

2007 年云南宁洱 $M_s6.4$ 地震震源过程

张勇^{①②}, 许力生^{②*}, 陈运泰^{②①}, 冯万鹏^②, 杜海林^②

① 北京大学地球物理学系, 北京 100871;

② 中国地震局地球物理研究所, 北京 100081

* 联系人, E-mail: xuls@cea-igp.ac.cn

收稿日期: 2007-12-12; 接受日期: 2008-04-08

国家重点基础研究发展计划(编号: 2004CB418404-4, 2001CB711005)和国家自然科学基金(批准号: 40574025, 40474018)资助

摘要 通过反演全球范围内 20 个地震台的宽频带波形资料, 获得了 2007 年 6 月 3 日在云南宁洱发生的 $M_s6.4$ 地震的矩张量解、震源时间函数和断层面上滑动随时间和空间的变化过程。根据反演结果, 这次地震的标量地震矩为 $5.51 \times 10^{18} \text{ Nm}$, 相当于矩震级 $M_w6.4$ 。震源机制解中, 最佳双力偶对应的节面 I 的走向、倾角和滑动角分别为 152° , 54° 和 166° , 节面 II 的走向、倾角和滑动角分别为 250° , 79° 和 37° 。结合震后考察得到的烈度等震线分布特征以及当地的地质构造, 可以判定这次地震的发震断层的走向为 152° , 倾角为 54° , 滑动角为 166° , 是一次以右旋走滑为主的地震。从震源时间函数的形态来看, 震源破裂持续时间为 14 s, 地震矩的释放主要集中在前 11 s, 在 11~14 s 之间释放的地震矩很少。震源的时空破裂过程图像表明, 破裂过程分为 3 个阶段, 在前 4 s 的时间段内, 破裂主要沿着走向方向和朝深处发展; 在 4~7 s 间, 破裂呈扇形向着深处扩展; 在 7 s 之后的时间段, 破裂点比较零散。地震破裂总体上表现为双侧破裂方式, 但在走向方向和深度方向上的滑动略占优势。破裂较强的区域呈菱形, 长约为 19 km。地震断层面上最大滑动量为 1.2 m, 平均滑动量为 0.1 m, 最大滑动速率为 0.4 m/s, 平均滑动速率为 0.1 m/s。由反演得到的静态位错模型计算的震中区地表位移场的特征与地震的烈度分布特征具有很好的一致性。

关键词

云南宁洱地震
震源复杂性
宽频带波形反演

北京时间 2007 年 6 月 3 日凌晨 5 点 33 分 48 秒, 中国云南宁洱地区发生了 $M_s6.4$ 级地震。根据美国地质调查局国家地震信息中心(NEIC/USGS)的测定结果, 这次地震的发震时刻为 6 月 2 日 21 时 33 分 48 秒(UTC), 震中位置为 23.03°N , 101.05°E , 震源深度约 5 km。许多地震监测和研究单位, 如云南省地震局、中国国家地震台网中心和哈佛大学也给出了相类似的定位结果(见图 1, 其中哈佛大学结果为矩心矩张量解(CMT)的位置)。这次地震造成大量民房倒损, 导致 3 人死亡, 300 多人受伤, 震区受灾人口达 53.6 万(<http://news.sohu.com/20070604/n250391529.shtml>)。

云南宁洱地区为地震频发区, 历史上发生过多次强震。自 1884 年至今, 在距此次地震震中 50 km 范围内, 先后发生过 9 次 5 级以上地震, 其中 6 次地震的震级超过 6 级。震级最大的地震是发生于 1979 年 3 月 1 日的 6.8 级地震。这说明该区域的应力构造释放主要以 6 级左右的强震为主。已有的研究结果表明^[1,2], 云南宁洱地区位于无量山活动构造带上, 此断裂带以北北西向的右旋走滑运动为主(图 1); 此外, 这一地区还分布着一系列以左旋走滑为主的北东东向的小断层群^[1,2]。此次 $M_s6.4$ 地震发生后的现场考察结果表明^{[2]1)}, 极震区呈带状分布, 为北北西-南

1) 冯万鹏, 杜海林, 许力生, 等. 2007 年云南宁洱 $M_s6.4$ 级地震现场考察与震源模式. 2008(待发表)

