

چکیده

با توجه به تغییر لرزه‌خیزی منطقه شمال شرق ایران بعد از وقوع زمین‌لرزه با بزرگی ۶ دو قلعه فریمان از توابع استان خراسان رضوی در تاریخ ۹۶/۰۱/۱۶، مطالعه و شناخت دقیق‌تر محیط انتشار موج‌های لرزه‌ای و پارامترهای جنبش زمین در این منطقه امری ضروری به نظر می‌رسد. هدف این تحقیق، بررسی لرزه‌نگاشت‌های ثبت شده و مطالعه کاهندگی امواج لرزه‌ای Q_c بر اساس لرزه‌نگاشت‌های ۱۲۴ زمین‌لرزه محلی ثبت شده در شبکه موقت لرزه‌نگاری پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله می‌باشد. ثبت پس‌لرزه‌ها در شبکه موقت لرزه‌نگاری پژوهشگاه فرصت مناسبی برای مطالعه شناخت گسل مسبب و سایر پارامترهای آن به وجود آورده است. برای برآورد Q_c ، از روش پراکنش به عقب استفاده شده است. همه لرزه‌نگاشت‌ها در پنج باند فرکانسی ۲ تا ۲۴ هرتز، برای پنجره‌های زمانی ۱۰ تا ۶۰ ثانیه برای بررسی توزیع ناهمگنی‌ها با عمق مورد بررسی و تحلیل قرار گرفته‌اند که رابطه فرکانسی $Q_c = (73 \pm 11) f^{(0.89 \pm 0.06)}$ برای پنجره زمانی ۳۰ ثانیه به دست آمده است. مقایسه نتایج به دست آمده با مقدار Q_c مناطق فعال و آرام لرزه‌ای نشان می‌دهد که مقادیر Q_c محاسبه شده در مطالعه حاضر با مناطق فعال که دارای ناهمگنی زیاد می‌باشند، همخوانی دارد.

واژگان کلیدی: کاهندگی موج‌های لرزه‌ای، فاکتور کیفیت، زمین‌لرزه ۱۶ فروردین ۹۶ فریمان، شمال شرق ایران.

مطالعه کاهندگی موج‌های لرزه‌ای در منطقه فریمان

مهديه سفری

دانشجوی کارشناسی ارشد زلزله‌شناسی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

غلام جوان دلویی (نویسنده مسئول)

دانشیار، پژوهشکده زلزله‌شناسی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران، javandoloei@iiees.ac.ir

مجید معهود

استادیار، پژوهشکده زلزله‌شناسی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

حمید خسروی

دانشجوی کارشناسی ارشد زلزله‌شناسی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

محمد تاتار

استاد، پژوهشکده زلزله‌شناسی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

۱- مقدمه

موج‌های لرزه‌ای به سبب از دست دادن بخشی از انرژی کاهش می‌یابند. در فرایند غیرکشسانی عواملی همچون خصوصیات غیرکشسانی محیط و خصوصیات فیزیکی محیط (سرعت موج، چگالی و دما) نقش دارند [۱-۲]. نه تنها پراکنش و جذب ذاتی به‌عنوان مهم‌ترین عوامل کاهش دامنه امواج مستقیم محسوب می‌شوند، بلکه شکل ظاهری یک نگاشت لرزه‌ای را نیز تحت تأثیر قرار می‌دهند.

به کاهش دامنه امواج لرزه‌ای با افزایش فاصله انتشار از چشمه و تغییرات فرکانسی ایجاد شده در تاریخچه زمانی زمین‌لرزه، کاهندگی اطلاق می‌شود. عواملی که باعث کاهندگی امواج و انرژی تاییده شده از چشمه می‌شوند عبارتند از: بازتاب و عبور امواج از مرز لایه‌ها، چند مسیر شدن، گسترش هندسی،

کاهندگی موج‌های لرزه‌ای و سرعت انتشار آنها، از مشخصات بسیار مهم محیط انتشار تلقی می‌شوند زیرا این دو پارامتر فیزیکی نحوه انتشار موج‌های لرزه‌ای را تحت تأثیر قرار می‌دهند و به تبع آن برای تعیین دقیق پارامترهای چشمه زمین‌لرزه، مدل‌سازی و نیز کاهش خطر زمین‌لرزه در منطقه مورد نیاز می‌باشند. کاهندگی یک محیط حاصل دو فرایند فیزیکی کشسانی و غیرکشسانی می‌باشد. در فرایند کشسانی، انرژی در محیط انتشار پایسته می‌ماند ولی ممکن است دامنه امواج افزایش یا کاهش پیدا کنند، همانند گسترش هندسی، چند مسیر شدن و پراکنش. این عوامل به نوع موج، فرکانس، میزان ناهمگنی و خصوصیات محیط انتشار وابسته‌اند. در فرایند غیرکشسانی، بخشی از انرژی موج‌های لرزه‌ای به گرما تبدیل می‌شود و دامنه

جبهه موج به ناهمگنی‌های موجود در پوسته زمین، به وجود می‌آیند. قسمت انتهایی لرزه‌نگاشت شامل امواجی است که برای فواصل رومرکزی مختلف، دامنه و محتوای فرکانسی یکسان داشته و جهت انتشار آنها در تمام جهات به صورت تصادفی است. امواج کدای زمین لرزه‌های محلی ($D > 100$ کیلومتر) از ترکیب و برآیند امواج حجمی به عقب پراکنش یافته به سبب توزیع و گسترش تصادفی ناهمگنی‌های موجود در پوسته و گوشته بالایی، حاصل می‌گردند. تاکنون مطالعه Q توسط محققین مختلفی برای نواحی متفاوت انجام شده است. برای مثال آکی و چوئت [۴]؛ کاسترو و همکاران [۵-۶]؛ چانگ و ساتو [۷]؛ کومار و همکاران [۸] و اورنگا و گونزالس [۹] برای مناطق مختلف جهان مقادیر Q را ارائه دادند. در ایران مطالعات نسبتاً گسترده‌ای در سال‌های اخیر در خصوص مطالعه Q صورت گرفته است. به عنوان نمونه به مطالعات معهود و همکاران [۱۰] برای شرق ایران مرکزی، رحیمی و همکاران [۱۱] برای شمال غرب ایران و مطالعه فرخی و همکاران [۱۲-۱۳] برای البرز شرقی و مرکزی و همچنین مطالعه مدل‌سازی طیفی غیرخطی احمدزاده و همکاران [۱۴] می‌توان اشاره نمود. با توجه به سکون لرزه‌ای ۲۰ ساله اخیر در جنوب خراسان رضوی، امکان مطالعه پارامترهای تضعیف دامنه موج‌های لرزه‌ای در این ناحیه میسر نبوده است. در این پژوهش با فرصت فراهم شده توسط پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، محاسبه ضریب کیفیت موج لرزه‌ای کدا برای پس‌لرزه‌های زمین لرزه ۱۶ فروردین ماه ۱۳۹۶ دو قلعه فریمان با بزرگی $M_W 6/0$ برای ۱۸ ایستگاه لرزه‌نگاری و شتاب‌نگاری محاسبه و مورد تفسیر قرار گرفته است.

۲- زمین‌شناسی منطقه

استان خراسان رضوی از دیدگاه زمین‌شناسی دو پهنه ساختاری-رسوبی با ویژگی‌های زمین‌شناسی کاملاً متفاوت را شامل می‌شود. در نواحی واقع در شمال و شمال شرقی این استان، کوه‌های هزار مسجد واقع شده‌اند که بخشی از پهنه کپه‌داغ را در

پراکنش امواج، کاهندگی ناکشسانی و جذب ذاتی امواج به خاطر وجود ناهمگنی در مسیر انتشار. کاهندگی امواج لرزه‌ای توسط کمیت بدون بعد فاکتور کیفیت Q ، که بیانگر کاهش دامنه موج طی مسیر انتشار می‌باشد، توصیف می‌شود. این پارامتر تابعی از فرکانس، نوع موج زمین لرزه، طول پنجره زمانی در نظر گرفته شده برای تحلیل نگاشت، خصوصیات زمین‌شناسی زیر محل ثبت نگاشت و فعالیت تکتونیکی منطقه می‌باشد. از لحاظ فیزیکی Q عبارت است از نسبت انرژی موج به انرژی هدر رفته در هر سیکل از نوسان. با بررسی و محاسبه گستره‌ی Q از پردازش داده‌ی امواج لرزه‌ای منتشر شده در پوسته می‌توان به ویژگی‌های قسمت‌های مختلف آن پی برد. مطالعه شبیه‌سازی زلزله، ساختار سرعتی امواج لرزه‌ای و تخمین بزرگی زمین لرزه نیازمند شناخت کاهندگی امواج زمین لرزه می‌باشد. بخش‌هایی که کاهندگی بسیار کمی دارند، دارای مقدار بسیار زیاد Q بوده و بخش‌های با کاهندگی شدید، دارای مقدار Q بسیار کم می‌باشند. نواحی فعال تکتونیکی دارای جریان گرمایی نسبتاً بالا هستند، به همین دلیل جذب‌کننده‌ی قوی تری نسبت به سایر نواحی می‌باشند؛ بنابراین مقدار Q کمتری دارند [۳].

