

# تحلیل آرایه‌ای میکروترمورها به روش ضرایب خود همبستگی مکانی به منظور برآورد ساختار سرعتی موج برشی در جنوب خاور شهر بم

نوشته: محمدرضا قائم‌امیان\*، آزاده فریدونی\*\*\*

\* پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

\*\* مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

\*\*\* گروه لرزه‌زمین‌ساخت، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۶/۱۱/۲۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۷/۰۲/۱۸

## چکیده

هدف از مطالعه حاضر، برآورد ساختار سرعتی موج برشی در شهر بم با استفاده از برداشت‌های آرایه‌ای میکروترموراست. به این منظور، اندازه‌گیری‌های میکروترمور در یک آرایه دایره‌ای دو گانه در ساختمانی در جنوب خاور شهر بم انجام شد. با تحلیل داده‌ها بر مبنای روش ضرایب خود همبستگی مکانی (SPAC)، منحنی پاشش موج ریلی موجود در میدان موج میکروترمورها در بازه بسامدی ۲/۳-۱/۶ هرتز استخراج شد. سپس با به‌کارگیری الگوریتم برگشتی ژنتیک، ساختار سرعتی موج S در ساختمانی مورد مطالعه تا ژرفای ۴۰۰ متر برآورد شد. نتایج حاصل از این مطالعه، همبستگی خوبی با داده‌های درون چاهی موجود دارد و نشان می‌دهد که روش SPAC با توجه به ارائه برآوردهای قابل اعتماد از ساختار سرعتی موج S، ژرفای نفوذ زیاد، سهولت برداشت، تحلیل سریع داده‌ها، صرفه اقتصادی و غیر تخریبی بودن مکمل یا جایگزین مناسبی برای روش‌های متداول تعیین نیمرخ  $V_s$  است.

**کلیدواژه‌ها:** برداشت‌های آرایه‌ای میکروترمور، روش ضرایب خود همبستگی مکانی، ساختار سرعتی موج برشی، تحلیل برگشتی سرعت موج برشی، شهر بم

## ۱. مقدمه

بیشتر شهرها و مناطق پرجمعیت، از دیدگاه زمین‌شناسی بر روی رسوبات نرم واقع شده‌اند که می‌توانند دامنه امواج لرزه‌ای را در بازه بسامدی خاصی تقویت یا تضعیف کنند. دامنه حرکات زمین در این مناطق به شدت توسط ویژگی‌های محلی خاک همچون هندسه خاک، سرعت موج برشی و فشارشی، چگالی، ضریب تضعیف و ... کنترل می‌شود. مطالعات نظری و تجربی نشان می‌دهد که ساختار سرعت موج برشی بیشترین تأثیر را بر مشخصات حرکات توانمند زمین دارد و در محیط‌های رسوبی عمیق اثرات ساختمانی می‌تواند از ساختارهای سرعتی عمیق نشأت گیرد؛ لذا، مطالعات کاهش خطرپذیری در هر منطقه مستلزم شناخت دقیق ساختار سرعتی موج S در آن منطقه است. انجام چنین مطالعات دقیقی از طریق روش‌های متداول مانند روش‌های لرزه‌ای، حفر گمانه‌ها یا شبکه‌های لرزه‌نگاری در مناطق شهری و صنعتی حساس و یا مناطقی با لرزه‌خیزی متوسط با مشکلات فراوانی روبه‌روست.

در سال‌های اخیر، روش‌های آرایه‌ای میکروترمور، جایگزین مناسبی برای راهکارهای متداول تعیین سرعت موج برشی شده‌است (Kudo et al., 2002; Roberts & Asten, 2004). این روش‌ها در کنار سهولت برداشت، صرفه اقتصادی و غیر تخریبی بودن، می‌توانند برآوردهای معتبری از نیمرخ سرعت موج برشی تا ژرفای چند صد متر ارائه دهند. شیوه‌های تحلیل آرایه‌ای میکروترمورها به دوره اصلی قابل تقسیم است: روش بسامد - عدد موج (f-k) و روش ضرایب خود همبستگی مکانی (Spatial Autocorrelation Coefficients: SPAC). از آنجا که روش SPAC قادر است با تحلیل ساده‌تر، آرایه‌هایی با ابعاد کوچک‌تر و تعداد ایستگاه‌های کمتر نتایجی مشابه روش f-k به دست دهد (Okada, 2003; Kudo, 2002)، امروزه با مقبولیت بیشتری روبه‌رو شده است.

هدف عملی از مطالعه حاضر برآورد ساختار سرعتی موج برشی در منطقه شهری بم برای مطالعات مهندسی و شبیه‌سازی حرکات توانمند زمین است. به این منظور، داده‌های میکروترمور به صورت آرایه‌ای در ساختمانی در جنوب خاور شهر بم برداشت و با به‌کارگیری روش ضرایب خود همبستگی مکانی سرعت فاز مؤلفه‌های بسامدی موج ریلی تعیین شد. در نهایت با برگردان منحنی پاشش با

استفاده از الگوریتم ژنتیک، ساختار سرعتی موج S در منطقه مورد مطالعه، ارائه شده است.

