

基于合成地震动的震区烈度划分^{*}

崔建文¹, 卢大伟², 高 东¹, 李世成¹

(1. 云南省地震局, 昆明 650224 2. 地壳运动监测工程研究中心, 北京 100080)

摘要: 破坏性地震发生后, 迅速提供烈度分布情况对救灾工作非常重要。2001 年云南永胜地区发生 $M_s 6.0$ 地震, 布设在永胜期纳台的强震动仪记录到了这次地震。利用随机有限断层法对期纳台的强震动进行了合成, 经与实际记录对比认为, 合成的地震动较好地反映了真实地震动的主要特征。进一步对震区内 169 个虚拟观测场点的地震动进行合成, 然后利用模糊评定方法由合成地震动计算了震区各虚拟观测场点的仪器烈度, 并对震区仪器烈度进行了划分。经与震区烈度实际调查结果对比, 认为利用合成地震动划分震区仪器烈度是可行的。

关键词: 有限断层法; 地震动合成; 仪器烈度划分; 模糊评定; 永胜地震

中图分类号: P315.2 文献标志码: A 文章编号: 1000-0666(2008)04-0388-06

0 引言

破坏性地震发生后, 为争取时间开展紧急救援, 人们迫切需要了解遭受破坏可能最严重的地区以及震害的可能分布情况。在我国, 目前获取这些信息的主要途径是震害考察和评估, 但这项工作往往需要几小时到几天的时间, 不利于救援行动及时、有效地开展。为了实现快速地震应急响应, 美国在 1994 年北岭地震后, 开始在南加州强震动台网 (TRinet) 的基础上构建地震动强度 (烈度) 速报系统 (ShakeMap)^① (Wald 等, 1999), 一旦网内发生有感地震, 该系统可在 10 分钟之内快速提供峰值地面加速度、速度和仪器地震烈度分布图。日本、中国台湾地区 and 土耳其也建立了相同的系统^{②③}。中国在“九五”、“十五”期间, 在 5 个大城市建立了类似的速报系统 (周庸年, 2006; 崔建文, 2006)。但地震动强度 (烈度) 速报系统的建立必须基于密集的强震动观测台站, 而这在我国很多的地震多发地区常常是做不到的。因此, 有必要研究如何在现有条件下建

立地震烈度速报系统。

要形成震区的地震动强度 (烈度) 分布, 首先需要获取震区内一定密度场点的地震动 (时程、峰值) 或者烈度值。在缺乏实际观测记录的情况下, 地震发生后估计地震动强度 (烈度) 分布的途径目前有两种 (泽仁志玛等, 2006; 李山有等, 2002; 曹彦波等, 2007), 一是利用震区的地震动衰减关系, 二是合成场点的地震动。用地震动衰减关系建立烈度分布, 在我国的一些应急系统中已有应用 (曹彦波等, 2007), 但由于目前的地震动衰减关系大多是大区域上的统计结果, 并且是以点源为统计对象, 因此, 实际应用时只能给出粗略的估计, 在微观震中与宏观震中不一致时, 将出现大的偏差。由于理论研究和实际应用的需要, 地震动的合成一直是地震学和地震工程研究的热点问题, 目前已发展了多种地震动合成方法, 其中经验格林函数法 (Harze11 1978; Irikura 1983) 被认为是最有效的方法。该方法将主震发生的过程视为震源破裂面上一系列子源 (点源) 按一定方式破裂的过程, 这些子源在观测点上响应的叠加就构成了主震地震动的响应。由于实际

* 收稿日期: 2008-07-02.

基金项目: 云南省科技计划项目社会事业发展专项“城市地震安全关键技术应用与示范研究”(2007CA002)与云南省中青年学术技术带头人后备人才培养计划(2004PY01-26)联合资助。

- ① Wald D C, Worden B, Quijano V, et al. 2002. ShakeMap: Its Role in Pre-Earthquake Planning and Post-Earthquake Response and Information. SM P02. Seminar on Utilization of Strong Motion Data.
- ② Erdik M, Ozel O, Fehin Y, et al. 2006. Istanbul Earthquake Early Warning and Rapid Response System. Third International Conference on Earthquake Warning Bonn, Germany.
- ③ Doi K. 1999. Real Time Provision of Earthquake Information in Japan. Technical Memorandum of Public Works Research Institute NO. 3737. 49-57.

