

# بررسی اثر ساختگاه در گستره شهر شیراز با استفاده از اندازه گیری های میکروترمو

جواد اسدی فلاح<sup>۱</sup>، مهدی زارع<sup>۲</sup> و محمدرضا قیطانچی<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران؛ دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی، تهران، ایران

<sup>۲</sup> دانشیار، پژوهشگاه بین المللی زمین لرزه شناسی و مهندسی زمین لرزه، تهران، ایران

<sup>۳</sup> استاد، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۱۲/۱۰

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۲/۲۸

## چکیده

یکی از متغیرهای مهم در بررسی اثرات ساختگاهی، تعیین بسامد طبیعی نوسان خاک است. در مطالعه حاضر برای تعیین این متغیر از اندازه گیری های میکروترمو به عنوان روشی سریع، ساده و ارزان استفاده شده است. بدین منظور در ۴۷ نقطه از شهر شیراز اندازه گیری های میکروترمو به روش تک ایستگاهی با طول زمان ۵ تا ۱۰ دقیقه انجام پذیرفت. در ادامه برای تعیین بسامد طبیعی نوسان خاک از روش نسبت طیفی مؤلفه افقی به قائم (V/H) و یا همان روش ناکامورا استفاده شد. برای به دست آوردن طیف های مورد نظر نیز از روش طیف فوریه و طیف توان استفاده شد. نتایج بیانگر آن است که مقادیر بسامد طبیعی خاک در نقاط مختلف شهر دارای مقادیری در بازه ۰/۵ تا ۶ هرتز است؛ به طوری که در مناطق خاوری و شمال شهر که رسوبات آبرفتی با ستبرای بسیار کم دارند، این مقدار بسامد افزایش یافته است. همچنین با توجه به نتایج مطالعات، ضریب بزرگنمایی آبرفت دارای مقادیری در بازه ۱/۳ تا ۵ است. همچنین به منظور بررسی وابستگی زمانی دوره تشدید، پس از گذشت ۸ سال از برداشت داده های اولیه، در ۱۵ ایستگاه دوباره برداشت داده صورت گرفت. نتایج حاصل از این برداشت ها بیانگر تطابق قابل قبول نسبت های طیفی حاصل از برداشت داده ها در دو بازه زمانی مختلف و برای ۱۵ ایستگاه مورد بررسی بوده است.

**کلیدواژه ها:** اثرات ساختگاهی، بسامد طبیعی خاک، میکروترمو، نسبت طیفی، ضریب بزرگنمایی.

**\* نویسنده مسئول:** جواد اسدی فلاح

E-mail: Asadifallah@yahoo.com

## ۱- پیش نوشتار

امروزه به روشنی دیده شده است که اثرات ساختگاهی تأثیر قابل ملاحظه ای در تغییر شکل امواج و محتوای بسامدی نگاشت های حاصل از رخداد زمین لرزه ها دارند. از شناخته شده ترین اثرات ساختگاهی می توان به شکل توپوگرافی، جنس و ستبرای خاک و اثر خمیری خاک ساختگاه اشاره کرد. بررسی ها نشان می دهد که ساختگاه های قرار گرفته روی تپه ها و یا دره ها در هنگام رخداد زمین لرزه انرژی بیشتری را به دلیل متمرکز شدن امواج در این نقاط تجربه خواهند کرد. افزایش ستبرای لایه های سست نیز سبب تشدید امواج لرزه ای خواهد شد و این اثر در بیشتر زمین لرزه هایی که اثرات ساختگاهی در آن دخیل بوده، دیده شده است. این امر می تواند به دلیل مجوس شدن امواج لرزه ای میان تراز سنگ بستر و لایه آبرفت باشد. بخش مهمی از صدمات و خسارات دیده شده در اثر زمین لرزه های مخرب دنیا از جمله زمین لرزه سال ۱۹۸۵ مکزیک و یا زمین لرزه سال ۱۹۹۵ کوبه ژاپن مربوط به تقویت امواج لرزه ای به دلیل وجود اثرات ساختگاهی بوده است. بزرگنمایی جنبش نیرومند زمین با مقدار بزرگ تر از ۱۰، در بسیاری از نقاط جهان که ساختگاه روی خاک های رسوبی نرم قرار گرفته بود، اندازه گیری شده است. در بسیاری از این زمین لرزه ها دیده شده است که با وجود فاصله زیاد این ساختگاه ها از رومرکز زمین لرزه، صدمات قابل ملاحظه ای در اثر تقویت امواج لرزه ای در هنگام عبور از لایه آبرفت به سازه های موجود در این ساختگاه ها وارد شده است. مطالعه Lermo et al. (1988) نشان داده اند که علت چنین رخدادهایی می تواند یکسان بودن بسامد طبیعی خاک منطقه با بسامد امواج لرزه ای رسیده به منطقه باشد که سبب تشدید امواج لرزه ای شده است. با توجه به این موضوع، بسامد طبیعی خاک به بسامد تشدید نیز معروف است و از این پس در این نوشتار از این واژه به جای واژه بسامد طبیعی خاک استفاده خواهد شد.

هم اکنون روش های بسیاری برای تعیین بسامد تشدید و برآورد ضریب بزرگنمایی آبرفت به ویژه در مطالعات ریزپهنه بندی به کار گرفته می شود. اگر چه رفتار غیرخطی خاک در جنبش نیرومند زمین همچنان به عنوان یک مشکل بنیادین باقیمانده است؛ ولی تحلیل ارتعاشات محیطی در بررسی اثرات ساختگاهی می تواند برخی از متغیرهای مربوط به حرکات نیرومند زمین را پیش بینی کند. در میان روش های مختلف تعیین اثرات ساختگاهی، استفاده از اندازه گیری های میکروترموها به دلیل سادگی، ارزان بودن و سرعت در انجام عملیات صحرائی هواداران زیادی را در نقاط مختلف جهان به خود جلب کرده است. این روش از سال ۱۹۷۰ میلادی به بعد به عنوان ابزاری متداول در تعیین اثرات ساختگاهی برای تعیین متغیرهایی مانند بسامد تشدید، برآورد بزرگنمایی و تعیین سرعت موج برشی لایه های آبرفت به طور خاص در ژاپن استفاده شد و عمومیت آن به ویژه در کشورهای غربی از سال ۱۹۹۰ میلادی به بعد افزایش یافت.

