

陈鲲、俞言祥、高孟潭等 2011, 考虑震源破裂过程的青海玉树地震震动图研究, 中国地震 27(1), 56~64。

# 考虑震源破裂过程的青海玉树地震震动图研究

陈鲲 俞言祥 高孟潭 吕红山

中国地震局地球物理研究所, 北京市海淀区民族大学南路 5 号 100081

**摘要** 为了在缺少实时台站数据的情况下, 研究震后地表地震动分布, 本文尝试通过对震源做出某些约束, 以提高震动图的精度。由于青海玉树地震的发震断层近似直立(倾向  $83^\circ$ ), 震源破裂过程在时间和空间上呈明显的分区特征, 分别考虑了地表破裂的线源发生模型和主震震级分解方法, 用考虑了场地效应的震动图快速生成方法生成震动图。将两种方法生成的震动图与调查烈度比较。结果表明, 基于震源破裂过程对主震震级进行分解, 综合考虑各子事件生成震动图的方法, 对震后的应急决策和灾情的快速评估是可行的。

**关键词:** 震动图 震源破裂过程 震源时间函数 地表破裂 震动烈度

[文章编号] 1001-4683(2011)01-056-09 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

## 0 引言

据中国地震台网中心测定, 2010 年 4 月 14 日 07 时 49 分(北京时间)在青海省玉树藏族自治州玉树县发生  $M_s 7.1$  地震, 震中位置  $33.2^\circ\text{N}$ 、 $96.6^\circ\text{E}$ , 震源深度 14km(中国地震台网中心, <http://www.csndmc.ac.cn/newweb/index.jsp>)。此次地震发生在玉树-甘孜断裂上(图 1), 该断裂为近乎直立左旋走滑断裂, 属于巴颜喀拉地块南边界。历史上该断裂上曾经发生过多次 6 级以上地震, 有记载的最大地震为 1896 年 3 月的 7 级地震。这个地区自 1900 年以来, 200km 范围内没记录到 7 级以上地震, 但有过 5~6 级地震的记录。

玉树主震以后, 短时间内能获取的可以用于估计震动图的地震资料相当有限。然而, 主震以后 2.5 个小时可以获得震源破裂过程的初步结果。震动图除了可以对实时获取的震中地区合理分布的台站数据加以约束外, 还可以对震源方面进行约束。有研究表明, 大地震时, 地震动参数衰减关系的估计值往往比观测值大, 主要是因为大地震大多数是多重破裂, 降低了震源脉冲高度所致(陈培善, 1999a、1999b)。并且近场地震动峰值加速度(高频震动)主要由距离场点最近的断层破裂面所控制(胡聿贤, 2006)。震源破裂过程给出许多关于震源的宝贵信息, 应将其用于快速生成震后地震震动图的研究。之前的震动图快速生成方法(陈鲲等, 2010a)只是简单地根据断层破裂长度, 以发震断层的线源(垂直走滑型)或者面源模型(低倾角逆冲型)作为简化的震源模型来处理(陈鲲, 2011)。这样, 客观上并不能

[收稿日期] 2010-12-02; [修定日期] 2011-01-02

[项目类别] 地震行业科研专项 201108002、201108014 及中国地震局地球物理研究所基本科研业务专项联合资助

[作者简介] 陈鲲, 男, 生于 1976 年, 副研究员, 主要从事地震区划、地震危险性分析及震动图预测等方面的研究

E-mail: chenkun-6620@163.com

准确反映出震中地区的震动情况。

本文试图基于时空上具有明显分区特征的青海玉树地震破裂过程,将主震分解为若干子事件,针对每一个子事件,用考虑了场地效应的震动图快速生成方法生成单个事件的震动图,最后将全部子事件在空间进行叠加得到主震的震动图。