的子源无法确定, Hartzell (1978) 采用位于破裂面上、与主震机制相似的余震的地震动来近似这些子源响应, 建立合成地震动的经验格林函数。由于余震记录包含了震源破裂特征、传播途径和场地条件的影响, 所以合成的主震记录自然也包括了这些复杂条件的影响。但该方法无法在缺乏余震记录的地区使用。

随机有限断层法的提出解决了经验格林函数法中对余震记录的要求 (Atkinson等, 1997; Beresnev等, 1997; 王国新, 2001)。该方法仍然将主震的破裂过程视为破裂面上一系列子源破裂的结果 (Beresnev等, 2001), 但基于 Brune (1970) ω^2 源模型, 用随机的方法产生具有 ω^2 源模型特征各子源的地震动并叠加, 产生具有主震震源破裂特征的主震合成地震动。这一方法已被用于估计世界上许多地区的地震动参数, 在多次大震地震动的模拟中显示出良好的效果 (Atkinson等, 2002; Castro等, 2001; Zafeiria等, 2003; 石玉成等, 2005)。

在获取场点的地震动后, 如何对应给出场点的地震烈度? 目前计算地震烈度的方法主要可分为统计回归法和模糊评定法两类 (袁一凡, 1998; 李山有等, 2002; 郝敏等, 2005)。前者通过统计回归建立地震烈度与地震动峰值加速度、卓越频率和持时的函数的关系。由于烈度与地震动参数之间的关系不确定性非常大, 在许多实际应用中, 仅考虑了在 10 Hz 范围内的烈度与地震动峰值加速度的关系。考虑到宏观烈度定义的模糊性, 人们又引入了模糊评定方法来构建地震烈度与地震动参数之间的关系。与简单的统计回归方法相比, 模糊评定方法不但考虑了宏观烈度的模糊性, 而且容易将更多的地震动参数纳入到评定系统中, 因此, 该方法应该能更好地反映地震动与地震烈度之间的内在联系。

在 2001 年云南永胜 6.0 级地震中, 仅有一个布设在永胜县期纳镇的强震动观测仪获得了主震和 1 次 $M_L 4.0$ 余震的地震动记录 (张建国等, 2004)。为获取震区内地震动的分布, 笔者采用 Beresnev 等 (1998) 改进的随机有限断层法合成场点的地震动。为确定合成的效果, 我们首先合成了期纳场点的主震记录, 通过与实际记录的对比, 不断调整合成计算中的有关参数, 使两者的吻合达到最佳, 在此基础上合成了震区内多个场点

(在震区内规划了 169 个虚拟观测场点) 的地震动; 然后, 采用袁一凡 (1998) 的模糊评定方法, 综合地震动峰值加速度、频谱特征、持时和反应谱的影响, 计算各场点的仪器烈度, 进而绘制震区的仪器烈度分布图。

1 方法

1.1 随机有限断层法

笔者采用以 Brune (1970) ω^2 模型为基础, 并经 Beresnev 等 (1998) 改进的随机有限断层法。该方法将地震的破裂过程视为一系列子源破裂的结果, 这些子源的震源谱均符合 ω^2 模型:

$$S(\omega) = \frac{M_0}{1 + \left(\frac{\omega}{\omega_c}\right)^2} \quad (1)$$

式中 $\omega_c = 2\pi f_0$, f_0 为拐点频率, 且 $f_0 = \frac{v_p}{\pi \Delta L}$, β 是 S 波波速; ΔL 是子源的尺度; v_p 是破裂速度与 S 波波速的比值, 通常为 0.8。

