

## برآورد ضریب کیفیت امواج تراکمی وابسته به فرکانس در ناحیه فاریاب (جنوب شرق زون سنندج-سیرجان) با استفاده از پس‌لرزه‌های زلزله ۹ اسفند ۱۳۸۴ تیاب

سارا ریحانی<sup>۱</sup> و عباس غلامزاده<sup>۲\*</sup>

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه فیزیک، دانشکده علوم، دانشگاه هرمزگان، هرمزگان، ایران

۲. استادیار، گروه فیزیک، دانشکده علوم، دانشگاه هرمزگان، هرمزگان، ایران

(دریافت: ۹۶/۵/۳۱، پذیرش نهایی: ۹۶/۱۱/۱۷)

### چکیده

گستره مورد مطالعه ناحیه فاریاب، در جنوب شرق زون دگرگونی سنندج-سیرجان و در مجاورت گسل معکوس اصلی زاگرس MZRF قرار دارد. این ناحیه جزو محدود نواحی در گستره سنندج-سیرجان است که فعالیت لرزه‌ای بالایی از خود نشان می‌دهد. زمین‌لرزه ۹ اسفند ۱۳۸۴ با بزرگای  $M_w = 6/0$  در این ناحیه رخ داده است. به‌رغم بزرگی قابل‌توجه، آسیب قابل‌ملاحظه‌ای حتی به ساختمان‌های ضعیف خشت و گلی روستایی وارد نشد که می‌تواند نشانگر توان محیط در جذب بالای انرژی امواج باشد. پس‌لرزه‌های این رویداد جهت محاسبه کاهندگی امواج تراکمی مورد استفاده قرار گرفته است. جهت برآورد رابطه وابستگی فرکانسی ضریب کیفیت امواج P به روش نرمال‌سازی کد، از ۴۳۱ پس‌لرزه به‌دقت تعیین محل شده، استفاده شده است. در این روش ضریب کیفیت امواج تراکمی در ۵ بازه فرکانسی در منطقه فاریاب تعیین شده است. رابطه وابستگی فرکانسی برای امواج طولی در منطقه مورد مطالعه به‌صورت  $Q_p = 23 f^{0.78}$  به دست آمده است. رابطه وابستگی فرکانس برای پرتوهای منتشر شده در دو امتداد شمال غرب-جنوب شرق و شمال شرق-جنوب غرب به‌ترتیب به‌صورت  $Q_p = 10 f^{0.94}$  و  $Q_p = 25 f^{0.75}$  است که مقدار ضریب کیفیت در بسامد مرجع ۱/۰ هرتز کمتر از ۲۰۰ می‌باشد. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که این منطقه از لحاظ لرزه‌خیزی و زمین‌ساختی فعال می‌باشد. کم بودن فاکتور کیفیت که دلالت بر کاهندگی نسبتاً زیاد دارد نشانگر فعالیت لرزه‌ای زیاد این ناحیه است و با انتظار ما از ساختار پوسته این ناحیه که زون دگرگونی است چندان انطباق ندارد. این کاهندگی زیاد احتمالاً ناشی از زون خورد شده در اثر زلزله‌های متعدد این ناحیه است.

واژه‌های کلیدی: کاهندگی، امواج تراکمی، روش نرمال‌سازی کد، سنندج-سیرجان، فاریاب.

### ۱. مقدمه

پی‌سنگ دگرگونی پرکامبرین قرار دارد. از دیدگاه ساختمانی، شکل‌گیری آن با حرکت همگرای مدام صفحه‌ی عربستان در جنوب غرب و خرد قاره‌ی ایران مرکزی شمال شرق، که خود ناشی از حرکت به سوی شمال شرق صفحه‌ی آفریقا-عربستان نسبت به اوراسیا می‌باشد، مرتبط است (علوی، ۱۹۹۴؛ بربریان، ۱۹۹۵). زون سنندج-سیرجان باریکه‌ای از جنوب باختری ایران میانی است که در بلا فصل شمال خاوری راندگی اصلی زاگرس قرار دارد. ویژگی‌های سنگی و ساختاری سنندج-سیرجان معرف یک گودی ژرف و یا کافت میانه بلوک در سپر پرکامبرین ایران و عربستان است. طول تقریبی آن حدود ۱۵۰۰ کیلومتر و از غرب دریاچه ارومیه تا شمال

ایران در میان دو صفحه لیتوسفری اوراسیا و عربستان قرار گرفته و این دو صفحه به سمت هم حرکت می‌کنند. آهنگ این همگرایی حدود ۲۵ mm/yr می‌باشد (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). نوار چین‌خورده-رانده زاگرس (ZFTB) با راستای شمال باختر-جنوب خاور از کوه‌های تاروس در شمال شرق ترکیه تا تنگه هرمز در جنوب باختری ایران به طول حدود ۱۶۰۰ کیلومتر ادامه دارد. گسل اصلی زاگرس (MZT) حد شمال خاوری نوار زاگرس است و پهنه سنندج-سیرجان (SSZ) را از کوه‌های زاگرس جدا می‌کند (بربریان، ۱۹۹۵). زاگرس در حاشیه شمال شرقی صفحه عربستان بر روی