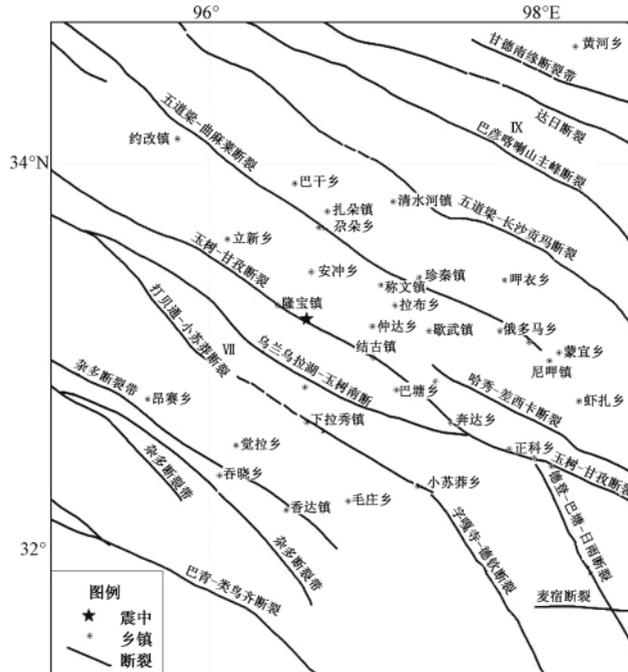


图 1 青海玉树地区活动断裂分布图

## 1 青海玉树地震矩张量解与震源破裂过程

青海玉树地震震后 1 个小时左右,中国地震局地球物理研究所刘超等人利用全球 31 个台站的波形资料反演得到了这次地震的矩张量解,其震源机制为走向  $119^\circ$ , 倾角  $83^\circ$ , 滑动角  $-2^\circ$ , 标量地震矩约  $4.4 \times 10^{19}$  Nm, 对应的矩震级 7.0 (刘超等, 2010)。张勇等 (2010) 在矩张量反演结果的基础上, 选用全球范围内 26 个台站的远震资料, 快速反演了这次地震的破裂过程, 发现断层面上主要有两块滑动集中的区域 (图 2(d)): 第一个破裂区域位于震中附近, 最大滑动量约为 0.8m; 第二个破裂区域位于走向方向上距震中约 14~50km 处, 最大滑动量为 2.0m。反演得到的震源时间函数 (图 2(b)) 表明, 此次地震的破裂过程持续了约 20s, 包括两次主要的子事件: 第一个子事件发生于震后 0~5.0s; 第二次子事件发生在震后 5.0~20s 左右。两次子事件的峰值分别发生于震后 3.5s 和 10s, 第二次子事件的规模远大于第一个子事件。由震源破裂过程的时间序列中可以看出, 第一个子事件的断层破裂对应于第一处破裂区, 第二个子事件对应于第二处破裂区 (图 2(c))。断层面上的滑动量 (位错) 在地表的投影表明, 两块破裂区域分别位于震中附近和震中东南 20km 处, 说明这次地震的破裂主要向东南方向扩展 (张勇等, 2010)。