## ۲. بررسی‌های زمین‌شناسی، زلزله‌شناسی و ژئوفیزیک در گستره شهر بم

رویداد زمین لرزه ویرانگری با بزرگای گشتاوری ۶/۵ (NEIC) در صبحگاه روز جمعه پنجم دی ماه ۱۳۸۲، بم و روستاهای پیرامون آن را به کلی ویران کرد. شهر بم در جنوب خاوری ایران؛ در سامانه گسل نایبند - گوک - سبزواری (شکل ۱-الف) واقع است (Walker and Jackson, 2004)، و از سمت خاور به گسل کوتاه‌تری بم در بین شهرهای بم و بروات، محدود می‌شود. شهر بم به وسعت ۶ کیلومتر از شمال تا جنوب و ۴ کیلومتر از خاور تا باختر بر روی فرا دیواره این گسل واقع شده است (Konagai et al., 2004). مطالعات دورسنجی (Talebian et al., 2004) و زلزله‌شناسی (Suzuki et al., 2004; Ghayamghamian & Hisada, 2007) انجام گرفته، مشخص می‌کند که عامل اصلی زمین لرزه مخرب بم، گسل پنهانی در باختر گسل قدیمی بم است که هیچ ویژگی بارز زمین‌شناسی سطحی پیش از رخداد زمین لرزه از آن وجود نداشته است.

شکل ۱- ب تصویر ماهواره‌ای شهر بم و گسل پیرامون آن را که توسط ماهواره لندست (LANDSAT) برداشت شده، نشان می‌دهد. برونزد سنگی آذرین در نواحی شمالی این گستره در شکل نمایان است. در محدوده شهر بم پوشش سطحی را نهشته‌های رسوبی کوتاه‌تری تشکیل می‌دهند؛ که اغلب منشأ آواری داشته و در کنار گدازه‌های داسیتی، آندزیتی و ریولیتی قرار دارند. این رسوبات دانه‌بندی متفاوتی دارند و در یک نگاه کلی، نهشته‌ها از جنوب به شمال دانه ریزتر می‌شوند، به گونه‌ای که نواحی مرکزی از رسوبات دانه ریز (رس، سیلت، ماسه) و حاشیه دشت‌ها از عناصر درشت مانند قلوه‌سنگ، شن و ریگ تشکیل شده است. کم‌ترین ستبرای آبرفت‌ها ۱۰۰ متر در شمال باختر شهر بم و بیشترین آن ۳۰۰ متر در نواحی پست و کفه‌هاست. براساس مطالعات ژئوالکترونیک در محدوده شهر بم که توسط مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن

$$\rho(r, \omega) = \frac{1}{2\pi\phi(0, \omega)} \int_0^{2\pi} \phi(r, \theta, \omega) d\theta \quad (2)$$

از حل انتگرال بالا، معادله ۳ به دست می آید:

$$\rho(r, \omega) = J_0 \left( \frac{c\omega r}{c(\omega)} \right) \quad (3)$$

که در این رابطه  $c$  سرعت فاز در بسامد  $\omega$  و  $J_0$  تابع بسل نوع اول از مرتبه صفر است. ضرایب SPAC را در حوزه بسامد می توان از تبدیل فوریه نکاشت‌های میکروترمورها محاسبه کرد:

$$\rho(r, \omega) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \frac{\text{Re}[S_{xx}(\omega, r, \theta)] d\theta}{\sqrt{S_c(\omega)} S_x(\omega, r, \theta)} \quad (4)$$

که  $S_x(\omega, r, \theta)$  طیف چگالی توان به ترتیب در ایستگاه‌های واقع در مرکز و محیط دایره هستند و  $S_{xx}(\omega, r, \theta)$  طیف همبستگی متقابل بین این دو ایستگاه است.

#### ۴. اندازه‌گیری‌های میکروترمورها

اندازه‌گیری همزمان میکروترمورها در یک آرایه دایره ای دو گانه شامل ۷ لرزه‌سنج سه مؤلفه‌ای انجام شد. لرزه‌سنج‌ها ساخت شرکت Guralp از نوع CMG-6TD بودند که پاسخ بسامدی آنها در بازه ۰/۱-۱۰۰ هرتز ثابت است. این باند بسامدی به نسبت پهن امکان ثبت میکروترمورها را در یک طیف بسامدی وسیع فراهم می کند. شکل ۳- ب هندسه و ابعاد آرایه برداشت میکروترمورها را نشان می دهد. آرایه کوچک‌تر به منظور استخراج ساختار سرعتی در لایه‌های کم ژرفا تر و به شعاع ۱۴۸ متر و به همین ترتیب آرایه بزرگ‌تر برای تعیین سرعت موج برشی در ژرفای بیشتر به شعاع ۲۸۸ متر طراحی شده‌اند. در این آرایه داده‌های میکروترمورها به مدت سه ساعت با بسامد نمونه برداری ۱۰۰ هرتز به صورت پیوسته ثبت شد. حجم زیاد داده‌های برداشت شده این امکان را فراهم می کند که بتوان به تعداد کافی پنجره‌های فاقد نوفه‌های گذرا یافت. این نوفه‌ها در نتیجه فعالیت‌های انسانی و یا عبور و مرور اتومبیل‌ها در نزدیکی محل آرایه ممکن است ایجاد شود. شکل ۴ نمونه‌ای از برداشت‌های میکروترمورها انجام شده را در ایستگاه‌های اندازه‌گیری آرایه کوچک به مدت ۵ دقیقه نشان می دهد.

