

تعیین عامل کیفیت منطقه تهران

مهدی دانش دوست^۱، دکتر فرزام یمنی فرد^۲ و دکتر محمد رضا قیطانچی^۳

چکیده

عامل کیفیت لرزه‌ای Q یکی از مفیدترین پارامترهای توصیف تضعیف امواج لرزه‌ای در لیتوسفر در فرکانسهای بالا (۱ تا ۲۰ هرتز) به عنوان یک خاصیت مهم برای مطالعه ساختار زمین است که محتوی اطلاعات معنی داری حتی در فاصله‌های کوتاه است. برای اندازه‌گیری این عامل روشهای مختلفی با استفاده از داده‌های مصنوعی و داده‌های طبیعی ابداع شده است اما در این پژوهش که عامل کیفیت را برای منطقه تهران بدست آورده است، از روش تک پراکنش به عقب آکی و شوئت (۱۹۷۵) با استفاده از امواج دنباله‌ای یا Coda استفاده می‌شود. داده‌های مورد استفاده در این پژوهش مربوط به شبکه سازمان پیشگیری و مدیریت بحران شهر تهران TCSN است که شامل ۱۳ دستگاه با پریود کوتاه (1-15Hz) است. در این شبکه در مدت چهار سال بیش از ۵۰۰ زلزله ثبت شده که ۴۲۵ رخداد که بصورت دقیق تعیین محل شده است برای پردازش انتخاب شدند. پس از پردازش داده‌ها ضمن آنکه نتایج، افزایش Q با فرکانس را به خوبی تأیید نمود، رابطه عامل کیفیتی که برای تهران پیشنهاد شده است بصورت $Q = 65f^{0.89}$ است.

کلید واژه‌ها: ضریب کیفیت، امواج دنباله‌ای، تضعیف امواج لرزه‌ای و تک پراکنش به عقب.

Determination of quality factor for Tehran region

Mehdi Daneshdoost, Dr. Farzam Yaminifard and Dr. Mohammad Reza Gheitanchi

Abstract

Quality factor of seismic waves, Q in the lithosphere at high frequencies (1 to 20 Hz) is one of the most useful parameters to explain attenuation of seismic waves as an important property for the study of earth structure which contains meaningful information even in short distances. Many methods have been innovated for measuring Q factor by using natural and artificial data. In this investigation which determines Q for Tehran region we used single back scattering method by Aki and Chouet (1975) using coda wave. The used data in this investigation is from Tehra City Seimograph Network (TCSN) which contains 13 short period seismographs (1-15 Hz). In this network more than 500 events had been recorded in four year and we could locate 425 events accurately to choose for processing.

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد رشته ژئوفیزیک- زلزله شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات

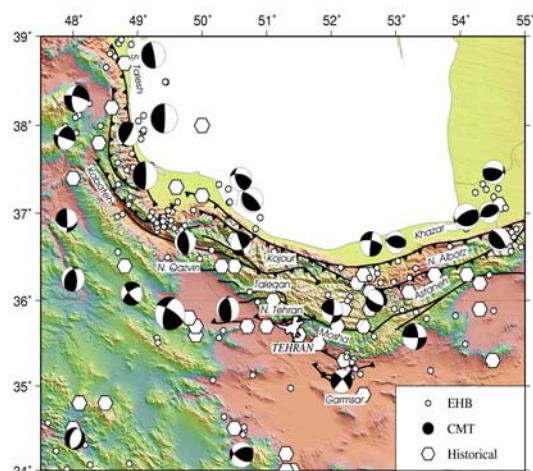
^۲ عضو هیئت علمی پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله

^۳ عضو هیئت علمی موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران

After processing we proposed a relation for Q in Tehran region as $Q = 65f^{0.89}$, that confirms increasing of Q with frequency.

Keywords: Quality factor, coda wave, attenuation of seismic waves, single back scattering.

شهر در قسمت جنوبی رشته کوه‌های البرز واقع شده و به وسیله گسل‌های فعال، احاطه شده است. نقشه تعدادی از این گسل‌ها ترسیم شده اما هندسه، سینماتیک و لرزه‌خیزی همراه شده با آنها به طور دقیق شناخته نشده است.



شکل (۱): نقشه تکتونیک ناحیه تهران و مجاورت آن. در شکل لرزه‌خیزی تاریخی، دستگاهی و حل‌های تانسور ممان نیز نمایش داده شده است (انگدال^۵ و همکاران، ۱۹۹۸؛ آمبرسیز^۶ و ملویل^۷، ۱۳۷۰).

لرزه‌های تاریخی مربوط به تهران بیشتر با گسل‌های مشا، طالقان، پارچین و گرمسار مرتبط بوده و بزرگترین وقایع با بزرگای ۷/۶ در قرن سوم و ۷/۷ در قرن دهم به ترتیب به گسل‌های گرمسار و طالقان نسبت داده شده‌اند (شکل ۱) (آمبرسیز و ملویل، ۱۳۷۰؛ بربریان، ۱۹۹۴). آخرین زمینلرزه تاریخی که بخش‌های شمالی تهران را متاثر کرده است به سال ۱۸۳۰ برمی‌گردد که به گسل مشا منتسب است (بربریان و یس، ۱۹۹۹). نتایج مطالعات انجام گرفته در منطقه تاکنون نشان می‌دهد که شناخت بهتر منطقه البرز نیازمند مطالعات دقیق‌تر و بلندمدت می‌باشد. در حال حاضر سؤالات زیادی در خصوص

مقدمه:

تضعیف امواج لرزه‌ای در لیتوسفر در فرکانسهای بالا (۱ تا ۲۰ هرتز) یک خاصیت مهم برای مطالعه ساختار زمین است. یکی از مفیدترین پارامترهای توصیف این تضعیف عامل کیفیت لرزه‌ای Q است که محتوی اطلاعات معنی داری حتی در فاصله‌های کوتاه است (سینگه^۱ و همکاران ۱۹۸۲).

عامل کیفیت (Q) که در هر فرکانس با ضریب جذب نسبت عکس دارد، تا حدود زیادی معرف خصوصیات محیط عبوری و نحوه انتشار امواج زلزله است. برای اندازه‌گیری این عامل تاکنون روشهای مختلفی ابداع شده است که از آن جمله می‌توان به روش تک پراکنش به عقب آکی^۲ و شوئت^۳ (۱۹۷۵) اشاره کرد که در این مقاله برای محاسبه عامل کیفیت منطقه تهران آن استفاده شده است. در کشور ما تاکنون عامل کیفیت یک بار برای کل ناحیه ایران (ناتلی^۴ ۱۹۸۰) محاسبه شده است. در محدوده منطقه‌ای نیز برای مناطق تهران (اللهیارخانی ۱۳۷۶)، فیروزآباد فارس (فرهبد ۱۳۷۵)، اردبیل (رحیمی ۱۳۸۵)، تبریز (نظام الاسلامی ۱۳۸۲) و برخی مناطق دیگر محاسبه شده که در تمامی آنها از امواج Coda استفاده شده است. این تحقیق ضمن بررسی محدوده فرکانسی بیشتر نسبت به کار قبلی انجام شده در تهران، در پی یافتن عامل کیفیت با تاکید بر روش آکی و شوئت با توجه به داده‌های مناسب در دسترس دارد.

لرزه‌خیزی و لرزه زمین ساخت البرز مرکزی

تهران پایتخت ایران با جمعیت شناور بیش از ده میلیون نفر در کنار گسل‌های فعال واقع شده است. این

⁵ Engdahl

⁶ Ambraseys

⁷ Melville

¹ Singh

² Aki

³ Chouet

⁴ Nuttli

هندسه گسل‌ها، لرزه‌خیزی همراه شده با آنها، اندرکنش بین آنها و سازو کار تغییر شکل در منطقه باقی مانده است. در بعضی مناطق اطراف تهران بویژه بخش‌های شمال شرقی، شواهد زمین‌شناختی کمی مبنی بر فعالیت گسل‌ها وجود دارد.

سیمای کلی از ساختار تکتونیکی منطقه

رشته کوه‌های فعال البرز با امتداد تقریباً شرق-غرب با پهنای ۱۰۰ کیلومتر و طول ۶۰۰ کیلومتر با برخورد تکه‌ای از گندوانا با اوراسیا در تریاسه فوقانی تشکیل شده است (سنگور^۱ و همکاران، ۱۹۸۸). مرز آن با ساحل جنوبی دریای خزر به عنوان باقی مانده پوسته اقیانوسی که در حال فرو رفتن سریع است تفسیر شده است و با لایه‌ای از رسوبات به ضخامت در حدود ۲۰ کیلومتر پوشیده شده است (برونت^۲ و همکاران، ۲۰۰۳). رشته کوه‌های البرز در غرب با کوه‌های تالش و از شرق به وسیله کوه‌های کپه‌داغ محدود شده است و شامل چندین لایه آتشفشانی و رسوبی با سن‌های کامبرین تا ائوسن می‌شود که در طی برخورد در سنوزوئیک فوقانی تشکیل شده‌اند (علوی، ۱۹۹۶). کوتاه شدگی البرز از پلیوسن پیشین در طول جغرافیایی تهران، در حدود ۳۰ کیلومتر تخمین زده شده است (آلن^۳ و همکاران؛ ۲۰۰۳).