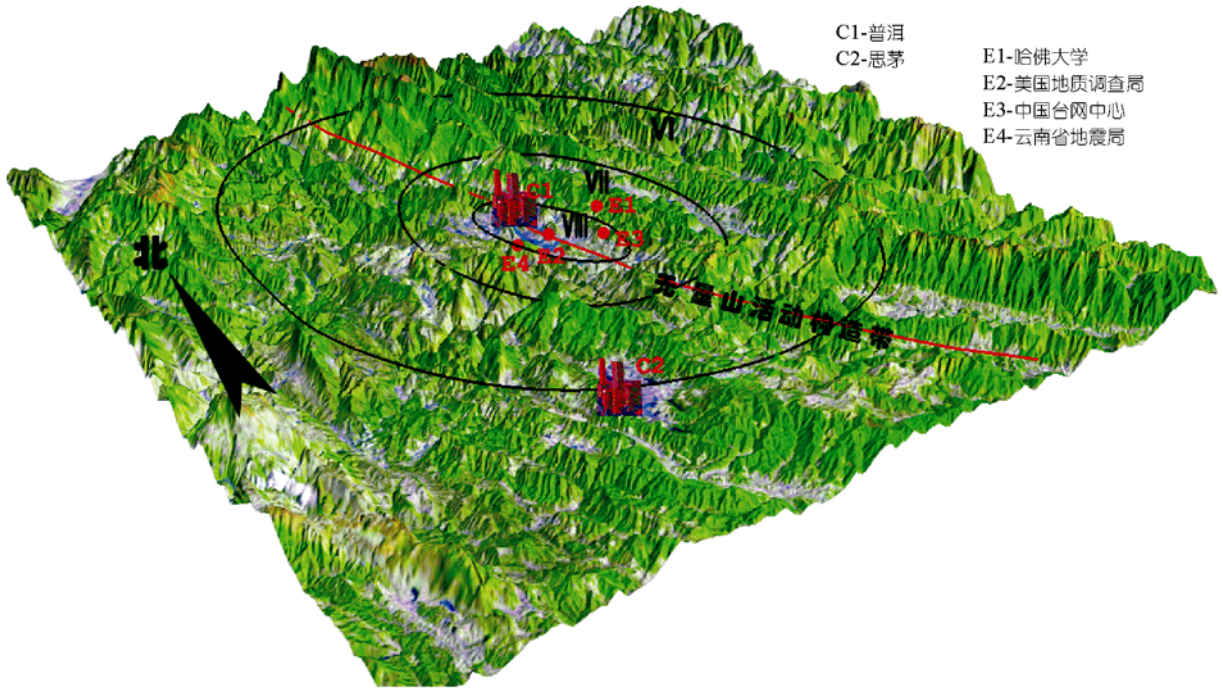


图1 2007年6月3日在云南宁洱 $M_s6.4$ 级地震震中位置(红点)、烈度线(黑线)以及震中区内的主要活动断层(红线) 其中红色线条表示无量山活动构造带。图中给出了普洱和思茅2个城市位置。E1(23.05°N, 101.13°E), E2(23.03°N, 101.05°E), E3(23.00°N, 101.1°E)和 E4(23.03°N, 101.01°E) 分别为哈佛大学、美国地质调查局、中国台网中心和云南省地震局的定位结果

南东向。虽然地震断层没有明显地出露到地表,但从震中附近,即 22.98°N, 101.05°E 周围的一些地表裂痕的分布仍可观察到明显的右旋迹象¹⁾。

为了深入认识这次地震的运动学和几何学特性,我们收集了全球范围内宽频带数字波形资料,借助于波形反演方法,获得了这次地震的震源机制、震源时间函数和断层面上滑动量随时间和空间的演化过程,计算了地震断层的静态位错在震中区引起的地表位移分布,并与等震线进行了比较,对比结果表明,本文的结论具有相当的可靠性。

1 数据及其预处理

本研究采用的数据取自地震学联合研究院(Incorporated Research Institution for Seismology)数据中心。在全球范围内宽频带数字地震台中,只有如图2所示的20个台的震中距在 30°~90°之间,且资料具有较高的信噪比。这些记录的采样率均为 20 sps。由于地震矩张量反演和震源时空破裂过程反演所使用的频段不同,所以,我们对原始记录只作了去除直流

分量和倾斜分量的处理。在扣除数据中含有的仪器响应之后,将其重新采样到 5 sps。

2 矩张量反演

在频率域里,用矩张量描述的位于坐标原点的地震点源在某一观测点 $\mathbf{r}$ 引起的地动位移可以表示为^[3,4]

$$U_i(\mathbf{r}, \omega) = G_{ij,k}(\mathbf{r}, \omega) \cdot M_{jk}(\omega), \quad (1)$$

式中, ω 为角频率, $U_i(\mathbf{r}, \omega)$ 为地震的观测位移谱, $M_{jk}(\omega)$ 为地震矩张量谱, $G_{ij,k}(\mathbf{r}, \omega)$ 为格林函数谱。即,地震位移谱等于格林函数的谱和矩张量的谱的乘积;反过来,矩张量谱等于地震位移谱和格林函数谱的商。

对于中小地震而言,由于震源持续时间较短,我们总可以找到一个合适的频段,使得在这个频段内可以把实际地震的震源时间函数当作一个简单的脉冲,从而可以用狄拉克(Dirac) δ -函数来代表震源时间函数。在这种情况下, (1) 式可以写成:

1) 见 683 页脚注

$$U_i(\mathbf{r}, \omega) = G_{ij,k}(\mathbf{r}, \omega) \cdot M_{jk}, \tag{2}$$

即描述震源的地震矩张量与时间或频率无关.

由于一个地震的地震矩主要由相对低频的信号决定, 因此, 我们对用于矩张量反演的波形资料使用了 0.05~0.1 Hz 的 3 阶 Butterworth 滤波器. 反演得到的地震矩张量的 6 个分量以及由此计算的各向同性 (EP) 分量、双力偶 (DC) 分量和补偿线性矢量偶极 (CLVD) 分量如表 1 所示, 双力偶成分为 5.51×10^{18} Nm, 占绝对优势, 由此计算的这次地震的矩震级 $M_w = 6.4$. 根据矩张量解计算得到的最佳双力偶解参数如表 2 所示. 矩张量解和最佳双力偶解的几何表示见图 3. 图 4

比较了观测波形与合成波形的形状, 可以看出, 绝大多数台站的观测波形和合成波形都非常相似.

利用地震矩张量解能够确定最佳双力偶解所对应的 2 个节面. 为了从 2 个节面中确定发生地震的断层面, 需要其他补充信息, 如当地的地质构造、震害的空间分布等. 根据虢顺民等 [1] 的研究结果, 宁洱地区的断裂主要分布在北北西向, 且以右旋走滑为主. 根据苗崇刚等 [2] 和冯万鹏等 [3] 的现场考察结果, 地震断层的走向应为北北西向. 因此, 可以判定走向、倾角和滑动角分别为 152° , 54° 和 166° 的节面为 2007 年云南宁洱 $M_s 6.4$ 地震发震断层的断层面.



