

تعیین ضریب کیفیت از روی امواج حاصل از زمین لرزه‌های رخ داده در منطقه البرز مرکزی

مجتبی نقوی^{۱*}، ظاهر حسین شمالی^۲ و مهدی زارع^۳

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد ژئوفیزیک، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۲ استادیار، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۳ دانشیار، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

(دریافت: ۸۸۶۳، پذیرش نهایی: ۹۰۷۱۹)

چکیده

هدف از این تحقیق تعیین فاکتور کیفیت با استفاده از مدل کدای (coda) حاصل از امواج Lg از روی حرکات سطحی ثبت شده زمین با ۳۲ ایستگاه با دوره کوتاه، واقع در شمال مرکزی ایران است. تغییرات جانبی Q_0 و وابستگی بسامدی آن با استفاده از ۱۰۲۰ شکل موج با کیفیت بالا در محدوده بسامدی ۰/۳ تا ۷ هرتز برآورد شده است که در نتایج حاصل از بررسی مقدار Q_0 متوسط از رابطه $Q = 267(\pm 32) \times f^{0.71(\pm 0.14)}$ به دست آمد. تغییرات جانبی Q_0 هم‌خوانی بسیار خوبی با واحدهای زمین‌ساختی بزرگ مقیاس در منطقه داشته است. آتشفشان دماوند و ناحیه دربرگیرنده آن نیز با تغییر در مقدار Q_0 همراه بود؛ این تغییرات در قسمت غربی با مقدار کم Q_0 و در قسمت شرقی با مقادیر متوسط Q_0 مشخص شد. لرزه‌خیزی رایج در ناحیه دماوند بیشتر به ناحیه جنوب غربی آن محدود می‌شود که ناحیه‌ای با مقادیر کم و تغییرات شدید Q_0 حاصل از نتایج این تحقیق است.

واژه‌های کلیدی: ضریب کیفیت، فاز Lg، موج بر پوسته‌ای، البرز، نسبت طیفی برانبارش شده

Determination of Lg Coda Q from local earthquakes in the Central Alborz, Iran

Naghavi, M.¹, Shomali, Z. H.² and Zare, M.³

¹ M.Sc. Student of Geophysics, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

² Assistant Professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

³ Associate Professor, Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran

(Received: 25 August 2009, Accepted: 11 Oct 2011)

Abstract

In the present study, the Q factor is obtained for the Central Alborz in Iran using the Lg coda method. The energy of a seismic wave decays while passing through a 'real' medium such as the earth which is not completely elastic. The decay in energy is due to non-elastic phenomena and is called intrinsic attenuation and is characterized with the Q parameter, the large values of which represent small values of attenuation and as Q approaches zero the pertaining attenuation will become quite strong. Therefore Q could be considered as a measure of elasticity of the media

The objective of this study is to determine the Lg coda Q from ground motion recorded at 32 short-period stations in the central Alborz, north central Iran. Lateral variations of Q and its frequency dependence were estimated using 1020 high quality Lg waveforms in the frequency range between 0.3-7.0 Hz. In the studied area, the Q_0 factor

resulted from this research, on average, is given by: $Q = 267(\pm 32) \times f^{0.71(\pm 0.14)}$. The lateral variation of Q_0 correlates well with the large scale tectonic units of the studied area. Damavand volcano and its surrounding region is also characterized with a significant gradient in Q_0 values, going from anomalously low Q_0 values in the western side to the average values in the eastern side. The current seismicity in the Damavand area is mostly confined to the south-western part, which is characterized with anomalously low values and sharp gradient of Q_0 .

In Damavand region, Q_0 has a relatively higher gradient than that of the surrounding region. It sharply declines moving from east to west. The Q_0 map correlates well with the large-scale tectonic units of the studied area and also several clear trends corresponding to different characteristics of seismic activity and attenuation field. Most of Q factor variations can be attributed to the lateral heterogeneity as well as the severity of the crustal velocity gradient. Since the seismicity in the area is quite shallow (earthquake depths mostly are less than 30 km), the Q_0 results can be attributed to the average of upper part of the 30 km of the crust of the study area.

Key words: Quality factor, Lg phase, Crustal waveguide, Alborz, Spectral stacking ratio

۱ مقدمه

تنش و کرنشی که در اثر حرکت یک موج لرزه‌ای در زمین ایجاد می‌شود، تاثیرات غیر قابل برگشتی روی آن می‌گذارد. انرژی موج لرزه‌ای حاصل از یک چشمه لرزه‌ای با افزایش مسافت طی شده از چشمه لرزه‌ای کاهش می‌یابد.

اگر در یک محیط کشسان موج لرزه‌ای ایجاد شود، حرکت این موج تا بی‌نهایت ادامه می‌یابد، در مقابل این فرض ایدئال، موج در هنگام عبور از یک محیط واقعی همانند زمین که به‌طور کامل کشسان نیست، روبه‌رو می‌شود و انرژی موج کاهش می‌یابد. با شناخت تاثیر این عوامل روی نگاشت‌های لرزه‌ای، می‌توان اطلاعات ارزنده‌ای از داخل زمین به‌دست آورد. به‌طور کلی این آفت انرژی به ساختمان سرعت زمین و مسافت پیموده شده وابسته است و با توجه به رابطه مستقیم دامنه امواج لرزه‌ای با انرژی امواج، دامنه امواج لرزه‌ای نیز با افزایش مسافت پیموده شده کاهش می‌یابد.

آفت انرژی بر اثر اعمال غیر کشسان، تضعیف ذاتی یا داخلی نامیده می‌شود و با پارامتر Q مشخص می‌شود که

مقادیر بزرگ Q تضعیف کوچک به همراه خواهند داشت. با رسیدن Q به صفر، تضعیف بسیار قوی خواهد بود. معیار نزدیک بودن یک جسم به حالت کشسان با پارامتر بدون بُعد Q نشان داده می‌شود.

۲ تعیین فاکتور کیفیت با استفاده از روش نسبت

طیفی برانبارش شده فاز کدای Lg

در ادامه به چند روش مرسوم برای برآورد جذب امواج لرزه‌ای که در تحقیقات گوناگون از آنها استفاده شده است، اشاره می‌شود. سپس روش مورد استفاده در تحقیق حاضر (روش نسبت طیفی برانبارش شده) بیان خواهد شد.

