

doi:10.3799/dqkx.2016.125

基于包络的汶川大地震高频地震波辐射 区域反演及近场加速度合成

尹得余^{1,2}, 刘启方^{1,2*}

1. 中国地震局工程力学研究所, 黑龙江哈尔滨 150080

2. 中国地震局地震工程与工程振动重点实验室, 黑龙江哈尔滨 150080

摘要:合理地估计汶川破坏区域的地震动有助于地震灾害的研究。通过利用芦山地震记录建立的加速度包络衰减关系和汶川地震近场30个台站的加速度包络,基于线源模型,采用差分进化方法反演了汶川地震断层面上高频(>1 Hz)辐射区域分布。结果表明:断层面上高频辐射分布很不均匀,辐射较强的区域主要位于:(1)产生较大地表破裂的映秀、北川和南坝区域;(2)映秀和北川等凹凸体的周边区域,包括震中东北侧60~90 km区域、北川和南坝东北侧30 km处;(3)断层破裂停止的东北端约30 km长的区域。其中,破裂贯穿到地表的映秀、北川和南坝是低频和高频辐射都很强的区域。对于无观测记录场点,选择其临近且场地条件类似的台站加速度提取平稳随机过程,结合高频辐射分布和衰减关系得到的包络,合成了加速度时程,可为汶川地震结构震害分析提供地震动输入。

关键词:汶川地震;高频辐射区域反演;加速度包络衰减关系;差分进化;加速度记录合成;地震学。

中图分类号: P315

文章编号: 1000-2383(2016)10-1781-13

收稿日期: 2016-01-03

Estimation of High-Frequency Wave Radiation Areas of Wenchuan Earthquake by the Envelope Inversion of Acceleration Seismograms and Synthesis of Near-Field Accelerograms

Yin Deyu^{1,2}, Liu Qifang^{1,2*}

1. Institute of Engineering Mechanics, China Earthquake Administration, Harbin 150080, China

2. Key Laboratory of Earthquake Engineering and Engineering Vibration of China Earthquake Administration, Harbin 150080, China

Abstract: It's helpful for studying earthquake disaster by estimating seismic oscillation reasonably in Wenchuan area. Based on the line source model, the high-frequency (>1 Hz) wave radiation areas on the Wenchuan earthquake fault plane are inverted by the differential evolution method, using the acceleration envelopes attenuation relationship of Lushan earthquake and envelopes of 30 near-field stations acceleration seismograms in Wenchuan earthquake. The results indicate that the high-frequency wave radiation areas are very nonuniform, with most of the High-frequency waves radiated in: (1) the surface rupture areas, including Yingxiu, Beichuan and Nanba areas; (2) the areas close to the boundaries of the asperities, including that with epicentral distance from 60 to 90 km northeast of epicenter, and areas 30 km northeast of Beichuan and Nanba; (3) the area within 30 km length near the fault northeastern tip. Both high and low frequency wave radiation were much higher in areas with large surface rupture. Utilizing the inverted high-frequency wave radiation areas and the acceleration envelopes attenuation relationship, near-field accelerations are synthesized. The accelerations in areas with no seismic records are synthesized by the synthetic envelopes and a stationary stochastic process extracted from its near station with similar site conditions. The results could be used as the earthquake input for analyzing seismic damage of structures in Wenchuan earthquake.

Key words: Wenchuan earthquake; high-frequency wave radiation area inversion; acceleration envelopes attenuation relationship; differential evolution; synthetic acceleration; seismology.

基金项目:国家自然科学基金项目(Nos.91315301-10,51378479);黑龙江省留学归国科学基金项目(No.LC201403)。

作者简介:尹得余(1987-),男,博士研究生,主要从事震源破裂过程反演研究。E-mail: yindeyuim@163.com

* **通信作者:**刘启方, E-mail: qifang_liu@126.com

引用格式:尹得余,刘启方,2016.基于包络的汶川大地震高频地震波辐射区域反演及近场加速度合成.地球科学,41(10):1781-1793.

0 引言

2008 年 5 月 12 日发生在龙门山断裂带上的 $M_w 7.9$ 汶川大地震造成了巨大的人员伤亡和极其严重的工程震害。强震观测资料和震后烈度调查表明(袁一凡, 2008), 汶川地震强地震动的分布范围大, 影响范围广, 地震动空间差异大。震后不仅全球地震台网获得了大量记录, 中国数字强震动台网也获得了四川、甘肃和陕西等 17 个省市的 455 个台站记录, 在紧靠发震断层 100 km 范围内也有 37 个台站的三分量记录(Li *et al.*, 2010)。这些记录对于研究强地震动的特性、地震震源变化过程和工程结构破坏机理具有重要的意义。尽管震后获得了大量强震记录, 但相对于巨大的破坏区域而言, 记录仍是非常稀少的。如: 断层下盘所在的四川盆地一侧, 记录很少, 破坏最为严重的映秀和北川等地区均未获得观测记录。如何合理地估计破坏区域的地震动, 为结构的震害分析提供地震动输入是一个重要的研究内容。

震源破裂过程主要从低频和高频两方面研究。基于波形的长周期震源反演, 自 1980 年以来, 取得很大的进展, 利用该方法得到了大量的地震震源破裂过程。高频反演一般采用包络作为反演的数据。包络反演断层面上高频辐射, 假设断层为有限断层, 把断层划分为若干子断层, 可用理论方法和经验方法求子断层在台站产生的包络。理论方法有 Zeng *et al.* (1993) 采用的射线理论方法, Nakahara *et al.* (1998) 采用的辐射传递理论方法。经验方法有 Kakehi and Irikura (1996)、Hartzell *et al.* (1996) 利用经验格林函数求子断层产生的包络。经验格林函数由台站得到的小震记录做校正后求得。这种方法要求所选台站必须同时记录到大震和小震。研究高频辐射分布对模拟高频地震动具有重要意义。从建筑物的抗震方面, 大量工程结构的自振周期小于 1 s, 断层面上辐射的高频地震波对这些结构有重要影响。

采用上述方法, 一些研究人员分析了某些地震断层面上高频辐射的特点。结果表明: 断层面上高频地震波辐射强的区域通常位于断层面上大的凹凸体周边, 或断层的边缘区域(Zeng *et al.*, 1993; Kakehi and Irikura, 1996, 1997; Nakahara *et al.*, 1998; Nakahara, 2013), 这些结论符合断层动力破裂的理论研究结果(Madariaga, 1977)。其他一些研究表明, 断层面上高频辐射有不同的特点: Hartzell *et al.* (1996) 分析了 1994 年美国 Northridge 地震得到断层面上高频辐射主要产生于破裂的前 3 s; Kakehi

et al. (1996) 发现断层破裂到地表的区域, 高低频辐射都较强; Nakahara (2008) 发现 2003 年日本 Miyagi-ken Oki 地震断层面上高频与低频辐射区域既相互补充, 又相互重合。这些差异说明了震源破裂过程的复杂性, 使得不同地震断层面上高频辐射方式表现出不同的特点。关于断层面上高频辐射特点的研究还需要更多地地震实例作为补充。

Yamada and Heaton (2008) 把断层面取为一维线源模型。将断层面沿走向均匀划分为若干个子断层, 所有子断层用大小相同的小地震表示, 规定每个子断层只包含一个小地震。小地震在台站产生的包络不用理论方法或经验方法求得, 而是用统计的包络衰减关系求得。由包络反演方法求得了 1997 年台湾集集地震断层面的长度和破裂方向。此种方法得到台站的合成包络与观测包络符合程度比上述方法的差, 不能分析断层面上高频辐射特点, 但是可以求得近场任意场点的加速度包络。

本文采用 Yamada and Heaton (2008) 所用方法, 将断层面取为一维线源模型, 在此笔者做了一些修改, 假定子断层包含小地震的个数可为多个, 也可为零个, 来表示子断层高频辐射的强弱。子断层产生的包络, 通过余震加速度包络衰减关系求得。利用包络反演方法得到汶川地震断层面上高频辐射区域, 进而合成近场加速度时程。具体工作: 基于芦山地震加速度包络衰减关系和汶川地震近场 30 个台站的加速度包络, 采用线源模型, 利用差分进化方法反演汶川地震断层面上高频辐射区域和强度分布。芦山地震和汶川地震都发生在龙门山断裂带上, 采用芦山地震的加速度包络衰减关系, 包含了与汶川地震相近的传播介质影响, 且芦山地震获得的强震记录相对较多, 记录分布范围较广, 便于统计衰减关系。得到汶川地震高频辐射分布后, 即可合成近场加速度包络。为了合成无观测记录场点的加速度时程, 选取场点临近且场地条件类似台站的加速度记录, 提取其平稳随机过程, 由场点的合成包络和该平稳随机过程合成其加速度时程。

