تعيين عامل كيفيت منطقه تهران

مهدی دانش دوست'، دکتر فرزام یمینی فرد ٔ و دکتر محمد رضا قیطانچی ؓ

چکیدہ

عامل کیفیت لرزهای Q یکی از مفیدترین پارامترهای توصیف تضعیف امواج لرزه ای 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 فاصله های کوتاه است. برای اندازه گیری این عامل روشهای مختلفی با استفاده از داده های مصنوعی و داده های 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 دنباله ی یا Coda استفاده می شود. داده های مورد استفاده در این پژوهش مربوط به شبکه سازمان پیشگیری و مدیریت بحران شهر تهران Coda استفاده می شود. داده های مورد استفاده در این پژوهش مربوط به شبکه سازمان پیشگیری پهار سال بیش از ۵۰۰ زلزله ثبت شده که ۲۵ رخداد که بصورت دقیق تعیین محل شده است برای پردازش انتخاب شدند. پس از پردازش داده ها ضمن آنکه نتایج، افزایش Q با فرکانس را به خوبی تائید نمود، رابطه عامل کیفیتی که برای تهران پیشنهاد شده است بصورت Q

کلید واژه ها: 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 Seimogragh 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 frequance.

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

مقدمه:

تضعیف امواج لرزه ای 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 لرزه ای Q است که محتوی اطلاعات معنی داری حتی در فاصله های کوتاه است (سینگه و همکاران ۱۹۸۲).

عامل کیفیت (Q) که در هر فرکانس با ضریب جذب نسبت عكس دارد، تا حدود زيادي معرف خصوصيات محیط عبوری و نحوه انتشار امواج زلزله است. برای اندازه گیری این عامل تاکنون روشهای مختلفی ابداع شده است که از آن جمله می توان بـه روش تـک پـراکنش بـه عقب آکی ً و شوئت ؓ (۱۹۷۵) اشارہ کرد که در این مقالـه برای محاسبه عامل کیفیت منطقه تهران آن استفاده شده است. در کشور ما تاکنون عامل کیفیت یک بار برای کل ناحیه ایران (ناتلی ۲ ۱۹۸۰) محاسبه شده است. در محدوده منطقهاي نيز براي مناطق تهران (اللهيارخاني ١٣٧٦)، فيروزآباد فارس (فرهبد ١٣٧٥)، اردبيل (رحيمي ١٣٨٥)، تبريز (نظام الاسلامي ١٣٨٢) و برخي مناطق ديگر 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.

لرزه خیزی 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



شهر در قسمت جنوبی رشته کوههای البرز واقع شده و به

شکل(۱): نقشه تکتونیک ناحیه تهران و مجاورت آن. در شکل لرزه خیزی تاریخی، دستگاهی و حلهای تانسور ممان نیز نمایش داده شده است (انگدال° و همکاران، ۱۹۹۸؛ آمبرسیز^۳ و ملویل^۷،

زلزلههای تاریخی مربوط به تهران بیشتر با گسلهای مشا، طالقان، پارچین و گرمسار مرتبط بوده و بزرگترین وقایع با بزرگای ۲/۷ در قرن سوم و ۷/۷ در قرن دهم به ترتیب به گسلهای گرمسار و طالقان نسبت داده شدهاند (شکل۱) (آمبرسیز و ملویل، ۱۳۷۰؛ بربریان، ۱۹۹٤). آخرین زمینلرزه تاریخی که بخشهای شمالی تهران را متاثر کرده است به سال ۱۸۳۰ برمی گردد که به گسل مشا منتسب است (بربریان و یتس، ۱۹۹۹). نتایج مطالعات انجام گرفته در منطقه تاکنون نشان می دهد که شناخت بهتر منطقه البرز نیازمند مطالعات دقیق تر و بلندمدت میباشد. در حال حاضر سؤالات زیادی در خصوص

¹ Singh

² Aki

³ Chouet

⁴ Nuttli

⁵ Engdahl

⁶ Ambraseys

⁷ Melville

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 ۱۰۰ کیلومتر با برخورد تکهای از گندوانا با اوراسیا در تریاسه فوقانی تشکیل شده است (سنگور 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 و همکاران، ۲۰۰۳). رشته لایهای البرز در غرب با کوه های تالش و از شرق به وسیله کوههای کپهداغ محدود شده است و شامل چندین میشود که در طی برخورد در سنوزوئیک فوقانی تشکیل شدهاند (علوی، ۱۹۹۲). کوتاه شدگی البرز از پلیوسن پیشین در طول جغرافیایی تهران، در حدود ۳۰ کیلومتر