براساس تقسیم‌بندی ایالت‌های اصلی لرزه زمین ساختی ایران توسط میرزایی و همکاران (۱۹۹۸) منطقه البرز مرکزی جزئی از ایالت اصلی لرزه زمین ساخت البرز-آذربایجان محسوب می‌شود. البرز مرکزی تحت تأثیر چندین گسل فعال قرار دارد. بیشتر آنها با روند کلی رشته کوه‌ها موازی هستند و همگرایی مایل عهد حاضر را در عرض رشته کوه‌ها تعدیل می‌کنند. در شمال این گستره گسل‌های معکوس خزر و شمال البرز شیبی به سوی جنوب و کمی مؤلفه امتداد لغز چپگرد دارند (آلن و همکاران، ۲۰۰۳). مرز آغاز توپوگرافی شدید در جنوب

البرز گسل‌های فعال مشاء، طالقان و شمال تهران هستند. گسل شمال تهران به وضوح به عنوان یک گسل روراند و دو گسل دیگر در دوره کواترنری به عنوان گسل‌های امتداد لغز چپگرد رفتار نموده‌اند (ریتز^۴ و همکاران، ۲۰۰۳). مهم‌ترین این گسل‌ها، گسل مشاء با طول تقریبی ۱۸۰ کیلومتر می‌باشد که به وضوح الگوی حوضه آبریز را تغییر داده و یک جابجایی کلی چپگرد ۳۵-۳۰ کیلومتری را باعث شده است. زمان آغاز این حرکت هنوز مشخص نیست و آهنگ لغزش متوسط فعلی حدود ۳ میلیمتر در سال برآورد شده است (ریتز و همکاران، ۲۰۰۳). در جنوب تهران نیز گسل‌های ایپک، پارچین، گرمسار و پیشوا حرکت معکوس با مؤلفه چپگرد را نمایش می‌دهند. علاوه بر گسل‌های یاد شده چندین گسل کواترنری با طول‌های کوچک داخل شهر تهران وجود دارند.

به نظر می‌رسد گسل مشاء یکی از فعال‌ترین گسل‌ها است و چندین زمین‌لرزه بزرگتر از ۶/۵ را در سال‌های ۹۵۸، ۱۶۶۵ و ۱۸۳۰ میلادی تجربه کرده است (بربریان و ییتس^۵، ۱۹۹۹). آمبرسیز و ملویل (۱۳۷۰) پیشنهاد داده‌اند که یکی از بزرگترین زلزله‌ها (۷/۶ ~ Ms) در قرن سوم روی گسل گرمسار رخ داده است که واقعه بزرگ دیگری را در سال ۷۴۳ تجربه کرده است. زمین‌لرزه بزرگی (۷/۷) در قرن دهم به گسل طالقان نسبت داده شده است. از قرن ۱۹ میلادی تا امروز واقعه بزرگی نزدیک تهران تعیین محل نشده است اما چندین زلزله با بزرگی بیش از ۵ به فعالیت گسل‌های مشاء، ایپک و شمال البرز نسبت داده شده‌اند.

عامل کیفیت (Q) امواج Coda و روش محاسبه

آن

امواجی که در قسمت آخر لرزه نگاشت مشاهده می‌شوند امواج coda نامیده می‌شوند. امروزه این نام

¹ Sengor

² Brunet

³ Allen

⁴ Ritz

⁵ Yeats

هر دو مورد Q تابعی از فرکانس f به شکل زیر است:

$$Q = Q_0 f^\alpha \quad (1)$$

که در آن α محدوده ۰.۵ تا ۱.۱ را داراست. هم α و هم Q_0 تغییرات منطقه ای که اغلب به خصوصیات تکتونیک بستگی دارد از خود نشان می دهند (بیسواس^۶ و آکی^۷ و ۱۹۸۴ و هاوسکوف^۸ و همکاران^۹ ۱۹۸۶). در صحت رابطه فوق برای $f > 1$ Hz شکی نیست اما برای مقادیر Q در محدوده $f < 1$ Hz بحثهایی وجود دارد. برخی مطالعات نشان داده است که در محدوده $f < 0.1-1$ Hz نیز عامل کیفیت با فرکانس افزایش می یابد. به هرحال از آنجا که تاثیر Q برای آنالیز طیفی در فاصله های منطقه ای در فرکانسهای پایین ناچیز است، این مسئله اهمیت چندانی ندارد.

با فرض تک پراکندگی ناشی از توزیع تصادفی ناهمگنی ها، آکی و شوئت (۱۹۷۵) نشان دادند که دامنه امواج کدا در فرکانس f و زمان میرایی t از مبداء می تواند بصورت زیر بیان شود:

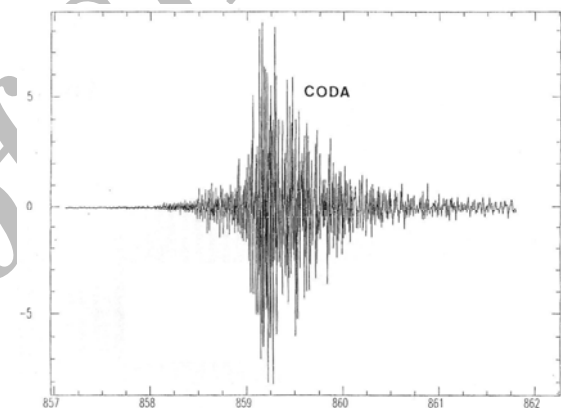
$$A(f, t) = S(f) t^{-\nu} e^{-\pi f t / Q} \quad (2)$$

که در آن $S(f)$ عامل چشمه، ν پارامتر پراکندگی هندسی (۱، ۰/۵ و ۰/۷۵ به ترتیب برای پراکندگی امواج حجمی، پراکندگی امواج سطحی و پخش) و Q همان Q امواج کدا است. آکی محاسبه کرد که امواج کدا، امواج S به عقب پراکنده شده اند که با مشاهداتی که Q کدا و Q امواج برشی مستقیم را اغلب یکسان نشان داده است در تناقض نیست (آکی^۷ ۱۹۸۰ و کوامه^۸ ۱۹۸۵). بنابراین، بنابراین، یک پارامتر پراکندگی $\nu = 1$ که فرض می کند که امواج کدا، امواج حجمی اند تقریباً بطور انحصاری در مطالعات Q کدا مورد استفاده قرار گرفت و در اینجا نیز استفاده خواهد شد. راثوتین و خالتورین (۱۹۷۸) دریافتند که معادله ۲ می تواند بصورت زیر نوشته شود:

$$\ln[A(f, t)] + \nu \ln(t) = \ln(S(f)) - \pi f t / Q \quad (3)$$

برای امواج زلزله های نزدیک که بعد از امواج Lg می رسند و دامنه شان بصورت نمایی با زمان کاهش می یابد بکار می رود (آکی ۱۹۶۹) (شکل ۲).

تضعیف امواج به دو علت ناکشسانی و پراکندگی بر اثر برهمکنش با ناهمگنی ها در محیط رخ می دهد. در مورد نخست انرژی با تبدیل به گرما بر اثر اصطکاک داخلی هدر می رود (تضعیف ذاتی). در مورد دوم انرژی در فضا پخش می شود و بنابراین بخشی از آن به گیرنده نمی رسد. هر دو عامل باعث کاهش دامنه مشاهده شده در یک فاصله نسبتاً نزدیک از کانون می شود. برای چنین فاصله های کوتاهی امواج اصولاً از پوسته عبور کرده و متأثر از ناکشسانی و ناهمگنی هستند.



شکل ۲- لرزه نگاشت یک زلزله نزدیک که در آن امواج coda نشان داده شده است. (ایستگاه SFUCBB، زلزله ۲۱ می ۱۹۹۷، $\Delta = 324$ km (آداس آ. ۱۹۹۹))

مدل تک پراکنش به عقب^۱ (آکی و شوئت ۱۹۷۵):

در دهه های اخیر Q با استفاده از امواج کدا توسط زلزله شناسان بسیاری بدست آمده است (آکی و شوئت ۱۹۷۵، راثوتین^۲ و خالتورین^۳ ۱۹۷۸، دل پزو^۴ و همکاران ۱۹۸۳ و روولی^۵ ۱۹۸۴) و همانطور که از امواج برشی مستقیم با استفاده از روشهای طیفی (سینگه و همکاران ۱۹۸۲) مشاهده شده است، به اثبات رسیده است که در

¹ Single back-Scatterin

² Rautian

³ Khalturin

⁴ Del Pezzo

⁵ Rovelli

⁶ Biswas

⁷ Havskov

⁸ Kvamme

می‌باشد. ثبات "DELTA-GEON2" دارای چهار کانال از نوع رقمی ۲۴ بیتی، دارای گستره دینامیک ۱۰۰ دسی بل و یک مگابایت حافظه درونی است. فرکانس نمونه‌برداری در این عملیات ابتدا ۳۵ هرتز و باندگذر بین ۰/۱ و ۷/۵ هرتز انتخاب شده است که برای ثبت زلزله‌های دور مناسب می‌باشد. در سال ۱۳۸۵ فرکانس نمونه‌برداری به ۷۰ هرتز و باندگذر بین ۰/۱ و ۱۵ افزایش یافته است. ظرفیت دیسک متحرک جهت ذخیره داده‌ها ۵۰۰ مگابایت است. دستگاه توانایی کار در سه حالت پیوسته، آشکارسازی واقعه (تریگر) و کالیبراسیون را دارا است.

