

محاسبه کاهندگی طیف دامنه جنبش زمین در ناحیه شمال غرب ایران

سید خلیل متقی^{1*}، زهرا ضرونی زاده² و عبدالرضا قدس³

¹استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه، زنجان، ایران
²دانشجوی دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه، زنجان، ایران
³دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه، زنجان، ایران

(تاریخ دریافت: 94/10/22، تاریخ پذیرش: 95/07/10)

چکیده

در این مقاله با تلفیق داده‌های ثبت شده توسط 8 ایستگاه دائم شبکه تبریز متعلق به شبکه لرزه‌نگاری کشوری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران در بازه زمانی 1996 تا 2009 و داده‌های ثبت شده توسط 16 ایستگاه شبکه موقت لرزه‌نگاری دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان در بازه زمانی سال‌های 2008 تا 2011 در شمال غرب ایران، 3514 نگاهت از 943 زمین لرزه با بزرگای بین 1/6 تا 5/2 تحلیل و شکل منحنی کاهندگی با استفاده از الگوریتم Robust Lowess به صورت گرافیکی ارائه شد. شکل منحنی کاهندگی نشان می‌دهد که تغییر ضریب گسترش هندسی در فاصله کانونی 70 کیلومتر اتفاق می‌افتد و سبب می‌شود تا یک مدل کاهندگی دوخطی برای برازش در بسامدهای کم (کمتر از 5 هرتز) استفاده شود. ضریب گسترش هندسی تا فاصله 70 کیلومتر برای بسامدهای مختلف به طور متوسط $1/1 \pm 0/28$ - به دست آمد. ضریب گسترش هندسی در فواصل بیش از 70 کیلومتر در بسامدهای کمتر از 5 هرتز به طور متوسط $0/44 \pm 0/27$ - به دست آمد که در مقایسه با مقادیر گزارش شده برای سایر نواحی دنیا مقدار کوچکی است و نشان از وجود مرز ناپیوستگی موهو با تباین سرعتی ضعیف تر نسبت به آن مناطق دارد. ضریب گسترش هندسی در بسامدهای 5 هرتز و بالاتر، در فواصل کمتر از 70 کیلومتر و بیش از آن به هم شبیه است و مدل کاهندگی را از حالت دوخطی به حالت یک تکه تبدیل می‌کند. با استفاده از ضریب کاهندگی جذب ذاتی، تابع کیفیت موج برشی به صورت $\log Q = 1.39(\log f)^2 - 0.63(\log f) + 2.26$ معرفی می‌شود.

واژه‌های کلیدی: رابطه کاهندگی، تابع کیفیت، شمال غرب ایران

1 مقدمه

یکی از پارامترهای مهم برای ارزیابی میزان خطرپذیری (آسیب‌پذیری) یک ناحیه در اثر فعالیت لرزه‌خیزی گسله‌های فعال منطقه، تعیین نحوه افت انرژی امواج عرضی در آن منطقه است. تعیین شکل منحنی کاهندگی دامنه امواج عرضی به شدت مورد علاقه مهندسين زلزله است چرا که بیشترین خطرات ناشی از زمین‌لرزه در یک منطقه ناشی از اثرات تخریبی این نوع از امواج است (آتکینسون و مرو، 1992). به علاوه، تعیین نحوه کاهندگی امواج لرزه‌ای در یک منطقه یکی از پارامترهای لازم برای مدل‌سازی دقیق شکل موج برای به دست آوردن خصوصیات چشمه زمین‌لرزه‌ها است. شکل نمودار کاهندگی اطلاعاتی نیز در مورد زمین‌شناسی ناحیه و مرزهای ناپیوستگی پوسته، که باعث بازتاب پرتوهای موج می‌شوند، دربردارد (برای مثال، برگر و همکاران، 1987).

با دور شدن از چشمه زمین‌لرزه، دامنه جنبش زمین به دلیل گسترش هندسی و جذب ذاتی در محیط کاهش می‌یابد. از عواملی که سبب جذب انرژی موج در محیط می‌شوند می‌توان به نقص در کانی‌ها، وجود آب یا دیگر شاره‌ها در محیط‌های متخلخل، وجود اصطکاک و تبدیل انرژی جنبشی به گرما در محیط‌های پُر از شکستگی و گسله‌ها اشاره کرد (استین و ویسشن، 2002).

مرزهای ناپیوستگی و بازتاب امواج از این مرزها، بر شکل منحنی و در نتیجه تابع کاهندگی تأثیر می‌گذارد. در گذشته، در مطالعات کاهندگی، اثر مرزهای ناپیوستگی در نظر گرفته نمی‌شد و در فواصل کمتر از 100 کیلومتر از رومکز زمین‌لرزه، گسترش انرژی صرفاً به وسیله امواج مستقیم در نظر گرفته و از رابطه R^{-1} (فاصله چشمه تا گیرنده) استفاده می‌شد. در فواصل بیش از 100 کیلومتر این رابطه به صورت $R^{-1/2}$ فرض می‌شد که مقدار نظری محاسبه شده در نیم‌فضا برای گسترش امواج سطحی است (چان و همکاران، 1987؛ شین و هرمان، 1987). آتکینسون

و مرو (1992) در جنوب شرقی کانادا تابع گسترش هندسی در فاصله 70 تا 130 کیلومتر را به صورت $R^{0.2}$ معرفی کردند، یعنی در بازه به دست آمده تحت تأثیر فازهای بازتابی به خصوص از مرز موهو، به جای کاهندگی ناشی از گسترش هندسی با تقویت دامنه روبرو شدند. پس از آن، شکل تابع کاهندگی که آتکینسون و مرو (1992) آن را Hinged Trilinear (سه‌خطی به هم لولا شده) نامیدند در مناطق بسیاری به طور تجربی به دست آمد (آتکینسون، 2004؛ معتضدیان و آتکینسون، 2005؛ معتضدیان، 2006).

معتضدیان (2006) برای یافتن تابع کاهندگی در شمال ایران از 22 زمین‌لرزه بزرگ رخ داده در 26 سال گذشته در اطراف کوه‌های البرز، تالش و کپه‌داغ استفاده کرد. در این مطالعه اگرچه از 22 زمین‌لرزه استفاده شد، ولی بیش از نیمی از نگاشت‌های تحلیل شده (139 نگاشت از 260 نگاشت)، نگاشت‌های ثبت شده از تک‌رخداد کجور-بلده بود. بور (2004) نشان داد که مقدار بیشینه دامنه نگاشت در یک مکان، به شدت به ویژگی‌های ناحیه مجاور چشمه و ایستگاه بستگی دارد. علاوه بر این، تغییر اندک سمت (آزیموت) به دلیل این که منجر به تغییر بزرگ مسیر پرتو در یک محیط سه‌بعدی ناهمگن می‌شود، مقدار کاهندگی دامنه موج را تغییر می‌دهد. این عدم قطعیت در تعیین دامنه می‌تواند دامنه را تا 10 برابر (بور، 2004) بیشتر یا کمتر کند. از این رو، ارائه یک تابع کاهندگی متوسط برای کل ناحیه مستلزم استفاده از چشمه‌های زمین‌لرزه فراوان و گیرنده‌های بسیار است تا با میانگین‌گیری، اثرات مربوط به چشمه و گیرنده کاهش یافته و مقداری پذیرفتنی برای تابع افت انرژی در ناحیه به دست آید. استفاده از چشمه‌های زمین‌لرزه با پراکندگی فراوان منجر به داشتن پرتوهایی می‌شود که کل منطقه را پوشش می‌دهند و جواب را به مقدار واقعی نزدیک‌تر می‌نمایند.

روش‌های برازش با استفاده از مدل‌های پارامتری، که امروزه به طور معمول مورد استفاده قرار می‌گیرد، یک قید ریاضی به داده تحمیل نمی‌شود تا داده مجبور به پیروی از آن شود. استفاده از این گونه روش‌ها می‌تواند اطلاعاتی را که تا به امروز به علت لحاظ نشدن در توابع برازش شده از چشم دور مانده و به عنوان نوفه دور ریخته می‌شدند را در اختیار ما قرار دهد.