براساس تقسیم بندی ایالتهای اصلی لرزه زمین ساختی ایران توسط میرزایی و همکاران (۱۹۹۸) منطقه البرز مرکزی جزئی از ایالت اصلی لرزه زمین ساخت البرز-آذربایجان محسوب می شود. 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

³ Allen

البرز گسل های فعال مشاء، طالقان و شمال تهران هستند. گسل شمال تهران به وضوح به عنوان یک گسل رورانده و دو گسل دیگر در دوره کواترنری به عنوان گسل های امتداد لغز چپگرد رفتار نمودهاند (ریتز³ و همکاران، ۲۰۰۳). مهمترین این گسل ها، گسل مشاء با طول تقریبی ۱۸۰ کیلومتر می باشد 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 شدهاست (ریتز و همکاران، میلیمتر در سال برآورد شدهاست (ریتز و همکاران، گرمسار و پیشوا حرکت معکوس با مؤلفه چپگرد را تمایش میدهند. علاوه بر گسلهای یاد شده چندین گسل نمایش میدهند. علاوه بر گسلهای یاد شده چندین گسل دارند.

به نظر میرسد گسل مشاء یکی از فعال ترین گسل ها است و چندین زمین لرزه بزرگتر از ۲٫۵ را در سال های ۸۵۸ م۱۹۲۹ و ۱۸۳۰ میلادی تجربه کرده است (بربریان و یتس^۵، ۱۹۹۹). آمبرسیز و ملویل (۱۳۷۰) پیشنهاد داده اند که یکی از بزرگترین زلزلهها (۲٫۷ ~ Ms) در قرن سوم روی گسل گرمسار رخ داده است که واقعه بزرگ دیگری را در سال ۷۲۳ تجربه کرده است. زمین لرزه 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 گسل های مشاء، ایپک و شمال البرز نسبت داده شده اند.

عامل کیفیت (Q) امواجCoda و روش محاسبه آن

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

¹ Sengor

² Brunet

36

هر دو مورد Q تابعی از فرکانس f به شکل زیر است: (۱) $Q = Q_0 f^{\alpha}$ که در آن α محدوده ۰.۰ تا ۱.۱ را داراست. هم α و که در آن α محدوده ۰.۰ 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^r و و آکی ۱۹۸۶ و هاوسکوف^v و همکاران ۱۹۸۲). در صحت رابطه فوق برای Hz ح¹ شکی نیست اما برای مقادیر Q در محدوده Hz اح¹ بحثهایی وجود دارد. برخی مطالعات نشان داده است که در محدوده 1-1.0 FZ 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،

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:

این مسئله اهمیت چندانی ندارد.

 $A(f,t) = S(f)t^{-v}e^{-\pi ft/Q}$ (۲) $\sum A(f,t) = S(f)t^{-v}e^{-\pi ft/Q}$ (۲) $\sum A(f,t) = S(f)t^{-v}e^{-\pi ft/Q}$ $\sum A(f,t) = S(f)t^{-v}e^{-\pi ft/Q}$ $\sum A(f,t) = S(f)t^{-v}e^{-\pi ft/Q}$ $\sum A(f)t) = A(f)t^{-v}e^{-\pi ft/Q} = A(f)t^{-v}e^{-\pi ft/Q}$ $\sum A(f)t) = A(f)t^{-v}e^{-\pi ft/Q} = A(f)t^{-v}e^{-\pi ft/Q}$ $\sum A(f)t) = A(f)t^{-v}e^{-\pi ft/Q} = A(f)t^{-v}e^{-\pi ft/Q}$ $\sum A(f)t) = A(f)t^{-v}e^{-\pi ft/Q} = A(f)t^{-v}e^{-\pi ft/Q}$

- ⁶ Biswas
- 7 Havskov
- ⁸ Kvamme

برای امواج زلزله های نزدیک که بعد از امواج Lg میرسند و دامنه شان بصورت نمایی با زمان کاهش مییابد بکار می رود (آکی 1969) (شکل۲).

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 متاثر از ناکشسانی و ناهمگنی هستند.