1 基于加速度包络的高频地震波辐射区域反演

利用加速度包络反演断层面上高频辐射分布的方法与利用波形反演断层破裂过程类似, 首先将断层划分为一系列的子断层, 假设每个子断层可以发

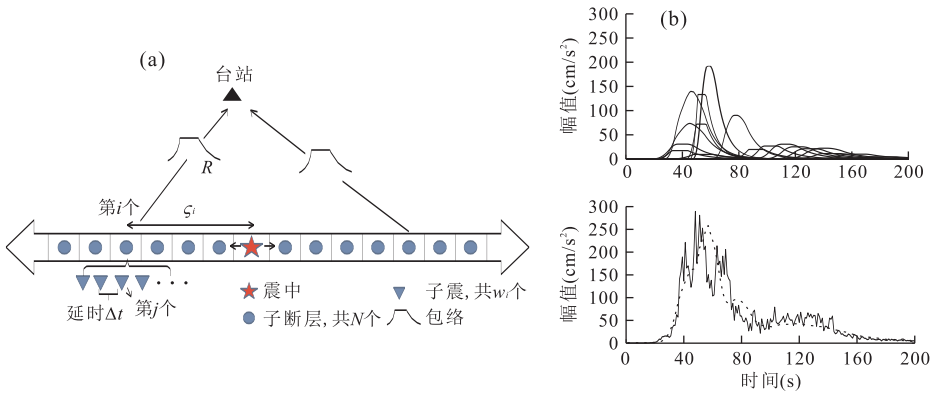


图 1 (a)线源模型示意图;(b)51AXT 台的東西向加速度包络

Fig.1 (a) Schematic diagram of the line source model. (b) Acceleration envelope of EW component at the station 51AXT
a.红色五角星表示震中,蓝色圆表示子断层,倒三角表示子震;b.右上图为线源模型中每个子断层在 51AXT 产生的包络,右下图为 51AXT 台观测包络及合成包络

生 w_i 次小地震。 w_i 值对应子断层高频地震波辐射的强弱,为待反演的量,当破裂到达子断层时,子断层内的小地震按照一定的时间间隔依次破裂辐射地震波,相邻小震的破裂延时为 Δt 。台站的合成包络可用所有小震产生包络平方和的平方根表示(Cocco and Boatwright,1993;Yamada and Heaton,2008),如式(1)所示:

$$E(R,t) = \sqrt{\sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^{w_i} E_{ij}^2(R,t-t_{ij})}, \quad (1)$$

式中: E 表示台站合成包络; E_{ij} 表示第 i 个子断层中第 j 次小地震产生的包络; N 表示子断层的个数。 t_{ij} 表示以发震时刻为参考,第 i 个子断层中第 j 次小地震产生的 P 波传到台站的时刻,等于第 i 个子断层的破裂到时 ξ_i/v_r 、第 i 个子断层中第 j 次小地震的破裂延时 $(j-1) * \Delta t$ 和第 i 个子断层到台站的 P 波传播时间 R/v_p 之和,如式(2)所示:

$$t_{ij} = \xi_i/v_r + (j-1)\Delta t + R/v_p, \quad (2)$$

式中: ξ_i 为第 i 个子断层到初始破裂点的距离; v_r 为破裂速度; R 为第 i 个子断层到台站的距离; v_p 为地下介质的 P 波传播速度。图 1 给出了线源模型下包络合成示意图。

断层模型建立后,选择断层附近的台站,由加速度记录计算其观测包络。由式(1)和(2)求出合成包络后,取目标函数如式(3)所示:

$$RSS = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^2 (AO_{ij} - AS_{ij})^2 / M_{ij\max}^2, \quad (3)$$

式中: AO_{ij} 和 AS_{ij} 分别表示第 i 个台站第 j 个分量的观测包络和合成包络,本文取东西和南北分量; n 为台站总数; $M_{ij\max}$ 表示第 i 个台站 j 分量观测包络的最大值。

本文采用效率较高的差分进化算法在目标函数取最小的情况下,反演子断层包含子震的分布 w_i 。差分进化算法的进化过程包括变异、交叉和选择,利用差分进化算法反演断层面高频辐射分布主要包括:(1)计算台站加速度记录的观测包络;(2)由差分进化算法生成若干组初始模型参数 w_i 的值;(3)由式(1)计算初始模型参数 w_i 对应的台站合成包络;(4)由式(3)计算残差并判断残差是否满足收敛条件,如果满足,则计算停止;否则,差分进化算法将对初始模型参数 w_i 通过交叉、变异和选择生成新的值,重复上述(2)到(4)步的过程直到残差满足收敛条件,求得最终的 w_i 值。

2 芦山地震包络函数及包络衰减关系

统计分析表明:强地震动时程大致由 3 段组成,第一段由弱到强的上升段,第二段相对平稳的强振动持续段,第三段由强到弱的衰减段。模拟地震动一般由平稳随机过程和一个随时间变化的强度包络函数构成。工程中常用的人工合成地震记录也是用强度包络函数来描述地震记录的非平稳过程(霍俊荣,

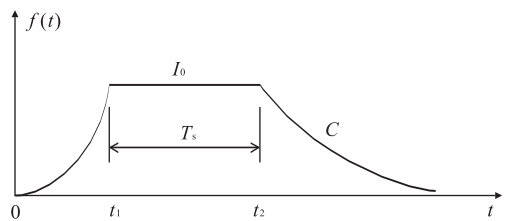


图 2 包络函数模型示意图

Fig.2 Schematic diagram of the envelope function model

表 1 芦山地震 43 个台站位置及震中距

Table 1 Locations and epicentral distance of the 43 stations of Lushan earthquake

台站代码	经度(E)	纬度(N)	震中距(km)	台站代码	经度(E)	纬度(N)	震中距(km)
51BXD	102.81°	30.37°	16.5	51DFB	101.48°	30.48°	142.9
51BXZ	102.89°	30.47°	21.8	51KDX	101.50°	30.04°	143.1
51BXM	102.71°	30.38°	25.7	51GLQ	102.77°	28.97°	147.8
51BXY	102.90°	30.53°	27.8	51SFB	104.00°	31.28°	149.1
51YAM	103.11°	30.07°	28.1	51MNV	102.28°	28.81°	177.1
51LSF	102.90°	30.02°	29.8	51HSS	103.42°	31.94°	190.0
51QLY	103.27°	30.41°	32.9	51MNC	102.24°	28.64°	195.3
51YAD	103.01°	29.98°	34.2	51MNA	102.17°	28.61°	201.2
51HYT	103.37°	29.91°	58.1	51MNV	102.18°	28.55°	207.2
51PJW	103.65°	30.30°	67.1	51MNT	102.16°	28.55°	208.3
51KDZ	102.18°	30.12°	77.1	51MNH	102.07°	28.46°	220.7
51XJW	102.64°	30.96°	81.4	51LBH	103.79°	28.44°	220.9
51HYQ	102.62°	29.58°	84.8	51JYH	104.61°	31.77°	228.6
51HYI	102.45°	29.65°	86.0	51LBD	103.57°	28.26°	232.8
51XJD	102.36°	31.00°	97.6	51MNL	102.19°	28.29°	233.9
51LDJ	102.21°	29.69°	98.1	51JYT	104.75°	31.78°	238.4
51KDT	101.96°	30.05°	99.1	51MNM	102.17°	28.20°	243.8
51DJZ	103.59°	31.02°	102.3	51MNZ	102.07°	28.20°	246.8
51PXZ	103.76°	30.91°	103.7	51JYW	104.78°	31.88°	248.8
51CDZ	104.09°	30.56°	113.4	51XCY	102.16°	27.74°	293.8
51HYW	102.90°	29.22°	118.2	51YYJ	101.96°	27.72°	301.9
51KDG	101.57°	29.96°	137.7				

表 2 包络衰减关系的回归系数

Table 2 Regression coefficient of attenuation relationship of envelope

方向	参数	C_1	C_2	C_3	R_0 (km)	ϵ
东西	t_1	-1.836	0.234	0.674	10	0.176
	I_0	-0.257	0.752	-1.721	10	0.247
	t_s	-2.036	0.295	0.573	10	0.137
	C	1.361	-0.221	-0.488	10	0.107
南北	t_1	-1.303	0.145	0.730	10	0.101
	I_0	-0.396	0.716	-1.523	10	0.211
	t_s	-2.073	0.334	0.439	10	0.129
	C	1.321	-0.242	-0.405	10	0.104

1989).三段式包络函数模型如式(4)所示:

$$f(t) = \begin{cases} I_0(t/t_1)^2 & t \leq t_1 \\ I_0 & t_1 < t \leq t_2 \\ I_0 e^{-C(t-t_2)} & t > t_2 \end{cases} \quad (4)$$

式中: I_0 表示平台段强度幅值; t_1 表示上升段和平稳段的分界点; t_2 表示平稳段与下降段的分界点,两者之差为强震平稳段的长度 t_s ;C表示衰减系数.图2为包络示意图.本文首先统计芦山地震加速度包络衰减关系.芦山地震发生后获得了大量的主震记录(温瑞智等,2013;张致伟等,2015).笔者选取质量较好的43个台站水平向加速度记录,高通滤波(>1 Hz)后统计包络衰减关系.台站位置及震中距见表1.

