

近震源破裂过程反演研究*

—— II. 9.21 中国台湾集集地震破裂过程的近场反演

周仕勇** 陈晓非

(北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871)

摘要 根据非线性规划研究的最新成果所设计的一种全新的震源破裂过程的反演方法, 用近场地震波观测资料反演了 1999 年 9 月 21 日发生在中国台湾省集集 $M_w 7.6$ 地震震源破裂过程. 为了使反演中设置的断层模型与集集地震实际破裂面尽可能一致, 以尽可能减小由于断层模型设置的不确定性对震源破裂过程反演结果的影响, 设立的断层模型为与集集地震造成的主要地表破裂尽可能拟合的弯曲面模型. 反演结果显示: (1) 集集地震震源的破裂大体持续了 32 s, 其中主要破裂发生在第 6~27 s 间, 破裂主要集中发生在断层北段向东拐弯处. (2) 震源破裂以逆冲为主, 平均滑动角为 64.5° , 与 USGS, Harvard 及 CWB(台湾中央气象局)的结果相当. 标量地震矩为 7.76×10^{20} 牛顿米, 稍大于 USGS 和 Harvard 反演的标量地震矩. (3) 集集地震震源的破裂存在清晰的成核过程, 成核过程经历 6 s 后, 地震矩释放明显加速. 起始破裂从断层南段开始, 10 s 后破裂主要集中在断层北段发生. 最后将反演结果与震后 GPS 观测结果进行了对照分析, 并对反演结果的科学意义进行了讨论.

关键词 集集地震 震源破裂过程 反演 近震源观测 震源机制

1 引言

当地时间 1999 年 9 月 21 日 1 时 47 分(国际时 9 月 20 日 17 时 47 分)在中国台湾中部集集镇发生了一个 $M_w 7.6$ 强震. 据台湾地方地震台网测定, 该地震的震中(破裂起始点)位置为(120.82°E , 23.85°N), 震源深度为 8 km. 分布在全台湾的 420 个自由场现代数

字加速度三分向地震仪记录了这次强震. 其中有两个地震仪记录到了大于 1 g 的地面峰值加速度(PGA). 地震现场考察发现, 这次地震造成沿北南走向的车轮浦(Chelunpu)断层出现 80 km 的地表破裂, 最大垂向错距高达 8 m. 这次地震使 2470 人罹难, 造成了约 118 亿美元的经济损失, 是台湾岛内陆地区 20 世纪来发生的一次最为强烈的地震. 野外地质调查显示这

收稿日期: 2004-05-12; 接受日期: 2005-06-05

* 国家自然科学基金资助项目(批准号: 40174015)

** E-mail: zsy@pku.edu.cn

次地震是由于车轮埔断层活动破裂的结果.

处于台湾岛中部的中央山脉带是台湾陆地地震最为活跃的地区. 那儿有两条走向分别为北西和北东的地震密集带. 两条地震密集带交汇的西面, 存在一个三角状低地震活动区, 如果认为这一低地震活动区是由于其介质强度高于地震密集带介质强度所致, 则从构造力学的观点看, 应力容易在这三角区的顶点处产生聚焦, 从而导致特大地震的形成, 而集集地震正好发生在这聚焦点上. 车轮埔断层处于台中盆地的东缘及中央山脉的西山脚之间, 主要为中新世地层逆冲至台中盆地的冲积层上, 属第四纪断层, 断层面东倾, 角度约 $25^{\circ}\sim 45^{\circ}$ 不等. 从震后地表破裂看, 集集地震与位于台中, 近南北走向的车轮埔断层的活动是有绝对关系的^[1].

地震学的基本任务之一就是根据观测的地震波推断震源的基本性质. 集集地震为我们提供了迄今为止世界上最为丰富的高质量近场观测资料, 台湾地区有 400 余套自由面三分向强震加速度仪完整地记录了这次地震, 其中有近 60 个台距离集集地震的震源破裂面直线距离小于 30 km. 此外, GDSN(全球数字地震台网)对集集地震也有良好的记录. 这些为地震学家研究集集地震的震源机制、详细剖析集集地震的震源破裂过程, 深化对触发强震起始破裂力学机制的认识等提供了难得的机会. 事实上, 在集集地震发生后不久, 两家国际权威地震研究机构—Harvard(美国哈佛大学)和USGS(美国联邦地质调查局)就利用GDSN所记录的远场地震波迅速分别反演出集集地震的矩张量, 并将他们所得到的解在英特网上发布; Chen等^[2]通过从GDSN的远场波形记录中提取集集地震的震源时间函数, 用拟合震源时间函数的方法对集集地震的震源破裂过程作了初步研究; Ma等^[3]用多时间窗线性矩阵反演方法, 用GDSN

记录的远场波形反演了集集地震的破裂过程. 尽管用远场波形记录反演集集地震的破裂过程和矩张量, 揭示出集集地震震源破裂是由南向北传播, 位于断裂东面的断层上盘向西逆冲的过程等主要特性, 但由于远场的低频资料平滑了震源的细节过程, 且远场记录对震源破裂面参数(走向、倾角)变化的敏感性与近场记录比要小得多, 因此我们期望充分应用集集地震丰富的近场记录, 反演集集地震震源的精细破裂过程, 以对强震震源破裂的起始及发展全过程有更为精细的认识. Huang^[4]用了近 400 台的近场波形记录重构了集集地震所引起的近场强地面振动过程, 发现集集地震的能量释放在震源破裂开始的前 10 s集中在发震断层的南端, 在 15 s左右主要震源破裂区移向断层北段, 整个震源破裂过程持续了 38 s左右. Huang直接利用地震记录对震源区附近区域地面运动的“三维”重构, 虽然没能反演震源的精细破裂过程, 但为震源破裂过程的精细反演研究提供了重要的约束.