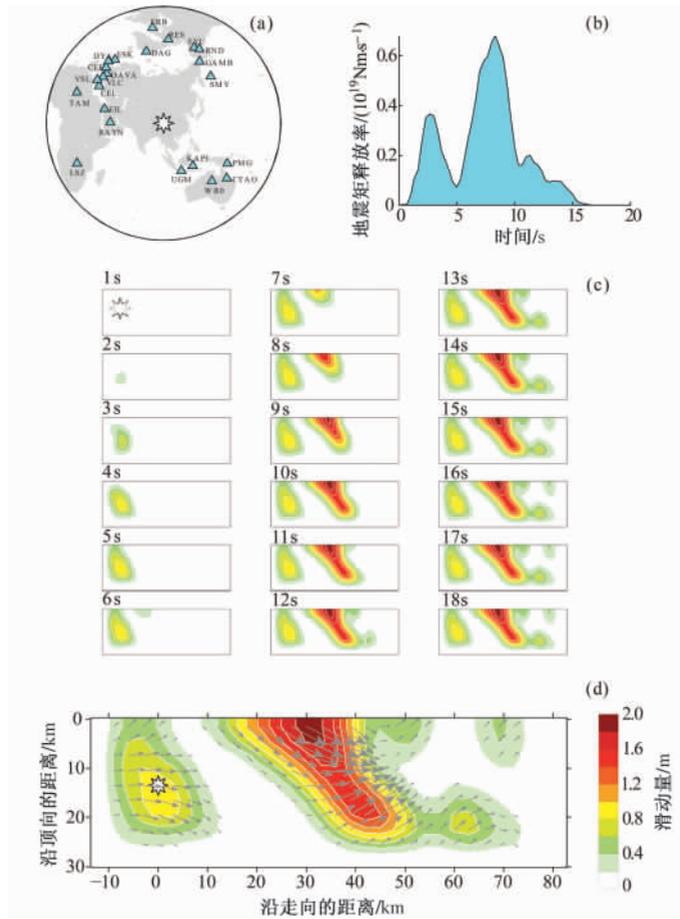


图2 2010年4月14日青海玉树地震震源破裂过程P波反演结果(张勇等,2010)

☆:起始破裂点

## 2 青海玉树地震地表破裂线源模型震动图

玉树地震的野外调查(陈立春等,2010)表明(图3),地表破裂带由3条左阶主破裂组成,走向 $310^{\circ} \sim 320^{\circ}$ ,总长约31km。另在隆宝镇东侧一带见长约2km的雁列式张裂缝带(陈立春等,2010)。因此以4段地表破裂的不规则线源模型约束玉树地震的震源发生模型,用考虑了场地效应的快速生成震动图方法(陈鲲等,2010)计算了4段地表破裂的不规则线源模型的震动图,结果示于图4。

由图4可见,在烈度分布上,4段不规则线源模型的震动图比调查烈度图更加胖圆,估计出的最高烈度为IX。结古镇烈度为IX,隆宝镇的烈度为VIII。总之,估计的烈度略高于实际的调查烈度。

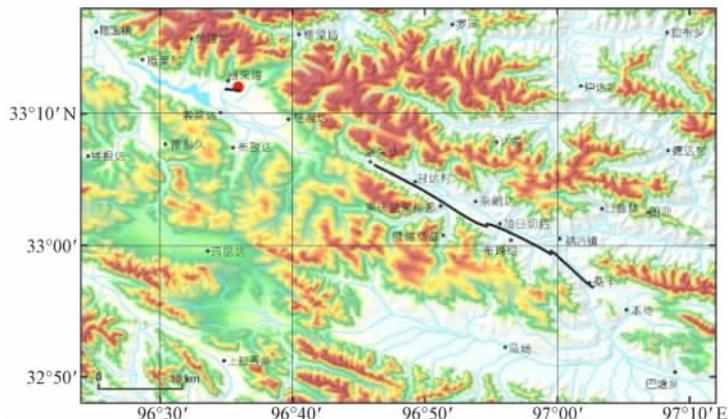


图 3 玉树地震地表破裂分布简图(陈立春 2010)

