

云南丽江峡谷的场地放大^{*}

李白基 秦嘉政 罗娣华 叶建庆
陈敏恭 蔡绍平 刘学军

(中国昆明 650041 中国地震局滇西地震预报实验场)

摘要 分析 S 波土层/基岩和脉动水平/垂直的频谱比, 分别得出了位于丽江峡谷南段、中段和北段的丽宾、白沙和玉龙 3 个台站的场地放大。使用的资料是 1996 年 2 月 3 日云南丽江 $M_s=7.0$ 地震余震的数字记录。在 1~4 Hz 频率范围内, 丽宾台 S 波东西分量土层/基岩频谱比最大, 达 4.5; 丽宾台脉动土层北南/垂直频谱比接近 1, 东西/垂直频谱比约为 4.5, 且与上述土层/基岩频谱比相同。表明脉动的垂直和北南分量未被土层放大, 单台 Nakamura 法可用。用此法进而求出了白沙和玉龙的脉动频谱比, 它们具有同丽宾脉动频谱比类似的特征。在上述频率范围内, 两台的北南/垂直频谱比接近 1, 而东西/垂直频谱比白沙台约为 6, 玉龙台约为 4.5。在丽江峡谷有横越峡谷的方向性场地响应特征。

关键词 场地放大 频谱比 脉动 云南丽江

引言

局部场地放大对于建筑设计和地震学研究都有重要意义。地震学家早就发现软弱沉积层对地振动有放大作用。1985 年墨西哥海岸外大地震对墨西哥城的严重破坏, 就是这种作用的最突出例子之一。墨西哥城下有厚达数百米的湖积软弱层, 由该大地震序列记录的研究指出, 其对地振动的放大达到 50 倍 (Singh, Mena, 1988)。

场地放大可以通过理论计算或经验观测得出。前者须要知道详细地下土岩层结构和力学性质。这是当前我国建筑设计中常用的方法。实地观测无需知晓地下结构和力学参数, 将软弱沉积层上强震观测与基岩观测进行比较, 就能得出可靠的场地放大 (Borcherdt, 1970)。但是, 这种观测条件和机遇难以得到。因此, 近来常用中小震资料进行场地放大研究。利用脉动是一种更为简便的途径, 除双台法 (Kagami *et al.*, 1982) 外, Nakamura (1989) 提出了用单台脉动的水平/垂直频谱比法。此法的关键条件是软弱沉积层对垂直振动分量没有放大效应。最近数年的观测和模拟计算指出, Nakamura 法对测量基谐共振周期和其它方法一致, 可用。但是否能用于测量放大率? 有些观测是肯定的, 有些则是否定的 (Lermo, Chavez-Garcia, 1994; Field *et al.*, 1995; Dravinski *et al.*, 1996)。我们认为, Nakamura 法是否适用, 则取决于周围的地质环境。

* 中国地震局“九五”课题(95-04-05-02-02)。

1998-07-06 收到初稿, 1998-12-28 收到修改稿并决定采用。

本文用云南丽江 1996 年 2 月 3 日 $M_s=7.0$ 地震的余震数字化观测记录, 研究丽江城区沉积土层相对邻近基岩的地振动频谱比和 Nakamura 法的丽江城区水平/垂直脉动频谱比。发现两者结果一致, 说明 Nakamura 法在该地质条件下可用; 进而推广至丽江峡谷中段和北段, 用 Nakamura 法得出白沙台和玉龙台的场地放大。

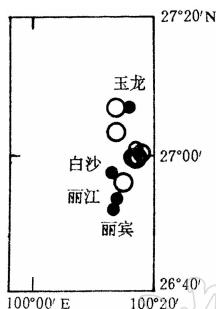
1 观测资料

1996 年 2 月 3 日丽江 $M_s=7.0$ 地震后, 我们在玉龙、白沙和丽(江)宾(馆)布设了地震仪(图 1), 加上丽江地震台, 从 2 月 6~10 日进行了观测, 获得了一批余震资料。拾震器为

