



动态

2010 年青海玉树地震震源过程

张勇*, 许力生†, 陈运泰††

中国地震局地球物理研究所, 北京 100081

* E-mail: zhangyong@cea-igp.ac.cn; 联系人, † E-mail: xuls@cea-igp.ac.cn, †† E-mail: chenyt@cea-igp.ac.cn

收稿日期: 2010-05-04; 接受日期: 2010-06-24

国家自然科学基金项目(批准号: 40904013, 40874026)和中国地震局地球物理研究所基本科研专项(编号: DQJB09B06)资助

2010 年 4 月 14 日 7 时 49 分(北京时间), 在我国青海省玉树藏族自治州发生了 $M_s 7.1$ 地震(简称玉树地震). 根据中国地震台网中心最新测定结果, 玉树地震震中位置为 33.2°N , 96.6°E , 震源深度约 14 km, 位于玉树城区西北约 44 km 处. 截至 2010 年 5 月 30 日, 玉树地震已造成三千多人死亡或失踪、一万多人受伤、大量房屋倒塌.

玉树地震发生于巴颜喀拉地块(松潘-甘孜地块)南缘的甘孜-玉树断裂带. 在这条沿北西-南东方向延伸、以左旋走滑为主的断裂带上, 历史上地震频发^[1,2], 地震活动性较强^[3,4]. 玉树地震是该断裂带北西段最近一百年来发生的最大的一次地震事件. 作为震后应急响应的重要工作内容之一, 作者在震后约 2.5 小时得出并发布了这次地震破裂过程的初步结果; 随着波形数据的逐渐增加, 在震后约 5 小时和 2 天后先后两次对上述结果进行了修订(<http://www.csi.ac.cn>).

为深入理解和认识玉树地震的震源过程, 在应急响应工作结束后, 作者利用余震记录, 采用经验格林函数方法, 从勒夫波(Love wave)中提取了主震的视震源时间函数, 并据此估计了破裂速度; 在此基础上, 重新对 P 波波形进行反演, 得到了比震后应急响应工作更为准确的玉树地震破裂过程结果. 以上工作概述如下.

1 勒夫波视震源时间函数分析

玉树地震发生后大约 1.5 小时, 在主震震中附近发生了一次 $M_s 6.3$ 余震, 其震中位置为 33.23°N , 96.58°E , 震源深度约 10 km(据青海地震局测定结果). 这次余震具有与主震相近的震源位置和几乎完全相同的震源机制^[6](图 1), 因此可以用它的波形记录作为经验格林

函数来提取主震的视震源时间函数, 分析主震的破裂特征. 鉴于在很多台站的记录中该余震的 P 波和 S 波的信噪比较低, 作者选用了勒夫波的波形记录.

基于图 2(a)所示的 24 个台站的勒夫波波形记录, 采用 PLD 方法^[7,8]提取了如图 2(b)所示的勒夫波视震源时间函数. 由图 2(b)可见, 方位角相近的台站的勒夫波视震源时间函数的形状非常相似, 具有一定的共同性; 随着方位角的变化, 持续时间和两个峰值的位置均呈规律性的变化, 表现出明显的方向性. 方位角位于 $100^\circ\sim 150^\circ$ 范围内的台站的视震源时间函数的持续时间最短, 约为 10 s; 而方位角位于 300° 左右的台站的视震源时间函数持续时间最长, 接近 30 s. 视震

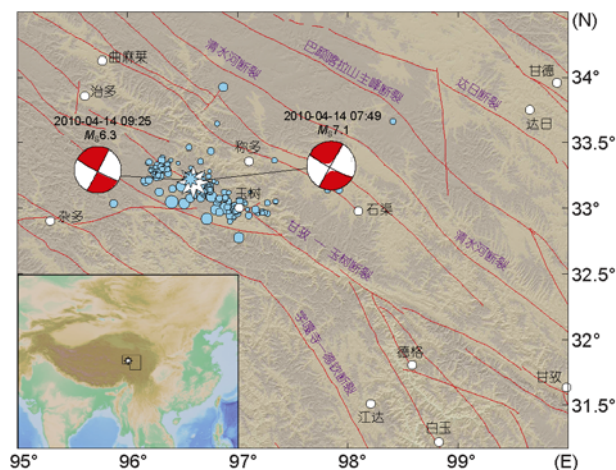


图 1 玉树地震位置及其构造背景

白色大八角星和青色小八角星分别表示玉树地震及 $M_s 6.3$ 余震的震中位置, 红色实线为断层^[5], 两个“海滩球”分别表示玉树地震主震及其最大余震震源机制解的下半球投影^[6], 青色圆圈为玉树地震 5 天后发生的余震震中位置(据青海省地震局张晓青研究员)

