

## کاهندگی طیفی جنبش زمین در فواصل کانونی نزدیک

راضیه قاسمی نیا<sup>۱</sup>، سید خلیل متقی<sup>۲\*</sup>، عبدالرضا قدس<sup>۳</sup>، مرتضی طالبیان<sup>۴</sup>، و لینگ چن<sup>۵</sup>

<sup>۱</sup> کارشناس ارشد ژئوفیزیک، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه، زنجان، ایران

<sup>۲</sup> استادیار، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه، زنجان، ایران

<sup>۳</sup> دانشیار، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه، زنجان، ایران

<sup>۴</sup> دانشیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

<sup>۵</sup> استاد، آکادمی علوم چین، پکن، چین

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۴/۰۶، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۷/۰۸)

### چکیده

کسب اطلاع از نحوه کاهش دامنه امواج لرزه‌ای در فواصل نزدیک نسبت به چشمه زمین‌لرزه، نقش مهمی در تحلیل خطر لرزه‌ای دارد. گسترش هندسی، پارامتر اصلی کنترل‌کننده کاهندگی در فواصل کانونی نزدیک (کمتر از ۷۰ کیلومتر) است. برای مطالعه گسترش هندسی موج برشی زلزله‌های کم‌عمق در فواصل کانونی نزدیک، منحنی کاهندگی تجربی برای دامنه‌های طیفی در ناحیه طارم- رودبار واقع در منطقه البرز غربی محاسبه شد. برای این تحلیل، از ۳۱۲۲ نگاشت متعلق به ۱۷۰ زلزله، ثبت شده در فاصله کانونی ۱۰ تا ۷۰ کیلومتری استفاده شد. این زلزله‌ها را دو شبکه محلی موقت با حدود چهار ایستگاه در بازه زمانی مارس ۲۰۱۲ تا اکتبر ۲۰۱۴ ثبت کردند. بزرگای گشتاوری زلزله‌های انتخابی بین ۱/۸ تا ۴/۲ است؛ بنابراین می‌توان با اطمینان آنها را به‌عنوان چشمه نقطه‌ای در نظر گرفت. به‌کمک الگوریتم Robust Lowess، منحنی کاهندگی یک‌تکه در فرکانس‌های متفاوت با استفاده از برازش غیرپارامتری به داده‌ها به‌دست آمد. با فرض مدل کاهندگی یک‌تکه و با استفاده از رگرسیون، ضریب گسترش هندسی در معادله به‌دست آمده از روش طیفی، در فرکانس‌های بالاتر از ۲ هرتز، حدود ۱/۶ به‌دست آمد. ضریب گسترش هندسی محاسبه شده نزدیک به مقادیر گزارش شده برای بیشتر معادلات جنبش قوی زمین برای رویدادهای کم‌عمق قاره‌ای (NGA-WEST2 GMPE) است. با میانگین‌گیری از مقادیر باقی‌مانده دامنه در هر ایستگاه پس از برازش، تصحیح ایستگاهی دامنه برای تک‌تک ایستگاه‌ها محاسبه شد. تصحیحات ایستگاهی محاسبه شده به‌طرز آشکاری اختلاف بین الگوی کاهندگی در شمال البرز غربی را در مقایسه با جنوب آن نشان می‌دهد. ایستگاه‌هایی که در دامنه‌های شمالی البرز غربی (دشت گیلان) قرار گرفته‌اند، کاهندگی کمتری نسبت به ایستگاه‌های واقع در جنوب منطقه نشان می‌دهند؛ بنابراین باید در تهیه نقشه‌های تحلیل خطر لرزه‌ای برای پهنه پرجمعیت گیلان به تفاوت جانبی کاهندگی دامنه امواج لرزه‌ای توجه شود.

واژه‌های کلیدی: کاهندگی لرزه‌ای، گسترش هندسی، البرز غربی

## ۱ مقدمه

صحت نقشه‌های تحلیل خطر لرزه‌ای برای مناطقی که زلزله‌های پوسته‌ای با بزرگای متوسط دارند، به شدت وابسته به این است که معادله استفاده شده برای پیش‌بینی جنبش زمین (GMPEs) تا چه میزان کاهندگی امواج لرزه‌ای را در فواصل نزدیک به درستی پیش‌بینی می‌کند. ایران منطقه لرزه‌ای فعالی است که اغلب زلزله‌های مخرب با بزرگای متوسط و عمق کم را تجربه کرده است. خیلی از شهرهای ایران (مثل تهران، تبریز، مشهد، کرمان و ...) در مجاورت گسل‌های فعال قرار دارند. این امر سبب می‌شود تا پیش‌بینی دقیق جنبش زمین در فواصل کانونی نزدیک، مسئله‌ای اساسی در آماده‌سازی نقشه‌های تحلیل خطر لرزه‌ای باشد. براین اساس، در بحث تحلیل خطر، تعیین منحنی کاهندگی برای این فاصله ضروری به نظر می‌رسد.

در چند دهه اخیر، تعیین منحنی کاهندگی تجربی ناشی از گسترش هندسی و غیرکشسان بودن زمین، به شدت مورد توجه بوده است (به‌طورمثال، آتکینسون و مرو، ۱۹۹۲؛ آتکینسون و بور، ۱۹۹۵؛ زارع، ۱۹۹۹؛ آتکینسون، ۲۰۰۴؛ معتضدیان، ۲۰۰۶؛ زارع و سبزیلی، ۲۰۰۶؛ قاسمی و همکاران، ۲۰۰۸ و متقی و قدس، ۲۰۱۲). از آنجایی که دامنه امواج عرضی، چندین برابر دامنه امواج طولی است، تعیین نحوه افت انرژی امواج عرضی در یک منطقه بسیار مورد توجه مهندسان زلزله است؛ چون بیشترین خطرات زلزله در یک منطقه، ناشی از آثار تخریبی این امواج است (آتکینسون و مرو، ۱۹۹۲).

گسترش هندسی، پارامتر اصلی کنترل‌کننده کاهندگی امواج لرزه‌ای در فواصل کانونی نزدیک است. گسترش هندسی در فواصل کانونی کمتر از ۵۰ کیلومتر، یکی از منابع مهم عدم قطعیت در معادلات پیش‌بینی جنبش قوی و برآورد پارامترهای چشمه زلزله در شمال شرق آمریکا است (بور و همکاران، ۲۰۱۰). در مدل‌های مختلف NGA، از

مقادیر متفاوتی برای ضریب گسترش هندسی استفاده می‌شود درحالی‌که عملکرد تقریباً مشابهی در پیش‌بینی جنبش قوی زلزله‌های متوسط دارند (گرگور و همکاران، ۲۰۱۴). در مدل‌های NGA معمولاً از توابع گسترش هندسی وابسته به بزرگای استفاده می‌شود؛ رویدادهای بزرگ‌تر، گسترش هندسی کمتری دارند. ضریب گسترش هندسی استفاده شده توسط کمپل و همکاران (۲۰۱۴) و چو و یانگس (۲۰۱۴) برای رویدادهای کم‌عمق قاره‌ای با بزرگای حدود ۳، در حدود ۲/۱ است. این مدل‌ها به‌وضوح گسترش هندسی فراکروی را برای رویدادهای کوچک تا متوسط نشان می‌دهند. بور و همکاران (۲۰۱۴) از ضریب گسترش هندسی کوچک‌تر در حدود ۱/۳ برای رویدادهای کم‌عمق قاره‌ای با بزرگای حدود ۳ استفاده کردند. آتکینسون (۲۰۱۵) نشان داد دامنه‌های PGA و PGV برای زلزله‌های ناحیه کالیفرنیا، در فواصل کانونی کمتر از ۴۰ کیلومتر، گسترش فراکروی با ضریب گسترش هندسی ۱/۷ دارند. برخلاف مدل‌های یاد شده، در بسیاری از روابط کاهندگی منتشر شده (به‌طورمثال، آتکینسون و مرو، ۱۹۹۲؛ آتکینسون، ۲۰۰۴ و متقی و قدس، ۲۰۱۲) ضریب گسترش هندسی نزدیک به یک یا نزدیک به گسترش هندسی نیم‌فضای همگن گزارش شده است.

مطالعات قبلی کاهندگی امواج لرزه‌ای در ایران بیشتر براساس داده‌های شتاب‌نگاری و برای زلزله‌هایی با بزرگای بیش از ۵ انجام شده است (به‌طورمثال، زارع و سبزیلی، ۲۰۰۶ و قاسمی و همکاران، ۲۰۰۸). ضریب گسترش هندسی که زارع و سبزیلی (۲۰۰۶) و قاسمی و همکاران (۲۰۰۸) به‌دست آوردند، به ترتیب حدود ۰/۵ و ۱ است. تمامی این مطالعات در فواصل کانونی نزدیک، خطای مکان‌یابی زیادی دارند. خطای رومرکزی در رویدادهای دوباره مکان‌یابی شده کاتالوگ EHB برای ایران، حدود ۱۰ تا ۱۵ کیلومتر است (انگدال و همکاران، ۲۰۰۶). در صورت استفاده از کاتالوگ‌های ISC و

این است که پس از قرار دادن شبکه محلی در یک منطقه، به راحتی می‌توان در بازه زمانی اندک، یک بانک داده از این زلزله‌ها تهیه کرد. مطالعات کاهندگی، به زمین‌شناسی منطقه بسیار وابسته است و نیاز است برای هر منطقه، منحنی کاهندگی آن منطقه محاسبه شود. روش ارائه شده در این مطالعه، در مناطقی که با مشکل کمبود یا نبود شتاب‌نگاشت‌های زلزله‌های بزرگ مواجه است، می‌تواند یک روش جایگزین برای منطقه‌ای کردن معادله‌های کاهندگی باشد. روابطی که برای زلزله‌های کوچک به دست می‌آید، ممکن است به‌طور مستقیم قابل بسط برای زلزله‌های بزرگ نباشد ولی با استفاده از آنها می‌توان شکل موج و کاهندگی زلزله‌های بزرگ را مدل‌سازی کرد و خصوصیات چشمه زلزله را به دست آورد.

در کنار هدف محاسبه گسترش هندسی برای فواصل نزدیک، یکی دیگر از اهداف این مطالعه به دست آوردن تصحیح ایستگاهی برای هر یک از ایستگاه‌های استفاده شده در این تحقیق است. سال‌هاست که پژوهشگران از تأثیر شرایط زمین‌شناسی زیر ایستگاه بر شدت لرزش‌های زمین و خرابی‌های ناشی از زلزله آگاهند (به‌طور مثال، کرامر، ۱۹۹۶؛ زارع و همکاران، ۱۹۹۹؛ بور، ۲۰۰۴ و والد و آلن، ۲۰۰۷). ویژگی‌های زمین‌شناسی، ساختگاهی و ژئوتکتونیکي مانند نوع خاک یا سنگ، تعداد لایه‌ها، ضخامت و شیب آنها، شرایط آب زیرزمینی، شرایط توپوگرافی و مدول‌های دینامیکی لایه‌ها، که خود تابعی از سرعت امواج در لایه و جرم مخصوص آن هستند، نقش مهمی در دامنه و محتوای فرکانسی آن دارد. دشت گیلان از نظر زمین‌شناسی نسبت به طارم و زنجان واقع در جنوب منطقه مورد مطالعه، خصوصیات زمین‌شناسی متفاوتی دارد و حوضه‌ای با توالی رسوبی ضخیم به حساب می‌آید؛ بنابراین برای برآورد میزان اثر ساختگاه بر تقویت دامنه (همانند اثر ضخامت نهشته‌های رسوبی این حوضه) از تصحیحات ایستگاهی استفاده خواهد شد.

