 100045 中国地震台网中心

2) 中国北京 100029 中国科学院地质与地球物理研究所

3) 美国加州 91125 加州理工学院地震学实验室

**摘要** 使用最近构建的虚拟全球地震台网记录的波形数据,采用 OpenMP 的并行编程技术优化原有算法,研制了基于 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.为了评估该系统的准确度和时效性,将离线自动测定的 2008 年 1 月—2013 年 7 月全球 140 次地震( $M_w 6.5—9.0$ )的矩心矩张量与全球矩心矩张量工作组(GCMT)的结果进行了比较.结果表明:该系统可准确测定全球  $M_w \geq 6.5$  地震的矩张量,绝大多数地震矩震级与 GCMT 给出的矩震级呈现出良好的线性趋势,两者之差  $\Delta M_w$  的标准方差约 0.13,  $\Delta M_w$  位于区间  $(-0.2, 0.2)$  的地震占总数的 96%;地震矩 6 个分量分别与 GCMT 相应的结果沿对角线近线性分布,多数地震矩心水平位置与 GCMT 给出的矩心水平位置比较接近,两者间大圆弧距离位于区间  $(0, 50 \text{ km})$  的地震次数占总数的 84%;在台站覆盖较均匀的条件下,该系统能够实现震后 25—40 分钟自动准确测定全球  $M_w \geq 6.5$  地震的矩心矩张量.

**关键词** W 震相 矩心矩张量自动反演 评估

doi:10.3969/j.issn.0253-3782.2014.05.005 中图分类号: P315.63 文献标志码: A

### Assessment of the automatic centroid moment tensor inversion system for global strong earthquakes ( $M_w \geq 6.5$ ) based on the W-phase method

Zhao Xu<sup>1,2),\*</sup> Duputel Zacharie<sup>3)</sup> Huang Zhibin<sup>1)</sup> Chen Hongfeng<sup>1)</sup> Zhao Bo<sup>1)</sup>

1) China Earthquake Networks Center, Beijing 100045, China

2) Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

3) Seismological Laboratory, California Institute of Technology, California 91125, USA

**Abstract:** We develop an automatic centroid moment tensor (CMT) inversion system for large earthquakes ( $M_w \geq 6.5$ ) at global scale based on the W-phase method. We use seismic waveforms observed by global virtual seismic networks

<sup>\*</sup> 基金项目 地震科技星火计划项目(XH12060Y)和地震行业科研专项(201208003)共同资助.

收稿日期 2013-10-04 收到初稿, 2013-12-25 决定采用修改稿.

<sup>\*</sup> 通讯作者 e-mail: zhaox@seis.ac.cn

including Chinese stations, which have been recently set up. To speed up the calculation of moment tensor solutions, the W-phase method is parallelized using openMP. In order to assess the accuracy and timeliness of this implementation, automatic moment tensor solutions for 140 global events ( $M_w 6.5-9.0$ ) are determined offline. Compared with the global CMT (GCMT) solutions, the result indicates that this system mentioned is able to precisely retrieve CMT solutions of global events with  $M_w \geq 6.5$ . There is remarkably good linear relationship between the moment magnitude of W-phase CMT and GCMT. The standard deviation of the magnitude difference  $\Delta M_w$  is about 0.13, and 96 percent of the inversions yield a  $M_w$  within  $M_{w-GCMT}$  from the GCMT  $\pm 0.2$ . In comparison with the GCMT solutions, six elements of moment tensors derived show nearly linear distribution along the diagonal, respectively. 84 percent of inversions yield a great-circle distance smaller than 50 km between the CMT and GCMT centroids. As shown above, majority of the centroids are very similar with the GCMT centroids. When the data coverage is sufficient, this system can thus automatically determine the CMT of global earthquakes with  $M_w \geq 6.5$  in between 25 min and 40 min after the origin time.

**Key words:** W phase; automatic centroid moment tensor inversion; assessment

## 引言

地震矩心矩张量自动反演系统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面几何参数等地震工作者所关心的重要震源信息,直观地反映了地震破裂面的几何形状和震源运动学特征,因此该系统对大地震本身的研究、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都具有重要的意义。

自 2008 年 5 月 12 日汶川大地震以来,中国地震台网中心地震应急数据产品产出工作组在中国地震局监测预报司支持下,开展了地震矩张量常规人工测定工作,较准确地反演了国内外约 327 次地震矩张量,但结果一般在震后 30—120 分钟获取。为了进一步提高地震矩张量测定的准确度和时效性,工作组采用最近构建的虚拟全球地震台网宽频带台站记录的地震波形,根据 Kanamori 和 Rivera(2008)提出的基于 W 震相测定地震矩张量的方法,研制出了全球强震矩心矩张量自动反演系统。该系统现已上线试运行,将能够实现 25—40 分钟自动准确测定全球  $M_w \geq 6.5$  地震的矩张量。

W 震相是在 S 波之前到达的一种较明显的长周期波(100—1000 s),最早在 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  $15\Delta$  s( $\Delta$  表示震中距,单位为度)的时窗中,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。对于  $M_w \geq 6.5$  强震,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。

为了评估该系统的准确度和时效性,离线自动测定了 2008 年 1 月—2013 年 7 月全球 140 次地震( $M_w 6.5-9.0$ )的矩张量解,并采用国际通行做法,以美国哥伦比亚大学全球矩心矩张量(global centroid moment tensor, 简称为 GCMT)工作组给出的地震矩张量为标准,对测定的矩震级、矩张量 6 个分量、矩心位置等参量进行比较,并初步分析了结果误差产生的原因。该系统自动测定的矩震级等震源参量,可为未来全球强震矩震级发布、地震

海啸预警以及地震灾情预判等提供科学的参考依据.