对选取的加速度记录做基线调整后,每0.1 s取绝对值的最大值作为该段的包络值,得到加速度观测

包络曲线.利用三段式包络函数(4)式来拟合包络曲线,得到包络参数 t_1 、 t_2 、 I_0 和 C .具体做法,首先规定强震平稳段的能量占整条地震记录能量的70%,即 $E(t_1) = 0.1E(\infty)$, $E(t_1) = \int_0^{t_1} a^2(t) dt$, $E(t_2) = 0.8E(\infty)$, $E(t_1) = \int_0^{t_2} a^2(t) dt$,其中 $E(\infty)$ 表示地震记录的总能量,由此确定 t_1 和 t_2 ,取目标函数如式(5)所示,利用差分进化算法,在目标函数最小原则下,求得最优的 I_0 、 C 的值:

$$RSS = \sum_{i=1}^T [f_i(I_0, c) - F_i]^2, \quad (5)$$

式中: T 为观测包络总点数,间隔 dt 为0.1 s; $f_i(I_0, c)$ 和 F_i 分别表示三段式包络和观测包络在 $i * dt$ 时刻对应的值.

包络参数确定后,就可得到观测记录的三段式包络.逐条记录求出包络参数后,按照式(6),采用最小二乘法分别拟合东西和南北向的包络参数与震中距 R 的关系.

$$\log Y = C_1 + C_2 M + C_3 \log(R + R_0) + \epsilon \quad (6)$$

式中: Y 表示包络参数 t_1 、 i_0 、 t_s 和 c ; m 表示震级,取6.6; R 表示震中距; ϵ 表示偏差; R_0 是与震级相关的近场距离饱和因子(霍俊荣,1989),取10 km,回归系数为 c_1 、 c_2 和 c_3 ,回归结果如表2所示.

根据喻烟(2012)给出的台站钻孔信息和中国地震局震害防御司(2008)给出的台站场地条件,芦山地震所用的43个台站中,有3个基岩台站,32个土层台站,属

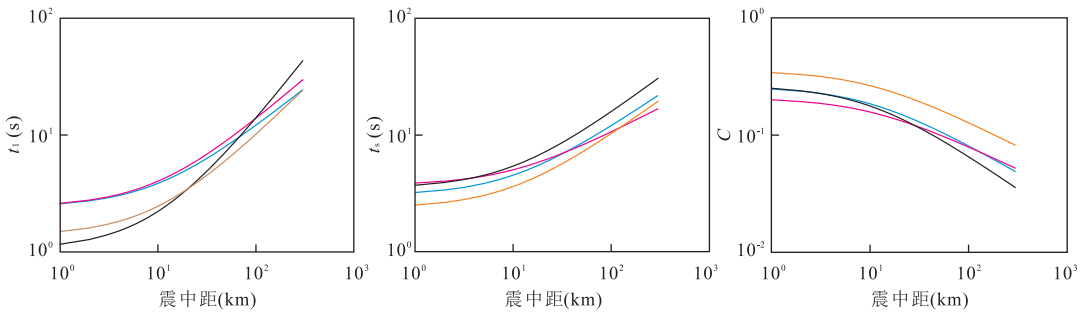


图 3 本文震中距与包络参数 t_1 、 t_s 和 C 的关系与霍俊荣(1989)、肖亮(2011)相应结果的对比

Fig.3 Comparison about the relation of envelope parameters t_1 , t_s and C to epicentral distance in the article, Huo(1989) and Xiao(2011)

黑色表示霍俊荣的结果,褐色表示肖亮的结果,红色表示本文南北向结果,蓝色表示本文东西向结果

于II类场地,8个台站场地条件未知.为了使统计结果更准确,笔者选取了基岩和场地条件未知的台站,但是大部分台站位于II类场地,得到的结果可以反映II类场地上台站加速度包络衰减趋势.霍俊荣(1989)选取美国西部水平向强震资料,分土层和基岩台站统计了包络衰减关系.肖亮(2011)统计了美国西部基岩场地水平向地震动的包络衰减关系.本文得到的结果与霍俊荣(1989)、肖亮(2011)的对比如图3所示.为了计算的需要,分东西和南北向记录进行分析.从图中变化趋势看,不同的研究结果基本一致.上升段参数 t_1 随震中距的增加而增加;100 km 内,东西向和南北向结果与霍俊荣(1989)、肖亮(2011)结果接近,差别较小;大于 100 km,随距离的增加,东西和南北向增长比霍俊荣的慢.平台段长度 t_s 随震中距的增加而变大;东西向结果随距离的变化与霍俊荣、肖亮的基本相同;南北向结果基本位于霍俊荣(1989)与肖亮(2011)的结果之间.衰减系数 C 随震中距的增大而减小;东西向的值小于肖亮的结果,两者变化率基本相同;南北向的结果接近霍俊荣(1989)的结果.本文得到的衰减关系,同一参数不同分量的变化趋势相同,幅值也接近.综合以上分析,相对于霍俊荣(1989)、肖亮(2011)的研究,本文是针对具体地震的包络进行统计,虽然数据量偏少,但是得到的参数变化趋势相同.

3 汶川地震断层面高频辐射反演

3.1 断层模型及近场记录选取

取汶川地震震中位置,经度:103.364°E,纬度:30.986°N(中国地震局数据).根据 USGS 的震源机制解,建立断层模型.走向为 229°,倾角为 33°,长度取 405.0 km,其中震中东北向337.5 km,西南向

67.5 km.为简化反演,不考虑断层的倾向,将断层取为线源模型,如图4所示.沿走向将断层均匀划分为若干个子断层,相邻子断层间隔为 ΔL ,每个子断层包含 w_i 个子震,每个子震相当于一个芦山地震 (M_w 6.6).子断层中子震位置相同,相邻子震存在破裂延时.每个子震在台站产生的包络由上节统计的包络衰减参数(表2)和三段式包络函数(式(4))及台站到子断层的距离确定.汶川地震所用台站,除 51CXQ,都属于 II 类场地(喻烟,2012).芦山地震和汶川地震所用大部分台站的场地类别相同.所以此

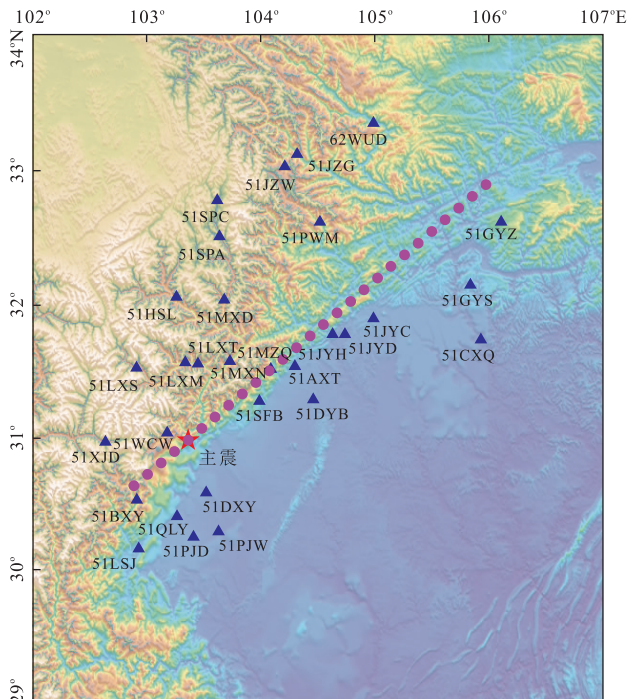


图 4 汶川地震线源模型及所用 30 个近场台站分布
Fig.4 Line source model of Wenchuan earthquake and the distribution of 30 near-filed stations

