

تخمین کاهیدگی امواج برشی زمین لرزه بم با استفاده از معکوس سازی

رکوردهای جنبش نیرومند به روش تجزیه مقادیر تکین

نوشته: هادی قاسمی*، احسان ذبیحی**، امین روشندل کاهو** و مهدی زارع*

* پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران ** مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

Estimation of Shear Wave Attenuation for Bam Earthquake, Strong Motion Records, Using Singular Value Decomposition

By: H. Ghasemi*, E. Zabihi**, A. Roshandel Kahoo** & M. Zare*

* International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran.

** Institute of Geophysics, Tehran University, Tehran, Iran.

تاریخ پذیرش: ۸۵/۵/۲۹

تاریخ دریافت: ۸۴/۱۲/۰۳

چکیده

رکوردهای جنبش نیرومند زمین لرزه بم به منظور بررسی شکل تابع کاهیدگی در بسامدهای مختلف در محدوده ۰/۸ تا ۱۸ هرتز، مورد استفاده قرار گرفته‌اند. طیف دامنه رکوردهای مورد استفاده برای تخمین پارامتر چشمه و پارامترهای کاهیدگی با استفاده از روش تجزیه مقادیر تکین وارون شده‌اند. بعد از تصحیح اثر گسترش هندسی توابع کاهیدگی، مقادیر ضریب کیفیت از تابع بسامد $Q_\beta = 95f^{1.0}$ پیروی می‌کنند که همبستگی خوبی با نتایج مشابه دیگر نواحی فعال زمین ساختی جهان داشته و می‌تواند به عنوان پارامتر ورودی پایه برای مطالعات آتی تحلیل خطر در منطقه بم لحاظ گردد.

کلید واژه‌ها: بم، ضریب کیفیت، جنبش نیرومند زمین، تحلیل خطر زمین لرزه

Abstract

Strong motion records from the 2002 Bam Earthquake are used to investigate the shape of attenuation function in several frequencies ranging between 0.8 to 18 Hz. Amplitude spectra of the records are inverted to find source scaling factor and attenuation parameters using Singular Value Decomposition method (SVD). After correcting the obtained attenuation functions for geometrical spreading effect, the values of Q_β follow the frequency dependent relation, $Q_\beta = 95f^{1.0}$, which is in good agreement with similar results in other tectonically active regions in the world and could be served as a basic input parameter for future seismic hazard studies in the region of bam.

Keywords: Bam, Quality factor, Strong ground motion, Seismic hazard assessment, Tehran, Iran

مقدمه

می‌توان به زمین لرزه‌های ۱۸۷۷ میلادی با بزرگای $M_s 5.6$ ، ۱۱ ژوئن ۱۹۸۱ میلادی با بزرگای $M_s 6.6$ ، ۲۸ ژانویه سال ۱۹۸۱ میلادی با بزرگای $M_s 7.0$ ، ۱۱ اکتبر ۱۹۸۴ با بزرگای $mb 5.1$ و ۴ مارس ۱۹۹۹ با بزرگای $M_s 6.7$ اشاره کرد که به ترتیب در فواصل ۱۳۰، ۱۰۰، ۱۱۰، ۱۳۰ و ۱۴۰ کیلومتری از شهر بم به وقوع پیوسته‌اند (مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن، ۱۳۸۲).

بر پایه سازوکار کانونی تعیین شده توسط سازمان زمین شناسی ایالات متحده، بهترین چشمه دوجفتی زمین لرزه از نوع راستالغز کامل بوده و

بامداد روز جمعه پنجم دی ماه سال ۱۳۸۲ ساعت ۱ و ۵۶ دقیقه و ۵۶ ثانیه زمین لرزه نیرومندی با بزرگای گشتاوری $M_w 6.5$ شهر بم در استان کرمان را ویران کرد. بر اثر رویداد این زمین لرزه بیش از ۲۶۰۰۰ نفر کشته و بیش از ۱۰۰۰۰۰ نفر بی خانمان شدند. بررسی بیشینه لرزه خیزی، منطقه نشان می‌دهد که این منطقه از لحاظ لرزه خیزی، گذشته به نسبت آرامی داشته که وجود ارگ تاریخی بم با قدمت ۲۰۰۰ ساله مؤید آن است. از جمله مهم ترین زمین لرزه‌های روی داده در این منطقه (پیش از زمین لرزه بم)