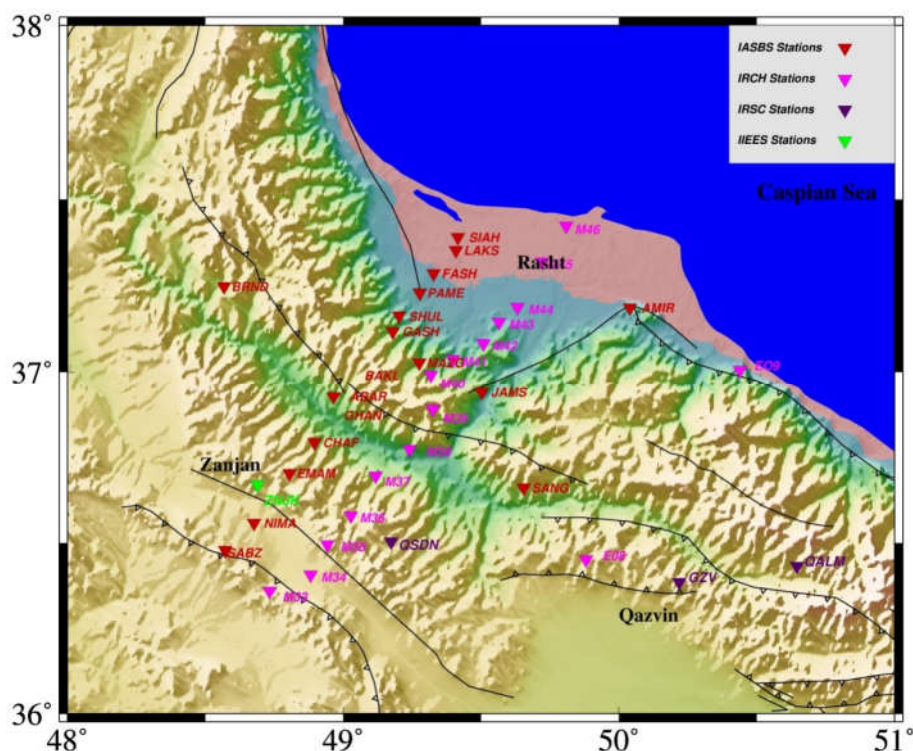
NEIC، خطا ممکن است بیشتر شود. همچنین به دلیل استفاده از زلزله‌های بزرگ در این نوع مطالعات، تقریب چشمه نقطه‌ای درست نیست و چون به خصوصیات چشمه نیز دسترسی نداریم؛ بنابراین تمامی تلاش‌هایی که با استفاده از این داده‌ها برای تخمین دقیق پارامتر گسترش هندسی انجام می‌شود، بی‌نتیجه خواهد بود. علاوه بر این، بیشتر شتاب‌نگارهای استفاده شده در این مطالعات، روی لایه‌های خاک نرم یا داخل ساختمان‌ها نصب شده‌اند. از آنجاکه برای بسیاری از ایستگاه‌های شتاب‌نگاری، سرعت موج برشی در ۳۰ متر بالایی خاک معلوم نیست، در نتیجه نمی‌توان اثر ساختگاه را تعیین و حذف کرد. اثر ساختگاه می‌تواند باعث ایجاد یک موازنه (trade-off) با ضریب گسترش هندسی شود.

در این مطالعه، سعی بر آن است تا به علت وجود تفاوت فاحش بین ضرایب گسترش هندسی به دست آمده از روابط کاهندگی تجربی با مدل‌های NGA پی برده شود. برای نیل به این هدف، گسترش هندسی امواج برشی در فواصل کانونی نزدیک (کمتر از ۷۰ کیلومتر)، با استفاده از زلزله‌های کوچک (زلزله‌هایی با بزرگای محلی بین ۱/۵ تا ۴/۶) در ناحیه طارم - رودبار در شمال ایران بررسی می‌شود (شکل ۲). دو شبکه لرزه‌نگاری محلی متراکم با تعداد زیادی ایستگاه در فواصل کانونی نزدیک، رویدادهای استفاده شده را ثبت کرده‌اند. دقت مکان‌یابی تمامی رویدادهای انتخابی، بهتر از دو کیلومتر در رومرکز و پنج کیلومتر در عمق است. کیفیت زیاد مکان‌یابی زلزله‌های استفاده شده، به برآورد معتبرتری از ضریب گسترش هندسی در این فواصل منجر خواهد شد. همچنین با انتخاب زلزله‌های کوچک می‌توان با اطمینان زیاد، آنها را چشمه نقطه‌ای در نظر گرفت و از مشکلات ناشی از نداشتن پارامترهای چشمه اجتناب کرد. علاوه بر آن، با استفاده از رویدادهای کوچک، می‌توان از رابطه غیرخطی بین دامنه امواج لرزه‌ای و بزرگای و نیز موازنه ضریب گسترش هندسی با بزرگای جلوگیری کرد. حسن استفاده از زلزله‌های کوچک

## ۲ داده‌ها

داده‌های مورد استفاده در این مطالعه، نگاهت‌های ۱۷۰ زلزله مربوط به خوشه لرزه‌ای رودبار- طارم است که توسط دو شبکه لرزه‌نگاری محلی موقت طارم و ایران-چین ثبت شده‌اند (شکل ۲). شبکه لرزه‌نگاری محلی طارم توسط دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان به‌اجراء درآمد و با ۲۱ ایستگاه باندپهن و متوسط در بازه زمانی مارس ۲۰۱۲ تا آگوست ۲۰۱۴ فعال بود. شبکه لرزه‌نگاری مشترک ایران-چین از اکتبر ۲۰۱۳ به مدت یک‌سال فعال بود. این شبکه را دانشکده علوم زمین دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، آکادمی علوم چین و سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات

معدنی کشور به‌طورمشترک اجرا کردند. این شبکه شامل ۶۳ لرزه‌نگار باندپهن بود که در امتداد البرز، ایران مرکزی و زاگرس چیده شده بود. در این مطالعه، تنها از ۱۷ لرزه‌نگار از ۶۳ لرزه‌نگار این شبکه استفاده شد. برای دستیابی به پوشش آزمایشی بهتر ایستگاه‌ها، از شکل‌موج‌های ثبت شده توسط شبکه لرزه‌نگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IRSC) و شبکه لرزه‌نگاری وابسته به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (IIEES) استفاده شده است. شکل ۱ ایستگاه‌های استفاده شده در این مطالعه را به تفکیک شبکه‌ها نمایش می‌دهد.

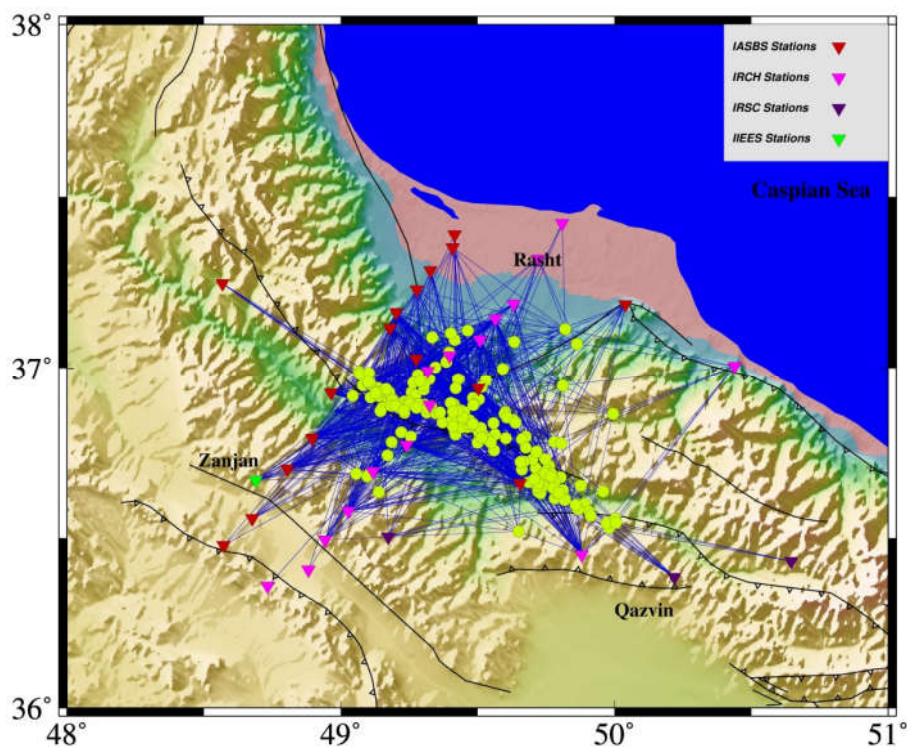


شکل ۱. توزیع ایستگاه‌های لرزه‌نگاری استفاده شده برای این مطالعه. مثلث‌های قرمز رنگ، ایستگاه‌های شبکه محلی طارم، مثلث‌های صورتی رنگ، ایستگاه‌های شبکه مشترک ایران-چین، مثلث‌های بنفش رنگ، ایستگاه‌های وابسته به شبکه موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و مثلث‌های سبز رنگ، ایستگاه‌های وابسته به شبکه پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله هستند. خطوط سیاه رنگ، گسله‌های فعال برگرفته از حسامی و همکاران (۲۰۰۳) است.

شدن ۱۳۰۰۰ تا ۴۰۰۰۰ نفر شد (بربریان و واکر، ۲۰۱۰).  
بزرگای گشتاوری رویدادهای انتخابی بین ۱/۸ تا ۴/۲ و عمق  
کانونی بین ۶ تا ۲۰ کیلومتر است.

داده‌های مورد استفاده در این مطالعه، ۳۱۲۲ نگاشت  
از ۱۷۰ زلزله است که در بازه زمانی مارس ۲۰۱۲ تا اکتبر  
۲۰۱۴ ثبت شده‌اند. نگاشت‌هایی با فواصل کانونی بیشتر از  
۷۰ کیلومتر بررسی نشدند تا به‌طور کامل از پیچیدگی‌های  
احتمالی ناشی از بازتاب‌های لایه موهو و کتراد  
(به‌طورمثال، او و هرمان، ۱۹۹۰ و متقی و قدس، ۲۰۱۲)  
جلوگیری شود. در شکل ۳ بزرگای گشتاوری کلیه  
نگاشت‌های ثبت شده برحسب فاصله کانونی نشان داده  
شده است. در این شکل، پوشش خوبی از داده‌ها برای  
فواصل کانونی ۱۰ تا ۷۰ کیلومتر دیده می‌شود.

شکل ۲ پوشش مناسب پرتوها را نشان می‌دهد. ۱۷۰ زلزله  
انتخابی (دایره‌های زردرنگ در شکل ۲) از دقت مکان‌یابی  
بسیار خوبی برخوردارند. میانگین و بیشینه نبود آزیموتی برای  
رویدادهای انتخابی به ترتیب برابر با ۱۰۰ و ۱۵۰ درجه است.  
خطای رومرکزی برای بیشتر رویدادها حدود ۲ کیلومتر است.  
ایستگاه‌های ثبت‌کننده بخش قابل توجهی از رویدادهای  
انتخابی، در فاصله بسیار نزدیک هستند؛ بنابراین در عمق  
تخمینی، خطای کمتر از ۳ کیلومتر دارند. خطای عمق برای  
رویدادهایی که نزدیک‌ترین ایستگاه ثبت‌کننده به آنها در  
فاصله بیشتر از ۱۵ کیلومتری باشد، ممکن است به حدود ۵  
کیلومتر برسد. رویدادهای انتخابی، بیشتر در طول گسل رودبار،  
گسل مسبب زلزله طارم- رودبار ۱۹۹۰/۰۶/۲۰ با بزرگای  
گشتاوری ۷/۳، قرار گرفته‌اند. زلزله طارم- رودبار باعث کشته

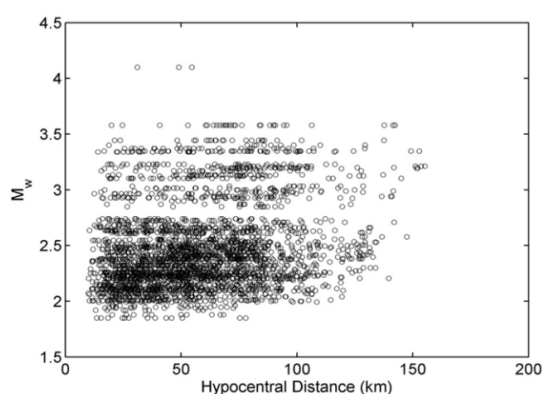


شکل ۲. پوشش پرتوهای استفاده شده (خطوط آبی‌رنگ) در منطقه مورد مطالعه. دایره‌های زردرنگ، رومرکز زلزله‌ها و مثلث‌ها، ایستگاه‌های لرزه‌نگاری را نشان  
می‌دهند. مثلث‌های صورتی‌رنگ مربوط به شبکه ایران و چین و مثلث‌های قرمز رنگ مربوط به شبکه محلی دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان است.  
مثلث‌های سبز رنگ، ایستگاه‌های پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و مثلث‌های بنفش رنگ، ایستگاه‌های موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران هستند.  
خطوط آبی‌رنگ، پرتوهای بین جفت ایستگاه و زلزله‌های انتخابی را نشان می‌دهد. خطوط ممتد سیاه رنگ، اثر سطحی گسل‌های فعال (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳)  
را نمایش می‌دهد.