L-4c 速度摆和 FBA 加速度摆, 记录器为 PDR-2 型数字记录仪, 取样率为 100/s。每台 6 道同时工作(丽宾台大部分时间只有 L-4c 速度摆)。

通常所说的丽江盆地是其西的玉龙雪山隆起形成的山前断陷盆地, 东邻为鸣音沉降带(周光全等, 1997)。盆地长数十公里, 南端稍宽, 大部分仅宽 7~8 km, 实际上是一峡谷。玉龙、白沙和丽宾等台架设在谷地内第四纪沉积土层上, 丽江台在谷地边缘的基岩洞穴内。丽宾与丽江相距仅 2.4 km, 为研究双台法频谱比提供了机会。

图 1 震中和台站位置。实心圆表示台站, 空心圆表示用于计算土层/基岩频谱比的震中



本文所用资料仅是罗娣华等(1997)研究震源参数时回放的 40 余次较强余震记录, 是全部记录的一小部分。记录只回放了 15 s 左右, 远未达到分析尾波衰减和用尾波研究场地放大要求的长度。用于本文的余震列于表 1。地震参数取自云南省地震局遥测中心地震报告。

表 1 地震参数

| 年-月-日 | 时:分:秒 | 北 纬 | 东 经 | M_L | 深度/km | 备注 |
|------------|----------|--------|---------|-------|-------|-----|
| 1996-02-06 | 22:18:45 | 27°03' | 100°14' | 3.5 | 10 | * |
| 1996-02-06 | 22:28:16 | 26°55' | 100°16' | 2.9 | 10 | + |
| 1996-02-07 | 09:42:16 | 26°55' | 100°13' | 2.5 | 10 | + |
| 1996-02-07 | 12:57:28 | 26°58' | 100°16' | 2.5 | 10 | + |
| 1996-02-07 | 23:57:04 | 27°00' | 100°17' | 2.8 | 10 | * |
| 1996-02-08 | 02:59:13 | 26°56' | 100°15' | 3.3 | 10 | + |
| 1996-02-08 | 04:32:17 | 26°59' | 100°17' | 3.0 | 10 | * + |
| 1996-02-08 | 05:04:28 | 27°00' | 100°14' | 3.8 | | + |
| 1996-02-08 | 17:48:02 | 27°00' | 100°17' | 2.7 | 10 | * |
| 1996-02-08 | 19:19:33 | 27°07' | 100°14' | 2.8 | | * |
| 1996-02-08 | 20:08:38 | 26°58' | 100°17' | 2.5 | | + |
| 1996-02-09 | 06:04:37 | 26°55' | 100°16' | 3.4 | 15 | + |
| 1996-02-09 | 06:40:35 | 26°59' | 100°17' | 2.8 | 10 | * |
| 1996-02-09 | 20:27:30 | 27°00' | 100°17' | 2.9 | 10 | * |
| 1996-02-09 | 23:13:32 | 26°57' | 100°18' | 2.6 | | + |
| 1996-02-09 | 23:18:08 | 27°00' | 100°17' | 3.2 | 10 | * |
| 1996-02-10 | 00:19:21 | 27°00' | 100°17' | 3.1 | 10 | * |
| 1996-02-10 | 02:34:48 | 27°01' | 100°17' | 2.8 | 10 | * |
| 1996-02-10 | 15:20:50 | 26°56' | 100°15' | 2.8 | | + |
| 1996-02-10 | 21:36:00 | 27°01' | 100°17' | 2.7 | 10 | * |

