

## برآورد سرعت موج برشی با ترکیب روش‌های آرایه‌ای و وارون‌سازی منحنی‌های بیضی‌واری در ساختگاهی در جنوب شهر تهران

الهام شعبانی<sup>۱\*</sup>، نوربخش میرزائی<sup>۲</sup>، ابراهیم حق‌شناس<sup>۳</sup> و مرتضی اسکندری قادی<sup>۴</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری ژئوفیزیک، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

<sup>۲</sup> دانشیار، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

<sup>۳</sup> استادیار، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

<sup>۴</sup> دانشیار، گروه علوم پایه مهندسی، پردیس دانشکده‌های فنی، دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۸۷/۱۰/۱۶، پذیرش نهایی: ۸۸/۷/۲۱)

### چکیده

گستره تهران به علت قرار گرفتن در نزدیکی گسل‌های فعال در معرض تجربه زمین‌لرزه‌های بزرگ (با بزرگی‌های بیش از ۷) است؛ به همین علت شناسایی لایه‌های زمین به منظور تعیین میزان تقویت امواج زلزله با اهمیت است. تحقیقات صورت گرفته روی اثرات زمین‌شناسی محلی بر جنبش زمین ناشی از زمین‌لرزه در تهران با استفاده از روش‌هایی نظیر محاسبه تابع انتقال یک‌بعدی SH و همچنین روش‌های تجربی مبتنی بر ثبت ارتعاشات زمینه و رویداد زمین‌لرزه‌ها منجر به نتایج کاملاً متفاوت و غیرمنتظره‌ای شده است. با فرض وجود لایه‌ای با سرعت موج برشی معادل ۷۰۰ متر بر ثانیه به‌منزله سنگ‌بستر لرزه‌ای، تابع انتقال یک‌بعدی SH در محدوده بسامدهای بیش از ۲ هرتز، میزان تقویت را بسیار کوچک پیش‌بینی می‌کند درحالی‌که روش نسبت طیفی وابسته به ساختگاه مرجع، میزان تقویت را در محدوده بسامدی ۰/۳ تا ۸ هرتز، هشت برابر و بسیار قابل‌توجه نشان می‌دهد. این تناقض را ممکن است با فرض قرار گرفتن لایه‌های رسوبی ضخیم و سست که روی سنگ‌بستر سخت واقع شده‌اند توجیه کرد. در این تحقیق برای تعیین حدود سرعت موج برشی در اعماق زیاد از منحنی‌های پاشش امواج ریلی با به‌کارگیری روش‌های آرایه‌ای SPAC و FK استفاده شده است و منحنی‌های بیضی‌واری (Ellipticity) امواج ریلی با استفاده از روش‌هایی که اخیراً بر پایه تجزیه موجک از میدان موج زمینه عرضه شده است، استخراج شده‌اند. سپس، وارون‌سازی دو منحنی پاشش و بیضی‌واری به‌طور هم‌زمان برای به‌دست آوردن مدل سرعت موج برشی صورت گرفته است. در این مقاله نتایج حاصل از تحقیقات در ساختگاهی واقع در جنوب شهر تهران که بر رسوبات نسبتاً نرم واقع شده است، عرضه می‌شود. براساس مطالعات صورت گرفته، عمق سنگ‌بستر در این ساختگاه مابین ۷۰۰ تا ۱۲۰۰ متر برآورد می‌شود.

واژه‌های کلیدی: ساختار سرعت موج برشی، روش‌های آرایه‌ای مبتنی بر امواج زمینه، امواج ریلی، منحنی‌های بیضی‌واری، جنوب تهران

## Estimating shear-waves velocity structure by combining array methods and inversion of ellipticity curves at a site in south of Tehran

Shabani, E.<sup>1</sup>, Mirzaei, N.<sup>2</sup>, Haghshenas, E.<sup>3</sup> and Eskandari-Ghadi, M.<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Ph D. Student of Geophysics, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

<sup>2</sup> Associate Professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

<sup>3</sup> Assistant Professor, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran

<sup>4</sup> Associate Professor, Eng. Science Dept., Faculty of Engineering, University of Tehran, Iran

(Received: 5 Jan 2009, Accepted: 13 Oct 2009)

### Abstract

Tehran, the capital of Iran, is under the threat of large magnitude earthquakes (above 7) located on known active faults. Previous studies on the effect of local surface geology on

earthquake ground motion using 1D calculation of SH transfer function (Jafari et al., 2001; JICA & CEST, 2000) and using experimental methods (Haghshenas, 2005) based on earthquake and ambient noise vibration recordings resulted in very different and unexpected results. By assuming a layer with  $V_s = 700$  m/s as seismic bedrock, 1D SH transfer functions show indeed a weak amplification for frequencies above 2 Hz, while the site-to-reference spectral ratios exhibit a significant amplification (up to 8) within a large frequency band from 0.3 to 8 Hz. Such discrepancy might be explained by very thick and stiff sedimentary layers overlying very rigid bedrock.

Different methods including microtremors array (FK and SPAC) and H/V calculated by TFA techniques, joint inversion of dispersion curves and ellipticity curves and finally SH transfer function were used to constrain the shear-wave velocity and the bedrock depth at a site exhibiting high ground motion amplification at low frequencies in the south of Tehran. Results show that using the array data alone (arrays with a limited aperture of 100 meters) can only provide  $V_s$  profile for the superficial layers. Combining the array methods and single station measurement can give deeper and better constrain on shear-wave velocity models. Knowing the range of fundamental resonance frequencies from earthquake data gives us the opportunity to filter the inverted  $V_s$  models obtained from joint inversion of dispersion curve and H/V ellipticity curve, by applying SH transfer functions calculated for various inverted  $V_s$  profile and comparing the subsequent resonance frequency to the actual one.

In this paper, array processing by using MSPAC (Bettig et al., 2001) and FK techniques were performed using Sesarray software package (Wathelet et al., 2008). Results from MSPAC analysis are not shown here since it did not add more significant results to the dispersion curve than the one derived from FK analysis. Inversion was performed using the Conditional Neighborhood Algorithm (Wathelet, 2008). Although inverted shear wave velocity profiles fit well the borehole  $V_s$  measurements (Figure 3a, black line), they do not provide any constrain of  $V_s$  for depths deeper than 100 meters. This is explained by the limited array aperture resulting in phase velocity estimates ranging between 6 and 10 Hz.

Applying this procedure gives estimate about the shear-wave velocity and the bedrock depth in the south of Tehran which may lie between 700 to 1200 meters. This procedure should be applied to different sites in Tehran in order to retrieve the  $V_s$  profile and the spatial variation of sediment-to-bedrock depth throughout Tehran. This will then allow us to better understand observed site amplification.

**Key words:** Shear-waves velocity structure, Ambient noise array techniques, Rayleigh waves, Ellipticity curves, Tehran

## ۱ مقدمه

بنابراین، اهمیت تعیین سرعت موج برشی در ساختارهای کم عمق مشخص می شود (هارتزل و همکاران، ۱۹۹۶ و یاماناگا، ۱۹۹۸). در سال های اخیر ثبت میکروترومورها به صورت اندازه گیری های تک ایستگاهی (برای نمونه بارد، ۱۹۹۸ و ایشیدا و همکاران، ۱۹۹۸) یا آرایه های کوچک مقیاس (هورایک، ۱۹۸۵ و ماتسوشیما و اوکادا، ۱۹۹۰) برای تعیین نیم رخ های موج برشی ساختارهای

بیان کیفی اثرات ساختگاه (تقویت جنبش زمین در اثر خصوصیات زمین شناسی سطحی) از اهداف اصلی زلزله شناسی مهندسی و برآورد خطر زمین لرزه است (برای نمونه بورچرت، ۱۹۷۰). اثرات تقویت ساختگاه با تابعیت بسامد، به بازتاب ها و اثرات تشدید حاصل از امواج برشی منتشر شده در رسوبات تحکیم نیافته ای که روی سازندهای سخت تر قرار گرفته اند، نسبت داده می شود.

