

## برآورد مقیاس ML برای بزرگای زمین لرزه در ایران

زهرا جامی زاده

دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده فیزیک، دانشگاه شهید باهنر کرمان

مجید نعمتی

بخش زمین شناسی، دانشکده علوم و مرکز پژوهشی زلزله، دانشگاه شهید باهنر کرمان

سید جلیل الدین فاطمی

دانشکده فیزیک و مرکز پژوهشی زلزله، دانشگاه شهید باهنر کرمان

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۱۱/۰۹

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۴/۰۲

nematimajid\_1974@uk.ac.ir

### چکیده

برآورد یک بزرگای محلی برای برآورد درست‌تر بزرگای زمین‌لرزه‌های محلی در هر گستره لازم است. برای این هدف از ۱۴۰۹ بیشینه دامنه مصنوعی خوانده شده وود- اندرسون از ۲۲۹ زمین‌لرزه با ۲۲ ایستگاه لرزه‌نگاری در ایران در عرض جغرافیایی بین ۲۴ تا ۴۲ درجه شمالی و طول جغرافیایی بین ۴۳ تا ۶۵ درجه شرقی استفاده شد. بزرگای آنها ۳/۵ تا ۵/۴ در مقیاس محلی، گاف آزیموتی آنها کمتر از ۱۸۰ درجه و با RMS در تمام ایستگاه‌ها کمتر از ۰/۵ ثانیه بودند. این پژوهش با استفاده از داده‌های لرزه ای دریافتی سال‌های ۲۰۰۴ تا ۲۰۱۶ می‌باشند. یک رابطه پارامتریک که در آن پخش هندسی، میرایی (کاهیدگی) غیرالاستیک و تصحیح ایستگاهی در نظر گرفته شدند، رابطه کاهیدگی تجربی را برای بزرگای محلی در ایران به صورت زیر برآورد نمود:

$$\log A_0 = -1.0928 \log \left( \frac{R}{100} \right) - 0.002115 (R - 100) - 3 + S_j$$

این رابطه کاهیدگی بیش‌تری از دامنه موج را برای فواصل بیش ۱۵۰ کیلومتر نسبت به رابطه هاتون و بور (۱۹۸۷) پیشنهاد می‌کند. مقادیر تصحیحات ایستگاهی بین ۰/۱۹۸- و ۰/۴۴ واحد بزرگا می‌باشد. از این پژوهش می‌توان نتیجه گرفت که، کاهیدگی دامنه موج با افزایش فاصله به صورت  $1/r^{1.0928}$  بوده و تاثیر ساختار زمین‌شناسی گستره ایران بر روی تخمین بزرگا در بازه وسیعی از بزرگا (نزدیک به ۰/۷) می‌باشد.

**کلمات کلیدی:** بزرگای محلی، موج، پخش هندسی، میرایی، ایران، زمین‌لرزه و دامنه

### مقدمه

مقیاس محلی در فواصل کانونی ۸/۵ تا ۵۵۰ کیلومتر به دست آوردند. رضابور و رضایی در سال ۲۰۱۱ و شهبازی و همکاران نیز در سال ۱۳۸۹ با استفاده از زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای ۲/۰ تا ۵/۰ در مقیاس محلی در فواصل کانونی ۱۱ تا ۲۰۰ کیلومتر رابطه‌های کاهیدگی را برای شمال غرب ایران برآورد نموده‌اند. بنابراین، همه روابط بزرگای موجود یا برای منطقه خاصی از ایران هستند و یا دقت کافی ندارند. از آنجا که در مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها، بررسی خطر زمین‌لرزه و بسیاری از دیگر کارهای لرزه‌شناسی، وجود یک کاتالوگ لرزه‌ای خوب برآورد دربی برآورد یک سنجه درست برای بزرگا حاصل می‌شود، در این بررسی یک سنجه بزرگای ML برای شبکه‌های لرزه‌نگاری ناحیه‌ای و محلی در گستره ایران برآورد می‌شود. برای اندازه‌گیری قدرت یک زمین‌لرزه و به دست آوردن معیاری برای مقایسه و سنجش زمین‌لرزه‌ها با یکدیگر، بزرگای زمین‌لرزه به کار برده می‌شود. می‌توان بزرگای زمین‌لرزه را به کمک دامنه نوسانات آن روی نگاشت زمین‌لرزه برآورد نمود. مقیاس‌های گوناگونی برای اندازه‌گیری بزرگای یک زمین‌لرزه وجود دارد. نخستین مقیاس بزرگا، توسط چارلز ریشتر در سال ۱۹۳۵ برای زمین‌لرزه‌های جنوب کالیفرنیا تعریف شد.

بررسی ضرایب منطقه‌ای رابطه بزرگای محلی ML در مناطق مختلفی از ایران انجام گرفته است. نعمتی و همکاران، (۱۳۹۴) یک رابطه کاهیدگی برای بزرگای زمین‌لرزه‌های محلی در البرز میانی- خاوری پیشنهاد دادند. بیش‌تر دامنه های به کار گرفته شده در کار نعمتی و همکاران به‌طور متوسط ۸۰ کیلومتر بوده و همچنین در این مقاله، زمین‌لرزه‌های با بزرگای بیش از ۱/۵ برگزیده شده است. شجاع‌طاهری همکاران در سال ۲۰۰۷ با به‌کارگیری شتاب‌نگاشت‌های شبکه شتاب‌نگاری از زمین‌لرزه‌های با بزرگای بیش‌تر از ۴/۵ در فواصل کمتر از ۵۰ کیلومتر، ضرایب منطقه‌ای رابطه بزرگای محلی را برآورد نمودند، اما، به علت عدم مکان‌یابی دقیق زمین‌لرزه‌های به کار رفته، بزرگ بودن زمین‌لرزه‌های انتخابی (بزرگ‌تر از ۴/۵)، و اثرات ساختگاهی ایستگاه‌های شتاب‌نگاری، اندازه‌های بازماند بزرگا (دامنه مشاهده شده منهای دامنه به دست آمده از ML) دارای پراکندگی بسیار زیادی بود.

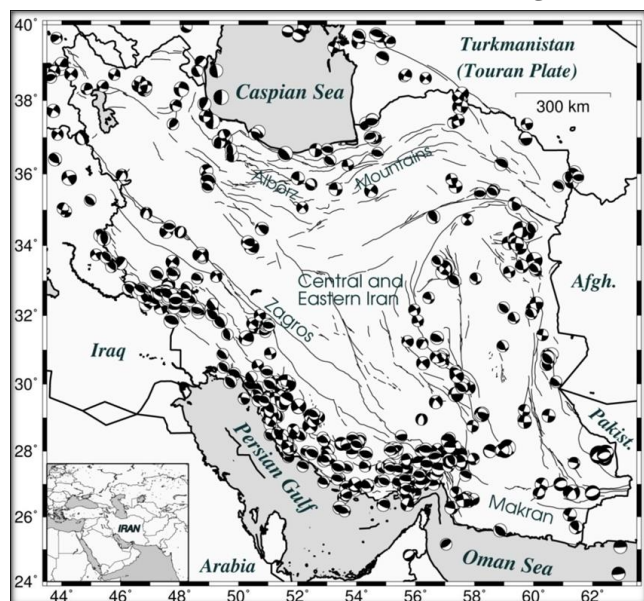
عسکری و همکاران در سال ۲۰۰۹ منحنی میرایی تجربی را برای مقیاس بزرگای محلی در البرز با به‌کارگیری زمین‌لرزه‌های با بزرگای ۳/۲۵ تا ۵/۶۵ در

کاهیدگی غیرالاستیک، ویژگی‌های ایستگاه لرزه‌نگاری مانند ساخت‌گاه و پاسخ دستگاه افت می‌کند (نعمتی و همکاران، ۱۳۹۱).