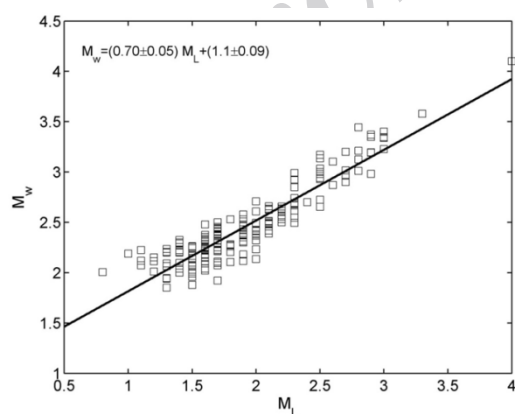


بزرگای محلی گزارش شده به دست می‌آید. معتضدیان و آتکینسون (۲۰۰۵) و متقی و قدس (۲۰۱۲) چنین اختلافی را پیش از این گزارش کرده بودند. در این مطالعه، رابطه به دست آمده بین بزرگای گشتاوری  $M_w$  و بزرگای محلی  $M_L$  به صورت زیر است:

$$M_w = (0.70 \pm 0.05)M_L + (1.1 \pm 0.09) \quad (2)$$



شکل ۳. توزیع بزرگای گشتاوری زلزله‌ها برحسب فاصله کانونی. تراکم داده‌ها تا فاصله مورد استفاده در این تحقیق که ۷۰ کیلومتر است، بسیار خوب است.



شکل ۴. رابطه بین بزرگای محلی ( $M_L$ ) و بزرگای گشتاوری ( $M_w$ ) برای داده‌های استفاده شده در این مطالعه. در شکل، اختلاف سیستماتیک بین دو مقیاس بزرگا مشاهده می‌شود.

با توجه به اینکه حد بالای بزرگای محلی در مجموعه داده‌ها حدود ۴ است، بزرگای گشتاوری رویدادهای استفاده شده در این مطالعه با استفاده از روش چن و آتکینسون (۲۰۰۲) محاسبه شد. در این روش، بزرگای زلزله‌های کوچک تا متوسط که از مدل چشمه نقطه‌ای برون (۱۹۷۰) پیروی می‌کنند، برابر با بزرگای گشتاوری است؛ بنابراین تا بزرگای ۵/۵، بزرگای معادل بزرگای گشتاوری به دست می‌آید. در این روش، با تصحیح اثرات کاهش روی طیف دامنه موج برشی در فرکانس‌های ۰/۵ تا ۳ هرتز، طیف دامنه چشمه در این بازه فرکانسی محاسبه می‌شود. سپس اختلاف بین دامنه آن و دامنه طیف تئوری چشمه‌هایی با بزرگای مختلف - که در اینجا بزرگای بین ۰ و ۵ در نظر گرفته می‌شود - تخمین زده شده و کمترین اختلاف، بزرگای آن نگاشت را نشان می‌دهد. شکل ۴ بزرگای گشتاوری تخمین زده شده برحسب بزرگای محلی برای ۱۷۰ زلزله استفاده شده در این مطالعه را نشان می‌دهد. بزرگای محلی با استفاده از رابطه هاتون و بور (۱۹۸۷) محاسبه می‌شود:

$$M_L = \log(A) + 1.11 \log(R) + 0.00189R - 2.09, \quad (1)$$

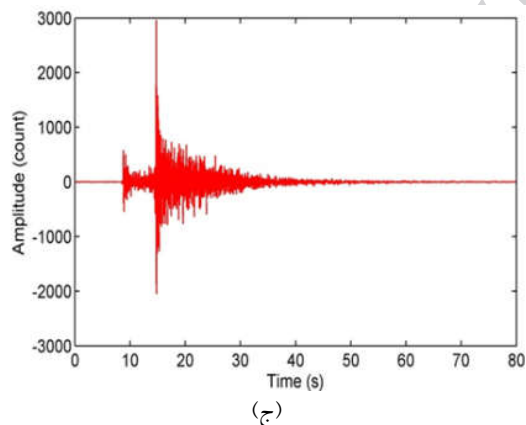
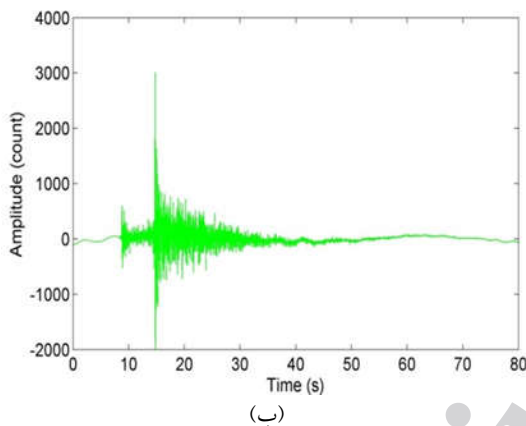
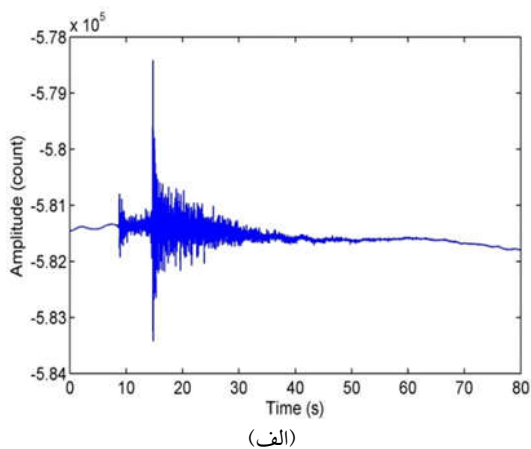
که  $M_L$  بزرگای محلی،  $\log(A)$  بیشینه دامنه خوانده شده از روی نگاشت‌های افقی مصنوعی وود- اندرسون و  $R$  فاصله کانونی است. نگاشت‌های مصنوعی وود- اندرسون با اعمال فیلتر وود- اندرسون روی نگاشت‌های مشاهده شده محاسبه می‌شوند (هاتون و بور، ۱۹۸۷).

همان‌طور که در شکل ۴ مشاهده می‌شود، بین دو مقیاس بزرگا اختلاف سیستماتیک وجود دارد؛ بدین معنی که بزرگای گشتاوری رویدادهای کوچک (بزرگای حدود ۲)، بزرگ‌تر از بزرگای محلی است و بزرگای گشتاوری رویدادهای متوسط (۳/۵-۴)، کوچک‌تر از

### ۳ آماده‌سازی داده‌ها

#### ۳-۱ کاهش آهنگ نمونه‌برداری داده‌ها

آهنگ نمونه‌برداری داده‌های استفاده شده در این مطالعه، برای ایستگاه‌های مختلف و حتی برای یک ایستگاه در بازه‌های زمانی مختلف متفاوت است. برخی از نگاشت‌ها با آهنگ نمونه‌برداری ۱۰۰ نمونه بر ثانیه و برخی دیگر با آهنگ نمونه‌برداری ۵۰ نمونه بر ثانیه نمونه‌برداری شده‌اند. این امر سبب می‌شود که تبدیل فوریه گسسته (DFT) طیف دامنه سرعت برای نگاشت‌هایی که آهنگ نمونه‌برداری ۱۰۰ نمونه بر ثانیه دارند، دو برابر دامنه نگاشت‌های با آهنگ نمونه‌برداری ۵۰ نمونه بر ثانیه باشد. برای اجتناب از این مسئله، آهنگ نمونه‌برداری نگاشت‌هایی که آهنگ نمونه‌برداری ۱۰۰ نمونه بر ثانیه داشتند به آهنگ نمونه‌برداری ۵۰ نمونه بر ثانیه کاهش داده شد تا از افزایش طیف دامنه برای آهنگ نمونه‌برداری بیشتر جلوگیری شود.



**شکل ۵.** (الف) نگاشت افقی از یک لرزه‌نگاشت، قبل از پردازش‌های اولیه، (ب) همان نگاشت افقی با اعمال تصحیح خط میانگین و روند، (ج) همان نگاشت با اعمال تصحیح خط میانگین و روند و اعمال فیلتر باترورت بالاگذر از مرتبه ۴ با فرکانس گوشه ۰/۴ هرتز. نگاشت نشان داده شده مربوط به رویداد ۲۰۱۲/۰۳/۲۳، ساعت ۲۰:۵۵:۵۵، با بزرگای محلی ۴ است که در فاصله رومرکزی ۵۰ کیلومتر در ایستگاه ZNJK ثبت شده است.

#### ۳-۲ تصحیح خط میانگین، تصحیح روند و اعمال

##### فیلتر بالاگذر

نگاشت‌های ثبت شده ممکن است یک‌سری الگوهایی داشته باشند که به ذات داده مربوط نشود و تحت تأثیر عوامل مختلف مثل نوفه، اختلالات منبع تغذیه، پدیده کج‌شدگی دستگاه لرزه‌نگار و ... ایجاد شود. این عوامل بر طیف دامنه اثر می‌گذارند و بهتر است حذف شوند. برای حذف این اثرها، پردازش‌های اولیه شامل تصحیح خط میانگین و روند و اعمال فیلتر بالاگذر روی نگاشت‌ها اجرا شد. ابتدا میانگین کل نگاشت از روی نگاشت برداشته می‌شود. بور و همکاران (۲۰۰۲) این مرحله را تصحیح مرتبه صفر نامیدند. سپس با برآزش یک خط به سیگنال، شیب خطی نگاشت حذف می‌شود. اثر این تصحیحات بر یک نگاشت نمونه در شکل ۵ نشان داده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، با حذف اثر میانگین و روند، میانگین داده‌ها روی صفر قرار می‌گیرد و روند خطی بسیار کم‌شیب، حذف می‌شود (شکل ۵-ب).

و  $a_2(t)$  طبق رابطه زیر، نگاشت چرخیده  $a_{ROT}(t, \theta)$  را تشکیل می‌دهند (بور، ۲۰۱۰):

$$a_{ROT}(t, \theta) = a_1(t) \cos(\theta) + a_2(t) \sin(\theta). \quad (3)$$

با جایگذاری مقادیر مختلف  $\theta$  از صفر تا ۱۷۹ درجه در معادله (۴)، نگاشت چرخیده  $a_{ROT}(t, \theta)$  تولید می‌شود (مراحل بعدی پردازش سیگنال، روی این نگاشت‌های چرخیده اعمال می‌شود). با این کار، در هر فرکانس و به ازای هر زاویه  $\theta$ ، یک مقدار برای دامنه به دست می‌آید. سپس ۱۸۰ دامنه مختلف به دست آمده در هر فرکانس، به صورت نزولی مرتب می‌شود و مقدار میانه برای هر فرکانس، به عنوان دامنه مستقل از جهت در نظر گرفته می‌شود. به این ترتیب، زاویه دامنه انتخاب شده در یک فرکانس با زاویه دامنه انتخاب شده در سایر فرکانس‌ها تفاوت دارد که این امر ناشی از ناهمسانگردی مسیر موج است. از آنجا که این روش، مستقل از جهت گیری چشمه و گیرنده نسبت به یکدیگر است، به خطاهای ناشی از مکان‌یابی زلزله و یا انحرافات جبهه موج در اثر وجود ناهمسانگردی در مسیر حساس نخواهد بود.

پس از بریدن پنجره S از بقیه نگاشت، برای جلوگیری از پدیده گیس در اثر قطع ناگهانی سری زمانی، یک نرم‌کننده کسینوسی ۵٪ استفاده و در دو انتهای پنجره S اعمال شد (برای مثال، آتکینسون و مرو، ۱۹۹۲). طول پنجره نرم‌کننده برابر طول پنجره S است و از هر طرف به اندازه ۲/۵٪ طول پنجره موج برشی نرم می‌شود. در شکل ۷، موج برشی جدا شده و نرم شده (سیگنال قرمز رنگ) را نشان می‌دهد که دو انتهای نرم شده سیگنال نیز به وضوح دیده می‌شود. در مرحله بعد، طیف دامنه سرعت در فرکانس‌های مختلف با استفاده از تبدیل فوریه گسسته (DFT) به دست می‌آید.

با اعمال یک فیلتر باترورث بالاگذر از مرتبه ۴ با فرکانس گوشه ۰/۴ هرتز، اعوجاجات با طول موج بلند از روی نگاشت حذف می‌شود (شکل ۵-ج). همان‌گونه که مشاهده می‌شود، تمامی اثرهای ناخواسته فرکانس پایین از روی سیگنال حذف شده و میانگین داده‌ها روی یک خط مستقیم و بدون روند قرار گرفته است.

