





دوره 7، شماره 3، 1400، صفحات 241-261 (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^{(®}، 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	چکیدہ
	در این مطالعه ضریب کیفیت پساموجها در شمال غرب ایران با استفاده از مدل تک پس پراکنش، 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 زمانی۳۰ 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
	است. مقادیر نسبتاً کوچک Q_0 در رابطه تضعیف فرکانسی نشان میدهد که ناهمگنی زیادی در Q=(103 $\pm1)$ f $^{(0.88\pm0.04)}$
پارامتر تضعیف، پراکنش، جذی ذاتی، تبدیل	لایههای کم عمق منطقه وجود دارد؛ که میتواند به دلیل لرزهخیزی نسبتاً زیاد شمالغرب ایران باشد و این نتیجه با انتظار
فوریه زمان کوتاه، ضریب کیفیت	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،
	ضريب كيفيت افزايش پيدا مىكند.

(1)

۱_ مقدمه

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 تضعيف كنندگى محيط انتشار بر روى امواج لرزهاى مىتواند 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 زمین لرزه و مدل سازی های تغییرات Jin and Aki, 1988; Rahimi and) حرارتی زمین کاربرد دارد (Hamzehloo, 2008). بطوركلى، دامنه امواج لرزهاى با عبور از مواد درون زمین تحت تاثیر دو عامل بسیار مهم گسترش هندسی و جذب، كاهش مى يابند. گسترش هندسى به دليل شكل هندسى نحوه انتشار جبهه امواج لرزهای (جبهه موج کروی)، باعث افت انرژی سیگنال می گردد. در مقابل، پدیده جذب به علت افت انرژی لرزهای در هر چرخه از نوسان که صرف غلبه بر ساختارهای بین مولکولی مواد درون زمین می شود (نیروی اصطکاک)، باعث کاهش قابل توجه توان سیگنالهای لرزهای و نتیجتاً دامنه ارتعاشات می شود. 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 محيط انتشار امواج و توليد حرارت ناشى 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 می شود (Hoshiba, در 1993; Akinci et al., 1994; Stein and Wysession, 2009. 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 كيفيت (Q) است (Aki, 1980). مقدار تضعيف محيط را معمولاً به صورت معکوس ضریب کیفیت (Q-1)، بیان میکنند. ساز و کار کلی تضعيف نسبت به تغييرات فشار و درجه حرارت حساس است و اين به معنی این است که Q به صورت تابعی از فشار و درجه حرارت در درون زمین تغییر می کند (Lay and Wallace, 1995). پارامتر Q در محدودی فرکانسی ۰/۰۰۱ تا ۰/۱ هرتز اساساً مستقل از فرکانس است؛ ولی در فرکانسهای بالاتر با افزایش فرکانس افزایش می یابد (Lay and Wallace, 1995). مقادير تخمين زده شده براى ضريب كيفيت پساموجها (Qc) در فرکانسهای کمتر از یک هرتز اساساً ثابت است و به

فرکانس های بالای یک هرتز وابستگی به شکل رابطه توانی زیر نشان می دهد:

Qc(f) = Q0(f/fr)n

که در آن، Q0 مقدار Qc در فرکانس مرجع fr 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 می شود. بنابراین، فرکانس مرجع fr در این مطالعه برابر ۱ در نظر گرفته می شود. Singh and Herrmann (۱۹۸۳)، نشان دادند که ارتباط مستقیم قابل توجه بین مقدار Q0 و میزان فعالیتهای زمینساختی منطقه وجود دارد. مطالعات جهانی نشان داده است که ضریب کیفیت پساموجها Qc در فركانس يك هرتز براى مناطق پايدار زمينساختى داراى مقدار بيشترى نسبت به مناطق فعال زمینساختی است. این به این علت است که در مناطق فعال زمينساختى معمولاً داراى جريانهاى حرارتي نسبتاً بالا بوده و جذب بیشتری نسبت به مناطق سردتر دارند(Lay and Wallace, بیشتری 1995). بطوركلي، روشهاي مختلفي براي تعيين ضريب كيفيت 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 ضريب كيفيت استفاده شده است. تاكنون مطالعات مختلفي براي برآورد ضریب کیفیت با استفاده پساموجها و موجهای برشی در نقاط Ma'hood et al., 2009; Rahimi et) مختلف ايران انجام شده است (al., 2010; Naghavi et al., 2017; Amiri Fard et al., 2019; Fard et al., 2020). با توجه به لرزه خيري فعال و قابل توجه شمال غرب 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 ثیت 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 126 f^{0.73} نشان دادند. Motazedian (۲۰۰۶)، نیز با استفاده از دادههای مربوط به زمین لرزههای نیمه شمالی ایران، رابطه فرکانسی امواج برشی را به صورت Zafarani et al ارائه کردند. همچنین Zafarani et al. (۲۰۱۲)، تضعيف امواج برشى را به صورت رابطه 116f^{0.67} براى نيمه غربى البرز (شکل ۱)، بدست آوردند. در این مطالعه به منظور بدست آوردن رابطه مناسب برای تضعیف پساموجها در شمال غرب ایران از روش تک پس پراکنش با استفاده از تبدیل فوریه زمان کوتاه (Gabor, 1946)، استفاده شده است.



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 كانوني زمين لرزهها نشانگر اين است كه همگرايي بين صفحات عربي و اوراسیا در این منطقه توسط گسلهای امتدادلغز (بطور عمده، راستگرد) جبران می شود (Jackson, 1992). گسل شمال تبریز (North Tabriz Fault, NFT)، یکی از گسل های فعال شمال غرب ایران است که دارای رخنمون سطحی آشکار است (شکل ۱). این گسل روند تقریبی شمال-غربی- جنوب شرقی و طولی نزدیک به ۱۵۰ کیلومتر دارد. آهنگ لغزش در طول این گسل حداقل ۲ میلیمتر بر سال پیشنهاد شده است (Karakhanian et al., 2004)، جابجایی راستالغز راستگرد این گسل را ۲±۱ میلیمتر بر سال پیشنهاد کردهاند؛ که با مقدار ۲/۱±۱/۳ میلیمتر بر سال مطالعات Vernant et al. (۲۰۰۴)، هم خوانی دارد. بطور کلی، منطقه شمال غرب ایران تحت تاثیر فعالیت های لرزهای عمدتا متمرکز در گسل شمال تبریز قرار گرفته است. در قرن اخیر چند زمینلرزه بزرگدر شمال غرب 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 گسل های متعدد و خطرناک، دیگر ویژگی مهم ساختاری این منطقه وجود آتشفشان های سهند 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.

نشریه پژوهشهای ژئوفیزیک کاربردی، دوره۷، شماره ۳، ۱۴۰۰. ۲- 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 SST-SMC هستند. زمین لرزههای مورد استفاده شامل ۱۶۲۳ زمین لرزه با بازه بزرگی بین ۲ تا ۶/۶ و فاصله رومرکزی کمتر از ۲۰۰ کیلومتر است، که پراکندگی رو مرکزی آنها در شکل (۱) نشان داده شده است. نمودار فراوانی زمین لرزهها بر حسب بزرگی در شکل (۲) نشان داده شده است.



شکل ۲. نمودارفراوانی زمینلرزهها بر حسب بزرگی در منطقه مورد مطالعه.

۴- روش

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

$$A(f,t) = S(f)t^{-\gamma} \exp\left(-\frac{\pi ft}{Q}\right)$$
(Y

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

$$\ln(A(f,t)t) = -\frac{\pi f}{Q_c} t + \ln(S(f)) \tag{(7)}$$

در نهایت، با برازش خط درجه اول (با شیب b) به روش کمترین مربعات بین (A(f,t)t) و Qc ، t طبق رابطه (۴) به ازای هر فرکانس محاسبه می شود:

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

در مطالعه حاضر مولفه قائم رکوردهایی که دارای نسبت سیگنال به

جعفریان و همکاران، بررسی تغییرات عمقی و جانبی ضریب کیفیت پساموج−ها با استفاده از تبدیل فوریه زمان کوتاه در شمال غرب ایران ، صفحات ۲۴۱-۲۵۱.