پهنه زمین‌شناسی خاور ایران با گسل‌های مهمی با روند شمالی-جنوبی و شرقی-غربی احاطه شده است. گسل اصلی زاگرس حد جنوبی ناحیه‌ای را که ایران مرکزی نامیده می‌شود، مشخص می‌کند. این ناحیه از یک مثلث معکوس تشکیل شده و مرز شمالی آن رشته کوه البرز است. گمان می‌رود، بخشی از آذربایجان، در شمال غرب کشور (بربریان، ۱۹۷۶)، و بخش خاوری کشور از دیدگاه زمین‌شناسی متعلق به ایران مرکزی هستند.

زمین‌لرزه‌های گسترده خاور به فراوانی زاگرس نیست. بالا بودن بزرگای زمین لرزه‌های ایران مرکزی و خاور ایران به دلیل ماهیت گسل‌های این منطقه بوده و دارای ژرفای کانونی کمی است. چون در طول دوره ترشیری فعالیت‌های آتشفشانی شدیدی رخ داده است (آقنابتی، ۱۳۸۳)، بنابراین افزایش دما موجب شده تا مرز میان بخش شکننده و شکل‌پذیر بالا آمده و کم‌ژرفاتر شود. بنابراین، زمین‌لرزه‌های ایران مرکزی دارای کانون‌های کم ژرفاتری نسبت به دیگر نقاط ایران می‌باشند. گسل‌های مهم این گستره گسل کوهینان، گلباف، دشت‌بیاض و آبیز می‌باشند.

گسل‌های مرز جنوبی البرز (مانند گسل مشا و شمال تهران) جداکننده کوه‌های البرز از ایران مرکزی هستند. گسل‌های این ناحیه چپ‌گرد با مولفه معکوس بوده و شیب آن‌ها به سوی شمال می‌باشد. به گمان، گسل‌های محدوده البرز باختری و آذربایجان می‌توانند از به هم پیوستن چند گسل حاصل شده باشند. روند کلی آن شمال غربی-جنوب شرقی است. جنبش این گسل‌ها (مانند گسل شمال تبریز) راست‌گرد می‌باشد. لرزه خیزی در زاگرس نیز بیش‌تر بر روی گسل‌های راست‌الغز راست‌بر آن متمرکز است تا گسل‌های معکوس. روند گسل‌های راست‌الغز راست‌بر (مانند گسل کازرون و سبزپوشان) شمالی-جنوبی و گسل‌های معکوس (مانند گسل پیشانی کوهستان و گسل گودال زاگرس) آن شمال باختر-جنوب خاور می‌باشد (بربریان، ۱۹۷۶) (شکل ۱).



شکل ۱. سازوکار زمین‌لرزه‌های بزرگ ایران از سال ۱۹۷۷ تا ۲۰۱۵ (سازوکارها از کاتالوگ دانشگاه هاروارد برگرفته شده است) (نعمتی، ۱۳۹۷).

این مقیاس، که بزرگای محلی است، MI نامیده می‌شود، علاوه بر مقیاس ریشتر، مقیاس‌های دیگری نیز وجود دارند که هر کدام کاربردهای خاص خود را در مهندسی زمین‌لرزه و زمین‌لرزه‌شناسی ایفا می‌کنند. هر زمین‌لرزه تنها یک بزرگا داشته و این بزرگا با فاصله از محل رخداد زمین‌لرزه تغییر نمی‌یابد.

ریشتر (۱۹۳۵) برای چندین زمین‌لرزه نمودار لگاریتم بزرگ‌ترین دامنه امواج زمین‌لرزه را بر حسب فاصله کانونی ایستگاه‌ها رسم نمود. او متوجه شد که هرچه زمین‌لرزه بزرگ‌تر باشد، فاصله میان منحنی‌های لگاریتم دامنه بر حسب فاصله کانونی به گونه تقریباً یکنواختی زیاد می‌شود. به بیان دیگر، میرایی دامنه برای زمین‌لرزه‌های گوناگون تقریباً به یک گونه است. او با این یافته توانست (فرمول ۱) را برای بزرگای زمین‌لرزه پیش‌نهاد دهد. از آن‌جایی که رابطه کاهیدگی امواج عرضی وابستگی زیادی به زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه داشته و امواج زمین‌لرزه‌ها در راه رسیدن به ایستگاه‌های لرزه‌نگاری به ندرت تنها از یک ایالت لرزه‌زمین‌ساختی یا یک گستره با یکنواختی زمین‌شناسی عبور می‌نمایند، لازم است تا رابطه بزرگای محلی به همراه تصحیحات ایستگاهی برای کل ایران نیز محاسبه شود. همچنین رابطه بزرگای محلی محاسبه شده باید به گونه‌ای باشد که به سادگی قابل به‌کارگیری در شبکه‌های لرزه‌نگاری کشور نیز باشد. در حال حاضر پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله برای تعیین بزرگا در ایران از رابطه هاتون و بور (۱۹۸۷) که برای کالیفرنیا جنوبی محاسبه شده است، استفاده می‌کند. بنابراین، برای یک پارچه‌سازی کاتالوگ‌های لرزه‌ای در ایران و با توجه به اهمیت بزرگای ML در بررسی‌های خطر لرزه‌ای، داشتن یک کاتالوگ به ویژه بر پایه مقیاس بزرگای محلی برای ایران مورد نیاز است.

### گستره ایران و لرزه‌زمین‌ساخت آن

ایران به دلیل موقعیت ویژه زمین‌ساختی و قرار داشتن در کمربند لرزه‌خیز آلپ-همیمالیا از نظر لرزه‌خیزی دارای پتانسیل زیادی می‌باشد. از نظر زمین‌ساختی، ایران در بخش جنوب باختری اوراسیا واقع شده و حرکات تکتونیکی این منطقه مانند چین‌خوردگی، گسلش، بالاآمدگی و فرورفتگی‌ها باعث ایجاد رشته کوه‌های البرز، کپهداغ و زاگرس و گستره لرزه‌خیز خاور ایران شده است. با توجه به قرار گرفتن ایران در بخش میانی از زون فعال زمین‌ساختی آلپ-همیمالیا که بین دو صفحه‌ی عربستان و اوراسیا واقع شده است، قرار گرفتن ایران در این کمربند که از وسیع‌ترین مناطق لرزه‌خیز جهان است باعث شده که به دفعات ایران متحمل زمین لرزه‌های مخرب شده باشد. از دیدگاه زمین‌ساختی ایران را می‌توان به نوارهای چین‌خورده‌ی زاگرس، البرز، کپهداغ، ایران مرکزی و دشت لوت تقسیم کرد. وجود گسل‌های بسیار باعث به وجود آمدن سطح بالایی از فعالیت‌های لرزه‌ای در ایران شده است (آقنابتی، ۱۳۸۳). تعیین پارامترهای مبنایی زمین‌لرزه‌ها، به‌ویژه برآورد اندازه‌ی زمین‌لرزه، یا تعیین بزرگای آن با دقت کافی، نقش اساسی در تشریح لرزه‌خیزی منطقه دارد.