روش‌های تک‌ایستگاهی یا روش‌های آرایه‌ای، خصوصاً در ساختارهای رسوبی عمیق، راهکار کارآمدی برای تعیین ویژگی‌های پاسخ ساختگاه به‌شمار می‌رود که در این مقاله نیز برای بررسی فرض اول به کار گرفته شده است.

اولین بار اکی (۱۹۵۷) روش SPAC را برای شناسایی طبیعت امواج لرزه‌ای زمینه و همچنین شناخت خصوصیات انتشار امواج معرفی کرد. روش SPAC برای برآورد منحنی‌های پاشش امواج سطحی از راه تحلیل میزان همبستگی بین نوفه‌های ثبت شده در ایستگاه‌های نزدیک به یکدیگر طراحی شده است. با استفاده از این منحنی‌ها می‌توان ساختار لایه‌های زیرسطحی را مشخص کرد. از آنجاکه این روش مبتنی بر بررسی‌های آماری در زمان و مکان است، فرض می‌شود که سیگنال ثبت شده یک نوفه تصادفی است که در هر دو حوزه زمان و مکان پایا است (بتیگ و همکاران، ۲۰۰۱). در تحلیل بسامد-عدد موج (FK) فرض بر این است که امواج تخت افقی در عرض آرایه‌ای شامل گیرنده‌ها عبور می‌کند (لاکوس و همکاران، ۱۹۶۹؛ وارنا و رینگدال، ۱۹۸۶). با فرض انتشار موجی با بسامد  $f$ ، مسیر انتشار و سرعت معلوم (یا معادل آنها  $k_x$  و  $k_y$ ، که به ترتیب عدد موج در راستای محورهای افقی  $x$  و  $y$  هستند) می‌توان زمان رسید نسبی را در مکان هریک از گیرنده‌ها محاسبه کرد و فازها را با توجه به تأخیر زمان رسید جابه‌جا ساخت. خروجی آرایه را می‌توان با جمع سیگنال‌های جابه‌جا شده در حوزه بسامد به‌دست آورد. اگر امواج با راستا و سرعت معلوم در حال انتشار باشند و برهم‌نهی همه آنها به‌طور سازنده صورت بگیرد، خروجی آرایه قوی خواهد بود. حاصل تقسیم خروجی آرایه بر توان طیفی را *Semblance* گویند (لاکوس و همکاران، ۱۹۶۹؛ آستن و هنستریج، ۱۹۸۴). مکان بیشینه *Semblance* در صفحه ( $k_x$  و  $k_y$ ) برآوردی از سرعت و آزیموت امواج گذرنده از آرایه را به‌دست می‌دهد.

کم‌عمق، توجه زیادی را به خود معطوف داشته است. از مزایای استفاده از روش‌های مبتنی بر استفاده از ارتعاشات زمینه می‌توان به کم‌هزینه بودن این روش‌ها، مونیتورینگ آسان و امکان انجام آزمایش‌های غیر مخرب در مکان‌های شهری با سکنه زیاد و همچنین عمق نفوذ نسبتاً زیاد این امواج اشاره کرد.

بررسی‌های صورت گرفته روی اثرات زمین‌شناسی محلی، بر جنبش زمین ناشی از زمین‌لرزه در گستره تهران با استفاده از روش‌هایی نظیر محاسبه تابع انتقال یک‌بعدی SH و همچنین روش‌های تجربی مبتنی بر ثبت ارتعاشات زمینه و رویداد زمین‌لرزه‌ها، منجر به نتایج کاملاً متفاوت و غیرمنتظره‌ای شده است. به‌طوری‌که با فرض وجود لایه‌ای با سرعت موج برشی معادل ۷۰۰ متر بر ثانیه به‌منزله سنگ‌بستر لرزه‌ای، تابع انتقال یک‌بعدی SH بسامد پایه خاک در تهران را در محدوده بسامدهای بیش از ۲ هرتز با میزان بزرگ‌نمایی ناچیز به‌دست داده است (جعفری و همکاران، ۲۰۰۱؛ جایکا و سیست، ۲۰۰۰). برخلاف نتایج دو تحقیق پیش‌گفته، حق‌شناس (۲۰۰۵) با نصب ۱۴ ایستگاه لرزه‌نگاری با رکوردگیری پیوسته در نقاط متفاوت شهر و برداشت ارتعاشات محیطی در بیش از ۶۲ نقطه و به‌کارگیری روش‌های تجربی گوناگون روشن ساخت که میزان بزرگ‌نمایی به مراتب بیشتر و محدوده بسامدی متأثر از اثرات ساختگاهی نیز گسترده‌تر از نتایج تحقیقات قبلی است. به‌طوری‌که تشدید ناشی از اثرات ساختگاهی از ۰/۳ هرتز شروع می‌شود و تا ۸ هرتز ادامه می‌یابد. این مسئله نه تنها در سایت‌های ریزدانه جنوب شهر، بلکه حتی برای مناطق مرکزی و شمالی شهر نیز مشاهده می‌شود. دو احتمال قرار گرفتن لایه‌های رسوبی ضخیم با روند تدریجی افزایش سرعت موج برشی، قرار گرفته روی سنگ‌بستر بسیار سخت، و اثرات چندبعدی حوضه رسوبی برای توجیه چنین تناقضی از سوی وی پیشنهاد شده است. استفاده از نگاهت امواج زمینه در

می‌دهد که به علت ابعاد کوچک آرایه‌ها، نیم‌رخ موج برشی حاصل از وارون‌سازی منحنی پاشش حاصل از اندازه‌گیری آرایه‌ای، در مقایسه با اطلاعات گمانه موجود فقط تا اعماق کمتر از ۱۲۰ متر قابل اعتماد است، درحالی‌که با وارون‌سازی منحنی‌های بیضی‌واری و پاشش به‌طور ترکیبی، روند تغییرات نیم‌رخ موج برشی نسبت به عمق، با آنچه که از اطلاعات گمانه قابل مشاهده است انطباق خوبی دارد. استفاده از توابع انتقال SH، تمهید به‌کار گرفته شده برای برآورد کردن عمق سنگ‌بستر است که عمق قابل قبول سنگ‌بستر را بین ۷۰۰ تا ۱۲۰۰ متر به‌دست می‌دهد.