ناهمگنی‌های تصادفی که درون زمین توزیع شده‌اند، به همراه درزها و ترک‌ها، شکستگی‌ها و گسل‌ها باعث تغییر جهت امواج تابیده شده می‌شوند. ناهمگنی‌های کوچک باعث پراکنش بخشی از امواج مستقیم شده و تجزیه میدان امواج با فرکانس بالا را به یک دسته ورودی‌هایی که پس از امواج مستقیم ثبت می‌شوند سبب می‌شود که این امواج را امواج کدا می‌نامند. در واقع امواج کدا از برخورد امواج S با ناهمگنی‌های تصادفی درون پوسته تشکیل می‌شوند. آکی و چوئت [۴] مدل تک‌پراکنش به عقب را ارائه نمودند. این مدل بر پایه این فرضیه استوار است که ناهمگنی‌ها و محیط پراکنش موج ضعیف می‌باشد و توان تولید و ایجاد پراکنش ثانویه را ندارد. آنها فرض کردند که تمام انرژی از چشمه به صورت کروی خارج می‌شود که مکان چشمه با گیرنده یکسان فرض می‌شود، یعنی چشمه و گیرنده در یک موقعیت قرار دارند. این پدیده بر اثر برخورد

به‌روشنی رسوبات آبرفتی کواترنر دشت را قطع می‌کند. از این دیدگاه می‌توان اثر گسل را در رسوبات آبرفتی کواترنر از جنوب روستای مویجان تا روستای رادکان به درازای حدود ۲۰ کیلومتر ردیابی نمود. شیب گسل کشف‌رود به‌سوی شمال شرقی است و به سبب کارکرد گسل، در بخشی از درازایش دولومیت و سنگ آهک سازند مزدوران با سن ژوراسیک و شیل‌های گچ‌دار قرمز و قهوه‌ای و ماسه‌سنگ شوریهجه با سن کرتاسه زیرین (از سوی شمال شرقی) بر روی بادن‌ها و رسوبات آبرفتی کواترنر و پهنه‌های سیلتی و گل‌ولای کواترنر دشت (در جنوب غربی) رانده شده‌اند [۱۷]. در جنوب روستای رضوان (در بخش انتهایی جنوب شرقی گسل)، رسوبات رسی رنگارنگ نئوژن به‌وسیله این گسل بریده شده و در مجاورت دشت قرار گرفته است. وجود ریخت‌های تخت سه‌گوش در راستای این گسل، برش در رسوبات جوان آبرفتی و چشمه‌های فراوان (به‌عنوان نمونه در روستای چشمه‌گیلاس) و ایجاد دیواره در تمامی درازای آن، نشانه فعال بودن گسل فشاری کشف‌رود است [۱۹]. گسل کشف‌رود بر روی خطواره مغناطیسی در نقشه گسل‌های بنیادی مغناطیسی ایران [۲۰] نیز مشاهده می‌شود. با توجه به دانسته‌های ژئوفیزیکی و ریخت‌شناسی و برداشت‌های صحرائی آشکار است که فرونشست بین کوه‌های کپه‌داغ و بینالود و در امتداد گسل کشف‌رود اتفاق افتاده و در واقع می‌توان به‌عنوان مرز جنوبی گستره کپه‌داغ در ناحیه مشهد معرفی کرد و خط جدایی حوضه بینالود و کپه‌داغ در نظر گرفت [۲۱]. این گسل، گسلی است لرزه‌زا و به‌احتمال زیاد زمین‌لرزه‌های ۳۰ ژوئیه سال ۱۶۷۳ و آوریل ۱۶۸۷ مشهد به سبب جنبش دوباره این گسل روی داده‌اند [۲۲]. علاوه بر آن قرار گرفتن مرکز زمین‌لرزه ۲۸ سپتامبر ۱۹۸۸ میلادی در مجاورت گسل کشف‌رود ممکن است دلیل جنبش این گسل باشد. پژوهش‌های نوین در زمینه اندازه‌گیری حرکات گسل با استفاده از شبکه‌ای از نقاط متعدد و اندازه‌گیری توسط سامانه موقعیت‌یاب جهانی (GPS) از سوی سازمان نقشه‌برداری کشور، نیز نشان‌دهنده‌ی فعالیت این گسل است. بخش‌های میانی این گسل در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه چناران [۲۳] با نام گسل چشمه‌گیلاس معرفی شده

برمی‌گیرد و دارای ویژگی‌های همگن است. حرکت ایران مرکزی به سمت کپه‌داغ، در چین خوردن رسوب‌ها نقش اساسی داشته و چنین حرکتی سبب تغییر سازوکار گسل‌های پی‌سنگی از نرمال به رانندگی، با شیب به سمت شمال و همچنین ایجاد گسل‌های امتداد لغز شده است (آقانباتی [۱۵]). نواحی مرکزی و جنوبی استان، بخشی از ایالت زمین‌ساختی ایران مرکزی است که این پهنه سرزمینی ناهمگن با ویژگی‌های گوناگون است که به زیرپهنه‌های بینالود، سبزوار-تربت جام و زیرپهنه لوت تقسیم می‌شود. مطالعه زمین‌لرزه‌های این منطقه توسط بربریان و همکاران [۱۶] و آمبرسیز و ملویل [۱۷] انجام شده است که مسبب آنها گسل‌های متعدد واقع در پهنه خراسان رضوی است که در اینجا دو مورد از آنها که نزدیک به منطقه زلزله‌زده شرق فریمان هستند معرفی می‌شوند و احتمالاً در وقوع زمین‌لرزه ۱۶ فروردین ۱۳۹۶ دو قلعه فریمان دخیل بوده‌اند:

الف) گسل‌های آغار و فریمان: درازای کلی گسل‌های آغار و فریمان در مجموع حدود ۱۲۰ کیلومتر است که در دو قطعه مجزا به ترتیب با طول‌های ۴۰ و ۸۰ کیلومتر به‌عنوان دو قطعه مجزا نام‌گذاری شده‌اند. راستای عمومی گسل‌های مذکور شمال غربی - جنوب شرقی بوده و در جنوب شرقی شهر فریمان واقع شده‌اند. این گسل‌ها با عملکرد معکوس و شیب به سمت جنوب شرق سبب رانده شدن آمیزه‌های افیولیتی کرتاسه (از سمت جنوب غرب) بر روی کنگلومرای ائوسن (در شمال شرق) گردیده‌اند. علاوه بر این در امتداد گسل فریمان، نهشته‌های پلیوسن کواترنری بریده شده است که نشان‌دهنده‌ی جوان بودن گسل مذکور می‌باشد. هیچ‌گونه داده دقیق سنی و یا لرزه‌خیزی از این دو گسل در دست نیست اما بر پایه شواهد ریخت‌زمین‌ساختی، گسل‌های مذکور توسط حسامی‌آذر [۱۸] به‌عنوان گسل‌های توانمند معرفی شده‌اند.

ب) گسل کشف‌رود: گسل فشاری کشف‌رود، گسلی با راستای خم‌دار شمال غربی - جنوب شرقی و درازای نزدیک به ۱۲۰ کیلومتر است. گسل بنیادی کشف‌رود به موازات رشته‌کوه‌های کپه‌داغ و کناره شمالی دشت مشهد کشیده شده و

است. ادامه گسل کشف رود (بخش انتهایی آن) را گسل مزدوران نامیده اند (شکل ۱).

