

مقیاس M_L برای بزرگای زمین‌لرزه‌های محلی در البرز میانی - خاوری

مجید نعمتی^۱، عبدالرضا قدسی^۲ و محمدرضا قاسمی^۳

^۱ استادیار، بخش زمین‌شناسی دانشکده علوم و مرکز پژوهشی زلزله دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

^۲ دانشیار، بخش ژئوفیزیک، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

^۳ دانشیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۱۰/۱۲

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۱۱/۰۵

چکیده

در نبود یک سنجه (مقیاس) مناسب، برای برآورد M_L در گستره البرز خاوری، ۱۱۱۳ بیشینه دامنه مصنوعی وود- اندرسون از ۲۱۵ زمین‌لرزه برداشت شده با ۲۳ ایستگاه در البرز خاوری- میانی بررسی شدند. این داده‌ها هم‌میختی از داده‌های دو شبکه لرزه‌نگاری محلی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و داده‌های شبکه‌های لرزه‌نگاری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران می‌باشند. دو شبکه لرزه‌نگاری محلی یاد شده به مدت ۹ ماه به صورت ناپیوسته در سال‌های ۲۰۰۷ و ۲۰۰۸ در البرز خاوری- میانی راه‌اندازی شده بودند. پس از پردازش داده‌ها با برازش یک رابطه پارامتریک که در آن پخش هندسی، میرایی ذاتی و تصحیحات ایستگاهی در نظر گرفته شده‌اند، رابطه کاهندگی تجربی زیر برآورد شد:

$$\log A_{ij} = -1.986 \log \left(\frac{R_{ij}}{100} \right) - 0.00452 (R_{ij} - 100) - 3 + S_j$$

که در آن R_{ij} فاصله کانونی میان جفت ایستگاه Z ام و زمین‌لرزه i ام به کیلومتر و S_j مقادیر تصحیح ایستگاهی برای ایستگاه Z ام است. رابطه به دست آمده به روشنی میرایی بیشتر امواج برشی برای فواصل کانونی کمتر از ۲۰ کیلومتر را نشان می‌دهد. بر پایه نتایج ما به کاربردن روابط تجربی بزرگای محلی برآورد شده برای شبکه‌های محلی در پژوهش‌های گذشته که بیشتر خوانش‌های دامنه آنها دارای فاصله کانونی کمتر از ۲۰ کیلومتر هستند، بیش برآورد (Over estimation) بزرگای محلی خردلرزه‌ها را به اندازه نیم درجه بزرگا به همراه دارد. پیشنهاد می‌شود که در نبود سنجه‌های بزرگای محلی برای شبکه‌های محلی در یک گستره خاص، به جای روابط تجربی پژوهش‌های گذشته، سنجه بزرگای محلی به دست آمده در این بررسی به کار برده شود.

کلیدواژه‌ها: بزرگای محلی، شبکه محلی، پخش هندسی، میرایی، البرز خاوری و تصحیح ایستگاهی.

*نویسنده مسئول: مجید نعمتی

E-mail: nematimajid_1974@uk.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

رشته کوه البرز که یک گستره چین‌خورده و گسل‌خورده است، یکی از گستره‌های اصلی کوتاه‌شدگی پوسته زمین در ایران می‌باشد (شکل ۱). زمین‌ساخت جنبی در گستره البرز با جنبش دسته‌ای از گسل‌های بیشتر با سازوکار راندگی و راستالغز چپ‌بر شناخته می‌شود. گستره لرزه زمین‌ساختی البرز خاوری از شمال به گسل کاسپین (خزر)، از جنوب به گسل شمال سمنان، از باختر به گسل مشا و از خاور به کوه‌های کپه‌داغ کران دارد. جنبش البرز خاوری به دو سامانه راندگی گسل کاسپین و راستالغز چپ‌بر سامانه گسلی شاهرود، با راستای شمال خاوری- جنوب باختری پخش (Partitioning) می‌شود (Hollingsworth et al., 2010). از ویژگی‌های لرزه‌ای این گستره جنبایی گسل راستالغز آستانه، گسل‌های راندگی چاشم و شمال سمنان و کراندار بودن لرزه‌خیزی البرز خاوری- میانی در ۲۰ کیلومتر بالایی پوسته (لایه لرزه‌زا) است (Nemati et al., 2011).

Askari et al. (2009) یک رابطه کاهیدگی (Attenuation) برای بزرگای محلی زمین‌لرزه‌ها برای البرز میانی پیشنهاد دادند. فاصله ایستگاه‌های لرزه‌نگاری به کار گرفته شده در کار Askari et al. (2009) به طور میانگین ۵۰ کیلومتر است. بنابراین برآورد سنجه بزرگای محلی بیشتر با استفاده از دامنه‌هایی که در فاصله بیش از ۵۰ کیلومتر اندازه‌گیری شده‌اند، انجام گرفته است. به کارگیری سنجه بزرگای محلی (Askari et al. (2009) برای یک شبکه محلی مانند شبکه محلی به کار رفته در این پژوهش که در آن بیشتر دامنه‌های اندازه‌گیری شده دارای فاصله کانونی کمتر از ۵۰ کیلومتر هستند نمی‌تواند مناسب باشد. Shoja Taheri et al. (2007) به کارگیری شتاب‌نگاشت‌های شبکه شتاب‌نگاری مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن از زمین‌لرزه‌های با بزرگای بیشتر از ۴/۵ برای ایران یک سنجه M_L پیشنهاد کردند. بیشتر دامنه‌های اندازه‌گیری شده در کار Shoja Taheri et al. (2007) در فواصل

کمتر از ۵۰ کیلومتر است. پس سنجه Shoja Taheri et al. (2007) به شدت تحت تأثیر خواص میرایی و پخش امواج در فواصل روکانونی کم است. در نگاه اول سنجه Shoja Taheri et al. (2007) می‌تواند برای یک شبکه محلی مناسب باشد، اگرچه 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 M_L) دارای پراکندگی بسیار زیادی است. پخش هندسی پرتوهای لرزه‌ای برای زمین‌لرزه‌های بزرگ و کوچک در فاصله‌های کم روکانونی می‌تواند با هم بسیار متفاوت باشد. ایستگاه‌های شتاب‌نگاری بیشتر در مناطق مسکونی، بر روی آبرفت‌های ستبر و درون ساختمان‌ها راه‌اندازی شده‌اند و می‌تواند دارای اثرات ساختگاهی زیادی باشند. بنابراین کاربرد سنجه بزرگای محلی Shoja Taheri et al. (2007) برای یک شبکه لرزه‌نگاری محلی همانند سنجه Askari et al. (2009) برآورد دقیقی از بزرگا را در پی ندارد. از آنجا که در بررسی خطر زمین‌لرزه برآورد یک سنجه درست برای بزرگا به اندازه یک کاتالوگ لرزه‌ای خوب ارزش دارد، در این بررسی یک سنجه جدید M_L برای شبکه‌های محلی در گستره البرز برآورد می‌شود. همچنین امید است با به دست آوردن تصحیحات ایستگاهی اثر گسل‌ها و ساختگاه زمین‌شناسی بر روی چگونگی میرایی امواج لرزه‌ای بررسی شود.

