



دوره ۸، شماره ۲، ۱۴۰۱، صفحات ۱۰۳-۱۱۳
(DOI): 10.22044/JRAG.2021.10076.1301 شناسه دیجیتال

بررسی تغییرات عمقی و جانبی ضریب کیفیت پساموج‌ها با استفاده از تبدیل فوریه زمان کوتاه در شمال غرب ایران

سیده لیلا جعفریان^{۱*}، رضا حیدری^۱، نوربخش میرزائی^۲، حبیب رحیمی^۳، میرستار مشین چی اصل^۴

۱-استادیار؛ دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات تهران، تهران، ایران

۲-استاد؛ مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران

۳-دانشیار؛ مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران

۴-استادیار؛ دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات تهران، تهران، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۹/۰۷/۱۸؛ پذیرش مقاله: ۱۳۹۹/۱۱/۱۱

* نویسنده مسئول مکاتبات: leiliyas2002@yahoo.com

واژگان کلیدی

چکیده

در این مطالعه ضریب کیفیت پساموج‌ها در شمال غرب ایران با استفاده از مدل تک پس‌پراکنش، مورد بررسی قرار گرفته است. برای این منظور از تبدیل فوریه زمان کوتاه، برای جداسازی دامنه‌های فرکانسی استفاده شده است. داده‌های مورد استفاده در این مطالعه مربوط به بیش از ۱۶۰۰ زمین‌لرزه محلی با بازه بزرگی بین ۲ تا ۶/۵ و فاصله رومرکزی کمتر از ۲۰۰ کیلومتر است. در این تحقیق، ضریب کیفیت پساموج‌ها در ۷ پنجره زمانی ۳۰ تا ۹۰ ثانیه از شروع پساموج محاسبه شده است. نتایج نشان می‌دهد که بهترین برازش رابطه فرکانسی تضعیف، مربوط به پنجره زمانی ۴۰ ثانیه و به صورت $Q=(103\pm1)f^{(0.88\pm0.04)}$ است. مقادیر نسبتاً کوچک Q_0 در رابطه تضعیف فرکانسی نشان می‌دهد که ناهمگنی زیادی در لایه‌های کم عمق منطقه وجود دارد؛ که می‌تواند به دلیل لرزه‌خیزی نسبتاً زیاد شمال غرب ایران باشد و این نتیجه با انتظار نگارندگان از ساختار پوسته این ناحیه و وجود دو آتشفشان سهند و سبلان انطباق دارد. وجود دو آتشفشان سهند و سبلان و در شمال غرب ایران باعث شده که پوسته در این ناحیه گرم باشد. از طرفی رابطه ضریب کیفیت با دما به صورت نمایی تغییر می‌کند و با افزایش دما ضریب کیفیت پایین می‌آید. همچنین، مقادیر کم پارامتر رابطه فرکانسی n نشانه لرزه‌خیزی زیاد، زمین‌ساخت فعال و وجود ناهمگنی‌ها زیاد در منطقه است. وجود گسل شمال تبریز و شکستگی‌های فراوان در این منطقه یکی از دلایل وجود ناهمگنی زیاد در این منطقه است. همچنین در نتایج حاصل مشاهده شده که با افزایش زمان گذشت، ضریب کیفیت افزایش پیدا می‌کند.

پارامتر تضعیف، پراکنش، جزی ذاتی، تبدیل فوریه زمان کوتاه، ضریب کیفیت

فرکانس‌های بالای یک هرتز وابستگی به شکل رابطه توانی زیر نشان می‌دهد:

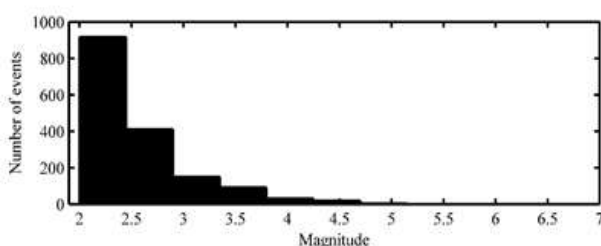
$$Q_c(f) = Q_0(f/f_r)^n \quad (1)$$

که در آن، Q_0 مقدار Q_c در فرکانس مرجع f_r است؛ و n توان مثبت است. در این مطالعه، از رابطه توانی (۱) برای نشان دادن مقدار تضعیف در فرکانس‌های بالاتر از یک هرتز استفاده می‌شود. بنابراین، فرکانس مرجع f_r در این مطالعه برابر ۱ در نظر گرفته می‌شود. Singh and Herrmann (۱۹۸۳)، نشان دادند که ارتباط مستقیم قابل توجه بین مقدار Q_0 و میزان فعالیت‌های زمین‌ساختی منطقه وجود دارد. مطالعات جهانی نشان داده است که ضریب کیفیت پساموج‌ها Q_c در فرکانس یک هرتز برای مناطق پایدار زمین‌ساختی دارای مقدار بیشتری نسبت به مناطق فعال زمین‌ساختی است. این به این علت است که در مناطق فعال زمین‌ساختی معمولاً دارای جریان‌های حرارتی نسبتاً بالا بوده و جذب بیشتری نسبت به مناطق سردتر دارند (Lay and Wallace, 1995). بطور کلی، روش‌های مختلفی برای تعیین ضریب کیفیت امواج لرزه‌ای وجود دارد که برخی نسبت به تغییرات تضعیف حساس‌تر و برخی دیگر حساسیت کمتری دارند. به همین دلیل استفاده از روش‌های مختلف، نتایج متفاوتی خواهد داشت. در این مطالعه، از پساموج‌ها برای محاسبه ضریب کیفیت استفاده شده است. تاکنون مطالعات مختلفی برای برآورد ضریب کیفیت با استفاده از پساموج‌ها و موج‌های برشی در نقاط مختلف ایران انجام شده است (Ma'hood et al., 2009; Rahimi et al., 2010; Naghavi et al., 2017; Amiri Fard et al., 2019; Fard et al., 2020). با توجه به لرزه‌خیزی فعال و قابل توجه شمال‌غرب ایران و نیز به علت وجود آنومالی‌های حرارتی در زیر آتشفشان‌های سهند و سبلان، منطقه مورد مطالعه از نظر ساختاری به شدت ناهمگن است. Rahimi et al. (۲۰۱۰)، با استفاده از پساموج‌های ثبت شده در شمال غرب ایران، مقدار تضعیف را به صورت $49f^{0.96}$ گزارش کردند. آنها نشان دادند که مقادیر کم تضعیف در بازه فرکانسی مورد مطالعه مطابقت خوبی با ویژگی‌های محیطی مناطق آتشفشانی دارد. Heidari and Mirzaei (۲۰۱۷)، با استفاده از تبدیل موجک پیوسته (Continuous Wavelet Transform) رابطه تضعیف امواج برشی را برای این منطقه به صورت $126f^{0.73}$ نشان دادند. Motazedian (۲۰۰۶)، نیز با استفاده از داده‌های مربوط به زمین‌لرزه‌های نیمه شمالی ایران، رابطه فرکانسی امواج برشی را به صورت $87f^{1.46}$ ارائه کردند. همچنین Zafarani et al. (۲۰۱۲)، تضعیف امواج برشی را به صورت رابطه $116f^{0.67}$ برای نیمه غربی البرز (شکل ۱)، بدست آوردند. در این مطالعه به منظور بدست آوردن رابطه مناسب برای تضعیف پساموج‌ها در شمال غرب ایران از روش تک پس‌پراکنش با استفاده از تبدیل فوریه زمان کوتاه (Gabor, 1946)، استفاده شده است.

