



برآورد فاکتور کیفیت موج برشی (QS) با استفاده از لرزه‌نگاشت‌های زمین‌لرزه فیروزآباد- کجور

وحید ریاحی کجور^۱ و نرگس افسری^{۲*}

۱- دانشجوی کارشناسی‌ارشد، گروه مهندسی عمران، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد نوشهر
۲- استادیار، گروه مهندسی عمران، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد نوشهر

دریافت مقاله: ۱۳۹۶/۱۱/۱۳؛ پذیرش مقاله: ۱۳۹۷/۰۳/۱۶

* نویسنده مسئول مکاتبات: ng_afsari@yahoo.com

واژگان کلیدی

چکیده

برآورد کاهندگی امواج لرزه‌ای با توجه به فاصله یکی از مهم‌ترین بررسی‌های مورد نیاز هر منطقه است. از کاربردهای فراوان آن می‌توان به برآورد خطر زمین‌لرزه، شبیه‌سازی جنبش نیرومند زمین، تعیین روابط کاهندگی اشاره کرد. هدف از این پژوهش، برآورد ضریب کیفیت و چگونگی جذب امواج برشی حاصل از زمین‌لرزه در البرز مرکزی محصور به عرض جغرافیایی ۳۴ تا ۳۸ درجه عرض شمالی و ۵۰ تا ۵۶ درجه طول شرقی، با استفاده از روش کاهندگی طیفی است. به همین منظور از داده‌های ثبت شده از زمین‌لرزه ۲۸ می سال ۲۰۰۴ میلادی فیروزآباد-کجور و پس‌لرزه‌های آن، توسط شبکه‌های لرزه‌نگاری ساری و سمنان، وابسته به مرکز لرزه‌نگاری کشوری برای برآورد فاکتور کیفیت موج برشی (Q_S) استفاده شده است. در این مطالعه ضریب کیفیت موج مستقیم S برای هفت باند فرکانسی ۱-۲، ۲-۴، ۴-۶، ۶-۸، ۸-۱۲، ۱۲-۲۴ و ۲۴-۱۲۰ هرتز با بسامدهای مرکزی ۱/۵، ۳، ۴/۵، ۶، ۹، ۱۲ و ۱۸ هرتز در ناحیه البرز مرکزی برآورد شده است. طبق نتایج به دست آمده، تابع فاکتور کیفیت موج برشی (Q_S) برای مؤلفه‌های شمالی- جنوبی (N-S) به صورت $Q_S=76.61f^{0.8}$ و برای مؤلفه شرقی- غربی (E-W) $Q_S=70.35f^{0.85}$ به دست آمد. طبق نتایج به دست آمده از برآورد فاکتور کیفیت موج برشی (Q_S) در منطقه، مقدار این فاکتور با افزایش فرکانس افزایش یافته و رابطه وابستگی فرکانسی ضریب کیفیت امواج برشی برای مقادیر میانگین Q_S دو مؤلفه افقی برحسب فرکانس نیز به صورت $Q_S=73.54f^{0.83}$ به دست آمده است؛ که مقدار Q_0 برآورد شده (کمتر از ۲۰۰) با زمین‌ساخت و لرزه‌خیزی منطقه مطابقت دارد.

البرز
فاکتور کیفیت Q_S
جذب
موج برشی

۱- مقدمه

امواج لرزه‌ای در هنگام عبور از زمین با محیط‌های ناهمگن، ناهمسانگرد و غیر کُشان برهمکنش دارند. بدیهی است با شناخت تأثیر این عوامل بر روی لرزه‌نگاشت‌های لرزه‌ای می‌توان اطلاعات فراوانی از درون زمین به دست آورد. برآورد کاهندگی امواج زمین‌لرزه بیانگر ویژگی‌های محیط انتشار امواج است؛ که در مطالعات زلزله‌شناسی مهندسی مانند شبیه‌سازی جنبش نیرومند زمین، برآورد خطر زمین‌لرزه، تعیین روابط کاهندگی و ... مورد توجه است. انرژی امواج حاصل از یک چشمه لرزه‌ای، با افزایش فاصله از چشمه، کاهش می‌یابد و به دنبال آن، دامنه امواج لرزه‌ای نیز کاهش خواهد یافت. فرایندهایی مانند تقسیم انرژی در مرز لایه‌ها، چند مسیر شدن، گسترش هندسی، پراکنش و غیر الاستیسیته می‌توانند دامنه امواج را کاهش دهند. چهار فرایند اول، فرایندهای الاستیک هستند و انرژی را در جبهه موج منتشر شده حفظ می‌کنند و با انتقال دادن انرژی، موجب تغییرات در دامنه امواج می‌شوند (Stein et al., 2003). افت انرژی امواج لرزه‌ای بر اثر عوامل غیر الاستیکی را جذب ذاتی (تضعیف) می‌نامند؛ که با تبدیل انرژی امواج لرزه‌ای با انرژی گرمایی، سبب کاهش دامنه امواج می‌شود (Stein et al., 2003). جذب ذاتی را معمولاً با کاهندگی نشان می‌دهند. عکس این کمیت را ضریب کیفیت (Q) می‌نامند. تحقیقات صورت گرفته بیانگر آن است که تضعیف امواج لرزه‌ای با لرزه‌خیزی و پیچیدگی‌های زمین‌ساختی هر منطقه در ارتباط است. به طوری که مناطق لرزه‌خیز و فعال زمین‌ساختی، کاهندگی بیشتری نسبت به نواحی پایدار دارند (Sato and Fehler, 1998). با داشتن مقدار ضریب کیفیت در هر منطقه و مشاهده تغییر آن در اثر وقوع زمین‌لرزه می‌توان به کیفیت جنس زمین و وضعیت لرزه‌خیزی آن منطقه پی برد. وابستگی ضریب کیفیت امواج برشی (Q_s) به فرکانس f در بسیاری از مطالعات گزارش شده است. مشخص شده است که در مناطق فعال تکتونیکی، در فرکانس‌های بالاتر از 1 Hz ، Q_s تقریباً متناسب با فرکانس است (Fedotov and Boldyrev, 1969; Aki, 1980a; Sato and Matsumura, 1980; Console and Rovelli, 1981; Rovelli, 1983, 1984; Castro et al., 1990). روش‌های متعددی تاکنون برای تعیین ضریب کیفیت با استفاده از داده‌های مصنوعی و طبیعی ارائه شده است. روش مورد استفاده در این مطالعه، روش کاهندگی طیفی (Anderson and Quass, 1988) است.