بین بزرگا و انرژی آزاد شده توسط زمین‌لرزه وابستگی مستقیمی وجود دارد. ساده‌ترین روش برآورد انرژی و اندازه زمین‌لرزه، تعیین بزرگا است. بزرگای محلی با استفاده از مقدار بیشینه دامنه‌ی موج ثبت شده در فاصله‌ی معین از روکانون زمین‌لرزه و با استفاده از یک فرمول تجربی محاسبه شده برای آن منطقه به‌دست می‌آید. با افزایش فاصله از روکانون زمین‌لرزه، دامنه امواج لرزه‌ای در اثر عوامل زیادی مانند ژرفای زمین‌لرزه، الگوی تابش، گسترش هندسی، پاشندگی،

## روش کار

## برداشت و پردازش داده‌ها

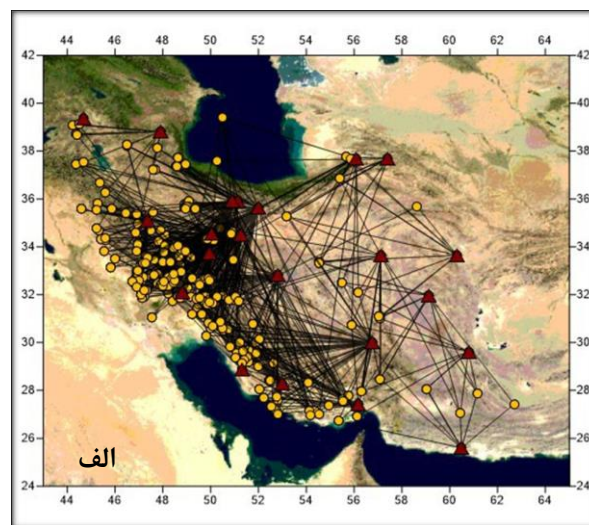
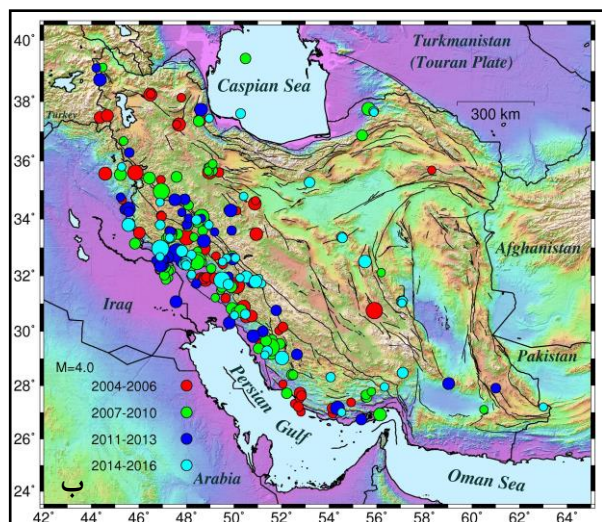
در این مطالعه داده‌های باند پهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله به‌کار گرفته شده است (شکل ۲). شبکه لرزه‌نگاری باند پهن ایران وابسته به پژوهشگاه بین‌المللی از لرزه‌نگارهای باند پهن گورالپ و دیجیتالیزهای ۲۴ بیتی استفاده می‌کند. در جدول ۱ مختصات جغرافیایی مربوط به ایستگاه‌های مورد استفاده آمده است. در این پژوهش با به‌کارگیری نرم‌افزار ساینز ۱۴۰۹ دامنه موج عرضی بر روی مولفه‌های افقی خوانده شد. سپس، با برداشت پاسخ ایستگاه‌ها از روی شکل موج‌ها جهت محاسبه دامنه مصنوعی وود-اندرسون و هم آمیخت سیگنال به‌دست آمده با فیلتر وود-اندرسون سیگنال مصنوعی ساخته و بیشینه دامنه جابه‌جایی بر روی شکل موج‌ها با استفاده از نرم افزار بر روی پنجره موج برشی به‌گونه اتوماتیک استخراج شد. شکل موج‌های زمین‌لرزه‌ها به‌گونه دستی با نرم افزار اسکریپت شرکت گورالپ جدا شده و با نرم افزار ساینز (هاوسکاف و اوتمولر، ۲۰۰۵) پردازش شده‌اند. پس از تبدیل شکل موج‌ها به شکل موج‌های مصنوعی بیشینه دامنه‌ها و دوره تناوب آنها به‌گونه خودکار با نرم افزار ساینز خوانده شده‌اند. داده‌های به‌کار برده شده در این پژوهش ۲۲۹ زمین‌لرزه برداشت شده در ۲۲ ایستگاه می‌باشند، که با بزرگای ۳/۵ تا ۵/۴ در مقیاس محلی و در سال‌های ۲۰۰۴ تا ۲۰۱۶ در فواصل کانونی ۱۶/۳ تا ۷۰۰ کیلومتر ثبت شده‌اند. با توجه به اینکه دوره تناوب بیشینه دامنه‌های خوانده شده برای محاسبه بزرگای محلی معمولاً بین ۳/۰ - ۰/۵ ثانیه است، دوره تناوب استفاده شده در این تحقیق بیشتر، بین ۰/۱ تا ۲/۱ ثانیه می‌باشد. برای جلوگیری از اشباع  $M_L$  زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر از ۶/۵ را از داده‌هایمان خارج کردیم، زیرا بزرگای محلی تنها برای زمین‌لرزه‌های کوچک‌تر از بزرگای ۶/۵ قابل استفاده است.  $M_L$  برای زمین‌لرزه‌های با بزرگای محلی بیشتر از این مقدار اشباع می‌شود. همچنین ایستگاه‌هایی که کمتر از ۵ خوانش بیشینه دامنه داشتند و زمین