روش افست طیفی دامنه امواج حجمی (اندرسون و کواس، ۱۹۸۸؛ کاسترو و همکاران، ۲۰۰۲) که در آن بعد از تصحیح دامنه‌های طیفی محاسبه شده برای اثرات گسترش هندسی، شیب خط درجه یک برازش داده شده به روش کمترین مربعات تعیین می‌شود. مدل تک‌پراکنش به عقب (Single back - scattering) (اکی و چونت،

یکی از امواج کدای فاز S است، برآورد می‌شود. فاز Lg اولین بار از روی لرزه‌نگاشت‌های زمین لرزه‌های روی داده در کالیفرنیا تشخیص داده شد. این فاز رفتاری مانند SH دارد و سرعت گروه آن ۳/۵ کیلومتر بر ثانیه است (پرس و اوینگ، ۱۹۵۲). البته سرعت گروه این فاز در مناطق گوناگون جهان با در نظر گرفتن مدل زمین‌شناسی متفاوت است. از طرفی در منطقه‌ای که سرعت موج بُرشی زیاد است، سرعت گروه این فاز افزایش می‌یابد و برعکس اگر در ناحیه مورد بررسی، چند لایه با سرعت کم موجود باشد، مقدار این سرعت کاهش می‌یابد. برای نمونه در سواحل شرقی مکزیکو به دلیل وجود رسوبات چندلایه‌ای، سرعت گروه فاز Lg به ۳/۲۲ کیلومتر بر ثانیه تغییر می‌یابد. این فاز، یک فاز منطقه‌ای است که روی لرزه‌نگاشت‌های دوره کوتاه دارای دامنه آغازی بلند است و بنابراین دارای شروعی واضح است. به عبارت دیگر، امواج بُرشی با زاویه فرا بحرانی به مرز موهو تابیده می‌شوند و در نتیجه اکثر انرژی آنها در موج بر پوسته‌ای به دام می‌افتد و به منزله فاز Lg شناخته می‌شود و همچنین دامنه آن از فازهای Sn، Pn و Pg بزرگ‌تر است (گوتنبرگ، ۱۹۵۵). دامنه فاز Lg نسبت به تغییرات جانبی در پوسته (مک‌نامارا و والتز، ۲۰۰۱) همچنین تغییرات در ضخامت موج‌بر پوسته‌ای (کنت، ۱۹۸۶) حساس است. شکل ۱ منحنی زمان سیر را برای فازهای گوناگون نشان می‌دهد و در آن فاز Lg نیز نشان داده شده است. بررسی‌هایی که روی فاز Lg حاصل از زمین‌لرزه‌های روی داده در مناطق گوناگون صورت گرفته است، در بازه بسامدی ۶ تا ۸ هرتز بیشترین مقدار را دارد (تیلور و همکاران، ۱۹۸۸). همچنین این فاز برای نواحی پایدار تا فاصله ۱۵ درجه و برای نواحی غیر

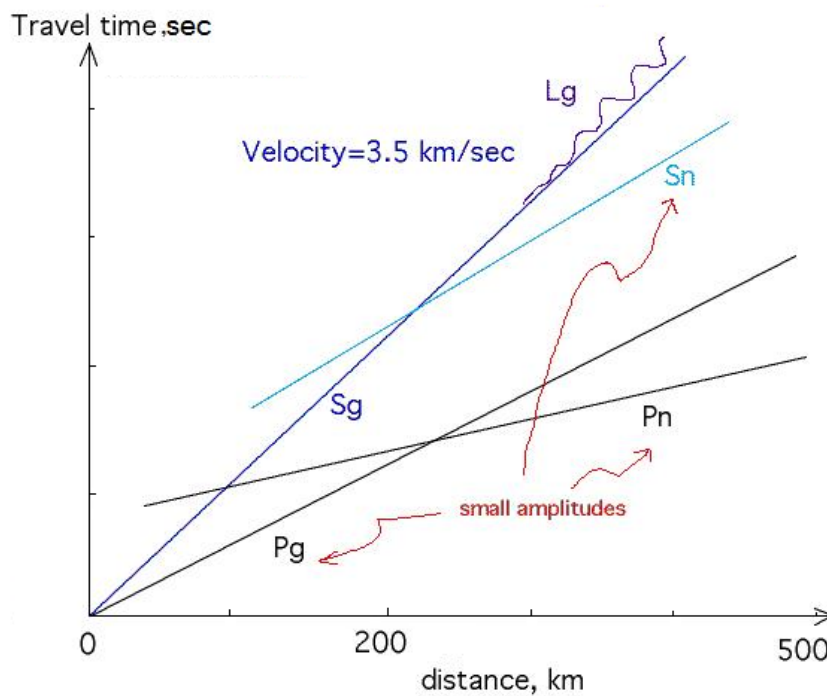
که در این مدل گیرنده و چشمه بر یکدیگر منطبق فرض و از پراکنش‌های متوالی صرف‌نظر می‌شود. اساس این روش بر مبنای دامنه موج کدای S است که زمان رسیدن آنها دو برابر زمان سیر موج S باشد. فرانکل (۱۹۹۱) روش نرمالایز کدا را اولین بار با استفاده از چند ایستگاه برای تعیین Q_p^{-1} به کار برد. این روش کارایی مناسبی به‌ویژه برای مناطقی که فاقد داده‌های کافی هستند، دارد. یاشی‌موتو و همکاران (۱۹۹۲) روش نرمالایز کدا را به‌صورت کلی خلاصه کردند و برای برآورد Q_p^{-1} گسترش دادند. از روش‌های دیگری که می‌توان برای برآورد فاکتور کیفیت امواج لرزه‌ای عنوان کرد، روش ساتو (۱۹۷۷) است که میدان وسیع‌تری از امواج دنباله‌ای موج S را دربر می‌گیرد. در این روش انتشار انرژی در یک محیط کشسان نامحدود که در آن پراکنده‌کننده‌ها به‌طور همگن و آماری توزیع شده‌اند، به‌وسیله یک روش آماری مورد ارزیابی قرار می‌گیرد.

کاربرد روش نسبت طیفی برانبارش شده در برآورد $Q(f)$ پایدار را می‌توان در حکم پیش‌رفتی در برآورد فاکتور کیفیت محسوب کرد. زیرا نوع دستگاه ثبت کننده امواج حاصل از زمین‌لرزه با توجه به نوع آن می‌تواند بر دامنه و محتویات بسامدی لرزه‌نگاشت‌ها تاثیر گذار باشد. با توجه به اینکه در این روش نیازی به تصحیح پاسخ لرزه‌سنج نیست، نکته اخیر یکی از مزیت‌های مهم روش پیش‌گفته است. در این روش از نظریه عنوان شده در (ژی و ناتلی، ۱۹۸۸) استفاده شده است و آن مقاله در حکم مرجع پایه و اساسی برای این روش در نظر گرفته شده است.

