

برآورد ضریب کیفیت امواج کدا در منطقه مکران، جنوب شرق ایران

نوشین نجفی پور^۱ و حبیب رحیمی^{۲*}

^۱دانشگاه آزاد اسلامی چالوس، ایران

^۲موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۹۲/۹/۱۹، تاریخ پذیرش: ۹۳/۱۲/۱۲)

چکیده

در منطقه جنوب شرق ایران و در ناحیه مکران، بر اثر حرکت صفحه عربی به سمت اوراسیا منطقه فرورانش شکل گرفته که در آن پوسته اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای در حال فرورانش است. در این مطالعه و با استفاده از داده‌های ثبت شده در ایستگاه‌های نوارپهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله در سال‌های ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۱، اثرات حاصل از محیط بر دامنه امواج منتشره از چشمه تا ایستگاه‌ها مورد بررسی قرار گرفت. با توجه به وسعت ناحیه مورد مطالعه و تفاوت‌های تکتونیکی و ساختار زمین‌شناسی، منطقه به سه ناحیه جنوب شرقی ایران مرکز، جنوب شرقی زاگرس، و مکران تقسیم و برای هر ناحیه مشخصه‌های جذب برآورد شد. در این مطالعه، ضریب کیفیت در ۱۲ پنجره زمانی ۵ تا ۶۰ ثانیه، با بازه‌های ۵ ثانیه‌ای برای داده‌هایی با فاصله رومرکزی کمتر از ۱۰۰ کیلومتر از روش تک‌پراکنش به عقب اکی در سه ناحیه مذکور برآورد گردید. رابطه بسامدی به‌دست آمده برای امواج کدا، برای جنوب شرقی زاگرس به صورت $Q_c = (12 \pm 1.1)f^{(1.26 \pm 0.02)}$ به‌ازای پنجره گذشت زمانی ۵ ثانیه تا $Q_c = (125 \pm 1.1)f^{(1.07 \pm 0.014)}$ به‌ازای ۶۰ ثانیه تغییر می‌کند. در ناحیه جنوب ایران مرکز، رابطه بسامدی امواج کدا به صورت $Q_c = (17 \pm 1.3)f^{(1.13 \pm 0.051)}$ به‌ازای پنجره گذشت زمانی ۵ ثانیه تا $Q_c = (147 \pm 1.3)f^{(0.89 \pm 0.038)}$ به‌ازای ۶۰ ثانیه تغییر می‌کند. برای منطقه مکران رابطه بسامدی امواج کدا از $Q_c = (12 \pm 1.1)f^{(1.3 \pm 0.015)}$ به‌ازای پنجره گذشت زمانی ۵ ثانیه تا $Q_c = (137 \pm 1.1)f^{(1.03 \pm 0.018)}$ به‌ازای ۶۰ ثانیه تغییر می‌کند. در تمامی روابط به‌دست آمده مقدار ضریب کیفیت برآورد شده کمتر از ۲۰۰ می‌باشد که نشان دهنده آن است که ناحیه‌های مورد مطالعه علاوه بر اینکه از نظر زمین‌ساختی و لرزه‌خیزی کاملاً فعال است، دارای کاهیدگی و ناهمگنی بالایی نیز می‌باشند. تغییرات عمقی برآورد شده نشان دهنده این است که در ناحیه شمالی مکران غربی و در عمق حدود ۹۷ کیلومتری از لایه‌ای با ضریب کیفیت کمتر به لایه‌ای با ضریب کیفیت بیشتر وارد می‌شود. با توجه به مقطع زمین‌شناسی که برای مکران شرقی و غربی ارائه شده است، وجود پوسته اقیانوسی در عمق حدود ۱۰۰ کیلومتری در ناحیه شمالی مکران غربی با مشاهده حال حاضر سازگاری خوبی نشان می‌دهد، زیرا پوسته اقیانوسی دارای سرعت بالاتر و در نتیجه جذب کمتر از پوسته قاره‌ای است. برای دو ناحیه جنوب شرقی زاگرس و جنوب ایران مرکزی مقادیر ضریب کیفیت در اعماق حدود ۱۰۰ کیلومتر بر خلاف ناحیه مکران از لایه‌ای با ضریب کیفیت بیشتر به لایه‌ای با ضریب کیفیت کمتر وارد می‌شوند که حاکی از وجود یک زون کم سرعت در این اعماق است که با تحقیقات توموگرافی سرعتی انجام گرفته مطابقت خوبی نشان می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: امواج کدا، تک‌پراکنش به عقب اکی، ضریب کیفیت، مکران

Estimation of quality factor of coda waves in Makran region, southeast of Iran

Nooshin Najafipour¹ and Habib Rahimi^{2*}

*Corresponding author:

rahimih@ut.ac.ir

*نگارنده رابط:

¹*Chalus Islamic Azad University, Iran*
²*Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran*

(Received: 10 December 2013, accepted: 3 March 2015)

Summary

Southeastern Iran, in Makran region, due to movement of the Arabian plate toward Eurasia, the oceanic crust is subducted beneath the continental crust forming a subduction zone. This movement and subduction has given a special situation to seismicity and geology of this zone. Covering the lack of seismological studies and the effect of geological structure on seismic wave propagation in this region, we have studied effects of the medium on propagated seismic waves from the source to the receiver using recorded data on stations of International Institute of Earthquake Engineering and Seismology from 2005 to 2011. The coda quality factor, Q_c , in addition to engineering applications, could be used and provide remarkable information for seismicity studies and analyzing how the subduction of oceanic crust is treating. Regarding the extent of the studying area, it has been divided into three subareas of Southeastern of Central Iran, Southeastern of Zagros and Makran, then for each, the variation of quality factor with depth is evaluated. The “Single Back-Scattering Method” is used for estimate. The frequency dependence of coda wave quality factor for events up to 100 km epicentral distance at each three subareas is determined. Also, the lateral and depth variation of Q_c are computed and discussed. In this study, the Q_c values are calculated for 12 lapse times (5 to 60s with a step of 5s) for three regions. The frequency dependent relationships of Q_c , for SE Zagros varies from $Q_c = (12 \pm 1.1)f^{(1.26 \pm 0.02)}$ at 5s to $Q_c = (125 \pm 1.1)f^{(1.07 \pm 0.014)}$ at 60s lapse time windows. Similarly, for SE Central Iran, the relationship varies from $Q_c = (17 \pm 1.3)f^{(1.13 \pm 0.051)}$ at 5s to $Q_c = (147 \pm 1.3)f^{(0.89 \pm 0.038)}$ at 60s lapse time windows; and for Makran region varies from $Q_c = (12 \pm 1.1)f^{(1.3 \pm 0.015)}$ at 5s to $Q_c = (137 \pm 1.1)f^{(1.03 \pm 0.018)}$ at 60s lapse time windows. In all regions, the value of Q is less than 200, which implies, beside a highly tectonically and seismically behavior, a highly heterogeneous medium. The results show an increase in Q_c value with increasing lapse time window. Among three studied regions, SE Zagros has the minimum Q_c and so is more tectonically active compared with the two others. The North Makran and SE Central Iran are places in the next ranks, respectively. Estimated Q_c at bigger lapse time window indicates less attenuation at bigger depth. In Makran region at a depth of ~97 km the variation rate of Q suddenly increases. Based on available geological cross sections, for the eastern and western Makran, depth of about 100km of oceanic crust is in the northern region of the western Makran, which shows good agreement with our observation that oceanic crust has higher velocity, so attenuation is less than continental crust.

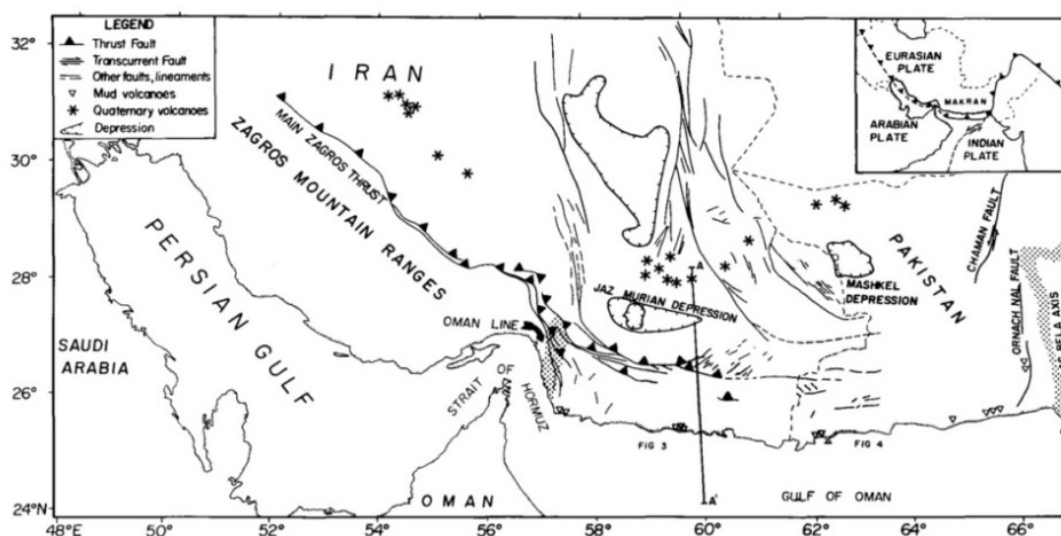
Keywords: Coda waves, single back scattering, quality factor, Makran

۱ مقدمه

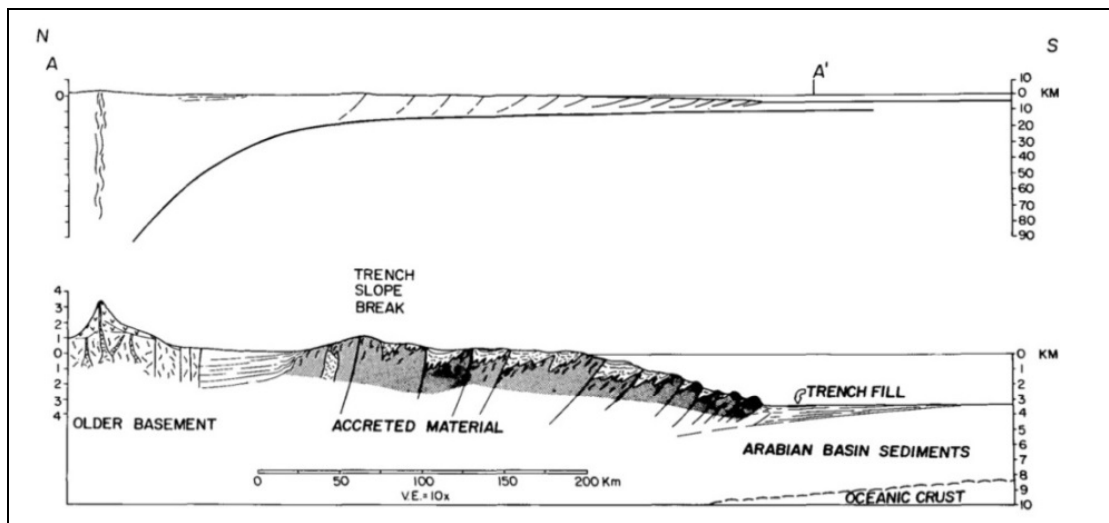
طول خاوری قرار دارد. سازوکار کانونی این زمین لرزه که توسط مراکز علمی گزارش شده است، نرمال می باشد. عمق کانونی این زمین لرزه را مراکز گوناگون لرزه نگاری بین ۷۰ تا ۹۵ کیلومتر تعیین کرده اند. نبود لرزه ای حال حاضر مکران غربی با توجه به زمین لرزه های بزرگ رخ داده در قسمت شرقی مکران ضرورت مطالعه علت آن را بیش از پیش آشکار می سازد. در قسمت شرقی مکران کلان زمین لرزه هایی (مانند زمین لرزه ۱۹۴۵) رخ داده است و این مسئله و پیامدهای ناشی از آن (بروز چنین زلزله هایی در سمت غربی و خسارات ناشی از آن در سطح ملی و منطقه ای) اهمیت انجام مطالعات راهبردی را در این منطقه نشان می دهد.