زمین لرزه اندازه گیری می شود به صورت زیر بیان می شود [۴]:

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

در این معادله $S(f)$ تابع چشمه در فرکانس (f) می باشد. طیف امواج دنباله ای زمین لرزه های کوچک محلی در فواصل کم به بزرگی زمین لرزه، فاصله رومرکزی و مسیر بین ایستگاه و رومرکز زمین لرزه وابسته نیست، فقط به زمان سپری شده از زمان وقوع زمین لرزه وابسته است. می توان نتیجه گرفت که به خاطر وجود ناهمگنی و اثر پراکنش محیط در منطقه ی نزدیک چشمه و ایستگاه امواج دنباله ای به وجود می آیند (آکی و چوئت [۴]، اسکات فیلیپس و آکی [۲۴]، کومار و همکاران [۸]).

ضریب α فاکتور گسترش هندسی است و برای امواج حجمی معادل واحد در نظر گرفته می شود و Q_c فاکتور کیفیت امواج کدا می باشد. با لگاریتم گرفتن از دو طرف رابطه (۱)، این رابطه را می توان به صورت زیر نوشت:

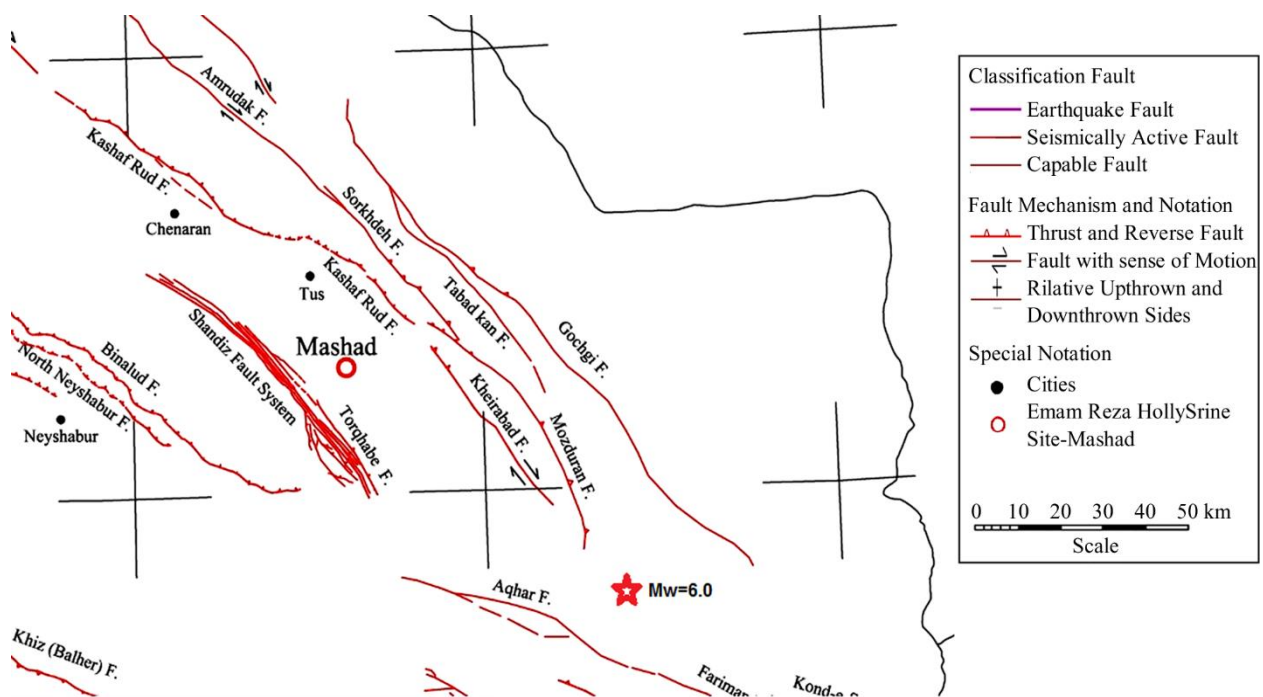
$$\ln[A(f, t)] = \ln[S(f)] - \ln t - \left(\frac{\pi f}{Q_c}\right)t \quad (2)$$

$$\ln[A(f, t)t] = c - bt \quad (3)$$

۳- روش تک پراکنش به عقب برای تعیین ضریب کیفیت

زمین لرزه های محلی در فاصله رومرکزی کمتر از ۱۰۰ کیلومتر دارای گروه امواج P و S می باشند. در بعضی از موارد خاص امواج سطحی نیز دیده می شوند که این گروه امواج قبل از امواج دنباله ای روی لرزه نگاشت دیده خواهند شد. سازوکار تولید امواج حجمی و سطحی به خوبی شناخته شده است. با این حال برای شناختن سازوکار تشکیل امواج دنباله ای، مدل تک پراکنش به عقب ارائه شده است. از این مدل برای مطالعه رفتار امواج دنباله ای زمین لرزه های محلی و بیان خصوصیات این امواج استفاده می شود که برگرفته از پراکنش به عقب امواج حجمی توسط ناهمگنی های نامنظم و تصادفی موجود در پوسته و قسمت بالایی گوشته زمین می باشد.

دامنه امواج کدا $A(f, t)$ ، در یک نگاشت لرزه ای در فرکانس مرکزی (f) و در سیگنال با پهنای باند محدود می تواند به عنوان تابعی از زمان سپری شده (t) که از زمان واقعی رویداد



شکل (۱): موقعیت زمین لرزه ۱۶ فروردین ۱۳۹۶ دو قلعه فریمان، گسل ها و سازوکار آنها در منطقه ی خراسان رضوی [۱۸].

استفاده می‌کنند که در این روابط زمین لرزه‌های بزرگ‌تر، ضریب گسترش هندسی کمتری دارند. کمپبل و همکاران [۲۶] ضریب گسترش هندسی را برای بزرگی ۳ مقادیر $2-1/7$ ، α بزرگی ۵، $1/3-1/6$ و α بزرگی ۸، $0/8-0/9$ در نظر گرفتند. چو و یانگ [۲۷] ضریب پخش هندسی را برای بزرگی‌های حدود ۳ مقدار $1/1$ در نظر گرفتند، در حالی که بور و همکاران [۲۸] در رابطه کاهندگی NGA خود از یک ضریب گسترش هندسی کمتر با مقدار $1/3$ برای زمین لرزه‌های کم عمق قاره‌ای با بزرگی حدود ۳ استفاده کردند.

۴- داده‌پردازی

مطابق با گزارش پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله در ساعت $10:39:10$ روز ۱۶ فروردین ۱۳۹۶ برابر با $10:09:06$ به وقت بین‌المللی روز پنجم آوریل ۲۰۱۷ زمین لرزه‌ای با بزرگای $M_w 6$ در روستای دو قلعه واقع در ۲۹ کیلومتری شمال خاوری سفیدسنگ و ۴۶ کیلومتری شمال خاوری فریمان از توابع خراسان رضوی به وقوع پیوست. پژوهشگاه رومرکز این زمین لرزه را در $35/78$ درجه عرض شمالی و $60/36$ درجه طول شرقی گزارش نمود. حدود ۱۴ ساعت بعد و در ساعت $00:37:25$ روز ۱۷ فروردین برابر با $20:07:25$ به وقت بین‌المللی روز پنجم آوریل ۲۰۱۷ بزرگ‌ترین پس لرزه با بزرگای $ML 5/5$ در همان منطقه رخ داد. با توجه به زمین لرزه‌های تاریخی و دستگاهی ثبت شده، خراسان رضوی یکی از مناطق فعال و لرزه‌خیز ایران است که دارای زمین لرزه‌های بزرگ تاریخی می‌باشد اما در منطقه فریمان به جز سه مورد زمین لرزه تاریخی و یک مورد زمین لرزه دستگاهی با بزرگای بیش از ۵ شاهد زمین لرزه بزرگی نبوده‌ایم. با وقوع این زمین لرزه پژوهشگاه شبکه موقت محلی را به مدت ۳۶ روز در منطقه نصب کرده است که در این پژوهش با توجه به زمین لرزه‌های ثبت شده توسط شبکه موقت لرزه‌نگاری پژوهشگاه، توزیع پس لرزه‌ها بررسی شده است و سعی شده است که گسل مسبب و مشخصات آن و همچنین سازوکار آن تعیین شود (شکل ۲). شبکه لرزه‌نگاری موقت پژوهشگاه سه روز پس

که در رابطه (۳) b و c به ترتیب معادل $\pi f / Q_c$ و $\ln[S(f)]$ می‌باشند. رابطه (۳) بیانگر رابطه‌ای خطی بین $\ln[A(f, t)]$ و t می‌باشد. بنابراین طبق رابطه (۳)، شیب خط مستقیم برازش شده بین مقادیر $\ln[A(f, t)]$ و t یعنی $b = \pi f / Q_c$ ، مقادیر Q_c در فرکانس‌های خاص را ایجاد می‌کند. رابطه (۳) به‌طور تجربی برای زمان‌های $t > 2t_s$ حساب می‌شود که t_s زمان سیر امواج S می‌باشد. مقادیر به دست آمده نشان می‌دهند که Q_c به فرکانس وابسته است و از شکل تابع $Q_c(f) = Q_0 f^n$ پیروی می‌نماید. در اینجا Q_0 مقدار Q_c در فرکانس ۱ هرتز و n پارامتر وابستگی به فرکانس و عددی ثابت می‌باشد.