### ۳-۳ جداسازی پنجره سیگنال برای تحلیل

در مطالعات تحلیل خطر زلزله، امواج عرضی بیشتر از امواج طولی بررسی می‌شوند. دامنه امواج عرضی معمولاً چندین برابر دامنه امواج طولی است و بیشتر ویرانی و آسیب ساختمان‌ها ناشی از این امواج است. موج عرضی قابل ثبت روی یک نگاشت محلی شامل پرتوهای مستقیم  $S_p$ ، انعکاسی  $S_{mS}$ ، سطحی  $L_g$  و انکساری  $S_n$  است که اغلب در نگاشت‌های افقی ثبت می‌شوند. در فواصل انتخابی در این مطالعه (کمتر از ۷۰ کیلومتر)، موج  $S_g$  غالب است؛ بنابراین پنجره موج برشی مستقیم برای تحلیل و پردازش داده جداسازی می‌شود. با پیروی از روش به کاررفته در آتکینسون و مرو (۱۹۹۲)، پنجره موج برشی برای هر نگاشت، حدود ۰/۵ ثانیه قبل از زمان رسیدن فاز  $S_g$  آغاز می‌شود و تا جایی که تقریباً ۹۰٪ کل انرژی موج برشی در آن بازه قرار بگیرد، ادامه می‌یابد. این کار، حجم زیادی از نمونه‌های کم انرژی موجود در انتهای پنجره S و در محدوده کدای آن را حذف می‌کند. شکل ۶ یک نگاشت نمونه به همراه پنجره S انتخاب شده روی آن را نشان می‌دهد.

### ۳-۴ چرخش پنجره‌ها

چرخش پنجره‌ها بر اساس روش بور (۲۰۱۰) انجام شده است. در این روش، زاویه چرخش، مستقل از جهت گیری چشمه و ایستگاه نسبت به هم بوده و با آزمون و خطا به دست می‌آید. بر اساس این روش، دو نگاشت افقی  $a_1(t)$



$$A(f) = \frac{V(f)}{I(f)} \quad (۴)$$

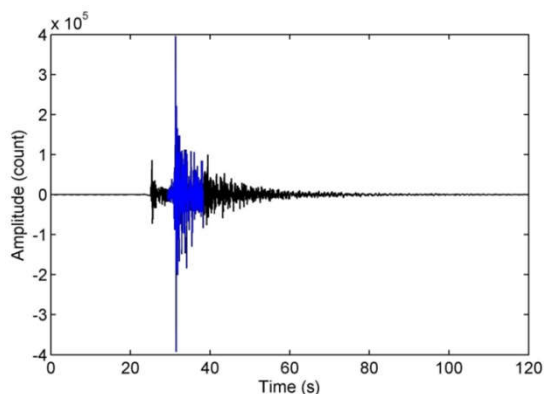
که  $A(f)$  طیف دامنه سرعت نگاشت‌های زلزله است که اثر دستگاه از روی آن برداشته شده و واحد آن نانومتر بر ثانیه است.  $V(f)$  طیف دامنه سرعت و  $I(f)$  طیف دامنه پاسخ لرزه‌نگار است.

در نهایت، به منظور هموار کردن منحنی طیف سرعت، این منحنی در حوزه فرکانس به بازه‌هایی به طول ۰/۱ لگاریتمی تقسیم شد و در هر بازه از مقادیر دامنه میانگین‌گیری و مقدار به‌دست‌آمده به فرکانس مرکزی پنجره نسبت داده شد. این به معنای آن است که کاهندگی، نه در یک فرکانس خاص بلکه در بازه‌های کوچک فرکانسی بررسی می‌شود. شکل ۸، طیف سرعت و طیف هموار شده را نشان می‌دهد. هموارسازی سبب می‌شود اثر حفره‌های طیفی از بین برود و در نتیجه، مقادیر دامنه در این حفره‌ها سبب نمایش کاذب کاهش دامنه در یک فاصله خاص نشود (متمقی و همکاران، ۱۳۹۵).

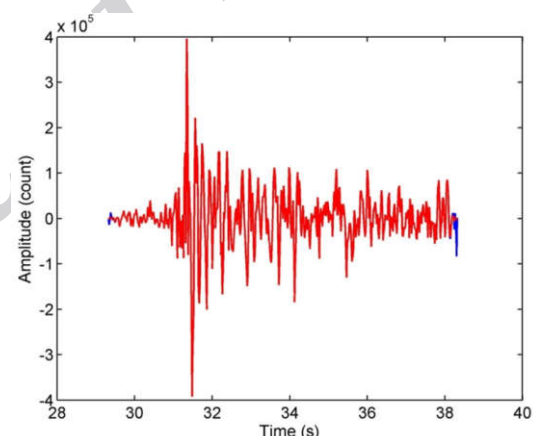
اثر نوفه محیط، عامل دیگری است که باید مقدار آن محاسبه و از روی طیف دامنه حذف شود. برای دستیابی به این هدف، یک پنجره به طول شش ثانیه قبل از رسیدن اولین فاز P از روی لرزه‌نگاشت جدا شد (شکل ۹) و تمامی مراحل که برای به‌دست‌آوردن طیف دامنه سرعت موج برشی اجرا شد، روی پنجره نوفه نیز اعمال شد تا طیف دامنه سرعت پنجره نوفه،  $N(f)$ ، به‌دست‌آید. سپس توان نوفه در هر فرکانس، از توان سیگنال کم شد و دامنه اصلاح شده،  $A'(f)$ ، به‌دست‌آمد:

$$A'(f) = \sqrt{A^2(f) - N^2(f)} \quad (۵)$$

در این مرحله، نگاشت‌هایی با نسبت سیگنال به نوفه (SNR) کمتر از ۵، از بانک داده کنار گذاشته شد و پردازش‌های بعدی روی آنها انجام نشد.



شکل ۶. نگاشت افقی از یک لرزه‌نگاشت. پنجره S (رنگ آبی) از محل اولین رسیدن فاز  $S_g$  تا جایی که ۹۰ درصد کل انرژی موج عرضی قرار دارد، انتخاب شده است. نگاشت مربوط به رویداد ۲۰۱۲/۰۳/۱۸ ساعت ۰۲:۳۸:۰۰ با بزرگای محلی ۴ است که در فاصله رومرکزی ۴۵ کیلومتر در ایستگاه ZNJK ثبت شده است.



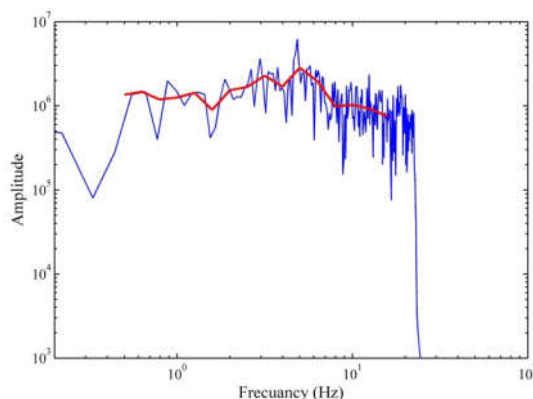
شکل ۷. اعمال نرم‌کننده کسینوسی ۵٪. پنجره موج برشی جدا شده با رنگ آبی نشان داده شده و پس از اعمال یک نرم‌کننده کسینوسی ۵٪ به رنگ قرمز نشان داده شده است. مشخصات نگاشت در شکل ۶ ارائه شده است.

به کمک روش واهمامیخت، اثر دستگاه‌های ثبت‌کننده از روی نگاشت زلزله در حوزه فرکانس حذف می‌شود. واهمامیخت در حوزه فرکانس با عملگر تقسیم انجام می‌شود (اپنهایم ۱۹۹۹):

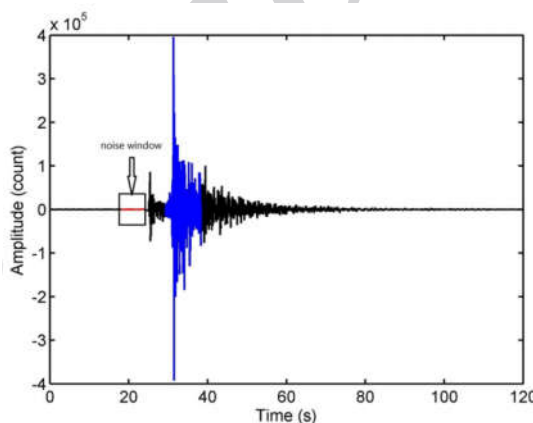
با توجه به اینکه در هموارسازی، اثر بزرگا در نظر گرفته نمی‌شود و از آنجایی که توزیع بزرگا در بانک داده این مطالعه، یکنواخت نیست؛ پیش از استفاده از الگوریتم هموارکننده، باید اثر بزرگا از روی دامنه حذف شود. به همین منظور، ابتدا رابطه بین دامنه (به‌عنوان متغیر وابسته) با بزرگا و فاصله (به‌عنوان متغیرهای مستقل) را در نظر می‌گیریم. این رابطه برای زلزله‌های کوچک، خطی بوده و به صورت زیر است:

$$\log A'(f) = a(f)M_w + b(f)\log(R) + c(f)R + d(f), \quad (6)$$

که  $A'$  دامنه تصحیح شده در رابطه (۵)،  $R$  فاصله،  $f$  فرکانس و  $a$ ،  $b$ ،  $c$  و  $d$  مقادیر ثابت هستند. در بسیاری از روابط کاهندگی (مانند کمپل، ۱۹۹۷) پارامتر فاصله کوتاه‌ترین فاصله بین ایستگاه و گسل مسبب زلزله است که به اصطلاح فاصله جوینر-بور نامیده می‌شود. بیشتر زلزله‌های استفاده شده در بانک داده این تحقیق، بزرگای کوچکی دارند و در نتیجه ابعاد گسل در آنها کوچک است. این امر به ما اجازه می‌دهد که آنها را چشمه نقطه‌ای فرض کرده و  $R$  را فاصله کانونی در نظر بگیریم. جمله دوم در معادله (۶)، اثر گسترش هندسی و جمله سوم اثر جذب ذاتی بر کاهش دامنه با فاصله را نشان می‌دهد که با افزایش فرکانس، افزایش می‌یابد. از این مقدار برای فواصل نزدیک (کمتر از ۱۰۰ کیلومتر) و در فرکانس‌های مورد مطالعه در این مقاله می‌توان صرف‌نظر کرد. از آنجایی که در این تحقیق، فواصل کمتر از ۷۰ کیلومتر بررسی می‌شود، این پارامتر می‌تواند از رابطه فوق حذف شود. همچنین ضریب گسترش هندسی را در فواصل کمتر از ۱۰۰ کیلومتر در تئوری برابر ۱- در نظر می‌گیرند؛ بنابراین می‌توان رابطه (۶) را به صورت زیر نوشت:



شکل ۸. منحنی طیف سرعت و منحنی هموار شده روی آن در فضای فوریه. مشخصات نگاشت در شکل ۶ ارائه شده است.



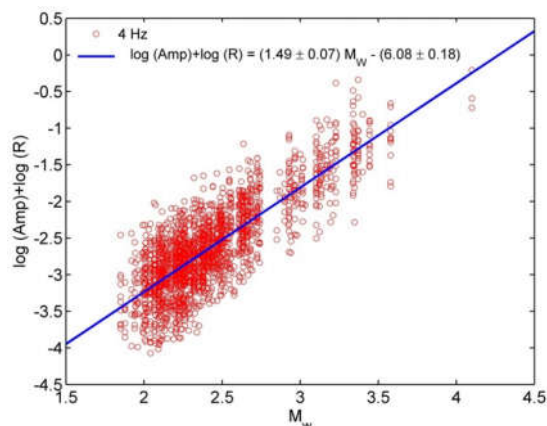
شکل ۹. نگاشت افقی از یک لرزه‌نگاشت و پنجره نوفه (مستطیل سیاه). پنجره نوفه با طول شش ثانیه قبل از رسید اولین فاز P برداشته شده است. مشخصات نگاشت در شکل ۶ ارائه شده است.

#### ۴ نمایش شکل منحنی کاهندگی با استفاده از

##### الگوریتم Robust Lowess

در این مرحله، پس از حذف داده‌هایی که نسبت سیگنال به نوفه کمتر از ۵ داشتند، برای تشخیص روند کاهش دامنه با فاصله و به‌دست آوردن شکل منحنی کاهندگی دامنه، از الگوریتم هموارکننده Robust Lowess (کلوند ۱۹۷۹) استفاده می‌شود. بانک داده شامل طیف دامنه نگاشت زلزله‌هایی با بزرگاهای مختلف و در فواصل متفاوت است که از محاسبه مقادیر دامنه در ۱۳ فرکانس مرکزی ۱، ۱/۲۵، ۱/۵۸، ۲، ۲/۵، ۳/۲، ۳/۹۸، ۵، ۶/۲۹، ۷/۹۲، ۹/۹۸، ۱۲/۵۹ و ۱۵/۸۵ هرترز به‌دست آمده‌اند.