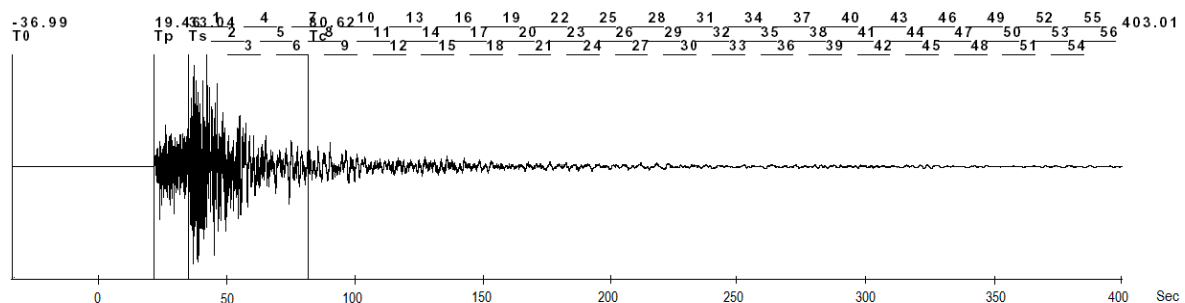
در این تحقیق از روش نسبت طیفی برانبارش شده به‌منظور برآورد فاکتور کیفیت استفاده شده است. در این روش فاکتور کیفیت براساس فاز Lg که

فاز S، تعیین می‌شود. بعد از آن با پنجره‌ای کردن شکل موج مانند شکل ۲ از پنجره Lg به بعد نسبت طیفی برای هر دو پنجره متوالی به دست می‌آید. با برآیند نسبت‌های طیفی و رگرسیون خطی، مقدار فاکتور کیفیت برحسب بسامد به دست می‌آید. عرض از مبدا این خط، فاکتور کیفیت، Q_0 ، را نشان می‌دهد.

پایدار تا فاصله ۱۰ درجه ثبت می‌شود. به همین دلیل به‌طور معمول، آستانه متوسط ثبت فاز Lg روی مولفه قائم لرزه‌نگاشت‌ها را ۱۴۰ کیلومتر در نظر می‌گیرند. در این روش ابتدا شروع فازهای موج P و S روی شکل موج‌ها را تعیین می‌کنند. سپس موقعیت پنجره Lg با استفاده از سرعت متوسط فاز Lg و شروع



شکل ۱. نمایش منحنی زمان سیر برای فاز Lg و فازهای دیگر در پوسته (بر گرفته از سایت، http://www.ohiodnr.com/geosurvey/wave_mag/whatislg/tabid/8174/Default.aspx)



شکل ۲. نحوه انتخاب پنجره‌ها و چگونگی انتخاب پنجره آغازی روی یک نگاشت لرزه‌ای.

ناتلی، ۱۹۸۸).

$$Q(f) = Q_0 f^\eta \quad (۴)$$

با گرفتن لگاریتم طبیعی از طرفین رابطه (۴) و عملیات ریاضی می‌توان نوشت:

$$\ln(f) - \ln Q(f) = \ln\left(\frac{1}{Q_0} f^{1-\eta}\right) \quad (۵)$$

از رابطه (۵) می‌توان رابطه (۶) را به دست آورد.

$$\ln\left(\frac{f}{Q(f)}\right) = \ln\left(\frac{1}{Q_0}\right) + (1-\eta) \times \ln(f) \quad (۶)$$

اگر مقدار ϵ هم در حکم خطای تصادفی به رابطه (۶) اضافه شود آن گاه رابطه (۸) به دست می‌آید:

$$\ln\left(\frac{f}{Q(f)}\right) = (1-\eta) \times \ln(f) - \ln Q_0 + \epsilon \quad (۸)$$

حال اگر نمودار لگاریتمی $(1/Q_0)f^{1-\eta}$ بر حسب f رسم شود، با یک رگرسیون خطی مانند شکل ۳ روی این نمودار، مقدار متوسط Q_0 و η برآورد می‌شود. مقایسه مقادیر حاصل از محاسبه‌های نظری و مشاهده‌ای نشان می‌دهد که روش نسبت طیفی برانبارش شده از نظر آماری، Q پایداری را برآورد می‌کند که در آن خطای مربوط به Q_0 ، یک درجه پایین‌تر از خود Q_0 است.

با محاسبه فاکتور کیفیت برای هر مسیر پرتو یا به عبارت دیگر هر جفت زمین‌لرزه و ایستگاه که دارای شرایط لازم باشند، با تصویر کردن مسیر پرتوها روی سطح زمین و شبکه‌بندی زمین می‌توان تصویری از فاکتور کیفیت و تغییرات آن روی نقشه به دست آورد و آن را با سایر پدیده‌های زمین‌شناسی تفسیر کرد.

طیف دامنه کدای Lg در یک پنجره ثابت با طول زمانی t_i را می‌توان به صورت رابطه (۱) تعریف کرد (ژی و ناتلی، ۱۹۸۸).

$$S(f, t_i) = A_0 G(r, t_i) e^{\frac{-\pi f t_i}{Q(f)}} \quad (۱)$$

که در این رابطه، $S(f, t_i)$ طیف دامنه پنجره مورد نظر، r فاصله رومرکزی، تابع الگوی تابش $G(r, t_i)$ هندسی، f بسامد، t_i طول زمانی یک پنجره ثابت و A_0 مقدار ثابت مربوط به اثرات دستگاه، سایت و چشمه لرزه‌ای است.