مطالعات بسیاری برای برآورد کاهیدگی امواج حجمی و کدا در مناطق گوناگونی از جهان توسط محققین انجام گرفته است. کاهیدگی امواج برشی به طور ویژه مورد توجه است زیرا که بیشترین خطرات ناشی از زمین لرزه به

پهنه مکران با توجه به ویژگی های زمین شناسی منحصر به فرد آن از لحاظ زلزله شناسی، یکی از ناحیه های فرورانش خاص جهان به شمار می رود. ویژگی های زمین ساختی ناحیه فرورانش مکران باعث شده است تا خواص لرزه ای منحصر به فردی در مکران بروز کند. از نظر لرزه خیزی ناحیه مکران را می توان به دو قسمت شرقی و غربی تقسیم کرد (برن و سای، ۱۹۹۲). فرضیه های متعددی در این باره ارائه شده، اما قدر مسلم سالیان درازی است که زمین لرزه بزرگی در قسمت غربی مکران رخ نداده بود تا در ساعت ۱۰:۴۴ (UTC) روز ۱۶ آوریل ۲۰۱۳، زلزله ای به بزرگای $M_w = 7.7$ در ۶۴ کیلومتری شمال باختری سراوان و ۱۲ کیلومتری شهر گشت استان سیستان و بلوچستان در جنوب شرقی ایران به وقوع پیوست. رومرکز این رویداد بر اساس لرزه نگاشت های ثبت شده در شبکه ملی لرزه نگاری نوارپهن پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله در مختصات 27.88 درجه رض شمالی و 62.03 درجه



شکل ۱. واحدهای تکتونیکی ناحیه مکران ایران و واحدهای مجاور آن، همراه با نیمرخ ترسیمی در راستای شمالی-جنوبی ناحیه فرورانش مکران (فرهودی، ۱۹۷۷).



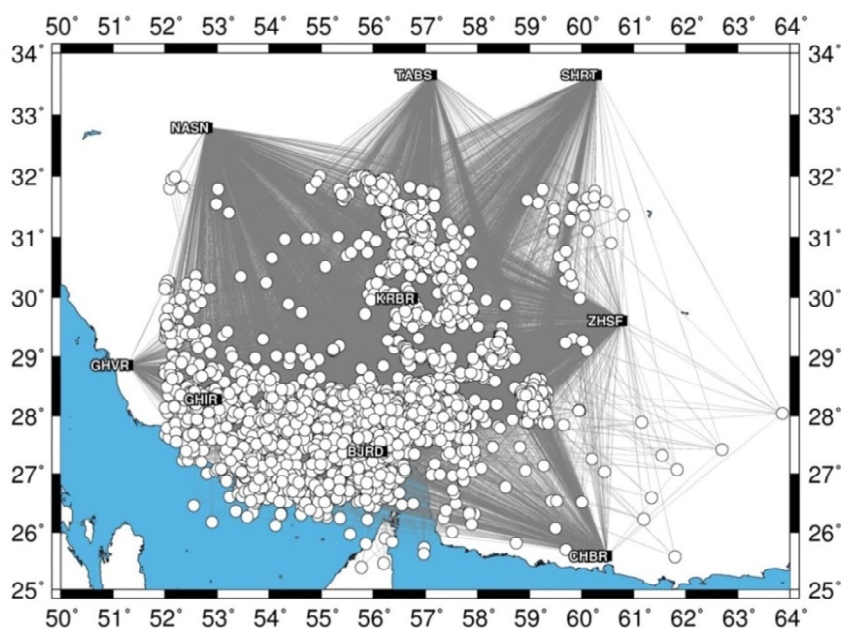
شکل ۲. طرح کلی نیم‌رخ عبوری از ناحیه مکران در راستای شمالی-جنوبی، در شکل ۱ مشخص شده است (فرهودی، ۱۹۷۷).

فعال زمین‌ساختی که دارای مقادیر شارش گرمایی نسبتاً بالایی هستند، کاهیدگی بیشتری نسبت به نواحی پایدار زمین‌ساختی دارند (ساتو و فهلر، ۱۹۹۸). طبق این مطالعات، ضریب کیفیت در بسامد مرجع $1/0$ هرتز (Q_0)، در مناطق فعال زمین‌ساختی دارای مقادیر کم (کمتر از ۲۰۰) می‌باشد، در حالی که مناطق پایدار زمین‌ساختی دارای مقادیر (Q_0) زیاد (بیشتر از ۶۰۰) هستند.

در این تحقیق، ضریب کیفیت امواج کدا (Q_c) به روش تک‌پراکنش به عقب‌اکی و چوئت (۱۹۷۵)، در ناحیه شمال مکران، جنوب شرقی زاگرس و جنوب شرق ایران مرکز برآورد شده است. تاکنون مطالعاتی برای برآورد جذب امواج لرزه‌ای توسط رحیمی و حمزه‌لو، ۲۰۰۸؛ معهود و حمزه‌لو، ۲۰۰۹؛ رحیمی و همکاران، b و a ۲۰۱۰ در پهنه‌های گوناگون فلات ایران انجام شده است، اما برای ناحیه جنوب شرق ایران و پهنه مکران تاکنون مطالعه‌ای در این زمینه انجام نشده است. از طرفی با توجه به اینکه در این مطالعه مقادیر جذب

دلیل اثرات تخریبی این امواج است. بنابراین چگونگی کاهش انرژی امواج برشی برای ارزیابی میزان خطرپذیری یک ناحیه ناشی از فعالیت گسل‌های فعال، مورد استفاده قرار می‌گیرد. کاهیدگی امواج زمین‌لرزه که به صورت عکس ضریب کیفیت Q^{-1} تعریف می‌شود، به دلیل فرآیندهای پراکنش و جذب ذاتی می‌باشد. کاهیدگی فرآیندهای پراکنش به صورت Q_{sc}^{-1} و کاهیدگی ناشی از جذب ذاتی به صورت Q_{in}^{-1} مشخص می‌شود. پراکنش امواج لرزه‌ای به خاطر وجود ناهمگنی‌های فراوانی است که به‌طور اتفاقی در زمین توزیع شده‌اند و موجب توزیع انرژی از جبهه موج مستقیم به رسیده‌های بعدی (امواج کدا) می‌شود (اکی، ۱۹۶۹؛ ساتو و فهلر، ۱۹۹۸) اما جذب ذاتی به دلیل فرآیندهای گوناگونی مانند اصطکاک و گرانروی (ناشی از خاصیت ناکشسانی زمین)، موجب تبدیل انرژی نوسانی امواج لرزه‌ای به گرما می‌شود (ساتو و فهلر، ۱۹۹۸).

تحقیقات صورت گرفته بیانگر آن است که کاهیدگی امواج زمین‌لرزه با لرزه‌خیزی و پیچیدگی‌های زمین‌ساختی هر منطقه در ارتباط است. به‌طوری که نواحی لرزه‌خیز و

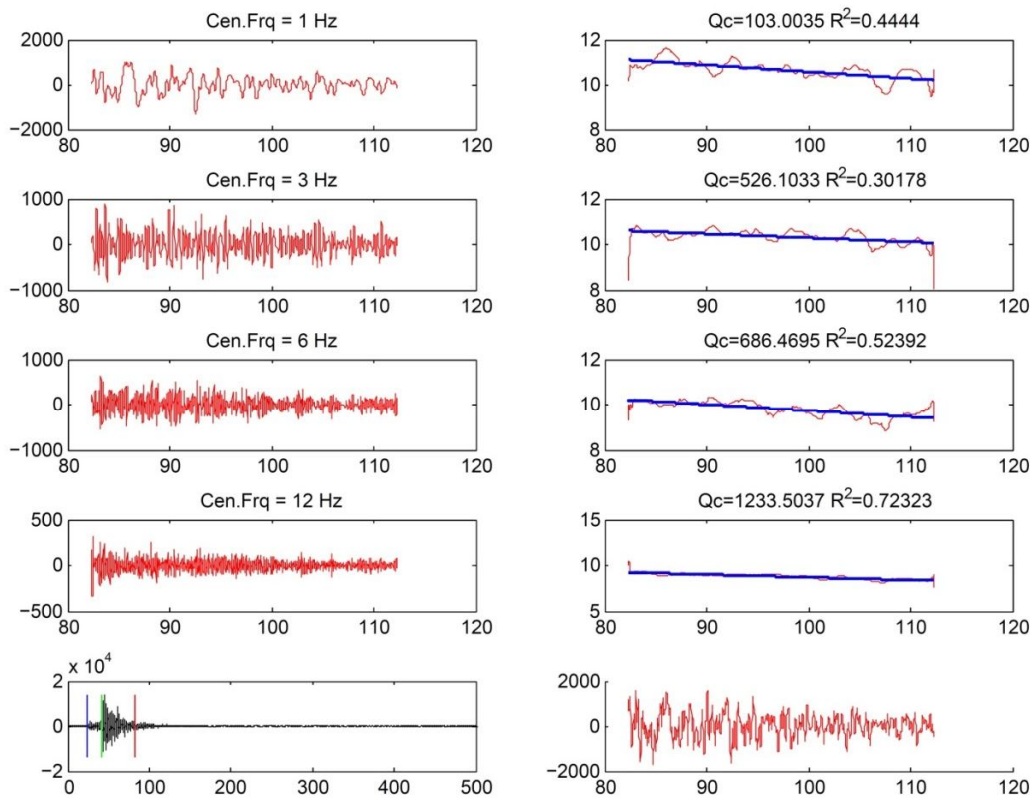


شکل ۳. رومرکز زمین‌لرزه‌ها و مسیر داده‌ها در سه ناحیه مورد بررسی.

۲ لرزه‌زمین‌ساخت منطقه

منطقه مکران، در عرض جغرافیایی ۲۵ تا ۲۹ درجه شمالی و طول ۵۷ تا ۶۳ درجه شرقی در بخش جنوب شرقی ایران واقع شده است (شکل ۱). مکران شامل رشته کوه‌های غربی- شرقی، از سواحل دریای عمان تا فروافتادگی جازموریان ادامه دارد. شواهد گوناگون نشان می‌دهد که یک فرورانش با امتداد شرقی-غربی در مکران در حال جریان است و پوسته اقیانوسی عمان به زیر پوسته قاره‌ای ایران فرو می‌رود (شکل ۲). دلایل این فرورانش را می‌توان به ایجاد گوه‌های برافزایشی در دریای عمان و سواحل آن، آمیزه‌های رسوبی و رنگین فرورفتگی جازموریان که با رسوبات ماسه‌ای کواترنر پوشیده شده و در حال حاضر یک حوضه پیش کمان است، نام برد. از دلایل دیگر این فرورانش سه مرکز کمان ماگمایی شامل سه مرکز آتشفشانی اصلی کوه پاکستان در سلطان، تفتان و بزمان در ایران با ویژگی آتشفشانی جزایر کمانی است. شمار مخروط‌ها منحصر به سه قله یاد شده نیست.

امواج لرزه‌ای به صورت جانبی و عمقی برآورد شده است، انجام چنین مطالعه‌ای در پهنه مکران با توجه به نبود مطالعه جامع راجع به نحوه زون فرورانش و ساختارهای سرعتی و جذب امری ضروری و لازم می‌نماید. در این ناحیه به دلیل نبود داده‌های لرزه‌ای کافی تاکنون مطالعات کمتری نسبت به سایر مناطق فلات ایران انجام گرفته است. با توجه به وجود چند ایستگاه شبکه نوارپهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، با استفاده از روش‌های مطلوب در این مطالعه، علاوه بر برآورد تغییرات جانبی جذب امواج کدا، تغییرات عمقی این پارامتر نیز در سه ناحیه مذکور بررسی و مطالعه شد. نتایج به‌دست آمده همبستگی قابل توجهی با اطلاعات موجود از زلزله‌های رخ داده و زلزله اخیر سراوان در شمال مکران، مرز جدایش پوسته قاره‌ای از پوسته اقیانوسی نشان می‌دهد. مقدمه شامل اهمیت موضوع و پیشینه تحقیق است و عموماً به منابع زیادی در مقدمه اشاره می‌شود.



شکل ۴. لرزه‌نگاشت ثبت شده در ناحیه زاهدان در تاریخ ۲۰۱۰/۰۹/۰۴ ساعت ۲۰:۵۲:۱۶ (UTC) با بزرگی ۴ در مقیاس MI و موقعیت رومرکزی ۳۰/۹ درجه شمالی و ۶۰/۵۶ درجه شرقی می‌باشد. لرزه‌نگاشت صافی میان‌گذر شده و برازش خط درجه اول بر پوش کدای هموار شده آن به ازای پنجره گذشت زمانی ۳۰ ثانیه.

