

کاربرد تبدیل موجک پیوسته در بهینه‌سازی نسبت H/V برای ریزپهنه‌بندی لرزه‌ای منطقه درگهان قشم

سیده زینت حسینی^۱، احمد سدیدخوی^{۲*} و علی غلامی^۳

^۱ کارشناس ارشد، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران
^۲ استادیار، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران
^۳ دانشیار، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۹۵/۰۵/۰۲، تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۹/۱۵)

چکیده

نسبت طیفی بین مؤلفه‌های افقی و قائم (نسبت H/V) ریزلرزه‌ها (میکروتورمورها)، که در سطح زمین اندازه‌گیری می‌شود، برای تشخیص بسامد غالب ساختگاه، مورد استفاده قرار می‌گیرد. هدف این مقاله بازیابی اطلاعات موج ریلی برای تشخیص بسامد غالب خاک با دقت بیشتر و پیشنهاد یک ساختار سرعتی برای ایستگاه مورد نظر است. مشکل اصلی در بازیابی منحنی بیضیواری امواج ریلی از نسبت H/V، وجود امواج درونی و لاو در شکل موج ریزلرزه‌هاست. قسمت P-SV شکل موج، تنها در مؤلفه قائم حضور دارد و قسم SH تنها در مؤلفه افقی حرکت سهیم است. اگر اثر SH حذف شود، نسبت H/V، بیضیواری مد اصلی امواج ریلی را بهتر نشان می‌دهد و این امر به دلیل آن است که در نوار بسامدی مورد بررسی، سهم P-SV توسط امواج ریلی احاطه شده است. در این مقاله، هدف، تشخیص موج P-SV در طول سیگنال و ارائه تحلیل زمان-بسامد بر روی هر سه مؤلفه ریزلرزه است. این تحلیل با استفاده از تبدیل موجک پیوسته و استفاده از موجک مورلت اصلاح‌شده صورت گرفته است. ساختگاه مورد نظر، شهر درگهان در جنوب شرقی ایران است. در ابتدا پارامتر مورلت بین ۵/۰ تا ۱۶ تغییر داده شد و بهترین مقدار پارامتر مورلت برابر هشت به دست آمد. سپس نتایج به دست آمده از بسامد غالب با استفاده از این روش، با روش کلاسیک مقایسه شد. مشاهده شد که بسامد غالب در تمامی ایستگاه‌ها بجز ایستگاه M04، M05 و M12، که تغییری مشاهده نمی‌شود، به سمت بسامدهای پایین‌تر متمایل می‌شود. در نهایت، منحنی $\log(H/V)$ با منحنی فرضیه بیضیواری مد اصلی موج ریلی به دست آمده از اطلاعات گمانه مقایسه و برای هر ایستگاه، ساختار سرعتی موج برشی برآورد شده است.

واژه‌های کلیدی: بسامد غالب، منحنی بیضیواری، تبدیل موجک پیوسته، موجک مورلت اصلاح‌شده، پارامتر مورلت، ساختار سرعتی موج برشی

۱ مقدمه

بسیاری از زلزله‌های مخرب دهه‌های اخیر از جمله زلزله‌های ۱۹۸۵ مکزیکوسیتی، ۱۹۹۴ نورت‌ریچ، ۱۹۹۹ ترکیه، ۱۳۸۲ بم و ۱۳۴۱ بوین زهرا، به روشنی نشان می‌دهد که شرایط زمین‌شناسی و توپوگرافی سطحی، تأثیر بسزایی در میزان لرزش دارد. این موضوع باعث شده که به بررسی پاسخ خاک توجه ویژه‌ای مبذول شود. تأثیر زمین‌شناسی سطحی در حرکت لرزه‌ای و تقویت آن امروزه در میان مهندسان زلزله کاملاً شناخته شده است.

هرگاه رسوبات و ساختار آن دارای لایه‌های افقی باشد، به دام افتادن امواج، تنها امواج حجمی را که به سمت بالا و پایین در سطح خاک حرکت می‌کند، تحت تأثیر قرار می‌دهد. زمانی که رسوبات سطحی، ساختار دو یا سه‌بعدی را تشکیل می‌دهد و به عبارت دیگر، ناهمسانگردی جانبی دارد، این به دام افتادن، به امواج سطحی نیز سرایت می‌کند. تداخل امواج به دام افتاده، منجر به رخداد الگوهای تشدید با بسامد مرتبط با ویژگی‌های هندسی و مکانیکی ساختار می‌شود.

مطالعه ساختار زیر سطحی در مهندسی عمران، معمولاً با حفارگمانه صورت می‌گیرد. این روش هرچند می‌تواند جواب‌های درست و قطعی به دست بدهد، ولی در عمل بسیار پرهزینه و زمان‌بر است. از نقاط ضعف دیگر این روش، محدود بودن آن به منطقه‌ای خاص است و به عبارت دیگر، این روش به شدت محلی است. جایگزین مناسب دیگر، استفاده از اکتشافات ژئوفیزیکی است و این شیوه نیز به علت عدم توانایی آن در محیط‌های شهری روش مناسبی نیست. روش دیگر استفاده از نگاشت‌های شتابنگاشت، محاسبه نسبت طیفی بین مؤلفه‌های افقی و قائم و به دست آوردن بسامد تشدید خاک است.

زلزله‌شناسان در سال ۱۹۷۸ پی بردند که بسامد غالب زمین، در هر دو روش استفاده از ریزلرزه‌ها و شتابنگاشت-ها را می‌توان به نهشته‌های آبرفتی منطقه نسبت داد. امروزه

استفاده از ریزلرزه‌ها ابزاری مناسب و مرسوم برای ارزیابی و مطالعه زیر سطح می‌باشد (بارد، ۱۹۹۸). ثبت داده، به صورت تک ایستگاهی و یا آرایه‌ای صورت می‌گیرد. امواج ریزلرزه بوسیله چشمه‌های سطحی مانند اثر متقابل ساختار باد، ترافیک و ارتعاشات ناشی از ماشین‌آلات به وجود می‌آیند.

در میان چندین روش پیشنهادی که بر پایه استفاده از ریزلرزه‌ها می‌باشد، روش نسبت طیفی H/V، که به روش ناکامورا نیز شناخته شده (ناکامورا، ۱۹۸۹)، بهترین شیوه برای تخمین بسامد تشدید نهشته‌های حوضه رسوبی است (بارد، ۱۹۹۸؛ بونفوی-کلاوت و همکاران، ۲۰۰۶). یکی از مزیت‌های این روش استفاده از آن در مناطق شهری است و بدون نیاز به رویداد زلزله و نگاشت آن، می‌تواند بسامد تشدید خاک را تخمین زد. در روش نسبت طیفی ناکامورا از سه مؤلفه نگاشت ریزلرزه، تبدیل فوریه گرفته و با استفاده از محاسبه نسبت طیفی H/V و تعیین بیشینه روی منحنی H/V، بسامد تشدید خاک به دست آورده می‌شود. در این مطالعه با حذف اثر SH از مؤلفه افقی، بسامد تشدید خاک با دقت بیشتری به دست آورده شده است. علاوه بر این، فاه و همکاران (۲۰۰۱)، برای مدل ساختاری با اختلاف سرعتی زیاد بین رسوب و سنگ بستر، نشان داد که منحنی H/V ریزلرزه‌ها یک قسمت ثابت دارد که به ویژگی‌های چشمه وابسته است. این قسمت در بیضیواری مد اصلی امواج ریلی در نوار بسامدی بین بسامد تشدید و اولین کمینه قرار دارد. می‌توان قسمت ثابت در منحنی H/V را با منحنی بیضیواری مد اصلی موج ریلی مقایسه و از آن برای ارائه ساختار سرعتی موج برشی استفاده نمود. یامانکا و همکاران (۱۹۹۴) و ساتو و همکاران (۲۰۰۱) از این روش برای حوضه‌های رسوبی عمیق و فاه و همکاران (۲۰۰۱) برای ساختگاه‌های کم عمق استفاده کردند.

(حق شناس و همکاران، ۱۳۸۸) با لرزه‌نگاشت CM6TD در بازه زمانی ۳۰ دقیقه‌ای صورت گرفت. در ابتدا با تغییر پارامتر مورلت، پارامتر مورلت مناسب انتخاب و سپس برای هر ایستگاه، بسامد غالب به دست آورده شده‌است. در نهایت، با توجه به اطلاعات گمانه حفر شده در منطقه، پروفیل سرعتی موج برشی برای تک ایستگاه ارائه شده‌است.