نسبت طیفی برای دو پنجره زمانی متوالی با مراکز t_1 و t_2 را می‌توان به صورت رابطه (۲) بیان کرد:

$$RATIO_{12} = \frac{(S(f, t_2)/G(r, t_2))}{(S(f, t_1)/G(r, t_1))} \times e^{\frac{-\pi f (t_2 - t_1)}{Q(f)}} \quad (۲)$$

این نسبت به دلیل متغیر بودن طیف دامنه در پنجره‌های متوالی، پایدار نیست. به منظور بهبود برآورد Q می‌توان به صورت زیر عمل کرد:

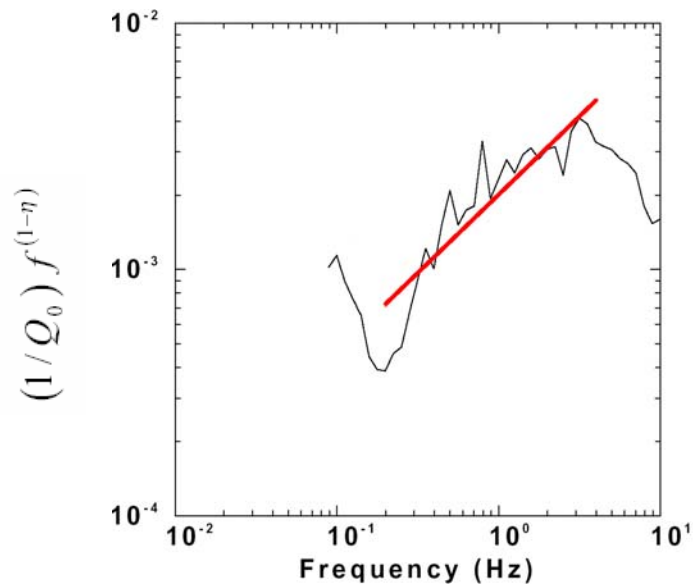
(۱) کاربرد تابع زمانی مناسب برای پنجره‌ای کردن لرزه‌نگاشت. این عمل قبل از محاسبه تبدیل فوریه باعث هموار شدن طیف دامنه می‌شود.

(۲) اختلاف زمانی $t_2 - t_1$ به اندازه کافی بزرگ باشد.

(۳) محاسبه میانگین تعداد زیادی از نسبت‌های طیفی که می‌توان به صورت زیر بیان کرد:

$$LN RATIO = \frac{\ln RATIO_{ij}}{-\pi(t_i - t_j)} \quad (۳)$$

$Q(f)$ را می‌توان به صورت رابطه (۴) نشان داد (ژی و

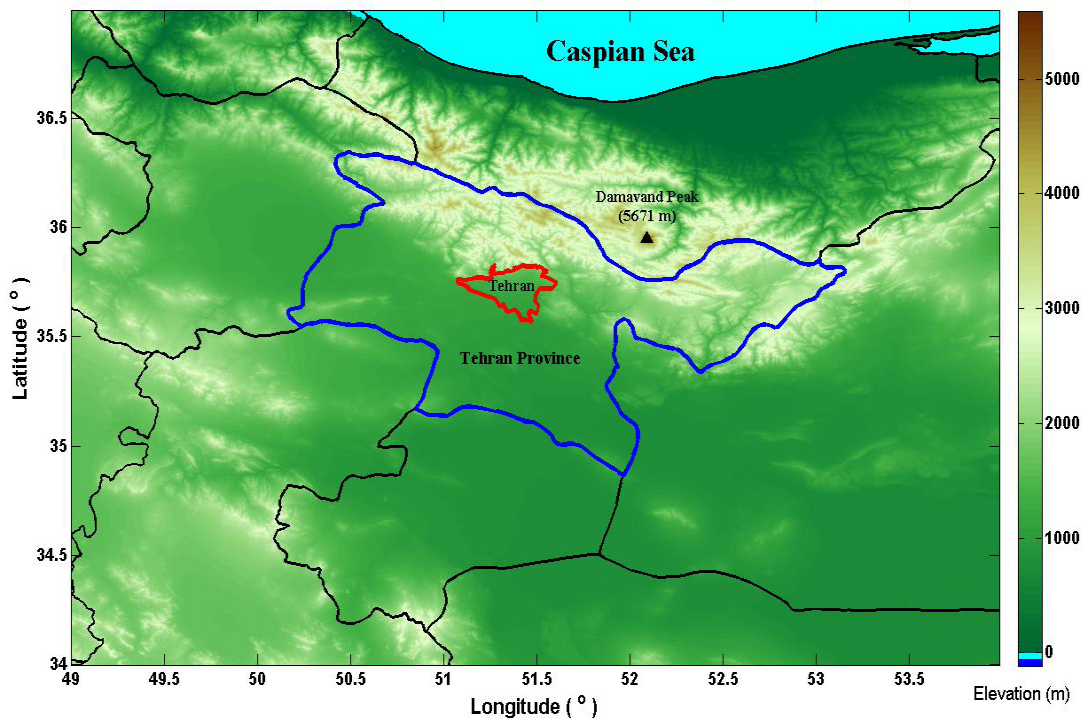


شکل ۳. نمایش رگرسیون خطی در روش نسبت طیفی برانبارش شده.

تهران در ناحیه مورد بررسی، تعیین کاهیدگی امواج با توجه به فاصله، یکی از مهم‌ترین اهداف مورد نیاز در این منطقه است. در شکل ۴ موقعیت شهر تهران و توپوگرافی مناطق اطراف آن نشان داده شده است.

۳ پردازش داده‌های مورد استفاده

منطقه مورد بررسی محصور در عرض جغرافیایی ۳۳-۳۸ و طول جغرافیایی ۴۹-۵۴ است که بخش مرکزی البرز و قله دماوند مهم‌ترین عارضه زمین‌شناسی و توپوگرافی آن محسوب می‌شود. با توجه به واقع شدن شهر



شکل ۴. موقعیت شهر تهران و توپوگرافی مناطق اطراف آن به همراه مرز جغرافیایی استانها.

لرزه‌نگاری شهر تهران وابسته به سازمان پیشگیری و مدیریت بحران شهر تهران، شامل ۱۳ ایستگاه (به علت تغییر مکان برخی از ایستگاه‌های شبکه پیش‌گفته در مدت چندین سال، از شکل موج ۱۶ ایستگاه در مکان‌های متفاوت استفاده شده است)، نیز به پایگاه داده اولیه اضافه شد. لازم به ذکر است که همه ایستگاه‌های یادشده شامل لرزه‌نگارهای دوره کوتاه با بسامد غالب حدود یک ثانیه هستند. بعد از پردازش این داده‌ها و جداسازی شکل موج‌های مناسب از نظر نوفه و فاصله مناسب بین ایستگاه و زمین‌لرزه، تعداد ۲۰۰ شکل موج از ۷۰ زمین‌لرزه ثبت شده با شبکه پیش‌گفته باقی ماند. در شکل ۵، نقشه مربوط به چگالی تعداد مسیر پرتو در هر واحد شبکه‌بندی قبل و بعد از اضافه کردن زمین‌لرزه‌های ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری شهر تهران، وابسته به سازمان پیشگیری و مدیریت بحران شهر تهران نشان داده شده است. همان‌طور که در شکل مشاهده می‌شود با اضافه کردن این زمین‌لرزه‌ها، چگالی مسیر پرتو در بعضی نقاط نسبت به قبل افزایش یافته است. این افزایش تعداد مسیر پرتو در واحد شبکه‌بندی می‌تواند به دقت تصویر فاکتور کیفیت روی سطح زمین بیافزاید.