表 3 汶川地震 30 个台站位置及震中距、断层距

Table 3 The locations of 30 stations and their epicenter and fault distance

代码	经度(E)	纬度(N)	震中距(km)	断层距(km)	上盘	下盘
51WCW	103.18°	31.04°	18.0	16.1	是	
51DXY	103.52°	30.59°	46.9	43.9		是
51LXT	103.45°	31.56°	64.0	43.6	是	
51LXM	103.34°	31.57°	64.5	51.4	是	
51QLY	103.27°	30.41°	65.1	43.4	\	\
51BXY	102.91°	30.53°	66.4	10.8	\	\
51SFB	103.99°	31.28°	68.1	14.0	是	
51XJD	102.64°	30.97°	68.7	44.0	是	
51LXS	102.91°	31.53°	73.7	74.9	是	
51MXN	103.73°	31.58°	74.4	27.8	是	
51PJW	103.63°	30.29°	82.0	76.2	是	
51PJD	103.41°	30.25°	82.4	65.9	\	\
51MZQ	104.09°	31.52°	91.0	0.2	是	
51LSJ	102.93°	30.16°	101.1	49.3	\	\
51AXT	104.30°	31.54°	108.3	11.2	是	
51DYB	104.46°	31.29°	109.9	42.5	是	
51HSL	103.26°	32.06°	119.4	98.1	是	
51MXD	103.68°	32.04°	120.6	70.2	是	
51JYH	104.63°	31.78°	149.2	11.3	是	
51JYD	104.74°	31.78°	157.7	18.2	是	
51SPA	103.64°	32.51°	171.1	112.6	是	
51JYC	104.99°	31.90°	184.8	23.6	是	
51SPC	103.62°	32.78°	200.5	136.8	是	
51PWM	104.52°	32.62°	211.8	67.1	是	
51JZW	104.21°	33.03°	240.6	121.2	是	
51JZG	104.32°	33.12°	253.5	122.0	是	
51CXQ	105.93°	31.74°	257.9	95.8	是	是
51GYS	105.84°	32.15°	268.0	55.2	是	是
62WUD	104.99°	33.35°	304.0	99.7	是	
51GYZ	106.11°	32.62°	316.8	31.9	\	\

处由芦山地震记录统计得到的加速度包络衰减关系,来预测汶川地震台站的包络,包含了场地条件的影响。

30 个台站的位置及震中距、断层距和位于断层上下盘的情况如表 3 和图 4 所示.台站的上下盘位置参考 Li *et al.* (2010) 给出的划分方法,未标明上下盘的位于断层破裂前方或后方.51CXQ 属于 I 类场地,位于台站分布相对较少的断层东北段附近,为了限制反演结果,需要尽可能多的台站记录,所以选用 51CXQ 台站.在计算台站的加速度包络之前,首先对记录进行高通滤波(>1 Hz)处理,然后将记录 P 波到时校正为理论到时.P 波理论到时时为 P 波从震源传播到台站的时间,台站所在区域的 P 波速度结构依据赵珠和张润生(1987)给出的四川地区地壳上地幔速度结构.到时校正后,逐秒取加速度绝对值的最大值得到台站的观测包络。

3.2 模型可靠性和数据分辨率分析

建立线源模型后,子断层间隔的选取应考虑模型的可靠性和数据的分辨率.反演结果的可靠性和分辨率受所使用记录的数量及台站分布影响,数据量一定的情况下,参数太多,结果的可靠性难以保证(Aguirre and Irikura, 2003).为此研究人员利用检测板对模型的可靠性和数据的分辨率进行测试.取子断层间隔 ΔL 为 10 km、15 km 和 20 km,分别包含 40、27 和 20 个待反演参数.假设每个子断层最多有 12 个子震,取破裂速度 v_r 为 3.0 km/s,相邻子震的破裂延时取 1 s.对不同的 ΔL ,随机给每个子断层分配 0~12 个子震,产生一个震源模型.由式(1)求得子震在每个台站产生的包络,进而得到每个台站的合成包络,作为待反演的目标包络.为了测试可靠性,在目标包络上加上白噪声,白噪声最大值为目标包络最大值的 10%.利用本文方法反演有无噪声两种情况子断层包含子震的个数,结果如图 5 所示。

从图可见: ΔL 取 10 km 包含 40 个参数两种情况得到的结果与模型差别较大; ΔL 取 15 km 包含 27 个参数时,两种情况得到的结果基本相同,与模型相比,除在个别子断层处稍有差异,总体上很好的反映了输入模型; ΔL 取 20 km 包含 20 个参数时,两种情况的反演结果与初始模型几乎完全吻合.为了更精细的反演断层的高频辐射分布,本文选择子断层间隔 15 km,这一模型反演结果相对稳定且参数较多.模型包含 27 个子断层,其中震中东北侧 23 个子断层(包含震中处子断层),西南侧 4 个子断层。

3.3 破裂速度和相邻小震破裂延时的选取

断层破裂速度和相邻小震的破裂延时对反演结果有较大影响.为此,取破裂速度 v_r 分别为 2.6 km/s、2.8 km/s、3.0 km/s 和 3.2 km/s,小震的破裂延时分别为 0.6 s、0.8 s、1.0 s、1.2 s 和 1.4 s,共 20 种情况.子断层包含子震的个数 w_i ,经过尝试后最多取 12 个.对这 20 种情况,分别求得 w_i ,残差结果如表 4 所示.取残差最小值作为最终的结果.残差最小时 v_r 为 3.2 km/s, Δt 为 1.2 s,残差为 224.5. Hartzell *et al.* (2013) 利用远场长周期、近场和 GPS 观测资料反演汶川地震的破裂过程中,得到的最佳破裂速度为 3.0 km/s,本文的结果略高,可能与反演资料不同有关。

3.4 反演结果分析

取残差最小的组合反演的子断层包含子震的分布如图 8 所示.残差变化趋势如图 6 所示,从残差变化趋势看迭代 80 次反演结果就比较稳定,迭代超过

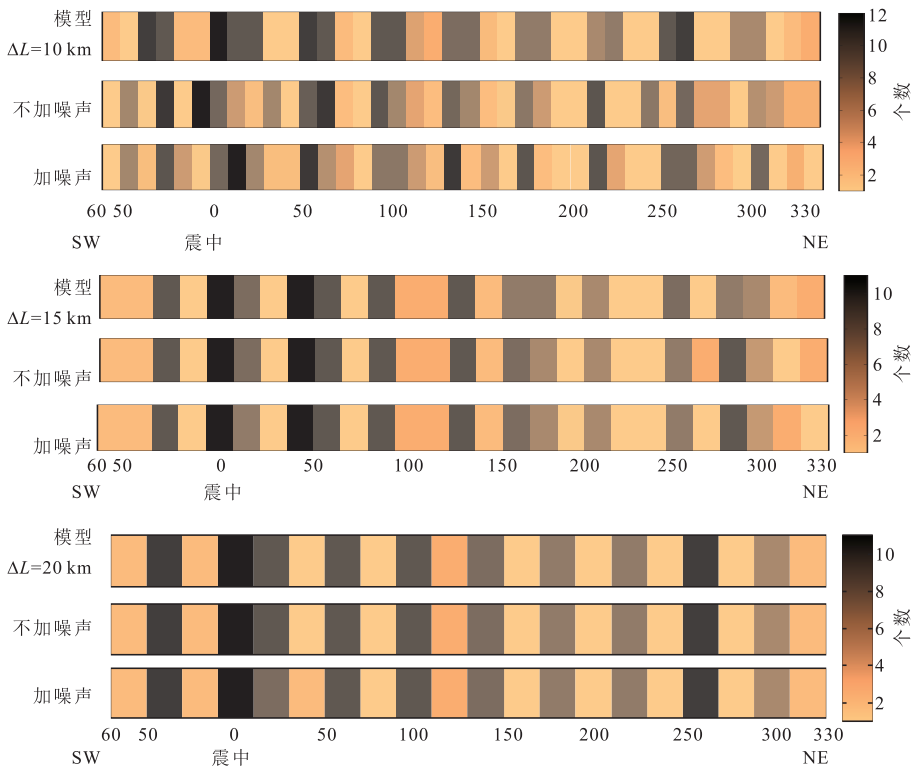


图 5 子断层间隔为 10 km, 15 km 和 20 km 时,不加噪声与加 10%噪声反演得到的子震个数与输入模型对比

Fig.5 Comparison about subsource number between input model and the inversion result under the condition of noiseless or 10% noise for the subfault interval 10 km, 15 km and 20 km

表 4 采用 4 种不同破裂速度和 5 种不同时间间隔得到的合成包络与观测包络的残差

Table 4 Residue of synthetic and observed envelopes at 4 different rupture velocity and 5 time interval

v_r (km/s)	Δt (s)				
	0.6	0.8	1.0	1.2	1.4
2.6	257.7	258.1	258.4	257.2	257.8
2.8	243.5	241.9	240.8	241.1	240.2
3.0	239.9	234.4	232.5	229.2	230.2
3.2	239.8	233.1	229.0	224.5	227.3

240 次后,残差几乎不再变化.图 7 给出了按断层距从小到大排列的 30 个台站合成包络与观测包络的对比.