محدوده مورد مطالعه در این تحقیق منطقه پهناوری از شمال‌غرب ایران است که در محدوده عرض جغرافیایی ۳۷ تا ۳۹ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۴۵ تا ۴۸ درجه شرقی قرار دارد (شکل ۱). با توجه به تمرکز جمعیتی و فعالیت‌های صنعتی بالا در این منطقه، انجام مطالعات زلزله‌شناسی مهندسی به منظور شناخت بهتر ویژگی‌های چشمه‌های لرزه‌ای و محیط انتشار امواج، اجتناب‌ناپذیر است. بررسی کمی توان تضعیف‌کنندگی محیط انتشار بر روی امواج لرزه‌ای می‌تواند به عنوان پارامتری مهم برای ارزیابی کاهش خطر زمین‌لرزه استفاده شود. برآورد تضعیف امواج لرزه‌ای در تحقیقات زلزله‌شناسی زیادی مانند شبیه‌سازی جنبش نیرومند زمین، برآورد خطر زمین‌لرزه و مدل‌سازی‌های تغییرات حرارتی زمین کاربرد دارد (Jin and Aki, 1988; Rahimi and Hamzehloo, 2008). بطور کلی، دامنه امواج لرزه‌ای با عبور از مواد درون زمین تحت تاثیر دو عامل بسیار مهم گسترش هندسی و جذب، کاهش می‌یابند. گسترش هندسی به دلیل شکل هندسی نحوه انتشار جبهه امواج لرزه‌ای (جبهه موج کروی)، باعث افت انرژی سیگنال می‌گردد. در مقابل، پدیده جذب به علت افت انرژی لرزه‌ای در هر چرخه از نوسان که صرف غلبه بر ساختارهای بین مولکولی مواد درون زمین می‌شود (نیروی اصطکاک)، باعث کاهش قابل توجه توان سیگنال‌های لرزه‌ای و نتیجتاً دامنه ارتعاشات می‌شود. فرایند جذب، شامل جذب ذاتی و پراکنش است. جذب ذاتی به دلیل خواص غیرکشسان بودن زمین و عامل‌های متفاوت و پیچیده‌ای مانند وجود نقص در شبکه بلوری در محیط انتشار امواج و تولید حرارت ناشی از برش در مرز دانه‌ها و شکستگی‌ها بوده و از آن در مطالعات مواد سازنده زیر سطحی، تفسیرهای زمین‌ساختی و تعیین جنبش نیرومند زمین استفاده می‌شود (Hoshiba, 1993; Akinci et al., 1994; Stein and Wyssession, 2009). در مقابل، پراکنش امواج لرزه‌ای به خاطر وجود ناهمگنی‌های فراوانی است؛ که به طور تصادفی در زمین توزیع شده‌اند (Mukhopadhyay et al., 2006). یکی از پارامترهای مهم در توصیف تضعیف امواج لرزه‌ای، ضریب کیفیت (Q) است (Aki, 1980). مقدار تضعیف محیط را معمولاً به صورت معکوس ضریب کیفیت (Q^{-1})، بیان می‌کنند. ساز و کار کلی تضعیف نسبت به تغییرات فشار و درجه حرارت حساس است و این به معنی این است که Q به صورت تابعی از فشار و درجه حرارت در درون زمین تغییر می‌کند (Lay and Wallace, 1995). پارامتر Q در محدوده فرکانسی ۰/۰۱ تا ۰/۱ هرتز اساساً مستقل از فرکانس است؛ ولی در فرکانس‌های بالاتر با افزایش فرکانس افزایش می‌یابد (Lay and Wallace, 1995). مقادیر تخمین زده شده برای ضریب کیفیت پساموج‌ها (Q_c) در فرکانس‌های کمتر از یک هرتز اساساً ثابت است و به

۳- داده‌های مورد استفاده

در این پژوهش به منظور تعیین ضریب کیفیت پساموج‌ها از نگاشت‌های لرزه‌ای متعلق به ایستگاه‌های دائم مرکز لرزه‌نگاری ایران (IRSC)، که در بازه زمانی ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۵ ثبت شده‌اند؛ استفاده شد (شکل ۱). ایستگاه‌های مورد استفاده شامل ۱۱ ایستگاه سه مولفه‌ای کوتاه دوره از نوع SS1 با نرخ نمونه‌برداری ۵۰ نمونه بر ثانیه و ۳ ایستگاه باند پهن از نوع گورالپ CMG-3T هستند. زمین‌لرزه‌های مورد استفاده شامل ۱۶۲۳ زمین‌لرزه با بازه بزرگی بین ۲ تا ۶/۵ و فاصله رومرکزی کمتر از ۲۰۰ کیلومتر است، که پراکندگی رو مرکزی آنها در شکل (۱) نشان داده شده است. نمودار فراوانی زمین‌لرزه‌ها بر حسب بزرگی در شکل (۲) نشان داده شده است.



