

برآورد کاهندگی کدای موج برشی در ناحیه شمال غرب ایران

زهرا ضرونی زاده^۱، سید خلیل متقی^{۲*}، حبیب رحیمی^۳ و عبدالرضا قدس^۴

^۱ دانشجوی دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه، زنجان، ایران
^۲ استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه، زنجان، ایران
^۳ استادیار، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران
^۴ دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه، زنجان، ایران

(تاریخ دریافت: ۹۵/۰۴/۰۶، تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۹/۲۹)

چکیده

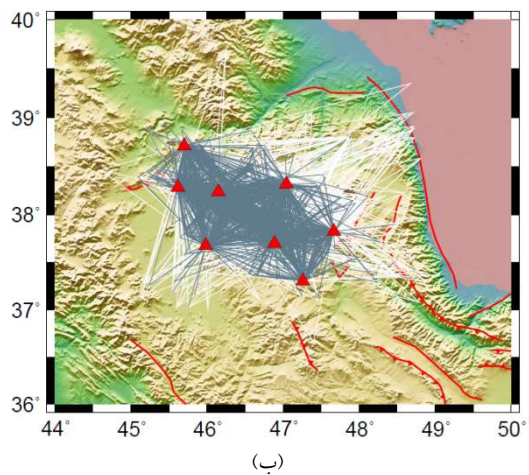
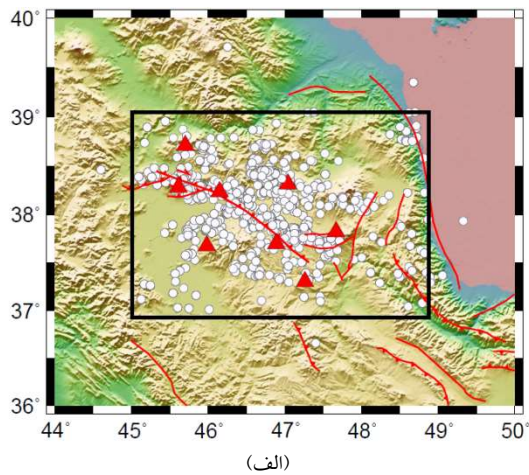
در این مقاله، ضریب کیفیت امواج کدا (Q_c) با استفاده از روش تک پراکنش به عقب برای ناحیه شمال غرب ایران، محاسبه شده است. برای این منظور، از ۳۷۲۰ شکل موج با کیفیت، ثبت شده در ۸ ایستگاه کوتاه دوره شبکه تبریز، متعلق به شبکه لرزه نگاری کشوری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران در بازه زمانی سال‌های ۱۹۹۶ تا ۲۰۱۳ استفاده شده است. برای تعیین روابط بسامدی ضریب کیفیت، Q_c در ۹ نوار بسامدی در محدوده ۱ تا ۲۴ هرتز محاسبه و تغییرات جانبی و عمقی آنها بررسی گردید. در بررسی تغییرات جانبی ایستگاه‌های آذرشهر (AZR) در شمال غرب آتشفشان سهند، سراب (SRB) در جنوب آتشفشان سبلان و مرند (MRD) کاهندگی بیشتری نسبت به سایر ایستگاه‌ها نشان داد؛ هر چند که این کاهش قابل توجه نیست. نبود تغییرات جانبی مهم در منطقه سبب شد تا رابطه‌ای مشترک برای کل منطقه به صورت $f \pm 1 \pm 68$ ارائه شود. مقدار کم ضریب کیفیت (مقدار ۶۸) برای پنجره‌های زمانی ۳۰ ثانیه می‌تواند شاهدی بر وجود آثار زمین گرمایی در منطقه شمال غرب ایران باشد. بررسی تغییرات عمقی Q_c نشان می‌دهد که با افزایش عمق (افزایش پنجره زمانی کدا)، ضریب کیفیت افزایش می‌یابد. نتایج به دست آمده برای کاهندگی در کل منطقه نشان داد که n توان پارامتر فرکانس در رابطه بسامدی ضریب کیفیت، با افزایش پنجره زمانی موج کدا رفتاری ناهنجار دارد؛ به این صورت که در پنجره‌های زمانی بزرگتر از ۶۰ ثانیه به جای ادامه رفتار کاهش، افزایش می‌یابد. این رفتار افزایشی می‌تواند به وجود ناهمگنی با جذب ذاتی بالا در قسمت بالایی گوشته فوقانی تفسیر شود.

واژه‌های کلیدی: کاهندگی، ضریب کیفیت، تک پراکنش به عقب، امواج کدا، شمال غرب ایران

۱ مقدمه

منطقه مورد مطالعه در این تحقیق بخش بزرگی از شمال غرب ایران است که در عرض جغرافیایی ۳۷ تا ۳۹ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۴۵ تا ۴۹ درجه شرقی قرار دارد (شکل ۱-الف) و دربرگیرنده استان آذربایجان شرقی است. این استان بزرگترین و پرجمعیت ترین استان ناحیه شمال غرب ایران محسوب می شود؛ بنابراین برای شناخت بهتر زمین ساخت و سازوکارهای فیزیکی این منطقه لازم است مطالعاتی صورت پذیرد. از طرفی، بررسی رفتار کمی نحوه انتشار امواج لرزه ای در زمین می تواند به عنوان پارامتری مهم برای ارزیابی کاهش خطر زمین لرزه استفاده شود (کومار و همکاران، ۲۰۰۵). در این مطالعه، پارامتر کاهندگی امواج لرزه ای، که ارتباط مستقیمی با نحوه جذب و پراکندگی انرژی موج در حین انتشار در محیط های ناهمگن دارد، بررسی شده است. برآورد کاهندگی امواج لرزه ای، در تحقیقات زلزله شناسی مانند شبیه سازی جنبش نیرومند زمین، برآورد خطر زمین لرزه و مدل سازی هایی مانند تعیین تغییرات گرمایی داخل زمین کاربرد دارد.

دامنه امواج لرزه ای در هنگام انتشار در زمین، با افزایش فاصله از چشمه لرزه ای کاهش می یابد. بخش مهمی از این کاهش به علت گسترش هندسی موج لرزه ای است. کاهش دامنه امواج، سریعتر از آنچه گسترش هندسی پیش بینی می کند اتفاق می افتد که یکی از مهمترین دلایل تبدیل انرژی به گرما به علت کاملاً الاستیک نبودن زمین است. از دیگر عوامل مؤثر در کاهش دامنه موج می توان به پراکنش موج به دلیل وجود ناهمگنی های توزیع شده در درون زمین و تقسیم دامنه آن بین فازهای انعکاسی و عبوری در مرزهای ناپیوستگی اشاره کرد (موکاپاته و همکاران، ۲۰۰۶؛ رحیمی و همکاران، ۲۰۱۰). پراکنش امواج لرزه ای به دلیل وجود ناهمگنی های فراوانی است که به طور تصادفی در زمین توزیع شده اند؛ در حالی که



شکل ۱. (الف) موقعیت منطقه مورد مطالعه در شمال غرب ایران. مثلث های قرمز موقعیت ایستگاه های لرزه نگاری، دایره ها، زمین لرزه های استفاده شده و خطوط پیوسته، گسله های فعال منطقه (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳) را نشان می دهد. منطقه مورد مطالعه با کادر مستطیلی مشخص شده است. (ب) پوشش مسیر پرتوها در منطقه مورد مطالعه. خطوط خاکستری پوشش مسیر را برای فواصل کمتر از ۸۰ کیلومتر تا محل ایستگاه ها (مثلث های قرمز) و خطوط سفید مسیر پرتوها با فاصله بین ۸۰ تا ۱۵۰ کیلومتر را نشان می دهد.

جذب ذاتی به دلیل فرآیندهای مختلفی مانند وجود نقص در شبکه بلوری در ناحیه انتشار موج و یا تولید گرمای برشی در مرز دانه ها و شکستگی ها بوده که باعث اتلاف انرژی می شود (کاراتو و اسپتزلز، ۱۹۹۰). آگاهی از توزیع نسبی کاهندگی ناشی از پراکنش و جذب ذاتی برای بررسی مواد سازنده زیرسطحی، تفسیرهای زمین ساختی و

تعیین جنبش نیرومند زمین حائز اهمیت است (هوشیبا، ۱۹۹۳؛ اکیچی و همکاران، ۱۹۹۵؛ موکاپاته و همکاران، ۲۰۰۶).

یکی از پارامترهای مهم در توصیف کاهندگی امواج لرزه‌ای، ضریب کیفیت (Q) است (اکی، ۱۹۸۰). کاهندگی را معمولاً به صورت معکوس ضریب کیفیت (Q^{-1}) بیان می‌کنند؛ بنابراین مقادیر Q زیاد نشان‌دهنده کاهندگی کم است و برعکس. سازوکار کلی کاهندگی، نسبت به تغییرات فشار و دما حساس است. به عبارت دیگر، Q به صورت تابعی از فشار و دما در داخل زمین تغییر می‌کند (رومانویچز، ۱۹۹۵). Q در محدوده بسامدی ۰/۰۰۱ تا ۰/۱ هرتز اساساً مستقل از بسامد است؛ ولی در بسامدهای بالاتر با افزایش بسامد، افزایش می‌یابد (سیکینوچردن، ۱۹۷۹).