首先,笔者分析包络的对比结果.从图 7 可以看出,断层距小的台站的符合程度明显优于断层距较大的台站.其中,断层距小于 40 km 的 10 个台站中,51MZQ、51AXT、51JYH、51SFB、51JYD、51JYC 和 51MXN 合成和观测包络的形状和强度符合最好.台站 51BXY、51WCW 和 51GYZ 离断层也很近,但符合程度较上述 7 个台站差,其原因主要与本文使用的三段式包络模型有关.以 51WCW 东西向结果为例,由包络衰减关系,离该台最近的子断层产生包络

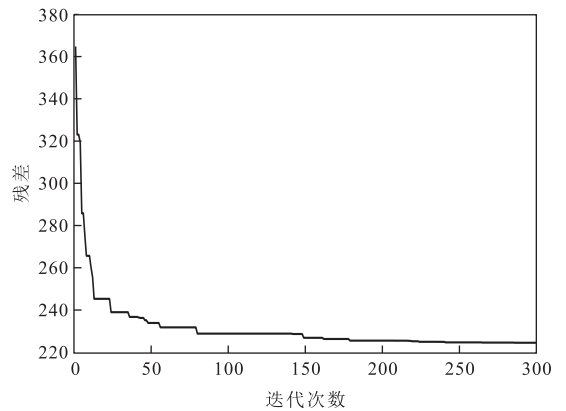


图 6 合成包络与观测包络残差对应迭代次数的变化

Fig.6 The variation of the residue between synthetic and observed envelopes versus iterations

的平台段长度最小,为 5.4 s,幅值为 163.8 cm/s^2 ;而观测包络第 1 个峰的宽度很窄且幅值很大,幅值大于 600 cm/s^2 的持续时间仅 5 s 左右.根据最优反演下的 v_r 为 3.2 km/s,间隔 15 km 的相邻子断层破裂延迟 4.7 s,产生包络叠加后平台段宽度将达 10 s.因此要满足观测包络的峰值,只能由同一子断层上的小震产生的包络叠加.如果相邻小震没有破裂延时,且数量够多,可叠加出上述峰值.但由 4.3 中的分析

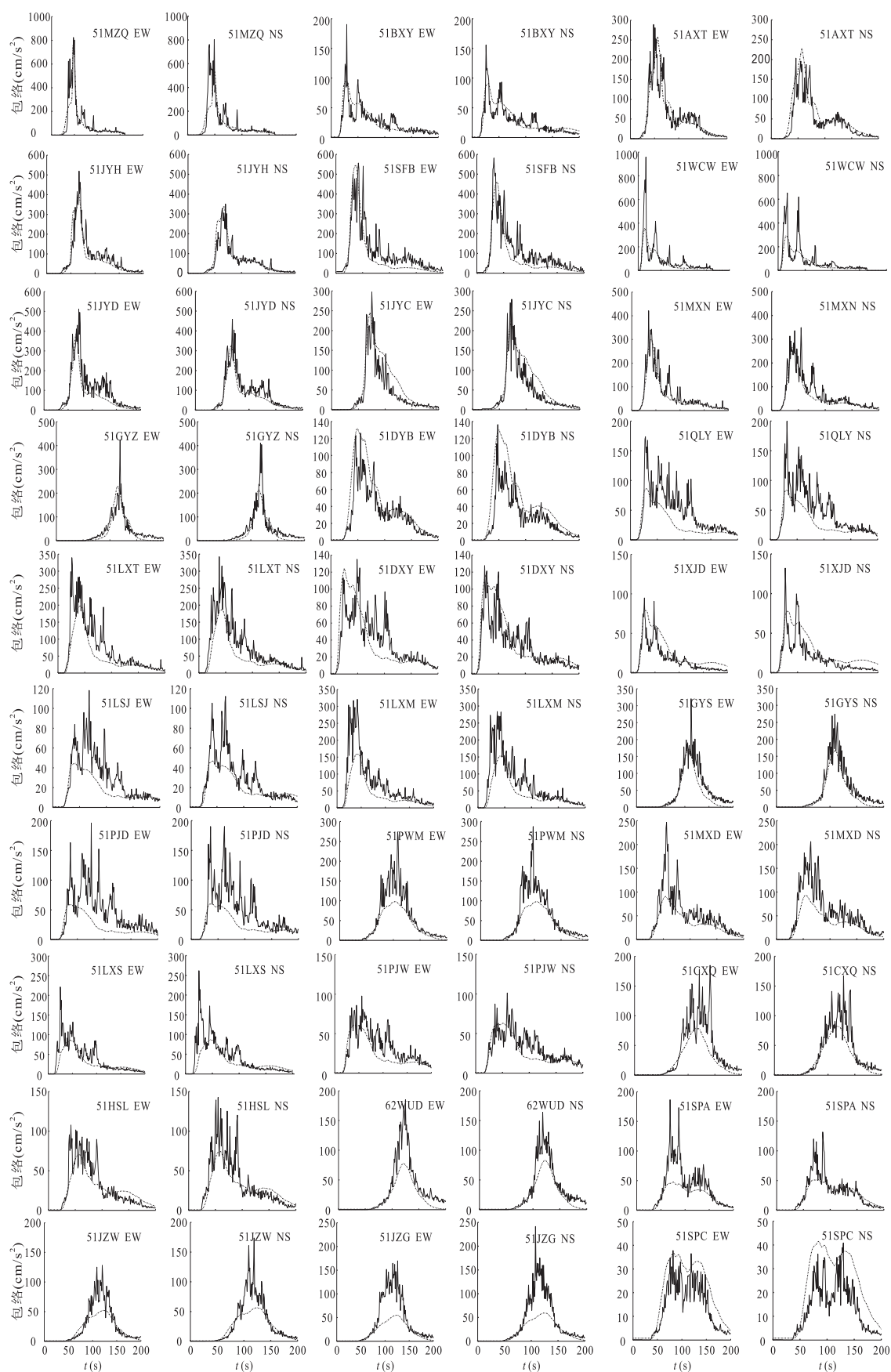


图 7 观测包络与合成包络对比

Fig.7 Comparison of the observed and the synthetic envelopes

实线表示观测包络,虚线表示合成包络,每幅图的上侧字母表示台站及分量

得到 Δt 为 1.2 s,由式(1)要叠加出 600 cm/s^2 的峰值,持续时间会比 5 s 大的多;如果持续时间在 5 s 左右,幅值就比 600 cm/s^2 小的多,使得最终的合成包络叠加不出大而窄的峰值.断层距在 40~60 km 的 8 个台站中,51DYB、51DXY 和 51GYS 的符合结果较好,其他 5 个台站的结果稍差一些.断层距大于 60 km 的 12 个台站,除了 51SPC 台站外,其他台站的合成包络都小于观测包络,差别较大.

相对于近断层台站,离断层远的台站合成结果差别大,这主要由反演中断层距小的台站加速度包络强度大,权系数大造成.式(3)残差的取法优先满足包络强度大的台站.尽管对记录进行归一化可以使各台站的权系数接近,提高断层距较大台站的符合程度.但笔者认为,由于高频地震动衰减很快,近断层的台站包含更多的震源高频信息,而远离断层台站的高频地震动受介质影响较大.本文采用原始加速度记录包络作为反演数据能更好地反应震源的高频辐射特征.

汶川地震发震断层为倾角约 33° 的逆冲断层,从而导致断层距相近的上盘台站地震动强度大于下盘,上下盘地震动差异很大,产生明显的上盘效应(Liu *et al.*, 2009; Li *et al.*, 2010).从图 7 给出的观测记录的包络可以看出,断层距小于 50 km 时,断层距相近的上盘的包络强度明显大于下盘.从合成包络看,靠近断层位于下盘的台站合成包络高于或接近观测包络,位于上盘的合成包络则低于观测包络.其原因主要是本文采用的线源模型不能反应上盘效应所致.比较明显的例子是台站 51DYB 和 51LXT,二者分别位于断层下盘和上盘几乎对称的位置,断层距分别为 42.5 km 和 43.6 km,但二者东西向和南北向 PGA 分别为 126.3 cm/s^2 、 136.3 cm/s^2 和 339.7 cm/s^2 、 342.4 cm/s^2 ,相差近 3 倍,观测包络差别也很大,而合成包络几乎没有差别.要提高反演中的拟合程度,反应上下盘地震动的差异,则需引入更符合真实发震断层的面源模型.

从图 4 可见,大部分台站所在区域地形有一定的变化,对高频地震动可能有较大的影响,但是对加速度包络的影响还不清楚.以往的研究表明地形对高频地震动的影响很复杂(唐晖等, 2012).震源、传播介质和场地条件等因素都可能影响反演结果.本文选取线源模型,为了简化分析,不考虑地形的影响.而汶川地震某些台站的记录可能受局部场地地形的影响较大.如 51PJW 和 51PJD 两个台站相邻,断层距接近,两者东西向和南北向 PGA 分别为

97.7 cm/s^2 、 101.2 cm/s^2 和 195.8 cm/s^2 、 190.3 cm/s^2 ,差 2 倍左右,观测包络差别很大,而本文利用简单的包络衰减关系得到的合成包络差别则很少.

