

李 娟,王卫民,赵连锋. 2004 年 7 月 11 日西藏 M_w 6.2 级地震震源破裂过程研究. 地球物理学报, 2005, 48(4): 843 ~ 850
Li J, Wang W M, Zhao L F, et al. Rupture process of the July 11, 2004, Tibet (M_w 6.2) earthquake. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2005, 48(4): 843 ~ 850

2004 年 7 月 11 日西藏 M_w 6.2 级地震 震源破裂过程研究

李 娟,王卫民,赵连锋,姚振兴

中国科学院地质与地球物理研究所,北京 100029

摘 要 基于有限断层模型,利用远场体波波数据研究了 2004 年 7 月 11 日西藏 M_w 6.2 级地震的震源破裂过程. 结果表明该地震是一个以倾滑为主的浅源正断层型地震,震源深度为 12.5km,断层面走向 152° ,倾角 44° ,平均倾滑角 -117° .破裂在震中处成核,然后以 2.8km/s 的平均速度向两侧传播,在震中以东偏北 5km 处达到最大滑动 43cm. 该地震主张力轴近 E-W 方向,受浅部 NNW-SSE 或 N-S 向裂谷带控制,青藏高原南部的逆冲运动是引发这次地震的直接原因.

关键词 有限断层模型,震源破裂过程,模拟退火反演

文章编号 0001-5733(2005)04-0843-08 中图分类号 P315 收稿日期 2004-10-09, 2005-03-24 收修定稿

Rupture process of the July 11, 2004, Tibet (M_w 6.2) earthquake

LI Juan, WANG Wei-Min, ZHAO Lian-Feng, YAO Zhen-Xing

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

Abstract The source rupture process of the July 11, 2004, Tibet (M_w 6.2) earthquake is investigated by a finite fault model using far field broadband body wave records. The results show that it is a shallow dip-slipping predominant normal-fault earthquake, and the hypocentral depth is about 12.5km. The fault plane has a strike of 152° and a dip of 44° , and the average slip angle is -117° . The rupture nucleates near the hypocenter, then propagates to the two ends of the fault with an average velocity of 2.8km/s, and the slip reaches to its maximum value of 43cm at about 5km northeast of the epicenter. The main principal T axis of the fault plane solution shows roughly EW extension, which is controlled by a local rift belt in NNW-SSE or nearly NS direction, and the thrust motion of the southern Tibetan plateau towards north is the main mechanical reason of this earthquake.

Keywords Finite fault model, Source rupture process, Simulated-annealing inversion

1 引 言

对中强地震发生过程中破裂滑动时空分布的描述是认识该地震发生的动力学过程以及了解地震发

生机理的重要途径之一. 由于中强地震的时空复杂性,用单一或几个简单点源的叠加来描述地震震源破裂过程已远远不够. 近 20 年来,发展了一种有限地震断层模型(Finite-fault model)用以描述地震震源的破裂过程^[1]. 有限断层模型就是在充分考虑断层

基金项目 国家自然科学基金项目(40404004)和(40374016)联合资助.

作者简介 李 娟,女,1975 年生,1997 年毕业于中国科学技术大学,2003 年在中国地震局地球物理研究所获博士学位,主要从事地震学研究. E-mail: juanli@mail.iggcas.ac.cn

几何空间展布的情况下,把通常视作点源的地震断层层面离散为多个子断层面元的叠加,通过波形反演来研究每个子断层面的滑动方向、滑动大小、破裂上升时间以及破裂的传播速度等参数,重建震源过程细节.纪晨等^[2-11]利用有限断层模型对国内外多次地震震源过程进行了详细研究. Antolik et al.^[12,13]利用远震波形记录反演了 2001 年印度古吉拉特邦 7.6 级地震的震源过程,并以此为基础利用有限断层模型预测了源区的地面运动分布,与震后考察获得的烈度分布图吻合很好. Dreger 和 Kaverina^[14]利用宽频带位移波形数据研究了 1999 年 Hector Mine 地震断层面的滑动分布,并预测了断层附近区域的峰值速度分布等.这些研究都表明远场体波波形的变化主要取决于地震震源的性质,因此对于缺乏近场记录的中强地震,单独使用远场宽频带数字地震记录,用波形反演方法也可以获取地震破裂过程的详细情况.