مواجه هستند (Boor, 2001 & Boor et al., 2001). هر چند اغلب تأثیر عوامل فوق بر روی رکوردهای شتاب اندک است ولی باعث انحرافهای فاحش بر روی رکوردهای سرعت و جا به جایی حاصل از انتگرال گیری از روی رکورد شتاب می شوند، به طوری که رکوردهای به دست آمده کاملاً غیر واقعی به نظر می آیند (شکل ۲- الف). به منظور رفع مشکل خط مبنای رکوردها، کلیه رکوردها بر مبنای پیشنهادی (Boor (2001) مورد تصحیح خط مبنا قرار گرفته اند (شکل ۲- ب). سپس محتوی موج برشی هر یک از آنها به صورت تجربی انتخاب شده است. در مواردی که مرز بین امواج برشی مستقیم و امواج دیگر (کدا، فاز L_g یا امواج لاو) مشخص نبود، سعی شد تا طول پنجره انتخابی به گونه ای باشد که از کلیه رسیدهای مربوط به موج برشی مستقیم اطمینان حاصل شود.

تعیین ضریب کیفیت

برای مطالعه افت دامنه های طیف با فاصله، از روش به کار گرفته شده توسط Anderson & Quaa (1988) و Castro et al. (1990, 1999 & 2002) استفاده شده است. در این روش، دامنه های طیفی به دست آمده برای بسامد f در فاصله R از کانون زمین لرزه i ام بر اساس رابطه (۱) به دست می آید.

$$u_i(f, R) = S_i(f) \times A(f, R) \quad (1)$$

که در این رابطه، R فاصله کانونی از زمین لرزه i ام، $A(f, R)$ تابع کاهیدگی معرف روند کاهش دامنه با فاصله و $S_i(f)$ یک کمیت عددی بوده که به بزرگی زمین لرزه i بستگی دارد. رابطه (۱) را می توان به صورت ماتریسی در رابطه (۲) نمایش داد.

$$d = Gm \Leftrightarrow m = G^{-1}d \quad (2)$$

که در رابطه فوق، اجزای ماتریس d مربوط به مقادیر دامنه های طیفی در بسامدهای مختلف و اجزای ماتریس مدل مقادیر تابع کاهیدگی و کمیت عددی متناظر با بزرگی زمین لرزه هستند.

در این مطالعه، برای تخمین پارامترهای مدل از معکوس سازی بر اساس تجزیه مقادیر تکین (SVD) استفاده شده است.

SVD ماتریس G به صورت رابطه (۳) تعریف می شود.

$$G_{N \times M} = U_{N \times N} \Lambda_{N \times M} V_{M \times M}^T \quad (3)$$

که در آن، T بیانگر ترانهاده ماتریس و U یک ماتریس متعامد $N \times N$ ، که ستون i ام آن بردار ویژه i ام u_i ، ماتریس GG^T است و رابطه (۴) برای آن برقرار است.

$$GG^T u_i = \eta_i^2 u_i \quad (4)$$

صفحه ترجیحی گسلش، دارای روند شمال شمال باختر- جنوب جنوب خاور و شیب تند به سمت باختر است که این سازو کار با روند ساختارهای بنیادی شناخته شده در منطقه همخوان است.

در این مقاله، رکوردهای جنبش نیرومند زمین که در هنگام تکان اصلی زمین لرزه بم ثبت گردیده اند، برای تخمین تابع کاهیدگی، $A(f, R)$ ، و تعیین مقادیر ضریب کیفیت امواج برشی مستقیم (Q_β) با استفاده از روش معکوس سازی مقادیر طیف دامنه، مورد استفاده قرار گرفته اند. کاهیدگی تخمین زده شده از روی موج مستقیم برشی، شامل ترکیبی از اثرات ناشی از پراکندگی امواج لرزه ای توسط ناهمگنیهای درون زمین و میرایی ذاتی ناشی از ساز و کار برشی است (Aki, 1980; Rautian & Khalturin, 1978) اما کاهیدگی به دست آمده از مطالعه امواج کدا، Q_c ، تنها مورد دوم را در بر می گیرد علاوه بر اینکه شکل امواج کدا ناشی از زمین لرزه های محلی، توسط تعداد مراکز پراکنش و نیز ابعاد آنها کنترل می شود (Tselentis, 1997 & 1998). مقادیر تعیین شده برای ضریب کیفیت امواج برشی مستقیم در بسامدهای مختلف به عنوان اطلاعات پایه برای شبیه سازی حرکت نیرومند زمین در فاصله کوتاه از چشمه زمین لرزه، که معمولاً رکوردهای اندکی در این فاصله موجود می باشد، به شمار آمده و علاوه بر این، معیاری کمی برای کیفیت جنس زمین و لرزه خیزی منطقه به شمار می آید به گونه ای که میزان جذب برای نواحی فعال زمین ساختی $0.4 < \alpha < 0.6$ ، $Q < 300$ و برای نواحی غیر فعال ضریب جذب $0.2 < \alpha$ و $Q > 1000$ برآورد می شود (Martynov et al., 1999) و از این لحاظ تعیین آن، چه در علم زلزله شناسی و چه در زلزله شناسی مهندسی اهمیت به سزایی دارد.