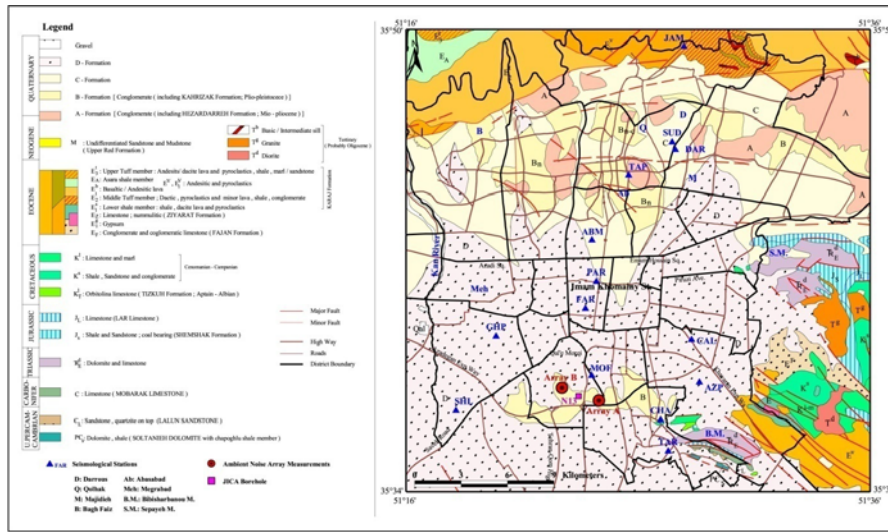
## ۲ اندازه‌گیری‌های تک‌ایستگاهی و آرایه‌ای

در شکل ۱ محل‌های مربوط به اندازه‌گیری‌های تک‌ایستگاهی صورت گرفته (حق‌شناس و همکاران، ۲۰۰۳) و همچنین اندازه‌گیری‌های آرایه‌ای به انجام رسیده در ۲۰۰۷ نشان داده شده است (نقاط A و B). اندازه‌گیری‌های تک‌ایستگاهی در طول پنج ماه به طور مستمر در سال ۲۰۰۲ با استفاده از حس‌گر CMG40T صورت گرفته است.

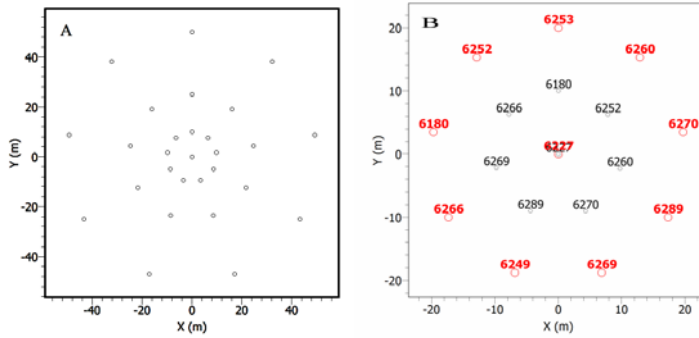
### ۱-۲ روش‌های آرایه‌ای

اندازه‌گیری‌های آرایه‌ای با استفاده از دو آرایه دایره‌ای از حس‌گرهای CMG6TD صورت گرفته است (شکل ۲). بزرگ‌ترین قطر آرایه‌ها ۱۰۰ متر در آرایه A و ۵۰ متر در آرایه B بوده است. این آرایه‌ها در نزدیکی گمانه ۱۲۰ متری N13 که طی تحقیقات جایکا و سیست (۲۰۰۰) حفر شده است و ساختگاه MOF مربوط به اندازه‌گیری‌های تک‌ایستگاهی به انجام رسیده توسط حق‌شناس و همکاران (۲۰۰۳)، برپا شده‌اند. ساختگاه MOF ساختگاهی است دارای بسامد شدید حدود ۰/۳ تا ۰/۴ هرتز که بیشترین تقویت جنبش زمین را در جنوب تهران به خود اختصاص داده است (حق‌شناس، ۲۰۰۵).

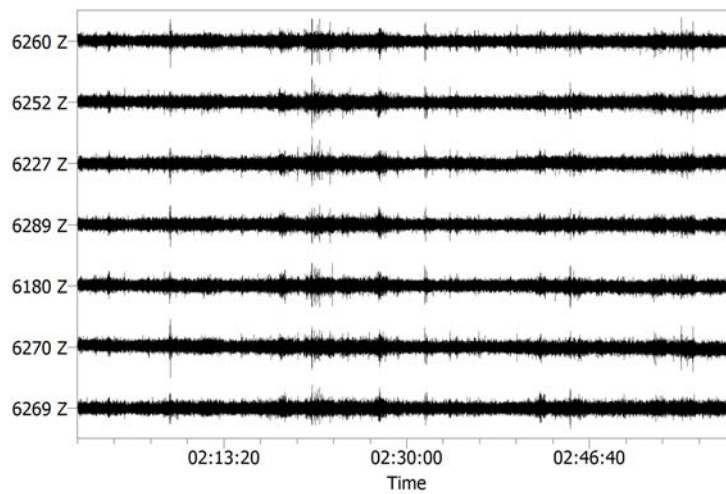
در این تحقیق از روش‌های مورد اشاره برای تعیین مدل سرعتی موج برشی در ساختگاهی واقع در جنوب تهران که در بررسی شرایط ژئوتکنیکی و خطر محلی زلزله در تهران (حق‌شناس، ۲۰۰۵) بیشترین تقویت را نشان داده، استفاده شده است. در عمل، در مرحله اول، منحنی‌های پاشش امواج ریلی با استفاده از امواج زمینه ثبت شده در اندازه‌گیری‌های آرایه‌ای در دو محل مشخص به‌دست می‌آیند. در این تحقیق از برخی از اندازه‌گیری‌های صورت گرفته در راستای طرح پژوهشی مصوب پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله با عنوان "بررسی ویژگی‌های آبرفت‌های عمیق تهران" استفاده شده است. محل اندازه‌گیری آرایه‌ها در نزدیکی گمانه ۱۲۰ متری N13 در گستره تهران است که در طی تحقیقات جایکا و سیست (۲۰۰۰) حفر شده است. به علت محدودیت مکانی در انتخاب ابعاد آرایه‌ها، قطر آرایه‌ها به ترتیب حداکثر ۱۰۰ و ۵۰ متر انتخاب شده‌اند؛ در نتیجه، فقط قسمتی از منحنی پاشش که در بسامدهای زیاد قرار می‌گیرد، قابل تشخیص است؛ البته در این تحقیق به‌علت کوچک‌تر بودن منحنی پاشش حاصل از آرایه A و کیفیت کم اطلاعات ثبت شده در مقایسه با آرایه B، فقط از اندازه‌گیری‌های صورت گرفته در آرایه B استفاده شده است. در مرحله بعد به منظور به‌دست آوردن اطلاعاتی از خصوصیات پاشندگی امواج ریلی در بسامدهای کم، از منحنی‌های بیضی‌واری امواج ریلی نیز استفاده شده است. در نهایت به منظور به‌دست آوردن نیم‌رخ‌های سرعت موج برشی تا اعماق زیاد، بررسی‌های وارون منحنی‌های پاشش و بیضی‌واری به‌صورت ترکیبی صورت گرفته است. برای برآورد کردن عمق سنگ‌بستر از روش مقایسه بسامد شدید حاصل از توابع انتقال SH، که از نیم‌رخ‌های سرعت موج برشی حاصل از بررسی‌های وارون محاسبه شده‌اند، با بسامد شدید معلوم از تحقیقات زلزله‌شناسی (حق‌شناس، ۲۰۰۵) استفاده شده است. نتایج حاصل نشان