源时间函数持续时间随方位的变化显示出强烈的“地震多普勒效应”, 表明这次地震总体上是由震中朝东南方向($100^{\circ}\sim 150^{\circ}$)扩展的单侧破裂事件。

由方位角 $230^{\circ}\sim 330^{\circ}$ 范围的台站的视震源时间函数(图 2(b))可以清楚地分辨出两次子事件; 但在其他方位角范围的台站上, 两次子事件相距很近而聚合在一起。为确定两次子事件的峰值所对应的时空参数, 根据方位角位于 $230^{\circ}\sim 330^{\circ}$ 范围的台站的视震源时间函数(图 2(b))所显示的两次子事件峰值所对应的时间, 建立如下目标函数:

$$\Delta(R, T) = \sum_i \left| T - \frac{R \cos(\phi_i - \phi_s)}{V} - t_i \right| = \min, \quad (1)$$

式中, i 表示台站序数, R 和 T 分别为与子事件峰值相对应的空间和时间位置, V 为震中区的勒夫波群速度, ϕ_i 为第 i 个台站相对于震中的方位角, ϕ_s 为断层走向, t_i 为第 i 个台站的视震源时间函数中子事件峰值出现的时间。根据刘超等^[6]确定的玉树地震的震源机制解, 取 $\phi_s = 119^{\circ}$; 根据彭艳菊等^[9]关于勒夫波层析成像的研究结果, 取 $V = 3.4$ km/s。利用遗传算法求解式(1), 得出: 与第一次子事件峰值对应的空间位置位于震中东南 3.3 km, 出现在破裂开始后 2.1 s, 因此, 在 0~2.1 s 内的平均破裂速度约为 1.6 km/s; 与第二次子事件峰值对应的空间位置位于震中东南 32.9 km, 出现在破裂开始后 8.3 s, 因此, 在 0~8.3 s 内的平均破裂速度约为 4.0 km/s。可见, 玉树地震破裂的扩展是一个由缓到急的过程, 其中破裂开始后 0~8.3 s 内的平均破裂速度甚至超过了当地的 S 波速度^[10]。

2 P波资料分析

根据刘超等^[6]确定的玉树地震的断层面参数, 作者选用走向 119° /倾角 83° 的节面作为玉树地震发震

断层所在的平面, 在这个长 96 km、宽 30 km 的平面上, 沿走向方向和倾向方向上划分为 $32 \times 10 = 320$ 个 3 km $\times$ 3 km 的子断层, 由玉树地震的震源参数可确定初始破裂点位于走向方向上第 5 块、倾向方向上第 5 块子断层处。选用如图 3(a)所示的 16 个台站的垂直向 P 波资料, 基于滑动角可变的线性反演技术^[11], 利用全球标准速度模型^[12]和格林函数的反射率计算方法^[13], 得到了断层面上的时空破裂过程。

根据 P 波反演结果(图 3), 玉树地震释放的标量地震矩约为 2.7×10^{19} Nm, 相当于矩震级 $M_w 6.9$, 断层面上平均滑动量约 0.6 m, 平均应力降约 15 MPa, 与板内地震典型的应力降 (10 MPa) 水平大体相当; 整个破裂过程的持续时间约 16 s, 主要由两次子事件组成(图 3(b))。若以初始破裂发生的时刻为时间原点, 则第一次子事件发生于 0~5 s, 对应的破裂分布在震中西北 10 km 至震中东南 10 km 处, 最大静态滑动量约为 0.8 m。第二次子事件发生于 5~16 s, 对应的破裂主要发生在走向方向(震中东南方向)上距震中 17~54 km 处(图 3(c)和(e)中的红-橙-黄色区域), 最大静态滑动量达 1.8 m, 破裂明显贯穿到地表。