۲ زمین‌شناسی منطقه درگهان قشم

جزیره قشم به موازات سواحل جنوب شرقی زاگرس در تنگه هرمز واقع شده و دماغه این جزیره از شهر بندرعباس حدود ۲۲ کیلومتر فاصله دارد. جزیره قشم بزرگترین جزیره در آب‌های گرم خلیج فارس است. توالی چینه‌شناسی رخنمون‌یافته در این منطقه، بجز گنبد نمکی کوه نمکدان، در بخش جنوب غربی جزیره، که سبب رخنمون و بروز سنگ‌های تبخیری گچی و نمکی قدیمی با سن کامبرین (سازند هرمز) شده است، از سازندهای نهشته شده میوسن آغاز و تا آبرفت‌های عهد حاضر ادامه می‌یابد. رسوبات نهشته شده در منطقه درگهان قشم، رسوبات کواترنر و از جنس ماسه و سیلت است.

جزیره قشم در طول تاریخ بارها شاهد وقوع زمین‌لرزه‌هایی بوده است، به طوری که بسیاری از مورخین، سیاحان، نویسندگان و افراد محلی در نوشته‌ها و گزارش‌های خود از آنها نام برده‌اند. لرزه‌خیزی منطقه، لزوم مطالعه بیشتر در این منطقه را نشان می‌دهد. از زلزله‌های تاریخی مهمی که در این منطقه روی داده است می‌توان به زلزله‌های ویرانگری در سال ۱۸۹۷ با بزرگای $M_w = 6.4$ و زلزله دیگر در همین سال با بزرگای $M_w = 5$ در منطقه، اشاره نمود. از جمله زلزله بزرگ روی داده در سال‌های اخیر می‌توان به زلزله‌ای با بزرگای گشتاوری $M_w = 6$ در شهریور ۱۳۸۴ اشاره کرد.

مشکل اصلی در بیضیواری موج ریلی بازیابی شده از نسبت H/V ، وجود انرژی امواج درونی و موج لاو است. به منظور رفع این مشکل، دو روش برای تصحیح نسبت H/V در مدل تک ایستگاهی ارائه شده است. روش اول بر پایه قطبش کلاسیک در حوزه بسامد است. این شیوه بر اساس نسبت طیف فوریه مؤلفه افقی و طیف فوریه مؤلفه قائم تعیین می‌شود (فاه و همکاران، ۲۰۰۱). مؤلفه قائم تحت تأثیر امواج ریلی قرار می‌گیرد و مؤلفه SH نیز تنها در مؤلفه افقی حرکت سهیم است. اگر SH از مؤلفه افقی حذف گردد، نسبت H/V ارائه شده پاسخ بهتری از بیضیواری مد اصلی امواج ریلی خواهد داد. روش دوم نیز سعی بر کاهش اثر SH دارد. این کار تنها به واسطه شناسایی موجک P-SV در طول سیگنال و محاسبه نسبت طیفی از این موجک‌ها و تحلیل زمان-بسامد بر روی هر یک از سه مؤلفه ریزلرزه صورت می‌گیرد (فاه و همکاران، ۲۰۰۱).

هدف این مقاله ارائه شیوه‌ای است تا بتوان با استفاده از تحلیل زمان-بسامد موجک و یکسان نگرفتن سهم P-SV و SH در مؤلفه افقی، بسامد تشدید خاک را با دقت بیشتری تعیین نمود و در ادامه با استفاده از منحنی بیضیواری، که بر اساس این روش به دست می‌آید، ساختار سرعتی موج برشی مناسب‌تری در منطقه وجود داشته باشد. در این مقاله، این تحلیل با استفاده از تبدیل موجک پیوسته و استفاده از موجک مورلت اصلاح شده، انجام شده است.

زلزله‌های روی داده در منطقه قشم، از جمله زلزله شهریورماه ۱۳۸۴ با بزرگای $M_w = 6$ ، اهمیت بررسی بیشتر منطقه را نشان می‌دهد؛ لذا برای ارائه ساختار دقیق‌تر سرعت موج برشی در منطقه درگهان، این منطقه به عنوان ساختگاه مورد مطالعه انتخاب شده است. برداشت در ۱۲ ایستگاه لرزه‌نگاری موقت نصب شده در درگهان قشم

۳ برداشت داده‌های ریزلرزه

برداشت داده‌های ریزلرزه با استفاده از دستگاه سه‌مؤلفه‌ای Guralp (CMG-6TD)، در یک پنجره زمانی ۳۰ دقیقه‌ای و با بسامد نمونه‌برداری ۱۰۰ نمونه در ثانیه در حد فاصل بین روزهای ۱۳۸۵/۱۲/۲۱ الی ۱۳۸۵/۱۲/۲۵ انجام گرفته است. موقعیت ۱۲ ایستگاه لرزه‌نگاری موقت نصب شده در درگهان قشم، که اندازه‌گیری تک ایستگاهی در آنها صورت گرفته (حق‌شناس و همکاران، ۱۳۸۸) به همراه ساختار زمین‌شناسی آن در جدول ۱ آمده است.

۴ بیضیواری موج ریلی

در سال ۱۸۸۵، دانشمندی انگلیسی به نام لرد ریلی، نشان داد که نوعی از امواج در نزدیکی سطح زمین منتشر می‌شوند. این نوع از امواج سطحی، که در لایه‌های همگن زمین ظاهر می‌شوند، به اسم کاشف خود ریلی نامیده شد. وی نشان داد با برآورده شدن شرایط مرزی، زوج امواج P-SV با انتشار همزمان در سطح، با سرعتی کمتر از سرعت موج برشی (در حدود ۰/۹ سرعت موج برشی) و دامنه کاهشی نسبت به عمق (به صورت نمایی)، موج ریلی را به وجود می‌آورند.

امواج ریلی، امواج برداری هستند که در سطح نیم‌فضای همگن و غیرهمگن منتشر می‌شوند و مؤلفه افقی جابه‌جایی این امواج به موازات جهت انتشار و مؤلفه قائم جابه‌جایی این امواج به سمت نیم فضا است. امروزه مطالعات بیضیواری امواج ریلی در بررسی خصوصیات نوبه زمینه بسیار متداول شده است.

دو روش برای استخراج اطلاعات بیضیواری موج ریلی از ریزلرزه‌ها وجود دارد. اولین دیدگاه توسط پوگی و فاه (۲۰۱۰)، پیشنهاد شد، که بر اساس روش تفکیک‌پذیری بالا (High Resolution Method) کاپن (۱۹۶۹) برای تشخیص جنبش ذرات امواج ریلی از نگاشت‌های آرایه‌ای سه‌مؤلفه‌ای است. دیدگاه دوم (فاه و همکاران، ۲۰۰۹)،

که در پروژه NERIES (Network of Research Infrastrures for European Seismology) نیز کامل شد، استفاده از تحلیل زمان- بسامد نگاشت‌های تک- ایستگاهی برای رسیدن به همان هدف است. طبق تعریف، بیضیواری موج ریلی، جنبش ذره در سطح زمین را به صورت نسبت بین توابع ویژه جابه‌جایی افقی و قائم در هر بسامد نشان می‌دهد (فاه و همکاران، ۲۰۰۳).

جدول ۱. موقعیت ایستگاه‌های لرزه‌نگاری موقت نصب شده در درگهان قشم برای ثبت ریزلرزه‌ها در درگهان به همراه ساختار زمین‌شناسی آن (حق‌شناس و همکاران، ۱۳۸۸).