۲- گستره البرز خاوری و گسل‌های جنبی آن

از گسل‌های مهم گستره مورد بررسی می‌توان گسل‌های کاسپین، شمال البرز، فیروزکوه و آستانه را نام برد. گسل کاسپین با درازای شناخته شده نزدیک به ۶۰۰ کیلومتر (شکل ۱) در مرز شمالی پهنه البرز گسترده شده است

۲۱۵ زمین‌لرزه (شکل ۲) برداشت شده در ۲۳ ایستگاه می‌باشند. برای به‌دست آوردن بزرگای محلی، دامنه‌های با فاصله روکانونی بیشتر از ۸۰ کیلومتر از داده‌پردازی حذف شده و همچنین زمین‌لرزه‌های با بزرگای بیشتر از ۱/۵ برگزیده شده‌اند. در فاصله‌های روکانونی بیشتر از ۸۰ کیلومتر فراوانی دامنه‌ها بسیار کمتر است. تنها داده‌های ایستگاه‌هایی که دارای بیش از ۴ پرتو بودند مورد پردازش قرار گرفت. شکل ۲ پراکندگی پرتوهای استفاده شده در این بررسی را نشان می‌دهد. پوشش پرتوها در گستره‌ای که لرزه‌نگارهای محلی سازمان زمین‌شناسی راه‌اندازی شده‌اند، زیاد است و بنابراین رابطه کاهندگی به‌دست آمده در این نوشتار بیشترین تأثیرپذیری را از خواص میرایی گستره ما خواهد داشت.

نخست برای نشان دادن دیداری پراکندگی دامنه با فاصله، داده‌های گزینش شده را با به‌کارگیری رابطه (Hutton & Boore 1987) (۱) برای بزرگای صفر برانبارش کردیم و بدینگونه اثر بزرگا را بر روی دامنه‌های مشاهده شده تا اندازه زیادی از میان بردیم (شکل ۳). همانگونه که در شکل ۳ می‌بینیم سازگاری پذیرفتنی میان دامنه‌های تصحیح شده با رابطه (Hutton & Boore 1987) وجود داشته و داده‌های پرت به خوبی قابل شناسایی هستند. با برآورد بازماند بزرگا برای داده‌های گزینش شده، آشکار شد که ۵۴ بیشینه دامنه از ۱۱۱۳ دامنه دارای بازماند بزرگایی هستند که در محدوده بیش از دو انحراف معیار جای می‌گیرند. بنابراین این دامنه‌ها به عنوان داده‌های پرت در نظر گرفته شده و حذف شدند.

(Richter 1935) در نظر گرفتن یک زمین‌لرزه مرجع فرمول بزرگای محلی را

به‌گونه زیر تعریف کرد:

$$M_L = \log A(\Delta) - \log A_0(\Delta) - S \quad (1)$$

در این رابطه Δ فاصله روکانونی می‌باشد. لگاریتم (\log) های به‌کار رفته در این بررسی همواره دارای پایه ۱۰ است. منحنی تجربی کاهندگی ($-\log A_0(\Delta)$) 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 است. جنس متفاوت زمین در زیر ایستگاه نسبت به میانگین منطقه مورد مطالعه و یا عدم کالیبراسیون دستگاه لرزه‌نگار باعث انحراف سیستماتیک بیشینه دامنه‌ها از منحنی کاهندگی می‌شود. اعمال تصحیح ایستگاهی باعث نزدیک شدن بیشینه دامنه‌ها به منحنی کاهندگی و بهبود دقت محاسبه بزرگا می‌گردد. برای به‌دست آوردن منحنی تجربی کاهندگی، یک منحنی پارامتری (معادله ۲) بر دامنه‌های مشاهده شده برازش می‌شود. در این بررسی از روش غیرپارامتری استفاده نکردیم زیرا در پژوهش‌های پیشین (Askari et al. 2009) و (Rezapour & Rezaei 2011) نشان داده شده است که نتایج روش پارامتری و غیر پارامتری در ایران خیلی به هم نزدیک است. برای برآورد رابطه منحنی تجربی کاهندگی برای بزرگای محلی باید رابطه زیر حل شود:

$$\log A_{ij} = M_i - n \log \left(\frac{R_{ij}}{100} \right) - k (R_{ij} - 100) - S_i \quad (2)$$

که در آن A_{ij} دامنه برداشت شده از زمین‌لرزه i ام در ایستگاه j ام به میلی‌متر، R_{ij} فاصله کانونی میان جفت ایستگاه z ام و زمین‌لرزه i ام به کیلومتر، n ضریب پخش هندسی $\frac{1}{R^n}$ ، A ، k ثابت کاهندگی $A \propto e^{-kR}$ ، S جمله تصحیح ایستگاهی و M_i بزرگای هر زمین‌لرزه است. بر پایه تعریف (Richter 1935) دامنه زمین‌لرزه‌ای با بزرگای محلی $3/0$ در فاصله ۱۰۰ کیلومتری برابر با ۱ میلی‌متر بر روی مؤلفه‌های افقی لرزه‌نگار وود-اندرسون است. همچنین رابطه بالا با در نظر گرفتن شرط مجموع تصحیحات ایستگاهی برابر با صفر حل شده است. رابطه ۲ پیوندی خطی برای بزرگا و پارامترهای کاهندگی و تصحیح ایستگاهی است. بنابراین مجهولات مساله از راه فرایند وارون‌سازی مستقیم و به روش کمترین مربعات به‌دست خواهد آمد. رابطه ۲ را می‌توان به شکل ماتریسی بدینگونه نوشت:

(Berberian, 1983). این گسل یک گسل فشاری با شیب رو به جنوب است (Berberian, 1983; Ghassemi, 2005; Allen et al., 2003; Nazari & Ritz, 2008; Nemati et al., 2013) (شکل ۱). گسل شمال البرز که در بیشتر درازای خود همراستا با گسل کاسپین گسترده شده نزدیک به ۴۰۰ کیلومتر درازا دارد. این گسل نیز دارای شیب رو به جنوب بوده (شکل ۱) و سازوکاری فشاری دارد (Stöcklin, 1974; Nazari & Ritz, 2008). گسل فیروزکوه، باختری‌ترین پاره گسلی از سامانه گسلی شاهرود، با راستای شمال خاوری- جنوب باختری دارای درازایی نزدیک به ۷۰ کیلومتر است. رخنمون بسیار راست این گسل، شیب زیاد و راستالغز بودن آن را نشان می‌دهد. سازوکار این گسل راستالغز چپ‌بر است (Nazari et al., 2009; Nemati et al., 2011) (شکل ۱).