#### ۵. پردازش داده‌ها به روش ضرایب خود همبستگی مکانی

با پردازش داده‌های برداشت شده به روش SPAC منحنی پاشش امواج سطحی موجود در میدان انتشار امواج میکروترمورها استخراج می شود. از آنجا که در این مطالعه، هدف تعیین منحنی پاشش موج ریلی بود، لذا برای پردازش فقط مؤلفه عمودی مورد استفاده قرار گرفت.

پس از انجام پیش پردازش‌های لازم بر روی سری‌های زمانی و اعمال فیلتر مناسب در محدوده بسامدی ۲۰-۰/۱۵ هرتز، ۱۲ پنجره به طول ۸۲ ثانیه از بخش‌های مانای نکاشت که فاقد نوفه‌های گذرا بودند، استخراج شد و مورد پردازش قرار گرفت. در شکل ۵- الف طیف چگالی توان ۱۲ پنجره انتخابی در یکی از ایستگاه‌های آرایه کوچک و در شکل ۵- ب طیف چگالی توان مربوط به اولین پنجره زمانی در چهار ایستگاه این آرایه به عنوان نمونه نشان داده شده است. مقایسه تابع هم‌مدوسی (Coherency Function) بین نکاشت‌های ثبت شده در ایستگاه مرکزی و ایستگاه‌های محیطی (شکل ۵- پ) نشان داد که میکروترموهرهای ثبت شده در آرایه کوچک به شعاع ۱۴۸ متر، در بازه بسامدی ۲ تا ۴ هرتز بیشترین هم‌مدوسی را دارند؛ لذا تابع خود همبستگی مکانی را می توان با اطمینان بیشتر در این بازه محاسبه نمود. در مرحله بعد، ضرایب SPAC در بازه بسامدی انتخابی، متناظر با ابعاد آرایه، محاسبه شد. در شکل ۵- ت توابع خود همبستگی مکانی بین جفت ایستگاه‌ها و میانگین آزمون‌های آنها برحسب بسامد نشان داده شده است. شکل

انجام گرفت، سنگ کف در نقاط شمالی محدوده اصلی شهر بم نسبت به نقاط دیگر شهر ژرفای کمتری دارد و در محدوده مرکزی ژرفای قرارگیری سنگ کف پایین‌تر از دیگر نقاط است و در بیشتر نقاط مرکزی، سنگ کف با مطالعات انجام شده قابل شناسایی نیست؛ به طور کلی، ژرفای قرارگیری سنگ کف در محدوده شهر بم به بیش از ۲۰۰ متر می رسد. استنتاج‌های به عمل آمده از اندازه‌گیری‌های ژئوالکترونیک به همراه مشاهدات منطقه‌ای، دلالت بر آذرین بودن سنگ کف دارد. اندازه‌گیری‌های مگنتوتلوریک نیز نتیجه مطالعات ژئوالکترونیک و شناسایی سنگ کف آذرین را تأیید می کند (هاشمی طباطبایی و همکاران، ۱۳۸۴).

پس از رخداد زمین‌لرزه بم، پژوهشگاه بین المللی زلزله‌شناسی عملیات لرزه‌نگاری را در امتداد ۱۰ نیمرخ شکست مرزی در گستره شهر بم انجام داد. شکل ۲ تغییرات سرعت موج برشی را در لایه‌های زیرسطحی شهر بم تا ژرفای ۳۰ متر نشان می دهد. بر اساس نتایج این مطالعه، سرعت موج برشی پس از لایه سطحی بین ۲۲۰ تا ۹۰۰ متر بر تانیه در لایه زیرسطحی تغییر می کند و توزیع ستبرای سنگ بستر از ۳ متر تا بیش از ۳۰ متر متغیر است و در حرکت از شمال به جنوب، ژرفای سنگ بستر به تدریج افزایش می یابد (Konagai et al., 2004; Towhata et al., 2004).

شکل ۳- الف موقعیت ساختگاه مطالعه حاضر را بر روی نقشه زمین‌شناسی شهر بم نشان می دهد که بر اساس بررسی‌های صحرائی و با توجه به سطح نوفه در محدوده شهر بم، در جنوب خاوری این شهر انتخاب شده است. با انجام مطالعات گسترده لرزه‌نگاری توسط مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن با ۸۰ نیمرخ لرزه‌شکست مرزی و ۱۵ نیمرخ درون چاهی که موقعیت آنها بر روی شکل ۴- الف نشان داده شده، اطلاعات دقیقی از ساختار سرعتی موج برشی تا ژرفای ۳۰ متر در محدوده شهر بم به دست آمده است. بر اساس نتایج این مطالعات، رسوبات در زیر ساختگاه مورد بررسی از لحاظ سرعت موج برشی به سه لایه متمایز قابل تفکیک است. ژرفای لایه اول و دوم به ترتیب، بین ۶ تا ۱۲ متر و ۱۴ تا ۲۰ متر تغییر می کند، سرعت موج برشی نیز در لایه اول از ۳۰۰ تا ۳۶۰ متر بر تانیه و در لایه دوم از ۷۰۰ تا ۱۰۰۰ متر بر تانیه متغیر است. سنگ بستر لرزه‌ای در ژرفای بین ۱۵ تا ۲۵ متر واقع و سرعت موج برشی در آن بین ۱۲۰۰ تا ۱۴۰۰ متر بر تانیه است (هاشمی طباطبایی و همکاران، ۱۳۸۴).