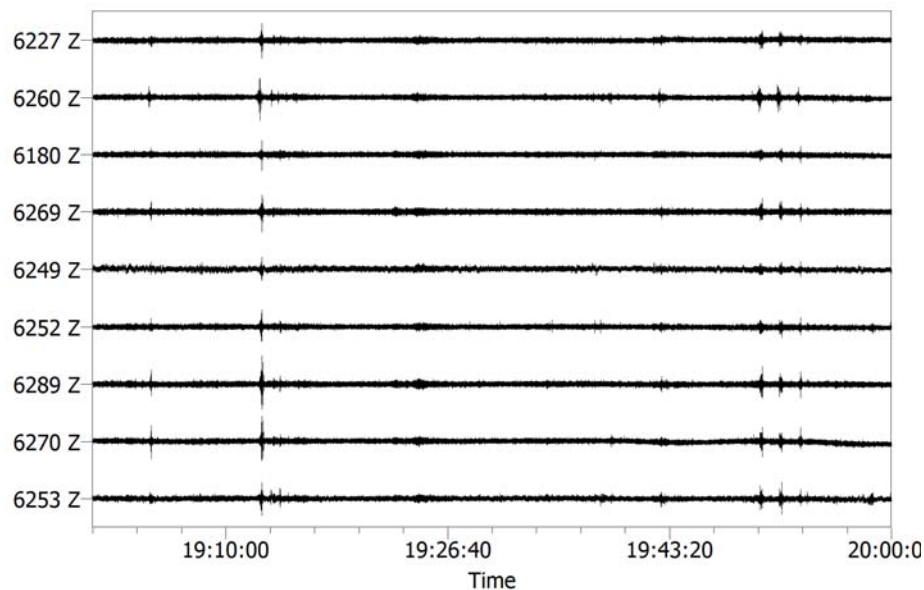
شکل ۱. نمایش مکان‌های ۱۴ ایستگاه منفرد (علائم مثلث شکل)، دو آرایه در محل‌های A و B، گمانه N13 و ساختمان MOF روی نقشه زمین‌شناسی تهران (سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۶۵).



شکل ۲. A) طرح آرایه A که از سه دایره هم‌مرکز که هریک شامل ۹ ایستگاه و یک ایستگاه مرکزی هستند تشکیل شده است، B) طرح آرایه B که از دو دایره هم‌مرکز شامل ۷ و ۹ ایستگاه و یک ایستگاه مرکزی تشکیل شده است. موقعیت ایستگاه‌ها با شماره هر ایستگاه مشخص شده است. اندازه‌گیری میکروترمورها در هر دایره به‌طور جداگانه صورت گرفته است.



شکل ۳. تاریخچه زمانی نگاهت‌های مؤلفه Z ثبت شده در دایره با شعاع ۱۰ متر از آرایه B، ثبت شده در تاریخ ۲۰۰۷/۱۱/۵ از ساعت ۲:۰۰ تا ۳:۰۰ به وقت گرینویچ.



شکل ۴. تاریخچه زمانی نگاشت‌های مؤلفه Z ثبت شده در دایره با شعاع ۲۵ متر از آرایه B، ثبت شده در تاریخ ۲۰۰۷/۱۱/۷ از ساعت ۱۹:۰۰ تا ۲۰:۰۰ به وقت گرینویچ.

می‌دهند. اگرچه نیم‌رخ‌های موج برشی حاصل از وارون‌سازی، تطابق خوبی با اندازه‌گیری‌های سرعت موج برشی در گمانه (نیم‌رخ مشکی رنگ در شکل ۵ الف) دارند، اما، تغییرات سرعتی در این مدل‌ها در اعماق بیش از ۱۰۰ متر بسیار متنوع است. علت این مسئله را می‌توان محدود بودن ابعاد آرایه دانست که برآورد سرعت موج برشی را به محدوده بسامدی ۶ تا ۱۰ هرتز منحصر می‌کند.

## ۲-۲ استخراج منحنی بیضی‌واری و وارون‌سازی ترکیبی منحنی‌های پاشش و بیضی‌واری

بین روش‌های گوناگون میکروترمور، روش H/V (ناکامورا، ۱۹۸۹) برای برآورد بسامد اصلی نهشته‌های نرم، مناسب ارزیابی شده است (توکیماتسو، ۱۹۹۷؛ بارد، ۱۹۹۸؛ بونیفوی-کلاودت و همکاران، ۲۰۰۶a). این روش امکان به نقشه در آوردن با جزئیات این بسامد را در مناطق مسکونی به دست می‌دهد. در ساختارهای یک‌بُعدی، میانگین نسبت طیفی H/V را می‌توان برای برآورد بیضی‌واری مد اصلی موج ریلی به کار برد (یاماناکا

در شکل‌های ۳ و ۴ تاریخچه زمانی دایره‌ها با شعاع‌های ۱۰ و ۲۵ متر از آرایه B نشان داده شده است، لازم به ذکر است که حس گر ۶۲۶۶ به علت نقص در عملکرد GPS از آرایه حذف شده است.

در این تحقیق از روش‌های MSPAC (بتیگ و همکاران، ۲۰۰۱) و بسامد-عددموج با به کارگیری نرم‌افزار Sesarray (واتلت و همکاران، ۲۰۰۸؛ <http://www.geopsy.org>) استفاده شده است. شکل ۵ (ب) منحنی حاصل از تحلیل بسامد-عددموج را در آرایه B نشان می‌دهد. از آنجا که تحلیل MSPAC اطلاعات بیشتری به نتایج تحلیل بسامد-عددموج اضافه نمی‌کند، نتایج حاصل را در اینجا نمایش نداده‌ایم. تحقیقات وارون با استفاده از الگوریتم همسایگی مشروط (واتلت، ۲۰۰۸) صورت گرفته است. چنان‌که شکل ۵ (ب) نشان می‌دهد، نتایج وارون‌سازی منحنی‌های پاشش، غیریکتا است. به همین ترتیب، چنان‌که شکل ۵ (الف) نیز نشان می‌دهد حاصل وارون‌سازی مجموعه‌ای از نیم‌رخ‌های سرعت موج برشی است که سرعت‌های فاز را برحسب عمق نشان

دارد. اگر این قسمت را بتوان حذف کرد، نسبت‌های H/V بهتر بیضی‌واری مد اصلی موج ریلی را نشان می‌دهند. این عمل نیازمند فرض‌هایی در مورد محتوای طیفی امواج SH است. به‌طور کلی، فرض می‌شود که مؤلفه شعاعی (امواج ریلی) دارای دامنه مساوی با امواج عرضی (امواج لاو) هستند، اما این فرض اغلب صحیح نیست.

روش دوم نسبت‌های H/V تلاش دارد که با تعریف موجک‌های P-SV در طول سیگنال و محاسبه نسبت طیفی این موجک‌ها تأثیر موج SH را کاهش دهد. این عمل را می‌توان با تحلیل زمان - بسامد روی هر یک از سه مؤلفه ارتعاشات زمینه، به انجام رساند. در نمایش زمان - بسامد سیگنال قائم، پرنرژترین قسمت‌ها در هر بسامد تعیین می‌شوند. فرض می‌شود که این بیشینه مربوط به سیگنال یک موجک موج ریلی است که برای آن نسبت طیفی H/V محاسبه شده است. میانگین روی تمام موجک‌ها، نسبت طیفی H/V را تعریف می‌کند. از آنجا که فرض شده است که مد اصلی تحریک شده امواج ریلی هستند، این منحنی معیاری از منحنی بیضی‌واری نیز هست.