2004 年 7 月 11 日 23 时,在西藏与尼泊尔交界处发生了一次 $M_w 6.2$ 级地震(震中位置: 30.597°N , 83.685°E).该地震发生在青藏高原南部雅鲁藏布江缝合带以北的拉萨块体内.通常认为,印度大陆与欧亚大陆南部连续性碰撞导致了青藏高原的隆升.青藏高原南缘的逆冲运动,使高原在南北方向受到挤压,地壳增厚^[15].近年来,对高原内部存在的大量拉伸运动和走滑运动的研究使得有关青藏高原南北向裂谷及西藏地壳所受到的拉伸作用更为引人注目^[16,17].拉萨块体内部存在数个走向 NNE-SSW 到 NS 的裂谷带,从喜马拉雅延伸到拉萨块体.在活跃的亚多-安东裂谷带以西,分布有大量正断层型中强地震,形成了块体西部的一条北西向正断层带^[18,19].这次地震就发生在这条北西向的断层带上.在对喜马拉雅-青藏高原造山带的各种地质和地球物理调查中,对震源特性及其深度分布的研究可以为青藏高原岩石圈的力学特性及应力分布等提供重要信息^[18,20].因此,该地震发生后,我们从 Internet 网上获取了 GSN 台网远场数字化宽频带波形资料,利用远场体波波形的资料,用有限断层模型反演了该地震的震源破裂时空过程、深度以及应力方向等特性,并尝试对此次地震的发震机理给予合理的解释.

2 有限断层模型

在远场情况下,体波理论地震图可近似表示为

$$f(t) = I(t) * A(t^*) * W(t), \quad (1)$$

其中 $f(t)$ 为地震台站的记录, $I(t)$ 为地震仪器的脉冲响应, $W(t)$ 为剪切位错点源产生的位移场, $A(t^*)$ 为地球介质吸收因子,是 t^* 的函数,其中 $t^* = \int 1/Q dt$, Q 为品质因子.远场情况下, t^* 可视为常数.本文中取 P 波的 t^* 取作 $1.0^{[21]}$.

对于有限断层模型,每一个断层面元都可作为点源处理.若沿断层走向及其垂向方向将断层划分为 $N \times M$ 个 $dx \times dy$ 大小的子断层,由线性叠加原理,该断层产生的地面位移可以表示为

$$W(t) = \frac{M_0}{4\pi\rho} \sum_{j=1}^N \sum_{k=1}^M u_{jk} [\cos(\lambda_{jk}) Y_{jk}^1(V_{jk}, t) + \sin(\lambda_{jk}) Y_{jk}^2(V_{jk}, t)] \dot{D}_{jk}(t), \quad (2)$$

下角标 jk 给出了待计算的点源在断层平面上的坐标位置. M_0 为标量地震矩; u_{jk} , λ_{jk} , $\dot{D}_{jk}(t)$ 分别为断层面元的平均位错振幅、滑动角度和上升时间; V_{jk} 是破裂从震中传播到第 jk 个断层面元的平均速度; $Y_{jk}^1(V_{jk}, t)$ 和 $Y_{jk}^2(V_{jk}, t)$ 为沿断层走向和倾向方向上断层面元单位滑动引起的格林函数,是破裂传播平均速度 V_{jk} 和时间 t 的函数,可以用广义射线理论、反射率等方法计算生成.作为一个点源,每个子断层面在台站处引起的响应的时滞用震中与该点源之间距离与平均破裂速度的比值加以适当延迟.采用的面元数取决于断层面上小面元的划分以及研究中可能分辨的最大频率.

3 数据和方法

地震发生之后,我们从 IRIS 网站上获取了 58 个震中距离介于 $30^\circ \sim 90^\circ$ 的 GDSN 远场波形资料.为保证台站方位角覆盖均匀,从中挑选出 22 个不同方位角的信噪比高的地震波形数据参与理论地震图的生成和波形反演过程.图 1 给出了 22 个台站的地理位置分布.

我们采用广义射线理论计算生成远场理论地震波形数据.每个子断层震源参数的反演则利用基于全局化反演的快速模拟退火反演方法.近年来,模拟退火反演算法被成功地用于研究天然地震震源的破裂等多种非线性问题的反演中(如文献[5,6]).

有限断层反演需要找寻使目标函数最小的断层参数,这里,我们采用了强调波形拟合的相关误差函数作为待反演的目标函数(如文献[4,5]),如下所示



图 1 远场宽频带台站地理位置分布图

图中星号代表震中位置, 三角形符号代表台站位置

Fig. 1 Map showing distribution of teleseismic broadband stations

The star represents the epicenter, and the triangles represent stations

$$E = W_1 \sum_{j=1}^N \left(1.0 - \frac{2 \int O_j U_j dt}{\int O_j^2 dt + \int U_j^2 dt} \right) + W_2 \cdot \text{constraints}, \quad (3)$$

其中 O_j 为第 j 个台站的观测记录, U_j 为相应的第 j 个台站的理论地震图, constraints 是为了使反演求解过程更加稳定而增加的各种约束条件, 这里采用了 Laplacian 型光滑算子对滑动的空间分布进行约束^[10]. W_1 和 W_2 为两项误差的权重, 其值由多次正演试错得到.