شکل ۲. نمودار فراوانی زمین‌لرزه‌ها بر حسب بزرگی در منطقه مورد مطالعه.

۴- روش

در این مطالعه بیش از ۱۶۰۰ زمین‌لرزه محلی برای برآورد ضریب کیفیت مورد پردازش قرار گرفت. رایج‌ترین روش به منظور برآورد ضریب کیفیت پساموج‌ها مدل تک پس‌پراکنش (Aki and Chouet 1975) است. بر اساس این مدل کاهش دامنه پساموج‌ها با گذشت زمان، ناشی از تضعیف انرژی و پدیده گسترش هندسی است. طبق مدل تک پس‌پراکنش، دامنه پساموج‌های فیلتر شده با فرکانس مرکزی f به صورت رابطه (۲) تعریف می‌شود:

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

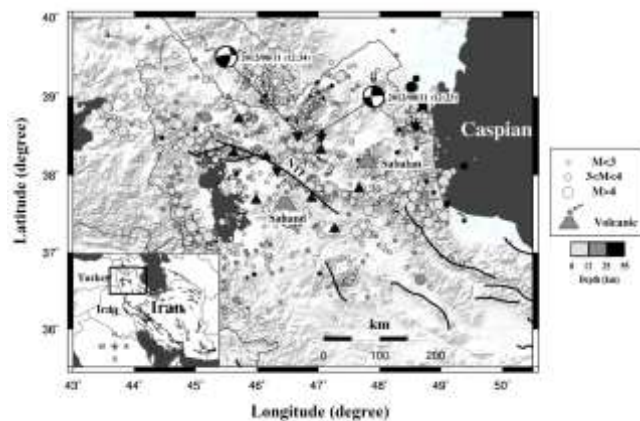
که در آن $S(f)$ ضریب چشمه پساموج، γ گسترش هندسی است که برای پساموج‌ها ۱ در نظر گرفته می‌شود، t گذشت زمانی و Q_c ضریب کیفیت پساموج‌هاست. با گرفتن لگاریتم از طرفین رابطه (۲) به صورت زیر در می‌آید:

$$\ln(A(f, t)t) = -\frac{\pi f}{Q_c} t + \ln(S(f)) \quad (3)$$

در نهایت، با برازش خط درجه اول (با شیب b) به روش کمترین مربعات بین $\ln(A(f, t)t)$ و t ، Q_c طبق رابطه (۴) به ازای هر فرکانس محاسبه می‌شود:

$$Q_c = \left(-\frac{\pi f}{b}\right) \quad (4)$$

در مطالعه حاضر مولفه قائم رکوردهایی که دارای نسبت سیگنال به

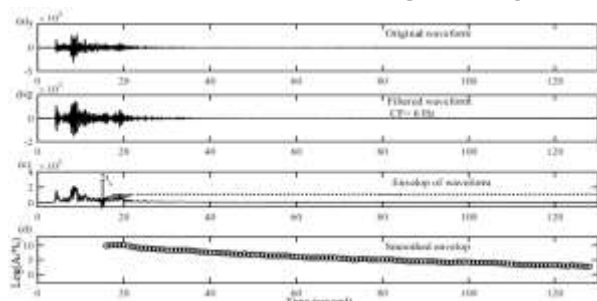


شکل ۱. نقشه رومرکز زمین‌لرزه‌ها و ایستگاه‌های لرزه‌نگاری در این مطالعه. مثلث‌های روبه بالا ایستگاه‌های مجهز به لرزه‌سنج‌های کوتاه دوره و مثلث‌های وارون ایستگاه‌های باند پهن هستند. NTF گسل شمال تبریز است.

۲- تکتونیک منطقه

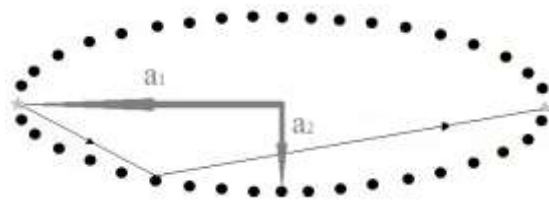
شمال‌غرب ایران یک منطقه فعال تکتونیکی با پتانسیل لرزه‌خیزی بالا است که بارها زمین‌لرزه‌های بزرگ را تجربه کرده است. سازوکارهای کانونی زمین‌لرزه‌ها نشانگر این است که همگرایی بین صفحات عربی و اوراسیا در این منطقه توسط گسل‌های امتدادلغز (بطور عمده، راستگرد) جبران می‌شود (Jackson, 1992). گسل شمال تبریز (North Tabriz Fault, NTF)، یکی از گسل‌های فعال شمال‌غرب ایران است که دارای رخنمون سطحی آشکار است (شکل ۱). این گسل روند تقریبی شمال-غربی-جنوب‌شرقی و طولی نزدیک به ۱۵۰ کیلومتر دارد. آهنگ لغزش در طول این گسل حداقل ۲ میلی‌متر بر سال پیشنهاد شده است (Karakhian et al., 2004). Djamour et al. (۲۰۱۱)، جابجایی راستالغز راست‌گرد این گسل را 7 ± 1 میلی‌متر بر سال پیشنهاد کرده‌اند؛ که با مقدار $7/1 \pm 1/3$ میلی‌متر بر سال مطالعات Vernant et al (۲۰۰۴)، همخوانی دارد. بطور کلی، منطقه شمال‌غرب ایران تحت تاثیر فعالیت‌های لرزه‌ای عمدتاً متمرکز در گسل شمال تبریز قرار گرفته است. در قرن اخیر چند زمین‌لرزه بزرگ در شمال‌غرب ایران رخ داده است؛ که دو زمین‌لرزه بزرگ و ویرانگر اهر-ورزقان در سال ۲۰۱۲ با بزرگی‌های ۶/۴ و ۶/۵ با اختلاف زمانی حدود ۱۱ دقیقه به وقوع پیوست. محل رومرکز و سازوکار کانونی این دو زمین‌لرزه در شکل ۱ نشان داده شده است. در کنار وجود گسل‌های متعدد و خطرناک، دیگر ویژگی مهم ساختاری این منطقه وجود آتشفشان‌های سه‌پند و سبلان است (شکل ۱). Bavali et al (۲۰۱۶)، نشان دادند که وجود این دو آتشفشان سبب شده است که یک آنومالی گرمایی زیر این دو آتشفشان وجود داشته باشد. وجود آنومالی گرمایی سبب کاهش سرعت امواج لرزه‌ای و همچنین افزایش تضعیف در این منطقه شده است.