شماره پروفیل	طول جغرافیایی (درجه)	عرض جغرافیایی (درجه)	واحد زمین‌شناسی عمومی
M01	56.0966	26.9695	رسوبات کواترنر (هلوسن)
M02	56.0904	26.9675	رسوبات کواترنر (هلوسن)
M03	56.0791	26.9618	رسوبات کواترنر (هلوسن)
M04	56.0772	26.9679	رسوبات کواترنر (هلوسن)
M05	56.0681	26.9608	سازند آغاچاری (پلیوسن)
M06	56.0762	26.9544	رسوبات کواترنر (هلوسن)
M07	56.0559	26.9644	رسوبات کواترنر (هلوسن)
M08	56.0830	26.9670	رسوبات کواترنر (هلوسن)
M09	56.0659	26.9656	رسوبات کواترنر (هلوسن)
M10	56.0859	26.9733	رسوبات کواترنر (هلوسن)
M11	56.0896	26.7921	رسوبات کواترنر (هلوسن)
M12	56.0707	26.9661	رسوبات کواترنر (هلوسن)

۴-۱ نسبت H/V کلاسیک

با توجه به توضیحات ارائه شده توسط ناکامورا (۱۹۸۹)، شکل طیفی H/V بوسیله اثر تشدید موج SH در ساختار کنترل می‌شود. مگر اینکه، به صورت تجربی تشخیص داده شود که شکل و دامنه نسبت طیفی H/V به طور کلی نمایش‌دهنده تابع انتقال موج SH نمی‌باشد؛ اما بسامد اصلی به طور مستقیم از آن استخراج می‌شود (حق‌شناس و همکاران، ۲۰۰۸). به بیان دیگر، نشان داده شده‌است که

اما در صورتی که اثر SH وابسته به بسامد باشد، در نوار بسامدی خاص، ممکن است سهم امواج ریلی غالب باشد؛ لذا فرض مساوی گرفتن سهم لاو و ریلی درست نمی‌باشد (فاه و همکاران، ۲۰۰۸).

۴-۲ نسبت H/V با استفاده از تبدیل موجک پیوسته

به منظور کمینه کردن اثر موج SH، فاه و همکاران (۲۰۰۱) پیشنهاد کردند تا از تحلیل زمان-بسامد برای محاسبه نسبت طیفی H/V استفاده شود. روش‌های مشابهی نیز توسط کاریستاکوا (۲۰۰۶) پیشنهاد گردید. این روش بر پایه استفاده از تبدیل موجک پیوسته استوار است تا بتوان با دقت خوب برای سیگنال، ارائه زمان-بسامد داشت. در اینجا سهم‌های SH و P-SV در مؤلفه افقی یکسان در نظر گرفته نمی‌شود؛ لذا در یک سیگنال گذرا با اعمال تبدیل موجک پیوسته می‌توان به نتایج بهتری دست یافت. این کار با در نظر گرفتن موجک‌های P-SV در سیگنال و گرفتن نسبت طیفی از این موجک‌هاست، که بواسطه تحلیل زمان-بسامد برای هر سه مؤلفه، ریزلرزه انجام می‌شود (فاه و همکاران، ۲۰۰۱). موجک مورلت به عنوان موجک مادر مورد استفاده قرار می‌گیرد و این به خاطر بسامد مرکزی خوب تعیین شده و امکان استخراج اطلاعات فاز است.

تبدیل موجک پیوسته (CWT) یک تابع حقیقی $x(t)$ با استفاده از موجک $\psi(t)$ به صورت رابطه (۱) تعریف می‌شود:

$$CWT(a, b) = \Psi(a, b) = \frac{1}{\sqrt{|a|}} \int_{-\infty}^{+\infty} x(t) \psi^* \left(\frac{t-b}{a} \right) dt, \quad (1)$$

که a پارامتر مقیاس، b پارامتر انتقال و Ψ تابع مزدوج

شکل نسبت طیفی H/V به منحنی بیضیواری موج ریلی نسبت داده می‌شود (فاه و همکاران، ۲۰۰۳).

در یک چشمه کم‌عمق با اختلاف زیاد سرعت بین رسوب و سنگ بستر، امواج سطحی در میدان موج در بسامد بالای f_0 غالب هستند (هوریک، ۱۹۸۵). در مقابل آن در بسامد زیر f_0 امواج سطحی در برابر امواج درونی کاهش می‌یابد (چریوم و همکاران، ۲۰۰۳؛ بونفوی-چوئت و همکاران، ۲۰۰۶). در میان امواج سطحی، مد اصلی امواج ریلی نقش کلیدی در شکل نسبت طیفی H/V در بسامد بالای f_0 دارد (فاه و همکاران، ۲۰۰۱، ۲۰۰۳). به بیان دیگر، نسبت طیفی H/V نزدیک به منحنی بیضیواری مد اصلی امواج ریلی است. مگر اینکه، در بعضی موارد سهم امواج لاو بارز باشد (بونفوی-چوئت و همکاران، ۲۰۰۸). پوگی و همکاران (۲۰۱۲) نیز بیان نمودند با در نظر گرفتن مدهای بالاتر، نسبت H/V معرف بیضیواری مد اصلی امواج ریلی نیست؛ اما در بسیاری از موارد سهم انرژی مد اصلی بسیار قوی‌تر است.

مشاهده شده‌است که منحنی نسبت طیفی H/V برای جنبش‌های ریزلرزه‌ی، یک قسمت ثابت دارد که وابسته به ویژگی‌های چشمه است. این قسمت هماهنگ با بیضیواری مد اصلی موج ریلی در نوار بسامدی، بین بسامد اصلی تشدید در رسوبات نهشته شده و اولین کمینه در نمودار H/V محدود شده است. بیضیواری در این نوار بسامدی، به واسطه لایه‌بندی خاک تعیین می‌شود (فاه و همکاران، ۲۰۰۳). با فرض اینکه امواج ریلی، در میدان موج، غالب باشد، نسبت H/V را نمی‌توان به بیضیواری ریلی نسبت داد؛ مگر اینکه تصحیحاتی صورت گیرد.

یک تمرین معمول این است که سهم امواج ریلی و لاو را در مؤلفه افقی مساوی در نظر می‌گیرند (فاه و همکاران، ۲۰۰۱)؛ لذا، اگر مؤلفه‌های NS و NE با استفاده از جمع برداری با هم ترکیب شوند و فاکتور تصحیح $\sqrt{2}$ بهنجار شود، این فرض در بسیاری از موارد کاربرد دارد؛

پذیرش خواننده می‌شود. اندازه c_g بستگی به موجک انتخابی دارد.

۳: معیار اضافی دیگر مربوط به موجک‌های مختلط است. تبدیل فوریه این موجک‌ها باید حقیقی باشد و در بسامدهای منفی ناپدید گردد.

با توجه به رابطه (۱)، عنوان ارائه زمان-مقیاس بسیار مناسب‌تر از عنوان ارائه زمان- بسامد به نظر می‌رسد؛ اما اگر مشخصه بسامدی تابع موجک تحلیل در همسایگی نزدیک بسامد غیر صفر w_0 (بسامد زاویه‌ای مرکزی موجک) متمرکز شود، می‌توان یک ارائه زمان-بسامد نتیجه تبدیل موجک اعمال شده، داشت. زاویه مرکزی (w) را می‌توان به صورت $w = w_0/a$ بیان نمود و با توجه به تعریف بسامد می‌توان نوشت:

$$f = \frac{w_0}{2\pi a} = \frac{f_0}{a} \quad (5)$$

انتخاب معمول در این روش برای تحلیل موجک در تبدیل موجک پیوسته، موجک مورلت است و این به خاطر ویژگی‌های خاص این موجک است (بسامد مرکزی تعیین شده خوب، عدم قطعیت زمان- بسامد کم و استخراج اطلاعات در مورد فاز سیگنال) (فاه و همکاران، ۲۰۰۹؛ پوگی و همکاران، ۲۰۱۲). موجک مورلت، موجک مختلط است که به صورت رابطه (۶) بیان می‌گردد:

$$\psi(t) = \pi^{-1/4} e^{i w_0 t} e^{-t^2/2} \quad (6)$$

با توجه به $w_0 \geq 5.3364$ (دویچی، ۱۹۹۲) یا $w_0 \geq 5.4285$ (فلندرین، ۱۹۹۹)، معمولاً مقدار $w_0 = 6$ در نظر گرفته می‌شود؛ اما در اینجا از تبدیل موجک اصلاح شده، که در حوزه بسامد باریک‌تر شده (افزایش تفکیک-پذیری بسامدی در ارائه موجک سیگنال به نوبه) استفاده شده است. البته با این کار تفکیک‌پذیری زمانی در ارائه

مختلط تابع موجک است که موجک مادر نامیده می‌شود. واژه مادر به این منظور به کار برده می‌شود که تمامی نسخه‌های انتقال‌یافته و مقیاس‌شده، از روی تابع اولیه به دست می‌آیند که اصطلاحاً موجک مادر نامیده می‌شود. در موجک به‌جای بسامد، پارامتر مقیاس وجود دارد. این پارامتر به صورت معکوس با بسامد در ارتباط است. مقیاس در واقع سیگنال را منقبض و منبسط می‌کند. مقادیر ضرایب تبدیل موجک $CWT(a,b)$ که ضرایب موجک نیز نامیده می‌شود، میزان شباهت تابع موجک را در موقعیت زمانی b در مقیاس a با سیگنال در حوزه زمان بررسی می‌کند. به عبارت دیگر، می‌توان گفت هرچه شباهت بیشتر باشد این مقدار، بیشتر خواهد بود. البته در تبدیل موجک پیوسته، باید شرایط زیر برقرار است:

۱: تابع موجک باید انرژی محدود داشته باشد:

$$E = \int_{-\infty}^{+\infty} |\psi(t)|^2 dt < \infty, \quad (2)$$

که E انرژی تابع موجک و برابر با انتگرال مربع اندازه تابع موجک است. اگر تابع $\psi(t)$ مختلط باشد، باید هر دو اندازه واقعی و مختلط در نظر گرفته شود.