۲- لرزه‌زمین‌ساخت منطقه مورد مطالعه

گستره مورد بررسی محصور به عرض جغرافیایی 50° تا 56° درجه شمالی و طول جغرافیایی 35° تا 38° درجه شرقی است و از نظر لرزه‌زمین‌ساختی ایران (Mirzaei et al., 1998)، جزء البرز مرکزی است (شکل ۱). رشته کوه البرز یک کمربند چین‌خورده-رانندگی با لرزه‌خیزی بالا در امتداد جنوب دریای خزر است؛ که از انتهای

جنوبی کوه‌های تالش در غرب تا محل اتصال آن‌ها به کوه‌های کپه داغ در شرق گسترده شده است. البرز از شمال به حوضه جنوبی دریای خزر و از جنوب به مناطق شمالی ایران مرکزی محدود می‌شود. مرز البرز با حاشیه جنوبی دریای خزر به عنوان باقیمانده‌ای از پوسته اقیانوسی در نظر گرفته می‌شود؛ که به سرعت غوطه‌ور شده و با رسوباتی به ستبرای 20 کیلومتر پوشانده شده است (Brunet et al., 2003). بر پایه داده‌های ژئودتیک (GPS)، گستره البرز مرکزی در راستای شمالی - جنوبی سالیانه دارای کوتاه‌شدگی نزدیک به 6 mm و برش چپ‌گردی برابر با 3 mm است (Djamour et al., 2010). گسل‌های فعال متعددی مانند گسل شمال البرز، گسل خزر زون البرز مرکزی را متأثر می‌سازند (Berberian, 1983; Berberian et al., 1992; Trifonov et al., 1996). بیشتر گسل‌های فوق موازی روند اصلی رشته کوه البرز بوده و تعدیل‌کننده نیروی حاصل از همگرایی مایل بلوک‌های ایران مرکزی و صفحه اوراسیا هستند (تاتار و فرهود، ۱۳۸۵). از نظر سابقه لرزه‌خیزی در طول سالیان گذشته، زون البرز مرکزی شاهد زمین‌لرزه‌های متعددی بوده است. در گذشته تاریخی گستره مورد پژوهش موارد بسیاری از زمین‌لرزه‌های ویرانگر چون زمین‌لرزه‌های 856 قبل از میلاد، کومس ($M=7/9$, $I_0=X$) و 958 قبل از میلاد، طالقان ($M=7/7$, $I_0=X$) را می‌توان پی گرفت؛ که از آن‌ها با عنوان بزرگ‌ترین رخداد‌های لرزه‌ای در تاریخ این سرزمین یاد شده است (Ambraseys and Melville, 1982; Berberian and Yeats, 2001, 1999). همچنین از زمین‌لرزه‌های دستگاهی مهم رخ داده در گستره البرز مرکزی باز بزرگای متوسط تا بزرگ می‌توان به زمین‌لرزه سال 1957 سنگچال در محور هراز و زمین‌لرزه سال 2004 فیروزآباد-کجور اشاره نمود. شکل ۲ توزیع رومرکز زمین‌لرزه‌های محلی ثبت شده در شبکه‌های لرزه‌نگاری وابسته به مرکز لرزه‌نگاری کشوری بین سال‌های 1996 تا 2016 در منطقه مورد مطالعه، در مقایسه با دیگر مناطق ایران را نشان می‌دهد. دایره‌های توپر فیروزه‌ای رومرکز زلزله‌های رخ داده در منطقه مورد مطالعه و دایره‌های قهوه‌ای کم رنگ رومرکز زلزله‌های رخ داده در مناطق دیگر را نشان می‌دهند و به وضوح بر فعالیت لرزه‌خیزی بسیار بالای گستره دلالت دارد.

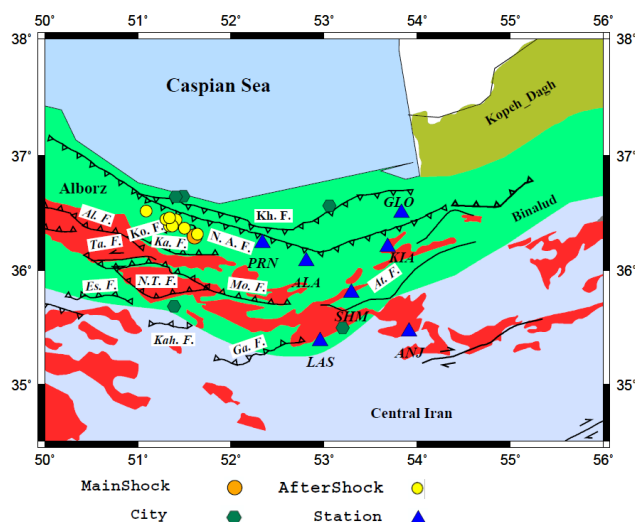
۳- داده‌ها و روش کار

برای برآورد ضریب کیفیت امواج مستقیم S به روش کاهیدگی طیفی، از لرزه‌نگاشت‌های ثبت شده از زمین‌لرزه 28 مه سال 2004 میلادی فیروزآباد-کجور و پس‌لرزه‌های آن با گستره بزرگای $3/9$ تا $6/3$ در مقیاس امواج حجمی، توسط شبکه‌های ساری و سمنان وابسته به مرکز لرزه‌نگاری کشوری، استفاده شده است. زمین‌لرزه‌ها توسط دستگاه‌های لرزه‌نگار کوتاه دوره با فرکانس نمونه 50 Hz ثبت

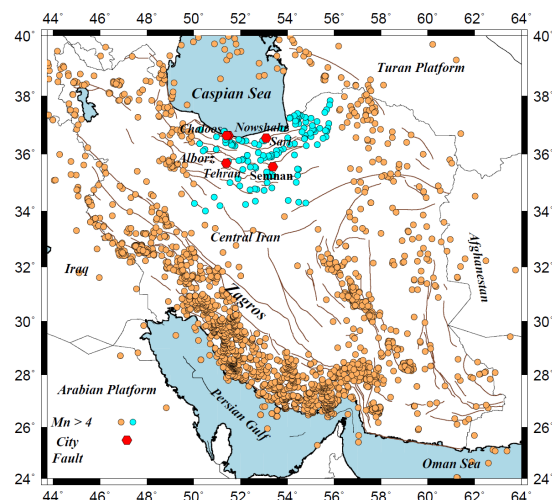
نشریه پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی، دوره ۴، شماره ۲، ۱۳۹۷.

ضریب کیفیت امواج برشی، مؤلفه‌های افقی لرزه‌نگاشت‌ها (E-W و N-S) مورد استفاده قرار گرفت (Yoshimoto et al., 1993; Chung et al., 2001; Kim et al., 2004; Rahimi et al., 2010a).