在观测点, 子源产生的地震动谱强度为

$$FA(\omega) = 2\omega^2 CS(\omega)G(R)P(\omega)D(R\omega)A(\omega) \quad (2)$$

式中 R 为震源距, $G(R)$ 为几何衰减函数; $P(\omega)$ 为近地表高频衰减效应, 采用 4 阶 Butterworth 滤波器 (Boore, 1983); $D(R\omega)$ 为非线性衰减函数, 取 $D(R\omega) = \exp\left(-\frac{\omega R}{2QB}\right)$; Q 为品质因子; $A(\omega)$ 为场地影响函数; C 为比例系数, 由下式确定:

$$C = \frac{R^{\beta_p} FV}{4\pi \rho \beta^3} \quad (3)$$

式中 R^{β_p} 反映了震源辐射模式和台站方位效应, F 为自由地表放大效应, V 为地震能量的水平分量系数, ρ 和 β 分别代表震源处介质的密度和剪切波速。

将地震动加速度视为有限带宽、有限持时的白噪声, 用随机方法产生子源在场点的相位谱, 从而计算出场点处子源的地震动时程。根据设定的破裂模式、破裂传播速度及传播模式, 可按

$$a(t) = \sum_{k=1}^{n_1} \sum_{m=1}^{n_w} \sum_{n=1}^{n_s} \alpha_{kmn} (t - t_{kmn}) \quad (4)$$

叠加各子源的地震动时程, 得到所需的结果。式

中， n_l 、 n_w 分别为沿断层面长度和宽度划分的子源数量， n_s 为各子源的触发次数， t_{lag} 为考虑了破裂模式等因素后确定的各子源的相对滞后时间。

1.2 仪器烈度计算

我们采用袁一凡（1998）提出的模糊评定方法计算仪器烈度。该方法将烈度评定范围分为 8 档： $< \text{IV}$ 、 IV 、 V 、 VI 、 VII 、 VIII 、 IX 和 $> \text{IX}$ 。参与评定的主要地震动参数为：

（1）水平最大峰值加速度 A_h 、垂直峰值加速度 A_v 不作为独立的因子参与评定，而是用垂直峰值加速度和水平峰值加速度的比值作为一个独立的因子，当二者之比小于 0.3 时，烈度肯定小于 IX 度，因此它可以用来作否定权因子。

（2）地震动的卓越频率。由傅氏谱的卓越频率确定。

（3）20%相对持时（最初和最后达到峰值的 20%的两点间时间）。

（4）1 Hz、2 Hz、5 Hz、8 Hz 四点的反应谱值，其中 1 Hz、5 Hz 所占的权重最大。

2 永胜地震主震记录的合成

2.1 地震及观测台站概况

2001 年 10 月 27 日，永胜发生 $M_s6.0$ 地震，距震中 10.2 km 的期纳强震动台获取了主震记录。表 1 给出了这次地震和期纳强震动台的基本参数。

表 1 地震及观测台站参数

震级	台站位置	震中位置	震源深度
$M_{s6.0}$	$26^{\circ}18'25.22''\text{N}$	$26^{\circ}14'\text{N}$	15 km
	$100^{\circ}36'54.6''\text{E}$	$100^{\circ}34'\text{E}$	

震源区处在盐源—丽江台缘带与川滇台背斜两个 I 级大地构造单元分界的程海断裂带上。发震断层对应于程海断裂宾川—金沙江段，走向 303° ，倾角 34° ，为单侧破裂左旋走滑型断层（周光全，2002）。