هر نگاهت لرزه‌ای توسط صافی میان‌گذر در پنج باند فرکانسی در فرکانس‌های مرکزی ۲، ۴، ۸، ۱۲، ۱۶ و ۲۴ هرتز فیلتر می‌شود. برای فیلتر کردن لرزه‌نگاشت‌ها از فیلتر باتروث مرتبه چهار با پهنای باند $0/67f$ (که f فرکانس مرکزی می‌باشد) استفاده شده است. پارامترهای فیلتر میان‌گذر باتروث به کار رفته به همراه فرکانس مرکزی و فرکانس‌های قطع در جدول (۱) ارائه شده است.

جدول (۱): پارامترهای فیلتر میان‌گذر Butter worth مرتبه چهارم.

عمق بالا (هرتز)	فرکانس مرکزی (هرتز)	عمق پایین (هرتز)
۳/۰	۲/۰	۱/۰
۶/۰	۴/۰	۲/۰
۱۲/۰	۸/۰	۴/۰
۲۴/۰	۱۶/۰	۸/۰
۳۶/۰	۲۴/۰	۱۲/۰

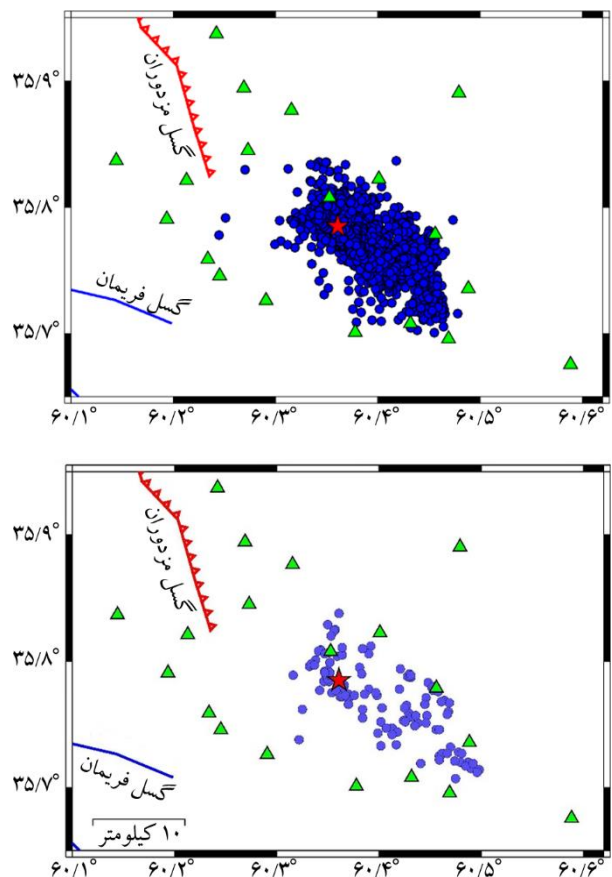
محققین بر اساس فاصله کانونی پارامتر گسترش هندسی را مقادیر متفاوتی در نظر گرفته‌اند که عموماً برای فاصله‌های کمتر از ۷۰ کیلومتر ($\alpha = 1$)، $70-150$ کیلومتر ($\alpha = 0/2$) و بیشتر از ۱۵۰ کیلومتر ($\alpha = 0/1$)، تقسیم‌بندی می‌نمایند [۲۵]. در مطالعات روابط کاهندگی جهانی (NGA) گسترش هندسی فراکروی برای زمین لرزه‌های کوچک تا متوسط در نظر گرفته شده است. در مدل‌های NGA از ضرایب گسترش هندسی وابسته به بزرگا

جدول (۲): مشخصات ایستگاه‌های شبکه موقت لرزه نگاری مورد استفاده در این پژوهش.

ردیف	نام ایستگاه‌ها	نام اختصاری	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	ارتفاع از سطح آزاد دریا (متر)
۱	رمزگاه علیا	۰۱۰ لرزه نگار	۳۵/۷۲	۶۰/۲۹	۱۴۵۰
۲	محمدآباد سرچشمه	۰۰۱ لرزه نگار	۳۵/۷۰	۶۰/۳۷	۱۴۰۴
۳	الغور	۰۰۶ لرزه نگار	۳۵/۶۹	۶۰/۴۶	۱۲۵۱
۴	کارغش علیا	۰۰۵ لرزه نگار	۳۵/۷۵	۶۰/۲۳	۱۳۴۷
۵	کوه سفید	۰۰۷ لرزه نگار	۳۵/۷۷	۶۰/۴۵	۱۰۹۳
۶	درخت بید	۰۰۴ لرزه نگار	۳۵/۸۰	۶۰/۳۵	۱۲۳۹
۷	کلاته منار	۰۰۲ لرزه نگار	۳۵/۹۳	۶۰/۲۴	۹۸۵
۸	چاه مزار سفلی	۰۱۵ لرزه نگار	۳۵/۶۷	۶۰/۵۸	۱۳۸۶
۹	قلعه پختوک	۰۱۱ لرزه نگار	۳۵/۸۹	۶۰/۴۷	۹۰۹
۱۰	بابا نظر	۰۱۲ لرزه نگار	۳۵/۸۷	۶۰/۳۱	۱۰۶۶
۱۱	کلاته کربلایی قدم	۰۰۳ لرزه نگار	۳۵/۸۲	۶۰/۴۰	۱۰۹۶
۱۲	صالح خانی	۰۱۴ لرزه نگار	۳۵/۸۹	۶۰/۲۶	۱۰۴۱
۱۳	چشمه علی	۰۱۶ لرزه نگار	۳۵/۸۲	۶۰/۲۱	۱۲۲۰
۱۴	جیز آباد	۰۱۳ لرزه نگار	۳۵/۸۳	۶۰/۱۴	۱۲۷۲
۱۵	سنجدک	۰۰۸ لرزه نگار	۳۵/۷۴	۶۰/۲۴	۱۳۸۸
۱۶	خانقاه	۰۰۹ لرزه نگار	۳۵/۷۳	۶۰/۴۸	۱۱۷۳
۱۷	دو قلعه	۵۶۲۱ شتاب نگار	۳۵/۷۰	۶۰/۴۳	۱۲۷۳
۱۸	شاهان گرماب	۵۶۲۰ شتاب نگار	۳۵/۷۹	۶۰/۱۹	۱۴۵۵
۱۹	کلاته حاج علی	۵۶۲۲ شتاب نگار	۳۵/۸۴	۶۰/۳۷	۱۱۱۰

هدف این تحقیق، بررسی لرزه‌نگاشت‌های ثبت شده و مطالعه کاهندگی امواج لرزه‌ای Q_c برای ناحیه مذکور بر اساس پردازش بیش از ۲۰۰۰ زمین لرزه ثبت شده توسط شبکه موقت لرزه‌نگاری پژوهشگاه می‌باشد. از بین این نگاشت‌ها تعداد ۱۲۴ زمین لرزه با بزرگی بیش از ۲/۵ که دارای کیفیت عالی، گپ آزیموتی کمتر از ۱۲۰ درجه و نسبت سیگنال به نوفه بیش از ۳ بوده‌اند انتخاب شدند. برای برآورد Q_c از روش تک‌پراکنش به عقب استفاده شده است که نگاشت‌ها در پنج باندهای فرکانسی مطلوب، پردازش و

از وقوع زمین لرزه اصلی، با توانمندی ۱۶ ایستگاه لرزه‌نگاری سه مؤلفه‌ای و ۳ ایستگاه شتاب‌نگاری سه مؤلفه‌ای نصب و راه‌اندازی شده است و به مدت ۳۶ روز تا ۲۰۱۷/۰۵/۱۷ پس لرزه‌های رخ داده را ثبت کرده است. در جدول (۲)، مشخصات ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری موقت پژوهشگاه همراه با موقعیت آنها ارائه شده است. مدل سرعتی منطقه از مدل بهینه شده مدل سرعتی پژوهشگاه برگرفته از برنامه لوتوس با نسبت سرعت موج‌های لرزه‌ای ($V_p/V_s = 1.76$) در نظر گرفته شد و پس لرزه‌ها تعیین محل شده‌اند که توزیع مکانی آنها در شکل (۲) ارائه شده است.