در این تحقیق از موجک مورلت استفاده شده است که در قسمت ۲-۲-۱ معرفی و در قسمت ۲-۲-۲ کاربرد موجک مورلت تعدیل یافته در استحصال منحنی‌های بیضی‌واری عرضه می‌شود.

#### ۲-۲-۱ موجک مورلت

یک روش معمول برای تحلیل موجک، استفاده از موجک مورلت است. موجک مورلت به علت خواصی از جمله، بسامد مرکزی معلوم (well defined)، حداقل عدم قطعیت در زمان و مکان و امکان استخراج اطلاعات در مورد فاز سیگنال، مورد توجه قرار گرفته است. موجک مورلت یک موجک مختلط است که در حوزه زمان چنین تعریف می‌شود (گراسمن و مورلت، ۱۹۸۴):

$$\psi(t) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0 t} e^{-t^2/2}.$$

و همکاران، ۱۹۹۴). در حالت P-SV بیضی‌واری جنبش زمین در سطح زمین به‌صورت نسبت بین توابع ویژه جابه‌جایی افقی و قائم در هر بسامد تعریف می‌شود. بیضی‌واری در نسبت‌های طیفی H/V بین قله در بسامد تشدید اصلی و اولین مینیمم در بسامد بیشتر قابل مشاهده است (فا و همکاران، ۲۰۰۱). شکل نسبت H/V حول قله بیشینه آن را می‌توان در برآورد نیم‌رخ سرعت موج برشی مورد استفاده قرار داد. یاماناکا و همکاران (۱۹۹۴) و ساتو و همکاران (۲۰۰۱) این رهیافت را در حوضه‌های رسوبی عمیق به کار گرفتند، درحالی‌که فا و همکاران (۲۰۰۱) این روش را برای ساختگاه‌های کم‌عمق به کار بردند. این روش مبتنی بر بیضی‌واری فقط برای ساختگاه‌هایی که بین سرعت موج برشی رسوبات و پی‌سنگ اختلاف زیادی وجود دارد و نیز وقتی که چشمه‌ها به هم نزدیک (۴ تا ۵۰ برابر ضخامت لایه) و نزدیک به سطح باشند به کار می‌رود (بونیفوی - کلاودت و همکاران، ۲۰۰۶b). در چنین ساختگاه‌هایی، نسبت طیفی H/V دارای قله مشخصی است.

ترکیب منحنی‌های پاشش امواج سطحی با منحنی بیضی‌واری مد اصلی امواج ریلی دارای این مزیت است که عمق کلی رسوبات نرم را به‌دست می‌دهد (فا و همکاران، ۲۰۰۳). مشکل اصلی استحصال بیضی‌واری از نسبت‌های طیفی H/V تصحیح لازم برای انرژی امواج حجمی و لاو موجود در ثبت ارتعاشات زمینه است. دو نوع روش را می‌توان برای تعدیل نسبت‌های H/V حاصل از تک‌ایسگاه‌ها به کار برد (فا و همکاران، ۲۰۰۱). اول تحلیل قطبی کلاسیک در حوزه بسامد که قطبش به‌صورت نسبت بین طیف فوریه مؤلفه‌های افقی و طیف مؤلفه قائم تعریف می‌شود. در این روش فرض می‌شود که مؤلفه قائم در محدوده بسامدی مورد نظر در نزدیک قله H/V غالباً از امواج ریلی تشکیل شده است. قسمت (۱) موج SH میدان موج فقط در مؤلفه افقی حرکت شرکت

منظور از داده ثبت شده در یکی از ایستگاه‌های آرایه نیز می‌توان استفاده کرد، اما، با توجه به مدت زمان طولانی‌تر ثبت داده در تحقیق حق‌شناس و همکاران (۲۰۰۳)، از بهمن ۱۳۸۰ تا خرداد ۱۳۸۱، امکان انتخاب داده‌هایی که انرژی میکروترموورها بیشترین دامنه نسبت طیفی H/V را داشته باشد، فراهم می‌کند، از داده سایت MOF استفاده شده است.

روش مبتنی بر الگوریتم پیشنهادی فا و همکاران (۲۰۰۱ و ۲۰۰۳) امکان تشخیص موجک‌های P-SV در سری‌های زمانی تحلیل بسامد- زمان (TFA) را فراهم می‌سازد. این روش در واقع کمینه‌سازی اثرات حضور امواج SH و اثرات برهم‌نهی ورودهای متفاوت امواج P-SV در نسبت‌های H/V محاسبه شده است. معمولاً ساختار سرعتی نهشته‌ها با یال سمت راست (با محدوده بسامدی از قله تا اولین مینیمم) منحنی بیضی‌واری کنترل می‌شود. در ساختگاه MOF منحنی‌های بیضی‌واری نشان داده شده با نقاط مشکی رنگ در شکل ۵ (ب) استخراج شده‌اند. در مرحله بعد منحنی‌های بیضی‌واری و پاشش به‌طور ترکیبی با بهره‌گیری از الگوریتم واتلت (۲۰۰۸) وارون‌سازی شده‌اند و نیم‌رخ‌های موج برشی حاصل در شکل ۶ (ج) نشان داده شده‌اند. ترکیب منحنی‌های بیضی‌واری با منحنی پاشش به تعیین سرعت موج برشی در اعماق بیشتر کمک می‌کنند. در نتیجه با ترکیب منحنی‌های بیضی‌واری استخراج شده در ساختگاه MOF، که حاوی اطلاعاتی در محدوده بسامدی ۰/۵ تا ۰/۸ هرتز هستند و منحنی پاشش به بازیابی و تعیین سرعت موج برشی در اعماق بیشتر پرداخته می‌شود. لازم به توضیح است که اگرچه استفاده از روش ترکیبی شکل کلی ساختار سرعتی موج برشی در نهشته‌ها را به‌دست می‌دهد، ولی عمق سنگ‌بستر هنوز تعیین نشده است.

برای  $\omega \geq 5.3364$  (دابلیوز، ۱۹۹۲) یا  $\omega \geq 5.4285$  (فلاندرین، ۱۹۹۹). عموماً از  $\omega = 6$  استفاده می‌شود اما موجک مورلت معمولی با  $\omega = 6$  برای محاسبه زمان- بسامد H/V و نیز برای داده‌های شیشه‌سازی شده بسیار ساده، جواب خوبی به‌دست نمی‌دهد. بنابراین، از موجک مورلت تعدیل شده استفاده می‌شود که در حوزه بسامد باریک‌تر است. نتایج حاصل از استفاده از موجک تعدیل یافته در مقایسه با موجک مورلت بسیار بهتر است. هرچه مقدار m بیشتر باشد، موجک مورلت تعدیل یافته در حوزه بسامد باریک‌تر خواهد بود.