در این مقاله ابتدا مراحل تحلیل نگاشت‌های زمین‌لرزه برای محاسبه طیف دامنه امواج عرضی در فضای فوریه ارائه می‌شود. نتایج این تحلیل در 15 بسامد بین 0/8 تا 12/5 هرتر بررسی شده و روند افت دامنه در فاصله‌های مختلف نشان داده می‌شود. با استفاده از الگوریتم Robust Lowess، نقاطی که در آن روند افت دامنه با فاصله دارای تغییرات ناگهانی است (نقاط شکستگی تابع کاهندگی) به دست می‌آید. در پایان ضرایب گسترش هندسی و ضریب کاهندگی ناشی از ناکشسانی با استفاده از وایزش (رگرسیون) خطی محاسبه و تابع کیفیت موج عرضی معرفی می‌شود.

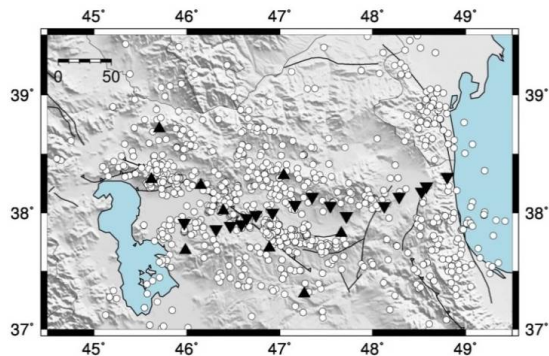
2 داده‌ها

داده‌های استفاده شده در این مطالعه را شبکه دائمی موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران در شمال غرب و شبکه موقت دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان جمع‌آوری کرده‌اند. شبکه لرزه‌نگاری رقمی موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران از ابتدای سال 1996 آغاز به کار کرده است. این شبکه مجهز به دستگاه‌های سرعت‌نگار سه مؤلفه‌ای و کوتاه‌دوره از نوع Kinematics SS1 با بسامد گوشه یک هرتر است. طیف پاسخ این دستگاه‌ها نسبت به سرعت در بازه 1 تا 25 هرتر یک خط با شیب تقریباً صفر است. آهنگ برداشت رقمی داده، 50 نمونه بر ثانیه است.

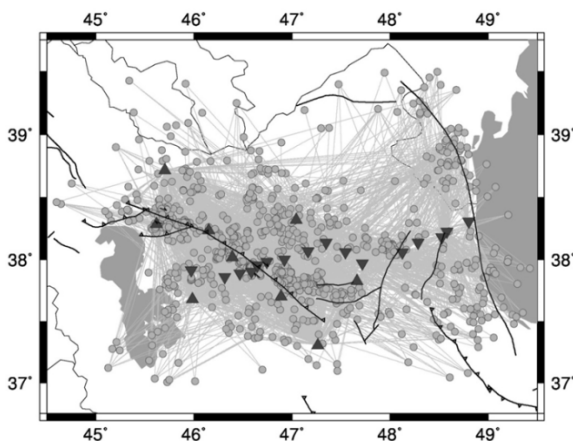
در منطقه شمال غرب ایران تعداد زمین‌لرزه‌های بزرگ بسیار محدود است و تعداد نگاشت‌های دستگاه‌های شتاب‌نگار که تنها قادر به ثبت زمین‌لرزه‌های بزرگ هستند، بسیار محدود و منحصر به چند زمین‌لرزه بزرگ مانند زمین‌لرزه‌های اهر و ورزقان است. پارامترهای کاهندگی به دست آمده از این مطالعات می‌تواند به شدت متأثر از سازوکار گسلس و زمین‌شناسی ناحیه‌ای که در مسیر پرتوهای زمین‌لرزه قرار گرفته است، باشد. مقدار دامنه در یک شعاع معین حول رومرکز زمین‌لرزه یکسان نیست و به سمت ایستگاه و گسله، سازوکار گسله و اثر جهت‌پذیری ناشی از جهت حرکت پارگی در امتداد گسله بستگی دارد. در بیشتر مطالعات کاهندگی با وجود استفاده از زمین‌لرزه‌های بزرگ به اجبار از این اثرها به مثابه تغییرات تصادفی صرف نظر شده است (برای مثال آتکینسون و مرو، 1992).

در این مطالعه، برای رفع مشکلات ذکر شده، از 943 زمین‌لرزه با بزرگای گشتاوری 1/6 تا 5/2 که تقریب چشمه نقطه‌ای برای بیشتر آنها مناسب است، استفاده شد. حجم زیادتر داده‌ها و پوشش همگن‌تر منطقه مورد مطالعه با پرتوهای لرزه‌ای زمین‌لرزه‌های کوچک و متوسط، اثر الگوی تابش و جهت‌پذیری را تا حد زیادی کاهش می‌دهد. انتخاب حد پایین بزرگی 1/6 با هدف داشتن رکوردهایی با نسبت سیگنال به نوفه به قدر کافی بزرگ است.

برای مشاهده روند تغییرات منحنی کاهندگی با فاصله، از یک الگوریتم برازش ناپارامتری به نام Robust Lowess (کلوند، 1979) استفاده شد. روش‌های برازش ناپارامتری روش‌هایی هستند که برای برازش، نیاز به یک مدل پارامتری، تابعی که رفتار بین متغیرها مانند رفتار دامنه برحسب فاصله را نشان دهد، نیست؛ بلکه تغییرات داده‌ها تنها با خود داده‌ها تعیین می‌شود. در این روش برخلاف



شکل 1. موقعیت ایستگاه‌ها و زمین‌لرزه‌های تحلیل شده در ناحیه شمال غرب ایران. مثلث‌ها محل ایستگاه‌های شبکه دائمی موسسه ژئوفیزیک در شمال غرب ایران و مثلث‌های وارونه موقعیت شبکه لرزه‌نگاری موقت دانشگاه تحصیلات تکمیلی زنجان را نشان می‌دهد. خطوط سیاه‌رنگ محل گسل‌های فعال منطقه (حسامی و همکاران، 2003) را نمایش می‌دهند.

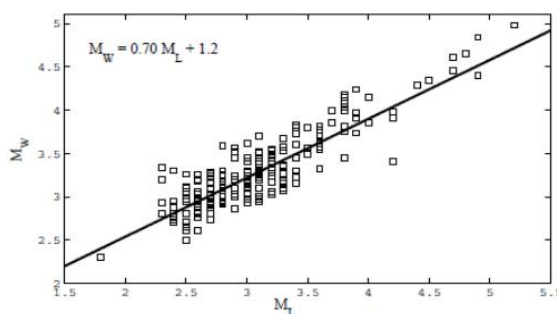


شکل 2. پوشش پرتوهای استفاده شده برای مطالعه کاهندگی در منطقه شمال غرب ایران. مثلث‌ها محل ایستگاه‌های شبکه دائمی موسسه ژئوفیزیک در شمال غرب ایران و مثلث‌های وارونه موقعیت شبکه لرزه‌نگاری موقت دانشگاه تحصیلات تکمیلی زنجان را نشان می‌دهد. خطوط سیاه‌رنگ محل گسل‌های فعال منطقه (حسامی و همکاران، 2003) را نمایش می‌دهند.

بزرگای گشتاوری به روشی مشابه با روش چن و آتکینسون (2002) محاسبه شد. در این روش، طیف دامنه موج برشی در نگاشت‌های افقی محاسبه و پس از تصحیح اثرات کاهندگی از روی طیف چشمه، مقدار دامنه در بسامدهای 0/5 تا 3 هرتز قرائت می‌شود. از مقایسه دامنه طیف چشمه با دامنه طیف چشمه نظری برای

شبکه موقت دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان از 23 ایستگاه نواریهن و نواریمتوسط تشکیل شده که در امتداد خطی از محدوده شهر آستارا در ساحل غربی دریای خزر آغاز شده و پس از عبور از رشته کوه‌های تالش از مجاورت کوه‌های آتشفشانی سهند، سبلان و گسله شمال تبریز می‌گذرد و به ساحل غربی دریاچه ارومیه می‌رسد. زمان داده‌برداری ایستگاه‌ها بین 26 ماه برای ایستگاه‌های واقع در محدوده کوه‌های تالش و 12 ماه برای ایستگاه‌های واقع در غرب دریاچه ارومیه متغیر است. لرزه‌نگارهای استفاده شده در این ایستگاه‌ها از نوع گورالپ CMG-3TD متعلق به دانشگاه کمبریج انگلستان و گورالپ CMG-3ESP متعلق به دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان است. رقمی‌ساز همه این دستگاه‌ها 24 بیتی است و داده‌ها را در برخی با آهنک 50 نمونه بر ثانیه و در برخی دیگر با آهنک 100 نمونه بر ثانیه رقمی و ذخیره کرده‌اند. موقعیت آن دسته از ایستگاه‌های شبکه موقت که در این مطالعه استفاده شده با مثلث‌های وارونه در شکل 1 نشان داده شده است.