شکل (۲): توزیع پس لرزه‌ها همراه با گسل‌های منطقه‌ی زلزله‌زده فریمان و ایستگاه‌های شبکه موقت لرزه‌نگاری پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله. زمین لرزه ۱۶ فروردین ۱۳۹۶ دو قلعه فریمان با ستاره قرمز رنگ، دایره‌های آبی پس لرزه‌های ثبت و پردازش شده، مثلث‌های سبز رنگ ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری موقت پژوهشگاه را نمایش می‌دهند. گسل مزدوران با خط ممتد دندانه‌دار قرمز رنگ و گسل فریمان با خط ممتد آبی رنگ نمایش داده شده است. در شکل پایین توزیع پس لرزه‌های با کیفیت مورد استفاده در این مطالعه نمایش داده شده است.

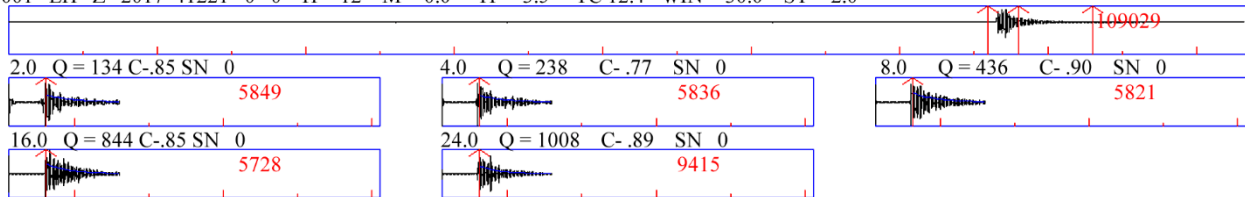
به دست آمده برای Q_c در قسمت‌های عمیق‌تر گوشته (عمق تا ۴۰۰ کیلومتر) می‌باشند. در حالی که مشاهده شده است که مقادیر Q_c با افزایش عمق افزایش می‌یابند ولی پارامتر فرکانسی n از مقدار $f/10$ برای عمق کمتر از ۱۰۰ کیلومتر به مقدار $f/0.75$ برای عمق حدود ۴۰۰ کیلومتر و نیز تا مقدار $f/5$ برای اعماق حدود ۱۰۰۰ کیلومتر کاهش می‌یابد [۲۹]. این نتایج می‌تواند بیانگر این موضوع باشد که تأثیر پراکنش با افزایش عمق کاهش می‌یابد. علاوه بر آن، روکر و همکاران [۲۹] معتقد بودند که مقدار همگنی درون کره زمین با افزایش عمق افزایش می‌یابد و علت آن تغییرات کم چگالی، پراکنش درزه‌ها و ترک‌ها با افزایش فشار و از بین رفتن ناهمگنی‌های کوچک به خاطر افزایش دما می‌باشد و به دنبال آن کاهندگی با عمق کاهش می‌یابد. در این تحقیق برای محاسبه فاکتور کیفیت از پنجره‌های زمانی ۱۰، ۲۰، ۳۰، ۴۰، ۵۰ و ۶۰ ثانیه استفاده شده است تا اثر عمق بر فاکتور کیفیت مشاهده شود.

تحلیل شده‌اند (جدول ۳). در شکل (۳)، لرزه‌نگاشت اصلی و فیلتر نشده به همراه نگاشت‌های فیلتر شده در فرکانس‌های مرکزی ۲، ۴، ۸، ۱۶ و ۲۴ هرتز و زمان انتخابی برای شروع پنجره کدا دو برابر زمان شروع فاز S در نظر گرفته شده، نمایش داده شده است. پنجره کدا در این شکل ۳۰ ثانیه می‌باشد.

۵- برآورد تغییرات عمقی فاکتور کیفیت

مطالعات گسترده‌ای در مناطق مختلف تکتونیکی دنیا برای اعماق مختلف انجام شده است که نشان می‌دهد فاکتور Q_c تابعی از عمق است. همچنین تغییرات زیاد مقادیر n با افزایش زمان سپری شده به عنوان افزایش عمق مشاهده شده است. برای منطقه هندوکش در آسیای مرکزی، مطالعه Q_c در بازه فرکانسی ۰/۴ تا ۲۴ هرتز نشان می‌دهد که مقادیر Q_c در پوسته زمین و قسمت بالایی گوشته (عمق کمتر از ۱۰۰ کیلومتر) تقریباً یک چهارم مقادیر

001 EH Z 2017 41221 0 0 H=12 M=0.0 TP=3.5 TC 12.4 WIN=30.0 ST=2.0



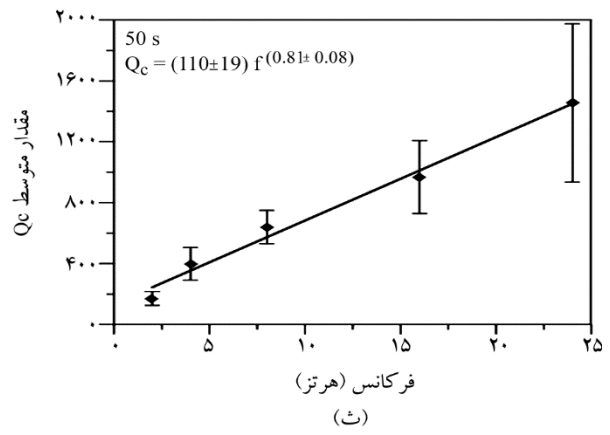
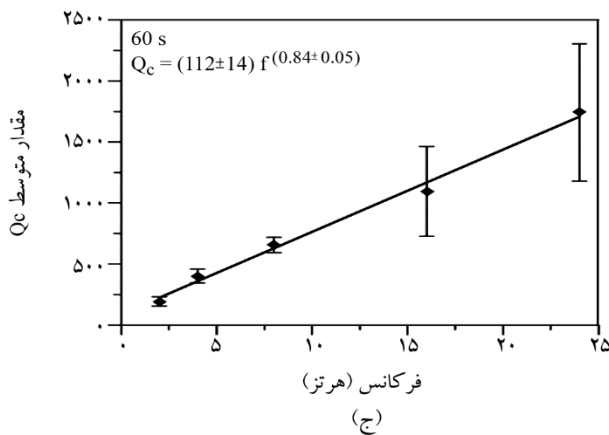
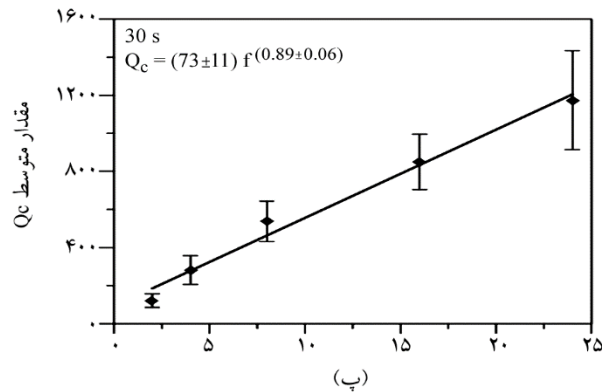
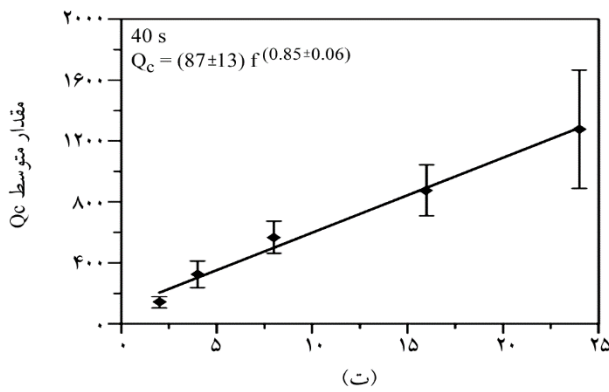
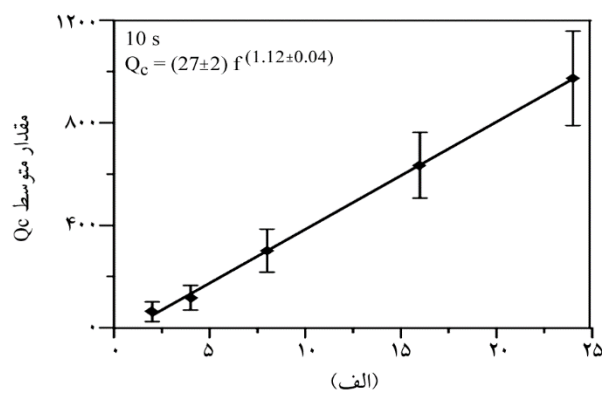
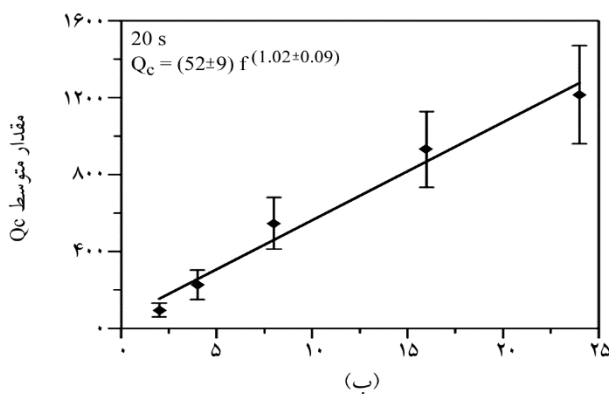
شکل (۳): لرزه‌نگاشت اصلی و فیلتر نشده به همراه نگاشت‌های فیلتر شده در فرکانس‌های مرکزی ۲، ۴، ۸، ۱۶ و ۲۴ هرتز و زمان انتخابی برای شروع پنجره کدا دو برابر زمان شروع فاز S در نظر گرفته شده است. پنجره کدا در این شکل ۳۰ ثانیه می‌باشد.