سینک و هرمن (۱۹۸۳)، Q در بسامد یک هرتز (Q_0) را به دست آوردند و دریافتند که یک همبستگی مثبت قوی بین Q_0^{-1} و زمین‌ساخت فعال منطقه وجود دارد. مشاهدات جهانی نشان داده که ضریب کیفیت امواج کدا (Q_c) در بسامد یک هرتز برای مناطق پایدار زمین‌ساختی دارای مقدار بیشتری نسبت به مناطق فعال زمین‌ساختی است. در واقع، مناطق فعال زمین‌ساختی معمولاً جریان‌های گرمایی نسبتاً زیاد و جذب بیشتری نسبت به مناطق سردتر دارند (برای مثال فرانکل، ۱۹۹۱).

روش‌های مختلفی برای تعیین ضریب کیفیت امواج لرزه‌ای وجود دارد. بعضی از این روش‌ها نسبت به تغییرات کاهندگی حساس‌ترند و برخی حساسیت کمتری دارند. به همین دلیل روش‌های مختلف، نتایج متفاوتی خواهند داشت. در این بررسی، از امواج گدا برای محاسبه ضریب کیفیت استفاده شده است.

تاکنون مطالعات مختلفی برای برآورد ضریب کیفیت امواج کدا در نقاط مختلف ایران انجام شده است (رحیمی و همکاران، ۲۰۱۰ برای ناحیه البرز و ایران مرکزی؛ معهود

و حمزه‌لو، ۲۰۰۹، برای شرق ایران مرکزی؛ احمدزاده ایراندوست، ۱۳۹۲، برای ناحیه زاگرس). در ناحیه شمال‌غرب بررسی‌های صورت گرفته مشابه، مربوط به رحیمی و همکاران (۲۰۰۹) برای سبلان و یعصوبی رستمی و همکاران (۱۳۹۳) برای شمال‌غرب است. از آنجایی که ناحیه شمال‌غرب ایران ناحیه‌ای لرزه‌خیز و در عین حال به علت وجود بی‌هنجاری‌های گرمایی در زیر آتشفشان‌های سهند و سبلان از نظر ساختاری به شدت ناهمگن محسوب می‌شود، مطالعه توابع کاهندگی و تغییرات آنها به صورت جانبی و عمقی می‌تواند نتایج جالبی را نشان دهد. در این مقاله، ضریب کیفیت امواج کدا (Q_c) با استفاده از روش تک‌پراکنش به عقب اکی و چوئت (۱۹۷۵) محاسبه و تغییرات جانبی و عمقی آن بررسی شده است. برای تعیین روابط بسامدی Q_c از رابطه تجربی " $Q_c = Q_0 f^n$ " در ۹ نوار بسامدی در محدوده ۱ تا ۲۴ هرتز با بسامدهای مرکزی ۱/۵، ۲، ۳، ۴، ۶، ۸، ۱۲، ۱۶ و ۲۰ هرتز استفاده شد. n پارامتر بسامدی نامیده می‌شود و با توجه به میزان فعالیت لرزه‌ای منطقه مقداری بین ۰/۵ و ۱/۱ دارد. مقادیر n بزرگتر، مرتبط با محیط ناهمگن‌تر و فعالتر است (کومار و همکاران، ۲۰۰۵). Q_c ، Q_0 در بسامد یک هرتز است. Q_0 می‌تواند معیار مناسبی برای لرزه‌خیزی و فعالیت‌های زمین‌ساختی یک منطقه باشد. مشاهدات جهانی نشان داده است که Q_0 برای مناطق پایدار زمین‌ساختی مقدار بیشتر (بزرگتر از ۶۰۰) و برای مناطق فعال زمین‌ساختی مقدار کمتری (کوچکتر از ۲۰۰) دارد (جان و اکی، ۱۹۸۸).

۲ روش تک‌پراکنش به عقب

روش مورد استفاده در این مطالعه، روش تک‌پراکنش به عقب اکی و چوئت (۱۹۷۵) است. در این روش، اساس کار بر مطالعه تغییرات دامنه امواج کدای S است، که به عنوان امواج حجمی پراکنده شده به عقب توسط ناهمگنی‌های سرعتی موجود در پوسته و گوشته بالایی

مجهز به هشت ایستگاه لرزه‌نگاری سرعت‌نگار سه مؤلفه‌ای کوتاه‌دوره از نوع Kinematics SSI با بسامد گوشه یک هرتز و آهنگ برداشت داده، ۵۰ نمونه در ثانیه است. از بین این رخدادها، داده‌های مربوط به ۳۷۲۰ شکل موج، که برای آنها زمان رسید موج S_g قرائت شده بود، استفاده و در نهایت، شکل موج‌هایی که برای آنها نسبت سیگنال به نوفه بزرگتر از سه بود، انتخاب شد. موقعیت ایستگاه‌ها و رومرکز رخدادهای مذکور در شکل ۱-الف و پوشش مسیر این شکل موج‌ها برای فواصل رومرکزی کمتر از ۸۰ و بین ۸۰ و ۱۵۰ کیلومتر در شکل ۱-ب نشان داده شده است.

برای بسامدهای بالاتر از یک هرتز، Q_c وابستگی شدیدی به بسامد دارد و با افزایش آن، افزایش می‌یابد (سپیکین و جردن، ۱۹۷۹)؛ بنابراین رفتار Q_c در ۹ نوار بسامدی مختلف در محدوده ۱ تا ۲۴ هرتز با بسامدهای مرکزی ۱/۵، ۲، ۳، ۴، ۶، ۸، ۱۲، ۱۶ و ۲۰ هرتز بررسی شد. مشخصات این محدوده بسامدی به همراه بسامد قطع پایین و بالا و بسامد مرکزی متناظر با هر محدوده در جدول ۱ آورده شده است. مشاهدات هاوسکو و همکاران (۱۹۸۹)، رویکر و همکاران (۱۹۸۲) و کومار و همکاران (۲۰۰۵) از مناطق مختلف جهان نشان می‌دهد که Q_c با افزایش پنجره زمانی کدای برشی، افزایش می‌یابد. برای بررسی رفتار Q_c در پنجره‌های زمانی مختلف (متناظر با عمق‌های مختلف)، ۸ پنجره زمانی به طول ۳۰ تا ۱۰۰ ثانیه و با گام ۱۰ ثانیه انتخاب شد. در نهایت، Q_c ‌هایی که برای آنها ضریب همبستگی خطی بزرگتر از ۰/۴۵ بود، برای تعیین رابطه بسامدی ضریب کیفیت و بررسی تغییرات جانبی و عمقی آن، انتخاب شد.

مراحل پردازش داده در این مطالعه به صورت زیر خلاصه شده است:

- تعیین پنجره موج کدا: امواج کدای یک لرزه‌نگار بعد از دو برابر (و یا در مواردی سه برابر) زمان رسید موج

تعریف می‌شود (اکی، ۱۹۶۹؛ اکی و چوئ، ۱۹۷۵). برطبق این مدل، دامنه امواج کدا در بسامد مرکزی (f) و گذشت زمانی (t)، که از زمان وقوع زمین‌لرزه اندازه‌گیری می‌شود، به صورت رابطه (۱) است (اکی و چوئ، ۱۹۷۵؛ هاوسکو و همکاران، ۱۹۸۹):

$$A(f, t) = S(f) t^{-\alpha} e^{-\frac{\pi f t}{Q_c}} \quad (1)$$

$S(f)$ پارامتر چشمه، t گذشت زمانی (که از زمان وقوع زمین‌لرزه اندازه‌گیری می‌شود)، α پارامتر گسترش هندسی (که برای امواج حجمی برابر با یک فرض می‌شود)، f بسامد مرکزی و Q_c ضریب کیفیت امواج است. با گرفتن لگاریتم طبیعی از طرفین رابطه (۱) خواهیم داشت:

$$\ln(A(f, t)t) = \ln(S(f)) - \frac{\pi f}{Q_c} t \quad (2)$$

با رسم مقدار $\ln(A(f, t)t)$ بر حسب t و برازش خط درجه اول با شیب b ، مقدار Q_c با رابطه (۳) محاسبه می‌شود:

$$Q_c = -\frac{\pi f}{b} \quad (3)$$

$A(f, t)$ ، پوش سری زمانی لرزه‌نگار فیلتر شده است و با رابطه (۴) به دست می‌آید (رحیمی و همکاران، ۲۰۱۰):

$$A(f, t) = \sqrt{X(f, t)^2 + H(X(f, t))^2} \quad (4)$$

که، $X(f, t)$ سری زمانی لرزه‌نگار فیلتر شده و $H(X(f, t))$ تبدیل هیلبرت آن است.

