

金笔凯、郑勇、熊熊, 2013, 2013 年 3 月 27 日台湾南投 M_w 6.0 地震震源机制解与发震构造研究, 中国地震, 29 (4), 424 ~ 437。

2013 年 3 月 27 日台湾南投 M_w 6.0 地震 震源机制解与发震构造研究

金笔凯^{1,2)} 郑勇¹⁾ 熊熊¹⁾

1) 中国科学院测量与地球物理研究所大地测量与地球动力学国家重点实验室,
武汉市徐东大街 340 号 430077

2) 中国科学院大学, 北京市石景山区玉泉路 19 号 (甲) 100049

摘要 采用基于近远震波形的 CAPjoint 方法, 对 2013 年 3 月 27 日台湾南投 M_w 6.0 地震分别进行了单独反演和联合反演, 获得了各自的震源机制解及震源深度。其中, 联合反演所得的最优双力偶机制解参数为, 节面 I: 方位角 0° , 倾角 30° , 滑动角 78° ; 节面 II: 方位角 193° , 倾角 60° , 滑动角 96° ; 震源深度 18km。为了验证联合反演的有效性和可靠性, 采用由重抽样理论发展而来的 Bootstrap 方法, 对近远震数据分别进行了重采样, 并对其单独反演和联合反演所得的参数进行了统计, 验证了联合反演的有效性及稳定性, 并发现远震反演震源深度的结果一定程度上受台站分布的影响, 若要获得精确的震源深度则需要方位角分布较好的远震台站记录。根据前人对集集地震及车笼埔断层的研究成果以及南投地震的发震断层性质接近车笼埔断层的认识, 推测此次地震可能发生在车笼埔断层上。

关键词: 机制解 深度 波形反演 Bootstrap

[文章编号] 1001-4683 (2013) 04-0424-14 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

0 引言

2013 年 3 月 27 日 2 时 3 分 20 秒左右 (UTC) 在台湾南投县 (23.9°N , 121.07°E , BATS (Broadband Array in Taiwan for Seismology)) 发生了 M_w 6.0 (GCMT, Global Central Moment Tensor) 地震。此次地震是自 1999 年集集地震之后南投县发生的第 3 大地震, 也是 2013 年台湾首个 6 级地震。据台湾消防部门统计, 截至 3 月 27 日 17 时 30 分, 地震已造成 1 人死亡, 86 人受伤^①。地震发生之后, 国内外研究机构相继给出了此次地震的震源参数 (表 1)。但是, 不同机构给出的震源深度和震级存在较大的差异, 震源机制解也存在不同程度的偏差, 因此有必要对此次地震作进一步的研究。

[收稿日期] 2013-04-16; [修定日期] 2013-04-20

[项目类别] 地震公益性行业科研专项 (201308013)、国家自然科学基金 (41174086)、中科院测地所重要方向项目 (KZZD-EW-TZ-05) 联合资助

[作者简介] 金笔凯, 男, 1987 年生, 在读硕士, 主要研究方向为地震研究。E-mail: bkjin@whigg.ac.cn

① <http://eppecc.people.com.cn/n/2013/0328/c34948-20943603.html>

表 1 不同机构得到的南投地震震源参数

来源	发震时刻 (时:分:秒)	震中位置	震级 M_w	震源深度 (km)	节面 I			节面 II		
					方位角 (°)	倾角 (°)	滑动角 (°)	方位角 (°)	倾角 (°)	滑动角 (°)
GCMT	02:03:22.6	23.9°N, 120.9°E	6.0	20	358	24	80	189	67	94
USGS/Wphase	02:03:20.0	23.839°N, 121.134°E	5.9	21	8	23	73	207	68	97
USGS/Body-Wave	02:03:19.9	23.85°N, 121.146°E	5.9	20	24	23	97	197	67	87
CENC	02:03:19.0	24°N, 121°E	6.16	18	11	29	88	193	61	91
CWB CMT	02:03:19.7	23.89°N, 121.06°E	5.7	14	317	19	31	197	80	106
BATS CMT	02:03:19.6	23.9°N, 121.07°E	5.54	20	344	23	62	195	70	101
CSEM	02:03:20.0	23.84°N, 121.13°E	6.0	21		NA			NA	

注:USGS:United State Geological Survey;CENC:中国地震台网中心;CWB:台湾中央气象局;CSEM:European-Mediterranean Seismological Centre

如何准确确定震源参数(如震源机制解、震源深度、水平位置、震级等)一直是地震学研究的核心内容。其中,震源机制解能够反映震源处岩石圈的应力状态(郑勇等,2009),震源深度则能够提供震源区地壳的强度特性(应力降、温度等)(韦生吉等,2009)。由于中等强度地震(M_w 5.5 ~ 6.5)能在震源区及周边地区造成一定规模的破坏,因此对这类地震的震源机制解和震源深度的研究将有助于震后开展抗震救灾工作,也有助于认识震源区域的断层特征和构造应力状态,具有重要的科学意义和实用价值。

对于不同震级的地震,目前地震学界已提出了不同复杂程度的震源模型,包括各向同性点源模型(IPS, Isotropic Point Source)、矩心矩张量模型(CMT, Centroid Moment Tensor)、有限矩张量模型(FMT, Finite Moment Tensor)和有限断层模型(Finite Fault Model)等(Chen et al, 2005)。对于中等强度地震,虽然 CMT 模型不能提供地震破裂方向等信息,但其参数少(共 10 个:6 个矩张量分量,3 个空间位置参数,1 个时间参数),利于反演,能够有效地描述震源性质。在天然地震的研究中,通常将其简化为一个双力偶模型,将参数减少到 8 个(震源机制解 3 个,空间位置 3 个,震级 1 个,发震时间 1 个)。因此,在震后的短时间内即可得到该地震的双力偶解,此解能够直观反映地震破裂的几何特征和运动学特征,目前已被广泛地应用于地震学研究中(Wallace et al, 1982; 郑勇等,2009;韦生吉等,2009)。

在双力偶模型下,前人在震源机制解研究方面已积累了大量的方法和经验。如 P 波初动极性反演(Nakano, 1923; Hardebeck et al, 2002; 胡幸平等,2008),体波振幅及振幅比(Hardebeck et al, 2003; Julian et al, 1996),近震全波场反演(Dreger et al, 1993; 吴建平等, 2005; Nábělek et al, 1993),全球长周期面波、体波反演(Dziewonski et al, 1981b; Kanamori et al, 1981)以及 Wphase 反演(Kanamori et al, 2008)等。目前,波形反演方法已经成为对中等及以上地震进行震源机制解反演的主要手段,特别是 Zhao 等(1994)提出的 CAP(Cut And Paste)方法,其将近震波形截取为体波和面波两部分,并采用了不同的滤波频段,从而能够对波形进行很好的约束,国内外的一些研究成果充分证明了该方法在计算获取震源机制解方面的有效性(郑勇等,2009;韦生吉等,2009;谢祖军等,2012;Zhu et al, 1996)。

