

مقایسه روش‌های معکوس‌سازی تعمیم‌یافته و روش پوجول در تعیین مقیاس بزرگی محلی (M_L) برای البرز مرکزی

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

^۱ کارشناس ارشد ژئوفیزیک- زلزله‌شناسی، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۲ دانشیار، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۹۰/۶/۲۳، پذیرش نهایی: ۹۲/۲/۲۴)

چکیده

روش‌های گوناگون معکوس‌سازی به‌منظور به‌دست آوردن رابطه تصحیح تجربی در تعیین مقیاس بزرگی محلی (M_L) وجود دارد. در این تحقیق از دو روش پارامتریک معکوس‌سازی تعمیم‌یافته (Generalized Inversion) و روش پوجول (Pujol's method) برای به‌دست آوردن منحنی تضعیف تجربی استفاده کردیم. تفاوت این دو روش در مراحل به‌دست آوردن پارامترهای مورد نیاز است. چون در روش معکوس‌سازی تعمیم‌یافته برای تعیین این مقیاس، مقادیر بزرگی زمین‌لرزه، تصحیح ایستگاه‌ها و مقادیر واسنجی (کالیبراسیون) (مرتبط با پدیده گسترش هندسی و تضعیف ناکشسان) که منعکس‌کننده تغییرات دامنه به عنوان تابعی از فاصله هستند، به‌طور هم‌زمان تعیین می‌شوند، در نتیجه مقادیر بزرگی و تصحیحات ایستگاهی سرشکن (trade off) می‌شوند درحالی‌که در روش پوجول (۲۰۰۳) تصحیحات ایستگاهی جدا و قبل از پارامترهای دیگر محاسبه می‌شود. در این تحقیق به‌منظور مقایسه این دو روش، از حجم عظیمی داده که شامل ۶۲۵۲۳ لرزه‌نگاشت (waveform) مربوط به ۳۸۸۹ زمین‌لرزه که با شبکه‌های لرزه‌نگاری تهران، سمنان و ساری در محدوده جغرافیایی ۴۸ تا ۵۵ درجه طول شرقی و ۳۴ تا ۳۸ درجه عرض شمالی در بازه زمانی ۲ مارس ۱۹۹۷ تا ۱۳ مارس ۲۰۱۱ ثبت شده‌اند، استفاده شد. در مقایسه تصحیحات ایستگاهی به‌دست آمده از دو روش بیشترین اختلاف در ایستگاه تهران برابر با ۰/۰۵۴ و کمترین اختلاف در ایستگاه آلاشت برابر با صفر و اختلافی برابر با ۰/۰۷۴ و ۰/۰۰۰۷ به‌ترتیب در مقادیر ضرایب n و k به‌دست آمد. در نهایت تابع‌های تصحیح تجربی آن از روش‌های معکوس‌سازی تعمیم‌یافته و پوجول به‌دست آمد.

واژه‌های کلیدی: روش معکوس‌سازی تعمیم‌یافته، روش پوجول، بزرگی محلی (M_L)، منحنی تضعیف تجربی، البرز مرکزی

Comparison of generalized inversion and Pujol's methods in determination of local magnitude scale (M_L) for Central Alborz

Emami, R.¹, Rezapour, M.² and Rezaei, R.¹

¹M.Sc. in Geophysics, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

²Associate Professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 14 Sep 2011, Accepted: 14 May 2013)

Summary

The idea of measuring the size of an earthquake by means of an instrumental estimation of the energy released at the focal point led Richter (1935) to the creation of the first scale of magnitude. The concept of magnitude is based on the fact that amplitudes of seismic waves depend on the energy released at the focal point after it has been corrected for their attenuation during their propagation. Distance-correction function with the assumption that when a maximum amplitude of 1 mm is observed at a distance of 100 km, $M_L = 3.0$; There are several different approaches to invert the empirical distance-correction functions to the local magnitude scales (e.g., Kanamori and Jennings, 1978; Hutton and

Boore, 1987; Anderson, 1991). In this study we use the approach suggested by Hutton and Boore (1987). Following Hutton and Boore (1987), empirical attenuation curve can be expressed with an explicit distance-correction function. In distance-correction function n and k are parameters related to the geometrical spreading and anelastic attenuation. After rearranging distance-correction function we can be cast into a standard matrix formation that represents a typical linear inversion problem in geophysics that can be solved using least-squares, maximum likelihood, or generalized inversion methods (e.g., Aki and Richards, 1980; Menke, 1984; Lay and Wallace, 1995; Aster et al., 2005). In this study, used both generalized inversion and Pujol's methods for inversion to determine the empirical attenuation curve in the Central Alborz region.

Amplitude variation against distance in recent inversion methods is the basic approach for determination of the magnitudes of a number of earthquakes, site-specific correction terms for each of the recording stations, and the two constants that can be obtained in one step and simultaneously, result there is a trade-off between magnitude and station corrections. It is possible to determine these parameters in two steps without trade-off. In this method, we will use the separation of parameters technique introduced by Pavlis and Booker (1983) as modified by Pujol (1988, 2000). Therefore we used two, Generalized Inversion and Pujol's methods (Pujol, 2003) for calculating the empirical attenuation relation and local magnitude (M_L) in the Central Alborz, northern of Iran.

We used a large dataset of 3886 events including 62523 waveforms which were recorded by Tehran, Semnan and Sari seismic networks during 02/03/1997 to 13/03/2011. These seismic networks comprise of 19 three component stations. We calculated synthetic W-A seismograms by removing the instrument response of each record and convolving the resulting signal with the response of the standard W-A torsion seismograph. We assumed a static magnification of 2080 for the W-A instrument (as shown by Uhrhammer and Collins 1990, the W-A instrument has a magnification of 2080 and not 2800 as often assumed). Based on Richter's method we used amplitudes which are arithmetic means of those of horizontal components. Therefore maximum zero-to-peak amplitude was then measured on both horizontal synthetic seismograms. For a given event, the M_L is independently calculated for each recording station. The values of M_L from each station are averaged to give the magnitude of event, then magnitude residuals obtained from the attenuation curves of this study were plotted as a function of hypocentral distances, and the results obtained from the two methods are very similar.

Eventually, the corresponding values of geometrical spreading parameter (n) and inelastic attenuation parameter (k) are 0.9819 and 0.0028 and 0.9073 and 0.0035 respectively from Generalized Inversion and Pujol's methods. The two methods yielded similar results. But due to the reasons mentioned the result obtained by Pujol's method was chosen as the final result. Station corrections are related to the local ground conditions and instrument installation (Richter, 1958). A station with positive correction will yield a smaller ground-motion value than a station with a negative correction for any seismic event before the station corrections are applied. In other words, a station with a negative correction will amplify seismic waves compared to a station with a positive correction for the same event when the instrument installation conditions are the same. The station corrections resulted from this study vary between -0.378 to 0.725 suggesting that the local site effects may have a strong influence on the amplitudes.

Keywords: Generalized inversion method, Pujol's method, Local magnitude (M_L), Empirical attenuation curve, Central Alborz

۱ مقدمه

است لذا بزرگی M_L را می‌توان به صورت رابطه (۱) معرفی کرد:

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

که در آن، A بیشینه دامنه مشاهده شده در مولفه افقی برحسب میلی‌متر، $-\log A_0$ تابع تصحیح تجربی با این فرض که بیشینه دامنه 0.001 mm در فاصله 100 کیلومتری دارای بزرگی $M_L=0$ است و با توجه به زمین‌شناسی منطقه و زمین‌ساخت هر ناحیه برای مناطق گوناگون، متفاوت خواهد بود. در این رابطه S فاکتور تجربی تصحیح ایستگاه است.

در روش هوتن و بور (۱۹۸۷) می‌توان تابع تصحیح را به صورت رابطه (۲) زیر بیان کرد.

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

که در آن، n و k پارامترهای وابسته به گسترش هندسی $(A \propto 1/r^3)$ و تضعیف غیرکشسان $(A \propto e^{-\log 10kr})$ ، A_{ij} بیشینه دامنه افقی رویداد M برداشت شده در مولفه ایستگاه M ، r_{ij} فاصله از کانون زلزله M تا ایستگاه M ، M_{Li} بزرگی محلی رویداد M و s_j فاکتور تصحیح ایستگاهی برای ایستگاه M است. می‌توان رابطه (۲) را به صورت رابطه (۳) بازنویسی کرد:

$$\log A_{ij} + 3.0 = -n \log(r_{ij}/100) - k(r_{ij} - 100) + M_{Li} - s_j \quad (3)$$

که شکلی از ماتریس استاندارد زیر می‌تواند باشد:

$$Gm = d \quad (4)$$

رابطه (۴) یک مسئله معکوس کلی در ژئوفیزیک است که بردار داده با ابعاد n (تعداد مشاهده) را به بردار مدل با ابعاد m (تعداد مؤلفه‌های مدل) مرتبط می‌کند. در این تحقیق از روش معکوس تعمیم‌یافته (آکی و ریچاردز ۱۹۸۰؛ منکه، ۱۹۸۴) که محققان دیگر برای محاسبه بزرگی محلی عملی ساخته‌اند، استفاده کردیم (برای مثال هوتن و بور، ۱۹۸۷؛ لانگستن و همکاران، ۱۹۹۸؛ و مایو و

فرمول بزرگی محلی (M_L) را اولین بار ریشتر (۱۹۳۵)، (۱۹۵۸) برای جنوب کالیفرنیا معرفی کرد. مهم‌ترین بخش در فرمول بزرگی محلی، به دست آوردن منحنی تضعیف تجربی یا همان مقادیر واسنجی است. منحنی تضعیف تجربی به ناکشسانی، پراکندگی و گسترش هندسی در طول مسیر زمین‌لرزه تا ایستگاه بستگی دارد. روش‌های گوناگون معکوس‌سازی برای به دست آوردن مقادیر واسنجی وجود دارد، (برای مثال کاناموری و جنینگ (۱۹۷۸)، هوتن و بور (۱۹۸۷)، اندرسون (۱۹۹۱) روش‌های متفاوتی را عرضه کرده‌اند). در این تحقیق از روش هوتن و بور (۱۹۸۷) استفاده کردیم، به طوری که در این روش رابطه تصحیح تجربی به صورت تابعی از دو پارامتر وابسته به گسترش هندسی (n) و تضعیف ناکشسان (k) فرض می‌شود. این دو پارامتر (مقادیر واسنجی) را می‌توان از روش‌های متفاوتی مانند مجموع کمترین مربعات، حد اکثر احتمالات یا روش‌های دیگر محاسبه کرد (برای مثال آکی و ریچاردز، ۱۹۸۰؛ منکه، ۱۹۸۴؛ لی و والاس ۱۹۹۵؛ پوجول، ۲۰۰۳؛ آستر و همکاران، ۲۰۰۵).

۲ آنالیز

بزرگی محلی (M_L) به منزله اولین مقیاس بزرگی لرزه‌ای را ریشتر (۱۹۳۵، ۱۹۵۸)، بر پایه اندازه‌گیری با دستگاه وود-اندرسون پیچشی (دوره 0.8 ثانیه، بزرگ‌نمایی (magnification) 2800 ، و ضریب کاهندگی (damping) 0.8) تعریف شد. اورهامر و کالینز (۱۹۹۰) متوجه شدند که مقدار واقعی بزرگ‌نمایی 2800 نیست و مقدار صحیح 2080 است که این خطا، اختلافی در حد 0.13 واحد بزرگی را ایجاد می‌کند. ریشتر با فرض عمق یکسان برابر حدود 16 کیلومتر برای کل زمین‌لرزه‌ها از فاصله رومرکزی استفاده کرد. اما امروزه استفاده از فاصله کانونی در به دست آوردن منحنی تضعیف بیشتر متداول

تصحیحات ایستگاهی و بزرگی سرشکن می‌شوند. برای مثال اضافه کردن یک مقدار دلخواه به همه S_j ها و M_{Li} هیچ تاثیری روی رابطه (۳) نمی‌گذارد. اما چنانچه نشان داده می‌شود، امکان حل دستگاه معادلات در دو مرحله وجود دارد به طوری که در مرحله اول تصحیحات ایستگاهی و در مرحله دوم سایر پارامترها به دست می‌آیند (پوجول، ۲۰۰۳). برای این منظور رابطه (۳) را به صورت رابطه (۷) بازنویسی می‌کنیم:

$$A_{ij} = b_{ij}n + c_{ij}k + M_{Li} - s_j \quad i=1, P; \quad j=1, N \quad (7)$$

که معانی متغیرهای زیرنویس دار در مقایسه با رابطه (۳) کاملا روشن است. با این فرض که برای هر زمین لرزه همه ایستگاه‌ها همیشه به صورت یکسان عمل می‌کنند می‌توان رابطه (۳) را در قالب ماتریس به صورت رابطه (۸) نوشت:

$$W_i a_i = W_i B_i x_i - W_i s; \quad i=1, P; \quad (8)$$

که

$$a_i = \begin{pmatrix} a_{1i} \\ a_{2i} \\ \vdots \\ a_{Ni} \end{pmatrix}; \quad B_i = \begin{pmatrix} b_{1i} & c_{1i} & 1 \\ b_{2i} & c_{2i} & 1 \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ b_{Ni} & c_{Ni} & 1 \end{pmatrix} \quad (9)$$

$$x_i = (nkM_i)^T \quad (10)$$

$$s = (s_1 s_2 \dots s_N)^T, \quad (11)$$

که در آن، بالوند T نشانه ترانواده ماتریس و W_i ماتریس قطری وزنی $N \times N$ با مقادیر ۱ و صفر است که به ترتیب متناظر با حالاتی هستند که ایستگاه استفاده شده است یا نه و برای محاسبات بعدی مورد نیاز است. گذشته از علامت منفی، رابطه (۸) برابر با معادله‌ای است که از روش JHD (Joint Hypocentral) Determination به دست می‌آید. به این دلیل بعضی از ایده‌هایی که در حل مسئله JHD به کار برده می‌شود، بویژه از روش جداسازی پارامترها که پاوولیس و بووکر (۱۹۸۳) معرفی کردند و پوجول

لانگستن، (۲۰۰۷). در این روش با فرض اینکه G یک ماتریس $m \times n$ با مقادیر حقیقی باشد و در صورتی که $m \neq n$ باشد از یک ماتریس معکوس تعمیم یافته G^{-g} می‌توان برای حل معادله رابطه (۴) استفاده کرد.

$$m = G^{-g} G m = G^{-g} d \quad (5)$$

ماتریس معکوس تعمیم یافته G^{-g} را می‌توان با روش SVD (منکه، ۱۹۸۴) محاسبه کرد.

در صورتی که تعداد زمین لرزه‌ها p و تعداد مولفه‌ها q باشد می‌توان رابطه (۴) را به صورت زیر بازنویسی کرد، همچنین می‌بایست این شرط را که مجموع تصحیح همه ایستگاه‌ها برابر صفر شود، در روابط وارد کرد (الساگر و همکاران (۱۹۹۱)، لانگستن و همکاران (۱۹۹۸)). بنابراین داریم:

$$G = \begin{bmatrix} -\log(r_{11}/100) & -(r_{11}-100) & 1 & 0 & \dots & 0 & -1 & 0 & 0 & \dots & 0 \\ -\log(r_{12}/100) & -(r_{12}-100) & 1 & 0 & \dots & 0 & 0 & -1 & 0 & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ -\log(r_{p(q-1)}/100) & -(r_{p(q-1)}-100) & 0 & \dots & 0 & 1 & 0 & \dots & 0 & -1 & 0 \\ -\log(r_{pq}/100) & -(r_{pq}-1) & 0 & \dots & 0 & 1 & 0 & \dots & 0 & 0 & -1 \\ 0 & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 & 1 & 1 & \dots & 1 & 1 \end{bmatrix}_{(pq+1) \times (pq+2)} \times \begin{bmatrix} n \\ K \\ M_{L1} \\ \vdots \\ M_{LP} \\ S_1 \\ S_2 \\ \vdots \\ S_{q-1} \\ S_q \end{bmatrix}_{(pq+2) \times 1} = \begin{bmatrix} \log A_1 + 3.0 \\ \log A_2 + 3.0 \\ \vdots \\ \log A_{p(q-1)} + 3.0 \\ \log A_{pq} + 3.0 \\ 0 \end{bmatrix}_{(pq+1) \times 1} \quad (6)$$

که در آن، p تعداد زمین لرزه‌ها و q تعداد مولفه‌ها است. رابطه (۶)، رابطه اصلی برای معکوس سازی است. همان‌طور که از رابطه (۶) مشخص است برای تشکیل هر ردیف از ماتریس‌های G و d فوق نیاز به فاصله کانونی r و دامنه بیشینه A هستیم. ماتریس‌های G و d بر پایه داده‌های موجود شکل گرفته‌اند و لزوماً هر رویداد زمین لرزه در همه ایستگاه‌ها دریافت نشده است.

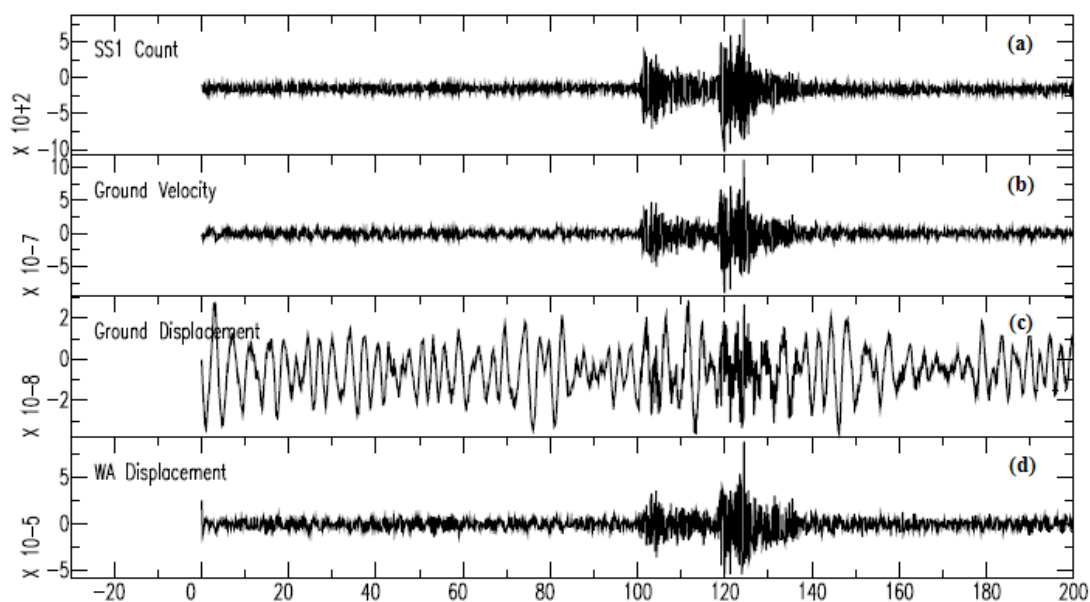
در این روش برای تعیین مقیاس بزرگی محلی، مقادیر بزرگی‌های زمین لرزه‌های موجود، تصحیح ایستگاهی برای هر یک از ایستگاه‌ها و دو ثابت موجود در معادله که منعکس کننده تغییرات دامنه در حکم تابعی از فاصله هستند، به طور هم‌زمان تعیین می‌شوند در نتیجه مقادیر

شکل موج‌های ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری کشوری به فرمت yfile است متاسفانه این شکل موج‌ها دارای header نیست لذا حامل اطلاعات رویداد زمین‌لرزه نیستند. SAC (The Seismic Analysis Code) از جمله نرم‌افزارهایی است که در نوع خود دارای header کاملی است. لذا همه داده‌ها به فرمت نرم‌افزار SAC تبدیل شد، سپس با واهمامیخت (deconvolution) پاسخ SS-1 به سرعت و سپس به جابه‌جایی زمین تبدیل شد چرا که دستگاه‌های SS-1 به کار گرفته شده در مرکز لرزه‌نگاری کشوری سرعت‌نگار هستند درحالی که دستگاه وود-اندرسون جابه‌جایی‌نگار است. در نهایت با همامیخت (convolution) پاسخ دستگاه وود-اندرسون شکل موجی به دست آمد که ثبت ساختگی وود-اندرسون نامیده می‌شود. در شکل ۱ یک نمونه لرزه‌نگاشت که فرایند واهمامیخت و همامیخت روی آن صورت گرفته، نشان داده شده است.

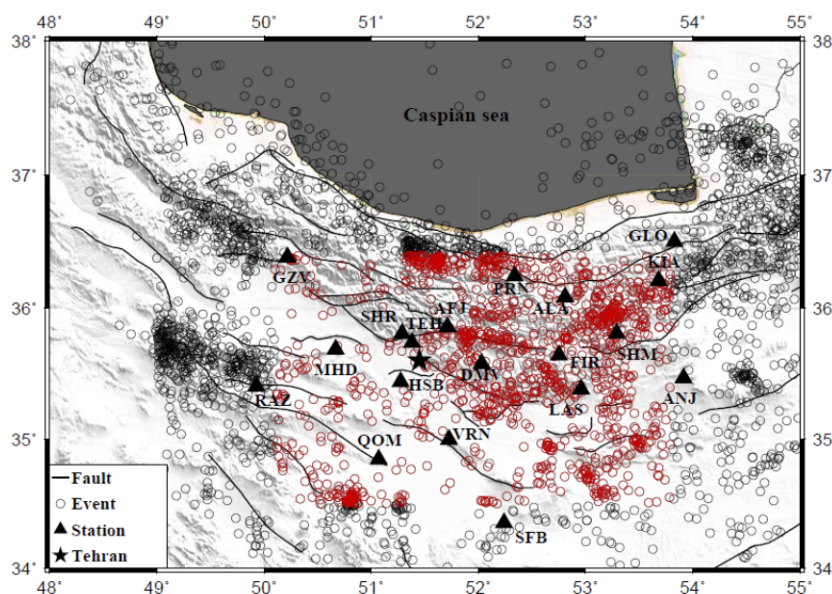
(۲۰۰۰) آن را بهینه ساخته است، برای حل رابطه (۸) به کار می‌رود. به طوری که در مرحله اول با حذف پارامتر X_i تصحیحات ایستگاهی به دست می‌آید و در مرحله دوم پارامترهای k, n و بزرگی زمین‌لرزه‌ها به دست می‌آیند. در نتیجه مقادیر تصحیحات ایستگاهی و بزرگی سرشکن نمی‌شوند.

۱-۲ نتایج به دست آمده از دو روش

به منظور به دست آوردن مقادیر واسنجی از ۲۰۸۴۱ داده (میانگین حسابی دامنه مولفه‌های افقی در گروه S) مربوط به ۳۳۸۹ زمین‌لرزه رخ داده در محدوده جغرافیایی ۴۸ تا ۵۵ درجه طول شمالی و ۳۴ تا ۳۸ درجه عرض شرقی که در فاصله زمانی ۲ مارس ۱۹۹۷ تا ۱۳ مارس ۲۰۱۱ در ایستگاه‌های لرزه‌نگاری کوتاه‌دوره (short period) مجهز به لرزه‌نگار SS-1 (با بسامد ویژه یک هرتز) شبکه‌های تهران، سمنان و ساری ثبت شده‌اند، استفاده شد (شکل ۲).



شکل ۱. (a) لرزه‌نگاشت ثبت شده با SS-1، (b) همان لرزه‌نگاشت بعد از برداشتن پاسخ دستگاه SS-1 (سرعت جابه‌جایی زمین)، (c) همان لرزه‌نگاشت پس از تبدیل سرعت جابه‌جایی زمین به جابه‌جایی زمین (d): همان لرزه‌نگاشت در دستگاه وود-اندرسون. (مولفه N زمین‌لرزه رخ داده در $49.02^{\circ}E$ و $35.62^{\circ}N$ با بزرگی $M_N=2.2$ در تاریخ ۱۳ ژوئن ۲۰۱۱ که در ایستگاه MHD ثبت شده است).



شکل ۲. توزیع ایستگاه‌های شبکه‌های لرزه‌نگاری تهران، سمنان و ساری، دایره‌های سرخ‌رنگ زمین‌لرزه‌های رخ داده در داخل شبکه را نشان می‌دهد.

هدف از این تحقیق در وهله اول مقایسه دو روش معکوس‌سازی است و عرضۀ رابطه‌ای برای این منطقه، در درجه دوم اهمیت قرار دارد. با این حال به منظور ارزیابی تأثیر عمق و استفاده از روش اولیه ریشر (۱۹۳۵) مبنی بر قرار دادن عمق ثابت علاوه بر فاصله کانونی از عمق ثابت ۱۴ کیلومتر (مرادی و همکاران، ۲۰۱۱؛ یمینی فرد و همکاران، ۱۳۸۸) برای رخداد‌های منطقه استفاده شد و منحنی تضعیف تجربی به صورت رابطه (۱۴) به دست آمد.

$$-\log A_0 = 0.9503 \log(r/100) + 0.0035(r-100) + 3.0 \quad (14)$$

که در مقایسه با قرار دادن فاصله کانونی تفاوت بسیار جزئی مشاهده می‌شود. همچنین با حذف داده‌هایی که خارج از شبکه لرزه‌نگاری قرار داشتند، رابطه تضعیف به صورت رابطه (۱۵) از روش پوجول (۲۰۰۳) به دست آمد.

$$-\log A_0 = 1.2667 \log(r/100) + 0.0019(r-100) + 3.0 \quad (15)$$

البته این اختلاف به دلیل تغییر محدودده طبیعی است. اما چنانچه شکل ۳ نشان می‌دهد، تا فاصله ۲۵۰ کیلومتر،

بیشینه دامنه‌ها به صورت خط مبنا تا پیک (zero-to-peak) از مولفه‌های افقی استخراج شدند. نتایج حاصل از معکوس‌سازی برای پارامترهای n و k در جدول ۱ درج شده است و منحنی‌های تضعیف به دست آمده در شکل ۳ ترسیم و مقایسه شده است. همچنین از دو فاصله رومرکزی و کانونی در هر دو روش پارامتریکی استفاده شد تا تأثیر عمق نیز مورد بررسی و مقایسه قرار گیرد. در نهایت تابع‌های تصحیح تجربی روابط (۱۲) و (۱۳) به ترتیب از روش‌های معکوس‌سازی تعمیم‌یافته و پوجول (۲۰۰۳) براساس میانگین حسابی بیشینه دامنه خط مبنا تا پیک روی گروه S به دست آمد:

$$-\log A_0 = 0.9819 \log(r/100) + 0.0028(r-100) + 3.0 \quad (12)$$

$$-\log A_0 = 0.9073 \log(r/100) + 0.0035(r-100) + 3.0 \quad (13)$$

چنانچه از روابط (۱۲) و (۱۳) برمی‌آید، مقادیر واسنجی به دست آمده از دو روش معکوس‌سازی تعمیم‌یافته و پوجول (۲۰۰۳) مشابه هم است به طوری که اختلاف در ضرایب n و k به دست آمده به ترتیب برابر با ۰/۰۷۴ و ۰/۰۰۷ است.

امریکا و حوضه مکزیک (Basin of Mexico) بیشتر است که این می‌تواند ناشی از فعال بودن زمین‌ساختی منطقه البرز و وجود آتشفشان دماوند در این منطقه باشد.

۲-۲ تصحیحات ایستگاهی

تصحیحات ایستگاهی وابسته به شرایط زمین محل و نصب دستگاه دارد (ریشر، ۱۹۵۸). چنانچه رابطه (۱) نشان می‌دهد، یک ایستگاه با تصحیح مثبت نسبت به ایستگاهی با تصحیح منفی برای یک رویداد زلزله قبل از اعمال تصحیح حرکت زمین کوچک‌تری را نشان می‌دهد. تا حدی می‌توان گفت که توزیع تصحیح ایستگاهی شرایط عمومی منطقه مورد بررسی را نشان می‌دهد. چنانچه در جدول ۲ مشخص است، مقادیر تصحیحات ایستگاهی به‌دست آمده از دو روش مشابه هم است و بیشترین تصحیحات ایستگاهی $-۰/۳۷۸$ و $۰/۷۲۵$ واحد بزرگی به‌ترتیب برای ایستگاه‌های پرن (Peran) و آنجیلو (ANJ) و کمترین مقدار $۰/۰۳۳$ واحد بزرگی برای ایستگاه رازقان (RAZ) به‌دست آمد.

استفاده از رابطه (۱۵) و رابطه (۱۳) مقدار بزرگی محلی یکسانی را به‌دست می‌دهد ولی در فواصل بیشتر، رابطه (۱۳) مقدار بزرگی را به‌طور متوسط به اندازه $۰/۲۵$ واحد بزرگی بیشتر برآورد می‌کند بنابراین می‌توان برای تعیین بزرگی زمین‌لرزه‌هایی که در داخل شبکه رخ داده‌اند (محدوده جغرافیایی ۵۰ تا ۵۴ درجه طول شرقی و $۳۴/۵$ تا $۳۶/۵$ درجه عرض شمالی) از رابطه (۱۵)، و در سایر نقاط البرز مرکزی از رابطه (۱۳) استفاده کرد.

با مقایسه مقادیر واسنجی در جدول ۱ متوجه می‌شویم که در حالت استفاده از فاصله رومرکزی نسبت به فاصله کانونی مقدار n (گسترش هندسی) کاهش و مقدار k (تضعیف تجربی) افزایش می‌یابد. همچنین در مقایسه متناظر در همه حالت‌ها، پارامترهای n و k به‌دست آمده از روش پوجول (۲۰۰۳) به‌ترتیب کوچک‌تر و بزرگ‌تر از روش معکوس‌سازی تعمیم‌یافته به‌دست آمده است. منحنی تضعیف تجربی به‌دست آمده از این تحقیق با استفاده از دو روش، در شکل ۳ رسم و با سایر نقاط جهان مقایسه شده است. به‌طوری که مشاهده می‌کنیم در کل تضعیف امواج لرزه‌ای در البرز مرکزی نسبت به مرکز

جدول ۱. کلیه مقادیر به‌دست آمده از دو روش (No.Event=3389, No.Data=20841).

Method	distance	phase	n±Standard Deviation	k±Standard Deviation
Generalized inversion	Hypocentral	S	0.9819±0.045	0.0028±0.00014
		total	1.2133±0.040	0.0013±0.00012
	Epicentral	S	0.8869±0.041	0.0030±0.00013
		total	1.0897±0.036	0.0016±0.00011
Pujol's method	Hypocentral	S	0.9073±0.013	0.0035±6.3e-5
		total	1.1597±0.012	0.0019±5.5e-5
	Epicentral	S	0.8062±0.012	0.0038±6.1e-5
		total	1.0319±0.011	0.0022±5.4e-5

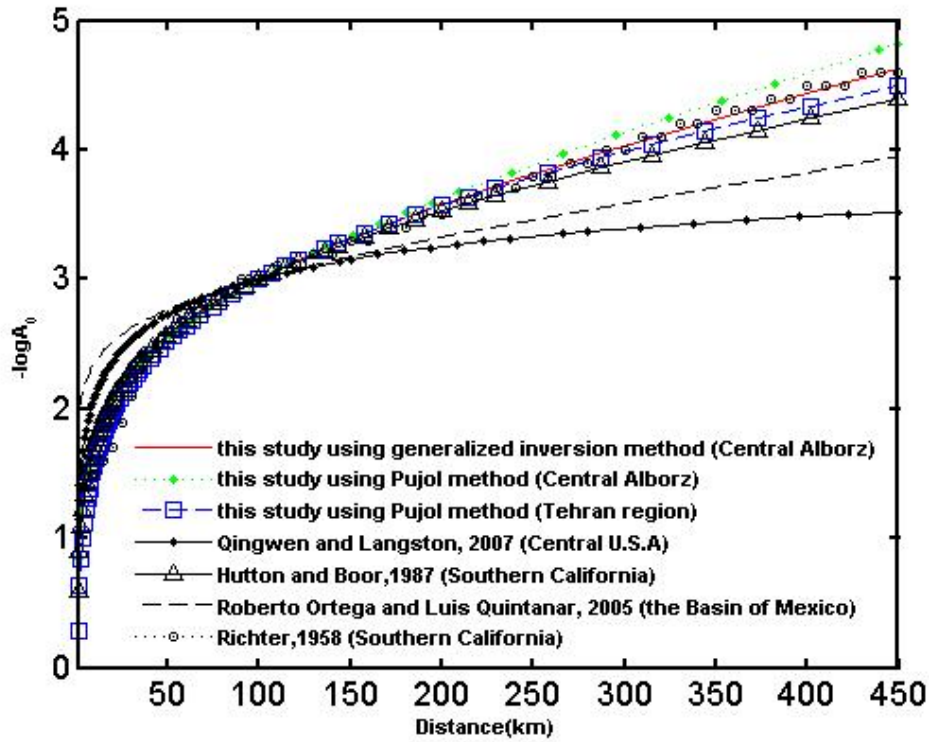
جدول ۲. مشخصات ایستگاه‌ها و تصحیحات ایستگاهی به‌دست آمده از دو روش.

Sub Network	Station Code	Latitude N(degree)	Longitude E(degree)	Station Correction		G.I.S.C – P.M.S.C	Number of Record
				Generalized Inversion	Pujol's method		
Tehran	AFJ	35.8560	51.7125	-0.280	-0.263	0.017	705
	DMV	35.5772	52.0322	0.062	0.036	0.026	2203
	FIR	35.6415	52.7536	0.139	0.157	0.018	2222
	GZV	36.3859	50.2184	-0.050	-0.082	0.032	1053
	MHD	35.6853	50.668	-0.107	-0.127	0.020	1585
	QOM	34.8424	51.0703	-0.065	-0.088	0.023	1090
	RAZ	35.4046	49.9290	0.033	0.039	0.006	1645
	SFB	34.3518	52.2406	0.051	0.001	0.050	1059
	SHR	35.8061	51.2889	-0.254	-0.279	0.025	510
	TEH	35.7367	51.3817	-0.127	-0.073	0.054	297
	HSB	35.4378	51.2757	0.075	0.037	0.038	924
VRN	34.9954	51.7273	-0.095	-0.139	0.044	2173	
Semnan	ANJ	35.4672	53.9144	0.725	0.775	0.050	309
	LAS	35.3822	52.9589	0.090	0.104	0.014	960
	SHM	35.8067	53.2922	-0.066	-0.044	0.022	721
Sari	ALA	36.0829	52.8099	0.226	0.226	0.000	316
	GLO	36.5024	53.8302	-0.249	-0.232	0.017	1088
	KIA	36.2070	53.6837	0.268	0.297	0.029	793
	PRN	36.2419	52.3381	-0.378	-0.344	0.034	1188

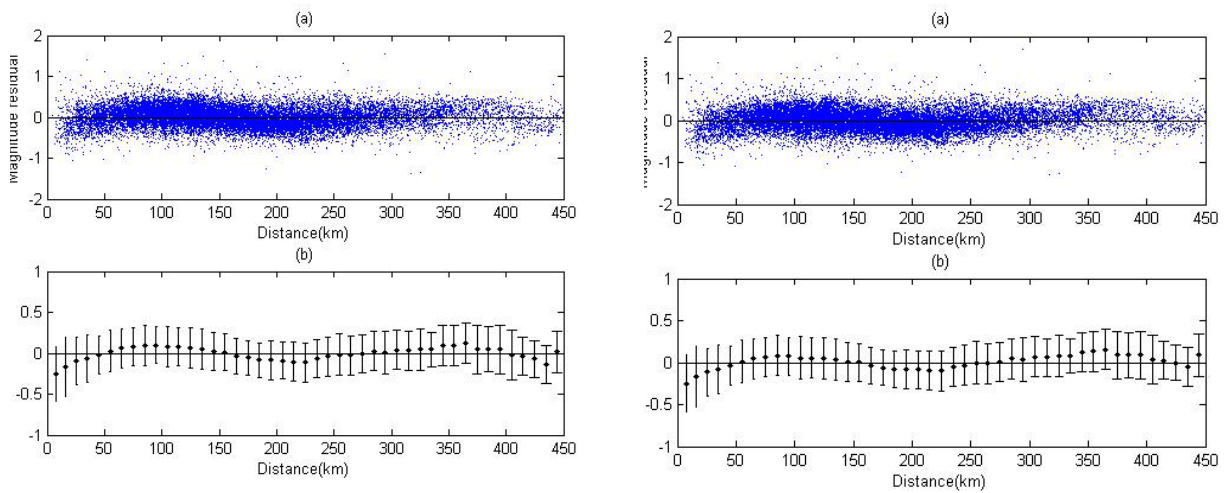
شکل‌های ۴ و ۵ به ترتیب اختلاف بزرگی زمین‌لرزه و بزرگی ایستگاهی به‌دست آمده از روش معکوس‌سازی تعمیم‌یافته و پوجول (۲۰۰۳) بعد از اعمال تصحیحات ایستگاهی را نشان می‌دهند. در هر دو روش، اختلاف بین بزرگی زمین‌لرزه و بزرگی محاسبه شده برای هر ایستگاه $(\tilde{M}_i - M_{ij})$ و مقادیر میانگین آنها به خط صفر نزدیک است. با مقایسه اختلاف بزرگی زمین‌لرزه و بزرگی ایستگاهی به‌دست آمده از دو روش متوجه می‌شویم که تفاوت روشی بین آنها نمی‌توان مشاهده کرد.

۲-۳ مقایسه روش‌های معکوس‌سازی تعمیم‌یافته و پوجول (۲۰۰۳) با توجه به اختلاف بزرگی رخداد از بزرگی ایستگاهی
برای یک رویداد خاص M_L برای هر ایستگاه به‌صورت مجزا محاسبه شده. سپس M_L رویداد با گرفتن میانگین حسابی از M_L همه ایستگاه‌های ثبت‌کننده رویداد به‌دست آمد. اختلاف بین بزرگی زمین‌لرزه \tilde{M}_i و بزرگی محاسبه شده برای هر ایستگاه (M_{ij}) ، برابر است با:

$$res(M_L)_{ij} = \tilde{M}_i - M_{ij} \quad (16)$$



شکل ۳. مقایسه مقادیر واسنجی به‌دست آمده از دو روش برای البرز مرکزی با سایر نقاط جهان (اورتگا و کوئین تانار، ۲۰۰۵).



شکل ۵. (a) اختلاف بین بزرگی زمین‌لرزه و بزرگی محاسبه شده برای هر ایستگاه ($\bar{M}_i - M_{ij}$) درحکم تابعی از فاصله بعد از اعمال تصحیحات ایستگاهی، (b) میانگین مقادیر اختلاف بزرگی رویداد از بزرگی‌های ایستگاهی در فواصل ۱۰ کیلومتر با انحراف معیار (S.D) (روش پوجول، ۲۰۰۳).

شکل ۴. (a) اختلاف بین بزرگی زمین‌لرزه و بزرگی محاسبه شده برای هر ایستگاه ($\bar{M}_i - M_{ij}$) درحکم تابعی از فاصله بعد از اعمال تصحیحات ایستگاهی، (b) میانگین مقادیر اختلاف بزرگی رویداد از بزرگی‌های ایستگاهی در فواصل ۱۰ کیلومتر با انحراف معیار (S.D) (روش معکوس‌سازی تعمیم‌یافته).

۳ نتیجه گیری

برای به دست آوردن تابع تضعیف تجربی از دو روش پارامتریکی معکوس سازی تعمیم یافته و پوجول (۲۰۰۳) استفاده کردیم. مقادیر واسنجی به دست آمده از دو روش مشابه است، همچنین وقتی اختلاف بین بزرگی زمین لرزه و بزرگی ایستگاهی را برای دو روش رسم کنیم به این نتیجه می‌رسیم که مقادیر به دست آمده مشابه هم هستند. اختلاف قابل توجهی بین مقادیر به دست آمده برای تصحیحات ایستگاهی با استفاده از دو روش مشاهده نشد؛ به طوری که بیشترین اختلاف برای ایستگاه تهران (TEH) برابر با ۰/۰۵۴ و کمترین اختلاف برای ایستگاه آلاشت (ALA) برابر با صفر به دست آمد و اختلافی که در مقدار ضرایب n و k به دست آمد به ترتیب برابر با ۰/۰۷۴ و ۰/۰۰۰۷ است. برای فواصل بزرگتر از ۳۰۰ کیلومتر روش معکوس سازی تعمیم یافته بزرگی زمین لرزه را حداکثر ۰/۲ واحد بزرگی کوچکتر از روش پوجول (۲۰۰۳) برآورد می‌زند. با توجه به اینکه منحنی تضعیف تجربی به دست آمده از روش پوجول (۲۰۰۳) به روش ناپارامتریکی نزدیکتر است (امامی، ۱۳۹۰) و همچنین دلایلی که ذکر شد روش پوجول در حکم روش مطلوبتر و رابطه (۱۷) در حکم رابطه نهایی برای مقیاس بزرگی محلی در البرز مرکزی انتخاب شد، البته لازم به ذکر است که هدف از این تحقیق در وهله اول مقایسه دو روش معکوس سازی است و عرضه فرمول بزرگی در درجه دوم اهمیت قرار دارد.

$$M_L = \log A + 0.9073 \log(r/100) + 0.0035(r-100) + 3.0 \quad (17)$$

به منظور مقایسه و تاثیر عمق، مقادیر واسنجی را با قرار دادن عمق ثابت ۱۴ کیلومتر (مرادی و همکاران، ۲۰۰۱؛ یمینی فرد و همکاران ۱۳۸۸) به جای فاصله کانونی برای زمین لرزه های منطقه به دست آوردیم در نهایت اختلاف بسیار جزئی ای را مشاهده کردیم. همچنین

با حذف داده هایی که خارج از شبکه لرزه نگاری قرار داشتند رابطه بزرگی به صورت رابطه (۱۸) با استفاده از روش پوجول (۲۰۰۳) به دست آمد.

$$M_L = \log A + 1.2667 \log(r/100) + 0.0019(r-100) + 3.0 \quad (18)$$

بنابراین می توان برای تعیین بزرگی زمین لرزه هایی که در داخل شبکه رخ داده اند (محدوده جغرافیایی ۵۰ تا ۵۴ درجه شرقی و ۳۴/۵ تا ۳۶/۵ درجه شمالی) از رابطه (۱۸) استفاده کرد و در سایر نقاط البرز مرکزی از رابطه (۱۳) استفاده کرد.

تصحیحات ایستگاهی در این تحقیق از ۰/۳۷۸- تا ۰/۷۲۵ تغییر می کند که نشان می دهد تاثیرات محل نصب ایستگاه ها روی امواج زمین لرزه قابل توجه خواهد بود.

تشکر و قدردانی

از شبکه لرزه نگاری کشوری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران به خاطر در اختیار قرار دادن داده های مورد نیاز، تشکر و قدردانی می شود.

مراجع

امامی، ر.، ۱۳۹۰، تعیین مقیاس بزرگی محلی (M_L) در البرز مرکزی، پایان نامه کارشناسی ارشد مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

یمینی فرد، ف.، مرادی، ع.، عنبران، ع.، نوروزی، ر. و نقوی، م.، ۱۳۸۸، لرزه خیزی و ساختار سرعتی پوسته تهران، انتشارات سازمان پیشگیری و مدیریت بحران شهر تهران-ایران.

Aki, A. and Richards, P. G., 1980, Quantitative seismology, 2 vols, Freeman, San Francisco.
Alsaker, A., Kvamme, L. B., Hansen, R. A., Dahle, A. and Bungum, H., 1991, The M_L scale in Norway, Bull. Seismol. Soc. Am., **81**, 2, 379-389.

Anderson, J. G., 1991, A preliminary descriptive model for the distance dependence of the spectral decay parameter in southern

- Am., **97**, 2137-2151.
- Moradi, A. S., Hatzfeld, D., and Tatar, M. 2011, Microseismicity and seismotectonics of the North Tabriz fault (Iran), *Tectonophysics*, **506**, 22-30.
- Ortega, R. and Quintanar, L., 2005, A study of the local magnitude scale in the basin of Mexico: Mutually Consistent Estimates of log A0 and Ground-Motion Scaling, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **95**, 605-613.
- Pavlis, G. and Booker, J., 1983, Progressive multiple event location (PMEL), *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 1753-1777.
- Pujol, J., 2003, Determination of a Local magnitude scale: a generalized inverse solution, *Bull. Seism. 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.
- Uhrhammer, R. A. and Collins, E. R., 1990, Synthesis of Wood-Anderson seismograms from broadband digital records, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**, 702-716.
- California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **81**, 2186-2193.
- Aster, R. C., Borchers, B. and Thurber, C. H., 2005, *Parameter estimation and inverse problems*, Elsevier Academic Press, Burlington, Massachusetts.
- Hutton, L. K. and Boore, D. M., 1987, The M_L scale in Southern California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **72**(6), 2074-2094.
- Kanamori, H. and Jennings, P. C., 1978, Determination of local magnitude, M_L , from strong motion accelerograms, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **68**, 471-485.
- Langston, C. A., Brazier, R., Nyblade, A. A. and Owens, T. J., 1998, Local magnitude scale and seismicity rate for Tanzania, East Africa, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **88**, 712-721.
- Lay, T., and Wallace, T. C., 1995, *Modern global seismology*, Academic Press, San Diego, California.
- Menke, W., 1984, *Geophysical data analysis: discrete inverse theory*, Academic Press, Orlando, Florida.
- Miao, Q., and Langston, C. A., 2007, Empirical distance attenuation and the local magnitude scale for the central U.S., *Bull. Seismol. Soc.*