(خسروتهرانی، ۱۳۸۳). ناحیه گسلی زندان میناب مرز انتقالی بین مکران (ناحیه فرورانش) در شرق و ناحیه برخوردی زاگرس و صفحه عربی در غرب است. این ناحیه در شمال با گسل نایند ادامه می‌یابد که محدودکننده بلوک لوت در شرق است. ناحیه گسلی ZMP (زندان-میناب-پالامی) بین زاگرس و مکران حدود ۲۰ تا ۳۰ کیلومتر پهنا و ۲۵۰ کیلومتر طول دارد و متشکل از سه قطعه گسلی موازی است. سرعت جابه‌جایی در نزدیکی این سامانه گسلی 3 ± 10 میلی‌متر بر سال در راستای شمالی-جنوبی است (بایر و همکاران، ۲۰۰۴)، مرز شرقی مکران بر زون گسلی امتداد لغز با مولفه چپ‌گرد اورناچ نال و چمن، حدوداً در ۶۶ درجه طول شرقی در

عکس‌های هوایی دست کم نشان‌دهنده شانزده مرکز فوران در زمان کواترنری در بخش شمال و شمال شرقی جازموریان است (آقاباتی، ۱۳۸۴).

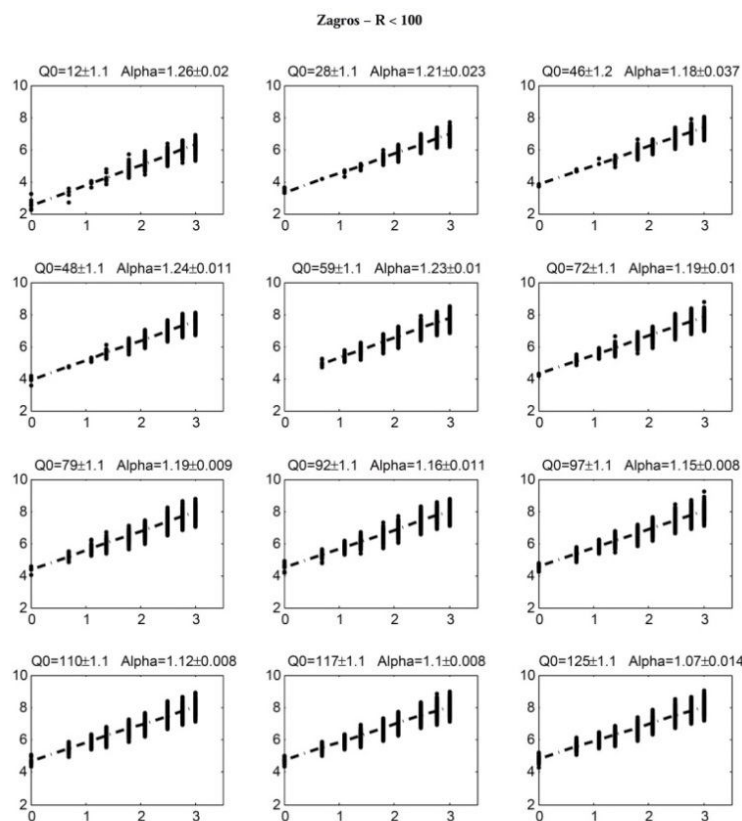
گسل‌های متعددی در منطقه وجود دارد که از مهم‌ترین آنها می‌توان به گسل بشاگرد با جهت شرقی-غربی، گسل زندان با جهت تقریبی شمالی-جنوبی، گسل سبزواران، گسل جیرفت، گسل جازموریان اشاره کرد. گسل بشاگرد، در کوه‌های بشاگرد در جنوب جازموریان از قصرقند می‌گذرد و با روند شرقی-غربی به طرف مرز ایران و پاکستان ادامه می‌یابد. گسل میناب با نام قبلی زندان که آن را راست‌گرد می‌دانستند، ولی جنبش‌های اخیر آن و جابجایی‌های رسوبات پادگانه‌های آبرفتی ساحلی موید جنبش‌های چپ‌گرد این گسل است

روسطحی از خود داخل حوضه نشان نداده‌اند (حسامی و جمالی، ۲۰۰۶).

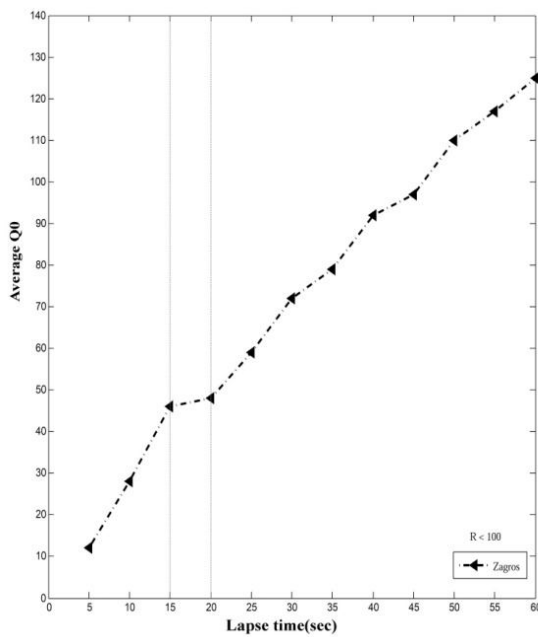
منشور برافزایشی مکران به عنوان یکی از پهناورترین مجموعه‌های فرورانش در زمین شناخته شده است. این منشور دارای پهنای بیش از ۱۰۰۰ کیلومتر از جنوب شرق ایران تا جنوبی‌ترین بخش پاکستان است. دامنه تغییرات توپوگرافی آن به بیش از ۳۰۰ متر زیر سطح دریا تا ارتفاع بیش از ۱۵۰۰ متر بالای سطح دریا می‌رسد (گران‌دو و مک‌کلی، ۲۰۰۷). پهنای زیاد منشور برافزایشی مکران را می‌توان به دو دلیل فاصله زیاد بین گودال فرورانش و کمان آتش‌فشانی (ناشی از شیب بسیار کم فرورانش) و وسعت زیاد فرورانش مربوط دانست (مختاری و همکاران، ۲۰۰۸).

پاکستان قرار دارد. مرز شمالی ایالت لرزه‌زمین‌ساختی مکران به فروافتادگی جازموریان منتهی می‌گردد.

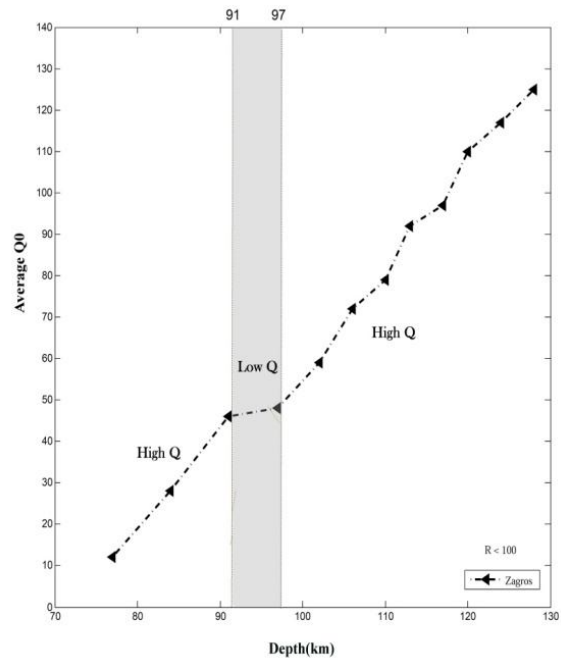
گسل سبزواران، با امتداد تقریبی شمالی-جنوبی در بخش غربی از فروافتادگی جازموریان قرار گرفته است. خط وارگی حاصل از اثر گسل، صفحه گسلی قائمی را برای گسل پیشنهاد می‌کند. اندازه‌گیری‌های بردار لغزشی گسل، دلالت بر فعالیت امتدادلغز اخیر گسل، همراه با مولفه وارون آن دارد. سرعت لغزش امتدادلغز این گسل برابر با ۲/۵۸ میلی‌متر در سال و جابجائی قائم آن از زمان شکل‌گیری تا به امروز ۰/۶۳ میلی‌متر بوده است (ریگارد و همکاران، ۲۰۰۴). گسل جیرفت با امتداد تقریبی شمال غربی-جنوب شرقی، مرز بین پهنه کوهستانی در غرب و فروافتادگی جازموریان در شرق است. هیچ یک از گسل‌ها، حوضه فرونشست جازموریان را قطع نکرده و اثر



شکل ۵. نمودار Qc بر حسب بسامد برای داده‌هایی با مسافت رومرکزی کمتر از ۱۰۰ در ناحیه جنوب شرقی زاگرس با پنجره‌های زمانی ۵ ثانیه.



(ب)



(الف)

شکل ۶. (الف) تغییرات ضریب کیفیت با عمق؛ (ب) تغییرات ضریب کیفیت متوسط با گذشت زمان برای پهنه زاگرس، برای فاصله رومرکزی کمتر از ۱۰۰ کیلومتر.

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

$S(f)$ ضریب چشمه امواج کدا، γ ضریب گسترش هندسی، t گذشت زمانی (از زمان وقوع زمین لرزه) و Q_c ضریب کیفیت امواج کدا می‌باشد. برای محاسبه $A(f, t)$ ، با استفاده از ریشه میانگین مربعات (RMS)، دامنه امواج کدای صافی میان‌گذر شده، هموار می‌شود (روکر و همکاران، ۱۹۸۲؛ زلت و همکاران، ۱۹۹۹؛ کومار و همکاران، ۲۰۰۵). با گرفتن لگاریتم طبیعی از طرفین رابطه (۱) خواهیم داشت:

$$\ln(A_p(f, t) r^\gamma) = -\frac{\pi f}{Q_c} t + \ln(S(f)), \quad (2)$$

بر اساس رابطه (۱)، برای امواج کدا در معادله $\ln(A_p(f, t) r^\gamma)$ بر حسب t ، با برازش خط درجه اول (با شیب b) به روش کمترین مربعات، Q_c به ازای هر:

۳ روش تک‌پراکنش به عقب‌اکی و چوئ

اکی و چوئ (۱۹۷۵)، روش تک‌پراکنش به عقب را برای برآورد ضریب کیفیت امواج کدای $S(Q_c)$ ناشی از زمین‌لرزه‌های محلی ارائه کرده‌اند. طبق این روش امواج کدا از پراکنش به عقب امواج حجمی توسط ناهمگنی‌های سرعتی تصادفی در پوسته و گوشته بالایی زمین به وجود می‌آیند. کاهش دامنه امواج کدا با گذشت زمانی در یک بسامد مرکزی f ناشی از کاهش انرژی و پدیده گسترش هندسی است. در این روش اساس کار بر روی دامنه امواج کدای S است. به‌طور تجربی زمان رسید امواج کدای S (از زمان وقوع زمین‌لرزه) بزرگتر از دو برابر زمان سیر امواج S در نظر گرفته می‌شود (رائوتین و خالتورین، ۱۹۷۸). طبق مدل تک‌پراکنش به عقب، $A(f, t)$ دامنه امواج کدای صافی میان‌گذر شده با بسامد مرکزی f ، به صورت زیر تعریف می‌شود:

جدول ۱. ضریب کیفیت و مقادیر n برای همه بازه‌های زمانی در فاصله رومرکزی کمتر از ۱۰۰.

