

تعیین منحنی تضعیف تجربی و مقیاس بزرگی محلی (M_L) برای شمال باختر ایران بر پایه روش JHD

رضا امامی^{۱*}، رضا رضایی^۱ و مهدی رضاپور^۲

^۱ کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

^۲ دانشیار، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۱۱/۲۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۰۳/۰۶

چکیده

وجود داده‌های زیاد که توسط شبکه لرزه‌نگاری تبریز در سال‌های اخیر ثبت شده است، سبب شد تا در این نوشتار منحنی تضعیف و مقیاس بزرگی محلی (M_L) با استفاده از روش JHD (Joint Hypocentral Determination) برای منطقه شمال‌باختر ایران تعیین شود. M_L یک مقیاس بسیار مفید در مهندسی است. بسیاری از سازه‌ها دارای پریود طبیعی نزدیک به دستگاه وود- اندرسون (۰/۸ ثانیه) هستند و گستره خسارت زمین‌لرزه خیلی مرتبط با این مقیاس است. بنابراین، برای تحلیل خطر جامع، وجود کاتالوگی با این مقیاس مورد نیاز است. در این پژوهش از ۶۵۱۸ رویداد با ۱۰۳۴۶۷ رکورد (شامل ۶۸۹۷۸ مؤلفه افقی و ۳۴۴۸۹ مؤلفه قائم) که از سال ۱۹۹۶ تا ۲۰۰۹ در محدوده جغرافیایی ۴۳ تا ۵۲ درجه خاوری و ۳۴ تا ۴۱ درجه شمالی رخ داده‌اند و توسط شبکه لرزه‌نگاری تبریز ثبت شده‌اند، استفاده شد. پس از تبدیل شکل موج‌ها به رکورد ساختمانی وود- اندرسون دامنه‌ها بر پایه اندازه‌گیری دامنه قرائت شده بر پایه میانگین حسابی مقادیر افقی خط مبنا تا پیک استخراج و در محاسبه بزرگی استفاده شد. در روش‌های جاری و آرون‌سازی (Inversion) برای تعیین مقیاس بزرگی مقادیر بزرگی زمین‌لرزه‌ها، تصحیح ایستگاه‌ها و دو ثابت موجود در رابطه بزرگی (مرتبط با پدیده گسترش هندسی و تضعیف ناکشسان) که بازتاب‌کننده تغییرات دامنه به عنوان تابعی از فاصله هستند، به طور همزمان تعیین می‌شوند. در این روش‌ها افزون بر این که نیازمند مقداردهی اولیه و حل تکراری هستند، مقادیر بزرگی و تصحیح ایستگاهی سرشکن می‌شوند. ولی در روش JHD امکان حل سامانه معادلات در دو مرحله و بدون تکرار و مقادیر اولیه وجود دارد و از سوی دیگر مقادیر بزرگی و تصحیح ایستگاهی سرشکن نمی‌شوند. بنابراین، در این پژوهش از این روش برای تعیین مقادیر کالیبراسیون استفاده شد که در پایان تابع تصحیح تجربی به صورت $-\log A_0 = 1.4050 \log(r/100) + 0.0019(r-100) + 3.0$ به دست آمد که r فاصله کانونی به کیلومتر و A_0 دامنه بر حسب میلی‌متر است. با محاسبه دوباره M_N رخدادهای مقایسه آنها با M_L برای زمین‌لرزه با بزرگی‌های $1 \leq M_L \leq 6.2$ در این پژوهش رابطه $M_N = 0.9177M_L + 0.6159$ به دست آمد که نشان می‌دهد برای بزرگی‌های $3.5 \leq M_L \leq 6$ فرض برابری $M_N = M_L$ فرض منطقی است.

کلیدواژه‌ها: منحنی تضعیف تجربی، مقیاس بزرگی محلی (M_L)، شبکه لرزه‌نگاری تبریز، روش JHD.

*نویسنده مسئول: رضا امامی

E-mail: rezaemami@alumni.ut.ac.ir t

۱- پیش‌گفتار

شمال باختر ایران در ناحیه‌ای میان دریای خزر، جنوب قفقاز، خاور آناتولی و رشته‌کوه‌های زاگرس قرار دارد (شکل ۱). این ناحیه بخشی از فلات ایران - ترکیه است که یکی از دو فلات اصلی سامانه چین‌خورده آلپ- هیمالیا به‌شمار می‌رود (Dewey & et al., 1986; Sengor & Kidd, 1979). زمین‌ساخت فعال در این ناحیه همانند دیگر نقاط ایران ناشی از همگرایی صفحات عربی و اوراسیاست که همه کشور ما را تحت تأثیر قرار داده است. در شمال باختر ایران اگرچه گسل‌های امتدادلغز پیوسته نبوده و از چند قطعه گسلی جدا تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۱ و ۲)، ولی یک امتداد دارند و امتداد آنها به گسل شمال آناتولی می‌رسد. منطقه آذربایجان را می‌توان بخشی از ایالت لرزه‌زمین‌ساخت البرز- آذربایجان و ایالت زمین‌ساختی ایران مرکزی دانست (Mirzaei et al., 1998). از گسل‌های اصلی این منطقه می‌توان گسل ارومیه- زرینه رود، گسل آستارا (تالش) و سامانه گسلی تبریز اشاره کرد. در شمال باختر ایران سامانه گسلی شمال تبریز بزرگ‌ترین قطعه امتدادلغز است. این گسل از گسل‌های فعال و پی‌سنگی است و نمود آشکاری در سطح زمین دارد و حرکت راست‌گرد آن به‌روشنی در محل دیده می‌شود (Berberian & Yeats, 1999). هدف از این پژوهش به‌دست آوردن مقیاس محلی (Richter, 1935) با استفاده از داده‌های شبکه لرزه‌نگاری تبریز برای شمال باختر ایران با روشی موسوم به JHD (Joint Hypocentral Determination) است. اگرچه مقیاس بزرگی محلی به طور مستقیم بیانگر متغیرهای فیزیکی منبع نیست (Kanamori, 1983) ولی بزرگی نسبی زمین‌لرزه‌ها و رابطه میان اندازه زمین‌لرزه‌ها و سطح جنبش زمین را نشان می‌دهد (Richter, 1935). همچنین آمار لرزه‌خیزی محلی در برآورد دوره بازگشت

۲- داده

شمال باختر ایران در ناحیه‌ای میان دریای خزر، جنوب قفقاز، خاور آناتولی و رشته‌کوه‌های زاگرس قرار دارد (شکل ۱). این ناحیه بخشی از فلات ایران - ترکیه است که یکی از دو فلات اصلی سامانه چین‌خورده آلپ- هیمالیا به‌شمار می‌رود (Dewey & et al., 1986; Sengor & Kidd, 1979). زمین‌ساخت فعال در این ناحیه همانند دیگر نقاط ایران ناشی از همگرایی صفحات عربی و اوراسیاست که همه کشور ما را تحت تأثیر قرار داده است. در شمال باختر ایران اگرچه گسل‌های امتدادلغز پیوسته نبوده و از چند قطعه گسلی جدا تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۱ و ۲)، ولی یک امتداد دارند و امتداد آنها به گسل شمال آناتولی می‌رسد. منطقه آذربایجان را می‌توان بخشی از ایالت لرزه‌زمین‌ساخت البرز- آذربایجان و ایالت زمین‌ساختی ایران مرکزی دانست (Mirzaei et al., 1998). از گسل‌های اصلی این منطقه می‌توان گسل ارومیه- زرینه رود، گسل آستارا (تالش) و سامانه گسلی تبریز اشاره کرد. در شمال باختر ایران سامانه گسلی شمال تبریز بزرگ‌ترین قطعه امتدادلغز است. این گسل از گسل‌های فعال و پی‌سنگی است و نمود آشکاری در سطح زمین دارد و حرکت راست‌گرد آن به‌روشنی در محل دیده می‌شود (Berberian & Yeats, 1999). هدف از این پژوهش به‌دست آوردن مقیاس محلی (Richter, 1935) با استفاده از داده‌های شبکه لرزه‌نگاری تبریز برای شمال باختر ایران با روشی موسوم به JHD (Joint Hypocentral Determination) است. اگرچه مقیاس بزرگی محلی به طور مستقیم بیانگر متغیرهای فیزیکی منبع نیست (Kanamori, 1983) ولی بزرگی نسبی زمین‌لرزه‌ها و رابطه میان اندازه زمین‌لرزه‌ها و سطح جنبش زمین را نشان می‌دهد (Richter, 1935). همچنین آمار لرزه‌خیزی محلی در برآورد دوره بازگشت

زمین‌لرزه‌های بزرگ مهم است (Gutenberg & Richter, 1944). افزون بر این چون مقیاس بزرگی محلی تعیین دامنه موج لرزه‌ای در محدوده بسامدی نوسان ساختمان‌هاست (Kanamori, 1980)، برای تحلیل خطر زمین‌لرزه‌ای مفید است و از آنجا که شهرهای تبریز، اردبیل و .. در این منطقه قرار گرفته و بارها دچار خسارت شده‌اند به گونه‌ای که شهر تبریز در طول تاریخ چندین بار کاملاً تخریب شده است، اهمیت این موضوع بیشتر می‌شود.

شبکه لرزه‌نگاری دوره کوتاه (Short Period) تبریز با ۸ ایستگاه لرزه‌نگاری در اواخر سال ۱۹۹۵ نصب و راه‌اندازی شد. هر ایستگاه مجهز به دستگاه لرزه‌سنج SS-1 دوره کوتاه (Short Period) و یک دستگاه دیجیتالیزر ۱۶ بیتی است. ویژگی‌های ایستگاه‌های این شبکه در جدول ۱ آورده شده است. در این پژوهش از زمین‌لرزه‌های رخ داده در محدوده طول جغرافیایی ۴۳° تا ۵۲° و عرض جغرافیایی ۳۴° تا ۴۱° که در فاصله زمانی ۱۹۹۶ تا ۲۰۰۹ بزرگی‌های $2.0 \leq M_N \leq 6.2$ توسط شبکه لرزه‌نگاری تبریز ثبت شده‌اند استفاده شد که پس از حذف داده‌های نامناسب حدود ۶۵۱۸ رویداد لرزه‌ای شامل ۱۰۳۴۶۷ رکورد برای تجزیه و تحلیل پایانی باقی‌ماند. شکل ۲ پراکنندگی سطحی این رویدادها همراه با موقعیت ایستگاه‌ها را نشان می‌دهد. در این داده‌ها فاصله رویداد تا ایستگاه از ۲ تا ۶۰۰ کیلومتر میان متغیر است که شکل ۳ فراوانی بزرگی و فاصله رویداد تا ایستگاه را به خوبی نشان می‌دهد. در این پژوهش از دامنه استخراج‌شده از لرزه‌نگاشت مصنوعی وود- اندرسون استفاده شد.

در روش های جاری وارون سازی (inversion) (برای نمونه مجموع کمترین مربعات، روش بیشینه احتمالات یا روش های وارون تعمیم یافته و ...) برای تعیین مقیاس بزرگی (مقادیر کالیبراسیون) محلی مقادیر زیر به صورت همزمان تعیین می شوند: بزرگی های زمین لرزه های موجود، تصحیح ایستگاهی برای هر یک از ایستگاه ها و دو ثابت (k و n) موجود در معادله که بازتابی از تغییرات دامنه به عنوان تابعی از فاصله هستند. رابطه میان این متغیرها و دامنه امواج خطی است و زمانی که شمار زمین لرزه ها و ایستگاه ها به نسبت کم باشد می توان معادلات متناظر را در یک مرحله حل کرد. ولی زمانی که تعداد آنقدر بیشتر باشد که این امر به صورت عملی میسر نباشد از حل تکراری استفاده می شود که نیازمند مقداردهی اولیه به متغیرهای یاد شده می باشد ولی (Langston et al. (1998) دریافتند که همگرایی (Convergence) بسیار پایین است (تا ۲۰۰ تکرار) و باید مقداردهی اولیه به مجهولات منطقی باشد. همچنین باید توجه داشت که تصحیحات ایستگاهی و بزرگی سرشکن (Trade-off) می شوند. برای نمونه افزودن یک مقدار دلخواه به همه M_j هیچ تأثیری روی معادله (۳) نمی گذارد. به منظور حذف این سرشکنی (Langston et al. (1998) از این محدودیت که میانگین تصحیحات ایستگاهی برابر با صفر باشد، استفاده کردند. ولی چنانچه نشان داده می شود امکان حل سیستم معادلات در ۲ مرحله و بدون استفاده از تکرار یا مقداردهی اولیه (Starting value) وجود دارد (Pujol, 2003). چون در این روش تصحیحات ایستگاهی در مرحله اول و مقادیر ثابت و بزرگی زمین لرزه ها در مرحله دوم تعیین می شوند در نتیجه میان تصحیحات ایستگاهی و بزرگی زمین لرزه ها سرشکنی صورت نمی گیرد و مقادیر به دست آمده به واقعیت نزدیک تر است. برای این منظور معادله (۳) به صورت زیر بازنویسی می شود:

$$a_{ij} = b_{ij}n + c_{ij}k + M_j - s_i; i = 1, N, j = 1, P. \quad (4)$$

که معانی متغیرهای زیرنویس دار در مقایسه با معادله (۳) کاملاً روشن است. با این فرض که برای هر زمین لرزه همه ایستگاه ها همیشه به صورت یکسان رفتار می کنند، می توان معادله (۳) را در قالب ماتریس به صورت زیر نوشت:

$$W_j a_j = W_j B_j x_j - W_j s_j; j = 1, P. \quad (5)$$

$$a_j = \begin{pmatrix} a_{1j} \\ a_{2j} \\ \vdots \\ a_{Nj} \end{pmatrix}; B_j = \begin{pmatrix} b_{1j} & c_{1j} & 1 \\ b_{2j} & c_{2j} & 1 \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ b_{Nj} & c_{Nj} & 1 \end{pmatrix} \quad (6)$$

$$x_j = (nkM_j)^T \quad (7)$$

$$s = (s_1 s_2 \dots s_N)^T,$$

که اینجا بالاوند T نشانه ترانهاده ماتریس و W_j ماتریس قطری وزنی $N \times N$ است با مقادیر ۱ و صفر که به ترتیب متناظر با حالتی است که ایستگاه استفاده شده است یا نه. فرض می شود که معادله (۵) همیشه دارای N معادله است.

گذشته از علامت منفی، معادله (۵) برابر با معادله ای است که از مفهوم روش JHD به دست می آید. به این دلیل برخی از ایده هایی که در حل مسئله JHD به کار برده شده، به ویژه از روش جداسازی متغیرها که به وسیله Pavlis & Booker (1983) معرفی شده و به وسیله Pujol (2003) بهینه شده است، برای حل معادله (۵) به کار برده می شود. در مرحله اول برای به دست آوردن تصحیحات ایستگاهی با اعمال SVD (Singular Value Decomposition) به $W_j B_j$ و استفاده از $U_{jp}^T U_{jp} = 0$ (O ماتریس صفر است) و مرتب کردن عبارات رابطه زیر به دست می آید:

$$Ss = -r \quad (8)$$

دستگاه های SS-1 به کار گرفته شده در مرکز لرزه نگاری کشوری سرعت نگار هستند در حالی که دستگاه وود- اندرسون جابه جایی نگار است؛ در نتیجه با دی کانولوشن پاسخ SS-1 به جابه جایی زمین تبدیل می شود. سپس با کانولوشن (همامخت) پاسخ دستگاه وود- اندرسون شکل موجی به دست می آید که رکورد ساختمانی وود- اندرسون نامیده می شود. مقدار بزرگنمایی (Magnification) لرزه سنج وود- اندرسون پیشتر ۲۸۰۰ گزارش شده است ولی مطالعات (Uhrhammer & Collins (1990) نشان داده است که مقدار درست بزرگنمایی لرزه سنج وود- اندرسون ۲۰۸۰ است که سبب ایجاد اختلاف سیستماتیک برابر ۰/۱۳ واحد بزرگی در مقادیر بزرگی برآورد شده برای رخدادهای خواهد بود.

همچنین گفتنی است که برای جلوگیری از تأثیرات نطفه موجود در امواج روی فرایندهای تبدیل، فیلتری پهن باند با پهنای ۰/۳ تا ۱۰ هرتز استفاده شد. شکل ۴ هم یک نمونه لرزه نگاشت را نشان می دهد که فرایند دی کانولوشن و کانولوشن در روی آن انجام شده است. مطابق استاندارد موجود (استانداردهای کمیته IASPEI) دامنه را بر پایه بیشینه دامنه از خط مبنا تا نقطه اوج یا فرود (پیک) و یا نصف پیک تا پیک دامنه موج در نظر می گیرند که در این پژوهش برای یکسان بودن کاتالوگ با روش اولیه ارائه شده توسط (Richter (1935، میانگین حسابی مقادیر افقی روی گروه S مطابق روش اولیه Richter لحاظ شده است.

۳- تعیین متغیرهای منحنی تضعیف تجربی (مقادیر کالیبراسیون) ۳-۱. تجربه

فرمول بزرگی محلی (M_L) برای اولین بار توسط Richter (1935, 1958) برای جنوب کالیفرنیا معرفی شد. Richter با فرض ژرفای یکسان برابر حدود ۱۶ کیلومتر برای همه زمین لرزه ها از فاصله رومرکزی استفاده کرد، ولی استفاده از فاصله کانونی در به دست آوردن منحنی تضعیف بیشتر متداول است. بنابراین بزرگی M_L را می توان به صورت زیر معرفی کرد:

$$M_L = \log_{10} A(r) - \log_{10} A_0(r) + S_C \quad (1)$$

که $A(r)$ برابر با بیشینه دامنه (بر حسب میلی متر) در یک فاصله کانونی r (بر حسب کیلومتر) و $\log_{10} A_0(r)$ منحنی تضعیف است که به صورت تجربی تعیین می شود و S_C ضریب تجربی تصحیح ایستگاه است.

منحنی تضعیف به ناکشسانی، پراکندگی و گسترش هندسی در طول مسیر زمین لرزه تا ایستگاه بستگی دارد. مهم ترین بخش، به دست آوردن یک عبارت ریاضی برای $\log_{10} A_0(r)$ است. تابع تصحیح تجربی با این فرض که بیشینه دامنه $1 \mu m$ (۰/۰۰۱mm) در فاصله ۱۰۰ کیلومتری دارای بزرگی محلی صفر است و با توجه به زمین شناسی منطقه و زمین ساخت هر ناحیه برای مناطق مختلف، متفاوت خواهد بود. در این مطالعه از میان روش های مختلف وارون سازی (Anderson, 1991; Hutton & Boore, 1987; Kanamori & Jennings, 1978) که برای به دست آوردن رابطه تجربی تصحیح مسافت برای بزرگی محلی ارائه شده است، از روش ارائه شده توسط Hutton & Boore (1987) استفاده شده است. در این روش می توان رابطه تصحیح را به صورت تابع زیر بیان کرد.

$$-\log A_{ij} = n \log(r_{ij}/100) + k(r_{ij} - 100) + 3.0 \quad (2)$$

$$-M_j + s_i; i = 1, N, j = 1, P.$$

که n و k متغیرهای وابسته به گسترش هندسی و تضعیف غیرالاستیک، A_{ij} بیشینه دامنه افقی رویداد M_j برداشت شده در مؤلفه ایستگاه نام، r_{ij} فاصله از کانون زمین لرزه نام تا ایستگاه نام، M_j بزرگی محلی رویداد نام و s_i ضریب تصحیح ایستگاهی برای ایستگاه نام است. معادله (۲) را می توان به صورت زیر بازنویسی کرد:

$$\log A_{ij} + 3 = -n \log r_{ij}/100 - k(r_{ij} - 100) + M_j - s_i \quad (3)$$

برای جنوب کالیفرنیا توسط Hutton & Boore (1987) مطابقت دارد. منحنی به دست آمده با مقادیر به دست آمده توسط Askari et al. (2009) برای شمال ایران مطابقت خوبی دارد تنها در مسافت‌های بیشتر از ۴۰۰ کیلومتر رابطه ارائه شده مقدار بزرگی را به اندازه ۰/۱ واحد بزرگی کوچک‌تر برآورد می‌کند.

از جمله مزایای روش JHD نسبت به روش وارون‌سازی تعمیم یافته این است که در این روش بزرگ‌ترین ماتریس تشکیل یافته برای وارون‌سازی $P(N-3) \times N$ است در حالی که در روش وارون‌سازی تعمیم یافته $(p+q+1)(p+q+1)$ است به گونه‌ای که در تحقیقات با حجم داده بالا در روش JHD نیاز به ابر کامپیوتر (Server) وجود ندارد ولی در روش وارون‌سازی تعمیم یافته این نیاز وجود دارد.

با توجه به اینکه بخشی از این زمین لرزه‌ها بیرون از شبکه لرزه‌نگاری کشوری رخ داده و در نتیجه azimuthal gap آنها بیشتر از 180° است و خطای مکان‌یابی آنها گاه به بیشتر از ۵ کیلومتر می‌رسد، باید رخدادهایی که azimuthal gap آنها کمتر از 180° درجه یا خطای مکان‌یابی آنها کمتر از ۵ کیلومتر است جدا و تحلیل شود که شامل 3352 رخداد با 49962 رکورد است که بیشتر در محدوده جغرافیایی 45° تا 52° درجه خاوری و 34° تا 39° درجه شمالی قرار می‌گیرند (شکل ۷) که در پایان رابطه زیر با قرار دادن فاصله کانونی رخداد تا ایستگاه برای این منطقه به دست آمد:

$$-\log A_0 = 1.5855 \log_{10}(r/100) + 0.0011(r-100) + 3.0 \quad (16)$$

منحنی تضعیف تجربی به دست آمده برای این منطقه (رابطه ۱۶) در شکل ۶ رسم و با رابطه پایانی (رابطه ۱۳) مقایسه شده است. برای فواصل بیشتر از ۴۰۰ کیلومتر ۰/۲ واحد بزرگی اختلاف ایجاد می‌شود، البته بخشی از این اختلاف از تفاوت در منطقه مورد مطالعه و بخشی از خطای مکان‌یابی ناشی می‌شود. ولی با توجه به اینکه رابطه ارائه شده برای تعیین بزرگی محلی (M_L) باید زمین‌لرزه‌های رخ داده در کل منطقه شمال باختر را پوشش دهد، استفاده از رابطه (۱۳) منطقی‌تر است. گفتنی است که برای دست‌یابی به یک مقیاس بزرگی محلی (M_L) دقیق‌تر در منطقه شمال باختر نیاز به یک شبکه لرزه‌نگاری تراکم (dense) دارای ایستگاه‌هایی در استان‌های آذربایجان غربی و اردبیل وجود دارد.

تعیین شکل منحنی کاهندگی دامنه موج لرزه‌ای در یک ناحیه و ارائه توابعی برای کاهندگی دامنه امواج عرضی ناشی از ناکشسان بودن و گسترش هندسی در چندین دهه اخیر همواره مورد توجه بوده است. در مطالعات صورت گرفته افت انرژی بر اثر غیرالاستیک بودن محیط و پراکندگی تضعیف نامیده و با متغیر Q مشخص می‌شود. مقادیر بزرگ Q تضعیف کوچک به همراه خواهند داشت و با رسیدن Q به صفر تضعیف بسیار قوی خواهد بود. متغیر k را می‌توان به ضریب غیرالاستیک Q مرتبط دانست. (Bakun & Joyner (1984) رابطه زیر را برای نسبت Q/f ارائه کرده‌اند:

$$\frac{Q}{f} = \frac{\pi}{V_s k \ln 10} \quad (17)$$

در صورتی که سرعت متوسط گروه S را در منطقه برابر با $3/4$ کیلومتر بر ثانیه در نظر گرفته شود، با توجه به محاسبه مقدار $0/0019$ برای k روی گروه S مقدار Q برای دوره یک ثانیه حدود ۲۱۱ به دست می‌آید. این مقدار موافق با مقادیر ارائه شده توسط Nuttli (1973) برای ایران است، بر پایه پژوهش‌های وی مقدار Q فازهایی با دوره ۱ ثانیه برابر با ۲۰۰ برای فاز L_p ، ۱۵۰ برای S_n و ۱۲۵ برای P_g است.

۳-۳. تصحیحات ایستگاهی

تصحیحات ایستگاهی (Station Correction) وابسته به شرایط زمین محل و نصب دستگاه است (Richter, 1958). چنانچه معادله (۱) نشان می‌دهد یک ایستگاه با تصحیح مثبت نسبت به ایستگاهی با تصحیح منفی برای یک رویداد زمین لرزه پیش از اعمال تصحیح، حرکت زمین کوچک‌تری را نشان می‌دهد. به عبارت دیگر زمانی که شرایط نصب دستگاه یکسان باشد ایستگاه با تصحیح منفی برای یک رویداد نسبت به ایستگاهی با تصحیح مثبت برای همان رویداد امواج را بیشتر تقویت می‌کند. بنابراین

برای اینکه برای تعداد زیاد رخدادهای S خیلی بزرگ خواهد شد، به این دلیل معادله (۸) به وسیله کمترین مربعات حل می‌شود.

با توجه به اینکه S محاسبه شده است پس با قرار دادن در معادله (۵) و باز نویسی آن داریم:

$$W_j a_j + W_j s = W_j B_j x_j; j = 1, P, \quad (9)$$

پس از انجام عملیات ریاضی به معادله زیر می‌رسیم:

$$\left(\sum_{j=1}^P C_j^T W_j^T W_j C_j \right) y = \sum_{j=1}^P C_j^T W_j^T W_j d_j. \quad (10)$$

ماتریس C_j دارای $P+2$ ستون است ولی تنها ۳ ستون آن غیر صفر می‌باشد، ۲ ستون اولی و ستون z ام که همه عناصرش برابر با ۱ است.

معادله (۱۰) را می‌توان به صورت زیر نوشت:

$$\begin{pmatrix} A & B \\ B^T & N \end{pmatrix} \begin{pmatrix} y_1 \\ y_2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} w_1 \\ w_2 \end{pmatrix}, \quad (11)$$

معادله (۱۱) معادل با دستگاه زیر است:

$$A y_1 + B y_2 = w_1 \quad (12)$$

$$B^T y_1 + N y_2 = w_2$$

معادله (۱۲) یک دستگاه دو معادله دو مجهولی (y_1 و y_2) است که با حل این دستگاه ضرایب y_1 و y_2 که به ترتیب برابر با ضرایب کالیبراسیون n (گسترش هندسی) و k (تضعیف ناکشسان) هستند، به دست می‌آیند.

۳-۲. نتایج به دست آمده

برای به دست آوردن منحنی تضعیف از 34489 داده (میانگین حسابی دامنه مؤلفه‌های افقی) مربوط به 6518 رویداد استفاده شد. بیشینه دامنه‌ها به صورت خط مینا تا پیک (Zero-to-peak) از مؤلفه‌های افقی استخراج شد. به منظور محاسبه مقادیر کالیبراسیون افزون بر استفاده از دو فاصله کانونی و رومرکزی از ژرفای یکسان ۱۴ کیلومتر نیز برای رخدادهای (Moradi et al., 2011) در این منطقه استفاده شد تا تأثیر ژرفای بهتر مورد بررسی و مقایسه قرار می‌گیرد. در پایان نتایج زیر به ترتیب از قرار دادن فاصله کانونی و رومرکزی و ژرفای یکسان ۱۴ کیلومتر به عنوان فاصله (r) به دست آمد:

$$-\log A_0 = 1.4050 \log_{10}(r/100) + 0.0019(r-100) + 3.0 \quad (13)$$

$$-\log A_0 = 1.1327 \log_{10}(r/100) + 0.0025(r-100) + 3.0 \quad (14)$$

$$-\log A_0 = 1.4062 \log_{10}(r/100) + 0.0018(r-100) + 3.0 \quad (15)$$

در حالتی که از فاصله رومرکزی استفاده شود ضرایب نشان‌دهنده گسترش هندسی (n) و تضعیف ناکشسان (k) نسبت به فاصله کانونی به ترتیب $0/2773$ کاهش و $0/006$ افزایش می‌یابد که این روند البته با مقادیر متفاوت در البرز مرکزی نیز به دست آمد (امامی، ۱۳۹۰). (Richter (1935) با فرض ژرفای یکسان برابر حدود ۱۶ کیلومتر برای همه زمین‌لرزه‌ها از فاصله رومرکزی استفاده کرد که در این پژوهش با فرض ژرفای یکسان ۱۴ کیلومتر (Moradi et al., 2011) برای رخدادهای منطقه مقادیر متغیرها در مقایسه با حالتی که از فاصله کانونی استفاده شده است تفاوت بسیار جزیی‌ای را نشان داد. ولی چون استفاده از فاصله کانونی در به دست آوردن منحنی تضعیف منطقی و از طرفی بیشتر متداول است بنابراین رابطه (۱۳) به عنوان رابطه پایانی انتخاب شد. از روش‌های جاری وارون‌سازی روش وارون‌سازی تعمیم یافته (Generalized Inversion) است، رضایی (۱۳۸۹) مقادیر n و k را با استفاده از این روش $0/0015$ به دست آورده است که در مقایسه با روش وارون‌سازی تعمیم یافته به ترتیب $0/0387$ کاهش و $0/0004$ افزایش را نشان می‌دهند، که این روند در روابط به دست آمده برای البرز مرکزی نیز دیده شد (امامی، ۱۳۹۰). منحنی‌های تضعیف به دست آمده در این پژوهش با نقاط مختلف و نتیجه به دست آمده از روش وارون‌سازی تعمیم یافته در شکل‌های ۵ و ۶ رسم و مقایسه شده است. چنانچه از این شکل مشخص است منحنی به دست آمده در این پژوهش با منحنی به دست آمده

پژوهش مقایسه شد. شکل ۱۰ نسبت M_N و M_L محاسبه شده برای رویدادهای رخ داده در شمال باختر را نشان می دهد و چنانچه مشخص است با افزایش بزرگی این دو به هم نزدیک می شود که با برآزش به روش کمترین مربعات وزنی شده، رابطه ۱۹ میان این دو بزرگی در این منطقه به دست آمد.

$$M_N = 0.9177 \times M_L + 0.6159 \quad (19)$$

۵- بحث و نتیجه گیری

مقیاس بزرگی محلی (M_L) بر پایه تعریف پایه مقیاس بزرگی محلی (Richter (1935) برای شمال باختر ایران بر پایه روش JHD به دست آمد. منحنی تصحیح مسافت به دست آمده برای شمال باختر ایران همخوانی با منحنی Richter (1958) نشان می دهد. همخوانی میان نتیجه به دست آمده در این مطالعه و نتیجه Hutton & Boore (1987) نیز خوب است؛ اگرچه برای مسافت های بالاتر از ۳۰۰ کیلومتر رابطه Hutton & Boore (1987) مقدار بزرگی را به 0.2 واحد بزرگی کوچک تر نشان می دهد. به عبارت دیگر تضعیف امواج لرزه ای در شمال باختر ایران نسبت به جنوب کالیفرنیا بیشتر است. محدوده تصحیحات ایستگاهی در این پژوهش از 0.33 تا 0.39 تغییر می کند که نشان می دهد تأثیرات محل نصب ایستگاه ها روی امواج زمین لرزه قابل توجه خواهد بود و روی برآورد مقدار بزرگی تأثیر به سزایی خواهد داشت که این مقادیر به ترتیب مربوط به ایستگاه های مرند (MRD) و بستان آباد (BST) است و کمترین مقدار تصحیح برای ایستگاه های سراب (SRB) و هشتروند (HSH) به ترتیب 0.051 و 0.073 به دست آمد. در صورتی که سرعت متوسط گروه S در منطقه برابر با $3/4$ کیلومتر بر ثانیه در نظر گرفته شود، با توجه به محاسبه مقدار 0.019 برای k روی گروه S مقدار Q (Quality factor) برای دوره تناوب یک ثانیه حدود ۲۱۱ به دست می آید که این مقدار موافق با مقادیر ارائه شده توسط Nuttli (1973) برای ایران است.

در این پژوهش به منظور محاسبه مقادیر کالیبراسیون افزون بر استفاده از فاصله کانونی از ژرفای یکسان ۱۴ کیلومتر نیز برای رخدادهای (Maradi et al., 2011) در این منطقه استفاده شد. در پایان مشخص شد نتایج تفاوت بسیار جزئی با هم دارند که این به دلیل استفاده از داده زیاد است.

مقادیر n و k با استفاده از روش وارون سازی تعمیم یافته (Generalized Inversion) به ترتیب $1/4437$ و 0.015 به دست آمده است (رضایی، ۱۳۸۹)؛ که نشان می دهد مقادیر n و k در مقایسه با روش وارون سازی تعمیم یافته به ترتیب 0.387 کاهش و 0.004 افزایش نشان می دهد؛ با مشاهده این روند در البرز مرکزی می توان نتیجه گرفت که این روند میان این دو روش وجود دارد. مقایسه منحنی های تضعیف به دست آمده از دو روش نشان می دهد که برای فواصل بزرگ تر از ۴۰۰ کیلومتر به اندازه 0.1 واحد بزرگی اختلاف ایجاد می شود که در تعیین بزرگی، اختلاف قابل ملاحظه ای به شمار نمی آید ولی با توجه به دلایل گفته شده نتایج به دست آمده از روش JHD به عنوان نتیجه مطلوب انتخاب شد.

برای همه رویدادهای مورد استفاده در این مطالعه M_N دوباره به دست آمده سپس مقادیر M_N به دست آمده با M_L محاسبه شده در این پژوهش مقایسه شد که با برآزش به روش کمترین مربعات وزنی شده رابطه $M_N = 0.9177M_L + 0.6159$ برای زمین لرزه های رخ داده در این منطقه به دست آمد که نشان می دهد برای بزرگی های $3.5 \leq M_L \leq 6$ فرضی برابری $M_N = M_L$ فرضی منطقی است.

سپاسگزاری

از شبکه لرزه نگاری کشوری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران برای در اختیار قرار دادن داده های مورد نیاز، سپاسگزاری می شود.

تا حدی می توان گفت که پراکندگی تصحیح ایستگاهی شرایط عمومی منطقه مورد مطالعه را نشان می دهد. چنانچه جدول ۲ نشان می دهد محدوده تصحیحات ایستگاهی در این پژوهش از 0.33 تا 0.39 تغییر می کند که نشان می دهد تأثیرات محل نصب ایستگاه ها روی امواج زمین لرزه قابل توجه خواهد بود که این مقادیر به ترتیب مربوط به ایستگاه های مرند (MRD) و بستان آباد (BST) است و کمترین مقدار تصحیح برای ایستگاه های سراب (SRB) و هشتروند (HSH) به ترتیب 0.051 و 0.073 به دست آمد. مجموع تصحیحات ایستگاهی به دست آمده از روش JHD 0.001 به دست می آید در حالی که در روش وارون سازی تعمیم یافته مجموع تصحیحات ایستگاهی صفر به دست می آید که از ابتدا بر پایه روش (Langston & et al. (1998) به منظور حذف سرشکنی میان بزرگی و تصحیح ایستگاهی، مجموع تصحیحات ایستگاهی مساوی صفر قرار داده شده است (جدول ۱).

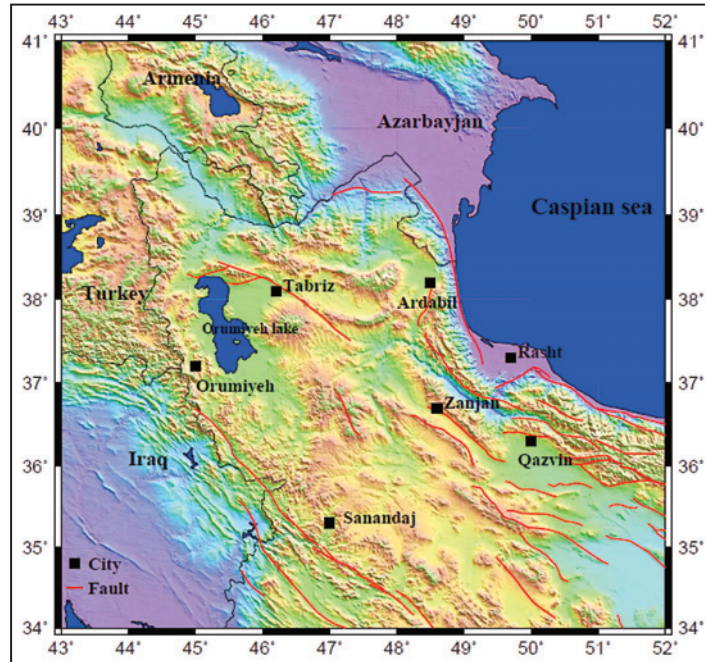
برای یک رویداد خاص M_L برای هر ایستگاه به صورت جدا محاسبه شد. سپس M_L رویداد با گرفتن میانگین حسابی از M_L همه ایستگاه های ثبت کننده رویداد به دست آمد. اختلاف میان بزرگی زمین لرزه $(\bar{M}_i - M_{ij})$ و بزرگی محاسبه شده برای هر ایستگاه (M_{ij}) برابر است با:

$$res(M_{ij}) = \bar{M}_i - M_{ij} \quad (18)$$

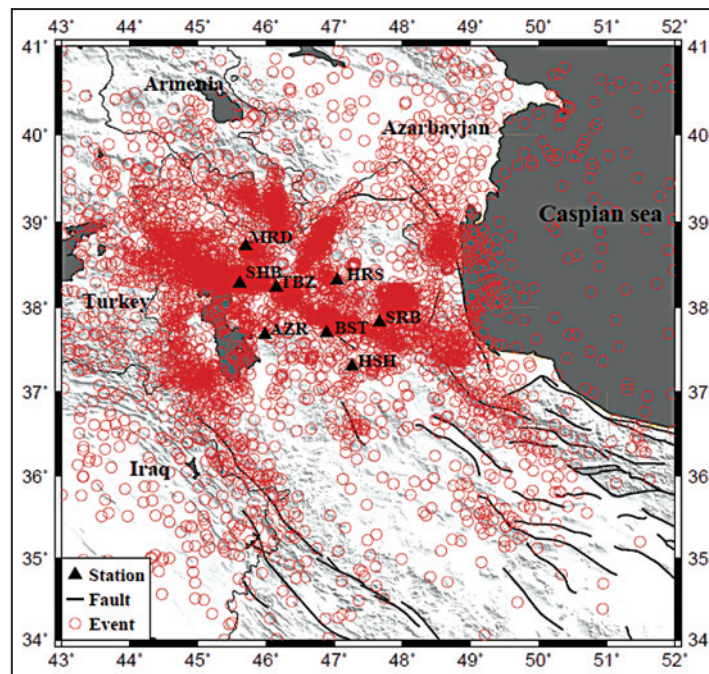
شکل های ۸ و ۹ به ترتیب اختلاف بزرگی به دست آمده در حالات پیش و پس از اعمال تصحیح ایستگاهی را نشان می دهند. در هر دو حالت اختلاف میان بزرگی زمین لرزه و بزرگی محاسبه شده برای هر ایستگاه $(\bar{M}_i - M_{ij})$ و مقادیر میانگین آنها به خط صفر نزدیک است ولی چنانچه مشخص است این اختلاف $(\bar{M}_i - M_{ij})$ پس از اعمال تصحیحات ایستگاهی کمتر می شود که از پیش نیز قابل پیش بینی بود.

۴- رابطه میان بزرگی محلی M_L و بزرگی ناتلی M_N

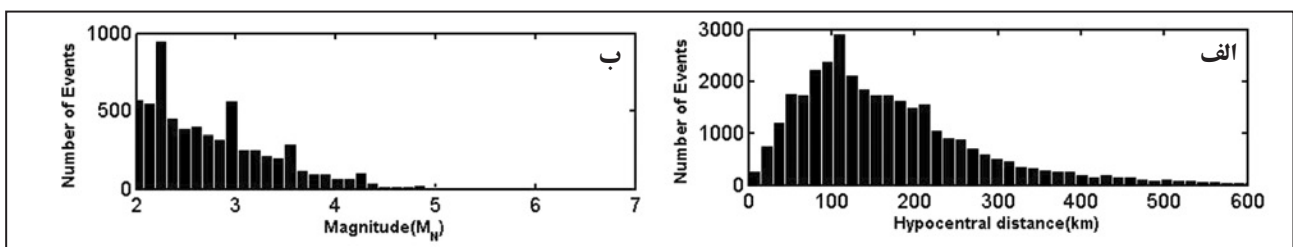
M_N نشانه بزرگی ناتلی است. Nuttli (1973) تضعیف و روابط بزرگی را برای لرزه نگارهای کوتاه دوره در خاور آمریکا ارائه کرد. وی با استفاده از روابط تضعیف، رابطه $M = B + C(\log \Delta) + \log(A/T)$ را برای M_{b1980} ارائه کرد که با عنوان M_N شناخته می شود. منحنی $\log(A/T)$ نسبت به $\log \Delta$ خطی نیست بنابراین در رابطه $M = B + C(\log \Delta) + \log(A/T)$ برای محدوده خاصی است. در مرکز لرزه نگاری کشوری برای تعیین بزرگی زمین لرزه های ثبت شده از مقیاس M_N استفاده می کنند و این به این خاطر است که تجهیزات و نرم افزار مورد استفاده (DAN) از شرکت نانومتربکس تهیه شده است. رضاپور (۱۳۸۲) رابطه ناتلی را با روابط $m_b^{ISC/NEISC}$ کالیبره و در پایان رابطه تصحیح شده ناتلی را برای ایران ارائه کرد و در حال حاضر شبکه لرزه نگاری کشوری وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران بزرگی زمین لرزه ها را بر پایه بزرگی ناتلی M_N اصلاح شده توسط رضاپور (۱۳۸۲) که به صورت $M_N = \log(v/4\pi) + 1.66 \log(d) - 0.1$ برای فواصل ۱۰۶ کیلومتر و پایین تر و $M_N = \log(v/4\pi) + 2.5 \log(d) - 1.8$ برای فواصل بزرگ تر از ۱۰۶ و پایین تر از ۶۰۰ کیلومتر تعریف می شود، گزارش می کند، که در آن v بیشینه دامنه پیک تا پیک (peak to peak) در فازهای S یا L_p روی مؤلفه قائم دستگاه سرعت نگار SS-1 (برحسب نانومتر بر ثانیه) و d فاصله رومرکزی (برحسب کیلومتر) است. با مقایسه دو بزرگی ناتلی و محلی مشخص می شود که M_N برای بزرگی های کوچک تر مقداری بیشتر از M_L به دست می دهد ولی برای بزرگی های بالاتر از $3/5$ تقریباً مقداری برابر با M_L به دست می دهد به گونه ای که فرض $M_N = M_L$ برای بزرگی های $3/5$ تا 6 فرضی منطقی است. به دلیل اینکه در مرکز لرزه نگاری بیشینه دامنه بدون توجه به فاز (در کل شکل موج) اندازه گیری می شود و همچنین به دلیل متفاوت بودن ایستگاه های مورد استفاده برای تعیین بزرگی، برای همه رویدادهای مورد استفاده در این مطالعه M_N دوباره به دست آمد سپس مقادیر M_N به دست آمده با M_L محاسبه شده در این



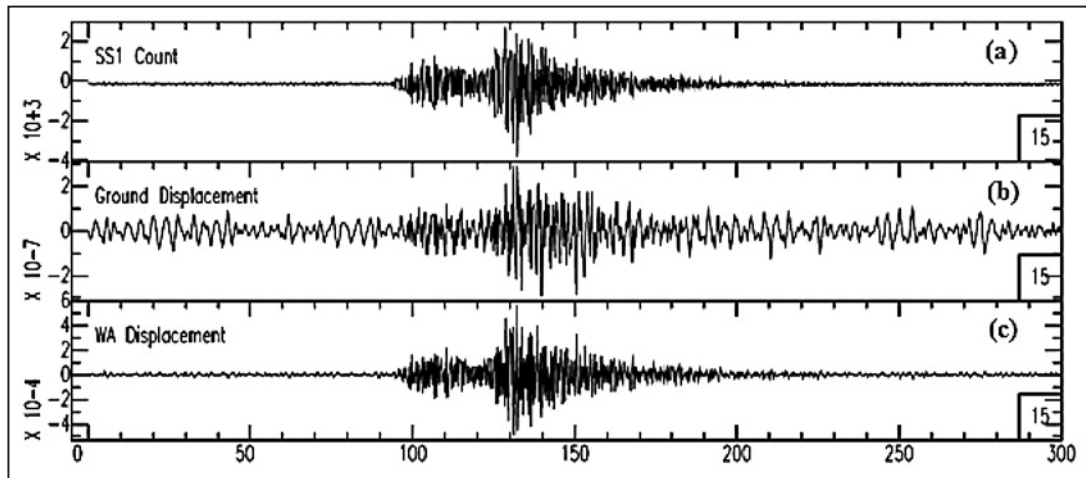
شکل ۱- توپوگرافی منطقه مورد مطالعه، خطوط سرخ رنگ گسل های مهم منطقه را نشان می دهد.



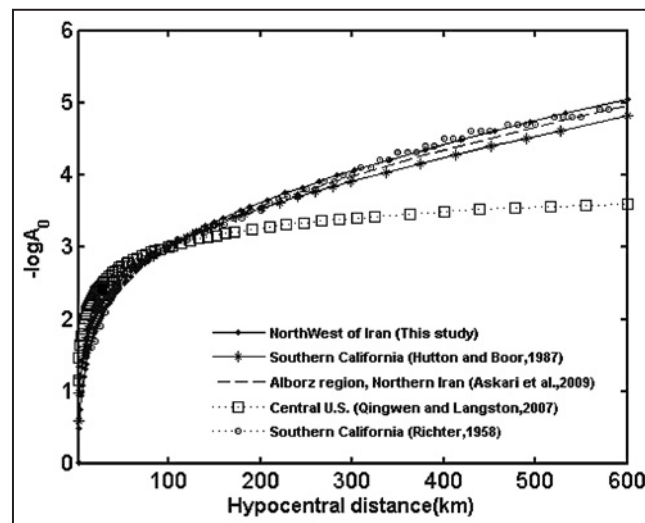
شکل ۲- پراکندگی داده های پایانی استفاده شده در این مطالعه؛ دایره توخالی رومرکز زمین لرزه های رخ داده را نشان می دهد.



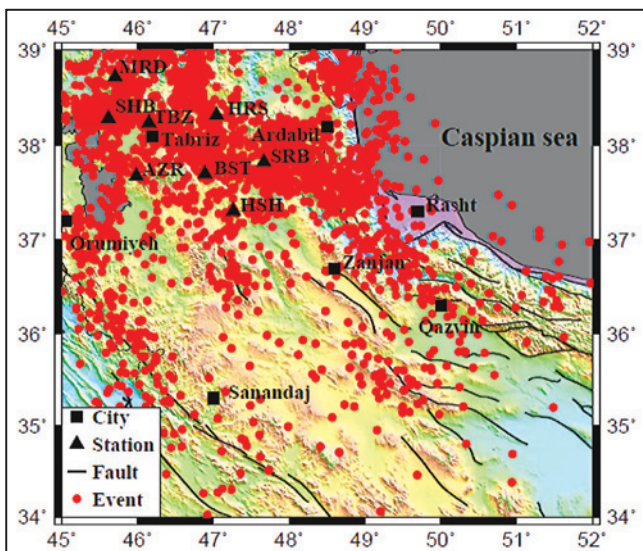
شکل ۳- الف) نمودار فراوانی فواصل کانونی رخداد تا ایستگاه؛ ب) بزرگی رخدادهای مورد استفاده بر پایه مقیاس (M_H) اعلام شده توسط مرکز لرزه نگاری کشوری.



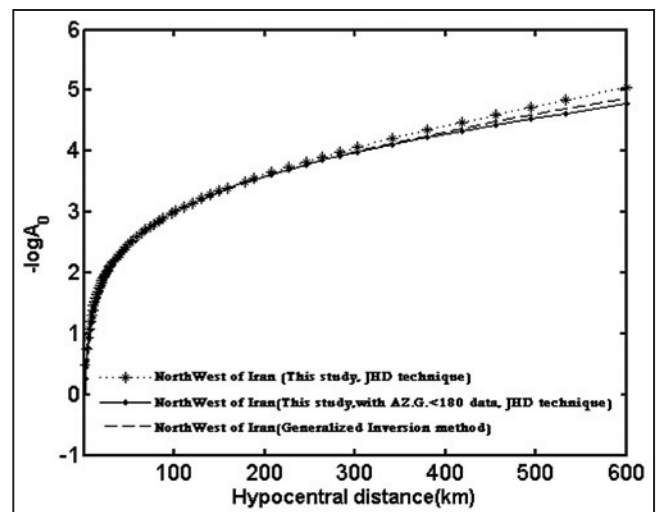
شکل ۴- لرزه‌نگاشت ثبت شده توسط SS-1، (b) همان لرزه‌نگاشت پس از برداشتن پاسخ دستگاه SS-1 (جابه‌جایی زمین)؛ (c) همان لرزه‌نگاشت در دستگاه وود- اندرسون.



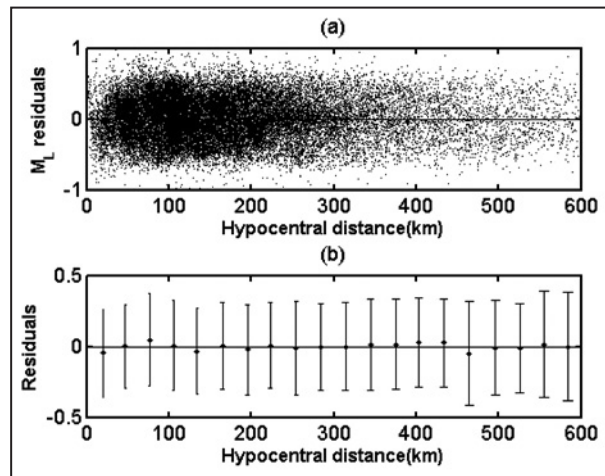
شکل ۵- مقایسه منحنی تضعیف به دست آمده از روش های مختلف در این مطالعه.



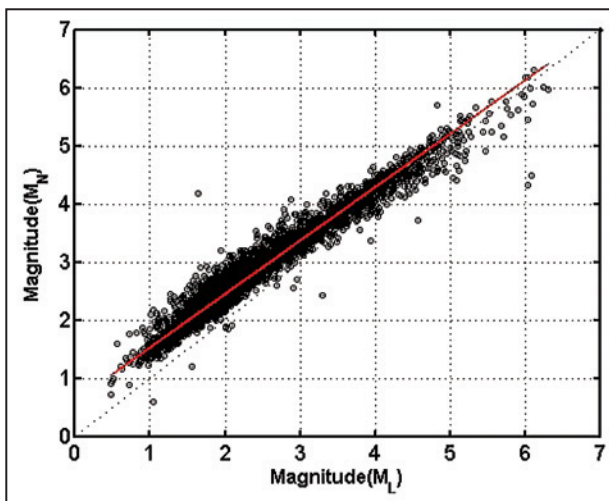
شکل ۷- توپوگرافی منطقه و پراکندگی رخدادهایی که azimuthal gap آنها کمتر از 180° است یا مکان یابی با خطای کم دارند.



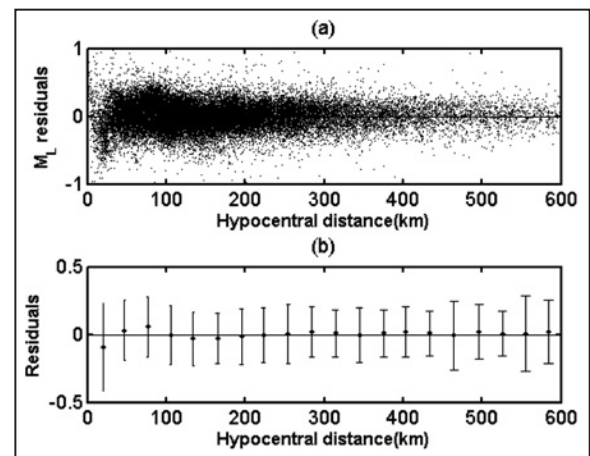
شکل ۶- مقایسه منحنی تضعیف به دست آمده از روش JHD (این مطالعه) و وارون سازی تعمیم یافته (رضایی، ۱۳۸۹).



شکل ۸- (a) اختلاف میان بزرگی زمین لرزه و بزرگی محاسبه شده برای هر ایستگاه $(\bar{M}_i - M_{ij})$ به عنوان تابعی از فاصله پس از اعمال تصحیحات ایستگاهی؛ (b) مقادیر میانگین (نقطه سیاه رنگ) و انحراف معیار (S.D) اختلاف میان بزرگی زمین لرزه و بزرگی محاسبه شده برای هر ایستگاه $(\bar{M}_i - M_{ij})$ به عنوان تابعی از فاصله پیش از اعمال تصحیحات ایستگاهی).



شکل ۱۰ - مقایسه M_L و M_N محاسبه شده برای رویدادهای رخ داده در البرز مرکزی، بر پایه روابط ارائه شده توسط رضاپور (۱۳۸۲) برای M_N و مقادیر M_L محاسبه شده در این پژوهش خط سرخ برازش به روش کمترین مربعات وزنی شده را نشان می دهد.



شکل ۹- (a) اختلاف میان بزرگی زمین لرزه و بزرگی محاسبه شده برای هر ایستگاه $(\bar{M}_i - M_{ij})$ به عنوان تابعی از فاصله پس از اعمال تصحیحات ایستگاهی؛ (b) مقادیر میانگین (نقطه های سیاه رنگ) و انحراف معیار (S.D) اختلاف میان بزرگی زمین لرزه و بزرگی محاسبه شده برای هر ایستگاه $(\bar{M}_i - M_{ij})$ به عنوان تابعی از فاصله پس از اعمال تصحیحات ایستگاهی).

جدول ۱ - تصحیحات ایستگاهی به دست آمده از روش JHD (این مطالعه) و وارون سازی تعمیم یافته (رضایی، ۱۳۸۹).

Station Name	Station Code	Latitude N	Longitude E	Station correction (JHD technique)	Station correction (G.I.M)	S.C(JHD)-S.C(G.I.M)
Azarshahr	AZR	37.6772	45.9828	-0.2876	-0.28	-0.0076
Bostanabad	BST	37.7004	46.8889	+0.3958	+0.37	+0.0258
Hashtrud	HSH	37.3053	47.2636	+0.0073	-0.02	+0.0273
Heris	HRS	38.3173	47.0433	+0.0199	+0.08	-0.0601
Marand	MRD	38.7133	45.7030	-0.3334	-0.33	-0.0034
Sarab	SRB	37.8230	47.6680	-0.0051	-0.01	+0.0049
Shabestar	SHB	38.2833	45.6166	-0.0473	-0.06	0.0127
Tabriz	TBZ	38.2348	46.1499	+0.2503	+0.25	+0.0003

کتابنگاری

امامی، ر.، ۱۳۹۰- تعیین مقیاس بزرگی محلی (M_L) در البرز مرکزی، پایان نامه کارشناسی ارشد گرایش زلزله شناسی مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
 رضاپور، م.، ۱۳۸۲- بررسی داده‌های ثبت شده و تعیین بزرگی در شبکه لرزه‌نگاری تهران، فیزیک زمین و فضا، شماره ۲، جلد ۲۲، ص ۵۵-۶۵.
 رضایی، ر.، ۱۳۸۹- تعیین مقیاس M_L برای شمال غرب ایران، پایان نامه کارشناسی ارشد ژئوفیزیک گرایش زلزله شناسی مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

References

- Anderson, J. G., 1991- A preliminary descriptive model for the distance dependence of the spectral decay parameter in southern California, Bull. Seismol. Soc. Am. 81, 2193-2186 .
- Askari, R., Ghods, A. & Sobouti, F., 2009- Calibration of an M_L Scale in the Alborz Region, Northern Iran. Bull. Seism. Soc. Am, 99, 1, 268-276.
- Bakun, W. H. & Joyner, W. B., 1984- The M_L scale in central California, Bull. Seismol. Soc. Am. 74, 1827-1843.
- Berberian, M. & Yeats, R. S., 1999- Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian plateau, Bull. Seismol. Soc. Am., 89, 120-139.
- Dewey, J. F., Hemton, M. R., Kidd, W. S. F., Saroglu, F. & Sengor, A. M. C., 1986- Shortening of continental lithosphere: The neotectonics of eastern Anatolia, a young collision zone, in Collision Tectonics, edited by M. P. Coward and A.C. Ries, Geol. Soc. Spec. Publ., 19, 3-36.
- Gutenberg, R. & Richter, C. F., 1944- Frequency of earthquakes in California, Bull. Seismol. Soc. Am. 34, 185-188.
- Hutton, L. K. & Boore, D. M., 1987- The M_L scale in Southern California. Bull. Seismol. Soc. Am., 72, 6, 2074-2094.
- Kanamori, H. & Jennings, P. C., 1978- Determination of local magnitude, M_L , from strong motion accelerograms, Bull. Seismol. Soc. Am., 68, 471-485.
- Kanamori, H., 1980- Determination of earthquake parameters. EOS, V. 61, P. 62-64.
- Kanamori, H., 1983- Magnitude scale and quantification of earthquakes. Tectonophysics 93, 185-199.
- Langston, C. A., Brazier, R., Nyblade, A. A. & Owens, T. J., 1998- Local magnitude scale and seismicity rate for Tanzania, East Africa, Bull. Seismol. Soc. Am. 88, 721-712 .
- Mirzaei, N., Gao, M. & Chen, Y. T., 1998- Seismic source regionalization for seismic zoning of Iran: major seismotectonic provinces. J. Earthquake prediction Research, 7, 465-495.
- Moradi, A. S., Hatzfeld, D. & Tatar, M., 2011- Microseismicity and seismotectonics of the North Tabriz fault (Iran). Tectonophysics 506, 22-30.
- Nuttli, O. W., 1973- Seismic wave attenuation relations for eastern North America, Journal of Geophysical Research 78, 879-855.
- Pavlis, G. & Booker, J., 1983- Progressive multiple event location (PMEL), Bull. Seismol. Soc. Am. 73, 1753-1777.
- Pujol, J., 2003- Determination of a Local Magnitude Scale: A Generalized Inverse Solution. Bull. Seismol. Soc. Am, 93, 6, 2758-2761.
- Richter, C. F., 1935- An instrumental earthquake magnitude scale. Bull. Seismol. Soc. Am., 25, 1-32.
- Richter, C. F., 1958- Elementary Seismology. W. H. Freeman and Co., San Francisco, 758 pp.
- Sengor, A. M. C. & Kidd, W. S. F., 1979- Post-collisional tectonics of the Turkish – Iranian plateau and a comparison with Tibet, Tectonophysics, 55, 361-367.
- Uhrhammer, R. A. & Collins, E. R., 1990- Synthesis of Wood-Anderson seismograms from broadband digital records. Bull. Seism. Soc. Am., 80, 702-716.

Determination of Empirical Distance Attenuation and the Local-Magnitude Scale for Northwest Iran with JHD Technique

R. Emami ^{1*}, R. Rezaei ¹ & M. Rezapour ²

¹ M.Sc., Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran.

² Associate Professor, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

Received: 2012 February 14

Accepted: 2012 May 26

Abstract

The availability of a large amount of seismic waveform data recorded by the Tabriz seismic network during the recent years has motivated this study to develop relations for the Empirical Distance Attenuation and the Local-Magnitude Scale with Joint Hypocentral Determination (JHD) technique for the northwest of Iran from digital horizontal components of the seismic waveform data records. M_L is a very useful scale for engineering. Many structures have natural periods close to that of a Wood-Anderson instrument (0.8 s), and the extent of earthquake damage is closely related to M_L . Therefore, any comprehensive seismic hazard analysis one needs a calibrated magnitude relationship as well as an earthquake catalog for the study region. It is a well-known fact that regional geology has a great influence on the magnitude relations. We considered a large data set of waveforms (68978 recordings for the horizontal components and 34489 for the vertical) to calibrate a local magnitude scale valid for northwestern Iran. The data refer to 6518 events occurring in the period from 1996 to 2009 in the area between 34 and 41 N and 43 and 52 E. We calculated the associated synthesized Wood Anderson seismogram for each SS-1 waveform, which is a velocity instrument. The procedure of calculating coefficients is based on the arithmetic mean of Horizontal component amplitudes. Current techniques for the development of a local magnitude scale involve the simultaneous determination of the following: the magnitudes of a number of earthquakes, site-specific correction terms for each of the recording stations, and the two constants in the equation engaged to represent the variation of amplitude as a function of distance. Therefore, we used the JHD technique for inversion. The resulting distance-correction function can be expressed as $-\log A_0 = 1.4050 \log (r/100) + 0.0019 (r-100) + 3.0$, with amplitude A_0 in millimeters and hypocentral distance r in kilometers, showing a strong attenuation with distance. The distance-correction function can be expressed as $-\log A_0 = 1.4050 \log (r/100) + 0.0019 (r-100) + 3.0$, with amplitude A_0 in millimeters and hypocentral distance r in kilometers, showing a strong attenuation with distance. The Nuttli's M_N magnitude for each event was determined and compared with M_L . M_L is related to M_N by $M_N = 0.9177M_L + 0.6159$ for earthquakes with $1 \leq M_L \leq 6.2$ in this region. This equation indicates that $M_L = M_N$ is a reasonable inference in a wide magnitude range of $3.5 \leq M_L \leq 6$ in the northwest of Iran.

Keywords: Empirical Distance Attenuation, Local-Magnitude Scale (M_L), Tabriz Seismic Network, JHD Method.

For Persian Version see pages 85 to 92

*Corresponding author: R. Emami; E-mail: rezaemami@alumni.ut.ac.ir