#### ۳. روش ضرایب خود همبستگی مکانی

Aki (1957) مبانی نظری روش خود همبستگی مکانی را ارائه داد. وی ضرایب خود همبستگی مکانی میکروترمورها را برای آرایه دایره‌ای ویژه‌ای تعریف کرد و محققان دیگر با رفع برخی محدودیت‌ها آن را به یک روش اکتشافی مهم تبدیل کردند که امروزه SPAC نامیده می شود (Apostolidis et al., 2003). در تحلیل داده‌ها بر مبنای روش SPAC منحنی پاشش موج ریلی موجود در میدان موج میکروترمورها استخراج و در برآورد ساختار سرعتی موج برشی استفاده می شوند. در این روش فرض بر این است که میکروترمورها فرایندی کاتوره‌ای و مانا هستند. با این فرض تابع خود همبستگی مکانی در یک آرایه دایره‌ای را می توان به صورت

$$\phi(r, \theta, \omega) = \overline{U(0, 0, \omega, t) \cdot U(r, \theta, \omega, t)} \quad (1)$$

تعریف کرد، که  $\overline{U(t)}$  میانگین سری‌های زمانی (ensemble average) را مشخص می کند. در این رابطه،  $U(0, 0, \omega, t)$  و  $U(r, \theta, \omega, t)$  به ترتیب مؤلفه‌های عمودی نکاشت‌های میکروترمورها در مرکز و محیط آرایه دایره‌ای هستند. میانگین آزمون‌های توابع خود همبستگی مکانی که با تابع SPAC در مرکز آرایه نرمال شده است، به عنوان ضریب خود همبستگی مکانی در بسامد زاویه‌ای  $p(r, \omega)$ ، تعریف می شود:

برشی در لایه‌های کم ژرفا هماهنگی خوبی با میانگین داده‌های درون چاهی نشان می‌دهد. این امر مؤید دقت نتایج تعیین سرعت موج برشی به روش ضرایب خود همبستگی مکانی است. لازم به ذکر است تغییرات و پراکندگی سرعت موج برشی در لایه‌های سطحی به مراتب بیش از لایه‌های عمقی است، لذا تطابق خوب نتایج در سطح خود می‌تواند به‌طور غیر مستقیم نشانگر صحت سرعت‌های تعیین شده در لایه‌های عمقی باشد.

#### ۸. نتایج و پیشنهادها

در این مطالعه، با استفاده از اندازه‌گیری‌های آرایه‌ای میکروتومور و تحلیل آنها به روش ضرایب خود همبستگی مکانی، ساختار سرعتی موج برشی تا ژرفای ۴۰۰ متر در جنوب خاوری شهر بم به‌دست آمده است. شکل ۱۱ مدل نهایی نیمرخ سرعت به‌دست آمده را ارائه می‌دهد. بر اساس این مدل، سرعت موج برشی در ژرفای ۳۲۰ متری به مقدار سرعت ۲۹۰۰ متر بر ثانیه جهش می‌یابد و در ژرفای ۴۲۰ متری به ۳۶۰۰ متر بر ثانیه می‌رسد. تعیین سرعت در آخرین لایه مدل (محیط نیم فضا) در ژرفای ۴۰۰ متری، غالباً بدون اطلاعات دقیق مربوط به مقادیر اولیه ممکن است از قابلیت اطمینان بالایی برخوردار نباشد. با توجه به اینکه در محدوده شهر بم چنین مطالعاتی موجود نبوده، لذا این محدوده به شکل خط‌چین در شکل ۱۱ نشان داده شده است. لازم به ذکر است، در مطالعات Tatar et al. (2005) سرعت موج برشی متوسط در ۸ کیلومتر بالایی پسته ۳۱۰۰ متر بر ثانیه برآورد شده، اما بر اساس مطالعه حاضر، چنین سرعتی در محدوده عمق ۳۲۰ تا ۴۲۰ متر انتظار می‌رود. شایان ذکر است، مطالعه مذکور با توجه به مقیاس تفکیک لایه‌ها که در حد کیلومتر است با مطالعه حاضر به‌طور مستقیم قابل قیاس نیست؛ اما گرادیان سرعت حاصل از مطالعات لرزه‌نگاری درون چاهی در شکل ۱۰ نیز، خود به سرعتی نزدیک به مقدار تعیین شده در ژرفای حدود ۳۲۰ متری دلالت می‌کند. این مطلب می‌تواند بیانگر حضور لایه سنگ‌بستر لرزه‌ای (سرعت موج برشی ۳۵۰۰-۳۰۰۰ متر بر ثانیه) در این ژرفا باشد که با نتایج حاصل از مطالعات ژئوالکترونیک عمیق در منطقه توسط شرکت آبکار (۱۳۵۵) و مطالعات زمین‌شناسی مهندسی شهر بم (هاشمی طباطبایی و همکاران، ۱۳۸۴) تطابق خوبی را نشان می‌دهد.