سپس با رسم $\ln[A(f,t).t]$ بر حسب t و فیت کردن خط درجه اول به آن مقدار Q برای هر رکورد بدست آمد. در نهایت با رسم کردن Q های بدست آمده برحسب فرکانس و فیت کردن خط به میانگین آنها رابطه فرکانسی $Q=Q_0f^n$ بدست می‌آید. شکل (۳) نحوه برآورد پوش دامنه پساموج را نشان می‌دهد.



شکل ۳. نحوه محاسبه پوش دامنه پساموج. (A) شکل موج خام زمین‌لرزه، (b) شکل موج فیلتر شده در فرکانس مرکزی ۶ هرتز، (c) استفاده از تبدیل هیلبرت برای تعیین پوش موج و (d) پوش دامنه هموار شده.

در این تحقیق برای تعیین ماکزیمم عمق نفوذ پساموج‌ها از رابطه Pulli (۱۹۸۴) استفاده شد. او بر مبنای مدل تک‌پراکنش موج حجمی در یک بیضی‌گون، رابطه‌ای را برای تخمین موقعیت فضایی پراکننده‌ها ارائه داد. در این مدل پیشنهادی چشمه زمین‌لرزه و ایستگاه، دو نقطه کانونی بیضی‌گون هستند (شکل ۴).



شکل ۴. طرحی ساده از نحوه پراکنش موج مستقیم برشی (مدل تک‌پس-پراکنش) بر اساس محیط بیضی‌گون پیشنهادی توسط Pulli (۱۹۸۴). علامت-های ستاره و مثلث نشانگر چشمه و ایستگاه و دایره‌ها نشانگر موقعیت پراکننده‌ها در محیط بیضی‌گون هستند. a_1 و a_2 به ترتیب نیم‌محورهای بزرگ و کوچک بیضی‌گون هستند.

بر این اساس بیشترین عمق میانگین بیضی‌گون را که گویای عمق پراکنش پساموج است می‌توان با رابطه زیر بیان کرد:

$$h = h_{av} + a_2 \quad (9)$$

در این رابطه h_{av} میانگین عمق رخداده‌ها و a_2 نیم‌محور کوچک بیضی‌گون است. از روابط هندسی یک بیضی مسطح داریم:

$$a_2 = (a_1^2 - r^2 / 4)^{1/2}, a_1 = \frac{\beta t}{2}, t = t_c + w / 2 \quad (10)$$

در روابط بالا a_1 نیم‌محور بزرگ بیضی‌گون، r فاصله میان چشمه و گیرنده است (میانگین فاصله رومرکزی)، β سرعت موج برشی، t میانگین گذشت زمانی، t_c ابتدای پنجره پساموج و w طول پنجره پساموج است.

نوفه بالای ۵ بودند مورد استفاده قرار گرفته‌اند. برای محاسبه نسبت سیگنال به نوفه، ریشه میانگین مربعات پنجره سیگنال به ریشه میانگین مربعات پنجره نوفه تقسیم شده است که روشی مرسوم است (Havskov et al., 1989; Amiri Fard et al., 2019). ۵ ثانیه ابتدای پنجره پساموج به عنوان پنجره سیگنال و ۵ ثانیه قبل از زمان رسید موج P به عنوان پنجره نوفه در نظر گرفته شد. به منظور برآورد ضریب کیفیت پساموج‌ها داده‌ها طبق مراحل زیر مورد پردازش قرار گرفته‌اند:

در ابتدا برای حذف روندهای خطی غیر فیزیکی، اثر روند، میانگین و پاسخ دستگاهی از داده‌ها حذف می‌شود. به منظور جلوگیری از اثرات مصنوعی در دو لبه پنجره پساموج تیپر ۵٪ روی داده‌ها اعمال شد. دلیل انتخاب تیپر ۵٪ این است که تیپر ۳ تا ۵ درصد نتایج هموارتری نشان می‌دهد (Farrokhi and Hamzehloo, 2017). در این مرحله برای تعیین پوش دامنه و برآورد ضریب کیفیت در فرکانس‌های مختلف از تبدیل فوریه زمان کوتاه استفاده شد. در این روش به منظور تعیین پوش دامنه پساموج‌ها از رابطه (۵) استفاده شد، با این تفاوت که مقدار $a(f,t)$ مطابق رابطه (۶) تعیین می‌شود.

$$A(f,t) = \sqrt{a(f,t_c)^2 + \text{Hilbert}[a(f,t_c)]^2} \quad (5)$$

$$a = \|X(m, \omega)\|^2 \quad (6)$$

که در آن، a سری زمانی لرزه‌نگار فیلتر و هموار شده در فرکانس مرکزی f است. بنابراین در این روش، محدوده فرکانسی و دامنه را بر اساس تبدیل فوریه زمان کوتاه بدست می‌آوریم. که به شکل زیر تعریف می‌شود (Gabor, 1946).

$$\text{STFT}\{x(n)\} = X(m, \omega) = \sum_{n=-\infty}^{+\infty} x[n] \omega[n-m] e^{-i\omega n} \quad (7)$$

که در آن، $X[n]$ پنجره زمانی شامل دامنه‌های پساموج‌های انتخاب شده است. $\omega[n-m]$ و m به ترتیب تابع پنجره و طول پنجره زمانی در تبدیل فوریه زمان کوتاه است. از آنجایی که در روش تبدیل فوریه زمان کوتاه، طول پنجره ثابت است؛ برای یک سری از فرکانس‌هایی که در پنجره قرار گرفته‌اند (پریود کوتاه) با دقت بالا می‌توان فرکانس را تعیین کرد. البته برای یک سری از فرکانس‌هایی که در پریود بلند قرار گرفته‌اند؛ با عدم قطعیت روبرو می‌شویم. لذا بهترین حالت برای انتخاب طول پنجره، یکسان قرار دادن طول پنجره با دوره تناوب است.