4 断层模型

表 1 给出了由 NEIC, Harvard 快速 CMT 和中国地震台网 (CCDSN) 给出的速报震源机制解. 从中可以看出, 三组震源参数不完全一致, 但总体上都表明

该地震是一次以倾滑为主的浅源地震. 其中, 由 NEIC 提供的震源参数和哈佛快速 CMT 解比较接近, 但震源深度相差较大, 分别为 8km 和 17.1km.

远场地震波形对震源深度十分敏感. 由于不同台网测定的震源深度相差较大, 为准确限定震源深度范围, 我们对地震波形做了较为细致的分析. 由这次地震的宽频带 P 波波形资料可以看出, 在直达 P 波之后 7~8s 左右, 各台站记录中都有一个大振幅的震相出现, 并不随方位角的变化而变化. 对于远场 P 波而言, 起主要贡献的有三组波: P, pP 和 sP 波, 其中, P 为远场直达波, pP 和 sP 波为在自由表面的反射/转换波. 若该地震可视为一次简单的破裂事件, 则记录图中较大振幅对应的震相应为 sP 波. 图 2 给出了用广义射线理论计算得到的不同深度剪切点源破裂产生的三组基本断层: 45° 倾滑 (45DS)、倾滑 (DS) 和走滑 (SS) 断层的位移响应曲线. 为简单起见, 将震源上升时间取为 0.4s 的三角形时间函数. 图中从上到下震源的深度由 5km 增加到 25km. 随深度的逐渐变化, 三组基本断层的响应也相应呈现出明显变化, 尤其表现在 pP-P 和 sP-P 这两组波到时差上. 当震源深度达到 25km 时, sP-P 波的到时差已接近 15s. 因此, 通过对记录波形的分析, 可以判断该地震震源深度较浅, 大约在 13km 左右, 介于 NEIC 和 Harvard CMT 快速定出的震源深度之间, 而中国地震台网 (CCDSN) 初步给出的震源深度 25.4km 并不准确.

为了同时获取震源破裂过程的总体及其细节特征, 我们将反演过程分为三步进行. 首先, 根据地震波能量大小与断层尺度的关系, 将断层初步划分为 16×8 个 $4\text{km} \times 4\text{km}$ 大小的子面元. 由于深度无法用 GDSN 台网准确获得, 我们以 2.5km 为变化步长对 5~25km 范围内的深度空间进行了扫描. 图 3 给出了不同深度情况下, 用 $4\text{km} \times 4\text{km}$ 大小有限断层模型初步反演得到的目标函数值. 可以看出, 目标函数值

表 1 2004 年 7 月 11 日西藏 $M_w 6.2$ 级地震震源参数

Table 1 The mechanism solution of the July 11, 2004, Tibet $M_w 6.2$ earthquake

节平面	走向(°)	倾角(°)	滑动方向(°)	深度(km)	地震矩 ($N \cdot m$)	来源
I	162	45	-103	8	2.2×10^{18}	NEIC
II	1	46	-77			
I	149	47	-117	17.1	2.59×10^{18}	Harvard CMT
II	6	50	-64			
I	81	26	-114	25.4	6.50×10^{17}	CCDSN
II	288	67	-79			

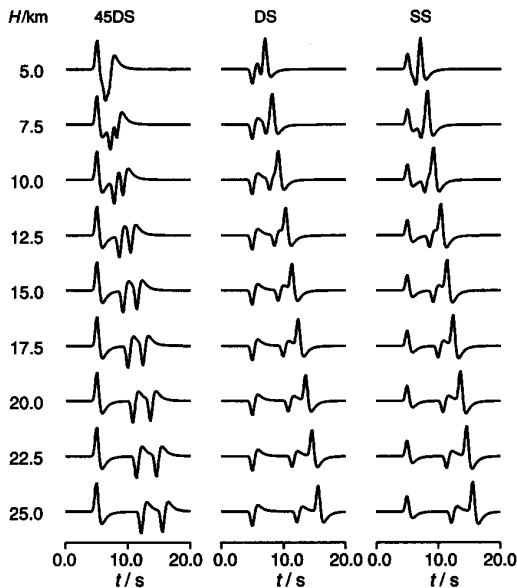


图2 用广义射线理论计算出的三组基本断层(45DS, DS, SS)格林函数响应随震源深度 H 的变化
震源上升时间取为 0.4s 的三角形函数,图中三组波为 P、pP 和 sP 波,随震源的不断加深,pP-P 和 sP-P 到时差逐渐增大。

Fig.2 Displacement responses of three groups of basic faults(45DS, DS, SS) changing with depth