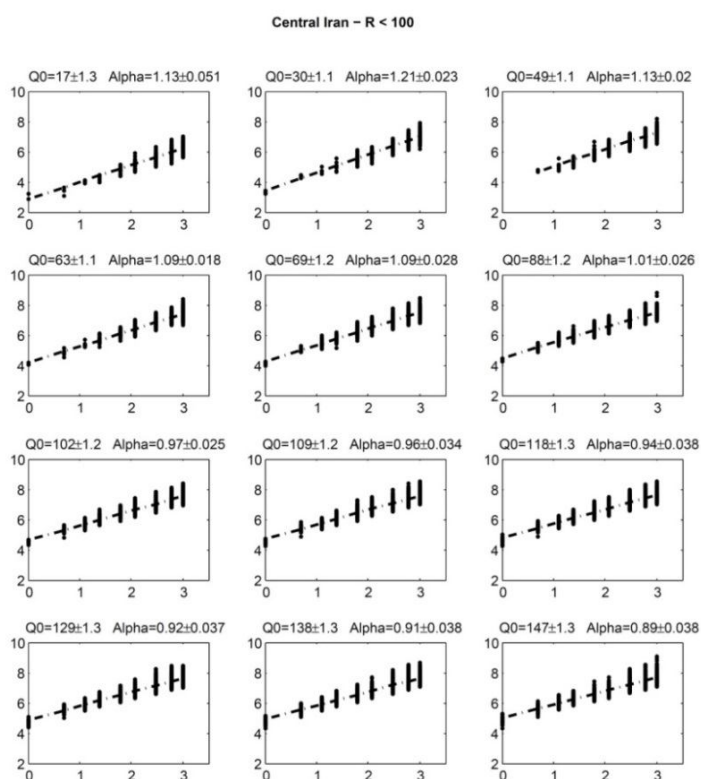
	$Q_0 + \sigma$	$n \pm \sigma$	$Q_0 + \sigma$	$n \pm \sigma$	$Q_0 + \sigma$	$n \pm \sigma$	$Q_0 + \sigma$	$n \pm \sigma$
	5 s		10 s		15		20 s	
Makran	12 ± 1.1	1.3 ± 0.013	27 ± 1.2	1.26 ± 0.034	39 ± 1.1	1.27 ± 0.016	48 ± 1.1	1.26 ± 0.017
Zagros	12 ± 1.1	1.26 ± 0.02	28 ± 1.1	1.21 ± 0.023	46 ± 1.2	1.18 ± 0.037	48 ± 1.1	1.24 ± 0.01
Central Ir	17 ± 1.3	1.13 ± 0.051	30 ± 1.1	1.21 ± 0.023	49 ± 1.1	1.13 ± 0.02	63 ± 1.1	1.09 ± 0.018
	25 s		30 s		35 s		40 s	
Makran	58 ± 1.1	1.24 ± 0.017	75 ± 1.1	1.18 ± 0.018	83 ± 1.1	1.17 ± 0.018	99 ± 1.1	1.12 ± 0.011
Zagros	59 ± 1.1	1.23 ± 0.01	72 ± 1.1	1.19 ± 0.01	79 ± 1.1	1.15 ± 0.009	92 ± 1.1	1.16 ± 0.011
Central Ir	69 ± 1.2	1.09 ± 0.28	88 ± 1.2	1.01 ± 0.026	102 ± 1.2	0.97 ± 0.25	109 ± 1.2	0.96 ± 0.034
	45 s		50 s		55 s		60 s	
Makran	102 ± 1.1	1.13 ± 0.016	114 ± 1.1	1.18 ± 0.018	125 ± 1.1	1.07 ± 0.015	137 ± 1.1	1.03 ± 0.018
Zagros	97 ± 1.1	1.15 ± 0.008	110 ± 1.1	1.12 ± 0.008	117 ± 1.1	1.1 ± 0.008	125 ± 1.1	1.07 ± 0.014
Central Ir	118 ± 1.3	0.94 ± 0.038	129 ± 1.3	0.92 ± 0.037	138 ± 1.3	0.91 ± 0.038	147 ± 1.3	0.89 ± 0.038

یافته به عقب بر روی سطح یک بیضی گون است که چشمه زمین لرزه و ایستگاه گیرنده در کانون‌های این بیضی گون قرار دارند (پولی، ۱۹۸۴؛ گوپتا و همکاران، ۱۹۹۸؛ موخوپادیای و تیاگی، ۲۰۰۷).

بسامد طبق رابطه (۱) به دست می آید

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

در مدل تک پراکنش به عقب، کاهیدگی برآورد شده از روی امواج کدا برابر با میانگین افت دامنه امواج پراکنش



شکل ۷. نمودار Q_c بر حسب بسامد در بازه های زمانی ۵ ثانیه برای داده‌هایی با مسافت رومرکزی کمتر از ۱۰۰ کیلومتر در ناحیه جنوب ایران مرکز.

جدول ۲. ضریب کیفیت و مقادیر n برای همه بازه‌های زمانی در فاصله رومرکزی کمتر از ۱۰۰.

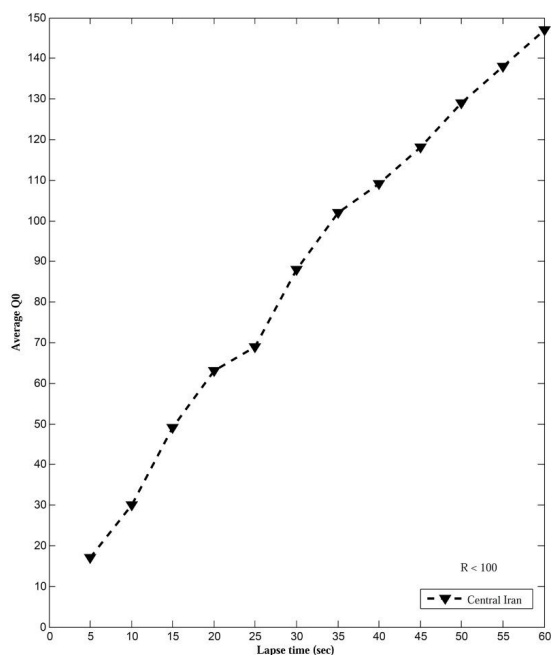
	Makran		Zagros		Central Iran	
	Q_c	Depth	Q_c	Depth	Q_c	Depth
5s	$Q_c = (12 \pm 1.1)f^{(1.3 \pm 0.013)}$	77	$Q_c = (12 \pm 1.1)f^{(1.26 \pm 0.02)}$	77	$Q_c = (17 \pm 1.3)f^{(1.13 \pm 0.051)}$	91
10s	$Q_c = (27 \pm 1.2)f^{(1.26 \pm 0.013)}$	88	$Q_c = (28 \pm 1.1)f^{(1.26 \pm 0.034)}$	84	$Q_c = (30 \pm 1.1)f^{(1.21 \pm 0.023)}$	95
15s	$Q_c = (39 \pm 1.1)f^{(1.27 \pm 0.016)}$	97	$Q_c = (46 \pm 1.2)f^{(1.18 \pm 0.037)}$	91	$Q_c = (49 \pm 1.1)f^{(1.13 \pm 0.02)}$	101
20s	$Q_c = (48 \pm 1.1)f^{(1.26 \pm 0.017)}$	101	$Q_c = (48 \pm 1.1)f^{(1.24 \pm 0.01)}$	97	$Q_c = (63 \pm 1.1)f^{(1.09 \pm 0.018)}$	105
25s	$Q_c = (58 \pm 1.1)f^{(1.24 \pm 0.017)}$	106	$Q_c = (59 \pm 1.1)f^{(1.23 \pm 0.01)}$	102	$Q_c = (69 \pm 1.2)f^{(1.09 \pm 0.018)}$	109
30s	$Q_c = (12 \pm 1.1)f^{(1.3 \pm 0.013)}$	110	$Q_c = (72 \pm 1.1)f^{(1.19 \pm 0.01)}$	106	$Q_c = (88 \pm 1.2)f^{(1.01 \pm 0.026)}$	113
35s	$Q_c = (12 \pm 1.1)f^{(1.3 \pm 0.013)}$	115	$Q_c = (79 \pm 1.1)f^{(1.15 \pm 0.009)}$	110	$Q_c = (102 \pm 1.2)f^{(0.97 \pm 0.25)}$	118
40s	$Q_c = (12 \pm 1.1)f^{(1.3 \pm 0.013)}$	118	$Q_c = (92 \pm 1.1)f^{(1.16 \pm 0.011)}$	116	$Q_c = (109 \pm 1.2)f^{(0.96 \pm 0.034)}$	123
45s	$Q_c = (12 \pm 1.1)f^{(1.3 \pm 0.013)}$	121	$Q_c = (97 \pm 1.1)f^{(1.15 \pm 0.008)}$	117	$Q_c = (118 \pm 1.3)f^{(0.94 \pm 0.038)}$	127
50s	$Q_c = (12 \pm 1.1)f^{(1.3 \pm 0.013)}$	124	$Q_c = (110 \pm 1.1)f^{(1.12 \pm 0.008)}$	120	$Q_c = (129 \pm 1.3)f^{(0.92 \pm 0.037)}$	131
55s	$Q_c = (12 \pm 1.1)f^{(1.3 \pm 0.013)}$	127	$Q_c = (117 \pm 1.1)f^{(1.1 \pm 0.008)}$	124	$Q_c = (138 \pm 1.3)f^{(0.91 \pm 0.038)}$	135
60s	$Q_c = (12 \pm 1.1)f^{(1.3 \pm 0.013)}$	131	$Q_c = (125 \pm 1.1)f^{(1.07 \pm 0.014)}$	128	$Q_c = (147 \pm 1.3)f^{(0.89 \pm 0.038)}$	140

موج برشی در سه ناحیه به‌طور میانگین حدود ۳/۵ کیلومتر بر ثانیه در نظر گرفته شده است و بیشینه عمق بیضی‌گون به ازای پنجره‌های زمانی گوناگون برای ناحیه مکران و زاگرس و ایران مرکز برآورد شده است.

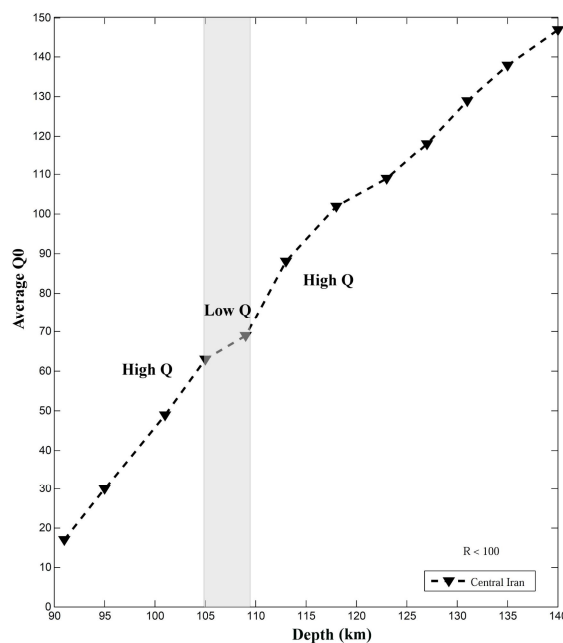
۴ داده‌ها

در این مطالعه از لرزه‌نگاشت‌های ثبت شده در ایستگاه‌های پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله در سال‌های ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۱ در منطقه مورد مطالعه استفاده شده است. این زمین‌لرزه‌ها در ناحیه مکران، جنوب شرقی زاگرس و جنوب ایران مرکز رخ داده و

بنابراین مقدار Q_c بیانگر میانگین کاهیدگی حجم بیضی‌گون در عمق میانگین $h = h_{av} + a_2$ می‌باشد که h_{av} میانگین عمق کانونی رویدادهای زمین‌لرزه‌ای و $a_2 = (a_1^2 - (\Delta/2)^2)^{1/2}$ بیانگر نصف محور کوچک بیضی‌گون برای میانگین مسافت رومرکزی Δ است (پولی، ۱۹۸۹؛ هاوسکف و همکاران، ۱۹۸۹؛ کاناس و همکاران، ۱۹۹۵). نصف محور بزرگ این بیضی‌گون، $a_1 = ct/2$ است که t میانگین گذشت زمانی و c سرعت موج برشی است. میانگین گذشت زمانی به‌صورت $t = t_{start} + w/2$ تعریف می‌شود که t_{start} و w طول پنجره گذشت زمانی کدا است. در این مطالعه، سرعت



(ب)



(الف)

شکل ۸. (الف) تغییرات ضریب کیفیت با عمق (ب) تغییرات ضریب کیفیت متوسط با گذشت زمان مربوطه به پهنه ایران مرکز، برای فاصله رومرکزی کمتر از ۱۰۰ کیلومتر.

و مهندسی زلزله، ۱۷ کیلومتر محاسبه شده است. تعداد زلزله‌های ثبت شده در منطقه مورد مطالعه ۲۸۶۰ و تعداد رکوردهای استفاده شده برای برآورد فاکتور کیفیت امواج کدا که شرایط سیگنال به نوفه مناسب را دارا بودند ۱۶۹۱۱ می باشد.