دو روش کلی برای بررسی اثرات ساختگاهی وجود دارد. روش اول با استفاده از نظریات و تئوری های ریاضیاتی، اثرات ساختگاه را محاسبه می کند و نیاز به اطلاعات دقیق از مشخصات و ویژگی های لایه های آبرفت ساختگاه دارد که عموماً توسط گمانه زنی اکتشافی و مطالعات ژئوتکنیک، این اطلاعات به دست می آید. به روشی مشخص است که این روش با توجه به عملیات حفاری و اجرایی وسیع، هزینه بر و زمان بر خواهد بود. در این روش با استفاده از فن روش های عددی، جنبش از تراز سنگ بستر با یک تابع انتقال به سطح زمین منتقل می شود و با بررسی تاریخچه زمانی حاصل در سطح زمین می توان به بسامد تشدید لایه های آبرفت پی برد. تعیین بسامد تشدید در این حالت نیز از دو راه امکان پذیر است؛ در حالت اول با استفاده از نسبت طیفی نگاشت در روی سطح زمین به نگاشت روی سنگ بستر، مقدار بسامد تشدید مشخص می شود و در حالت دوم طیف پاسخ نگاشت در سطح زمین تهیه و از روی نمودار حاصل بسامدهایی که در آن تشدید در سازه روی می دهد، مشخص می شود که این بسامد به نوعی بیانگر بسامد تشدید لایه های آبرفت است.

در برابر آن، روش ساده دیگری برای بررسی اثرات ساختگاهی وجود دارد که در آن با استفاده از ابزارگذاری و اندازه گیری های ارتعاشات محیطی که به میکروترموها معروف هستند، می توان متغیرهایی همچون میزان سرعت موج برشی

و با بسامد تشدید لایه‌های خاک را به دست آورد (داودی و همکاران، ۱۳۸۷).

## ۲- ماهیت مایکروترمورها

مایکروترمور یک واژه عمومی است که اشاره به ارتعاشات خفیف زمین دارد که دارای دامنه کمی هستند و تقریباً همیشه وجود دارند. این ارتعاشات امواجی هستند که در هر ساختگاهی از درون لایه‌های زمین عبور می‌کنند و پس از متأثر شدن از ویژگی‌های ساختگاه روی لرزه‌نگارها ثبت می‌گردند. با توجه به این موضوع، این امواج می‌توانند متغیرهایی از ویژگی‌های ساختگاه را نمایش دهند. بزرگ‌ترین مشکل در استفاده از این ارتعاشات چگونگی جداسازی اثر منبع از اثر محیط عبور امواج است (Field and Jacob, 1993).

مایکروترمورها تقریباً از اوایل قرن بیستم دیده شدند (Gutenberg, 1958). پس از آن مطالعات زیادی روی مایکروترمورها صورت پذیرفت؛ به‌ویژه پس از سال ۱۹۵۰ که در ساخت دستگاه‌های لرزه‌نگاری پیشرفت قابل ملاحظه‌ای ایجاد شد؛ در این راستا از روش‌های جدید مانند تحلیل آرایه‌ای استفاده شد. در سال ۱۹۵۸ تقسیم‌بندی از چشمه‌های تولید کننده مایکروترمورها، بر پایه بسامدی که تولید می‌کنند توسط Gutenberg (1958) ارائه شد. همچنین چند سال بعد Asten (1978) پژوهش‌هایی انجام داد و تقریباً به همان نتایج پیشین دست پیدا کرد. با توجه به پژوهش‌های این پژوهشگر، دیده شده است که تغییرات آب‌وهوایی دارای بازه بسامدی ۰/۱ تا ۰/۵ هرتز، برخورد امواج دریا به ساحل دارای بازه بسامدی ۰/۵ تا ۱/۲ هرتز، خردلرزه‌های حاصل از فعالیت ماگما در آتشفشان‌ها دارای بازه بسامدی ۲ تا ۱۰ هرتز و فعالیت‌های صنعتی دارای بازه بسامدی ۱ تا ۱۰۰ هرتز هستند.

## ۳- روش‌های مختلف اندازه‌گیری مایکروترمورها

با توجه به هدف مورد مطالعه و تعداد ایستگاه‌های اندازه‌گیری مایکروترمورها، روش‌های مختلفی برای اندازه‌گیری و پردازش آنها وجود دارد. گاه هدف تعیین نیرخ سرعت موج برشی و گاه هدف تنها تعیین بسامد تشدید آبرفت است. در مکان‌هایی که سبترای آبرفت تا تراز سنگ بستر زیاد است و یا امکان اندازه‌گیری سرعت موج برشی با روش‌های متداول، مانند روش‌های لرزه‌ای درون‌گمانه‌ای دان‌هول (Down-Hole) و یا کراس‌هول (Cross-Hole) میسر نباشد، می‌توان از ثبت امواج مایکروترمورها در آرایه‌های خاصی مانند آرایه‌های خطی، مثلثی و دایره‌ای بهره برد و با پردازش این داده‌ها به مدلی از سرعت موج برشی برای آن ساختگاه دست یافت. این نوع مطالعه بر پایه استخراج منحنی پاشش امواج (Dispersion Curve) و استفاده از الگوریتم وارون (Inversion) برای برازش مدلی از زمین به منحنی پاشش استخراج شده، استوار است. یکی از متغیرهای تعیین کننده در برازش مدل‌ها متغیر سرعت امواج ریلی است و با استفاده از تئوری انتشار امواج و ارتباط میان متغیرهای مختلف زمین، می‌توان به مدل تقریبی از سرعت موج برشی ساختگاه دست یافت. از روش‌های متداول استخراج منحنی پاشش برای این نوع اندازه‌گیری‌ها می‌توان به روش بسامد- عدد موج (F-K) و روش خودهمبستگی مکانی (SPAC) اشاره کرد (Aki, 1957). ویژگی اصلی و مشترک در هر دو روش استخراج منحنی پاشش در این است که مایکروترمورها به عنوان فرایندی کاتوره‌ای در فضا و زمان در نظر گرفته می‌شوند و شکل طیفی آنها پایه تحلیل را نشان می‌دهد (Okada, 2003).