لرزه‌هایی که در کمتر از ۳ ایستگاه ثبت شده‌اند از داده‌ها حذف گردیده و وارد عملیات وارون‌سازی نشدند. تنها ایستگاه RMKL کمتر از ۵ ثبت لرزه‌ای داشته و حذف گردید. دامنه‌های با فاصله روکانونی بیش‌تر از ۷۰۰ کیلومتر نیز از داده پردازش حذف شده و به منظور بالا بردن اطمینان از دقت داده‌ها، زمین لرزه‌ها در مقیاس محلی و گاف آزیموتی کمتر از ۱۸۰ درجه و با جذر میانگین مربعات اختلاف زمانی بین زمان رسید فازهای قرائت شده و فازهای پیشنهادی (RMS) در مدل زمین در تمام ایستگاه‌ها کمتر از ۰/۵ ثانیه استفاده کردیم، به این علت که این زمین لرزه‌ها داخل شبکه قرار گرفته و زمین‌لرزه‌های دقیق‌تری‌اند. RMS گونه‌ای از خطای زمانی زمین‌لرزه است. فازهای پیشنهادی برپایه مدل سرعتی زمین روی موج نمایش داده می‌شود. از سوی دیگر، پژوهش‌گر نیز فازهای خود را برپایه شکل موجی که مشاهده نموده است، روی موج نمایش می‌دهد. RMS، جذر میانگین مربعات اختلاف زمانی میان زمان رسید فازهای خوانده شده و فازهای پیشنهادی مدل زمین در تمام ایستگاه‌ها است. همان‌گونه که در (شکل ۳) می‌بینیم، سازگاری قابل قبولی میان دامنه‌های تصحیح شده با رابطه هاتون و بور (۱۹۸۷) وجود دارد. ریشتر (۱۹۳۵) با در نظر گرفتن یک زمین‌لرزه مرجع فرمول بزرگای محلی را به‌گونه زیر تعریف کرد:

(۱)

$$M_L = \text{Log } A(R) - \text{Log } A_0(R) - s$$

در این رابطه A بیشینه دامنه خوانده شده (میلی‌متر) بر روی لرزه‌نگاشت وود اندرسون در فاصله روکانونی R (کیلومتر) می‌باشد. لگاریتم (log) های به کار رفته در این بررسی همواره دارای پایه ۱۰ است. منحنی تجربی کاهندگی (-  $\text{Log } A_0(R)$ ) بستگی به میرایی ناشی از پخش هندسی، ناکشسان بودن زمین و پراکنش پرتوها در مسیر میان کانون و ایستگاه دارد. جمله آخر در سمت راست (معادله ۱)، S، تصحیح ایستگاهی می‌باشد.



شکل ۲. الف) گستره مورد مطالعه و پوشش پرتویی زمین‌لرزه‌ها حاصل از داده‌های انتخابی. زمین‌لرزه‌ها با دایره‌های زرد و ایستگاه‌ها با سه‌گوش‌های قهوه‌ای نشان داده شده‌اند. خطوط مشکی نیز پرتوهای بین جفت ایستگاه و زمین‌لرزه‌های انتخابی را نشان می‌دهند و ب) زمین‌لرزه‌های این پژوهش را برحسب بزرگای و سال رخداد آنها نمایش می‌دهد.

جدول ۱. ویژگی‌های ایستگاه‌های لرزه‌نگاری به کار گرفته شده و اندازه تصحیح ایستگاهی آن‌ها.

تعداد پرتو	تصحیح	عرض	طول	کد ایستگاه	شماره ایستگاه
۳۳	-۰/۰۴۵	۲۸,۸۶۴	۵۱,۲۹۵	AHRM	۱
۱۹۴	۰/۲۴۱	۳۴,۵۴۸	۵۰,۰۲۵	ASAO	۲
۵	۰/۱۸۸	۳۷,۷۰۰	۵۷,۴۰۸	BJRD	۳
۴۳	۰/۲۷۵	۲۷,۳۹۹	۵۶,۱۷۱	BNDS	۴
۱۸	-۰/۱۹۸	۳۱,۹۶۵	۵۹,۱۲۶	BSRN	۵
۶	۰/۱۳۶	۲۵,۵۹۵	۶۰,۴۸۲	CHBR	۶
۲۶	۰/۲۶۷	۳۵,۹۰۸	۵۱,۱۲۶	CHTH	۷
۱۴۶	-۰/۱۵۴	۳۵,۶۳۰	۵۱,۹۷۱	DAMV	۸
۹۰	۰/۲۴۵	۲۸,۲۸۶	۵۲,۹۸۷	GHIR	۹
۲۰۷	۰/۰۳۲	۳۴,۴۸۰	۵۱,۲۴۵	GHVR	۱۰
۲۰	۰/۱۴۹	۳۸,۸۱۰	۴۷,۸۹۴	GRMI	۱۱
۱۰۰	۰/۴۴	۳۳,۷۳۹	۴۹,۹۵۹	KHMZ	۱۲
۷۸	۰/۰۱۸	۲۹,۹۸۲	۵۶,۷۶۱	KRBR	۱۳
۷	۰/۲۹۵	۳۹,۳۵۵	۴۴,۶۸۳	MAKU	۱۴
۱۲	۰/۱۹	۳۷,۶۵۹	۵۶,۰۸۹	MRVT	۱۵
۶۷	۰/۱۷۸	۳۲,۷۹۹	۵۲,۸۰۸	NASN	۱۶
۱۳۸	-۰/۰۲۷	۳۲,۱۰۸	۴۸,۸۰۱	SHGR	۱۷
۱۱	۰/۲۹۶	۳۳,۶۴۶	۶۰,۲۹۱	SHRT	۱۸
۷۲	-۰/۰۸۸	۳۵,۰۹۳	۴۷,۳۴۷	SNGE	۱۹
۲۲	-۰/۰۹۸	۳۳,۶۴۹	۵۷,۱۱۹	TABS	۲۰
۱۰۷	-۰/۰۱۷	۳۵,۹۱۶	۵۰,۸۷۹	THKV	۲۱
۷	۰/۳۹۱	۲۹,۶۱۱	۶۰,۷۷۵	ZHSF	۲۲

در پوسته زمین اشاره کرد. هم‌چنین مرزهای ناپیوستگی و انعکاس موج از این مرزها نیز بر شکل تابع کاهیدگی تاثیر می‌گذارد. جنس متفاوت زمین در زیر ایستگاه نسبت به میانگین منطقه مورد مطالعه و یا عدم کالیبراسیون دستگاه لرزه نگاری باعث انحراف سیستماتیک بیشینه دامنه‌ها از منحنی کاهیدگی می‌شود. اعمال تصحیح ایستگاهی باعث نزدیک شدن بیشینه دامنه‌ها به منحنی کاهیدگی و بهبود دقت محاسبه بزرگا می‌گردد. برای به دست آوردن منحنی تجربی کاهیدگی، یک منحنی پارامتری (معادله ۲) بر دامنه‌های مشاهده شده برازش می‌شود. در این بررسی، برای اینکه بتوان رابطه بزرگای محلی را به راحتی در شبکه لرزه‌نگاری به کار گرفت، از روش پارامتری استفاده کردیم. زیرا برپایه پژوهش‌های پیشین، عسکری و همکاران، (۲۰۰۹)، رضاپور و رضایی، (۲۰۱۱) نتایج روش پارامتری و غیر پارامتری در ایران بسیار نزدیک به هم به دست آمده است. برای برآورد رابطه منحنی تجربی کاهندگی برای بزرگای محلی باید رابطه زیر با داده هایمان حل شود:

(۲)

$$\text{Log } A_{ij} = M_i - n \text{Log} \left( \frac{R_{ij}}{100} \right) - k (R_{ij} - 100) + s_j$$

برای کاهش اثر فرآیندهایی نظیر الگوی تابش، ناهمسانگردی و... معمولاً بزرگا را برای چند ایستگاه محاسبه کرده و نتایج را میانگین‌گیری می‌کنند. باید به این نکته توجه کرد که فرمول بزرگا، تنها از بیشینه دامنه‌ی جایجایی بدون در نظر گرفتن پریود آن استفاده می‌کند. ریشتر مقیاس بزرگا را براساس لرزه‌نگار چرخشی وود-اندروسون به دست آورد و به همین دلیل از مولفه‌های افقی استفاده کرد. استفاده از مقیاس بزرگای ریشتر روش آسانی برای طبقه‌بندی زمین لرزه‌ها برپایه اندازه‌ی آن‌ها به دست می‌دهد. از آنجایی که کانون زمین‌لرزه یک نقطه نیست (به‌ویژه برای زمین‌لرزه‌های بزرگ) و معمولاً لرزه‌نگاری در فاصله ۱۰۰ کیلومتر وجود ندارد، باید از چند لرزه‌نگار در فواصل مختلف استفاده کرده و نتیجه تصحیح می‌شود. هم‌چنین به دلیل ناهمگنی پوسته‌ی زمین، مقیاس یکسانی برای اندازه‌گیری زمین‌لرزه‌ها وجود نداشته و برای زمین‌لرزه‌های محلی و ناحیه‌ای این مقیاس به اندازه زیادی به ساختار زمین‌شناختی منطقه‌ای بستگی دارد.

از عواملی که سبب کاهیدگی غیرالاستیک انرژی موج در محیط می‌شوند، می‌توان به نقص میکروسکوپی در ساختار بلوری کانی‌ها، وجود آب یا دیگر سیالات در محیط‌های متخلخل، وجود اصطکاک و تبدیل انرژی جنبشی به گرما

است. برای هم‌مرتب شدن عددی ستون‌های ماتریس ضرایب، عملیات وارون‌سازی را برای 100k انجام دادیم. هم‌چنین برای برآورده شدن شرط ریشتر برای بزرگای به‌دست آمده،  $M_i-3$  را در ماتریس قرار دادیم. برای اعمال شرط مجموع خطای ایستگاهی برابر با صفر که هاتون و بور، (۱۹۸۷) شرح داده‌اند، در رابطه ۴ ما یک ردیف (عدد ۱) به ماتریس اول سمت راست افزودیم. هم‌چنین به بردار سمت راست رابطه ۴ هم یک ردیف با مقدار صفر افزوده شد. در یک محیط هموزن، جبهه موج برای امواج حجمی به‌صورت کروی منتشر می‌شود. بنابراین،  $n$  برای امواج حجمی برابر با یک است. برای اینکه مقدار پخش هندسی ( $n$ ) مقید به مقادیر ۱ یا پخش کروی شود، یک ردیف به ماتریس ضرایب افزودیم که همه مقادیر آن به جز مقداری که در  $n$  ضرب می‌شود صفر است. هم‌چنین، مقدار متناظر با آن را در بردار مشاهدات برابر با یک قرار دادیم. در عملیات وارون‌سازی به داده‌ها وزن‌دهی نشده است، چون در خوانش دامنه‌ها دقت شده که همگی بر روی شکل موج‌های با نسبت سیگنال به نوفه بالاتر از ۵ برداشت گردند. پس از خوانش دامنه‌ها، عضوهای ماتریس‌های معادله ماتریسی ۴ به کمک یک برنامه فرتن جدا شده و جای‌گزاری شدند. حل معادله ۳ برای دامنه‌های اندازه‌گیری شده به‌دست آمدن رابطه منحنی کاهندگی تجربی زیر برای گستره انجامید:

(۵)

$$\log A_0 = -1.0928 \log \left( \frac{R}{100} \right) - 0.002115(R-100) - 3 + S_j$$

### نتایج

#### ضرایب $n$ و $k$ و تصحیحات ایستگاهی

مقادیر تصحیح ایستگاهی  $S_j$  در جدول ۱ گزارش شده است. مقادیر (شکل ۴) هم‌خوانی دامنه‌های مشاهده شده را که با استفاده از رابطه ۵ برای بزرگای صفر برانبارش شده‌اند با رابطه تجربی کاهیدگی بدست آمده در این بررسی (رابطه ۵) می‌سنجد. مقایسه دیداری دو نمودار ۲ و ۳ شیب بیش‌تر دامنه‌های تصحیح شده توسط ضرایب محاسبه شده را نسبت به دامنه‌های تصحیح شده توسط رابطه هاتون و بور نشان می‌دهد. هم‌خوانی دامنه‌های تصحیح شده با رابطه هاتون و بور (۱۹۸۷) در فواصل بیش‌تر از ۳۰۰ کیلومتری کمتر است. رابطه ۵ به‌روشنی هم‌خوانی فرمول به دست آمده مارا با هاتون و بور نشان می‌دهد (نگاره‌های ۳ و ۴). نگاره ۳ کاهیدگی تجربی به‌دست آمده در این پژوهش (نقاط آبی) را با منحنی کاهیدگی تجربی هاتون و بور (۱۹۸۷) مقایسه می‌نماید.

در این رابطه،  $A_{ij}$  دامنه ثبت شده از زمین لرزه  $i$ ام در ایستگاه  $j$ ام بر حسب میلی‌متر،  $R_{ij}$  فاصله کانونی بین ایستگاه  $j$ ام و زمین لرزه  $i$ ام به کیلومتر،  $n$  ضریب پخش هندسی  $A \propto 1/R^n$ ،  $k$  فاکتور کاهیدگی غیر الاستیک  $A \propto e^{-kR}$ ،  $S_j$  مقدار تصحیحات ایستگاهی (برای دستیابی به نتیجه به‌تر، تصحیحات ایستگاهی مفید هستند که مجموعشان صفر شود) و  $M_i$  بزرگای هر زمین‌لرزه است. برپایه تعریف ریشتر، (۱۹۳۵) اگر زمین‌لرزه‌ای در فاصله ۱۰۰ کیلومتری بیشینه دامنه یک میکرون داشته باشد، بزرگای سه خواهد داشت (زمین‌لرزه مینا، زمین‌لرزه‌ای است که در فاصله صد کیلومتری از مرکز سطحی، بیشینه جابه‌جایی ثبت شده برای آن یک میکرون (۰/۰۰۱) میلی‌متر باشد). پس از جای‌گذاری مقادیر مربوط به بیشینه دامنه و فاصله‌ی رو کانونی هر یک از نگاشت‌های زمین‌لرزه، این معادله‌ی خطی (۲)، از طریق روش وارون کم‌ترین مربعات (که یک روش وارون‌سازی است) قابل حل است. رابطه ۲ را می‌توان به شکل ماتریسی بدین‌گونه نوشت:

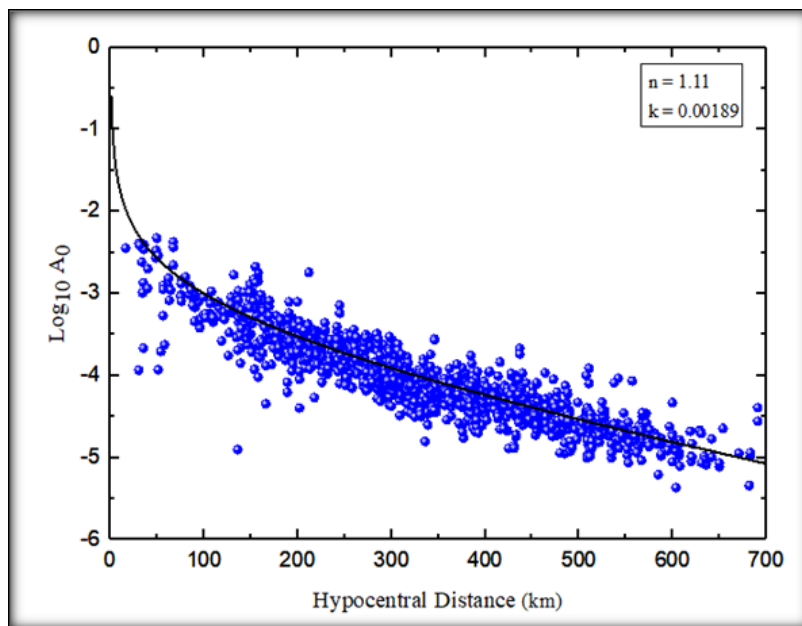
(۳)

$$\text{Log } A_{ij} = \left( b_j, c_i, -\text{Log} \left( \frac{R_{ij}}{100} \right), -\frac{(R_{ij}-100)}{100} \right) \begin{pmatrix} S_j \\ M_i - 3 \\ n \\ 100k \end{pmatrix}$$

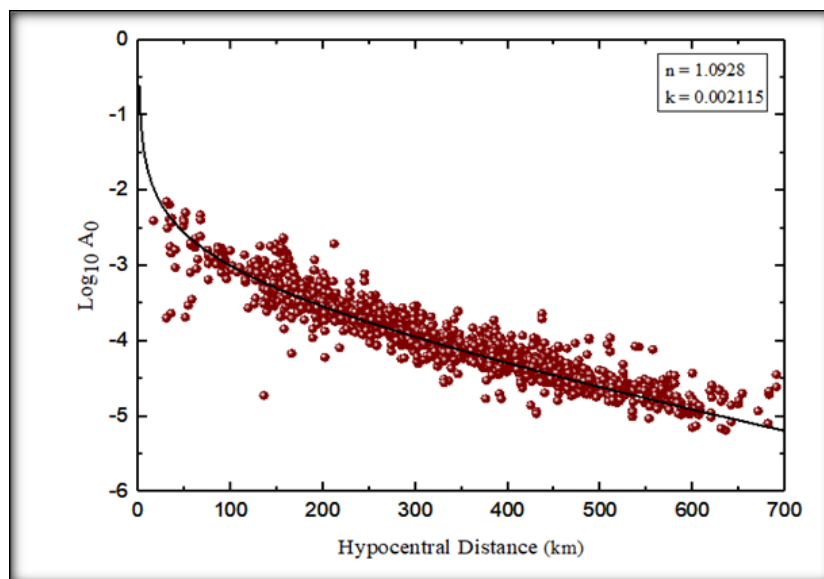
(۴)

$$\begin{pmatrix} \log A_{11} \\ \vdots \\ \log A_{1n} \\ \vdots \\ \log A_{m1} \\ \vdots \\ \log A_{mn} \\ 0 \\ 1 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1 \dots 0 & 1 \dots 0 & -\log(R_{11}/100) & -(R_{11}-100)/100 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 \dots 1 & 1 \dots 0 & -\log(R_{1n}/100) & -(R_{1n}-100)/100 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 \dots 0 & 0 \dots 1 & -\log(R_{m1}/100) & -(R_{m1}-100)/100 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 \dots 1 & 0 \dots 1 & -\log(R_{mn}/100) & -(R_{mn}-100)/100 \\ 0 & 1 \dots 1 & 0 \dots 0 & 0 \\ 0 \dots 0 & 0 \dots 0 & 1 & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} S_1 \\ S_2 \\ \vdots \\ S_n \\ M_1 - 3.0 \\ M_2 - 3.0 \\ \vdots \\ M_n - 3.0 \\ n \\ 100k \end{pmatrix} + \epsilon$$

در این رابطه،  $A$  بردار مشاهدات (بیشینه دامنه‌ها بر روی پرتو شبیه سازی شده وود اندرسون) و  $R$  فاصله میان ایستگاه و کانون زمین‌لرزه به کیلومتر



نگاره ۳. دامنه تصحیح شده برحسب رابطه هاتون.



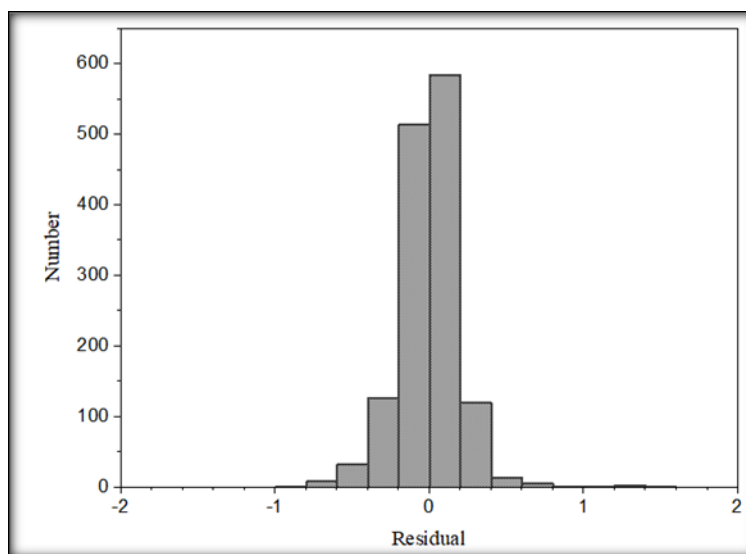
نگاره ۴. دامنه تصحیح شده برحسب پارامترهای بدست آمده از فرآیند وارون سازی در این پژوهش و منحنی برازش داده شده آن.

نسبتا درست انجام شده است. مقادیر مثبت تصحیح ایستگاهی می تواند در ارتباط با کاهیدگی بیش تر در پوسته زیر یک ایستگاه و یا عدم کالیبره بودن دستگاه باشد. کاهیدگی بیش تر پوسته زیر ایستگاه می تواند در ارتباط با سستی زیاد رسوبات، خردشدگی سنگ های پوسته ناشی از عملکرد یک گسل بزرگ و یا گرم بودن پوسته باشد. (جدول ۲) مقادیر پخش هندسی، کاهندگی غیر الاستیک و محدوده تصحیح ایستگاهی در مناطق مختلف دنیا را با همان اندازه ها در ایران مقایسه می نماید.