پردازش رکوردهای مورد استفاده

در این مقاله در مجموع از ۲۳ شتاب نگاشت به دست آمده از زمین لرزه بم با بزرگای گشتاوری $M_w 6.5$ و فواصل کانونی $10 \sim 290 Km$ استفاده شده است (شکل ۱).

مشخصات مربوط به ایستگاههای ثبت کننده و رکوردهای مورد استفاده، در جدول ۱ آورده شده است.

دستگاههای ثبت کننده، دستگاه دیجیتال سه مؤلفه ای SSA-2 با پهنای باند وسیع و بسامد طبیعی ۵۰ Hz است که تصحیحات مربوط به بسامد طبیعی و میرایی دستگاه (پاسخ دستگاهی) در فایل خروجی آن به طور خودکار اعمال شده است.

تجربه های گذشته نشانگر آن است که بیشتر رکوردهای دیجیتال، مانند رکوردهای آنالوگ، بر اثر عوامل متعددی مانند نوفه، پدیده هیستریزس در سنجنده ها، کج شدگی و انحراف زمین با مشکلی به نام انحراف از خط مبنا

شده است. پس از اعمال تصحیح مربوط به انحراف از خط مبنا بر روی کلیه رکورد های مورد استفاده، با توجه به اینکه موج غالب و نیز بیشینه دامنه مؤلفه های افقی رکوردها مربوط به امواج برشی مستقیم است، پنجره S برای هر رکورد تعیین و طیف دامنه آن محاسبه و به کمک روش Savitzky-Golay هموار گردیده است (شکل ۳). سپس مقادیر دامنه طیفی در بسامدهای مختلف (۰/۸، ۱/۵، ۳، ۶، ۱۲ و ۱۸ هرتز) تعیین و با استفاده از رابطه (۲) مقادیر تابع کاهیدگی و کمیت عددی متناظر با بزرگی زمین لرزه بم محاسبه شده است. تابع دامنه محاسبه شده به همراه مقادیر دامنه طیفی در بسامدهای مختلف در شکل ۴ نشان داده شده است.

با حذف اثر مربوط به گسترش هندسی از روابط کاهیدگی به دست آمده در بسامدهای مختلف و با استفاده از رابطه (۸) می توان مقادیر Q_β را در بسامدهای مورد نظر تعیین کرد (جدول ۲).

تابع بسامدهای ضریب کیفیت را اغلب به صورت رابطه (۹) نمایش می دهند. که در آن α ضریب جذب و Q_0 مقدار ثابت است. در نتیجه با استفاده از مقادیر به دست آمده برای ضریب کیفیت در بسامدهای مختلف می توان این تابع را به صورت رابطه (۱۰) برای زمین لرزه بم پیشنهاد کرد.

$$Q_\beta = Q_0 f^\alpha \quad (9)$$

$$Q_\beta = 95 f^{1.0} \quad (10)$$

به طور کلی مقدار ضریب جذب در نواحی فعال زمین ساختی به علت جریانهای گرمایی و کاهیدگی بالا، بیشتر از مناطقی با لرزه خیزی آرام و یا متوسط است (Aki, 1980). از این لحاظ، مقدار ضریب جذب به دست آمده در این مطالعه، بیانگر کاهیدگی بالای امواج S در محدوده بسامدی و مسافتی مورد نظر بوده و به خوبی با ساختار زمین ساختی پیچیده منطقه همخوانی دارد.

از مطالعات مشابه صورت گرفته در زمینه تعیین ضریب کیفیت امواج برشی می توان به نتایج Polatidis et al. (2003) برای منطقه یونان ($Q = 55 f^{0.91}$)، Yoshimoto et al. (1993) برای منطقه کانتو در ژاپن ($Q = 83 f^{0.73}$) و Gupta et al. (1994) برای منطقه هیمالیا در هند ($Q = 126 f^{0.95}$) اشاره کرد. مقایسه رابطه ارائه شده با روابط بالا، در شکل ۵ آورده شده است، که بیانگر آن است که نتایج به دست آمده همبستگی خوبی با مقادیر مشابه گزارش شده داشته و بیانگر لرزه خیزی بالای منطقه مورد مطالعه است.