تعیین محل لرزه ها

جهت تشکیل بانک داده وقایع و آنالیز داده‌ها از نرم‌افزار "SEISAN" استفاده شده است (هاوسکف و اتمولر، ۲۰۰۵). جهت تعیین محل زلزله‌ها برنامه "Hypocenter" (لینرت و همکاران، ۱۹۸۶) و مدل سرعت استفاده شده، مدل ارائه شده توسط اشتیری و همکاران (۲۰۰۵) می‌باشد (جدول ۱).

سرعت موج S (Km/s)	سرعت موج P (Km/s)	مرز بالایی لایه (km)	لایه
۳/۱	۵/۴	۰	۱
۳/۳	۵/۷	۲	۲
۳/۵	۶/۰	۸	۳
۳/۶	۶/۳	۱۲	۴

جدول (۱): مدل سرعت به کار رفته جهت تعیین محل زمین‌لرزه‌ها (اشتیری و همکاران، ۲۰۰۵).

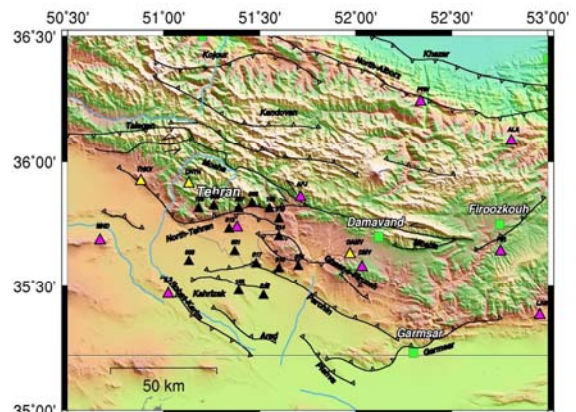
داده ها و پردازش

داده‌های مورد استفاده ۴۲۵ رخداد ثبت شده در ناحیه تهران در محدوده ای با طول جغرافیایی ۵۰ تا ۵۳ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۳۵ تا ۳۶.۵۰ درجه شمالی است. این وسعت بطور کامل شهر تهران و ایستگاهها مربوط به شبکه های مختلف لرزه نگاری مربوطه را پوشش داده و باعث اطمینان از در اختیار داشتن داده های مناسب احتمالی در مجاورت تهران می شود.

به این ترتیب Q می‌تواند با رگرسیون خطی $\ln[A(f,t)] + v \ln(t)$ بر t در یک f ثابت بدست آید. $A(f,t)$ در رابطه ۳ که همان دامنه موج در فرکانس f و پس از زمان سیر t است، معمولاً بوسیله فیلتر نمودن باندگذر سیگنال با یک باند باریک اطراف f و تنظیم یک محدوده زمانی کاهش برای سیگنال فیلتر شده بدست می‌آید (رائوتین و خالتورین، ۱۹۷۸). بطور دیگر، $A(f,t)$ می‌تواند با استفاده از یک پنجره متحرک FFT محاسبه شود (لی و سایرین ۱۹۸۶).

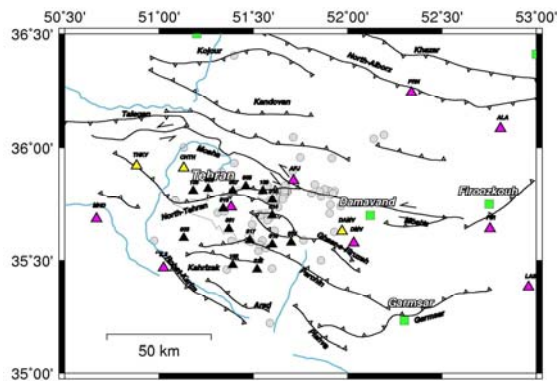
معرفی شبکه لرزه نگاری شهر تهران

شبکه لرزه‌نگاری شهر تهران متشکل از ۱۳ ایستگاه لرزه‌نگاری کوتاه دوره سه مؤلفه‌ای با هدف اصلی پایش میدان تنش و افزایش شناخت لرزه خیزی تهران و مناطق اطراف آن به ویژه بخش شمال شرقی تهران که محل تلاقی چند گسل مهم چون گسل مشاء و راندگی شمال تهران می‌باشد از تیر ماه ۱۳۸۳ شهر تهران را تحت پوشش قرار داده است (شکل ۳).



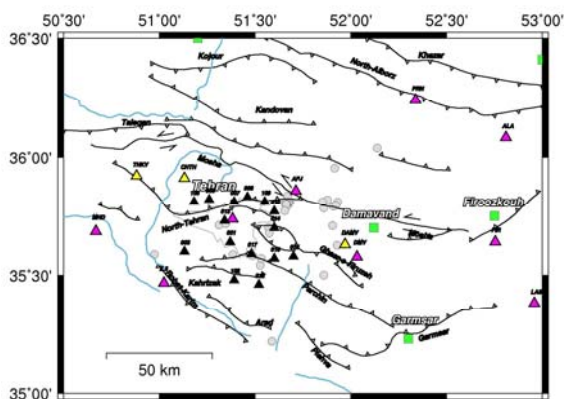
شکل (۳): آرایش شبکه لرزه‌نگاری شهر تهران. مثلث‌های مشکی رنگ ایستگاه‌های شبکه سازمان (TCSN)، بنفش رنگ شبکه لرزه‌نگاری کشوری (IRSC) وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و زرد رنگ شبکه ملی لرزه‌نگاری باند پهن ایران (INSN) وابسته به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله را نشان می‌دهند.

تجهیزات نصب شده در هر ایستگاه شامل یک عدد لرزه‌سنج کوتاه دوره "CK-11P"، یک عدد ثبات ساخت GEON و یک عدد باتری خودرو جهت تغذیه دستگاه‌ها

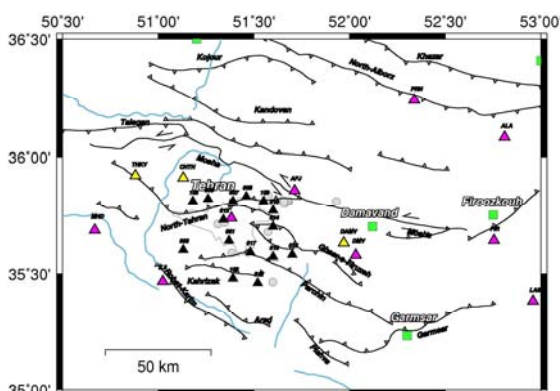


شکل (۶) - نقشه رومرکزهای رخداد‌های منطقه تهران (la35-3650- lon50-53) با گاف آزیموتی کمتر از ۲۷۰ درجه شامل ۷۴ رخداد

۴- رخداد‌های منطقه تهران (la35-3650-lon50-53) با گاف آزیموتی کمتر از ۲۷۰ درجه و خطای تعیین محل کمتر از ۲ کیلومتر برای طول و عرض جغرافیایی و ۵ کیلومتر برای عمق، شامل ۱۶ رخداد (شکل ۷)



شکل (۷) - نقشه رومرکزهای رخداد‌های منطقه تهران (la35-3650- lon50-53) با گاف آزیموتی کمتر از ۱۸۰ درجه شامل ۳۵ رخداد

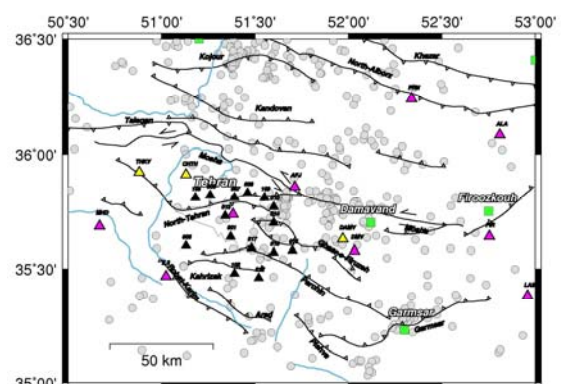


شکل (۸) - نقشه رومرکزهای رخداد‌های منطقه تهران (la35-3650- lon50-53) با گاف آزیموتی کمتر از ۲۷۰ درجه و خطای تعیین محل کمتر از ۲ کیلومتر برای طول و عرض جغرافیایی و ۵ کیلومتر برای عمق، شامل ۱۶ رخداد

از آنجا که آرایش شبکه بکار رفته در این پژوهش با هدف تعیین عمق دقیق رخداد‌ها انتخاب نشده امکان بررسی تغییرات Q با عمق میسر نمی باشد. اما محاسبه عمق زمین لرزه ها در البرز با روش مدلسازی شکل موج (جکسون^۱ و همکاران ۲۰۰۲) و عمق خرد زمین لرزه های ثبت شده در شبکه موقت متراکم (اشتری و همکاران، ۲۰۰۵) نشان دهنده آن است که زمین لرزه های منطقه البرز در پوسته فوقانی رخ می دهند و این به معنای آنست که داده عمیق قابل توجهی در منطقه مورد انتظار نیست و Q محاسبه شده معرف ویژگیهای همان لایه فوقانی خواهد بود.