موقعیت ایستگاه‌ها و زمین‌لرزه‌های مورد استفاده در این مطالعه در شکل 1 نشان داده شده است. شکل 2 پوشش پرتوهای عبوری از حدفاصل زمین‌لرزه تا ایستگاه‌های ثبت‌کننده را نشان می‌دهد. در این مطالعه 943 زمین‌لرزه با بزرگای گشتاوری بین 1/6 تا 5/2 و با گاف سمتی کمتر از 250 درجه مورد استفاده قرار گرفت. 3514 رکورد مربوط به 943 زمین‌لرزه در 25 ایستگاه (8 ایستگاه متعلق به شبکه لرزه‌نگاری کشوری و 16 ایستگاه متعلق به دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان) بررسی و مطالعه شد. شکل 3 توزیع رکوردها را بر حسب بزرگای زمین‌لرزه‌ها و فاصله نشان می‌دهد. فاصله کانونی رکوردها بین 10 تا 330 کیلومتر است و تا فاصله کانونی 200 کیلومتر با تعداد قابل قبولی رکورد زمین‌لرزه پوشش داده شده است (شکل 3).



شکل 4. رابطه بین بزرگای محلی (M_L) و گشتاوری (M_W). این نمودار تنها برای زمین‌لرزه‌های ثبت‌شده توسط شبکه موقت دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان رسم شده است. اختلاف سامانندی بین دو مقیاس بزرگا مشاهده می‌شود.

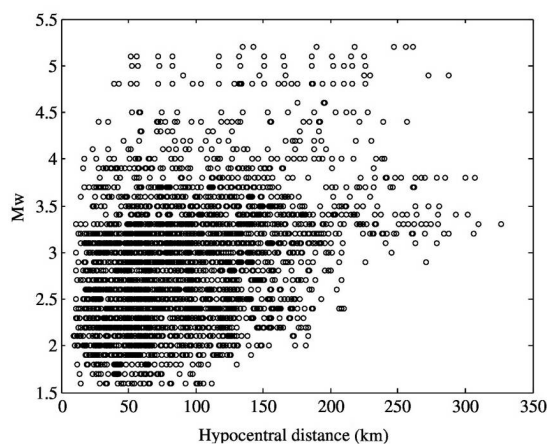
3 پردازش داده‌ها

در این مطالعه از امواج برشی برای محاسبه کاهندگی استفاده شده است. برای چنین هدفی می‌توان مؤلفه‌های افقی E-W و N-S در امتداد رومرکز زمین‌لرزه را چرخاند و تحلیل را روی مؤلفه R یا T انجام داد. از طرفی، بور (2010) روشی را ارائه داد که بر اساس آن زاویه چرخش با آزمون و خطا یافت می‌شود و مقدار میانه برای دامنه حاصل از چرخش در زوایای مختلف (یا کمینه دامنه و یا بیشینه میانه) به منزله دامنه مستقل از جهت‌گیری جبهه موج به دست می‌آید. بر اساس این روش، دو مؤلفه شمالی-جنوبی $a_1(t)$ و شرقی-غربی $a_2(t)$ طبق رابطه زیر چرخانده شده و مؤلفه چرخیده $a_{Rot}(t; \theta)$ را تشکیل می‌دهند:

$$a_{Rot}(t; \theta) = a_1(t) \cos \theta + a_2(t) \sin \theta. \quad (1)$$

مقدار θ از صفر تا 179 درجه تغییر داده می‌شود و برای هر مقدار θ ، یک نگاشت چرخیده محاسبه شده و تمام مراحل بعدی پردازش سیگنال بر روی آن اعمال می‌شود. بدین ترتیب مقدار دامنه برای هر بسامد به ازای هر θ به دست می‌آید. سپس مقدار 180 دامنه مختلف، در هر بسامد، از زیاد به کم منظم شده و مقدار میانه به عنوان

زمین‌لرزه‌های با بزرگای مختلف (در اینجا بزرگای بین 1 و 6)، بزرگای زمین‌لرزه تخمین زده می‌شود. این روش تا بزرگای 5/5 مقدار بزرگایی معادل بزرگای گشتاوری ارائه می‌دهد. در بزرگاهای بیشتر، بخش تخت طیف دامنه به قبل از 1 هرتر انتقال پیدا می‌کند. بنابراین، این روش مانند روش‌های دیگری که بزرگا را از روی طیف دامنه در محدوده یک هرتز محاسبه می‌کنند (مانند M_L و m_b) با مشکل اشباع مقیاس بزرگی روبرو می‌شود و بزرگای تخمینی مقداری کمتر از بزرگای گشتاوری را تخمین می‌زند. با توجه به حد بالای بزرگای محلی 5/2 روش تخمین بزرگای گشتاوری معقول به نظر می‌رسد.



شکل 3. توزیع بزرگای زمین‌لرزه‌ها بر حسب فاصله. پوشش خوب داده تا فاصله 200 کیلومتر از ایستگاه‌ها مشاهده می‌شود.

شکل 4 بزرگای گشتاوری تخمین زده شده را بر حسب بزرگای محلی برای 202 زمین‌لرزه که شبکه موقت دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان ثبت کرده، نشان می‌دهد. یک اختلاف سامانندی بین دو مقیاس بزرگی مشاهده می‌شود، به طوری که بزرگای گشتاوری، بزرگای خردلرزه‌ها را بیشتر و بزرگای زمین‌لرزه‌های متوسط را کمتر از بزرگای محلی گزارش می‌کند. پیش از این هم چنین اختلافی را معتضدیان و آتکینسون (2005) و متقی و قدس (2012) گزارش کرده‌اند.

می‌گیرد. افزون‌بر این، هموارسازی سبب می‌شود اثر حفره‌های طیفی از بین برود و در نتیجه، مقادیر این حفره‌ها سبب نمایش کاذب کاهش دامنه در یک فاصله خاص نشود.

یکی دیگر از عوامل مزاحم موجود در طیف دامنه، اثر نوفه محیط است. برای محاسبه و حذف اثر نوفه، یک پنجره با طول مساوی پنجره S قبل از رسید اولین فاز P برداشته شد. تمامی تحلیل‌های فوق بر روی این پنجره نیز انجام و طیف شتاب پنجره نوفه، $N(f)$ ، محاسبه شد. سپس توان نوفه در هر بسامد از توان سیگنال کم شد:

$$A'(f) = \left[(A(f))^2 - (N(f))^2 \right]^{\frac{1}{2}}. \quad (3)$$

رکوردهایی که نسبت سیگنال به نوفه بیشتر از 2 داشتند در مراحل بعدی مورد استفاده قرار گرفتند.

پس از پردازش نگاشت زمین‌لرزه‌ها و اعمال مراحل ذکر شده بر روی آنها، یک بانک داده شامل طیف دامنه نگاشت زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای مختلف، ثبت شده در ایستگاه‌هایی با فواصل متفاوت، به دست می‌آید. مقادیر دامنه در 13 بسامد مرکزی $0/79, 1/00, 1/26, 1/58, 2/00, 2/5, 3/16, 3/98, 5/01, 6/31, 7/94, 10/00$ و $12/59$ هرتر محاسبه شده است. با استفاده از این بانک داده روند کاهش دامنه در فواصل مختلف بررسی و شکل منحنی کاهندگی دامنه با استفاده از یک الگوریتم هموارکننده به نام Robust Lowess (کلوند، 1979) نمایش داده خواهد شد.

پیش از استفاده از الگوریتم هموارکننده بایستی به اثر بزرگا بر روی دامنه توجه شود. توزیع بزرگا در بانک داده یکنواخت نیست و نسبت زمین‌لرزه‌های بزرگ به کوچک در فواصل دورتر بیشتر است (شکل 3). از آنجا که در هموارسازی اثر بزرگا در نظر گرفته نمی‌شود، توزیع نایکنواخت بزرگا می‌تواند سبب مشاهده روند غیرواقعی

مقدار دامنه مستقل از جهت برای آن بسامد انتخاب می‌شود.