در سوی مقابل در مواردی که تنها نیاز به تعیین بسامد طبیعی خاک و یا همان بسامد تشدید است، از نسبت طیفی امواج استفاده می‌شود. این روش نخستین بار توسط Borchardt (1970) مطرح شد و هم‌اکنون در بسیاری از نقاط دنیا مورد استفاده قرار می‌گیرد. دو نوع متداول از اندازه‌گیری مایکروترمورها در این روش وجود دارد:

الف) روش استفاده از نقطه مرجع (Reference Site Method (RSM))؛ که در این

روش یک ایستگاه روی نقطه‌ای که عاری از اثرات ساختگاهی است و نقطه دیگر روی آبرفت قرار می‌گیرد و داده‌ها به‌طور هم‌زمان در هر دو ایستگاه ثبت می‌شود. دامنه طیف ارتعاشات زمین به شکل تابع زیر است (مهرآیین و تاتار(۱۳۸۵)):

$$M(f) = S(f) * G(f) * I(f) * E(f) \quad (1)$$

که در آن  $M(f)$  طیف ارتعاش زمین،  $S(f)$  تابع چشمه،  $G(f)$  تابع مسیر مشترک چشمه و ساختگاه،  $I(f)$  تابع پاسخ ساختگاه و  $E(f)$  اثرات ساختگاه است. در این نوع اندازه‌گیری با عملیات ریاضیاتی واهمامیخت (Deconvolution) می‌توان اثرات چشمه را که در ایستگاه مرجع ثبت می‌شوند، از ایستگاه قرار گرفته روی آبرفت حذف کرد. با حذف اثرات چشمه، اثر مسیر مشترک میان چشمه و محل ساختگاه (Green's Function) و اثرات دستگاهی را می‌توان تنها اثر ساختگاه در نتایج دید. در برابر این برتری، در مناطقی که رخنمون سنگی برای قرارگیری ایستگاه مرجع وجود ندارد، نمی‌توان از این روش استفاده کرد.

ب) روش تک‌ایستگاهی؛ که در آن نسبت طیفی مؤلفه افقی به مؤلفه قائم ( $H/V$ ) معیار تعیین بسامد تشدید است و در مناطقی که رخنمون سنگی وجود ندارد و استفاده از روش اول میسر نیست، می‌توان از این روش استفاده کرد. روش نسبت طیفی مؤلفه افقی به قائم ابتدا توسط Nogoshi and Ishigara (1971) پیشنهاد و بعدها توسط Nakamura (1989) بیشتر معرفی شد و از آن پس در بسیاری از مطالعات بررسی اثرات ساختگاهی مورد استفاده قرار گرفت. این روش هم‌اکنون به روش ناکامورا نیز شناخته می‌شود. ناکامورا روش خود را بر پایه ایده‌ای که از روش استفاده از نقطه مرجع گرفته بود و در نظر گرفتن چند فرض ساده ارائه کرد. فرضیات این پژوهشگر بر این استوار بود که مایکروترمورها از امواج حجمی و سطحی تشکیل شده‌اند و مؤلفه عمودی حرکت مایکروترمورها به دلیل نوع حرکت، از ناهمسان‌گردی آبرفت اثر قابل ملاحظه‌ای دریافت نمی‌کند. همچنین فرض دیگری که در این روش وجود دارد این است که اثر امواج ریلی در حرکت مایکروترمورها روی سنگ بستر، برای مؤلفه افقی و عمودی یکسان است. با توجه به این فرض‌ها، رابطه ساده شده زیر ارائه شد:

$$\frac{H_f}{V_f} = \frac{A_h * H_b + H_r}{A_v * V_b + V_r} = \frac{H_b}{V_b} \left[ \frac{A_h + \frac{H_r}{H_b}}{A_v + \frac{V_r}{V_b}} \right] \quad (2)$$

که در آن  $H_f$  و  $V_f$  به ترتیب مقادیر طیفی مؤلفه افقی و قائم مایکروترمورها در سطح زمین،  $H_b$  و  $V_b$  به ترتیب مقادیر طیفی مؤلفه افقی و قائم امواج حجمی روی سنگ بستر منطقه،  $H_r$  و  $V_r$  به ترتیب مقادیر طیفی مؤلفه افقی و قائم امواج سطحی و در پایان  $A_h$  و  $A_v$  ضرایب بزرگنمایی افقی و قائم امواج حجمی هستند. با توجه به فرض در نظر گرفته شده در این روش، در بازه بسامدی ۰/۲ تا ۲۰ هرتز، نسبت  $H_b/V_b$  تقریباً برابر با مقدار واحد ( $\frac{H_b}{V_b} = 1$ ) است و در این بازه بسامدی به دلیل بالا بودن سرعت امواج  $p$  نسبت به امواج  $s$ ، مؤلفه قائم دچار بزرگنمایی نمی‌شود و بنابراین  $A_v$  هم معادل با مقدار واحد ( $A_v = 1$ ) است و معادله بیشتر وابسته به انرژی امواج ریلی خواهد بود. در صورتی که از اثر امواج ریلی چشم‌پوشی شود و انرژی چیره از جنس امواج حجمی است؛ به‌ویژه در مواقعی که جنبش در سنگ بستر شدید باشد، معادله ۲ به شکل  $\frac{H_f}{V_f} = \frac{A_h}{A_v} = A_h$  در خواهد آمد و در صورتی که امواج ریلی مد نظر قرار گیرند که در واقعیت هم چنین است، امواج ریلی با انرژی زیاد در لایه‌های سطحی حرکت می‌کنند و معادله بالا به شکل  $\frac{H_f}{V_f} = \frac{H_r}{V_r}$  در خواهد آمد. مطالعات نشان می‌دهد که اولین مقدار بیشینه در نسبت طیفی  $\frac{H_f}{V_f}$  تقریباً معادل با اولین بسامد از دامنه بزرگنمایی افقی است و بنابراین به‌طور خلاصه می‌توان بسامد تشدید را با این روش ساده و با فرضیات در نظر گرفته شده تقریب زد.

در مطالعه حاضر نیز از روش تک‌ایستگاهی و یا همان روش ارائه شده توسط Nakamura (1989) برای ثبت مایکروترمورها و پردازش آنها استفاده شده است که در ادامه جزئیات بیشتری از چگونگی اندازه‌گیری و پردازش داده‌ها آورده شده است.

#### ۴- روش‌های تهیه طیف

همان‌گونه که در بخش پیش ملاحظه شد، این روش بر پایه نسبت طیفی میکروترمورها استوار بوده و بدین منظور لازم است تا طیف‌های مورد نظر برای مؤلفه‌های افقی و قائم به درستی و با استفاده از روش‌های متداول به دست آیند. در مورد چگونگی تعیین طیف‌ها ۴ روش کلی وجود دارد که عبارتند از طیف فوریه (Furrier Spectrum)، طیف توان (Power Spectrum)، طیف ضربی (Cross Spectrum) و طیف ضربی قطعه‌ای (Segmental Cross Spectrum).