震源深度的确定一直是地震学研究中的难点问题,虽然对于深度的研究已经开展了上百年,发展了包括体波到时反演(Geiger, 1912)、联合定位(Douglas, 1967)、相对定位法(Spence, 1980)等各种计算方法,但台网相对稀疏区域的震源深度结果在精度上仍然存在着

很大的偏差。近些年来,一些新的震源深度定位理论和方法,如背景噪声定位(Zhan et al, 2011; Xie et al, 2011)、深度震相定位(Uski et al, 2003; Engdahl et al, 1998)等,为解决震源深度定位问题带来了新的突破。特别是深度震相定位方法,由于其具有受地壳速度模型的影响相对较小、对深度敏感等优点,在震源深度定位中受到越来越多的关注。对于小地震的近震记录,可以采用 sPL、sPg、sPmP、sPn 等近震深度震相来确定震源深度(Uski et al, 2003; Saikia, 2000; Bent et al, 2002; Bock et al, 1996; 高立新等, 2007; 谢祖军等, 2012)。对于中等以上地震,因其在全球地震台网中都能观测到,可采用 pP、pwP、sP 等远震深度震相来约束震源深度(Engdahl et al, 1998)。另外, CAP 方法由于采用分段的波形拟合,其中 Pnl 波和面波部分本身就包含了深度震相的信息,因此也可作为研究深度震相的一种方法。从实践来看,该方法对震源矩心深度的约束也相当可靠。

为提高对南投地震震源机制解和震源深度的认识,了解该区域的构造特征,本文利用台湾地区的近震记录和全球地震台网的远震记录,联合反演了南投地震的震源机制解和震源深度,并采用 Bootstrap 统计方法对反演结果进行了误差估计,验证了联合反演的必要性。

1 研究方法

利用由 CAP 方法发展而来的 CAPtele 和 CAPjoint 方法(陈伟文等, 2012)研究震源机制解和震源深度,并对 CAPjoint 方法进行了一定的改进,对远震记录和近震记录分别采用不同的滤波频段和距离衰减因子,分别计算了它们的合成理论地震图与实际记录的误差函数,并在参数空间中进行格点搜索得到最优解。在波形拟合中,南投地震的发震时间和位置分别采用了 Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS) 和台湾宽频带地震台网(BATS)所给出的结果。

根据弹性波理论,一个双力偶点源在自由表面产生的理论地震图可以表示为

$$s(t) = M_0 \sum_{i=1}^3 A_i(\theta - \phi, \delta, \lambda) G_i(h, t) \quad (1)$$

其中 $i = 1, 2, 3$ 分别对应 3 种地震断层模型:垂直走滑断层(vertical strike-slip)、垂直倾滑断层(vertical dip-slip)以及 45° 倾滑断层(45° dip-slip), G_i 为格林函数, A_i 为辐射系数, θ 为台站方位角, ϕ, δ, λ 分别为震源机制解的 3 个参量:方位角、倾角、滑动角, M_0 为地震矩(Zhao et al, 1994)。

CAP 反演过程中,误差目标函数定义为

$$e = \left\| \left(\frac{r}{r_0} \right)^p \cdot \|u - s\| \right\| \quad (2)$$

式中 u 是实际波形记录, s 是理论合成地震图, r 为震中距, r_0 为选定的参考震中距, p 为距离衰减因子。

对于近震波形,将波形记录分为体波(包含 P 波及其部分后续波形,被称为 Pnl 波)和面波部分,采用频率-波数方法(FK)计算格林函数(Zhu et al, 2002),并进一步计算误差函数随参数空间变化的关系,搜索全局空间内部误差的最小值,从而得到最小误差解。一般而言,体波 $p = 1$, 面波 $p = 0.5$ 。近震中 Pnl 波与面波部分的权重比 $wP : wS$ 由式(2)得出

$$wP : wS = \frac{rmsS}{nS} : \frac{rmsP}{nP} \quad (3)$$

P 代表 Pnl, S 代表面波部分, n 为采用的波形数量, rms 为多个台站数据与理论波形的二范数误差值 L2 之和。式 (2) 将两部分波形对误差函数的贡献进行了“均分”, 使两者在反演中所占的权重相同。

CAP 方法在利用近震数据反演震源参数时具有如下优点:

- (1) 综合使用不同频段的体波和面波信息, 约束全面;
- (2) 对体波和面波赋予不同的权重, 解决了面波在反演中振幅过大的问题;
- (3) 反演中允许体波和面波各自进行时间平移, 使得结果对速度模型的依赖程度降低, 保证了该方法在速度结构存在差异地区的有效应用;
- (4) Pnl 中的深度震相 sPn 或 sPg 等能够对震源深度进行有效的约束;
- (5) 震中距衰减因子的引进, 解决了近震台在反演中权重过大的问题, 保证了每个台对误差函数的均等贡献。

对于远震波形, 陈伟文等 (2012) 改进了 CAP 程序, 采用 P 波的垂直分量和 SH 波的切向分量进行反演, 并利用修改自 Kikuchi 等 (1982) 的 tel3 程序计算远震格林函数。tel3 程序使用传播矩阵方法计算水平层状地壳速度模型下的理论地震图, 用几何扩散和距离衰减来模拟地幔中的地震波传播效应, 使得利用远震波形进行反演成为可能。陈伟文等 (2012) 把只利用远震波形反演的算法称为 CAPtele, 把利用近远震波形联合反演的算法称为 CAPjoint。我们采用 CAPtele 计算了在远震距离内 (大圆弧路径 $30^\circ \sim 90^\circ$) 各个台站的格林函数, 并进一步计算了各波形分量的误差函数对参数空间进行搜索, 从而得到最小误差解。其中远震波形的距离衰减因子 $p=0$, 远震中 P 波与 SH 波的权重比也由满足式 (2) 时给出, P 代表 P 波, S 代表 SH 波。

CAPjoint 在采用近、远震数据进行联合反演时, 其具体方案为同时反演近震和远震数据, 通过赋予适当的近、远数据权重比来计算误差函数, 以避免近震波形振幅过大引起的偏差。在本研究中, 我们修改了 CAPjoint 程序, 对近、远震波形采用不同的滤波频段和距离衰减因子, 考虑了近震记录和远震记录的不同频率特征和振幅衰减的不同特性。远、近震数据的权重比也通过式 (2) 确定, P 代表近震数据, S 代表远震数据。

