

تخمین وابستگی فرکانسی ضریب کیفیت امواج برشی برای ناحیه تبریز با استفاده از شتابنگاشت های زمینلرزه اهر- ورزقان (۲۰۱۲)

ندا معصومی نیا^{۱*}، حبیب رحیمی^۲، مهدی رضاپور^۳

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد ژئوفیزیک - زلزله شناسی موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران

۲- استادیار گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران

۳- دانشیار گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران

N.masouminiya@ut.ac.ir

چکیده

ضریب کیفیت امواج برشی برای ناحیه اهر- ورزقان در ایالت لرزه زمین ساختی البرز- آذربایجان به عنوان تابعی از فرکانس در باند فرکانسی ۱ تا ۱۵ هرتز تعیین شده است. ما از ۱۱۰ نگاشت شتابنگاری مربوط به دو رویداد اصلی زمینلرزه، با بزرگای گشتاوری ۶/۵ و ۶/۴ اعلام شده توسط دانشگاه هاروارد (CMT) باگستره فاصله رومرکزی ۱۸ تا ۲۱۷ کیلومتر، استفاده کرده ایم. این شتابنگاشت ها توسط شبکه شتابنگاری مرکز تحقیقات مسکن در طی دو رویداد متوالی ۲۱ مرداد سال ۱۳۹۱ در ناحیه اهر- ورزقان به ثبت رسیده اند. در این مطالعه از روش کدا نرمالایز جهت برآورد رابطه ضریب کیفیت وابسته به فرکانس برای امواج برشی در هشت باند فرکانسی، با فرکانس های مرکزی در ۱/۵، ۳، ۵، ۷، ۱۰، ۱۳، ۱۷ و ۱۵ هرتز استفاده شده است. نتایج نشان می دهد که مقدار Q بدست آمده روی کل پهنای فرکانسی، نزدیک به Q نواحی فعال تکتونیکی می باشد، که حاکی از آن است که، ناحیه مورد بررسی از نظر زمین ساختی و لرزه خیزی کاملاً فعال است، و دارای کاهیدگی و ناهمگنی زیادی می باشد.

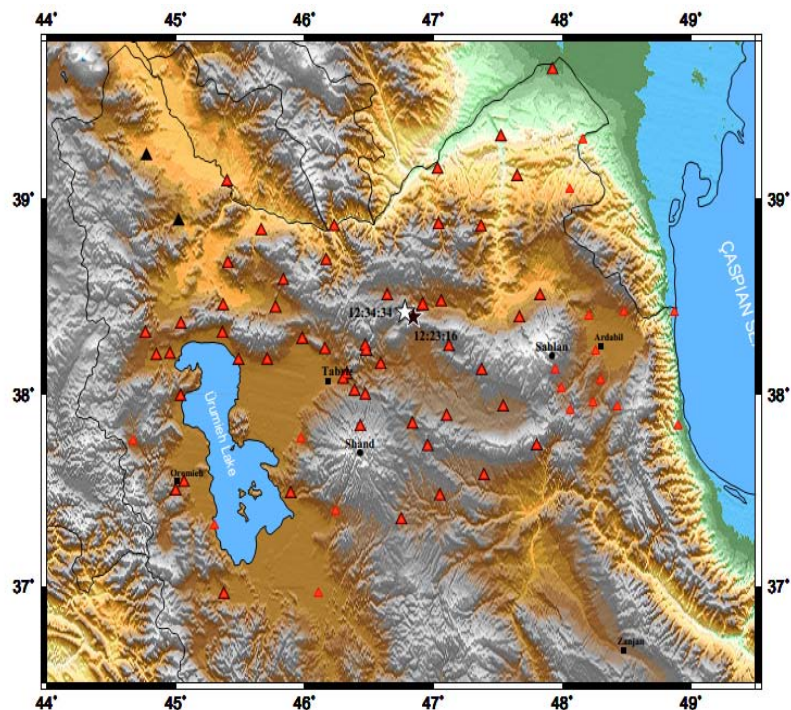
کلید واژه: ضریب کیفیت امواج برشی، نرمالایز کدا، اهر- ورزقان، شتاب نگاشت

۱- مقدمه:

در زمین لایه بندی، لایه بندی های ناهمگن به صورت افت و خیزهای تصادفی در پارامترهای کشسان و مقادیر Q (پارامتر غیر کشسان) نمایش داده می شوند (Nielsen et.al 2006). میرایی امواج لرزه ای در زمین تحت تاثیر دو عامل اصلی می باشند: پراکنش به علت توزیع ناهمگنی های سرعتی در زمین و جذب ذاتی به علت خاصیت ناکشسان بودن زمین؛ جذب ذاتی انرژی امواج لرزه ای را به گرما تبدیل می کند، اما پراکنش انتقال فاز را مطرح می کند و صرفاً تغییر مسیر انتشار امواج را سبب می شود. در زمین واقعی که کاملاً کشسان نمی باشد امواج انتشار یافته با زمان، به علت مکانیسم های اتلاف انرژی مختلف، میرا می شوند. تبدیل متوالی انرژی پتانسیل به انرژی جنبشی به عنوان آنچه انتشار موج به آن گفته می شود کاملاً معکوس پذیر نمی باشد، حرکات در طول جابجایی های کانی یا گرمایش- های برشی در مرز دانه ها باعث اتلاف انرژی می شود این پدیده به عنوان اصطکاک داخلی مطرح می شود و اثرات آن به علت روند

میکروسکوپی پیچیده حاکم بر آنها، با توصیفات پدیده شناختی مدل می‌شوند، ساده‌ترین توصیف میرایی توسط جرم نوسانگر روی یک فنر با سختی K می‌باشد که روی یک سطح دارای اصطکاک می‌لغزد، این کسر انرژی به علت روند غیرکشسان، معمولاً بوسیله میرایی ذاتی اندازه‌گیری می‌شود و با Q_i پارامتر بندی می‌شود. مقادیر بزرگ Q_i به میرایی کوچک اشاره دارد و چنانچه Q_i به سمت صفر میل کند میرایی بالا می‌رود. Q_i برای موج طولی در زمین از روی یک اسلوب معین به مراتب بزرگتر از Q_i برای امواج برشی است. میرایی ذاتی به طور تقریباً کامل در برش رخ می‌دهد که خود مربوط به حرکات عوامل شبکه و مرزهای ذرات می‌باشد. مکانیسم میرایی ذاتی به شرایط دما و فشار بسیار حساس است از اینرو Q_i به صورت تابعی از ناهمگنی دمایی در زمین تغییر می‌کند. پراکندگی امواج لرزه‌ای در زمین از برخورد امواج لرزه‌ای با ناهمگنی‌های سرعتی که در زمین پراکنده هستند شکل می‌گیرد، انرژی امواج لرزه‌ای در برخورد به این ناهمگنی‌ها بسته به این که ابعاد این ناهمگنی از طول موج فرودی بزرگتر باشد یا کوچکتر، تقسیم می‌شود؛ ناهمگنی با مقیاس ریز سبب پراکندگی سیگنال‌های فرکانس بالا همزمان با اثر محدود روی سیگنال‌های فرکانس پایین می‌باشد؛ در مقابل، ناهمگنی درشت دانه، سبب پراکندگی سیگنال‌های فرکانس پایین می‌شود که به یک دسته ورودی‌ها که امواج کدا نامیده می‌شوند، منتج می‌شود (Nielsen et.al 2006)؛ این امواج روی نگاشت لرزه‌ای بعد از امواج مستقیم قرار می‌گیرند. نواحی ناهمگن مختلف می‌تواند از بخش‌های دیتای لرزه‌ای به طور منحصر به فردی تفسیر شوند به علت اینکه ورودی‌های پراکنده شده از این نواحی بدون هیچ تناقضی در فواصل افستی مشخص مختلف در بخش‌های لرزه‌ای معکوس شده شناسایی می‌شوند (Nielsen et.al 2006). پراکندگی دامنه امواج لرزه‌ای باعث جابجایی انرژی از ورودی‌های مستقیم به طرف امواج کدا می‌شود که نوعی کاهش انرژی می‌باشد؛ این تضعیف ظاهری، پراکندگی نامیده می‌شود و اغلب با یک عامل کیفیت تضعیف نمایی Q_s مشخص می‌شود. برخلاف Q_i که برای عامل‌های ناکشسان تعریف شده، Q_s اندازه‌ای برای از دست رفتن انرژی در هر دوره نبوده، بلکه اندازه‌ای برای پخش دوباره انرژی می‌باشد. شدت میرایی عموماً بوسیله عکس ضریب کیفیت کل، Q_T مطرح می‌شود که در رابطه ذیل آمده است: $Q_T^{-1} = Q_i^{-1} + Q_s^{-1}$ که در آن پارامترهای Q_i و Q_s به ترتیب، ضریب کیفیت به علت پراکنش و جذب ذاتی می‌باشند. میرایی تخمین زده شده از امواج برشی مستقیم (Aki, 1980; Rautian and Khalturnin, 1978) ترکیبی از تاثیر اتلاف ذاتی (از دست دادن انرژی به علت اتلاف انرژی) و پراکنش (پخش انرژی به علت ناهمگنی‌های زمین) می‌باشد. منطقه مورد مطالعه اهر-ورزقان از نظر لرزه زمین ساختی بخش شمال غربی از ایالت لرزه زمین ساختی البرز-آذربایجان می‌باشد. شمال غرب ایران، بخشی از فلات ایران-ترکیه می‌باشد که یکی از دو فلات اصلی چین خورده آلپ-همالیا به شمار می‌رود. تکتونیک فعال در این ناحیه همانند دیگر نقاط ایران ناشی از همگرایی صفحه عربستان و اوراسیا می‌باشد. گسل‌های شمال تبریز، ارومیه، ارس، تالش و سلطانیه تاثیرات مهمی در زمین ریخت منطقه داشته‌اند. وجود قله‌های آتش فشانی سهند و سبلان و فراوانی پوشش ماگمایی در ناحیه آذربایجان نشانگر فعالیت شدید آتشفشانی در این ناحیه است. در منطقه شمال غرب ایران شواهدی مبنی بر وجود گسلش اوریب-نرمال مشاهده شده است. شواهد مورفولوژیک در این منطقه مشخصات این گسل‌ها را با تغییر ناگهانی جبهه گسلی به شکل یک مثلث، بیان می‌کند. همچنین وجود حوزه‌های رسوبی بر روی فرادیواره گسل‌ها نشانه خوبی برای اثبات این ادعاست. حرکت این گسل‌ها، ترکیبی از حرکات امتدادلغز و اوریب-نرمال است وضعیت گسل‌های اصلی و فعال در شمال غرب کشور و توانایی لرزه زایی این گسل‌ها با توجه به سابقه لرزه‌خیزی در این ناحیه، نشان