### 1 数据

为了充分使用已有的地震波形,尽可能地减少台站分布不均匀对测定国内外地震矩张量结果的影响,通过对多个历史震例理论波形与实际观测记录进行比较分析,最终从中国数字测震台网中选取 211 个高质量记录的台站,联合台网代码 II, IU, GE, G, MN, TW, JP, KR, KZ, KG 共 10 个国际台网,建立了虚拟全球地震台网. 考虑到宽频带速度型地震计的幅频特性以及强震激发的地震波所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; 国际台站地震计类型多为 STS-1 或 STS-2.

本文根据中国地震台网中心发布的地震速报目录,选用 2008 年 1 月—2013 年 7 月全球 140 次地震( $M_w$  6.5—9.0),分别从中国地震台网中心和 IRIS 收集或下载震中距  $5^\circ$ — $85^\circ$  范围内上述虚拟台网记录的地震波形.

表 1 选用的滤波频段

Table 1 Corner frequency-bands used for bandpass filtering

矩震级 $M_w$	频段范围/mHz(s)
$M_w \geq 8.0$	1.0—5.0(200—1000)
$7.5 \leq M_w < 8.0$	1.7—6.7(150—600)
$7.0 \leq M_w < 7.5$	2.0—8.3(120—500)
$6.5 \leq M_w < 7.0$	4.0—10.0(100—250)
$M_w \leq 6.5$	6.7—20.0(50—150)

自动化数据预处理的主要步骤为:① 波形质量控制,舍去信噪比不高的和断点等“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)滤波器带通滤波,使用依赖于震级大小的不同滤波频段(表 1),滤波频段的选取主要考虑用于计算理论波形的一维速度模型分辨率和不同大小的地震所激发出的包含主要能量的地震波波长,滤

波频段在反演开始时基于速报震级  $M$  的选取,但在计算过程中会根据反演的矩震级不断地进行修正;④ 选用 W 震相时间窗:当震中距  $\Delta \leq 12^\circ$  时,选用初至 P 波后 180 s;当  $12^\circ < \Delta \leq 85^\circ$  时,选用初至 P 波开始至  $15\Delta$  s.

### 2 方法

#### 2.1 反演方法

W 震相矩张量反演采用的主要技术思路类似于 Dziewonski 等(1981)和 Ekström 等(2005)提出的标准矩心矩张量(centroid moment tensor,简称为 CMT)反演方法,但两种方法存在以下不同:① 选用的地震波时间窗;② W 震相矩张量反演所使用的长周期地震波形;③ 前者采用时间域反卷积方法提取位移波形,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,从而可充分使用强震近震(震中距  $5^\circ$ — $30^\circ$ )波形,而后者则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.

W 震相反演未知震源参数向量  $m$  为

$$m = \begin{pmatrix} f \\ \eta_c \end{pmatrix}, \tag{1}$$

式中:地震矩张量  $f = [M_{rr}, M_{pp}, M_{tt}, M_{rp}, M_{rt}, M_{pt}]^T$ ; 表征矩心时空坐标  $\eta_c = [\theta_c, \phi_c,$

$h_c, \tau_c]^T$ , 其中  $\theta_c, \phi_c, h_c, \tau_c$  分别表示矩心余纬度、矩心经度、矩心深度及矩心时间.

为了确定最佳的矩心时空坐标  $\eta_c$ , 可通过网格搜索法使定义的误差函数

$$\chi(m) = \frac{1}{2} [s_w(m) - d_w] \cdot [s_w(m) - d_w] \quad (2)$$

最小. 式中, 向量  $s_w$  表示 W 震相的理论波形, 向量  $d_w$  表示 W 震相的实际观测波形.

由于使用 W 震相, 在测定强震震源参数时具有以下优势: ① W 震相传播速度明显高于面波, 因此相对于传统的面波波形反演方法, 一般在震后 22—35 分钟即可完成震源参数的测定, 更适合大地震快速响应; ② 对于远震台, W 震相主要在地幔中传播, 因而 W 震相传播受浅层大陆地壳和洋壳结构强烈不均匀性的影响并不大. 因此, 该方法也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所科研机构所使用 (Hayes *et al.*, 2009; Duputel *et al.*, 2012).

## 2.2 实时处理流程

中国地震台网中心研发的基于 W 震相技术的矩心矩张量反演系统实时处理流程主要分为以下步骤:

第一步, 系统近实时获取本单位自动地震速报系统测定的地震震源位置和震级  $M$ , 基于 Kanamori 和 Rivera (2008) 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.