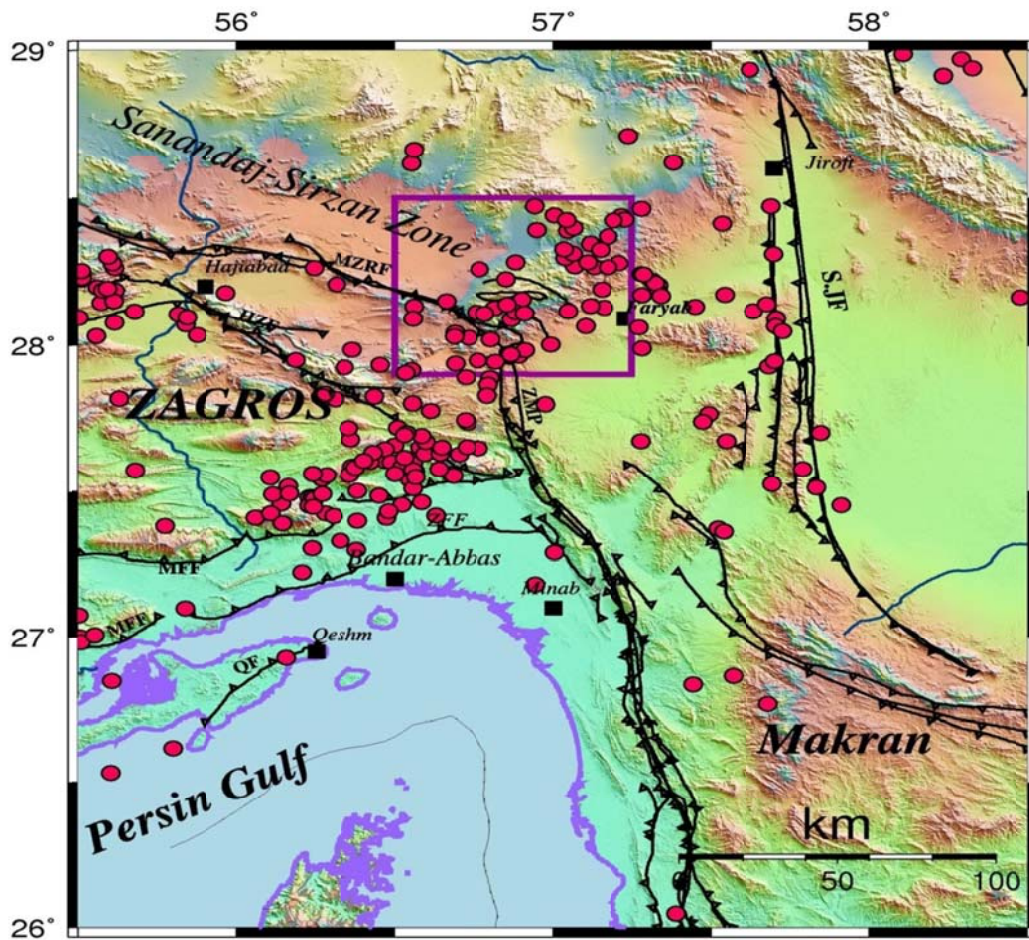
و ترکیه وجود دارد.

سری هیتات، زون همدان، زون ساختاری پیچیده همراه با سنگ‌های دگرگونی سنندج- سیرجان، زون دگرگونی زاگرس، اسفندقه- رضائیه، میوان - منوجان، اسفندقه- میوان، الاکوژئوسینکلینال پروتوزوئیک- تریاس نام‌های ناهمسانی است که برای این زون برگزیده شده است که از میان آنها سنندج- سیرجان شناخته شده‌تر است. این ناحیه به‌عنوان پر تکاپوترین پهنه ساختاری در ایران بخشی از کوهزاد زاگرس و سامانه کوهزاد آلپ- هیمالیاست که در اثر همگرایی میان بخش شمالی گندوانا با بلوک‌های سیمین و جنوب اوراسیا شکل گرفته است (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ سینگر، ۱۹۹۰؛ علوی، ۱۹۹۶).

پهنه سنندج- سیرجان از گسل سبزواران در جنوب خاوری تا مرز ترکیه- ایران در شمال باختری، شمال عراق و از آنجا تا جنوب خاوری آناتولی ادامه می‌یابد. رویدادهای زمین‌ساختی در جریان باز و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس منجر به تشکیل محیط‌های مختلف زمین‌ساختی و واحدهای چینه‌ای مرتبط با آنها شده است. فرو افتادگی دریاچه‌ی ارومیه، توزلوگل، گاوخونی و جازموریان فصل مشترک تقریبی سنندج- سیرجان با ایران مرکزی است. مرز جنوب باختری آن با راندگی اصلی زاگرس مشخص می‌شود و مرز شمالی آن کمان ماگمایی ارومیه دختر می‌باشد. این زون یکی از فعال‌ترین زون‌های ساختمانی ایران به‌شمار می‌رود و رویدادهای زمین‌ساختی و فعالیت‌های ماگمایی- دگرگونی مهمی است که این زون پشت سر گذاشته است. این رویدادها سبب شده که ویژگی‌های سنندج- سیرجان را با مناطق پرتحرک مرکز و شمال ایران قیاس کرده و آن را زیر زونی از ایران

مرکزی بدانند. هرچند که این بخش فقط از نظر رسوب‌گذاری و اختصاصات ساختمانی مانند ایران مرکزی است، ولی جهت و امتداد کلی آن از امتداد کلی زاگرس پیروی می‌کند. محجل و فرگوسن (۲۰۰۰) الگوی ساختاری سنندج- سیرجان را از نوع چین‌های بسته و هم‌راستا در مقیاس کیلومتری می‌دانند، ولی علوی و مهدوی (۱۹۹۴) زمین‌ساخت سنندج- سیرجان را به‌طور عمده از ساختارهای دوپلکس مرکب بزرگ‌مقیاس و همچنین سیستم‌های فلسی کوچک و بزرگ زاویه با شیب شمال خاوری در نظر می‌گیرند که در اثر آن ورقه‌هایی از سنگ‌های فانروزوئیک دگرگونه و غیر دگرگون شده، به اندازه‌ای ناهمسان، جابه‌جا شده‌اند.

منطقه مورد مطالعه در بخش انتهایی جنوب شرق زون سنندج- سیرجان و در مجاورت گسل معکوس اصلی زاگرس (MZRF)، گسل سبزواران- جیرفت و سیستم گسلی زندان- میناب قرار دارد (شکل ۱). در جنوب این ناحیه بخش انتهایی زاگرس قرار دارد که در آنجا گسل‌های اصلی زاگرس در بخش پایانی خود به گسل زندان- میناب می‌پیوندند و فعالیت لرزه‌ای زیادی از خود نشان می‌دهند (یمینی‌فرد و همکاران، ۲۰۱۲). ناحیه مورد مطالعه جزو معدود مناطق واقع در زون سنندج سیرجان است که دارای لرزه‌خیزی شدیدی است. مجاورت ناحیه مورد نظر با منتهای شرقی زاگرس در جنوب از یکسو و زون مکران در شرق و جنوب شرق از سوی دیگر بر پیچیدگی لرزه‌خیزی این ناحیه می‌افزاید و ضرورت مطالعه کاهندگی امواج تراکمی را دو چندان می‌کند زیرا با استفاده از این روش می‌توان ناهمسانگردی ایجاد شده در منطقه در اثر تلاقی این نواحی و گسل‌های مهم موجود در آن را بررسی نمود.