۳ داده‌ها و پردازش آن‌ها

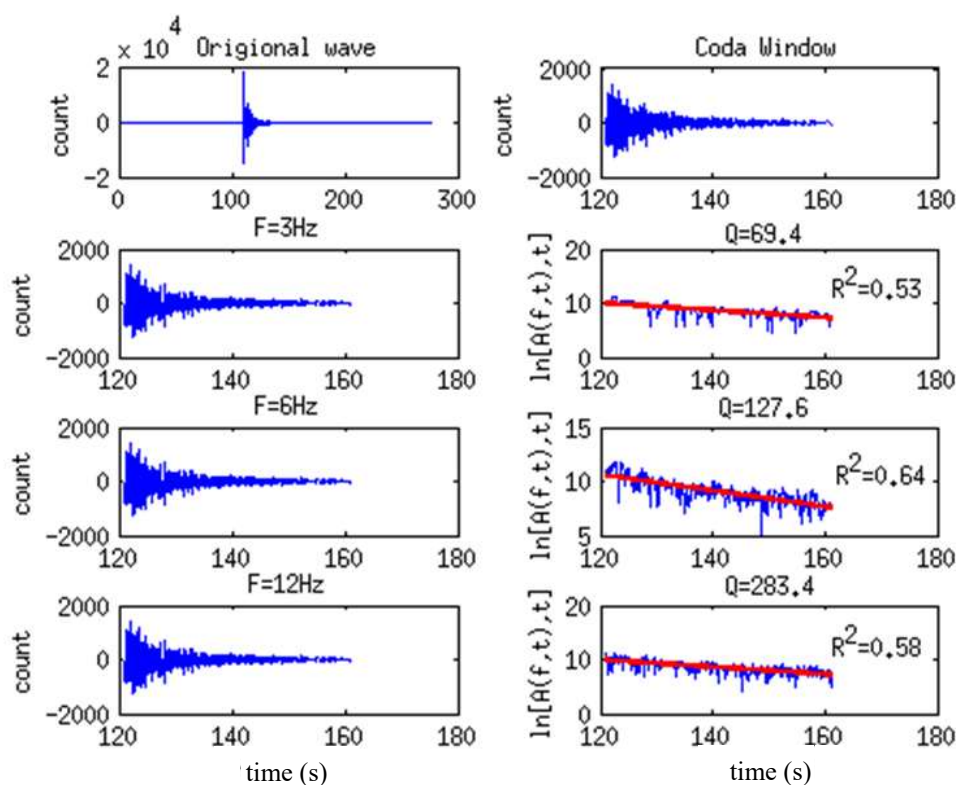
در این مطالعه، از ۳۷۲۰ نگاشت قائم ثبت شده در بازه زمانی فوریه ۱۹۹۶ تا ژوئن ۲۰۱۳ توسط شبکه لرزه‌نگاری تبریز، وابسته به مرکز لرزه‌نگاری کشوری (مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران) استفاده شده است. این شبکه

جدول ۱. مشخصات محدوده‌های بسامدی فیلتر میان‌گذر. بسامد مرکزی هر محدوده در ستون وسط نمایش داده شده است.

بسامد قطع-پایین	بسامد مرکزی	بسامد قطع-بالا
۱/۰۰	۱/۵۰	۲/۰۰
۱/۳۳	۲/۰۰	۲/۶۷
۲/۰۰	۳/۰۰	۴/۰۰
۲/۶۷	۴/۰۰	۵/۳۳
۴/۰۰	۶/۰۰	۸/۰۰
۵/۳۳	۸/۰۰	۱۰/۶۷
۸/۰۰	۱۲/۰۰	۱۶/۰۰
۱۰/۶۷	۱۶/۰۰	۲۱/۳۳
۱۶/۰۹	۲۰/۰۰	۲۴/۰۰

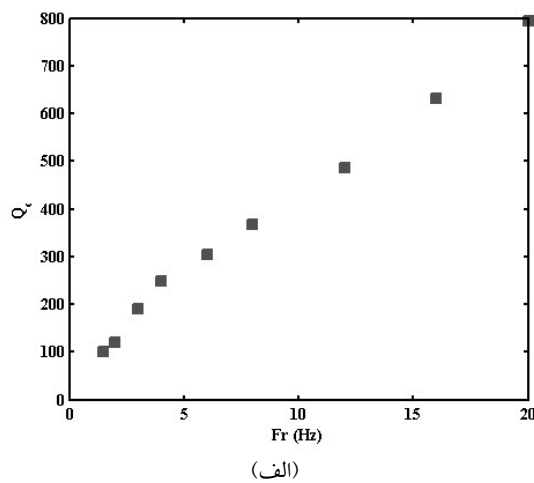
S مستقیم دارای شکل تقریباً یکسانی است (رائوتین و خالتورین، ۱۹۷۸؛ بنابراین ابتدای شروع پنجره موج کدا $2t_s$ است، t_s زمان رسید موج S مستقیم است) در نظر گرفته شد و سپس انتهای پنجره به ازای گذشت‌های زمانی مختلف ۲۰ تا ۱۰۰ ثانیه پس از ابتدای پنجره تعیین شد (رائوتین و خالتورین، ۱۹۷۸؛ ساتو و فهلر، ۱۹۹۸).

- اعمال فیلتر میان‌گذر: یک فیلتر میان‌گذر باترورث مرتبه دو بر روی نگاشت قائم در ۹ نوار بسامدی مختلف در محدوده ۱ تا ۲۴ هرتز با بسامدهای مرکزی ۱/۵، ۲، ۳، ۴، ۶، ۸، ۱۲، ۱۶ و ۲۰ اعمال شد (جدول ۱).

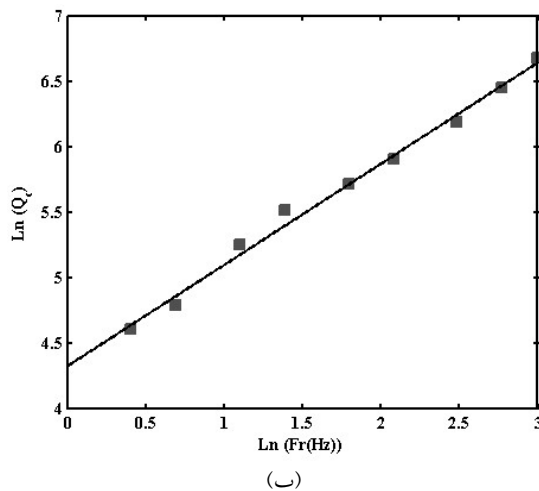


شکل ۲. مراحل محاسبه Qc. شکل بالا سمت چپ شکل موج اصلی را نشان می‌دهد. سمت راست بالا، پنجره موج کدا به ازای گذشت زمانی ۴۰ ثانیه را نشان می‌دهد. شکل‌های پایین سمت چپ اعمال فیلتر میان‌گذر در بسامدهای مرکزی ۳، ۶ و ۱۲ را نشان می‌دهد. در شکل‌های سمت راست پایین خط درجه اول به روش کمترین مربعات بر $\ln[A(f,t),t]$ برحسب t برازش شده است. R2، ضریب همبستگی خطی به برازش خطی را نشان می‌دهد.

۳۰ و ۱۰۰ ثانیه برای ایستگاه‌های شبکه تبریز به دست آمد. این مقادیر در جدول ۲ آورده شده است. همچنین مقادیر Q_0 در گذشت‌های زمانی مختلف برای این ایستگاه‌ها در شکل ۴ نشان داده شده است. با توجه به شکل ۴ مشاهده می‌شود که برای هر کدام از پنجره‌های زمانی، مقادیر به دست آمده برای ایستگاه‌های مختلف مقادیری نزدیک به هم هستند و فقط ایستگاه HSH مقداری بیشتر از سایر ایستگاه‌ها نشان می‌دهد.



(الف)



(ب)

شکل ۳. (الف) رسم مقادیر ضرایب کیفیت در ایستگاه بستان‌آباد (BST) بر حسب بسامد در گذشت زمانی ۳۰ ثانیه. با توجه به شکل در یک پنجره‌زمانی ثابت با افزایش بسامد ضریب کیفیت افزایش می‌یابد. (ب) رسم مقادیر $\ln(Q_c)$ بر حسب $\ln(f)$ در هر پنجره زمانی یک روند خطی مشاهده می‌شود.

- محاسبه Q_c : برای محاسبه Q_c مقادیر $\ln(A(f,t)t)$ بر حسب t رسم شد و یک خط درجه اول به روش کمترین مربعات بر آن برازش شد و در نهایت با به دست آوردن شیب خط برازش شده و استفاده از رابطه (۴)، Q_c محاسبه شد. مراحل پردازش داده‌ها در شکل ۲ نشان داده شده است.

۴ نتایج

مقادیر Q_c به دست آمده در ایستگاه بستان‌آباد (BST) بر حسب بسامد برای تمامی پنجره‌های زمانی در شکل ۳ نشان داده شده است. مقادیر Q_c متوسط برای ایستگاه بستان‌آباد (BST) در گذشت زمانی ۳۰ ثانیه در شکل ۳-الف نشان داده شده است.