در روش طیف فوریه همان‌گونه که از نامش پیداست، کل رکورد یا بخش‌هایی از آن با تبدیل فوریه (FT) یا تبدیل فوریه سریع (FFT) به حوزه بسامد برده می‌شود و نسبت طیفی مؤلفه افقی به قائم به دست می‌آید. روش دوم که همان طیف توان است نیز مانند روش اول است؛ با این تفاوت که در اینجا نسبت طیف توان مؤلفه‌های افقی و قائم مورد توجه قرار می‌گیرد. در روش سوم ابتدا همبستگی متقابل (Cross Correlation) میان دو مؤلفه از نگاهت و سپس نسبت طیفی موجود به دست می‌آید. در این رابطه پژوهش‌های زیادی که بیانگر مفید بودن این روش است توسط (Field et al. (1992)، Safak (1991) و Steidl (1993) انجام پذیرفته است. ولی در مطالعه مهرآیین و تاتار (۱۳۸۵) که برای جنوب باختر تهران انجام شده است، دیده شد که در این روش مقادیر بزرگنمایی بسیار اغراق آمیز بوده است. روش چهارم که توسط (Ghayamaghian and Kawakami (1997 ارائه شده است، همان روش طیف ضربی است، با این تفاوت که در روش طیف ضربی کل رکورد در محاسبه طیف در نظر گرفته می‌شود؛ ولی در روش طیف ضربی قطعه‌ای با توجه به وجود نوفه‌های گذرا (Transient) در داده‌ها، تنها چند قطعه از طول رکورد در نظر گرفته و با میانگین‌گیری از آنها سعی می‌شود تا اثرات نامطلوب و نامعلوم از جمله تفاوت در چشمه تولید مایکروترمورها در نتایج به کمترین مقدار برسد. در این روش برای نمونه با در نظر گرفتن دو پنجره زمانی در طول رکورد، می‌توان برای هر مؤلفه نسبت طیفی را به شکل زیر بیان کرد:

$$\frac{H_{scs}}{V_{scs}} = \frac{1}{2} \left( \frac{N_{w1} * N_{w2}}{V_{w1} * V_{w2}} + \frac{E_{w1} * E_{w2}}{V_{w1} * V_{w2}} \right) \quad (3)$$

که در آن  $N_{w1} * N_{w2}$  طیف حاصل از همبستگی میان پنجره اول و دوم در مؤلفه شمالی- جنوبی،  $E_{w1} * E_{w2}$  طیف حاصل از همبستگی میان پنجره اول و دوم در مؤلفه خاوری- باختری و در پایان  $V_{w1} * V_{w2}$  طیف حاصل از همبستگی میان پنجره اول و دوم در مؤلفه قائم است. بدین ترتیب نسبت طیفی مؤلفه افقی به قائم با این روش به دست می‌آید.

#### ۵- اندازه‌گیری مایکروترمورها در گستره شهر شیراز

در راستای پروژه مقاوم‌سازی سامانه‌های آبرسانی شهر شیراز، افزون بر مطالعات گسترده ژئوفیزیک و ژئوتکنیک، اندازه‌گیری میکروترمورها در ۷۴ نقطه از شهر شیراز در بازه زمانی ۱۳۸۶/۰۲/۱۰ تا ۱۳۸۶/۰۲/۲۰ به مرحله اجرا درآمد. پراکندگی نقاط اندازه‌گیری به گونه‌ای بود که همه نقاط شهر تحت پوشش قرار گیرد. در هر نقطه ۳ برداشت با طول رکورد ۵ تا ۱۰ دقیقه انجام پذیرفت. برداشت‌ها در طول ۱۰ شب و تا نزدیک صبح انجام پذیرفت که نوفه‌های سطحی بسیار کمتر از طول روز است. دستگاه اندازه‌گیری از نوع سرعت‌نگار Geospace با آهنگ نمونه‌برداری ۱۰۰ نمونه در ثانیه و به همراه یک موقعیت‌یاب (GPS) تک‌کاناله بوده است. این دستگاه در بازه بسامدی ۰/۵ تا ۵۰ هرتز پاسخ‌دهی یکنواختی دارد.

همان‌گونه که اشاره شد، در مطالعه حاضر از روش نسبت طیفی مؤلفه افقی به قائم (H/V) و یا همان روش ناکامورا برای تعیین بسامد تشدید استفاده شده است. روش‌های تعیین طیف در این مطالعه با استفاده از دو روش طیف فوریه و طیف توان بوده است. بدین منظور ابتدا کل رکورد مورد توجه قرار گرفت و سپس بخش‌هایی

که دارای نوفه‌های سطحی بودند از رکورد حذف شدند. این امر از دو راه صورت پذیرفت؛ در ابتدا با روش چشمی داده‌های نامطلوب حذف و سپس با استفاده از نسبت  $\frac{STA(Short Term Averaging)}{LTA(Long Term Averaging)}$  بخش‌های نامطلوب از داده‌ها حذف شد. بازه زمانی برای بخش STA، ۰/۵ ثانیه و برای بخش LTA، ۱۵ ثانیه و آستانه تحریک برای این روش در ۲ نظر گرفته شد. سپس در بخش‌هایی که داده‌های مطلوب وجود داشت، پنجره‌های زمانی ۲۰ ثانیه‌ای با یک هم‌پوشانی ۱۵ درصد و استفاده از پنجره غیر مستطیلی برای بهتر شدن نتایج و همچنین جلوگیری از پدیده گیبس در بخش‌های بریده سیگنال، اختیار شد.

پس از انجام عملیات یاد شده، طیف فوریه و توان برای هر یک از پنجره‌ها و در انتها میانگین طیف این پنجره‌های زمانی برای هر مؤلفه جداگانه به دست آمد. با توجه به اینکه در راستای افقی دو مؤلفه E و N در هر رکورد وجود دارد، طیف‌های حاصل از مؤلفه‌های افقی با یکدیگر میانگین‌گیری هندسی شدند و یک خروجی واحد برای مؤلفه افقی ارائه شد. در پایان پس از تهیه طیف‌های مورد نظر، نسبت طیفی آنها (H/V) به شکل گراف‌هایی که محور افقی معرف بسامد و محور قائم معرف نسبت H/V است، استخراج شد. این گراف‌ها در برخی بسامدها دارای بیشینه مقدار هستند و به‌طور کل این نقاط بسامدهایی هستند که در آنها امکان ایجاد پدیده تشدید وجود دارد. با توجه به نسبت طیفی حاصل، به‌طور کیفی می‌توان میزان بزرگنمایی در بسامد تشدید را در آن ایستگاه نسبت به ایستگاه‌های دیگر سنجید. علت استفاده از واژه کیفی بدین دلیل بوده است که در بسیاری از مطالعات رابطه مشخص و اثبات شده‌ای میان بزرگنمایی واقعی در هنگام رویداد جنبش نیرومند زمین و مقدار دامنه H/V در بسامد تشدید، دیده نشده است. اما (Nakamura (2000 عنوان کرده است که با فرضیاتی در زمینه نسبت موج فشاری (P) و موج برشی (S)، می‌توان به برآورد قابل قبولی از میزان بزرگنمایی در هر ایستگاه دست پیدا کرد. پژوهش‌های در رابطه با این موضوع همچنان ادامه دارد.