نمایش طیفی موجک مورلت تعدیل شده به روش پیشنهاد شده لاردیس و گاتبروز (۲۰۰۲) یا یان و همکاران (۲۰۰۶) چنین است:

$$\psi(t) = \frac{1}{\sqrt[4]{\pi}} \exp(-(a\omega - \omega_0)^2 m), \quad \omega > 0$$

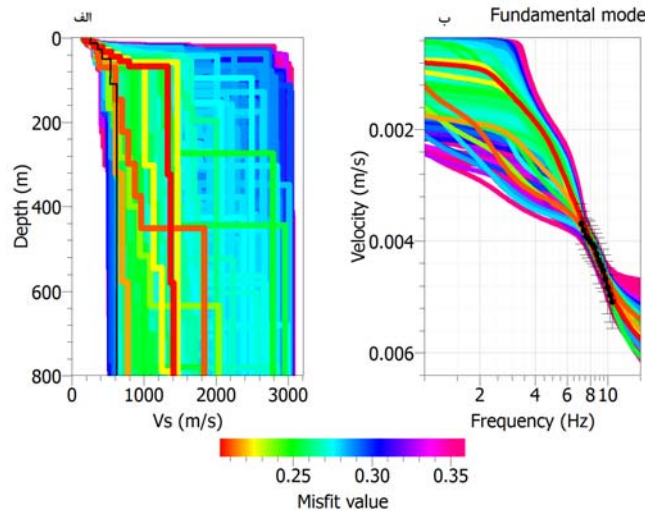
به‌طوری‌که پارامتر m پهنای مورلت را در دامنه طیفی کنترل می‌کند و  $\omega_0$  دارای مفهوم بسامد زاویه‌ای مرکزی موجک مورلت تعدیل یافته در مقیاس  $a = 1$  است. هرچه مقدار پارامتر m بیشتر باشد، موجک در حوزه طیفی باریک‌تر خواهد شد. بنابراین، دقت بسامدی آن بهتر است.

## ۲-۲-۲ کاربرد موجک مورلت تعدیل یافته در

### استحصال منحنی‌های بیضی‌واری در جنوب تهران

به‌منظور استخراج اطلاعات از خصوصیات پاشش امواج ریلی در فرکانس‌های کمتر از ۶ هرتز که به کمک آن می‌توان از ساختار سرعتی اعماق بیشتر، اطلاعاتی به‌دست آورد، از آنجا که MOF نزدیک‌ترین سایت اندازه‌گیری میکروترموورها در کار حق‌شناس و همکاران (۲۰۰۳) به اندازه‌گیری‌های آرایه‌ای است، در این تحقیق از این سایت برای به‌دست آوردن منحنی‌های بیضی‌واری امواج ریلی استفاده شده است. لازم به ذکر است که برای این

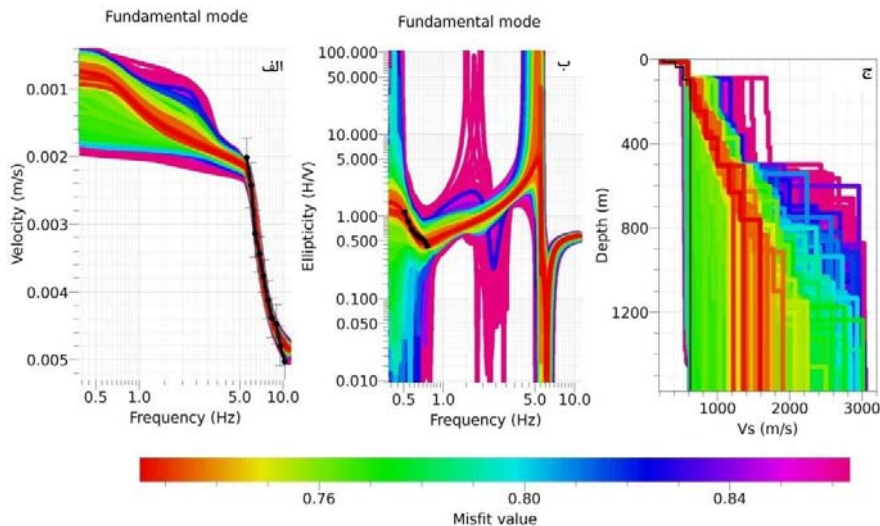




شکل ۵. نتایج بررسی‌های وارون در آرایه B. الف) نیم‌رخ‌های سرعت موج برشی منتج از وارون‌سازی به همراه نیم‌رخ سرعت موج برشی حاصل از اندازه‌گیری در گمانه (خط مشکی ضخیم فقط تا عمق ۱۲۰ متری عمق گمانه است)، ب) منحنی‌های پاشش مرتبط با نیم‌رخ‌های سرعت و منحنی پاشش حاصل از اندازه‌گیری (نقاط مشکی رنگ) به همراه انحراف‌معیارهای مربوط.

نمی‌کند؛ اما، مدل‌های نیم‌رخ سرعت موج برشی منتج از بررسی ترکیب منحنی‌های پاشش و بیضی‌واری (شکل ۶) تا اعماق کمتر از ۱۲۰ متر دارای تطابق قابل قبولی با نیم‌رخ سرعتی حاصل از گمانه است، به طوری که کلیه مدل‌های حاصل از وارون‌سازی تا عمق ۱۲۰ متر برخلاف شکل ۵ قابل مقایسه با اطلاعات گمانه هستند.

مقایسه شکل‌های ۵ و ۶ نشان می‌دهد که مدل‌های نیم‌رخ سرعت موج برشی به دست آمده از تحقیقات وارون منحنی پاشش حاصل از تحلیل آرایه‌ای، تنوع زیادی دارند. مدل دارای بهترین برازش که با رنگ سرخ مشخص شده است (شکل ۵) تا اعماق کمتر از ۱۲۰ متر از روند نیم‌رخ سرعتی داده‌های گمانه موجود پیروی



شکل ۶. وارون‌سازی ترکیبی منحنی پاشش حاصل از تحلیل FK (شکل الف) در آرایه B و منحنی بیضی‌واری امواج ریلی (شکل ب) در ساختگاه MOF که منجر به نیم‌رخ‌های سرعت موج برشی (شکل ج) می‌شود.

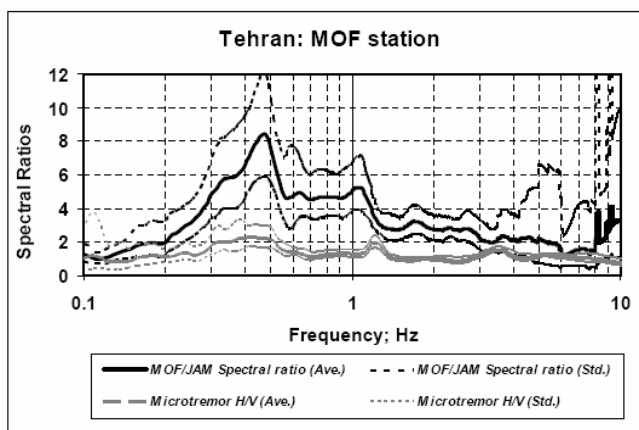
### ۳ تعیین عمق سنگ‌بستر

به منظور تعیین عمق سنگ‌بستر می‌توان بسامد تشدید ساختگاه مورد بررسی را نیز در عملیات وارون‌سازی ترکیبی تأثیر داد. براساس یافته‌های به دست آمده در این تحقیق، نیم‌رخ‌های سرعت موج برشی حاصل از بررسی‌های وارون نسبت به ضریب وزنی هریک از اطلاعات ورودی (منحنی پاشش، منحنی بیضی‌واری و بسامد تشدید) در محاسبه بهترین برازش بسیار تأثیر پذیر هستند. بنابراین، با استفاده از محاسبه توابع انتقال SH برای مجموعه نیم‌رخ‌های سرعت موج برشی حاصل از وارون‌سازی با انتخاب اعماق متفاوت برای سنگ‌بستر تلاش می‌کنیم تا محدوده قابل قبول عمق سنگ‌بستر را به دست آوریم. در ساختگاه MOF با فرض اینکه باید عمق سنگ‌بستر در محدوده ۴۰۰ تا ۱۴۰۰ متر یافت شود با تغییر عمق سنگ‌بستر فرضی با گام ۱۰۰ متر در محدوده فوق و با ثابت گرفتن سرعت موج برشی معادل ۳۲۰۰ متر بر ثانیه و سرعت موج فشاری معادل ۵۶۰۰ متر بر ثانیه در سنگ‌بستر، هر بار برای هر سناریو از عمق سنگ‌بستر فرضی بسامد تشدید حاصل از محاسبه تابع انتقال SH با بسامد تشدید به دست آمده از تحقیقات لرزه‌ای حق‌شناس و همکاران (۲۰۰۳) مقایسه می‌شود تا محدوده قابل قبولی