目前对集集地震震源过程的研究有许多, 不同学者^[1-6]分别应用地震的远场、近场波形资料、GPS测量的同震形变等多方面的资料开展对集集地震震源过程的研究. 不同学者相互独立的研究结果在许多方面取得了一致的看法, 如关于车轮埔断层在震源破裂中的主导作用, 关于震源的低角度逆冲破裂机制等. 但在有些方面也存在不同认识, 需要作更进一步的工作论证. 如集集地震震源的破裂是向北传播的单侧破裂过程、不对称双侧破裂还是另用其它破裂模式? 此外不同作者反演出的集集地震震源破裂的图像也存在较大的差异, 所取得的震源破裂面参数也有较大偏差(参见表 1), 并与野外地质考察所测定的地表宏观破裂面的走向也存在差异. 从地表破裂看, 车轮埔断层破裂的北端有向东拐与双冬断层汇

表 1 不同研究机构所给出的集集地震震源及破裂面参数

研究机构	震源位置			破裂面参数			反演方法及矩张量(N.M)
	纬度	经度	深度	走向	倾角	滑动角	
USGS	23.78°	121.09°	5 km	357°	29°	67°	矩张量反演; 2.4×10^{20}
Harvard	23.94°	120.71°	21 km	26°	27°	82°	CMT 反演; 4.1×10^{20}
CWB	23.85°	120.82°	8 km	5°	34°	65°	定位及 P 初动
地表破裂面	—	—	—	3°	—	—	野外地质考察

合的迹象,那么集集地震震源的破裂面决不是一个简单的几何面,而这在拟进行的反演震源的破裂过程时应予考虑。

本文作为我们开展近震源破裂过程系列研究工作的一部分,将采用我们在文献[7]中所介绍的方法,用近场地震波记录精细反演集集地震的破裂过程,并对反演结果的可靠性及在地震学研究中的意义进行讨论。

2 资料和方法

2.1 近场强地面运动加速度记录资料的分析、处理

台湾气象局(CWB)于 1997 年完成了全省 600 多个自由场强震台的建立,沿此次地震的破裂带布设有数十个强震台(加速度记录),这些记录仪频带在 DC~50 Hz,记录字长为 16 位,采样率为 200 Hz,多数地震仪采用 GPS 钟授时,平均台间距约 5 km。初步分析发现 S 波之后的长周期大振幅成分相当清楚,二次积分处理后可看到清晰的永久地动位移。这为我们用近场地震观测开展震源破裂过程的研究提供了极珍贵的资料。遗憾的是,由于 GPS 时钟存在 2000 年虫问题,使得用 GPS 钟授时的强震记录的绝对时间存在错误,需要用具有准确的绝对时间服务的地震记录进行校正^[1]。另一方面,集集地震造成了发震断层(车轮蒲断层)数米级的错动,破裂带附近台的地震记录应该能反映地表的永久形变,但由于位移是加速度的二次积分,加速度记录中存在的基线漂移、及由于地面的强烈振动(或变形)导致近震源自由场强震记录仪拾震器微斜并造成后段记录的零点偏移,使得由加速度记录积分恢复地表的永久形变十分困难,也会造成恢复的位移波形的严重失真。因此有必要对波形资料的时间标度和由加速度记录积分得到的位移波形进行校正。

为了校正由于 GPS 时钟存在 2000 年虫问题而造成的地震记录绝对时间标度的错误,我们合理假设: (1) 同介质中 P 波传播的速度较破裂传播的速度大,因此震源破裂过程中,地震台所记录的初动震相是来自震源起始破裂点的 P 波而非来自震源面上其他后续破裂点所辐射的地震波,即地震台所记录的初

动震相到时与震源后续的复杂破裂过程无关; (2) 在集集地震震源区附近地震波 P 波传播速度是均匀的。如果我们能高精度地确定集集地震的初始破裂点的位置,并能精确读取部分具有准确绝对时间标度的近震记录的初动震相到时,用内插法我们不难精确校正出所有无绝对时间标度的近震记录的初动震相到达的绝对时间。具体作法如下:

令地震初始破裂发生的时间为 O, A 台所记录的初动震相到时时为 T_A , B 台所记录的初动震相到时时为 T_B , 则有:

$$T_A - T_B = (\Delta_A - \Delta_B) \frac{\partial T}{\partial \Delta}, \quad (1)$$

式中: T 为初动震相到时, Δ 为震中距, Δ_A 为 A 台的震中距, Δ_B 为 B 台的震中距。

$$\frac{\partial T}{\partial \Delta} = \frac{\Delta}{V_P(\Delta^2 + h^2)^{1/2}}, \quad (2)$$

式中: h 为集集地震的震源深度, V_P 为震源区 P 波平均速度。

台湾气象局(CWB)为了高精度地确定集集地震的初始破裂点的位置,选择了 40 个有准确绝对时间标度的近震记录(震中距范围: 3~150 km),重新读取了地震初动到时,并用主台法对集集地震的初始破裂点进行了重新定位^[8],定位误差 < 0.01°。

由 CWB 的精确定位结果(参见表 1 CWB 确定的震源位置)及 CWB 重新精确读取的 40 个有准确绝对时间标度的近震记录的初动到时,根据(2)式,用最小二乘法可得到 $\frac{\partial T}{\partial \Delta} \sim \Delta$ 曲线;我们找一个与待确定初动震相绝对到时的记录台 A 相近的、且有准确绝对时间标度的记录台 B,由(1)式不难求出 A 台记录的集集地震初始破裂震相到时。沿集集地震破裂带分布的部分地震台,校正后的集集地震初动震相的绝对到时时列于表 2。