شده‌اند. شکل (۱) موقعیت و کد ایستگاه‌ها را نشان می‌دهد. همچنین موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌ها و نام آن‌ها در جدول ۱ آمده است. شکل ۳ پوشش مسیری بین رومرکز زمین‌لرزه‌ها و ایستگاه‌های لرزه‌نگاری شبکه ساری و سمنان را نشان می‌دهد. به منظور برآورد



شکل ۱: موقعیت و توپوگرافی گستره مورد مطالعه ایستگاه‌های شبکه ساری (مثلث‌های قرمز) و شبکه سمنان (مثلث‌های آبی). خط‌های قهوه‌ای رنگ نمایش گسل‌های اصلی در گستره است. نقشه گسل‌های مهم منطقه مورد مطالعه. گسل خزر: Kh. F.، گسل شمال البرز: N. A. F.، گسل کجور: Ko. F.، گسل کندوان: Ka. F.، گسل الموت‌رود: Al. F.، گسل مشاء: Mo. F.، گسل شمال تهران: N.T. F.، گسل طالقان: Ta. F.، گسل ایپک: Ip. F.، گسل اشتهارد: E.s. F.، گسل کوشک نصرت: Ku.N. F.، گسل کهزیک: Kah. F.، گسل گرمسار: Ga. F.، گسل عطاری: At. F.، گسل ترود: To. F. دایره نارنجی رنگ، رومرکز زلزله اصلی (زمین‌لرزه ۲۸ مه سال ۲۰۰۴ میلادی فیروزآباد-کجور) و دایره‌های زرد رنگ رومرکز پس‌لرزه‌های آن را نشان می‌دهد.

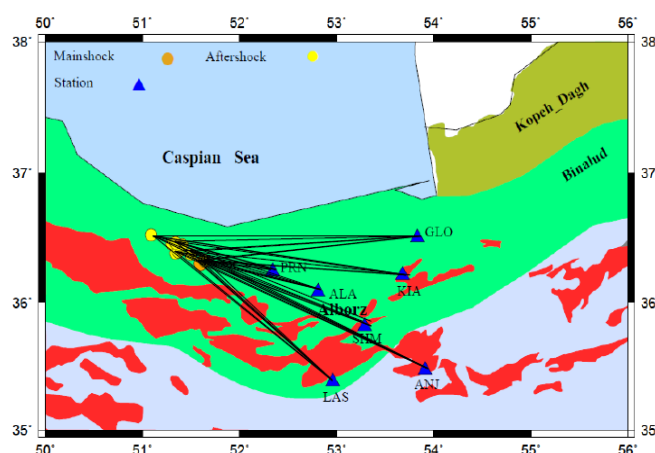


شکل ۲: لرزه‌خیزی ایران را از سال ۱۹۹۶ تا ۲۰۱۶ میلادی که توسط شبکه‌های لرزه‌نگاری (وابسته به مرکز لرزه‌نگاری کشوری) ثبت شده‌اند، نشان می‌دهد. دایره‌های توپر فیروزه‌ای رنگ و قهوه‌ای روشن به ترتیب، رومرکز زمین‌لرزه‌های رخ داده در منطقه مورد مطالعه و در بقیه منطقه‌های دیگر ایران را نشان می‌دهند.

ریاحی کجور و افسری، برآورد فاکتور کیفیت موج برشی (QS) با استفاده از لرزه‌نگاشت‌های زمین‌لرزه فیروزآباد - کجور، صفحات ۳۳۹-۳۴۹.

جدول ۱: مختصات ایستگاه‌های شبکه‌های ساری و سمنان.

Alt. (m)	Lon. (Deg.)	Lat. (Deg.)	کد ایستگاه	نام ایستگاه	نام شبکه
2153	53.68	36.21	KIA	کیاسر	ساری
1930	53.83	36.50	GLO	گلوگاه	
2558	52.81	36.08	ALA	الشت	
1304	52.34	36.24	PRN	پرن	
1449	52.96	35.38	LAS	لاستجرد	سمنان
2633	53.29	35.81	SHM	شهمیرزاد	
1845	53.91	35.47	ANJ	آنجل	



شکل ۳: پوشش مسیری ما بین رومرکز زمین‌لرزه‌ها و ایستگاه‌های لرزه‌نگاری در منطقه مورد مطالعه. دایره نارنجی رنگ، رومرکز زلزله اصلی و دایره‌های زرد رنگ رومرکز پس‌لرزه‌ها، مثلث‌های آبی رنگ نیز ایستگاه‌های لرزه‌نگاری شبکه‌های ساری و سمنان را نشان می‌دهد.

در این روش دامنه‌های طیفی از رابطه ۱ به دست می‌آید:

$$U_i(f, r) = S_i(f) A(f, r) \quad (1)$$

که $U_i(f, r)$ دامنه طیفی مشاهده برای یک فرکانس ثابت در فاصله کانونی r از رویداد i ام است. $A(f, r)$ تابع کاهیدگی بیان‌کننده روند کاهش دامنه با طی مسافت و $S_i(f)$ یک اسکالر که به بزرگی زمین‌لرزه i ام وابسته است. فرض می‌شود که تابع کاهیدگی $A(f, r)$ شامل اثرات گسترش هندسی و ضریب کیفیت امواج برشی است. بنابراین با در نظر گرفتن یک مدل کاهیدگی همگن خواهیم داشت:

$$A(f, r) = r^{-\gamma} \exp\left(\frac{-\pi f}{Q_s(f)} t\right) \quad (2)$$

که γ ضریب گسترش هندسی و t زمان سیر موج S است. با جای‌گذاری $t = \frac{r}{\beta}$ (β سرعت موج S) در رابطه بالا خواهیم داشت:

$$A(f, r) = r^{-\gamma} \exp\left(\frac{-\pi f}{\beta Q_s(f)} r\right) \quad (3)$$

با ترکیب رابطه ۱ و ۳ و گرفتن لگاریتم طبیعی از طرفین

داریم:

$$\ln(U_i(f, r).r^\gamma) = -\frac{\pi f}{\beta Q_s(f)} r + \ln(S_i(f)) \quad (4)$$

با برازش منحنی درجه اول (با شیب b) به روش کمترین مربعات، به رابطه ۴ مقدار Q_s به ازای هر فرکانس طبق رابطه ۵ محاسبه می‌شود:

$$Q_s = -\frac{\pi f}{\beta b} \quad (5)$$

برای تعیین پنجره موج برشی، شروع موج S را به صورت مشاهده‌ای روی لرزه‌نگاشت تعیین و سپس انتهای پنجره، با استفاده از الگوریتم Kinoshita (1994) مشخص می‌شود. به همین منظور ابتدا یک فیلتر میان‌گذر ۲۴-۱ هرتز باترورث مرتبه ۲ برای از بین بردن انرژی موج سطحی بر روی لرزه‌نگاشت $x(n)$ اعمال می‌شود؛ که در آن n شماره نمونه در سری زمانی لرزه‌نگاشت است. سپس پوش لرزه‌نگاشت با استفاده از رابطه $e(n) = (b^2(n) + H^2(b(n)))^{1/2}$ که در آن $b(n)$ سری زمانی فیلتر میان‌گذر شده و $H(b(n))$ تبدیل هیلبرت آن است، حساب شده است. به طور کلی پوش لرزه‌نگاشت $e(n)$ ، از شروع موج مستقیم S ، رفتاری افزایشی و در انتهای آن رفتاری کاهشی دارد. برای مشخص کردن دقیق انتهای پنجره موج

ضریب گسترش هندسی $\gamma = 1$ است) بر حسب فاصله کانونی r به ازای هفت باند فرکانسی محاسبه می‌شود. با برازش منحنی درجه اول به روش کمترین مربعات بر رابطه ۴، مقدار Q_S در هر باند فرکانسی برای مؤلفه‌های افقی N-S و E-W به دست می‌آید. شکل ۵ نشان-دهنده مقادیر Q_S ، مؤلفه‌های به ترتیب E-W و N-S برای فرکانس-های مرکزی ۱/۵، ۳، ۴/۵ و ۶ هرتز است. بر اساس نتایج مدل‌سازی انجام شده در منطقه (افسری و همکاران، ۱۳۹۴) سرعت موج برشی در پوسته منطقه مورد مطالعه را می‌توان به طور میانگین حدود ۳/۵۸ کیلومتر بر ثانیه در نظر گرفت.