بنابراین بررسی عامل کیفیت صرفاً در مساحت جغرافیایی نواحی مورد مطالعه و نه در عمق انجام پذیرفت. بطور کلی باتوجه به محل ایستگاه ها و توزیع رخداد‌های ثبت شده، تقسیم بندی نواحی مورد مطالعه در ۴ گروه کلی به ترتیب زیر انجام شد:

- ۱- تمام رخداد‌های منطقه تهران (la35-3650-lon50-53) شامل ۴۲۵ رخداد (شکل ۴)،
- ۲- رخداد‌های منطقه تهران (la35-3650-lon50-53) با گاف آزیموتی کمتر از ۲۷۰ درجه شامل ۷۴ رخداد (شکل ۵)
- ۳- رخداد‌های منطقه تهران (la35-3650-lon50-53) با گاف آزیموتی کمتر از ۱۸۰ درجه شامل ۳۵ رخداد (شکل ۶)



شکل (۵) - نقشه رومرکزهای تمام رخداد‌های منطقه تهران (la35-3650-lon50-53) شامل ۴۲۵ رخداد

¹ Jackson

پارامتر پراکنندگی هندسی که در تعیین Q استفاده می‌شود و برای امواج در فواصل محلی معمولاً ۱.۰ است در اینجا نیز ۱.۰ در نظر گرفته شد.

برای اینکه یک مقدار Q برای میانگین قابل قبول باشد، می‌نیم نسبت سیگنال به نویز ۳ در نظر گرفته شد. نسبت سیگنال به نویز با استفاده از آخرین t_{RMS} ثانیه‌های پنجره کدای فیلتر شده و اولین t_{RMS} ثانیه‌های پنجره فیلر داده‌ها محاسبه شده است. اگر فیلر داده‌ها با نویزی غیر از نویز زمینه یا با سیگنال P شروع شده باشد، نسبت سیگنال به نویز در محدوده خطاست. پنجره نویز جلوی سیگنال و طول پنجره نویز یعنی t_{noise} و t_{RMS} که اولی تعداد ثانیه‌های نویز، روی نگاشت سیگنال است و دومی طول پنجره نویز است برای محاسبه نسبت سیگنال به نویز استفاده می‌شوند.

می‌نیم ضریب همبستگی^۳ به منظور کاربرد مقادیر عامل کیفیت بطور میانگین، ۰.۵ در نظر گرفته شد. البته در محاسبات انجام شده در این پژوهش این مقدار به جز یک مورد (۰/۸۴) در سایر موارد بیش از ۰/۹ بوده است.

فرکانسهای مرکزی و پهنای باندهای فرکانسی مربوطه با توجه به محدوده پاسخ لرزه نگار کوتاه دوره انتخاب شدند. باندهای فرکانسی با افزایش فرکانس افزایش می‌یابد تا از حلقوی شدن^۴ اجتناب شود. لذا فرکانسهای ۲ هرتز با باند ۱، ۴ هرتز با باند ۲، ۸ هرتز با باند ۴ و ۱۳ هرتز با باند ۶ انتخاب شدند. البته برای استفاده از داده‌های موجود که از شبکه باند پهن بدست آمده بود در پردازش این داده‌ها فرکانسهای ۰.۴ هرتز با باند ۰.۲، ۱.۰، ۲ هرتز با باند ۰.۴ و ۲۰ هرتز با باند ۶ نیز در نظر گرفته شدند. همچنین برای داده‌های موسسه ژئوفیزیک نیز علاوه بر ۴ فرکانس اصلی فوق‌الذکر فرکانس ۲۰ هرتز با باند ۶ نیز در نظر گرفته شد.

لازم به ذکر است برای داده‌های باند پهن سه فرکانس ۰/۲، ۰/۱ و ۰/۰۴ نیز برای محاسبه عامل کیفیت انتخاب

با توجه به تعداد محدود داده با اعمال شرایط سخت‌گیرانه برای گروههای ۲، ۳ و ۴ تعداد قابل توجهی داده برای انجام محاسبه‌ای مطمئن باقی نمی‌ماند. به عنوان مثال در مرحله آخر فقط ۱۶ رخداد باقی مانده است (شکل ۷). لذا همانطور که در نتایج هم مشاهده می‌شود این غربال سختگیرانه نتیجه قابل قبولی در پی نداشت.

پردازش

با توجه به کار هاسکوف و سایرین ۱۹۸۹ برای محاسبه Q کدا برای منطقه واشینگتن و طراحی بخش محاسبه Q کدا در نرم افزار ساین^۱ بر اساس تجربیات و روش پردازش وی لذا این نرم افزار برای پردازش داده‌های ناحیه تهران مناسب شناخته شد. این برنامه Q کدا را برای یکسری رخداد و ایستگاهها در فرکانسهای داده شده محاسبه می‌کند. در مرحله تکمیلی مقادیر متوسط، محاسبه شده و یک منحنی Q برحسب f ترسیم می‌شود.

اصول محاسبه، همان روش استاندارد Q کدا است که در آن یک پنجره کدا در محدوده فرکانسی خاصی با استفاده از فیلتر ۶ قطبی باترورث^۲ با مرکزیت فرکانس f فیلتر شده، یک پوش برای آن تنظیم و Q کدا در فرکانس مربوطه محاسبه می‌شود. پوش از مقادیر RMS سیگنال فیلتر شده با استفاده از ۵ سیکل پنجره محاسبه می‌شود.

پنجره کدا در دو برابر زمان سیر موج S از مبداء شروع شده است. توجه به این نکته لازم است که S-time از P-time محاسبه می‌شود لذا یک P-time باید وجود داشته باشد و نگاشتهایی که زمان رسید P آنها مخدوش است از گردونه خارج می‌شود. با توجه به گرایش این پژوهش برای بررسی تفاوت‌های محلی عامل کیفیت طول پنجره کدا ۱۵ ثانیه در نظر گرفته شد تا از دنباله‌های طولانی ناشی از فاصله زیاد اجتناب شود.

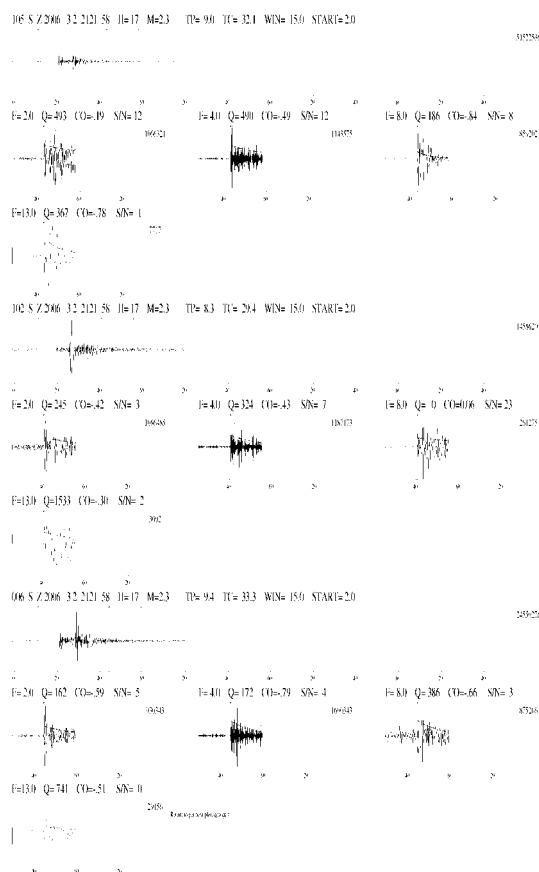
³ Correlation

⁴ Ringing

¹ SEISAN

² Butterworth

رسیده است. بدیهی است TP و TC به ترتیب زمان شروع موج اولیه و امواج کدا می باشند و WIN طول پنجره کدا و START زمان شروع پنجره کدا برحسب کل زمان امواج ثانویه است. همانطور که از این شکل پیداست برای نگاشت مذکور با توجه به شرایط انتخابی صرفاً Q محاسبه شده در فرکانس ۸/۰ قابل قبول است و سایر فرکانسها مردود می شوند.



شکل (۹) - نمونه ای از نمودار محاسبه Q برای زلزله ای با بزرگی ۲/۳ است که در تاریخ ۲۰۰۶/۳/۲ ساعت ۰۸:۲۱:۲۱ با عمق ۱۷ کیلومتر اتفاق افتاده و در ایستگاههای شماره ۱۰۵، ۱۰۲ و ۶ به ثبت رسیده است.

در جدول ۲- مقدار متوسط محاسبه شده برای Q_0 و نیز مقدار محاسبه شده برای α که پارامترهای تعیین کننده رابطه (۱) می باشند، آمده است. همچنین مقدار ضریب همبستگی، میانگین زمان میرایی امواج کدا، مقدار Q برای هر فرکانس و تعداد نگاشت پذیرفته شده در هر فرکانس در ادامه هر جدول آورده شده است.