نتایج حاضر همچنین، بر کاربرد روش SPAC با توجه به ژرفای نفوذ زیاد، سهولت برداشت، تحلیل سریع داده‌ها، صرفه اقتصادی و امکان به‌کارگیری آن در مناطق شهری و صنعتی حساس به عنوان جایگزینی مناسب برای روش‌های متداول تعیین نیمرخ سرعتی موج برشی تأکید می‌کند. وجود اطلاعات زمین‌شناسی و ژئوتکنیکی در خصوص نوع و تعداد لایه‌ها می‌تواند به‌عنوان اطلاعات اولیه مدل، نقش بسزایی در افزایش قابلیت اعتماد و یکتایی نتایج تحلیل برگشتی در چنین مطالعاتی ایفا کند. علاوه بر این، افزایش دقت برآورد سرعت موج برشی در لایه‌های کم ژرفا تر با به‌کارگیری آرایه‌هایی با ابعاد کوچک‌تر میسر است. نیمرخ سرعتی موج برشی ژرفای تعیین شده با توجه به دقت کافی و ضریب اطمینان بالا، می‌تواند در تعیین اثرات ساختمانی و شبیه‌سازی جنبش نیرومند زمین مورد استفاده قرار گیرد.

۵- ث ضرایب SPAC را در بازه انتخابی نهایی ۲/۳-۲ هرتز، نمایش می‌دهد. در گام بعدی، سرعت فاز مؤلفه‌های بسامدی موج ریلی از منحنی‌های SPAC، مطابق معادله (۳) استخراج شد (شکل ۵- ج).

ضرایب خود همبستگی مکانی در بسامدهای پایین‌تر را می‌توان از پردازش داده‌های ثبت شده در آرایه بزرگ‌تر به‌دست آورد. مقایسه تابع همدوسی بین جفت ایستگاه‌های آرایه بزرگ‌تر به شعاع ۲۸۸ متر نشان داد که میکروتومورهای ثبت شده در بازه بسامدی ۱ تا ۲ هرتز بیشترین همدوسی را دارند. مراحل پردازش داده‌ها به‌منظور برآورد ضرایب SPAC و سرعت‌های فاز در آرایه بزرگ در شکل ۶ نشان داده شده است. همچنین، شکل ۷ منحنی پاشش نهایی را که از ترکیب نتایج حاصل از پردازش داده‌ها در آرایه کوچک و بزرگ به‌دست آمده، نشان می‌دهد.

#### ۶. برگردان ساختار سرعتی موج برشی

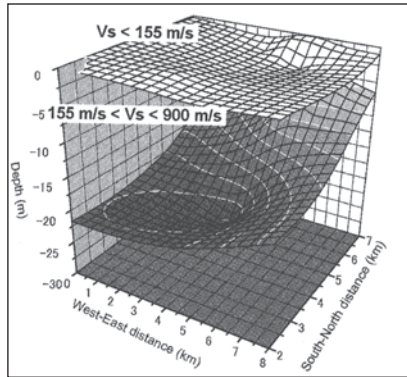
تعیین سرعت موج برشی از منحنی پاشش از طریق حل مستقیم امکان‌پذیر نیست؛ بلکه نیازمند برآورد نیمرخ سرعت موج S با استفاده از الگوریتم‌های برگشتی (Inversion) است.

(Yamanaka & Ishida (1996 روشی برای برگردان غیر خطی منحنی پاشش امواج سطحی به پارامترهای مدل زمین بر اساس الگوریتم ژنتیک ارائه دادند. مشابه مسئله ژنتیک در تولید مثل، این الگوریتم با استفاده از عملگرهای انتخاب، جابجایی و جهش به‌طور همزمان با استفاده از چندین مدل به صورت محلی (local) و عمومی (global) به جستجوی حل بهینه می‌پردازد. (Kudo et al. (2002 در مطالعه اثرات ساختمانی زمین لرزه کوچالی روش SPAC را به کار بردند و سپس ساختار سرعتی موج برشی را با برگردان منحنی پاشش موج ریلی به وسیله الگوریتم ژنتیک با دقت بالایی تعیین کردند.

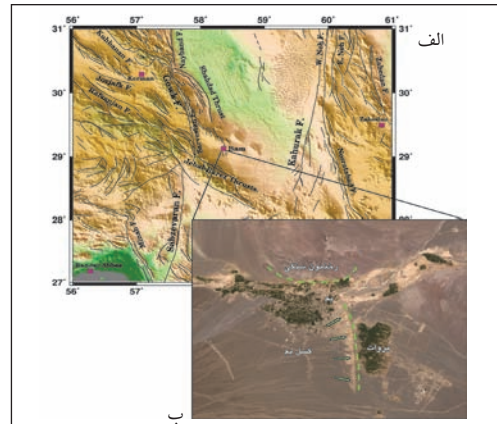
در مطالعه حاضر، منحنی پاشش تجربی که از تحلیل داده‌ها به روش SPAC در باند بسامدی ۲/۳-۱/۶ هرتز به‌دست آمده بود، در تعیین ساختار سرعتی موج برشی با استفاده از الگوریتم برگشتی ژنتیک به کار گرفته شد. به‌منظور حصول اطمینان از پایداری نتایج، برگردان ساختار سرعتی با استفاده از مقادیر اولیه متفاوت تکرار شد (شکل ۸ و ۹). در شکل ۹، ۶۷ مدل سرعت که منحنی پاشش متناظر با آنها بیشترین برازش را با منحنی پاشش تجربی ارائه می‌کند، نشان داده شده است. نیمرخ سیاه رنگ که منحنی پاشش مربوط به آن کمترین خطای عدم برازش (misfit) را دارد، به‌عنوان مدل نهایی سرعت انتخاب شده است.