وابستگی بسامدی ضریب کیفیت $Q(f)$ را می‌توان به صورت رابطه ۷ نوشت:

$$Q_S = Q_0 f^n \quad (7)$$

که در این رابطه Q_0 ، ضریب کیفیت در بسامد مرجع ۱ هرتز و n وابستگی فرکانسی است. با گرفتن لگاریتم طبیعی از طرفین رابطه ۷، رابطه ۸ خواهد شد:

$$\ln(Q_S) = n(\ln(f)) + \ln(Q_0) \quad (8)$$

شیب خط درجه اول برازش داده شده به روش کمترین مربعات برابر n و عرض از مبدأ این خط برابر $\ln(Q_0)$ است.

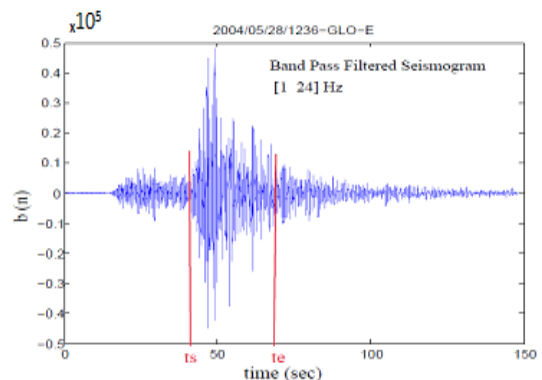
S ، تابع ریشه میانگین مربعات تجمعی پوش لرزه‌نگاشت $e(n)$ با استفاده از رابطه ۶ می‌شود.

$$C(k) = \left(k^{-1} \sum_{n=1}^k e^2(n) \right)^{1/2} \quad (6)$$

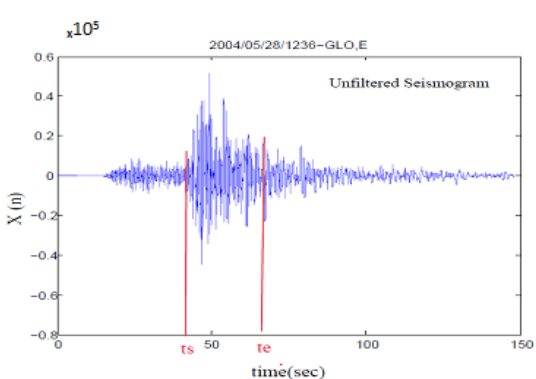
که در این رابطه $k=1, \dots, N$ بوده و N برابر با تعداد کل نمونه‌ها در سری زمانی لرزه‌نگاشت $x(n)$ است. زمان t_e به عنوان نقطه‌ای بر روی محور زمان تعیین می‌شود؛ که در آن $C(k)$ شروع به کاهش می‌کند (Kinoshita, 1994). شکل ۴ (الف تا د) مراحل تعیین پنجره موج برشی به روش Kinoshita (1994) بر روی مؤلفه E-W برای زلزله اصلی ۲۸ مه سال ۲۰۰۴ ساعت ۱۲:۳۶ به وقت جهانی که در ایستگاه گلوگاه (GLO) ثبت شده را نشان می‌دهد. زمان شروع و t_e زمان پایان پنجره موج برشی است.

همه لرزه‌نگاشت‌ها در هفت باند فرکانسی ۱/۵ - ۲/۰، ۳/۰ - ۴/۰، ۵/۰ - ۶/۰، ۷/۰ - ۸/۰، ۹/۰ - ۱۰/۰، ۱۱/۰ - ۱۲/۰، ۱۳/۰ - ۱۴/۰، ۱۵/۰ - ۱۶/۰، ۱۷/۰ - ۱۸/۰، ۱۹/۰ - ۲۰/۰ هرتز با بسامدهای مرکزی ۱/۵، ۳/۰، ۴/۵، ۶/۰، ۹/۰، ۱۲/۰ و ۱۸/۰ هرتز فیلتر میان‌گذر باترورت مرتبه ۲ شده‌اند (جدول ۲). پهنای هر باند فرکانسی برابر با دو سوم فرکانس مرکزی آن است (Wong et al., 2001؛ Wu et al., 2006؛ Hazarika et al., 2009؛ Hamzehloo, 2009 Mahood and

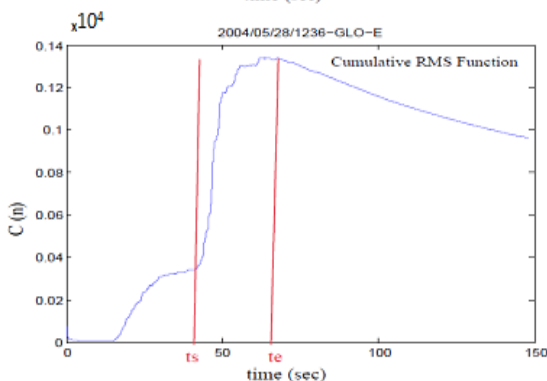
مقادیر $\ln(U_i(f, r))$ ، به ازای $\gamma=1$ (برای امواج حجمی



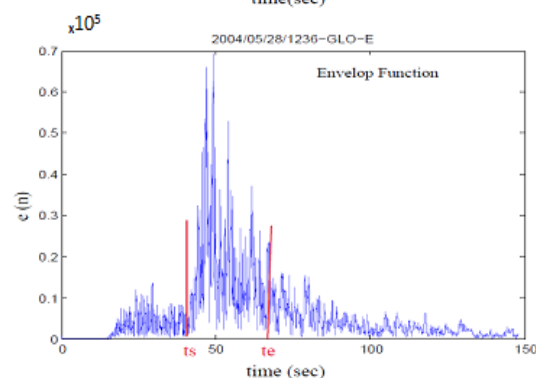
(ب)



(الف)



(د)