در ادامه کار به منظور بررسی اثر دستگاه اندازه‌گیری و زمان اندازه‌گیری، برای بخشی از رکورد زمین‌لرزه‌های واقعی، جایی که امواج حجمی زمین‌لرزه هنوز روی شتاب‌نگارها ثبت نشده‌اند، نسبت طیفی مورد نظر در دو ایستگاه شتاب‌نگاری Shiraz2 و Shiraz3 از زمین‌لرزه سال ۱۹۹۹ کره‌بس، محاسبه شد که در ادامه به نتایج حاصل پرداخته شده است. دلیل انتخاب این دو ایستگاه به این دلیل بوده است که دو مورد از ایستگاه‌های اندازه‌گیری میکروترمورها یعنی ایستگاه‌های S21 و S72 در نزدیکی این دو ایستگاه شتاب‌نگاری بوده‌اند و امکان مقایسه نتایج وجود داشته است. افزون بر این، به منظور بررسی وابستگی زمانی دوره تشدید، پس از گذشت حدود ۸ سال از برداشت اولیه داده‌ها در ۵ محل داده‌ها دوباره برداشت شد. با وجود گذشت مدت زمان طولانی از برداشت داده‌های اولیه، سعی بر آن شد که شرایط برداشت داده‌ها در این بازه زمانی با شرایط برداشت داده‌های اولیه یکسان باشد.

#### ۶- نتیجه‌گیری

همان‌گونه که گفته شد، با استفاده از روش فوریه و طیف توان، طیف‌های پنجره‌های مختلف به دست آمد و نسبت طیفی مؤلفه افقی به قائم برای ۷۴ ایستگاه اندازه‌گیری مایکروترمورها و دو ایستگاه شتاب‌نگاری Shiraz2 و Shiraz3 محاسبه و استخراج شد. برای نمونه، در شکل ۱ نمودارهای حاصل برای ۵ ایستگاه S21 (منطقه گل‌دشت)، S32 (تقاطع قدوسی)، S39 (شهرک مطهری)، S44 (روستای علی آباد) و S72 (بلوار رحمت) آورده شده است. در ایستگاه‌های یاد شده پس از مدت ۸ سال داده‌برداری دوباره انجام شده که نتایج طیف‌های حاصل در این بازه زمانی با نتایج طیف‌های حاصل از برداشت‌های اولیه در شکل ۱ مقایسه شده است. همان‌گونه که در این شکل‌ها دیده می‌شود، نمودارهای حاصل به‌ویژه در مقادیر بسامد تشدید، تفاوت قابل ملاحظه‌ای از خود نشان نمی‌دهند. مقادیر بسامد تشدید و بزرگنمایی برای

ایستگاه‌های اندازه‌گیری شده در جدول ۱ آورده شده است.

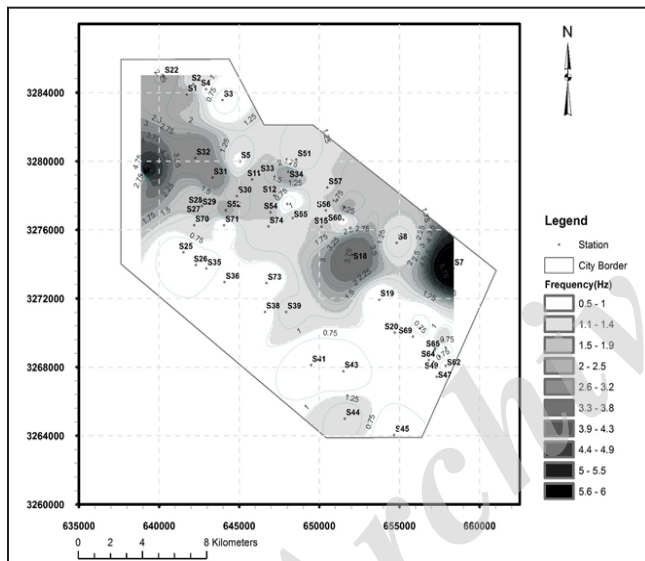
همان‌گونه که در جدول ۱ دیده می‌شود، نتایج بیانگر بسامد تشدید در بازه بسامدی ۰/۵ تا ۶ هرتز و ضرایب بزرگنمایی در بازه ۱/۳ تا ۵ در گستره شهر است. با توجه به نتایج حاصل، نقشه توزیع بسامد تشدید و نقشه توزیع ضریب بزرگنمایی برای شهر شیراز تهیه و به ترتیب در شکل‌های ۲ و ۳ آورده شده است.

همان‌گونه که در شکل ۲ دیده می‌شود، بسامد تشدید در بخش‌های جنوبی و باختری شهر مانند شهرک احمدآباد و شهرک رضوان که بیشتر روی لایه‌های رسی با ستبرای قابل ملاحظه قرار گرفته‌اند، پایین است و در برابر آن و در مناطق شمال خاوری و برخی از مناطق خاوری شهر که بیشتر روی رسوبات آبرفتی با ستبرای کم (کمتر از ۱۰ متر) قرار گرفته‌اند، بسامد تشدید دارای مقادیر بالایی است. برای نمونه در منطقه باباکوهی که ستبرای رسوبات بسیار کم است، این مقدار به ۶ هرتز هم رسیده است. همچنین باید به این نکته اشاره شود که در ۸ مورد از ایستگاه‌ها، امکان تشخیص بسامد تشدید از روی نمودارهای استخراج شده وجود ندارد که در جدول ۱ با علامت ستاره مشخص شده‌اند. از علل این امر می‌توان به نبود تباین سرعتی قابل ملاحظه در لایه‌های خاک و سنگ بستر و یا کیفیت پایین داده‌های برداشت شده در این ایستگاه‌ها اشاره کرد که با توجه به برداشت چند باره در محل