期纳台位于程海断裂形成的期纳盆地，地表覆盖第四系冲洪积层，厚达 800 余米，盆地上部岩性以粘土为主，夹砂砾石，下部为砂砾卵石与粘土互层（张建国等，2004）。

2.2 计算参数

采用 Beresnev 等（1998）编制的 FNSM 程序合成地震动。计算中需要确定地震破裂面、破裂

方式等特征，以及子源的尺度等参数。根据相关研究（张建国等，2004），计算参数确定如表 2。

表 2 基本参数

断层走向和倾角	$303^{\circ}, 84^{\circ}$
断层尺度 / km ²	12×4
断层上界面埋深 / km	15
地震矩 M_0 / N·m	5.54×10^{17}
应力降 $\Delta\sigma$ / 10^5 Pa	40
子断层尺度 / km ²	2×2
S 波速度 β / km·s ⁻¹	3.28
介质密度 ρ / g·cm ⁻³	2.8
破裂速度 / km·s ⁻¹	$0.8 \times \beta$
子源地震矩 / N·m	3.2×10^{16}
需要叠加的子源数量	17
持时模型	$t_R = -2.28 + 0.35M + 0.663 \lg(R + 15) + 0.21$
Q 值模型	$Q = 102.6 f^{0.687}$
几何衰减模型	$1/R$
高频截止频率 f_m / Hz	8

持时计算采用霍俊荣（1989）的模型。需要说明的是，期纳台位于盆地中，盆地中的地震动持时比根据一般模型得到的持时要长，而且由于盆地构造的复杂性，很难提出一个对所有盆地都适用的通用持时模型。为使最终得到的持时基本符合实际记录的 95% 能量持时，我们对原持时模型进行了调整，对一些参数作了修改。该地区的 Q 值采用苏有锦（2006）的模型计算。高频截止频率采用式 $f_m = \frac{QR}{\pi R}$ 计算。断层的破裂速度取为 S 波波速的 0.8 倍。子源尺度基于 Beresnev 等（1998）提出的公式 $\lg L = -2 + 0.4M$ 计算，并通过多次试算来确定其大小。断层滑动模型由 FNSM 程序自动随机产生（图 1）。合成中需要叠加的子源个数 $N = \frac{M_0}{\Delta\sigma \Delta L} = 17$ ，而实际子源为 12 个，所以个别子源将被触发多次，体现了震源内介质的不均匀性。子源被触发的次数根据子源的断层错动量大小来确定。

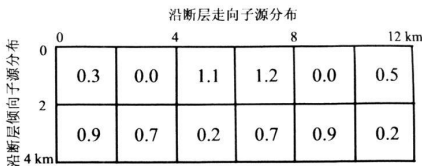


图 1 永胜地震子源分布及其滑动量

（方格为子源，其中数值表示滑动量，单位为 m）

2.3 场地效应

震区位于金沙江河谷地带，有近 800 m 厚的覆盖层，地表的放大效应比较显著，但地震动的合成是以基岩为对象的，所以需要对其进行修正

(Hrubý等，2003)，以反映实际场地上的地震动情况。李白基（2005）利用 S 波线性反演场地放大的方法，给出了期纳盆地相对于永胜基岩台的放大（表 3）。

表 3 场地放大

频率 /Hz	1.5	3.0	4.5	6.0	7.5	9.0	10.5	12.0	14.0	16.0	18.0	20.0
放大倍数	1.8	2.0	2.1	1.9	1.6	1.5	1.3	1.25	1.2	1.15	1.1	1.0

2.4 主震记录合成及分析

基于上述参数，采用 FNSM 计算程序（Beresnev等，1998），并经场地影响校正，得到了如图 2 所示的计算结果。图 3 给出了两个水平向的实际观测记录，图 4 是实际观测记录与合成结果反应谱的对比。可以看到，合成的记录在持时、强度、包络线上以及反应谱的整体谱形上与实际记录基本相似，表明采用随机有限断层法合成地震动基本上是可行的，但在 1 Hz 以下，差异逐渐增大，即合成的地震动低频成分不足。

3 利用合成地震动实现永胜地震震区烈度划分

3.1 震区各场地地震动合成

基于地震动记录划分震区烈度，需要获取震区内一定分布密度的场点的地震动记录。由于没有实际的观测资料，本文采用随机有限断层法合成所需的记录。

为此，首先在 25.95° ~ 26.6° N 100.2° ~ 100.85° E 的震区范围内以 0.05° 的间隔划分网格，将网格节点视为虚拟的强震动观测点，按上节确定的地震震源、破裂和子源等参数合成各虚拟场点上的地震动记录，共计算了 169 个虚拟场点。由于没有各虚拟场点场地效应的相关资料，因此，对合成的地震动记录没有进行场地校正。