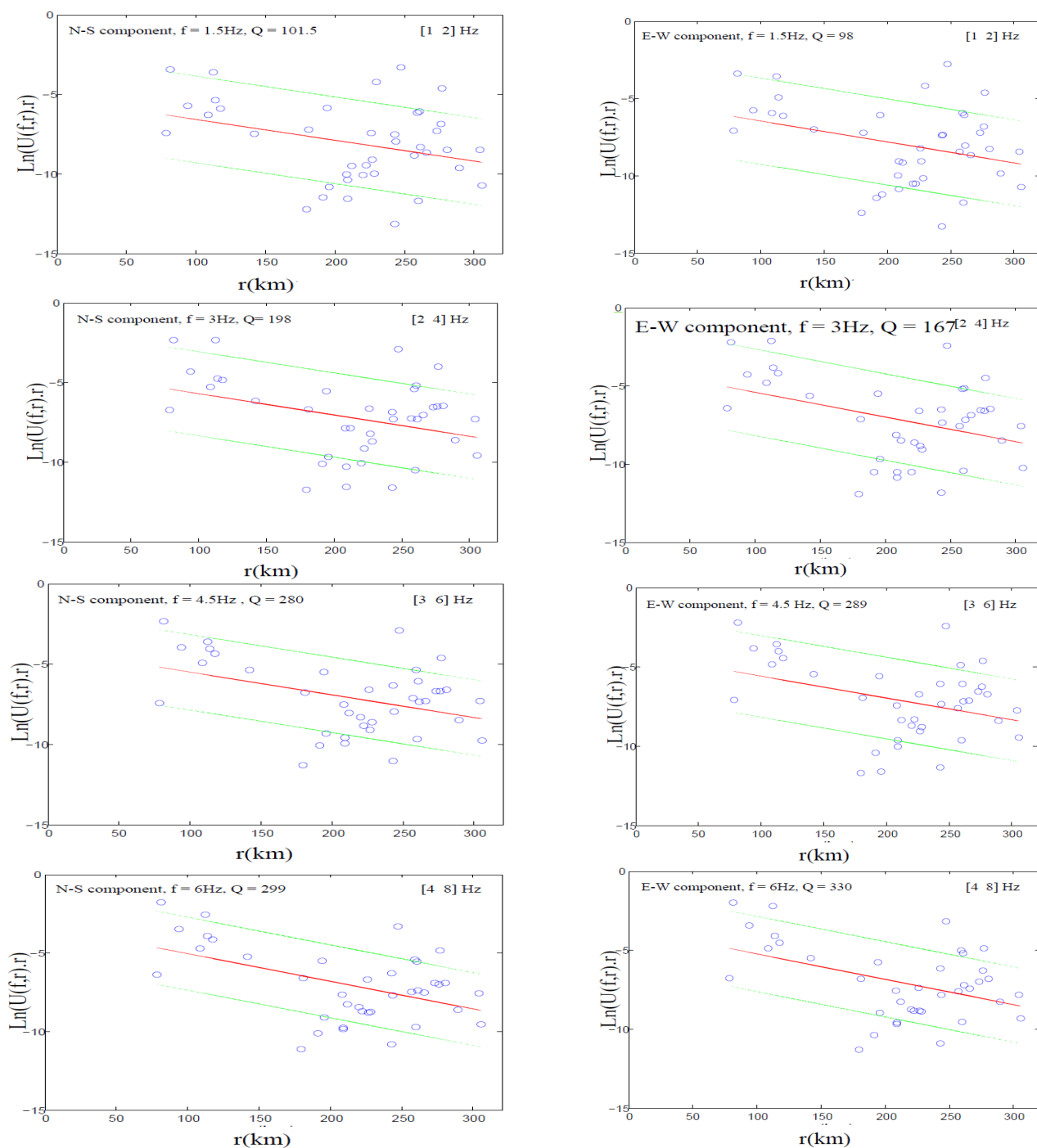
(ج)

شکل ۴: چگونگی تعیین پنجره موج برشی به روش Kinoshita, (1994) بر روی مؤلفه E-W برای زلزله اصلی ۲۸ مه سال ۲۰۰۴ ساعت ۱۲:۳۶ به وقت جهانی که در ایستگاه گلوگاه (GLO) ثبت شده را نشان می‌دهد. زمان شروع پنجره (ts) و زمان پایان پنجره (te) بر روی شکل مشخص شده است.

ریاحی کجور و افسری، برآورد فاکتور کیفیت موج برشی (QS) با استفاده از لرزه نگاشت های زمین لرزه فیروز آباد - کجور، صفحات ۳۳۹-۳۴۹.

جدول ۲: فرکانس های مرکزی، باند فرکانسی به همراه فرکانس های پایین و بالای هر باند.

Low cut-off Frequency (Hz)	Central Frequency (Hz)	High cut-off Frequency (Hz)
1.0	1.5	2.0
2.0	3.0	4.0
3.0	4.5	6.0
4.0	6.0	8.0
6.0	9.0	12.0
8.0	12.0	16.0
12.0	18.0	24.0

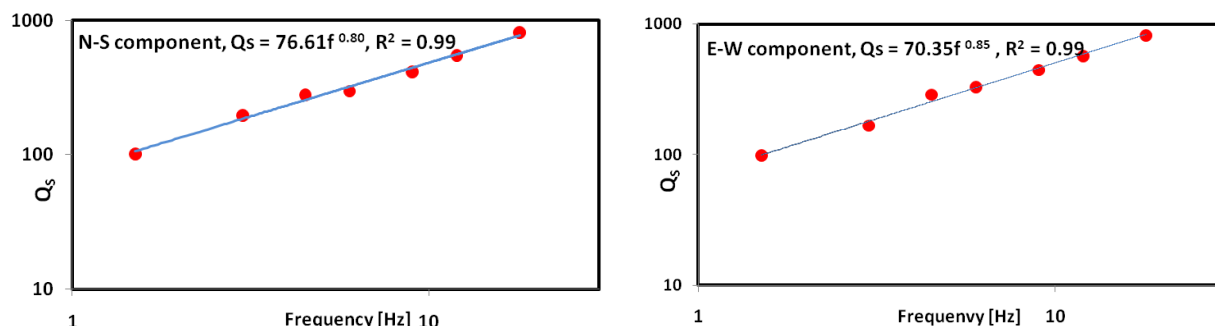


شکل ۵: برآورد ضریب کیفیت امواج برشی بر روی مؤلفه شمالی - جنوبی و شرقی - غربی، در چهار باند فرکانسی ۱-۲، ۲-۴، ۳-۶ و ۴-۸، با برازش خط درجه اول به روش کمترین مربعات. خطوط نقطه چین (سبز رنگ) نشان دهنده انحراف معیار خط اصلی (قرمز رنگ) است.

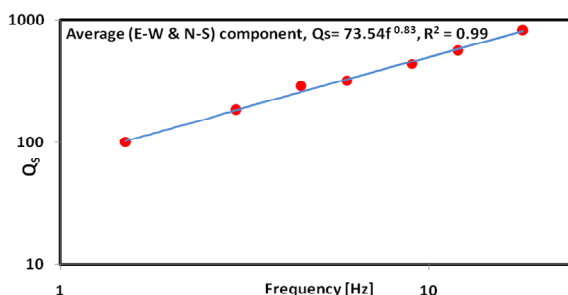
نشریه پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی، دوره ۴، شماره ۲، ۱۳۹۷.