张海明等^[9]采取了一种简单而有效的方法对集集地震近场加速度记录中可能存在的零点漂移或强振动造成拾震器微倾所引起的记录波形失真进行了校正。具体作法是: (1) 对于原始的加速度资料,用线性最小二乘法对初动到达之前所记录的 20 s(4000 个资料点)背景噪声作直线拟合,用整个波形记录减

表 2 用于本研究校正后的 P 波初动观测到时和由速度模型所计算的理论到时

站点	纬度/(°)	东经/(°)	离初始破裂点的 距离/km	观测初始到时 (47 分:秒)	理论初始到时 (47 分:秒)	到时误差 /s
T039	24.4922	120.7838	70.3	29.660414s	29.611958	-0.0485
T046	24.4687	120.8540	67.8	28.962254	29.132968	0.1707
T052	24.198	120.740	38.2	24.662390	23.76714	-0.8952
T059	24.2688	120.5637	51.9	26.202589	26.2894766	0.0869
T067	24.0917	120.7197	27.3	22.378578	21.8052088	-0.5734
T068	24.278	120.7657	46.7	25.290926	25.295848	0.0049
T072	24.0392	120.8577	20.5	20.559723	20.481372	-0.0784
T074	23.9607	120.9617	19.1	20.312931	20.048626	-0.2643
T075	23.9835	120.6778	19.2	20.588352	20.3626731	-0.2257
T078	23.8123	120.8455	6.4	18.277393	17.84607	-0.4313
T079	23.8397	120.8942	8.9	18.674728	18.182466	-0.4923
T089	23.9037	120.8565	6.8	18.325272	18.1002146	-0.2251
T123	24.0177	120.5427	32.3	22.473299	22.72108	0.2478
T128	24.4162	120.7607	62.0	28.343534	28.100187	-0.2433
T129	23.8783	120.6843	12.9	19.504641	19.21464	-0.2900
T141	23.8335	120.4640	35.3	23.001146	23.168739	0.1676
C006	23.5822	120.5522	40.5	24.067635	23.91901	-0.1486
C024	23.7577	120.6065	23.6	20.895477	20.953808	0.058
C074	23.5103	120.8052	38.9	24.166338	23.451140	-0.7152
C101	23.6862	120.5622	31.8	22.634254	22.38416	-0.2500

掉所拟合的直线上的相应点值,得到去掉零点漂移后的加速度记录;(2) 对经校正后的加速度记录先作积分得到速度波形记录.然后用速度波形记录初动到达前的背景记录部分,重复与前面相同的作法,去掉由于加速度的背景噪声造成的速度的零漂,对速度作首次校正;随后截取经第一次校正后的速度波形的尾部段(尾部段振动已基本衰减),用最小二乘法拟合一条直线,并称它与零线的交点为“折点”,把第一次校正后的波形折点以后的部分减去直线上的相应点值,去除了由于强烈振动造成拾震器微倾所引起的零漂,得到最终的速度波形;(3) 对经两次校正后速度记录积分,得到了校正好了的位移波形.须指出的是并非所有的集集地震波形记录都能得到很好的校正的,有相当一部分记录由于强烈振动所造成的拾震器倾斜或位置移动过大,给记录校正带来困难.不过表 2 所列出的 20 个台的记录是能基本得到较好校正的记录,所恢复的地动位移的永久形变与震后 GPS 测量的结果是吻合的,因而我们选用这 20 个台的位移记录开展近震源破裂过程的反演.图 1 给出了记录台、发震构造(车轮浦断层)及集集地震起始破裂点的空间分布图.

2.2 介质速度模型及理论地震图的计算

研究区介质速度模型对反演所需的格林函数的计算有很大影响,也直接影响着震源破裂过程的反演结果,选择适当的区域介质结构模型在近震源反演中是至关重要的.所幸的是,台湾地区的三维速度结构研究已有许多很优秀的工作,Shin^[10]应用大量的走时资料反演了台湾西部的三维速度结构,Chang在对集集地震及其余震序列进行重新定位中,在Shin的工作基础上建立了集集地震震源区的三维速度结构模型^[11],我们根据他们的速度模型并结合Chen^[12]用洛夫面波反演的台湾地区地壳三维介质参数结果,设立了研究区分层介质速度结构模型如表 3.

应用表 3 所给的研究区速度结构模型,并采用表 1 所列的 CWB 的定位结果,我们计算了表 2 所列各台的 P 初动震相的理论到时,并与观测到时进行了比较,到时误差非常小(参见表 2),说明我们构造的研究区速度结构模型基本合理并有较高的准确度.