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 مربعات پنجره نوفه تقسیم شده است که روشی مرسوم است (et al., 1989; Amiri Fard et al., 2019 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 می شود. 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 می دهد (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 می شود.

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

$$a = \|X(m,\omega)\|^2$$
(δ)

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).

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

که در آن، $[\mathbf{R}]$ پنجره زمانی شامل دامنههای پساموجهای انتخاب شده است. [n-m] و \mathbf{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 می شویم. 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 پساموج ۲ برابر زمان رسید موج J در نظر گرفته شده است (Chouet, 1975 (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.

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

سپس با رسم [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 Qهای بدست آمده برحسب فرکانس و فیت کردن خط به میانگین آنها رابطه فرکانسی Q=Q0fn 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 هر تز، c) استفاده از تبدیل هیلبرت برای تعیین پوش موج و d) پوش دامنه هموار شده.

در این تحقیق برای تعیین ماکریمم عمق نفوذ پساموجها از رابطه Pulli (۱۹۸۴) استفاده شد. او بر مبنای مدل تک پراکنش موج حجمی در یک بیضی گون، رابطهای را برای تخمین موقعیت فضایی پراکنندهها ارائه داد. در این مدل پیشنهادی چشمه زمین لرزه و ایستگاه، دو نقطه کانونی بیضی گون 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. a1 و a2 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:
$$h = h_{av} + a_2$$
 (٩)

در این رابطه h_{av} میانگین عمق رخدادها و a_2 نیم محور کوچک بیضی گون است. از روابط هندسی یک بیضی مسطح داریم:

$$a_{2} = \left(a_{1}^{2} - r^{2} / 4\right)^{1/2}, a_{1} = \frac{\beta t}{2}, t = t_{c} + w / 2$$
 (1.)

در روابط بالا a1 نیم محور بزرگ بیضی گون، r فاصله میان چشمه و گیرنده است (میانگین فاصله رومرکزی)، β سرعت موج برشی، r میانگین گذشت زمانی، tc ابتدای پنجره پساموج و W طول پنجره پساموج است.

۵– نتایج

در این مطالعه برای بررسی تغییرات جانبی تضعیف پساموج از دادههای با فاصله رومرکزی کمتر از ۲۰۰ کیلومتر و طول پنجره ۴۰ ثانیه برای تخمین تضعیف پساموج استفاده شد. طول پنجره ۴۰ ثانیه برای تخمین ضریب کیفیت پساموج و بررسی تغییرات جانبی آن در نظر گرفته شد، چراکه در میان پنجرههای ابتدایی پساموج، پنجرههای ۳۰ و ۴۰ ثانیه مقادیر پایدارتر و قابل اطمینانی از تضعیف را ارائه میکنند (Havskov and Ottemoller, 2003). در بررسی عمقی نیز، طول پنجره کدای ۳۰ تا ۹۰ ثانیه در نظر شد.

۵ –۱ تغییرات جانبی تضعیف

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



نشریه پژوهشهای ژئوفیزیک کاربردی، دوره7، شماره 3، ۱۴۰۰.

هریک از ایستگاههای مورد استفاده در این بررسی، مقادیر میانگین Q0 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 Q0 و n (به همراه خطای هرکدام) و میزان همبستگی خط برازش شده با مقادیر میانگین ضرایب کیفت 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 Q0 و n ایستگاهها وجود نداشته باشد. در نتایج بدست آمده دیده میشود که مقادیر Q0 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.



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. کل (۶) مقادیر Q0 و n را برای منطقه مورد مطالعه نشان تغییرات Q0 و n را با زمان گذشت (عمق) نشان میدهد.

شکل (۶) مقادیر Q0 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 عموما همبستگی بالایی را برای گذشتهای زمانی مختلف (اعماق مختلف) نشان میدهند. شکل (۸)

جدول ۱. مقادیر محاسبه شدهی Q0 برای ایستگاههای لرزهنگاری شبکهی تبریز(پنجره زمانی ۴۰ ثانیه). n پارامتر فرکانسی، QΔ و nΔ انحراف استاندارد مربوط به Q0 و R2 ،n 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

جعفریان و همکاران، بررسی تغییرات عمقی و جانبی ضریب کیفیت پساموج−ها با استفاده از تبدیل فوریه زمان کوتاه در شمال غرب ایران ، صفحات ۲۴۱ -۲۵۱.