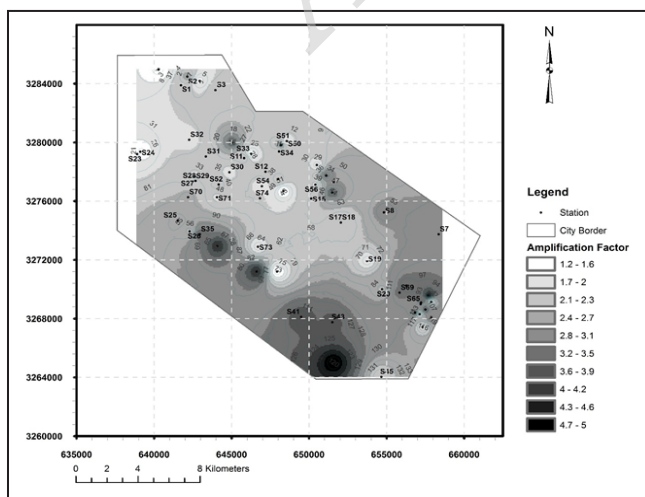
این ایستگاه‌ها، فرض اول منطقی‌تر به نظر می‌رسد (اسدی فلاح، ۱۳۸۷). در ادامه، نتایج حاصل از داده‌های ایستگاه‌های شتاب‌نگاری، مقدار بسامد تشدید را برای ایستگاه Shiraz2 و ایستگاه Shiraz3 به ترتیب ۰/۷ و ۱/۸ هرتز نشان می‌دهد. مقدار بزرگنمایی در این دو ایستگاه، به ترتیب دارای مقادیر ۲/۷ و ۱/۶ است. مقایسه بسامد تشدید این دو ایستگاه شتاب‌نگاری با دو ایستگاه S21 (مجاور ایستگاه Shiraz3) با بسامد تشدید ۲/۱ و S72 (مجاور ایستگاه Shiraz2) با بسامد تشدید ۰/۵۱ هم‌خوانی خوب نتایج دو نوع اندازه‌گیری را نشان می‌دهد. همچنین مقادیر بزرگنمایی در دو ایستگاه S21 و S72 به ترتیب دارای مقادیر ۱/۴ و ۲/۹ است که با نتیجه به دست آمده از ایستگاه‌های شتاب‌نگاری تطابق قابل قبولی ندارد. همان‌گونه که پیش‌تر اشاره شد، بسیاری از مطالعات روش نسبت طیفی مؤلفه افقی به قائم، ارائه نشدن نتایج قابل قبول در ارتباط با مقادیر بزرگنمایی را تصدیق می‌کنند.

### سپاسگراری

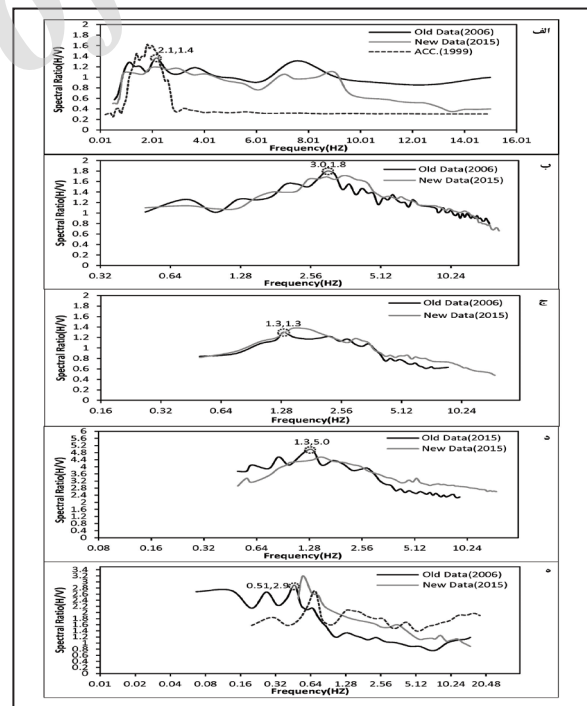
در پایان از مسئولان محترم مهندسین مشاور تهران-بوسن برای فراهم آوردن شرایط و امکانات لازم برای برداشت داده‌ها سپاسگراری می‌شود.



شکل ۲- نقشه توزیع بسامد تشدید حاصل از نتایج اندازه‌گیری مایکروترمورها در گستره شهر شیراز.



شکل ۳- نقشه توزیع ضریب بزرگنمایی حاصل از نتایج اندازه‌گیری مایکروترمورها در گستره شهر شیراز.



شکل ۴- الف) نمودار نسبت طیفی در ایستگاه ۱۲۵؛ ب) نمودار نسبت طیفی در ایستگاه ۲۳۵؛ ج) نمودار نسبت طیفی در ایستگاه ۳۳۵؛ د) نمودار نسبت طیفی در ایستگاه ۴۳۵؛ ه) نمودار نسبت طیفی در ایستگاه ۴۴۵.

جدول ۱- مقادیر بسامد تشدید و بزرگنمایی در محل ایستگاه‌های اندازه‌گیری مایکروترمورها.