3 讨论与结论

本文通过勒夫波和 P 波综合分析得出 2010 年 4 月 14 日青海玉树 $M_s 7.1$ ($M_w 6.9$) 地震的破裂过程主要由两次子事件组成。从规模上讲, 第一次子事件小于第二次子事件; 从时间上讲, 第一次子事件发生于地震破裂起始后 0~5 s, 第二次子事件发生于地震破裂起始后 5~16 s; 从空间位置讲, 两次子事件分别发生在震中附近与玉树城区附近, 二者相距约 30 km, 且

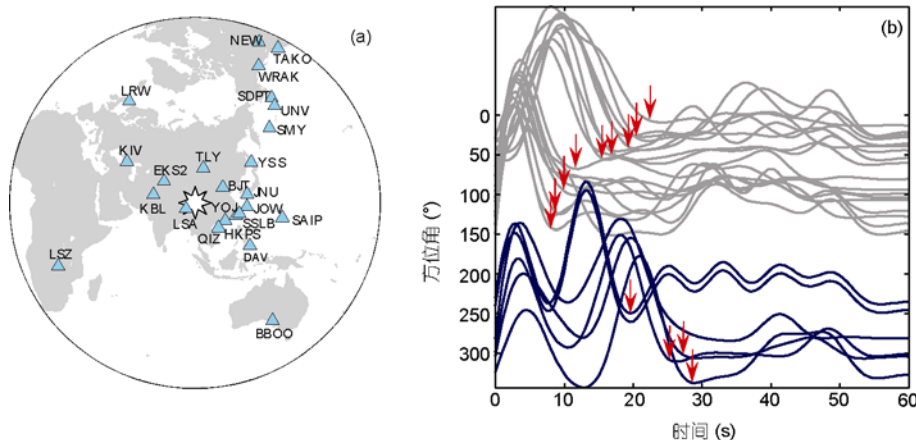


图 2 震中与台站分布(a)和勒夫波视震源时间函数随台方位角的变化(b)

(a)中的白色八角星表示玉树地震的震中位置, 青色三角形为提取勒夫波视震源时间函数所选用的台站; (b)中红色箭头标示了位于不同方位角的台站处的视震源时间函数持续时间, 蓝色线条表示用于确定两次子事件峰值所对应的时空参数的视震源时间函数