۲: اگر $\hat{\Psi}(t)$ تبدیل فوریه تابع $\psi(t)$ باشد:

$$\hat{\Psi}(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} \psi(t) e^{-i(2\pi f)t} dt, \quad (3)$$

پس شرط زیر ایجاب می‌کند:

$$c_g = \int_0^{+\infty} \frac{|\hat{\Psi}(f)|^2}{f} df < \infty. \quad (4)$$

رابطه (۴) اشاره به این دارد که موجک، اجزای بسامدی غیر صفر دارد، یا به بیانی دیگر، میانگین موجک $\psi(t)$ باید برابر صفر باشد. این رابطه به عنوان شرط پذیرش شناخته می‌شود و c_g به عنوان ضریب

مربوط به ایستگاه M08 و پنجره ۴۰ ثانیه‌ای اعمال شده بر روی آن نشان داده شده است. برای هر پنجره انتخاب شده پس از اعمال تبدیل موجک پیوسته، مقدار بیشینه انرژی از نمودار زمان- بسامد مؤلفه قائم استخراج شده و فرض می‌شود که این بیشینه تنها به موجک P-SV وابسته است. با ذخیره زمان و بسامد، مقدار انرژی مربوطه از مؤلفه‌های افقی استخراج می‌گردد. این مقادیر از مؤلفه‌های NS و EW استخراج و با استفاده از جمع برداری، یک مقدار واحد برای مؤلفه افقی استخراج می‌شود (شکل ۲).

نسبت H/V برای هر بسامد و زمان با استفاده از رابطه (۸) محاسبه می‌گردد:

$$\left(\frac{H}{V}\right)_{\text{wavelet}} = \frac{\sqrt{H_{NS}^2 + H_{EW}^2}}{V} \quad (۸)$$

این محاسبات برای تمام پنجره‌های در نظر گرفته شده برای نگاشت محاسبه می‌شود. سپس از میان تمام پنجره‌ها میانگین‌گیری صورت می‌گیرد و بدون هموارسازی، منحنی نهایی ارائه می‌شود.

۵ تعیین پروفیل سرعت موج برشی در منطقه مورد مطالعه

۱-۵ تعیین پارامتر مورلت مناسب برای منطقه پارامتر مورلت (m)، پهنای موجک را در حوزه طیفی کنترل می‌کند. مقادیر بیشتر این پارامتر، در واقع موجک باریکتر در حوزه طیفی را به دنبال دارد؛ لذا وضوح بسامدی بهتری خواهیم داشت.

با توجه به امکان تأثیرگذاری مقادیر مختلف پارامتر مورلت در روند محاسبات، در ایستگاه‌های M08، M10 و M12 محاسبات با مقادیر مختلف مورلت ۰/۵، ۱، ۲، ۴، ۸، ۱۶ انجام و منحنی‌های قطبش محاسبه شده با مقادیر مختلف پارامتر مورلت رسم شده‌اند.

زمان - بسامد کاهش داده شده است؛ ولی به نظر می‌رسد که تفکیک‌پذیری بسامدی در روش H/V از اهمیت بیشتری برخوردار است. با استفاده از تبدیل موجک مورلت اصلاح شده، به جای موجک مورلت می‌توان به نتایج بهتری دست پیدا کرد. هرچه مقدار m بیشتر باشد موجک در حوزه بسامد باریکتر شده است (تعریف m در رابطه ۷).

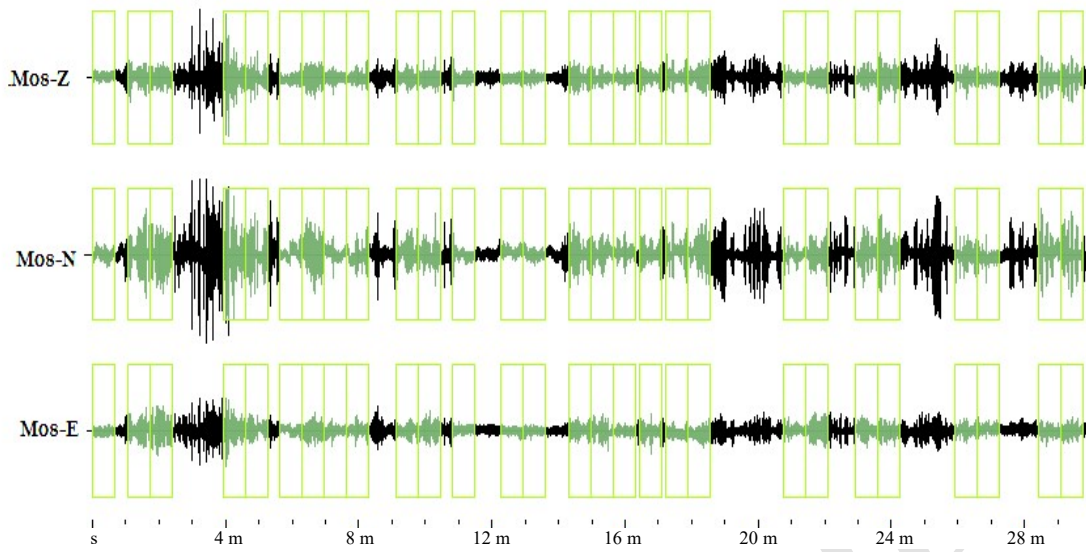
موجک مورلت اصلاح شده، توسط لاردیس و گوتربوز (۲۰۰۲) و یان و همکاران (۲۰۰۶) ارائه گردیده است. می‌توان موجک مورلت اصلاح شده را به صورت رابطه (۷) بیان نمود:

$$\psi(w) = \frac{1}{\sqrt[4]{\pi}} \exp\left(-\frac{(aw - w_0)^2}{m}\right) \quad \text{for } w > 0 \quad (۷)$$

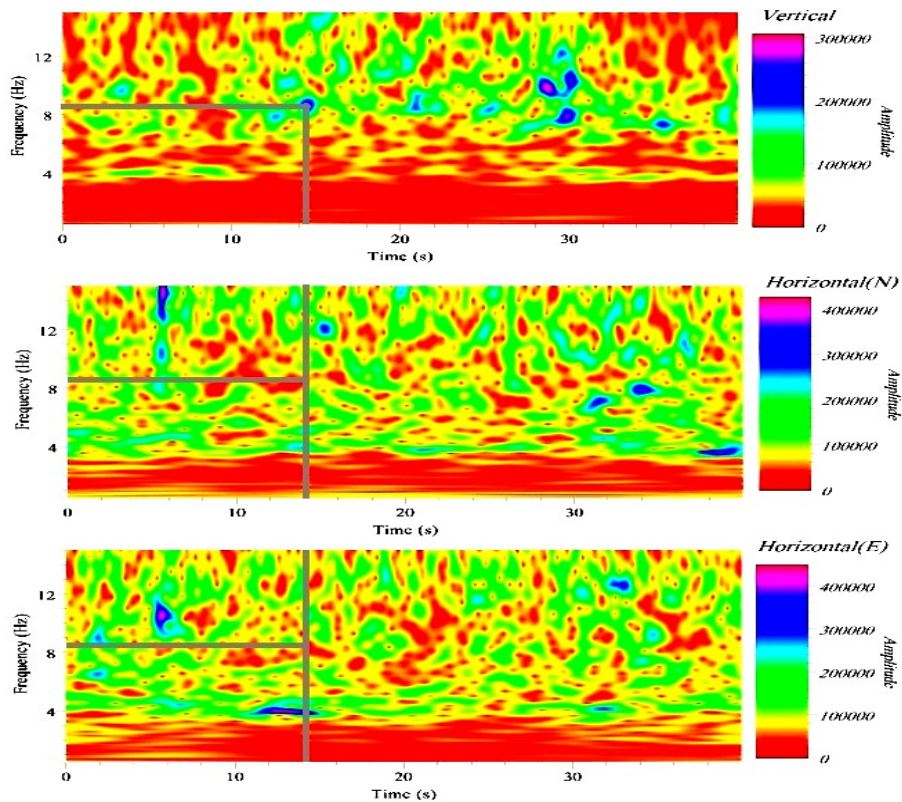
در این رابطه، m (پارامتر مورلت) پهنای موجک را در حوزه طیفی کنترل می‌کند و همان بسامد زاویه‌ای مرکزی در موجک مورلت تعدیل‌یافته در مقیاس a=1 است. مقادیر بیشتر پارامتر m، در واقع موجک باریکتر در حوزه طیفی را به دنبال خواهد داشت؛ لذا تفکیک بسامدی بهتری خواهیم داشت. با انتخاب m=1/2 در واقع همان موجک مورلت اصلی را خواهیم داشت.