第二步, 在假定自动速报给定的震源位置为矩心位置前提的条件下, 基于一维网格搜索在矩心时间偏移  $t_d$  解空间中求出最佳解, 使误差函数  $\chi(m)$  最小; 使用最佳解  $t_d$ , 再次迭代计算, 修订第一步求得的矩张量解.

第三步, 在满足遴选后波形道数  $N \geq 15$  及与台站方位间隙角  $\gamma \leq 270^\circ$  的条件下, 水平向搜索间隔开始时设为  $0.4^\circ$ , 尔后在局部最小值附近进一步细化网格为  $0.2^\circ$  和  $0.1^\circ$ ; 在深度上搜索间隔一般设为 2 km. 基于三维网格搜索, 使误差函数  $\chi(m)$  最小, 求出最佳矩心水平位置和矩心深度. 最后使用优化的矩心水平位置和矩心深度再次计算, 得到最佳矩张量解. 该解亦即最后发布结果.

由于网格搜索带来巨大的计算量, 时间消耗多, 因此在需要满足地震应急的背景下, 应采取合适的计算机并行技术以减少计算时间. 该系统采用 OpenMP 的并行编程技术, 优化了原有算法, 充分利用多核处理器所带来的性能提升, 使得计算效率大大提高. 目前该系统数据预处理和上述流程中 3 步反演所需总时间可控制在 1—2 分钟内.

## 3 结果分析

采用最近构建的虚拟全球地震台网记录的波形数据 ( $5^\circ \leq \Delta \leq 85^\circ$ ), 利用依赖于震级大小的滤波频段, 离线自动测定 2008 年 1 月—2013 年 7 月全球 140 次地震 ( $M_w 6.5—9.0$ ) 的矩张量解 (图 1). 采用国际通行的做法, 以美国哥伦比亚大学 GCMT 工作组给出的地震矩张量为标准, 从以下 6 个方面评估结果的准确度和时效性.

### 3.1 矩震级 $M_w$ 与 $M_{w-GCMT}$ 的比较

为比较本文测定的矩震级  $M_w$  与 GCMT 的矩震级  $M_{w-GCMT}$  的差异, 计算了两者之差  $\Delta M_w$ , 其中  $\Delta M_w = M_w - M_{w-GCMT}$ . 从图 2 和表 2 可以看出, 绝大多数矩震级  $M_w$  与  $M_{w-GCMT}$  吻合较好. 两者之差  $\Delta M_w$  位于区间  $(-0.1, 0.1)$  的地震占总数的 83%, 而位于区

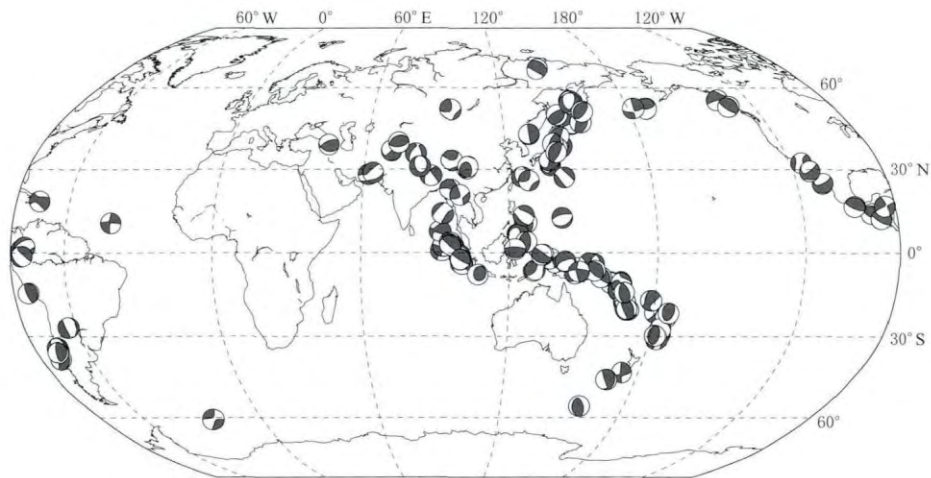


图 1 2008 年 1 月—2013 年 7 月全球 140 次地震 ( $M_w 6.5-9.0$ ) 的矩张量分布  
Fig. 1 W-phase moment tensors of 140 global events ( $M_w 6.5-9.0$ ) from January of 2008 to July of 2013