从图 7 中还可看出,由三段式包络模型得到的合成包络都比较平滑,不能反应观测包络的局部剧烈变化,这也是三段式包络模型的一个缺陷.

图 8 给出了最终反演的断层面子震 ω_i 的分布.图中可见, ω_i 分布很不均匀,表明断层面的高频辐射分布极不均匀.最多子震数为 11 个,对应区域的高频辐射很强,而 1/3 的子断层包含的子震数为 0,表明这些区域不辐射高频地震波或辐射极弱.

映秀位于震中东北侧第 1 个子断层处,其与邻近绿色子断层包含子震的个数分别为 1 个、5 个和 11 个,说明映秀附近高频辐射很强.北川地区临近的粉色子断层包含 4 个子震,表明北川地区高频辐射相对较强.南坝附近蓝绿色子断层包含 1 个和 3 个子震,此区域也有高频辐射产生.基于长周期波形的断层破裂过程反演显示(王卫民等, 2008; 张勇等, 2008; 赵翠萍等, 2009; Nakamura *et al.*, 2010; Hartzell *et al.*, 2013),映秀和北川地区滑动量最大,并且破裂贯穿到地表.震后地表破裂带调查(徐锡伟等, 2008)表明映秀、北川和南坝均产生了较大范围内的地表破裂.结合低频反演结果,本文研究表明,

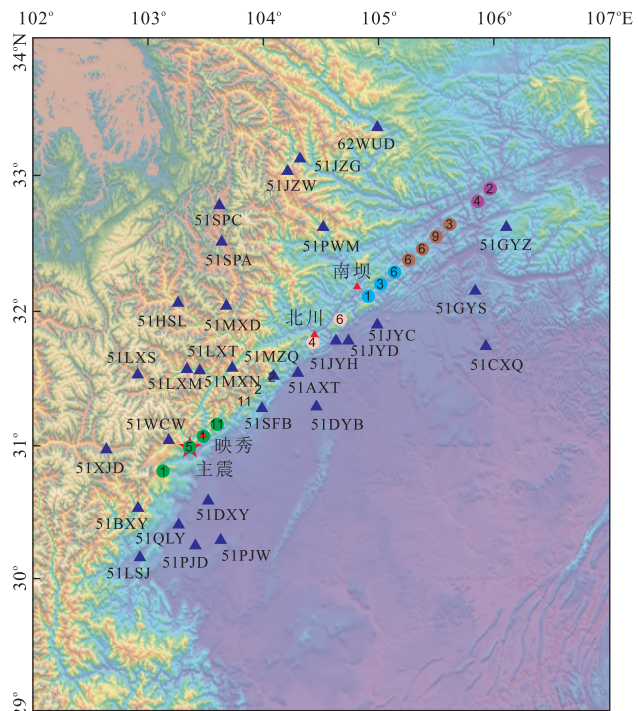


图 8 子断层包含子震的分布

Fig.8 The distributions of the sub-sources in the fault plane
3 个红色小三角形分别表示映秀、北川和南坝地区

破裂贯穿到地表的映秀、北川和南坝地区是高频和低频辐射都强的区域。Hanks(1974)研究圣弗尔南多地震断裂机制,Takehi *et al.*(1996)研究 1995 年日本 Hyogo-ken Nanbu 地震高频辐射分布时都发现,断层破裂到地表的区域高频辐射较强。Mikumo *et al.*(1987)利用数值模拟研究断层破裂动态过程时发现,当断层破裂到地表时,断层位移也增强,对应着低频辐射也较强。综合上述研究表明断层破裂到地表的区域是高低频辐射较强的区域。

震中西南侧 30 km 绿色子断层包含 1 个子震,此处有一定的高频辐射产生;震中东北侧 60~90 km 黄色子断层,包含 11 个、2 个和 2 个子震;北川东北侧粉红色子断层,包含 6 个子震;南坝东北侧第 2 个蓝绿色子断层,包含 6 个子震。说明这些区域也是高频辐射强的区域。这些区域处在断层面上大滑动区域(凹凸体)映秀、北川和南坝的周边,Zeng *et al.*(1993)、Takehi and Irikura(1996)和 Nakahara(2013)的研究显示,凹凸体的周边往往是高频辐射较强的区域。断层东北端紫色子断层包含 4 个和 2 个地震,说明此区域也有高频辐射分布。该区域处于断层破裂的边缘,可能由于破裂停止产生了高频辐射。

南坝东北侧第 3 到第 6 个褐色子断层分别包含 6 个、6 个、9 个和 3 个子震,此处可能是高频辐射较强的区域。但这一区域子震的分布是否真实的反映了断层面上高频辐射的强弱,还需要进一步的研究。主要原因是相比于断层其他段,此区域近断层台站太少,最近 51GYS 台的断层距为 55.2 km,不能很好的限制反演结果。从 4.2 节的分析也可看出,子断层取 15 km 时,这一区域反演结果与设定的模型参数有一定差异。因此,这一区域的反演结果不一定能准确反映断层面上高频辐射强弱。要分析此区域高频辐射的情况需要更多的近断层台站记录。

杜海林等(2009)和 Zhang and Ge(2010)分析了汶川地震高频能量辐射源的时空变化特点,频带范围分别为大于 0.1 Hz 和 0.4~2.0 Hz。两者的研究表明,断层西南段从初始破裂点沿走向到北川附近,高频能量辐射源的分布明显多于断层东北段,表明断层西南段高频能量辐射比东北段大。从本文子震个数的分布,可看出西南段明显多于东北段,也表现出了相同的特点。

从本文反演的高频辐射分布看,除了在地表破裂较大的映秀、北川和南坝,高低频辐射都很强,其他区域高低频辐射分布有很大的差异,断层面上有些高频辐射强的区域对应的低频辐射则很弱。

4 基于合成包络的场点地震动合成

获得了断层面上的高频辐射分布后(子震 w_i 的分布),我们就可求得汶川地震近场任意场点的加速度合成包络。

工程中常用的人工合成地震动用一个随时间变化的强度包络与一个平稳随机过程表示。因此,获得了加速度包络后,要合成场点处的地震动,还需要一个平稳随机过程。为了使合成的场点加速度记录包含更可靠的震源和场地信息,我们选取与合成记录的场点临近且场地条件相似的已有台站加速度记录提取平稳随机过程。取法为,将加速度记录按照间隔 δt 分成 n 段,在第 i 段内用该段加速度绝对值的最大值除以记录得到平稳过程。试验表明 δt 的选取不能太小,也不能太大,太小合成记录太平滑震荡不剧烈,太大合成记录容易出现分段的现象,通过试验本文选择 δt 为 3 s。

得到平稳过程后乘以合成包络求得合成场点处的加速度时程。首先用一个获得记录的台 51AXT 为例,验证该方法的可行性。选择距离该台 41.1 km 且场地条件相似的 51JYH 台,提取其平稳过程。然后将平稳过程与 51AXT 台的合成包络相乘,得到该台的合成加速度时程。图 9a 给出了该台的合成结果。图中可见,51AXT 台的合成记录与观测记录的形状、幅值和持时均符合较好,东西向的反应谱符合也很好,南北向则在周期大于 1 s 后差别较大。1 s 以上的长周期地震动主要受震源辐射的低频地震波控制,我们采用高频辐射获得的合成包络不能很好的控制大于 1 s 的地震动。

基于该方法,我们分别取 51WCW 台和 51JYH 台的平稳过程,合成了汶川地震中破坏最严重但没有观测记录的映秀和北川水平向加速度记录。加速度记录及 5% 阻尼比的反应谱如图 9b 和 9c 所示。51WCW 台距离映秀镇 28.8 km,钻孔资料显示该台地下 20.1 m 为基岩;51JYH 台距离北川 18.3 km,钻孔资料显示该台地下 22.0 m 为基岩(喻烟,2012)。这两个台站的土层资料与映秀和北川类似,均为二类场地。

由图 9 可见,合成的映秀和北川的东西南北向加速度峰值分别为 $1\ 063.3\ \text{cm/s}^2$ 、 $732.4\ \text{cm/s}^2$ 和 $827.9\ \text{cm/s}^2$ 、 $622.1\ \text{cm/s}^2$,强震动持时都超过 50 s,地震动强度很大,且映秀的地震动峰值略大于北川。汶川地震烈度图显示,以汶川县映秀镇和北川县县城为中心是两个极震区,烈度达 XI,破坏最严重(袁一凡,2008)。本文合成的加速度峰值与烈度有较好