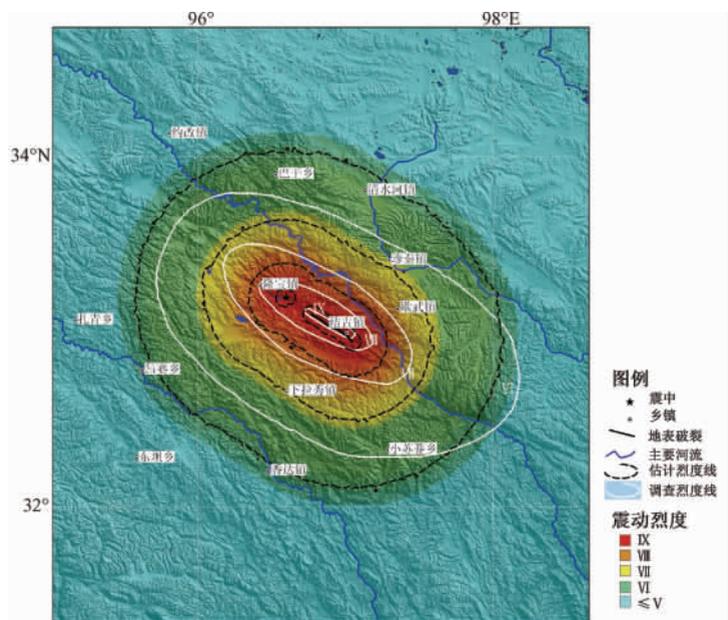


图 4 不规则线源模型震动图

黑色虚线为不规则线源模型估计的震动烈度等值线;黑色实线为据地表破裂得到的烈度等值线。白色实线表示调查烈度等值线<sup>①</sup>

### 3 基于震源破裂过程的震动图

#### 3.1 震级分解

据青海玉树地震的 P 波反演结果(图 2(c) ~ (d))可以看出,震中只是断层开始破裂的位置,并不一定是破裂最严重的地方。地震所引起的断层破裂并不只集中在震中或某个局

① 青海玉树 7.1 级地震现场工作队 2010 年 4 月 14 日青海玉树 7.1 级地震灾害直接损失评估报告

部位置。此次青海玉树地震断层破裂过程中,断层面的滑移主要为两个区域,且破裂规模不同,位于发震断层走向东南方向,距震中约 15~42km 处的第二个破裂区域的破裂规模最大(图 2(d))。而且地震矩随时间的释放导致了两次破裂子事件,分别为 0~5.0s 和 5.0~20s 左右,第二次破裂远强于第一次。

若将这两次破裂的子事件看成两次独立的地震事件,则要求出两次地震事件中断层破裂的位置与震级,可用快速生成震动图方法获两次子事件的震动图。将整个破裂过程 20s 的震源时间函数分别按 0~5.0s 及 5.0~20s 分解为两次独立地震事件的震源时间函数(图 5(b)、(c))。分别对两个地震的震源时间函数曲线进行积分就可以得到两次地震事件的地震矩(图 5(d))。从图 5(d)可看出 0~5.0s 的地震子事件的地震矩约为  $6.38 \times 10^{18}$  Nm/s,第二次地震子事件的地震矩为  $26.25 \times 10^{18}$  Nm/s。

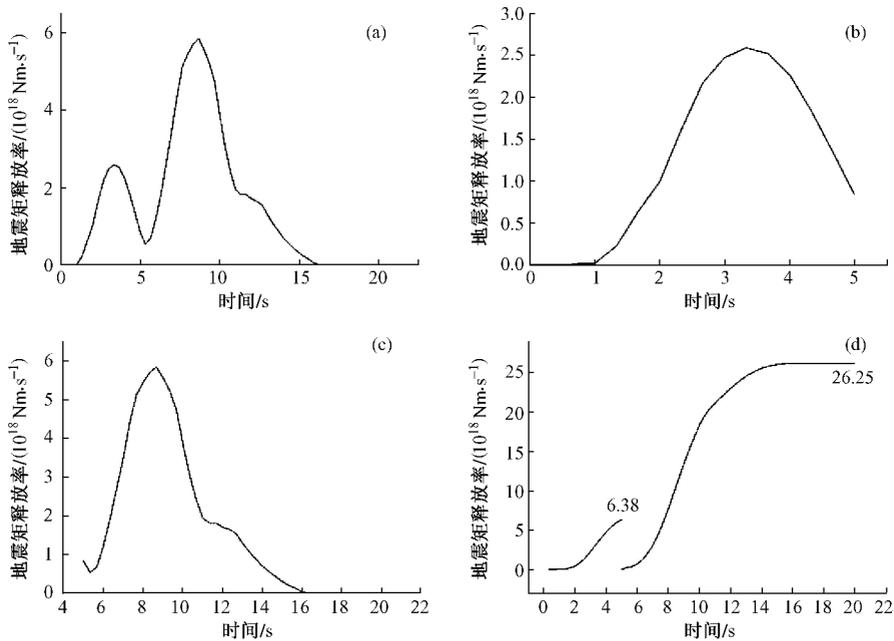


图 5 2010 年 4 月 14 日青海玉树地震震源时间函数分解图  
(a) 整个玉树地震破裂过程的震源时间函数;(b) 0~5s 的震源时间函数;  
(c) 5s 以后的震源时间函数;(d) 两次子事件的积分曲线