The source time function is chosen as a triangular function with rising time of 0.4s. The 3 group of waves are P, pP and sP wave, respectively, and with the increasing of depth, the travel time difference of pP-P and sP-P becomes large

随震源深度的不同呈现出相应的变化.在深度为 12.5km 时,目标函数达到极小值,这与以上通过 sP-P 波到时差的定性分析完全一致。

然后,在确定震源深度的基础上,我们又对断层走向在 $135^\circ \sim 175^\circ$,倾角在 $30^\circ \sim 50^\circ$ 内变化的震源机制解空间进行了搜索.图 4 给出了相应于不同断层走向和倾角的有限断层模型反演得到的误差函数等值线图.可以看出,在深度准确给定的前提下,误差函数均在 0.45 附近变化,远小于前面由于深度变化造成的较大误差值.当走向和倾角分别为 $152^\circ, 44^\circ$ 时,误差函数达到极小值,与 Harvard CMT 震源机制解十分接近。

第三步,将每个初步划分的断层面元重新细化,得到由 32×16 个 $2\text{km} \times 2\text{km}$ 大小子面元构成的有限断层模型,随后的模拟退火反演过程中,采用 $152/44/-117$ 作为震源机制解,震源深度固定在 12.5km 不变。

在整个有限断层反演过程中,每个子断层的走向、倾角固定不变.每个点源的错动距离、滑动角度 λ 、破裂上升时间(rising time)及破裂传播的平均速

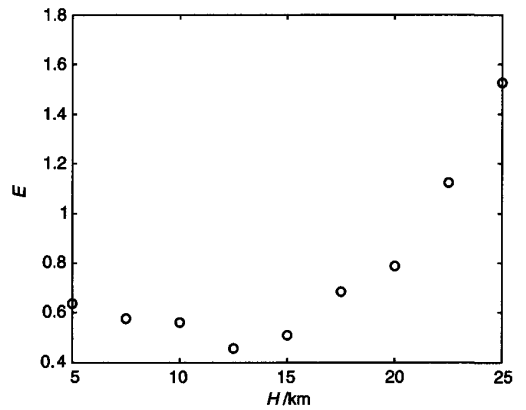


图3 有限断层模型反演得到的误差函数 E 随震源深度 H 的变化

断层被分为 16×8 个 $4\text{km} \times 4\text{km}$ 子面元,震源深度范围为 5 ~ 25km,步长为 2.5km,在深度为 12.5km 时,目标函数达到极小值

Fig. 3 Objective function value inverted by the finite-fault model plotted as a function of hypocentral depth
The fault plane is divided into 16×8 subfaults of which each has an area of $4\text{km} \times 4\text{km}$. The hypocentral depth varies from 5 to 25km with a step size of 2.5km, and the variance curve reaches to its minimum at depth 12.5km.

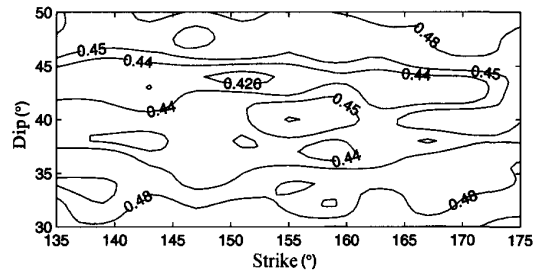


图4 误差函数随断层走向和倾角的分布
横轴为断层走向,纵轴为倾角;震源深度固定为 12.5km;
当走向为 152° ,倾角为 44° 时,误差函数达到极小;图中数字为无量纲

Fig. 4 Distribution of error function inverted by finite-fault models with different focal mechanisms
The hypocentral depth is fixed at 12.5km. When strike is 152° and dip is 44° , the error function reaches to its minimum

度(V)作为待反演的 4 组变量.其中,破裂滑动方向在 $-117 \pm 30^\circ$ 范围内变化;从震中到各点源的平均破裂速度介于 $2.2 \sim 3.5\text{km/s}$ 之间;将上升时间选取为以 0.4s 为间隔步长,0.4 ~ 4.0s 范围内变化的三角形震源时间函数^[10];归一化的滑动大小在 0 ~ 1 之间变化.整个反演过程从完全随机的模型开始。