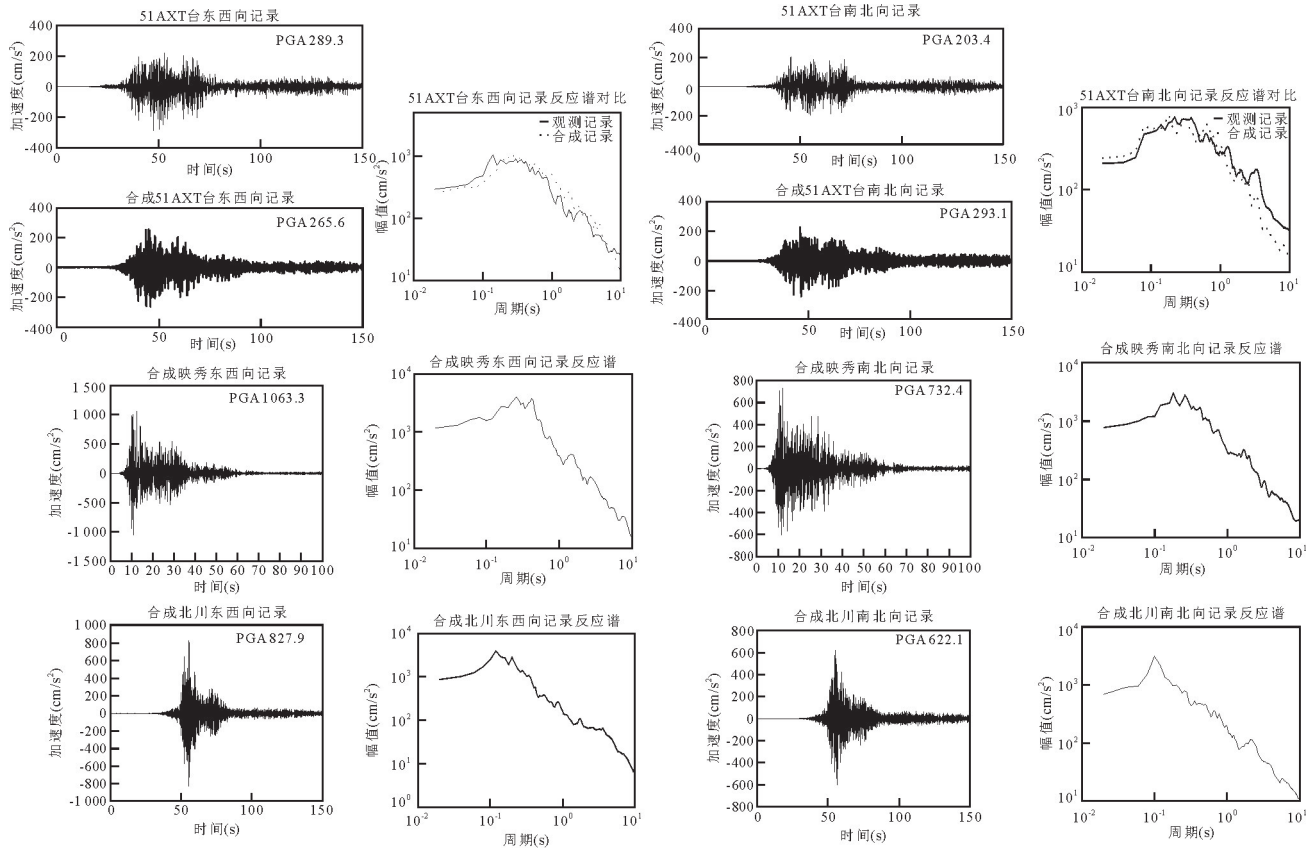


图 9 51AXT 台、映秀和北川合成加速度记录及反应谱

Fig.9 The synthetic accelerations and their response spectra at 51AXT station, Yingxiu and Bei chuan

的对应关系,这里我们仅给出了两个破坏最严重区域的加速度合成时程,其它地区的同样可依据本文的方法合成。

5 讨论与结论

本文尝试采用芦山地震的包络衰减关系来估计汶川地震断层面上高频辐射强度的分布,首先利用芦山地震的加速度记录统计其包络衰减关系,然后选用汶川地震近场 30 个台站的加速度记录,基于简化的线源模型,将断层面离散为一系列的子断层,利用包络衰减关系估计子断层上子震在台站产生的包络,进一步采用差分进化方法反演了汶川地震断层面上高频辐射分布,高频辐射的强弱用子断层包含子震个数表示,为确保反演结果的可靠性,我们还利用检测板测试了不同子断层划分时结果的可靠性和分辨率,选择了较为适当的待反演参数。

研究表明,汶川地震高频(>1 Hz)辐射区域主要位于产生较大地表破裂的映秀、北川和南坝地区,同时,映秀和北川等大滑动量区域的周边也是高频

辐射很强的区域,断层破裂停止的东北端也存在一定的高频辐射,破裂贯穿到地表的映秀、北川和南坝是高频和低频辐射都很强的区域。

本文的研究表明,尽管三段式包络形式较为平滑,不能反应观测包络的局部剧烈变化,仍能反演出汶川地震的高频辐射区域分布的基本特征,所得的结论与以往地震高频分布的规律性认识一致,从我们选取的子断层间隔为 10 km、15 km 和 20 km 的检测板分析看,利用三段式包络反演不能引入过多的参数,这导致本文采用的线源模型反演的高频辐射分布不够精细,更为精细的高频辐射反演则需要近断层同时获得主震和余震的台站,采用面源模型,基于地震相似率和小震合成大震的方法得到辐射分布(Kakehi and Irikura, 1996)。

采用包络衰减关系的一个优点在于,可以得到任意场点的小震包络,一旦获得了断层面的高频辐射分布,就可合成无观测记录点的加速度强度包络,有了场点的加速度包络,需要采用合理的方法合成其加速度记录,本文尝试采用了与场点临近且场地条件类似的台提取平稳过程,以消除震源和场地条

件的影响,并用一个获得记录的台 51AXT 简单分析了其可行性,但如何合理地选择平稳随机过程仍是需要研究的问题.我们在合成时还采用了一个随机平稳白噪声与合成包络相乘,得到 51AXT 台的加速度反应谱与观测记录差别要大于利用从临近的场地条件类似的台站提出的平稳随机过程合成的结果,其根本性的原因仍待探索.

由于断层面辐射的高频和低频地震波的位置不一致,因此,更为合理的地震动模拟应分长短周期处理,其中小于 1 Hz 的地震动可利用基于波形反演得到的震源模型和三维地下结构模型,采用有限元和有限差分的方法模拟;大于 1 Hz 的地震动则采用基于加速度包络反演得到的断层面高频辐射分布,合成场点的加速度包络,利用该包络基于适当的方法合成高频地震动.本文合成台 51AXT 的记录,大于 1 s 的南北向反应谱与观测记录较大的差异也表明了,利用高频辐射分布预测的长周期地震动不可靠.

致谢:中国地震局工程力学研究所“国家强震动台网中心”为本研究提供数据支持,我们表示衷心的感谢.感谢匿名审稿人对本文提出宝贵意见.