پس از تعیین پوش دامنه پساموج‌ها، با توجه به زمان گذشت مشخص شده، پوش بدست آمده بریده می‌شود. زمان شروع پنجره پساموج ۲ برابر زمان رسید موج S در نظر گرفته شده است (Aki and Chouet, 1975) و با توجه به طول زمان گذشت، طول پوش مورد نظر برای تعیین ضریب کیفیت مشخص می‌شود. سپس با استفاده از یک پنجره به طول w که در این مطالعه ۵ ثانیه است، پوش بدست آمده هموار می‌شود. برای هموار کردن پوش دامنه از رابطه (۸) استفاده شد.

$$A(f,t) = \frac{\sum_{i=1}^{\text{length}(w)} w_i^2}{\text{length}(w)} \quad (8)$$

۵- نتایج

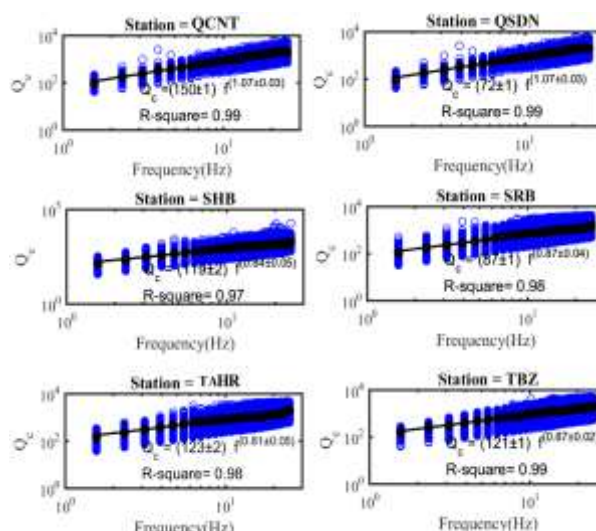
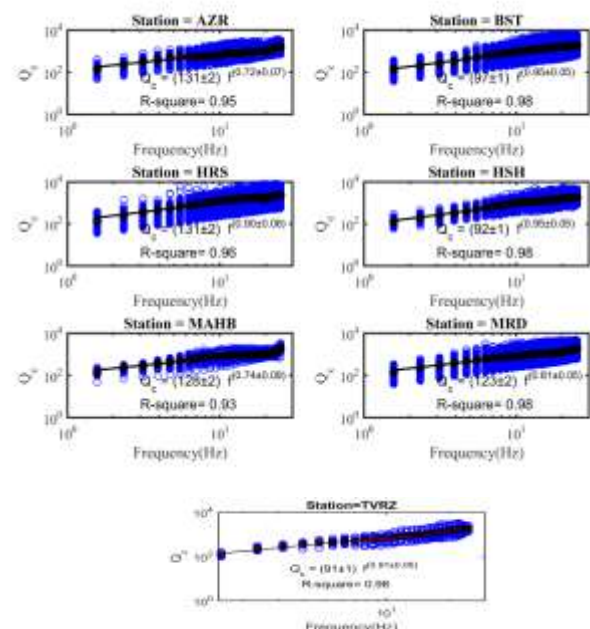
نشریه پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی، دوره ۸، شماره ۲، ۱۴۰۱.

هریک از ایستگاه‌های مورد استفاده در این بررسی، مقادیر میانگین Q_0 و n بدست آمد. شکل (۵) مقادیر ضریب کیفیت در هر باند فرکانسی و خط برازش شده بر میانگین ضرایب کیفیت را در سطح منطقه نشان می‌دهد. در این شکل مقادیر میانگین Q_0 و n (به همراه خطای هر کدام) و میزان همبستگی خط برازش شده با مقادیر میانگین ضرایب کیفیت برای ایستگاه‌ها نشان داده شده است. جدول (۱)، برای هر ایستگاه نتایج به دست آمده به همراه خطاها و ضریب همبستگی میان مقادیر میانگین ضرایب کیفیت در ۵ باند فرکانسی را نشان می‌دهد.

ارائه رابطه تضعیف میانگین برای یک منطقه، زمانی دقیق خواهد بود که تضعیف محاسبه شده برای ایستگاه‌های منطقه مقادیر کمابیش یکسانی را نشان دهند و تفاوت قابل توجهی در مقادیر Q_0 و n ایستگاه‌ها وجود نداشته باشد. در نتایج بدست آمده دیده می‌شود که مقادیر Q_0 و n در ایستگاه‌ها به هم نزدیک هستند؛ از این رو، ما برای منطقه شمال غرب یک رابطه تضعیف وابسته به فرکانس (برای زمان گذشت ۴۰ ثانیه) ارائه می‌دهیم.

۵-۱ تغییرات جانبی تضعیف

برای تعیین تغییرات جانبی ضریب کیفیت، از پنجره زمانی ۴۰ ثانیه استفاده شد. مقادیر میانگین ضرایب کیفیت با استفاده از روش تک-پس‌پراکنش (Aki and Chouet, 1975) محاسبه شد. سپس برای



شکل ۵. مقادیر ضریب کیفیت (پنجره زمانی ۴۰ ثانیه) و خط برازش شده بر میانگین ضریب کیفیت هر فرکانس (با استفاده از تبدیل فوریه زمان کوتاه).
دایره‌های آبی ضریب کیفیت هر رکورد در فرکانس مشخص شده را نشان می‌دهد. خط مشکی برازش شده میانگین ضریب کیفیت هر فرکانس است.
تغییرات Q_0 و n را با زمان گذشت (عمق) نشان می‌دهد.