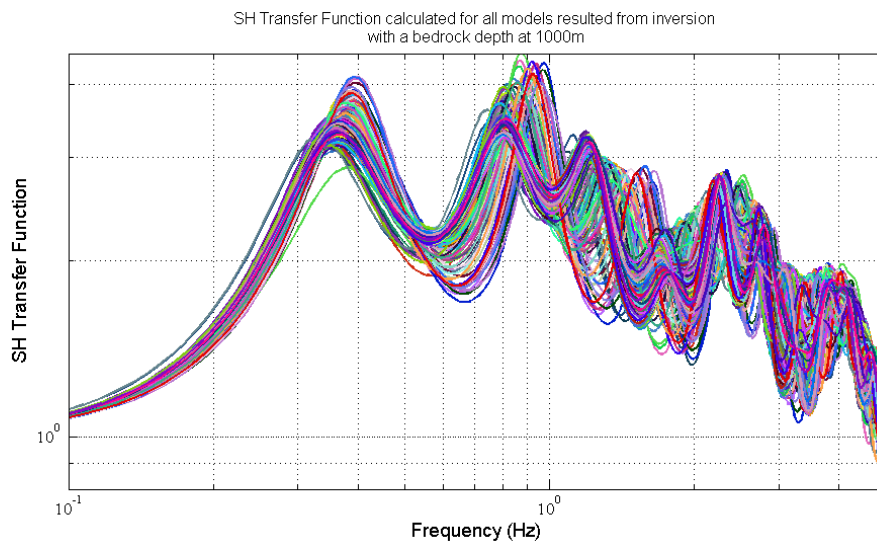
برای عمق سنگ‌بستر پیدا شود که با بسامد تشدید معلوم ساختگاه همخوانی داشته باشد.

تحقیقات به انجام رسیده حق‌شناس و همکاران (۲۰۰۳) در ساختگاه MOF نشان می‌دهد که با استفاده از روش نسبت طیفی وابسته به ساختگاه مرجع بسامد تشدید بین ۰/۴ تا ۰/۵ هرتز و با استفاده از محاسبه نسبت طیفی افقی به قائم میکروترموورها (روش H/V) بین ۰/۲۷ تا ۰/۴ هرتز به دست می‌آید (شکل ۷). بنابراین، در این ساختگاه برای مقایسه با تابع انتقال SH محدوده بسامد تشدید را بین ۰/۲۷ تا ۰/۵ هرتز در نظر گرفته‌ایم.

در این مقاله مدل‌هایی از نیم‌رخ سرعت موج برشی برای محاسبه تابع انتقال SH انتخاب شده‌اند که دارای برازش کمتر از ۰/۷۶ هستند (شکل ۶ ج). مثالی از تابع انتقال SH که با فرض عمق سنگ‌بستر در ۱۰۰۰ متر به دست می‌آید، در شکل ۸ نشان داده شده است. در این شکل تابع انتقال SH محاسبه شده بسامد تشدید را در محدوده بسامدی ۰/۳۵ تا ۰/۳۹ هرتز به دست می‌دهد که تطابق خوبی با بسامد تشدید معلوم ساختگاه MOF دارد. با آزمایش اعماق متفاوت برای سنگ‌بستر، محدوده عمق قابل قبول برای سنگ‌بستر بین ۷۰۰ تا ۱۲۰۰ متر به دست می‌آید.



شکل ۷. مقایسه متوسط نسبت‌های طیفی محاسبه شده با دو روش متفاوت در ساختگاه MOF، نسبت طیفی وابسته به ساختگاه مرجع (خط مشکی رنگ) و محاسبه نسبت طیفی افقی به قائم میکروترموورها (خط خاکستری رنگ)، ساختگاه مرجع JAM، واقع بر سنگ و در شمال شهر تهران است (حق‌شناس، ۲۰۰۵).



شکل ۸. تابع انتقال SH محاسبه شده برای همه نیم‌رخ‌های سرعتی با برازش کمتر از ۰/۷۶ (شکل ۶) و ثابت گرفتن عمق سنگ‌بستر در ۱۰۰۰ متر.

#### ۴ بحث و نتیجه‌گیری

از روش‌های گوناگونی از جمله روش‌های آرایه‌ای (FK و SPAC)، روش نسبت طیف افقی به قائم با استفاده از فن TFA، وارون‌سازی ترکیبی منحنی‌های پاشش و بیضی‌واری، و تابع انتقال SH برای تعیین سرعت موج برشی و عمق سنگ‌بستر در ساختگاه MOF واقع در جنوب تهران که در تحقیقات پیشین میزان تقویت بزرگی از جنبش زمین را در بسامدهای کم نشان داده، استفاده شده است. نتایج نشان می‌دهد که استفاده از اندازه‌گیری‌های آرایه‌ای (آرایه‌ای با ابعاد ۵۰ متر) به تنهایی فقط می‌تواند نیم‌رخ سرعت موج برشی را برای لایه‌های سطحی به دست دهد. ترکیب روش‌های آرایه‌ای و اندازه‌گیری‌های تک‌ایستگاهی می‌توانند مدل‌های نیم‌رخ سرعت موج برشی را بهتر و تا اعماق بیشتری تعیین کند. با دانستن محدوده تغییرات بسامد تشدید از اطلاعات زمین‌لرزه‌ها می‌توان مدل‌های نیم‌رخ سرعت موج برشی حاصل از وارون‌سازی ترکیبی منحنی‌های پاشش و بیضی‌واری را با استفاده از تابع انتقال SH فیلتر کرد، به نحوی که مدل‌هایی که بسامد تشدیدی به دست دهند با بسامد تشدید واقعی ساختگاه همخوانی داشته باشند را

می‌توان جزء مدل‌های موفق در شناسایی ساختگاه معرفی شوند. با به‌کارگیری این روش در ساختگاهی واقع در جنوب شهر تهران، عمق سنگ‌بستر بین ۷۰۰ تا ۱۲۰۰ متر برآورد شده است. با توجه به تحقیقات حق‌شناس (۲۰۰۵) احتمال وجود اثرات چندبُعدی و یا وجود کنتراست قوی در اعماق زیاد می‌تواند عامل اصلی تناقض در میزان تشدید در دوره‌های خاص باشد. هدف این تحقیق در واقع بررسی احتمال وجود تباین قوی در اعماق زیاد است که با شواهد زمین‌شناسی نیز همخوانی دارد.