本研究我们采用陈晓非的广义反/透射系数矩阵法^[13,14]计算水平分层半空间介质中的点源格林函数,用有限点源叠加的方法合成有限尺度震源破裂面的

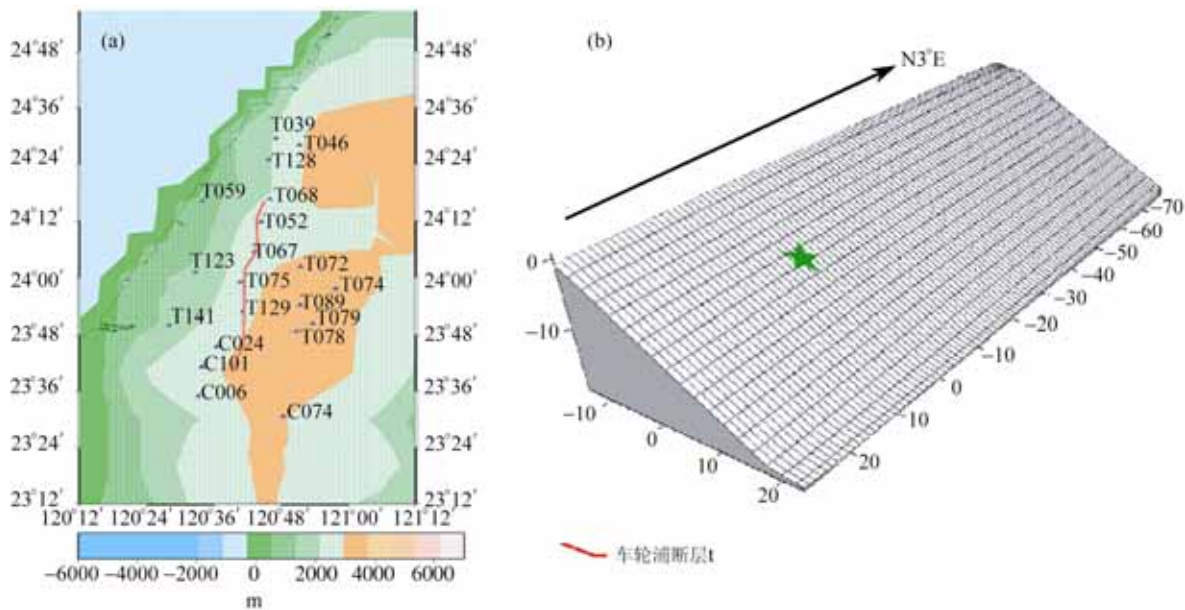


图 1 参与反演的记录台及发震构造分布图(a)和弯曲面断层模型
图中五角星为 CWB 确定的集集地震初始破裂点的位置(下同). (a)图中的色标为地形高度色标, (b)图标度单位: km

表 3 反演中用于理论地震图计算的介质速度模型

地壳分层	深度/km	$V_s/\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$	$V_p/\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$	密度/ $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$	Q_s	Q_p
1	0.0	2.0	3.5	2.3	250	300
2	1.0	2.15	3.7	2.45	350	400
3	4.0	2.7	4.7	2.65	450	500
4	9.0	3.15	5.5	2.9	450	500
5	13.0	3.45	6.0	3.15	500	550
6	17.0	3.7	6.4	3.25	500	550
7	25.0	3.9	6.8	3.3	550	550
8	30.0	4.1	7.25	3.4	600	600

近场理论地震图, 通过采用与Bouchon严格一致的震源模型计算近场理论地震图[15]并与Bouchon的计算结果相比较, 发现结果完全相同, 数值试验确认我们采用的理论地震图的计算方法和程序是可靠的.

2.3 反演方法

震源破裂过程反演所依据的基本方程可表达为[7]:

$$\mathbf{A}(\boldsymbol{\tau}) \cdot \mathbf{X} = \mathbf{b}, \tag{3}$$

式中: $\boldsymbol{\tau}$ 为需反演的各子破裂单元破裂延迟时间向量, $\mathbf{A}(\boldsymbol{\tau})$ 为包含自变量因子 $\boldsymbol{\tau}$ 的格林函数矩阵; $\mathbf{b}$ 为由真实地震波形记录构造的观测数据向量; $\mathbf{X}$ 为需反演的各子破裂单元上的位错矢量矩阵. 需指出的是, 格林

函数 $\mathbf{A}(\boldsymbol{\tau})$ 是关于 $\boldsymbol{\tau}$ 的非线性函数并且一般情形下没法给出解析式.

注意到当 $\mathbf{A}(\boldsymbol{\tau})$ 矩阵病态时, 上述方程组的求解将很困难, 为了保证有稳定解, 利用最小二乘的方法, 将上述问题转换成一个带约束的非线性规划问题, 求解 $\boldsymbol{\tau}^*$ 和 $\mathbf{X}^*$. 令:

$$\begin{aligned} F(\boldsymbol{\tau}, \mathbf{X}) &= 1/2(\mathbf{A}(\boldsymbol{\tau})\mathbf{X} - \mathbf{b})^2, \quad \boldsymbol{\tau} \geq 0, \mathbf{X} \geq 0, \\ F(\boldsymbol{\tau}^*, \mathbf{X}^*) &= \min F(\boldsymbol{\tau}, \mathbf{X}), \end{aligned} \tag{4}$$

我们构造问题(4)的求解算法如下:

- 1°. 设 $k = 0$, 给定各子单元各自破裂的时间初值 $\boldsymbol{\tau}_k = \{\tau_{ik}\}$ (i 为单元号, k 为循环次数).
- 2°. 将 $\boldsymbol{\tau}_k$ 代入(4)式, 则问题(4)简化为一个关于各单元滑动参量反演的线性二次规划问题, 利用超松

驰迭代法求解得各子单元滑动参量 $\mathbf{X}_{k+1}$.

3°. 将所解 $\mathbf{X}_{k+1}$ 已知量代入(4)式, 则问题(4)是关于 $\boldsymbol{\tau}$ 的非线性规划问题. 利用近年在拟牛顿法基础上发展起来的一种最新非线性规划方法—信赖域方法(Trust field method)求解可得到新的 $\boldsymbol{\tau}_{k+1}$.

4°. 计算收敛量 $\text{conv} = \|\mathbf{X}_{k+1} - \mathbf{X}_k\| + \lambda \|\boldsymbol{\tau}_{k+1} - \boldsymbol{\tau}_k\|$ (λ 为权系数), 检查收敛量 conv 是否达到收敛指标, 若达到, 则寻优结束, $\mathbf{X}_{k+1}$ 和 $\boldsymbol{\tau}_{k+1}$ 为寻优解; 否则 $k = k + 1$, 转入 2°, 继续下一个循环寻优.