2 数据与结果

本文近震及远震波形数据取自 IRIS 网站 (www.iris.edu), 震中及台站分布见图 1。

2.1 数据处理

首先将原始波形数据去除仪器响应, 得到速度记录; 然后将数据旋转至大圆弧路径 3 分量。对于近震数据, 利用 F-K 程序计算格林函数, 分别反演 Pnl 波的垂向和径向分量与面波的 3 分量, 通过波形互相关得到每个部分理论波形与实际记录的时移进而对齐波形。反演中, Pnl 波与面波选取了不同的滤波频段, Pnl 波带通范围为 $0.05 \sim 0.20\text{Hz}$, 面波则为 $0.01 \sim 0.10\text{Hz}$, 该频段内能够有效地减少高频噪声对波形的干扰, 也能压制地下小尺度结构散射所带来的高频信号。对于远震数据, 利用前述的计算程序计算格林函数, 分别反演 P 波的垂向分量和 SH 波的切向分量。P 波部分滤波范围为 $0.01 \sim 0.10\text{Hz}$, SH 波为 $0.01 \sim 0.10\text{Hz}$ 。

对于近震数据, 源区地壳的速度模型取自 Crust2.0 (Bassin et al, 2000), 由于 CAP 方法

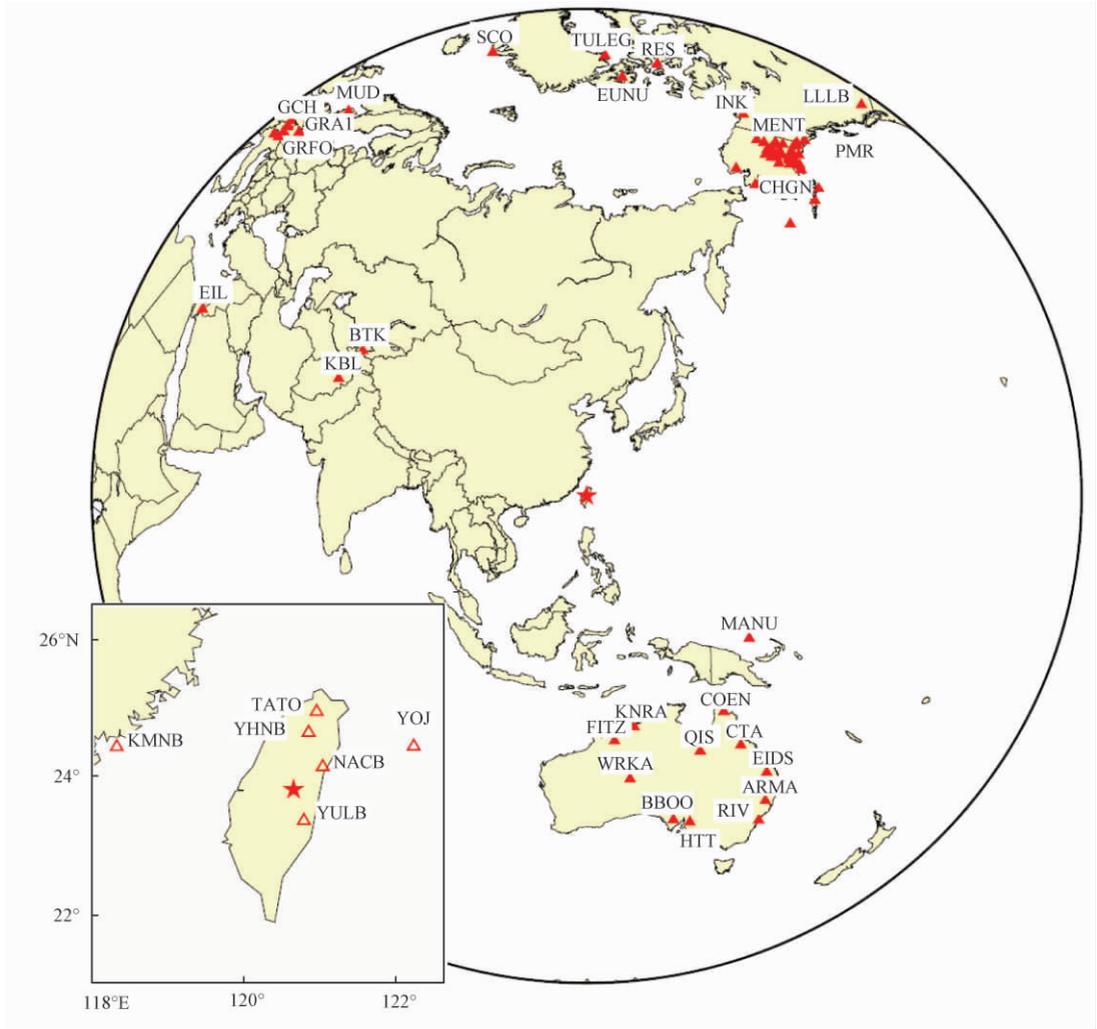


图1 南投地震震中和台站分布示意图

五角星代表震中;实心三角形代表远震台站;空心三角形代表近震台站。

为了绘图需要,未标明 AK 和 CH 台网台站的名称

对台站处地壳速度结构的精确性要求不高,故在台站处也可选取震源处的地壳速度模型。由于发震区域内没有明显的低速层(Kim et al, 2005),分别选取 Q_p 和 Q_s 为 1000 和 500。震源处的速度模型见表 2。对于远震数据,选取相同的源区模型,地幔模型采用 PREM (Dziewonski et al, 1981a)。基于与近震台站同样的理由,远震台站处也选用源区的地壳速度模型。同时选取 1s 和 5s 的 t^* (Kikuchi et al, 1982) 用以拟合远震波形的非弹性衰减。

2.2 波形反演结果

经过对参数空间的全局搜索,近震反演得到的最优双力偶解(方位角/倾角/滑动角)为:节面 I : $0^\circ/22^\circ/84^\circ$, 节面 II : $186^\circ/68^\circ/92^\circ$, 深度为 18km, 震级为 $M_w 5.84$ 。远震反演的最优双力偶解为:节面 I : $7^\circ/31^\circ/81^\circ$, 节面 II : $197^\circ/59^\circ/95^\circ$, 深度为 18km, 震级为 M_w

6.08。联合反演的最优双力偶解为:节面 I : $0^\circ/30^\circ/78^\circ$, 节面 II : $193^\circ/60^\circ/96^\circ$, 深度为 18km, 震级为 M_w 6.05。具体参数见表 3。联合反演波形拟合见图 2, 联合反演的深度和误差, 以及持续时间与误差的关系见图 3。

表 2 震源处地壳速度分层模型

厚度 (km)	P 波速度 (km/s)	S 波速度 (km/s)	密度 (g/cm^3)
0.7	2.5	1.2	2.1
14.3	6.0	3.5	2.7
9.0	6.6	3.7	2.9
11.0	7.2	4.0	3.05

表 3 震源机制解的反演结果

来源	震级 M_w	深度 (km)	节面 I			节面 II		
			方位角 ($^\circ$)	倾角 ($^\circ$)	滑动角 ($^\circ$)	方位角 ($^\circ$)	倾角 ($^\circ$)	滑动角 ($^\circ$)
近震	5.84	18	0	22	84	186	68	92
远震	6.08	18	7	31	81	197	59	95
联合反演	6.05	18	0	30	78	193	60	96