مشاهده می‌شود که در یک پنجره زمانی، با افزایش بسامد، مقدار Q_c افزایش می‌یابد. اگر این مقادیر به صورت لگاریتمی رسم شود (شکل ۳-ب)، در هر پنجره زمانی یک روند خطی دیده می‌شود که با برازش یک خط درجه اول بر این نمودارها می‌توان رابطه بسامدی Q_c را با رابطه (۵) به دست آورد:

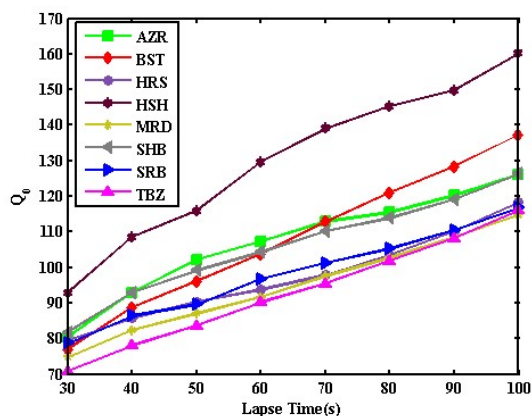
$$\ln(Q_c) = n \ln(f) + C, \quad (5)$$

که، n شیب خط درجه اول و C عرض از مبدأ نمودار و بیان‌کننده لگاریتم طبیعی Q_c در بسامد یک هرتز است (Q_0). با ساده‌سازی رابطه (۵)، رابطه بسامدی Q_c با رابطه (۶) به دست می‌آید (میچلا، ۱۹۸۱):

$$Q_c = Q_0 f^n, \quad (6)$$

مقادیر Q_0 و n را با استفاده از برازش یک خط و از روی مقادیر شیب خط و عرض از مبدأ آن می‌توان به دست آورد. بر این اساس، رابطه بسامدی Q_c در گذشت زمانی

سبب شد تا رابطه‌ای مشترک برای کل منطقه به صورت $f^{0.84 \pm 0.01} 68 \pm 1.1$ جنوب ارائه شود. با این حال، ایستگاه‌های آذرشهر (AZR) و سراب (SRB) واقع در شمال غرب آتشفشان سهند و آتشفشان سبلان و نیز ایستگاه مرند (MRD) کاهندگی بیشتری (متناظر با ضریب کیفیت کمتر) در مقایسه با سایر ایستگاه‌ها دارند. ایستگاه‌هشترود (HSH) کمترین مقدار تضعیف (بیشترین مقدار ضریب کیفیت) را در منطقه نشان می‌دهد. در جدول ۳، مقادیر متناظر برای ایستگاه‌های لرزه‌نگاری شبکه در فاصله رومرکزی کمتر از ۸۰ کیلومتر و پنجره زمانی ۳۰ ثانیه گزارش شده است.



شکل ۴. مقادیر Q_0 بر اساس گذشت زمانی در ایستگاه‌های مختلف شبکه تبریز.

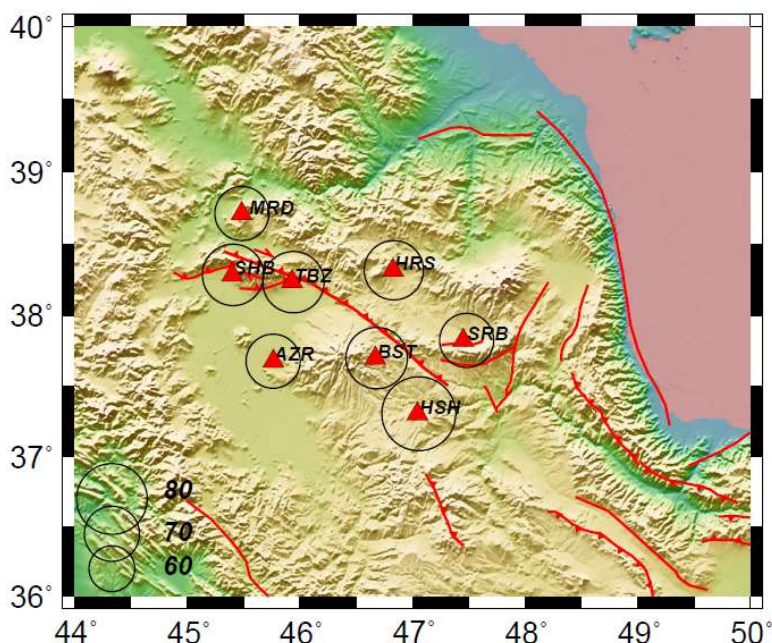
جدول ۳. مقادیر محاسبه شده Q_0 و n برای ایستگاه‌های لرزه‌نگاری شبکه تبریز ΔQ_0 و Δn انحراف استاندارد مربوط به Q_0 و n ، N ، تعداد نقاط برای برازش خطی و Δ میانگین فاصله رومرکزی است.

ایستگاه	Q_0	ΔQ_0	n	Δn	N	Δ
AZR	۶۲	۱/۱	۰/۸۹	۰/۰۵	۴۲۸	۴۲
BST	۷۰	۱/۰۴	۰/۷۸	۰/۰۲	۲۲۶۹	۳۷
HRS	۶۸	۱/۰۸	۰/۸۸	۰/۰۴	۹۹۶	۴۵
HSH	۸۰	۱/۰۶	۰/۷۶	۰/۰۳	۸۱۹	۵۳
MRD	۶۱	۱/۰۵	۰/۸۴	۰/۰۳	۶۶۶	۴۳
SRB	۶۲	۱/۱	۰/۸۷	۰/۰۵	۵۸۵	۳۸
SHB	۷۰	۱/۰۴	۰/۸۰	۰/۰۲	۱۳۵۷	۴۰
TBZ	۷۰	۱/۰۳	۰/۸۱	۰/۰۲	۱۸۴۸	۳۸

جدول ۲. مقادیر محاسبه شده Q_0 و n برای ایستگاه‌های لرزه‌نگاری شبکه تبریز برای گذشت زمانی ۳۰ و ۱۰۰ ثانیه ΔQ_0 و Δn انحراف استاندارد مربوط به Q_0 و n را نشان می‌دهد.

ایستگاه	گذشت زمانی	Q_0	ΔQ_0	n	Δn
AZR	۳۰	۸۰	۱/۱	۰/۹۲	۰/۰۷
	۱۰۰	۱۲۶	۱/۰۲	۱/۰۳	۰/۰۹
BST	۳۰	۷۷	۱/۰۳	۰/۸۲	۰/۰۲
	۱۰۰	۱۳۷	۱/۰۴	۰/۹۰	۰/۰۲
HRS	۳۰	۷۹	۱/۰۵	۰/۸۳	۰/۰۳
	۱۰۰	۱۱۸	۱/۰۶	۰/۹۹	۰/۰۴
HSH	۳۰	۹۳	۱/۰۴	۰/۷۴	۰/۰۲
	۱۰۰	۱۴۰	۱/۰۲	۰/۸۸	۰/۰۱
MRD	۳۰	۷۵	۱/۰۳	۰/۹۰	۰/۰۲
	۱۰۰	۱۱۵	۱/۰۳	۱/۰۲	۰/۰۲
SHB	۳۰	۷۹	۱/۰۵	۰/۸۷	۰/۰۳
	۱۰۰	۱۱۷	۱/۰۳	۱/۰۲	۰/۰۲
SRB	۳۰	۸۲	۱/۰۴	۰/۸۶	۰/۰۲
	۱۰۰	۱۲۶	۱/۰۸	۰/۹۵	۰/۰۴
TBZ	۳۰	۷۱	۱/۰۲	۰/۸۶	۰/۰۲
	۱۰۰	۱۱۶	۱/۰۳	۱/۰۹	۰/۰۲

برای بررسی تغییرات جانبی ضریب کیفیت، مقادیر Q_0 در پنجره زمانی ۳۰ ثانیه و فاصله رومرکزی کمتر از ۸۰ کیلومتر، که پوشش مسیری خوبی برای آن وجود دارد، در هر ایستگاه لرزه‌ای انتخاب شد (شکل ۱-ب). این مقادیر برای پنجره زمانی و فاصله رومرکزی نشان‌دهنده کمترین عمق نفوذ امواج کداست (با توزیع مناسبی از پرتوهاست) و بنابراین می‌تواند تغییرات جانبی ناشی از ناهمگنی‌های سطحی را بهتر نمایش دهد. تغییرات جانبی مقدار Q_0 برای ایستگاه‌های منطقه شمال غرب در شکل ۵ نشان داده شده است. مقادیر مشابه ضریب کیفیت در ایستگاه‌های لرزه‌نگاری شبکه تبریز می‌تواند مرتبط به همانندی ساختارهای زمین‌شناسی و زمین‌ساختی منطقه باشد. نمونه برداری امواج کدا از مناطق مشترک بین ایستگاهی مشاهده تغییرات جانبی را دشوار می‌کند. تشابه تغییرات جانبی (جدول ۳) در بیشتر ایستگاه‌های منطقه



شکل ۵. نتایج تغییرات جانبی ضریب کیفیت در بسامد یک هرتز برای گذشت زمانی ۳۰ ثانیه و فاصله کمتر از ۸۰ کیلومتر برای ایستگاه‌های لرزه‌نگاری شبکه تبریز. مثلث‌ها موقعیت ایستگاه‌های لرزه‌نگاری، خطوط قرمز گسله‌های منطقه را مشخص می‌کند.