شدند. اما از آنجا که تعداد داده با شرایط مناسب در این فرکانسها محدود بود، تمام نتایج مربوط به این فرکانسها صفر بدست آمد. لذا این فرکانسها از فهرست فرکانسهای دارای جواب و نتایج پژوهش حذف گردید. با توجه به اینکه تعداد زیادی از ایستگاهها روی سنگ نصب نشده است برای مینیمم نمودن اثرات ساختگاهی^۱ صرفاً از مولفه های Z نگاشتهای هر ایستگاه استفاده شد.

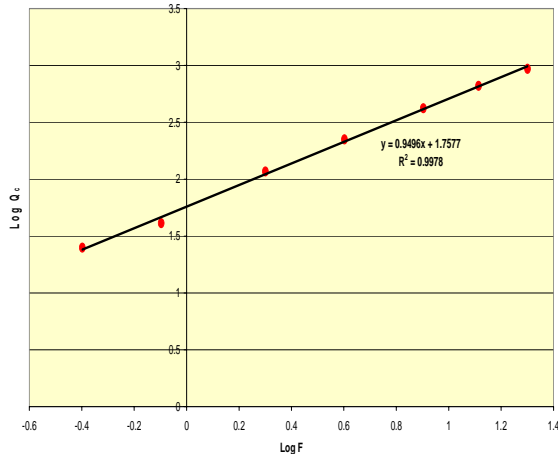
نتایج و تفسیر

پس از اعمال شرایط پیش گفته و محاسبه Q کدا برای هر یک از گروه های چهارگانه انتخابی داده ها، نتایج بصورت عددی از نرم افزار سبازین استخراج شد (جدول ۲). در کنار داده های عددی که در ادامه در مورد آنها توضیح داده خواهد شد، نمودارهایی مثل نمودار شکل (۹) نیز جزء خروجی های انتخابی نرم افزار است. در این شکل در بالا نگاشت اصلی نشان داده شده (طول پنجره همیشه ۲۰۰ ثانیه از مبداء نگاشت است و اگر زمان مبداء یا پنجره کدا بیرون از این پنجره ۲۰۰ ثانیه ای باشد و داده هم در دسترس باشد، برنامه ادامه می دهد ولی پنجره کدا در شکل ترسیم نمی شود) و در زیر آن پنجره های فیلتر شده کدا به نمایش در آمده است. لازم به ذکر است که ۱۵ ثانیه از نویز در جلوی پنجره فیلتر شده کدا نشان داده شده است. ۵ ثانیه اول نویز زمینه ابتدای نگاشت و ۱۰ ثانیه از نویز آخر نگاشت را نشان داده است که برای محاسبه نسبت سیگنال به نویز استفاده شده است.

در هر نمودار فیلتر شده F: فرکانس مرکزی، CO: ضریب همبستگی، Q: مقدار عامل کیفیت (صفر به معنی آنست که مقدار Q نمی تواند محاسبه شود) و S/N: نسبت سیگنال به نویز داده شده است. مشخصات هر یک از نگاشتهای اصلی نیز در بالای آن ثبت شده است. مثلاً در شکل (۹) نگاشت اول مربوط به زلزله ای با بزرگی ۲/۳ است که در تاریخ ۲۰۰۶/۳/۲ ساعت ۰۸:۲۱:۲۱ با عمق ۱۷ کیلومتر اتفاق افتاده و در ایستگاه شماره ۱۰۵ به ثبت

^۱ Site effects

نتایج حاصل از این عملیات در جدول ۲ آمده است و دو نمونه از نمودارهای حاصل در شکل‌های ۱۰ و ۱۱ قابل مشاهده است. نمودار ۱۰ برای مقادیر Q مربوط به تمام فرکانسها ترسیم شده است نمودار ۱۱ برای ۴ فرکانس مشترک میان همه گروههای ایستگاهها ترسیم شده است.



شکل (۱۰): نمودار لگاریتم مقادیر Q_c برحسب لگاریتم فرکانس مربوطه برای کل رخدادهای ثبت شده در کل ایستگاهها (شامل ایستگاههای شبکه (TCSN)، شبکه (IRSC) و شبکه (INSN))

لازم به ذکر است اگر لگاریتم هر یک از مقادیر Q را برحسب لگاریتم فرکانس مربوطه روی نموداری تعیین کنیم و سپس بهترین خط عبور کننده از تمام نقاط را ترسیم کنیم آنگاه عرض از مبدا این خط لگاریتم Q_0 و شیب این خط مقدار α خواهد بود. بدیهی است مقادیر متوسط محاسبه شده برای Q_0 و نیز مقدار محاسبه شده برای α در هر ردیف از جداول مذکور از همین روش بدست آمده است. همانطور که مشاهده می شود با توجه به در اختیار داشتن داده باند پهن، فرکانسهای پایتتر بالاتر از ۴ فرکانس اصلی نیز در این جدول محاسبه شده است. لازم به ذکر است مقادیر Q برای فرکانسهای پایتتر تا ۰/۰۴ هرتز نیز برای داده های باند پهن محاسبه شد اما پاسخ دریافتی صفر بود.

از آنجا که نرم افزار مورد استفاده برای تعریف تعداد ایستگاههای مورد استفاده محدودیت دارد لذا برای بدست آوردن مقادیر میانگین تمام گروههای ایستگاهها را با همان روش تشریح شده در بالا محاسبه و سپس بهترین خط گذرنده از آنها را بوسیله نرم افزار اکسل^۱ بدست آوردیم.

$$Q_{av} = \frac{Q_{INSN}N_{INSN} + Q_{IRSC}N_{IRSC} + Q_{TCSN}N_{TCSN}}{N_{INSN} + N_{IRSC} + N_{TCSN}} \quad (۴)$$

که در آن Q_{av} میانگین عامل کیفیت برای هر سه گروه ایستگاهها برای یک فرکانس معین، Q_{INSN} ، Q_{IRSC} و Q_{TCSN} به ترتیب مقادیر کیفیت در همان فرکانس معین برای ایستگاههای شبکه سازمان (TCSN)، شبکه لرزه نگاری کشوری (IRSC) وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و شبکه ملی لرزه نگاری باند پهن ایران (INSN) وابسته به پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله و N_{TCSN} ، N_{IRSC} و N_{INSN} تعداد رخدادهای مورد استفاده برای محاسبه میانگین عامل کیفیت در هر یک از شبکه های مذکور است.

^۱ EXCEL

گروه داده ها	(تعداد) رجستران N	گروه ایستگاهها	تعداد Q ₀	مقدار α	Corr	AV. Lapset (Sec)	Freq 0.4 Band 0.2	N	Freq 0.8 Band 0.4	N	Freq 2.00 Band 1.00	N	Freq 4.00 Band 2.00	N	Freq 8.00 Band 4.00	N	Freq 13.00 Band 6.00	N	Freq 20.00 Band 6.00	N	
کل	۲۱۵	TCSN	۵۵	۰.۸۹	۱	۳۴.۱۵۴					۱۳۰	۱۵۲	۲۱۵	۱۲۹	۴۱۳	۱۳۱	۶۳۳	۵۵	۴۰۴	۱۱	
		IRSC	۵۷	۰.۹۸	۰.۹۹	۳۹.۸۷۵-۱					۱۰۴	۱۴	۲۴۳	۱۰	۴۵۶	۲۲	۷۷۹	۱۸	۴۰۴	۱۱	
		INSN	۵۰	۰.۹۸	۱	۲۴.۳۸۳۶	۲۵	۲	۴۱	۷	۸۹	۱۱	۱۹۸	۱۲	۴۱۹	۹	۶۰۶	۱۰	۴۵۱	۱۴	
		TCSN	۵۴	۰.۹۵	۱	۲۲.۳۳۳۳					۱۰۳	۲۹	۲۰۸	۳۴	۲۹۱	۳۳	۶۳۹	۲۰			
Gap≤270	۷۴	IRSC	۵۷	۰.۹۸	۰.۹۹	۳۹.۸۷۵-۱					۱۰۴	۱۴	۲۴۳	۱۰	۴۵۶	۲۲	۷۷۹	۱۸	۴۰۴	۱۱	
		INSN	۵۰	۰.۹۸	۱	۲۳.۷۷۵۱۵	۲۵	۲	۴۱	۷	۸۹	۱۱	۱۹۳	۱۱	۴۱۹	۹	۶۰۴	۹	۴۵۱	۱۴	
		TCSN	۵۰	۱.۰۳	۱	۲۱.۹۰۵۷					۹۸	۱۶	۲۲۰	۱۸	۴۱۵	۱۸	۶۷۸	۱۲			
		IRSC	۵۶	۰.۹۹	۰.۹۹	۴۱.۸۹۷۵۸					۹۹	۹	۲۵۱	۸	۴۴۰	۱۷	۷۸۲	۱۵	۴۱۲	۱۰	
Gap≤180	۳۵	INSN	۵۴	۰.۹۴	۱	۲۵.۸۵۰۰۸	۲۵	۲	۴۵	۵	۸۸	۶	۲۱۰	۷	۴۰۸	۵	۵۲۱	۵	۴۳۹	۸	
		TCSN	۵۰	۱.۰۱	۱	۱۹.۳۳۵۵					۹۹	۹	۲۱۰	۸	۴۱۹	۱۰	۶۵۰	۱۰			
		IRSC	۵۶	۰.۹۹	۰.۹۹	۴۱.۸۹۷۵۸					۹۹	۹	۲۵۱	۸	۴۴۰	۱۷	۷۸۲	۱۵	۴۱۲	۱۰	
		INSN	۵۴	۰.۹۴	۱	۲۵.۸۵۰۰۸	۲۵	۲	۴۵	۵	۸۸	۶	۲۱۰	۷	۴۰۸	۵	۵۲۱	۵	۴۳۹	۸	
Gap≤270, classelon≤2, eds5	۱۶	TCSN	۵۰	۱.۰۱	۱	۱۹.۳۳۵۵					۹۹	۹	۲۱۰	۸	۴۱۹	۱۰	۶۵۰	۱۰			
		IRSC	۵۶	۰.۹۷	۰.۹۷	۴۱.۳۰۰۷۵					۸۴	۲	۳۰۰	۲	۴۹۴	۶	۸۱۰	۳	۹۸۱	۲	
		INSN	۵۴	۱.۰۲	۰.۹۹	۳۳.۷۷۷۷	۲۵	۲	۴۵	۱	۸۸	۱	۳۴۳	۱	۰	۰	۶۶۵	۱	۱۱۱۶	۲	
		کل	۲۱۵	۰.۹۵	۱		۲۵		۴۱	۱۱۷		۲۲۴		۲۲۰		۶۶۱		۶۳۳		۴۳۳	
Gap≤270	۷۴	کل	۵۵	۰.۹۶	۱		۲۵		۴۱	۱۰۰		۲۱۱		۴۱۸		۶۷۶		۴۳۳			
		گروه ایستگاهها	۵۷	۰.۹۵	۱		۲۵		۴۵		۹۶		۲۱۵		۴۲۵		۷۰۲		۴۲۴		
Gap≤180	۳۵	گروه ایستگاهها	۳۸	۱.۰۴	۰.۹۸		۲۵		۴۶		۲۳۸		۴۴۷		۶۸۵		۱۰۴۹				
Gap≤270, classelon≤2, eds5	۱۶	گروه ایستگاهها	۱۶																		