شکل ۱. موقعیت منطقه مورد مطالعه (مستطیل بنفش) و واحدهای تکتونیکی مکران، زاگرس و سنندج- سیرجان، به همراه گسل‌های منطقه نشان داده شده است. رویدادهای لرزه‌ای بر اساس کاتالوگ انگدال ۲۰۰۶ با دایره‌های قرمز رنگ مشخص شده است. گسل‌های مهم: S.J.F گسل سبزواران- جیرفت؛ MZRF گسل معکوس اصلی زاگرس و ZMP سیستم گسلی زندان-میناب پالامی است.

مقابل، افت دامنه امواج لرزه‌ای در پاسخ به فرآیندهای کشسانی که شامل گسترش هندسی و پراکنش می‌باشد به برآورد قانون بقای انرژی امواج می‌پردازد. مطالعات نشان می‌دهند که در مناطق لرزه‌خیز مقادیر  $Q$  کم و در مناطق پایدار دارای مقادیر بالایی است (ساتو و فلهر، ۱۹۹۸). با توجه به فعالیت بالای لرزه‌خیزی این ناحیه، مطالعه و شناخت دقیق‌تر پارامترهای جنبش نیرومند زمین امری ضروری است. امواج تراکمی،  $P$ ، از نوع طولی بوده و در آنها راستای ارتعاش ذرات محیط بر راستای انتشار عمود است. دامنه این امواج نسبت به امواج برشی کوچک‌تر است و بنابراین در تخریب سازه‌ها نقش کمتری دارند؛ اما

کاهندگی امواج لرزه‌ای با پارامتر بدون بعد  $Q$ ، فاکتور کیفیت معرفی می‌گردد که مستقیماً به کاهش انرژی کشسانی در طی انتشار امواج در محیط مربوط است. کاهندگی امواج لرزه‌ای به صورت عکس فاکتور کیفیت ( $Q^{-1}$ ) به فهم قوانین فیزیکی حاکم بر انتشار امواج لرزه‌ای در لیتوسفر زمین کمک می‌کند. با توجه به فرآیندهای کشسانی و ناکشسانی که هنگام انتشار امواج درون زمین وجود دارد، می‌توان کاهندگی لرزه‌ای را به صورت افت دامنه امواج لرزه‌ای نسبت به زمان و فاصله توصیف کرد. در فرآیندهای ناکشسانی، انرژی انتشار موج به صورت انرژی لرزه‌ای باقی نمی‌ماند و به گرما تبدیل می‌شود. در

می‌باشد.  
در این پژوهش، ضریب کیفیت امواج مستقیم P به روش نرمال‌سازی کدا برآورد شده است.

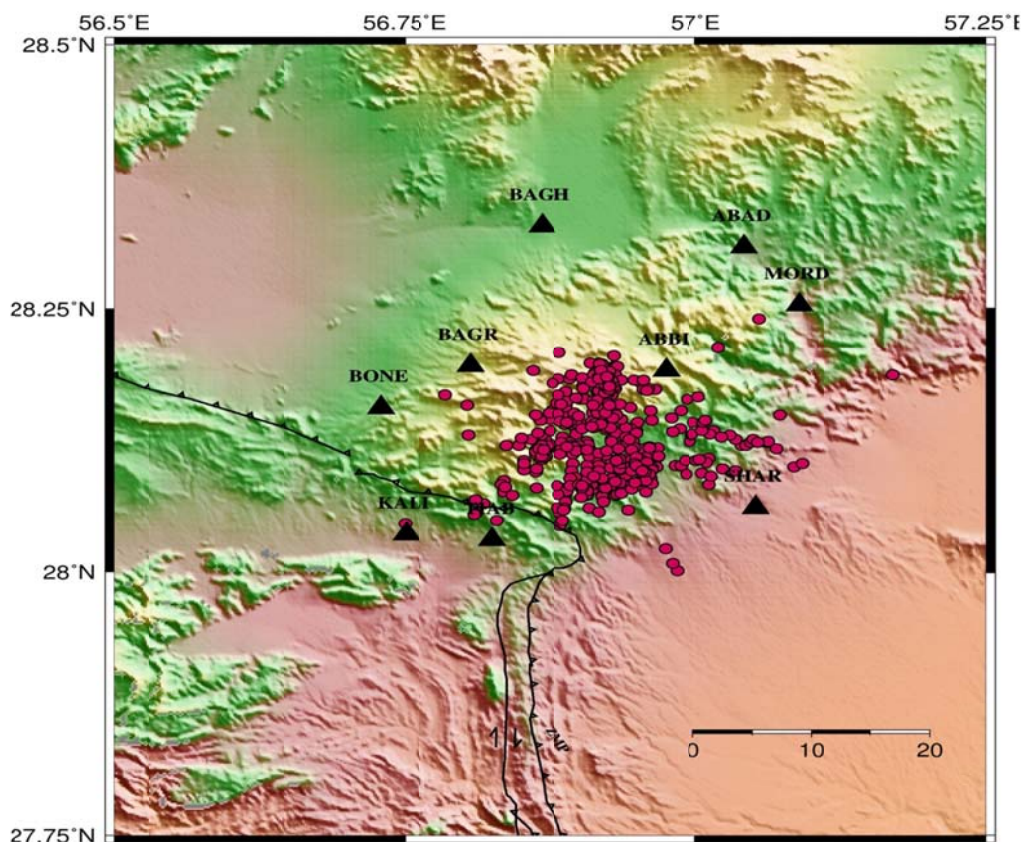
## ۲. داده‌ها

در تاریخ ۹ اسفند ۱۳۸۴ زمین‌لرزه‌ای با بزرگای  $M_w = 6/0$  در ساعت ۱۱:۰۱ به وقت محلی در نزدیکی روستای تیاب رخ داد. مختصات جغرافیایی این زمین‌لرزه  $26/83$  درجه عرض شمالی و  $55/82$  درجه طول شرقی می‌باشد. پس‌لرزه‌های این رویداد توسط ۹ ایستگاه لرزه‌نگاری موقت پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله در مدت یک ماه ثبت شده است. عمق پس‌لرزه‌ها اغلب بین ۱۵ و ۲۱ کیلومتر (غلامزاده و همکاران، ۲۰۰۹) می‌باشد و به آرامی به سمت شمال افزایش می‌یابد (شکل ۲).