由表 3 可见, 近震反演和远震反演的结果存在一定的差异, 可能由以下几点原因造成:

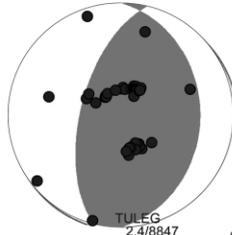
(1) 近震反演中点源近似的局限性。如前文所述, 反演中我们假定了震源模型为双力偶的点源, 但对于中等强度地震来说, 其有限破裂过程已经不能用点源近似来很好地描述了。对于南投地震, 我们通过波形拟合搜索得到其破裂持续时间应为 5s, 简单假设震源处破裂速度为 $0.8 \times v_s = 0.8 \times 3.7 = 2.96$ (km/s), 其破裂面长度可达到 14.8km, 相对于近震台站的震中距 (52 ~ 287km) 来说, 其破裂面尺度不是一个可以忽略的小量。这种情况下, 各个台站接受的震源时间函数和破裂持续时间会随方位角发生变化 (Tan et al, 2010): 分布在地震破裂方向的台站, 由于多普勒效应, 观测到的持续时间会变小, 震源时间函数的最大振幅会在一定程度上变大, 故可能会使得矩震级变小; 相反, 分布在地震破裂反方向的台站, 观测到的持续时间会变大, 震源时间函数的振幅会变小, 矩震级可能会在一定程度上变大。因此, 利用近震数据反演中等强度地震时, 反演得到的矩震级和远震方法确定的矩震级之间会存在一定的偏差。由于这种偏差来自于点源近似理论本身, 因此很难通过提高近震台站的覆盖率来消除。从图 1 可见, 台站分布集中在地震的东北面, 无论地震破裂发生在节面 1 或 2 上, 这些台站均分布在地震破裂方向 90° 范围以内, 即观测到的持续时间可能偏小, 进而可能导致反演得到的矩震级偏小。对比各家机构给出的结果也能发现 (表 1、3), 近震反演的矩震级均偏小。

而对于远震反演, 中等强度地震的破裂尺度相比于震中距依旧是一个小量, 点源近似能够很好地解释地震的几何特征和矩震级大小。因此, 在反演中地震时, 远震数据对矩震级的约束优于近震数据。

(2) 基于上述理由, 近震台站观测到的震源时间函数会因方位角变化而发生变化, 从而导致观测波形发生一定的变化, 并进一步导致反演得到的震源机制解也发生变化。

(3) 近震和远震射线在震源球上的采样范围不同, 会导致近震与远震数据对震源机制

解参数有不同的敏感度。



模型深度: 18 km 震级: M_w 6.05
 节面 I: $0^\circ/30^\circ/78^\circ$ 节面 II: $193^\circ/60^\circ/96^\circ$

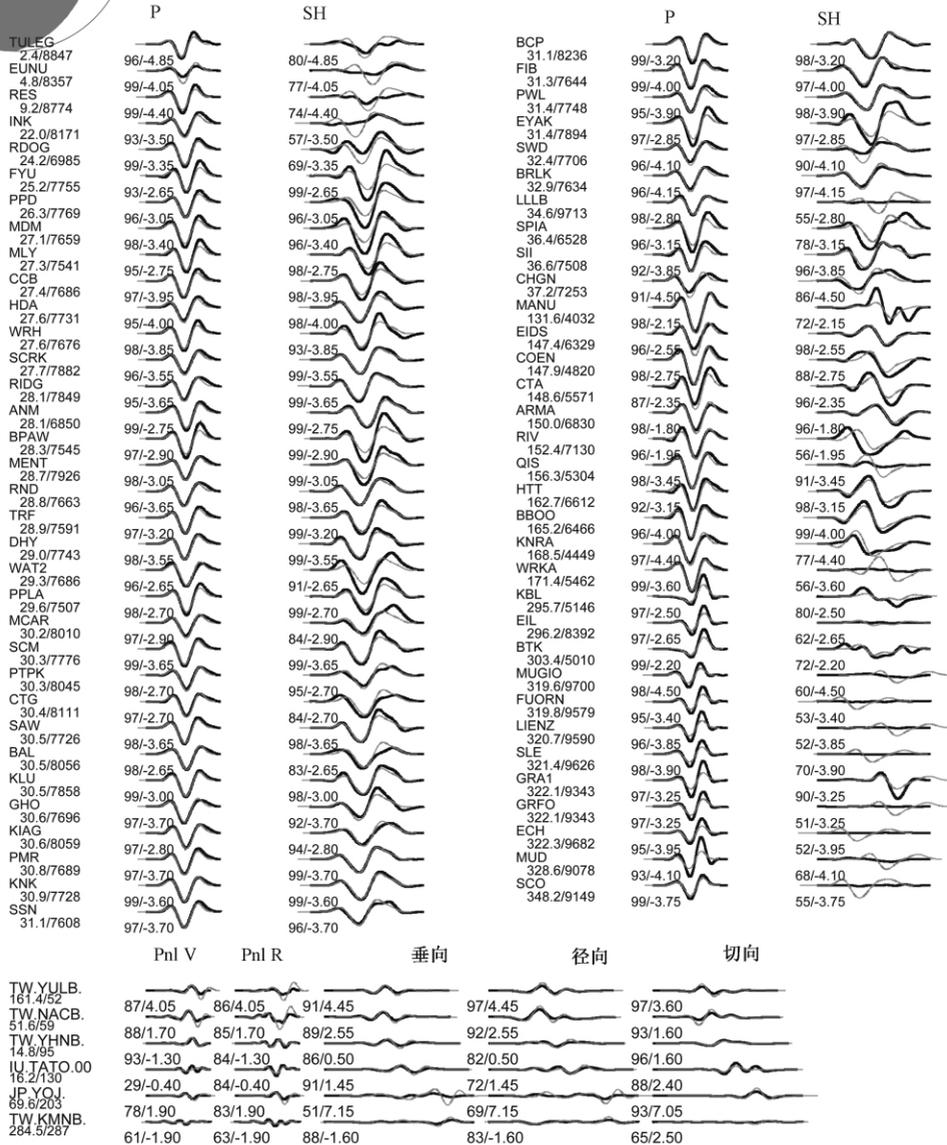


图2 南投地震 CAPjoint 联合反演结果

黑色实线代表数据记录;灰色虚线代表理论地震图;波形下的数字为理论和观测波形间最大互相关系数百分比及最大相关时所需的时移,时移时间为正代表理论地震图的到时早于实际数据;台站名下方数字分别代表方位角($^\circ$)及震中距(km)