جدول (۲) - مقادیر Q برای تمام ناحیه تهران (la35-3650-Ion50-53) برای ردیفهایی که همه ایستگاهها منظور شده است میانگین گیری از تمام مقادیر بدست آمده برای هر گروه از ایستگاهها در هر فرکانس انجام شده و پس از ترسیم نمودار لگاریتمی برای هر ردیف مقادیر Q₀ و α بدست آمده است

برای هر سه شبکه استخراج می کردیم. در آن صورت این رابطه به شکل زیر بدست می آید:

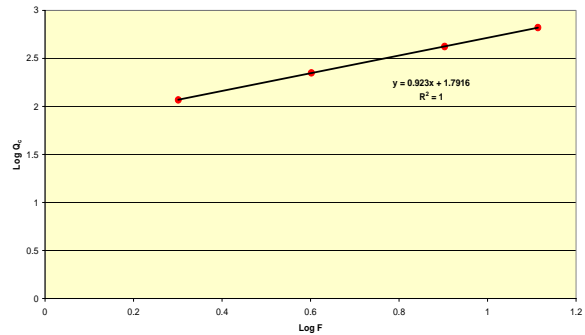
$$Q = 57f^{0.95} \quad (6)$$

هر چند این رابطه تفاوت چندانی با رابطه ۵ ندارد، اما بنظر می رسد از آنجا که ممکن است خطاهای ناشی از پردازش توأمان داده های شبکه های مختلف و عدم هم خوانی دقیق آنها بر این نتایج تاثیر منفی بگذارد بهتر است نتایج براساس یک شبکه استخراج شود و سایر شبکه ها صرفاً برای اطمینان از درستی محدوده نتایج بدست و کنترل آنها بکار رود.

در مطالعه انجام شده توسط ناتلی^۱ (۱۹۸۰) برای تمام ناحیه ایران از فازهای P_g ، L_g و S_n استفاده شده ضریب جذب 0.0045 Km^{-1} محاسبه شده است. مطالعه مذکور به ارائه یک Q ظاهری برای L_g معادل ۲۰۰، برای S_n معادل ۱۵۰ و برای P_g معادل ۱۲۵ بسنده کرده است. لذا از آنجا که رابطه ای برای Q برحسب فرکانس ارائه نشده است مقایسه پژوهش حاضر با مطالعه ناتلی آسان نیست. اله یارخانی (۱۳۷۶) برای تهران رابطه Q با فرکانس را به صورت زیر پیشنهاد نموده است:

$$Q = 213f^{0.67} \quad (7)$$

تفاوت واضحی میان این رابطه و رابطه ۵ مشاهده می شود. برای مقایسه کمی این دو رابطه مقدار Q در فرکانس ۲ هرتز را در نظر می گیریم. برای معادله ۵ این مقدار ۱۲۰ و برای معادله ۷ این مقدار ۳۳۹ بدست می آید. در توضیح این اختلاف لازم است به چند نکته اشاره شود. اول آنکه روش مورد استفاده در مطالعه مذکور روش ساتو است که همانطور که پیش از این بطور مفصل توضیح داده شد با روش آکی و شوئث اختلاف دارد. دوم آنکه در مطالعه مذکور منطقه در نظر گرفته شده به عنوان تهران (Lat 33-37, Lon48-54) در مقایسه با منطقه مورد نظر در این پژوهش (Lat35-3650, Lon50-) 53 از وسعت بسیار بیشتری برخوردار است. این مطلب می تواند به معنای اندازه گیری Q برای لایه های عمیقتر



شکل (۱۱): نمودار لگاریتم مقادیر Q_c برحسب لگاریتم فرکانس مربوطه برای کل رخدادهای ثبت شده در کل ایستگاهها برای ۴ فرکانس مشترک میان تمام ایستگاهها (شامل ایستگاههای شبکه (TCSN)، شبکه (IRSC) و شبکه (INSN))

پیشنهاد رابطه Q کدا برای ناحیه تهران

در جدول ۲ نتایج بدست آمده برای Q کدا برای تمام ناحیه تهران که در واقع ناشی از میانگین گیری عامل کیفیت برای تمام ایستگاههای موجود در شبکه های مورد نظر است آورده شده است. بنظر می رسد با دقت در مقادیر و معادلات Q در این جدول و نیز نمودارهای ترسیم شده در شکل های ۱۰ و ۱۱ می توانیم موارد زیر را مورد تاکید قرار دهیم:

۱- این مقادیر از ثبات لازم برخوردار بوده و نسبت به تغییر شبکه ایستگاهها و گروه داده های انتخابی با شرایط سخت گیرانه تغییرات قابل اغماضی دارند. بنابراین با اطمینان از مثبت بودن مقایسه نتایج حاصل از شبکه TCSN با شبکه های دیگر و نیز تعداد داده بیشتر در این شبکه می توان ملاک محاسبه را داده های شبکه TCSN قرار داد. از سوی دیگر با توجه به عدم وجود تغییرات زیاد در مقدار عامل کیفیت با افزایش شرایط سخت گیرانه و کاهش قابل ملاحظه و تاثیرگذار تعداد داده در هر گروه انتخابی می توان گروه کل داده ها را ملاک محاسبه Q قرار داد. به این ترتیب معادله پیشنهادی برای ناحیه تهران را بصورت زیر در نظر می گیریم:

$$Q = 65f^{0.89} \quad (8)$$

البته شاید یک نظر درست آن باشد که می بایست رابطه فوق را بر اساس نتایج بدست آمده از میانگین گیری

¹ Nuttli

یک، Q، افزایشی هر چند اندک با فرکانس دارد که با تقریب به همان میزان افزایش در فرکانسهای بالاتر از یک هرتز است. این مطلب از مقایسه شیب نمودارهای ۱۰ با ۱۱ بدست می آید. اما همانطور که در جدول ۲ نیز آمده است آنچه ما را از ارائه پیشنهاد مطمئن باز می دارد تعداد کم داده های باند پهن برای محاسبه Q در فرکانسهای کمتر از ۱ هرتز است. به هر حال پیشنهاد می شود برای درک مطمئن تر از ارتباط کیفیت با فرکانس در محدوده زیر ۱ هرتز با تعداد داده بیشتری محاسبات صورت گیرد.

در مطالعه اله یارخانی و برای لایه های سطحی تر در این پژوهش باشد. سوم آنکه رابطه ۶-۶ برای محدوده فرکانسی ۱ تا ۳/۱۶ بدست آمده است در حالیکه رابطه ۶-۴ محدوده فرکانسی ۲ تا ۱۳ هرتز را پوشش می دهد. جداول ۳ و ۴ با هدف مقایسه مقادیر حاصل در این پژوهش برای تهران با سایر نتایج حاصل در دنیا آورده شده است. به نظر می رسد معادله ۵ در میان مقادیر داده شده در جداول مذکور به معالات بدست آمده برای لوانگزیان در استان هبی کشور چین (لی^۱ و همکاران، ۱۹۹۰)، ایالت واشینگتن در آمریکا (هاوسکوف و همکاران ۱۹۸۹) و جنوب-شرق کامرون (امبه^۲ و فرهد^۳ ۱۹۸۹) شباهت بیشتری داشته باشد. از سوی دیگر مقدار به دست آمده برای شمال ایران (معضدیان ۲۰۰۶) که در واقع QS می باشد، تقریباً دو برابر مقادیر بدست آمده برای هر فرکانس در تهران را داراست.