۵ روش کار و پردازش داده‌ها

در این تحقیق به منظور برای برآورد ضریب کیفیت از روش تک‌پراکنش به عقب (اکی و چوئت، ۱۹۷۹) استفاده شده است. در ابتدا نسبت سیگنال به نوفه داده‌ها بررسی شد که برای این منظور ریشه میانگین مربعات (RMS) پنجره سیگنال به ریشه میانگین مربعات پنجره نوفه تقسیم می‌شود (هاوسکف و همکاران، ۱۹۸۹؛ مک و همکاران، ۲۰۰۴؛ کومار و همکاران، ۲۰۰۵؛ پاروز و همکاران، ۲۰۰۸؛ موخوپادیای و همکاران، ۲۰۰۸، معهود و حمزه لو، ۲۰۰۹). بر این اساس داده‌های مناسب انتخاب

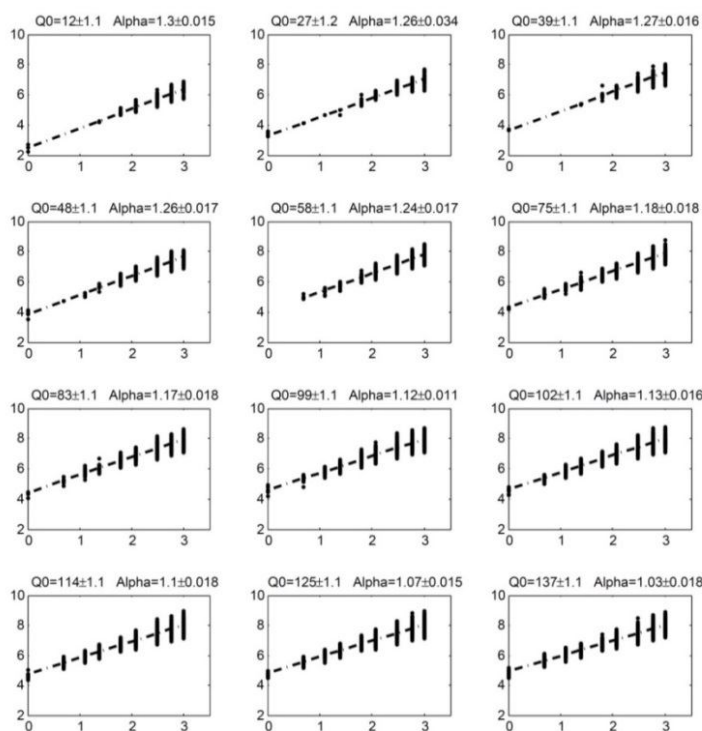
در ۹ ایستگاه ثبت شده‌اند (شکل ۳). برای برآورد فاکتور کیفیت امواج کدا این داده‌ها در دو مرحله پردازش شده‌اند. در مرحله اول خط مبنای داده‌ها و میانگین آنها تصحیح شده و با یک صافی بالاگذر، پیوندهای بلند بیش از ۱۰ ثانیه از داده‌ها حذف شدند. سپس با در نظر گرفتن نسبت سیگنال به نوفه داده‌ها پس از انتخاب داده‌های مناسب، ابتدا و انتهای پنجره زمانی موج برشی به منظور برآورد فاکتور کیفیت در نوارهای بسامدی گوناگون تعیین شده است. با توجه به علاقه‌مندی ما در این مطالعه به ساختارهای پوسته و گوشته بالایی و به منظور پوشش ناحیه مورد نظر و بررسی تغییرات با عمق جذب امواج کدا، داده‌ها در دو دسته و با فواصل رومرکزی کمتر از ۱۰۰ کیلومتر و مابین ۱۰۰ تا ۲۰۰ کیلومتر برای برآورد پارامترهای مدنظر استفاده شدند (شکل ۴). عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها با میانگین‌گیری از عمق‌های گزارش شده توسط شبکه لرزه‌نگاری پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی

مربعیات، به صورت

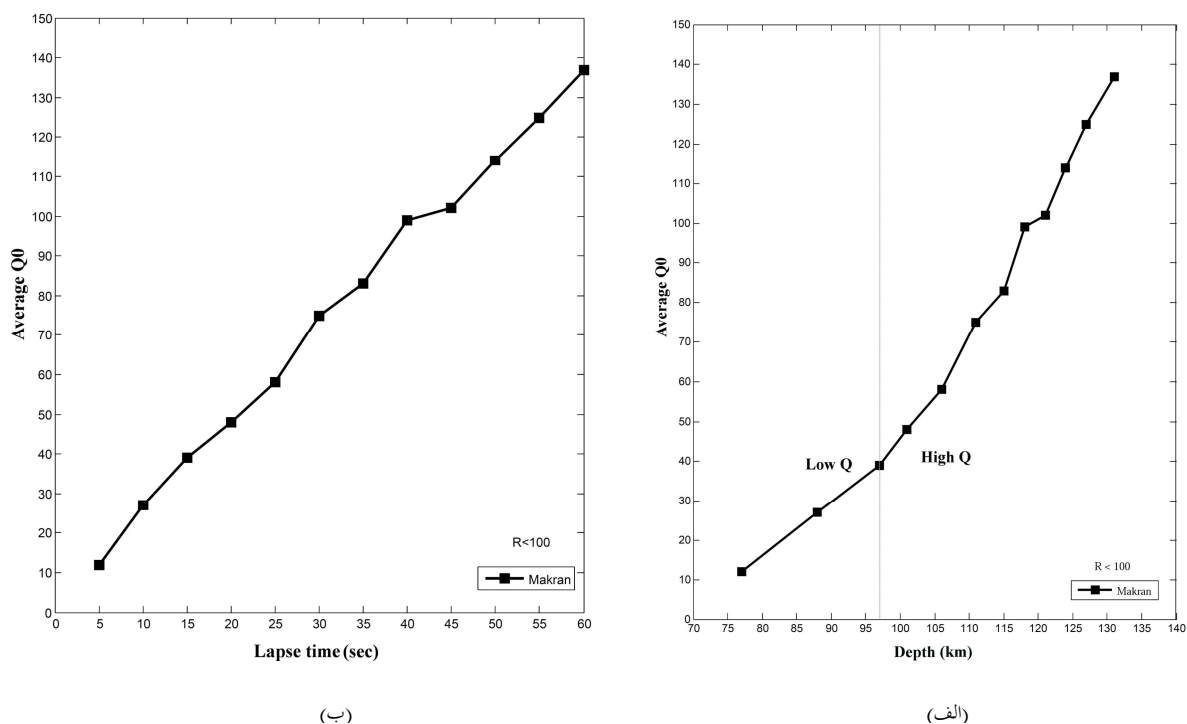
$$A(f,t) = [b^2(f,t) + H^2(b(f,t))]^{1/2}$$
 محاسبه کرد، که $b(t)$ سری زمانی لرزه‌نگاشت فیلتر و هموار شده در حوزه زمان و $H(b(f,t))$ تبدیل هیلبرت آن است (رحیمی و حمزه‌لو، ۲۰۰۸؛ رحیمی و همکاران، ۲۰۱۰). به این شیوه و با استفاده از روش کمترین مربعات، مقدار Q_c برای هر لرزه‌نگاشت در هر نوار بسامدی به دست می‌آید. در شکل ۴ برای یک نمونه رکورد ثبت شده در ایستگاه زاهدان روند مذکور به همراه مقادیر فاکتور کیفیت امواج کدا آورده شده است. در مرحله بعد با استفاده از مقادیر به دست آمده در بسامدهای گوناگون و رابطه وابستگی بسامدی امواج کدا ($Q_c = Q_0 f^n$) مقادیر فاکتور کیفیت امواج کدا در بسامد مرجع و پارامتر فاکتور کیفیت، برای دوازده بازه زمانی گذشت امواج کدا برآورد شد.

شده و برای برآورد فاکتور کیفیت امواج کدا از آنها استفاده شد. بر روی مولفه قائم زمین لرزه‌ها، در هفت نوار بسامدی ۱-۲، ۲-۴، ۳-۶، ۴-۸، ۶-۱۲، ۸-۱۶، ۱۲-۲۴ هرتز با بسامدهای مرکزی ۱/۵، ۳/۰، ۴/۵، ۶/۰، ۹/۰، ۱۲/۰ و ۱۸ هرتز، صافی میان‌گذر باترورث مرتبه ۲ اعمال می‌شود. برای تعیین پنجره امواج کدا، ابتدای پنجره کدا از زمان وقوع زمینلرزه، دو برابر زمان سیر موج S در نظر گرفته می‌شود (رائوتین و خالتورین، ۱۹۷۸) و سپس طول پنجره گذشت زمانی کدا، در این مطالعه به ازای دوازده مقدار ۵ تا ۶۰ ثانیه با بازه‌های ۵ ثانیه‌ای تعیین شده است. برای برآورد فاکتور کیفیت امواج کدا در بسامدها و پنجره‌های زمانی امواج کدا در دو دسته فاصله رومرکزی متفاوت (کمتر از ۱۰۰ کیلومتر و مابین ۱۰۰ و ۲۰۰ کیلومتر) طبق رابطه (۲)، مقادیر $\ln(A(f,t)t)$ برحسب گذشت زمانی t برای هر نوار بسامدی محاسبه می‌شود. $A(f,t)$ را می‌توان براساس تبدیل هیلبرت و ریشه میانگین

Makran - R < 100



شکل ۹. نمودار Q_c بر حسب بسامد برای داده‌هایی با مسافت رومرکزی کمتر از ۱۰۰ کیلومتر در ناحیه شمال مکران با پنجره‌های زمانی ۵ ثانیه.



شکل ۱۰. (الف) تغییرات ضریب کیفیت با عمق (ب) تغییرات ضریب کیفیت متوسط با گذشت زمان برای پهنه مکران برای مسافت رومرکزی کمتر از ۱۰۰ کیلومتر.

طبس (TABS)، شاهرخت (SHRT)، محدوده مکران به عرض ۵۶ تا ۶۴ درجه و طول ۲۵ تا ۳۰ درجه با ایستگاه‌های کرمان (KRBR)، بندرعباس (BNDS)، زاهدان (ZHSF)، چابهار (CHBH) می‌باشند که بعد از برآورد تک ایستگاهی مقادیر فاکتور کیفیت امواج کدا در محدوده‌های جداگانه مورد بررسی قرار گرفتند. مقادیر به‌دست آمده برای این نواحی و در پنجره‌های زمانی ۵ الی ۶۰ ثانیه به ترتیب در جدول‌های ۱ و ۲ برای فواصل رومرکزی کمتر از ۱۰۰ و مابین ۱۰۰ و ۲۰۰ کیلومتر آورده شده است. رابطه‌های بسامدی به‌دست آمده برای امواج کدا برای ناحیه جنوب شرقی زاگرس از روی مولفه قائم به صورت $Q_c = (12 \pm 1.1)f^{(1.26 \pm 0.02)}$ به‌زای پنجره گذشت زمانی ۵ ثانیه تا $Q_c = (125 \pm 1.1)f^{(1.07 \pm 0.014)}$ به‌زای ۶۰ ثانیه تغییر می‌کند. مقدار ضریب کیفیت برآورد شده در همه

۶ برآورد تغییرات جانبی و عمقی فاکتور کیفیت

به‌منظور بررسی و فهم تغییرات جانبی فاکتور کیفیت امواج لرزه‌ای در پهنه مورد مطالعه، این پارامتر ابتدا به‌صورت جداگانه برای تک‌تک ایستگاه‌های موجود در ناحیه مورد مطالعه برآورد شد و در مرحله بعد، با توجه به شباهت نتایج و همچنین ایالت‌های تکتونیکی ایران، منطقه مورد مطالعه به سه پهنه تقسیم‌بندی و برای هر سه پهنه پارامترهای مورد علاقه محاسبه شد. در ادامه برای هر ناحیه نتایج بحث می‌شود.

سه محدوده مذکور به ترتیب محدوده زاگرس به عرض ۵۰ تا ۵۷/۵ و طول ۲۵ تا ۳۰ درجه با ایستگاه‌های کرمان (KRBR)، بندرعباس (BNDS)، قیرکارزین (GHIR)، اهرم (AHRM)، محدوده جنوب ایران مرکزی به عرض ۵۰ تا ۶۲ درجه و طول ۲۸ تا ۳۴ درجه با ایستگاه‌های کرمان (KRBR)، زاهدان (ZHSF)، نائین (TABS)،

ارائه شده و تغییرات ژئودینامیکی بلندی‌های زاگرس تفسیر شده است. در مقطع توموگرافی گزارش شده در مطالعه مذکور ناحیه‌ای کم‌سرعت در عمق حدود ۱۰۰ کیلومتر در منطقه پوشش داده شده در این مطالعه، گزارش شده است که با نتایج به‌دست آمده در این مطالعه که دلالت بر وجود ناحیه‌ای با مقادیر فاکتور کیفیت کم و جذب زیاد در عمق حدود ۱۰۰ کیلومتر است سازگاری خوبی نشان می‌دهد.

رابطه‌های بسامدی به‌دست آمده برای امواج کدا برای ناحیه جنوب ایران مرکزی به صورت $Q_c = (17 \pm 1.3)f^{(1.13 \pm 0.051)}$ به ازای پنجره گذشت زمانی ۵ ثانیه تا $Q_c = (147 \pm 1.3)f^{(0.89 \pm 0.038)}$ به ازای ۶۰ ثانیه تغییر می‌کند (شکل ۷؛ جدول ۱). در تمامی روابط به‌دست آمده مقدار ضریب کیفیت کمتر از ۲۰۰ می‌باشد. این امر نشان‌دهنده آن است که ناحیه مورد مطالعه علاوه بر اینکه از نظر زمین‌ساختی و لرزه‌خیزی کاملاً فعال است، دارای کاهیدگی و ناهمگنی بالایی نیز می‌باشد.