گسل آستانه پاره میانی سامانه گسلی شاهرود است. رد این گسل به خوبی در جابه‌جایی‌هایی که در کواترنری پسین به‌وجود آمده است دیده می‌شود (Rizza et al., 2011). داده‌های زمین‌ریخت‌شناسی (Hollingsworth et al., 2010)، دیرینه لرزه‌شناسی (Rizza et al., 2011) و تازه‌ترین کار لرزه‌زمین‌ساختی در این گستره (Nemati et al., 2011)، این گسل را یک گسل جنبی با سازوکار راستالغز چپ‌بر معرفی می‌کنند (شکل‌های ۱ و ۲). گسل آستانه دارای چند پاره است که شبکه لرزه‌نگاری ۲۰۰۸-۲۰۰۷ (ایستگاه‌های قرمز در شکل ۲ و ایستگاه‌هایی با عدد ۷ در نخستین شماره از نام آنها در جدول ۱) پیرامون پاره خاوری آن و شبکه لرزه‌نگاری ۲۰۰۸ (ایستگاه‌های سبز در شکل ۲ و ایستگاه‌هایی با عدد ۸ در نخستین شماره از نام آنها در جدول ۱) پیرامون یکی از پاره‌های باختری آن گسترانده شده بود (شکل ۲).

۳- برداشت و پردازش داده‌ها

در این بررسی از داده‌های دو شبکه لرزه‌نگاری موقت سازمان زمین‌شناسی و شش ایستگاه دائمی از شبکه لرزه‌نگاری مؤسسه ژئوفیزیک که در پیرامون شبکه‌های محلی موقت جای دارند استفاده شده است (شکل ۲). هر دو شبکه لرزه‌نگاری موقت از نه دستگاه گورالپ (Guralp) سه مؤلفه‌ای باند میانه ۶۰ ثانیه (CMG-3ESP) یکسان تشکیل شده که به ترتیب، در بازه‌های زمانی ماه دسامبر ۲۰۰۷ تا ماه اپریل ۲۰۰۸ و ماه می تا ماه دسامبر ۲۰۰۸ در گستره راه‌اندازی شدند. دستگاه‌های لرزه‌نگاری مؤسسه ژئوفیزیک سه مؤلفه‌ای کوتاه دوره (SS1) هستند. مختصات جغرافیایی ایستگاه‌های مورد استفاده در جدول ۱ آمده است.

شکل موج‌های خردلرزه‌ها به‌گونه دستی با نرم‌افزار اسکریم شرکت گورالپ جدا شده و با نرم افزار سایزن (Havskov & Ottemöller 2005) پردازش شدند. پس از تبدیل شکل موج‌ها به شکل موج‌های مصنوعی (Synthetic) دستگاه وود-اندرسون، بیشینه دامنه جابه‌جایی بر روی دو مؤلفه خاوری- باختری و شمالی- جنوبی خوانده شد. بیشینه دامنه‌ها و دوره تناوب آنها به‌طور خودکار با نرم‌افزار سایزن خوانده شدند. خودکار بودن برداشت بیشینه دامنه‌ها احتمال لغزش در خواندن آنها را کاهش می‌دهد. دامنه‌های بیشینه همگی بر روی پنجره موج برشی خوانده شده‌اند.

نرم‌افزار سایزن نخست با برداشتن تابع پاسخ دستگاه آن را به شکل موج جابه‌جایی تبدیل می‌کند و سپس با اعمال یک فیلتر بالاگذر با دو قطب باتوروث در ۳ هرتز شکل موج مصنوعی وود اندرسون را که بدون اعمال مقدار بهره ۲۰۸۰ است تولید می‌کند. سایزن به‌طور پیش‌فرض شکل موج مصنوعی تولید شده را توسط یک فیلتر میان‌گذر باتوروث هشت قطبی با دو فرکانس گوشه ۱/۲۵ الی ۲۰ هرتز فیلتر می‌کند. دامنه ثبت شده در اس فایل سایزن در حقیقت دامنه به نانومتر بدون اعمال مقدار بهره است. مقدار بهره ۲۰۸۰ در فرمول‌های محاسبه بزرگای ما و سایزن لحاظ می‌گردد.

داده‌های به‌کار برده شده در این بررسی دربردارنده ۱۱۱۳ بیشینه دامنه از

به عنوان مثال اگر پوسته زیر ایستگاه به شدت خرد شده باشد، پوسته دارای میرایی بیشتر امواج در زیر ایستگاه است و ناچار تصحیح ایستگاهی مثبت خواهد بود. تصحیح ایستگاهی همچنین می‌تواند در ارتباط با کالیبره نبودن دستگاه لرزه‌نگاری هم باشد. اگر دستگاه لرزه‌نگاری همواره دامنه پرتوهای برداشت شده را کمتر از آنچه که منحنی پاسخ کارخانه‌ای دستگاه می‌دهد برداشت کند، ایستگاه لرزه‌نگاری یادشده دارای تصحیح ایستگاهی مثبت خواهد بود. نقشه پراکندگی تصحیحات ایستگاهی (شکل ۸) هیچ نظم ویژه‌ای که همخوانی با روندهای شناخته شده گسل‌های گستره بررسی شده داشته باشد، از خود نشان نمی‌دهد. ما نیاز به بررسی بیشتری برای پیدا کردن خاستگاه تغییرات تصحیحات ایستگاهی در گستره بررسی شده داریم. شکل ۹ منحنی کاهندگی تجربی به دست آمده در این بررسی (منحنی قرمز) را با منحنی کاهندگی تجربی Hutton & Boore (1987) (منحنی سیاه) مقایسه می‌نماید. مقادیر n و k در رابطه کاهندگی تجربی به دست آمده در این بررسی (رابطه ۴) بیشتر از مقادیر گزارش شده کارهای قبلی (به عنوان مثال Hutton & Boore (1987)) است (شکل ۹) و می‌تواند نشانگر میرایی بیشتر امواج در پیرامون گسل‌ها باشد.

۴- نتیجه‌گیری

این مقاله برای نخستین بار در ایران یک سنجه بزرگای محلی M_L را برای شبکه‌های محلی ارائه می‌دهد. داده‌های مورد استفاده ۱۱۱۳ بیشینه دامنه وابسته به ۲۱۵ رویداد زمین‌لرزه در البرز خاوری-میانی است. رابطه کاهندگی تجربی به دست آمده در این بررسی به روشنی کاهندگی بیشتری را برای امواج برشی در فاصله‌های کانونی کمتر از ۲۰ کیلومتر نشان می‌دهد. میرایی امواج برای فواصل بیشتر از ۲۰ کیلومتر به خوبی از روابط تجربی Hutton & Boore (1987) و یا Askari et al. (2009) پیروی می‌کند. به کار بردن روابط Hutton & Boore (1987) و یا Askari et al. (2009) برای شبکه‌های محلی که بیشتر خوانش‌های بیشینه دامنه آنها در فواصل کانونی کمتر از ۲۰ کیلومتر می‌باشد، به زیاد برآورد کردن بزرگای محلی گزارش شده برای خردلرزه‌ها به اندازه نیم واحد بزرگا یا بیشتر می‌انجامد. بنابراین در نبود سنجه‌های بزرگای محلی برای شبکه‌های محلی در یک گستره خاص، می‌توان به جای روابط تجربی Hutton & Boore (1987) و یا Askari et al. (2009) از سنجه بزرگای محلی به دست آمده در این بررسی استفاده نمود.