۲- با میانگین گیری از نتایج برای هر سه شبکه مقادیر بدست آمده برای هر گروه داده کاملاً یکسان بوده یا تفاوت بسیار اندک و قابل اغماضی با هم دارند. که این حکایت از عدم حساسیت بحرانی نتایج به شرایط اعمال شده برای انتخاب سخت گیرانه داده دارد. این عدم حساسیت در مقایسه نتایج برای هر یک از شبکه ها نیز قابل مشاهده است. اما آنچه نباید از نظر دور داشته تعداد نسبتاً کم داده برای گروه های انتخابی است که قضاوت قطعی را مشکل می سازد.

همانطور که با توجه مباحث نظری و مطالعات سایرین انتظار می رفت، آنچه بطور قطع می توان در خصوص تغییرات Q با فرکانس اظهار کرد افزایش عامل کیفیت با فرکانس در محدوده ۲ تا ۱۳ هرتز است که در جدول ۲ و نمودارهای ۱۰ و ۱۱ بوضوح مشاهده می شود. اما آنچه که هنوز برای محققین مورد بحث است رابطه Q با فرکانس برای فرکانسهای کمتر از یک هرتز است. بر اساس نتایج این پژوهش در محدوده فرکانسهای کمتر از

¹ Li

² Ambeh

³ Fairhead

جدول ۳- عامل کیفیت لرزه ای برای نقاط مختلف دنیا 127-136 (2004) Mak S. et al. / Journal of Asian Earth Sciences

α	Q_0	مکان
0.2	1000a	مرکز ایالات متحده (Singh and Herrmann, 1983)
0.2	900	CENA (بجز New Brunwick) (Hasegawa, 1985)
0.5	755	کوبک (CENA) (Boore and Atkinson, 1998)
0.36	680	شمال شرقی آمریکا (Atkinson and Boore, 1995)
0.33	670	جنوب شرقی کانادا (CENA) (Atkinson and Mereu, 1992)
N/A	592	منطقه جنوب چین (Chen and Nuttli, 1984)
0.48	508	منطقه سپری هند (Singh et al., 1999)
0.65	500	نیوبرانزویک (CENA) (Shin and Herrmann, 1987)
0.31	482	استان گوانگدونگ، چین (Wong et al., 2002)
0.64	465	فلات قاره تروژ (Bungum et al., 1992)
0.4	460a	انگلیس جدید (Pulli, 1984)
0.42	400	اروپای مرکزی (Malagnini et al., 2000b)
0.4	370a	هایفنگ، گوانگدونگ، چین (Jin and Aki, 1988)
0.74	342a	پکن، چین (Zhang et al., 1998)
0.3	240a	اگزینگفنزبانگ، گوانگدونگ، چین (Jin and Aki, 1988)
0.78	210a	دره مرکزی میسیسیپی (CENA) (Dwyer et al., 1984)
0.56	204	کالیفرنیا (WNA) (Atkinson and Silva, 1997)
0.6-0.73	100-200a	ایبریای جنوبی (Canas et al., 1991)
0.45	150a	غرب ایالات متحده (Singh and Herrmann, 1983)
0.5	150	غرب آمریکا (Chin and Aki, 1991)
0.5	150	نورث ریج، کالیفرنیا (Beresnev and Atkinson, 1998)
0.1	130	آپنینسم ایتالیا (Malagnini et al., 2000a)
0.72	110a	جنوب غرب بریتیش کلمبیا، کانادا (Zelt et al., 1999)
0.8-1.06	107-132a	ترینیداد و توباگو، غرب هند و چین (Latchman et al., 1996)
0.83	104a	نینگزیا، چین (Zhao et al., 2000)
0.85	100a	ویکتوریا، استرالیا (Wilkie and Gibson, 1995)
1.09-0.82	97-145a	گریبران، غرب هند و چین (Ambeh and Lynch, 1993)
1.09	96a	کوینا، هند (Gupta et al, 1998)
0.85-0.9	46-72a	لوانگریان، هبی، چین (Li et al, 1990)
0.97	63a	ایالت واشینگتن، ایالات متحده آمریکا (Havskov et al., 1989)
1.01	56	اواکاساکا، مکزیک (Castro and Munguia, 1993)
1.06	47	شمال شرقی ژاپن (مقدار میانگین) (Matsumoto and Hasegawa, 1989)

CENA: آمریکای مرکزی و شمال شرقی و WNA: آمریکای شمال غربی و a: به معنای آنست که مقادیر با روش Q کدا تعیین

جدول ۴- عامل کیفیت لرزه ای برای نقاط مختلف دنیا 2008 J. Havskov and L. Ottemöller, Processing Earthquake Data

		Q	α	Q_0	/
Zhu et al, 1991	Mult.	1401	0.87	189	P_n
Allen et al, 2007	oth	1111		4571	P_n
Ottemöller et al, 2001	Mult.	1444	0.85	204	L_g
2000 Malagnini et al,	Mult.	1052	0.42	400	S
Motazedian 2006	xx	2509	1.46	87	S

1995 Kvamme et al,		2350	0.70	470	S	
Havskov et al, 2002	Coda	146	0.40	58		
1989 Havskov et al,	Coda	588	0.97	63	20	
1989 Havskov et al,	Coda		0.39	54	10	
Ambeh and Fairhead, 1989	Coda	650	1.0	65	40	
Gupta et al, 1995	Coda	1122	0.95	126		
Kumar et al. 2007	Coda	2091	0.59	535	80	

منابع:

- Allen, M. B., Ghassemi, M. R., Sharabi, M., and Qoraishi, M., (2003). Accomodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *J. Struct. Geol.*, 25, 659-672.
- Allen, T. I., Cummins, P. R., Dhu T., and Schneider J. F., (2007). Attenuation of groundmotion spectral amplitudes in Southeastern Australia. *Bull. Seism. Soc. Am.* 97, 1279-1292.
- Ambeh, W. B., and Lynch, L. L., (1993). Coda Q in the eastern Caribbean, West Indies. *Geophysical Journal International* 112, 507-516.
- Ambeh, W. B., and Fairhead J. D., (1989). Coda Q estimates in the Mount Cameroon volcanic region, West Africa. *Bull. Seism. Soc. Am.* 79, 1589-1600.
- Ashtari, M., Hatzfeld, D., and Kamalian, N., (2005). Microseismicity in the region of Tehran, *Tectonophysics*, 395, 193-208.
- Atkinson, G. M., and Boore, D. M., (1995). Ground-motion relations for eastern North America. *Bulletin of the Seismological Society of America* 85 (1), 17-30.
- Atkinson, G., and Mereu, R. F., (1992). The shape of ground motion attenuation curves in southeastern Canada. *Bulletin of the Seismological Society of America* 82 (5), 2014-2031.
- Atkinson, G. M., and Silva, W., (1997). An empirical study of earthquake source spectra for Californian earthquakes. *Bulletin of*
- امبرسن ن. ن، ملویل چ. پ، (۱۳۷۰) تاریخ زمین لرزه های ایران، مترجم ابوالحسن رده.
- اله یارخانی م، (۱۳۷۶) تعیین ضریب Q برای مناطق اطراف تهران، پایان نامه کارشناسی ارشد، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- رحیمی، ح، (۱۳۸۵) تعیین ضریب جذب امواج لرزه ای برای منطقه اردبیل با استفاده از داده های شتاب نگاشتی، پایان نامه کارشناسی ارشد، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- فرهد، ا. م، (۱۳۷۵) مطالعه لرزه خیزی منطقه فیروزآباد فارس، پایان نامه کارشناسی ارشد، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- نظام اسلامی، ح، (۱۳۸۲) تعیین فاکتور کیفیت برای پیرامون تبریز، پایان نامه کارشناسی ارشد، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- Aki, K., (1969). Analysis of seismic of local earthquakes as scattered waves, *J. Geophys. Res.* 74, 615-31.
- Aki, K., and Chouet B., (1975). Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects, *J. Geophys. Res.* 80, 3322-3342.
- Aki, K., (1980), Attenuation of shear-waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25Hz, *Phys. Earth Planet Interiors* 21, 50-60.
- Alavi, M., (1996). Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *J. Geodyn.*, 21, 1-33.