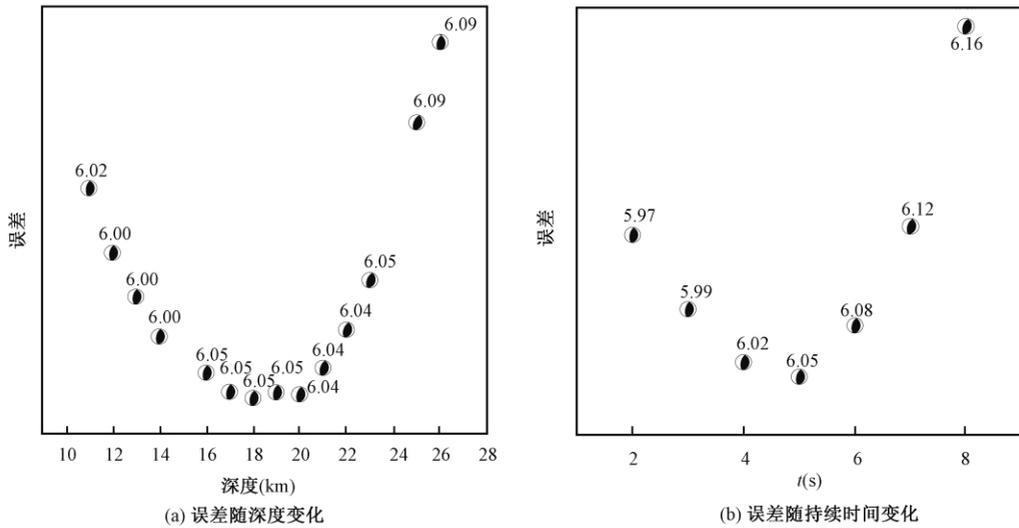


图3 联合反演误差随深度和持续时间的变化图
震源球上数字为反演得到的矩震级

2.3 Bootstrap 方法对结果进行误差估计

由于经济、科技水平差异等多方面原因,宽频带地震仪在全球大陆上的分布是不均衡的,在某些区域较为密集,如美国加州的CI台网、日本的F-net、台湾的BATS等。然而,在很多发生地震的区域,往往在400km范围内仅有可用的2~3个台站。前人的研究已发现仅采用有限近震数据反演得到的震源参数是不稳定的(Fan et al, 1996; Bowers, 1997)。因此,利用震中距在 $30^{\circ} \sim 90^{\circ}$ 范围内的大量远震数据联合反演震源参数是中等及以上地震震源研究的必然途径。同时,如前文所述,在反演中等强度地震时,远震数据能够对矩震级进行较好的约束,可以弥补近震数据在反演中的缺陷。

采用大量远震数据之后,如何评估结果的质量也是一个重要的课题。在前人的研究中,往往通过敏感性测试等定性的方法来说明反演所得参数的可靠性(韦生吉等,2009)。然而对于同一个地震,不同机构得到的结果往往存在较大差异,且都能自证其结果的可靠性。由此可见,不同方法对得到结果的约束程度不尽相同,导致对结果的评价没有一个统一的标准。本文采用Bootstrap方法(Efron, 1979)对反演结果进行误差估计。该方法是由Efron基于重抽样思想提出的一种统计方法:对于一组随机变量,为了估计其总体参数的误差,可以在样本中随机抽样得到一个子样本,再利用子样本计算所求参数。重复多次上述过程,即能得到所求参数的多个解,从而使得对该参数的估计成为可能。本文依据上述思路,分别对近、远震数据进行重采样,试图验证近、远震数据在反演中的不同侧重点和对于中等强度地震联合反演的有效性。

首先对近震数据进行重抽样,样本数选为3台和4台,采样次数为150次,对每个子样本的台站进行波形反演,得到震源参数。在此基础上,分别加上远震记录进行联合反演,得到震源参数的分布。图4为Bootstrap方法对近震台站重抽样后得到的震源参数分布直方图,由图4可见,在增加远震数据进行联合反演之后,震源参数的分布得到了明显的改善,尤

其以倾向角的聚集效果最为明显。基于上文所述理由,远震数据对震源球的采样范围与近震数据不同,因此考虑了远震数据的联合反演相对于近震反演来说,能够提高反演对机制解的约束。就深度而言,远震波形对深度分辨主要依赖 sP、pP 等自由表面的反射震相,近震波形主要取决于 Pnl 波中 P 波的后续震相,因此联合反演能够从多个深度震相上对震源深度进行约束,提高反演结果的稳定性。