C 2					
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.

Lanse time	STFT			
Lapse unit	Q ₀	Ν		
30	(73±1)	(0.93±0.04)		
40	(103±1)	(0.88±0.04)		
50	(141±2)	(0.84±0.4)		
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)		

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

۶- بحث و نتیجهگیری

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 Qc بررسی شد. در این بررسی از تبدیل فوریه زمان کوتاه برای جداسازی دامنههای فرکانسی استفاده شد. نتیجه تغییرات Q0 بر حسب طول پنجره زمانی (lapse استفاده شد. نتیجه تغییرات Q0 بر حسب طول پنجره زمانی (imm شکل (۸) دیده می شود با افزایش طول پنجره، ضریب کیفیت افزایش می یابد. با افزایش طول پنجره، ضریب کیفیت افزایش برداری کرده و ضریب کیفیت افزایش می یابد (هاوسکوف و همکاران کاهش ناهمگنیهای موجود در لایههای عمیق تر باشد. تفاوت روند افت دامنه در قسمتهای ابتدایی و انتهایی پساموجها به تفاوت در میزان ضریب کیفیت لایههای سطحی و عمیق تر زمین بر می گردد (Roecker فریب کیفیت ای تفاوت به وضوح در شکل (۸) دیده می شود.

ضریب کیفیت بر حسب تابعی از فشار و دما در درون زمین تغییر میکند. بنابراین تغییر Q_0 در زمین ناشی از تغییر در شرایط فشار و دما و از اینرو تغییر در شرایط کشسانی زمین است. در صورتی که n بیشتر متاثر از وجود ناهمگنیها است. هرچه زمین ناهمگن تر باشد، n بزرگتر است.



شکل ۸. مقایسه روند تغییرات Q0 و n در زیر کل منطقه شمال غرب برای زمان گذشتهای متفاوت است. شکل بالا تغییرات را با استفاده از قیلتر میان گذر نشان میدهد و شکل پایین این تغییرات را برای استفاده از تبدیل فوریه زمان کوتاه نشان میدهد.

نتایج بهدست آمده در این پژوهش نشان میدهد بهطور کلی n با افزایش زمان گذشت کاهش مییابد که رفتاری مورد انتظار است و می-تواند نشان دهنده کاهش ناهمگنیها از سطح به عمق باشد. وجود ضریب کیفیت پایین (کمتر از ۲۰۰) برای منطقه مورد مطالعه میتواند به وجود دمای بالای پوسته به دلیل وجود آتشفشانهای سهند و سبلان اشاره

کند. همانطور که Bavali et al. (۲۰۱۶) نشان دادهاند یک لایه کم سرعت زیر آشفشانهای سهند و سبلان وجود دارد؛ که با نتایج بدست آمده در این تحقیق سازگاری خوبی دارد. وجود آتشفشانهای سهند و سبلان باعث گرمتر شدن پوسته در این منطقه شده است؛ که وجود این گرما باعث می شود 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 Q0 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 Q0 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 دقیق تر پارامتر تضعیف با استفاده از روش تبدیل فوریه زمان کوتاه است که در تعیین تضعیف ساختارهای زیرین حساسیت بیشتری نسبت به روش فیلتر میان گذر نشان میدهند. همچنین این روش دارای خطای کمتری نسبت به روش

نشریه پژوهشهای ژئوفیزیک کاربردی، دوره7، شماره 3، ۱۴۰۰.

فيلتر ميانگذر 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 می شود. نتایج حاصل با این آنومالی و نتایج توموگرافی سرعت در کار محققان دیگر (برای مثال، (2016) addite tal. (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 سنگ کره 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.

- Bavali, K., K. Motaghi, F. Sobouti, A. Ghods, M. Abbasi, K. Priestley, G. Mortezanejad 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

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.

جعفریان و همکاران، بررسی تغییرات عمقی و جانبی ضریب کیفیت پساموج~ها با استفاده از تبدیل فوریه زمان کوتاه در شمال غرب ایران ، صفحات ۲۴۱-۲۵۱.