- 87, 97–113.
- Berberian, M., (1994). Natural hazards and the first earthquake catalog of Iran. Vol. 1: historical hazards in Iran prior 1900, I.I.E.E.S. report.
 - Berberian, M., and Yeats, R. S., (1999). Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian plateau. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 120-139.
 - Beresnev, I. A., and Atkinson, G. M., (1998). Stochastic finite-fault modeling of ground motions from the 1994 Northridge, California, earthquake. I. Validation on rock sites. *Bulletin of the Seismological Society of America* 88 (6), 1392–1401.
 - Biswas, N. N., and Aki, K., (1984). Characteristics of coda waves: central and southcentral Alaska. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 74, 493–507.
 - Boore, D. M., and Atkinson, G., (1998). Source spectra for the 1998 Saguenay, Quebec, earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America* 82 (2), 683–719.
 - Brunet, M. F., Korotaev, M. V., Ershov, A., and Nikishin, A. M., (2003). The south Caspian basin: a review of its evolution from subsidence modeling. *Sediment. Geol.* 156, 119-148.
 - Bungum, H., Dahle, A., Toro, G., McGuire, R., and Gudmestad, O.T., (1992). Ground motions from intraplate earthquakes. *Proceedings of the Tenth World Conference on Earthquake Engineering*, 611–616.
 - Canas, J. A., Pujades, L., Badal, J., Payo, G., de Miguel, F., Vidal, F., Alguacil, G., Ibanñez, J., and Morales, J., (1991). Lateral variation and frequency dependence of coda-Q in the southern part of Iberia. *Geophysical Journal International* 107, 57–66.
 - Castro, R. R., and Munguia, L., (1993). Attenuation of P and S waves in the Oaxaca, Mexico, subduction the Seismological Society of America zone. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 76 (3/4), 179–187.
 - Chen, P. S., and Nuttli, O. W., (1984). Estimates of magnitude and short-period wave attenuation of Chinese earthquake from modified Mercalli intensity data. *Bulletin of the Seismological Society of America* 74 (3), 957–968.
 - Chin, B. H., and Aki, K., (1991). Simultaneous study of the source, path, and site effects on strong ground motion during the 1989 Loma Prieta earthquake: a preliminary result on pervasive nonlinear site effects, *Bulletin of the Seismological Society of America* 81 (5), 1859–1884.
 - DelPezzo, E., Giarresuso, A., Ferulano, F., and Martini, M., (1983). Seismic coda Q and scaling law of source spectra at Aeolian Islands, Southern Italy, *Bull. Seism. Soc. Am.* 73, 97-108.
 - Dwyer, D. J., Herrmann, R. B., and Nuttli, O. W., (1984). Use of a digital seismic network to study Lg attenuation and the coda Q in the Central Mississippi Valley. *Earthquake Notes* 55 (3), 7–8.
 - Engdahl, E. R., Van der Hilst, R. D., and Buland, R. P., (1998). Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88, 722-743.
 - Gupta, S. C., Singh V. N., and Kumar A., (1995). *Phys. Earth Planet. Int.*, 87, 247-253.
 - Gupta, S. C., Teotia, S.S., Eai, S. S., and Gautam, N., (1998). Coda Q estimates in the Koyna region, India. *Pure and Applied Geophysics* 153, 713–731.
 - Hasegawa, H. S., 1985. Attenuation of Lg waves in the Canadian shield. *Bulletin of the Seismological Society of America* 75, 1569–1582.
 - Havskov J. and Ottemöller L., (2008). *Processing Earthquake Data*.

- Havskov, J., and Ottemoëller, L., (2005). SEISAN: The Earthquake Analysis Software for Windows, Solaris and Linux, Version 8.1. Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen, Norway.
- Havskov J., Malone S., McClurg D., and Crosson R., (1989). Coda Q for the state of Washington, Bull. Seism. Soc. Am. 79, 1024-1038.
- Havskov, J., Kvamme, L., and Bungum H., (1986). Attenuation of seismic waves in the Jan Mayen Island area, Marine Geophys. Res. 8, 39-47.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., and Berberian, M., (2002). Active tectonics of the South Caspian Basin. Geophys. J. Int. 148, 214-245.
- Jin, A., and Aki, K., (1988). Spatial and temporal correlation between coda Q and seismicity in China. Bulletin of the Seismological Society of America 78 (2), 741-769.
- Kvamme, L. B., (1985). Attenuation of seismic energy from local events in Norwegian areas. M. Sc. Thesis, University of Bergen, Norway.
- Kumar. C. H. P., Sarma C. S. P., and Shekar M., (2007). Attenuation studies on local earthquake coda waves in the southern Indian peninsular shield. Nat. Hazards, 40, 527-536.
- Latchman, J.L., Ambeh, W. B., and Lynch, L. L., (1996). Attenuation of seismic waves in the Trinidad and Tobago area. Tectonophysics 253, 111-127.
- Lee, W. H. K., Aki, K., Chouet B., Johnson P., Marks S., Newberry J. T., Ryall A. S., Stewart S. W., and Tottingham D. M., (1986). A preliminary study of Coda Q in California and Nevada. Bull Seismol Soc Am 76:1143-1150
- Li, S. L., Fan, J. C., Hui, N. L., Yang, J., and Sun, G. X., (1990). A study of the coda Q-value and its relationship with frequency of the Luanxian district. ACTA Seismologica Sinica 12 (4), 357-366.(in Chinese).
- Lienert, B. R., Berg, E., and Frazer, L. N., (1986). Hypocenter: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively least squares. Bull. Seism. Soc. Am., 76, 771-783.
- Malagnini, L., Herrmann, R. B., and Di-Bona, M., (2000a). Ground-motion scaling in the Apennines (Italy). Bulletin of the Seismological Society of America 90 (4), 1062-1081.
- Malagnini, L., Herrmann, R. B., and Koch, K., (2000b). Regional ground-motion scaling in central Europe. Bulletin of the Seismological Society of America 90 (4), 1052-1061.
- Matsumoto, S., and Hasegawa, A., (1989). Two-dimensional coda Q structure beneath Tohoku, NE Japan. Geophysical Journal International 99, 101-108.
- Mirzaei, N., Mengtan, G., and Yuntai, C., (1998). Seismic source Regionalization for seismic zoning of Iran: Major Seismotectonic provinces. Journal of earthquake prediction research 7, 465-495.
- Motazedian, D., (2006). Region-specific key seismic parameters for earthquakes in Northern Iran. Bull. Seism. Soc. Am. 96, 1383-1395.
- Nuttli, O. W., (1980). The excitation and attenuation of seismic crustal phases in Iran Bull. Seism. Soc. Am. 70, 469-485.
- Pulli, J. J., (1984). Attenuation of coda waves in New England. Bull. Seismol. Soc. Am. 74, 1149-1166.
- Ritz, J. F., Balescu, S., Soleymani, S., Abbasi, M., Nazari, H., Fegghi, K., Shabani, E., Tabbassi, H., Farbod, Y., Lamothe, M., Michelot, J. L., Massault, M., Chéry, J., and Vernant, P., (2003). Determining the long-term slip rate along the Mosha fault, Central alborz, Iran. Implications in Terms of Seismic Activity, S.E.E. 4 meeting, Tehran, 12-14 May.
- 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.

– Rovelli, A., (1984). Seismic Q for the lithosphere of the Montenegro region (Yugoslavia): frequency, depth and time windowing effects, *Phys. Earth Planet. Interiors* 34, 159-172.

– Sengor, A. M. C., Altiner, D., Cin, A., Ustaomer, T., and Hsu, K. J., (1988). Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land. In: Audley-Charles, M.G., Hallam, A. (Eds.), *Gondwana and Tethys*.

– Shin, T. C., and Herrmann, R. B., (1987). Lg attenuation and source studies using 1982 Miramichi data. *Bulletin of the Seismological Society of America* 77, 384–397.

– Singh, S. K., Aspel R. J., Fried J., and Brune J. N., (1982). Spectral attenuation of SH waves along the Imperial Fault, *Bull. Seism. Soc. Am.* 72, 2003-2016.

– Singh, S. K., and Herrmann, R. B., (1983). Regionalization of crustal coda Q in the continental United States. *Journal of Geophysical Research* 88, 527–538.

– Singh, S. K., Ordaz, M., Dattatrayam, R. S., and Gupta, H. K., (1999). A spectral analysis of the 21 May 1997, Jabalpur, India, earthquake ($M_w = 5.8$) and estimation of ground motion from future earthquakes in the Indian shield region. *Bulletin of the*

Seismological Society of America 89 (6), 1620–1630.

– Udias A., (1999). *Principles of Seismology*.

– Wilkie, J., and Gibson, G., (1995). Estimation of seismic quality factor Q for Victoria, Australia. *Journal of Australian Geology and Geophysics* 15 (4), 511–517.

– Wong, Y.L., Zheng, S., Liu, J., Kang, Y., Tam, C.M., Leung, Y.K., and Zhao, X., (2002). Attenuation function of ground motions and source parameters for Guangdong region of Southern China, *International Conference on Advances and New Challenges in Earthquake Engineering Research*, Hong Kong, 19–20.

– Zelt, B. C., Dotzev, N. T., Ellis, R. M., and Rogers, G. C., (1999). Coda Q in southwestern British Columbia, Canada. *Bulletin of the Seismological Society of America* 89 (4), 1083–1093.

– Zhang, T. Z., Ma, Y. S., and Huang, R. L., (1998). A single-station coda solution for source attenuation and site factors. *ACTA Seismologica Sinica* 11 (2), 163–170.

– Zhao, W. M., Yang, M. Z., Jin, Y. L., Xu, W. J., and Ren, X. M., (2000). Characteristics of coda Q-value in the mid-northern part of Ningxia. *ACTA Seismologica Sinica* 13 (3), 265–272.

– Zhu, T., Chun K., and West G. F., (1991). Geometrical spreading and Q of Pn waves: An investigative study in Eastern Canada, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81,882-896.