می‌دهد که این ناحیه جزء نواحی فعال از لحاظ لرزه‌خیزی در خاور میانه و نواحی شمال غرب ایران می‌باشد. با نگاهی به تاریخ زمین-لرزه‌های مخرب در ایران در می‌یابیم که شهر تبریز و نواحی اطراف آن چندین بار بطور کامل ویران شده و مجدداً مورد بازسازی قرار گرفته است که مویب این مطلب است که این منطقه به لحاظ فعالیت تکتونیکی یک منطقه کاملاً مستعد برای رویدادهای بزرگ بشمار می‌رود. توجه به زمین‌لرزه‌های دوره اول دستگاهی در این ناحیه، نشان از فعالیت این زون جوان از لحاظ لرزه‌زمینساختی است، لرزه-خیزی بالای منطقه ی شمال غرب ایران مربوط به فعالیت گسل شمال تبریز، گسل شمال میشو، گسل تسوج و گسل صوفیان می‌باشد؛ اما وقوع دو زمین‌لرزه اهر-ورزقان در منطقه، که هیچ گسل فعالی در آنجا از قبل شناسایی نشده است، اهمیت مطالعه بروی این منطقه را ضروری می‌سازد. آگاهی از میرایی امواج برشی پرپود کوتاه در چند کیلومتری بالایی پوسته زمین، جهت تحلیل خطر لرزه‌ای، فعالیت زمین‌ساختی و مطالعات مهندسی ضروری می‌باشد، که این خود راهی برای پی بردن به جنس و شرایط فیزیکی داخل زمین را فراهم می‌کند. در این مطالعه جذب امواج برشی در ناحیه اطراف چشمه دو زمین‌لرزه اصلی اهر-ورزقان (۲۰۱۲) به شعاع ۱ درجه با استفاده از نگاشت های ثبت شده توسط مرکز تحقیقات مسکن که در شکل ۲ آمده است، بدست آورده می‌شود.