已知地震矩,据下式,可以求得相应地震的矩震级。

$$M_w = 2/3 \lg M_0 - 6.06 \quad (1)$$

式中  $M_w$  为矩震级,  $M_0$  为地震矩。

计算结果是,第一次地震的矩震级为 6.5,第二次地震矩震级为 6.9。综合考虑震源破裂过程沿倾向和走向上的主要滑动量(图 2(d) 黄色区域)。将青海玉树地震分解为两次地震事件:第一次事件(0~5s),对应的破裂长度为 14km,位于震中西北 7km 至震中东南 7km 处;第二次事件(5~17s)的破裂长度为 27km,位于震中东南 15~42km 处。

### 3.2 基于主震震级分解的震动图

快速生成考虑场地效应的震动图方法中使用的衰减关系为汪素云统计确定的我国分区

地震衰减关系(汪素云等 2000),其中震级项是面波震级。根据矩震级与面波震级的转换关系((2)式(陈培善等,1991)),可将两次地震子事件的矩震级  $M_w$  转换为面波震级  $M_s$ 。

$$M_w = \begin{cases} \frac{2}{3}M_s + 2.1 & M_s \leq 6.4 \\ M_s & 6.4 < M_s \leq 7.8 \\ 2M_s - 7.8 & 7.8 < M_s \leq 8.5 \end{cases} \quad (2)$$

两次地震子事件的矩震级均在 6.4~7.8 的范围内,因此矩震级与面波震级相当。对于两次独立的地震子事件,分别用快速生成且考虑场地效应的震动图方法中的线源模型计算了震动图(图 6(a)和(b))。图 6(c)是两次地震子事件空间叠加合成的震动图。将调查烈度<sup>①</sup>与两种方法估计的震动图进行比较,其结果示于图 7。将两种估计方法生成的烈度与调查烈度的面积对比示于表 1,表 1 中的偏差百分比为同一烈度区估计烈度和调查烈度面积差与调查烈度的百分比。

表 1 估计合成烈度与调查烈度各烈度区的面积

烈度区	调查烈度区的面积 (km <sup>2</sup> )	地表破裂线源模型		分解震级方法	
		面积(km <sup>2</sup> )	偏差(%)	面积(km <sup>2</sup> )	偏差(%)
IX	173	538	211.0	189	9.2
VIII	1431	3261	127.9	2111	47.5
VII	4631	9095	96.4	5770	24.6
VI	20350	24140	18.6	15470	-24.0
合计	26585	37034	39.3	23540	-11.5

注:偏差百分比=(估计烈度面积-调查烈度面积)/调查烈度面积。

## 4 分析与讨论

从图 7 可以看出,地震调查所得的烈度等值线偏瘦长,两种估计方法得到的烈度等值线相对胖圆一点。但估计的震动烈度的空间分布形态和大小与调查烈度线基本一致。从表 1 和图 7 可以看出,基于主震震级分解方法估计的烈度比基于地表破裂线源发生模型方法估计的烈度更接近于现场的调查烈度。基于主震震级分解方法估计的 VII 和 VIII 度区面积比基于地表破裂线源模型的方法偏差百分比低 3 倍左右,其 IX 度区基本上和调查烈度一致。只是估计的 VI 度区面积相对偏小,约为 15470km<sup>2</sup>,调查烈度约 20000km<sup>2</sup>,地表破裂线源模型为 24140km<sup>2</sup>。