به دلیل سرعت بیشتر آنها، زودتر می‌رسند و احساس می‌شوند. مطالعه کاهندگی این امواج به خصوص در سامانه‌های هشدار زود هنگام زمین‌لرزه مفید می‌باشد.

با توجه به ماهیت امواج طولی (هم‌راستا بودن جهت انتشار و ارتعاش ذرات)، می‌توان در راستاهای مختلف (زوایای آزیموتی مختلف) میزان کاهندگی را تعیین کرد. تغییر میزان کاهندگی در جهات مختلف را می‌توان به خاصیت ناهمسانگردی ناحیه نسبت داد، که این خواص ناشی از پارامترهای دخیل در شکل‌گیری ناحیه (سیستم تبلور، سیستم لایه‌بندی، سیستم گسلی، جهت‌یافتگی ترجیحی کانی‌ها و ...) است.

منطقه مورد مطالعه واقع در بخش جنوب شرقی زون سنندج- سیرجان، از معدود نواحی این زون می‌باشد که دارای فعالیت لرزه‌ای نسبتاً زیادی است. نتایج حاصل از این مطالعه قابل استفاده برای سایر مناطق واقع در این زون



شکل ۲. موقعیت پس‌لرزه‌های زلزله ۹ اسفند ۱۳۸۴ (دایره‌های قرمز) و ایستگاه‌های ثبت‌کننده (مثلث سیاه) از این داده‌ها در محاسبات استفاده شده است.

موج P و S، تعیین شده است. پنجره موج P از شروع موج تراکمی P تا زمان رسید موج S در نظر گرفته شد. بیشینه دامنه موج P در پنجره موج P، به عنوان دامنه موج  $A_p$  در محاسبات در نظر گرفته می شود. جهت تعیین دامنه امواج کدا با توجه به زمان  $t_c$ ، پنجره‌ای به طول ۵ ثانیه از نگاهت جدا می شود. سپس جذر میانگین مجموع توان دو امواج کدا مطابق رابطه (۲) به دست آمده و به عنوان دامنه امواج کدا  $A_c$  استفاده می شود.

$$C(k) = (1/k \sum_{n=1}^k e^2(n))^{1/2} \quad (2)$$

سپس پنجره‌ای به طول ۵ ثانیه قبل از زمان رسید موج P، به عنوان پنجره نوفه انتخاب و با استفاده از رابطه (۲) دامنه میانگین نوفه محیطی تعیین شد. امواج P با مقدار سیگنال به نوفه بیش تر از ۳ جهت محاسبات استفاده گردید. برای امواج کدا مقدار سیگنال به نوفه بیش تر از ۲ استفاده شد. سری های زمانی  $b(n)$ ،  $e(n)$  و  $c(k)$  برای یک نگاهت در شکل ۳-الف و ۳-ب نشان داده شده است.

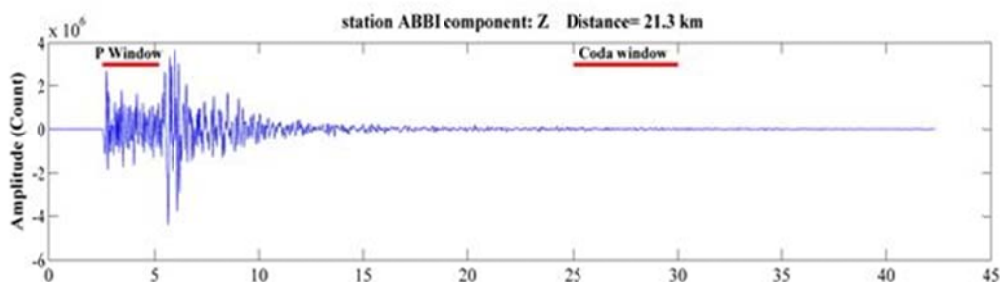
به منظور محاسبه کاهندگی امواج تراکمی تعداد ۴۳۶ رویداد لرزه‌ای که دارای دقت تعیین محل بیش تری بوده و نسبت سیگنال به نویز بالاتری داشته‌اند انتخاب شده است.

### ۳. پردازش داده‌ها

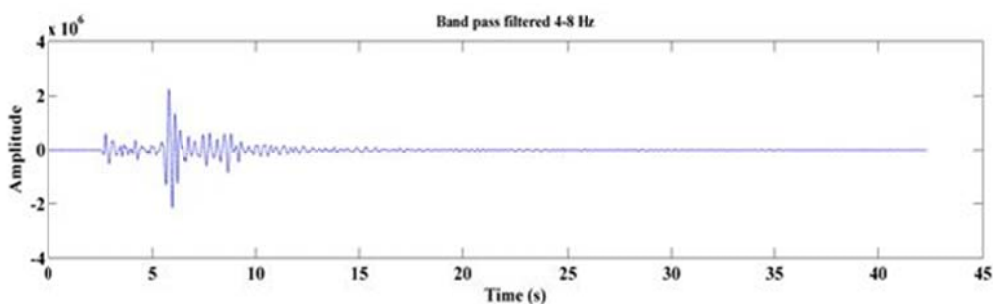
جهت پردازش داده‌ها ابتدا بر روی لرزه‌نگاشت‌های مؤلفه عمودی، تصحیح خط مبنا انجام می شود. سپس بر روی لرزه‌نگاشت، در بازه‌های فرکانسی ۱-۲، ۲-۴، ۴-۸، ۸-۱۶، ۱۶-۳۲ هرتز با فرکانس مرکزی ۱/۵، ۳، ۶، ۱۲ و ۲۴ هرتز فیلتر میان گذر اعمال می شود. در مرحله بعد در هر فرکانس، پوش لرزه‌نگاشت به صورت رابطه زیر به دست می آید:

$$e(n) = (b^2(n) + H^2(b(n)))^{1/2} \quad (1)$$

که  $H(b(n))$  تبدیل هیلبرت سری زمانی  $b(n)$  است. با استفاده از قرائت چشمی برای تمامی نگاهت‌ها زمان رسید



(الف)



(ب)

شکل ۳. الف: چگونگی تعیین پنجره موج P و پنجره کدا روی نگاهت را نشان می دهد. ب: یک نمونه نگاهت فیلتر شده با فیلتر میان گذر ۴-۸ هرتز در ایستگاه آب بید را نشان می دهد.