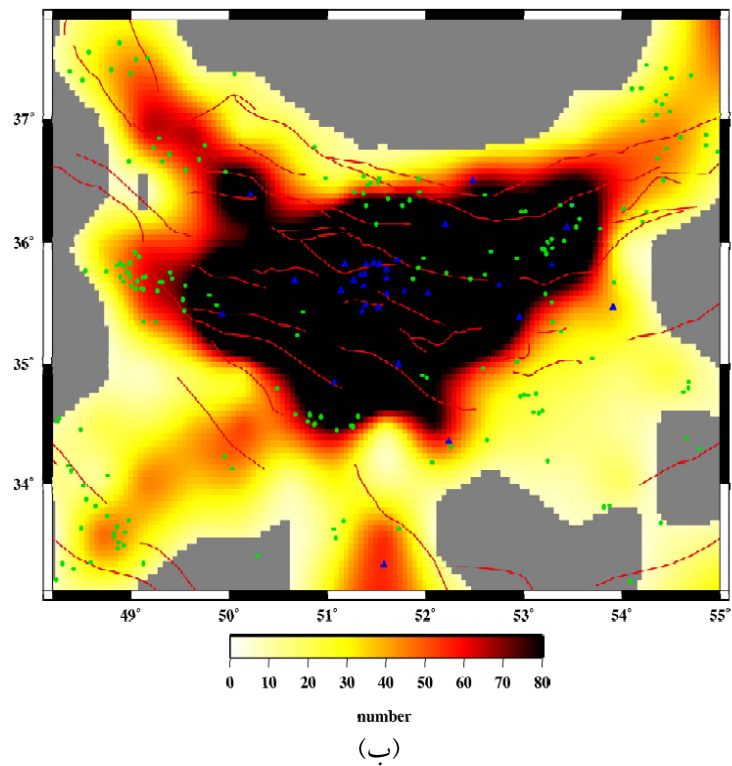
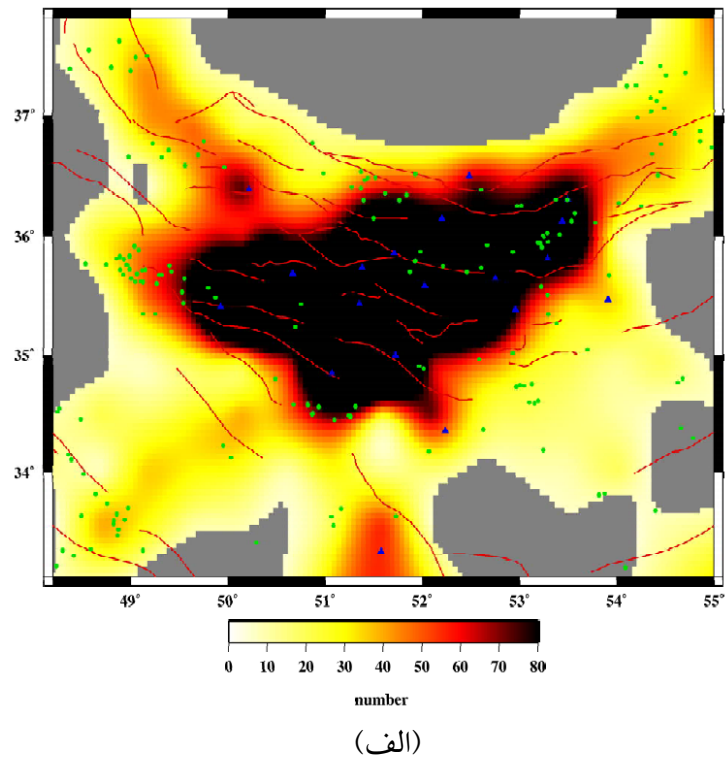
در شکل ۶ موقعیت زمین‌لرزه‌ها و ایستگاه‌های استفاده شده در این تحقیق، نشان داده شده است که در این شکل مثلث‌ها ایستگاه‌های مرکز لرزه‌نگاری کشوری (IRSC, Iranian Seismological center) وابسته به موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری شهر تهران (TCSN, Tehran City Seismological Network) وابسته به سازمان پیشگیری و مدیریت بحران شهر تهران را نشان می‌دهند و دایره‌ها، زمین‌لرزه‌های به کار رفته در این تحقیق را نمایش می‌دهند.

در این تحقیق از شکل موج زمین‌لرزه‌های با بزرگای بالای ۳/۵ روی داده در محدوده زمانی سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۹ استخراج شده از مرکز لرزه‌نگاری کشوری وابسته به موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران که تعیین محل شده‌اند، استفاده شده است. تعداد ایستگاه‌های وابسته به مرکز لرزه‌نگاری کشوری در محدوده مورد بررسی، ۱۹ عدد است.