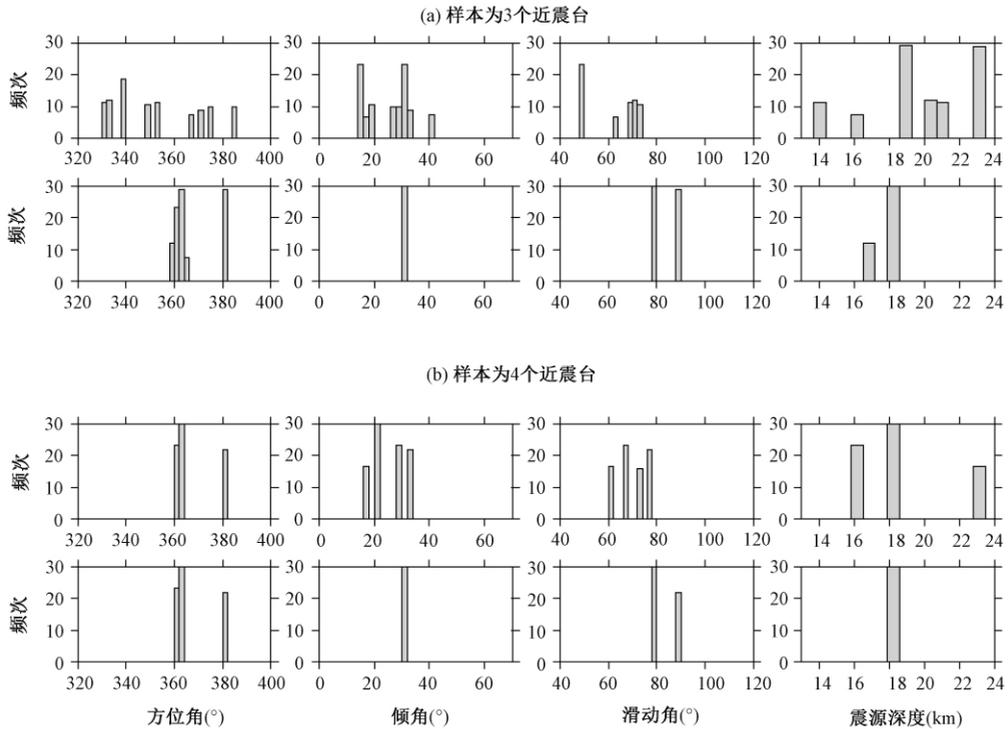


图4 Bootstrap 方法对近震台站重抽样后得到的震源参数分布直方图
(a)、(b) 图上层图组为近震台站反演结果,下层图组为近震台与远震数据联合反演结果

其次对远震数据进行重抽样,样本数选为 20、30、40 和 50 台,采样次数为 500 次。图 5 为 Bootstrap 方法对远震台站重抽样后得到的震源参数分布直方图,由图 5 可见,仅用远震数据时,反演对机制解的约束已经很好了,加上近震数据后更极大地提高了反演对机制解的约束力。因为近震数据的离源角相对较大,在震源球上的采样点多分布在球外侧,而远震数据的采样点多分布在球心附近,因此近、远震的联合反演能够增加对震源球的采样范围,弥补远震数据的不足,进而提高对机制解的约束能力。但测试结果对于震源深度的约束出现了一定的问题。远震反演时,采用 20、30、40 个台站时都能对震源深度进行很好的约束,但采用 50 个台站时震源深度结果发生了跳变。考虑近震数据联合反演之后,采用 20、30、50 个远震数据联合反演的结果均能对震源深度进行很好约束,但是结果偏深了;而采用 40 个远震数据得到的结果不能对震源深度进行很好的约束。究其原因,可能是受采样次数的影响。陈伟文等(2012)从 10 个近震台选取 2 台时采样了 150 次,远远大于排列组合数,因此能够保证每种可能组合情况的出现。但本文中,因远震台站数目过大,如果设定采样数目

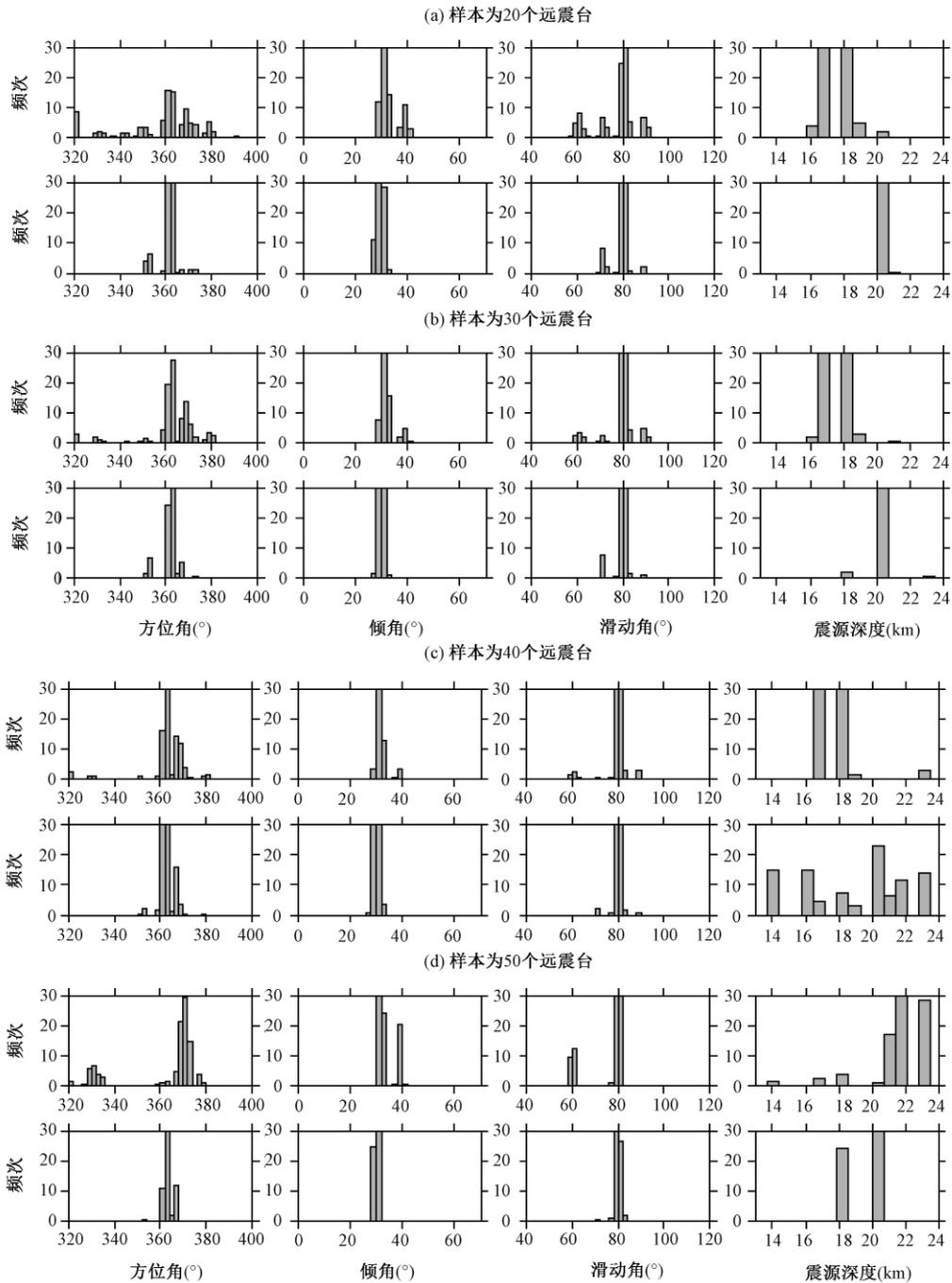


图5 Bootstrap方法对远震台站重抽样后得到的震源参数分布直方图

(a)、(b)、(c)、(d) 图上层图组为远震台站反演结果, 下层图组为远震台与近震数据联合反演结果

远大于排列组合数, 将会花费大量的计算时间。因此, 图5中将对震源深度缺失约束力的原因归结为采样数目过小。由图1可见, 全部68个远震台站的分布是较为均衡的, 因此采用

所有远震数据反演得到的解可信度较高。而 Bootstrap 得到的每个子集的台站分布很可能是不均衡的,如可能集中在北美、澳洲或欧洲地区,因此用远震台站子集数据反演得到的结果可信度不高。不过利用子集的结果依然能够看出远震数据对于机制解反演具有很好的约束力,在台站分布较为均衡的情况下,对震源深度也具有较强的约束力。

3 结论及发震构造讨论

本文利用近、远震宽频带地震仪的波形记录,采用 CAP、CAPtele 和 CAPjoint 方法分别反演得到了 2013 年台湾南投地震的机制解和震源深度,其中联合反演的最优双力偶结果为:节面 I : $0^{\circ}/30^{\circ}/78^{\circ}$ 节面 II : $193^{\circ}/60^{\circ}/96^{\circ}$,深度为 18km,震级为 $M_w 6.0$,属当地常见的逆冲型地震。为了验证近、远震联合反演的有效性和稳定性,本文采用 Bootstrap 统计方法,分别对近、远震数据进行了重采样,并对重采样数据的单独反演和联合反演结果进行了统计分析。结果表明,近、远震联合反演对稀疏近台条件下的中等强度地震震源参数反演有较大的改善作用,特别是在震源机制解反演上,联合反演的稳定性很高。不过 Bootstrap 测试表明,震源深度结果与台站的采样有一定的依赖关系,其真实原因是在 Bootstrap 测试时,台站子样本方位角分布不好。因此,在研究震源深度时应尽量采用方位角分布较好的台站。本文研究采用的台站方位角分布良好,震源机制和震源深度的可靠性都很高。