جدول ۱. مقادیر محاسبه شده Q_0 برای ایستگاه‌های لرزه‌نگاری شبکه‌ی تبریز (پنجره زمانی ۴۰ ثانیه). n پارامتر فرکانسی، ΔQ و Δn انحراف استاندارد مربوط به Q_0 و n ، R^2 ضریب همبستگی خطی به روش کمترین مربعات.

ایستگاه	Q_0	ΔQ_0	n	Δn	R^2
AZR	131	2	0.72	0.07	0.95
BST	97	1	0.95	0.05	0.98
HRS	131	2	0.9	0.08	0.96
HSH	92	1	0.95	0.05	0.98

شکل (۶) مقادیر Q_0 و n را برای منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد. نتایج پنجره زمانی مختلف نیز در شکل (۷) و جدول (۲) نشان داده شده است.

۲- تغییرات عمقی تضعیف

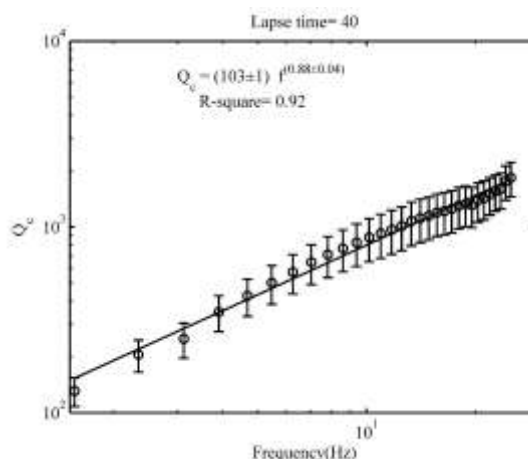
برای بررسی نحوه تغییرات عمقی تضعیف در منطقه شمال غرب ایران تغییرات ضریب کیفیت و پارامتر وابستگی فرکانسی را هم‌زمان مورد بحث قرار می‌دهیم زیرا که هر دو عامل معیار مناسبی برای نشان دادن ویژگی‌های تضعیف محیط است و عموماً همبستگی بالایی را برای گذشت‌های زمانی مختلف (اعماق مختلف) نشان می‌دهند. شکل (۸)

۶- بحث و نتیجه گیری

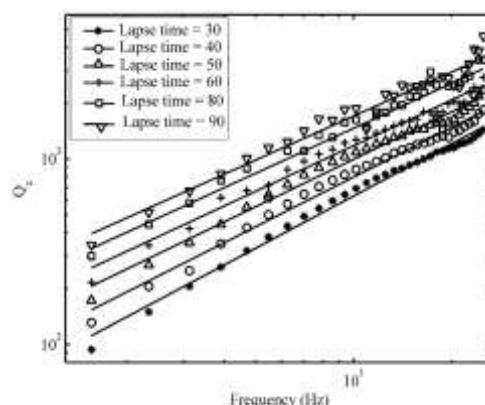
در این مطالعه از ۱۶۰۰ زمین لرزه ثبت شده در ۱۳ ایستگاه لرزه نگاری برای برآورد ضریب کیفیت پساموجها در ناحیه شمال غرب ایران استفاده شد و تغییرات جانبی و عمقی Q_c بررسی شد. در این بررسی از تبدیل فوریه زمان کوتاه برای جداسازی دامنه های فرکانسی استفاده شد. نتیجه تغییرات Q_0 بر حسب طول پنجره زمانی (lapse time) از ۳۰ تا ۹۰ ثانیه در شکل ۷ نشان داده شده است. همانطور که در شکل (۸) دیده می شود با افزایش طول پنجره، ضریب کیفیت افزایش می یابد. با افزایش طول پنجره زمانی، موج از لایه های عمیق تر نمونه برداری کرده و ضریب کیفیت افزایش می یابد (هاوسکوف و همکاران ۱۹۸۲). وجود ضریب کیفیت بالاتر برای اعماق بیشتر می تواند به دلیل کاهش ناهمگنی های موجود در لایه های عمیق تر باشد. تفاوت روند افت دامنه در قسمت های ابتدایی و انتهایی پساموجها به تفاوت در میزان ضریب کیفیت لایه های سطحی و عمیق تر زمین بر می گردد (Roecker et al., 1982) که این تفاوت به وضوح در شکل (۸) دیده می شود.

ضریب کیفیت بر حسب تابعی از فشار و دما در درون زمین تغییر می کند. 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 متاثر از وجود ناهمگنی ها است. هرچه زمین ناهمگن تر باشد، n بزرگتر است.

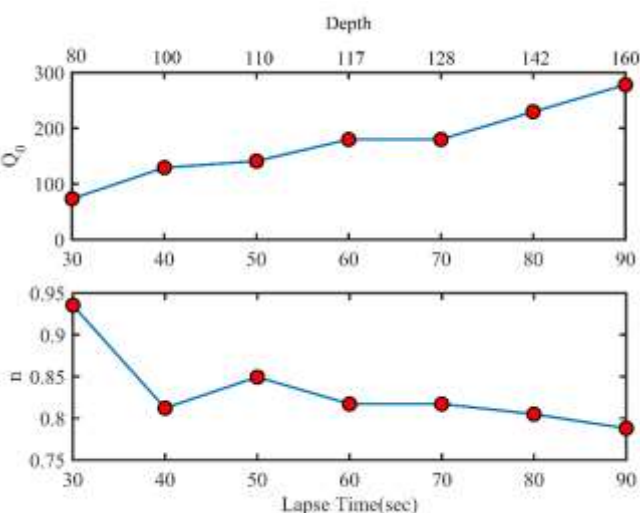
MAHB	128	2	0.74	0.09	0.93
MRD	123	2	0.81	0.05	0.98
QCNT	150	1	1.07	0.03	99
QSDN	72	1	1.07	0.03	0.99
SHB	119	2	0.84	0.05	0.97
SRB	87	1	0.87	0.04	0.98
TAHR	123	2	0.81	0.05	98
TBZ	121	1	0.87	0.02	0.99
TVRZ	91	1	0.91	0.05	0.98



شکل ۶. رابطه وابستگی فرکانسی ضریب کیفیت پساموجها با استفاده از روش تبدیل فوریه زمان کوتاه در پنجره زمانی ۴۰ ثانیه



شکل ۷. نمایش وابستگی فرکانسی ضریب کیفیت پساموجها با استفاده از روش تبدیل فوریه زمان کوتاه در پنجره زمانی ۳۰ تا ۹۰ ثانیه.