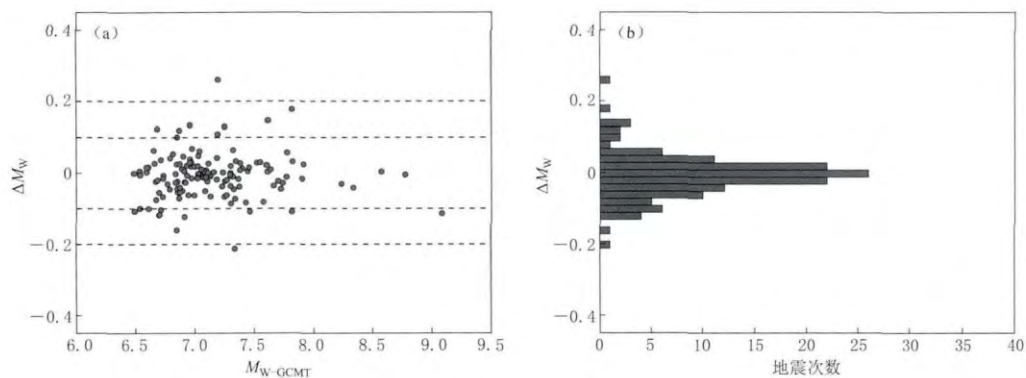


图 2 (a)  $\Delta M_w$  与  $M_{W-GCMT}$  比较; (b)  $\Delta M_w$  频次直方分布图

$\Delta M_w = M_w - M_{W-GCMT}$ , 其中  $M_w$  为本文测定的矩震级,  $M_{W-GCMT}$  为 GCMT 给出的矩震级

Fig. 2 (a) Comparison between the GCMT magnitude ( $M_{W-GCMT}$ ) and the magnitude difference  $\Delta M_w = M_w - M_{W-GCMT}$  where  $M_w$  denotes the inverted moment magnitude in this papaer; (b) Histogram of  $\Delta M_w$  distribution

表 2 矩震级偏差  $\Delta M_w$  的统计分析

Table 2 Statistical analyses of the magnitude difference  $\Delta M_w = M_w - M_{W-GCMT}$

标准方差	均值	中位数	$-0.1 < \Delta M_w < 0.1$	$-0.2 < \Delta M_w < 0.2$	$-0.3 < \Delta M_w < 0.3$
0.13	0.01	-0.01	83%	96%	97%

间  $(-0.2, 0.2)$  的地震占总数的百分比则高达 96%,  $\Delta M_w$  的标准方差仅为 0.13. 表明采用该方法, 基于虚拟全球地震台网记录的波形所测定强震 ( $M_w \geq 6.5$ ) 的矩震级很准确. 由图 2 可见, 不同大小地震测定的矩震级是比较稳定的, 其中包括: 最小地震为 2008 年 2 月 24 日 22 时印尼苏门答腊以西  $M_w 6.4$  地震, 最大地震为 2011 年 3 月 11 日 13 时日本东北部  $M_w 9.0$  地震等, 其中 24 次  $M_w 7.5$  以上地震测定的矩震级吻合都较好. 仅有一次地震

(2013 年 6 月 25 日 52 时)的矩震级偏差较大,该地震是日本  $M_w 9.0$  巨震后 1 小时 12 分在主震震源区附近发生的又一次较大余震. 由于主震尾波强烈干扰,使得此次地震测定的矩震级比  $M_{W-GCMT} 7.6$  偏大 0.4. 对于此类地震,通常称为“被干扰型地震”,可先计算主震的理论波形,后在实际观测波形中扣除主震的影响来准确计算“被干扰型地震”的矩张量. 另外还有 3 次地震( $M_{W-GCMT} 6.5\text{—}7.0$ )的矩震级偏差大于 0.2,造成此现象的原因可能有:① 波形质量较好的台站较少,或者所使用的台站分布很不均匀,在此情形下,进行第二步反演,结果会出现偏差;② 个别台站因环境噪声、仪器噪声、地震计方位角偏差,以及地震仪器响应参数不正确等因素造成记录数据失真.

3.2 矩震级  $M_w$  与速报震级  $M$  的比较

为比较本文测定的矩震级  $M_w$  与中国地震台网中心速报正式发布震级  $M$  的差异,计算了两者之差  $\Delta M=M_w-M$ . 由于矩震级与速报震级  $M$  在地震大小不同度量类型上其物理意义存在较大差别,因此,本文只作简单比较. 从图 3 和表 3 可以看出,大多数矩震级  $M_w$  与震级  $M$  存在一定偏差. 两者间的残差  $\Delta M$  位于区间 $(-0.2, 0.2)$ 的地震占总数的 59%,位于区间 $(-0.3, 0.3)$ 的地震占总数的 77%,两者间残差  $\Delta M$  的标准方差约为 0.26. 根据统计的均值和中位数可知,大多数矩震级  $M_w$  比震级  $M$  稍偏小.