3.2 震区烈度划分及结果分析

采用袁一凡（1998）的模糊评定方法，由各虚拟场点的合成地震动计算其仪器烈度，并绘制出等烈度线图（图 5）。图中还给出了实际震害考察的烈度评定结果。

由图 5 可以看到，仪器烈度等值线与考察结果基本相符，但前者的 VII 度区更小，且整个烈度圈向西北偏，长轴为 NW 向，而现场调查得到的等烈度线的长轴方向为 NNE，与程海断裂的方向基本

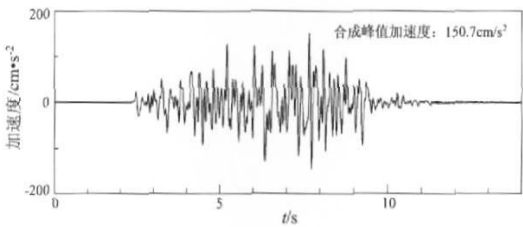


图 2 合成的加速度时程

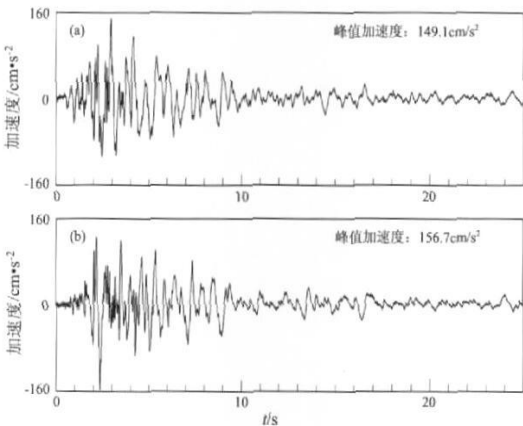


图 3 期纳强震动台获取的加速度记录时程

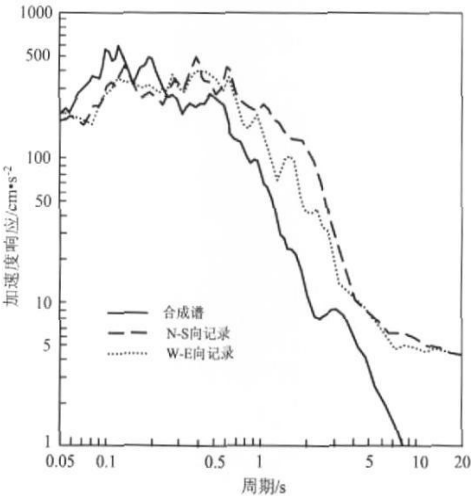


图 4 观测记录和合成结果的加速度反应谱(h=5%)

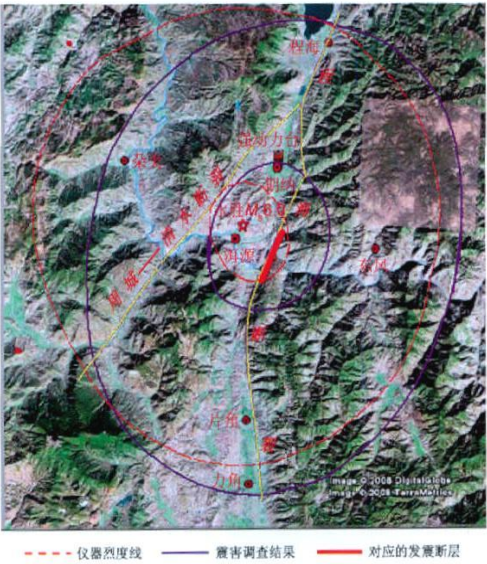


图 5 烈度等值线

平行。产生这一差异的原因可能是，期纳盆地由程海断裂形成，南北狭长，盆地内覆盖较厚的第四系冲洪积层，对地震动有强烈的影响（秦嘉政，2005）。现场调查的结果也反映了场地条件对震害的强烈影响。在本文的地震动合成计算中，由于没有对合成的地震动作局部场地的影响校正，未包含局部场地的影响，因此相应的仪器烈度分布呈现出与震源破裂方向相一致的特性。