پس از تهیه نگاشت چرخیده، برای هر نگاشت، پنجره موج برشی از زمان‌رسید فاز S (قرائت شده به صورت چشمی) آغاز و تا جایی که تقریباً 90 درصد کل انرژی موج برشی در آن بازه قرار گیرد، ادامه می‌یابد (اتکینسون و مرو، 1992). این کار حجم بالایی از نمونه‌های کم‌انرژی را که در انتهای پنجره S و محدوده گدای آن قرار می‌گیرند، کنار می‌گذارد و مقدار محاسبات را به طور قابل توجهی کاهش می‌دهد. پس از بریدن پنجره S از بقیه رکورد، برای اجتناب از پدیده گیس و بسامدهای کاذب ناشی از قطع سری زمانی در دو انتهای پنجره، از یک نرم‌کننده (Taper) استفاده می‌کنیم. برای این منظور نرم‌کننده کسینوسی 5 درصد مورد استفاده قرار گرفت و در دو انتهای پنجره S اعمال شد. سپس با استفاده از تبدیل فوریه گسسته (DFT) طیف دامنه سرعت در بسامدهای مختلف به دست آمد.

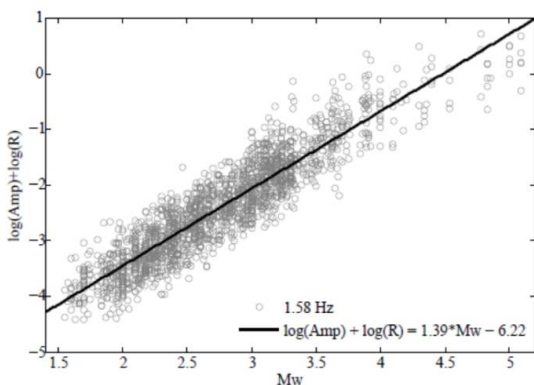
برای حذف اثر دستگاه‌های ثبت‌کننده از روی نگاشت زمین‌لرزه، از روش واهمامیخت در حوزه بسامد استفاده شد. اثر دستگاه از روی نگاشت با تقسیم دامنه طیف سرعت $V(f)$ به طیف دامنه پاسخ سرعت‌نگار $I(f)$ حذف شد:

$$A(f) = \frac{V(f)}{I(f)}. \quad (2)$$

در پایان از منحنی طیف سرعت در فضای فوریه در بازه‌های 0/1 لگاریتمی میانگین‌گیری و مقدار دامنه به دست آمده به بسامد مرکزی پنجره نسبت داده شد. این کار سبب هموار شدن طیف می‌شود. این میانگین‌گیری از طیف سرعت در هنگام محاسبه میزان کاهندگی به این معناست که کاهندگی انرژی در پنجره‌های کوچک بسامدی (و نه در یک بسامد معین) مورد بررسی قرار

این بار برای اثر بزرگی به صورت زیر تصحیح کرد تا مقادیر سمت چپ تنها تابعی از متغیر فاصله باشند:

$$\log A'(f) - 1.39M_w = b(f)\log(R) + c(f)R + d(f). \quad (6)$$



شکل 5. مقدار دامنه تصحیح شده برای کاهندگی ناشی از گسترش هندسی برحسب بزرگای گشتاوری. فاصله کانونی رویدادها کمتر از 100 کیلومتر انتخاب شده است. روند خطی افزایش لگاریتم دامنه با افزایش بزرگا به خوبی قابل مشاهده است. معادله خط برازش شده به داده‌ها در گوشه پایین-سمت راست نوشته شده است.

شکل 6 مقادیر دامنه تصحیح شده برای اثر بزرگا را برحسب فاصله در کنار دامنه‌های تصحیح نشده برحسب فاصله نشان می‌دهد. مشاهده کاهش دامنه برحسب فاصله در حضور نگاشت‌هایی که از محدوده وسیعی از بزرگاهای مختلف (1/6 تا 5/2) قرائت شده‌اند آسان نیست (شکل 6، ردیف بالا). در مقابل، در شکل 6، ردیف پایین، کاهش دامنه با فاصله به آسانی قابل مشاهده است. این مشاهده نشان می‌دهد برانبارش روندهای مختلف کاهش دامنه با فاصله برای بزرگاهای مختلف با موفقیت انجام شده است.

در مرحله بعد، مقادیر لگاریتم دامنه تصحیح شده برای اثر بزرگا (سمت چپ رابطه (6)) از طریق الگوریتم Robust Lowess برای تعیین روند کاهندگی دامنه برحسب فاصله هموار می‌شوند. نتیجه این هموارسازی برای بسامد 1/58 در شکل 7 نشان داده شده است. این

کاهندگی نسبت به فاصله شود. در نتیجه ابتدا تلاش می‌شود اثر بزرگا از روی داده‌ها حذف شود. به این منظور، ابتدا رابطه بین دامنه به عنوان متغیر وابسته و بزرگا و فاصله به عنوان متغیرهای مستقل به صورت زیر در نظر گرفته می‌شود. برای زمین لرزه‌های کوچک که رابطه بین دامنه و بزرگا خطی است، رابطه به صورت زیر نوشته می‌شود:

$$\log A'(f) = a(f)M_w + b(f)\log(R) + c(f)R + d(f), \quad (4)$$

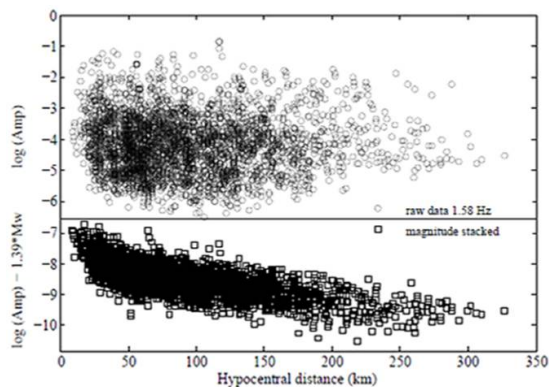
که A' دامنه تصحیح شده در رابطه (3)، R فاصله، f بسامد و a ، b ، c و d ضرایب ثابت هستند. جمله‌های دوم و سوم رابطه (4) به ترتیب اثرات گسترش هندسی و جذب ذاتی بر کاهش دامنه با فاصله را در خود دارند. جذب ذاتی دامنه با افزایش بسامد افزایش می‌یابد. این مقدار در بسامدهای کمتر از 2 هرتز برای فواصل نزدیک (کمتر از 100 کیلومتر) کوچک و چشم‌پوشیدنی است و می‌تواند از رابطه فوق حذف شود. از طرفی ضریب گسترش هندسی در فواصل کمتر از 100 کیلومتر به صورت نظری برابر با -1 است، بنابراین می‌توان برای بسامدهای کوچک‌تر از 2 هرتز (مثلاً 1/58 هرتز) و فواصل کمتر از 100 کیلومتر رابطه فوق را به صورت زیر ساده کرد:

$$\log A'(f) + \log(R) = a(f)M_w + d(f), \quad (5)$$

$R < 100 \text{ km and } f < 2 \text{ Hz}$

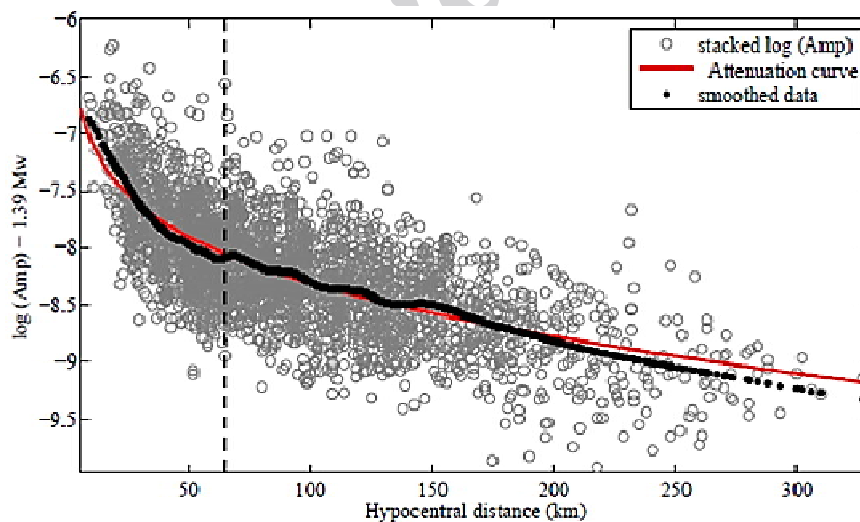
و ضریب بزرگای گشتاوری را با برازش یک خط راست به دست آورد. شکل 5 مقدار دامنه تصحیح شده برای گسترش هندسی (با افزودن $\log(R)$) را برحسب بزرگای گشتاوری نشان می‌دهد. ضریب به دست آمده برای بزرگای گشتاوری 1/39 است که به مقدار نظری یعنی 1/50 نزدیک است. بر این اساس می‌توان مقدار دامنه را

ضرایب صحیح کاهندگی لازم است منحنی کاهندگی حداقل به صورت دوتکه در نظر گرفته شود. شکل 7 مرز تغییر پارامتر گسترش هندسی را در فاصله 70 کیلومتر پیشنهاد می کند.