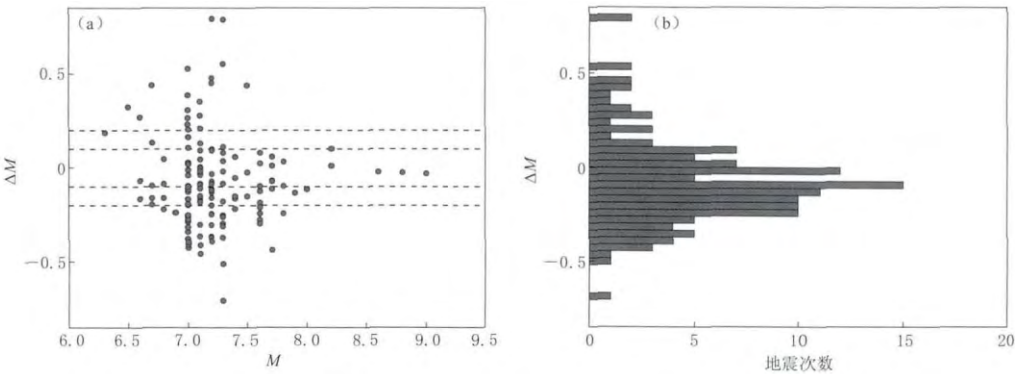


图 3 (a)  $\Delta M$  与  $M$  的比较; (b)  $\Delta M$  频次直方分布图

$\Delta M=M_w-M$ , 其中  $M_w$  为本文测定的矩震级,  $M$  为中国地震台网中心速报正式发布的震级

Fig. 3 (a) Comparison between the magnitude  $M$  and the magnitude difference  $\Delta M=M_w-M$ , where  $M$  is formally released by China Earthquake Networks Center, and  $M_w$  denotes the inverted moment magnitude in this paper; (b) Histogram of  $\Delta M$

表 3 矩震级偏差  $\Delta M$  统计分析

Table 3 Statistical analyses of the magnitude difference  $\Delta M=M_w-M$

标准方差	均值	中位数	$-0.1<\Delta M<0.1$	$-0.2<\Delta M<0.2$	$-0.3<\Delta M<0.3$
0.26	-0.06	-0.01	32%	59%	77%

3.3 地震矩张量与 GCMT 的比较

我们把测定的地震矩 6 个分量( $M_{rr}, M_{tt}, M_{pp}, M_{rt}, M_{rp}, M_{tp}$ )分别与 GCMT 进行比较,得到图 4 所示的结果. 可以明显看出,随着各分量的绝对值大于  $10^{19} \text{ N}\cdot\text{m}$ , 6 个分量与 GCMT 间的相似性均变得更好. 这说明在满足波形道数不小于 15 个以及台站方位间隙角不大于  $270^\circ$  的前提条件下,基于 W 震相技术,能够准确测定大震甚至巨震的矩张量. 特



别是,在面波震级完全饱和的情况下,使用此方法能在地震快速响应方面发挥重要作用.一般来讲,利用长周期波形反演浅源地震矩张量解时,分量  $M_{rr}$  和  $M_{rp}$  的收敛性会相对较低(Kanamori, Given, 1981). 由图 4d 和图 4e 也不难发现,分量  $M_{rr}$  和  $M_{rp}$  较其它 4 个分量更为发散. 这已成为国内外地震工作者在测定地震矩张量时遇到的一个熟知问题:对于浅源的纯逆冲型事件或纯正断层型事件,虽然  $M_0 \sin 2\delta$  能较好约束,但地震矩  $M_0$  和断层面倾角  $\delta$  单独确定会比较困难,两者存在相互耦合的关系. 对于巨震,这种耦合效应带来的影响更显著(Tsai *et al*, 2011). 另外,结果中各分量也出现了一些符号相反的情况,这也在一定程度上说明了对于少数复杂地震基于波形拟合方法反演矩张量 6 个分量结果的不唯一性.

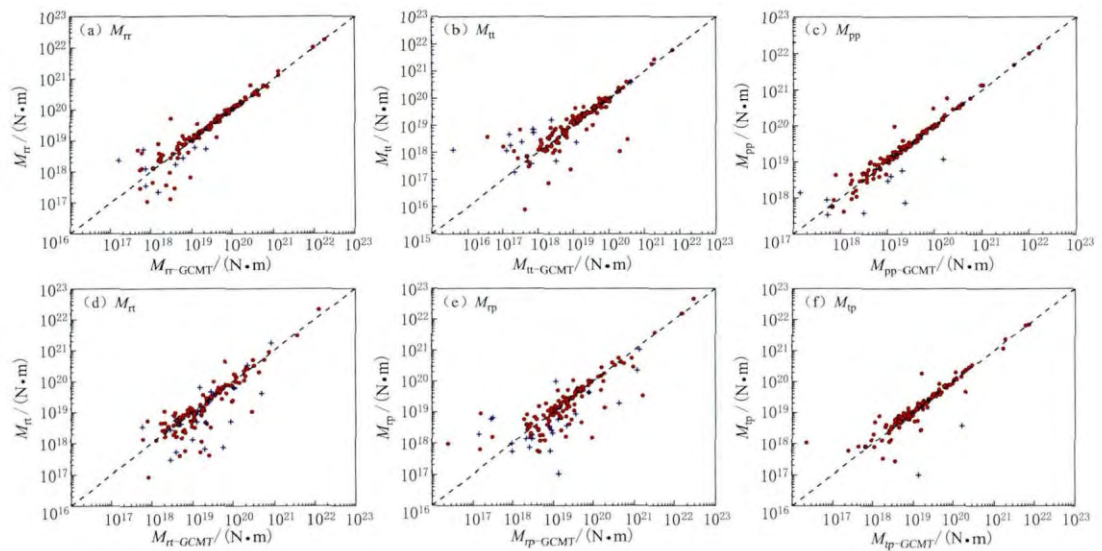


图 4 本文测定的地震矩 6 个分量( $M_{rr}$ ,  $M_{tt}$ ,  $M_{pp}$ ,  $M_{rt}$ ,  $M_{rp}$ ,  $M_{tp}$ )与 GCMT 相应分量的比较. 红色圆圈表示两者符号相同,蓝色十字表示两者符号相反