شده‌اند (اکی، ۱۹۶۹؛ اکی و چوئت، ۱۹۷۵). بیضی‌گون فرضی، رویه‌ای فرضی است که تمام نقاط احتمالی مسبب پراکنش به عقب کدای ثبت شده در یک زمان معین را نشان می‌دهد. پولی (۱۹۸۴) فرض کرد که چشمه و گیرنده در کانون‌های این بیضوی قرار دارند و ناهمگنی‌ها در سطح آن توزیع شده‌اند و بیشترین عمق پراکنش مسبب امواج کدا را با رابطه (۷) ارائه داد:

$$h = h_{av} + a_2, \quad (7)$$

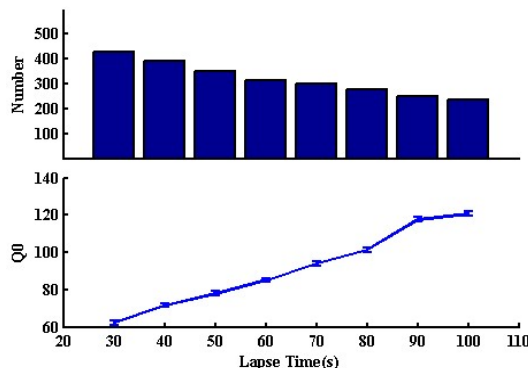
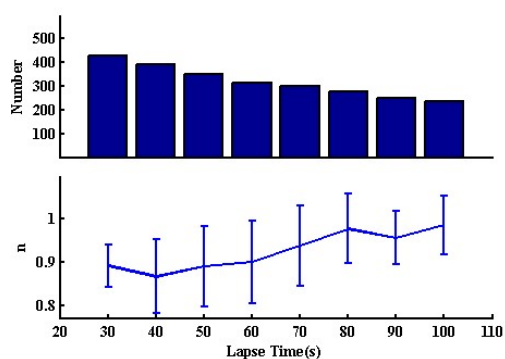
که h_{av} ، میانگین عمق رخدادها و a_2 نصف قطر کوچک بیضی‌گون است که به صورت $a_2 = \sqrt{a_1^2 - (\frac{\Delta}{2})^2}$ تعریف می‌شود. $a_1 = \frac{\beta t}{2}$ است، که در آن β سرعت موج برشی و t گذشت زمانی است که به صورت $t = t_{start} + \frac{W}{2}$ محاسبه می‌شود. t_{start} نشان‌دهنده شروع پنجره موج کدا است که برابر با دو برابر زمان رسید موج

بررسی تغییرات عمقی کاهندگی در شمال غرب ایران، از دو گروه داده برپایه فاصله رومرکزی کمتر و بیشتر از ۸۰ کیلومتر در ۸ پنجره زمانی از ۳۰ تا ۱۰۰ ثانیه (با گام ۱۰ ثانیه) و مقادیر Q_0 و n آنها در این دو گروه انجام شد. این دو عامل، معیار مناسبی برای نمایش ویژگی‌های کاهندگی محیط است. برای جلوگیری از ورود اثر چند پراکندگی‌ها از انتخاب گذشت‌های زمانی بزرگتر از ۱۰۰ ثانیه ممانعت شد (کومار و همکاران، ۲۰۰۵). برای داده‌های گروه اول (بافاصله رومرکزی کمتر از ۸۰ کیلومتر) با افزایش گذشت زمانی و فاصله رومرکزی، Q_c افزایش و به طور کلی n تا گذشت زمانی ۴۰ ثانیه کاهش و بعد از آن افزایش می‌یابد.

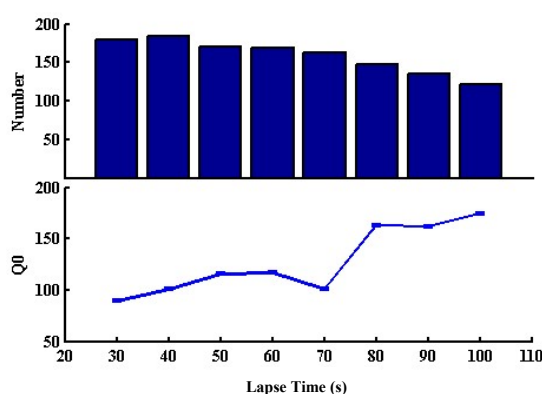
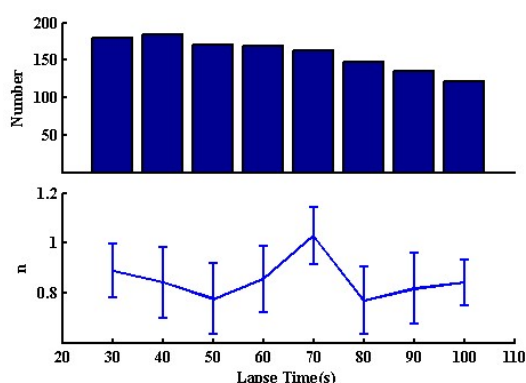
در مدل تک پراکنش به عقب اکی و چوئت (۱۹۷۵)، کاهندگی نتیجه شده از امواج کدا، به دلیل افت دامنه کدا پراکنده شده به عقب توسط ناهمگنی‌های تصادفی است که در جایی، در سطح یک بیضی‌گون توزیع

در ایستگاه AZR (شکل ۶) برای داده‌های گروه اول تا پنجره زمانی ۹۰ ثانیه، که هم‌ارز عمق ۱۴۶ کیلومتر است، Q_0 افزایش می‌یابد و بعد از آن، روند افزایشی متوقف می‌شود. در گروه دوم روند افزایشی Q_0 تا گذشت زمانی ۵۰ ثانیه (عمق ۱۵۰ کیلومتری) حفظ می‌شود؛ ولی بعد از آن این روند تا پنجره زمانی ۷۰ ثانیه (عمق ۱۶۰ کیلومتری) متوقف می‌شود. به دلیل خطای زیاد، در مورد n نمی‌توان اظهار نظر کرد. در ایستگاه HRS در بانک داده گروه اول، n از گذشت زمانی ۴۰ تا ۸۰ ثانیه افزایش می‌یابد. در گروه دوم Q_0 در گذشت زمانی ۴۰ ثانیه (عمق ۱۴۰ کیلومتری) و ۶۰ ثانیه (۱۵۸ کیلومتری) کاهش و مقدار n از پنجره ۵۰ ثانیه افزایش می‌یابد. برای ایستگاه MRD در هر دو گروه داده Q_0 تا پنجره‌های زمانی انتهایی روند افزایشی خود را حفظ می‌کند.

S است و W طول پنجره کدا است. برای پیدا کردن عمق تغییرات Q_0 و n از روابط هندسی مزبور استفاده شد و عمق نشان داده شده در نمودارهای Q_0 و n (شکل‌های ۶ تا ۸) بر پایه طول پنجره زمانی به دست آمد. برای پیدا کردن بیشینه عمق پراکنش مطابق روش پولی (۱۹۸۴)، میانگین سرعت موج برشی در منطقه ۳/۵ کیلومتر بر ثانیه در نظر گرفته شد. سپس با استفاده از عمق متوسط (h_{av}) و میانگین فاصله رومرکزی (Δ) رویدادها، a_1 و a_2 محاسبه شد. نتایج مربوط به بررسی تغییرات عمقی در شکل‌های ۶ تا ۸ برای دو مورد از ایستگاه‌های لرزه‌نگاری و کل منطقه نشان داده شده است. نتایج نشان می‌دهد برای ایستگاه‌هایی که در مجاورت آتشفشان قرار دارد، روند افزایشی Q_0 تغییر می‌کند و در گذشت زمانی تقریباً ۶۰ یا ۷۰ ثانیه، کاهش می‌یابد.

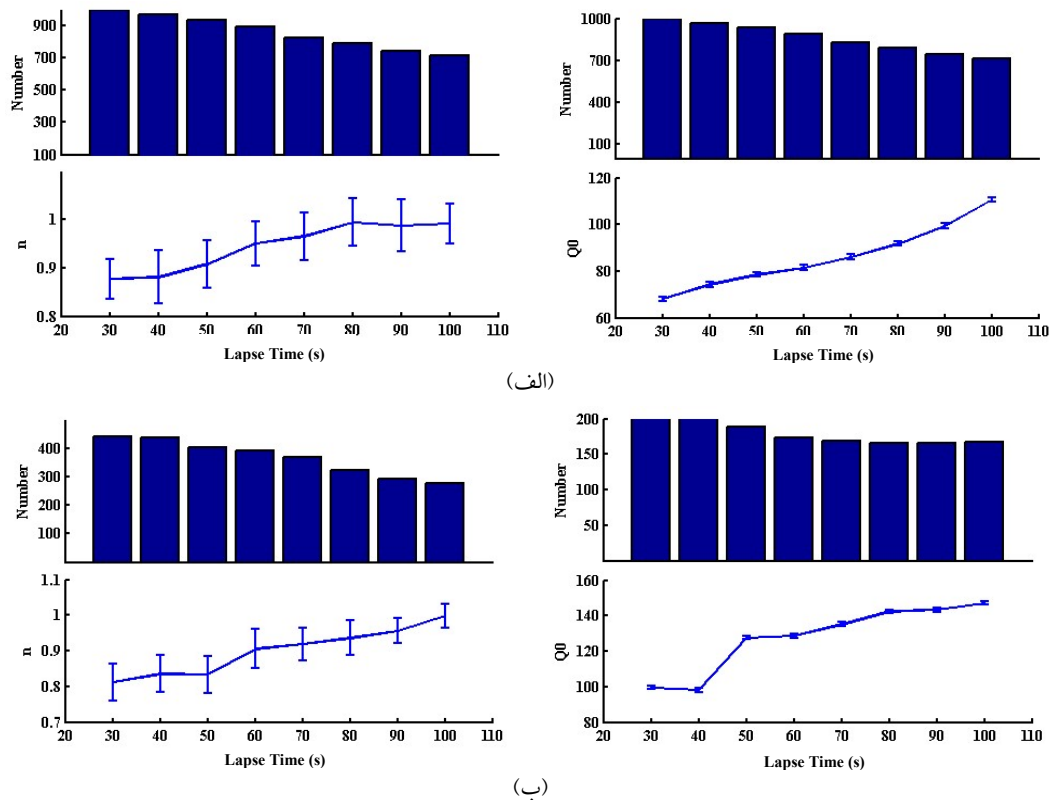


(الف)



(ب)

شکل ۶. بررسی تغییرات عمقی Q_0 و n بر حسب گذشت‌زمانی به همراه مقادیر خطای مربوط برای فواصل (الف) کمتر از ۸۰ کیلومتر (ب) و بیشتر از ۸۰ کیلومتر در ایستگاه AZR. شکل بالای هر نمودار، هیستوگرام تعداد نقاط حاضر در برازش خطی را نشان می‌دهد.