مقادیر میانگین دو مؤلفه افقی بر حسب فرکانس را نشان می‌دهد. در جدول ۳، نیز مقادیر Q_s های ناحیه مورد مطالعه به ازای هفت باند فرکانسی به همراه مقادیر Q_0 و n برای هر دو مؤلفه افقی و نیز مقادیر میانگین مقادیر Q_s آورده شده است.

شکل ۶ رابطه وابستگی فرکانسی امواج برشی که با اعمال برازش خط مرتبه اول به روش حداقل مربعات بر مقادیر Q_s بر حسب بسامد برای هر دو مؤلفه افقی به دست آمده را نشان می‌دهد. شکل ۷ رابطه وابستگی فرکانسی ضریب کیفیت امواج برشی Q_s برای



شکل ۶: رابطه وابستگی فرکانسی ضریب کیفیت موج برشی برای مؤلفه‌های شرقی - غربی و شمالی - جنوبی با برازش خط درجه اول به روش کمترین مربعات بر مقادیر Q_s بر حسب بسامد.



شکل ۷: رابطه فرکانسی ضریب کیفیت موج برشی برای مقادیر میانگین Q_s دو مؤلفه افقی بر حسب فرکانس.

جدول ۳: مقادیر ضریب کیفیت امواج برشی در هفت فرکانس مرکزی، به همراه مقادیر Q_0 و n برای دو مؤلفه افقی و نیز مقادیر میانگین آن‌ها.

Central Frequency (Hz)	E-W Component Q_s	N-S Component Q_s	Average Q_s
1.5	98	101.5	99.75
3.0	167	198	182.5
4.5	289	280	284.5
6.0	330	299	314.5
9.0	447	415.5	431.25
12.0	572.5	549	560.75
18.0	825	819	822
Q_0	70.35	76.61	73.54
n	0.85	0.80	0.83

^{0.8} و در انتها میانگین مقادیر Q_s دو مؤلفه افقی گستره مورد مطالعه بر حسب فرکانس به صورت $Q_s = 73.54f^{0.83}$ به دست آمد. این موضوع نشان دهنده کاهندگی بالای موج S در فرکانس‌ها و فاصله‌های مورد بررسی است. رابطه وابستگی بسامدی ضریب کیفیت امواج برشی در مناطق مختلف ایران و جهان با استفاده از روش‌های مختلف برآورد شد. مقایسه رابطه وابستگی بسامدی ضریب کیفیت امواج برشی برای گستره مورد مطالعه (منطقه البرز مرکزی) با مناطق دیگر ایران مانند منطقه آوج (Kamalian et al. 2007)، شرق ایران

۴- بحث

در این مطالعه، کاهندگی موج S را با استفاده از رکوردهای ثبت شده از زمین‌لرزه سال ۲۰۰۴ فیروزآباد-کجور و پس‌لرزه‌های آن تحلیل کردیم. مقادیر میانگین Q_s برای هفت فرکانس مرکزی ۱/۵، ۳، ۴/۵، ۶، ۹، ۱۲ و ۱۸ هرتز تخمین زده شده است؛ که بر اساس محتوی فرکانسی نگاشت‌های ثبت شده در ۶ ایستگاه است. رابطه وابستگی فرکانسی برآورد شده در باند فرکانسی ۱-۲۴ هرتز برای مؤلفه‌های E-W و N-S به ترتیب به صورت، $Q_s = 70.35f^{0.85}$ و $Q_s = 76.61f$

رخداد زمین‌لرزه‌های بزرگی مانند زمین‌لرزه ۱۱۲۷ میلادی کیاسر (چهاردانگه فریم) با بزرگای ۶/۸ در مقیاس امواج سطحی، زمین‌لرزه سال ۱۹۵۷ میلادی سنگچال با بزرگای سطحی ۶/۸ و زمین‌لرزه سال ۲۰۰۴ میلادی فیروزآباد- کجور با بزرگای ۶/۳ در مقیاس امواج سطحی، نشان دهنده فعال بودن منطقه است.

۶- سپاس‌گزاری

با سپاس فراوان از شبکه لرزه‌نگاری کشور وابسته به مرکز لرزه‌نگاری کشور که در تهیه داده‌های مورد نیاز در این پژوهش، نویسندگان را یاری نمودند.

۷- منابع

افسری، ن.، تقی‌زاده فرهنگ، ف. و قاسمی، م. ر.، ۱۳۹۴، مطالعه ساختار پوسته بخش خاوری با استفاده از فازهای تبدیل یافته P، مجله علوم زمین، ۹۵، ۴۹-۵۶.

تاتار، م. و فرهنگ، ا. م.، ۱۳۸۵، مطالعه زمین‌لرزه خردادماه ۱۳۸۳ فیروزآباد- کجور و پس‌لرزه‌های آن بر اساس تحلیل داده‌های ثبت شده در ایستگاه‌های لرزه‌نگاری محلی، علوم زمین، ۶۴، ۳۷-۲۴.

دانش‌دوست، م.، یمینی‌فرد، ف. و قیطانچی، م. ر.، ۱۳۸۹، تعیین عامل کیفیت منطقه تهران، فصلنامه زمین، ۵ (۳)، ۴۹-۳۳.

گلشادی، ز.، معینی، ن. و قیطانچی، م. ر.، ۱۳۹۱، برآورد فاکتور کیفیت در استان سمنان، ایران، سی و یکمین گردهمایی علوم زمین، آذرماه. تهران، ایران.

Aki, K. and Chouet, B., 1975, Origin of coda waves: Source, attenuation and scattering effects. J. Geophys. Res., 80, 3322-3342.

Aki, K., 1980a, Attenuation of shear waves in lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz. Phys, Earth Planet, Inter., 21, 50-60.

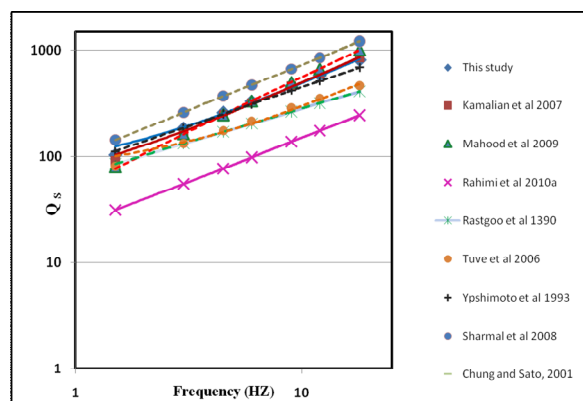
Aki, K., 1980b, Scattering and attenuation of shear waves in lithosphere, Journal of Geophysical Research, 85, 6496-6504.