Fig. 4 Comparisons of the moment tensor elements of CMT measured in this study and GCMT for  $M_{rr}$  (a),  $M_{tt}$  (b),  $M_{pp}$  (c),  $M_{rt}$  (d),  $M_{rp}$  (e) and  $M_{tp}$  (f). Red circles denote that the moment tensor components of CMT and GCMT are of same sign, while blue crosses denote the opposite sign

### 3.4 矩心水平位置分别与地震速报目录测定的震中位置以及 GCMT 给出的矩心水平位置的比较

将矩心水平位置分别与地震速报目录测定的震中位置、GCMT 给出的矩心水平位置比较,绘制出图 5. 可以看出,相对于矩心水平位置与地震速报给出的震中位置间的大圆弧距离  $D_1$ ,矩心水平位置与 GCMT 给出的矩心水平位置间的大圆弧距离  $D_2$  更小,后者吻合度更高. 大圆弧距离  $D_2$  的平均值为 39.1 km,中位数为 27.2 km,标准方差约 49.8 km,位于区间(0, 50 km)的地震次数占总数的 83%. 说明测定的矩心水平位置结果与 GCMT 给出的结果基本一致,但也存在多次地震大圆弧距离  $D_2$  大于 50 km 的情况. 造成此现象的主要原因,可能是大震或巨震震源破裂过程复杂,当破裂长度多达数百公里时,若测定此类地震基于点源模型,系统则不能简单假设矩心时间偏移(centroid time shift)表征震源破裂持续时间(rupture duration)的 1/2. 对于这种情况可采用类似 GCMT 工作组的技术思

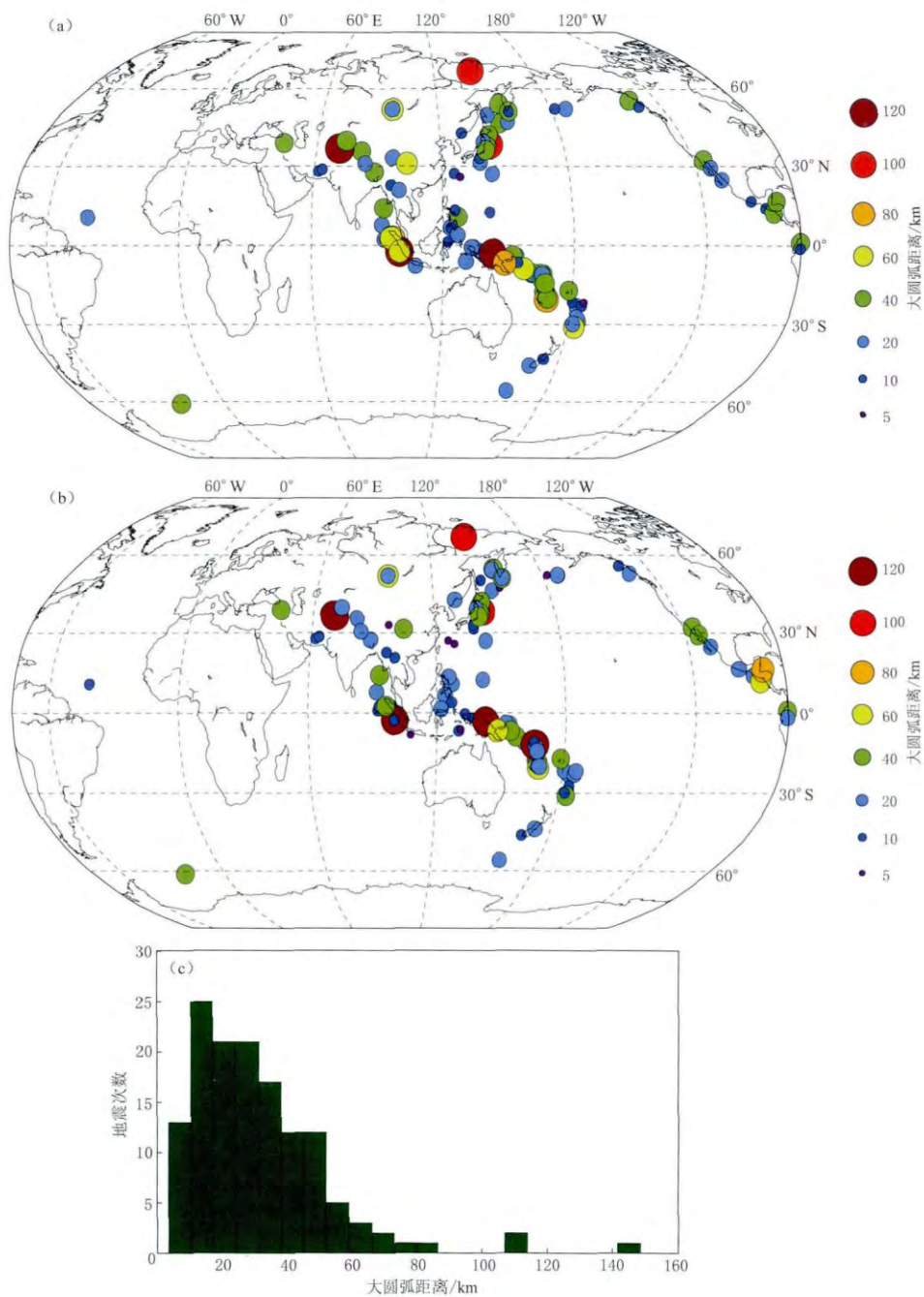


图5 (a) 本文测定的矩心水平位置与地震速报给出的震中位置间大圆弧距离  $D_1$ ；(b) 本文测定的矩心水平位置与 GCMT 给出的矩心水平位置间大圆弧距离  $D_2$ ；(c) 本文测定的矩心水平位置与 GCMT 给出的矩心水平位置间大圆弧距离的频次直方分布图