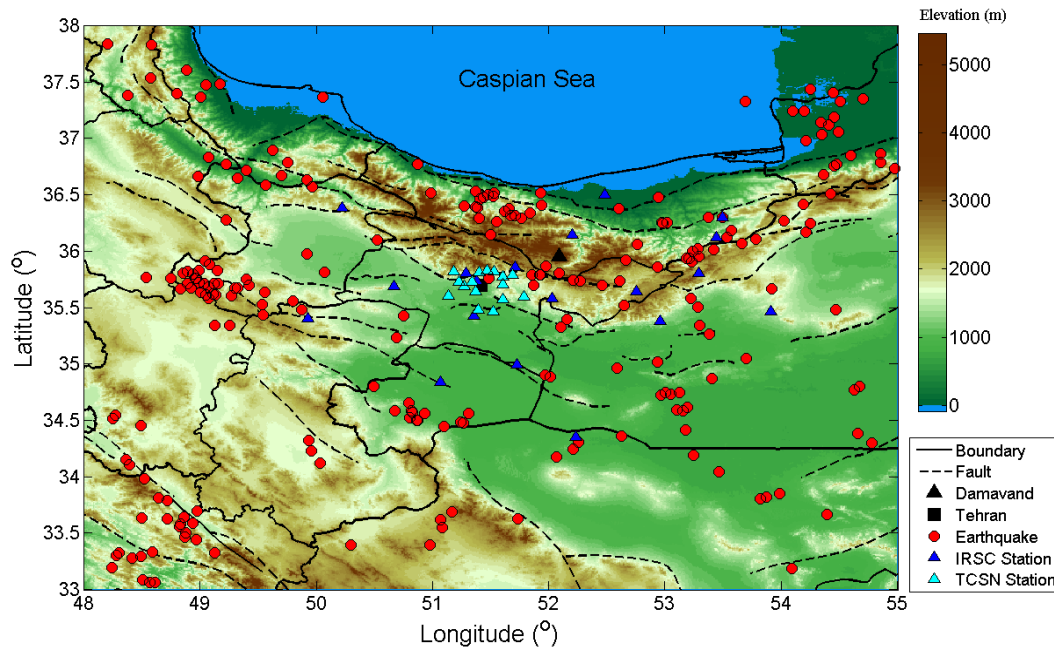
با توجه به اینکه فاز Lg در فاصله بیشتر از ۱۴۰ کیلومتر قابل ثبت است. بنابراین از میان کل زمین‌لرزه‌ها در محدوده مورد بررسی، آن دسته از رویدادهایی که در آنها فاصله ایستگاه از زمین‌لرزه بیشتر از ۱۴۰ کیلومتر بود، جدا شد و برای محاسبات بعدی مورد استفاده قرار گرفت. به‌منظور بالا بردن دقت نتایج از بین رویدادهای جدا شده نیز قسمتی از زمین‌لرزه‌ها که شکل موج آنها دارای نوفه زیادی بودند، حذف شد. در نهایت از کل ۲۴۷۰ مسیر پرتو، تعداد ۸۲۰ مسیر باقی ماند که در محاسبه فاکتور کیفیت از آنها استفاده شد.

لازم به یادآوری است که در این تحقیق برای برآورد ضریب کیفیت، از برنامه (Jia-Kiang Xie, D. Chen and R. B. Herrmann, Saint Louis University, 1993, Converted to use Sac files, R. B Herrmann, 2008) SacLgcode استفاده شده است و برای اجرای آن، برنامه‌های جانبی زیادی در محیط Linux نوشته شد. این برنامه‌ها شامل اسکریپت‌های (scripts) مناسب برای محاسبات و پردازش داده‌ها است. بعد از جداسازی شکل موج‌های یادشده، برای آماده‌سازی شکل موج‌ها به‌گونه‌ای که به‌منزله ورودی این نرم‌افزار قابل استفاده باشد و همچنین به نقشه در آوردن نتایج این تحقیق، نرم‌افزارهای GMT و SAC تحت Linux به کار رفته است.

با توجه به اهمیت اندازه‌گیری دقیق فاکتور کیفیت و به‌منظور بالا بردن تعداد مسیر در هر واحد شبکه‌بندی و اندازه‌گیری دقیق این کمیت، داده‌های شبکه



شکل ۵. چگالی مسیر پرتو در هر واحد شبکه بندی در دو حالت (الف) قبل از اضافه کردن و (ب) بعد از اضافه کردن زمین لرزه های شبکه لرزه نگاری تهران وابسته به سازمان پیشگیری و مدیریت بحران شهر تهران.



شکل ۶. زمین‌لرزه‌های روی داده به همراه ایستگاه‌های مورد استفاده در این تحقیق. مثلث‌های آبی ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری کشوری (IRSC) و مثلث‌های سبزرنگ ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری شهرتهران (TCSN) وابسته به سازمان پیشگیری و مدیریت بحران شهر تهران را نشان می‌دهند.

این مسیر است. این دو سازوکار باعث رژیم کششی شمال-شمال شرقی و جنوب-جنوب غربی شده است که به‌نظر می‌رسد سرتاسر گستره در طول ۵/۲ میلیون سال تحت تاثیر قرار گرفته است (ریترز و همکاران، ۲۰۰۶). در جنوب بلوک خزر دامنه کوه‌های البرز فعالیت زمین‌ساختی شدیدی را نشان می‌دهد که در گذشته تحت تاثیر زمین‌لرزه مخرب قرار گرفته است (بربریان و ییتز، ۲۰۰۱).

ساختار V مانندی که قسمت مرکزی آن را با خمش‌ها و گسل‌هایی با امتداد شمال‌غربی-جنوب‌شرقی در غرب البرز و با راستای شمال‌شرقی-جنوب‌غربی در شرق البرز مشخص می‌کند، قابل توجه است که همان ساختار V شکل در شکل مربوط به Q_0 حاصل از این بررسی به خوبی نمایان شده است. آتشفشان دماوند و منطقه اطراف آن با گرادیان بسیار قوی در مقدار Q_0 کم در قسمت غربی و متوسط در قسمت شرقی قابل رویت است. با توجه به اینکه لرزه‌خیزی اخیر در دماوند

با در نظر گرفتن این نکته که میزان جذب برای نواحی فعال زمین‌ساختی به دلیل جریان‌های حرارتی و کاهیدگی زیاد، بیشتر از مناطقی با لرزه‌خیزی کم و متوسط است (آکی، ۱۹۸۰)، اگر تابع بسامدی فاکتور کیفیت را به صورت رابطه (۴) بیان کنیم که در آن η ضریب جذب و Q_0 مقداری ثابت است، در منطقه مورد بررسی، با توجه به مقدارهای به‌دست آمده، می‌توان نوشت:

$$Q = 267(\pm 32) \times f^{0.71(\pm 0.14)} \quad (9)$$

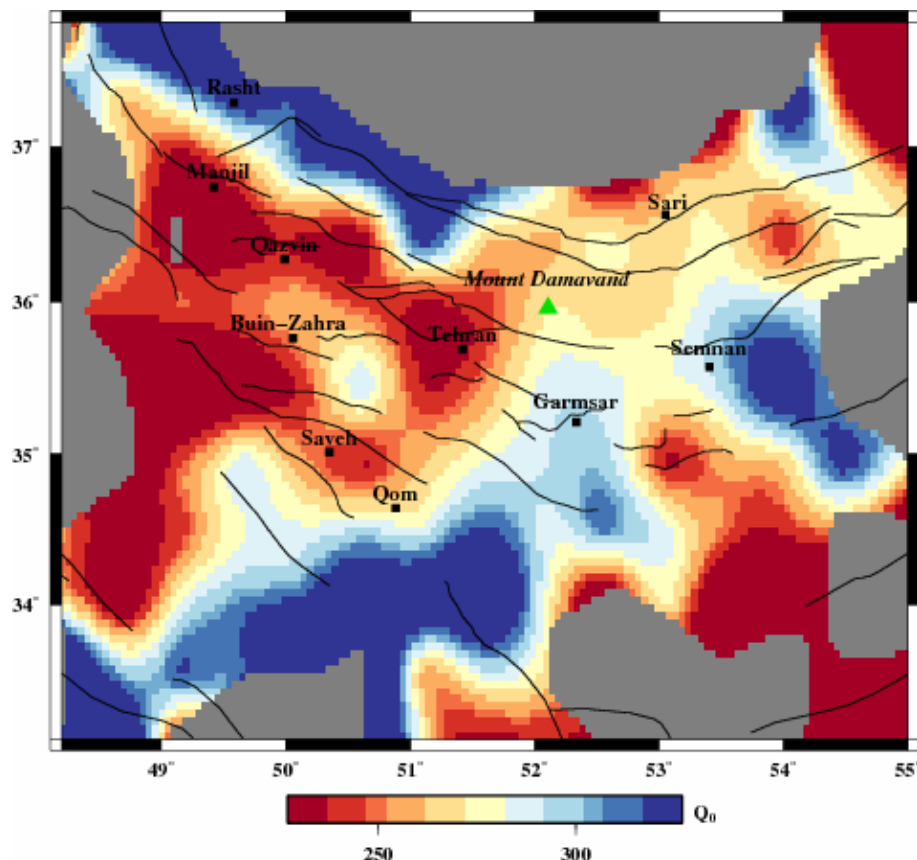
با توجه به مسیر پرتوهای مناسب استفاده شده در تحقیق و حذف شکل موج‌های نوفه‌ای و ترکیب داده‌های دو شبکه مورد استفاده، شکل کلی منطقه از نظر تغییرات ضریب کیفیت با دقت بسیار خوبی به‌دست آمد (شکل ۷). فعالیت زمین‌ساختی در دامنه البرز و شمال ایران بر اثر همگرایی ایران مرکزی و اوراسیا و حرکت شمال‌غربی جنوب بلوک خزر که شامل چرخش چپ‌گرد در طول

در حکم متوسط ۳۰ کیلومتر بالایی پوسته در نظر گرفت. از تحقیقات مشابه صورت گرفته به منظور تعیین ضریب کیفیت با استفاده از کدای حاصل از امواج Lg (LgcodaQ) می توان به $Q = 215 \times f^{0.62}$ (استینزما و بیسواس، ۱۹۸۸)، $Q = 399 \times f^{0.45}$ (مکنامارا و همکاران، ۱۹۹۶)، $Q = 1052 \times f^{0.22}$ [NEUS] (بنز و همکاران، ۱۹۹۷)، $Q = 220 \times f^{0.66}$ (مکنامارا و همکاران، ۲۰۰۱)، $Q = 235 \times f^{0.56}$ [BRP] (بنز و همکاران، ۱۹۹۷)، $Q = 245 \times f^{0.9}$ (هانسن و همکاران، ۱۹۹۸) اشاره کرد. اگر مقایسه‌ای بین روابط عرضه شده در این تحقیق با روابط به دست آمده برای سایر نقاط جهان داشته باشیم، تطابق مناسب آن با دیگر توابع ضریب کیفیت برای سایر نقاط جهان روشن می شود (شکل ۸).

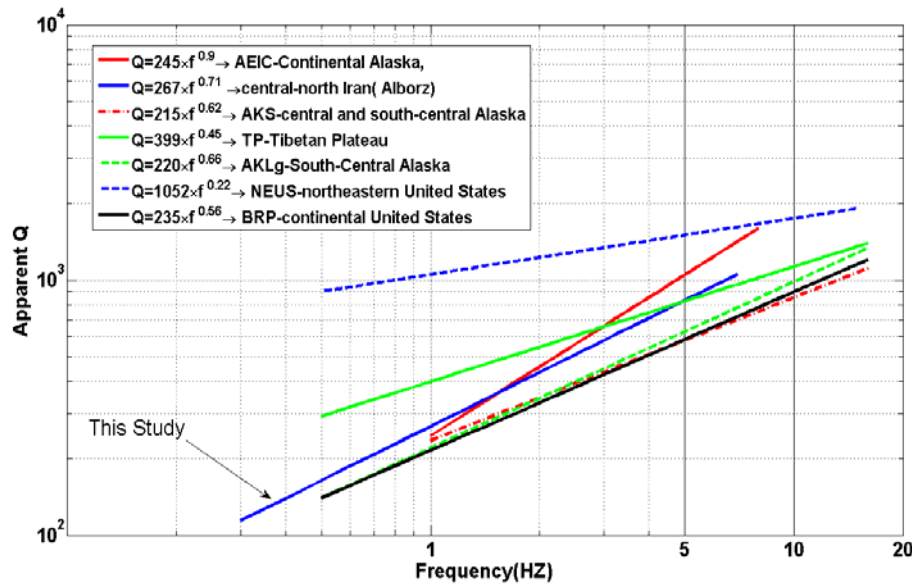
بیشتر در قسمت جنوب غربی آن متمرکز است، این ناحیه در نتایج حاصل از این تحقیق با مقادیر Q_0 کم مشخص شده است.

همانطور که در شکل ۷ نمایان است، قسمت غربی منطقه مورد بررسی با بی‌هنجاری Q_0 کم، با دو زون با Q_0 های به نسبت زیاد در جنوب و شمال آن احاطه شده است که به نظر می رسد این الگو با نرخ لرزه خیزی زیاد احتمالی در این منطقه ارتباط داشته باشد. با این حال تحقیقات بیشتری در این خصوص مورد نیاز است.

باید متذکر شد که در این تحقیق مقادیر Q_0 ، مقادیر متوسط هر مسیر است. از آنجاکه زمین لرزه‌های روی داده در این ناحیه کم عمق اند، بنابراین نتایج Q_0 را می توان



شکل ۷. نمایش تغییرات ضریب کیفیت در محدوده مورد مطالعه.