(الف)

(ب)

شکل ۷. تغییرات عمقی Q_0 و n بر حسب گذشت زمانی به همراه مقادیر خطای مربوط برای فواصل (الف) کمتر از ۸۰ کیلومتر و (ب) بیشتر از ۸۰ کیلومتر در ایستگاه HRS.

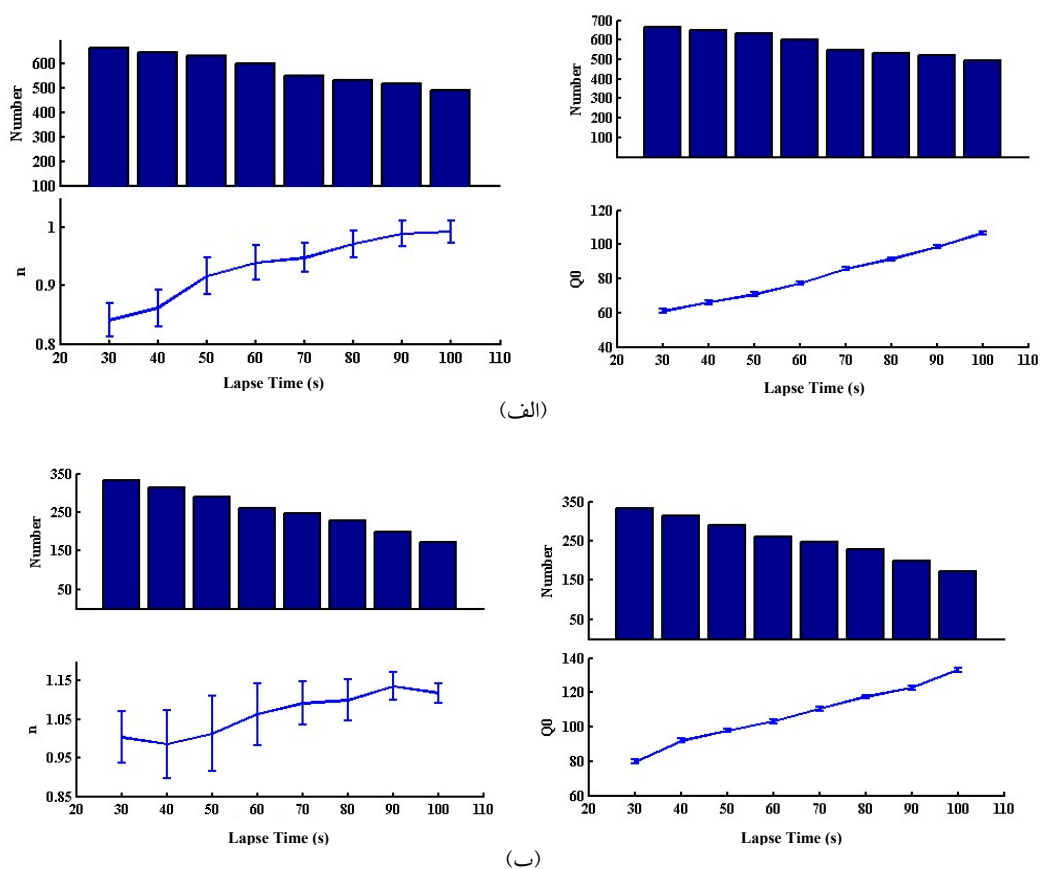
رابطه بسامدی امواج کدا در منطقه شمال غرب ایران با دیگر نقاط ایران و جهان مقایسه شد (شکل ۹). در ایران، رحیمی و همکاران (۲۰۰۹) برای منطقه سبلان رابطه بسامدی امواج کدا را $Q_c = 49f^{0.96}$ ، معهود و حمزه‌لو (۲۰۰۹) برای شرق ایران مرکزی $Q_c = 101f^{0.94}$ ، رحیمی و همکاران (۲۰۱۰) برای منطقه البرز و ایران مرکزی مقادیر $Q_c = 87f^{1.03}$ و $Q_c = 105f^{0.92}$ ، راستگو و همکاران (۱۳۹۰) برای منطقه هرمزگان $Q_c = 78f^{1.06}$ و احمدزاده ایراندوست (۱۳۹۲) برای منطقه سنندج-سیرجان مقادیر $Q_c = 124f^{0.82}$ را به دست آوردند. در مناطق مختلف جهان، اکیچی و همکاران (۱۹۹۴) رابطه بسامدی ضریب کیفیت کدا برای غرب آناتولی را $Q_c = 50.7f^{1.01}$ ، هاوسکو و همکاران (۱۹۸۹) در واشنگتن و در نزدیکی

مشاهدات مختلف نشان می‌دهد با افزایش Q_0 ، n کاهش می‌یابد (برای مثال خی و میچلا، ۱۹۹۰). شکل‌های ۶، ۷ و ۸ نیز، این رفتار را نشان می‌دهد. تغییر شیب نمودار در هر دو مورد مشخص است؛ با این تفاوت که تغییرات n حساسیت بیشتری را نشان می‌دهد؛ هرچند که تخمین آن نیز خطای بیشتری در مقایسه با تخمین مقدار Q_0 دارد (شکل‌های ۶، ۷ و ۸).

برای مقایسه لرزه‌زمین‌ساخت و فعالیت لرزه‌زمین-ساختی شمال غرب ایران با مناطق مختلف جهان، می‌توان مقادیر منحنی‌های کاهندگی آنها را با هم مقایسه کرد. مناطق فعال زمین‌ساختی، کاهندگی بیشتری نسبت به مناطق پایدار زمین‌ساختی دارند (کومار و همکاران، ۲۰۰۵). بر همین اساس، مقادیر به دست آمده برای

دیده می‌شود. تمامی این نواحی ژئوترمال هستند و به دلیل داشتن پوسته گرم و ناهمگن مقدار جذب و پراکنش زیادی بر روی امواج کدا نشان می‌دهند. همچنین کاهندگی این مناطق بیشتر از هر ناحیه دیگری در ایران است که تاکنون مقدار کاهندگی برای آن محاسبه شده است. با توجه به شکل ۹-ب کاهندگی منطقه شمال غرب از منطقه گوانگ‌دانگ چین بسیار بیشتر است. این اختلاف مربوط به تفاوت جایگاه زمین‌ساختی این مناطق است. درواقع این دو منطقه، مناطق پایدار زمین‌ساختی هستند و کاهندگی کمی دارند.

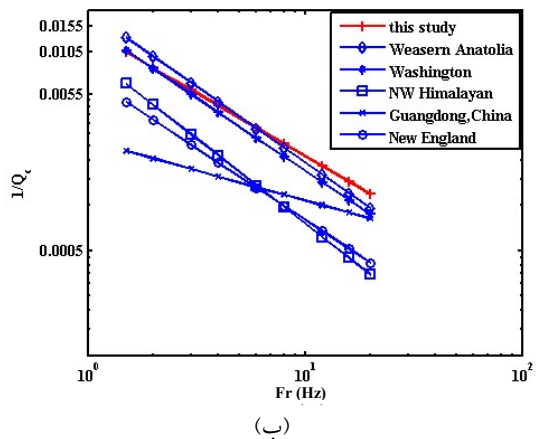
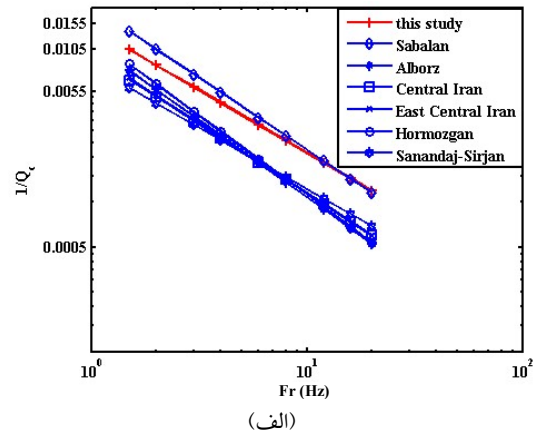
آتشفشان سنت‌هلن، $Q_c=63f^{0.97}$ ، کومار و همکاران (۲۰۰۵) در شمال غرب هیمالیا، $Q_c=98f^{1.13}$ ، جان و اکی (۱۹۸۸) برای گوانگ‌دانگ چین مقدار $Q_c=370f^{0.4}$ و پولی (۱۹۸۴) برای نیوانگلند مقدار $Q_c=140f^{0.95}$ را به دست آوردند. با توجه به شکل ۹، مقادیر به دست آمده برای شمال غرب همخوانی خوبی با منطقه سبلان (رحیمی و همکاران، ۲۰۰۹) و غرب آنتولی (اکینچی و همکاران، ۱۹۹۴) دارد که ممکن است به دلیل شباهت عوامل مسبب کاهندگی، تفسیر شود. این شباهت با منطقه آتشفشان سنت‌هلن در واشنگتن (هاوسکو و همکاران، ۱۹۸۹) نیز



شکل ۸ تغییرات عمقی Q_0 و n بر حسب گذشت زمانی به همراه مقادیر خطای مربوط برای فواصل کمتر از ۸۰ کیلومتر (الف) و بیشتر از ۸۰ کیلومتر (ب) در ایستگاه MRD.