Fig. 5 (a) The great-circle distances ( $D_1$ ) between horizontal centroid locations in this study and the epicenter locations given by the earthquake release; (b) The great-circle distances ( $D_2$ ) between horizontal centroid locations in this study and those obtained by GCMT; (c) Histogram of  $D_2$  distribution



路,即基于网格搜索技术,同时反演矩心时间偏移、破裂持续时间及矩心的水平位置,这样势必会使其中多次地震大圆弧距离  $D_2$  进一步减小.但由于反演时新增了未知参数,将会带来大量的时间消耗,以致于降低此方法的时效性.

### 3.5 矩心深度与 GCMT 给出的矩心深度的比较

由于采用了较长周期的 W 震相,此方法对浅源地震深度( $h \leq 11.5$  km)的约束能力有限.采用类似 GCMT 工作组的技术思路,系统设定深度初始值为 11.5 km,网格搜索间隔为 2 km.将矩心深度与 GCMT 给出的矩心深度比较后绘制出图 6.据图 6 可知,测定的矩心深度与 GCMT 给出的矩心深度之差位于区间 $(-10, 10$  km)的地震占总数的 53.6%,标准方差约为 17.8 km.

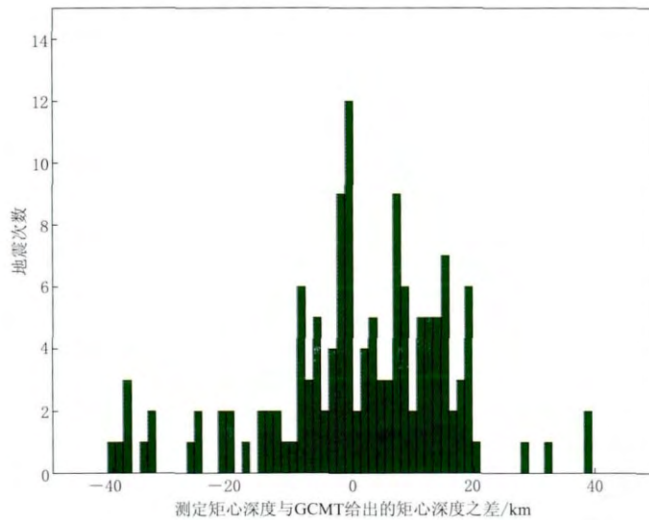


图 6 本文测定的矩心深度与 GCMT 给出的矩心深度之差的频次直方分布图

Fig. 6 Centroid depth differences between CMT in this study and GCMT presented in the histogram with gray bars

### 3.6 测定时间

在满足遴选后波形道数不小于 15 个及台站方位间隙角不大于  $270^\circ$  的条件下,若采用震中距小于  $50^\circ$  内台站的波形记录,约 25 分钟内即可完成测定.如需进一步提高结果的稳定性,则采用震中距小于  $85^\circ$  内更多台站记录的波形数据,约 40 分钟内可准确测定(Hayes *et al*, 2009; Duputel *et al*, 2012).自 2013 年 7 月,该系统在中国地震台网中心部署并上线试运行以来,在预计的时间内自动测定了多次地震矩张量,结果与 GCMT 基本一致.例如,2013 年 9 月 24 日巴基斯坦  $M7.8$  地震发生后约 37 分钟,自动系统将矩震级  $M_w 7.8$  ( $M_{w-GCMT} 7.7$ )通过短信发送给相关领导;2013 年 10 月 1 日 11 时 38 分鄂霍次克海  $M6.7$  地震在震后 35 分钟即测定矩震级为  $M_w 6.7$  ( $M_{w-GCMT}$  为 6.7).由于该系统目前处于上线试运行阶段,所以尚需以后更多的震例加以佐证,以统计出较准确的实际用时.

## 4 讨论与结论

本文基于最近构建的虚拟全球地震台网记录的波形数据,采用 OpenMP 的并行编程技术优化原有算法,研制了基于 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, 且评估其准确度和时效性, 得到以下几点结论:

1) 采用虚拟全球地震台网, 基于 W 震相技术的全球强震矩心矩张量自动反演系统, 可准确测定全球  $M_w \geq 6.5$  地震的矩张量解. 而且绝大多数地震矩震级与 GCMT 给出的矩震级呈现出良好的线性趋势. 两者之差( $\Delta M_w$ )的标准方差约 0.13.  $\Delta M_w$  位于区间 $(-0.2, 0.2)$ 的地震占总数的 96%. 测定的地震矩 6 个分量分别与 GCMT 相比其相似性均较好. 多数地震矩心水平位置与 GCMT 给出的矩心水平位置也比较接近, 两者间大圆弧距离位于区间 $(0, 50 \text{ km})$ 的地震占总数的 84%.