هر دو مقدار n و k در رابطه کاهندگی تجربی به دست آمده در این بررسی بیشتر از مقادیر گزارش شده پژوهش‌های قبلی بوده که این نشانگر میرایی بیشتر امواج در پیرامون گسل‌ها است. مقدار بیشتر ضریب میرایی (k) می‌تواند در پیوند با عملکرد گسل‌ها و خردشدگی بیشتر سنگ‌ها در گستره بررسی شده باشد. گسل‌ها می‌توانند سنگ‌های پیرامون خود را در یک محدود چند کیلومتری خرد کنند و خردشدگی سنگ‌ها به نوبه خود می‌تواند باعث میرایی بیشتر پرتوهای برشی گردد. اندازه ضریب پخش هندسی ۱/۹۸۶ به طور قابل ملاحظه‌ای بیشتر از ضریب پخش هندسی کروی ($n=1$) است. زیادتیر بودن قابل توجه ضریب پخش هندسی می‌تواند در ارتباط با تری‌دآف (Trade off) بین دو ضریب k و n باشد. برای بررسی تری‌دآف بین مقادیر ضریب پخش هندسی و کاهندگی، مقدار $n=1$ شده و داده‌ها دوباره برازش شدند. برازش داده‌های مشاهده شده با فرض ضریب کاهندگی یک، به وابستگی باقیمانده بزرگا به فاصله انجامید و لذا وجود تری‌دآف رد شد. با این حال هنوز نمی‌توان یک توجیه فیزیکی برای مقدار بسیار بالای ضریب پخش هندسی ارائه کرد. دیدگاه ما این است که زیاد بودن ضریب پخش هندسی به بیشتر بودن ضریب کاهندگی در نزدیکی گسل‌های مسبب زلزله‌ها وابسته است.

$$\log A_{ij} = \left(b_i, c_j, -\log \left(\frac{R_{ij}}{100} \right), -\frac{R_{ij}-100}{100} \right) \begin{pmatrix} M_i - 3 \\ S_j \\ n \\ 100k \end{pmatrix} \quad (3)$$

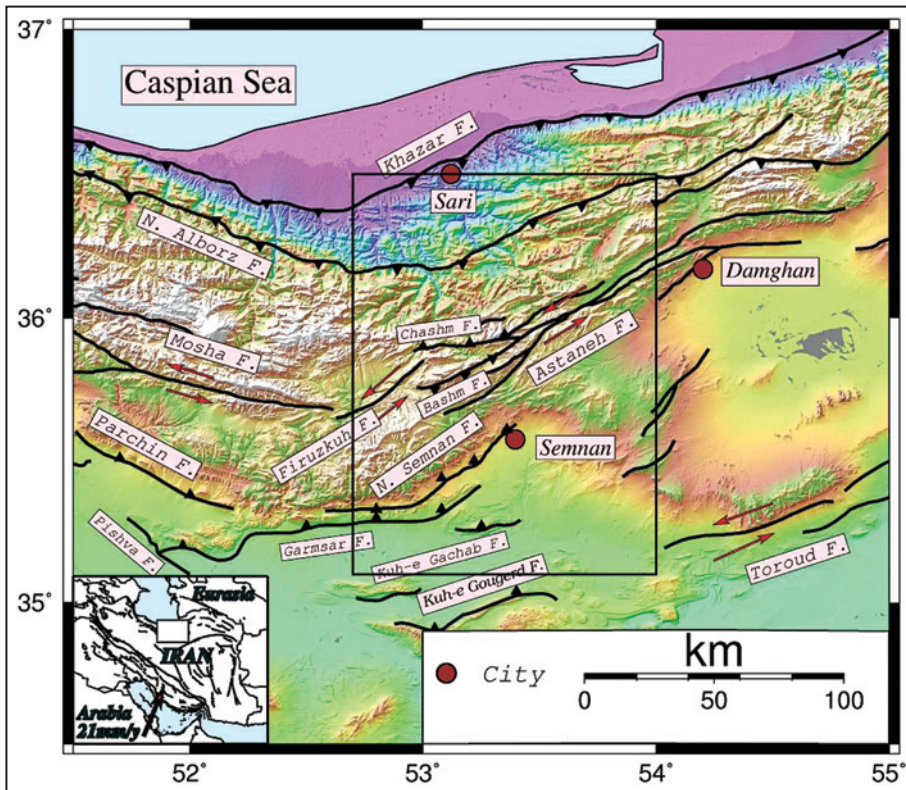
در این پیوند A_{ij} بردار مشاهدات (بیشینه دامنه‌ها بر روی پرتو مشابه سازی شده وود اندرسون)؛ b_i ضرایب وابسته به بزرگا (برای زمین‌لرزه m ام $b_i=1$ بوده و برای $i \neq m$ $b_i=0$ است) و c_j ضریب وابسته به تصحیح ایستگاهی (برای ایستگاه n ام $c_j=-1$ بوده و برای $j \neq n$ $c_j=0$ است) می‌باشند. R_{ij} فاصله میان ایستگاه Z ام و کانون زمین‌لرزه Z ام به کیلومتر است. برای هم مرتبه شدن عددی ستون‌های ماتریس ضرایب، فرایند وارون‌سازی را برای $100k$ انجام دادیم. همچنین برای پایستگی شرط ریشتر بزرگای به‌دست آمده M_i-3 است. برای درستی شرط مجموع خطای ایستگاهی برابر با صفر، در رابطه ۳ ما یک ردیف به ماتریس اول سمت راست یک افزودیم که در آن همه اندازه‌های c_j برابر با یک و همه اندازه‌های b_i و دو ستون فاصله برابر با صفر هستند. همچنین به بردار سمت راست رابطه ۳ هم یک ردیف با مقدار صفر افزوده شد. 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 و مقدار متناظر با آن را در بردار مشاهدات برابر با یک قرار دادیم. در عملیات وارون‌سازی به داده‌ها وزن‌دهی نشده است چون که مسئله ما یک مسئله خوش‌رفتار است و نیازی به انجام این کار نیست. حل معادله ۳ برای دامنه‌های اندازه‌گیری شده به‌دست آمدن رابطه منحنی کاهندگی تجربی زیر برای گستره انجامید:

$$\log A_0 = -1.986 \log \left(\frac{R}{100} \right) - 0.00452 (R - 100) - 3 \quad (4)$$