شکل۲- لرزه نگاشت یک زلزله نزدیک که در آن امواج coda نشان داده شده است. (ایستگاه SFUCBB ، زلزله ۲۱ می ۱۹۹۷، (آدیاس آ. ۱۹۹۹) (آدیاس آ. ۱۹۹۹)

مدل تک پراکنش به عقب (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، رائوتین^۲ و خالتورین^۳ ۱۹۷۸، دل پزو^¹ و همکاران ۱۹۸۳ و روولی^۵ ۱۹۸٤) 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

¹Single back-Scatterin

² Rautian

³ Khalturin

⁴ Del Pezzo

⁵ Rovelli

به این ترتیب Q می تواند با رگرسیون خطی به این ترتیب Q می تواند با رگرسیون خطی $\ln[A(f,t)]+\upsilon(t)$ بر t در یک f ثابت بدست آید. (t,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 محاسبه می تواند با استفاده از یک پنجره متحرک FFT محاسبه شود (لی و سایرین ۱۹۸۲).

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 می باشد از تیر ماه ۱۳۸۳ شهر تهران را تحت پوشش قرار داده است (شکل۳).



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 عـدد لرزهسنج کوتاه دوره"CK-1T"، یک عدد ثبات ساخت GEON و یک عدد باتری خودرو جهت تغذیه دستگاهها

می باشد. ثبات "DELTA-GEON2" دارای چهار کانال از نوع رقمی ۲۶ بیتی، دارای گستره دینامیک ۱۰۰ دسی بل و یک مگابایت حافظه درونی است. فرکانس نمونهبرداری در این عملیات ابتدا ۳۵ هرتز و باندگذر بین ۱/۰ و ۰/۵ هرتز انتخاب شده است که برای ثبت زلزلههای دور مناسب می باشد. در سال ۱۳۸۵ فرکانس نمونهبرداری به ۷۰ هرتز و باندگذر بین ۱/۰ و ۱۵ افزایش یافته است. ظرفیت دیسک متحرک جهت ذخیره دادهها پیوسته، آشکارسازی واقعه (تریگر) و کالیبراسیون را دارا است.

تعيين محل زمين 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، ۱۹۸۲) و مدل سرعت استفاده شده، مدل ارائه شده توسط اشتری و همکاران (۲۰۰۵) می باشد (جدول ۱).

سرعت موج S	سرع موج P	مرز بالای لایه	لانه
(Km/s)	(Km/s)	(km)	1
٣/١	٥/٤		١
٣/٣	٥/٧	۲	۲
٣/٥	٦/٠	λ	٣
٣/٦	マンド	١٢	٤

جدول (۱) : مدل سرعت به کار رفته جهت تعیین محل زمین لرزهها (اشتری و همکاران، ۲۰۰۵).

داده ها و پردازش

دادههای مورد استفاده ٤٢٥ رخداد ثبت شده در ناحیه تهران در محدوده ای با طول جغرافیایی ٥٠ تـا ٥٣ درجـه شرقی و عـرض جفرافیایی ٣٥ تـا ٣٦.٥٠ درجـه شـمالی است. این وسعت بطور کامـل شـهر تهـران و ایسـتگاهها مربوط به شـبکه هـای مختلـف لـرزه نگـاری مربوطـه را پوشش داده و باعث اطمینان از در اختیار داشتن داده های مناسب احتمالی در مجاورت تهران می شود.



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 ٤ گروه کلی به ترتیب زیر انجام شد:

۱- تمام رخدادهای منطقه تهران (-la35-3650-lon50
 53) شامل ۲۲۵ رخداد (شکل ٤)،

 ۲- رخدادهای منطقه تهران (135-3650-lon50-53)
 با گاف آزیموتی کمتر از ۲۷۰ درجه شامل ۷۶ رخداد (شکل ٥)

 ۳- رخدادهای منطقه تهران (135-3650-lon50-53)
 با گاف آزیموتی کمتر از ۱۸۰ درجه شامل ۳۵ رخداد (شکل ۲)



¹ Jackson



شکل (٦)- نقشه رومرکزهای رخدادهای منطقه تهران (-la35-3650 lon50-53) با گاف آزیموتی کمتر از ۲۷۰ درجه شامل ۷۶ رخداد