2) 在满足遴选后波形道数不小于 15 及台站方位间隙角不大于  $270^\circ$  的条件下, 若采用震中距小于  $50^\circ$  内台站的波形记录, 约 25 分钟内即完成测定. 如需进一步提高结果的稳定性, 则采用震中距小于  $85^\circ$  内更多台站记录的波形数据, 可在约 40 分钟内准确测定.

3) 基于 W 震相技术, 该系统能够准确测定大震的矩张量. 特别是在面波震级完全饱和的情况下, 使用此方法能在地震快速响应中发挥重要作用. 而对于大震, 更需要注意地震  $M_0$  与断层面倾角  $\delta$  两者间的耦合效应.

4) 该系统对连续余震矩张量反演会出现偏差现象. 由于复杂的震源破裂过程、简化的一维速度模型以及个别台站记录失真等因素, 可能会在一定程度上影响到矩张量反演结果的准确度.

评审专家对本文提出了宝贵意见; 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

- Duputel Z, Rivera L, Kanamori H, Hayes G. 2012. W phase source inversion for moderate to large earthquakes (1990—2010)[J]. *Geophys J Int*, **189**(2): 1125–1147.
- 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]. *J Geophys Res*, **86**(B4): 2825–2852.
- Ekström G, Dziewoński A M, Maternovskaya N N, Nettles M. 2005. Global seismicity of 2003: Centroid-moment-tensor solutions for 1087 earthquakes[J]. *Phys Earth Planet Inter*, **148**(2/3/4): 327–351.
- Hayes G P, Rivera L, Kanamori H. 2009. Source inversion of the W-phase: Real-time implementation and extension to low magnitudes[J]. *Seismol Res Lett*, **80**(5): 817–822.
- Kanamori H, Given J W. 1981. Use of long-period surface waves for rapid determination of earthquake-source parameters [J]. *Phys Earth Planet Inter*, **27**(1): 8–31.
- Kanamori H. 1993. W phase[J]. *Geophys Res Lett*, **20**(16): 1691–1694.
- Kanamori H, Rivera L. 2008. Source inversion of W phase: Speeding up seismic tsunami warning[J]. *Geophys J Int*, **175**(1): 222–238.
- Tsai V C, Hayes G P, Duputel Z. 2011. Constraints on the long-period moment-dip tradeoff for the Tohoku earthquake [J]. *Geophys Res Lett*, **38**(7): L00G17. doi:10.1029/2011GL049129.

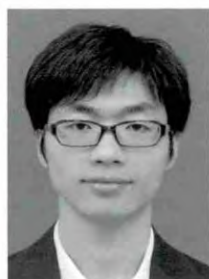
## 作者简介



金明培 中国地震局滇西地震预报实验场高级工程师。2007 年云南大学固体地球物理专业毕业，获理学硕士学位。长期从事地震监测、预报、实验研究工作；现主要从事接收函数、震源新参数和震源滑动模型等数字地震学方面的研究工作。中国地震学会和云南省地球物理学会会员。



赵旭 中国地震台网中心助理研究员，中国科学院地质与地球物理研究所在读博士生。2007 年中国地震局地震研究所防震减灾与防护工程专业毕业，获硕士学位。曾从事地震波形数据快速处理、地震精定位方法研究以及地球三维速度结构反演方面的研究。现主要从事数字地震学方面的研究工作。美国地球物理学会会员。



刘琦 中国地震局地震预测研究所助理研究员，中国地震局地质研究所构造地质专业在读博士。2007 年吉林大学应用地球物理专业毕业，获工学学士学位；2009 年吉林大学地球探测与信息技术专业毕业，获工学硕士学位。曾从事应用地球物理学和地震勘探学方面的研究，现主要从事地应变观测与地震关系等方面的地壳形变研究，以及地球物理与构造地质方面的交叉研究。欧洲地球科学联合会、中国地震学会和中国地球物理学会会员。



叶庆东 成都理工大学地球探测与信息技术专业博士后。2011 年武汉大学固体地球物理专业毕业，获硕士学位；2014 年中国地震局地球物理研究所固体地球物理专业毕业，获博士学位。目前主要从事面波成像与微地震定位方面的研究。



张小涛 中国地震台网中心助理研究员。2006 年青岛科技大学信息科学技术学院计算机专业毕业，获工学学士学位；2009 年中国地震局地震预测研究所固体地球物理专业毕业，获理学硕士学位。现主要从事地震预测新方法的研究。



沈玉松 广东省地震局工程师。2001 年中国科学技术大学地球与空间科学学院地球物理专业毕业，获理学学士学位；2012 年中国科学技术大学地球与空间科学学院固体地球物理专业毕业，获博士学位。主要从事地震监测和数字地震资料的分析处理工作，现从事地震震源机制分析、三维区域地震震相走时表及地震定位精度评价等方面的研究。