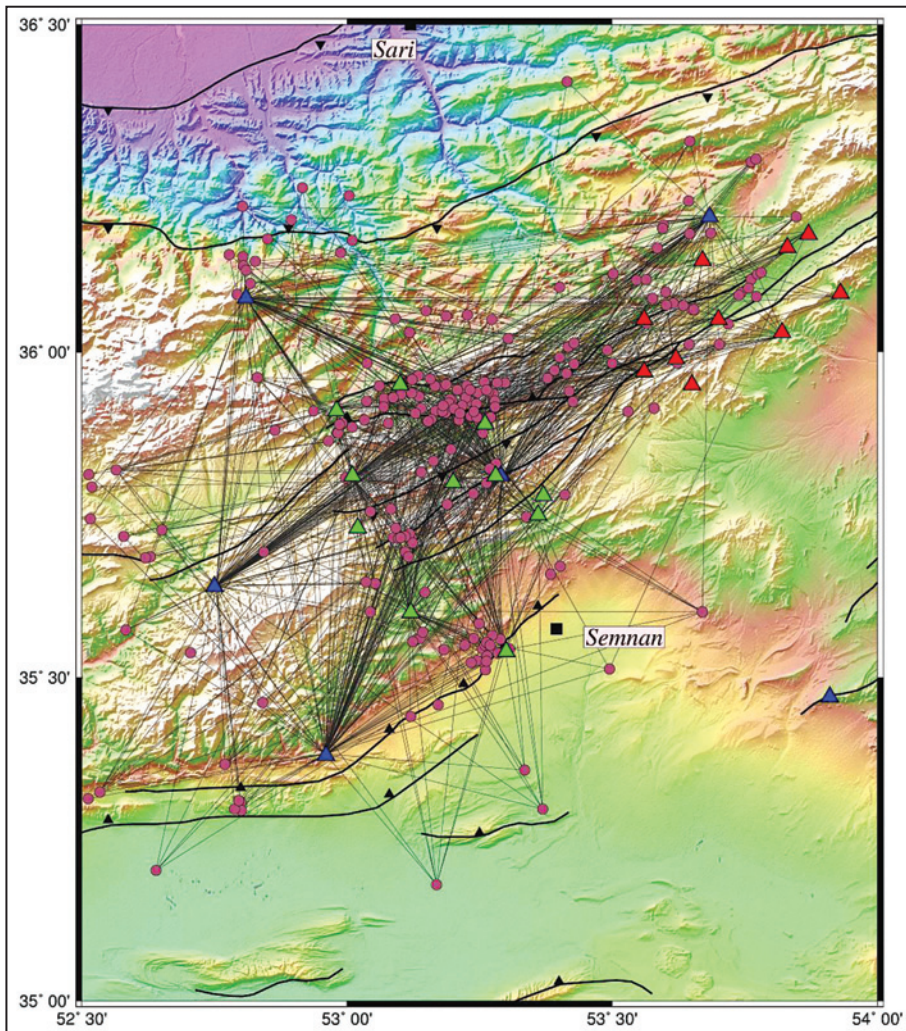
اندازه‌های تصحیح ایستگاهی S_j در جدول ۱ گزارش شده است. شکل ۴ همخوانی دامنه‌های مشاهده شده را که با استفاده از رابطه ۴ برای بزرگای صفر برانبارش شده‌اند با رابطه تجربی کاهندگی به‌دست آمده در این بررسی (رابطه ۴) می‌سنجد. سنجش شکل ۴ با شکل ۳ به‌خوبی نشان می‌دهد که همخوانی دامنه‌های خوانده شده با در نظر گرفتن رابطه ۴ و تصحیحات ایستگاهی بهتر شده است. همخوانی دامنه‌های خوانده شده با رابطه Hutton & Boore (1987) به‌ویژه برای فواصل کانونی کمتر از ۲۰ کیلومتر کمتر است. رابطه ۴ نشان می‌دهد که اندازه ضریب پخش هندسی و ضریب میرایی k به گونه قابل ملاحظه‌ای بیشتر از اندازه‌های گزارش شده Hutton & Boore (1987) و Askari et al. (2009) است. این بدین معنی است که برای ایستگاه‌های دارای فاصله روکانونی کمتر از ۲۰ کیلومتر بزرگای محلی به‌دست آمده از روابط پیشین Hutton & Boore, 1987; Askari et al., 2009) همواره بیشتر از اندازه‌های به‌دست آمده با رابطه ۴ خواهد بود.

تفاضل میان بزرگای میانگین برآورد شده با بزرگای برآورد شده برای هر ایستگاه که با به‌کارگیری روابط ۴ و ۱ به‌دست آمده را بازماند بزرگا می‌نامیم. اگر فرایند وارون‌سازی درست انجام شده باشد، بازماندهای بزرگا نباید هیچگونه وابستگی به فاصله روکانونی و بزرگا از خود نشان بدهند و باید دارای فراوانی نرمال باشند. در شکل‌های ۵ و ۶ به ترتیب نمودار بازماند بزرگا در برابر فاصله و بزرگا رسم شده‌اند. این دو نمودار به خوبی نشان می‌دهند که بازماند بزرگا به فاصله و بزرگا بستگی ندارد. نمودار ۷ هیستوگرام بازماندهای بزرگا را نشان می‌دهد. یک پراکندگی نزدیک به نرمال برای بازماند بزرگا در این نمودار دیده می‌شود. بنابراین نمودارهای ۵، ۶ و ۷ به خوبی نشان می‌دهند که فرایند وارون‌سازی درست انجام شده است.

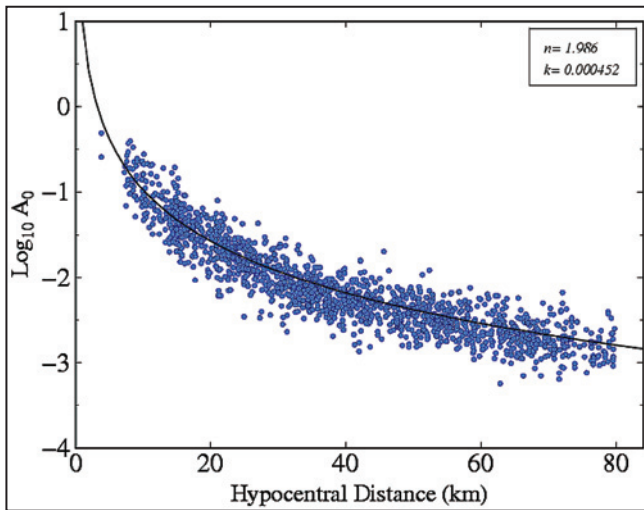
پراکندگی تصحیحات ایستگاهی (جدول ۱) در شکل ۸ آورده شده است. تصحیحات ایستگاهی می‌تواند در وابستگی مستقیم با زمین‌شناسی زیر ایستگاه لرزه‌نگاری باشد.