由上述算法可以看出, 我们将断裂过程研究中通常描述成的一个 $2N$ 维(N 为断层被离散成的子单元数)非线性反演问题^[16,17], 分离成两个 N 维反演问题, 因而大大降低了原问题的计算规模. 实际上要实现上述算法是很困难的, 上述算法实际包含求解两个子问题: 其一是将时间初值 $\boldsymbol{\tau}_k = \{\tau_{ik}\}$ 代入后, 带约束的线性超越方程组的寻优求解问题. 已有严格理论证明, 带约束的线性超越方程组的最优解, 在解空间约束是凸集的条件下, 可以转化为一个线性变分不等问题的解^[18], 我们选用超松弛迭代法可很快找到这个解. 其二是将解 $\mathbf{X}$ 当作已知量代入(4)式, 则问题(4)是关于 $\boldsymbol{\tau}$ 的非线性规划问题, 由于 $\mathbf{A}(\boldsymbol{\tau})$ 是无法用解析式表达的非线性函数, 子问题 2 的最优解搜索要较子问题 1 困难得多, 我们引入信赖域方法解这个非线性问题, 该方法的收敛性已有严格证明, 可保证不出现伪解^[19]. 关于这两个子问题的具体求解方法在文献[7]中我们作了详细描述, 并通过大量数字试验证明这种方法具有反演理论严格, 解严格收敛, 寻解效率高, 且无须设定震源破裂模式, 反演结果对模型初值 $\boldsymbol{\tau}$ 的依赖程度较小等优点.

3 反演计算

3.1 反演模型建立

集集地震现场野外地质考察发现, 集集地震的发震构造为总长约 140 km, 走向北北东的车轮浦断裂, 该断裂为低角逆冲型断层, 东倾 $30^\circ \sim 40^\circ$, 地震造成约 80 km 的地表破裂, 主要是从破裂点向北延伸, 少部分破裂沿断层向南延伸, 是一长约 100 km、宽 40 km、北端东拐的弯曲面^[6]. Iwata 等^[19]综合野外地质考察的结果和峰值加速度分布图像, 设计了弯曲面

断层反演模型, 开展震源破裂过程的反演研究. 基于本研究没有找到更多的资料使重新构造的断层面反演模型较 Iwata 模型更接近实际震源破裂面, 如图 1 我们采用 Iwata 模型作为断层面模型.

考虑到计算量与我们解决的问题所需的分辨率及资料情况之间的平衡, 我们将破裂面按 $3.5 \text{ km} \times 3 \text{ km}$ 等尺度地划分成 26×13 个子破裂元. 我们简单地取 Ramp 函数为子破裂元的震源时间函数, 并根据 Geller 的工作^[20], 震源时间函数的上升时间 t_s 取为:

$$t_s = 16S^{1/2} / (7\pi^{3/2}\beta), \quad (5)$$

式中: S 为子破裂元的面积, β 为震源介质的 S 波速度.

3 km 相当于一个频率为 1 Hz 的地震波的波长尺度, 为了充分拟合波形的长度并减少不必要的计算量, 我们对原始资料进行了重新采样, 等间隔地从 40 个资料点中抽取一个点, 新资料的采样率降为 5 Hz, 足以保证 3 km 尺度的分辨率. 此外, 为了充分提取震源信息, 我们对观测波形还进行了截取, 截取窗根据表 2 设计为初始震相到达前 1 s 开始的 50 s 时间, 共计 250 个资料点, 基本包含了有地面振动记录的全波列.

3.2 反演结果

根据表 3 给定的震源区介质速度结构, 我们设定震源区横波速度的 0.9 倍左右为震源破裂速度的初值. 即取 2.3 km/s 为破裂传播速度分别用 Haskell 破裂传播模式和点源扩散破裂传播模式计算各子破裂元的破裂时间初值代入前面所介绍的方法中开展震源破裂过程的反演. 结果表明, 两种初值代入所得到的反演结果相近, 比较波形拟合的结果(图 4), 点源扩散破裂传播模式作初值代入所反演出的结果更优. 如文献[7]数字试验的结果表明破裂传播速度可在较大范围内取值, 对反演结果的影响不大.

图 2, 3 分别是断层面上沿走向的位错、倾向位错及破裂前锋时间的反演结果, 图 4 是波形拟合结果. 由图可以清楚地看到: (1) 集集地震的破裂在其起始点附近及断层中部是相对较弱的, 断层南、北两端存在两个相对分离的破裂区, 断层的北端(初始破裂点沿断层向北 40~70 km)破裂最为强烈, 最强处的破裂位错达 23 m; (2) 逆冲破裂明显大于走滑破裂, 平均