注: 备注一栏中, + 用于计算 Q_c , * 用于计算土层/基岩 S 波频谱比。

2 场地放大测量

2.1 上地壳 Q_c

为校正后面的路径, 先用尾波求出介质品质因子 Q_c 。按 Aki 和 Chouet(1975) 单次散射模型, 尾波振幅表为

$$A_c(f, t) = S_o(f)R(f)t^{-1} \exp(-\pi ft/Q_c) \quad (1)$$

式中, $S_o(f)$ 是震源项, $R(f)$ 是场地项, f 是频率, t 是从发震时起算的流逝时间, t^{-1} 表示几何扩散影响, Q_c 是品质因子。两边取对数, 得到 $\lg(A(f, t)t)$ 和 t 的线性关系(图 2)。

我们从丽江台选出 10 个地震的加速度记录作 Q_c 测量。对记录作带通滤波, 中心频率为 1.5, 3.0, 6.0, 12.0, 18.0 倍频带宽。对各频率输出从大于 2 倍 S 波走时起, 取窗长 2 s 并重复半窗长, 求出相继各窗的中心时间 t 和振幅根均方值 $A_c(f, t)t$, 再用最小二乘法求出直线斜率 S , 得出品质因子 $Q_c(f) = \pi f(\lg e)/S$ 。按 $Q_c(f) = a f^b$ 回归, 得出 $a = 19.980 \pm 0.001$, $b = 0.982 \pm 0.001$ (图 2)。

Q_c 与流逝时间有关, 短流逝时间反映较浅地壳的衰减性质。所选 10 次地震的 S-P 时间为 1~2 s, 2 倍 S 波走时至回放记录末端, 流逝时间为 5~11 s。所以, 所得结果仅是上地壳的 Q_c , 但对后面的校正已够用了。

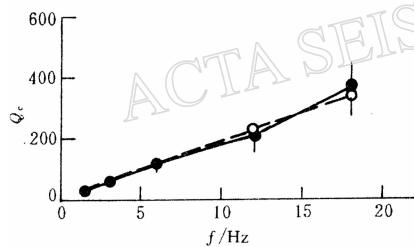


图 2 丽江台周围上地壳 $Q_c(f)$ 。实心圆为观测平均值, 空心圆是按回归公式计算的值, 坚杠为标准偏移

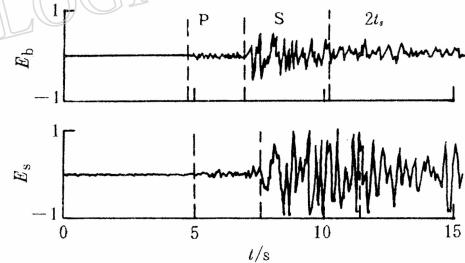


图 3 一次事件(1996-02-06T22:18:45)的 S 波速度记录。 E_b 和 E_s 分别表示基岩和土层振动的东-西分量, t_s 为 S 波走时(上下波形同比例)

2.2 土层-基岩 S 波频谱比[Borcherdt(1970)双台法]

丽江地震台位于丽江城北盆地边缘, 拾震器安装在基岩洞穴内, 城内丽宾台则在第四纪沉积土层上。图 3 是 1996-02-06T22:18:45 余震速度记录(东-西分量)。上为基岩台波形, 下为土层台波形。很明显, 振动被土层放大了。

分析 S 波取窗从到时起, 止于 $2t_s$ 前(t_s 是 S 波走时)。数据窗长多为 3~4 s, 统一取 512 点作富氏分析。在计算时从谱振幅扣除了 P 波前的噪声背景根均方振幅值。台站周围地质环境变化大, 震中距只有 10~25 km。两台相距虽只有 2.4 km, 仍须考虑路径的影响。所以, 选用的地震近于两台连线方位(图 1), 以消除不同路径引进的误差, 并且按式(1)和所得 Q_c 值对丽江观测振幅值加入了衰减和几何扩散校正。将丽宾台 S 波频谱与丽江台频谱比较, 得出垂直、北南和东西 3 个分量的土层/基岩频谱比 V_s/V_b 、 N_s/N_b 和 E_s/E_b 。图 4

所示为 11 次地震的平均值(实线)和正负一个标准偏移值(点线).