#### ۷. مقایسه نتایج با داده‌های موجود

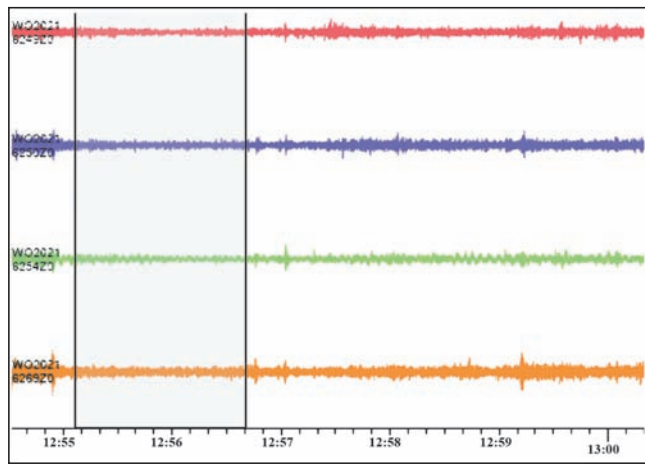
همان‌طور که در بخش ۲ اشاره شد، عملیات لرزه‌نگاری در محدوده شهر بم به منظور بررسی سرعت امواج طولی و برشی و دیگر ویژگی‌های دینامیکی برای لایه‌های تشکیل‌دهنده سطحی و کم ژرفا توسط مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن انجام شده است. در ضمن، در این مطالعه به‌منظور برداشت مستقیم از ساختارهای موجود در ۳ نقطه نیمرخ‌های درون چاهی با ژرفای بیش از ۳۰ متر برداشت شده است (شکل ۳- الف) (هاشمی طباطبایی و همکاران، ۱۳۸۴). تغییرات سرعت موج S در دو گمانه نزدیک به ساختمان مورد مطالعه (BH11, BH12) و چاه‌های ژرف (W1, W2, W3) به‌همراه نیمرخ سرعت موج برشی به‌دست آمده به روش SPAC در شکل ۱۰ مقایسه شده است. با توجه به اینکه در محدوده شهر بم ژرفای تجسس با روش لرزه‌نگاری درون چاهی اغلب در حد ۳۰ متر بوده است، لذا، تنها آن قسمت از نتایج مطالعه حاضر مورد نظر قرار گرفته که مقایسه آن با داده‌های لرزه‌نگاری درون چاهی موجود میسر بوده است. مقایسه نتایج بیانگر این است که سرعت موج



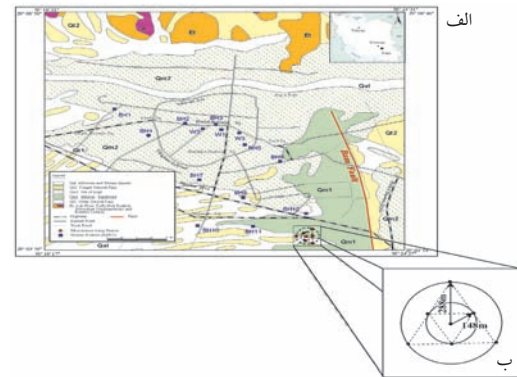
شکل ۲- مرز لایه‌های زیر سطحی با سرعت موج برشی ۱۵۵ و ۹۰۰ متر/ثانیه در گستره شهر بم (Konagai et al., 2004)



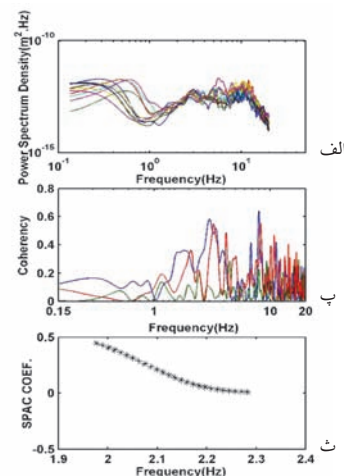
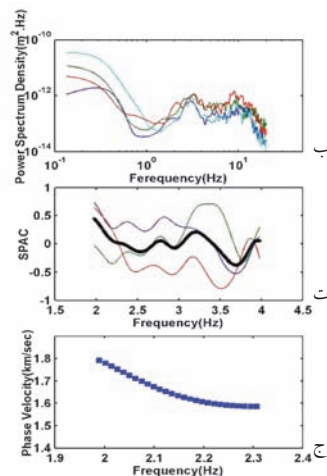
شکل ۱- الف) گسل‌های اصلی پیرامون بم (موقعیت گسل‌ها، طالبیان) (ب) موقعیت شهر بم، رخنمون سنگی آذرین و امتداد جنوبی گسل قدیمی بم بر روی تصویر ماهواره‌ای لندست (LANDSAT)



شکل ۴- نمونه‌ای از برداشت‌های میکروترمورها به مدت حدود ۵ دقیقه به همراه یکی از پنجره‌های زمانی استخراج شده