شکل 6. مقدار لگاریتم دامنه در بسامد $1/58$ هرتز برحسب فاصله (بالا) و مقدار لگاریتم دامنه تصحیح شده برای اثر بزرگا برحسب فاصله (پایین). بدون تصحیح اثر بزرگا، کاهندگی دامنه با فاصله در داده ها دیده نمی شود.

الگوریتم از دسته روش های محکم (Robust) است که داده های خارج از روند عمومی یا پرت (outliers) را شناسایی و از محاسبات خارج می کنند. در شکل 7، منحنی سیاه رنگ داده های هموار شده از برازش ناپارامتری را نشان می دهد. از طرفی رابطه (6) به داده های تصحیح شده به صورت پارامتری برازش شده و با منحنی قرمز رنگ نمایش داده شده است. در این برازش ضریب گسترش هندسی $b(f)$ برای تمام فواصل یکسان فرض شده است. مقایسه منحنی های قرمز و مشکی نشان می دهد که کاهش دامنه در فواصل کمتر از 70 کیلومتر (مشخص شده با خط چین مشکی) با شدت بیشتری نسبت به آنچه برازش پارامتری پیش بینی می کند، کاهش می شود. نتیجه قابل تامل آنکه برازش پارامتری که با فرض $b(f)$ یکسان برای تمام فواصل انجام می شود مقادیر دامنه را در فواصل کوچک کمتر از مقدار واقعی تخمین خواهد زد. این مقایسه کمک می کند تا نتیجه بگیریم که برای تخمین



شکل 7. مقادیر دامنه تصحیح شده برای بزرگا (دایره های خاکستری) برحسب فاصله کانونی. منحنی سیاه، مقادیر هموار شده با استفاده از الگوریتم Robust Lowess را نشان می دهد. خط قرمز منحنی کاهندگی برازش شده بر رابطه (6) را نشان می دهد. در برازش پارامتری، ضریب گسترش هندسی $b(f)$ به صورت یک تکه فرض شده است. خط چین فاصله 70 کیلومتر را مشخص می کند.

4 نتایج

$$R \geq R_{01} \quad \log(A_i) = aM_i + b_1 \log(R_{01}) + b_2 \log\left(\frac{R_i}{R_{01}}\right) + cR_i + d, \quad (9-ب)$$

که R_{01} بیانگر فاصله 70 کیلومتر است که در آن ضریب گسترش هندسی تغییر می‌کند. سپس تابع کاپا (κ) به‌عنوان تابع باقیمانده به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$\kappa = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - \log(A_i))^2, \quad (10)$$

که N تعداد رکوردها، y_i مقدار لگاریتم دامنه در بسامد معین که از روی طیف دامنه نگاشت در فضای فوریه به-دست می‌آید و $\log(A_i)$ مقداری است که تابع برازش-شده پیش‌بینی می‌کند. جواب نهایی ترکیبی از ضرایب a, b_1, b_2, c و d است که κ را کمینه می‌سازد. برای یافتن مقدار کمینه در رابطه فوق از روش شبه‌نیوتن (فلچر، 1972) استفاده شد.

در رابطه (9)، b_1 ضریب گسترش هندسی در 70 کیلومتر اول است که عمده انرژی موج توسط فازهای مستقیم S_g منتشر می‌شود و مقدار نظری آن 1- است. b_2 ضریب گسترش هندسی در فاصله 70 تا 200 کیلومتر است که در آن فازهای بازتابیده از موهو باعث تغییر شکل تابع گسترش هندسی شده است. می‌توان به فواصل بیش از 200 کیلومتر هم یک ضریب گسترش هندسی نسبت داد و مدل کاهندگی سه‌تکه یا سه‌خطی آتکینسون و مرو (1992) را به منحنی برازش داد. تعداد داده‌های موجود بعد از 200 کیلومتر اندک است و محاسبه یک ضریب با دقت مناسب را دشوار می‌سازد. به همین دلیل، از مدل دو‌تکه به‌جای مدل سه‌تکه استفاده می‌شود.

به منظور ارزیابی توانایی روش شبه‌نیوتن در بازیابی ضرایب مجهول در رابطه (9)، 1000 بانک داده مصنوعی مشابه داده واقعی شبیه‌سازی شد. در این بانک داده‌ها، توزیع مقادیر بزرگ و فاصله شبیه داده واقعی فرض شد.

پس از یافتن نقاط شکستگی منحنی کاهندگی دامنه امواج عرضی با فاصله، مدل پارامتری آتکینسون و مرو (1992) برای منحنی کاهندگی دامنه طیف شتاب بر روی داده‌ها برازش شد. مدل پارامتری مذکور به صورت زیر است:

$$\log A_i(f) = a(f)M_i + b(f)\log(R_i) + c(f)R_i + d(f), \quad (7)$$

که i اندیس هر نگاشت و A_i دامنه طیف دامنه در بسامد f است که در فاصله کانونی R_i از چشمه زمین‌لرزه ثبت شده است. خطی بودن ارتباط این بزرگا و لگاریتم دامنه برای زمین‌لرزه‌های با بزرگای کمتر از 5/5 در مطالعات بسیاری نشان داده شده است و محاسبات نظری که ارتباط خطی بین $\log(A)$ و M را اثبات می‌کند، توسط فوکوشیما و تاناکا (1990) انجام شده است. در شکل 6 لگاریتم دامنه تصحیح‌شده برای فاصله برحسب بزرگا ترسیم شده است. همان‌گونه که دیده می‌شود، افزایش دامنه با افزایش بزرگا برای موجود دارای یک رفتار خطی است. b ضریب گسترش هندسی و $c(f)$ ضریب کاهندگی ناشی از ناکشسانی زمین است که با تابع کیفیت، Q ، به‌صورت زیر ارتباط دارد (آتکینسون و مرو، 1992):

$$Q = \frac{\pi f}{\ln(10)c(f)\beta}, \quad (8)$$

که β سرعت موج برشی در پوسته است. برای انجام برازش پارامتری بر روی داده‌ها، شکل تابع کاهندگی دامنه امواج عرضی با فاصله، دوخطی به هم لولا شده (Hinged bilinear) در نظر گرفته شد. تعریف دقیق تابع کاهندگی دوخطی در زیر آمده است:

$$\log(A_i) = aM_i + b_1 \log(R_i) + cR_i + d, \quad (9-الف)$$

$$R \leq R_{01}$$

برای اجتناب از اثر نقاط پرت بر وایازش، فرایند وایازش دو بار انجام می‌شود. ابتدا وایازش اول انجام می‌شود و مقدار باقیمانده داده‌ها محاسبه می‌شود. مقدار باقیمانده از کم کردن لگاریتم دامنه پیش‌بینی شده از لگاریتم دامنه مشاهده‌ای به دست می‌آید. سپس داده‌های دارای باقیمانده بزرگ‌تر از 1 از بانک داده حذف می‌شوند و وایازش بر روی بانک داده اصلاح شده تکرار می‌گردد. جدول 2 نتایج وایازش رابطه (9) بر روی مقادیر لگاریتم دامنه را نشان می‌دهد. توزیع مقدار انحراف معیار برای برازش در بسامدهای مختلف در حدود 0/37 به دست آمد.