图 2 2007 年云南宁洱 $M_s 6.4$ 地震震中(六角星)和用于本项研究的宽频带记录的台站(三角形)分布

表 1 2007 年云南宁洱 $M_s 6.4$ 地震矩张量解 (单位: 10^{18} Nm)

M_{11}	M_{12}	M_{13}	M_{22}	M_{23}	M_{33}	M_{ep}	M_{dc}	M_{clvd}	M_w	来源
-5.16	-2.86	-2.68	1.92	1.08	0.92	-0.77	5.51	0.52	6.4	本研究
-1.36	0.54	-0.21	0.48	-0.74	0.88	0	1.64	0.34	6.1	哈佛大学
-1.70	-0.85	-0.33	0.87	0.19	0.83	0	1.52	-0.02	6.1	美国地质调查局

1) 见 683 页脚注

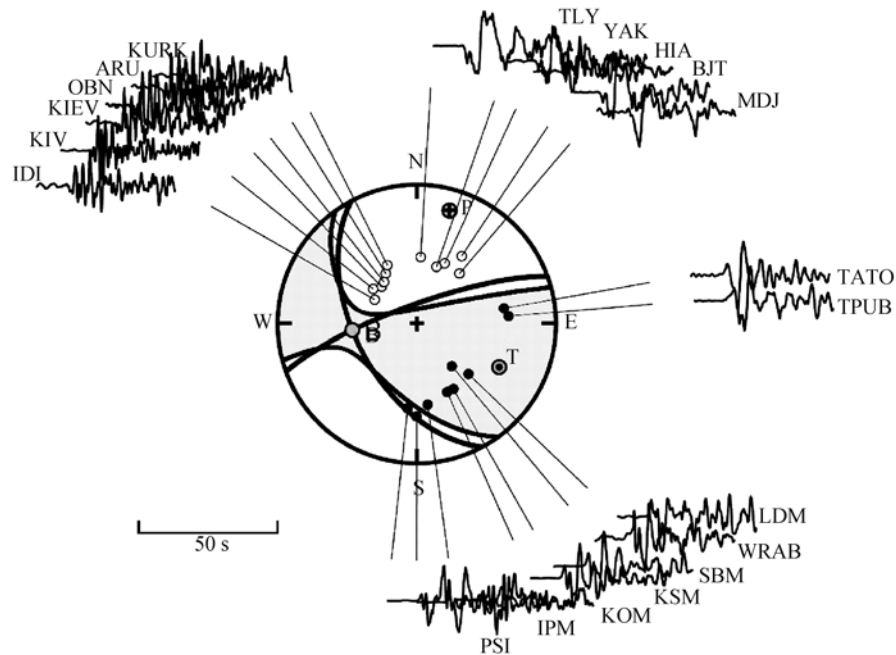


图 3 2007 年云南宁洱 $M_s6.4$ 地震的矩张量解、最佳双力偶解、台站在震源机制球上的投影以及各台的垂直分向的 P 波波形

表 2 2007 年云南宁洱 $M_s6.4$ 地震的最佳双力偶解 (单位: $^{\circ}$)

节面 I			节面 II			P 轴		T 轴		B 轴		资料来源
走向	倾角	滑动角	走向	倾角	滑动角	方位	倾角	方位	倾角	方位	倾角	
152	54	166	250	79	37	16	16	117	34	264	52	本研究
148	64	160	247	72	27	16	5	110	32	278	58	哈佛大学
138	57	140	252	58	40	15	0	105	50	285	40	NEIC/USGS

3 破裂过程反演

对于一个有限断层, 某个台站的观测记录等于有限断层上各个子断层在观测点处贡献的和 [5~7]. 设第 i 个台的观测位移为 $u_i(t)$, 第 j 个子断层的地震矩率函数为 $s_j(t)$, 第 j 个子断层与第 i 个台之间的介质响应为 $g_{ij}(t)$, 它可以近似地表示为 $g_{ij}(t) \cong g_{ij_0}(t - \tau_{ij})$, $g_{ij_0}(t)$ 为参考点到台站的格林函数, 它们之间的关系可以写成如下形式:

$$u_i(t) = \sum_{j=1}^J g_{ij_0}(t - \tau_{ij}) \cdot s_j(t), \quad (3)$$

式中, J 为子断层的数目, τ_{ij} 表示第 j 个子断层相对于参考点到第 i 个台的走时差. 由式(3)可知, 每个子断层的地震矩率函数可以通过观测资料和表示两点之间介质响应的格林函数加以确定. 如果确定了有限

断层上的每个子断层的地震矩率函数, 那么便可得出地震的时空破裂过程. 不过, 这样的反演往往是欠定问题, 是不稳定的. 为了使反演保持稳定, 还需要引入约束条件. 在(3)式表述的资料方程的基础上, 我们增加了空间光滑约束方程组 [8,9]、时间光滑约束方程组 [8~10] 以及地震矩最小约束方程组 [11]. 由 (3)式表述的资料方程组和其他约束方程组可以组成如下的矩阵方程组:

$$\begin{bmatrix} \lambda_0 U \\ 0 \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \lambda_0 G \\ \lambda_1 D \\ \lambda_2 T \\ \lambda_3 Z \end{bmatrix} [s], \quad (4)$$

式中, G 为格林函数矩阵, D 为空间光滑约束矩阵, T 为时间光滑约束矩阵, Z 为地震矩最小约束矩阵. λ_0 , λ_1 , λ_2 和 λ_3 代表不同方程组的权重, 其中 λ_0 是一个稀