شکل ۱. رومرکز زمینلرزه‌ها و ایستگاه‌های شتابنگاری مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن در منطقه اهر-ورزقان؛ ستاره‌های سیاه و سفید به ترتیب رویداد اول و دوم و مثلث‌های سیاه، قرمز و قرمز با کادر سیاه مربوط ایستگاههایی می‌باشند که، به ترتیب رویداد اول، دوم و هر دو رویداد را ثبت کرده‌اند.

۲- پردازش داده :

زمینلرزه دوگان اهر- ورزقان توسط ۱۱۰ شتابنگاشت از نوع SSA-2 با قدرت تفکیک ۱۲ bits، شتاب آستانه ۱۰ gal و فرکانس طبیعی ۵۰ هرتز با پاسخ فرکانسی هموار در بازه (۰/۱ - ۵۰) هرتز، از آرایه جنبش نیرومند زمین دایر شده توسط مرکز تحقیقات مسکن، ثبت شده است. از ۱۱۰ نگاشت شتاب مربوط به دو زمینلرزه با بزرگای ۶/۵ و ۶/۴، که مشخصات آن در جدول ۱ جهت محاسبه Q_p در منطقه استفاده می‌شود. شتابنگاشت‌ها عموماً بوسیله مولفه‌های عمودی، شمالی و شرقی ثبت می‌شوند. جهت آنالیز مجزای امواج ریلی، sv - p از امواج SH - Love، این نگاشت‌ها در مختصات Radial - Tangential چرخش داده می‌شوند. با در نظر گرفتن رومرکزهای تخمین زده شده توسط موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، بعد از چرخش اول مولفه‌های L و T شتابنگاشت نسبت به آزیموت مولفه L، بک آزیموت را نسبت به رومرکزها از ایستگاه‌های مختلف محاسبه کردیم، سپس مولفه‌های شمالی - جنوبی و شرقی - غربی حاصل از چرخش اول، در جهت بک آزیموت چرخش داده می‌شوند. جهت محاسبه چگالی طیفی موج، پنجره ای زمانی به طول T_d روی قسمت مستقیم موج برشی زده می‌شود. ورودی موج برشی، T_s به صورت چشمی مشخص می‌شود و برای انتهای موج T_e ، از روش ارائه شده توسط Kinoshita (1994) استفاده شد، به طوری که طول پنجره زمانی از رابطه ذیل $T_d = T_e - T_s$ ، بدست می‌آید. به منظور بدست آوردن T_e ، مولفه مماسی با استفاده از فیلتر باترورث باند گذر مرتبه ۴ در باند فرکانسی ۰/۱ تا ۲۵ هرتز جهت حذف انرژی امواج سطحی فیلتر شد تا سری زمانی $b(n)$ حاصل شود و سپس پوش شتاب از رابطه زیر بدست می‌آید:

$$e(n) = [b(n)^2 + H^2\{b(n)\}]^{0.5} \quad (1)$$

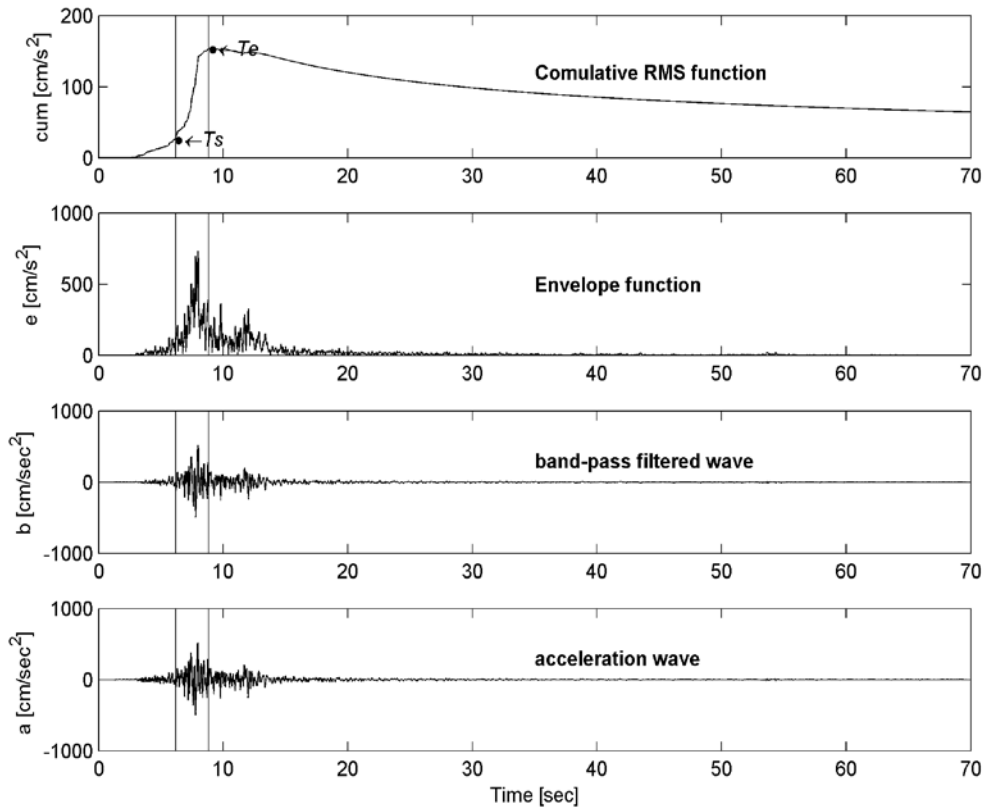
که در آن $H\{b(n)\}$ تبدیل هیلبرت سری زمانی $b(n)$ است. مقدار $e(n)$ با ورود، فاز مستقیم موج برشی افزایش یافته و در انتهای آن کاهش پیدا می‌کند؛ نهایتاً انتهای موج برشی از تابع ریشه میانگین مجموع مربعات افزایشی از $e(n)$ به صورت زیر بدست می‌آید:

$$c(n) = [I^{-1} \sum_{n=1}^I e(n)^2]^{0.5} \quad (2)$$

که در شکل ۳ نمودار مولفه مماسی سری‌های زمانی $b(n)$ ، $e(n)$ و $c(n)$ برای شتاب نگاشت ایستگاه ورزقان به عنوان نمونه بدست آورده شده است. انتهای موج برشی روی محور زمان جایی است که $c(n)$ شروع به کاهش می‌کند. دیتای طیف دامنه موج برشی با استفاده از تبدیل فوریه سریع از پنجره زمانی زده شده بر ورودی‌های مستقیم امواج برشی، بعد از اعمال کساین تیپر ۱۰٪ روی پنجره مذکور به منظور کاهش تاثیر برش دیتا داده، بدست آورده می‌شود.

جدول ۱- مشخصات رویدادها

رویداد	روز- ماه - سال	زمان رویداد h:m:s	طول جغرافیایی (N°)	عرض جغرافیایی (E°)	عمق (km)	بزرگی ممان M_w (CMT)	ممان لرزه ای M_0 (CMT)
۱	۱۳۹۱/۰۵/۲۱	۱۲:۱۶:۲۳	۴۶/۸۱۲	۳۸/۴۳۳	۹	۶/۵	$۶/۰۴ \times 10^{25}$
۲	۱۳۹۱/۰۵/۲۱	۱۲:۳۴:۳۴	۴۶/۸۴۰	۳۸/۴۶۳	۴	۶/۴	$۴/۲۴ \times 10^{25}$



شکل ۳. نمونه‌ای از انتخاب پنجره موج برشی مستقیم با استفاده از الگوریتم کینوشیتا (۱۹۹۴) برای رویداد دوم رخ داده در ۲۱ مرداد ۱۳۹۲، ثبت شده در ایستگاه ورزقان. T_E و T_S به ترتیب زمان رسید و انتهای پنجره موج برشی مستقیم را نشان می‌دهد.