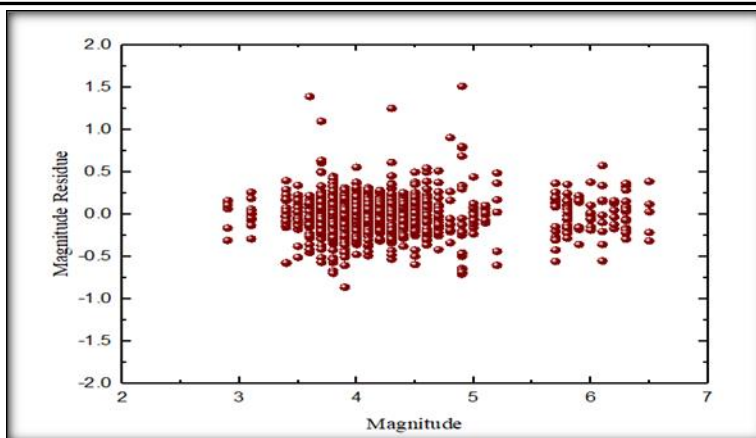
در هر ایستگاه برای هر مولفه افقی یک بزرگا برای هر زمین لرزه به دست می آید. بزرگای یک زمین لرزه از میانگین بزرگاهای به دست آمده برای یک زمین لرزه در ایستگاه های مختلف به دست می آید. اختلاف بین بزرگای میانگین از بزرگای به دست آمده از هر ایستگاه را بازماند بزرگا می نامیم. اگر فرآیند وارون سازی درست انجام شده باشد بازماندهای بزرگا نباید هیچ گونه وابستگی به فاصله و بزرگا از خود نشان داده و مقادیر بازماند بزرگا باید دارای پراکندگی نرمال باشند. باتوجه به نمودار ۵ در هیستوگرام بازماندهای بزرگا یک پراکندگی نرمال مشاهده می شود. با نگاهی به نمودارهای ۶، ۷ و ۸ به روشنی می توان دید که فرآیند وارون سازی

جدول ۲. مقادیر پخش هندسی، کاهندگی غیر الاستیک و محدوده تصحیح ایستگاهی در مناطق مختلف دنیا.

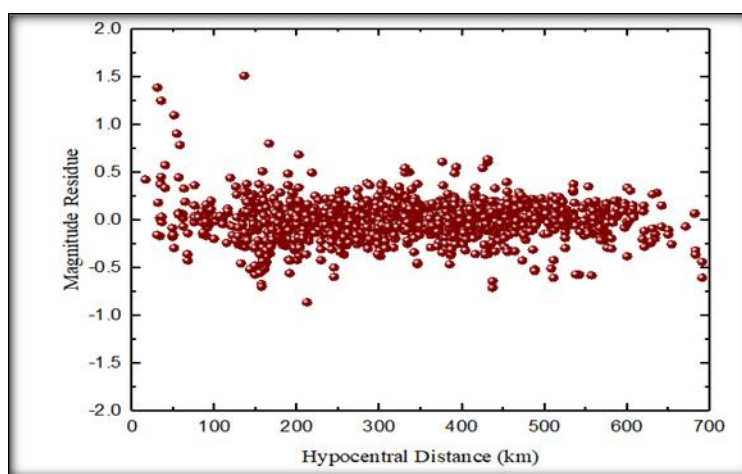
نام محقق	سال (میلادی)	مکان	n	k	محدوده تصحیح ایستگاهی
بیکن و جویئر	۱۹۸۴	کالیفرنیا مرکزی	۱/۰۱۸	۰/۰۰۲۹۱	۰/۵۹ - تا ۰/۴۰
الساگر و همکاران	۱۹۹۱	نروژ	۱/۰۲	۰/۰۰۰۸۰	۰/۲ - تا ۰/۲
هاتون و بور	۱۹۸۷	جنوب کالیفرنیا	۱/۱۱۰	۰/۰۰۱۸۹	۰/۴۵ - تا ۰/۵۲
بومباخ و همکاران	۲۰۰۳	شمال غرب ترکیه	۱	۰/۰۰۹۶۰	۰/۵ - تا ۰/۵
گونزالس و همکاران	۲۰۰۶	مکزیک	۱/۲۰۵۲	۰/۰۰۱۶	۰/۴۶ - تا ۰/۲۳
شجاع طاهری و همکاران	۲۰۰۷	شمال شرق ایران	۱/۳۷۰	۰/۰۰۲۰	۰/۲۷ - تا ۰/۱۷
عسکری و همکاران	۲۰۰۹	منطقه البرز ایران	۱/۱۷۲۵	۰/۰۰۲۱	۰/۴۲ - تا ۰/۴۷
و رضایور رضایی	۲۰۱۱	شمال غرب ایران	۱/۰۷۱۹	۰/۰۰۲۶	۰/۳۳ - تا ۰/۳۷
نعمتی و همکاران	۲۰۱۳	البرز میانی-خاوری	۱/۹۸۶	۰/۰۰۴۵۲	۰/۳۳۷ - تا ۰/۳۷۵
در این پژوهش	۲۰۱۸	کل ایران	۱/۰۹۴۸	۰/۰۰۲۱۲	۰/۱۹۸ - تا ۰/۴۴



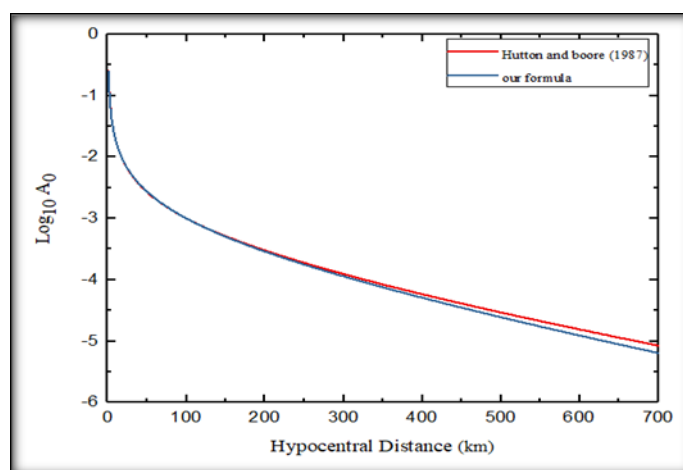
نمودار ۵. هیستوگرام بازماندهای بزرگای محلی برای گستره ایران.



نگاره ۶. نمودار بازماندهای بزرگا در برابر بزرگا. بازماندها وابستگی زیادی به بزرگا ندارند.



نگاره ۷. نمودار بازماندهای بزرگا در برابر فاصله روکانونی. بازماندها وابستگی زیادی به فاصله روکانونی ندارند.



شکل ۸. مقایسه منحنی کاهیدگی تجربی بدست آمده در این مطالعه (منحنی آبی) با منحنی کاهیدگی تجربی هاتون و بور (قرمز).