۳-۴ محاسبه نسبت H/V، با استفاده از تبدیل موجک پیوسته

فرض اصلی در این روش این است که در یک ساختار با همگنی جانبی، مؤلفه قائم فاقد SH است (هر دو موج حجمی و امواج سطحی) اگرچه، انتظار نمی‌رود که سهم‌های SH و P-SV در مؤلفه افقی به طور همزمان باشند (پوگی و همکاران، ۲۰۱۲). برای این منظور ابتدا با توجه به مقدار STA/LTA پنجره‌های زمانی مناسب، بر روی سیگنال انتخاب می‌شود در شکل ۱ نگاشت ریزلرزه



شکل ۱. نگاشت ریزلرزه مربوط به ایستگاه M08 منطقه درگهان قشم و پنجره ۴۰ ثانیه‌ای اعمال شده بر روی آن (m دقیقه است).



شکل ۲. نمودار زمان-بسامد موجک مربوط به پنجره ۴۰ ثانیه‌ای ایستگاه M03 درگهان قشم.

افزایش پارامتر مورلت دقت بسامدی افزایش می‌یابد؛ اما از آنجا که در روش ارائه شده دقت زمانی نیز از اهمیت خاصی برخوردار است، این مقدار پارامتر در نظر گرفته می‌شود. تبدیل موجک مورلت اصلاح شده بر روی نگاشت‌های تک ایستگاهی اعمال شده و اثر SH از مؤلفه قائم حذف می‌گردد. در نهایت، منحنی H/V پاسخ بهتری از اثر تقویت خاک به دست می‌دهد. بسامد تشدید مربوط به ایستگاه M08 و M11، که با روش تحلیل زمان-بسامد محاسبه شده، در شکل ۴ نشان داده شده است. نسبت H/V، برای تمامی ایستگاه‌ها محاسبه و نتایج آن در جدول ۲، آورده شده است. مشاهده می‌شود بسامد تشدید به سمت بسامدهای پایین‌تر تمایل پیدا می‌کند.

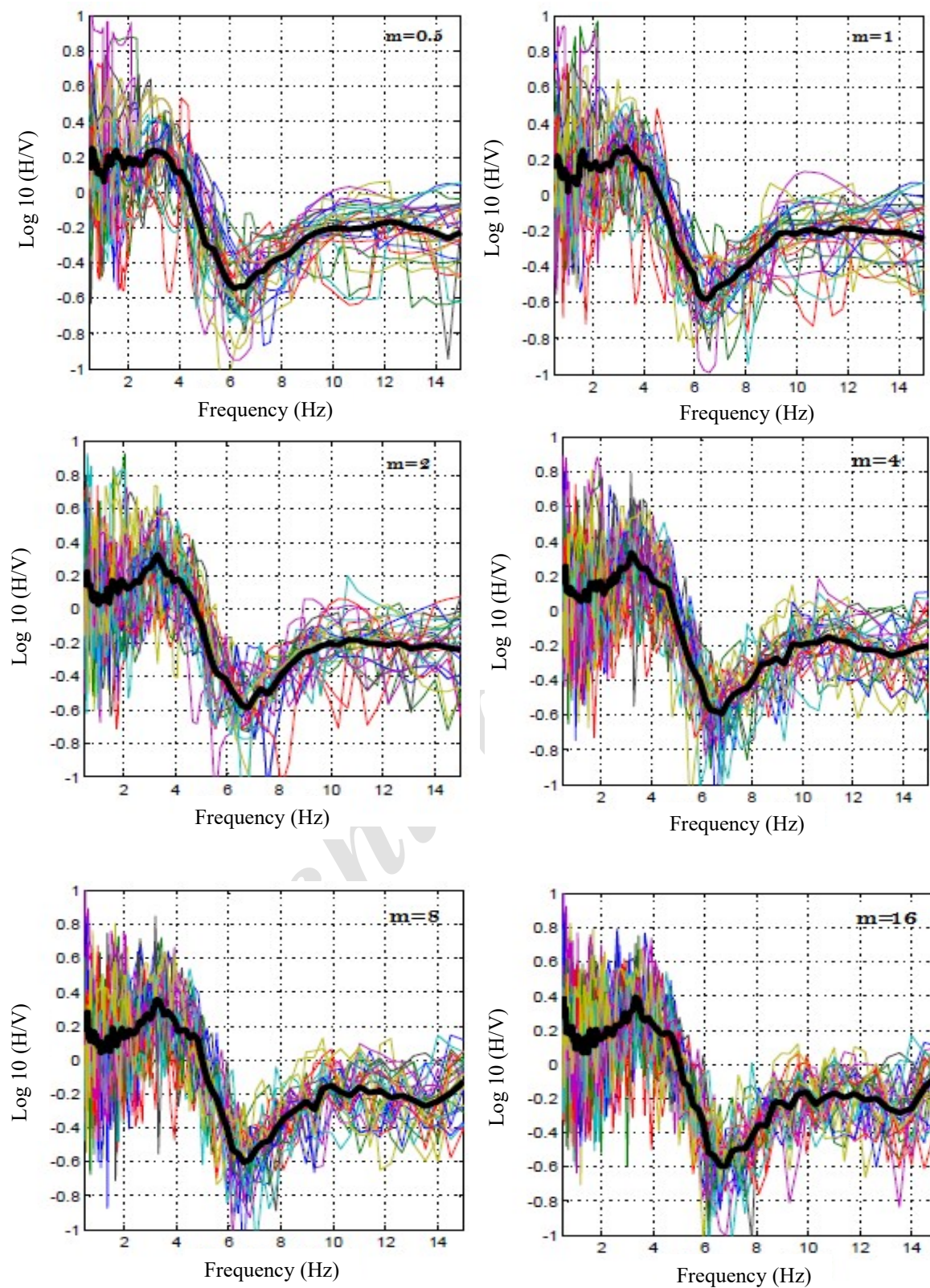
ایستگاه M03 دارای منحنی H/V، دو پیکی است (شکل ۵). این ایستگاه در نزدیکی گمانه است. با توجه به ساختار سرعتی موج برشی مربوط به گمانه، بیضیواری مد اصلی برای این ایستگاه رسم شد. منحنی $\log_{10}(H/V)$ که با اعمال تبدیل موجک که اثر SH از آن حذف شده است، نیز رسم شده است. باید بین دو منحنی همخوانی خوبی وجود داشته باشد. مشاهده می‌شود که کمینه و بیشینه دوم با بیضیواری همخوان‌تر است؛ لذا می‌توان گفت پیک دوم قابل اعتماد است (شکل ۶). با مقایسه بین بسامد تشدید بین این ایستگاه و ایستگاه M08، که نزدیک به هم هستند و ساختار زمین‌شناسی مشابهی دارند (جدول ۱)، می‌توان نزدیکی دو مقدار بسامد تشدید را برای این دو ایستگاه مشاهده نمود.