روند کاهش دامنه برحسب فاصله وضوح کمتری دارد (شکل ۱۱- الف). این مشاهده بیانگر برانبارش صحیح دامنه با فاصله برای بزرگای مختلف است.



شکل ۱۰. دامنه تصحیح شده برای کاهندگی ناشی از گسترش هندسی (دایره‌های قرمز رنگ) برحسب بزرگای گشتاوری در فرکانس ۴ هرتز. روند خطی افزایش لگاریتم دامنه با افزایش بزرگا به خوبی قابل مشاهده است. خط آبی رنگ، خط برازش شده به داده‌ها است که معادله آن در رابطه (۸) آورده شده است.

در مرحله بعد، مقادیر لگاریتم دامنه تصحیح شده برای اثر بزرگا (سمت چپ معادله ۹) با استفاده از الگوریتم Robust Lowess برحسب فاصله هموار شد تا روند کاهندگی دامنه‌های طیفی با فاصله مشخص شود. نتیجه این هموارسازی برای فرکانس‌های ۱/۵۸، ۲/۵، ۳/۹۷، ۵/۰۱ و ۶/۲۹ در شکل ۱۲ نشان داده شده است. این الگوریتم، از دسته روش‌های مقاوم (Robust) است که داده‌های پرت را از محاسبات خارج می‌کند (کلوند، ۱۹۷۹).

در شکل ۱۲ مشاهده می‌شود که روند کاهندگی با فاصله، به‌طور تقریبی در همه فرکانس‌ها به جز فرکانس ۱/۵۸ هرتز از یک الگو پیروی می‌کند و در این فواصل، منحنی کاهندگی را می‌توان یک‌تکه فرض کرد.

$$\log A'(f) + \log(R) = a(f)M_w + d(f) \quad (۷)$$

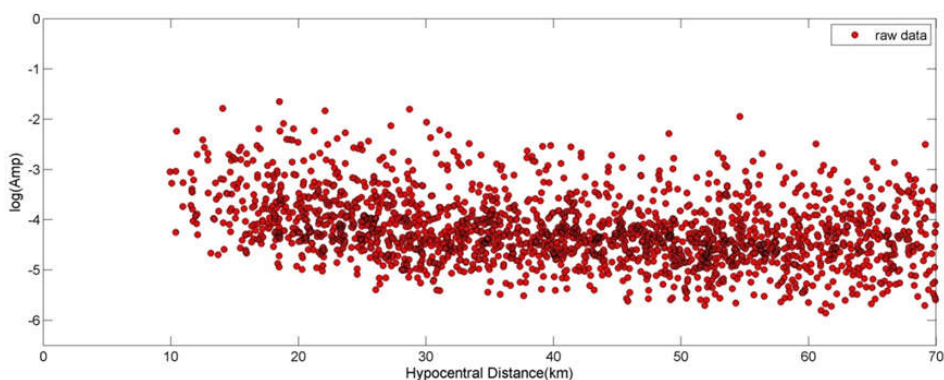
پس ضریب جمله بزرگا، به‌صورت تخمینی از رابطه (۷) به‌دست خواهد آمد. در شکل ۱۰، لگاریتم دامنه تصحیح شده برای گسترش هندسی برحسب بزرگای گشتاوری در فرکانس ۴ هرتز و در فواصل کمتر از ۷۰ کیلومتر نشان داده شده است. ضریب به‌دست آمده برای بزرگای گشتاوری، ۱/۴۹ است که به مقدار تئوری یعنی ۱/۵۰ نزدیک است. رابطه به‌دست آمده بین دامنه تصحیح شده و بزرگای گشتاوری را می‌توان به‌صورت زیر نوشت:

$$\log A'(f) + \log(R) = (1.49 \pm 0.07)M_w + (6.08 \pm 0.18). \quad (۸)$$

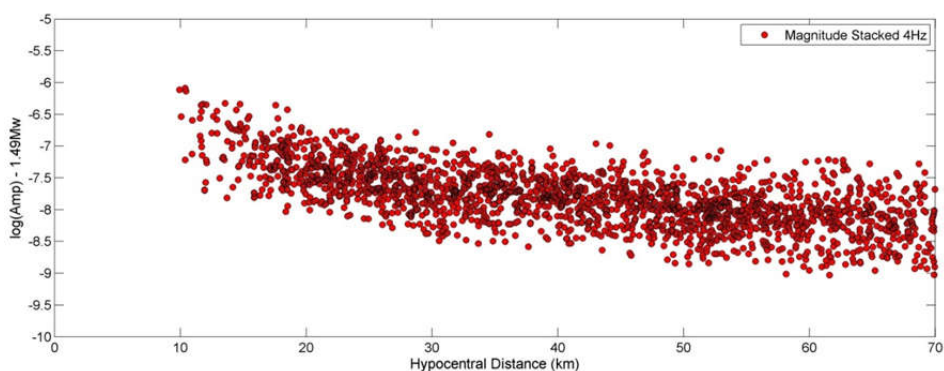
رابطه خطی بین دامنه تصحیح شده برای گسترش هندسی و بزرگای گشتاوری برای سایر فرکانس‌های مورد مطالعه در این تحقیق نیز استخراج شد. با به‌دست آوردن ضریب بزرگای گشتاوری، مقدار دامنه تصحیح شده برای اثر بزرگا در فرکانس ۴ هرتز به شکل زیر خواهد بود که با حذف اثر بزرگا، تنها اثر فاصله در مقادیر دامنه دیده خواهد شد:

$$\log A'(f) - 1.49 M_w = b(f)\log(R) + c(f)R + d(f). \quad (۹)$$

شکل ۱۱، دامنه‌های تصحیح شده برای اثر بزرگا را برحسب فاصله در مقایسه با دامنه‌های تصحیح نشده برحسب فاصله در فرکانس ۴ هرتز نشان می‌دهد. همان‌طور که در شکل ۱۱ مشخص است، با حذف اثر بزرگا از روی داده‌ها (شکل ۱۱- ب)، نحوه کاهش دامنه با فاصله، بهتر قابل مشاهده است در حالی که در صورت وجود اثر بزرگا در داده‌ها، به‌علت پراکندگی زیاد داده‌ها،



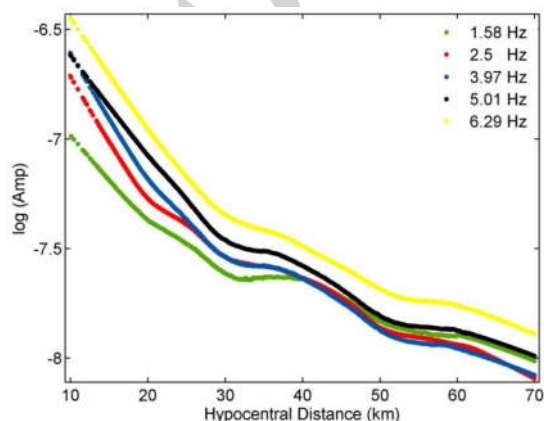
(الف)



(ب)

شکل ۱۱. (الف) لگاریتم دامنه برحسب فاصله در فرکانس ۴ هرتز، (ب) لگاریتم دامنه تصحیح شده برای اثر بزرگا برحسب فاصله در فرکانس ۴ هرتز. بدون تصحیح اثر بزرگا، کاهندگی دامنه با فاصله با وضوح کمتری دیده می‌شود.

فواصل نزدیک قابل صرف نظر کردن است اما از ابتدا در معادلات وارد شد تا از قابل چشم پوشی بودن میزان کاهندگی غیرالاستیک در این فواصل، اطمینان حاصل شود.



شکل ۱۲. منحنی‌های برازش شده با روش هموارسازی Robust Lowess بر لگاریتم دامنه تصحیح شده برای اثر بزرگا برحسب فاصله در فرکانس‌های مختلف.

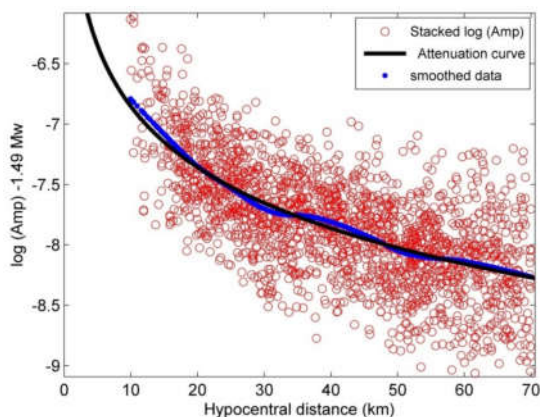
### ۵ محاسبه رابطه کاهندگی

با فرض مدل کاهندگی یک‌تکه برای کاهندگی دامنه امواج برشی با فاصله، مدل پارامتری آتکینسون و مرو (۱۹۹۲) روی طیف دامنه سرعت برازش داده شد تا روند کاهش دامنه برحسب فاصله بررسی شود و پارامترهای کاهندگی به دست آید:

$$\log A_i(f) = a(f)M_i + b(f)\log(R_i) + c(f)R_i + d(f), \quad (10)$$

در رابطه ۱۰،  $i$  اندیس هر نگاشت،  $A_i$  دامنه طیف سرعت نگاشت در فرکانس  $f$  و  $R_i$  فاصله کانونی است. جمله اول معادله، اثر چشمه را در خود دارد.  $b$  ضریب گسترش هندسی و  $c$  فاکتور کاهندگی غیرالاستیک است که رابطه عکس با فاکتور کیفیت دارد. فاکتور کاهندگی غیرالاستیک در

داده شده است. مشاهده می‌شود که نتایج برازش پارامتری و غیرپارامتری با یکدیگر هماهنگی دارد و منحنی به‌دست‌آمده از برازش پارامتری دامنه‌های تصحیح شده برای اثر بزرگا، روی منحنی به‌دست‌آمده از برازش غیرپارامتری دامنه‌های تصحیح شده قرار گرفته‌است.



شکل ۱۳. دامنه تصحیح شده برای اثر بزرگا (دایره‌های قرمز رنگ) برحسب فاصله. منحنی آبی رنگ، مقادیر هموار شده با استفاده از الگوریتم Robust Lowess را نشان می‌دهد. خط سیاه رنگ، منحنی کاهندگی برازش شده بر رابطه (۹) است.

برای حذف اثر نقاط پرت بر نتایج، دو بار فرایند رگرسیون انجام شد. بعد از انجام رگرسیون اول و محاسبه مقادیر باقی‌مانده داده‌ها، داده‌هایی که باقی‌مانده بزرگ‌تر از یک داشتند، از بانک داده حذف شدند سپس رگرسیون بار دیگر روی داده‌های اصلاح شده اجرا شد. جدول ۱ نتایج رگرسیون رابطه (۱۲) روی مقادیر لگاریتم دامنه را نشان می‌دهد. در این جدول به‌وضوح دیده می‌شود مقادیر گسترش هندسی به‌خصوص در فرکانس‌های بالاتر از ۲ هرتز، بسیار بیشتر از مقدار تئوری گسترش کروی (۱-) است و یک گسترش فراکروی در این فواصل مشاهده می‌شود. مقدار ضریب گسترش هندسی محاسبه شده در این مطالعه، به مقادیر گزارش شده برای بیشتر معادلات جنبش قوی زمین برای رویدادهای کم‌عمق قاره‌ای (NGA-WEST2 GMPE) نزدیک است.