ضریب بزرگنمایی	بسامد تشدید (هرتز)	مختصات جغرافیایی		نام ایستگاه	ضریب بزرگنمایی	بسامد تشدید (هرتز)	مختصات جغرافیایی		نام ایستگاه
		X	Y				X	Y	
۴/۲	۰/۹	۶۴۶۶۱۷	۳۲۷۱۲۱۷	S38 (شهرک مطهری ۱)	۲/۲	۲	۶۴۱۷۳۶	۳۲۸۳۸۹۸	S1 (معالی آباد)
۱/۳	۱/۳	۶۴۷۹۴۰	۳۲۷۱۲۰۹	S39 (شهرک مطهری ۲)	۲/۵	۱/۲	۶۴۲۱۴۱	۳۲۸۴۴۸۸	S2 (معالی آباد)
-	-	۶۴۹۴۰۰	۳۲۶۸۰۹۹	S40 (سلطان آباد)*	۲/۲	۰/۷	۶۴۳۹۶۵	۳۲۸۳۵۶۶	S3 (بلوار چمران)
۳/۷	۰/۶	۶۴۹۴۸۸	۳۲۶۸۱۲۲	S41 (سلطان آباد ۲)	۱/۵	۱	۶۴۲۹۳۶	۳۲۸۴۱۹۷	S4 (قصرالدشت)
-	-	۶۴۸۰۴۲	۳۲۷۴۰۷۲	S42 (پمپاژ آقاباخانی)*	۳/۵	۱	۶۴۵۰۵۱	۳۲۷۹۹۸۶	S5 (چهارراه مطهری)
۳/۶	۰/۶	۶۵۱۵۰۸	۳۲۶۷۷۶۵	S43 (نیروی هوایی)	۲/۹	۱	۶۴۸۱۹۰	۳۲۷۹۸۴۵	S6 (خیابان جمهوری)
۵	۱/۳	۶۵۱۶۰۰	۳۲۶۵۰۰۰	S44 (روستای علی آباد)	۳	۶	۶۵۸۳۶۰	۳۲۷۳۷۴۹	S7 (منطقه باباکوهی)
۲	۰/۶	۶۵۴۶۷۲	۳۲۶۴۰۴۳	S45 (علی آباد)	۲/۹	۱/۲	۶۵۴۸۳۰	۳۲۷۵۲۴۴	S8 (مخزن گلها)
-	-	۶۵۷۳۲۰	۳۲۶۷۴۰۰	S46 (میدان تره‌بار ۱)*	-	-	۶۵۴۶۵۰	۳۲۷۵۱۲۰	S9 (ایستگاه پمپاژ ۲)*
۱/۸	۱	۶۵۷۳۲۸	۳۲۶۷۴۳۳	S47 (میدان تره‌بار ۲)	۲/۳	۱/۵	۶۴۵۸۱۸	۳۲۷۸۹۳۹	S10 (قصرالدشت)
۱/۸	۱	۶۵۷۱۳۷	۳۲۶۸۳۱۲	S48 (وزیر آباد ۱)	۲/۳	۱/۵	۶۴۵۸۱۷	۳۲۷۸۹۳۹	S11 (چهارراه ملاصدرا ۱)
۳/۵	۰/۸	۶۵۶۸۴۰	۳۲۶۸۴۱۵	S49 (وزیر آباد ۲)	۲	۱/۵	۶۴۷۱۹۸	۳۲۷۸۰۰۴	S12 (چهارراه ملاصدرا ۲)
۲/۳	۱/۲	۶۴۸۵۶۴	۳۲۸۰۰۹۱	S50 (دریاچناری ۱)	۲/۴	۰/۷	۶۴۸۰۰۵	۳۲۷۷۵۰۶	S13 (۱۵ خرداد)
۱/۳	۱	۶۴۸۵۷۰	۳۲۸۰۰۹۰	S51 (دریاچناری ۲)	۲/۲	۰/۷	۶۴۸۰۱۴	۳۲۷۷۵۱۲	S14 (چهارراه مشیر)
۲/۳	۲	۶۴۴۱۶۵	۳۲۷۷۱۴۰	S52 (بلوار استقلال ۱)	۲/۲	۱/۵	۶۵۰۱۴۵	۳۲۷۶۱۷۸	S15 (شاه چراغ)
-	-	۶۴۴۱۴۰	۳۲۷۷۰۰۰	S53 (بلوار استقلال ۲)*	-	-	۶۵۱۵۳۶	۳۲۷۵۳۸۶	S16 (بلوار مدرس)*
۱/۸	۱/۵	۶۴۶۹۵۷	۳۲۷۷۰۲۳	S54 (بلوار استقلال ۳)	۱/۸	۳/۵	۶۵۲۰۵۷	۳۲۷۴۵۵۱	S17 (خیابان الزهرا)
۱/۲	۱/۳	۶۴۸۳۴۰	۳۲۷۶۶۸۴	S55 (دروازه کازرون)	۲/۲	۴	۶۵۲۰۵۷	۳۲۷۴۵۵۰	S18 (فضل آباد)
۱/۹	۱/۳	۶۵۰۴۱۴	۳۲۷۷۱۲۹	S56 (خیابان تختی)	۱/۷	۰/۹	۶۵۳۷۴۵	۳۲۷۱۹۳۷	S19 (شهرک مدرس)
۱/۷	۱/۴	۶۵۰۵۰۵	۳۲۷۸۴۶۶	S57 (چهارراه حافظیه)	۲/۳	۱	۶۵۴۷۱۱	۳۲۷۰۰۰۸	S20 (فرودگاه)
۳/۲	۱/۷	۶۵۱۱۱۱	۳۲۷۷۷۴۵	S58 (بلوار گلستان)	۱/۴	۲/۱	۶۴۰۲۹۵	۳۲۸۴۹۶۳	S21 (منطقه گلدهشت)
۲/۷	۲	۶۵۱۶۰۴	۳۲۷۷۳۰۰	S59 (بلوار گلستان)	۱/۳	۲/۴	۶۴۰۲۸۷	۳۲۸۴۹۶۱	S22 (مخزن معالی آباد)
۳/۵	۱	۶۵۱۴۹۴	۳۲۷۶۵۹۹	S60 (بلوار سلمان)	۱/۷	۱/۵	۶۳۸۹۰۸	۳۲۷۹۲۰۸	S23 (مخزن محمدیه ۱)
۲/۲	۱	۶۵۸۵۶۴	۳۲۸۰۰۹۱	S61 (دهکده سلامی)	۱/۳	۶	۶۳۹۱۱۹	۳۲۷۹۳۷۳	S24 (مخزن محمدیه ۲)
۳	۰/۶	۶۵۷۸۱۷	۳۲۶۸۰۷۶	S62 (منطقه وزیر آباد ۱)	۲/۷	۰/۵	۶۴۱۵۳۴	۳۲۷۴۶۹۱	S25 (شهرک احمد آباد)
۳/۵	۰/۹	۶۵۷۵۰۵	۳۲۶۸۶۲۵	S63 (منطقه وزیر آباد ۲)	۲/۳	۰/۷	۶۴۲۳۰۲	۳۲۷۳۹۴۸	S26 (شهرک فرهنگیان)
۳/۷	۱/۲	۶۵۷۲۲۷	۳۲۶۹۰۹۸	S64 (منطقه وزیر آباد ۳)	۲/۳	۲	۶۴۲۶۷۴	۳۲۷۳۲۸۴	S27 (خیابان مطهری)
۲/۵	۰/۶	۶۵۷۲۰۰	۳۲۶۹۰۰۰	S65 (منطقه وزیر آباد ۴)	۲/۳	۱/۷	۶۴۲۶۷۷	۳۲۷۳۲۸۳	S28 (تقاطع ستارخان)
۱/۸	۰/۷	۶۵۷۸۸۴	۳۲۶۹۱۴۴	S66 (منطقه وزیر آباد ۵)	۱/۷	۱/۴	۶۴۲۶۳۸	۳۲۷۳۶۷۸	S29 (بلوار میثم)
۴/۵	۱/۱	۶۵۷۷۲۳	۳۲۶۹۵۸۲	S67 (منطقه وزیر آباد ۶)	۱/۸	۱/۵	۶۴۴۸۶۲	۳۲۷۷۹۷۲	S30 (باغ غنیمت آباد)
۳/۴	۰/۷	۶۵۶۲۸۳	۳۲۷۰۲۵۷	S68 (قطار شهری شیراز)	۲	۳	۶۴۳۳۴۷	۳۲۷۰۹۴۴	S31 (میدان مطهری)
۳/۲	۰/۸	۶۵۵۸۴۶	۳۲۶۹۷۷۵	S69 (شهرک وزیر آباد)	۱/۸	۳	۶۴۲۲۷۱	۳۲۸۰۱۸۲	S32 (تقاطع قدوسی)
۲/۵	۱/۱	۶۴۲۱۹۶	۳۲۷۶۲۷۳	S70 (بلوار رحمت ۱)	۱/۳	۱/۵	۶۴۶۲۶۱	۳۲۷۹۲۲۵	S33 (میدان دانشجو)
۱/۹	۰/۸	۶۴۴۰۶۳	۳۲۷۶۲۷۲	S71 (بلوار رحمت ۲)	۲	۲/۵	۶۴۸۰۶۴	۳۲۷۹۳۸۶	S34 (بلوار ارم)
-	-	۶۴۵۷۴۷	۳۲۷۵۰۳۴	S72 (بلوار رحمت ۳)*	۳/۴	۰/۶	۶۴۲۹۵۷	۳۲۷۳۷۴۹	S35 (شهرک رضوان ۱)
۱/۷	۰/۹	۶۴۶۷۰۹	۳۲۷۲۹۰۱	S73 (زندان عادل آباد)	۴/۲	۱	۶۴۴۰۹۱	۳۲۷۲۹۵۲	S36 (شهرک رضوان ۲)
۲	۱/۴	۶۴۶۸۳۱	۳۲۷۶۲۰۰	S74 (میدان بسیج)	-	-	۶۴۵۵۹۳	۳۲۷۱۲۵۲	S37 (شهرک میانرود)*