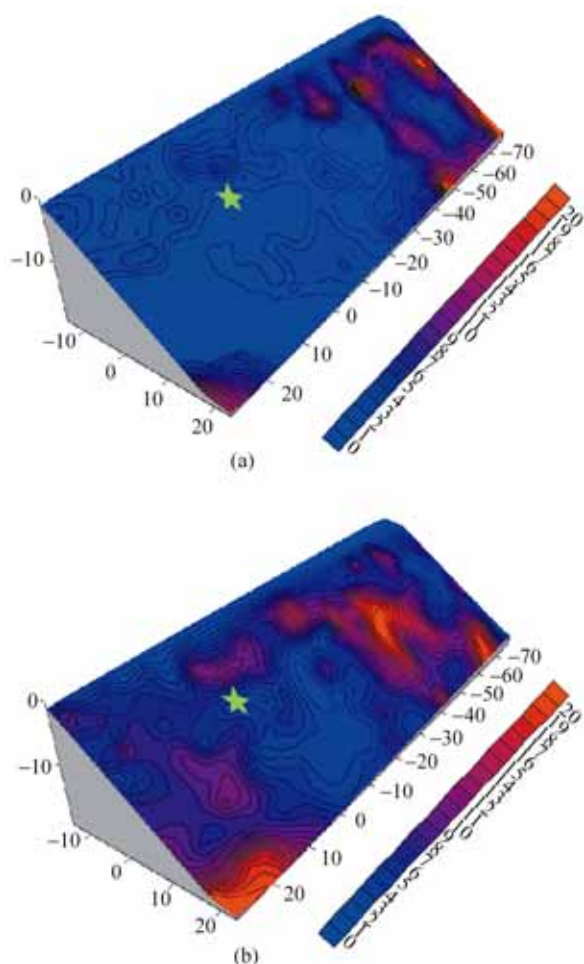


图 2 集集地震破裂面上位错的反演结果
色标单位为 m. (a) 走向分量; (b) 倾向分量

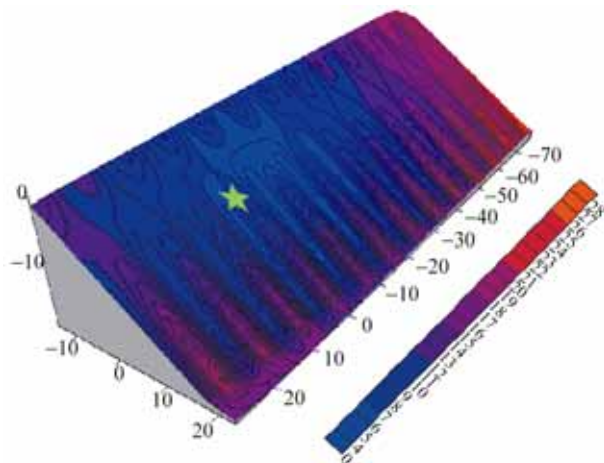


图 3 集集地震破裂面上破裂前锋时间的反演结果
(色标单位为 s)

滑动角为 64.5° ，与表 1 列出的 USGS 与 CWB 震源机制解的结果非常接近。Huang^[4]用了 400 余个台的近场及区域自由面加速度记录重构集集地震的地面振动图像表明在初始破裂发生 10 s 内震源的破裂主要集中在断层的南端，但在其后的 20 多秒内破裂主要集中在北端发生，在北端存在高滑动的破裂区。对照本研究给出的破裂位错反演结果(图 2, 3)，我们不难发现我们的反演结果与 Huang^[4]用观测资料直接粗略重构的震源破裂图像是吻合的，说明我们的反演结果有较高的可靠性。为了更清楚地看到集集地震震源破裂的时间演化图像，图 5 我们以 1 s 的间隔，分时给出了震源从破裂开始到结束震源面上破裂逐步发展的情形。由图可以看到，震源的破裂由断层的南段开始，大约经历了 6 s 的成核期，这段时间的破裂很弱、破裂扩展缓慢，释放的地震矩仅为地震全过程的 5.3%(图 6)，破裂为逆冲破裂。此后直到 10 s 破裂主要发生在断层南段并逐渐有存在一定走滑分量的破裂出现，但逆冲分量的破裂占绝对优势。11 s 后破裂在断层北段逐渐开始，并加速扩展开来，20 s 破裂速率明显减小(图 6)，至 27 s 仅在断层北端发生很微弱的破裂，32 s 破裂过程方完全停止下来，震源的整个破裂过程基本结束。断层北端的破裂开始出现了较南段明显高的走滑破裂分量，且这种走滑分量随着北移，逐渐加强。与之相对应，由震后 GPS 形变观测我们可以看到，集集地震造成的同震水平形变矢量方向在北段是逐渐向断层走向方向偏转的；现场地质调查指出集集地震所造成的车轮浦断层逆冲运动，越往北其横向分量渐增；因而在车轮浦断层北段丰原一带遭遇了极大的震害^[21]。这说明我们的反演结果是有一定的观测事实支持的，是合理的。

4 反演结果分析及讨论

由反演结果看，集集地震大体持续了约 32 s，震源破裂大体可分为三个子阶段：第一是前 6 s，是震源初始破裂的成核过程，滑动量较弱，释放的地震矩仅为地震全过程的 5.3%。第二个子阶段是震源破裂快速扩展阶段，前 10 s 破裂主要集中在断层的南段，逆冲破裂机制，走滑分量很弱；从 11~20 s，破裂主要集中在断层的北段，仍是逆冲破裂机制为