جانبی و عمقی Q_c بررسی شد. در بررسی تغییرات عمقی، از دو گروه داده با فاصله رومرکزی کمتر و بیشتر از ۸۰ کیلومتر در ۸ پنجره زمانی از ۳۰ تا ۱۰۰ ثانیه (با گام ۱۰ ثانیه) استفاده و تغییرات Q_0 و n با افزایش طول پنجره زمانی (افزایش عمق) بررسی شد. ضریب کیفیت بر حسب تابعی از فشار و دما در داخل زمین تغییر می‌کند؛ بنابراین تغییر Q_0 در زمین ناشی از تغییر در شرایط فشار و دما و از این رو تغییر در شرایط کشسانی زمین است. در صورتی که n بیشتر متأثر از وجود ناهمگنی‌ها است. هرچه زمین ناهمگن‌تر باشد، n بزرگتر است. نتایج به دست آمده در این پژوهش نشان می‌دهد برای هر دو داده‌های گروه اول و دوم، به طور کلی تا پنجره زمانی ۴۰ ثانیه n کاهش می‌یابد که رفتاری مورد انتظار است؛ ولی، در پنجره‌های زمانی بزرگتر، یک رفتار بی‌هنجار از خود نشان می‌دهد. برای مثال، نتایج این بررسی‌ها در ایستگاه MRD نشان داد که مقدار n در پنجره زمانی بزرگتر از ۴۰ ثانیه به جای ادامه رفتار کاهش و یا دنبال کردن روند ثابت، افزایش می‌یابد. این رفتار افزایشی می‌تواند به وجود ناهمگنی با جذب ذاتی زیاد در قسمت بالایی گوشته فوقانی تفسیر شود.

در داده‌های گروه دوم (شکل‌های ۶ تا ۸-ب)، در ایستگاه‌هایی که در مجاورت آتشفشان‌های سهند و سبلان قرار گرفته بودند، در گذشت زمانی تقریباً ۶۰ کیلومتری (عمق تقریبی ۱۵۵ کیلومتری) مقدار Q_0 کاهش می‌یابد. به عبارت دیگر، در این گذشت زمانی کاهندگی بیشتر است. شاید بتوان دلیل کاهندگی بیشتر در این عمق را به وجود بی‌هنجاری حرارتی در این مناطق نسبت داد. انتظار می‌رود تغییر روند در عمق ذکر شده، برای داده‌های گروه اول نیز مشاهده شود؛ در صورتی که این رفتار در داده‌های گروه اول دیده نشد (شکل‌های ۶ تا ۸-الف). پاسخ این رفتار، در تفاوت حجم محیط نمونه برداری (اندازه بیضی-گون) در دو گروه داده‌ها است. در گروه دوم نسبت به



شکل ۹. مقایسه مقادیر کاهندگی (Q_c^{-1}) با افزایش بسامد در مناطق مختلف ایران و جهان. (الف) مربوط به مقایسه با مناطق سبلان (رحیمی و همکاران، ۲۰۰۹)، البرز و ایران مرکزی (رحیمی و همکاران، ۲۰۱۰)، شرق ایران مرکزی (معهود و حمزه‌لو، ۲۰۰۹)، سنندج-سیرجان (احمدزاده ایران‌دوست، ۱۳۹۲) و هرمزگان (راستگو و همکاران، ۱۳۹۰). (ب) مربوط به مقایسه با نقاط غرب آناتولی (اکینچی و همکاران، ۱۹۹۴)، آتشفشان سنت‌هلن در واشنگتن (هاوسکو و همکاران، ۱۹۸۹)، شمال غرب هیمالیا (کومار و همکاران، ۲۰۰۵)، گوانگ‌دانگ چین (جان و اکی، ۱۹۸۸) و نیوانگلند (پولی، ۱۹۸۴) است. در ایران منحنی کاهندگی مربوط به البرز، ایران مرکزی، شرق ایران مرکزی، هرمزگان و سنندج-سیرجان با هم قابل مقایسه است سنندج-سیرجان؛ در حالی که منطقه مورد مطالعه در این پژوهش و منطقه سبلان کاهندگی بیشتری نسبت به مناطق یاد شده دارند.

۵ بحث و نتیجه‌گیری

در این مطالعه از ۳۷۲۰ نگاشت قائم ثبت شده در ۸ ایستگاه کوتاه‌دوره شبکه تبریز وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، برای برآورد ضریب کیفیت امواج کدا در ناحیه شمال غرب ایران استفاده و تغییرات

نتیجه دیگر این مطالعه، تغییر ضریب میرایی با بسامد در ایران است. با توجه به نتایج به دست آمده برای مناطق مختلف ایران (رحیمی و همکاران، ۲۰۰۹؛ معهود و حمزه‌لو، ۲۰۰۹؛ رحیمی و همکاران، ۲۰۱۰؛ راستگو و همکاران، ۱۳۹۰؛ احمدزاده ایران دوست، ۱۳۹۲) مشخص است که توان n در رابطه بسامدی عددی کم و بیش نزدیک به ۱ است. این نتیجه به ثابت بودن ضریب میرایی با بسامد در ایران می‌انجامد. ضریب میرایی به صورت

$$\gamma = \frac{\omega_0}{Q} = \frac{2\pi f}{Q}$$

تعریف می‌شود (استین و وایسشن، ۲۰۰۳، صفحه ۱۹۱). با قرار دادن رابطه بسامدی Q ، قرار دادن توان ۱ برای n و حذف بسامد از صورت و مخرج، رابطه (۸) به دست می‌آید:

$$\gamma = \frac{2\pi}{Q_0} \quad (۸)$$

این مشاهده می‌باید وابستگی ضریب میرایی به بسامد در گوشته فوقانی ایران و قابل اغماض است.

تشکر و قدردانی

شکل موج‌های استفاده شده در این مطالعه از شبکه لرزه‌نگاری کشوری وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران دریافت شده است که از مسئولین این شبکه تشکر و قدردانی می‌شود. از خانم سمیرا حسینی به خاطر بازبینی بانک داده و از داوران محترم دکتر فرزام یمینی‌فرد و دکتر معجد معهود به خاطر پیشنهادهای سازنده‌شان تشکر می‌شود. این مقاله از پروژه شماره ۹۱۰۳۲۴۱ صندوق حمایت از پژوهشگران و فناوران کشور استخراج شده که از حمایت مالی این صندوق قدردانی می‌شود.

گروه اول حجم بیشتری از محیط نمونه برداری و بیضی گون کشیده تری تشکیل می‌شود و رفتار آن میانگینی از حجمی گسترده تر می‌باشد و ممکن است رفتار دیده شده در گروه دوم را محو کند.

در بسیاری از مطالعات (رحیمی و همکاران، ۲۰۱۰؛ احمدزاده ایران دوست، ۱۳۹۲) نشان داده شده که، Q_0 در پنجره‌های پایانی یک مقدار کم و بیش ثابتی دارد؛ در حالی که در مطالعات انجام شده در این پژوهش، Q_0 روند افزایشی خود را تقریباً حفظ می‌کند. دلیل این رفتار را باید در بیشترین عمق پراکنش گزارش شده جستجو کرد. بیشترین عمق پراکنش برای هر دو گروه داده در پنجره‌های پایانی کمتر از ۲۰۰ کیلومتر است. باید توجه داشت که این مقدار بیشترین عمق قابل پیش‌بینی برای پراکنش است و بنابراین ناحیه نمونه برداری می‌تواند مربوط به لیتوسفر باشد. از این رو، دلیل ادامه رفتار افزایشی Q_0 در این مطالعه می‌تواند محیط نمونه برداری لیتوسفر است که سازگار با رفتار افزایشی Q_0 در این عمق‌ها، در مطالعات دیگر است.

ساختار سرعتی منطقه مورد مطالعه همبستگی مثبتی با Q_0 به دست آمده برای آن منطقه دارد. اللزکی و همکاران (۲۰۰۴) با استفاده از توموگرافی موج P_n و مگی و پریستلی (۲۰۰۵) با استفاده از توموگرافی امواج سطحی، یک ناحیه با سرعت کم برای موج P_n و امواج سطحی در شمال غرب ایران را به دست آوردند. آنها وجود این ناحیه کم سرعت را به گرم بودن گوشته بالایی در منطقه نسبت دادند. Q_0 به دست آمده در این مطالعه در شمال غرب ایران با مشاهده ساختار کم سرعت در زیر این منطقه همخوان است. همچنین مطالعات کادیسکی-کید و همکاران (۱۹۸۱) نشان می‌دهد که انتشار امواج S_n در شمال غرب به شدت کاهیده می‌شود، که آن را گواهی بر لیتوسفر گرم و نازک در شمال غرب می‌داند که این نتیجه با کاهندگی زیاد منطقه در این مطالعه سازگار است.