5 反演结果

图 5 对比了观测记录和由反演后的有限断层滑

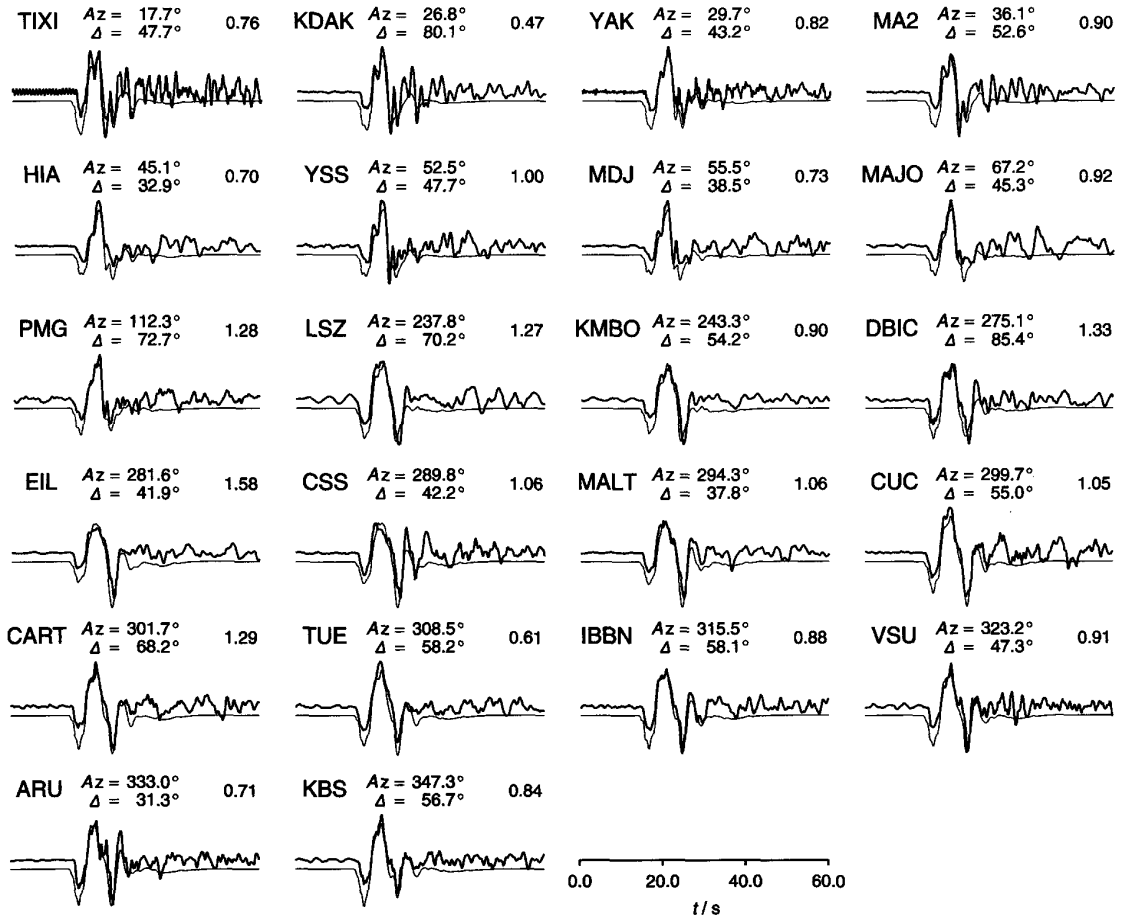


图 5 反演得到的理论地震图(细实线)和观测资料(粗实线)的对比 ($H = 12.5\text{km}$)

Fig.5 Comparison of the observed records and the synthetic waveforms ($H = 12.5\text{km}$)

动分布计算生成的理论地震图,其中粗实线代表实际观测记录,细实线为理论图,左上角列出了各台站名称,并给出了各观测台站的方位角 A_z 和震中距离 Δ ,右上角数字为记录与理论地震图最大振幅的比值.可以看出,在深度为 12.5km 的前提下,理论地震图和观测资料在 P 波初至 30s 左右的时间范围内吻合较好.

图 6 是由 22 个宽频带 P 波波形的反演得到的断层面上最终滑动分布图, x 和 y 分别指向断层面的走向和倾向方向.图 6a 为断层面上的错动距离;图 6b 给出了滑动角度的分布;图 6c 为破裂开始时间.可以看出,这是一次以倾滑为主的地震,地震破裂过程相对较为简单.破裂在震中成核,向两侧不均匀传播.在震中东偏北约 5km 处,出现幅度 43cm 的最大滑动.由断层面上滑动的空间分布计算出的标量地震矩 $M_0 = 3.25 \times 10^{18} \text{N}\cdot\text{m}$,大于 Harvard CMT 快速震源机制解给出的标量地震矩,这可能是由以下两个

原因造成的:点源模型考虑的仅是震源破裂过程中主要部分的贡献,而有限断层模型考虑了断层面上所有破裂对总的标量地震矩的贡献;地震定位深度之间的差异.在最初 5s 内,破裂振幅较大,释放的地震矩占总释放能量的 59%.随着破裂时间的增加,破裂前沿从近似的圆形变得更为不规则.整个破裂过程的破裂速度平均值为 2.8km/s,在前 4.0s 中破裂速度较快,为 3.1km/s,之后逐渐降低至 2.2km/s.在前 4.0s 范围内,错动方向一致性较好.随着破裂的传播,沿走向方向的破裂成分逐渐增多.断层面上错动方向的平均值为 -117° ,表明这是一次正断层为主的事件,略带右旋走滑分量.图 7 用色标给出了断层面上滑动分布随时间的变化过程,前后两幅“快照”的时间间隔为 2s,从图中可以清楚看出破裂随时间发展演变的全过程,破裂过程主要在前 12s 内完成.