## ۴-۱. روش نرمال‌سازی کدا

از روش نرمال‌سازی کدا به منظور محاسبه ضریب کیفیت امواج P در منطقه مورد مطالعه استفاده شده است. این روش توسط یوشیموتو و همکاران (۱۹۹۳) به منظور اندازه‌گیری دامنه موج مستقیم P نسبت به فاصله سیر توسعه داده شد. در این روش اثرات چشمه، ساختگاه و دستگاه، با نرمال‌سازی دامنه طیفی امواج برشی با دامنه طیفی امواج کدا حذف می‌شوند. در روش نرمال‌سازی کدا ابتدای پنجره کدا از زمان وقوع زمین‌لرزه دو برابر زمان سیر موج S در نظر گرفته می‌شود. با توجه به اینکه از دامنه بیشینه در پنجره P استفاده می‌شود، دامنه حداکثر موج P تقریباً با تأخیر کمی نسبت به زمان رسید اولین موج P می‌رسد و مقدار دامنه آن بیشتر از دامنه کدای موج P است، در نتیجه تأثیر این امواج بسیار کم است. همچنین به دلیل فاصله کم استفاده شده، عملاً پنجره مورد استفاده، بیشتر شامل امواج P مستقیم بوده و امواج کدای P در داخل امواج S دریافتی ثبت می‌شوند. طیف دامنه موج تراکمی در ۵ بازه فرکانسی با فرکانس‌های مرکزی ۱/۵، ۳، ۶، ۱۲ و ۲۴ هرتز از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$\ln [A_p(f, r) r^2 / A_c(f, r)] = (-\pi f / a Q_p(f)) r + \text{const} (f) \quad (3)$$

که در این رابطه،  $A_p(f, r)$  دامنه طیفی موج P ثبت شده در فاصله  $r$  از زمین‌لرزه،  $r$  فاصله کانونی،  $f$  فرکانس،  $\gamma$  ضریب گسترش هندسی،  $A_c(f, r)$  دامنه طیفی موج کدا،  $\alpha$  سرعت موج تراکمی،  $Q_p(f)$  ضریب کیفیت موج تراکمی، و ضریب گسترش هندسی برای امواج حجمی در فاصله رومرکزی کم‌تر از ۱۰۰ کیلومتر،  $\gamma = 1$  است. بر اساس بررسی لرزه‌زمین‌ساخت منطقه هرمزگان، سرعت موج تراکمی در منطقه مورد مطالعه به‌طور میانگین حدود ۵/۵ کیلومتر بر ثانیه در نظر گرفته می‌شود (یمینی‌فرد و همکاران، ۲۰۱۲)

با برازش خط درجه اول با شیب  $b$  به روش کم‌ترین مربعات، ضریب کیفیت موج تراکمی به‌ازای هر بسامد با

توجه به رابطه (۳) به‌صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$Q_p = (-\pi f / a b) \quad (4)$$

پس از به دست آوردن مقادیر  $Q$  با استفاده از برازش منحنی روابط ذکر شده، ضریب کیفیت به‌ازای هر فرکانس مرکزی، رابطه وابستگی بسامدی ضریب کیفیت به‌صورت رابطه (۵) به دست می‌آید:

$$Q = Q_0 f^n \quad (5)$$

که در این رابطه ضریب کیفیت در بسامد مرجع ۱ هرتز، و  $n$  پارامتر بسامدی می‌باشد. با توجه به رابطه (۵) به دست می‌آید:

$$\ln(Q) = n(\ln(f) + \ln(Q_0)) \quad (6)$$

با برازش منحنی درجه اول به روش کم‌ترین مربعات، عرض از مبدأ و شیب خط آن به ترتیب برابر با  $\ln(Q_0)$  و  $n$  خواهد بود.

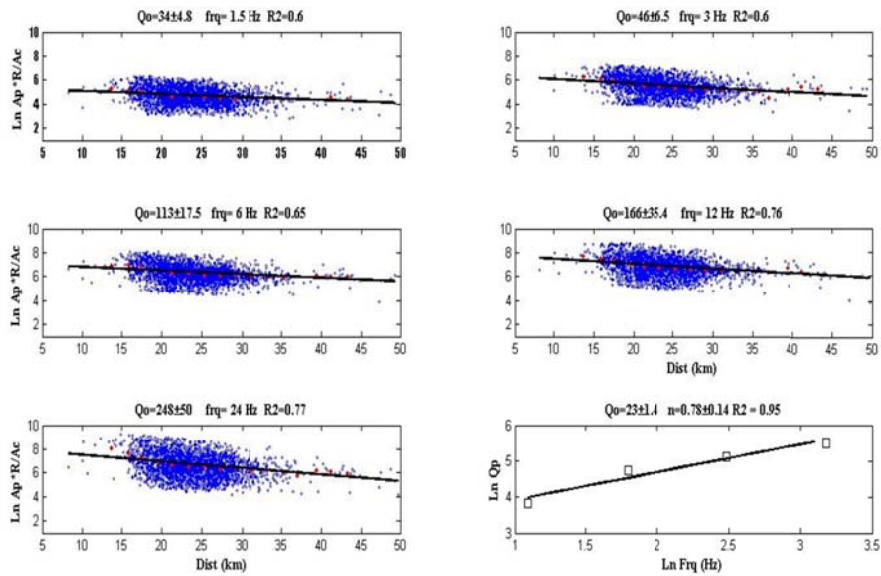
## ۴-۲. نتایج به‌دست آمده از اجرای روش نرمال‌سازی

نتایج حاصل از کاربرد این روش بر روی کل داده‌های لرزه‌ای این ناحیه در شکل ۴ نشان داده شده است. بر این اساس در پنج بازه فرکانسی مقدار  $Q_0$  و  $n$  محاسبه شده است.