۳- روش نرمالایز کدا :

در این مطالعه روش‌های نرمالایز کدا (Aki 1998) جهت تعیین ضریب کیفیت امواج برشی استفاده شده است. روش نرمالایز کدا (Aki, 1980) بر مبنای نسبت طیف موج S به امواج کدا برشی با گذشت زمان t_L از زمان وقوع زمینلرزه می‌باشد. این نسبت طیفی مستقل از دو اثر، چشمه موج و ساختگاه می‌باشد (Sato et al, 2012). $A_B(r, f)$ طیف دامنه موج برشی ثبت شده در فاصله r از زمینلرزه و $A_C(r, f, t_L)$ طیف دامنه امواج کدا، نمونه برداری شده پیرامون زمان t_L می‌باشد که می‌تواند به صورت زیر (Aki, 1980) نشان داده شود:

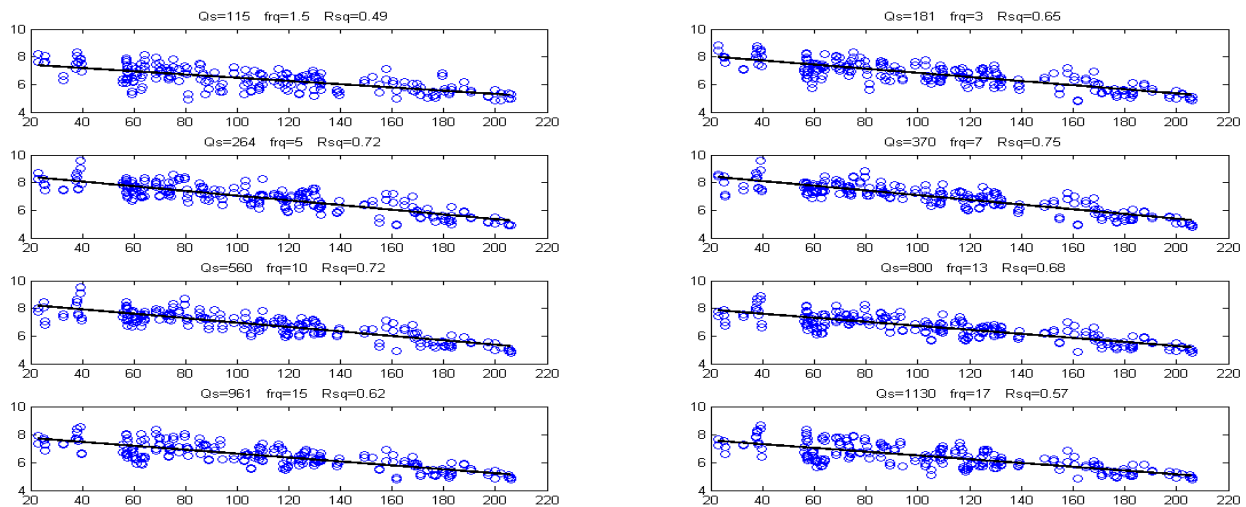
$$\left\langle \ln \left[\frac{r x A_B(r, f)}{A_C(r, f, t_L)} \right] \right\rangle \Big|_{r \pm \Delta r} = a - \frac{\pi x f x r}{Q_B(f) \times \beta} \quad (3)$$

در معادله ۳ عبارت سمت چپ، لگاریتم طبیعی نسبت $\frac{r x A_B}{A_C}$ ، a فاکتور ثابت، β سرعت موج برشی (Taghizadeh-Farahmand, 2010)، f فرکانس، r فاصله کانونی زمینلرزه و Q_B فاکتور کیفیت موج برشی را نشان می‌دهد. شیب خط رگرسیون بر معادله ۳ استنتاجی از Q_B می‌باشد. امواج کدا با پنجره زمانی به طول ۳ ثانیه روی سیگنال کدا در پیرامون t_L محاسبه می‌شود. دامنه‌های امواج کدا و برشی مولفه‌های دامنه موج S_H هستند.