در منحنی‌های مربوط به ایستگاه M08، به وضوح می‌توان تأثیر تغییر در پارامتر مورلت را مشاهده نمود (شکل ۳). مشاهده می‌شود هرچه پارامتر مورلت بیشتر می‌شود، بسامد غالب به سمت بسامدهای بالاتر متمایل می‌شود. از آنجایی که نمی‌توان به نتایج حاصل از ایستگاه M08، اتکا کرد، این محاسبات برای دو ایستگاه M10 و M12 نیز انجام شد. در ایستگاه M10 وابستگی بارزی مشاهده نشد. در ایستگاه M12 نیز ملاحظه شد که با تغییر بارز در پارامتر مورلت می‌توان تغییر را در منحنی H/V مشاهده نمود. از نتایج حاصل از این سه ایستگاه، نمی‌توان با قطعیت بیان کرد که پارامتر مورلت در مقادیر به دست آمده در منحنی قطبش تأثیرگذار است؛ اما در تمامی نمودارها (شکل ۳)، مشاهده می‌شود هرچه پارامتر مورلت کوچکتر باشد، نمودار، هموارتر خواهد بود و بهتر می‌توان بیشینه و کمینه را بر روی آن مشخص نمود.

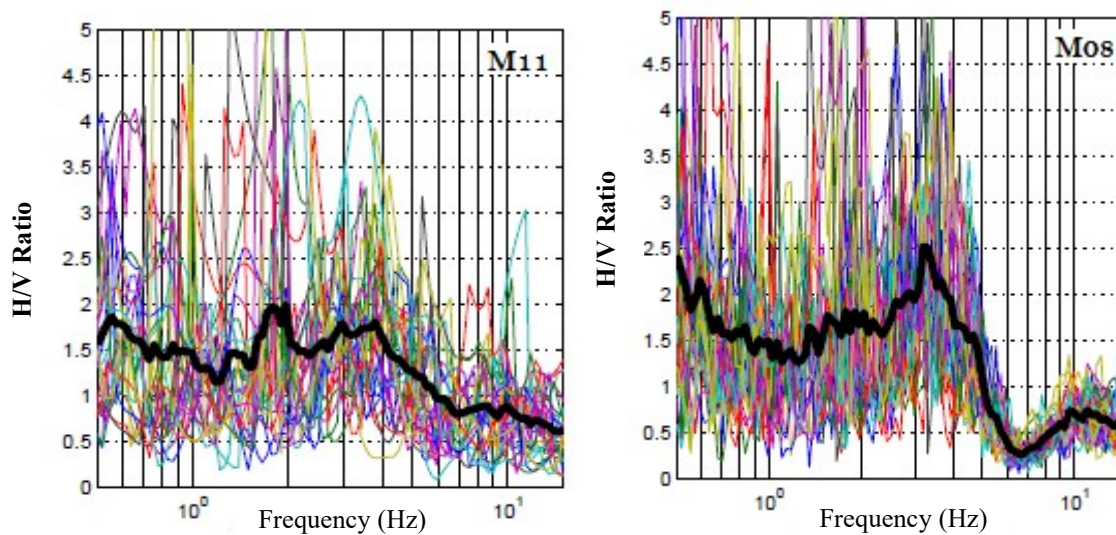
۵-۲ تعیین بسامد تشدید خاک با استفاده از تحلیل زمان بسامد

در مطالعه حقیقت‌شناسی و همکاران در سال ۱۳۸۶، برای تمامی ایستگاه‌های شهر در گهان قشم بسامد تشدید خاک به دست آمده است. نتایج این تحقیق در قالب بسامد تشدید خاک به روش ناکامورا در جدول ۲ آورده شده است.

در روش استفاده از تبدیل موجک، از موجک اصلاح شده با پارامتر مورلت $m = 8$ استفاده می‌شود؛ زیرا با



شکل ۳. تأثیر پارامتر مورلت مختلف بر روی منحنی H/V در ایستگاه M08، هرچه پارامتر مورلت بیشتر می‌شود بسامدهای غالب به سمت بسامدهای بالاتر متمایل می‌شود.

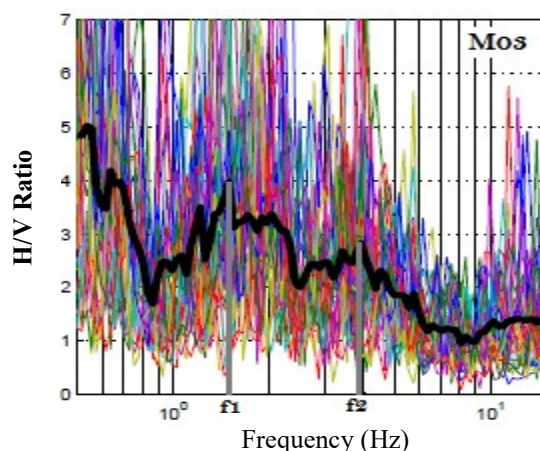


شکل ۴. بسامد تشدید با استفاده از تبدیل موجک پیوسته برای ایستگاه M08 و M11؛ پارامتر مورلت $m=8$ ، در نظر گرفته شده است.

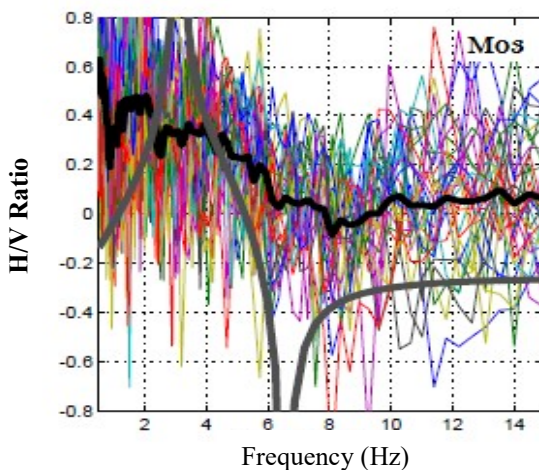
جدول ۲. مقایسه بین بسامد تشدید به روش ناکامورا (۱۹۸۹) و روش تبدیل موجک پیوسته.

نام ایستگاه	تعداد پنجره‌ها	طول پنجره (s)	بسامد تشدید به روش ناکامورا (Hz)	بسامد تشدید به روش تبدیل موجک (Hz)
M01	۲۴	۴۰	۴	۲/۸
M02	۲۵	۴۰	۴/۴	۴/۱
M03	۳۱	۴۰	۴	۳/۹
M04	۲۹	۴۰	۲/۹	۲/۸
M05	۳۱	۲۰	۱/۸	۱/۸
M06	۳۰	۳۰	۱/۸	۱/۶
M07	۲۷	۳۰	۲/۳	۱/۵
M08	۲۷	۴۰	۳/۵	۳/۲
M09	۲۴	۴۰	۲/۸	۲/۵
M10	۲۱	۴۰	۳/۱	۲/۵
M11	۲۷	۳۰	۳/۴	۲/۹
M12	۲۴	۴۰	۳/۸	۳/۸

صورت که منحنی $\log_{10}(H/V)$ و منحنی بیضیواری مد اول امواج ریلی در نوار بسامدی اولین بیشینه تا اولین کمینه همخوانی بسیار خوبی با یکدیگر دارند. شکل نسبت طیفی H/V در این نوار بسامدی به لایه‌های رسوب وابسته است. منحنی $\log_{10}(H/V)$ با در نظر گرفتن پارامتر مورلت $m = 8$ برای ایستگاه‌های نزدیک گمانه رسم شده است و از اطلاعات گمانه (حق‌شناس و همکاران، ۱۳۸۶)، به عنوان یک مدل اولیه، که شامل پنج لایه قرار گرفته بر روی سنگ بستر است، استفاده کرده و منحنی بیضیواری مربوط به مد اصلی امواج ریلی رسم شده است. برای رسیدن به بهترین همخوانی بین دو منحنی قطبش و بیضیواری، مقادیر مربوط به مدل سرعتی را تغییر داده تا نتایج قابل قبولی حاصل گردد. با استفاده از این روش می‌توان مدل سرعتی موج برشی را برای یک تک‌ایستگاه ارائه داد و به مدل سرعتی موج برشی برای ساختگاه زیر ایستگاه دست پیدا کرد. ایستگاه‌های نزدیک به گمانه، ایستگاه‌های M01، M02، M03، M04، M08، M10، M11 و M12 می‌باشند. در این مقاله برای ایستگاه‌های M08 و M12، ساختار سرعتی موج برشی ارائه شده است. در این ایستگاه‌ها، چند منحنی بیضیواری مربوط به مد اول موج ریلی، که بر اساس ساختار سرعتی موج برشی پیشنهادی رسم شده و همخوانی بهتری نسبت به دیگر منحنی‌های بیضیواری با منحنی H/V دارد، رسم شده است. در نهایت، با توجه به بهترین همخوانی بین دو منحنی در هر ایستگاه و ساختار زمین‌شناسی در منطقه، یک مدل سرعتی موج برشی ارائه شده است. می‌توان نتایج را در شکل‌های ۷ و ۸ مشاهده نمود.