Ambraseys, N.N. and Melville, C.P., 1982, A history of Persian earthquakes. Cambridge University Press, New York: 219.

Anderson, J. and Quass, 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.

Berberian, M. and Yeats, R.S., 1999, Patterns of Historical Earthquake Rupture in the Iranian Plateau, Bull. Seism. Soc. Am., 89, 120-139.

مرکزی (Mahood and Hamzehloo, 2009)، منطقه اردبیل واقع در شمال غرب ایران (Rahimi et al., 2010)، ناحیه هرمزگان واقع در جنوب ایران (راستگو و همکاران، ۱۳۹۰)، منطقه سمنان (گلشادی و همکاران، ۱۳۹۱)، منطقه تهران (دانش‌دوست و همکاران، ۱۳۸۹) و همچنین با مطالعات کاهیدگی امواج لرزه‌ای در دیگر مناطق فعال دنیا (از نظر لرزه‌زمین‌ساختی) مانند ناحیه تنگه مسینا در جنوب ایتالیا (Tuve et al., 2006)، در منطقه کانتو در شرق ژاپن (Yoshimoto et al., 1993)، منطقه کچ (Kach region) در گوجرات هند (Sharmal et al., 2008) و جنوب شرق کره جنوبی (Chung and Sato, 2001) در شکل ۸ نشان داده شده است. با در نظر داشتن این نکته که مقادیر کمتر از ۲۰۰ برآورد شده برای Q_s ، بیان کننده لرزه زمین‌ساخت فعال در یک منطقه، مقدار برآورد شده بیشتر از ۶۰۰ نشانگر منطقه غیرفعال از نظر لرزه‌زمین‌ساختی و مقادیر بین این دو مقدار، ضریب کیفیت مربوط به مناطق با لرزه‌خیزی متوسط است؛ مقدار ضریب کیفیت به دست آمده برای منطقه مورد مطالعه کمتر از ۲۰۰ است؛ که این امر گویای این است که ناحیه مورد بررسی علاوه بر این که از نظر زمین‌ساختی و لرزه‌خیزی فعال است، دارای کاهیدگی و ناهمگنی زیادی نیز است.



شکل ۸: مقایسه نمودار کاهیدگی امواج لرزه‌ای گسترده مورد مطالعه با نتایج بعضی مطالعات انجام شده در دیگر مناطق ایران و جهان.

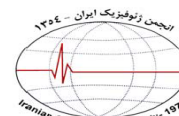
۵- نتیجه‌گیری

رابطه وابستگی بسامدی Q_s برآورد شده برای منطقه البرز مرکزی از روی دو مؤلفه افقی E-W و N-S به ترتیب $Q_s = 70.35f^{0.85}$ و $Q_s = 76.61f^{0.8}$ به دست آمد. همچنین مقادیر میانگین Q_s دو مؤلفه افقی به صورت $Q_s = 73.54f^{0.83}$ به دست آمده است. نتایج به دست آمده در این پژوهش با مطالعات قبلی انجام شده در مناطق فعال لرزه‌زمین‌ساختی در ایران و دیگر نقاط جهان همخوانی قابل قبولی دارد. مطالعات انجام شده نشان‌دهنده رابطه قوی بین n و سطح فعالیت تکتونیکی هر منطقه است (Aki, 1980b; Gupta and Ashwani, 1988). مقدار n در رابطه Q_s برآورد شده برای منطقه مورد مطالعه، نشان می‌دهد که منطقه از نظر لرزه‌خیزی فعال است.

- Attenuation of high frequency P and S waves in the crust of Choongchung provinces, Central South Korea: *Bull. Seism. Soc. Am.*, 94, 1070-1078.
- Kinoshita, S., 1994, Frequency-dependent attenuation of shear waves in the crust of the southern Kanto area, Japan. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 1378-1396.
- Mahood, M. and Hamzehloo, H., 2009, Estimation of coda wave attenuation in East Central Iran: *J Seismol.*, 13, 125-139.
- Mirzaei, N., Mengtan, G. and Yuntai, C., 1998, Seismic source regionalization for seismic zoning of Iran: Major Seismotectonic provinces: *Journal of Earth Prediction Research*, 7, 465-495.
- Rahimi, H., Hamzehloo, H. and Kamalian, N., 2010, Estimation of Coda and shear wave attenuation in the volcanic area in SE Sabalan mountain, NW Iran: *Acta Geophys.*, 58, 244-268.
- Rovelli, A., 1983, Frequency relationship for seismic of Q_β of central southern Italy from accelerograms for Irpinia earthquake (1980), *Phys. Earth Planet. Interiors*, 32, 209-217.
- Sato, H. and Fehler, M.C., 1998, *Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous earth*: Springer Verlag, New York.
- Sato, H. and Matsumura, S., 1980, Q^{-1} values for S waves (2-32 Hz) under the Kanto district, *Zisin* 33, 541-543 (in Japanese).
- Stein, S. and Wysession, M., 2003, *An introduction to seismology, earthquake and earth structure*, Blackwell Pub.
- Trifonov, V.G., Hessami, T.K. and Jamali, F., 1996, West- Trending Oblique Sinitral- Reverse Fault system in Northern Iran. *IIEES. Special Pub.*, Vol 75, Tehran, Iran.
- Tuve, T., Bianco, F., Ibanez, J., Patane, D., Pezzo, E.D. and Bottari, A., 2006, Attenuation study in the Straits of Messina area (southern Italy): *Tectonophysics*, 421, 173-185.
- Wong, V., Rebollar, C.J. and Mungul, L., 2001, Attenuation of Coda waves at the Tres Virgenes volcanic area, Baja California Sur, Mexico: *Bull. Seism. Soc. Am.*, 91, 683-693.
- Wu, T., Jiao, W., Ming, Y. and Su, W., 2006, Attenuation of Coda waves at the Changbaishan Tianchi volcanic area in Northeast China: *Pure Appl. Geophys.*, 163, 1351-1368.
- Yoshimoto, K., Sato, H. and Ohtake, M., 1993, Frequency-dependent attenuation of P and S waves in the Kanto area, Japan, based on the coda-normalization method: *Geophys. J. Int.*, 114, 165-174.
- Berberian, M. and Yeats, R.S., 2001, Contribution of archaeological data to studies of earthquake history in the Iranian Plateau, *J. Struct. Geol.*, 23, 563-584.
- Berberian, M., 1983, The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. *Can. J. Earth Sci.*, 20, 163-183.
- Berberian, M., Qorashi, M., Jackson, J.A., Priestley, K. and Wallace, T., 1992, The Rudbar-Tarom earthquake of 20 June 1990 in NW Persia: preliminary field and seismological observations, and its tectonic significance, *Bull. Seism. Soc. A.*, 82, 1726-1755.
- Brunet, M.F., Korotaev, M.V., Ershov, A. and Nikishin, A.M., 2003, The south Caspian basin a review of its evolution form subsidence modeling. *Sediment. Geol.*, 156, 119-148.
- Castro, R.R., Anderson, J.G. and Singh, S.K., 1990, Sit response, attenuation and source spectra of S waves along the Guerrero, Mexico, subduction zone, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 1481-1503.
- Chang, T.W. and Sato, H., 2001, Attenuation of high-frequency P and S waves in the crust of Southeastern South Korea: *Bull. Seism. Soc. Am.*, 91 (6), 1867-1874.
- Console, R. and Rovelli, A., 1981, Attenuation parameters for Friui region from strong motion acceleration spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, 1981-1991.
- Djamour, Y., Vernant, P., Bayer, R., Hatam, Y., Ritz, J.F., Hinderer, J., Luck, B., Nankali, H., Le Moigne, N. and Sedighi, M., 2010, Geodetic signatures of present- day tectonic deformation in central Alborz and Tehran region (Iran), *Geophys. J. Int.*, 183, 1287-1301.
- Fedotov, S.A. and Boldyrev, S.A., 1969, Frequency dependence of body wave absorption in the crust and upper mantle of the Kuril-island chain, *Izv. Akad. Nauk SSSR, Fiz. Zemli*, 9, 17-33.
- Gupta, S.C. and Ashwani, K., 1988, Q_C and Q_β estimates in the Garhwal Himalaya using strong motion records of Uttarkashi earthquake, *Proc. Eleventh Symp. On Earthquake Engineering*, December 17-19, 1988, (75-83). India, Roorkee.
- Hazarika, D., Baruah, S. and Gogoi, N.K., 2009, Attenuation of coda waves in the Northeastern region of India: *J. Seismol.*, 13, 141-160.
- Kamalian, N., Hamzehloo, H. and Ghasemi, H., 2007, S-Wave attenuation and spectral decay parameter for the Avaj region, Iran, *Iranian Journal of Science and Technology (Sciences)*, 31 (1), 63-71.
- Kim, K.D., Chung, T.W. and Kyung, J.B., 2004,