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.
- Karakhanian, 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، دوره۷، شماره ۳، ۱۴۰۰.

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





(JRAG) 2022, VOL 7, NO 3 (DOI): 10.22044/JRAG.2021.10076.1301



Investigation of deep and lateral changes of coda wave quality factor using short-time Fourier transform in northwest of Iran

Seyyedeh Leila Jafarian¹, Reza Heidari¹, Noorbakhsh Mirzaei², Habib Rahimi³, Mirsatar Meshinchi-Asl⁴

1- Assistant Professo, Department of Earth Science, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran 2- Professor, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

3- Associate Professor, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

4- Assistant Professo, Department of Earth Science, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

Received: 9 October 2020; Accepted: 30 January 2021

Corresponding author: leiliyas2002@yahoo.com

Keywords	Extended Abstract			
Coda wave attenuation	Summery			
Short-time Fourier transform	The present study attempts to explore the characteristics of seismic coda wave			
Northwest of Iran	energy attenuation using single back scattering in northwestern Iranian			
	plateau. For this purpose, the short-time Fourier transform is used to separate			
	the frequency bands. To estimate quality factor, coda waves from more than			
	1600 small crustal events with magnitudes ranging from 2 to 5 Ml and			

epicenteral distances of less than 200 km have been used. In this study, coda wave quality factor has been calculated at 7 lapse times of 30 to 90 s. The results show that the best fitted line comes from lapse time of 40 s and the frequency relation is in the form of $Q = (103\pm1)f^{(0.88\pm0.04)}$. Relatively small values of Q0 indicate that there is high heterogeneity in the shallow layers of the region of northwestern Iran that can be due to the relatively high seismicity of the region. This is in line with our expectations of the crustal structure and the existence of Sahand and Sabalan volcanoes. The presence Sahand and Sabalan volcanoes in the region has created a warm crust in this area. On the other hand, the relationship between quality factor and temperature changes exponentially, and the quality factor decreases with increasing temperature. Moreover, the relationship between low values of the frequency with parameter n indicates high seismicity, active tectonics and the presence of large heterogeneities in the region. Existence of North Tabriz fault and many fractures in this region is one of the reasons for the high heterogeneity in this region.

Introduction

The amplitude of seismic waves is generally reduced while passing through the earth under the influence of the two main factors of geometrical spreading and apparent attenuation of seismic waves. Scattering attenuation, as an elastic phenomenon, redistributes seismic wave energy due to the collision of seismic waves (P, S and surface waves) with randomly distributed heterogeneities. The attenuation of coda wave, backscattered waves form heterogeneities, is one of the most important parameters in the estimation of seismic wave attenuation. In this study, the attenuation of seismic coda waves as scattered body waves has been estimated using single back-scattering model.

Methodology and Approaches

The most common method to estimate attenuation is single back-scattering model. Here, we use short-time Fourier transform (STFT) instead of bandpass filter. For each individual frequency, the envelopes of STFT coefficients of extracted waveforms for lapse times of 30, 40, 50, 60, 70, 80 and 90 seconds are measured as the BPF method. The obtained envelopes have been used in order to estimate attenuation at each individual frequency. Since the length of the window is constant in the STFT method, it is possible to determine fairly accurate frequency in a short window. However, to this purpose, each waveform is divided into 1 s windows (50 samples) overlapped by 90% (45 samples), and the STFT has been calculated for each window.

Results and Conclusions

In this study, attenuation parameter has been estimated in northwestern Iranian plateau using the STFT method. The results show good correlation between seismicity and tectonic of the study area for lapse times greater than twice the S-

2022, VOL 7, No 3

wave travel time, especially for lapse time of 40 s. At lapse time of 40 s, the frequency-dependent relationship has been estimated as $Q = (103\pm1)f^{(0.88\pm0.04)}$ using the STFT method. It is concluded that the STFT model can be used as an appropriate time-frequency tool to study the energy attenuation of high-frequency coda waves due to the high correlation coefficients and low standard deviations of the relationship. Furthermore, the relatively low values of quality factor in frequency attenuation relation show that there is high heterogeneity among shallow layers of Iran northwestern region that is possibly due to the relatively high seismicity of the region.