震源机制解结果显示,在震源的两个节面中,节面 II 的倾角较大(本文结果均在 60° 左右),故节面 I 作为实际破裂面的可能性更大。截止到 4 月 15 日,南投地震震中附近共发生 10 次余震(图 6(b)),来源于 CWB 地震目录),余震分布为 NNW-SSE 方向,与南投地震震

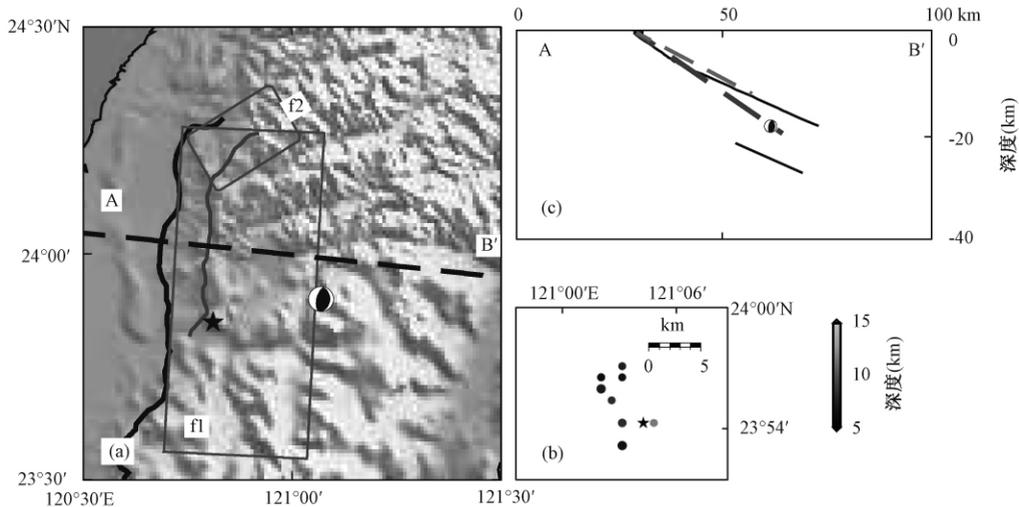


图 6 (a) 南投地震源区地形图;(b) 南投地震余震分布图;(c) 图(a)中 A-B'剖面图
(a) 中粗黑线为车笼埔断层;灰色线为大茅埔-双东断层(林启文等,2007);矩形为集集地震破裂模型(Ma et al, 2001)在地表的投影;五角星为集集地震震中;沙滩球为南投地震震中;(b) 中五角星为南投地震震中;圆点为余震;(c) 中沙滩球为南投地震震中在 A-B'剖面上的投影;粗虚线为集集地震破裂面(Ma et al, 2001)与 A-B'剖面交线;黑色实线为 Kao 等(2000)给出的双层破裂构造与 A-B'剖面上的交线;灰色虚线为 Johnson 等(2001)给出的集集地震破裂面与 A-B'剖面的交线,因其模型走向与 Ma 等(2001)基本相同,故未在图(a)中绘出

源机制解结果的节面 I 破裂方向较为符合。根据 CWB、USGS 给出的烈度图,南投地震烈度等震线长轴走向为 NWW-SEE,与联合反演结果节面 I 的破裂方向较为吻合。因此,本文推测节面 I 为实际的破裂面,即地震发生在一条近 SN 走向,倾向为 EW 向的逆冲断层上,带有一定的左旋分量。

根据 Ma 等(2001)给出的集集地震破裂模型,南投地震震中位于集集地震 f1 破裂面的深部边缘,见图 6(a)、6(c)。f1 破裂面走向为 3° ,倾角为 29° ,与南投地震节面 I 的机制解非常接近。因此,可以猜测南投地震为集集地震所在的车笼埔断层在深部的继续破裂。而根据 Johnson 等(2001)给出的集集地震模型(主破裂面走向 3° ,倾角 23° ,图 6(c) 黑色虚线),其主破裂面机制解与南投地震节面 I 的很接近,但主破裂面没有发育到南投地震震中处。而 Kao 等(2000)根据地震和地质资料给出了台湾中部地震发生的双层破裂构造(图 6(c) 红色虚线),南投地震发生在两个断层中间,其上方的断层面在地表的出露为车笼埔断层。综上所述,虽然不同学者给出了不同的车笼埔断层模型,使得我们不能唯一地确定南投地震震中位置与车笼埔断层的几何空间关系。但南投地震与车笼埔断层具有相近的走向和倾角,且震中位置位于车笼埔断层区域,因此我们认为车笼埔断层很可能是此次南投地震的发震断层。

致谢:感谢两位匿名审稿人提出的修改意见。IRIS DMC 提供了地震波形数据,图件均用 GMT 软件绘制。

参考文献

- 陈伟文、倪四道、汪贞洁等,2012,2010 年高雄地震震源参数的近远震波形联合反演,地球物理学报,55(7),2319~2328。
- 高立新、刘芳、赵蒙生等,2007,用 sPn 震相计算震源深度的初步分析与应用,西北地震学报,29(3),213~244。
- 胡幸平、俞春泉、陶开等,2008,利用 P 波初动资料求解汶川地震及其强余震震源机制解,地球物理学报,51(6),1711~1718。
- 林启文、陈文山、饶瑞钧,2007,台湾活动断层调查的近期发展,经济部中央地质调查所特刊,第 85 号,85~110。
- 韦生吉、倪四道、崇家军等,2009,2003 年 8 月 16 日赤峰地震:一个可能发生在下地壳的地震?地球物理学报,52(1),111~119。
- 吴建平、明跃红、张恒荣等,2005,2002 年夏季长白山天池火山区的地震活动研究,地球物理学报,48(3),621~628。
- 谢祖军、郑勇、倪四道等,2012,2011 年 1 月 19 日安庆 M_L 地震的震源机制解和深度研究,地球物理学报,55(5),1624~1634。
- 郑勇、马宏生、吕坚等,2009,汶川地震强余震 ($M_s \geq 5.6$) 的震源机制解及其与发震构造的关系,中国科学: D 辑,39(4),413~426。
- Bassin C, Laske G, Masters G, 2000, The current limits of resolution for surface wave tomography in North America, EOS Trans AGU, 81, F897.
- Bent A L, Perry H K C, 2002, Depths of eastern Canadian earthquakes from regional data, Seism Res Lett, 73, 273~284.
- Bock G, Grfinthal G, Wylegalla K, 1996, The 1985/86 Western Bohemia earthquakes: Modelling source parameters with synthetic seismograms, Tectonophysics, 261(1~3), 139~146.
- Bowers D, 1997, The October 30, 1994, Seismic disturbance in South Africa: Earthquake or large rock burst? J Geophys Res, 102(B5), 9843~9857, doi:10.1029/97JB00509.
- Chen P, Jordan T H, Zhao L, 2005, Finite-moment tensor of the 3 September 2002 Yorba Linda earthquake, Bull Seism Soc Am, 95, 1170~1180.
- Douglas A, 1967, Joint epicenter determination, Nature, 215, 47~48.
- Dreger D, Helmberger D, 1993, Determination of source parameters at regional distances with three-component sparse network