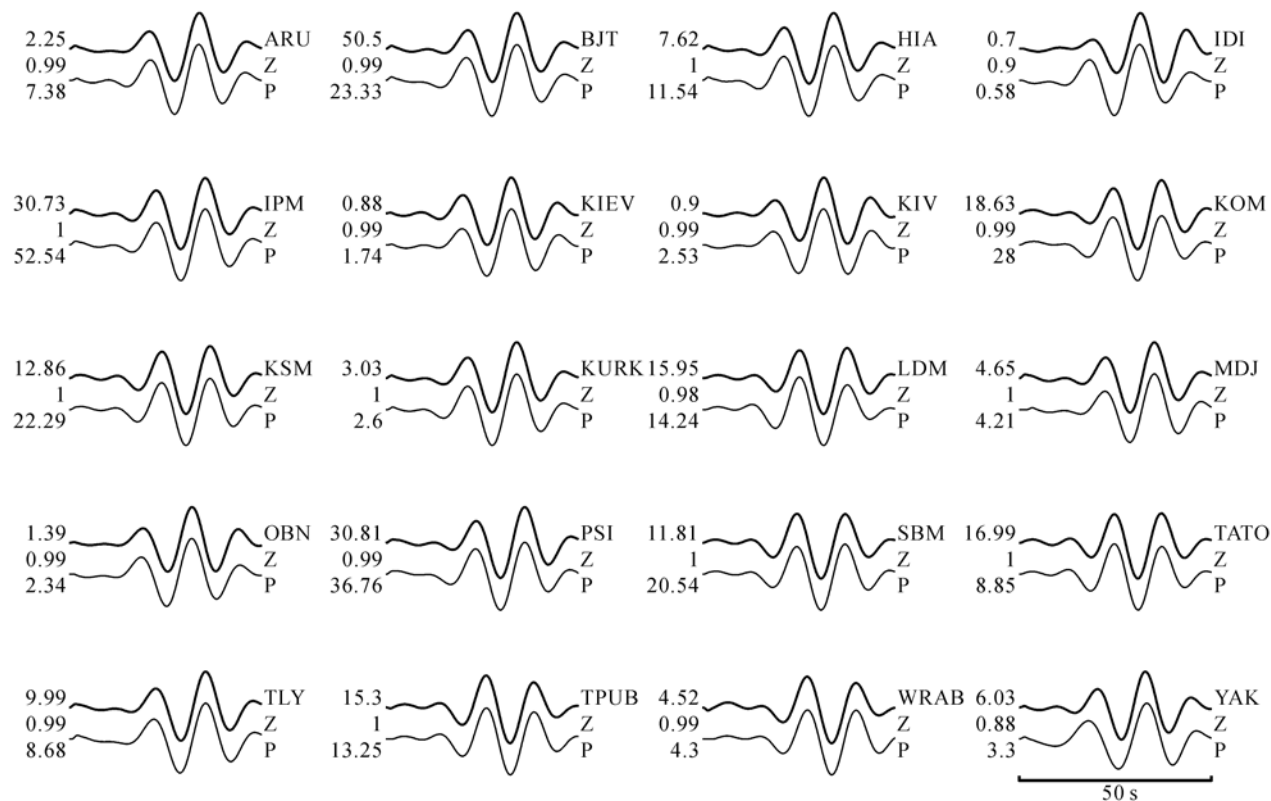


图 4 观测波形与合成波形的比较

在进行矩张量反演时,我们对观测波形和格林函数都做了频率为 0.05~0.1 Hz 的零相移带通滤波.图中上面的线表示观测波形,下面的线为合成波形.每组波形的左边的数字自上而下分别为观测波形的最大振幅、相关系数和合成波形的最大振幅,振幅单位为 10^{-7} m/s.每组波形的右边的符号分别是台站名、分向和震相名

疏矩阵,而 λ_1 , λ_2 和 λ_3 为常数.在反演过程中,通过设计和调整 λ_0 ,使矩阵 $\lambda_0 G$ 的绝对值的平均数值在 1 左右.这样一来, λ_1 , λ_2 和 λ_3 的数值便可以以 1 为参考.由于(4)式的系数矩阵往往很大,所以,我们选择反演计算效率较高的非负约束的共轭梯度法^[12]来求解(4)式表示的线性方程组.

在反演震源破裂过程时,与反演地震矩张量时采用的频率范围不同,我们使用了 0.025~0.5 Hz 的频率范围.这是由于地震矩张量主要由观测资料的低频成分决定,而震源的时空破裂过程的许多细节则与观测资料的较高频率范围相对应.

我们沿走向方向取长 45 km、倾向方向取长 30 km 作为反演区域,将这个 45 km×30 km 的区域均匀划分为 15×10=150 个子断层.每个子断层为 3 km×3 km.鉴于震源深度为 5 km,所以我们将初始破裂点设定在走向方向上的第 8 个子断层、倾角方向上的

第 3 个子断层.我们对每个子断层的破裂时间和破裂速度作了约束,限定每个子断层破裂时间不超过 8 s,破裂速度不超过 2.5 km/s.反演过程中,我们不对子断层地震矩率函数的形状作任何限制,也不预先人为地给定子断层的破裂时刻,而是通过反演自动确定.在考虑各台站资料的权重时,我们调整 λ_0 ,给予各台站资料相同的权重,以期同时拟合所有的观测数据.经过多次调整参数和反演试解,我们最终选取 $\lambda_1=15$, $\lambda_2=10$, $\lambda_3=1$.

反演得到的断层面上的静态位移分布如图 5 所示,最大滑动量约为 1.2 m,平均滑动量约为 0.1 m;断层面上发生滑动的区域不大规则,但可以看出,主要发生破裂的区域为一个向深度方向倾斜的菱形,长约为 19 km.总体上看,破裂起始点的右边滑动量、即震中的南南东方向上的滑动量较大(图 5 所示的震源右边的红色区域).因此,破裂区域的矩心位置应

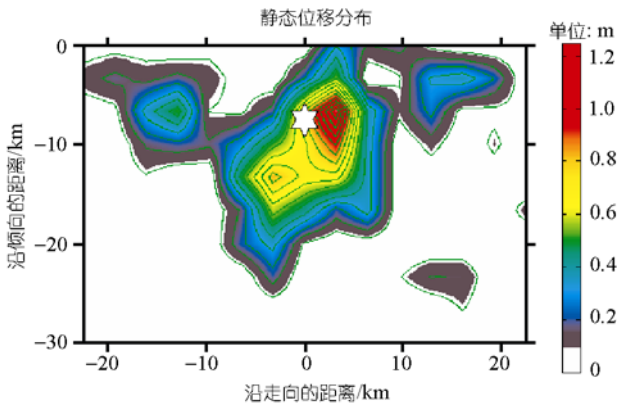


图 5 2007 年云南宁洱 $M_s6.4$ 地震断层面上的静态位移分布
白色六角星表示初始破裂点的位置

该位于震源的南南东方向. 较大的滑动或破裂主要向深度方向发展. 从图 5 可以看出, 滑动量超过 0.8 m

的区域基本集中在震源右侧(图 5 中的红色区域), 但在其左下方也有一点较小滑动量的区域(图 5 中的黄色区域). 滑动量大于 0.6 m 的区域主要分布在震源的右方和左下方(图 5 中的红色和黄色区域). 除了主要的破裂区域外, 断层面上还散布着 3 个滑动量较小的区域, 其最大滑动量都不超过 0.5 m, 释放的地震矩也比较小.