همانطور که در شکل ۸ نشان داده شده است، تغییرات ضریب کیفیت با افزایش عمق افزایش می‌یابد. شیب نمودار تا عمق ۱۰۵ کیلومتر ثابت بوده و در این عمق با شیب ملایمی تا عمق ۱۱۵ کیلومتر افزایش پیدا می‌کند که حاکی از وجود منطفه‌ای با جذب بالا و سرعت کم در این ناحیه است (جدول ۲). براساس مدل‌های توموگرافی جهانی (بیجوارد و همکاران، ۱۹۹۸؛ بیجوارد و اسپاکمن، ۲۰۰۰) یک بی‌هنجاری سرعت منفی در زیر ایران مرکزی مشاهده می‌شود که به درون زاگرس امتداد یافته است. این امر می‌تواند دلیلی بر وجود لیتوسفر گرم‌تر و در عین حال نازک‌تر باشد. در عین حال در مطالعات انجام گرفته توسط علینقی و همکاران (۲۰۰۷) چنین بی‌هنجاری منفی مشاهده شده است. مگی و پرستلی (۲۰۰۵) یک لایه کم‌سرعت تا عمق ۱۵۰ کیلومتر زیر فلات ایران گزارش

پنجره‌های گذشت زمانی امواج کدا کمتر از ۲۰۰ می‌باشد که نشان‌دهنده فعال بودن منطقه از نظر زمین‌ساختی و لرزه‌خیزی و همچنین کاهیدگی و ناهمگنی بالاست. در شکل ۵- و جدول ۱ برای داده‌های با فاصله رومرکزی کمتر از ۱۰۰ کیلومتر و برای همه پنجره‌های زمانی امواج کدا از ۵ تا ۶۰ ثانیه مقادیر محاسبه شده به همراه رابطه بسامدی کاهندگی آورده شده است.

برای فهم نحوه تغییرات پارامتر Q_c با عمق، پارامتر Q_c برای چندین پنجره گذشت زمانی امواج کدا برآورد شد. مقادیر Q_0 به‌دست آمده در پنجره‌های زمانی گوناگون و با افزایش آن به صورت تجمعی زیاد می‌شوند (جدول ۲). در شکل ۶ در قسمت (ب) تا عمق حدود ۹۰ کیلومتر در پنجره گذشت زمانی ۱۵ ثانیه آهنگ تغییرات فاکتور کیفیت امواج کدا با عمق به صورت افزایشی عمل می‌کند، اما در محدوده عمقی ۹۱ تا ۹۷ کیلومتری شیب خط کمتر می‌شود که نشان از کاهش Q_0 لایه مرتبط با آن است. در واقع این ناحیه می‌تواند ورود به یک لایه با Q_0 پایین و لذا یک منطقه کم‌سرعت باشد. در ادامه این نمودار دوباره بعد از عمق ۹۷ کیلومتری، تغییرات ضریب کیفیت با شیبی تقریباً ثابت افزایش می‌یابد.

راستگو و همکاران (۲۰۱۰) نیز تغییرات ضریب کیفیت را برای ناحیه هرمزگان با استفاده از داده‌های ثبت شده در ایستگاه بندرعباس محاسبه کرده و تغییرات روند ضریب کیفیت با عمق را در عمق ۹۴ کیلومتر گزارش کرده‌اند. نتایج آنها با آنچه که در این مطالعه برای این ناحیه با استفاده از داده‌های چهار ایستگاه کرمان، بندرعباس، قیرکارزین و اهرم (مرز ناپوستگی در عمق ۹۱ تا ۹۷ کیلومتر) برآورد شده، همخوانی خوبی نشان می‌دهد.

آگارد و همکاران (۲۰۱۱)، تغییرات ژئودینامیکی ارتفاعات زاگرس ناشی از برخورد صفحه عربی با صفحه اوراسیا را مورد مطالعه قرار داده‌اند. در مطالعه مذکور نیم‌رخ‌های عمقی متعددی با توجه به مقاطع توموگرافی

است، لذا در ناحیه شمالی این ناحیه مشاهدگی لایه اقیانوسی در عمق ۱۰۰ کیلومتر دور از انتظار نمی‌باشد. از طرفی رومرکز زمین لرزه‌ها در مکران با وجود اینکه دارای پراکندگی در بخش شمالی مکران در عمق نزدیک یا کمی بیش تر از ۱۰۰ کیلومتر واقع شده‌اند. با فرض عمق حدود ۱۰۰ کیلومتر پوسته اقیانوسی در ناحیه شمالی مکران غربی (آگارد و همکاران، ۲۰۱۱؛ بایرن و سویکس، ۱۹۹۲) و با توجه به سرعت بالاتر و لذا جذب پایین تر پوسته اقیانوسی فرورونده نسبت به گوشته اطراف کاهش تضعیف مشاهده شده در این مطالعه در عمق حدود ۹۷ کیلومتر می‌تواند نتیجه وجود پوسته اقیانوسی فرورونده در این عمق باشد.

در شکل ۱۱ نمودارهای مقایسه‌ای تغییرات فاکتور کیفیت امواج کدا در پنجره‌های گوناگون امواج کدا و عمق برای فاصله‌های رومرکزی کمتر از ۱۰۰ آورده شده است. از نمودار تغییرات ضریب کیفیت با عمق، برای هر سه ناحیه مشاهده می‌شود که در تمام بازه‌های زمانی مقدار ضریب کیفیت کوچک‌تر از ۲۰۰ بوده و لذا هر سه ناحیه جزء مناطق فعال زمین‌ساختی محسوب می‌شوند. براساس پیشنهاد هاوزسکف و اتمولر (۲۰۰۳) کمینه طول پنجره گذشت زمانی ۲۰ ثانیه در نظر گرفته شد تا نتایج پایدار و قابل اطمینانی به دست آید. از مقایسه نتایج حاصله برای سه ناحیه مقادیر Q_0 ، به ازای پنجره گذشت زمانی ۲۰ ثانیه و فاکتور کیفیت بالای ۵۰، تغییرات ضریب کیفیت ناحیه زاگرس از بقیه مناطق کمتر است که با روند تکتونیکی و لرزه‌خیزی زاگرس که از بقیه مناطق فعال‌تر است مطابقت دارد. در ناحیه زاگرس و ایران مرکزی، یک ناحیه کم‌سرعت دیده می‌شود که در زاگرس در عمق ۹۱ تا ۹۷ کیلومتر و در ایران مرکز در عمق ۱۰۵ تا ۱۱۰ کیلومتر می‌باشد که بعد از آن دوباره از ناحیه کم‌سرعت خارج می‌شوند. در ناحیه مکران بر خلاف دو ناحیه دیگر زون کم‌سرعت دیده نمی‌شود بلکه در این ناحیه در عمق ۹۷

دادند که همسو با بی‌هنجاری‌های گرانی با طول موج بلند بودند. طبق گزارش مگی و پرستلی (۲۰۰۵) یک لیتوسفر گرم در زیر فلات ایران - ترکیه قرار گرفته و علت آن را ذوب شدگی بخشی به دلیل ضخیم‌شدگی آن که ناشی از برخورد قاره‌ای در این ناحیه است می‌دانند. همه این مشاهدات که با استفاده از نقشه‌های توموگرافی سرعت برآورد شده است به صورت کلی با نتایج به دست آمده در این مطالعه که حاکی از جذب بالا در عمق ۱۱۰ کیلومتری است، سازگاری خوبی نشان می‌دهد.

رابطه‌های بسامدی به دست آمده برای امواج کدا برای ناحیه مکران به صورت $Q_c = (12 \pm 1.1)f^{(1.3 \pm 0.015)}$ به ازای پنجره گذشت زمانی ۵ ثانیه تا $Q_c = (137 \pm 1.1)f^{(1.03 \pm 0.018)}$ به ازای ۶۰ ثانیه تغییر می‌کند (شکل ۹؛ جدول ۱). در تمامی روابط به دست آمده مقدار ضریب کیفیت کمتر از ۲۰۰ می‌باشد. این امر نشان‌دهنده آن است که ناحیه مورد مطالعه علاوه بر اینکه از نظر زمین‌ساختی و لرزه‌خیزی کاملاً فعال است، دارای کاهیدگی و ناهمگنی بالایی نیز می‌باشد.

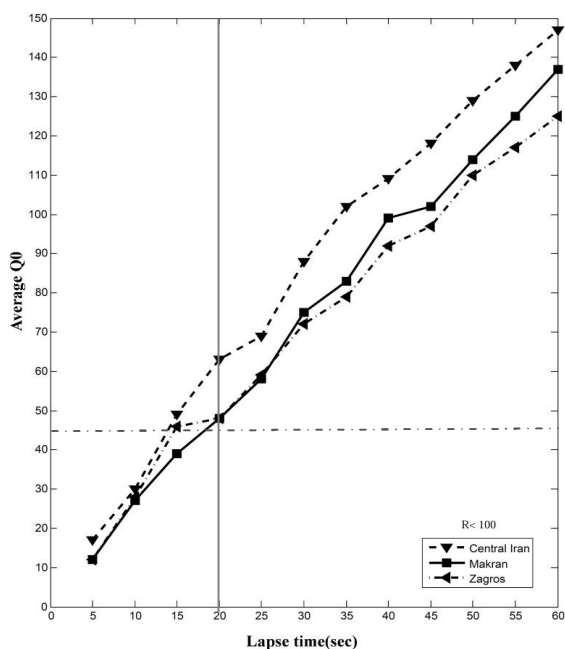
در این ناحیه تا عمق ۹۷ کیلومتری شیب نمودار ثابت بوده و پس از آن شیب افزایش می‌یابد. به احتمال زیاد این مشاهده به علت وجود یک مرز ناپوستگی با جذب کمتر در عمق ۹۷ کیلومتری است و مقادیر به دست آمده نشان می‌دهد که در این عمق از یک لایه با جذب بالا به یک لایه با جذب کمتر وارد شده است (شکل ۱۰، جدول ۲). با توجه به این که اکثر داده‌های مورد استفاده برای این ناحیه برای ایستگاه‌های شمالی منطقه مکران می‌باشند لذا نتایج حاصله برای قسمت شمالی ناحیه مکران معتبر می‌باشد. با توجه به شیب صفحه فرورانشی در ناحیه فرورانشی مکران که با شیبی در حدود ۱۵ درجه (فروودی، ۱۹۷۷) در حال فرورانش است و باعث ایجاد کمان آتش فشانی بزمان و مجموعه آتشفشان‌های بخش شمال و شمال شرقی فروافتادگی جازموریان شده

موخاپادهای و همکاران (۲۰۰۷ و ۲۰۰۸) از مناطق گوناگون جهان نشان دادند که Q_c با افزایش پنجره گذشت زمانی افزایش می‌یابد. هر چه بازه‌های گذشت زمانی بزرگ‌تر می‌شود، توده‌ای که امواج کدا از آن به ایستگاه می‌رسند، چه از نظر حجمی و چه توسعه عمقی و عرضی بزرگ‌تر می‌شوند. بنابراین امواج کدا در پنجره‌های زمانی بزرگ‌تر اطلاعات بیشتری را در مورد توده، چه از نظر حجمی و چه توسعه عمقی و عرضی، به ما می‌دهد. بیشتر کسانی که بر روی فاکتور کیفیت کار می‌کنند، موافق هستند که تغییرات Q_c با عمق به شدت تاثیرگذار است (ابوبکر یو و گوسیو؛ ۱۹۹۰، ایانیز و همکاران، ۱۹۹۰). بنابراین بررسی تغییرات میرایی با عمق، مقدار Q_c برای ۱۲ پنجره گذشت زمانی محاسبه شد، که از ۵ تا ۶۰ ثانیه، با بازه‌های زمانی ۵ ثانیه انتخاب شد. پارامتر بعدی که استفاده شد فاصله رومرکزی بود.

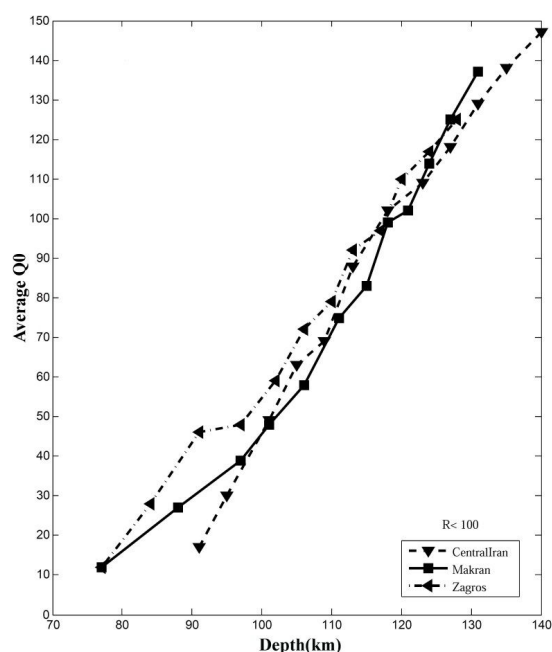
کیلومتر از منطقه‌ای با ضریب کیفیت کمتر به منطقه‌ای با ضریب کیفیت بیشتر وارد می‌شود.