土层/基岩 S 波频谱比的 3 个分量显示出不同的特性. 垂直分量在 1.5~4 Hz 有一明显峰值, 约为 4. 东西分量在相同频率也出现峰值, 但却高得多, 约为 4.5; 而北南分量在此频率范围则为低谷. 在 1 Hz 附近, 两水平分量都出现峰值, 两者近似, 约为 4.5. 这些差别表明, 特定的地质环境对不同方向的振动有不同的影响. 这里东西方向的场地响应最大最稳定. 对抗震设计来说以水平场地响应最为重要, 本文只考虑 1~4 Hz 频率范围的水平响应结果, 这一范围是工程上最有意义的频率范围. 再者, 由于低频端取样短、高频端对局部地质条件太灵敏而不稳定.

2.3 土层脉动水平/垂直频谱比[Nakamura(1989)单台法]

我们没有进行专门的脉动测量. 本研究主要利用地震记录噪声背景进行分析. 从丽宾台提取了 12 次地震初至 P 波前的脉动数据, 计算了北南/垂直和东西/垂直频谱比, 平均

值(实线)和标准偏移(点线)绘于图 5. 由图 5 丽宾土层脉动东西/垂直频谱比近似等于图 4 丽宾 S 波东西分量土层/基岩频谱比, 可以认为脉动的垂直分量未被土层放大. 又土层脉动北南/垂直比近似等于 1, 知脉动的北南分量也未被放大. 土层对垂直分量不放大符合 Nakamura

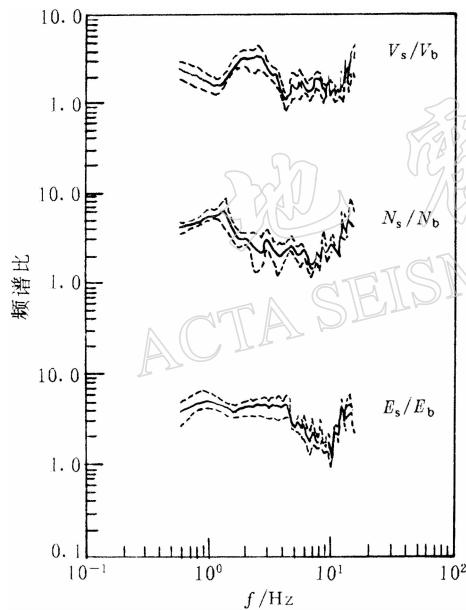


图 4 丽宾土层/丽江基岩 S 波频谱比

实线表示平均值, 虚线表示标准偏移;

V, N 和 E 分别表示垂直、北南和东西分量;

s 表示土层, b 表示基岩

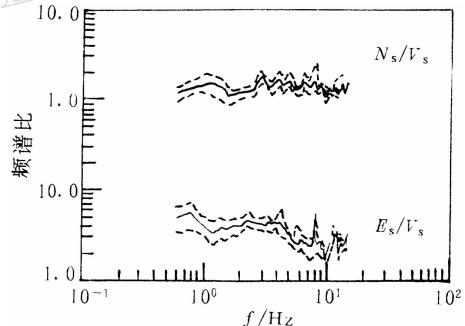


图 5 丽宾土层水平/垂直脉动频谱比

(其它说明同图 4)

法的基本要求.

上述观测结果鼓舞我们再用脉动对具有类似地质条件的白沙台和玉龙台进行场地放大测量. 所得结果之均值(统计样本白沙台 15 个, 玉龙台 12 个)分别绘于图 6 和图 7. 这与图 5 有类似的性质. 在关心的频段内, 都是东西/垂直频谱比最大, 白沙为 6, 玉龙为 4.5, 北南/垂直频谱比也都略接近 1.

用脉动的东西/垂直频谱比可得出场地放大, 显示了横越峡谷的方向性场地响应. 究其原因, 推测为丽江盆地是峡谷谷地, 谷深且两侧基岩坡陡, 东西方向的振动因两侧基岩的折射和交混反射而增强了.