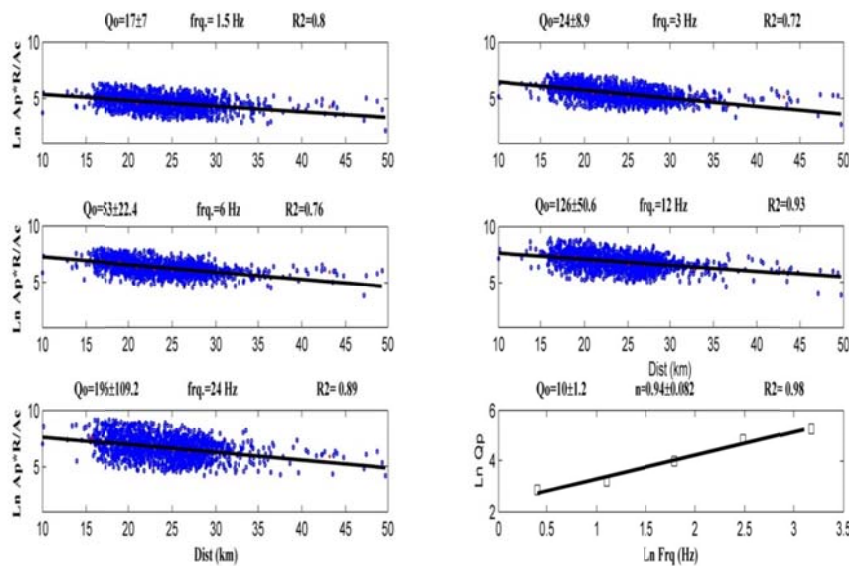
در این مطالعه در تکمیل بررسی کاهندگی امواج تراکمی، کاهندگی در دو امتداد شمال غرب-جنوب شرق و شمال شرق-جنوب غرب مورد مطالعه قرار گرفت. با توجه به ساختار تکتونیکی، انتظار می‌رود خصوصیات در جهت موازی و عمود بر ساختار، متفاوت باشد؛ به عبارت دیگر انتظار وجود ناهمسانگردی در این دو راستا بیشتر باشد. علاوه بر این نکته، در ابتدا میزان کاهندگی در راستاهای ۰، ۳۰، ۶۰، ۹۰، ۱۲۰، ۱۵۰ و ۱۸۰ درجه بررسی شد و در دو راستای موازی و عمود بر شکستگی اصلی بیشترین تغییرات کاهندگی مشاهده شد. این دو امتداد در تطابق با سازوکار کانونی زلزله اصلی رخ داده در منطقه انتخاب نیز می‌باشد؛ از این رو با استفاده از معلومات زمین‌شناختی، دو

محاسبه شده است (شکل ۵). همچنین این روش بر روی پرتوهای لرزه‌ای که در امتداد شمال غرب- جنوب شرق (به موازات صفحه گسل) منتشر شده‌اند به کار برده شده و کاهندگی در این امتداد محاسبه شده است (شکل ۶).

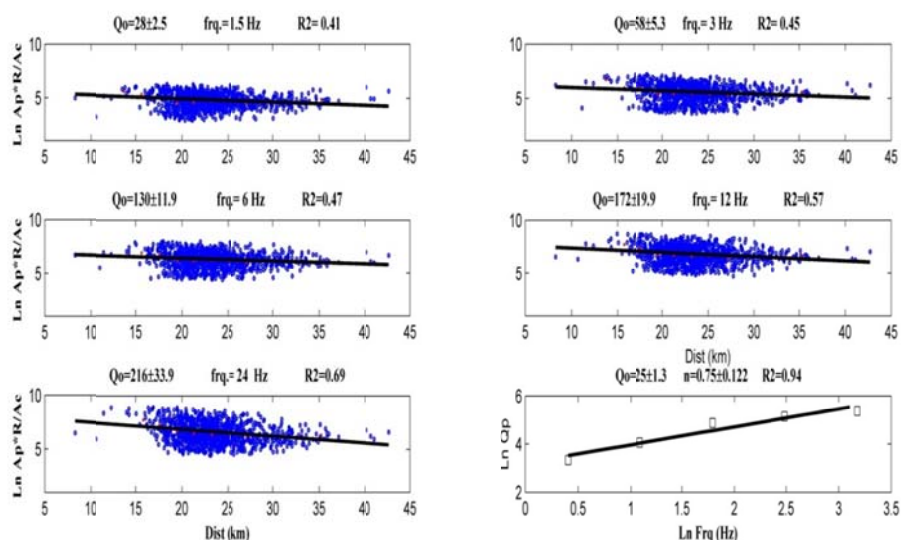
راستای مورد بررسی انتخاب شد. بر اساس نتایج حل صفحه گسل زلزله اصلی و پس‌لرزه‌ها (غلام‌زاده و همکاران، ۲۰۰۹) امتداد صفحه اصلی گسل، شمال غرب- جنوب شرق است و بنابراین کاهندگی پرتوهای لرزه‌ای امواجی که عمود بر صفحه گسل حرکت کرده‌اند



شکل ۴. برآورد ضریب کیفیت امواج تراکمی به روش نرمال‌سازی کدا در منطقه فاریاب در ۵ بازه فرکانسی برای کل پرتوهای لرزه‌ای. در هر یک از پنج بازه فرکانسی نسبت  $\ln$  دامنه‌ها بر حسب فاصله رسم شده است. در شکل آخر  $\ln Q_p$  برحسب  $\ln \text{Freq}$  رسم شده و مقدار  $Q_0$  برای کل منطقه به دست آمده است.