根据图 5 所示的断层面上的静态位移分布, 我们采用布龙(Brune)模型 [13,14] 近似地估算了应力降. 得到断层面上的最大应力降为 31 MPa, 平均应力降为 3 MPa.

从图 6 可以清楚地看到地震断层面上的滑动速率和滑动量随时间和空间的变化图像. 根据滑动速率和滑动量的时空变化特征, 可以将破裂过程分为 3 个阶段, 在前 4 s 的时间段内, 破裂主要沿着走向方向朝

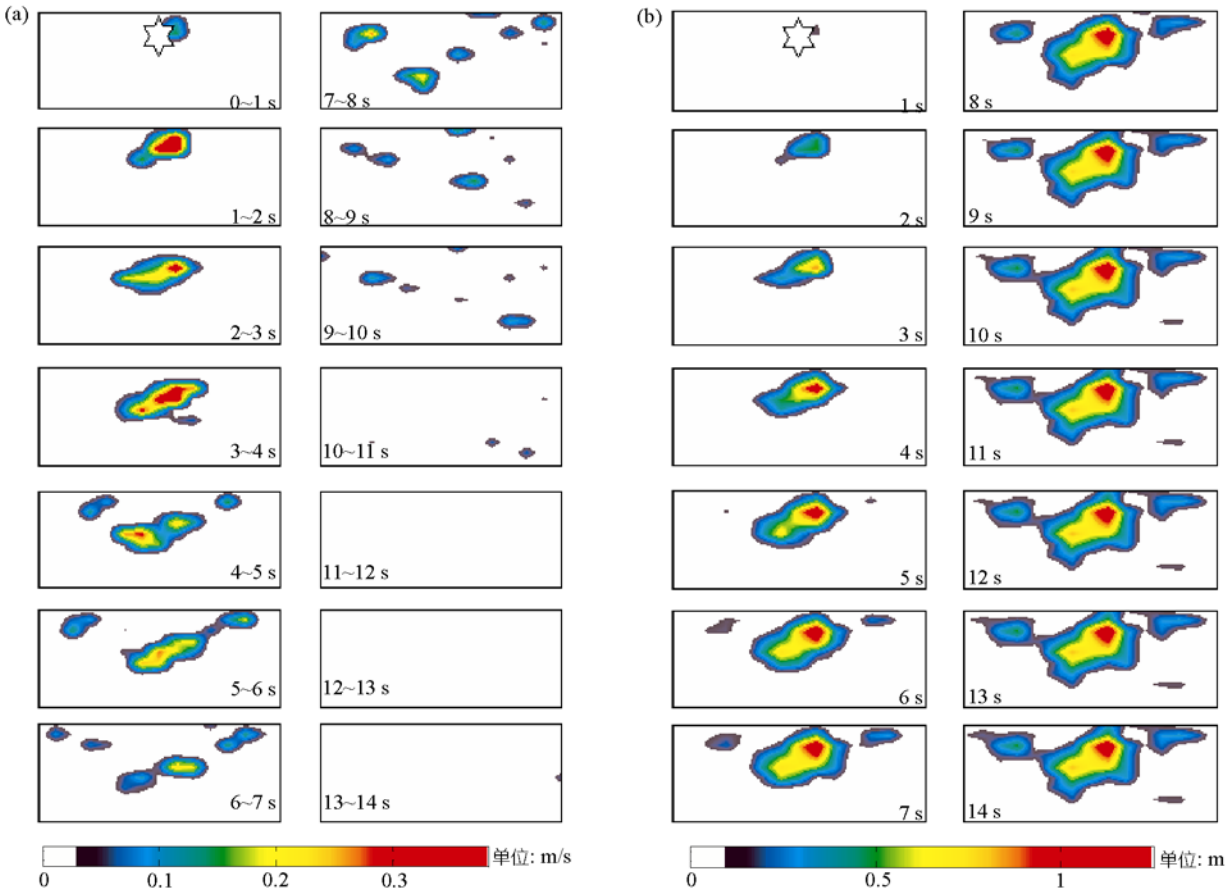


图 6 2007 年云南宁洱 $M_s6.4$ 地震断层面上的滑动速率(a)与滑动量(b)的时-空分布
六角星表示初始破裂点的位置. (a)中每一个子图表示了对应时间段内的滑动速率在断层面上的分布; (b)中每一个子图表示迄止该时刻断层面上的滑动位移累计量的分布

深处发展. 在第 4 s 至第 7 s 间, 破裂呈扇形向着深度方向扩展; 在第 7 s 之后的时间段, 破裂点比较零散. 在整个破裂中, 最大滑动率约为 0.4 m/s, 平均滑动速率约 0.1 m/s. 根据破裂前锋随时间和空间变化的图像估计的破裂速度约为 2.3~2.5 km/s.

反演结果能否很好地解释观测资料, 是检验反演结果是否正确和可靠的重要判据之一. 为此, 我们按如图 6 所示的动态破裂模型计算了合成地震图, 并与观测地震图进行了比较(图 7). 从图 7 可以看出, 绝大多数台站的观测地震图与相应的合成地震图都非常符合.

4 震源时间函数

如果一个地震的震源可以被当作一个点源时, 这个点的震源时间函数即可代表这个地震的震源时间函数. 如果一个地震断层不能被当作一个点源时, 这个地震的震源时间函数为有限断层面上所有点的震源时间函数的叠加:

$$S(t) = \sum_{j=1}^J s_j(t - \tau_j), \quad (5)$$

式中, $s_j(t - \tau_j)$ 为有限断层面上第 j 个点的震源时间函数, τ_j 表示第 j 个点相对于起始破裂点的时间延迟, J 表示子断层个数.