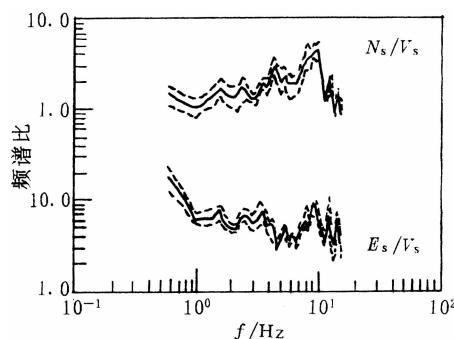


图 6 白沙台土层水平/垂直脉动频谱比
(其它说明同图 4)

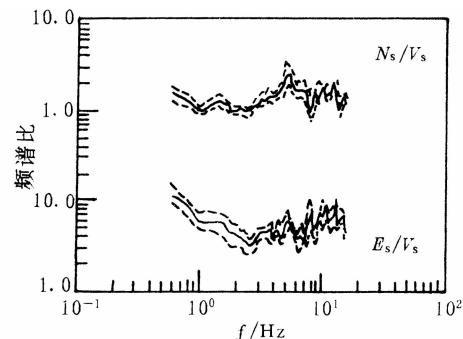


图 7 玉龙台土层水平/垂直脉动频谱比
(其它说明同图 4)

3 结论

根据 1996 年丽江 $M_s = 7.0$ 地震余震资料, 用双台法计算了丽宾台土层/基岩 S 波频谱比和单台法计算了水平/垂直脉动频谱比。在 1~4 Hz 范围内, 土层/基岩比和水平/垂直比都是东西分量最大且相等, 达 4.5。说明 Nakamura 法在丽宾台(峡谷南段)可用。进而用此法求出了峡谷中段的白沙台和北段的玉龙台的土层水平/垂直脉动频谱比。在上述频段内, 北南/垂直比接近 1, 东西/垂直比在白沙台为 6, 在玉龙台为 4.5。这些结果表明有横越峡谷的方向性场地响应。

参 考 文 献

罗娣华, 叶建庆, 陈敏恭, 等。1997. 丽江 7.0 级地震的余震震源参数研究. 地震研究, **20**(1): 83~91

周光全, 张建国, 周瑞奇, 等。1997. 丽江 7.0 级地震的地震地质构造背景分析. 地震研究, **20**(1): 92~100

Aki K, Chouet B. 1975. Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects. *J Geophys Res*, **80**(23): 3 322~3 342

Borcherdt R D. 1970. Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay. *Bull Seism Soc Amer*, **60**(1): 29~61

Dravinski M, Ding G, Wen G L. 1996. Analysis of spectral ratios for estimating ground motion in deep basins. *Bull Seism Soc Amer*, **86**(3): 646~654

Field E H, Clement A C, Jacob K H, et al. 1995. Earthquake site response study in Guimri(formerly Leninakan), Armenia, using ambient noise observations. *Bull Seism Soc Amer*, **85**(1): 349~353

Kagami H, Duke C M, Liang G C, et al. 1982. Observation of 1 to 5 second microtremors and their application to earthquake engineering. Part II. Evaluation of site effect upon seismic wave amplification due to extremely deep soil deposits. *Bull Seism Soc Amer*, **72**(3): 987~998

Lermo J, Chavez-Garcia F J. 1994. Are microtremors useful to site response evaluation? *Bull Seism Soc Amer*, **84**(4): 1 350~1 364

Nakamura Y. 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremors on the ground surface. *Quart Rept Railway Tech Res*, **30**(1): 25~33

Singh S K, Mena E. 1988. Some aspects of source characteristics of the 19 September 1985 Michoacan earthquake and ground motion amplification in and near Mexico City. *Bull Seism Soc Amer*, **78**(2): 451~477