4 结语

笔者采用随机有限断层法首先合成了永胜 $M_s6.0$ 地震的主震记录，结果表明，该方法能较好地反映实际地震动的主要特征；进一步又合成了震区内 169 个虚拟场点的地震动并计算了各虚拟场点的仪器烈度，绘制了震区仪器烈度等震线。通过将其与实际震害调查结果进行对比，认为该方法是可行的。

虽然相比于利用地震烈度速报台网实现烈度速报，通过合成地震动实现震区烈度的划分可能需要花费更长的时间，但仍可在一个小时内完成相关的计算，这又比通过实际震害考察确定震区烈度要快得多。受观测资料的限制，本文仅用了一个台的观测记录来确定合成地震动的参数，实际上仅用一个台站的记录是不充分的，应采用位于断层不同方位多个台站的主震记录。此外，这一方法的应用还存在两个问题，一是地震破裂的

规模，以往均是通过震区对余震的观测，从余震的展布确定，而余震展布的确定需要较长的时间；二是局部场地往往对实际地震动会产生较大的影响，因此，应在合成的地震动中加以考虑，但是如果震前没有虚拟场点的场地影响资料，要在震后短时间内开展这项工作也是不可能的。因此，要应用本文的方法实现震区烈度的快速划分，为灾区紧急救援提供可靠的依据，需要有计划地在一些地震多发区开展工作，比如，对今后震区内可能发生地震的类型、破裂方式、规模等地震参数开展相关研究，建立相应的震区有限断层模型数据库；规划震区的虚拟场点并研究这些场点的地震动影响，建立虚拟场点地震动影响资料库。这样，一旦地震发生，就可以快速合成虚拟场点地震动并计算出仪器地震烈度。

本文地震动合成的 FNSM 程序由美国爱荷华州立大学的 Igor A. Beresnev 教授提供，在此表示感谢。

参考文献：

曹彦波，李永强，曹刻，等. 2007. 云南数字等震线模型在 2007 年宁洱 6.4 级地震预评估中的应用研究 [J]. 地震研究，30 (4): 389—394.

崔建文. 2006. 新的云南强震动观测网络 [J]. 地震研究，29 (增刊): 453—458.

郝敏，谢礼立，徐龙军. 2005. 关于地震烈度物理标准研究的若干思考 [J]. 地震学报，27 (2): 230—234.

霍俊荣. 1989. 近场地面运动衰减规律研究 [D]. 北京：中国地震局工程力学研究所.

李白基，秦嘉政，叶建庆，等. 2005. 云南永胜期纳盆地的场地放大 [J]. 地震研究，28 (2): 157—161.

李山有，金星，陈先，等. 2002. 地震动强度与地震烈度速报研究 [J]. 地震工程与工程振动，22 (6): 2—8.

秦嘉政，皇甫岗，钱晓东. 2005. 云南强震活动与预测方法研究——场地放大对等震线走向的影响 [M]. 昆明：云南科技出版社.

石玉成，陈厚群，李敏，等. 2005. 随机有限断层法合成地震动的研究与应用 [J]. 地震工程与工程振动，25 (4): 18—23.

苏有锦，刘杰，郑斯华，等. 2006. 云南地区 S 波非弹性衰减 Q 值研究 [J]. 地震学报，28 (2): 206—212.

王国新. 2001. 强地震动衰减研究 [D]. 北京：中国地震局工程力学研究所.

袁一凡. 1998. 由地震动三要素确定地震动强度（烈度）的研究 [R]. 北京：国家地震局工程力学研究所.