٤- رخدادهای منطقه تهران (135-3650-10050-53)
 با گاف آزیموتی کمتر از ۲۷۰ درجه و خطای تعیین محل
 کمتر از ۲ کیلومتر برای طول و عرض جغرافیایی و ٥
 کیلومتر برای عمق، شامل ۱٦ 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 تعیین محل 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 ۱٦ رخداد

با توجه به تعداد محدود داده با اعمال شرایط سخت گیرانه برای گروههای ۲، ۳ و ٤ تعداد قابل توجهی داده برای انجام محاسبه ای مطمئن باقی نمی ماند. به عنوان مثال در مرحله آخر فقط ۱۲ رخداد باقی مانده است (شکل۷). لذا همانطور که در نتایج هم مشاهده می شود این غربال سختگیرانه نتیجه قابل قبولی در پی نداشت.

پردازش

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

اصول محاسبه، همان روش استاندارد Q کدا است که در آن یک پنجره کدا در محدوده فرکانسی خاصی با استفاده از فیلتر ٦ قطبی باترورث^۲ با مرکزیت فرکانس فیلتر شده، یک پوش برای آن تنظیم و Q کدا در فرکانس مربوطه محاسبه می شود. پوش از مقادیر RMS سیگنال فیلتر شده با استفاده از ٥ سیکل پنجره محاسبه می شود.

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 می شود لذا یک P-time باید وجود داشته باشد و نگاشتهایی که زمان رسید P آنها مخدوش است از گردونه خارج می شود. با توجه به گرایش این پژوهش برای بررسی تفاوتهای محلی عامل کیفیت طول پنجره کدا ۱۵ ثانیه در نظر گرفته شد تا از دنباله های طولانی ناشی از فاصله زیاد اجتناب شود.

¹ SEISAN

پارامتر پراکنـدگی هندسـی کـه در تعیـین Q اسـتفاده میشود و برای امواج در فواصل محلی معمولاً ۱.۰ اسـت در اینجا نیز ۱.۰ در نظر گرفته شد.

برای اینکه یک مقدار Q برای میانگین قابل قبول باشد، می نیمم نسبت سیگنال به نویز ۳ در نظر گرفته شد. نسبت سیگنال به نویز با استفاده از آخرین tRMS ثانیههای پنجره کدای فیلتر شده و اولین tRMS ثانیه های پنجره فایل داده ها محاسبه شده است. اگر فایل داده ها 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 tnoise و tRMS که اولی تعداد ثانیه های نویز، روی نگاشت سیگنال است و دومی طول پنجره نویز است برای محاسبه نسبت سیگنال به نویز استفاده می شوند.

می نیمم ضریب همبستگی^۳ به منظور کاربرد مقادیر عامل کیفیت بطور میانگین، ۵. • در نظر گرفته شد. البته در محاسبات انجام شده در این پژوهش این مقدار به جز یک مورد (۰/۸٤) در سایر موارد بیش از ۲۹ • بوده است.

فرکانسهای مرکزی و پهنای باندهای فرکانسی مربوطه با توجه به محدوده پاسخ لرزه نگار کوتاه دوره انتخاب شدند. بالمدهای فرکانسی با افزایش فرکانس افزایش می یابد تا از حلقوی شدن^٤ اجتناب شود. لذا فرکانسهای ۲ هرتز با باند ۲۰۱ هرتز با باند ۲ ، ۸ هرتز با بانمد ۶ و ۱۳ هرتز با باند ۲ انتخاب شدند. البته برای استفاده از داده های موجود که از شبکه باند پهن بدست آمده بود در پردازش این داده ها فرکانسهای ۲۰ هرتز با باند۲۰ ، ۰، هرتز با باند ۲. و ۲۰ هرتز با بانمد ۲ نیز در نظر گرفته شدند. همچنین برای داده های موسسه ژئوفیزیک نیز علاوه بر ۲ فرکانس اصلی فوق الذکر فرکانس ۲۰ هرتز با باند ۲ نیز در نظر گرفته شد.

لازم به ذکر است برای داده های باند پهن سه فرکانس ۰/۱ و ۰/۱ نیز برای محاسبه عامل کیفیت انتخـاب

² Butterworth

³ Correlation

⁴ Ringing

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.