对于 2007 年云南宁洱 $M_s 6.4$ 地震, 我们把有限的断层面划分成 150 个子断层, 每个子断层可以当作一个点源. 我们以断层面上起始破裂点的起始时间为参考时间, 把所有子断层的地震矩率函数叠加后可以得到如图 8 所示的震源时间函数. 从图 8 可以看出, 从时间上看, 地震矩的释放主要集中在前 11 s, 第 11 s 至第 14 s 之间地震矩释放很少. 自破裂开始并经历 2 个峰值后, 于第 5 s 左右地震矩释放率达到峰值, 从第 5 s 至第 11 s 时间段内地震矩释放率变小, 但也出现了 2 个幅度较大的峰值, 第 11 s 后, 地震矩的释放率处于一个很低的水平上, 直到第 14 s 破裂过程(地震矩释放过程)完全结束.

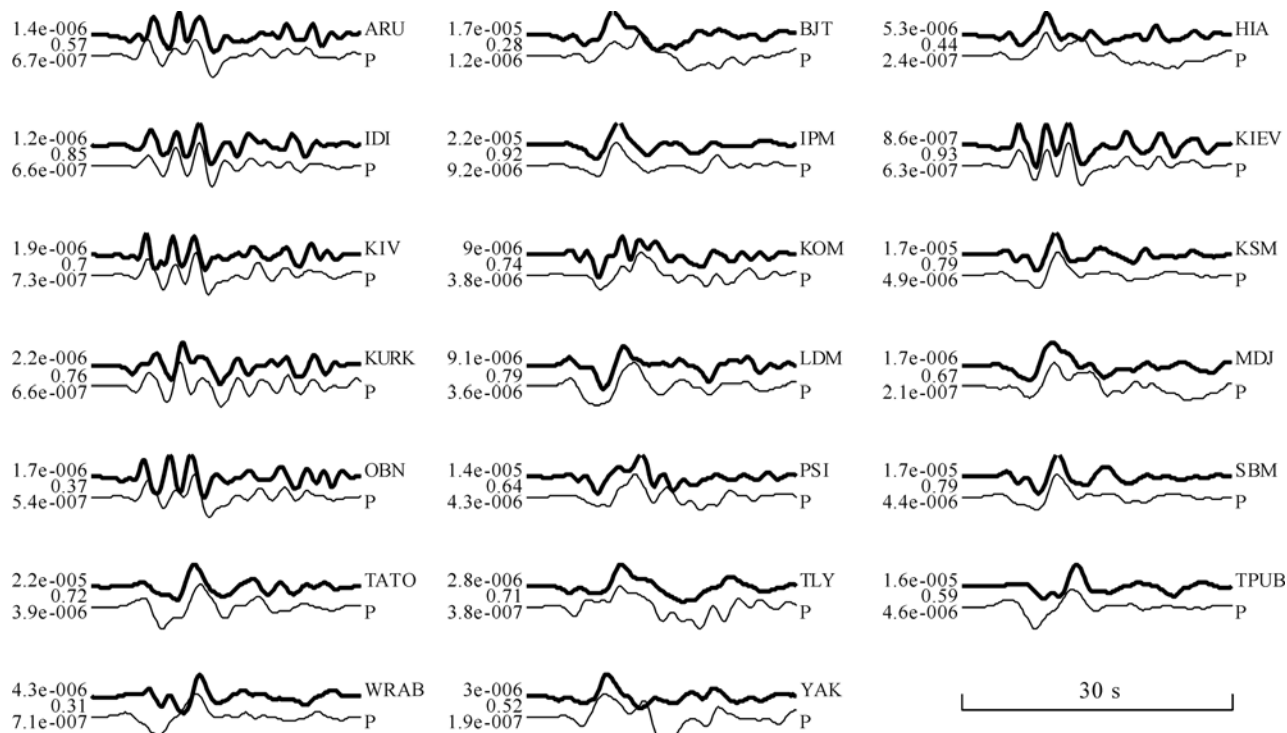


图 7 全球范围内 20 个宽频带地震台的观测波形与合成波形的对比

每个子图中, 上方的粗实线表示观测波形, 下方的细实线表示合成波形. 子图左方的数字从上到下依次为观测波形最大幅度、观测波形与合成波形之间的相关系数、合成波形最大幅度, 振幅的单位为 m/s. 子图右边的符号从上到下分别表示对应的台站名和震相名