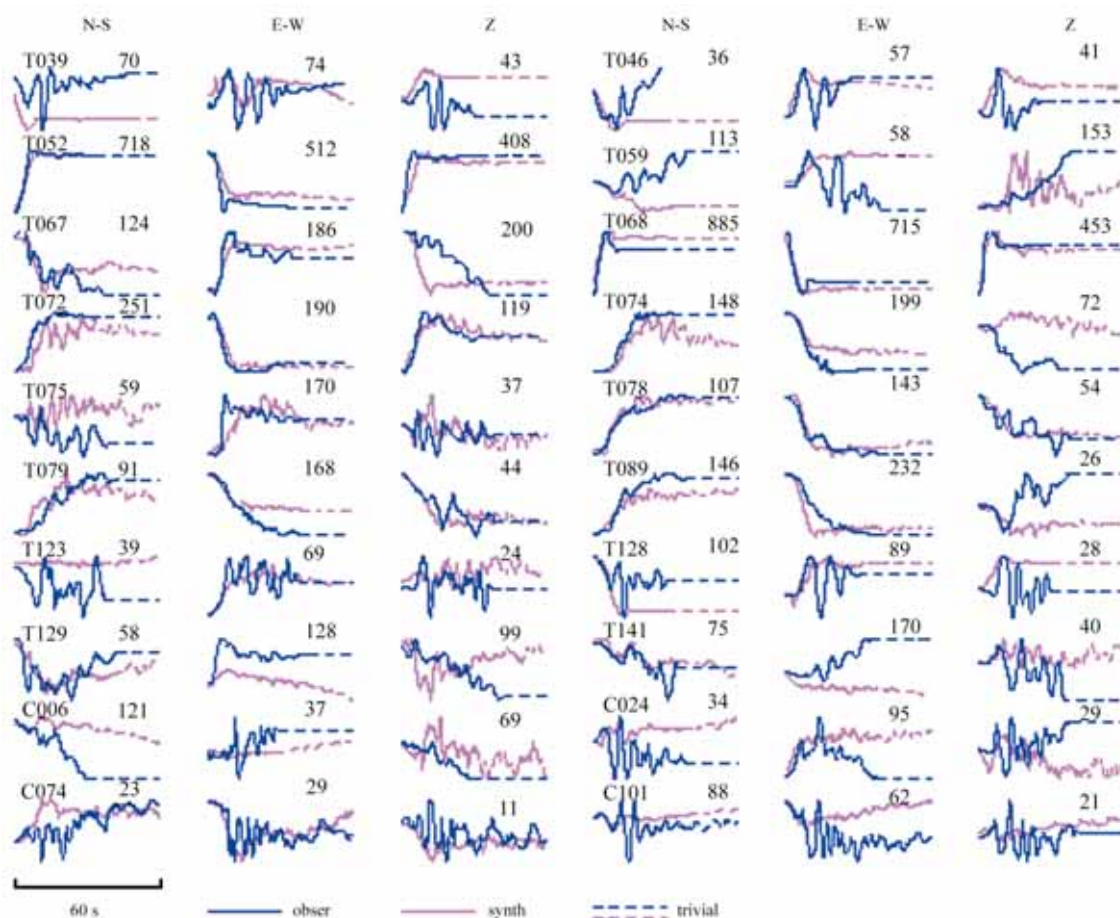


图 4 反演结果所计算的理论地震图(红线)与观测地震图(蓝线)比较

虚线为不参加震源破裂波形拟合反演的不可靠资料段. 每组波形右端的数字表示是理论计算波形的最大振幅(cm)

主, 但有较强的走滑分量. 第三个子阶段是震源破裂减缓、中止过程. 由图 6 我们可以清楚地看到 21 s 开始震源地震矩释放速率有明显减速, 27 s 后地震矩释放率已变得非常低, 至到 32 s 地震矩释放完全停止, 破裂过程中止.

许多地震学家根据大量观测事实预言: 强震震源的发震构造由于通常跨越大尺度的复杂构造区域, 其震源面的强度是不均匀的, 其破裂不会是一次均匀破裂过程, 且通常也不会一次完成^[22], 大量震源破裂过程的反演结果及我们的研究也证实了这一预言^[23~25]. 关于地震的起始破裂或成核问题是近期震源理论研究的一个热点, 是否存在及能否用于强震的预警中也一直存在着争论. 我们用近场观测高分

辨地展现了集集地震清晰的成核过程的事实. 根据强震可能存在的多次破裂过程的事实, 开展强震的预警研究是有意义的, 在目前地震预测水平普遍较低的情形下, 在经济发达城市和重点地震监测区建立强震的预警系统可能是减轻地震灾害最为经济和有效的途径.

随着数字地震观测技术的迅速发展及数字化地震台网的普及, 使近震源强震记录资料日益丰富. 由于近场可能包含着较远场地震记录更为精细的震源信息, 用近场数字地震资料反演震源的精细破裂过程近年得到了特别的重视. 然而, Zhou等^[26]最新发表了近震源记录反演破裂过程解析度的数值试验研究, 表明近震源记录在反演断层浅部的精细破裂图像存



图 5 集集地震震源破裂中各时刻位错走滑分量(a)、倾滑分量(b)及位错矢量
图中色标单位为 m

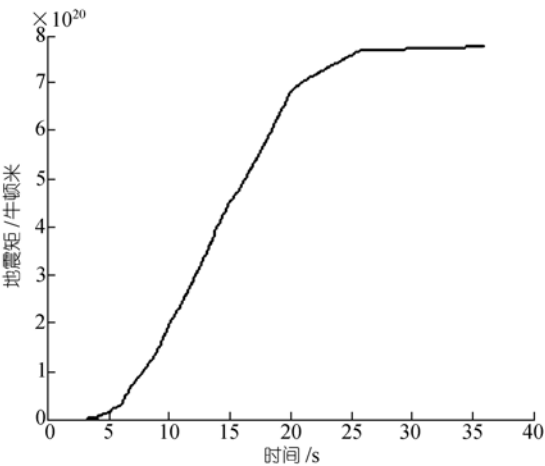


图 6 集集地震累积地震矩释放时间进程

在优势，但对断层深部的破裂图像的反演精度明显不足。如果他们的结论是正确的，则图 3 中显示的断层南段下角高滑动区的反演结果不一定可靠。

利用非线性规划研究的最新成果，我们设计了一种同时反演震源破裂时间和位错的全新方法，数值试验表明该方法与目前震源破裂过程反演计算所用的两类主要方法(线性矩阵方法和全局搜索寻优方法)相比，在线性矩阵方法对初始模型依赖大、解不稳定和全局搜索寻优方法在高维空间寻优效率不高、易出现伪解等方面有较显著改善^[7]。本文将这一方法用于实际震例的计算中，反演结果与其他独立的观测(如GPS，自由面加速度记录时空图像等)吻合，验证

了我们这一新的反演方法的有效性.