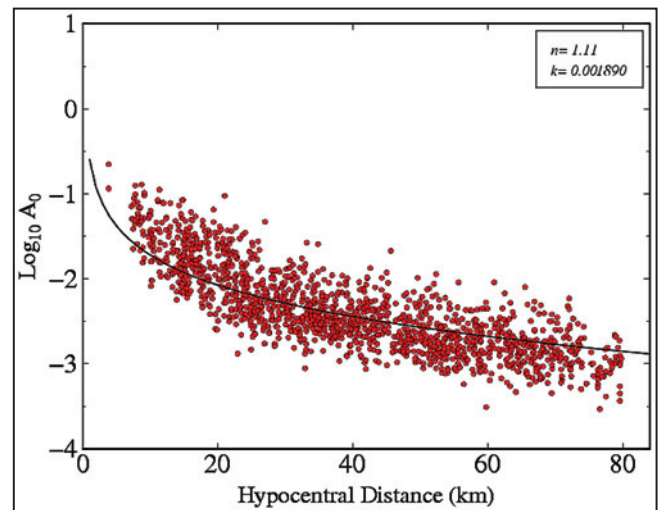
شکل ۱- نمایی از گسل‌های (برگرفته از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور) گستره البرز خاوری- میانی و شهرهای آن بر روی نقشه توپوگرافی. پاره باختری سامانه گسلی شاهرود (گسل‌های آستانه، فیروزکوه و چاشم) در شکل نشان داده شده‌اند. چهارگوش نشان داده شده، گستره شکل ۲ را نشان می‌دهد. دایره‌های قرمز شهرهای بزرگ گستره را نشان می‌دهند. پنجره کوچک در سمت چپ و پایین شکل، گستره بررسی شده را بر روی نقشه ایران نشان می‌دهد.



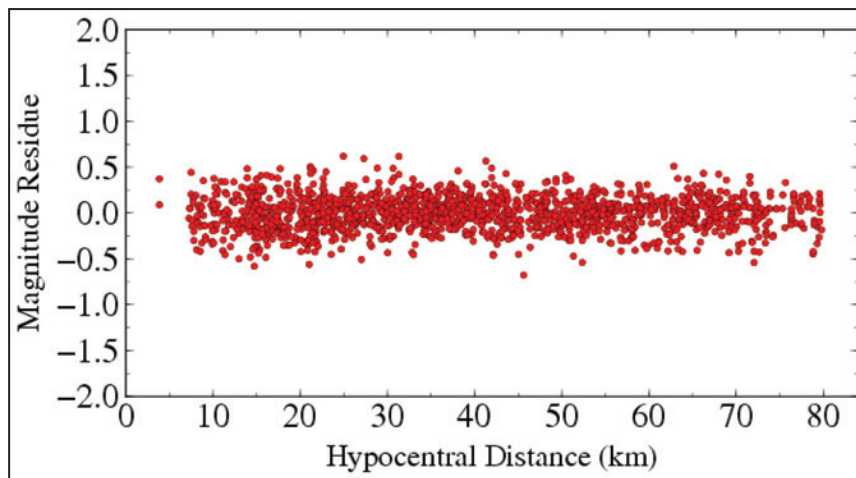
شکل ۲- گستره بررسی شده و پوشش پرتویی زمین‌لرزه‌های گزینش شده. خم‌های سیاه رخنمون گسل‌های جنبی، نشانگرهای قرمز روکانون زمین‌لرزه‌ها و سه‌گوش‌های قرمز، سبز و آبی به ترتیب، ایستگاه‌های شبکه‌های لرزه‌نگاری ۲۰۰۸-۲۰۰۷، ۲۰۰۸ و مؤسسه ژئوفیزیک را نشان می‌دهند. خطوط خاکستری پرتوهای میان جفت ایستگاه و زمین‌لرزه‌ها هستند.



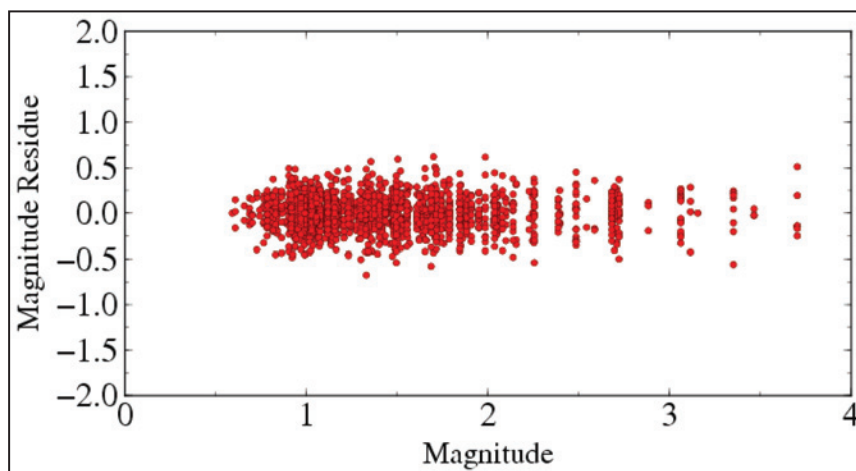
شکل ۴- دامنه‌های تصحیح شده (دایره‌های آبی) با رابطه تجربی کاهندگی به دست آمده از فرایند وارون‌سازی در این پژوهش. خم سیاه برابر با $\log A_0$ به دست آمده در این بررسی است. واحد A_0 بر حسب میلی‌متر است.



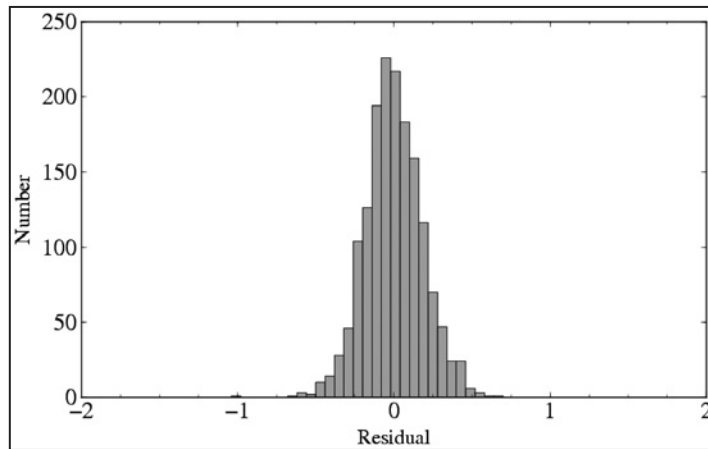
شکل ۳- دامنه تصحیح شده با رابطه Hutton & Boore (1987). خم سیاه نشان دهنده $\log A_0$ در برابر فاصله رو کانونی است. واحد A_0 بر حسب میلی‌متر است. داده‌های پرت به خوبی در این نمودار نمایان هستند. دامنه‌هایی که در گستره‌ای بیش از دو انحراف معیار تعیین شده برای پراکنندگی بازمانده‌های دامنه جای دارند، حذف می‌شوند.



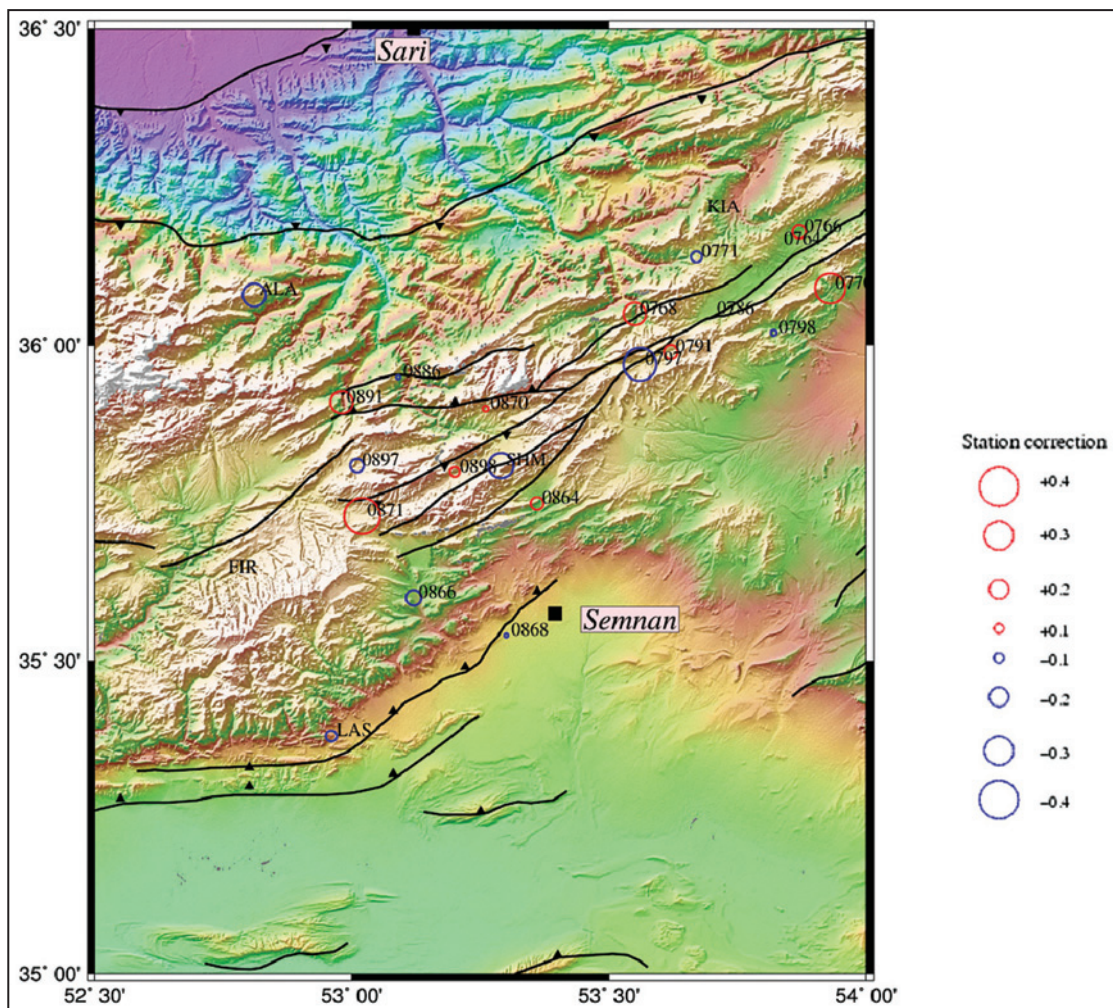
شکل ۵- بازمانده‌های بزرگا در برابر فاصله رو کانونی. بازمانده‌ها هیچ گونه وابستگی با فاصله کانونی ندارند.



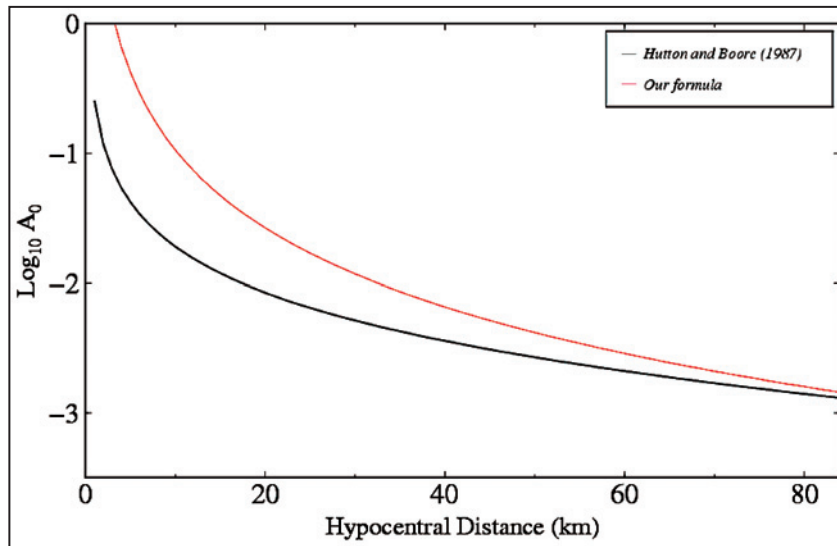
شکل ۶- بازمانده‌های بزرگا در برابر بزرگا. بازمانده‌ها هیچ گونه وابستگی به بزرگا ندارند.



شکل ۷- هیستوگرام بازماندهای بزرگای محلی برای گستره البرز میانی - خاوری.



شکل ۸- نقشه تصحیحات ایستگاهی بزرگای محلی. تصحیحات ایستگاهی مثبت و منفی به ترتیب با رنگ قرمز و آبی نشان داده شده‌اند. اندازه دایره‌ها نشان‌دهنده اندازه تصحیح در ایستگاه است. تصحیحات برای هر ایستگاه از جدول ۱ برگرفته شده است.



شکل ۹- مقایسه منحنی کاهندگی تجربی به دست آمده در این مطالعه (منحنی قرمز) با منحنی کاهندگی تجربی Hutton & Boore (1987).

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

نام ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	تصحیح ایستگاهی	تعداد پرتو
۷۶۴	۵۳/۸۳	۳۶/۱۶	-۰/۰۰۳	۵
۷۶۶	۵۳/۸۷	۳۶/۱۹	۰/۱۴۱	۷
۷۶۸	۵۳/۵۵	۳۶/۰۵	۰/۲۲۶	۹
۷۷۰	۵۳/۹۳	۳۶/۰۹	۰/۳۱۱	۶
۷۷۱	۵۳/۶۷	۳۶/۱۴	-۰/۱۰۷	۶
۷۸۶	۵۳/۷	۳۶/۰۵	-۰/۳۲۸	۱۰
۷۹۱	۵۳/۶۲	۳۵/۹۹	۰/۱۴۱	۱۴
۷۹۷	۵۳/۵۶	۳۵/۹۷	-۰/۳۳۷	۲۵
۷۹۸	۵۳/۸۲	۳۶/۰۲	-۰/۰۵۸	۱۸
۸۶۴	۵۳/۳۶	۳۵/۷۵	۰/۱۳۳	۳۹
۸۶۶	۵۳/۱۲	۳۵/۶	-۰/۱۵۵	۹۵
۸۶۸	۵۳/۳	۳۵/۵۴	-۰/۰۳۹	۵۲
۸۷۰	۵۳/۲۶	۳۵/۹	-۰/۰۵۸	۸۴
۸۷۱	۵۳/۰۲	۳۵/۷۳	۰/۳۷۵	۱۱
۸۸۶	۵۳/۰۹	۳۵/۹۵	-۰/۰۴	۶۶
۸۹۱	۵۲/۹۸	۳۵/۹۱	۰/۲۲۸	۳۴
۸۹۷	۵۳/۰۱	۳۵/۸۱	-۰/۱۴۳	۸۵
۸۹۸	۵۳/۲	۳۵/۸	۰/۱	۳۰
ALA	۵۲/۸۱	۳۶/۰۸	-۰/۲۳۸	۵۷
FIR	۵۲/۷۵	۳۵/۶۴	-۰/۰۰۲	۱۱۷
KIA	۵۳/۶۸	۳۶/۲۱	۰/۱۱۴	۷۶
LAS	۵۲/۹۶	۳۵/۳۸	-۰/۱۱۳	۱۱۱
SHM	۵۳/۲	۳۵/۸	-۰/۲۶۵	۱۵۶

References

- Allen, M. B., Ghassemi, M. R., Shahrabi, M. & Qorashi, M., 2003- Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, Iran, *J. Struct. Geol.* 25: 659-672.
- Askari, R., Ghods, A. and Sobouti, F., 2009- Calibration of an M_L Scale in the Alborz Region, Northern Iran. *Bull. Seism. Soc. Am.* 99(1): 268-276.
- Berberian, M., 1983- The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust, *Canad. J. Earth Sci.* 20: 163-183.
- Ghassemi, M. R., 2005- Drainage evolution in response to fold growth in the hanging-wall of the Khazar fault, north-eastern Alborz, Iran, *Basin Research* 17(3): 425-436.
- Havskov, J. & Ottemöller, L., 2005- SEISAN: The earthquake analysis software, version 8.1.
- Hollingsworth, J., Nazari, H., Ritz, J. F., Salamati, R., Talebian, M., Bahroudi, A., Walker, R. T., Rizza, M. & Jackson, J., 2010- Active tectonics of the east Alborz mountains, NE Iran: Rupture of the left lateral Astaneh fault system during the great 856 A.D. Qumis earthquake. *J. Geophys. Res.* 115, B12313.
- Hutton, L. K. and Boore D. M., 1987- The M_L scale in southern California, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 77: 2074-2094.
- Nazari, H. and Ritz, J.-F., 2008- Neotectonics in Central Alborz, *Geosciences, Special Issue Vol. 17, N. 1.* GSI, Tehran, Iran.
- Nazari, H., Ritz, J-F., Walker, R., Alimohammadian, H., Salamati, R., Shahidi, A., Patnaik, R. & Talebian, M., 2009- Chronology of last earthquake on Firouzkuh Fault using by C14, *Geophys. Res. Abst. Vol. 11, EGU2009-4906, EGU General Assembly 2009.*
- Nemati, M., Hatzfeld, D., Gheitanchi, M., Sadikhoy, A. & Mirzaei, N., 2011- Microseismicity and seismotectonics of the Firouzkuh and Astaneh faults (east Alborz, Iran), *Tectonophysics* 506: 11-21.
- Nemati, M., Hollingsworth, J., Zhong, W., Bolourchi, M. J. and Talebian, M., 2013- Microseismicity and seismotectonics of the South Caspian Lowlands, northeast of Iran, *Geophys. J. Int.* 193, 1053-1070.
- Rezapour, M. and Rezaei, R., 2011- Empirical Distance Attenuation and the Local Magnitude Scale for Northwest Iran, *Bull. Seism. Soc. Am.* 101: 3020-3031.
- Richter, C. F., 1935- An instrumental earthquake magnitude scale, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 25: 1-32.
- Rizza, M., Mahan, S., Ritz, J. F., Nazari, H., Hollingsworth, J. & Salamati, R., 2011- Using luminescence dating of coarse matrix material to estimate the slip rate of the Astaneh fault, Iran, *Quaternary Geochronology* DOI: 10.1016/j.quageo.2011.03.001.
- 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.* 97: 661-669.
- Stöcklin, J., 1974- Northern Iran: Alborz mountains, in *Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts: Data for Orogenic Studies*, ed. Spencer, A., *Geol. Soc. (Spec. Publ. London)* 4: 213-234.

A M_L Scale for Local Earthquakes Magnitude in the Eastern-Middle Alborz

M. Nemati ^{1*}, A. R. Ghods ² & M. R. Ghassemi ³

¹ Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science and Earthquake Research Center of Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

² Associate Professor, Department of Geophysics, the Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan University, Zanjan, Iran

³ Associate Professor, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Received: 2013 January 01

Accepted: 2014 January 25

Abstract

Due to absence of an appropriate scale for estimation of M_L for the earthquakes in eastern Alborz Range, we calculated 1113 synthetic Wood-Anderson peak amplitudes from waveforms of 215 earthquakes recorded by 23 stations at local hypocentral distances. The events were recorded by two local temporary seismological networks installed during 2007 and 2008 by the Geological Survey of Iran (GSI) and the stations of the permanent network of the Institute of Geophysics of University of Tehran (IGUT). Both temporary networks were installed for two discontinuous periods of nine months in the eastern- middle Alborz. In order to estimate an empirical attenuation curve for M_L amplitudes, A , read from the stations at very short hypocentral distances, we fit a parametric relationship to the peak amplitude readings while considering geometrical spreading, intrinsic attenuation and stations corrections. We obtained the following empirical attenuation relationship:

$$\log A_{ij} = -1.986 \log \left(\frac{R_{ij}}{100} \right) - 0.00452 (R_{ij} - 100) - 3 + S_j$$

Where R_{ij} is hypocentral distance in km between the j th station pair and i th earthquake and S_j is value of station correction for the j th station. The relationship clearly indicates a larger attenuation for shear waves in short hypocentral distances below 20 km. Our new M_L relationship implies that using M_L relationship derived for hypocentral distances larger than 50 km would overestimate M_L magnitude of events recorded by our local networks by about half of unit magnitude. Thus we suggest that for local networks in other regions lacking any local M_L relationship, M_L relationship derived in this study to be used.

Key words: Local magnitude, Local earthquake, Geometrical spreading, Attenuation, Eastern Alborz and Station correction.

For Persian Version see pages 115 to 122

*Corresponding author: M. Nemati; E-mail: majid_1974@uk.ac.ir