Shahrood University of Technology



Estimation of shear wave quality factor (Q_s) of seismic data of Firoozabad-Kojour earthquake

Vahid Riyahi Kojor¹ and Narges Afsari^{2*}

1- M.Sc. Student, Department of Civil Engineering, Faculty of Engineering, Islamic Azad University, Nowshahr Branch, Mazandaran, Iran

2- Assistant Professor, Department of Civil Engineering, Faculty of Engineering, Islamic Azad University, Nowshahr Branch, Mazandaran, Iran

Received: 2 February 2018; Accepted: 6 June 2018

* Corresponding author: ng_afsari@yahoo.com

Keywords

Alborz
Quality Factor Q_s
Attenuation
Shear Wave

Extended Abstract

Summary

The attenuation of seismic waves with respect to distance is one of the most important parameters in seismological and earthquake engineering studies. The purpose of this study is to estimate quality factor of shear waves (Q_s) of seismic data of the earthquake occurred in the Central Alborz at 34° to 37° north latitude and 50° to 56° east longitude, using the spectral drop. For this

purpose, the data from earthquake of May 28, 2004 Firoozabad-Kojur and its aftershocks, recorded by seismic networks of Sari and Semnan, affiliated with the Institute of Geophysics of Tehran University have been used; and the quality factor of direct S wave (Q_s) at the seven central frequencies of 1.5, 3.0, 4.5, 6.0, 9.0, 12.0 and 18.0 Hz has been estimated. The estimated frequency-dependent relationship of Q_s on N-S and E-W components are $Q_s = 76.61f^{0.8}$ and $Q_s = 70.35f^{0.85}$, respectively. The mean values of Q_s for the two components indicate a relation with frequency that is $Q_s = 73.54f^{0.83}$. The results show an increase in Q_s with increasing frequency, and Q_0 value for this area corresponds with the seismotectonic study of the region.

Introduction

When seismic waves pass through the earth they interact with inhomogeneous, anisotropic and non-elastic environments. Obviously, by knowing the effect of these factors on seismograms, we can obtain a considerable amount of information from within the earth. The energy of waves from a seismic source decreases with increasing distance from the source, and consequently, the seismic wave amplitude will decrease. It is mainly due to the geometry of propagation of seismic waves and partly due to the anelastic properties of the material through which they travel. The energy loss of seismic waves due to non-elastic effects is named intrinsic absorption. The inverse of attenuation represents quality factor. By calculating the quality factor in each region, we can understand the rate of seismic activity in that region. Moreover, this quantity has many applications in seismological and earthquake engineering studies. The study region is located at longitude 50°-56° E and latitude 34°-38° N in north of Iran, and in terms of seismotectonic provinces of Iran, it is located in Central Alborz (Mirzaei et al., 1998). The Alborz Mountain of northern Iran form a belt of active crustal deformation along the southern side of the Caspian Sea within the broad Arabian-Eurasia continental collision zone. In this study, the quality factors of shear waves (Q_s) have been estimated in the Central Alborz.

Methodology and Approaches

There are many different methods for estimating the quality factor. In this study, the spectral decay method (Anderson and Quas, 1988) have been used for estimation the quality factor of shear waves (Q_s) at the seven central frequencies of 1.5, 3.0, 4.5, 6.0, 9.0, 12.0 and 18.0 Hz. For this estimation, shear waves on horizontal components (E-W and N-S) have been analyzed (Yoshimoto et al., 1993; Chung et al., 2001; Kim et al., 2004; Rahimi et al., 2010a). The bandwidth of each frequency band is 2/3 of its central frequency. To determine the shear wave window on the seismogram, the start of the S wave is determined by observation, and then, the end of the window is determined using the Kinoshita (1994) algorithm. Furthermore, the shear wave velocity in the study region can be considered as an average of 3.58 km/s (Afsari et al. 2015). With the first-order fit (with slope b) in the least squares, Q_s is obtained in each frequency band for the horizontal components E-W and N-S, according to the $Q_s = -(\pi f/\beta b)$.

Results and Conclusions

In this study, we have analyzed the attenuation of the S waves using the data recorded of the 2004 Firouzabad-Kojur earthquake and its aftershocks. The mean Q_s values for the seven central frequencies have been determined. The estimated frequency-dependent relations for E-W and N-S components are expressed as $Q_s=70.35f^{0.85}$ and $Q_s=76.61f^{0.8}$, respectively. Finally, the mean Q_s -frequency relationship of the two horizontal components of the studied range is expressed as $Q_s=73.54f^{0.83}$. In the Central Alborz region, the values of Q at 1.0 Hz are less than 200 for the frequency-dependent relationships of Q_s . This implies high attenuation of the wave S at the studied frequencies and distances. A strong correlation between n and the level of tectonic activity of the region has been observed by several investigators (Aki, 1980; Gupta and Ashwani, 1988). The value of n in the estimated QS relation for the study region indicates that the area is active. Moreover, the results obtained in this study are consistent with previous studies carried out in the active seismotectonic zones in Iran and elsewhere in the world.