反演中,我们还对不同尺度划分的(如 16×4 个

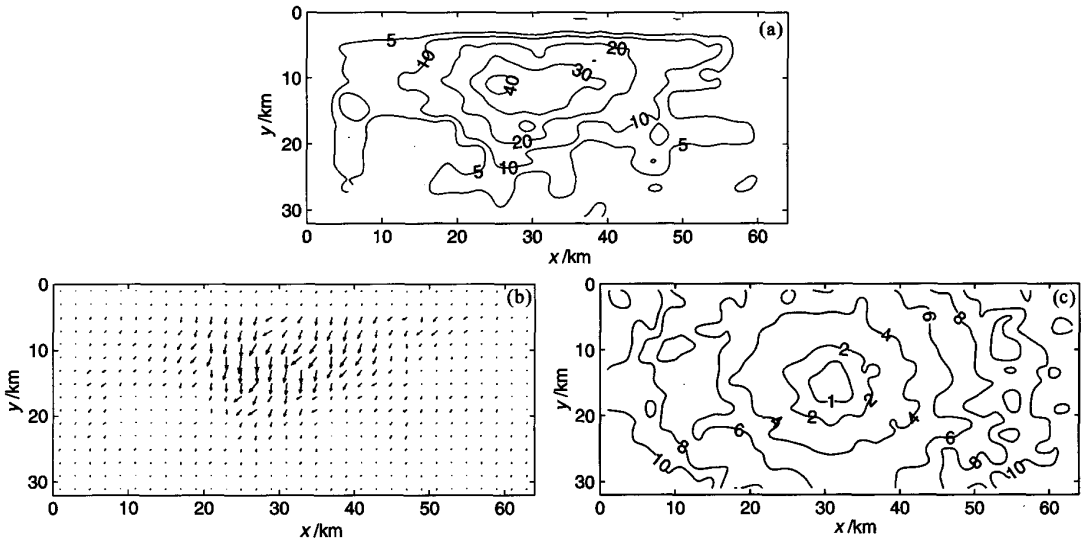


图 6 有限断层模型破裂滑动分布

(a) 断层面上滑动大小分布(单位:cm); (b) 倾滑角分布; (c) 破裂开始时间(单位:s)分布.

Fig. 6 Slip distribution along the fault plane

(a) Distribution of the magnitude of slip on the fault; (b) Distribution of slip direction;

(c) Distribution of the onset time of the rupture

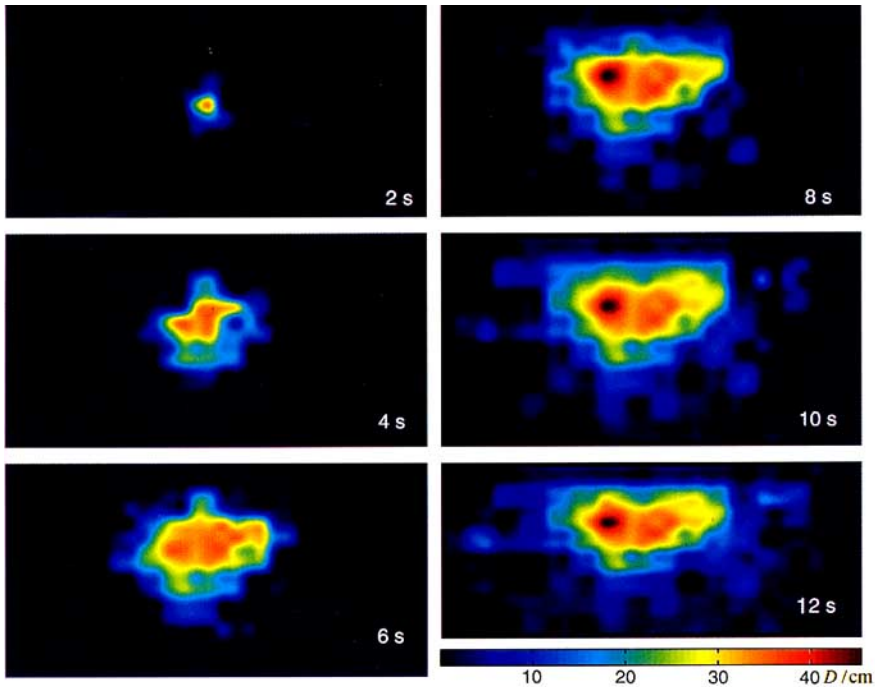


图 7 断层面上破裂滑动强度分布随时间的变化过程

D 代表断层面上位错的大小,相邻两幅“快照”的时间间隔为 2s.