شکل ۵. برآورد ضریب کیفیت امواج تراکمی به روش نرمال‌سازی کدا در منطقه فاریاب در ۵ بازه فرکانسی برای پرتوهای لرزه‌ای امتدادشان عمود بر شکستگی زلزله اصلی است. در هر یک از پنج بازه فرکانسی نسبت  $\ln$  دامنه‌ها بر حسب فاصله رسم شده است. در شکل آخر  $\ln Q_p$  برحسب  $\ln \text{Freq}$  رسم شده و مقدار  $Q_0$  برای پرتوهای که عمود بر ساختارهای طی مسیر کرده‌اند، به دست آمده است.



شکل ۶. برآورد ضریب کیفیت امواج تراکمی به روش نرمال‌سازی کدا در منطقه فاریاب در ۵ بازه فرکانسی برای پرتوهای لرزه‌ای در امتداد شمال غرب- جنوب شرق که امتدادشان به موازات شکستگی زلزله اصلی است. در هر یک از پنج بازه فرکانسی نسبت  $\ln$  دامنه‌ها بر حسب فاصله رسم شده است. در شکل آخر  $\ln Q_p$  بر حسب  $\ln \text{Freq}$  رسم شده و مقدار  $Q_0$  برای پرتوهایی که به موازات امتداد ساختارها طی مسیر کرده‌اند، به دست آمده است.

جدول ۲. مقادیر ضریب کیفیت امواج P در ۵ بازه فرکانسی، همراه با مقادیر  $Q_0$  و  $n$  برای کل پرتوهای لرزه‌ای- پرتوهای با امتداد شمال غرب- جنوب شرق که به موازات شکستگی اصلی است و پرتوهای با امتداد شمال شرق- جنوب غرب که عمود بر شکستگی ایجاد شده در زلزله اصلی است.

Frequency (Hz)	$Q_p$ تمام آزمون‌ها	$Q_p$ امتداد شمال شرق- جنوب غرب (عمود بر راستای گسل اصلی)	$Q_p$ امتداد شمال غرب- جنوب شرق موازی با صفحه گسل اصلی
۱/۵	$34 \pm 4/8$	۱۷	۲۸
۳	$46 \pm 6/5$	۲۴	۵۸
۶	$113 \pm 17/5$	۵۳	۱۳۰
۱۲	$166 \pm 35/4$	۱۲۶	۱۷۲
۲۴	$248 \pm 50$	۱۹۶	۲۱۶
$Q_0$	$23 \pm 1/4$	۱۰	۲۵
$n$	$0.78 \pm 0.14$	۰/۹۴	۰/۷۵

### ۵. بحث نتایج و نتیجه‌گیری

غرب منتشر شده‌اند و عمود بر صفحه اصلی گسل است به صورت زیر است:

$$Q_p = 10 f^{0.94} \quad (۸)$$

مقدار  $Q_p$  برای پرتوهای در امتداد شمال غرب- جنوب شرق که به موازات صفحه گسل است به صورت زیر است:

$$Q_p = 25 f^{0.75} \quad (۹)$$

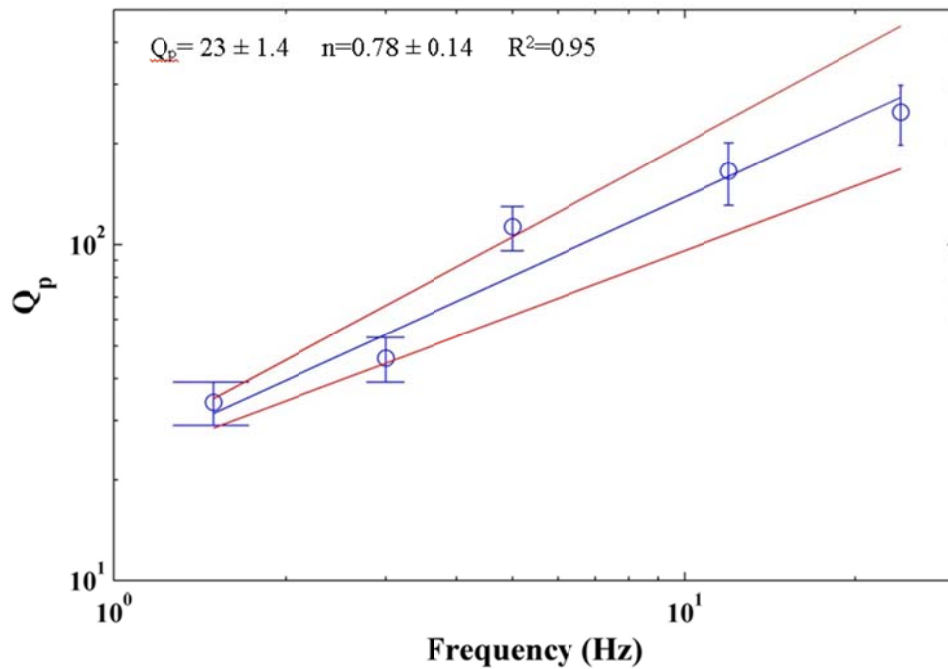
با توجه به این روابط و ملاحظه جدول ۲ مشاهده می‌شود که ناهمسانگردی مشهودی در منطقه وجود دارد.

در شکل ۴ مقادیر  $Q_p$  به‌ازای هر فرکانس مرکزی، با توجه به رابطه (۳) با برازش خط درجه اول به دست آمده است. در جدول ۲ مقادیر  $Q_p$  در ۵ بازه فرکانسی به همراه مقادیر  $Q_0$  و  $n$  آورده شده است. رابطه وابستگی فرکانسی ضریب کیفیت موج تراکمی با استفاده از روش نرمال‌سازی کدا بر حسب فرکانس برای منطقه فاریاب به صورت رابطه زیر به دست آمد (شکل ۷):

$$Q_p = 23 f^{0.78} \quad (۷)$$

رابطه  $Q_p$  برای پرتوهایی که در امتداد شمال شرق- جنوب





شکل ۷. برآورد رابطه وابستگی فرکانسی ضریب کیفیت امواج تراکمی در منطقه فاریاب.