\* در این نقاط مقادیر مورد نظر قابل استخراج نبوده‌اند.

## کتابنگاری

اسدی فلاح، ج.، ۱۳۸۷- بررسی اثر ساختمانگاه بر جنبش نیرومند زمین در گستره شهر شیراز، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.  
 داوودی، م.، حق شناس، ا. و میرجلیلی، م.، ۱۳۸۷- کاربرد روش آرایه‌ای خردلرزه‌ها در تعیین پروفیل سرعت موج برشی لایه‌های تحت‌الارضی در یک سایت نمونه در شهر تهران- مجله علمی پژوهشی زمین لرزه‌شناسی و مهندسی زمین لرزه، سال دهم، ویژه‌نامه فارسی، صص. ۲۰۵ تا ۲۱۵.  
 مهرآیین، ل. و تاتار، م.، ۱۳۸۵- مطالعه اثر ساختمانگاه در جنوب باختری تهران با استفاده از اندازه‌گیری میکروترومور- مجله علوم زمین، سال پانزدهم، شماره ۵۹، صص. ۲۴ تا ۳۸.

## References

- Aki, K., 1957- Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors, Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo, No.35, 415-457.
- Asten, M. W., 1978- Geological control on the three-component spectra of Rayleigh wave microseisms, Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 68, No.6, 1623-1635.
- Brocherdt, T. D., 1970- Effects of local geology on ground motion near Sanfrancisco Bay, Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 60, 29-61.
- Field, E. H., Jacob, K. H. and Hough, S. E., 1992- Earthquake site response estimation: a week motion case study, Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 82, No. 6, 2283-2307.
- Field, E. H. and Jacob, K., 1993- The theoretical response of sediment layers to ambient seismic noise, Geophysical Research Letter, No. 20, 2925-2928.
- Ghayamghamian, M. R. and Kawakami, H., 1997- Segmental cross-spectrum in microtremor spectral ratio analysis, 7th International Conference on Structural Safety and Reliability, Kyoto, November 24-28, 1487-1494.
- Gutenberg, B., 1958- Microseisms, in Advances in Geophysics, Academic, New York, No. 5, 53-921958.
- Lermo, J., Rodriguez, M. and Singh, S. K., 1988- The Mexico earthquake of september 19, 1985-Natural period of sites in the valley of Mexico from microtremor measurements and strong motions data, Earthquake Spectra, Vol. 4, No. 4, 805-814.
- Nakamura, Y., 1989- A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microteremore on the ground surface, Quarterly Report Railway Technical Research Institute, Vol. 30(1), 25-33.
- Nakamura, Y., 2000- Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications, Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering. Auckland, New Zealand.
- Nogoshi, M. and Igarashi, T., 1971- On the amplitude characteristics of microteremore (part 2), Journal of Seismological Society of Japan, No. 24, 26-40.
- Okada, H., 2003- The microtremor survey method (translated by Koya Suto), Geophysical Monograph Series, Society of Exploration Geophysicists No. 12, p.135.
- Safak, E., 1991- Problems with using spectral ratios to estimate site amplification, Proceedings of the 4st International Conference on Seismic Zonation, Stanford, California, 277-284.
- Steidl, J. H., 1993- Variation of site response at the UCSB dense array of portable accelerometers, Earthquake Spectra, Vol. 9, No. 2, 289-302.

## Site effect evaluation using microtremor measurements in the city of Shiraz

J. Asadifallah<sup>1\*</sup>, M. Zare<sup>2</sup> and M. R. Gheytauchi<sup>3</sup>

<sup>1</sup>M.Sc., Institute of Geophysics, University of Tehran; K. N. Toosi University of Technology, Tehran, Iran

<sup>2</sup>Associated Professor, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran

<sup>3</sup>Professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran, Tehran, Iran

Received: 2015 May 18

Accepted: 2016 February 29

### Abstract

Natural frequency of soil is an important factor in site effect studies. In order to determine this parameter, microtremor measurements were applied as a fast, simple and economic tool. For this purpose, microtremors were recorded in 74 points with time durations of 5 to 10 minutes throughout the city of Shiraz. Natural frequency and amplification factor of soil were then estimated considering the main peak in spectral ratio between horizontal and vertical components (H/V) that is also known as Nakamura's technique. Fourier and power spectrums were also used to determine this spectral ratio. The results demonstrate that natural frequency varies from 0.5HZ to 6HZ in different parts of the city, so that it increases in the east and north part of the city where alluvial deposits over the bedrock are thin. Also, amplification factor of the alluvial deposits obtained by this method has values between 1.3 and 5 throughout the city. In order to investigate time-dependence of the natural frequency, after 8 years of data recording new data were recorded in five stations. The results indicate acceptable correlation and consistency between old and new data results in these five stations.

**Keywords:** Site effect, Natural Frequency of soil, Microtremor, Spectral ratio, Amplification factor.

For Persian Version see pages 167 to 172

\*Corresponding author: J. Asadifallah; E-mail: asadifallah@yahoo.com

Archive of SID