برای به‌دست‌آوردن رابطه کاهندگی، رابطه (۱۰) روی دامنه‌های طیفی برازش شد تا کمترین خطا به‌دست بیاید. واریانس داده ( $e$ ) به‌صورت زیر تعریف می‌شود (منکه، ۲۰۱۸):

$$e = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - \log(A_i))^2, \quad (11)$$

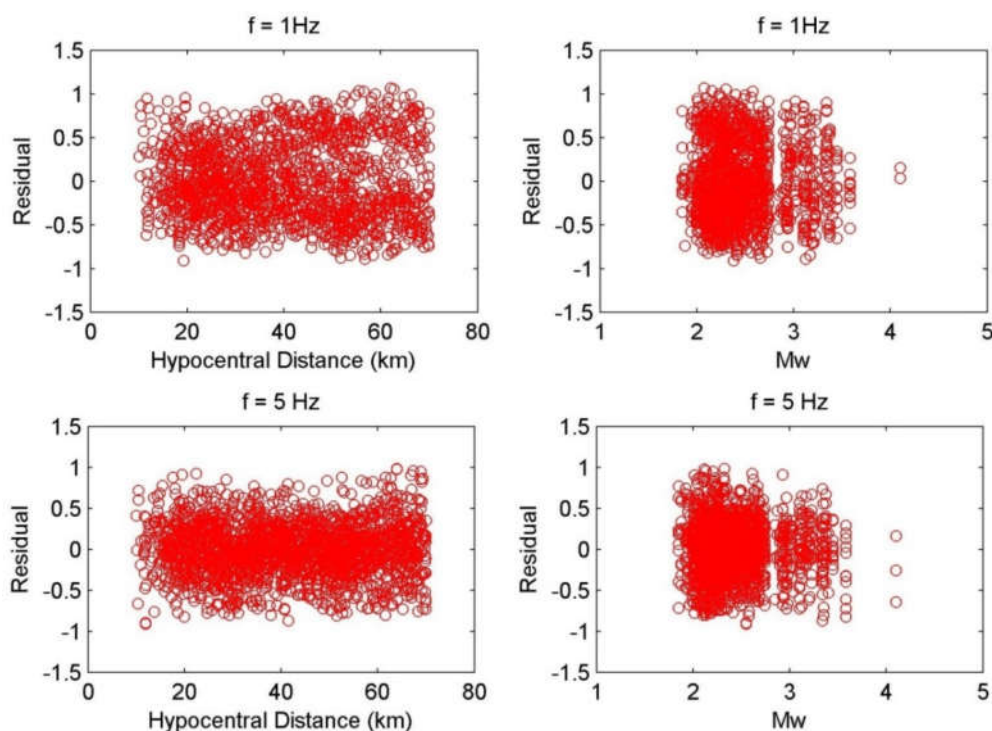
که  $N$  تعداد نگاشت‌ها و  $y_i$  لگاریتم دامنه در هر فرکانس است که از روی طیف دامنه نگاشت به‌دست می‌آید.  $\log(A_i)$  مقدار پیش‌بینی شده توسط تابع برازش شده است. جواب نهایی، ترکیبی از ضرایب  $a$ ،  $b$ ،  $c$  و  $d$  است که  $e$  را کمینه می‌کند. جهت یافتن مقدار کمینه در رابطه فوق، از الگوریتم Trust-Region (سارنسن، ۱۹۸۲) استفاده شد. این روش، در دسته روش‌های بهینه‌سازی غیرخطی قرار دارد که در یک فرآیند تکرار، مقدار تابع را در یک بازه که ناحیه اطمینان نامیده می‌شود، در حوالی نقطه اولیه ورودی جستجو می‌کند تا نقطه کمینه را پیدا کند (کان و همکاران، ۲۰۰۰).

بعد از اجرای برازش با استفاده از معادله (۱۰) روی داده‌ها، مشاهده شد که تقریباً در همه فرکانس‌ها، مقدار فاکتور کاهندگی غیرالاستیک بسیار ناچیز و قابل صرف‌نظر کردن است. از طرفی، وجود آن در معادله سبب می‌شود که خطای سایر پارامترهای معادله افزایش یابد. برای اجتناب از این امر، پارامتر کاهندگی غیرالاستیک از معادله (۱۰) حذف و داده‌ها با استفاده از معادله زیر برازش می‌شود:

$$\log A_i(f) = a(f)M_i + b(f)\log(R_i) + d(f), \quad (12)$$

منحنی آبی رنگ در شکل ۱۳، داده‌های هموار شده از برازش غیرپارامتری را در فرکانس ۴ هرتز نشان می‌دهد. از طرفی، رابطه (۱۲) به‌صورت پارامتری به دامنه‌های تصحیح شده برازش شده و با منحنی سیاه رنگ نمایش





شکل ۱۴. توزیع مقادیر باقی‌مانده طیف دامنه در دو فرکانس ۱ و ۵ هرتز نسبت به فاصله و بزرگا.

حول محور صفر نشان‌دهنده این است که رابطه کاهندگی انتخاب شده، توصیفی مناسب از روند کاهندگی دامنه در ناحیه مورد مطالعه ارائه می‌دهد.

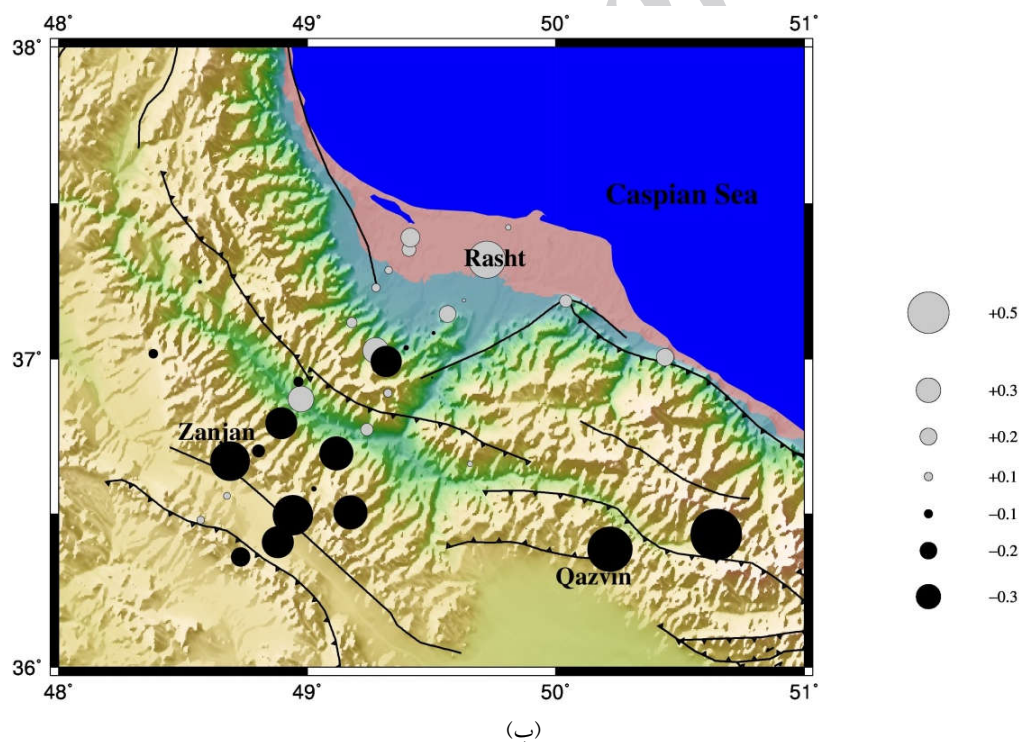
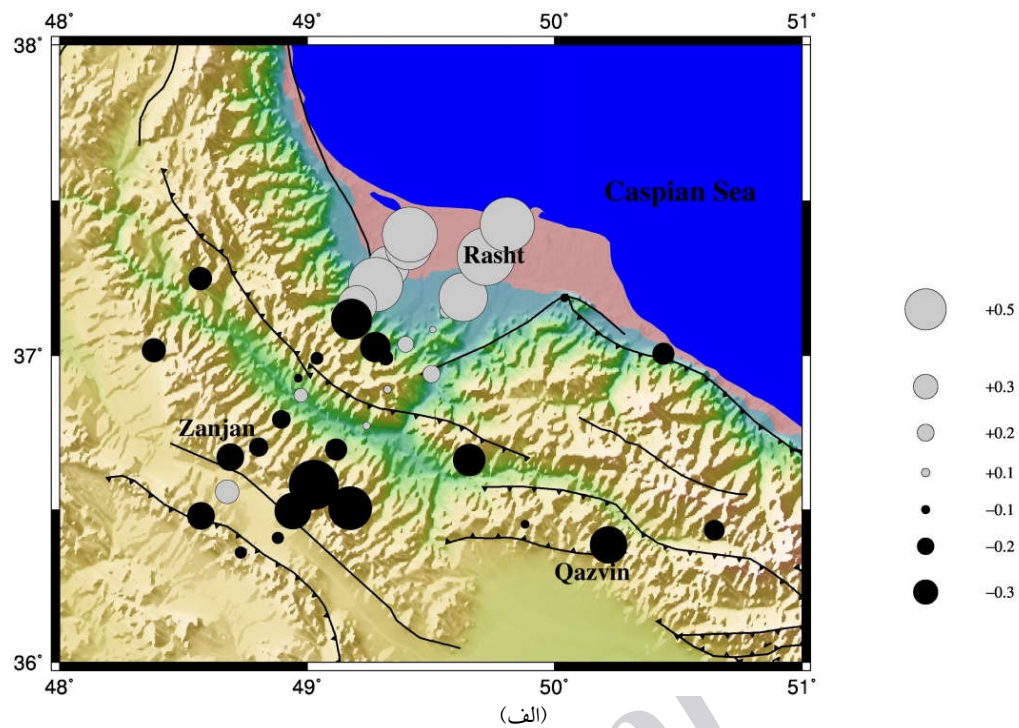
## ۶ تصحیحات ایستگاهی

تصحیح ایستگاهی، متوسط مقدار باقی‌مانده در هر ایستگاه است. در صورت درست بودن پاسخ دستگاهی، وجود یک تصحیح ایستگاهی غیر صفر در یک ایستگاه را می‌توان به زمین‌شناسی اطراف ایستگاه یا تغییر روند منطقه‌ای کاهندگی پیوند داد. مقادیر باقی‌مانده بزرگ برای یک ایستگاه و همخوانی نداشتن آن با ایستگاه‌های مجاور، دلیلی بر نادرست بودن پاسخ دستگاهی است. شکل ۱۵ تصحیحات ایستگاهی را در فرکانس‌های ۱ و ۵ هرتز نشان می‌دهد. مقادیر مثبت، افزایش دامنه یا کاهندگی کمتر را نشان می‌دهد. الگوی منظم تغییرات تصحیحات ایستگاهی نشان‌دهنده تغییرات جانبی کاهندگی در منطقه است.

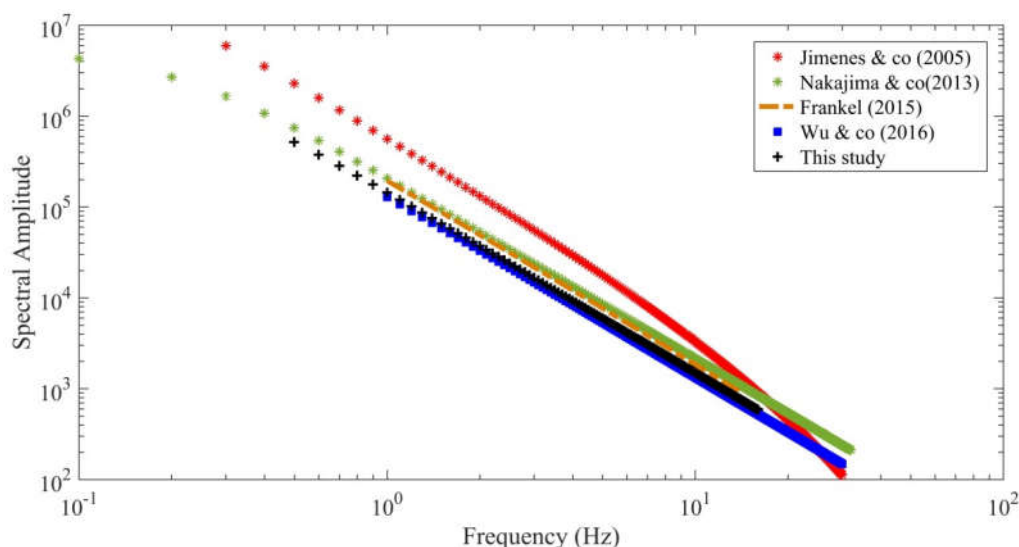
جدول ۱. ضرایب رابطه کاهندگی به‌دست‌آمده از برازش پارامتری در این مطالعه.  $f$  فرکانس مرکزی و  $std$  انحراف معیار برازش در هر فرکانس است

| $f$  | $a$       | $b$        | $d$        | $std$ |
|------|-----------|------------|------------|-------|
| 1.0  | 1.36±0.06 | -1.10±0.12 | -6.19±0.21 | 0.42  |
| 1.25 | 1.37±0.06 | -1.09±0.11 | -6.15±0.21 | 0.43  |
| 1.58 | 1.36±0.06 | -1.22±0.11 | -5.80±0.21 | 0.43  |
| 2.0  | 1.38±0.06 | -1.30±0.10 | -5.68±0.19 | 0.41  |
| 2.5  | 1.43±0.05 | -1.50±0.09 | -5.40±0.17 | 0.38  |
| 3.2  | 1.45±0.05 | -1.55±0.09 | -5.32±0.16 | 0.36  |
| 3.98 | 1.48±0.04 | -1.67±0.08 | -5.16±0.15 | 0.34  |
| 5.0  | 1.45±0.04 | -1.70±0.06 | -5.03±0.14 | 0.32  |
| 6.29 | 1.39±0.04 | -1.67±0.06 | -4.92±0.13 | 0.30  |
| 7.92 | 1.29±0.04 | -1.64±0.06 | -4.77±0.13 | 0.30  |
| 9.98 | 1.21±0.04 | -1.60±0.06 | -4.70±0.13 | 0.30  |
| 12.5 | 1.10±0.04 | -1.51±0.06 | -4.65±0.14 | 0.32  |
| 15.8 | 1.00±0.05 | -1.39±0.09 | -4.74±0.16 | 0.36  |