总体上说,基于主震震级分解生成震动烈度图的方法优于基于地表破裂线源模型方法。比较调查烈度和基于震级分解估计的震动烈度可发现:两者在 IX 区基本是重合的,面积分别约为 172km<sup>2</sup> 和 189km<sup>2</sup>,相差不足 10%;两者的 VIII 度区基本一致,只是在震中东南方向,由第二次地震子事件引起的震动程度比调查烈度稍大,估计震动烈度面积约为 2100km<sup>2</sup>,而调查的 VIII 度区面积为 1500 km<sup>2</sup> 左右,相对误差稍大(47.5%);VII 度区也基本一致,直观上看,估计的 VII 度区稍显胖圆,面积约 5700km<sup>2</sup>,调查 VII 度区略显瘦长,面积 4600 km<sup>2</sup>,其相对偏差为 24.6%;而对于 VI 度区,估计的 VI 度区小于调查烈度面积,其绝对差稍大,近 5000km<sup>2</sup>,但相对偏差只有 -24%。总体上估计的 VI 度及以上烈度区的面积约为 23540km<sup>2</sup>,而调查的面积约为 26584km<sup>2</sup>,两者偏差不大,约为 -11.5%。

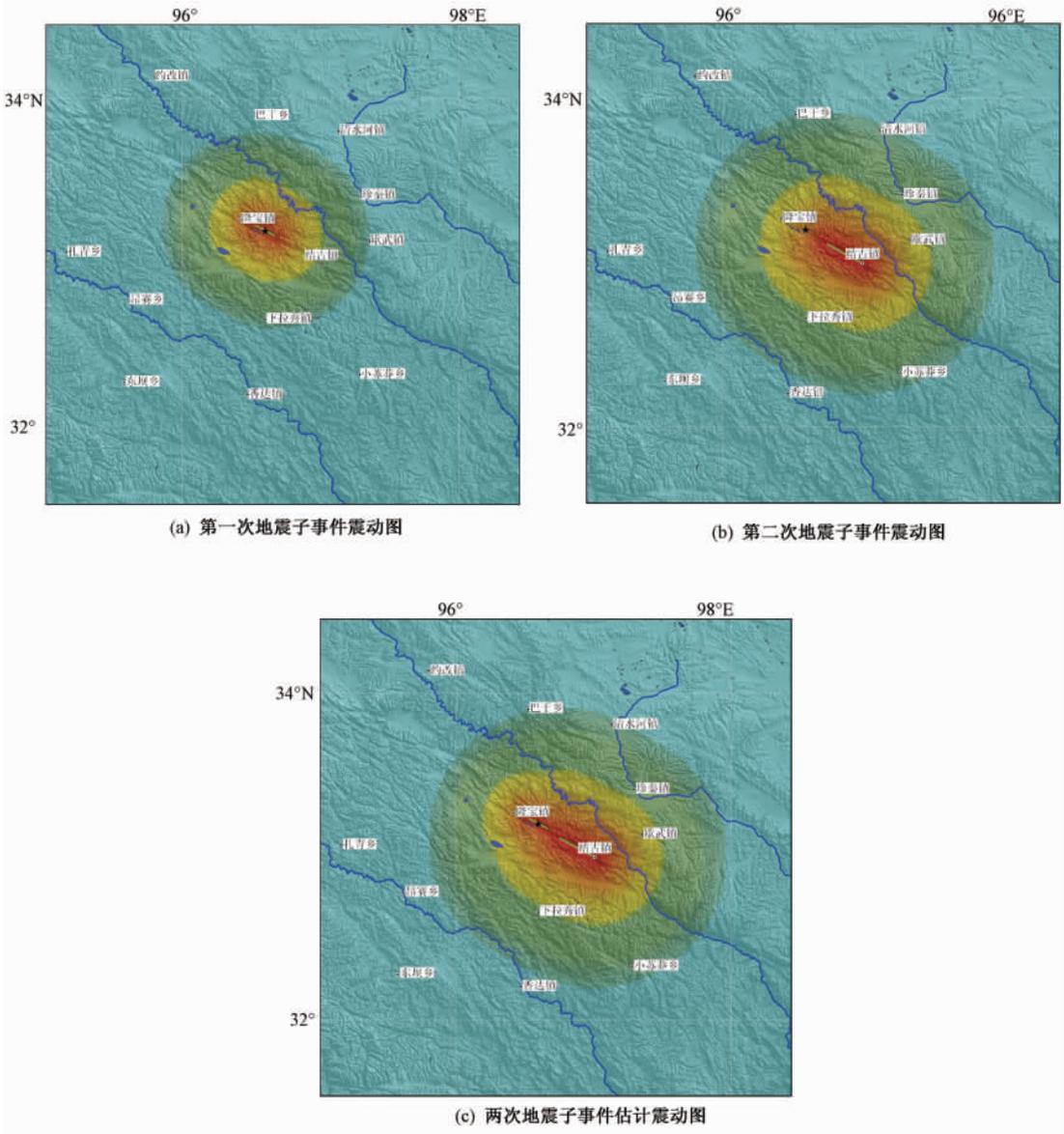


图6 基于主震震级分解的震动图  
图例同图4,绿色线为估计的破裂断层