شکل ۸. مقایسه روند تغییرات Q_0 و n در زیر کل منطقه شمال غرب برای زمان گذشت های متفاوت است. شکل بالا تغییرات را با استفاده از کیلتر میان گذر نشان می دهد و شکل پایین این تغییرات را برای استفاده از تبدیل فوریه زمان کوتاه نشان می دهد.

نتایج به دست آمده در این پژوهش نشان می دهد به طور کلی n با افزایش زمان گذشت کاهش می یابد که رفتاری مورد انتظار است و می تواند نشان دهنده کاهش ناهمگنی ها از سطح به عمق باشد. وجود ضریب کیفیت پایین (کمتر از ۲۰۰) برای منطقه مورد مطالعه می تواند به وجود دمای بالای پوسته به دلیل وجود آتشفشان های سهند و سبلان اشاره

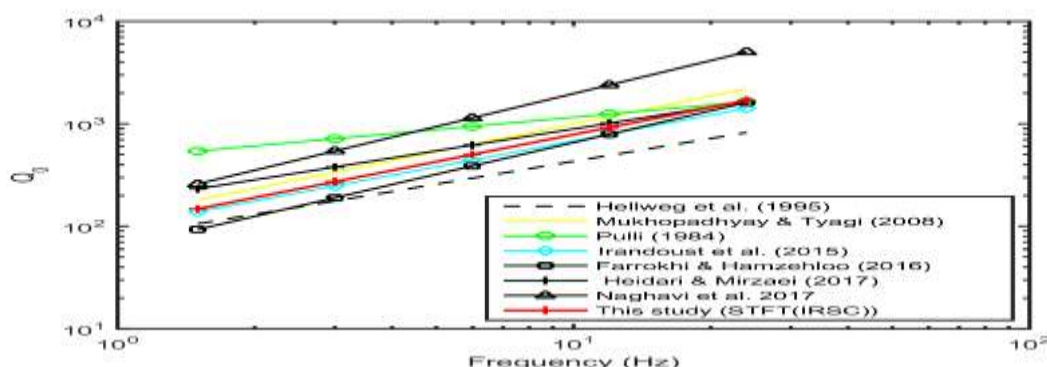
جدول ۲. مقادیر Q و n حاصل برای منطقه شمال غرب ایران.

Lapse time	STFT	
	Q_0	N
30	(73±1)	(0.93±0.04)
40	(103±1)	(0.88±0.04)
50	(141±2)	(0.84±0.04)
60	(179±2)	(0.81±0.04)
70	(215±4)	(0.80±0.09)
80	(229±3)	(0.80±0.09)
90	(278±3)	(0.78±0.09)

فیلتر میان‌گذر است (Vernosfaderani et al., 2019).

کمترین مقادیر ضریب کیفیت برای قسمت مرکزی منطقه مورد مطالعه به دست آمده است که به آنومالی حرارتی ناشی از مخزن ماگمایی محتمل آتشفشانی ارتباط داده می‌شود. نتایج حاصل با این آنومالی و نتایج توموگرافی سرعت در کار محققان دیگر (برای مثال، Bavalı et al. (2016) همخوانی قابل قبولی دارد.

در شکل (۹) ضریب کیفیت بدست آمده در این مطالعه با سایر مطالعات در ایران و سه منطقه دیگر در جهان مقایسه شده است. اختلاف ضریب کیفیت بدست آمده در این مطالعه و Naghavi et al. (۲۰۱۷) می‌تواند به علت تفاوت داده‌ها و ایستگاه‌های مورد استفاده باشد. در مطالعه Naghavi et al. (۲۰۱۷) از ۱۷ ایستگاه لرزه‌نگاری که در منطقه وسیع‌تری گسترده شده است استفاده شده که باعث تفاوت در ضریب کیفیت بدست آمده شده است. پارامتر فرکانسی n در این منطقه جزء مقادیر بالا است؛ که نشان می‌دهد قسمت بالایی سنگ‌کره منطقه مذکور بسیار ناهمگن است.



شکل ۹. مقایسه پارامتر ضریب کیفیت بدست آمده در این مطالعه و مقادیر بدست آمده از کارهای قبلی در شمال‌غرب ایران و برای دیگر مناطق فعال و لرزه‌خیز ایران و سه منطقه دیگر دنیا.

Farrokhi (2019). Attenuation of P and S waves in Western part of Iran, Geophysical Journal International, v. 218, no. 2, p. 1143-1156.

Bavalı, K., K. Motaghi, F. Sobouti, A. Ghods, M. Abbasi, K. Priestley, G. Mortezaejad and M. Rezaeian (2016). Lithospheric structure beneath NW Iran using regional and teleseismic travel-time tomography, Physics of the Earth and Planetary Interiors, v. 253, p. 97-107.

Djamour, Y., P. Vernant, H. R. Nankali and F. Tavakoli (2011). NW Iran-eastern Turkey present-day kinematics: results from the Iranian permanent GPS network, Earth and Planetary Science Letters, v. 307, no. 1-2, p. 27-34.

Fard, R. A., G. Javan-Doloei, M. Farrokhi, H. Rahimi and

کند. همانطور که Bavalı et al. (۲۰۱۶) نشان داده‌اند یک لایه کم سرعت زیر آتشفشان‌های سه‌پند و سبلان وجود دارد؛ که با نتایج بدست آمده در این تحقیق سازگاری خوبی دارد. وجود آتشفشان‌های سه‌پند و سبلان باعث گرم‌تر شدن پوسته در این منطقه شده است؛ که وجود این گرما باعث می‌شود که این منطقه کاهندگی بیشتری داشته باشند.

عمق میانگین برای هر پنجره زمانی در شکل (۸) نشان داده شده است. در این شکل یک کاهش در Q_0 در پنجره زمانی ۵۰ ثانیه دیده می‌شود. میانگین عمق در این پنجره زمانی ۱۱۰ کیلومتر است. باولی و همکاران (۲۰۱۶) یک لایه کم سرعت در این عمق گزارش کرده‌اند. این نشان می‌دهد که روش STFT به تغییرات Q_0 حساس است.