- data, *J Geophys Res*, **98** (B5), 8107 ~ 8125.
- Dziewonski A, Anderson D, 1981a, Preliminary reference earth model, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **25**, 297 ~ 356.
- Dziewonski A, Chou T A, Woodhouse J H, 1981b, Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *J Geophys Res*, **86** (B4), 2825 ~ 2852.
- Efron B, 1979, Bootstrap methods: Another look at the jackknife, *The Annals of Statistics*, **7** (1), 1 ~ 26.
- Engdahl E R, van der Hilst R, Buland R, 1998, Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination, *Bull Seism Soc Am*, **88** (3), 722 ~ 743.
- Fan G, Wallace T, 1996, Focal mechanism of a recent event in South Africa: a study using a sparse very broadband network, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts*, **33** (7), 295A ~ 295A (1).
- Geiger L, 1912, Probability method for the determination of earthquake epicenters from arrival time only, *Bull St Louis Univ*, **8**, 60 ~ 71.
- Hardebeck J L, Shearer P M, 2002, A new method for determining first motion focal mechanisms, *Bull Seism Soc Am*, **92**, 2264 ~ 2276.
- Hardebeck J L, Shearer P M, 2003, Using S/P amplitude ratios to constrain the focal mechanisms of small earthquakes, *Bull Seism Soc Am*, **93**, 2434 ~ 2444.
- Kao H, Chen W P, 2000, The Chi-Chi earthquake sequence: active, out-of-sequence thrust faulting in Taiwan, *Science*, **288**, 2346.
- Johnson K M, Hsu Y J, Segall P, and Yu S-B, 2001, Fault geometry and slip distribution of the 1999 Chi-Chi, Taiwan earthquake imaged from inversion of GPS data, *Geophys Res Lett*, **28** (11), 2285 ~ 2288.
- Julian B R, Foulger G R, 1996, Earthquake mechanisms from linear-programming inversion of seismic-wave amplitude, *Bull Seism Soc Am*, **86**, 972 ~ 980.
- Kanamori H, Given J W, 1981, Use of long-period surface waves for rapid determination of earthquake-source parameters, *Phys Earth Planet Inter*, **27** (1), 8 ~ 31.
- Kanamori H, Rivera L, 2008, Source inversion of W phase: speeding up seismic tsunami warning, *Geophys J Int*, **175** (1), 222 ~ 238.
- Kikuchi M, Kanamori H, 1982, Inversion of complex body waves, *Bull Seism Soc Am*, **72** (2), 491 ~ 506.
- Kim K, Chiu J, Pujol J, et al, 2005, Three-dimensional V_p and V_s structural models associated with the active subduction and collision tectonics in the Taiwan region, *Geophys J Int*, **162**, 204 ~ 220.
- Ma K F, Mori J, Lee S J, et al, 2001, Spatial and temporal distribution of slip for the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake, *Bull Seism Soc Am*, **91**, 1069 ~ 1087.
- Nábělek J, Xia G, 1993, Moment-tensor analysis using regional data: Application to the 25 March, Scotts Mills, Oregon, Earthquake, *Geophys Res Lett*, **22** (1), 13 ~ 16, doi:10.1029/94GL02760.
- Nakano H, 1923, Notes on the nature of the forces which give rise to the earthquake motions, *Seism Bull Centr Meteorol Obs Japan*, **1**, 92.
- Saikia C K, 2000, A method for path calibration using regional and teleseismic broadband seismograms: application to the 21 May 1997 Jabalpur, India earthquake (M_w 5.8), *Curr Sci*, **79** (9 ~ 10), 1301 ~ 1315.
- Spence W, 1980, Relative epicenter determination using P-wave arrival-time differences, *Bull Seism Soc Am*, **70** (1), 171 ~ 183.
- Tan Y, Helmberger D, 2010, Rupture directivity characteristics of the 2003 Big Bear sequence, *Bull Seism Soc Am*, **100**, 1089 ~ 1106.
- Uski M, Hyvonen T, Korjaa A, et al, 2003, Focal mechanisms of three earthquakes in Finland and their relation to surface faults, *Tectonophysics*, **363** (1 ~ 2), 141 ~ 157.
- Wallace T, Helmberger D, 1982, Determining source parameters of moderate-size earthquakes from regional waveforms, *Phys Earth Planet Inter*, **30** (2 ~ 3), 185 ~ 196.
- Xie J, Zeng X F, Chen W W, et al, 2011, Comparison of ground truth location of earthquake from InSAR and from ambient

- seismic noise: A case study of the 1998 Zhangbei earthquake, *Earthq Sci*, **24**, 239 ~ 247.
- Zhan Z, Wei S, Ni S, et al, 2011, Earthquake centroid locations using calibration from ambient seismic noise, *Bull Seism Soc Am*, **101** (3), 1438 ~ 1445.
- Zhao L S, Helmberger D, 1994, Source estimation from broadband regional seismograms, *Bull Seism Soc Am*, **84**, 91 ~ 104.
- Zhu L P, Helmberger D, 1996, Advancement in source estimation techniques using broadband regional seismograms, *Bull Seism Soc Am*, **86**, 1634 ~ 1641.
- Zhu L, Rivera L A, 2002, A note on the dynamic and static displacements from a point source in multilayered media, *Geophysical Journal International*, **148** (3), 619 ~ 627.

Rupture characteristics and seismogenic structures of the M_w 6.0 Nantou earthquake of March 27, 2013

Jin Bikai^{1, 2)} Zheng Yong¹⁾ Xiong Xiong¹⁾

- 1) State Key Laboratory of Geodesy and Earth's Dynamics, Institute of Geodesy and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Wuhan 430077, China
- 2) University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

Abstract We used the CAPjoint method in inverting point source parameters of the 2013 Nantou earthquake, which includes both local and teleseismic waveforms. The result shows that the best double-couple solution of the event is 0° , 30° , 78° for strike, dip and rake, respectively. The other nodal plane is 193° , 60° , 96° , and the centroid depth is 18km. We applied Bootstrap method for statistics and verified that joint inversion is effective for constraining source parameters of moderate earthquakes. And we found that the centroid depth from inversion of teleseismic waveforms is depended on the azimuthal coverage of the teleseismic stations. The similarity between the focal mechanism and focal depth of the Nantou earthquake, and the characteristics of the Chelungpu fault imply that the Nantou event might rupture on the Chelungpu fault.

Key words: Focal mechanism Centroid depth Waveform inversion Bootstrap