در نقاط دیگر جهان نیز کاهندگی امواج تراکمی مورد تحقیق قرار گرفته است. چانگ و ساتو (۲۰۰۱) در جنوب شرق کره رابطه  $Q_p^{-1} = 0.009 f^{-1.00}$  به دست آورده‌اند که با توجه به مقدار  $Q$ ، این ناحیه که دور از مرز صفحات تکتونیکی واقع است از جمله نواحی پایدار لرزه‌ای محسوب می‌شود. یوشیموتو و همکاران (۱۹۹۳) برای ناحیه کنتو در شرق ژاپن که محل برخورد صفحات اوراسیا، اقیانوس آرام و دریای فیلیپین می‌باشد و از نظر لرزه‌خیزی فعال می‌باشد، رابطه  $Q_p^{-1} = 0.031 f^{-0.90}$  را گزارش کرده‌اند. شارما و همکاران (۲۰۰۸) برای منطقه کچ واقع در گوجرات هند که در اثر برخورد صفحه هند با اوراسیا بوجود آمده است و به همین دلیل تنش‌های فشارشی زیادی را متحمل شده رابطه کاهندگی امواج تراکمی را به صورت  $Q_p^{-1} = 0.013 f^{-0.87}$  بدست آورده‌اند.

#### تشکر و قدردانی

داده‌های این پژوهش مربوط به پروژه ۵۱۱۹-۳۳۰

مقایسه روابط (۸) و (۹) نشان می‌دهد که کاهندگی در راستای عمود بر صفحات شکستگی به‌طور فاحشی کم‌تر است که می‌تواند به علت کاسته شدن انرژی امواج در موقع عبور از صفحه گسل باشد.

کاهندگی امواج تراکمی در نواحی متعددی از ایران مورد بررسی قرار گرفته و رابطه آن با فرکانس امواج لرزه‌ای تعیین شده است. معهود و همکاران (۲۰۰۹) برای ناحیه شرق ایران مرکزی شامل سه ناحیه بم، جیرفت و زرنند، رابطه کاهندگی را به صورت  $Q_p^{-1} = 0.025 f^{-0.99}$  بدست آورده‌اند. بر اساس این رابطه منطقه جزء مناطق با ناهمگنی و نیز فعالیت تکتونیکی بالا محسوب می‌شود. نوروزی (۲۰۰۶) برای ناحیه شمال شرق ایران چگونگی کاهندگی را به صورت  $Q_p^{-1} = 0.016 f^{-0.86}$  تعیین کرده است. این ناحیه محل برخورد ورقه ایران مرکزی با توران و جزئی از کمربند بزرگ لرزه‌خیز آلپ-همالیا است. واشقانی فراهانی و همکاران (۲۰۱۲) نحوه کاهندگی امواج تراکمی در غرب و جنوب شرق تهران را بصورت  $Q_p^{-1} = 0.001 f^{-1}$  بدست آورده‌اند.

پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله است که بدین وسیله از قرار دادن داده‌های این پروژه در اختیار نویسندگان مقاله قدردانی می‌شود. همچنین از مردم خون‌گرم و مهربان استان هرمزگان که در این مدت در کار داده‌برداری مساعدت کرده‌اند، صمیمانه سپاسگزاری

می‌شود.

از داوران محترم که با پیشنهادهای روشنگرانه خود سبب بهبود ارزش علمی این مقاله شده‌اند نیز سپاسگزاری می‌شود.

#### مراجع

- Alavi, M., 1994, Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229, 211-238.
- Alavi, M., 1996, Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics*, 21(1), 1-33.
- Alavi, M. and Mahdavi, M. A., 1994, Stratigraphy and structures of the Nahavand region in western Iran, and their implications for the Zagros tectonics. *GEOLOGICAL MAGAZINE- LONDON-*, 131(1), 43-43.
- Berberian, M., 1995, Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics*, 241(3), 193-224.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian journal of earth sciences*, 18(2), 210-265.
- Chung, T. W. and Sato, H., 2001, Attenuation of high-frequency P and S waves in the crust of Southeastern South Korea. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(6), 1867-1874.
- Engdahl, E. R., Jackson, J. A., Myers, S. C., Bergman, E. A. and Priestley, K., 2006, Relocation and assessment of seismicity in the Iran region. *Geophysical Journal International*, 167, 761-778.
- Gholamzadeh, A., Yamini-Fard, F., Hessami, K. and Tatar, M., 2009, The February 28, 2006 Tiab earthquake, Mw 6.0: Implications for tectonics of the transition between the Zagros continental collision and the Makran subduction zone. *Journal of Geodynamics*, 47(5), 280-287.
- Ma'hood, M., Hamzehloo, H. and Doloei, G. J., 2009, Attenuation of high frequency P and S waves in the crust of the east-central Iran. *Geophysical Journal International*, 179, 1669-78.
- Mohajjel, M. and Fergusson, C. L., 2000, Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. *Journal of Structural geology*, 22(8), 1125-1139.
- Nowroozi, G., 2006, Seismological constraints on the crustal structure of NE Iran. Ph.D. thesis. International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran.
- Sato, H. and Fehler, M. C., 1998, *Seismic Wave Propagation and Scattering in the Heterogeneous Earth*. Springer Verlag, New York.
- Şengör, A. M. C., 1990, A new model for the late Palaeozoic—Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. *Geological Society, London, Special Publications*, 49(1), 797-831.
- Sharma, B., Gupta, A. K., Devi, D. K., Kumar, D., Teotia, S. S. and Rastogi, B. K., 2008, Attenuation of high-frequency seismic waves in Kachchh region, Gujarat, India. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98, 2325-40.
- Vasheghani Farahani, J., Zare, M. and Cichowicz, A., 2012, Attenuation of high-frequency P and S waves in south and southeast Tehran using blast data. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 40, 99-108.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J. F., Sedighi, M. and Tavakoli, F., 2004, deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data. *Earth and Planetary Science Letters*, 223, 177-185.
- Yaminifard, F., Tatar, M., Hessami, K., Gholamzadeh, A. and Bergman, E. A., 2012, Aftershock analysis of the 2005 November 27 (Mw 5.8) Qeshm Island earthquake (Zagros-Iran): Triggering of strike-slip faults at the basement. *Journal of Geodynamics*, 61, 138-147.
- Yoshimoto, K., Sato, H. and Ohtake, M., 1993, Frequency-dependent attenuation of P and S waves in the Kanto area, Japan, based on the coda-normalization method. *Geophys. J. Int.*, 114, 165-174.