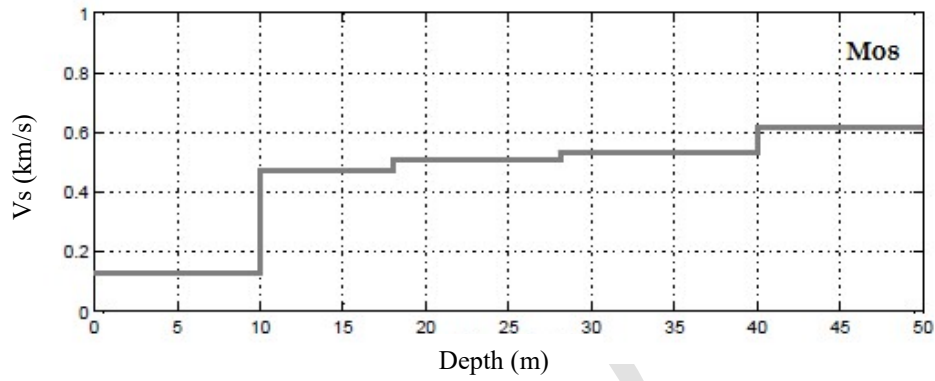
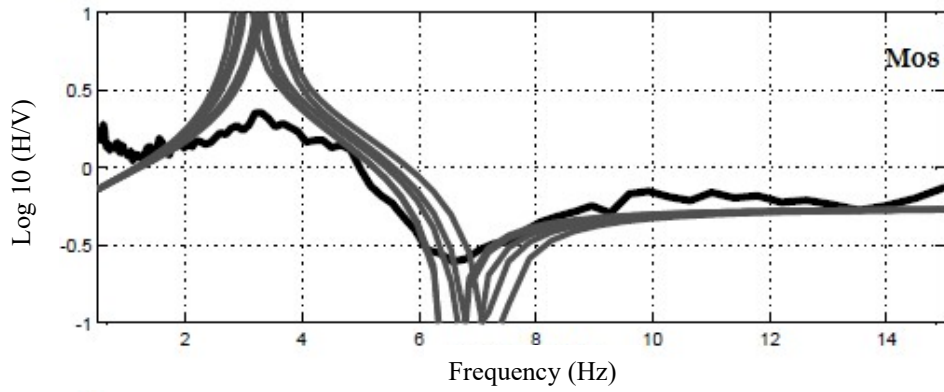
شکل ۵. منحنی H/V مربوط به ایستگاه M03، منحنی از نوع دو پیکی است. f_2 قابل اعتماد است.



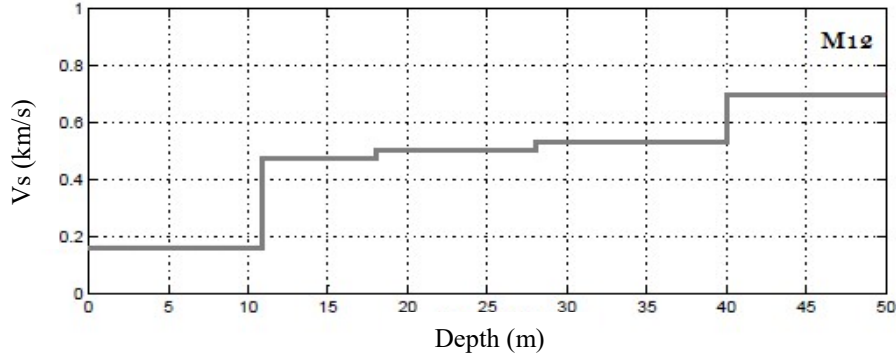
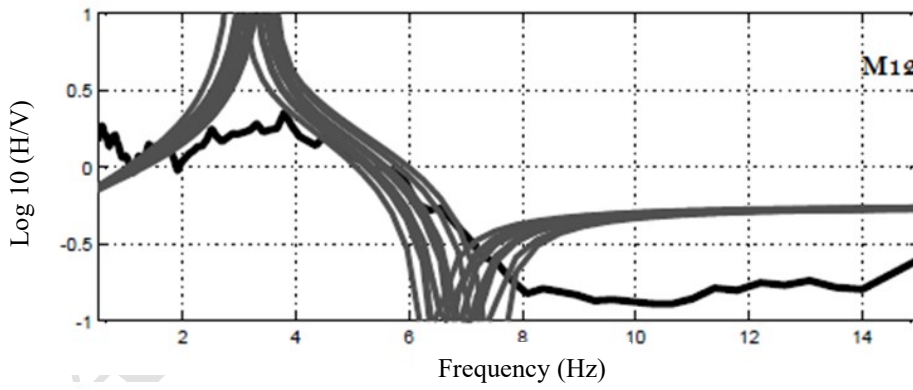
شکل ۶. مقایسه منحنی $\log_{10}(H/V)$ و منحنی بیضیواری مد اول ریلی، پیک دوم پیک قابل اعتماد است.

۳-۴ تعیین پروفیل سرعتی موج برشی در منطقه در گهان قشم

با حذف اثر SH، منحنی قطبش، دارای پاسخ بهتری از منحنی بیضیواری مد اصلی امواج ریلی است. به این



شکل ۷. مقایسه منحنی بیضیواری مد اول ریلی و منحنی قطبش H/V. پروفیل سرعتی موج برشی در ایستگاه M08.



شکل ۸. مقایسه منحنی بیضیواری مد اول ریلی و منحنی قطبش H/V. پروفیل سرعتی موج برشی در ایستگاه M12.

۵ نتیجه‌گیری

روش ارائه شده در این مقاله استفاده از تبدیل موجک پیوسته و به طور خاص استفاده از مورلت اصلاح شده است. هدف، مطالعه اثر خاک بر تقویت نوفه محیطی است. مؤلفه قائم تحت تأثیر ناهمگنی ساختگاه قرار نمی‌گیرد؛ اما مؤلفه افقی تحت تأثیر این ناهمگنی‌ها قرار می‌گیرد. از طرفی تنها مؤلفه افقی شامل SH است؛ لذا برای اینکه بهتر بتوان اثر تقویت خاک را بر روی نوفه بررسی کرد، باید اثر SH را از روی آن مؤلفه حذف نمود. در اینجا سهم SH و P-SV بر روی مؤلفه افقی یکسان در نظر گرفته نشده است و با اعمال تبدیل موجک پیوسته و محاسبه نسبت طیفی موجک P-SV در هر سه مؤلفه نگاهت نوفه، اثر SH از بین برده شده است. نسبت طیفی H/V اثر تقویت خاک را بر روی موج ریلی نشان می‌دهد. برای افزایش دقت بسامدی از موجک مورلت استفاده شده است. بی‌تردید، تغییر در پارامتر مورلت باید در نتیجه محاسبات تغییر ایجاد کند؛ لذا برای سه ایستگاه، تغییر پارامتر مورلت در منحنی‌های H/V مورد بررسی قرار گرفت؛ ولی تنها در یک ایستگاه تغییرات منظمی مشاهده شد؛ به صورتی که با افزایش پارامتر مورلت، بیشینه و کمینه منحنی به سمت بسامدهای بالا متمایل شد، که این تغییر در ارائه پروفیل سرعتی موج برشی نقش بسزایی دارد؛ اما در دو ایستگاه دیگر تغییر منظمی مشاهده نشد. در این صورت، نمی‌توان به صورت قطع در مورد چگونگی تأثیر پارامتر مورلت بر روی منحنی H/V بحث نمود.

پارامتر مورلت $m = 8$ انتخاب و منحنی H/V محاسبه شد و بسامد غالب برای هر ایستگاه به دست آمد. در تمامی ایستگاه‌ها بجز یک ایستگاه، که تغییری ایجاد نشد، مشاهده شد بسامد غالب به سمت بسامد پایین‌تر متمایل می‌شود. در منحنی M03، پیک قابل اعتماد تعیین شد. سپس با استفاده از اطلاعات گمانه به عنوان مدل اولیه،

منحنی $\log_{10}(H/V)$ برای ایستگاه‌های M08 و M12، محاسبه شد. برای هر ایستگاه با تغییر مدل سرعتی اولیه، چندین منحنی بیضیواری مد اصلی رسم گردید. در نهایت، مدل سرعتی که در آن بیضیواری مد اصلی بهترین همخوانی را با منحنی H/V داشت به عنوان مدل سرعتی موج برشی بیان گردید.