برای اطمینان از صحت رابطه به‌دست‌آمده از برازش پارامتری، باید مقادیر باقی‌مانده بررسی شود. در صورت همخوانی رابطه برازش شده با رفتار داده، هیچ الگو یا روند خاصی در مقادیر باقی‌مانده مشاهده نمی‌شود. شکل ۱۴ مقادیر باقی‌مانده برحسب بزرگا و فاصله را در دو فرکانس ۱ و ۵ هرتز نشان می‌دهد. تقارن مقادیر باقی‌مانده



شکل ۱۵. تصحیحات ایستگاهی که از متوسط‌گیری مقادیر باقی‌مانده در هر ایستگاه محاسبه شده است. (الف) تصحیحات ایستگاهی در فرکانس ۱ هرتز، (ب) تصحیحات ایستگاهی در فرکانس ۵ هرتز. مقادیر مثبت (دایره‌های خاکستری) کاهندگی کمتر و مقادیر منفی (دایره‌های مشکی) کاهندگی بیشتر نسبت به مقادیر پیش‌بینی شده توسط منحنی کاهندگی را نشان می‌دهند. نقشه زمینه، توپوگرافی منطقه و خطوط سیاه‌رنگ، برگرفته از نقشه گسله‌های فعال (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳) است.



شکل ۱۶. مقایسه طیف سرعت پیش‌بینی شده با استفاده از رابطه کاهندگی محاسبه شده در این مطالعه (+های مشکی) با سایر مطالعات. طیف سرعت برای یک زلزله فرضی با بزرگای گشتاوری ۷ در فاصله ۲۰ کیلومتری از چشمه زلزله رسم شده است.

(سریناگش و همکاران، ۲۰۱۱) مشاهده و گزارش شده است.

پوشش رسوبی حوضه خزر جنوبی حدود ۲۰ کیلومتر است (برونت و همکاران، ۲۰۰۳؛ ناپ و کانر، ۲۰۰۴ و کازمین و ورژیتسکی، ۲۰۱۱). با توجه به عمق کانونی کم رویدادهای استفاده شده در این مطالعه (بین ۶ تا ۲۰ کیلومتر)، و ضخامت زیاد رسوبات در امتداد ایستگاه‌های شمالی، تصحیحات ایستگاهی منفی در دشت گیلان، ناشی از تمرکز امواج لرزه‌ای در اثر شکل حوضه رسوبی یا اثرهای ساختگاهی ناشی از رسوبات ضخیم نرم است.

تقویت دامنه به وسیله لایه‌های خاک ضخیم نرم، معمولاً در فرکانس‌های کمتر از ۱ تا ۲ هرتز روی می‌دهد (به‌طورمثال، غفرانی و آتکینسون، ۲۰۱۴) ولی روند مشاهده شده، برای همه فرکانس‌های مورد مطالعه در این تحقیق وجود دارد. این بدان معنی است که دامنه‌های طیفی در اثر لایه خاک سطحی تقویت نشده‌اند؛ بنابراین، تصحیحات ایستگاهی منفی، ناشی از شکل حوضه رسوبی یا گرا دیان سرعتی پوسته در این منطقه هستند.

همان‌طور که مشاهده می‌شود، ایستگاه‌هایی با تصحیحات ایستگاهی مثبت در شمال و دشت گیلان و ایستگاه‌هایی با تصحیحات ایستگاهی منفی در جنوب و در منطقه طارم و زنجان قرار گرفته‌اند. این روند، در همه فرکانس‌ها دیده می‌شود. در ثبت یک رویداد، ایستگاهی که تصحیح ایستگاهی مثبت دارد، نسبت به ایستگاهی با تصحیح ایستگاهی منفی، امواج را با دامنه تقویت شده یا کاهندگی کمتر دریافت می‌کند. در شکل ۱۵، کاهندگی کمتر یا تقویت دامنه امواج برشی در دشت گیلان نسبت به منطقه طارم و زنجان مشاهده می‌شود؛ یعنی برای یک رویداد با فاصله مساوی از دو منطقه، دامنه امواج برشی در گیلان چندین برابر بزرگ‌تر دریافت می‌شود. اکثر ایستگاه‌ها در البرز و ایران مرکزی روی سنگ سخت نصب شده‌اند؛ بنابراین این اختلاف در روند تصحیحات ایستگاهی، با تقویت دامنه امواج لرزه‌ای در دشت گیلان توجیه می‌شود. پیش از این، تقویت دامنه امواج لرزه‌ای در حوضه‌های رسوبی دیگر، مانند حوضه سیاتل در ایالت واشینگتن (پرات و همکاران، ۲۰۰۳) و حوضه گنگ در هند

طیف سرعت مشابهی را پیش‌بینی می‌کنند (شکل ۱۶). تمامی این روابط، برای پیش‌بینی دامنه‌های طیفی امواج S ارائه شده‌اند. رابطه ناکاجیما و همکاران (۲۰۱۳) با استفاده از زلزله‌هایی محاسبه شده است که در سال‌های ۲۰۰۳ تا ۲۰۱۳ در ژاپن رخ داده‌اند و بزرگایی بین ۲/۵ تا ۵ دارند. رابطه فرانکل (۲۰۱۵) مربوط به هفت زلزله با بزرگای بین ۳/۳ تا ۵/۴ در نزدیکی شارلوی واقع در کبک است و رابطه وو و همکاران (۲۰۱۶) با استفاده از ۶۹ پس‌لرزه زلزله ۲۰۱۱ مینرال ویرجینیا به‌دست آمده است. رابطه محاسبه شده در این مطالعه بیشترین تطابق را با رابطه وو و همکاران (۲۰۱۶) دارد. آنها نیز مانند تحقیق حاضر، کاهندگی فواصل نزدیک را تنها نتیجه گسترش هندسی در نظر گرفته‌اند.

#### ۸ نتیجه‌گیری

با استفاده از برازش غیرپارامتری به دامنه‌های طیفی ۱۷۰ زلزله (۳۱۲۲ نگاشت) که با دقت بسیار زیادی مکان‌یابی شده بودند، نشان داده شد که شکل منحنی کاهندگی در فواصل کمتر از ۷۰ کیلومتر، یک‌تکه است. سپس با استفاده از رگرسیون، ضرایب گسترش هندسی و فاکتور کاهندگی غیرالاستیک برای فرکانس‌های مختلف محاسبه شد. بعد از انجام رگرسیون روی داده‌ها، مشاهده شد که تقریباً در همه فرکانس‌ها، فاکتور کاهندگی غیرالاستیک بسیار ناچیز و قابل صرف‌نظر کردن است. نتایج رگرسیون در فرکانس‌های بالاتر از ۲ هرتز، مؤید گسترش فراکروی در فواصل کمتر از ۷۰ کیلومتر است. برای فرکانس‌های بالاتر از ۲ هرتز، ضریب گسترش هندسی با صرف‌نظر کردن از کاهندگی غیرالاستیک، حدود ۱/۶ به‌دست آمده است که این مقدار نزدیک به مقادیری است که برای تعدادی از معادلات جنبش قوی زمین برای رویدادهای کم‌عمق قاره‌ای مانند NGA-WEST2 گزارش شده است. گسترش هندسی فراکروی مشاهده شده در فواصل نزدیک می‌تواند باعث تغییر برآورد

به‌دلیل تقویت دامنه مشاهده شده، بازنگری نقشه‌های تحلیل خطر لرزه‌ای برای دشت گیلان ضروری است. نتایج نشان می‌دهند که در صورت وقوع یک رویداد در منطقه طارم-رودبار، که از مناطق پرجمعیت استان گیلان است، نسبت به مناطقی که در فاصله کانونی برابر ولی در جنوب ارتفاعات البرز قرار گرفته‌اند، بیشینه دامنه چندبرابری احساس خواهد شد. تقویت دامنه امواج برشی در بازه‌های فرکانسی‌ای اتفاق می‌افتد که برابر فرکانس طبیعی اغلب سازه‌های دشت گیلان است و این یک خطر لرزه‌ای جدی برای دشت گیلان است.

#### ۷ بحث و مقایسه نتایج

برای مقایسه رابطه کاهندگی محاسبه شده در این مطالعه با سایر روابط کاهندگی، دامنه طیفی سرعت برای یک زلزله فرضی با بزرگای گشتاوری ۷، ثبت شده در فاصله ۲۰ کیلومتری، محاسبه و در شکل ۱۶ رسم شده است. در این شکل، از روابط جیمنز و همکاران (۲۰۰۵)، ناکاجیما و همکاران (۲۰۱۳)، فرانکل (۲۰۱۵) و وو و همکاران (۲۰۱۶) جهت مقایسه استفاده شده است. رابطه به‌دست آمده در این مطالعه، به‌وضوح کاهندگی بیشتری را نسبت به رابطه جیمنز و همکاران (۲۰۰۵) نشان می‌دهد. رابطه جیمنز و همکاران (۲۰۰۵)، با استفاده از دامنه‌های طیفی امواج P و S متعلق به سیزده زلزله کوچک در گراوانا در جنوب اسپانیا به‌دست آمده است. ضریب گسترش هندسی در آن مطالعه، برابر مقدار ثابت یک در نظر گرفته شده و فاکتور کیفیت به‌عنوان پارامتر مستقل از فرکانس برابر با ۳۰۳ محاسبه شده است. در شکل ۱۶، وابسته نبودن کاهندگی غیرالاستیک به فرکانس، احتمالاً دلیل روند متفاوت طیف پیش‌بینی شده در این رابطه نسبت به سایر روابط است. رابطه حاصل از تحقیق حاضر، تطابق خوبی با روابط ناکاجیما و همکاران (۲۰۱۳)، فرانکل (۲۰۱۵) و وو و همکاران (۲۰۱۶) دارد و همگی،



- Atkinson, G. M., 2015, Ground-motion prediction equation for small-to-moderate events at short hypocentral distances, with application to induced-seismicity hazards: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **105**(2A), 981–992, doi:10.1785/0120140142.
- Atkinson, G. M., and Boore, D. M., 1995, New ground motion relations for eastern North America: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **85**, 17–30.
- Atkinson, G. M., and Mereu, R., 1992, The shape of ground motion attenuation curves in southeastern Canada: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **82**, 2014–2031.
- Berberian, M., and Walker, R., 2010, The Rudbār Mw 7.3 earthquake of 1990 June 20; seismotectonics, coseismic and geomorphic displacements, and historic earthquakes of the western “High-Alborz”, Iran: *Geophysical Journal International*, **182**(3), 1577–1602, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04705.x.
- Boore, D. M., 2004, Estimating  $\bar{V}_S$  (30) (or NEHRP Site Classes) from shallow velocity models (Depths < 30 m): *Bulletin of the Seismological Society of America*, **94**, 591–597.
- Boore, D. M., 2010, Orientation-independent, nongeometric-mean measures of seismic intensity from two horizontal components of motion: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **100**, 1830–1835.
- Boore, D. M., Campbell, K. W., and Atkinson, G. M., 2010, Determination of stress parameters for eight well-recorded earthquakes in Eastern North America: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **100**(4), 1632–1645, doi:10.1785/0120090328.
- Boore, D. M., Stephens, C. D., and Joyner, W. B., 2002, Comments on baseline correction of digital strong-motion data: examples from the 1999 Hector Mine, California earthquake: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **92**, 1543–1560.
- Boore, D. M., Stewart, J., Seyhan, E., and Atkinson, G. M., 2014, NGA-West2 equations for predicting response spectral accelerations for shallow crustal earthquakes: *Earthquake Spectra*, **30**, 1057–1086.
- Brune, J., 1970, Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes:

خطر لرزه‌ای در این فواصل شود. گسترش هندسی که برای زلزله‌های کوچک و با استفاده از شبکه‌های محلی مترکم برآورد شده است، می‌تواند برای منطقه‌ای کردن پارامتر گسترش هندسی در معادلات پیش‌بینی جنبش قوی زمین در نواحی با نرخ لرزه‌خیزی کوچک به کار رود. همچنین می‌توان از آن برای مدل‌سازی زلزله‌های بزرگ استفاده کرد.