با به‌کارگیری این روش در ساختگاه‌های متفاوتی در سطح شهر می‌توان تغییرات مکانی عمق رسوبات نسبت به سنگ‌بستر را برآورد ساخت و به‌طور مؤثری میزان تقویت ساختگاه را تعیین کرد.

#### ۵ تشکر و قدردانی

نگارندگان بر خود لازم می‌دانند مراتب تشکر را از معاون محترم پژوهشی دانشگاه تهران و مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران برای حمایت مالی در قالب طرح پژوهشی ۶۲۰۱۰۲۵/۱/۰۳ اعلام دارند. از پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله به‌خاطر در اختیار

- Fäh, D., Kind, F. and Giardini, D., 2001, A theoretical investigation of average H/V ratios, *Geophys. J. Int.*, **145**, 535-549.
- Fäh, D., Kind, F. and Giardini, D., 2003, Inversion of local S-wave velocity structures from average H/V ratios, and their use for the estimation of site-effects. *Journal of Seismology*, **7**, 449-467.
- Flandrin, P., 1999, Time-frequency / time-scale analysis. Academic Press.
- Grossmann, A. and Morlet, J., 1984, "Decomposition of Hardly Functions into Square Integrable Wavelets". *SIAM Journal of Mathematical Analysis*, **15**.
- Haghshenas, E., 2005, Condition Géotechniques et Aléa Sismique Local à Téhéran. Ph.D Thesis of the Joseph Fourier University, Grenoble, France.
- Haghshenas, E., Bard, P. Y., Jafari, M. K. and Hatzfeld, D., 2003, Effets de site et risque sismique à Téhéran: Premiers résultats d'une étude expérimentale. 6ème colloque national AFPS, Paris, France.
- Hartzell, S., Leeds, A., Frankel, A., and Michael, J., 1996, Site response for urban Los Angeles using aftershocks of the Northridge earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**(1B), S168-S192.
- Horike M., 1985, Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the S-wavevelocity structure down to the basement in urbanized area. *J. Phys. Earth.*, **33**, 59-96.
- Ishida, H., Nozawa, T., and Niwa, M., 1998, Estimation of deep surface structure based on phase velocities and spectral ratios of long-period microtremors. Irikura K., Kudo K., Okada H., and Satasini T., Editors. *Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, Yokohama, Rotterdam, Balkema, 697-704.
- Jafari, M. K., Razmkhah, A., Keshavarz-Bakhshayesh, M., Sohrabi, A. and Pourazin, Kh., 2001, Etude Complémentaire de Microzonage Sismique au Sud de Téhéran. IIEES, Spec. Pub.
- JICA (Japan International Cooperation Agency) & CEST (Centre for Earthquake & Environmental Studies of Tehran, Tehran Municipality), 2000. The Study on Seismic Microzoning of the Greater Tehran Area in The Islamic Republic of Iran, Final report.
- Kvaerna, T., and Ringdahl, F., 1986, Stability of various fk-estimation techniques, in Semiannual Technical Summary, 1 October 1985 - 31 March 1986, In NORSAR Scientific Report, 1-86/87, Kjeller, Norway, 29-40.
- قرار دادن داده‌های آرایه‌ای طرح پژوهشی شماره ۶۵۰۶ با عنوان "بررسی ویژگی‌های آبرفت‌های عمیق تهران" صمیمانه قدردانی می‌کنیم. از دکتر سسیل کرونو و دکتر پی‌یریف بارد از دانشگاه ژوزف فوریه فرانسه و همچنین گروه علوم پایه مهندسی پردیس دانشکده‌های فنی دانشگاه تهران به‌خاطر فراهم آوردن امکان به انجام رسیدن این تحقیق تشکر و قدردانی می‌کنیم.

## منابع

سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۶۵، نقشه زمین‌شناسی تهران.

Aki, K., 1957, Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **35**, 415-456.

Asten, M. W. and Henstridge, J. D., 1984, Array estimators and the use of microseisms for reconnaissance of sedimentary basins: *Geophysics*, **49**, 1828-1837.

Bard, P. Y., 1998, Microtremor measurements: a tool for site effect estimation?, State-of-the-art paper, Irikura K., Kudo K., Okada H., and Satasini T., Editors. *Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, Yokohama, Rotterdam, Balkema, **3**, 1251-1279.

Bettig, B., Bard, P. Y., Scherbaum, F., Riepl, J., Cotton, F., Cornou, C. and Hatzfeld, D., 2001, Analysis of dense array noise measurements using the modified spatial auto-correlation method (SPAC). Application to the Grenoble area. *Bolletino di Geosica Teorica ed Applicata*, **42**, 281-304.

Bonnefoy-Claudet, S., Cotton, F. and Bard, P. Y., 2006a, The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies. A literature review. *Earth-Science Reviews*, **79**, 205-227.

Bonnefoy-Claudet, S., Cornou, C., Bard, P. Y., Cotton, F., Moczo, P., Kristek, J. and Fäh, D., 2006b, H/V ratio: a tool for site effects evaluation. Results from 1D noise simulations. *Geophys. J. Int.* **167**, 827-837.

Borcherdt, R. D., 1970, Effects of local geological conditions in the San Francisco Bay region on ground motions and the intensities of the 1906 earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.* **60**, 29-61.

Daubechies, I., 1992, Ten lectures on wavelets. SIAM.

- Lacoss, R. T., Kelly, E. J. and Toksoz, M. N., 1969, Estimation of seismic noise structure using arrays. *Geophysics*, **34**, 21-38.
- Lardies. J. and Gouttebroze, S., 2002, Identification of modal parameters using the wavelet transform. *Int. J. Mech. Sci.* **44**, 2263-2283.
- Matsushima, T. and Okada, H., 1990, Determination of deep geological structures under urban areas using long-period microtremors. *BUTSURI-TANSA*. **43**(1), 21-33.
- Nakamura, Y., 1989, A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface using Microtremor on the Ground Surface. *QR of RTRI*, **30**, 25-33.
- Satoh, T., Kawase, H., Iwata, T., Higaski, S., Sato, T., Irikura, K. and Huang, H. C., 2001, S-wave velocity structure of Taichung basin, Taiwan estimated from array and single-station records of microtremors. *Bull. Seism. Soc. Am*, **91**, 1267-1282.
- Tokimatsu, K., 1997, Geotechnical site characterization using surface Geotechnical Engineering. Rotterdam: AA Balkema, 1333-1368.
- Wathelet, M., 2008, An improved neighborhood algorithm: parameter conditions and dynamic scaling. *Geophysical Research Letters*, **35**, L09301.
- Wathelet, M., Jongmans, D., Ohrnberger, M. and Bonnefoy-Claudet, S., 2008, Array performances for ambient vibrations on a shallow structure and consequences over Vs inversion. *Journal of Seismology*, **12**, 1-19.
- Yamanaka, H., Takemura, M., Ishida, H. and Niwa, M., 1994, Characteristics of long-period microtremors and their applicability in exploration of deep sedimentary layers, *Bull. Seism. Soc. Am.* **84**, no. **6**, 1831-1841.
- Yamanaka, H., 1998, Geophysical explorations of sedimentary structures and their characterization. Irikura K., Kudo K., Okada H., and Satasini T., Editors. *The Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, Rotterdam, Balkema, 15-33.
- Yan, B. F., Miyamoto, A. and Brühwiler, E., 2006, Wavelet transform-based modal parameter identification considering uncertainty. *Journal of Sound and Vibration*, **291**, 285-301.