دامنه هر دو موج کدا و برشی را در ۸ بازه فرکانسی برای فرکانس‌های مرکزی در ۱/۵، ۳، ۵، ۷، ۱۰، ۱۳، ۱۵ و ۱۷ هرتز محاسبه می‌کنیم. بالا رفتن مقدار ضریب Q_P^{-1} همراه با افزایش میرایی می‌باشد، اما این میرایی فزونی یافته در یک بازه محدودی از فرکانس‌ها رخ می‌دهد، این پیک میرایی را Debey Pick می‌نامند. به علت اینکه هر مکانیسم واهلشی (مکانیسم واهلشی یعنی لغزیدن در مرز ذره، آرایش و حرکات نقص شبکه کریستالی و جریان گرمایی) در زمین یک پیک Debey مجزایی دارد و به علت تنوع زیاد فرآیندهای میرایی در زمین و اینکه هیچ مکانیسم منفردی حکم فرما نمی‌باشد، از جمع یا برهم نهی بی‌شمار پیک‌های Debey برای فرآیندهای واهلشی مختلف، هر کدام با بازه فرکانسی مختلف یک باند جذب تخت، گسترده تولید می‌کند که در نتیجه آن بدست می‌آید که، Q_P^{-1} اساساً برای فرکانس‌های ۱ تا $2/8 \times 10^{-4}$ هرتز ثابت می‌باشد (Thorne Lay & Terry c. Wallace, 1995). بنابراین در این مطالعه وابستگی فرکانسی ضریب کیفیت را برای فرکانس‌های بالاتر از ۱ هرتز در هشت باند فرکانسی با فرکانسهای مرکزی ۱/۵، ۳، ۵، ۷، ۱۰، ۱۳، ۱۵ و ۱۷ هرتز بررسی می‌کنیم.

۴- بحث و نتایج:

در هشت فرکانس مرکزی ۱/۵، ۳، ۵، ۷، ۱۰، ۱۳، ۱۵ و ۱۷ هرتز به همراه مقدار Q_P نتایج آنالیز در جدول ۲ و شکل ۴ برای تعیین مقدار میانگین آمده است. Rsquare.



شکل ۴. روش نرمالایز کدا در هشت فرکانس مرکزی به همراه مقدار Q و Rsquare

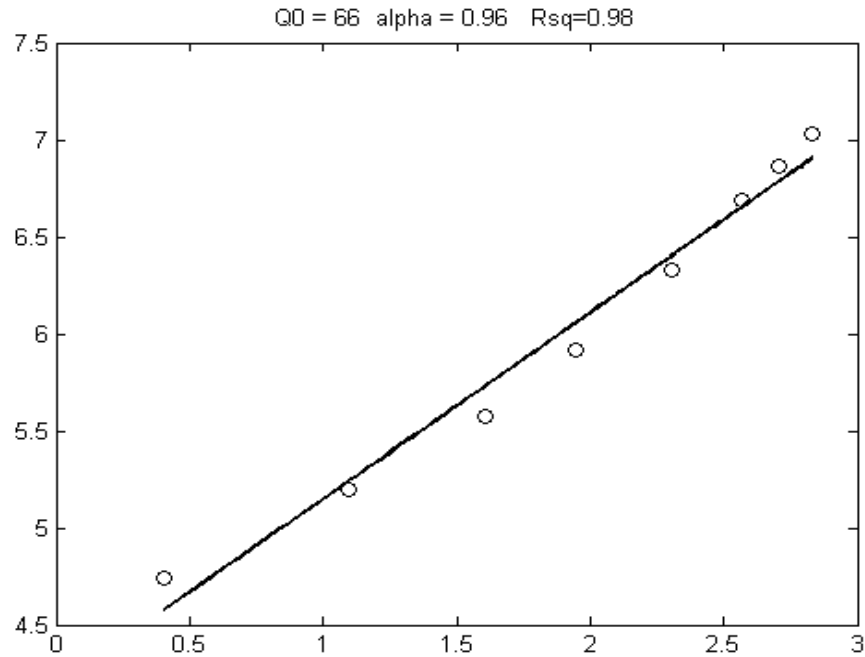
وابستگی فرکانسی Q_P برآورد شده به روش کدا نرمالایز برابر با:

$$Q_P(f) = 66 f^{0.96} \quad (4)$$

تخمین زده شد. رابطه بین Q_P و فرکانس حاصل از آنالیز برازش خطی در شکل ۵ برای روش نرمالایز کدا آورده شده است.