105 \$ 7.3366 3 2 2121 58 II=17 M=2.3 TP= 9.0 TC= 32.1 WIN= 15.0 START=2.0 F= 2/0 Q= 493 CO=-.19 S/N= 12 F=4.0 Q=490 (10=.49 S/N=12 1=8.0 Q=186 (TO=-.84 NN=8 F=13.0 Q=367 CO=-.78 S/N= 1 102 S Z 2006 32 2121 58 11=17 M=2.3 TP= 8.3 TU= 20.4 WIN= 15.0 START=2.0 end Hiller F=2.0 Q=245 (CO=-42 S/N=3 1=8.0 Q= 0 CO=0.06 S/N=23 1=40 Q=324 (10=.43 S/N=7 IN CONTRACTOR F=13.0 Q=1533 (10=-30 S/N= 2 $1=-\frac{g_{p,n}}{r_{p,n}} p$ 006 \$ 7.3006 3 2 2121 58 H=17 M=2.3 TP= 9.4 TC= 33.3 WIN= 15.0 START=2.0 partial some F=2.0 Q=162 CO=.59 S/N= 5 F= 8.0 Q= 386 (TO=-.66 S/N= 3 F=4.0 Q=172 (10=.79 S/N=4 F=13.0 Q=741 CO=.51 SN= 0

شکل (۹)– نمونه ای از نمودار محاسبه Q برای زلزله ای با بزرگی ۲/۳ است که در تاریخ ۲۰۰۲/۳/۲ ساعت "۵۸: ۲۱:۲۱ با عمق ۱۷ کیلومتر اتفاق افتاده و در ایستگاههای شماره ۱۰۵، ۱۰۲ و ٦ به ثبت رسیده است.

در جدول-۲ مقدار متوسط محاسبه شده برای Q₀ 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.

نتايج و تفسير

پس از اعمال شرایط پیش گفته و محاسبه Q کدا برای هر یک از گروه های چهارگانیه انتخابی داده ها، نتایج بصورت عددی از نرم افزار سایزن استخراج شد (جدول۲). در کنار داده های عددی که در ادامه در مورد آنها توضيح داده خواهـد شـد، نمودارهـايي مثـل نمـودار 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 ادامـه مـی دهـد ولـی ینجره 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. ٥ 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. مـثلاً در شکل (۹) نگاشت اول مربوط به زلزله ای با بزرگی ۲/۳ است که در تاریخ ۲۰۰۲/۳/۲ ساعت "۵۸: ۲۱:۲۱ با عمق ۱۷ کیلومتر اتفاق افتاده و در ایستگاه شماره ۱۰۵ به ثبت

Site effects

لازم به ذکر است اگر لگاریتم هر یک از مقادیر Q را برحسب لگاریتم فرکانس مربوط وی نموداری تعیین کنیم و سپس بهترین خط عبور کننده از تمام نقاط را ترسیم کنیم آنگاه عرض از مبداء 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 پایینتر و بالاتر از ٤ فرکانس اصلی نیز در این جدول محاسبه شده است. لازم به ذکر است مقادیر Q برای فرکانسهای پایینتر تا ٤٠/٠ هرتز نیز برای داده های باند پهن محاسبه شد اما

از آنجا که نرم افزار مورد استفاده برای تعریف تعـداد ایستگاههای مورد استفاده محدودیت دارد لذا برای بدست آوردن مقادیر میـانگین تمـام گروههـای ایسـتگاهها را بـا همان روش تشریح شده در بالا محاسبه و سـپس بهتـرین خط گذرنده از آنها را بوسیله نـرم افـزار اکسـل^۱ بدسـت آوردیم.

' EXCEL

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 ٤ 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))