در شکل ۱۲ نمودارهای تغییرات ضریب کیفیت با گذشت زمان و افزایش عمق برای داده‌های با فاصله رومرکز بین ۱۰۰ تا ۲۰۰ برای هر سه ناحیه رسم شده‌اند. با توجه به اینکه مقادیر Q_c به دست آمده برای زمان گذشت‌های بالا، وابسته به اعماق زیادتر بوده و اساساً در اعماق زیادتر زمین همگن‌تر می‌شود، لذا روندهای Q_c در هر سه ناحیه شبیه هم بوده و روند افزایشی دارد.

رابطه بسامدی Q_c برآورد شده در سه ناحیه شمال مکران، جنوب شرقی زاگرس و جنوب ایران مرکز به ازای پنجره‌های گذشت زمانی ۵، ۱۰، ۱۵، ...، ۶۰ به ترتیب برای ناحیه‌های نام برده شده برای داده‌هایی با فاصله رومرکزی کمتر از ۱۰۰ کیلومتر در جدول ۲ آورده شده است. مشاهدات هاوسکف و همکاران (۱۹۸۹)، گوپتا و همکاران (۱۹۸۹)، کومار و همکاران (۲۰۰۵)،

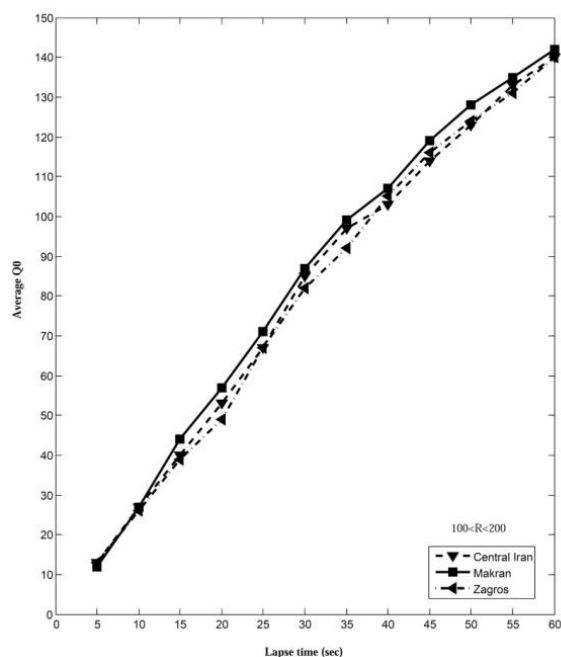


(ب)

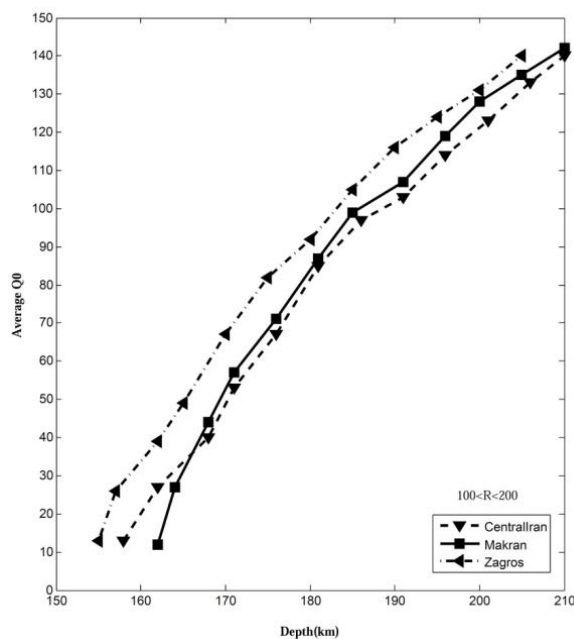


(الف)

شکل ۱۱. (الف) تغییرات ضریب کیفیت با عمق (ب) مقایسه تغییرات ضریب کیفیت متوسط با گذشت زمان در پهنه‌های زاگرس، ایران مرکز و برای فاصله رومرکزی کمتر از ۱۰۰ کیلومتر.



(ب)



(الف)

شکل ۱۲. (الف) تغییرات ضریب کیفیت با عمق (ب) تغییرات ضریب کیفیت متوسط با گذشت زمان در پهنه‌های زاگرس، ایران مرکز، مکران برای فاصله رومرکزی کمتر از ۱۰۰ کیلومتر.

شده بر حسب بسامد افزایش می‌یابند. همچنین با افزایش طول پنجره گذشت زمانی، مقدار Q_0 افزایش یافته و مقدار n کاهش می‌یابد. با توجه به اینکه جذب امواج کدا با شکستگی‌ها و لرزه‌خیزی در یک ناحیه رابطه مسقیم دارد در مطالعات گوناگون به‌مثابه پارامتری برای دسته-بندی نواحی فعال و غیرفعال به لحاظ لرزه‌خیزی به کار می‌رود. برخی روابط وابستگی بسامدی ضریب کیفیت امواج کدا به روش تک‌پراکنش به عقب، به ازای پنجره گذشت زمانی ۳۰ ثانیه، در ایران و دیگر مناطق جهان نیز برآورد شده است. به‌طور مثال، برای ناحیه یوآن در استان یونن که در جنوب غرب چین قرار گرفته است، $Q_c = 49f^{0.95}$ برآورد شده است (لی و همکاران، ۲۰۰۴). این ناحیه یک ناحیه لرزه خیز است و شاهد زمین‌لرزه‌های فراوانی با بزرگی ۶/۵ در سال ۲۰۰۰ و نیز زمین‌لرزه دیگری با بزرگی ۵/۶ در سال ۱۹۹۳ بوده است

انتخاب فاصله رومرکزی با توجه به این زمانی محاسبه شد، که از ۵ تا ۶۰ ثانیه، با بازه‌های زمانی ۵ ثانیه انتخاب شد. پارامتر بعدی که استفاده شد فاصله رومرکزی بود. انتخاب فاصله رومرکزی با توجه به این واقعیت است که ایستگاه‌هایی که در فاصله رومرکزی نزدیک‌تر واقع شده‌اند، امواج کدایی که دریافت می‌کنند از محیط‌های کوچک‌تر و محدودتری دریافت شده‌اند، اما آنهایی که در فاصله رومرکزی دورتری هستند محیط‌های وسیع‌تر و عمیق‌تری را پوشش می‌دهند. بنابراین برای مطالعه خواص میرایی از ناحیه‌های مورد مطالعه با عمق و جزئیات بیشتر، داده‌ها به دو دسته تقسیم شد. داده‌ها با فاصله رومرکزی کمتر از ۱۰۰ و دسته دوم داده‌ها با فاصله رومرکزی بین ۱۰۰ تا ۲۰۰ ایجاد و Q_c در ۱۲ پنجره گذشت زمانی محاسبه شد. با توجه به افزایش عمق نفوذ امواج کدا، با افزایش طول پنجره گذشت زمانی، مقادیر Q_c برآورد

کرد که:

۱- برآورد ضریب کیفیت در ۱۲ پنجره زمانی ۵ تا ۶۰ ثانیه، با بازه‌های ۵ ثانیه‌ای برای سه ناحیه برآورد شد. رابطه بسامدی به‌دست آمده برای امواج کدا، برای جنوب شرقی زاگرس به‌صورت $Q_c = (12 \pm 1.1)f^{(1.26 \pm 0.02)}$ به ازای پنجره گذشت زمانی ۵ ثانیه تا $Q_c = (125 \pm 1.1)f^{(1.07 \pm 0.014)}$ به ازای ۶۰ ثانیه تغییر می‌کند. به همین ترتیب برای ناحیه جنوب ایران مرکز، رابطه بسامد امواج کدا به صورت $Q_c = (17 \pm 1.3)f^{(1.13 \pm 0.051)}$ به ازای پنجره گذشت زمانی ۵ ثانیه تا $Q_c = (147 \pm 1.3)f^{(0.89 \pm 0.038)}$ به ازای ۶۰ ثانیه تغییر می‌کند. برای منطقه مکران رابطه بسامدی امواج کدا از $Q_c = (12 \pm 1.1)f^{(1.3 \pm 0.015)}$ به ازای پنجره گذشت زمانی ۵ ثانیه تا $Q_c = (137 \pm 1.1)f^{(1.03 \pm 0.018)}$ به ازای ۶۰ ثانیه تغییر می‌کند.

۲- عامل بعدی که از آن استفاده شد فاصله رومرکزی بود. انتخاب فاصله رومرکزی با توجه به این واقعیت است که ایستگاه‌هایی که در فاصله رومرکزی نزدیک‌تر واقع شده‌اند، امواج کدایی که دریافت می‌کنند از محیط‌های کوچک‌تر و محدودتری دریافت شده‌اند، اما آنهایی که در فاصله رومرکزی دورتری هستند محیط‌های وسیع‌تر و عمیق‌تری را پوشش می‌دهند. بنابراین برای مطالعه خواص میرایی از ناحیه‌های مورد تحقیق با عمق و جزئیات بیشتر، داده‌ها به دو دسته تقسیم شد. داده‌ها با فاصله رومرکزی کمتر از ۱۰۰ و دسته دوم داده‌ها با فاصله رومرکزی بین ۱۰۰ تا ۲۰۰ کیلومتر ایجاد شد و Q_c در ۱۲ پنجره گذشت زمانی محاسبه شد. از مقایسه سه ناحیه مشخص می‌شود که مقادیر Q_0 ، به ازای پنجره گذشت زمانی بیش از ۲۰ ثانیه و فاکتور کیفیت بیش از ۵۰، تغییرات ضریب کیفیت ناحیه زاگرس از بقیه مناطق کمتر است که با روند تکتونیکی و

(لی و همکاران، ۲۰۰۴). برای ناحیه شمال شرق هند که در زون برخوردی شرق هیمالایا قرار دارد، $Q_c = 52f^{1.3}$ محاسبه شده است (هَزرِیکا و همکاران، ۲۰۰۹). در ناحیه البرز واقع در شمال ایران، $Q_c = 87f^{1.03}$ است (رحیمی و همکاران، ۲۰۱۰b). برای ناحیه کوینا که در غرب هند واقع شده است و از نظر لرزه‌خیزی فعال است، $Q_c = 96f^{1.09}$ می‌باشد (گوپتا و همکاران، ۱۹۹۸). در ناحیه شرق ایران، $Q_c = 101f^{0.94}$ (معهود و حمزه‌لو، ۲۰۰۹)، در ناحیه ایران مرکزی، $Q_c = 105f^{0.92}$ (رحیمی و همکاران، ۲۰۱۰b) و برای ناحیه زاگرس در جنوب غرب ایران، $Q_c = 124f^{0.85}$ (رحیمی و حمزه‌لو، ۲۰۰۸) است. با توجه به مقادیر برآورد شده در این مطالعه برای ناحیه زاگری در زمان گذشت ۳۰ ثانیه، $Q_c = 72f^{1.19}$ برآورد شده است که با توجه به اینکه دارای مقادیر کمتر از البرز و ایران مرکزی بوده لذا لرزه‌خیزی بالاتری دارد. از طرفی رابطه برآورد شده برای ایران مرکزی از $Q_c = 88f^{1.01}$ پیروی می‌کند که به لحاظ لرزه‌خیزی از البرز و زاگرس کمتر بوده اما در زمره مناطق فعال به لحاظ لرزه‌خیزی قرار می‌گیرد. برای پهنه شمال مکران غربی با توجه به رابطه برآورد شده $Q_c = 12f^{1.3}$ و عمق مربوط به ناحیه نمونه‌برداری شده قابل توجه و بیشتر به پوسته قاره‌ای و جذب در آن وابسته است.

۷ نتیجه‌گیری

در این تحقیق، مقادیر ضریب کیفیت امواج کدا به روش تک‌پراکنش به عقب (اکی و چوئت، ۱۹۷۵) به روش تک ایستگاهی و چند ایستگاهی برای ناحیه شمال مکران، جنوب شرقی زاگرس و جنوب شرقی ایران مرکز به‌دست آمده است. براساس نتایج حاصل شده می‌توان نتیجه‌گیری

سالاری، ا. م.، ۱۳۹۰، بررسی زلزله‌خیزی ناحیه مکران از طریق مدل‌سازی زمین‌لرزه‌ها با استفاده از وارون‌سازی امواج درونی: پایان‌نامه کارشناسی ارشد، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران.