جدول (۳): مقادیر ضریب کیفیت و میزان خطاها همراه با تعداد نگاشت‌های محاسبه شده در هر فرکانس.

۳۰ ثانیه			۲۰ ثانیه			۱۰ ثانیه		
N	$Q_c \pm \sigma$	F (Hz)	N	$Q_c \pm \sigma$	F (Hz)	N	$Q_c \pm \sigma$	F (Hz)
۷۴۰	121 ± 36	۲	۸۲۰	96 ± 36	۲	۶۷۹	63 ± 39	۲
۸۱۹	282 ± 76	۴	۷۵۰	227 ± 77	۴	۷۴۱	118 ± 48	۴
۸۶۸	538 ± 106	۸	۷۳۲	547 ± 134	۸	۳۴۹	301 ± 84	۸
۷۲۷	850 ± 146	۱۶	۸۵۶	931 ± 197	۱۶	۲۸۴	635 ± 128	۱۶
۵۲۹	1174 ± 260	۲۴	۷۵۶	1216 ± 255	۲۴	۳۵۴	973 ± 184	۲۴
۶۰ ثانیه			۵۰ ثانیه			۴۰ ثانیه		
N	$Q_c \pm \sigma$	F (Hz)	N	$Q_c \pm \sigma$	F (Hz)	N	$Q_c \pm \sigma$	F (Hz)
۲۸۰	192 ± 38	۲	۵۲۲	171 ± 45	۲	۶۰۵	141 ± 37	۲
۳۵۵	402 ± 57	۴	۶۵۸	399 ± 108	۴	۷۲۹	324 ± 87	۴
۳۵۵	657 ± 64	۸	۶۵۵	639 ± 110	۸	۷۶۸	568 ± 105	۸
۱۷۲	1095 ± 367	۱۶	۳۴۸	968 ± 239	۱۶	۵۱۸	877 ± 167	۱۶
۸۸	1743 ± 562	۲۴	۱۶۶	1456 ± 520	۲۴	۳۱۵	1277 ± 388	۲۴

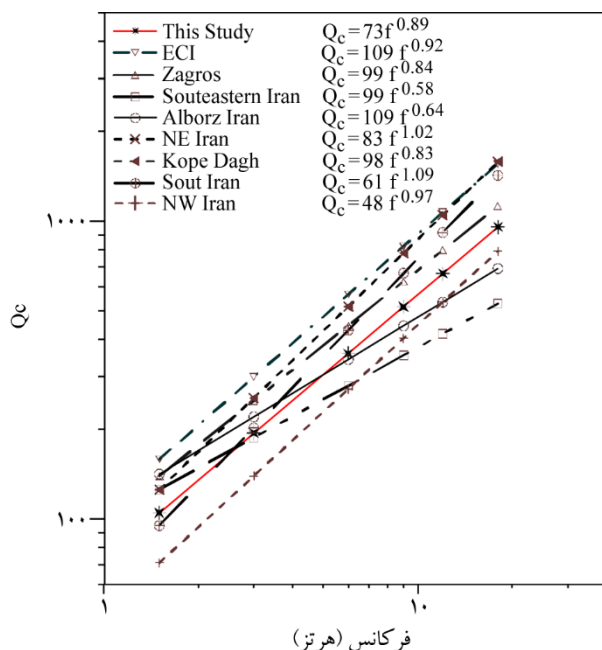
مطلب است که با افزایش عمق از مقدار ناهمگنی های موجود در پوسته زمین کاسته می شود. در واقع تغییرات مقادیر Q_c با فرکانس و زمان سپری شده نشان می دهد که لایه های بالایی پوسته در مقایسه با قسمت های پایین تر لیتوسفر فعال تر هستند. کاهش مقدار پارامتر فرکانسی n با زمان سپری شده در روابط فرکانسی به دست آمده بیانگر این است که همگنی لیتوسفر با عمق افزایش می یابد. کاهش ناهمگنی با عمق نیز می تواند به سبب تغییرات کم چگالی و کاهش ترک ها با افزایش عمق باشد.

در شکل (۴) و جدول (۳) نتایج حاصل از برآورد ضریب کیفیت در پنجره های زمانی ۱۰ تا ۶۰ ثانیه برای منطقه فریمان به نمایش در آمده است. همان طور که در شکل مشاهده می شود با افزایش پنجره زمانی امواج کدا، مقادیر Q_c افزایش می یابند. محاسبات و نتایج به دست آمده نشان می دهد که Q_c تابعی از طول پنجره زمانی سپری شده بوده و با افزایش زمان سپری شده این مقادیر هم افزایش می یابند (جدول ۴). افزایش زمان سپری شده که نشانه ای از عبور امواج از اعماق بیشتر زمین است، بیانگر این



شکل (۴): نتایج حاصل از برآورد ضریب کیفیت وابسته به بسامد در پنجره های زمانی ۱۰ تا ۶۰ ثانیه برای منطقه فریمان. خطوط میله ای بیانگر میزان خطا و انحراف معیار محاسبات می باشند.

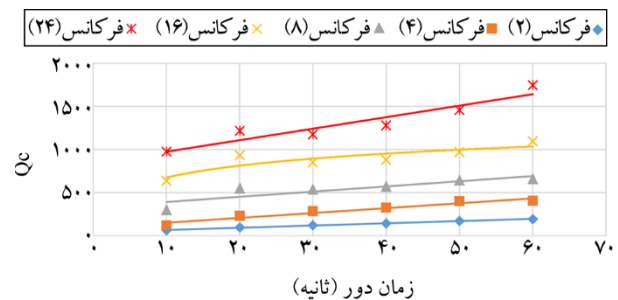
به همین دلیل منطقه فریمان منطقه‌ای با ناهمگنی بالا و فعالیت تکتونیکی زیاد می‌باشد. مقایسه فاکتور کیفیت مطالعه شده در منطقه فریمان در فرکانس‌های مختلف با مقادیر به دست آمده برای مناطق مختلف ایران در شکل (۷) به نمایش درآمده است. این مناطق همگی از لحاظ تکتونیکی فعال بوده و دارای مقادیر کم Q_c می‌باشند. نزدیک‌ترین منطقه مطالعه شده به منطقه فریمان، ناحیه کپه‌داغ می‌باشد که دارای رابطه $Q_c = 98f^{0.83}$ بوده و با نتایج منطقه فریمان همخوانی خوبی دارد. فعالیت‌های تکتونیکی، لرزه‌ای و آتش‌فشانی به همراه زمین‌ریخت‌شناسی و پیشینه تاریخی منطقه می‌تواند بیانگر خصوصیات منطقه ناآرام باشند. تمام این خصوصیات بر نحوه گسترش انرژی لرزه‌ای در محیط تأثیر می‌گذارند و برای شناسایی و ارزیابی خطر لرزه‌ای منطقه مهم تلقی می‌شوند. از بین پارامترهای ژئوفیزیکی، فاکتور Q تنها پارامتر ژئوفیزیکی قابل اندازه‌گیری در زمین است که بیشترین ارتباط را با فعالیت لرزه زمین‌ساختی منطقه دارد. در واقع، سایر پارامترهای ژئوفیزیکی پوسته و گوشته فوقانی، ارتباط ضعیف‌تری را با فعالیت زمین‌ساختی نشان می‌دهند. به‌عنوان مثال توزیع عمقی سرعت لرزه‌ای در پوسته در جنوب غربی ژاپن و