www.SID.ir

$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $
Lapset Band N
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $
N Band 1.00 N Band 2.00 N Band 4.00 N 1 1.0 2.00 4.00 4.00 1 1.7 1.8 1.9 1.7 1.9 1.9 1.9 V A.4 1.1 1.47 1.9 1.9 1.9 1.1 V A.4 1.1 1.9 1.9 1.1 1.6 1.1 V A.4 1.1 1.9 1.9 1.1 1.9 1.1
Band N Band N Band N 1.00 100 2.00 4.00 4.00 $1r$ 107 rro $1rq$ rrr $1r$ 1.7 18 rrr $1r$ rro $1rq$ $rrr 1.7 rq r.1 rro rrr rro rro 1.7 rq rrr rro rrr rro rro 1.7 rq rro rrr rro rro rro rro 1.7 rq rro rro rro rro rro rro rro qro 11 rrro rro rro$
N Band 2.00 N Band 107 N Band 110 11 14 YF7 1. Y52 1 14 YF7 1. Y52 1 17 YF7 1. Y52 1 18 YF7 1. Y52 1 19 YF7 1. Y52 1 11 197 Y74 Y52 1 11 197 Y74 Y52 1 11 197 Y74 Y74 Y74 1 11 197 Y74 Y74 Y74 1 11 197 Y74 Y74 Y74 1 1 Y74 Y74 Y74 Y74 Y74 Y74
Band N Band 1 2.00 174 177 172 173 170 174 173 174 175 1 1747 1.7 176 171 176 1 1747 1.7 176 174 1 1 1747 1.7 176 1 1 1 1 1747 1.1 176 1
N Band 1 19 4.00 1 19 814 11 1 17 805 1 1 17 805 1 1 1 819 1 1 819 1 1 819 1 1 819 1 1 819 1 1 819 1 810 1 81
Band 4.00 FIF FOF FIR FIR FIR FIR FIR FIR FIR FIR FIR FI
· * · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
Band 6.00 944 944 944 944 944 944 944 944 944 9
Band 6.00 9.9 9.1 9.1 9.1 9.1 9.1 9.1 9.1 9.1 9.1

جدول(۲) – مقادیر Q برای تمام ناحیه تهران (la35-3650-lon50-53) 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



شکل(۱۱) : نمودار لگاریتم مقادیر Q_c برحسب لگاریتم فرکانس مربوطه برای کل رخدادهای ثبت شده در کل ایستگاهها برای ٤ فرکانس مشترک میان تمام ایستگاهها (شامل ایستگاههای شبکه (IRSC)، 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 شکلهای 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 TCSN داد. از سوی دیگر با توجه به عدم وجود تغییرات 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:

 $Q = 65 f^{0.89}$ (6) البته شاید یک نظر درست آن باشد که می بایست رابطه فوق را بر اساس نتایج بدست آمده از میانگین گیری

$$Q = 57 f^{0.95}$$
 (7)

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 ⁽ (۱۹۸۰) برای تمام ناحیه ایران از فازهای P_g , P_g و R استفاده شده ضریب جذب ¹⁻¹ ۲۰۰۵ Km محاسبه شده است. مطالعه مـذکور به ارائه یک Q ظاهری بـرای L_g معـادل ۲۰۰، بـرای Sn معادل ۱۵۰ و برای P_g معادل ۱۲۵ بسنده کرده است. لـذا از آنجا که رابطه ای برای Q برحسب فرکانس ارائه نشـده است مقایسه پژوهش حاضر با مطالعه ناتلی آسان نیست. اله یارخانی (۱۳۷۲) برای تهران رابطه Q بـا فرکـانس را به صورت زیر پیشنهاد نموده است:

 $Q = 213 f^{0.67}$

تفاوت واضحی میان این رابط و رابط و مشاهد می شود. برای مقایسه کمی این دو رابط و مقدار Q در فرکانس ۲ هرتز را در نظر می گیریم. برای معادل و ۱۰ این مقدار ۱۲۰ و برای معادل 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 شوئت اختلاف دارد. دوم آنکه در مطالعه مذکور منطقه در نظر گرفته شده به عنوان تهران (Lat 33-37, Lon48-54) در مقایسه با منطق م مورد نظر در این پژوهش (-Lat 35-3650, Lon50) در مقایسه با منطق م مورد نظر در این پژوهش (-53) از وسعت بسیار بیشتری برخوردار است. این مطلب می تواند به معنای اندازه گیری Q برای لایه های عمیقتر 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 یهـن بـرای محاسـبه Q در فرکانسـهای

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 ٦-٦ برای محدوده فرکانسی ۱ تا ۳/۱٦ بدست آمده است در حالیکه رابطه ۲-۵ محدوده فرکانسی ۲ تا ۱۳ هرتز را پوشش می دهد.