منفی تر بودن ضرایب b_1 در مقایسه با مقدار نظری 1- در اغلب مطالعات کاهندگی مشاهده شده است (برای مثال آتکینسون، 2004؛ معتضدیان، 2006). علت کاهش مقدار b_1 در مقایسه با مقدار نظری آن را می‌توان به لایه‌لایه بودن زمین نسبت داد. در محاسبه گسترش هندسی امواج حجمی همواره یک نیم‌فضا در نظر گرفته می‌شود و انتشار کروی موج در آن به منزله نحوه انتشار موج حجمی در زمین فرض می‌شود. در یک زمین لایه‌لایه بخشی از انرژی موج از مرز ناپیوستگی به سمت عقب بازتاب می‌یابد. تقسیم شدن انرژی موج در مرزهای ناپیوستگی را می‌توان مهم‌ترین دلیل کاهش ضریب b_1 در برخی بسامدها دانست (جدول 2).

افزایش ضریب b_2 در مقایسه با b_1 ، می‌تواند بیانگر پدیدار شدن امواج بازتابیده پُردامنه در پنجره موج برشی در فواصل بیش از 70 کیلومتر باشد (برگر و همکاران، 1987). با این وجود، مقایسه ضریب b_2 با مقادیر گزارش شده در سایر مناطق جغرافیایی مانند البرز مرکزی ($b_2 = +0/09$)، متقی و قدس، (2012)، شمال ایران ($b_2 = +0/2$)، معتضدیان، (2006)، شمال شرق آمریکا و جنوب شرق کانادا ($b_2 = +0/2$)، آتکینسون، (2004) و

سپس با استفاده از رابطه (9) و ضرایب جدول 1 که متقی و قدس (2012) برای منطقه البرز مرکزی پیشنهاد داده‌اند، مقدار لگاریتم دامنه به صورت مصنوعی تولید شد و نوفه بهنجار (نرمال) با انحراف معیار 0/37 به داده‌ها اضافه گردید. مقدار انحراف معیار نوفه از میانگین مقادیر انحراف معیار ارائه شده در بخش بعد (نتایج حاصل از داده‌های مشاهده‌ای) به دست آمده است. بر روی هر کدام از بانک داده‌ها با استفاده از روش شبه‌نیوتن وایازش انجام شد و مقدار ضرایب به دست آمد. مقدار انحراف معیار ضرایب a ، b_1 ، b_2 ، c و d به ترتیب برابر با 0/01، 0/07، 0/24، 0/0008 و 0/10 به دست آمد. این آزمون نشان می‌دهد که روش وایازش قادر است ضرایب مجهول را با دقتی قابل قبول بازیابی کند. به علت شباهت انحراف معیار بانک داده مشاهده‌ای و مصنوعی مقادیر انحراف معیار به دست آمده از داده‌های مصنوعی می‌تواند به عنوان انحراف معیار ضرایب کاهندگی منتسب به داده مشاهده‌ای استفاده شود.

جدول 1. ضرایب کاهندگی استفاده شده برای تولید داده مصنوعی.

a	b_1	b_2	c	d
1/38	-1/15	0/09	-0/0030	-5/59

روش شبه‌نیوتن یک روش بهینه‌سازی غیرخطی است و می‌تواند در جستجوی ضرایب بهینه‌ای که خطا را کمینه می‌کنند در یک کمینه محلی به دام افتد. برای اجتناب از این مسئله، وایازش برای هر بسامد با مقادیر اولیه متفاوت تکرار شد و مقدار کاپای هر دسته از ضرایب (رابطه (10)) با دیگری مقایسه شد تا ضرایب بهینه به دست آیند. محدوده تغییر مقدار اولیه b_1 از 1/6- تا 1/0- و برای b_2 از 0/8- تا 0/2 با گام 0/2 انتخاب شده است. مقادیر اولیه برای پارامتر c برابر با 0/003-، 0/002-، 0/001- و 0/0005- در نظر گرفته شده است.

جدول 2 قابل مشاهده است، کاهش تفاوت ضریب b_2 با ضریب b_1 در بسامدهای 5 هرتز و بالاتر است به طوری که مقدار b_2 در این محدوده بسامدی به b_1 نزدیک می-شود و دوضابطه‌ای کردن رابطه کاهندگی را بی‌معنی می‌کند. به عبارت دیگر، در بسامدهای 5 هرتز و بالاتر گسترش هندسی در فواصل بیش از 70 کیلومتر همچنان در کنترل گسترش کروی موج S_g است و امواج بازتابی SMS در مسیر خود بسامدهای 5 هرتز و بالاتر را از دست داده‌اند. از آنجا که منطقه شمال‌غرب ایران یک منطقه زمین گرم به حساب می‌آید و دارای پوسته‌ای گرم است، به نظر می‌رسد که این مشاهده با خصوصیات پوسته و گوشته در شمال‌غرب ایران همخوان باشد. مناطق گرم دارای خاصیت ناکشسان بیشتری در مقایسه با نواحی سردتر هستند و این اثر، بسامدهای بالاتر را سریع‌تر میرا می‌کند.

استرالیا ($b_2 = +0/1$ ، آلن و همکاران، 2007) نشان می‌دهد که این تغییر ضریب گسترش هندسی، در اندازه مقادیر گزارش شده برای سایر مناطق جهان نیست. در همه این مطالعات b_2 مقداری مثبت گزارش شده است، در حالی که هیچ‌کدام از مقادیر b_2 گزارش شده در جدول 2 مثبت نیست. این تفاوت را شاید بتوان به علت قوی نبودن دامنه امواج بازتابیده از مرز موهو در شمال‌غرب ایران در مقایسه با سایر مناطق یاد شده دانست. مطالعات بُرش‌نگاری (توموگرافی) موج Pn در ایران (برای مثال ال‌زکی و همکاران، 2014) نشان می‌دهد که سرعت موج در قسمت فوقانی گوشته بالایی در شمال‌غرب ایران حدود 7/9 کیلومتر بر ثانیه است. این مقدار کمتر از متوسط سرعت 8/1 کیلومتر بر ثانیه و شاهدهی بر وجود یک سنگ‌کره (لیتوسفر) گرم در شمال‌غرب ایران است. کاهش تباین سرعتی در مرز موهو از عوامل مهم کاهش دامنه امواج بازتابی به‌شمار می‌آید. نتیجه دیگری که در

جدول 2. مقدار ضرایب رابطه کاهندگی به‌دست آمده از برازش پارامتری، f بسامد مرکزی، std معرف انحراف معیار برازش در هر بسامد و Q مقدار تابع کیفیت را نشان می‌دهد. به علت هم اندازه شدن مقادیر پارامتر گسترش هندسی در بسامدهای بیش از 5 هرتز، رابطه (9) به‌صورت یک‌تکه (با فرض یک ضریب گسترش هندسی برای همه فواصل) به داده‌ها برازش شده است.

f	a	b_1	b_2	c	d	std	Q
0/79	1/34	-1/29	-0/73	-0/0013	-5/64	0/37	220
1/0	1/36	-1/29	-0/53	-0/0021	-5/61	0/37	172
1/26	1/36	-1/08	-0/50	-0/0026	-5/95	0/36	175
1/58	1/36	-1/02	-0/19	-0/0041	-5/89	0/35	139
1/99	1/34	-0/91	-0/11	-0/0049	-5/95	0/35	147
2/51	1/31	-0/94	-0/36	-0/0047	-5/74	0/34	193
3/15	1/25	-0/78	-0/13	-0/006	-5/78	0/33	190
3/97	1/21	-0/88	-0/54	-0/0055	-5/50	0/34	261
4/0	1/19	-0/82	-0/89	-0/0052	-5/56	0/34	347
6/29	1/19	-0/98	-	-0/0054	-5/42	0/34	421
7/92	1/10	-1/17	-	-0/005	-4/95	0/34	573
9/98	1/08	-1/46	-	-0/0041	-4/8	0/37	879
12/56	1/04	-1/77	-	-0/0021	-4/24	0/40	2161