## بحث و نتیجه گیری

در این بررسی رابطه کاهیدگی برای بزرگای محلی کل ایران محاسبه شد. رابطه به دست آمده تطبیق خوبی با رابطه هاتون و بور دارد. با توجه به هم خوانی منحنی‌ها تا فاصله ۱۵۰ کیلومتری، به کارگیری دو جفت ضریب  $n$  و  $k$  این پژوهش و هاتون و بور در این فاصله یکسان است. در فواصل بیش تر از ۱۵۰ کیلومتری تا ۳۰۰ کیلومتری اختلاف اندکی بین دو منحنی وجود دارد. در این محدوده نمودار این پژوهش افت بیش تری نسبت به منحنی هاتون و بور داشته که علت آن اختلاف در ضریب پخش هندسی می باشد. رابطه کاهیدگی تجربی به دست آمده در این بررسی به روشنی کاهیدگی بیش تری را برای امواج برشی در فاصله‌های روکانونی بیش تر از ۱۵۰ کیلومتر نشان می دهد. اختلاف در ضریب کاهیدگی با رابطه هاتون و بور باعث میرایی بیش تر منحنی ما، برای فواصل بیش تر از ۱۵۰ کیلومتر نسبت به رابطه هاتون و بور می شود. این بدان معنی است استفاده از رابطه هاتون و بور برای زمین لرزه‌هایی که بیش تر دامنه‌های بزرگای محلی آنها دارای فاصله کانونی بیش از ۳۰۰ کیلومتر هستند منجر به برآورد بزرگای بیش تری نسبت به آنچه رابطه بزرگای محلی ما ارائه می دهد، می گردد. ضریب پخش هندسی برآورد شده در این پژوهش کوچک تر از اندازه این ضریب در دیگر گستره‌های ایران مانند البرز و کپه داغ می باشد که شاید به این دلیل است که این پژوهش گستره بیش تری را دربر گرفته و از داده‌هایی متفاوت با دیگر پژوهش‌ها استفاده نموده است.

پژوهش‌گران دیگر مقیاس محلی بزرگا برای زمین لرزه‌ها در ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی ایران را به گونه جداگانه نیز بررسی نموده‌اند. اما در این پژوهش، این مقیاس برای کل ایران به دست آمده است. این دو برآورد هرکدام دارای نقاط قوت و ضعف می باشند. از نقاط قوت روش این پژوهش این است که مسیر موج زمین لرزه‌ای که مثلا در زاگرس روی داده است، در راه رسیدن به ایستگاهی در ایران مرکزی درهردو زون زمین‌ساختی جای دارد. از این رو، به کارگیری مقیاس بزرگا در هر کدام از این گستره‌ها برای برآورد بزرگای این زمین لرزه، خالی از اشکال نبوده و در اینجا برآورد یک مقیاس واحد برای کل ایران ضروری به نظر می رسد. از سوی دیگر، اگر فاصله روکانونی زمین لرزه زیاد نبوده و هم چنین اگر برای برآورد بزرگای محلی آن، تنها ایستگاه‌های موجود در ایالت لرزه‌زمین‌ساختی که زمین لرزه در آن روی داده است، به کار برده شود، برآورد بزرگا درست تر خواهد بود.

به علت پراکندگی مکانی نامناسب ایستگاه‌های لرزه‌نگاری ایران و عدم وجود زمین لرزه‌های کافی در ناحیه خاور ایران و کپه داغ، شماری از زمین لرزه‌های این گستره‌ها توسط ایستگاه‌هایی ثبت می شوند که در فاصله کانونی بیش از ۱۵۰ کیلومتر قرار دارند. بنابراین، استفاده از یک رابطه تصحیح شده شاید بتواند باعث دقت بیش تر در برآورد بزرگا باشد.

## سپاس‌گزاری:

از پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله برای داده‌های برخط زمین لرزه‌ها سپاس‌گزاری می شود.

## منابع

- آقانیاتی، ع.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران. چاپ سازمان زمین‌شناسی کشور.
- سعیدیان، م.، ۱۳۹۴. برآورد مقیاس  $M_L$  برای بزرگای زمین لرزه‌های محلی در شرق ایران، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد کرمان.
- شهبازی، س.، ثبوتی، ف.، قدس، ع.، ۱۳۸۹. محاسبه مقیاس بزرگای محلی زمین لرزه برای آذربایجان شرقی، چهاردهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- لی، ت.، والاس، ت.س.، ۱۳۸۷، لرزه‌شناسی مدرن جهانی، ترجمه حیدریان شهری م. ر. مشهد: انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد.
- نعمتی، م.، قدس، ع.، قاسمی، م.، ۱۳۹۴، مقیاس  $M_L$  برای بزرگای زمین لرزه‌های محلی در البرز میانی-خاوری، فصل‌نامه علوم زمین، بهار ۱۳۹۴، شماره ۹۵: ص ۱۱۵-۱۲۲.
- نعمتی، م.، ۱۳۹۷، مبانی لرزه‌زمین‌ساخت با نگاهی ویژه به لرزه‌زمین‌ساخت ایران زمین، انتشارات دانشگاه شهیدباهنر کرمان، زیر چاپ.
- Alsaker, A., Kvamme, L.B., Hansen, R.A., Dahle, A., Bungum, H., 1991, The ML scale in Norway. Bull. Seism. Soc. Am., Vol: 81, p: 379-389.
- Askari, R., Ghods, A.R., Sobuti, F., 2009, Calibration of an ML Scale in the Alborz Region, Northern Iran, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol: 99, p: 268-27.
- Bakun, W.H., Joyner W.B., 1984, The ML scale in central California, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol: 74, p: 1827-1843.
- Berberian, M., 1976, "Contribution to the seismotectonics of Iran (part 2)". [J], Rep. Geol. Surv. Iran, No: 39, 516 p.
- Baumbach, M., Bindi, D. Grosser, H. Milkereit, C. Parolai, S. Wang, R. Karakisa, S. Zünbül., S. Zschau, J., 2003, Calibration of an ML Scale in Northwestern Turkey from 1999 Izmit Aftershocks, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol: 93, p: 2289-2295.
- González, M., Vidal., A. Mungía, L., 2006, An ML Scale for the La Paz-Los Cabos Region, Baja California Sur, México, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol: 96, p: 1296-1304.
- Havskov, J., Ottemöller, L., 2005, SEISAN: the earthquake analysis software, version 8.1.
- Hutton, L.K., Boore, D.M., 1987, The ML scale in southern California, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol: 77, p: 2074-2094.
- Rezapour, M. and Rezaei, R., 2011, Empirical Distance Attenuation and the Local Magnitude Scale for Northwest Iran, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol: 101, p: 3020-3031.
- Richter, C.F., 1935. An instrumental earthquake magnitude scale. Bull. Seismol. Soc. Am., 25, 1-32.
- Shoja-Taheri, J., Naserieh, S. Ghofrani, H., 2007,  $M_L$  and  $M_W$  Scales in the Iranian Plateau Based on the Strong-Motion Records, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol: 97, p: 661-669.