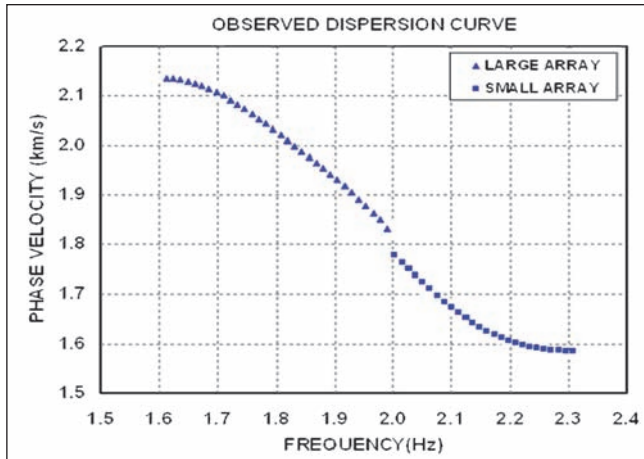


شکل ۳- الف) موقعیت آرایه میکروترمورها مطالعه حاضر (دایره سرخ) به همراه محل نیرمخ‌های درون چاهی مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن (مربع آبی) (ب) هندسه و ابعاد آرایه برداشت میکروترمورها

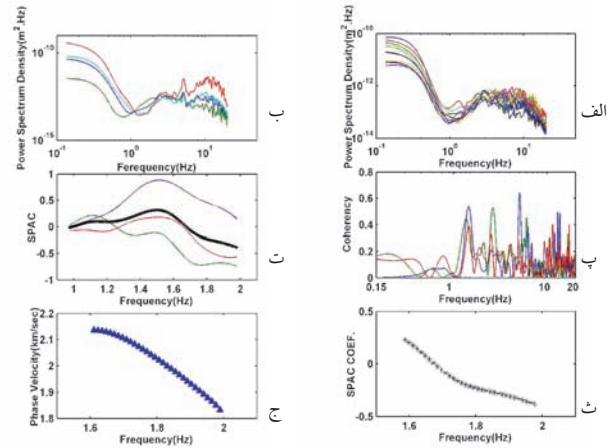


شکل ۵- روند تحلیل داده‌ها به منظور برآورد ضرایب خود همبستگی مکانی و منحنی پاشش در آرایه کوچک به شعاع ۱۴۸ متر (الف) طیف چگالی توان در پنجره‌های زمانی انتخابی (ب) طیف چگالی توان نگاهت‌های میکروترمورها در ۴ ایستگاه آرایه (پ) تابع هم‌دوسی بین جفت ایستگاه‌ها (ت) توابع خود همبستگی مکانی بین جفت ایستگاه‌ها (خطوط رنگی) و تابع میانگین خود همبستگی مکانی (خط سیاه) (ث) تابع میانگین خود همبستگی مکانی در بازه بسامدی که سرعت‌های فاز استخراج شده است (ج) منحنی پاشش به دست آمده در آرایه کوچک

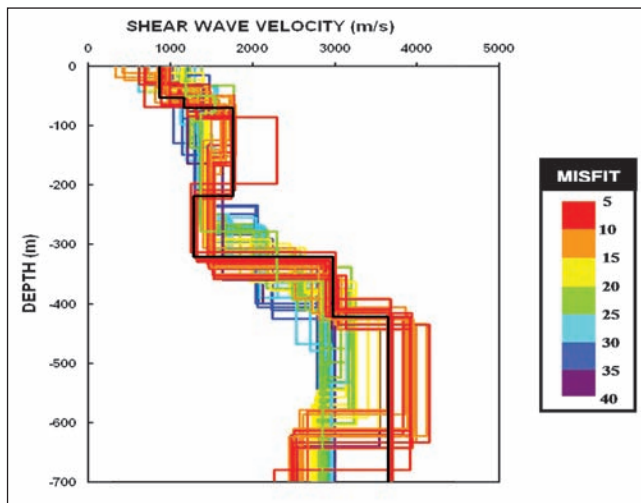




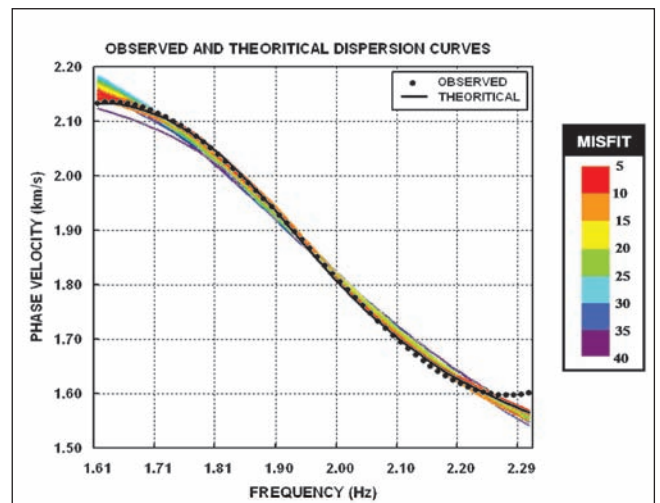
شکل ۷- منحنی پاشش موج ریلی. نمادهای متفاوت متناظر با سرعت‌های فاز به‌دست آمده در دو آرایه به‌کار برده شده است.