Fig. 7 “Snapshot” of the slip distribution along the fault plane

D represents the amplitude of slip on the fault, and the time interval between the following two shots is 2s.

4km × 4km)有限断层模型进行了反演,在两种情况下断层面上错动的空间分布形态基本一致,表明所

得结果是稳定的.

6 结论和讨论

这次地震发生在青藏高原雅鲁藏布江缝合带以北拉萨块体的西南缘。研究表明,拉萨块体的西部有不少地震,震源机制多为正断层类型,形成了一个北西方向的正断层带^[18, 19]。根据国家数字地震台网提供的地震目录,1978 到 2004 年 5 月期间,在震中附近就曾发生过近 100 次 4.0 级以上地震,5.0 级以上地震 20 多次。这次地震正是一次发生在该断层带上的上地壳浅源正断层型地震。通过对深度空间和震源解空间的搜索,利用波形拟合得到地震的震源深度约为 12.5km,地震断层面走向为 152° ,倾角 44° ,平均倾滑角 -117° ,地震矩为 $3.25 \times 10^{18} \text{ N} \cdot \text{m}$ 。断层破裂面积约为 $50\text{km} \times 22\text{km}$ 。震源破裂过程相对简单:破裂在震中位置处成核,并向两侧扩展,最大破裂(43cm)出现在震中东北 5km 处,破裂持续时间约为 12s。地震发生前几秒内破裂释放的能量占全部释放能量的 59%。断层面上微小的右旋走滑错动分量表明这次事件受到了震中以北活动的右旋喀喇昆仑断裂影响。地震的主张应力轴近 EW 方向,主压力轴近 NS 向,与发生在拉萨块体西部的多数正断层型地震相同,受浅部 NNE-SSW 或 NS 向裂谷带控制,而青藏高原南部的逆冲运动是引发这次地震的直接原因。

Zhao et al.^[22] 以及郑斯华^[23] 用长周期体波深度震相波形资料对青藏高原内部地震深度的重新定位研究表明,绝大多数地震的深度都比用常规到时方法定出的深度要浅,其震源深度大都在 20km 以内,多小于 12km。比较 CCDSN 和 Harvard CMT 提供的深度信息,我们对该次地震破裂过程的反演结果也支持了这一结论。

由波形拟合图中可以看出,理论地震图中对较晚到达的高频波拟合欠佳,这主要是由于我们仅采用了较易获得的远场体波波资料提供的信息。如果有近场宽频带资料^[13, 14, 24],甚至一些大地动力学观测,如 GPS^[5, 10] 数据的加入进行远场和近场以及 GPS 观测的联合反演,那么对震源破裂过程的时空描述将更为细致准确,分辨率必将大大提高。

参考文献 (References)

[1] Olson A H, Apsel R. Finite fault and inversion theory with applications to the 1979 Imperial Valley earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1982, 72: 1969 ~ 2001

[2] 纪 晨,姚振兴. 时间域内有限地震断层的反演问题. 地球物理学报, 1997, 40 (5): 691 ~ 701
 Ji C, Yao Z X. The inverse problem of finite fault study in time domain. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 1997, 40(5): 691 ~ 701

[3] 何玉梅,郑天愉,单新建. 1996 年 3 月 19 日新疆阿图什 6.9 级地震:单侧破裂过程. 地球物理学报, 2001, 44(4): 510 ~ 519
 He Y M, Zheng T Y, Shan X J. The 1996 Artux, Xingjiang, earthquake: a unilateral-rupture event. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2001, 44 (4): 510 ~ 519

[4] 王卫民,李 丽,赵连锋等. 2003 年 2 月 24 日新疆伽师 6.5 级地震震源破裂过程研究. 地球物理学报, 2005, 48 (2): 343 ~ 351
 Wang W M, Li L, Zhao L F, et al. Rupture process of Jiashi, Xinjing earthquake (M_s 6.5) of Feb. 24, 2003. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2005, 48 (2): 343 ~ 351

[5] 王卫民,赵连锋,李 娟等. 1999 年台湾集集地震震源破裂过程. 地球物理学报, 2005, 48(1): 132 ~ 147
 Wang W M, Zhao L F, Li J, et al. Rupture process of the Chi-Chi (Taiwan) earthquake in 1999. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2005, 48(1): 132 ~ 147