نمکی، ل.، ۱۳۸۲، تفسیر داده‌های مغناطیس‌هوایی مکران و ارتباط آن با پدیده‌های زمین‌شناسی: پایان‌نامه کارشناسی ارشد، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران.

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B., and Wortel, R., 2011, Zagros orogeny: A subduction-dominated process, in: Lacombe, O., Grasemann, B., Simpson, G. (Eds.), *Geodynamic evolution of the Zagros: Geological Magazine*, 692-725.

Aki, K., 1969, Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves: *J. Geophys. Res.*, **74**, 615-631.

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

Ambraseys, N. N., and Melville, C. P., 1982, *A History of Persian Earthquakes*: Cambridge University Press, Cambridge, UK.

Aubourg, C., Smith, B., Bakhtari, H. R., Guya, N., and Eshraghi, A., 2008, Tertiary block rotations in the Fars Arc (Zagros, Iran): *Geophys. J. Int.*, **173**, 659-673.

Bijwaard, H. and Spakman, W., 2000, Nonlinear global P-wave tomography by iterated linearized inversion: *Geophys. J. Int.*, **141**(1), 71-82.

Bijwaard, H., Spakman, W., and Engdahl, E. R., 1998, Closing the gap between regional and global travel time tomography: *J. Geophys. Res.*, **103**, 30055-30078.

Byrne, E., and Sykes, R., 1992, Great thrust earthquakes and aseismic slip along the plate boundary of the Makran subduction zone: *J. Geophys. Res.*, **97**, 449-478.

Bayer R., Chery J., Tatar M., Vernant Ph., Abbasi M., Masson F., Nilforoushan F., Doerflinger E., Regard V. and Bellier O., (2004). Active deformation in Zagros-Makran transition zone inferred from GPS measurements, *Geophys. J. Int.*, 165, 373-381.

Caputo, M., Keilis-Borok, V., Gasperini, P., Marcelli, L., and Rotwain, I., 1978, Earthquake Swarms as Forerunners of Strong Earthquakes in Italy, *EOS: Transactions, Am. Geophys. Union (Abstract)*

لرزه‌خیزی زاگرس که از بقیه مناطق فعال‌تر است مطابقت دارد. در ناحیه زاگرس و ایران مرکزی، یک ناحیه کم‌سرعت دیده می‌شود که در زاگرس در عمق ۹۱ تا ۹۷ کیلومتری و در ایران مرکزی در عمق ۱۰۵ تا ۱۱۰ کیلومتر می‌باشد که بعد از آن دوباره از ناحیه کم‌سرعت خارج می‌شوند. در ناحیه مکران بر خلاف دو ناحیه دیگر زون کم‌سرعت دیده نمی‌شود بلکه در این ناحیه در عمق ۹۷ کیلومتر از منطقه‌ای با ضریب کیفیت کمتر به منطقه‌ای با ضریب کیفیت بیشتر وارد می‌شود که می‌تواند نتیجه وجود پوسته اقیانوسی فرورونده در عمق یاد شده باشد. در پوسته اقیانوسی سرعت بالاتر و در نتیجه جذب امواج در آن نسبت به پوسته قاره‌ای کمتر است.

۳- در تمامی روابط به دست آمده مقدار ضریب کیفیت کمتر از ۲۰۰ می‌باشد. این امر نشان‌دهنده آن است که ناحیه‌های مورد تحقیق علاوه بر اینکه از نظر زمین‌ساختی و لرزه‌خیزی کاملاً فعال هستند، دارای کاهیدگی و ناهمگنی بالایی نیز می‌باشند. از بین سه ناحیه جنوب شرق زاگرس با کمترین فاکتور کیفیت فعال‌تر از دو ناحیه دیگر مورد تحقیق می‌باشد و بعد از آن شمال مکران جزء مناطق فعال زمین‌ساختی و سپس جنوب ایران مرکزی در دسته‌بندی نواحی مورد تحقیق قرار می‌گیرند.

مراجع

آقانباتی، ع.، ۱۳۸۴، زمین‌شناسی ایران: سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.

جلیلی، ص.، ۱۳۹۰، مطالعه ساختار پوسته مغناطیسی در مکران، با استفاده از داده‌های آرومغناطیس: پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه، زنجان.

راستگو، م.، ۱۳۹۰، برآورد ضریب کیفیت امواج برشی و کدا در ناحیه هرمزگان، جنوب ایران: پایان‌نامه کارشناسی ارشد، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران.

- Province: *Journal Acta Seismologica Sinica*, 17(1), 47-53.
- McCall, G. J. H., and Ridd, G. W., 1982, The Makran, Southeastern Iran: The anomaly of a convergent plate margin active from Cretaceous to present: *J. geol. Soc. London.*, **10**, 387-397.
- McCann, W.R., S.P. Nishenko, L.R. Sykes, J. Krause, Seismic gaps and plate tectonics: seismic potential for major boundaries, *Pure Appl. Geophys.*, 117, 1082-1147, 1979. Mogi, K., Relationship between shallow and deep seismicity in the western Pacific region, *Tectonophysics*, 17, 1-22, 1973.
- Mokhtari, M., Abdollahi Fard, I., and Hessam, Kh., 2008, Structural elements of the Makran region, Oman sea and their potential relevance to tsunamigenesis: *Nat Hazards*, **47**, 185-199.
- Ohtake, M., Matumoto, T., and Latham, G. V., (1977), Seismicity gap near Oaxaca Southern Mexico as a probable precursor to a large earthquake, *Pageoph* 115, 375-385.
- Oldham, J., 1882, A Catalogue of Indian Earthquakes, *Mem: Geol. Surv. Indian* 19, 163- 215.
- Page, W. D., ALT, J. N., CLUFF, L. S., and Plafker, G. (1979), Evidence for the recurrence of large-magnitude earthquakes along the Makran Coast of Iran and Pakistan, *Tectonophysics* 52, 533-547.
- Pendse, C. G., 1947, The Makran Earthquake of the 28th November 1945: *Scientific Notes (India Meteorological Department)*.
- Pulli, J. J., 1984, Attenuation of coda waves in New England; *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 1149-1166.
- Quittmeyer, R. C., and Jacob, K. H., 1979, Historical and Modern Seismicity of Pakistan, Afghanistan, Northwestern India, and Southeastern Iran, BSSA, Quittmeyer R. C. Seismicity Variations in the Makran Region of Pakistan and Iran: Relation to Great Earthquakes, *Earth and Environmental Scienc.*
- Rahimi, H., and Hamzehloo, H., 2008, Lapse time and frequencydependent attenuation of coda waves in the Zagros continental collision zone in Southwestern Iran: *J. Geophys. Eng.*, **5**, 173-185.
- Rahimi, H., Hamzehloo, H., and Kamalian, N., 2010a, Estimation of coda and shear wave attenuation in the volcanic area in SE Sabalan mountain, NW Iran: *Acta Geophys.*, **58**, 244-268.
- Rahimi, H., Motaghi, K., Mukhopadhyay, S., and Hamzehloo, H., 2010b, Variation of coda
- Farhoudi, G., and Karig, D. E., 1977, Makran of Iran and Pakistan as an active arc system: *Geological Society of America*, **5**, 664-668.
- Fehler, M., Hoshiaba, M., Sato, H., and Obara, K., 1992, Separation of scattering and intrinsic attenuation for the Kanto-Tokai region, Japan, using measurements of S-wave energy versus hypocentral distance: *Geophysical J. Int.*, **108**, 787-790.
- Gheitanchi, M. R., Shafiei, D, and Bayramnadjad, E., 1998, The February 28, 1996, Ardebil, North west Iran, Earthquake and its Aftershocks: *Journal of the Earth and Space Physics.*, **24**(1-2), 1-9.
- Grando, G., and McClay, K., 2007, Morphotectonics domains and structural styles in the Makran accretionary prism, offshore Iran: *J. Sci.*, **196**, 157-179.
- Gupta, S. C, Singh, V. N., Ashwani Kumar. 1995, Attenuation of coda-waves in the Garhwal Himalaya India: *Journal of the Earth and Planetary Interior*, **87**, 247-253.
- Gutenberg, B., and Richter, C. F., 1954, *Seismicity of the Earth and Associated Phenomena*: Princeton Univ. Press, Princeton, N.J.
- Habermann, R. E., and Wyss, M., 1979 Seismicity patterns before five major earthquakes: *Bull. Seis. Soc. Am.*, **58**, 1194-1197.
- Habermann, R. E., and Wyss, R., 1977, Seismicity Patterns Before Five Major Earthquakes: *Transactions Am. Geophys. Union (EOS) (Abstract)*.
- Hamzello, H., 2005, Determination of causative fault parameters for some recent Iranian earthquakes using near field SH-wave data: *Journal of Asian Earth Science*, **25**, 621-628. doi:10.1017/S001675681100046X.
- Kadinski-Cade, K., and Barazangi, M., 1982, Seismotectonics of southern Iran: the Oman line: *Tectonics*, **1**, 389-412.
- Kumar, N., Imtiyaz, A. P., Virk, H. S, 2005, Estimation of coda wave attenuation for NW Himalayan region using local earthquakes: *Journal of the Earth and Planetary Interior*, **151**, 243-258.
- Laane, J., and W. P., Chen, 1989, The Makran earthquake of 1983 April 18: A possible analogue to the Puget Sound earthquake of 1965?, *Geophys. J. Int.* 98, 1-9.
- Lay, T., and Wallace, T. C., 1995, *Modern Global Seismology*: Academic Press, **58**.
- Li, B., Qin, J., Qian, X., and Ye, J., 2004, The coda attenuation of the Yao'an area in Yunnan

- Shahabpour, J., 2010, Tectonic implications of the geochemical data from the Makran igneous rocks in Iran: *Island Arc*, **19**, 676-689.
- Shimazaki, K., 1976, Intra-plate seismicity and inter-plate earthquakes: Historical activity in Southwest Japan. *Tectonophysics*, **33**: 33-42.
- Stein, S., And Wysession, M., 2003, *An Introduction to Seismology, Earthquake and Earth Structure*: Blackwell Pub.
- Szabo, F., and Kheradpir, A., 1978, Permian and Triassic stratigraphy, Zagros basin, southwest Iran: *J. Pet. Geol.*, **1**(2), 57-82.
- Trifunac, M. D., Todorovska, M. L., 2001, Evolution of accelerographs, data processing, strong motion analysis and amplitude and spectral resolution in recording strong earthquake motion: *J. Soil Dynamics and Engineering*, **21**, 537-557.
- Yamini-Fard, F., Hatzfeld, D., Farahbod, A. M., Paul, A., and Mokhtari, M., 2006, The diffuse transition between the Zagros continental collision and the Makran oceanic subduction (Iran): Microearthquake seismicity and crustal structure: *Geophys. J. Int.*, **170**, 182-194.
- Yashimoto, K., Sato, H. and Ohtaka, M., 1992, Frequency-dependence attenuation of P and s waves in the Kanto area, Japan, based on the coda-normalization method, *Geophys. J. int.* **114**, 165-174.
- wave attenuation in the Alborz region and central Iran: *Geophys. J. Int.*, **181**, 1643-1654.
- Rautian, T. G., and Khalturin, V. I., 1978, The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **68**, 923-948.
- Regard, V., Bellier, O., Thomas, J. C., Abbassi, M. R., Mercier, J., Shabaniyan, E., Eghhi, K., and Soleymani, S., 2004, The accommodation of Arabia-Asia convergence in the Zagros-Makran transfer zone, SE Iran: A transition between collision and subduction through a young deforming system: *Tectonics*, **23**, TC4007.
- Regard, V., Bellier, O., Thomas, J. C., Bourlès, D., Bonnet, S., Abbassi, M. R., Braucher, R., Mercier, J., Shabaniyan, E., Soleymani, S., and Fegghi, K., 2005, Cumulative right-lateral fault slip rate across the Zagros-Makran transfer zone and role of the Minab-Zendan fault system within the convergence accommodation between Arabia and Eurasia (SE Iran): *Geophys. J. Int.*, **162**, 177-203.
- Ross, D. A., Uchupi, E., and White, R. S., 1986, *The Geology of the Persian Gulf-Gulf of Oman Region*: *Rev. Geophys.*, **24**, 537-556.
- Sato, H., and Fehler, M. C., 1998, *Seismic Wave Propagation and Scattering in the Heterogeneous Earth*: Springer Verlag, New York.