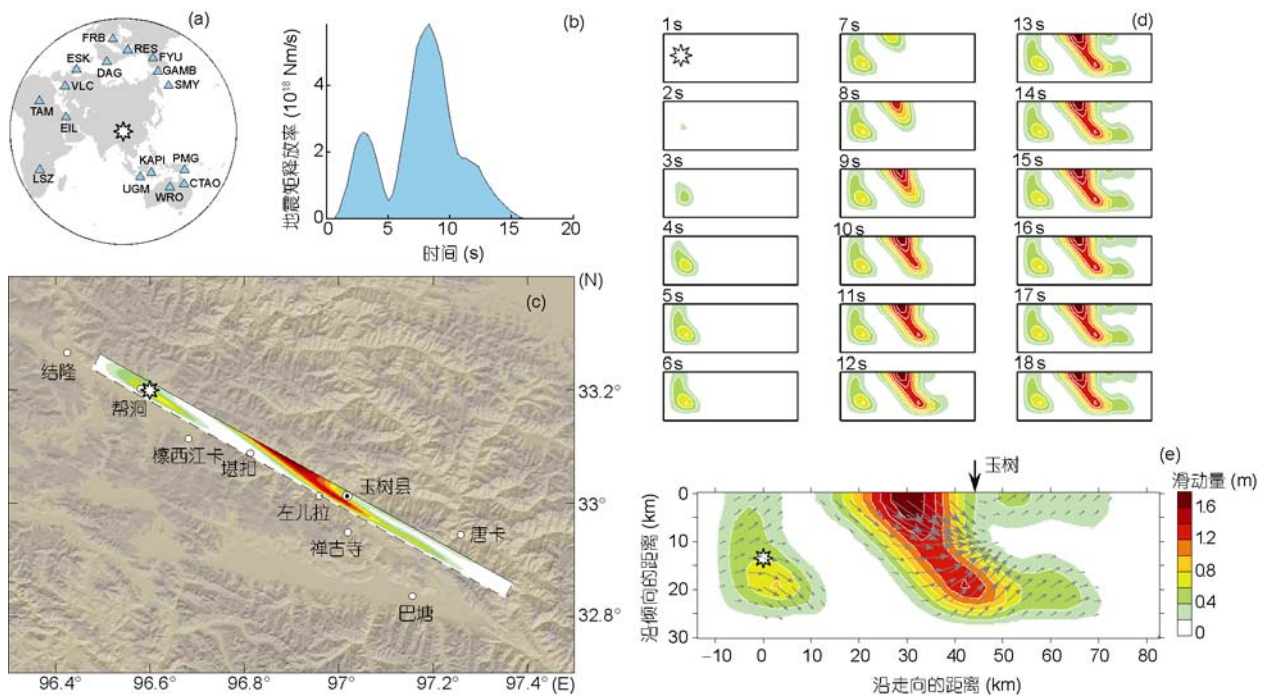


图 3 P 波反演结果

(a) 震中与台站分布; (b) 震源时间函数; (c) 断层面上静态滑动量分布在地表面的投影; (d) 断层面上滑动量的时空分布; (e) 断层面上静态滑动量分布。(a)和(c)中的白色八角星表示震中位置; (d)和(e)中的八角星表示初始破裂点在断层面上的位置; (e)中的灰色箭头表示滑动矢量

第二次子事件的破裂在玉树城区西北附近贯穿至地表; 从破裂速度上讲, 与两次子事件峰值对应的平均破裂速度分别约为 1.6 km/s 和 4.0 km/s, 其中 4.0 km/s 的速度超过了震中附近的剪切波速度。

玉树地震属于大地震(震级 $M \geq 7$ 的地震)下限边

缘的地震, 其震源破裂过程中出现的超剪切破裂现象表明, 超剪切破裂并非仅可能发生于特大地震^[14,15]。以超剪切波速度传播的破裂导致的地震能量聚焦效应以及规模较大、破裂贯穿到地表的第二次子事件是玉树城区遭受严重破坏在震源方面的主要原因。

致谢 IRIS 数据中心提供全球宽频带地震数据, 审稿专家提出宝贵意见, 在此一并致谢。

参考文献

- 1 谢毓寿, 蔡美彪. 中国地震历史资料汇编第三卷(下). 北京: 科学出版社, 1987. 235—236
- 2 周荣军, 闻学泽, 蔡长星, 等. 甘孜-玉树断裂带的近代地震与未来地震趋势估计. 地震地质, 1997, 19: 115—124
- 3 李闯峰, 刑成起, 蔡长星, 等. 玉树断裂活动性研究. 地震地质, 1995, 17: 218—224
- 4 闻学泽, 徐锡伟, 郑荣章, 等. 甘孜-玉树断裂的平均滑动速率与近代大地震破裂. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2003, 33: 199—208
- 5 邓启东, 张培震, 冉永康, 等. 中国活动构造基本特征. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2002, 32: 1020—1030
- 6 刘超, 许力生, 陈运泰. 2010 年 4 月 14 日青海玉树地震快速矩张量解. 地震学报, 2010, 32: 366—368
- 7 Bertero M, Bindi D, Boccacci P, et al. Application of the projected Landweber method to the estimation of the source time function in seismology. Inv Problems, 1997, 13: 465—486
- 8 张勇, 许力生, 陈运泰. 提取视震源时间函数的 PLD 方法及其对 2005 年克什米尔 $M_w 7.6$ 地震的应用. 地球物理学报, 2009, 52: 572—580
- 9 彭艳菊, 苏伟, 郑月军, 等. 中国大陆及海域 Love 波层析成像. 地球物理学报, 2002, 45: 792—803
- 10 Bassin C, Laske G, Masters G. The current limits of resolution for surface wave tomography in North America. EOS Trans AGU, 2000, 81: F897
- 11 张勇, 冯万鹏, 许力生, 等. 2008 年汶川大地震的时空破裂过程. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2008, 38: 1186—1194
- 12 Kennett B L N, Engdahl E R. Travel times for global earthquake location and phase identification. Geophys J Int, 1991, 105: 429—465
- 13 Kennett B L N. Seismic Wave Propagation in Stratified Media. Cambridge: Cambridge University Press, 1983. 1—339
- 14 杜海林, 许力生, 陈运泰. 利用阿拉斯加台阵资料分析 2008 年汶川大地震的破裂过程. 地球物理学报, 2010, 52: 372—378
- 15 Das S. The need to study speed. Science, 2007, 317: 905—906