(2012). با این وجود، برای بسامدهای بالاتر (معمولاً بیش از 1 هرتز) یک خط راست به مقادیر Q برازش می‌شود. در شکل 8 به روش کمترین مربعات یک خط مستقیم به مقادیر لگاریتم Q برحسب لگاریتم بسامد در بسامدهای بیش از $1/5$ هرتز برازش و رابطه زیر حاصل شده است:

$$Q = 96f^{0.84} \quad (12)$$

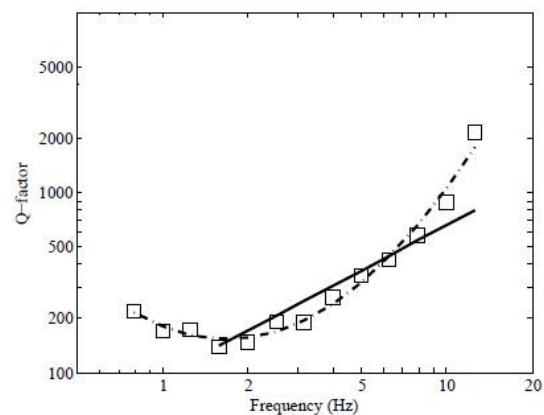
Q_0 (Q در بسامد یک هرتز) برابر با 96 و پارامتر بسامدی برابر با $0/84$ به دست آمده است. مقدار Q_0 کمتر از 100 و توان بسامدی نزدیک به یک شاهدهی بر جذب ذاتی زیاد در منطقه است. این ضرایب در محدوده ضرایب گزارش شده برای نواحی زمین‌ساختی فعال است (برای مثال رحیمی و همکاران، 2010).

یکی از مسائل موجود در برازش پارامتری، درستی-سنجی رابطه برازش شده بر داده مشاهده‌ای است. اگر رابطه برازش شده با رفتار داده همخوانی مناسبی نداشته باشد در مقادیر باقیمانده، الگو یا روندی خاص مشاهده می‌شود. برای مثال در برازش خط راست به لگاریتم ضریب کیفیت (شکل 8) می‌توان تصور کرد که مقادیر باقیمانده در بسامدهای 2 تا 8 هرتز مقداری منفی و در بسامدهای قبل و بعد از آن مقداری مثبت خواهند داشت. عدم تقارن مقدار باقیمانده حول محور صفر شاهدهی بر متناسب نبودن تابع برازش شده و یا ضرایب حاصل از برازش بر روند داده است. با ذکر این مثال، اکنون می‌توان روند تغییرات مقادیر باقیمانده حاصل از برازش رابطه (9) به داده‌های مشاهده‌ای را بررسی کرد. شکل 9 مقادیر باقیمانده برحسب بزرگا و فاصله را در دو بسامد 1 و 5 هرتز نشان می‌دهد. تقارن مقادیر باقیمانده حول محور صفر نشان می‌دهد که رابطه کاهندگی انتخاب شده، مقدار R_{01} و ضرایب گسترش هندسی و جذب ذاتی، توصیفی مناسب از روند کاهندگی دامنه در ناحیه مورد مطالعه را ارائه می‌دهند.

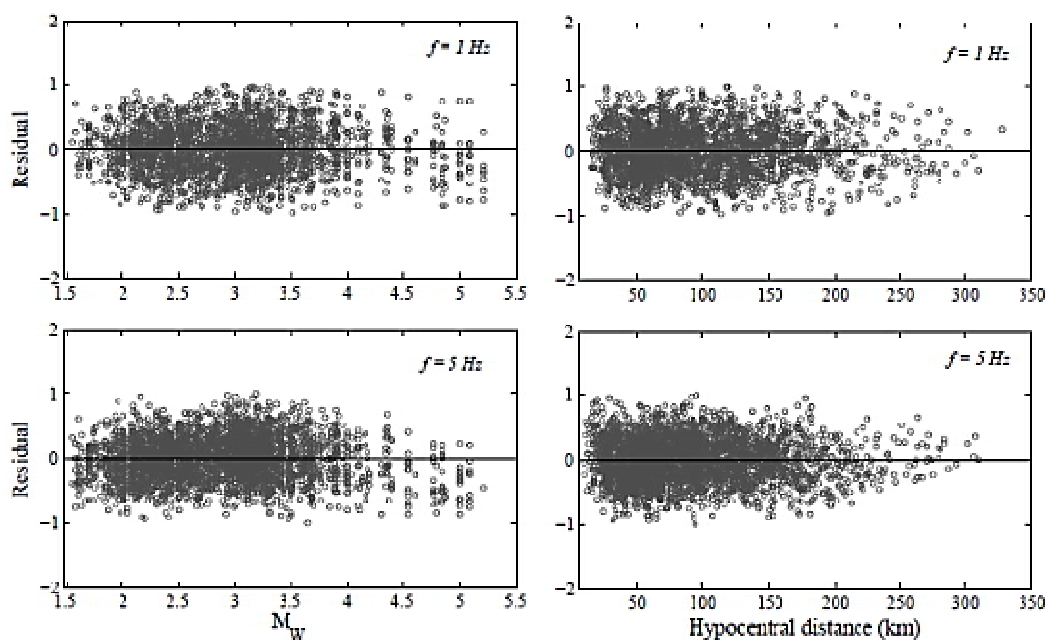
امواج لرزه‌ای در حین انتشار در درون زمین با آهنگ بیشتری نسبت به آنچه گسترش هندسی پیش‌بینی می‌کند، کاهیده می‌شوند. دلیل این کاهش، جذب ذاتی زمین به علت ناکشسانی و پراکنش در مسیر انتشار موج است. این کاهندگی را می‌توان با ضرب کردن یک جمله نمایی در مقدار دامنه موج در چشمه، وارد محاسبات کرد. این جمله نمایی در رابطه (9-الف) به صورت جمله سوم با ضریب c وارد شده است (از طرفین رابطه (9) لگاریتم گرفته شده و جمله نمایی به صورت ضریب ساده $Rc \times$ ظاهر شده است). مقادیر c حاصل از برازش پارامتری در ستون پنجم جدول 2 گزارش شده و با استفاده از رابطه (8) به ضریب کیفیت Q تبدیل گردیده است (مقادیر Q نیز در ستون آخر همین جدول آمده است). شکل 8 مقادیر Q را برحسب بسامد نشان می‌دهد. این مقادیر الگویی سهمی شکل یا U شکل دارند و با رابطه زیر توصیف می‌شوند:

$$\log Q = 1.39(\log f)^2 - 0.63(\log f) + 2.26 \quad (11)$$

شکل سهمی‌وار تغییرات بسامدی Q در مطالعات مختلفی گزارش شده است (برای مثال، بور، 2003؛ آتکینسون، 2004؛ آلن و همکاران، 2007؛ متقی و قدس،



شکل 8. مقادیر ضریب کیفیت برحسب بسامد. مقادیر از یک الگوی سهمی شکل پیروی می‌کند.



شکل 9. توزیع مقادیر باقیمانده طیف دامنه در دو بسامد 1 و 5 هرتز نسبت به فاصله و بزرگا. نبود روند منظم در مقادیر باقیمانده و وجود تقارن حول محور صفر شهادی بر انتخاب رابطه مناسب و محاسبه ضرایب کاهندگی معقول برای ناحیه مورد مطالعه است.

5 نتیجه‌گیری

در این مطالعه برای محاسبه میزان کاهندگی دامنه موج لرزه‌ای در شمال غرب ایران و تغییرات جانبی آن از زمین لرزه‌های کوچک و متوسط با بزرگای گشتاوری بین 1/6 تا 5/2 استفاده شد. طیف دامنه در بسامدهای بین 0/8 و 12/5 هرتز در فواصل مختلف و بزرگاهای متفاوت به دست آمد و با استفاده از الگوریتم Robust Lowess شکل نمودار کاهندگی با برازش ناپارامتری ترسیم شد. مشاهده یک کاهش شیب کاهندگی در حدود 70 کیلومتر بر روی منحنی کاهندگی سبب شد تا رابطه کاهندگی دوخطی برای برازش به داده‌های شمال غرب انتخاب شود. با انجام برازش غیرخطی بر روی 3514 نگاشت از 943 زمین لرزه، ضریب گسترش هندسی برای فاصله کانونی کمتر از 70 کیلومتر به طور متوسط $-1/1 \pm 0/28$ به دست آمد که این مقدار متناسب با گسترش هندسی در یک زمین لایه لایه است. ضریب گسترش هندسی در فواصل کانونی بیش از 70 کیلومتر در

بسامدهای کمتر از 5 هرتز و بیش از آن رفتاری متفاوت داشت. در بسامدهای کمتر از 5 هرتز ضریب گسترش هندسی به طور متوسط برابر با $-0/44 \pm 0/27$ به دست آمد که این مقدار در مقایسه با ضرایب گسترش هندسی گزارش شده برای فواصل حدود 100 کیلومتر در سایر نقاط دنیا مقدار کوچکی است و نشان از وجود مرز ناپیوستگی موهو با تباین سرعتی ضعیف تر در مقایسه با آن مناطق دارد. ضریب گسترش هندسی در بسامدهای 5 هرتز و بالاتر، در فواصل کانونی کمتر و بیشتر از 70 کیلومتر مشابه است و استفاده از مدل کاهندگی تک خطی را در این محدوده بسامدی پیشنهاد می‌کند. بررسی ضرایب جذب ذاتی در محیط آشکار کرد که ضریب کیفیت الگویی سهمی شکل دارد و با رابطه $\log Q = 1.39(\log f)^2 - 0.63(\log f) + 2.26$ توصیف می‌شود. برای بسامدهای بیش از 1/5 هرتز رابطه $Q = 96f^{0.84}$ ارائه گردید.