调查烈度和基于震级分解估计的震动烈度对比研究表明,基于主震震级分解的震动图在VI以上烈度区比调查烈度面积稍大。估计烈度线比调查烈度线稍显胖圆,可能是因为估计震动图的线源模型使用的是地震动参数短轴方向衰减关系,这样估计值在长轴方向上衰减较快,而在短轴方向上可能因为地形效应使得地震波衰减较快(刘爱文,2010)。另外两者面积的最大相对偏差出现在VIII度区,在空间分布上主要出现在震中东南方向,这可能是因为调查烈度与承灾体的分布有关。也就是说我们估计的震动烈度(峰值加速度值)虽然在震动程度上达到了该烈度的震动条件,但该处没有承灾体,那么其调查烈度也就不可能达到

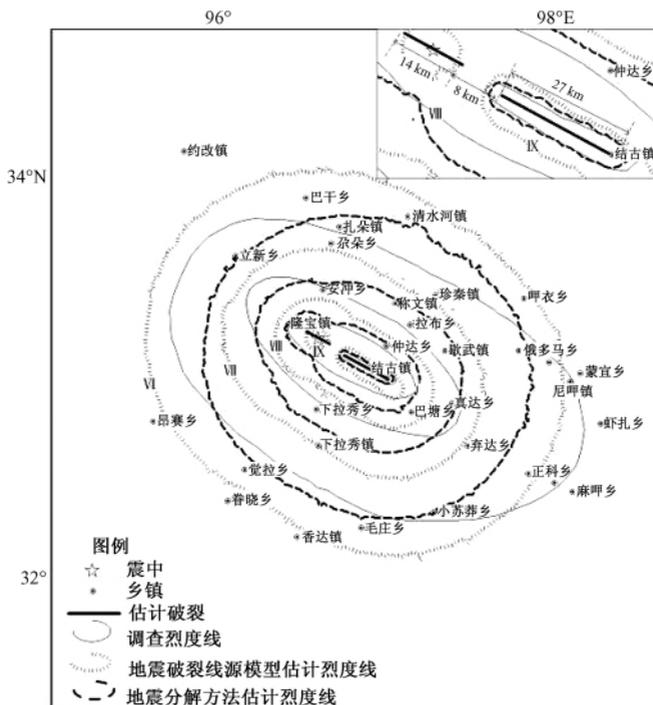


图7 估计烈度线与调查烈度线的比较

其中黑色粗虚线为基于震级分解的震动烈度线,黑色细虚线为基于地表破裂方法估计的震动烈度线,黑色细实线表示调查烈度线,震中地区黑色粗实线表示依据上一节震级分解研究所确定的两次地震子事件的破裂长度。

相应的烈度。

## 5 结语

为在缺少实时台站数据的情况下,研究震后地表震动分布图,本文尝试从震源方面做某些约束,以提高震动图的精度。由于青海玉树地震的发震断层近似直立(倾向 $83^\circ$ ),使用基于地表破裂的线源发生模型和基于主震分解方法生成震动图。将两种方法生成的震动图与调查烈度进行比较,认为基于主震震级分解方法在震后的可用于应急决策和灾情快速评估。