جداول ۳ و ٤ با هدف مقایسه مقادیر حاصل در این پژوهش برای تهران با سایر نتایج حاصل در دنیا آورده شده است. به نظر می رسد معادله ٥ در میان مقادیر داده شده در جداول مذکور به معالات بدست آمده برای لوانگزیان در استان هبی کشور چین (لی ' و همکاران، ۱۹۹۰)، ایالت واشینگتن در آمریکا (هاوسکوف و همکاران ۱۹۸۹) و جنوب شرق کامرون (امبه ' و فرهد^۲ مدار به همکاران ۱۹۸۹) و جنوب شرق کامرون (امبه ' و فرهد ۱۹۸۹) شباهت بیشتری داشته باشد. از سوی دیگر مقدار به دست آمده برای شمال ایران (معتضدیان ۲۰۰٦) که در واقع Qs می باشد، تقریباً دو براب 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 شده برای انتخاب سخت گیرانه داده دارد. این عدا مساسیت 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

44

² Ambeh

³ Fairhead

α	Qo	مکان
0.2	1000a	مرکز ایالات متحدہ (Singh and Herrmann, 1983)
0.2	900	(Hasegawa, 1985) (New Brunwick بجز) CENA
0.5	755	(Boore and Atkinson, 1998) (CENA) کوبک
0.36	680	شمال شرقى آمريكا (Atkinson and Boore, 1995)
0.33	670	جنوب شرقي كانادا (CENA) (Atkinson and Mereu, 1992)
N/A	592	منطقه جنوب چين (Chen and Nuttli, 1984)
0.48	508	منطقه سپری هند (Singh et al., 1999)
0.65	500	نيوبرانشويک (CENA) (Shin and Herrmann, 1987)
0.31	482	استان گوانگدونگ، چین (Wong et al., 2002)
0.64	465	فلات قارہ نروژ (Bungum et al., 1992)
0.4	460a	انگلیس جدید (Pulli, 1984)
0.42	400	اروپای مرکزی (Malagnini et al., 2000b)
0.4	370a	هايفنگ، گوانگدونگ،چين (Jin and Aki, 1988)
0.74	342a	پکن، چين (Zhang et al., 1998)
0.3	240a	اگزینگفنزیانگ، گوانگدونگ،چین (Jin and Aki, 1988)
0.78	210a	دره مرکزی میسیسیپی (CENA) (Dwyer et al., 1984)
0.56	204	(Atkinson and Silva, 1997) (WNA) كاليفرنيا
0.6-0.73	100–200a	ايبرياي جنوبي (Canas et al., 1991)
0.45	150a	غرب ایالات متحدہ (Singh and Herrmann, 1983)
0.5	150	غرب أمريكا (Chin and Aki, 1991)
0.5	150	نورث ريج، كاليفرنيا (Beresnev and Atkinson, 1998)
0.1	130	آپنینسم ایتالیا (Malagnini et al., 2000a)
0.72	110a	جنوب غرب بريتيش كلمبيا، كانادا (Zelt et al., 1999)
0.8-1.06	107–132a	ترينيداد و توباگو، غرب هند و چين(Latchman et al., 1996)
0.83	104a	نينگزيا، چين (Zhao et al., 2000)
0.85	100a	ويكتوريا، استراليا (Wilkie and Gibson, 1995)
1.09-0.82	97–145a	گريبران، غرب هند و چين (Ambeh and Lynch, 1993)
1.09	96a	کوینا، هند (Gupta et al, 1998)
0.85-0.9	46–72a	لوانگزيان، هِبي، چين (Li et al, 1990)
0.97	63a	ايالت واشينگتن، ايالات متحده أمريكا (Havskov et al., 1989)
1.01	56	اواکساکا، مکزیک (Castro and Munguia, 1993)
1.06	47	شمال شرقي ژاپن (مقدار ميانگين) (Matsumoto and Hasegawa, 1989)
روش Q كدا تعيين	معنای آنست که مقادیر یا	CENA: آمریکای مرکزی و شمال شرقی و WNA: آمریکای شمال غربی و a: به ه

جدول ۳- عامل کیفیت لرزه ای برای نقاط مختلف دنیا 126–137 (2004) 127–136 جدول ۳- عامل کیفیت لرزه ای برای نقاط مختلف دنیا

جدول ٤- عامل كيفيت لرزه اى براى نقاط مختلف دنيا A. Havskov and L. Ottemöller, Processing Earthquake Data 2008

		Q	α	Qo	/	
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	Lg	
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	

– 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

منابع:

- 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., Iban^ez, 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., Giarreusseo, 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 Ottemo"ller, L., SEISAN: The (2005).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 groundmotion 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 Japans. 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). Regionspecific 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., Feghhi, K.,
Shabanian, 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 Tehyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land. In: Audley-Charles, M.G., Hallam, A. (Eds.), Gondwana and Thetys.

- 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.