泽仁志玛，陈会忠，何加勇，等. 2006. 震图快速生成系统研究 [J]. 地球物理学进展，21 (3): 809—813.

张建国，秦嘉政，乔森. 2004. 2001 年云南永胜 6.0 级地震观测与

- 研究 [M]. 昆明: 云南科技出版社.
- 周光全, 王晋南, 王绍晋, 等. 2002. 永胜 6.0 级地震的地质构造背景及发震构造 [J]. 地震研究, 25 (4): 356—361.
- Atkinson G M, Beresnev I A. 2002. Ground Motion at Memphis and St Louis from $M_{\text{w}} 5-8.0$ Earthquakes in the New Madrid Seismic Zones [J]. BSSA, 92 (3): 1015—1024.
- Atkinson G M, Boore D. 1997. Stochastic point-source modelling of ground motions in the Cascadia Region [J]. Seism Res Lett, 68 (1): 74—85.
- Beresnev I A, Atkinson G M. 1997. Modeling finite-fault radiation from the ω^2 spectrum [J]. BSSA, 87 (1): 67—84.
- Beresnev I A, Atkinson G M. 1998. FNSM—a FORTRAN program for simulating Stochastic Acceleration Time Histories from Finite Faults [J]. Seism Res Lett, 69 (1): 27—32.
- Boore D M. 1983. Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra [J]. BSSA, 73 (6A): 1865—1894.
- Castro R R, Pacor F, Franceschina G, et al. 2008. Stochastic strong-motion simulation of the Umbria-Marche earthquake of September 1997 ($M_{\text{w}} 6$): comparison of different approaches [J]. BSSA, 98 (2): 662—670.
- Hartzell S H. 1978. Earthquake aftershocks as Green's functions [J]. Geophys Res Lett, 5: 1—4.
- Hrubý C E, Igar A. 2003. Beresnev Empirical Corrections for Basin Effects in Stochastic Ground Motion Prediction Based on the Los Angeles Basin Analysis [J]. BSSA, 93 (4): 1697—1690.
- Irikura K. 1983. Semiempirical estimation of strong ground motions during large earthquakes [J]. Bull Disast Prev Res Inst, Kyoto Univ., 33: 63—104.
- Wald D J, Quinoriano V, Heaton T H, et al. 1999. Trinet “shakemaps”: rapid generation of peak ground motion and intensity maps for earthquakes in southern California [J]. Earthquake Spectra, 15 (3): 537—556.
- Zafreia R, Beresnev I A. 2003. Stochastic Finite Fault Modeling of Ground Motions from the 1999 Chi-Chi Taiwan Earthquake Application to Rock and Soil Sites with Implications for Nonlinear Site Response [J]. BSSA, 93 (4): 1691—1702.

Intensity Zoning for Earthquake Area Based on Synthesized Ground Motions

CUI Jianwen¹, LU Dawei², GAO Dong¹, LI Shicheng¹

(1. Earthquake Administration of Yunnan Province, Kunming 650224, Yunnan, China)

(2. National Earthquake Infrastructure Service, CEA, Beijing 100036, China)

Abstract

It is very important to supply timely seismic intensity zoning for disaster relief after a devastating earthquake. In 2001, an earthquake with $M_{\text{w}} 6.0$ occurred in Yongsheng, Yunnan, and the strong ground motion was recorded by a strong motion seismograph at the town of Qina. In this paper, we use stochastic finite fault method to simulate the ground motion at Qina, and compare it with the observational recording, finding that the simulated acceleration time history reflects the main features of actual seismic motion. Furthermore, we layout 169 virtual stations in the earthquake area and synthesize the ground motions of these virtual stations, then evaluate the instrumental seismic intensity of every virtual station based on the seismic motions applying fuzzy method, and obtain the isolines of instrumental intensity for the earthquake area. The comparison of it with real seismic intensity map shows the method is feasible.

Key words: finite fault method; synthesized ground motion; zoning of instrumental seismic intensity; fuzzy evaluation method; Yongsheng earthquake