میزان تغییرات جانبی پارامتر کیفیت بدست آمده در این تحقیق با تغییرات جانبی ارائه شده توسط Naghavi et al. (۲۰۱۷) همخوانی خوبی دارد. نکته مهم در این تحقیق، تعیین دقیق‌تر پارامتر تضعیف با استفاده از روش تبدیل فوریه زمان کوتاه است که در تعیین تضعیف ساختارهای زیرین حساسیت بیشتری نسبت به روش فیلتر میان‌گذر نشان می‌دهند. همچنین این روش دارای خطای کمتری نسبت به روش

۷- مراجع

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, v. 21, no. 1, p. 50-60.

Aki, K. and B. Chouet (1975). Origin of coda waves: source, attenuation, and scattering effects, Journal of geophysical research, v. 80, no. 23, p. 3322-3342.

Akinci, A., A. Taktak and S. Ergintav (1994). Attenuation of coda waves in Western Anatolia, Physics of the Earth and Planetary Interiors, v. 87, no. 1-2, p. 155-165.

Amiri Fard, R., G. Javan Doloei, H. Rahimi and M.

- International, v. 179, no. 3, p. 1669-1678.
- Motazedian, D. (2006). Region-specific key seismic parameters for earthquakes in northern Iran, Bulletin of the Seismological Society of America, v. 96, no. 4A, p. 1383-1395.
- Mukhopadhyay, S., C. Tyagi and S. Rai (2006). The attenuation mechanism of seismic waves in northwestern Himalayas, Geophysical Journal International, v. 167, no. 1, p. 354-360.
- Naghavi, M., H. Rahimi, A. Moradi and S. Mukhopadhyay (2017). Spatial variations of seismic attenuation in the North West of Iranian plateau from analysis of coda waves, Tectonophysics, v. 708, p. 70-80.
- Pulli, J. J. (1984). Attenuation of coda waves in New England, Bulletin of the seismological society of America, v. 74, no. 4, p. 1149-1166.
- Rahimi, H. and H. Hamzehloo (2008). Lapse time and frequency-dependent attenuation of coda waves in the Zagros continental collision zone in Southwestern Iran, Journal of Geophysics and Engineering, v. 5, no. 2, p. 173.
- Rahimi, H., H. Hamzehloo and N. Kamalian (2010). Estimation of coda and shear wave attenuation in the volcanic area in SE Sabalan Mountain, NW Iran, Acta Geophysica, v. 58, no. 2, p. 244-268.
- Roecker, S., B. Tucker, J. King and D. Hatzfeld (1982). Estimates 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, v. 72, no. 1, p. 129-149.
- Singh, S. and R. B. Herrmann (1983). Regionalization of crustal coda Q in the continental United States, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 88, no. B1, p. 527-538.
- Stein, S. and M. Wysession. (2009). An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure, John Wiley & Sons.
- Vernant, P., F. Nilforoushan, J. Chery, R. Bayer, Y. Djamour, F. Masson, H. Nankali, J.-F. Ritz, M. Sedighi and F. Tavakoli (2004). Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data, Earth and Planetary Science Letters, v. 223, no. 1-2, p. 177-185.
- Vernosfaderani, S. L. J., R. Heidari, N. Mirzaei, H. Rahimi and M. Meshinchi-Asl (2019). Coda wave attenuation in the northwestern Iran, using short time Fourier transform, Journal of Seismology, v. 23, no. 5, p. 1085-1095.
- M. Mahood (2020). Coda wave attenuation's dependency on Lapse time and frequency in west of Iran plateau using local earthquakes, Annals of Geophysics, v. 63, no. 4, p. 437.
- Farrokhi, M. and H. Hamzehloo (2017). Body wave attenuation characteristics in the crust of Alborz region and North Central Iran, Journal of Seismology, v. 21, no. 4, p. 631-646.
- Gabor, D. (1946). Theory of communication. Part 1: The analysis of information, Journal of the Institution of Electrical Engineers-Part III: Radio and Communication Engineering, v. 93, no. 26, p. 429-441.
- Havskov, J., S. Malone, D. McClurg and R. Crosson (1989). Coda Q for the state of Washington, Bulletin of the Seismological Society of America, v. 79, no. 4, p. 1024-1038.
- Havskov, J. and L. Ottemoller (2003). SEISAN: the earthquake analysis software for Windows, Solaris, Linux, and Mac OSX Version, v. 8, p. 244.
- Heidari, R. and N. Mirzaei (2017). Region-specific S-wave attenuation for earthquakes in northwestern Iran, Journal of Seismology, v. 21, no. 6, p. 1335-1344.
- Hoshiba, 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: Solid Earth, v. 98, no. B9, p. 15809-15824.
- Jackson, J. (1992). Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in eastern Turkey and the Caucasus, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 97, no. B9, p. 12471-12479.
- Jin, A. and K. Aki (1988). Spatial and temporal correlation between coda Q and seismicity in China, Bulletin of the Seismological Society of America, v. 78, no. 2, p. 741-769.
- Karakhianian, A. S., V. G. Trifonov, H. Philip, A. Avagyan, K. Hessami, F. Jamali, M. S. Bayraktutan, H. Bagdassarian, S. Arakelian and V. Davtian (2004). Active faulting and natural hazards in Armenia, eastern Turkey and northwestern Iran, Tectonophysics, v. 380, no. 3-4, p. 189-219.
- Lay, T. and T. C. Wallace. (1995). Modern global seismology, Academic press.
- Ma'hood, M., H. Hamzehloo and G. Doloei (2009). Attenuation of high frequency P and S waves in the crust of the East-Central Iran, Geophysical Journal

نشریه پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی، دوره ۸، شماره ۲، ۱۴۰۱.

Dynamics and Earthquake Engineering, v. 42, p. 197-218.

Zafarani, H., B. Hassani and A. Ansari (2012). Estimation of earthquake parameters in the Alborz seismic zone, Iran using generalized inversion method, Soil