روش‌های گوناگونی برای ارائه پروفیل سرعتی موج برشی از جمله روش (f-k) وجود دارد. روش ارائه شده در این مقاله به تنهایی نمی‌تواند مدل سرعتی مناسبی را ارائه دهد. ترکیب این روش با روش (f-k) می‌تواند نتایج بهتری به دنبال داشته باشد.

تشکر و قدردانی

از جناب آقای دکتر حق‌شناس که با در اختیار گذاشتن اطلاعات مربوط به گزارش پهنه‌بندی ژئوتکنیک لرزه‌ای و مخاطرات زمین‌شناختی در جزیره قشم، یاری‌گر انجام این پروژه بوده‌اند، تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

حق‌شناس، ا.، شفیعی، ع.، عسگری، ف.، مهدی‌فر، م. ر.، جعفری، م. ک.، گریوانی، ه.، تاجیک، و. و رخشنده، م.، ۱۳۸۶، پهنه‌بندی ژئوتکنیک لرزه‌ای و مخاطرات زمین‌شناختی در جزیره قشم: پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، ۲۲۶۸/ع/م ۸۵/م

حق‌شناس، ا.، کمالیان، م.، عسگری، ف.، مهدی‌فر، م. ر.، جعفری، م. ک. و گریوانی، ه.، ۱۳۸۸، ریزپهنه‌بندی ژئوتکنیک لرزه‌ای شهر قشم و درگهان: پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، ۲۲۶۸/ع/م ۸۵/م

Bard, P. Y., 1998, Microtremor measurements: a tool for site effect estimation?: Proc. 2nd Inter. Symp., Effects of Surface Geology on

- Kristekova, M., 2006, Time-frequency analysis of seismic signals: Ph. D. thesis, Slovak Academy of Sciences, Bratislava, Slovakia.
- Lardies, J., and Gouttebroze, S., 2002, Identification of modal parameters using the wavelet transform: *International Journal of Mechanical Sciences*, **44**, 2263-2283.
- Nakamura, Y., 1989, A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface: *Quarterly Reports. Railway Technical Research Institute*, **30**, 25-33.
- Poggi, V., and Fah, D., 2010, Estimating Rayleigh wave particle motion from three-component array analysis of ambient vibrations: *Geophysical Journal International*, **180**(1), 251-267.
- Poggi, V., Fah, D., Burjanek, J., and Giardini, D., 2012, The use of Rayleigh-wave ellipticity for site-specific hazard assessment and microzonation: application to the city of Lucerne, Switzerland: *Geophysical Journal International*, **188**, 1154-1172.
- 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: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **91**, 1267-1282.
- Scherbaum, F., Hinzen, K. G., and Ohrnberger, M., 2003, Determination of shallow shear wave velocity profiles in the Cologne, Germany area using ambient vibration: *Geophysical Journal International*, **152**, 597-612.
- Yamanaka, H., Takemura, M., Ishida, H., and Niwa, M., 1994, Characteristics of long-period microtremors and their applicability in exploration of deep sedimentary layers: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **84**(6), 1831-1841.
- 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.
- Seismic Motion, Yokohama, Japan, 1251-1279.
- Bonnefoy-Claudet, S., Cotton, F., and Bard, P. Y., 2006, The nature of noise wave field and its application for site effects studies: *Earth-Science Reviews*, **79**, 205-227.
- Bonnefoy-Claudet, S., Kohler, A., Cornou, C., Wathelet, M., and Bard, P. Y., 2008, Effects of Love waves on microtremor H/V ratio: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **98**, 288-300.
- Capon, J., 1969, High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis: *Proceedings of the IEEE*, **57**, 1408-1418.
- Daubechies, I., 1992, *Ten lectures on wavelets*: SIAM.
- Fah, D., Kind, F., and Giardini, D., 2001, A theoretical investigation of average H/V ratio: *Geophysical Journal International*, **145**, 535-549.
- Fah, D., Kind, F., and Giardini, D., 2003, Inversion of local S-wave velocity structures average H/V ratios, and their use for the estimation of site-effects: *Journal of Seismology*, **7**, 449-467.
- Fah, D., Stamm, G., and Havenith, H. B., 2008, Analysis of threecomponent ambient vibration array measurements: *Geophysical Journal International*, **172**, 199-213.
- Fah, D., Wathelet, M., Kristekova, M., Havenith, H., Endrun, B., Stamm, G., Poggi, V., Burjanek, J., and Cornou, C., 2009, Using ellipticity information for site characterization: NERIES JRA4 Geotechnical site characterization, task B2-D4, final report.
- Flandrin, P., 1999, *Time-frequency/time-scale analysis*: Academic Press.
- Haghshenas, E., Bard, P. Y., Theodulidis, N. and SESAMEWP04 Team., 2008, Empirical evaluation of microtremor H/V spectral ratio: *Bulletin of Earthquake Engineering*, **6**(1), 75-108.
- Horike, M., 1985, Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the S wave velocity structure down to the basement in urbanized area: *Journal of Physics of the Earth*, **33**, 59-96.

Application of continuous wavelet transform to optimize H/V ratio in seismic microzonation of Dargahan region (Qeshm, Iran)

Seyede-Zinat Hosseini¹, Ahmad Sadidkhouy^{*2} and Ali Gholami³

¹M. Sc. Student of Geophysics, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

²Assistant Professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

³Associate Professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 23 July 2016, Accepted: 05 December 2016)

Summary

Neotectonic and Seismotectonic activities have caused major seismicity in Iran. Dargahan city, located in the southeast of Iran, runs a high risk of earthquakes, hence its selection for the research. A large earthquake ($M_w = 6.5$ 28Jun2006) was chosen for the study due to its provision of a suitable geological and velocity structure in this region. To calculate the amplification factor of the soil, it is indispensable to know its elastic properties, especially above the bedrock. One of the best ways to achieve this goal is to implement ambient noise. The spectral ratio between the horizontal and vertical components (H/V ratio) of microtremors measured at the ground surface was employed to estimate the resonance frequency of the site. The purpose of this paper was to retrieve the Rayleigh wave so as to estimate resonance frequency with higher accuracy and offer velocity structure for a single station record. The main problem with the ellipticity curve of Rayleigh wave retrieved from H/V ratio is the existence of the body and love waves in the waveform of the microtremor. The P-SV part of a waveform contribution is only in the vertical component while the SH part is in the horizontal component of the motion. If the SH-part is removed, the H/V ratios better indicate the ellipticity of the fundamental mode of Rayleigh wave, because the interest frequency band of the P-SV is dominated by the fundamental mode. In this paper, the SH removal is done by time-frequency analysis of all three components of the ambient noise. Continuous wavelet transform (CWT) was employed for this task by using the modified Morlet wavelet. The higher the value of the Morlet wavelet parameter (m) is, the narrower the wavelet in the spectral domain, and the better the frequency resolution will be, which leads to more accuracy of the H/V technique. In this article, first-time location of the most energetic time-frequency coefficient of the vertical component was identified and the corresponding local frequency spectrum was obtained. Then, a local horizontal spectrum at the same time location was calculated from an average time-frequency representation of the two horizontal components. Finally, the H/V ratio is calculated by dividing these two local spectra. We selected 12 stations in Dargahan which data (ambient noise) were recorded by CM6TD seismometers over a period of 30 minutes. The frequency-time analysis was done for all three components in the 12 stations. Primarily, Morlet parameter (m) was changed in the range (0.5-16), and the (H/V) curve was subsequently obtained according to this parameter, where the best value for the Morlet parameter was found to be 8. The results obtained for resonance frequency were compared with those of classic methods, showing a shift toward lower frequency in the proposed method. It was also shown that there existed two peaks in the reliable resonance frequency of the M03 station. So as to address the issue, the theoretical ellipticity curve of the Rayleigh wave was obtained from borehole data by the spectral ratio between horizontal and vertical components of its fundamental mode. The theoretical ellipticity curve of the Rayleigh wave and the $\log(H/V)$ curve were compared, upon which comparison we found out that the second peak was related to the resonance frequency in site M03. The values of the elliptic curve for near borehole stations which is in good agreement with the H/V curve, are suggested as the shear wave velocity structure for each single stations. By this method, one can estimate the shear wave structure for 8 stations close to the borehole.

Keywords: resonance frequency, ellipticity curve, Continuous wavelet transform, modified morlet wavelet, shear wave velocity structure

*Corresponding author:

asadid@ut.ac.ir