[6] Hartzell S, Stewart G, Mendoza C. Comparison of L1 and L2 norms in a teleseismic waveform inversion for the slip history of the Loma Prieta, earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1991, 81: 1518 ~ 1539

[7] 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

[8] Hartzell S H, Liu P C, Mendoza C. The 1994 Northridge, California, earthquake: investigation of rupture velocity, rise time, and high-frequency radiation. *J. Geophys. Res.* 1996, 101(B9): 20091 ~ 20108

[9] Tibi R, Bock G, Xia Y, et al. Rupture processes of the 1999 August 17 Izmit and November 12 Duzce (Turkey) earthquakes. *Geophys. J. Int.* 2001, 144: F1 ~ F7

[10] Ji C, Wald D J, Helmberger D V. Source description of the 1999 Hector Mine, California, Earthquake, Part I: Wavelet domain inversion theory and resolution analysis. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 2002, 92: 1192 ~ 1207

[11] Lin A M, Kikuchi M, Fu B H. Rupture segmentation and process of the 2001 $M_w 7.8$ central Kunlun, China, earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 2003, 93(6): 2477 ~ 2492

[12] Antolik M, Dreger D S. Rupture process of the 26 January 2001 $M_w 7.6$ Bhuj, India, Earthquake from teleseismic broadband data. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 2003, 93(3): 1235 ~ 1248

[13] Hough S E, Martin S, Bilham R, et al. The 26 January 2001 $M 7.6$ Bhuj, India, Earthquake: Observed and predicted ground motions. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 2002, 92(6): 2061 ~ 2079

[14] Dreger D, Kaverina A. Seismic remote sensing for the earthquake source process and near-source strong shaking: A case study of the October 16, 1999 Hector Mine earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 2000, 27: 1941 ~ 1944

- [15] Owens T J, Zandt G. Implications of crustal property variations for models of Tibetan plateau evolution. *Nature*, 1997, **387**: 37 ~ 43
- [16] Makovsky Y, Klemperer S, Ratschbacher L. Midcrustal reflector on INDEPTH wide-angle profiles: An ophiolitic slab beneath the India-Asia suture in southern Tibet? *Tectonics*, 1999, **18**(5): 793 ~ 808
- [17] 尹安, 彭聪, 高锐等. 喜马拉雅-青藏高原造山带地质演化——显生宙亚洲大陆生长. 张学友, 尹安主编. 地球的结构、演化和动力学. 北京: 高等教育出版社, 2002. 207 ~ 248
Yin A, Peng C, Gao R, et al. Geologic evolution of Himalayas - Tibet plateau—Continent growth in Phanerozoic Eon. Zhang X Y, Yin A eds. *Structure Evolution and Dynamics of the Earth*. Beijing: Higher Education Press, 2002. 207 ~ 248
- [18] 曾融生, 丁志峰, 吴庆举等. 喜马拉雅及南藏的地壳俯冲带——地震学证据. *地球物理学报*, 2000, **43**(6): 780 ~ 797
Zeng R S, Ding Z F, Wu Q J, et al. Seismological evidences for the multiple incomplete crustal subductions in Himalaya and Southern Tibet. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2000, **43**(6): 780 ~ 797
- [19] Qin C Y, Papazachos C, Papadimitriou E. Velocity field for crustal deformation in China derived from seismic moment tensor summation of earthquakes. *Tectonophysics*, 2002, **359**: 29 ~ 46
- [20] Zhu L P, Helmberger V. Intermediate depth earthquakes beneath the India-Tibet collision zone. *Geophys. Res. Lett.* 1996, **23**(5): 435 ~ 438
- [21] Anderson D L, Hart R S. Attenuation models of the earth. *Phys. Earth Planet Interiors*, 1978, **16**: 289 ~ 306
- [22] Zhao L S, Helmberger D V. Geophysical implications from relocations of Tibetan earthquakes, hot lithosphere. *Geophys. Res. Lett.*, 1991, **18**(12): 2205 ~ 2208
- [23] 郑斯华. 青藏高原地震的震源深度及其构造意义. *中国地震*, 1995, **11**(2): 99 ~ 106
Zheng S H. Focal depth of earthquakes under Tibetan Plateau and its tectonic implication. *Earthquake Research in China* (in Chinese), 1995, **11**(2): 99 ~ 106
- [24] Yaji Yuji. Source rupture process of the 2003 Tokachi - oki earthquake determined by joint inversion of teleseismic body wave and strong ground motion data. *Earth Planet Space*, 2004, **56**: 311 ~ 316