致谢 感谢 Iwata 和 Sekiguchi 博士为本工作提供的断层模型, 作者与 Sekiguchi 和张文波博士的讨论中得到许多启示, 在此一并致谢.

参 考 文 献

- Huang Bor-Shouh. Two-dimensional reconstruction of the surface ground motions of an earthquake: the September 21, 1999, Chi-Chi, Taiwan Earthquake. *Geophy Res Lett*, 2000, 27(18): 3025~3028 [DOI]
- Chen Y T, Xu L S. A preliminary analysis of temporal-spatial rupture process of 1999 Chi-Chi earthquake. *Proceeding of the Second World Chinese Conference on Geological Science*, Stanford University, Aug. 2-4, 2000
- Ma Kuo-Fong, The-Ru Alex Song, Shiann-Jong Lee, et al. Spatial Slip Distribution of the September 20, 1999, Chi-Chi, Taiwan, Earthquake(Mw7.6)—Inverted from Teleseismic Data. *Geophy Res Lett*, 2000, 27(20): 3417~3420 [DOI]
- Zeng Yuehua, Chen Chuahuei. Fault rupture process of the 20 September 1999 Chi-Chi, Taiwan, Earthquake. *Bull Beis Soc Amer*, 2001, 91: 1088~1098 [DOI]
- Wu Changjiang, Takeo Minoru and Satoshi Ide, Source Process of the Chi-Chi earthquake: A joint inversion of strong motion data and global positioning system data with multifault model. *Bull Beis Soc Amer*, 2001, 91: 1128~1143
- Shin Tzay-Chyn. Some seismological aspects of the 1999 Chi-Chi earthquake in Taiwan. *TAO*, 2000, 11: 555~566
- 周仕勇, 陈晓非, 刘金朝, 等. 近震源破裂过程反演研究——I. 方法和数字试验. *中国科学, D 辑*, 2003, 33(5): 482~495
- Kao Honn, Chen Rong-Yuh, Chang Chien-Hsin. Exactly where does the 1999 Chi-Chi earthquake in Taiwan nucleate?—Hypocenter relocation using the master station method. *TAO*, 2000, 11: 567~580
- 张海明, 陈晓非, 周仕勇. 台湾集集地震近场位移特征的初步研究. *中国地震学会第八次学术大会论文摘要集*. 成都, 2000. 10
- Shin T C, Ho M Y. Three dimensional velocity structure of western Taiwan. *Meteo Bull*, 1994, 40: 216~234
- Chen Chau-Huei, Ta-Liang Teng, Gung Y C. Ten-second Love wave propagation and strong ground motions in Taiwan. *J Geophys Res*, 1998, 103: 21253~21273 [DOI]
- Chen X. A systematic and efficient method of computing normal mode for multi-layered half-space. *Geophys J Int*, 1993, 115: 391~409
- Chen X. Seismograms synthesis in multi-layered half-space(I). Theoretical formulation. *Earthquake Res in China*, 1999, 13: 1~11
- Bouchon M. Discrete wavenumber representation of elastic wave fields in three-space dimensions. *J Geophys Res*, 1979, 84: 3609~3614
- Beroza G C. Linearized inversion for fault rupture behavior: Application to the 1984 Morgan Hill, California, earthquake. *J Geophy Res*, 1988, 93: 6275~6296
- Hartzell S, Liu P C. Calculation of earthquake rupture histories using a hybrid global search algorithm: application to the 1992 Landers, California, earthquake. *Phys Earth Planet Inter*, 1996, 95: 79~99 [DOI]
- Nagurney Anna, *Network economics: A variational inequality approach*. London: Kluwer Academic Publishers, 1999
- 袁亚湘, 孙文瑜. 最优化理论与方法. 北京: 科学出版社, 2001
- Iwata T, Sekiguchi H, Irikura K. Rupture process of the 1999 ChiChi, Twaiwan, earthquake and its near-source strong ground motions. *Proc. International Workshop on Annual Commemoration of ChiChi Earthquake*, Sept. 18-20, Taipei, Taiwan, 2000, 1: 36~46
- Geller R J. Scaling relation for earthquake source parameters and magnitude. *Bull Seis Soc Amer*, 1976, 66: 1501~1523
- Central Geological Survey (of Taiwan), Geological survey report for the 921 earthquake. *Center Geol. Surv. MOEA, ROC*, 1999, 315
- Aki K, Richards P G. *Quantitative seismology theory and methods*. W H Freeman and Company. America, 1980, 63~119
- Chen Y T, Xu L S, Li X, et al. Source process of the 1990 Gonghe, China, earthquake and tectonic stress field in the northeastern Qinghai-Xizang(Tibetan) plateau, *PAGEOPH*, 1996, 146: 697~715 [DOI]
- Hartzell S H, Heaton T H. Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California earthquake. *Bull Seism Soc Am*, 1983, 73: 1553~1583
- Bernard P, Gariel J C, Dorbath L. Result location and rupture kinematics of the magnitude 6.8, 1992 Erzincan earthquake, Turkey, from strong ground motion and regional records. *Bull Seis Soc Amer*, 1997, 87: 1230~1243
- Zhou Shiyong, Irikura K, Chen X. Analysis of the reliability and resolution of the earthquake source history inferred from waveforms, taking the ChiChi earthquake as an example. *Geophys J Int*, 2004, 157: 1217~1232 [DOI]