References

- Aguirre, J., Irikura, K., 2003. Reliability of Envelope Inversion for the High-Frequency Radiation Source Process Using Strong Motion Data: Example of the 1995 Hyogoken Nanbu Earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 93(5): 2005—2016. doi: 10.1785/0120020132
- Cocco, M., Boatwright, J., 1993. The Envelopes of Acceleration Time Histories. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 83(4): 1095—1114.
- Du, H.L., Xu, L.S., Chen, Y.T., 2009. Rupture Process of the 2008 Great Wenchuan Earthquake from the Analysis of the Alaska-Array Data. *Chinese J. Geophys.*, 52(2): 372—378 (in Chinese with English abstract).
- Li, X.J., Liu, L., Wang, Y.S., et al., 2010. Analysis of Horizontal Strong-Motion Attenuation in the Great 2008 Wenchuan Earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 100(5B): 2440—2449. doi: 10.1785/0120090245
- Liu, Q.F., Li, X.J., 2009. Preliminary Analysis of the Hanging Wall Effect and Velocity Pulse of the 5.12 Wenchuan earthquake. *Earthquake Engineering and Engineering Vibration*, 8(2): 165—177. doi: 10.1007/s11803-009-9043-2
- Hanks, T.C., 1974. The Faulting Mechanism of the San Fernando Earthquake. *J. Geophys. Res.*, 79(8): 1215—1229. doi: 10.1029/JB079i008p01215
- Hartzell, S., Liu, P.C., Mendoza, C., 1996. The 1994 Northridge, California, Earthquake: Investigation of Rupture Velocity, Risettime, and High-Frequency Radiation. *J. Geophys. Res.*, 101: 20091—20108. doi: 10.1785/0120120108
- Hartzell, S., Mendoza, C., Ramirez-Guzman, L., et al., 2013. Rupture History of the 2008 M_w 7.9 Wenchuan, China, Earthquake: Evaluation of Separate and Joint Inversions of Geodetic, Teleseismic, and Strong-Motion Data. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 103(1): 353—370. doi: 10.1785/0120120108
- Huo, J.R., 1989. Study on the Attenuation Laws of Strong Earthquake Ground Motion Near the Source (Dissertation). Institute of engineering mechanics, China earthquake administration, Haerbin (in Chinese with English abstract).
- Takehi, Y., Irikura, K., 1996. Estimation of High-Frequency Wave Radiation Areas on the Fault Plane by the Envelope Inversion of Acceleration Seismograms. *Geophys. J. Int.*, 125(3): 892—900. doi: 10.1111/j.1365-246X.1996.tb06032.x
- Takehi, Y., Irikura, K., Hoshiya, M., 1996. Estimation of High-Frequency Wave Radiation Areas on the Fault Plane of the 1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake by the Envelope Inversion of Acceleration Seismograms. *J. Phys. Earth*, 44: 505—517.
- Takehi, Y., Irikura, K., 1997. High-Frequency Radiation Process During Earthquake Faulting Envelope Inversion of Acceleration Seismograms from the 1993 Hokkaido-Nasei-Oki, Japan, Earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 87(4): 904—917.
- Madariaga, R., 1977. High Frequency Radiation from Crack (Stress Drop) Models of Earthquake Faulting. *Geophys. J. R. Str. Soc.*, 1(3): 625—651. doi: 10.1111/j.1365-246X.1977.tb04211.x
- Mikumo, T., Hirahara, K., Miyatake, T., 1987. Dynamical Fault Rupture Process in Heterogeneous Media. *Tectonophysics*, 144(1—3): 19—36. doi: 10.1016/0040-1951(87)90006-0
- Nakahara, H., Nishimura, T., Sato, H., et al., 1998. Seismogram Envelope Inversion for the Spatial Distribution of High-Frequency Energy Radiation from the Earthquake Fault: Application to the 1994 far East off Sanriku Earthquake, Japan. *J. Geophys. Res.*, 103: 855—867. doi: 10.1029/97JB02676
- Nakahara, H., 2008. Seismogram Envelope Inversion for High-Frequency Seismic Energy Radiation from Moderate to Large Earthquakes. *Adv. Geophys.*, 50: 401—426.
- Nakahara, H., 2013. Envelope Inversion Analysis for High-Frequency Seismic Energy Radiation from the 2011 M_w 9.0 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 103(2B): 1348—1359. doi: 10.

1785/0120120155

- Nakamura, T., Tsuboi, S., Kaneda, Y., et al., 2010. Rupture Process of the 2008 Wenchuan, China Earthquake Inferred from Teleseismic Waveform Inversion and forward Modeling of Broadband Seismic Waves. *Tectonophysics*, 491(1-4): 72-84. doi: 10.1016/j.tecto.2009.09.020
- Tang, H., Li, X. J., Li Y. Q., 2012. Site Effect of Topography on Ground Motions of Xishan Park of Zigong City. *Journal of Vibration and Shock*, 31(8): 74-79 (in Chinese with English abstract).
- Wang, W. M., Zhao, L. F., Li, J., et al., 2008. Rupture Process of the M_s 8.0 Wenchuan Earthquake of Sichuan, China. *Chinese J. Geophys.*, 51(5): 1403-1410 (in Chinese).
- Wen, R. Z., Ren, Y. F., Huang, X. T., 2013. Strong Motion Records and Their Engineering Damage Implications for Lushan Earthquake on April 20, 2013. *Journal of Earthquake Engineering and Engineering Vibration*, 33(4): 1-14 (in Chinese with English abstract).
- Xiao, L., 2011. Study on the Attenuation Relationships of Horizontal Ground Motion Parameters Near the Source of Rock Site (Dissertation). Institute of geophysics, China earthquake administration, Beijing (in Chinese with English abstract).
- Xu, X. W., Wen, X. Z., Ye, J. Q., et al., 2008. The M_s 8.0 Wenchuan Earthquake Surface Ruptures and its Seismogenic Structure. *Seismology and Geology*, 30(3): 597-629 (in Chinese with English abstract).
- Yamada, M., Heaton, T., 2008. Real-Time Estimation of Fault Rupture Extent Using Envelopes of Acceleration. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 98(2): 607-619. doi: 10.1785/0120060218
- Yuan, Y. F., 2008. Loss Assessment of Wenchuan Earthquake. *Journal of Earthquake Engineering and Engineering Vibration*, 28(5): 10-19 (in Chinese with English abstract).
- Yu, Y., 2012. Empirical Estimate Model for Ground Motion of Wenchuan Earthquake Zone (Dissertation). Institute of Engineering Mechanics, China Earthquake Administration, Harbin (in Chinese with English abstract).
- Zeng, Y. H., Aki, K., Teng, T. L., 1993. Mapping of the High-Frequency Source Radiation for the Loma Prieta Earthquake, California. *J. Geophys. Res.*, 98(B7): 11981-11993. doi: 10.1029/93JB00346
- Zhang, H., GE, Z. X., 2010. Tracking the Rupture of the 2008 Wenchuan Earthquake by Using the Relative Back-Projection Method. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 100(5B): 2551-2560. doi: 10.1785/0120090243
- Zhang, Y., Feng, W. P., Xu L. S., et al., 2008. The Rupture Process of the Great Wenchuan Earthquake. *Science China Earthquake Sciences*, 38(10): 1186-1194 (in Chinese).
- Zhang, Z. W., Zhou, L. Q., Cheng, W. Z., et al., 2015. Focal Mechanism Solutions of Lushan M_w 6.6 Earthquake Sequence and Stress Field for Aftershock Zone. *Earth Science*, 40(10): 1710-1722 (in Chinese with English abstract).
- Zhao, C. P., Chen, Z. L., Zhou, L. Q., et al., 2009. Rupture Process of the 8.0 Wenchuan Earthquake of Sichuan, China: The Segmentation Feature. *Chinese Sci. Bull.*, 54: 3475-3482 (in Chinese with English abstract).
- Zhao, Z., Zhang, R. S., 1987. Primary Study of Crustal and Upper Mantle Velocity Structure of Sichuan Province. *Acta Seismologica Sinica*, 9(2): 154-166 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 杜海林, 许力生, 陈运泰, 2009. 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*, 52(2): 372-378.
- 霍俊荣, 1989. 近场强地面运动衰减规律的研究 (博士学位论文). 哈尔滨: 中国地震局地球物理研究所.
- 唐晖, 李小军, 李亚琦, 2012. 自贡西山公园山脊地形场地效应分析. *振动与冲击*, 31(8): 74-79.
- 王卫民, 赵连锋, 李娟, 等, 2008. 四川汶川 8.0 级地震震源过程. *地球物理学报*, 51(5): 1403-1410.
- 温瑞智, 任叶飞, 黄旭涛, 等, 2013. 芦山 7.0 级地震强震动记录及其震害相关性. *地震工程与工程振动*, 33(4): 1-14.
- 肖亮, 2011. 水平向基岩强地面运动参数衰减关系研究 (博士学位论文). 北京: 中国地震局地球物理研究所.
- 徐锡伟, 闻学泽, 叶建青, 等, 2008. 汶川 M_s 8.0 地震地表破裂带及其发震构造. *地震地质*, 30(3): 597-629.
- 袁一凡, 2008. 四川汶川 8.0 级地震损失评估. *地震工程与工程振动*, 28(5): 10-19.
- 喻烟, 2012. 汶川地震区地震动估计经验模型 (博士学位论文). 哈尔滨: 中国地震局工程力学研究所.
- 张勇, 冯万鹏, 许力生, 等, 2008. 2008 年汶川大地震的时空破裂过程. *中国科学(D辑)*, 38: 1186-1194.
- 张致伟, 周龙泉, 程万正, 等, 2015. 芦山 M_w 6.6 地震序列的震源机制及震源区应力场. *地球科学*, 40(10): 1710-1722.
- 赵翠萍, 陈章立, 周连庆, 等, 2009. 汶川 M_w 8.0 级地震震源破裂过程研究: 分段特征. *科学通报*, 54: 3475-3482.
- 赵珠, 张润生, 1987. 四川地区地壳上地幔速度结构的初步研究. *地震学报*, 9(2): 154-166.
- 中国地震局震害防御司, 2008. 2008 汶川 8.0 级地震未校正加速度记录. 北京: 地震出版社.