- attenuation relations in eastern North America: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, 420–439.
- Chen, S., and Atkinson, G., 2002, Global comparisons of earthquakes source spectra: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **92**, 885–895.
- Chun, K., West, G., Kokoski, R., and Samson, C., 1987, A novel technique for measuring Lg attenuation—results from eastern Canada between 1 to 10 Hz: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, 398–419.
- Cleveland, W. S., 1979, Robust locally weighted regression and smoothing scatterplots: *J. Am. Statist. Assoc.*, **74**, 829–836.
- Fletcher, R., 1972, FORTRAN subroutines for minimization by quasi-Newton methods: United Kingdom Atomic Energy Authority Report AERE R7125 Atomic Energy Research Establishment, Harwell, England, 36 pp.
- Fukushima, Y., and Tanaka, T., 1990, A new attenuation relation for peak horizontal acceleration of strong earthquake ground motion in Japan: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**, 757–783.
- Hessami, H., Jamali, F., and Tabassi, H., 2003, Major active faults of Iran: International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran.
- Motaghi, K., and Ghods, A., 2012, Attenuation of ground-motion spectral amplitudes and its variations across the central Alborz mountains: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **102**, 1417–1428.
- Motazedian, D., 2006, Region-specific key seismic parameters for earthquakes in Northern Iran: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **96**, 1383–1395.
- Motazedian, D., and Atkinson, G. M., 2005, Ground motion relations for Puerto Rico: *Geological Society of America*, **385**, 61–80.
- Rahimi, H., Motaghi, K., Mukhopadhyay, S., and Hamzehloo, H., 2010, Variation of coda wave attenuation in the Alborz region and central Iran: *Geophys. J. Int.*, **181**, 1643–1654.
- Shin, T., and Herrmann, R., 1987, Lg attenuation and source studies using 1982 Miramichi data: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, 384–397.
- Stein, S., and Wysession, M., 2002, *Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*: Wiley-Blackwell Publishing, 498 pp.
- قدردانی و تشکر
از شبکه لرزه‌نگاری کشوری و موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران به خاطر در اختیار قرار دادن شکل موج‌های استفاده شده در این مطالعه متشکریم. خانم‌ها سمیرا حسینی و آسیه عزیز زنجانی زحمت قرائت فاز بخش بزرگی از بانک داده استفاده شده را به دوش کشیده‌اند که از ایشان نیز تشکر می‌کنیم. این مقاله از پروژه شماره 91003241 صندوق حمایت از پژوهشگران و فناوران کشور استخراج شده است.
- منابع
Al-Lazki, A. I., Al-Damegh, K. S., El-Hadidy, S. Y., Ghods, A., and Tatar, M., 2014, Pn-velocity structure beneath Arabia–Eurasia Zagros collision and Makran subduction zones: *Geological Society, London, Special Publications.*, **392**(1), 45–60.
- Allen, T. I., Cummins, P. R., Dhu, T., and Schneider, J. F., 2007, Attenuation of ground-motion spectral amplitudes in southeastern Australia: *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **97**, 1279–1292.
- Atkinson, G. M., 2004, Empirical attenuation of ground-motion spectral amplitudes in southeastern Canada and the northeastern United States: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **94**, 1079–1095.
- Atkinson, G., and Mereu, R., 1992, The shape of ground motion attenuation curves in southeastern Canada: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 2014–2031.
- Boore, D., 2003, Simulation of ground motion using the stochastic method: *Pure Appl. Geophys.*, **160**, 635–676.
- Boore, D. M., 2004, Can site response be predicted: *J. Earthquake Engineering*, **8**, Special Issue 1, 1–41.
- Boore, D. M., 2010, Orientation-independent, nongeometric-mean measures of seismic intensity from two horizontal components of motion: *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **100**, 1830–1835.
- Burger, R., Somerville, P., Barker, J., Herrmann, R., and Helmberger, D., 1987, The effect of crustal structure on strong ground motion

Attenuation of ground-motion spectral amplitudes in the NW Iran

Khalil Motaghi^{*1}, Zahra Zarunizadeh² and Abdolreza Ghods³

¹Assistant Professor, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran

²Ph. D. Student, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran

³Associate Professor, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran

(Received: 12 January 2016, Accepted: 01 October 2016)

Summary

Estimation of seismic wave attenuation due to anelasticity and geometrical spreading has attracted major interests among earthquake engineering community in recent decades. The choice of ground-motion model has a significant impact on hazard estimates in an active seismic zone such as the NW Iran. Estimation of ground motion for a typical frequency range of 0.5–10 Hz is required for the proper design of earthquake resistant structures and facilities and is considered as input for engineering stochastic ground motion relationships. For seismological purposes, appropriate attenuation models make it possible to calculate more accurately the source parameters such as magnitude and seismic moment. The NW Iran has experienced very few large events during the operation of the accelerometer network of the Building and Housing Research Center (BHRC). The BHRC network has been operating since 1973 but has recorded ground acceleration for few events in the study area, because of the low seismicity rate. The availability of the abundant weak-motion waveform data from the short-period local seismograph network of the Institute of Geophysics of the University of Tehran (IGUT) provides an opportunity to derive a new and more reliable ground-motion relationship for small events to complement those of strong-motion results. In this study, we analysed 3514 records of 943 small and moderate events that were recorded by 8 permanent stations of Tabriz network (belonging to the IGUT) and 16 temporary stations of the Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS) to prepare a dataset including weak ground-motion spectral amplitudes for different magnitudes and hypocentral distances. We graphically found the distance at which the nature of geometrical spreading attenuation changes significantly using a locally weighted scatter-plot smoothing called robust LOWESS. A bilinear function with a hinge at distance of about 70 km describes the geometrical spreading attenuation with distance. Geometrical spreading and intrinsic attenuation coefficients were calculated using nonlinear regression in different frequencies and an average value of $b_1 = -1.1 \pm 0.28$ was found as geometrical spreading coefficient for distance range of 10–70 km. This value is consistent with geometrical spreading in a layered Earth. The average geometrical spreading coefficient of $b_2 = -0.44 \pm 0.27$ was found for the frequency range 0.79–5 Hz and the distance range of 70–200 km. This value is smaller than the values reported for other regions in the world (e.g. +0.09 for Central Alborz: Motaghi and Ghods, 2012; +0.2 for North Iran: Motazedian, 2006; +0.2 for SE Canada and the NE United States: Atkinson, 2004; +0.1 for SE Australia: Allen et al., 2007) and indicates that the velocity contrast in the Moho discontinuity is smaller than that in the other regions. The low-velocity uppermost mantle in NW Iran was manifested by different types of tomographic results obtained for the region. The geometrical spreading coefficient b_2 does not change before and after 70 km distance for frequencies ≥ 5 Hz. Thus, the attenuation relationship in this frequency range changed from bilinear to linear function. Using anelastic attenuation coefficients calculated at different frequencies, the shear-wave quality factor, Q , obtained equal to $Q = 96f^{0.84}$ for frequencies greater than 1.5 Hz. In fact, the Q values show a U-shaped behavior in all of the frequency ranges and the function that describes it is defined as $\log Q = 1.39(\log f)^2 - 0.63(\log f) + 2.26$.

Keywords: seismic attenuation relation, quality factor, NW Iran

*Corresponding author: