

تعیین رابطه بزرگی محلی برای شمال غرب ایران با استفاده از شتاب‌نگاشت‌ها

محبوبه شریفی^۱، اسماعیل بایرام‌نژاد^{۲*} و ظاهر حسین شمالی^۳

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

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

^۳ دانشیار، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۹۱/۳/۷، پذیرش نهایی: ۹۲/۴/۱۱)

چکیده

با توجه به اینکه دستگاه‌های شتاب‌نگاری در فاصله‌های نزدیک برخلاف دستگاه لرزه‌نگار در جنبش‌های نیرومند زمین کارایی خود را از دست نداده و بریده و ناقص ثبت نمی‌کنند، نتایج حاصل برای محاسبه بزرگی محلی می‌تواند قابل قبول‌تر از داده‌های لرزه‌نگارها باشد. داده‌های مورد استفاده در این تحقیق شامل ۷۸۱ ثبت دومولفه‌ای افقی شتاب برای ۳۹۰ زلزله با بزرگی $M_n \geq 4$ ثبت شده در ۶۶ ایستگاه شتاب‌نگاری در منطقه شمال غرب ایران است. ثبت‌های شتاب‌نگاشت برای ایجاد لرزه‌نگاشت مصنوعی ووداندرسن مورد استفاده قرار گرفته است. ابتدا پس از اعمال تصحیحات لازم روی شتاب‌نگاشت‌ها، لرزه‌نگاشت‌های مصنوعی ووداندرسن بازسازی شد. سپس از روش وارون‌سازی داده‌ها برای به‌دست آوردن ضرایب میرایی، بزرگی‌ها و تصحیحات ایستگاهی استفاده شد. به علت اینکه مقدار ضریب تضعیف ناکشسان منفی به‌دست آمد، روش مونت کارلو اعمال شد تا منحنی تصحیح فاصله برای شمال غرب ایران به‌دست آید. نتایج نشان می‌دهد که منحنی تصحیح فاصله دارای ۳ مقدار برای ضریب گسترش هندسی است.

$$R \leq 85 \text{ km}, n_1 = 0.73; 85 < R \leq 120 \text{ km}, n_2 = -0.46; R > 120 \text{ km}, n_3 = 0.22; k = 0.00037$$

فاصله‌های رومرکزی کمتر از ۸۵ کیلومتر مربوط به تضعیف امواج مستقیم است. فاصله‌های بین ۸۵ و ۱۲۰ کیلومتر دربرگیرنده امواج با بازتاب بحرانی از ناپیوستگی‌ها است که باعث افزایش ناگهانی دامنه‌ها می‌شود. اما پارامترهای منحنی تضعیف مستقل از ساختار پوسته است بنابراین برای به‌دست آوردن ضرایب میرایی واحد و قابل قبول برای منطقه تصحیحات ایستگاهی با در نظر گرفتن فاصله روی دامنه‌ها اعمال شد و مجدداً روش وارون‌سازی تکرار شد که در نتیجه، پارامترهای قابل قبولی برای تضعیف ناکشسان و گسترش هندسی به شرح زیر به‌دست آمد:

$$n = 1.52, k = 0.00137$$

واژه‌های کلیدی: بزرگی محلی، رابطه تضعیف، دستگاه شتاب‌نگاری، دستگاه ووداندرسن

Determination of local magnitude scale, M_L , for north-west Iran using accelerograms

Sharifi, M.¹, Bayramnejad, E.² and Shomali, Z. H.³

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

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

³Associate Professor of Geophysics, Earth Physics Department, Institute of Geophysics University of Tehran, Iran

(Received: 27 May 2012, Accepted: 02 Jul 2013)

Summary

According to accelerograms that do not clip in small distances unlike seismograms, results for local magnitude estimation can be more acceptable than that from seismogram data. The dataset used in this study contains 780 two-component horizontal accelerograms from 390 earthquakes with magnitudes range $M_n \geq 4$. To enhance the quality of the data, we employed baseline correction. We processed the uncorrected

strong-motion data to make baseline and instrument correction and band-pass filtering. The local magnitude introduced by Richter (1935) is based on the amplitude recorded by the Wood-Anderson torsion seismograph with a natural period of 0.8 sec, a damping constant of $h=0.8$, and a static magnification, $v=2800$. Richter chose his reference earthquake with $M_L=3$, such that amplitude was 1 mm on a Wood-Anderson seismograph at an epicentral distance of 100 km. He determined $-\log A_0$ attenuation function for southern California region. $\log A_0$ depends on the effects of geometrical spreading and an elastic attenuation and also these effects depend on the characteristics of the crustal structure (Bakun and Joyner, 1984). For large variability of velocity and attenuation, structure of the Earth's crust does not permit to develop a unique calibration function for local events. Therefore, it is necessary to calibrate it for any region. In this article, we calibrate M_L for northwest Iran using synthetic Wood-Anderson seismograms. The area under study extends from 36 to 40 degrees north latitude and from 44 to 50 degrees east longitude. The local magnitude is determined within the period range of greatest engineering interest. So it is a very useful scale for engineering. Many structures have natural periods close to that of a Wood-Anderson instrument, and the extent of earthquake damage is closely related to M_L . Nowadays, the lack of W-A Seismograph prevents the calculation of such magnitude in the original form. Kanamori and Jennings (1978) proposed an alternative method of calculation. The accelerograph records are used as acceleration input to an oscillator with characteristics of the Wood-Anderson instrument to produce a synthetic seismogram. Measurements of peak amplitudes on Wood-Anderson instruments were studied to determine a distance correction curve for use in determining the local magnitude M_L . We also use the approach suggested by Hutton and Boore (1987) to invert for the empirical distance-correction function in the local magnitude scales. The distance – correction function can be expressed as:

$$-\log A_{ij} = n \log (r_{ij} / 100) + K(r_{ij} - 100) + 3.0 - M_{Li} + S_j ,$$

where the n and k are parameters related to the geometrical spreading and an elastic attenuation. A_{ij} is the horizontal maximum amplitude of the i th event observed at the j th station component, r_{ij} is the hypocentral distance from the i th event to the j th station component, M_{Li} is the local magnitude of the i th event, and S_j is the correction factor for the j th station component. The $n=1$, is appropriate for body-wave propagation in homogeneous media, but the earth is not perfectly elastic and seismic waves attenuate or decrease in amplitude as they propagate. The geometrical spreading and an elastic attenuation can also reduce wave amplitudes. The above Equation can be cast into a standard matrix formation: $Gm=d$, which represents a typical linear inversion problem in geophysics that can be solved using least-squares or generalized inversion methods. First we used generalized inverse method to calculate the attenuation relationship but we found a negative an elastic attenuation coefficient which is not correct physically. Negative value of k indicates that the assumption of a simple shape for the attenuation curve, with a constant geometrical spreading for different distances is not correct. At the closest ranges, the direct arrival dominates the waveform; but at larger ranges, the rays reflected from boundaries and all of the energy is reflected upward, so postcritical reflections become more important. The range at which the Moho reflection becomes postcritical is indicated by the abrupt increase in amplitude of that ray (Burger et al., 1987). So we performed the trilinear form of attenuation on the data (Atkinson and Mereu, 1992) to avoid the negative values of k . We used Monte Carlo technique to evaluate distance correction curves for north-west Iran, and testing all possible combination that minimizes the average residual errors. Results show that we have 3 values for geometrical spreading. Apparent geometric spreading depends on the geometry of spreading in a layered crust, which is a function of distance, but anelasticity is independent of distance. These three values for geometrical

spreadings are:

$$R \leq 85 \text{ km}, n_1 = 0.73; 85 < R \leq 120 \text{ km}, n_2 = -0.46; R > 120 \text{ km}, n_3 = 0.22; k = 0.00037$$

The distances less than 85 km related to direct waves. Note that distance ranges between 85 and 120 km is the distance where the Moho reflection becomes postcritical and is indicated by the abrupt increase in amplitude. The focal depth, crustal thickness, and the crustal velocity gradient have important influences on the range at which the amplitude increases. The result of ground motion in north-west Iran demonstrates that crustal structure can influence the strong motion attenuation relations. The uniform distribution of the residuals about their baselines (Fig. 4) show that the trilinear distance attenuation relation developed in this study provide more reliable estimates of M_L values than those from linear relation. M_L values using the linear distance attenuation are overestimated at distance larger than about 85 km (Fig. 3). We used trilinear method to estimate the local magnitude, but distance attenuation is independent from crustal structure. The attenuation along the energy ray path and the site geology conditions play roles of great importance in the recorded amplitudes. In the process of magnitude calculation, such effects are reduced if a proper attenuation function and magnitude station corrections are applied, so we applied the station correction on the amplitudes and performed a linear regression analysis on the data to obtain n and k . The results represent a logical response. No trend is evident on the distribution of residual in the corrected linear method, thus the attenuation function determined in this study does not depend on geology variation or hypocentral distances, as it works well for the north-west Iran region. The distance – correction and local magnitude function can be expressed as:

$$-\text{Log } A_0 = (1.52 \pm 0.0057) \log(r/100) + (0.00137 \pm 3.20\text{E-}07) (r-100) + 3,$$

$$M_L = \log A + (1.52 \pm 0.0057) \log(r/100) + (0.0013 \pm 3.20\text{E-}07) (r-100) + 3,$$

The parameter k can be related to the inelastic attenuation coefficient Q using the Bakun and Joyner (1984) formula $\gamma = \ln 10k = \pi f / QV_s$, where V_s is the average crustal S-wave velocity. Taking an average S wave of $V_s = 3.4 \text{ km/s}$, the $k \approx 0.00137$ value obtained in the present study introduces a value of $\gamma = k \ln(10) = 0.00317$ and $Q(1 \text{ Hz}) = 280$.

Nuttli (1980) found that a γ value of 0.0045 km^{-1} (between 0.003 and 0.006) corresponds to an apparent Q of 200 (between 152 and 303) for S_g . The γ and Q value agree with the result given by Nuttli. He showed that the attenuation of 1-sec period crustal phases in Iran is relatively high. The high attenuation value is due to the tectonic complexity and the widespread young volcanics in the region. This result should be treated with caution, because the maximum amplitude data do not necessarily correspond to a single seismic phase.

Keywords: Local magnitude, Attenuation relationship, Accelerogram, Wood-Anderson seismogram

۱ مقدمه

لرزه‌سنج‌های پیچشی ووداندروسن با مشخصات یکسان به کار می‌بردند، بزرگی زلزله را که بعدها به M_L موسوم شد تعریف کرد. با پیشرفت در ساخت انواع لرزه‌نگارها و پیشرفت دانش زلزله‌شناسی، روش‌های متفاوتی برای محاسبه بزرگی از سوی افراد گوناگون عرضه شد که با

یکی از مهم‌ترین پارامترهای زمین‌لرزه، بزرگای آن است که ارتباط مستقیمی با میزان انرژی آزاد شده در کانون زلزله دارد. اولین ایده در این مورد را ریشتر در ۱۹۳۵ مطرح کرد. وی با استفاده از لرزه‌نگاشت‌های ثبت شده در ایستگاه‌های زلزله‌شناسی جنوب کالیفرنیا که همگی

است زیرا دستگاه‌های لرزه‌نگاری در فاصله‌های نزدیک به علت جنبش نیرومند زمین کارایی خود را از دست می‌دهند و لرزه‌نگاشت‌های به‌دست آمده بریده و ناقص ثبت می‌شوند. از طرفی اطلاعات قابل ثبت در فاصله‌های نزدیک به‌خاطر محتوای بسامد زیاد و وارد نشدن تاثیرات ثانوی زمین در طول مسیر، اهمیت فوق‌العاده‌ای دارند. لذا استفاده از داده‌های شتاب‌نگارها که برای ثبت جنبش‌های نیرومند زمین طراحی شده‌اند می‌تواند برای محاسبه بزرگی، بسیار مفید باشد. برای فاصله‌های محلی و منطقه‌ای، M_L بهترین ثبات و سازگاری را دارد، بنابراین به‌طور وسیع مورد استفاده قرار می‌گیرد. با این حال سرعت متغیر و ساختار میرایی پوسته زمین اجازه نمی‌دهد که یک تابع یکتای واسنجی استاندارد برای رویدادهای محلی ایجاد شود. بنابراین باید بزرگی محلی برای هر ناحیه واسنجی شود. اندازه‌گیری دامنه‌های پیک روی لرزه‌نگاشت ووداندرسون ثبت شده در فاصله‌های رومرکزی گوناگون مورد بررسی قرار می‌گیرد تا منحنی تصحیح فاصله تعیین شود و سپس از آن برای تعیین بزرگی محلی استفاده می‌شود.

۲ منطقه مورد بررسی، داده‌ها و پردازش داده‌ها

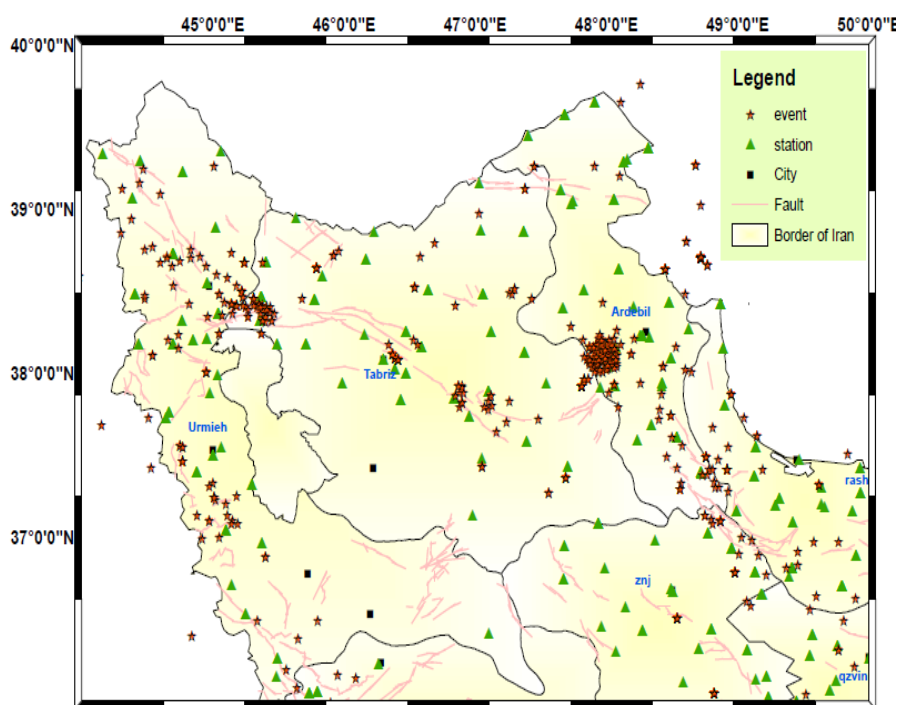
محدوده جغرافیایی مورد بررسی، شمال غرب ایران ۴۴-۵۰ درجه طول شرقی و ۳۶-۴۰ درجه عرض شمالی و داده‌های مورد استفاده از سال ۱۹۹۶ تا ۲۰۱۰ است (شکل ۱). شتاب‌نگارها از جمله دستگاه‌هایی هستند که امروزه به‌صورت گسترده تقریباً در سراسر جهان، به‌ویژه در گستره‌های لرزه‌خیز مورد استفاده قرار می‌گیرند و در بیشتر کشورها شبکه شتاب‌نگاری وجود دارد. در ایران نیز در سال ۱۳۵۲ (۱۹۷۳) نصب دستگاه‌های شتاب‌نگاری شروع شد. مجموعه داده‌های شتاب‌نگاری مورد استفاده در این بررسی شامل ۶۶ ایستگاه شتاب‌نگاری است که حداقل ۴ رویداد را به ثبت رسانده‌اند. در این بررسی از

توجه به نوع امواج به کار رفته نظیر امواج حجمی و یا امواج سطحی، m_b یا M_s نامیده می‌شوند. رابطه ریشتر برای فاصله‌های رومرکزی کمتر از ۶۰۰ کیلومتر و عمق زمین‌لرزه‌های کمتر از ۷۰ کیلومتر کاربرد دارد؛ بنابراین دارای محدودیت‌هایی است اما با وجود این نتایج حاصل بهتر از آنچه انتظار می‌رفت جواب داد و همه مقیاس‌های عرضه شده بعدی شامل محاسبه بزرگی از روی امواج سطحی و حجمی و گشتاور لرزه‌ای که سعی در از بین بردن محدودیت‌های فوق داشته‌اند به‌نوعی با مقیاس ریشتر مقایسه و واسنجی (کالیبره) شده‌اند. از طرفی مقیاس بزرگی محلی بسیار مورد توجه مهندسان زلزله است زیرا دوره طبیعی اکثر سازه‌ها نزدیک به دوره طبیعی دستگاه ووداندرسون است. علی‌رغم پیشرفت‌های به‌دست آمده در دانش زلزله‌شناسی، هنوز جواب یکتایی از بزرگی برای زلزله‌ها محاسبه نمی‌شود. نگاهی به فهرست‌نامه‌های منتشر شده موید این امر است. در نتیجه می‌توان گفت پارامتری که به تنهایی بتواند همه مشخصات زلزله را در ابعاد گوناگون بیان کند، وجود ندارد. هرکدام از این روش‌ها دارای مزیت‌ها و در عین حال مشکلاتی هستند. در نهایت می‌توان این نتیجه را برداشت کرد که با توجه به نیاز موجود می‌توان یکی از روش‌های استاندارد را برای برآورد بزرگای زلزله مورد استفاده قرار داد. اندازه‌گیری بزرگی در بحث طبقه‌بندی و بررسی آماری رویدادهای لرزه‌ای برای مقاصد برآورد خطر و مقاصد مهندسی اهمیت بسیاری دارد. لذا عرضه یک مقیاس صحیح برای برآورد رویداد زلزله ضروری است. آمار لرزه‌خیزی محلی در برآورد دوره بازگشت زلزله‌های بزرگ مهم است. علاوه‌براین چون در تعیین مقیاس بزرگی محلی از دامنه موج لرزه‌ای در محدوده بسامدی نوسان ساختمان‌ها استفاده می‌شود، برای تحلیل خطر زلزله‌ای و مقاصد مهندسی مفید است. محاسبه بزرگی برای زلزله‌های بزرگ و مخرب در فاصله‌های نزدیک همواره با مشکل مواجه

جابه‌جایی آشکار می‌شود، لذا لازم است که تصحیح خط مبنا صورت گیرد. در ابتدا همه نگاشت‌ها با فیلتر باترورت باند گذر مرتبه چهار و در محدوده بسامدی ۰/۱-۳۵ هرتز فیلتر شدند. در انتخاب مرتبه فیلتر باید نهایت دقت شود زیرا هرچه مرتبه فیلتر بالاتر می‌رود اگر چه حذف بسامدها بهتر صورت می‌گیرد اما این کار باعث به وجود آمدن واپیچش‌های اضافی در سیگنال می‌شود. می‌باید مرتبه فیلتر به نحوی انتخاب شود که مانع عبور بسامدهای ناخواسته از فیلتر شود و از طرفی از به وجود آمدن واپیچش‌های اضافی در سیگنال جلوگیری شود. همان‌طور که می‌دانیم بخش اعظم انرژی زمین‌لرزه در قالب موج بُرشی تولید می‌شود و به‌طور معمول این امواج، دامنه‌ای چند برابر دامنه امواج طولی دارند. لذا بیشتر آسیب و تخریب ساختمان‌ها و سازه‌ها در هنگام وقوع زمین‌لرزه، ناشی از این امواج است و از این رو همواره بیشتر مورد توجه و تحقیق زلزله‌شناسان و مهندسان زلزله هستند.

نگاشت‌های مربوط به ۳۹۰ زمین‌لرزه که شامل زمین‌لرزه‌های مهم اردبیل (۱۹۹۷/۰۲/۲۸)، آوج (۲۰۰۲/۰۶/۲۲) و فیروزآباد-کجور (۲۰۰۴/۰۵/۲۸) که امواج آنها در آزیموت‌های متفاوت به ایستگاه‌های شتاب‌نگاری مستقر در سطح محدوده موردنظر رسیده و ثبت شده‌اند، استفاده شده است.

داده‌های شتاب‌نگاری مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن پس از ثبت رویداد زمین‌لرزه به‌صورت رقمی در اختیار کاربر قرار می‌گیرد. در بررسی حاضر، نگاشت‌های ثبت شده در ایستگاه‌های مورد بررسی همگی توسط دستگاه شتاب‌نگار رقمی (با بسامد نمونه‌برداری ۲۰۰ هرتز) به ثبت رسیده‌اند. حذف پاسخ دستگاه را مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن عملی می‌سازد. از لحاظ فیزیکی شتاب باید در انتهای نگاشت و در پایان لرزش زمین صفر باشد در غیر این‌صورت با مشکل انحراف از خط مبنا مواجه هستیم. این مشکل بیشتر در سرعت و به‌خصوص در



شکل ۱. توزیع زمین‌لرزه‌ها (ستاره سرخ) و ایستگاه‌های شتاب‌نگاشت (مثلث سبز) در شمال غرب ایران (گسل‌ها، قیطانچی و همکاران، ۱۳۸۲).

۳ بازسازی لرزه‌نگاشت مصنوعی وود- اندرسن

شتاب‌نگارها صرفاً برای ثبت جنبش‌های نیرومند زمین طراحی شده‌اند و در تحقیقات زلزله‌شناسی مهندسی در دنیا کاربرد وسیعی دارند. آنچه که در مراکز زلزله‌شناسی مهندسی به‌طور معمول انجام می‌پذیرد، محاسبه شتاب تصحیح شده، سرعت، تغییر مکان و تهیه طیف‌های پاسخ و مانند آن است. طیف‌های پاسخ از بیشینه پاسخ یک نوسان‌کننده ساده اعم از جابه‌جایی، سرعت و شتاب که تحت‌تاثیر شتاب وارده بر پایه آن قرار می‌گیرند، تعریف می‌شود. واضح است که پاسخ هر نوسان‌کننده به نیرو یا شتاب وارده، تابعی از بسامد یا دوره طبیعی و ضریب میرایی آن است. اگر بیشینه پاسخ برای میرایی‌های گوناگون و برحسب دوره طبیعی محاسبه و رسم شود، طیف‌های پاسخ به‌دست می‌آیند.

چون در حال حاضر برای برآورد بزرگی محلی، ثبت ووداندرسن در دسترس نیست، بنابراین تنها راه محاسبه بزرگی محلی در واحد ریشتر، ایجاد لرزه‌نگاشت بازسازی شده ووداندرسن است. نیگام و جنینگ (۱۹۶۹) روشی عددی برای محاسبه طیف‌های پاسخ از روی شتاب‌نگاشت‌ها عرضه کردند. کاناموری و جنینگ (۱۹۷۸) با استفاده از این ایده، روشی را برای محاسبه بزرگی محلی از روی شتاب‌نگاشت‌ها به‌دست داده‌اند. در این روش، شتاب به دستگاه وود-اندلسون با بسامد، دوره و میرایی معلوم اعمال می‌شود، جابه‌جایی متناظر با دستگاه لرزه‌سنج ووداندرسن به‌دست می‌آید و همچنین بیشینه دامنه موج از صفر تا پیک خوانده می‌شود. در شکل ۲ یک نمونه از لرزه‌نگاشت بازسازی شده ووداندرسن با استفاده از روش فوق نشان داده شده است.

۴ تعیین پارامترهای منحنی تضعیف

تعیین شکل منحنی کاهندگی دامنه موج لرزه‌ای در یک

ناحیه و عرضه روابطی برای کاهندگی دامنه موج عرضی، ناشی از ناکشسان بودن زمین و گسترش هندسی، در چندین دهه اخیر همواره مورد توجه بوده است (برگر و همکاران، ۱۹۸۷؛ او و هرمان، ۱۹۹۰؛ آتکینسن و مرو، ۱۹۹۲). نحوه افت انرژی امواج عرضی در یک منطقه و محاسبه کمی آن همواره مورد توجه مهندسان زلزله است، چرا که بیشترین خطرات زلزله در یک منطقه، ناشی از اثرات تخریبی این امواج است (آتکینسن و مرو، ۱۹۹۲). به همین علت یکی از داده‌های اصلی برای ارزیابی میزان خطرپذیری یک ناحیه در اثر فعالیت لرزه‌خیزی گسل‌های فعال منطقه، تعیین نحوه افت انرژی امواج عرضی در آن منطقه است؛ به‌خصوص زمانی که این منطقه در یک ناحیه زمین‌ساختی فعال قرار گرفته باشد. علاوه بر آن، شکل نمودار کاهندگی اطلاعاتی درباره زمین‌شناسی ناحیه و مرزهای ناپیوستگی پوسته که باعث بازتاب پرتوهای موج می‌شوند به ما می‌دهد (برگر و همکاران، ۱۹۸۷). همچنین نحوه کاهندگی دامنه امواج لرزه‌ای در یک منطقه یکی از پارامترهای لازم برای هرگونه مدل‌سازی دقیق شکل موج به‌منظور به‌دست آوردن خصوصیات منبع زمین‌لرزه‌ها است. دانستن شکل صحیح منحنی تضعیف به دو دلیل مهم است: (آتکینسن و مرو، ۱۹۹۲). اول، بدون دانستن شکل صحیح منحنی تضعیف نمی‌توان با اطمینان خصوصیات چشمه را از مشاهدات فاصله استنباط کرد. دوم، شکل منحنی یک موضوع مهم در تحلیل خطر لرزه‌ای است، به‌ویژه برای سایت‌های با فاصله ۵۰ تا ۲۰۰ کیلومتر از یک چشمه لرزه‌ای فعال.

تابع تصحیح فاصله در مقیاس بزرگی محلی، میرایی موج لرزه‌ای و گسترش هندسی را برای منطقه موردنظر بیان می‌کند.

بزرگی محلی را اولین بار ریشتر (۱۹۳۵) بر اساس دامنه‌های ثبت شده به کمک دستگاه ووداندرسن با دوره

S_j فاکتور تصحیح ایستگاهی برای ایستگاه i ام، n و k پارامترهای وابسته به گسترش هندسی و تضعیف ناکشسان M_{Li} ، بزرگی محلی برای زلزله i ام، A_{ij} بیشینه دامنه افقی رویداد i ام برداشت شده در مولفه ایستگاه i ام است. معادله فوق به صورت رابطه (۳) بازنویسی می شود:

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

معادله فوق شکلی از معادله ماتریسی (۴) است:

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

که در آن، d ماتریس داده با N عضو و m ماتریس مدل با M عضو است. G ارتباط دهنده مدل و داده است. بسیاری از مسائل ژئوفیزیکی فرامعین هستند بدین معنی که اطلاعات زیادی در معادله (۴) وجود دارد و سبب یک حل کامل می شود. در این حالت داده بسیاری موجود است، به عبارت دیگر در آن $N > M$ است. عموماً از پارامترهای متغیر زمین بی اطلاع هستیم و با مسئله وارون تحت عنوان مدل سازی وارون سروکار داریم. برای حل مسائل وارون فرامعین از روش وارون کلی مطابق با رابطه (۵) استفاده می شود:

$$m = G^{-g}d, \quad G^{-g} = [G^T G]^{-1} G^T d \quad (5)$$

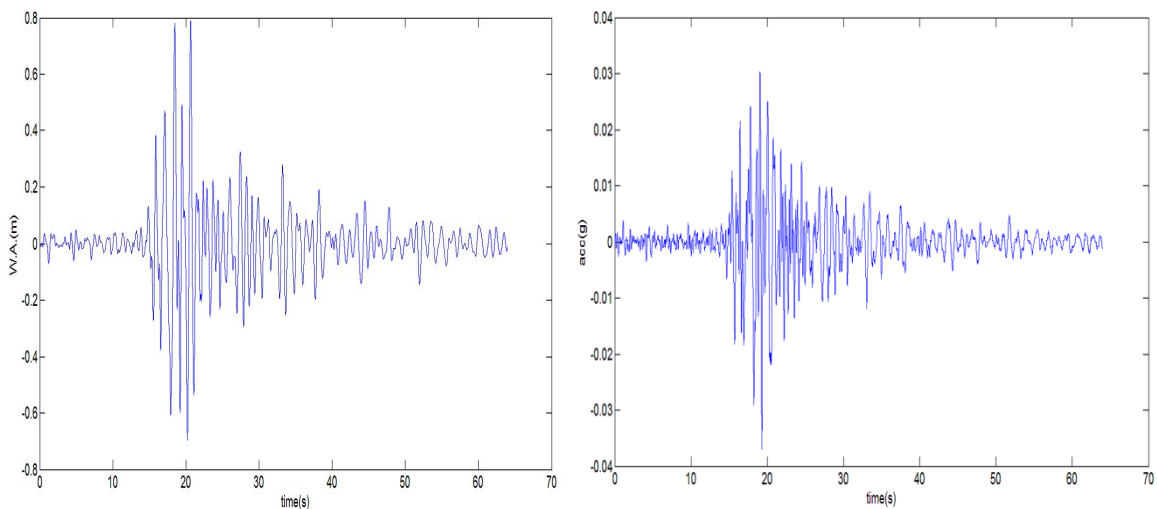
۰/۸ ثانیه، ضریب کاهندگی ۰/۸ و بزرگنمایی ۲۸۰۰ برای زلزله های جنوب کالیفرنیا از رابطه (۱) محاسبه کرد:

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

$-\log A_0$ تابع تصحیح تجربی با این فرض که در فاصله ۱۰۰ کیلومتری از رومرکز با دامنه ۱ میلی متر، بزرگی محلی برابر ۳ باشد. برای فاصله های محلی و منطقه ای، M_L بهترین ثبات و سازگاری را دارد، بنابراین به طور وسیع مورد استفاده قرار می گیرد. باین حال سرعت متغیر و ساختار میرایی متفاوت پوسته زمین اجازه نمی دهد که یک تابع یکتای واسنجی استاندارد برای رویدادهای محلی ایجاد شود. بنابراین باید بزرگی محلی برای هر ناحیه واسنجی شود. روش های گوناگون وارون سازی رابطه تجربی تصحیح مسافت برای بزرگی محلی وجود دارد. در این تحقیق از روش هوتن و بور (۱۹۸۷) استفاده شده است. در این روش رابطه تصحیح به صورت تابع (۲) بیان می شود:

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

که در آن، r_{ij} فاصله از کانون زمین لرزه i ام تا ایستگاه j ام،



شکل ۲. شتاب نگاشت و لرزه نگاشت بازسازی شده ووداندرسون حاصل از آن با بزرگنمایی ۲۸۰۰ (ایستگاه آب بر در زلزله فیروزآباد- کجور).

و امواج S شکسته شده.

پارامتر گسترش هندسی تابعی از فاصله است و ۳ مقدار جداگانه می‌گیرد اما پارامتر ناکشسان مستقل از فاصله و در هر ۳ محدوده یکسان است. برای برآورد ضرایب از روش مونت کارلو استفاده شد و با ایجاد اعداد تصادفی در محدوده‌های مشخص برای هر پارامتر، همه ترکیبات ممکن برای پارامترهای تضعیف آزمون شد و ترکیبی که خطای باقی‌مانده متوسط آن حداقل شده بود انتخاب شد (شجاع‌طاهری و همکاران، ۲۰۰۷). طبق صورت سه‌خطی حالت کلی بزرگی محلی به صورت (۶) بیان می‌شود:

$$(i) R \leq R_1, \quad (6)$$

$$(M_L)_{ij} = \log A_{ij} + n_1 \log R_{ij} + kR_{ij} + C,$$

$$(ii) R_1 < R \leq R_2,$$

$$(M_L)_{ij} = \log A_{ij} + n_1 \log R_1 + n_2 \log(R_{ij}/R_1) + kR_{ij} + C,$$

$$(iii) R > R_2,$$

$$(M_L)_{ij} = \log A_{ij} + n_1 \log R_1 + n_2 \log(R_2/R_1) + n_3 \log(R_{ij}/R_2) + kR_{ij} + C,$$

$$C = K_{ref} - k R_{ref} - n_1 \log R_{ref},$$

برای بررسی محدوده‌ای که بازتاب از موهو بحرانی می‌شود و با افزایش ناگهانی در دامنه پرتوها مواجه هستیم، یک پوسته دو لایه همگن با ضخامت ۴۸ کیلومتر با ناپیوستگی پوسته‌ای میانی در عمق ۲۶ کیلومتر با سرعت‌های میانگین برای پوسته بالایی و پایینی و گوشته بالایی برای امواج P به ترتیب ۵/۹، ۶/۶ و ۸/۰ کیلومتر بر ثانیه و برای موج S به ترتیب ۳/۴، ۳/۸ و ۴/۶ در نظر گرفته شد (مدل متوسط دولایه‌ای پوسته برگرفته از نتایج کار بایرام‌نژاد و همکاران، ۱۳۸۶). در گستره فاصله‌ای که داده‌های ما قرار دارند، پیش بینی می‌شود که فازهای S_g و PmS (موج طولی که از موهو به صورت موج عرضی بازتابیده می‌شود) و PbS (موج طولی که از ناپیوستگی میان پوسته‌ای به صورت موج عرضی بازتابیده

G^T ترانهاد ماتریس G است. روش‌های مرسوم وارون برای تعیین مقیاس بزرگی محلی، شامل تعیین و برآورد هم‌زمان بزرگی هر زمین‌لرزه، مقادیر تصحیح ایستگاهی برای هر ایستگاه و دو ثابت که نشان‌دهنده تغییرات دامنه نسبت به فاصله هستند، توسعه یافته‌اند. ارتباط بین این پارامترها و دامنه امواج خطی است، بنابراین حل وابسته به معادلات فوق قابل اجرا در یک مرحله است. با استفاده از داده‌های مورد استفاده، مراحل حل معادله و وارون‌سازی صورت گرفت و مقداری کوچک‌تر از صفر برای k به دست آمد که از نظر فیزیکی نادرست است. این نتیجه غیر قابل قبول که در تحقیقات مشابه نیز به دست آمده است (آتکینسن و مرو ۱۹۹۷؛ شجاع‌طاهری و همکاران، ۲۰۰۷) نشان می‌دهد که فرض یک شکل ساده برای منحنی تضعیف با n ثابت برای چشمه‌های نزدیک و فاصله‌های ناحیه‌ای سؤال برانگیز است. در محدوده نزدیک، رسید مستقیم در جبهه موج غلبه دارد اما در فاصله‌های دور به علت بازتاب کلی پرتوها از ناپیوستگی‌های موجود، کل انرژی به سمت بالا بازتاب می‌شود و هیچ پرتویی به داخل گوشته نفوذ نمی‌کند. در محدوده‌ای که بازتاب از موهو بحرانی می‌شود، افزایش ناگهانی در دامنه پرتوها رخ می‌دهد. محدوده فاصله‌ای که در آن افزایش دامنه به وجود می‌آید به عمق کانونی، ضخامت پوسته و گرادیان سرعت پوسته بستگی دارد. آتکینسن و مرو (۱۹۹۲) روشن ساختند که منحنی تضعیف براساس فاصله از کانون زلزله (R) شامل ۳ قسمت است:

$$(1) R \leq R_{01} \text{ در ارتباط با تضعیف موج مستقیم}$$

(۲) $R_{01} < R \leq R_{02}$ در ارتباط با جایی که موج مستقیم با بازتاب‌های بحرانی از میان پوسته‌ای و ناپیوستگی موهو به هم می‌پیوندند و به جای کاهش دامنه ناشی از گسترش هندسی، تقویت دامنه صورت می‌گیرد.

(۳) $R_{02} < R$ در ارتباط با تضعیف بازتاب‌های چندگانه

شده از هر ثبت برابر است با:

$$Res_{ij} = M_i (avg) - M_{ij}, \quad (7)$$

برای برآورد خطا در پارامتر مدل داریم:

$$\varepsilon^2 = 1/N \sum (Res_{ij})^2, \quad (8)$$

Res_{ij} باقی مانده بین بزرگی متوسط و برآورد شده از هر ثبت و ε^2 برآورد خطا در پارامتر مدل است.

$$[cov \ m] = \varepsilon^2 [G^T G]^{-1}, \quad (9)$$

با توجه به رابطه (۸)، مقدار انحراف معیار متوسط در روش خطی برابر $0/07$ و در روش سه خطی برابر با $0/06$ به دست می آید که موید کارایی بهتر روش سه خطی نسبت به روش خطی است. با این حال پارامترهای منحنی تضعیف، مستقل از ساختار پوسته و مرتبط با خصوصیت ذاتی زمین هستند. میرایی در طول مسیر و وضعیت زمین شناسی سایت، نقش مهمی در دامنه ثبت شده دارد. اگر یک تابع میرایی مناسب و تصحیح ایستگاهی بزرگ اعمال شود، چنین تاثیری کاهش می یابند. بنابراین، برای به دست آوردن ضرایب میرایی واحد و قابل قبول برای منطقه تصحیحات ایستگاهی را با در نظر گرفتن فاصله، روی دامنه ها اعمال و با استفاده از رابطه (۱)، دامنه را تصحیح می کنیم و مجدداً وارون سازی را به روش خطی به انجام می رسانیم و پارامترهای تضعیف ناکشسان و گسترش هندسی را به دست می آوریم که نتایج، نشان دهنده جواب های منطقی است (جدول ۲). در روش خطی تصحیح شده با توجه به رابطه (۸) مقدار انحراف معیار برابر با $0/02$ محاسبه شده است.

پراکندگی یکنواخت باقی مانده حول خط مبنا نشان می دهد که رابطه تضعیف فاصله خطی تصحیح شده قابل اعتمادتر از رابطه سه خطی است. (شکل ۵). روند خاصی در شکل ۴ مشاهده نمی شود و این واقعیت بیانگر آن است که باقی مانده حاصل به

می شود) S_b و S_n نقش اساسی دارند. با توجه به داده ها عمق متوسط زلزله ها 20 کیلومتر در نظر گرفته شد. سپس منحنی زمان سیر برای 5 فاز فوق رسم شد. با توجه به شکل ۳، فاصله بحرانی (جایی که موج مستقیم با بازتاب ها بحرانی از ناپیوستگی موهو و کنراد به هم می پیوندند و باعث افزایش دامنه می شوند) بین 85 تا 120 کیلومتر است. در بازه به دست آمده تحت تاثیر فازهای بازتابی، به خصوص از مرز موهو، به جای کاهش دامنه ناشی از گسترش هندسی با تقویت دامنه روبه رو می شویم. البته این بازه را با توجه به عمق متوسط در نظر گرفته شده می توان چندین کیلومتر جابه جا کرد.

با استفاده از روابط (۶) فاصله بحرانی مناسب بین 85 تا 120 کیلومتر به دست آمد که با نتایج به دست آمده بالا همخوانی دارد و براین اساس مقادیر پارامترهای n و k به شرح جدول (۱) برآورد شدند.

با استفاده از پارامترهای به دست آمده، منحنی تابع تصحیح فاصله برای روش خطی و سه خطی رسم شد (شکل ۴). در روش سه خطی فاصله بحرانی بین 85 تا 120 کیلومتر به دست آمد. در این بازه تحت تاثیر فازهای بازتابی، به خصوص از مرز موهو، به جای کاهش دامنه ناشی از گسترش هندسی، با تقویت دامنه روبه رو می شویم. با این حال روش خطی یک رابطه تضعیف فرضی را به داده ها تحمیل می کند و در نتیجه پتانسیل آشکارسازی واپیچش منحنی تضعیف که به علت ناپیوستگی های ساختاری مانند موهو و تاثیرات زمین شناسی منطقه ایجاد می شود را از دست می دهد. در نتیجه، برای برآورد مقدار بزرگی محلی، رابطه تضعیف فاصله سه خطی قابل اعتمادتر از رابطه خطی است، زیرا با توجه به رابطه (۱) مقادیر بزرگی محلی در فاصله های دورتر از 85 کیلومتر در رابطه خطی بیشتر از مقدار واقعی برآورد می شوند (شکل ۴).

برای هر زلزله باقی مانده بین بزرگی متوسط و برآورد

$$-\text{Log } A_0 = n \log(r/100) + k (r-100) + 3, \quad (10)$$

$$-\text{Log } A_0 = (1.52 \pm 0.0057) \log(r/100) + (0.00137 \pm 3.20\text{E-}07) (r-100) + 3$$

$$M_{Li} = \log A_{ij} + (1.52 \pm 0.0057) \log(r/100) + (0.00137 \pm 3.20\text{E-}07) (r-100) + 3$$

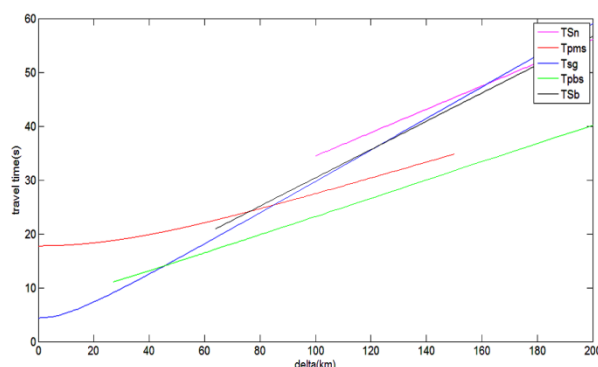
فاصله کانونی و تغییرات زمین‌شناسی وابسته نیست.

بنابراین تابع میرایی تعیین شده به روش خطی تصحیح

شده برای ناحیه شمال غرب ایران مناسب است. در نهایت

رابطه میرایی و بزرگی محلی برای این منطقه را می‌توان

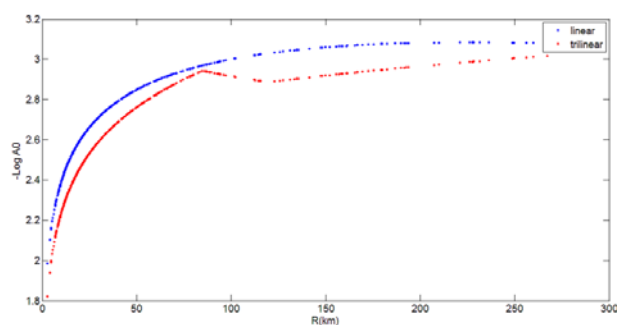
به صورت رابطه (۱۰) بیان کرد:



شکل ۳. منحنی زمان رسید برای ۵ فاز S_g و PmS و Pbs و S_n و S_b .

جدول ۱. برآورد پارامترهای منحنی تضعیف به روش سه‌خطی با خطای پارامترها.

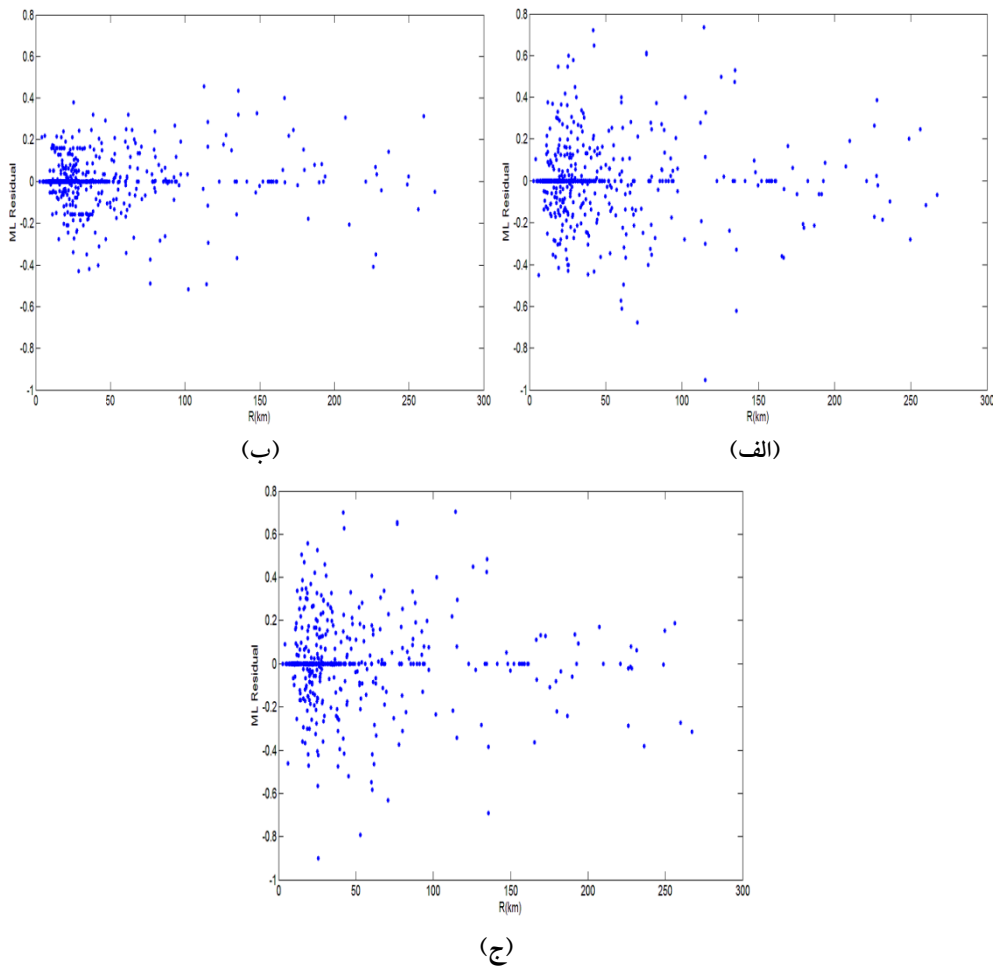
	R_1 (km)	R_2 (km)	n_1	n_2	n_3	K
	85	120	0.73	-0.46	0.22	0.000376
S.D.			0.05	0.85	1.93	8.1e-06



شکل ۴. منحنی میرایی محاسبه شده این منطقه به روش خطی و سه‌خطی (براساس فاصله از کانون زلزله).

جدول ۲. برآورد پارامترهای منحنی تضعیف به روش خطی تصحیح شده با خطای پارامترها.

میزان	N	K
	1.5242	0.00137
S.D.	0.0057	3.2E-07



شکل ۵. باقی مانده بزرگی به دست آمده از روش سه خطی (الف) و روش خطی تصحیح شده (ب) و روش خطی (ج) (براساس فاصله از کانون زلزله).

لذا خطای تعیین محل به خصوص عمق کانونی در فاصله‌های کم می‌تواند تاثیر زیادی در نتایج حاصل داشته باشد. در این تحقیق برای محاسبه فاصله کانونی از داده‌های فهرست‌نامه IGTU استفاده شده است. در این فهرست‌نامه متاسفانه خطای طول و عرض و عمق ذکر نشده است ولی با توجه به بزرگی زلزله‌های مورد استفاده، به‌خاطر شروع شارپ فازها و همچنین تعداد زیاد ایستگاه‌های مورد استفاده (گپ آزمون کمتر از ۱۸۰ درجه برای اکثر آنها) فرض بر این است که داده‌ها به‌خصوص از لحاظ رو مرکزی دقت خوبی دارند. از طرفی بررسی تاثیر خطای رومرکزی روی نتایج، فرایندی ساده نیست زیرا علاوه بر میزان خطا آزمون نابه‌جایی

رضایی (۱۳۸۹) رابطه میرایی را برای شمال غرب ایران با استفاده از لرزه‌نگاشت‌ها مورد بررسی قرار داد و مقدار $n=1.44$ برای گسترش هندسی و $k=0.0015$ را برای تضعیف ناکشسان به دست آورد و رابطه بزرگی محلی برای این منطقه را به صورت رابطه (۱۱) بیان کرد:

$$M_{Li} = \log A_{ij} + (1.44 \pm 0.035) \log (r/100) + (0.0015 \pm 1.3E-04) (r-100) + 3$$

مقادیر پارامترهای منحنی تضعیف به دست آمده در این تحقیق با مقادیر به دست آمده رضایی بسیار نزدیک است.

با توجه به اینکه محاسبه بزرگی محلی و برآورد ضرایب میرایی مستقیماً با فاصله کانونی در ارتباط است،

رومرکز نیز تاثیر گذار است. اگر توزیع یکنواختی از ایستگاه‌های لرزه‌نگاری و یا شتاب‌نگاری مورد استفاده قرار گیرد، تاثیر خطای رومرکزی را می‌توان به حداقل رساند زیرا تاثیر محاسبه فاصله کانونی بیش از واقعیت از یک ایستگاه با محاسبه فاصله کانونی کمتر از میزان واقعی در ایستگاهی دیگر در فرایند متوسط‌گیری جبران می‌شود. برای بررسی تاثیر خطای عمق کانونی، عمق همه زمین‌لرزه‌ها را به‌طور تصادفی به میزان ۵ کیلومتر تغییر دادیم و محاسبات را مجدد به روش خطی تصحیح شده عملی ساختیم که نتایج زیر برای پارامترها به‌دست آمد.

$$n=1.55, k=0.0013$$

این آزمایش مصنوعی نشان می‌دهد که خطای عمق کانونی به میزان حداکثر ۵ کیلومتر صرفاً تاثیر کمی روی پارامتر وابسته به گسترش هندسی دارد. طبیعی است که با افزایش خطای عمقی، این تاثیر می‌تواند بیشتر باشد. در هر صورت بررسی دقیق‌تر تاثیر خطا مستلزم داشتن اطلاعات دقیق‌تری از میزان خطای تعیین محل‌ها است.

شکل ۶ منحنی میرایی که براساس ضرایب n و k محاسبه شده را برای سه روش خطی، سه‌خطی و خطی تصحیح شده را برای سه روش خطی، سه‌خطی و خطی تصحیح شده نشان می‌دهد.

تصحیح شده نشان می‌دهد. پارامتر k را می‌توان به ضریب کیفیت Q وابسته دانست. مقادیر بزرگ Q ، تضعیف کمتری به‌همراه خواهد داشت. مقدار Q/f را می‌توان از رابطه عرضه شده باکن وجوینر (۱۹۸۴) به‌صورت رابطه (۱۲) به‌دست آورد که در اینجا $f=1$ است:

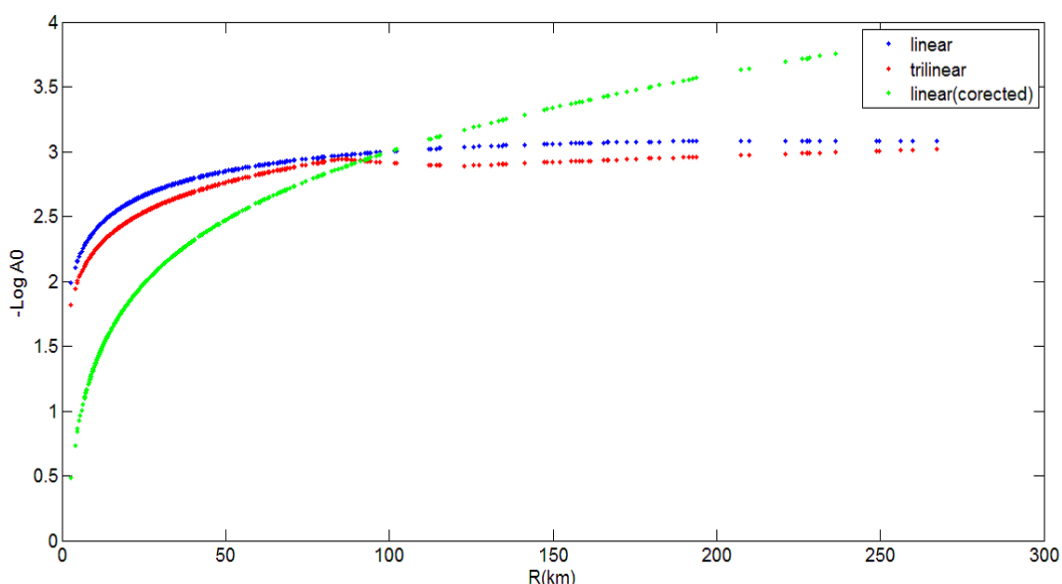
$$Q_{\beta} = \pi (\beta k \ln 10)^{-1}, \quad (12)$$

ناتلی (۱۹۸۰) تضعیف فاز لرزه‌ای پوسته در ایران را مورد بررسی قرار داد. وی γ را در ایران بین ۰/۰۰۳ تا ۰/۰۰۶ به‌دست آورد سپس میانگین آن را محاسبه کرد (۰/۰۰۴۵) و براساس سرعت فازهای متفاوت و رابطه بالا، مقدار Q را به‌دست آورد. وی نشان داد که تضعیف فازهای با دوره ۱ ثانیه به‌طور میانگین برابر مقادیر Q مساوی با ۲۰۰ برای فاز L_g (متوسط ۳۰۳ تا ۱۵۲)، ۱۵۰ برای S_n (متوسط ۲۳۳ تا ۱۱۶) و ۱۲۵ برای P_g است. فاز اصلی ما S_g با سرعت ۳/۴ کیلومتر بر ثانیه است.

در این تحقیق

$$\gamma = k \ln(10) = 0.001378 \times \ln(10) = 0.00317, \quad (13)$$

$$Q(S_g) = 280$$



شکل ۶. منحنی میرایی محاسبه شده این منطقه به روش خطی، سه‌خطی و خطی تصحیح شده (براساس فاصله از کانون زلزله).

ضرایب از روش مونت کارلو استفاده شد و با ایجاد اعداد تصادفی در محدوده‌های مشخص برای هر پارامتر، همه ترکیبات ممکن برای پارامترهای تضعیف را آزمودیم و ترکیبی که خطای باقی مانده متوسط آن حداقل شده بود را انتخاب کردیم. برای برآورد مقدار بزرگی محلی از روی شتاب‌نگاشت‌ها، رابطه تضعیف فاصله سه‌خطی قابل‌اعتمادتر از رابطه خطی است زیرا مقادیر بزرگی محلی در فاصله بیشتر از ۸۵ کیلومتر در رابطه خطی بیشتر از مقدار واقعی برآورد می‌شود. با این حال پارامترهای منحنی تضعیف، مستقل از ساختار پوسته است. میرایی در طول مسیر و وضعیت زمین‌شناسی سایت نقش مهمی در دامنه ثبت شده دارد. اگر یک تابع میرایی مناسب و تصحیح ایستگاهی بزرگ اعمال شود، چنین تاثیراتی کاهش می‌یابد. بنابراین اصلاح دامنه فاصله بحرانی را عملی ساختیم و پراکندگی یکنواخت باقی مانده حول خط مبنا روشن ساخت که رابطه تضعیف فاصله خطی تصحیح شده قابل‌اعتمادتر از رابطه سه‌خطی است. آزمایش بررسی خطای عمق کانونی نشان داد که خطا در تعیین عمق زمین‌لرزه‌ها حداکثر تا ۵ کیلومتر فقط تاثیر اندکی روی پارامتر وابسته به گسترش هندسی خواهد داشت.

تشکر و قدردانی

نویسندگان وظیفه خود می‌دانند از موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران که مسئول پایان‌نامه کارشناسی ارشد است و همچنین از مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن به خاطر در اختیار قرار دادن داده‌های شتاب‌نگاری فوق تشکر و قدردانی کنند.

مراجع

بایرام‌نژاد، ا.، میرزایی، م. و قیطانچی، م. ر.، ۱۳۸۶، تعیین مدل پوسته بهینه برای شمال غرب ایران، با استفاده از

مقدار γ و Q به دست آمده در این تحقیق در بازه به دست آمده ناتلی (۱۹۸۰) و در نتیجه مقدار قابل قبولی است. البته این نتایج باید با احتیاط مورد بحث قرار گیرد زیرا داده دامنه پیشینه در ارتباط با یک فاز لرزه‌ای منفرد و یک بسامد منفرد نیست. نتایج نشان می‌دهد که تضعیف فاز پوسته‌ای با دوره ۱ ثانیه در این منطقه به طور نسبی زیاد است. مناطق فعال زمین‌ساختی دارای جریان حرارتی نسبتا زیاد، Q کم و میرایی زیاد هستند. مقدار تضعیف زیاد ممکن است به علت زمین‌ساخت پیچیده و وجود آتشفشان‌های جوان در این ناحیه باشد. البته با قاطعیت نمی‌توان این مطلب را ذکر کرد زیرا به خاطر کم بودن داده‌ها، همه زلزله‌ها با هم در نظر گرفته شده‌اند. در نتیجه به خاطر فاصله کم در اکثر داده‌ها، خواص فیزیکی اطراف خوشه‌ها روی مناطق گوناگون اثر گذار خواهد بود. از آنجاکه بیشتر زلزله‌های مورد استفاده در منطقه آتشفشانی (دامنه‌های سبلان) واقع شده‌اند لذا خواص فیزیکی آن بیشتر نمایان می‌شود و احتمالا مقدار میرایی زیاد به دست آمده در این تحقیق با جریان‌های حرارتی حاصل از کوه آتشفشانی سبلان قابل توجیه است. طبیعی است که با افزایش ایستگاه‌ها در آینده و افزایش داده، بررسی‌های تکمیلی قابل اجرا است.

۵ نتیجه‌گیری

در این تحقیق پس از وارون‌سازی خطی، مقدار k (پارامتر تضعیف ناکشسان) منفی به دست می‌آید که از نظر فیزیکی نادرست است. بنابراین روشن می‌شود که فرض یک شکل ساده برای منحنی تضعیف با n (پارامتر تضعیف گسترش هندسی) ثابت برای چشمه‌های نزدیک و فاصله‌های ناحیه‌ای، نادرست است. بنابراین اجازه دادیم گسترش هندسی که تابعی از فاصله است، ۳ مقدار جداگانه در ۳ محدوده متفاوت بگیرد. برای برآورد

- Kanamori, H. and Jennings, P. C., 1978, Determination of M_L from strong motion accelerograms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **68**, 471-485.
- Nigam, N. C. and Jennings, P. C., 1969, Calculation of response spectra from strong motion earthquake records, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **9**, 909-922.
- Nutli, O. W., 1980, The excitation and attenuation of seismic crustal phases in Iran, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **70**, 469-485.
- Ou, G. and Herrmann, R., 1990, A statistical model for peak ground motion from local to regional distances, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**, 1397-1417.
- Richter, C. F., 1935, *Elementary seismology*, W. H. Freeman and Co., San Francisco, 768 pp.
- Shoja-Taheri, J., Naserieh, S. and Ghofrani, H., 2007, M_L and M_W Scales in the Iranian Plateau Based on the Strong-Motion Records, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **97**, 661-669.
- برگردان هم‌زمان زمان سیر امواج زلزله‌های محلی،
مجله فیزیک زمین و فضا، ۳۳(۳)، ۴۷-۵۹.
- رضایی، ر.، ۱۳۸۹، تعیین مقیاس بزرگی محلی برای شمال
غرب ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد ژئوفیزیک.
- Atkinson, G. and Mereu, R., 1992, The shape of ground motion attenuation curves in southeastern Canada, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 2014-2031.
- Bakun, W. H. and Joyner, W. B., 1984, The M_L scale in Central California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 1827-1843.
- Burger, R., Somerville, P., Barker, J., Herrmann, R. and Helmberger, D., 1987, The effect of crustal structure on strong motion attenuation relations in eastern North America, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, 420-439.
- Hutton, L. K. and Boore, D., 1987, The M_L scale in Southern California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, 2074-2094.