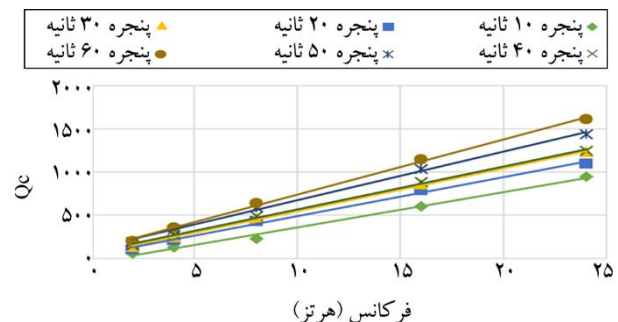
شکل (۷): مقایسه فاکتور کیفیت مطالعه شده در منطقه فریمان در فرکانس‌های مختلف با مقادیر به دست آمده برای مناطق مختلف ایران.

جدول (۴): روابط فرکانسی Q_c محاسبه شده در این مطالعه برای پنجره‌های زمانی مختلف.

پنجره زمان عبور (ثانیه)	رابطه تجربی Q_c
۱۰	$Q_c = (27 \pm 2) f^{(1.12 \pm 0.04)}$
۲۰	$Q_c = (52 \pm 9) f^{(1.02 \pm 0.09)}$
۳۰	$Q_c = (73 \pm 11) f^{(0.89 \pm 0.06)}$
۴۰	$Q_c = (87 \pm 13) f^{(0.85 \pm 0.06)}$
۵۰	$Q_c = (110 \pm 19) f^{(0.81 \pm 0.08)}$
۶۰	$Q_c = (112 \pm 14) f^{(0.84 \pm 0.05)}$



شکل (۵): مقایسه نمودار ضریب کیفیت بر حسب بازه‌های زمانی، در فرکانس‌های ۲، ۴، ۸، ۱۶، ۲۴ هرتز.



شکل (۶): مقایسه نمودارهای ضریب کیفیت بر حسب فرکانس، در پنجره‌های زمانی مورد مطالعه.

مقایسه نمودار ضریب کیفیت بر حسب بازه‌های زمانی مختلف و در فرکانس‌های مختلف در شکل (۵) نمایش داده شده است. همچنین در شکل (۶) مقایسه نمودارهای ضریب کیفیت بر حسب فرکانس، در پنجره‌های زمانی مورد مطالعه نمایش داده شده است.

مقادیر Q_c محاسبه شده در دیگر نقاط دنیا نشان می‌دهد که مناطق آرام لرزه‌ای دارای مقادیر زیاد Q_c می‌باشند در حالی که مناطق فعال لرزه‌ای دارای مقادیر کم (کمتر از ۲۰۰) می‌باشند.

نشان‌دهنده این است که قسمت بالایی لیتوسفر در این منطقه، از نظر لرزه‌خیزی فعال، دارای ناهمگنی زیاد و نیز وابستگی شدید به فرکانس دارد.

تقدیر و تشکر

نگارندگان از پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله به خاطر فراهم نمودن حمایت‌های همه‌جانبه در نصب، راه‌اندازی و بهره‌برداری شبکه موقت لرزه‌نگاری و در اختیار قرار دادن رویدادهای ثبت شده در منطقه زلزله‌زده فریمان تشکر و قدردانی می‌نمایند. از فرماندار محترم فریمان و همه مسئولین ذی‌ربط منطقه زلزله‌زده به خاطر همکاری صمیمانه در دوره نصب و بهره‌برداری از شبکه لرزه‌نگاری موقت پژوهشگاه قدردانی می‌نماییم. در خاتمه از همکاران آزمایشگاه زلزله‌شناسی آقایان مهندس حمیدرضا حیدری‌مقدر، عبدالله بندری و علی محمودی کوهی به خاطر هماهنگی‌ها و نصب و راه‌اندازی ایستگاه‌های شبکه موقت لرزه‌نگاری قدردانی می‌شود.

مراجع

- Hoshiaba, M. (1993) Separation of scattering attenuation and intrinsic absorption in Japan using the Multiple Lapse Time Window Analysis of full seismogram envelope. *J. Geophys. Res.*, **98**, 15809–15824.
- Sato, H. and Fehler, M. (1998) *Seismic Wave Propagation and Scattering in the Heterogeneous Earth*. Springer, New York.
- Lay, T. and Wallace, T.C. (1995) *Modern Global Seismology*. Academic Press, San Diego, California.
- Aki, K. and Chouet, B. (1975) Origin of Coda Waves: Source, Attenuation and Scattering Effects. *J. Geophys. Res.*, **80**, 3322–3342.
- Castro, R.R., Rebollar, C.J., Inzunza, L., Orozco, L., Sanchez, J., Galvez, O., Farfán, F.J., and Méndez, I. (1997) Direct body-wave Q estimates in northern Baja California, Mexico. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **103**(1), 33–38.
- Castro, R.R., Monachesi, G., Mucciarelli, M., Trojani, L., and Pacor, F. (1999) P-and S-wave

سپر کانادایی تقریباً یکسان است و هر دو در پوسته فوقانی دارای سرعت یکسان ۶ کیلومتر بر ثانیه و برای پوسته تحتانی دارای سرعت ۶/۷ کیلومتر بر ثانیه برای موج P می‌باشند؛ به عبارت دیگر، هر چه که باعث اختلاف نسبتاً بزرگی در Q_c امواج دنباله‌ای بین جنوب غربی ژاپن و سپر کانادایی می‌شود، بر روی سرعت موج P پوسته تأثیر نمی‌گذارد. نواحی فعال زمین‌ساختی مانند کالیفرنیا و ژاپن مقادیر پایین Q_c را نشان می‌دهند و مناطق آرام مانند آمریکای مرکزی و سپر بالتیک مقادیر بالای Q_c را نشان می‌دهند.

۶- نتیجه‌گیری

برای برآورد ضریب کیفیت امواج کدا تعداد ۱۲۴ زمین‌لرزه محلی ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری موقت پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله نصب شده در منطقه زلزله‌زده فریمان استفاده شده است. مقادیر پارامتر کیفیت Q_c با روش تک‌پراکنش به عقب امواج کدای موج برشی برای منطقه فریمان به دست آمد. نتایج به دست آمده نشان می‌دهند که مقادیر پارامتر کیفیت Q_c برای پنجره‌های زمانی سپری شده ۱۰ تا ۶۰ ثانیه از مقدار ۲۷ تا ۱۱۲ تغییر می‌کنند و نشان می‌دهند که با افزایش زمان سپری شده مقادیر Q_c افزایش می‌یابند. به عبارت دیگر این مقادیر تابع زمان سپری شده می‌باشند که با افزایش پنجره زمان سپری شده، امواج لرزه‌ای از اعماق بیشتری در زمین عبور می‌نمایند. افزایش مقادیر Q_c با افزایش زمان سپری شده و عمق نشان می‌دهند که با افزایش عمق از مقدار ناهمگنی زمین کاسته می‌شود. به عبارت دیگر، افزایش مقادیر فاکتور کیفیت با پنجره زمانی نشان می‌دهد که ناهمگنی‌ها با افزایش عمق کاهش پیدا می‌کنند. علاوه بر آن رابطه فرکانسی به دست آمده برای پنجره زمانی ۳۰ ثانیه در منطقه فریمان به فرم $Q_c = (73 \pm 11) f^{(0.89 \pm 0.06)}$ می‌باشد.