- Washington: Bulletin of the Seismological Society of America, **79**, 1024–1038.
- Hessami, H., Jamali, F., and Tabassi, H., 2003, Major Active Fault of Iran: International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran.
- Hoshiya, M., 1993, Separation of scattering attenuation and intrinsic absorption in Japan using the Multiple Lapse Time-Window Analysis of full seismogram envelope: Journal of Geophysical Research, **98**, 15 809–15 824.
- Jin, A., and Aki, K., 1988, Spatial and temporal correlation between coda Q and seismicity in China: Bulletin of the Seismological Society of America, **78**, 741–769.
- Jin, A. and Aki, K., 1989, Spatial and Temporal correlation between coda Q-1 and seismicity and its physical mechanism: Journal of Geophysical Research, **94**, 14041–3.
- Kadinsky-Cade, C., Barazangi, M., Oliver, J. and Isacks, B., 1981, Lateral variations of high-frequency seismic wave propagation at regional distances across the Turkish and Iranian plateaus: Journal of Geophysical Research, **86**, 9377-9396.
- Karato, S. L., and Spetzler, H. A., 1990, Defect microdynamics in minerals and solid-state mechanisms of seismic waveattenuation and velocity dispersion in the mantle: Reviews of Geophysics, **28**, 399-421.
- Kumar, N., Parvez, I. A., and Virk, H. S., 2005, Estimation of coda wave attenuation for NW Himalayan region using local earthquakes: Physics of the Earth and Planetary Interiors, **151**, 243–258.
- Maggi, A., and Priestley, K., 2005, Surface Waveform Tomography of the Turkish-Iranian Plateau: Geophysical Journal International, **160**, 1068-1080.
- Ma'hood, M., and Hamzehloo, H., 2009, Estimation of coda wave attenuation in East Central Iran: Journal of Seismology, **13**, 125–139, doi:10.1007/s10950-008- 9130-2.
- Mitchell, B., 1981, Regional variation and frequency dependence of Q β in the crust of the United States: Bulletin of the Seismological Society of America, **71**, 1531–1538.
- Mukhopadhyay, S., Tyagi, C., and Rai, S. S., 2006, The attenuation mechanism of seismic waves in northwestern Himalayas: Geophysical Journal International, **167**, 354–360.
- منابع
 احمدزاده ایراندوست، م.، ۱۳۹۲، بررسی تغییرات جانبی جذب امواج لرزه‌ای در منطقه زاگرس: پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان.
 راستگو، م.، حمزه‌لو، ح.، و رحیمی، ح.، ۱۳۹۰. برآورد ضریب کیفیت امواج برشی و کدا در ناحیه هرمزگان جنوب ایران: مجله ژئوفیزیک ایران، **۵**، ۱۱۱–۱۳۱.
 یعصوبی رستمی، ح.، معهود، م.، انصاری، ا.، ۱۳۹۳، مطالعه پارامتر کاهندگی Q_c برای شمال غرب ایران: شانزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، ۴۶۶–۴۷۰.
 Aki, K., 1969, Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves: Journal of Geophysical Research, **74**, 615–631.
 Aki, K., 1980, Attenuation of shear-waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz: Physics of the Earth and Planetary Interiors, **21**, 50–60.
 Aki, K., and Chouet, B., 1975, Origin of coda waves; source, attenuation, and scattering effects: Journal of Geophysical Research, **80**, 3322–3342.
 Akinci, A., Del Pezzo, E., and Ibañez, J. M., 1995, Separation of scattering and intrinsic attenuation in Southern Spain and western Anatolia (Turkey): Geophysical Journal International, **121**, 337–353.
 Akinci, A., Taktak, A. G., and Ergintav, S., 1994, Attenuation of coda waves in Western Anatolia: Physics of the Earth and Planetary Interiors, **87**, 55–165.
 Al-Lazki, A. I., Sandvo, E., Seber, D., Barazangi, M., Turkelli, N., and Mohaman, R., 2004, P $_n$ tomographic imaging of mantle lid velocity and anisotropy at the junction of the Arabian, Eurasian, and African plates: Geophysical Journal International, **158**, 1024-1040.
 Frankel, A., 1991, Mechanisms of seismic attenuation in the crust: scattering and anelasticity in New York State, South Africa, and Southern California: Journal of Geophysical Research, **96**, 6269–6289.
 Havskov, J., Malone, S., McClury, D., and Crosson, R., 1989, Coda-Q for the State of

- Sato, H., and Fehler, M. C., 1998, *Seismic Wave Propagation Andscattering in the Heterogenous Earth*: Springer, New York.
- Shearer, P. M., 1999, *Introduction to Seismology*: Cambridge University Press, Cambridge, UK, 396 pp.
- Singh, S. K., and Herrmann, R. B., 1983, Regionalization of crustal coda Q in the continental United States: *Journal of Geophysical Research*, **88**, 527–538.
- Sipkin, S. A., and Jordan, T. H., 1979, Frequency dependence of Qscs: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **69**, 1055–1079.
- Stein, S., and Wysession, M., 2003, *An Introduction to seismology, earthquake and earth structure*: Blackwell Pub.
- Xie, J., and Mitchell, A. B., 1990, Back-projection method for imaging large-scale lateral variations of Lg coda Q with application to continental Africa: *Geophysical Journal International*, **100**, 161–181.
- Tsujiura, M., 1978, Spectral analysis of the coda waves from local earthquakes: *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, **53**, 1–48.
- Pulli, J. J., 1984, Attenuation of Coda Waves in New England: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **74**, 1149–3.
- Rahimi, H., Hamzehloo, H., and Kamalian, N., 2009, Estimation of Coda and Shear Wave Attenuation in the Volcanic Area in SE Sabalan Mountain, NW Iran: *Acta Geophysics*, **58**, 244–268.
- Rahimi, H., Motaghi, K., Mukhopadhyay, S., and Hamzehloo, H., 2010, Variation of coda wave attenuation in the Alborz region and central Iran: *Geophysical Journal International*, **181**, 1643–1654.
- Rautian, T. G., and Khalturin, V. I., 1978, The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **68**, 923–948.
- Roecker, S. W., Tucker, B., King, J., and Hatzfeld, D., 1982, Estimation of Q in Central Asia as a function of frequency and depth using the coda of locally recorded earthquakes: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **72**, 129–149.
- Romanowicz, B., 1990, *Methodology for the Modeling and Simulation of Microsystems*: Boston [u.a.] Kluwer Academic Publishers.

Estimation of Coda wave attenuation in NW Iran

Zahra Zarunizadeh¹, Khalil Motaghi^{*2}, Habib Rahimi³ and Abdolreza Ghods⁴

¹Ph. D. Student of Seismology, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran

²Assistant Professor, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran

³Assistant Professor, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran Iran

⁴Associate Professor, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran

(Received: 26 June 2016, Accepted: 19 December 2016)

Summary

As seismic energy propagates through the earth medium, its energy (amplitude) decays due to geometrical spreading, intrinsic attenuation and scattering. Owing to anelastic absorption, intrinsic attenuation converts the seismic energy to heat while scattering redistributes the energy at random heterogeneities. Knowledge of the relative contributions of scattering and intrinsic attenuation is important for appropriate subsurface material identification, tectonic interpretations and quantification of the ground motion. Besides, investigating seismic wave attenuation inside lithosphere allows for a more thorough knowledge as to Earth's deep structures. The attenuation of short-period S waves, expressed as the inverse of the quality factor (Q^{-1}), helps fathom the physical laws related to the propagation of the elastic energy of an earthquake through the lithosphere. Coda wave attenuation is considered as the combination of scattering and anelastic attenuation. In this study, the quality factor of coda wave was estimated in NW Iran making use of single back scattering method of Aki and Chouet (1975). For this purpose, we analyzed 3720 waveforms recorded by 8 short-period stations of Tabriz network from 1996 to 2013. So as to calculate the frequency relationships for Q_c , nine frequency bands with central frequencies of 1.5, 2, 3, 4, 6, 8, 12, 16 and 20 Hz were considered and the lateral and depth variations of Q_0 (Q_c in 1 Hz) were investigated in the research area. In order to study the lateral variations, we chose coda waves recorded in epicentral distances less than 80 km, in a lapse time window of 30 s. The reason for the selection of such short distance (< 80 km) and narrow lapse time (30 s) was to avoid coda waves reflected from deep scatterers, which ultimately helps compare and contrast the attenuation of shallower structures in the study area. Investigation of lateral attenuation variation demonstrated that in the northwest of Sahand volcano (in station AZR), in the northwest of Sabalan volcano (in station SRB) and around Marand (station MRD), the attenuation underwent a faint increase relative to other areas. Because of the shortage of significant lateral variations in the study area, we presented an average frequency relationship for coda quality factor in a lapse time window of 30 s as $Q_c = 68 \pm 1 f^{0.84 \pm 0.01}$. The low amount of the quality factor (= 68) in the mentioned lapse time window reveal the thermal effects of the study area on the estimation of the quality factor.

In order to investigate the depth variation of Q_c , seventeen lapse time windows from 30 s to 100 s (time interval of 10 s) were extracted for two different datasets, one including an epicentral distance ≤ 80 km, the other comprised of a distance range of 80-150 km. The Q_c factor was calculated for each lapse time in both datasets. The obtained quality factor indicated that Q_0 increased with the augment in the lapse time due to the effects of wave propagation inside the deeper parts. Frequency relationship parameter presented unexpected variations; it increased with the increase in the lapse time which is the opposite of typically-observed trends. Anomalous variations in frequency relation parameter versus the lapse time show heterogeneous uppermost mantle beneath the study area. The average frequency parameter obtained in this research was ~ 1.0 , a value indicating that the frequency dependency of lithospheric attenuation is negligible in NW Iran.

Keywords: quality factor, single back scattering, coda wave, NW Iran

*Corresponding author:

kmotaghi@iasbs.ac.ir