客观上讲,基于主震震级分解的震动图生成方法,降低了青海玉树地震的震级,随后的生成震动图所使用的衰减关系也缺乏合理性保障。但是衰减关系的统计回归并不取决于震源破裂过程,而是基于对多次地震主震震级进行的统计,假定地震都是单脉冲形式。然而大地震往往都是经历了多次破裂,而中、小地震则是单次破裂居多。多次破裂情况下,震源处发出的位移脉冲可能分裂为几个峰,使得最大脉冲幅度降低,而脉冲下面包含的面积与单脉冲相同,脉冲包含的面积又与地震矩成正比,这就形成了地震矩很大,但最大脉冲振幅不大(陈培善,1999b)的现象,而衰减关系中并没有考虑到这种复杂情况。而将具有明显时间和空间分区特征的震源破裂过程看成若干地震子事件的过程,实际上更加合理地分配了主震的能量,所以能更好地在震源方面做出约束,进而更准确地反映地面的震动情况。

本文在震源方面对震动图进行约束,比较准确地反映了大震近场的震动情况。而对于远场地震动的分布,因为其受震源的控制影响减弱,估计的 VI 区面积比实际调查烈度偏小,可能是远场烈度与两次地震子事件所增加的持时有关。对于远场的震动情况,应该从台站数据或者据主震震级 ( $M_S 7.1$ ) 的衰减对震动情况加以控制。

### 参考文献

- 陈鲲、俞言祥、高孟潭 2010,考虑场地效应的 ShakeMap 系统研究,中国地震 26(1),92~102。  
陈鲲、俞言祥、高孟潭 2011,2010 年 4 月 14 日青海玉树地震震动图,中国地震 27(1),99~102。  
陈立春、王虎、冉勇康等 2010,玉树  $M_S 7.1$  级地震地表破裂与历史大地震,中国科学 55(13),1200~1205。  
陈培善、白彤霞,1991,震源参数之间的定量关系,地震学报 13(4),401~411。  
陈培善、李保昆、白彤霞,1999a,中国强地震动位移衰减关系的研究,地球物理学报 42(4),495~507。  
陈培善、李保昆、白彤霞,1999b,中国强地震动速度衰减研究,地球物理学报 42(3),358~370。  
胡聿贤 2006,地震工程学,106,北京:地震出版社。  
刘爰文 2010,50t 科学爆破振动的衰减特征及地形效应,爆炸与冲击 30(1),21~26。  
刘超、许力生、陈运泰 2010,2010 年 4 月 14 日青海玉树地震快速矩张量解,地震学报 32(3),366~368。  
汪素云、俞言祥、高阿甲等 2000,中国分区地震动衰减关系的确定,中国地震 16(2),99~106。  
张勇、许力生、陈运泰 2010,2010 年青海玉树地震震源过程,中国科学 40(7),819~821。

## Research on ShakeMap for Yushu earthquake in Qinghai based on source process

Chen Kun Yu Yanxiang Gao Mengtan Lv Hongshan

Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China

**Abstract** In the absence of real-time data of the stations after the earthquake, this paper attempts to make some constraints from the source in order to improve the accuracy of ShakeMap. The causative fault of the Yushu earthquake is approximately vertical (dip  $83^\circ$ ), and the source process in time and space was distinctly dispersive. On the basis of the line source model of surface rupture and the magnitude decomposition method of main shock, we generate the ShakeMaps which takes the site effect into consideration. We compare the ShakeMaps of the above methods with intensity of investigation. The result shows that magnitude decomposition method of main shock based on source process, considering Shakemap of each sub-event, is feasible for disaster emergency response, decision-making and rapid disaster assessment after the earthquake.

**Key words:** ShakeMap Source Process Source Time Function Surface rupture Shaking Intensity