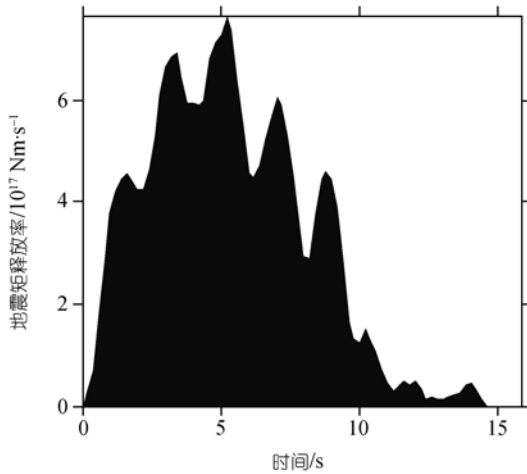


图 8 2007 年云南宁洱 $M_s6.4$ 地震地震震源时间函数

5 震中区合成地表位移场

一个矩形位错源在均匀各向同性完全弹性半空间中任意一点的位移可以用解析式表示^[15~17], 据此, 可以计算震源的有限断层模型引起的位移场. 在我们给定的 150 个 $3\text{ km} \times 3\text{ km}$ 的正方形子断层中, 只有部分子断层发生了错动(图 5). 我们把这些发生错动的子断层在震中区地表引起的位移迭加起来, 便可得到图 9 所示的震源模型在震中区引起的地表位移场. 图 9 展示了这次地震的等震线、震中区位移场的不同分量以及位移量的空间分布特征. 位移场东-西分量的最大值约 13 cm, 在烈度 VII 和 VIII 度区范围内的位移量均大于 6 cm. 位移场南-北分量的最大值约 18 cm, 在烈度 VII 和 VIII 度区范围内的位移值量均大于 7 cm. 位移场垂直分量的最大值约 12 cm, 在烈度 VII 和 VIII 度区范围内的位移量均大于 6 cm. 相比之下, 南-北向的位移量最大. 位移场综合反映了震中区位移量在不同空间位置处的相对大小. 从图 9 可以看出, 总位移量的最大值达 21 cm, 位于断层的西南端, 在烈度 VI 度区之外的位移量大都小于 1 cm. 从位移场的空间分布特征可以看出, 断层上盘(西盘)总位移量较大, 总位移量随距离的衰减较快; 断层的下盘(东盘)总位移量较小, 且总位移量随距离的衰减较慢. 这一特征与等震线的分布特征是一致的.

6 结论与讨论

本文通过反演全球范围内的宽频带波形资料获

得了 2007 年 6 月 3 日在云南宁洱发生的 $M_s6.4$ 地震的震源机制解、震源时间函数和断层面上滑动随时间和空间的变化过程, 并利用反演得到的断层面上的静态位错模型计算了震中区地表位移场. 反演结果表明, 这次地震的标量地震矩为 $5.51 \times 10^{18}\text{ Nm}$, 相当于矩震级 $M_w6.4$. 震源机制解表明, 节面 I 的走向、倾角和滑动角分别为 152° , 54° 和 166° , 节面 II 的走向、倾角和滑动角分别为 250° , 79° 和 37° . 结合震后考察得到的等震线特征以及当地的地质构造, 可以判定这次地震的发震断层的走向为 152° , 倾角为 54° , 滑动角为 166° , 是一次以右旋走滑为主的地震. 震源时间函数表明, 震源破裂时间为 14 s, 地震的矩释放主要集中在前 11 s, 在第 11 s 至第 14 s 之间释放的地震矩很少. 震源的时空破裂过程图像表明, 破裂过程分为 3 个阶段, 在前 4 s 的时间段内, 破裂主要沿着走向方向和朝深处发展, 尤其是沿着走向; 在第 4 s 至第 7 s 间, 破裂呈扇形状向着深处扩展; 在第 7 s 之后的时间段, 破裂点比较零散. 地震破裂总体上表现为双侧破裂方式, 但南南东方向上和深度方向上的滑动略占优势. 破裂较强的区域区呈菱形, 长约为 19 km. 地震断层面上最大滑动量约为 1.2 m, 平均滑动量约 0.1 m, 最大滑动速率为 0.4 m/s, 平均滑动速率为 0.1 m/s. 根据反演得到的静态位错模型计算的震中区地表位移场的特征与地震的烈度分布特征具有很好的一致性.

2007 年云南宁洱 $M_s6.4$ 地震在全球范围内只有 20 个台站的记录具有较高信噪比, 所有台站的方位角张角为 250° , 约有 110° 的方位内无资料可用(图 2), 因此, 断层面上某些破裂细节可能无法完全通过反演过程重现; 同时, 反演得到的断层面上的某些破裂细节可能是误差所导致的假象. 然而, 已有的数值试验表明, 即使在台站数目不足的情况下, 依然能够通过反演获得破裂行为的主要特征^[18], 而且, 分布于破裂前方的台站通常能更好地分辨出断层面上的破裂细节^[18]. 在本研究中, 分布于断层走向方向上的台站数目较多, 因此, 反演得到的沿着走向的破裂分布结果具有更高的可靠性.

本文得到的双力偶节面之一($152^\circ/54^\circ/166^\circ$)与云南宁洱地区的地质构造特性相当符合. 说明当地断层主要为 NNW-SSE 向, 滑动方式多为右旋走滑的