شکل ۸. مقایسه رابطه ضریب کیفیت در محدوده مورد بررسی با روابط به‌دست آمده در دیگر نقاط جهان.

آمده در تحقیق حاضر با منطقه‌های فعال لرزه‌زمین‌ساختی سازگاری بیشتری نشان می‌دهد. بنابراین با در نظر گرفتن مقدار متوسط ضریب کیفیت به‌دست آمده در منطقه مورد بررسی، بیشتر نواحی آن از نظر جایگاه لرزه‌خیزی از جمله مناطق فعال به حساب می‌آیند و این نشان‌دهنده ناهمگنی زیاد در زون فعال و لرزه‌خیز البرز و نواحی اطراف آن است. با توجه به زمین‌لرزه‌های روی داده در این ناحیه از ایران و گسل‌های موجود در منطقه، بیانگر فعال بودن منطقه به لحاظ زمین‌ساختی است.

تشکر و قدردانی

در این مقاله از شکل موج‌هایی که از سوی مرکز لرزه‌نگاری کشوری و همچنین شبکه لرزه‌نگاری تهران وابسته به سازمان پیشگیری و مدیریت بحران شهرداری تهران در اختیار نگارندگان قرار گرفته، استفاده شده است. لذا نگارندگان در اینجا نهایت تشکر و قدردانی خود را از سازمان‌های یادشده اعلام می‌دارند.

منابع

Aki, K. and Chout, B., 1975, Origin of coda wave: Source attenuation and scattering

۴ نتیجه‌گیری

ضریب کیفیت به‌دست آمده در پهنه مورد بررسی، وابستگی بسامدی شدیدی نشان می‌دهد که میانگین این مقدار از رابطه $Q = 267(\pm 32) \times f^{0.71(\pm 0.14)}$ به‌دست می‌آید.

در تابعیت تضعیف ناکشسان فاز Lg که میزان این تغییرات به‌صورت نمایی است، وابستگی بسامدی ضریب کیفیت نقش بسیار با اهمیتی ایفا می‌کند. در مناطق قاره‌ای به‌لحاظ زمین‌ساختی پایدار، ضریب کیفیت زیاد و وابستگی بسامدی کم است. با این حال در مناطقی که به دلیل بهم‌ریختگی پوسته و وجود شکستگی‌ها از نظر زمین‌ساختی فعال محسوب می‌شوند، جذب انرژی افزایش می‌یابد و به دنبال آن میزان ضریب کیفیت کاهش و همچنین وابستگی بسامدی افزایش خواهد یافت (کمپیلو، ۱۹۹۰).

با توجه به اینکه اندازه ضریب کیفیت با لرزه‌خیزی و پیچیدگی‌های لرزه‌زمین‌ساختی هر منطقه در ارتباط است، اگر به نمودار مقایسه مقدارهای به‌دست آمده برای ضریب کیفیت در سایر مناطق جهان توجه شود، مقدار به‌دست

- Alborz, A new insight into northern Iran-Southern Caspian geodynamic. *Geology*, June 2006, **34**, 477-480, DOI: 10.1130/G223.19.1
- Steensma, G. and Biswas, N., 1988, Frequency dependent characteristics of coda wave quality factor in central and south-central Alaska, *PAGEOPH*, **128**, 295-307.
- Sato, H., 1977, Energy propagation including scattering effect, *J. Phys. Earth*, **25**, 27-41.
- Taylor, R., Sherman, N. W. and Denny, M. D., 1988, Spectral discrimination between NTS explosions and western united states earthquakes at regional distances. *Bull. Seismol. Soc. AM.*, **78**, 1563-1578.
- Xie, J. and Nuttli, O. W., 1988, Interpretation of high-frequency coda at large distances, stochastic modeling and method of inversion, *Geophys. J.*, **95**, 579-595,
- Yashimoto, K., Sato, H. and Ohtaka, M., 1992, Frequency-dependence attenuation of P and s waves in the Kanto area, Japan, based on the coda-normalization method, *Geophys. J. int.* **114**, 165-174.
- effects, *J Geophysics. Res.* **80**, 3322-3342.
- Aki, K., 1980, Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere, *J. Geophys. Res.*, **85**, 6496-6504.
- Anderson, J. and Quaas, R., 1988, The Mexico earthquake of September 19, 1985, effect of magnitude on the character of strong ground motion, an example from the Guerrero Mexico ground motion network: *Earthq. Spectra.*, **4**, 635-646.
- Benz, H., Frankel, A. and Moore, D., 1997, Regional Lg attenuation for the continental United States, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **87**, 606-619.
- Berberian, M. and Yeats, R. S., 2001, Contribution of archeological data to studies of earthquake history in the Iranian plateau, *Journal of structural Geology*, **23**, 563-583.
- Castro, R. R., Monachesi, G., Trojani, L., Mucciareli, M. and Frapiccini, M., 2002, Anattenuation study using earthquakes from the 1997 Umbria-Marche sequence, *J. Seism.*, **6**, 43-59.
- Campillo, M., 1990, Propagation and attenuation characteristic of the crustal phase Lg: *Pure Appl. Geophys.*, **132**, 1-19.
- Frankel, A., 1991, Mechanisms of seismic attenuation in the crust: scattering and anelasticity in New York state, south Africa, and southern California, *Journal of Geophysical Research*, **96**, 6269-6289.
- Gutenberg, B., 1955, channel waves in the earth's crust, *Geophysics*, **20**, 283-294.
- Hansen, R., McNamara, D. E., Van Ark, E. and Christensen, D., 1998, Lg propagation Continental Alaska, *EOS, Trans. AGU*, **79**.
- Kennett, B., 1986, Lg waves and structural boundaries, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**, 1133-1141.
- McNamara, D., Owens, T. and Walter, W., 1996, Propagation characteristics of Lg across the Tibetan Plateau, *Bull. Seismo. Soc. Am.*, **86**, 457-469.
- McNamara, D. and Walter, W., 2001, Mapping crustal heterogeneity using Lg propagation efficiency throughout the Middle East, Mediterranean, Southern Europe and Northern Africa, *Pageoph*, in press. **158**, 1165-1188.
- Presws, F. and Ewing, M., 1952, Two surface wave across north America, *Bull. Seismol. Soc. AM.*, **42**, 219-228.
- Ritz, J. F., Nazari, H., Ghassemi, A., Salamati, R., Shafei, A., Solaymani, S. and Vernant, P., 2006, Active transtension inside central