مقادیر Q_c به دست آمده به همراه روابط فرکانسی آنها که در جدول (۴) ارائه گردید، نشان می‌دهند که منطقه مورد مطالعه دارای ناهمگنی زیاد و از نظر تکنیکی، به شدت فعال می‌باشد. مقادیر کم Q_0 و مقادیر تقریباً بالای پارامتر فرکانسی n

17. Ambraseys, N.N. and Melville, C.P. (1982) *A History of Persian Earthquakes*, Cambridge, Cambridge University Press.
18. Hessami, Kh. (2008) *Seismic Hazard Analysis and Geotechnical Studies of Imam Reza (PUH) Holy Shrine Report: Seismotectonic Section*. International Institute Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran (in Persian).
19. Berberian, M. and Ghorashi, M. (1989) Report of tectonic seismic surveys, earthquake risk - fault and engineering of Neishabour thermal power plant project, Ministry of Energy, Electrical Engineering Services Company (Moshnir) (in Persian).
20. Forootan, M. and Kheirollahi, H. (2014) *Map of fundamental magnetic faults in Iran, scale 1:2500000*. Geological Survey of Iran (in Persian).
21. Sheykh-ol-Islami, M.R., Javadi, H.R., Asadi Sarshar, M., Agha Hosseni, A., Koohpima, M., and Vahdati Daneshmand, B. (2013) *Encyclopedia of Iranian faults*. Geological Survey of Iran (in Persian).
22. Berberian, M. (1981) Towards a Paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **18**(11), 1764-1776.
23. Torshizian, H. (2000) *Geological Sheet Map of Chenaran with Scale of 1/100000*. Geological Survey of Iran (in Persian).
24. Scott Phillips, W. and Keiiti, A. (1986) Site amplification of coda waves from local earthquakes in central California. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **76**(3), 627-648.
25. Zafarani, H., Rahimi, M., Noorzad, A., Hassani, B., and Khazaei, B. (2015) Stochastic simulation of strong motion records from the 2012 Ahar-Varzaghan dual earthquakes, northwest of Iran. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **105**(3), 1419-1434.
26. Campbell, K.W., Eeri, M., and Bozorgnia, Y. (2014) NGA-West2 ground motion model for the average horizontal components of PGA, PGV, and 5% -damped linear acceleration response spectra. *Earthquake Spectra*, **30**(1), 1-38.
27. Chiou, B.S.J. and Youngs, R.R. (2014) Update of the Chiou and Youngs NGA model for the average horizontal component of peak ground motion and attenuation in the region of Marche, Italy. *Tectonophysics*, **302**(1-2), 123-132.
7. Chung, T.W. and Sato, H. (2001) Attenuation of high-frequency P and S waves in the crust of southeastern South Korea. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **91**, 1867-1874.
8. Kumar, N., Parvez, I.A., and Virk, H.S. (2005) Estimation of coda wave attenuation for NW Himalayan region using local earthquakes. *Phys. of the Earth and Planet. Int.*, **151**, 243-258.
9. Ortega, R., and González, M. (2007) Seismic wave attenuation and source excitation in La Paz-Los Cabos, Baja California Sur, and Mexico. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **97**, 545-556.
10. Mahood, M., Hamzehloo, H., and Doloei, G.J. (2009) Attenuation of high frequency P and S waves in the crust of the East-Central Iran. *Geophys. J. Int.*, **179**(3), 1669-1678.
11. Rahimi, H., Hamzehloo, H., and Kamalian, N. (2010) Estimation of Coda and Shear Wave Attenuation in the Volcanic Area in SE Sabalan Mountain, NW Iran. *Acta Geophysica*, **58**, 244-268.
12. Farrokhi, M., Hamzehloo, H., Rahimi, H., and Allamehzadeh, M. (2015) Estimation of coda-wave attenuation in the central and eastern Alborz, Iran. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **105**(3), 1756-1767.
13. Farrokhi, M., Hamzehloo, H., Rahimi, H., and Allamehzadeh, M. (2016) Separation of intrinsic and scattering attenuation in the crust of central and eastern Alborz region, Iran. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **253**, 88-96.
14. Ahmadzadeh, S., Parolai, S., Javan Doloei, G., and Oth, A. (2017) Attenuation characteristics, source parameters and site effects from inversion of S waves of the March 31, 2006 Silakhor aftershocks, *Annals of Geophysics*, **60**(6), 1-15, doi: 10.4401/ag-7520.
15. Aghanabati, A. (2003) *Geology of Iran*. Tehran, Geological Survey of Iran (in Persian).
16. Berberian, M., Qureshi, M., Shoja Taheri, J., and Talebian, M. (1999) *In-depth research and study of seismicity and earthquake-fault risk in Mashhad-Neishabour area*. Geological Survey of Iran, Report, No. 72 (in Persian).

response spectra. *Earthquake Spectra*, **30**(3), 1117-1153.

28. Boore, D.M., Stewart, J., Seyhan, E., and Atkinson, G.M. (2014) NGA-West2 equations for predicting response spectral accelerations for shallow crustal earthquakes. *Earthquake Spectra*, **30**(2), 1057-1086.
29. Roecker, SW., Tucker, B, King, J., and Hatzfeld, D. (1982) Estimates of Q in Central Asia as a function of frequency and depth using the coda of locally recorded earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **72**, 129-149.

Estimation of Seismic Wave Attenuation in Fariman Region

Mahdieh Safari¹, Gholam Javan Doloei^{2*}, Majid Mahood³, Hamid Khosravi¹, and Mohammad Tatar⁴

1. M.Sc. Student in Geophysics, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran
2. Associate Professor, Seismological Research Center, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, Iran, *Corresponding Author, email: Javandoloei@iiees.ac.ir
3. Assistant Professor, Seismological Research Center, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, Iran
4. Professor, Seismological Research Center, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, Iran

Attenuation of seismic waves is considered a very important characteristic of the wave propagation path because this physical parameter affects how the seismic waves propagate, and consequently knowing the amount of it is essential in accurate calculation of seismic source parameters, modeling and reducing seismic risk in seismic areas. Attenuation of seismic waves in an environment is the result of two physical processes, elastic and inelastic. In the elastic process, energy remains constant in the propagation medium; however, the amplitude of the waves may increase or decrease due to the geometrical spreading, multipath, and scattering. These factors depend on the type of wave, frequency, degree of heterogeneity and characteristics of the propagation medium. In the inelastic process, part of the energy of the seismic waves is converted to heat and the amplitude of the seismic waves decreases due to the loss of a part of the energy. In the inelastic process, factors such as inelastic properties of the environment and physical properties of the environment (wave velocity, density and temperature) play an important role. Not only the scattering and the intrinsic absorption are important factors in reducing the amplitude of direct waves, but they also affect the appearance of a seismogram.

Decreasing the amplitude of seismic waves by increasing the propagation distance from the source and the frequency changes made in the time history of the earthquake is called attenuation. In general, the factors that weaken the waves and the energy emitted from the seismic source are reflection and passage of waves through the boundaries of the layers, multipath, geometrical spreading, wave diffraction, attenuation and inherent absorption of waves due to heterogeneity in the propagation path. The attenuation of seismic waves is described by the dimensionless quantity of the quality factor Q , which indicates a decrease in the amplitude of the wave along the propagation path. This parameter is a function of frequency, seismic wave type, time window intended for seismic analysis, geological characteristics below the seismic recording site and tectonic activity of the region. Physically, Q is the ratio of wave energy to energy wasted in each cycle of oscillation. By examining and calculating the range of Q changes from the data processing of seismic waves emitted in the Earth's crust, the characteristics of its various parts can be realized. Parts of the Earth's crust that have very low attenuation have very high Q values, and parts with severe attenuation have very low Q values. Tectonically active regions have a relatively high heat flux, so they are more strongly adsorbed than other regions, so they have a lower Q value.

The attenuation of coda waves, Q_c , has been estimated in Fariman region, NE-Iran, using a single back-scattering model of S-coda envelopes. For this purpose, we used the time histories of 124 aftershocks of Do-Ghaleh Fariman earthquake (M_w6 , 2017), recorded by local seismic network belong to International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES). In this research, the frequency-dependent Q_c values are estimated at central frequencies of 2, 4, 8, 16 and 24 Hz using different lapse time windows from 10 to 60 s and the frequency-dependent relationships obtained for 30 s is $Q_c = (73 \pm 11) f^{(0.89 \pm 0.06)}$. It is observed that the exponent n decreases and Q_0 increases as lapse time increases. Any increase of Q with depth or with distance from the seismic source to receiver would cause the increasing of coda- Q with lapse time. The average Q_c values estimated and their frequency dependent relationships correlate well with a highly heterogeneous and highly tectonically active region. Our results regarding Q_c factor is the first study in this area and would be significant for reassessment seismic hazard and risk management in southern part of Khorasan Razavi.

Keywords: Seismic Wave Attenuation; Coda Waves; Quality Factor; Fariman; NE-Iran.