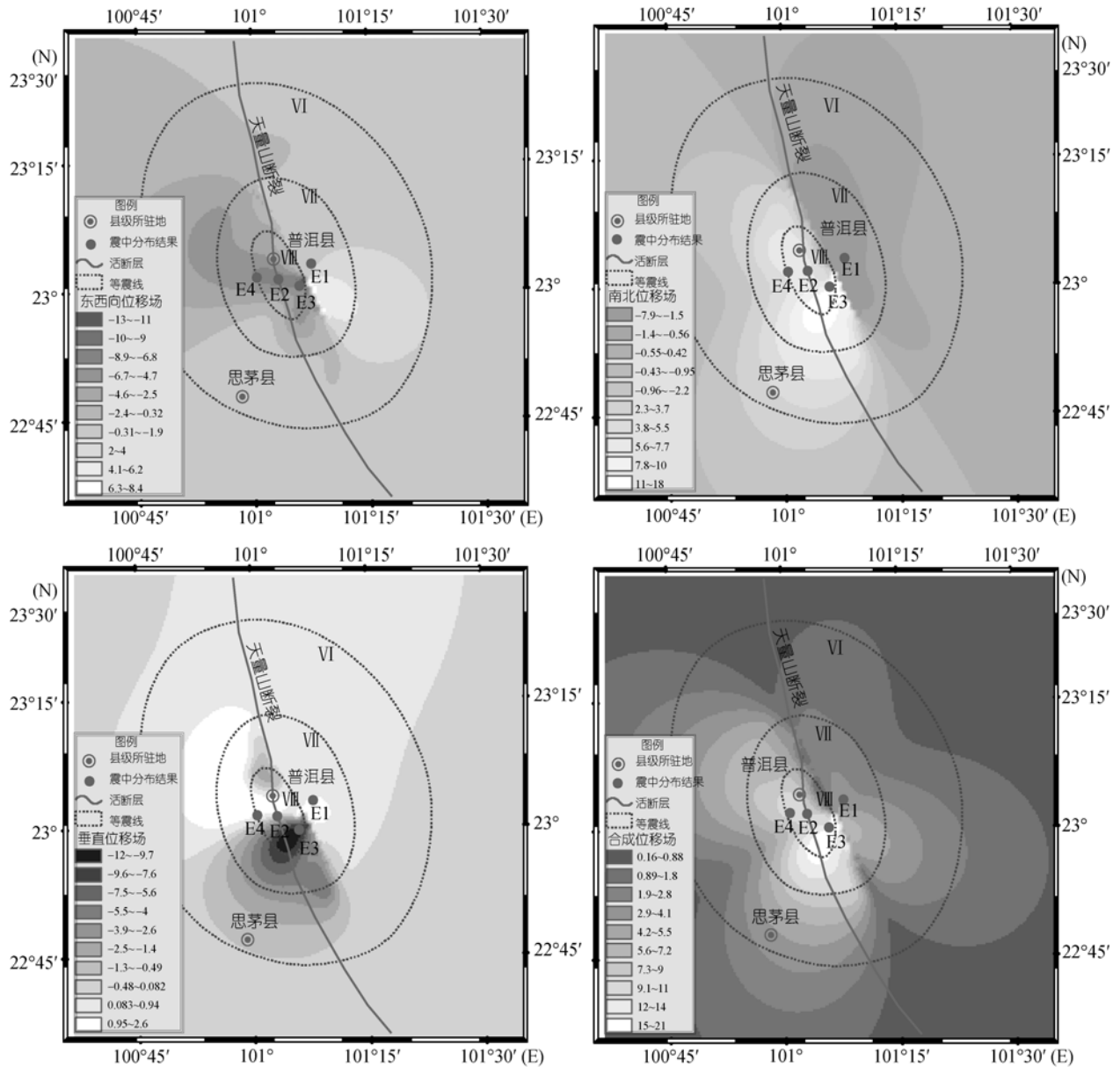


图 9 2007 年云南宁洱 $M_s6.4$ 地震断层引起的震中区地表位移场

(a) 东-西向分量; (b) 南-北向分量; (c) 垂直分量; (d) 总位移量. 说明见图 1

地质构造特征是可靠的, 这与已有的研究结果能够很好地相互印证 [1,2]. 前文已经说过, 宁洱地区的一个主要的发震特征为中强震频度较高(最大地震震级

6.8 级), 地质构造积累的能量主要以多次的中强震形式释放, 本次宁洱 $M_s6.4$ 地震正好是其中的一次典型事件.

参考文献

- 1 魏顺民, 汪洋, 计凤桔. 云南思茅-普洱地区中强震群发生的构造机制. 地震研究, 2001, 22 (2): 105—115
- 2 苗崇刚, 胡永龙, 周光全, 等. 云南宁洱 6.4 级地震应急性动及灾害特征. 国际地震动态, 2007, 342: 5—11
- 3 陈运泰, 吴忠良, 王培德, 等. 数字地震学. 北京: 地震出版社, 1999

- 4 Aki K, Richards P. Quantitative Seismology: Theory and Method, Vols I and II. San Francisco: W H Freeman, 1980. 1—932
- 5 Chen Y T, Xu L S. A time-domain inversion technique for the tempo-spatial distribution of slip on a finite fault plane with applications to recent large earthquakes in Tibetan Plateau. *Geophys J Int*, 2000, 143 (2): 407—416 [\[DOI\]](#)
- 6 Xu L S, Chen Y T, Teng D L, et al. Tempo-spatial rupture process of the 1999, $M_s7.6$, Chi-chi, earthquake from IRIS and GEO-SCOPE long period waveform data using aftershocks as empirical Green's functions. *Bull Seism Soc Amer*, 2002, 92(8): 3210—3228 [\[DOI\]](#)
- 7 许力生, 陈运泰. 震源时间函数与震源破裂过程. *地震地磁观测与研究*, 2002, 23(6): 1—8
- 8 Horikawa H. Earthquake doublet in Kagoshima, Japan: rupture of asperities in a stress shadow. *Bull Seism Soc Amer*, 2001, 91: 112—127 [\[DOI\]](#)
- 9 Yagi Y, Mikumo T, Pacheco J, et al. Source rupture process of the Tecomán, Colima, Mexico earthquake of 22 January 2003, determined by joint inversion of teleseismic body-wave and near-source data. *Bull Seism Soc Amer*, 2004, 94 (5): 1795—1807 [\[DOI\]](#)
- 10 Dreger D S. Empirical green's function study of the January 17, 1994 Northridge, California earthquake. *Geophys Res Lett*, 1994, 21 (24): 2633—2636 [\[DOI\]](#)
- 11 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 Amer*, 1983, 73: 1553—1583
- 12 Ward S N, Barrientos S E. An inversion for slip distribution and fault shape from geodetic observations of the 1983, Borah Park, Idaho, earthquake. *J Geophys Res*, 1986, 91(B5): 4909—4919 [\[DOI\]](#)
- 13 Brune J N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J Geophys Res*, 1970, 75: 4997—5009 [\[DOI\]](#)
- 14 Brune J N. Correction. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquake. *J Geophys Res*, 1971, 76: 5002 [\[DOI\]](#)
- 15 陈运泰, 林邦慧, 林中洋, 等. 根据地面形变的观测研究 1966 年邢台地震的震源过程. *地球物理学报*, 1975, 18(3): 164—182
- 16 陈运泰, 黄立人, 林邦慧, 等. 用大地测量资料反演的 1976 年唐山地震的位错模式. *地球物理学报*, 1979, 22 (3): 201—216
- 17 Okada Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull Seism Soc Amer*, 1985, 75(4): 1135—1154
- 18 Saraò S D, Suhadolc P. Effect of non-uniform station coverage on the inversion for earthquake rupture history for a Haskell-type source model. *J Seism*, 1998, 2: 1—25 [\[DOI\]](#)