جدول ۲. مقادیر Q_B به همراه Rsqr برای هر باند فرکانسی

	(هرتز ۱-۲)	(هرتز ۲-۴)	(هرتز ۴-۶)	(هرتز ۶-۸)	(هرتز ۸-۱۲)	(هرتز ۱۲-۱۴)	(هرتز ۱۴-۱۶)	(هرتز ۱۶-۱۸)
	هرتز ۱/۵	هرتز ۳	هرتز ۵	هرتز ۷	هرتز ۱۰	هرتز ۱۳	هرتز ۱۵	هرتز ۱۷
Q_B	۱۱۵	۱۸۱	۲۶۴	۳۷۰	۵۶۰	۸۰۰	۹۶۱	۱۱۳۰
Rsqr	۰/۴۹	۰/۶۵	۰/۷۲	۰/۷۵	۰/۷۲	۰/۶۸	۰/۶۲	۰/۵۷



شکل ۵. رابطه بین Q_B و فرکانس برای ناحیه تبریز به روش نرمالایز کدا

براساس تحلیل جنبش نیرومند زمین زمینلرزه اهر- ورزقان در ۱۱۰ ایستگاه شتابنگاری رابطه میرایی وابسته به فرکانس موج برشی از روش نرمالایز کدا برآورد شد. Q_B برای موج برشی به عنوان تابعی از فرکانس در باند فرکانسی ۱-۱۸ Hz در روش نرمالایز کدا به شکل $Q_B = 66 f^{0.96}$ می-باشد. با توجه به اینکه در این ناحیه از دوره نخست دستگاهی تا به حال زمینلرزه‌ای ثبت نشده است، اما با توجه مقدار Q_0 بدست آمده، $66 < 200 = Q_0$ می‌توان نتیجه گرفت، این منطقه جزء مناطق فعال به لحاظ لرزه خیزی و زمین‌ساختی بوده. این نتیجه سازگاری خوبی با پتانسیل لرزه خیزی بالای شهر تبریز که در نزدیکی آن واقع است دارد.

References

- Ambrose, N. N., and Melville, C. P., 1982, A history of Persian earthquakes, Cambridge University Press, London, 219pp.
- Aki, K., Chouet, B., 1975. Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects. *J. Geophys. Res.* 80, 3322–3342.
- Aki, K., 1980. Attenuation of shear-waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz. *Phys. Earth Planet. Inter.* 21, 50–60.
- Aki, K., 1980. Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere, *J. Geophys. Res.* 85, 6496-6504, DOI: 10.1029/JB085iB11p06496.
- Anderson, J., Quaa, R., 1988. The Mexico earthquake of September 19, 1985, effect of magnitude on the character of strong ground motion: an example from the Guerrero Mexico strong motion network. *Earthq. Spectra* 4, 635–646.
- Anastasia Kiratzi Attenuation of shear-waves in the back-arc region of the Hellenic arc for frequencies from 0.6 to 16 Hz
- Anderson, J., Lei, Y., 1994. Nonparametric description of peak acceleration as a function of magnitude, distance and site in Guerrero Mexico. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 84, 1003– 101.
- Bard, P.-Y., 1995- Effects of surface geology on ground motion: recent results and remaining issues. In: *Proceedings of the 10th European conference on earthquake engineering*. Duma, Rotterdam, 1995. p. 305–23.
- Castro, R.R., Monachesi, G., Mucciareli, M., Trojani, L., Pacor, F., 1999. P- and S-wave attenuation in the region of Marche, Italy. *Tectonophysics* 302 (1), 123– 132.
- Castro, R.R., Monachesi, G., Trojani, L., Mucciareli, M., Frapiccini, M., 2002. An attenuation study using earthquakes from the 1997 Umbria–Marche sequence. *J. Seismol.* 6, 43–59.
- Kinoshita, S., 1994- Frequency- dependent attenuation of shear wave in the crust of the southern Kanto area. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 1387-1396.
- Haskell, N. A. (1960). Crustal reflection of plane SH waves. *J. Geophys. Res.*, 65, 4147-4150.
- Havskov, J., Ottemoller, L., (2010). *Routine data processing in earthquake seismology with sample data, exercises and software*. Department of earth science university of Bergen, Norway.
- Lay, T., Wallace, T.C., (1995). *Modern global seismology*
- Nielsen, L., and Thybo, H., 2006, Identification of crustal and upper mantle heterogeneity by modelling of controlled-source seismic data, *Tectonophysics* 416 (2006) 209–228
- Rautian, T.G., and V.I. Khalturin (1978), The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum, *Bull. Seism. Soc. Am.* 68, 923-948.
- Taghizadeh-Farahmand, F., and Sodoudi, F., 2010, Lithospheric structure of NW Iran from P and S receiver functions. *J Seismol* 14:823–836.