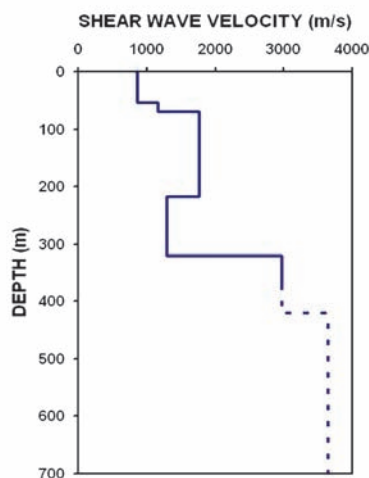
شکل ۶- روند تحلیل داده‌ها به‌منظور برآورد ضرایب خود همبستگی مکانی و منحنی پاشش در آرایه بزرگ به شعاع ۲۸۸ متر مشابه آرایه کوچک در شکل ۵



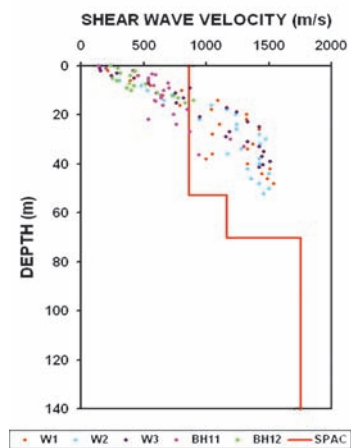
شکل ۹- نیمرخ‌های سرعت موج برشی. خطوط رنگی: ۶۷ نیمرخ با کمترین خطای عدم برازش، خط سیاه: بهترین برازش



شکل ۸- منحنی‌های پاشش موج ریلی. دایره‌های تو خالی: منحنی تجربی، خطوط رنگی: ۶۷ منحنی نظری با کمترین خطای عدم برازش، خط سیاه: بهترین برازش



شکل ۱۱- مدل نهایی نیمرخ سرعت موج برشی



شکل ۱۰- مقایسه مدل سرعت به‌دست آمده از روش SPAC (خط سرخ) با داده‌های درون چاهی موجود (نقاط رنگی)

### کتابنگاری

شرکت آبکار، ۱۳۵۵- گزارش مطالعات ژئوالکتریک عمیق در شهر بم.

طالبیان، م. موقعیت گسلهای پیرامون بم، گفتگوی شخصی.

هاشمی طباطبایی، س. و همکاران، ۱۳۸۴- گزارش زمین‌شناسی و زمین‌شناسی مهندسی شهر بم، مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن.

### 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, 35, 415-457.
- Apostolidis, P., Raptakis, D., Roumelioti, Z., Ptilakis, K., 2004- Determination of S-wave velocity structure using microtremors and spac method applied in Thessaloniki (Greece). Soil Dynamic and Earthquake Engineering, 24, 49-67.
- Ghayamghamian, M. R. & Hisada, Y., 2007- Near-fault strong motion complexity of 2003 Bam earthquake (Iran) and low-frequency ground motion simulation. Geophysical Journal International, 170: 679-686.
- Konagai, K., Yoshimi, M., Meguro, K., Yushimura, M., Mayorka, P., Takashima, M., Farahani, A., Tahghighi, H., Keshavarz., M., 2003- Strain Induced in cracked utility poles and damage to dwelling from the Dec 26, 2003- Bam earthquake, Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 79: 59-67.
- Kudo, K., Kanno, T., Okada, H., Özel, O., Erdik, M., Sasatani, T., Higashi, S., Takahashi, M. and Yoshida, K., 2002- Site-specific issues for strong ground motions during the Kocaeli, Turkey, earthquake of 17 August 1999, as inferred from array observations of microtremors and aftershocks, Bulletin of the Seismological Society of America, 92: 448-465.
- Okada, H., 2003- The Microtremor Survey Method (translated by Koya Suto), Geophysical Monograph Series, No. 12, Society of Exploration Geophysicists, p.135.
- Roberts, J. C., Asten, W. A., 2004- Resolving a velocity inversion at the geotechnical scale using the microtremor (passive seismic) survey method, Exploration Geophysics, 35: 14-18.
- Suzuki, S., Fatemi Aghda, S. F., Nakamura, T., Matsushima, T., Yoshihiro, I., Sadeghi, H., Maleki, M., Jafar Gandomi, A., Hosseini, S. H., 2004- Temporal seismic observation and preliminary hypocenter determination of aftershocks of the 2003 Bam earthquake, southeastern Iran, Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 79: 37-45.
- Talebian, M., Fielding, E.J., Funning, G.J., Ghorashi, M., Jackson, J., Nazari, H., Parsons, B., Priestley, K., Rosen, P.A., Walker, R., & Wright, T., 2003- The 2003 Bam (Iran) earthquake: rupture of a blind strike-slip fault, Geophysical Research Letters , 31 , L11611, doi:10.1029/2004GL020058.
- Towhata, I., Ghalandarzadeh, A., Shahnazari, H., Mohajeri, M. & Shafiee, A., 2003- Seismic behavior of local soil and foundation in Bam City the 2003 Bam earthquake in Iran, , Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 79: 69-80.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Moradi, A. S., & Paul, A., 2005- The 2003 December 26 Bam earthquake (Iran), Mw 6.6, aftershock sequence, Geophysical Journal International, 163:90-105.
- Yamanaka, H. and Ishida, H., 1996- Application of genetic algorithm to an inversion of surface wave dispersion data, Bulletin of the Seismological Society of America, 86: 436-444.
- Walker, R. & Jackson, J., 2004- Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran. Tectonics, 23, TC5010, doi:10.1029/2003TC001529