نتایج تصحیحات ایستگاهی در منطقه مورد مطالعه، کاهش کمی یا تقویت دامنه امواج برشی را در دشت گیلان نسبت به منطقه طارم و زنجان نشان می‌دهد. این تقویت دامنه امواج در دشت گیلان، به زمین‌شناسی منطقه و شکل حوضه رسوبی بستگی دارد. از نظر زمین‌شناسی، مشخص است که ضخامت رسوبات نرم در دشت گیلان، زیاد و در سمت دیگر، یعنی منطقه زنجان و طارم، کم است و اثر ساختار حوضه رسوبی باعث تقویت امواج در دشت گیلان می‌شود. از این یافته باید در تهیه نقشه‌های تحلیل خطر لرزه‌ای برای استان گیلان بهره جست.

### سپاسگزاری

با سپاس فراوان از مرکز لرزه نگاری کشوری وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله که بخشی از داده‌های استفاده شده در این مطالعه را در اختیار ما قرار دادند. از داوران محترم که با ارائه نظرات و پیشنهاداتشان ما را در بهبود این مقاله یاری کردند، تشکر و قدردانی می‌کنیم.

### منابع

- متقی، خ.، ضرونی‌زاده، ز.، قدس، ع.، ۱۳۹۵، محاسبه کاهش طیف دامنه جنبش زمین در شمال‌غرب ایران، *مجله ژئوفیزیک ایران*، **۱۰**(۴)، ۱۲۸–۱۴۱.
- Atkinson, G. M., 2004, Empirical attenuation of ground-motion spectral amplitudes in southeastern Canada and the northeastern United States: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **94**, 1079–1095.



- the Seismological Society of America, **105**(2A), 850–857.
- Ghasemi, H., Zare, M., Fukushima, Y., and Koketsu, K., 2008, An empirical spectral ground-motion model for Iran: *Journal of Seismology*, **13**(4), 499–515, doi:10.1007/s10950-008-9143-x.
- Ghofrani, H., and Atkinson, G. M., 2014, Site condition evaluation using horizontal-to-vertical response spectral ratios of earthquakes in the NGA-West 2 and Japanese databases: *Soil Dynamics Earthquake Engineering*, **67**(August), 30–43, doi:10.1016/j.soildyn.2014.08.015.
- Gregor, N., Abrahamson, N. A., Atkinson, G. M., Boore, D. M., Bozorgnia, Y., ..., and Youngs, R., 2014, Comparison of NGA-West2 GMPEs: *Earthquake Spectra*, **30**(3), 1179–1197, doi:10.1193/070113EQS186M.
- Hessami, H., Jamali, F., and Tabassi, H., 2003, Major Active Fault of Iran: International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran.
- Hutton, L. K., and Boore, D. M., 1987, The  $M_L$  scale in southern California: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **77**, 2074–2094.
- Jiménez, A., García, J. M., and Romacho, M. D., 2005, Simultaneous inversion of source parameters and attenuation factor using genetic algorithms: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **95** (4), 1401–1411.
- Kaz'min, V. G., and Verzhbitskii, E. V., 2011, Age and origin of the South Caspian Basin: *Oceanology*, **51**(1), 131–140, doi:10.1134/S0001437011010073.
- Knapp, J. H., and Connor, J. A., 2004, Crustal-scale structure of the South Caspian Basin revealed by deep seismic reflection profiling: *Marine and Petroleum Geology*, **21**, 1073–1081.
- Kramer, S. L., 1996, *Geotechnical Earthquake Engineering*: Prentice Hall, University of Washington, USA, 653 pp.
- Menke, W., 2018, *Geophysical data analysis: Discrete inverse theory*. Academic press.
- Motaghi, K., and Ghods, A., 2012, Attenuation of ground-motion spectral amplitudes and its variations across the Central Alborz mountains: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **102**, 1417–1428.
- Motazedian, D., 2006, Region-specific key seismic parameters for earthquakes in *Journal of Geophysical Research*, **75**, 4997–5009.
- Brunet, M. F., Korotayev, M. V., Ershov, A. V., and Nikishin, A. M., 2003, The South Caspian Basin: a new review of its evolution from subsidence modeling: *Sedimentary Geology*, **156**, 119–148.
- Campbell, K. W., 1997, Empirical near-source attenuation relationships for horizontal and vertical components of peak ground acceleration, peak ground velocity, and pseudo-absolute acceleration response spectra: *Seismological Research Letters*, **68**, 154–179.
- Campbell, K. W., Eeri, M., and Bozorgnia, Y., 2014, NGA-West2 ground Motion model for the average horizontal components of PGA, PGV, and 5% -damped linear acceleration response spectra: *Earthquake Spectra*, **30**(3), 1–38, doi:10.1193/062913EQS175M.
- Chen, S., and Atkinson, G. M., 2002, Global comparisons of earthquakes source spectra: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **92**, 885–895.
- Chiou, B. S. J., and Youngs, R. R., 2014, Update of the Chiou and Youngs NGA model for the average horizontal component of peak ground motion and response spectra: *Earthquake Spectra*, **30**(3), 1117–1153, doi:10.1193/072813EQS219M.
- Chiou, B. S. J., Youngs, R. R., Abrahamson, N. A., and Addo, K., 2010, Ground motion attenuation model for small-to-moderate shallow crustal earthquakes in California and its implications on regionalization of ground motion prediction models: *Earthquake Spectra*, **26**, 907–926.
- Cleveland, W. S., 1979, Robust locally weighted regression and smoothing scatter plots: *Journal of the American Statistical Association*, **74**, 829–836.
- Conn, A. R., Gould, N. I. M., and Toint, Ph. L., 2000, *Trust-Region Methods*: Society for Industrial and Applied Mathematics (SIAM), Philadelphia, 956 pp.
- Engdahl, E. R., Jackson, J. A., Myers, S. C., Bergman, E. A., and Priestley, K., 2006, Relocation and assessment of seismicity in the Iran region: *Geophysical Journal International*, **167**(2), 761–778, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03127.x.
- Frankel, A., 2015, Decay of *S*-wave amplitudes with distance for earthquakes in the Charlevoix, Quebec, area: Effects of radiation pattern and directivity: *Bulletin of*

- R. S., 2011, Amplification of seismic waves in the Central Indo-Gangetic Basin, India: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **101**(5), 2231–2242, doi:10.1785/0120100327.
- Wald, D. J., and Allen, T. I., 2007, Topographic slope as a proxy for seismic site conditions and amplification: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **97**, 1379–1395.
- Wu, Q., Chapman, M. C., Beale, J. N., and Shamsalsadati, S., 2016, Near-source geometrical spreading in the Central Virginia seismic zone determined from the aftershocks of the 2011 Mineral, Virginia, earthquake: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **106**(3), 943–955.
- Zare, M., 1999, Contribution à l'étude des mouvements forts en Iran: Du catalogue aux lois d'atténuation: Thèse de Doctorat, Université de Grenoble at Saint-Martin-d'Hères, Franc (in French).
- Zare, M., Bard, P. Y., and Ghafory-Ashtiany, M., 1999, Site characterizations for the Iranian strong motion network: *Soil Dynamics Earthquake Engineering*, **18**, 101–123.
- Zare, M., and Sabzali, S., 2006, Spectral attenuation of strong motions in Iran: *Proceeding of the 3rd international symposium on the effects of surface geology on seismic motion, Grenoble, France*, 30 August–1 September 2006.
- Northern Iran: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **96**, 1383–1395.
- Motazedian, D., and Atkinson, G. M., 2005, Ground motion relations for Puerto Rico: *Geological Society of America bulletin, GSA*, **385**, 61–80.
- Nakajima, J., Hada, S., Hayami, E., Uchida, N., Hasegawa, A., Yoshioka, S., Matsuzawa, T., and Umino, N., 2013, Seismic attenuation beneath northeastern Japan: Constraints on mantle dynamics and arc magmatism: *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, **118**, 5838–5855.
- Oppenheim, A. V., 1999, *Discrete-time signal processing*: Pearson Education India.
- Ou, G., and Herrmann, R. B., 1990, A statistical model for ground motion produced by earthquakes at local and regional distances: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **80**(6), 1397–1417.
- Pratt, T. L., Brocher, T. M., Weaver, C. S., Creager, K. C., Snelson, C. M., Crosson, R. S., Miller, K. C., and Tre, A. M., 2003, Amplification of seismic waves by the Seattle Basin, Washington State: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **93**(2), 533–545.
- Sorensen, D. C., 1982, Newton's method with a model trust region modification: *SIAM Journal on Numerical Analysis*, **19**(2), 409–426.
- Srinagesh, D., Singh, S. K., Chadha, R. K., Paul, A., Suresh, G., Ordaz, M., and Dattatrayam,

## Attenuation of Ground-Motion Spectral Amplitudes at short hypocentral distances

Razeih Ghasemini<sup>1</sup>, Khalil Motaghi<sup>1\*</sup>, Abdolreza Ghods<sup>1</sup>, Morteza Talebian<sup>2</sup>, Ling Chen<sup>3</sup>

<sup>1</sup> M. Sc., Earth Sciences Department, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran.

<sup>2</sup> Assistant Professor, Earth Sciences Department, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran.

<sup>3</sup> Associate Professor, Earth Sciences Department, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran.

<sup>4</sup> Associate Professor, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

<sup>5</sup> Professor, State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China

(Received: 27 June 2017, Accepted: 30 September 2018)

### Summary

The empirical attenuation relationship for spectral amplitudes was calculated to study the attenuation of shear waves of shallow events at close hypocentral distances inside Tarom-Rudbar region, western Alborz. 3122 waveforms (170 shallow events) recorded by 40 seismic passive stations of two local temporary seismic networks were included in this analysis. The selected events have moment magnitudes between 1.8 and 4.2 and epicentral distances of 10 km to 70 km. All events have location accuracy better than 2 km in epicenter and less than 5 km in depth. The good location quality of the events allows us to estimate accurately geometrical spreading of shear waves at close hypocentral distances. By selecting the small events, we can safely treat them as point sources and thus use hypocentral distance as our distance metric. Additionally, for smaller events, we automatically avoid the non-linearity of amplitude of seismic waves with magnitude and its possible trade-off with geometrical spreading. Due to a rather low dependence of geometrical spreading on magnitude (v. NGA-WEST2 models), our approach of using weak-motion data may provide a means to reliable assessment of the geometrical spreading coefficient which can then be used to partially regionalize NGA-WEST2 GMPEs for regions with low rate of seismicity or lack of enough strong motion records.

The shape of the attenuation curve at different frequencies was obtained using non-parametric fit to the data with Robust Lowess algorithm showing a mono-linear curve in the associated distance. Assuming mono-linear attenuation model and using regression, the value of geometrical spreading coefficient in the equation derived from the spectral method was obtained as 1.6 in frequencies higher than 2 Hz. Spectral amplitude attenuation curves show an obvious super-spherical geometrical spreading at close hypocentral distances. We show that the geometrical spreading is strongly super-spherical in close agreement with those used in some of the NGA-WEST2 GMPEs. The observed super-spherical geometrical spreading of seismic waves could drastically change the level of seismic hazard in close hypocentral distances by localizing strong motion to short hypocentral distances. The calculation of geometrical spreading coefficient using data from more frequent small events recorded by dense local networks can be used to partially regionalize the geometric term of GMPEs in regions with small rate of seismicity.

The residuals were averaged on a station-by-station basis to determine station corrections. The calculated station corrections for the study area shows sharp contrast between the northern and southern hills of western Alborz. The stations in the northern hill, mostly in Gilan plain, show higher amplification (positive station corrections) relative to those in the southern hill. The strong amplification of seismic waves has a strong implication for preparation of seismic hazard maps of the densely populated Gilan province.

**Keywords:** seismic attenuation, geometrical spreading, Western Alborz

\*Corresponding author:

kmotaghi@iasbs.ac.ir