V یک ماتریس متعامد $M \times M$ ، که ستون i ام آن بردار ویژه v_i ، ماتریس $G^T G$ است و رابطه (۵) برای آن برقرار است.

$$G^T G v_i = \eta_i^2 v_i \quad (5)$$

Λ یک ماتریس قطری $N \times M$ با مقادیر تکین $+\sqrt{\eta_i^2}$ در امتداد قطر است. معکوس ماتریس G بر اساس تجزیه مقادیر تکین به صورت رابطه (۶) به دست می آید.

$$\hat{G}^{-1}_{N \times M} = V_{N \times P} \Lambda^{-1}_{P \times P} U^T_{P \times M} \quad (6)$$

که در آن، P تعداد مقادیر تکین غیر صفر و \hat{G}^{-1} تخمین ماتریس معکوس G می باشد (Tarantola, 2005).

برای تخمین ضریب کیفیت، Q_β ، در نظر می گیریم که عملگر کاهیدگی در رابطه (۱) صرفاً شامل اثرات ناشی از گسترش هندسی و نیز ضریب کیفیت باشد، می توان مدل کاهیدگی تعیین شده از رابطه (۲) را به صورت رابطه (۷) بیان کرد.

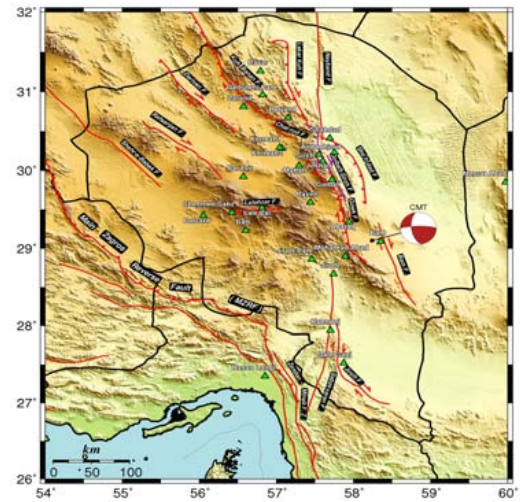
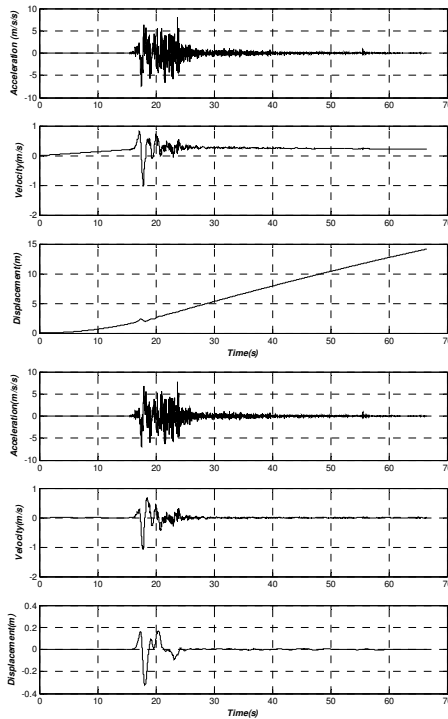
$$A(f, R) = R^{-n} e^{\frac{-\pi f t}{Q_\beta}} \quad (7)$$

که در آن f بسامد، t زمان سیر موج برشی مستقیم، ($t = R/\beta$) که β سرعت موج برشی بوده و معمولاً در ایران بین ۳ تا ۴ کیلومتر در ثانیه در نظر گرفته می شود که ما آن را برابر ۳/۵ در نظر گرفته ایم و R^{-n} تابع گسترش هندسی است، در این حالت، شیب خط درجه یک برازش داده شده به روش کمترین مربعات بر حسب $\log A(f, R) + n \log R$ و R ، برابر b خواهد بود و در نتیجه ضریب کیفیت از رابطه (۸) تعیین می شود. در مطالعه حاضر، مقدار n برای مسافتهای کوتاه ($R \leq 100 \text{ Km}$) برابر ۱ در نظر گرفته شده که معادل گسترش هندسی کروی مربوط به امواج درونی و برای مسافتهای دور ($R \geq 100 \text{ Km}$) مقدار n برابر ۲ در نظر گرفته شده است.

$$Q_\beta = \frac{-\pi \log(e) f}{b \beta} \quad (8)$$

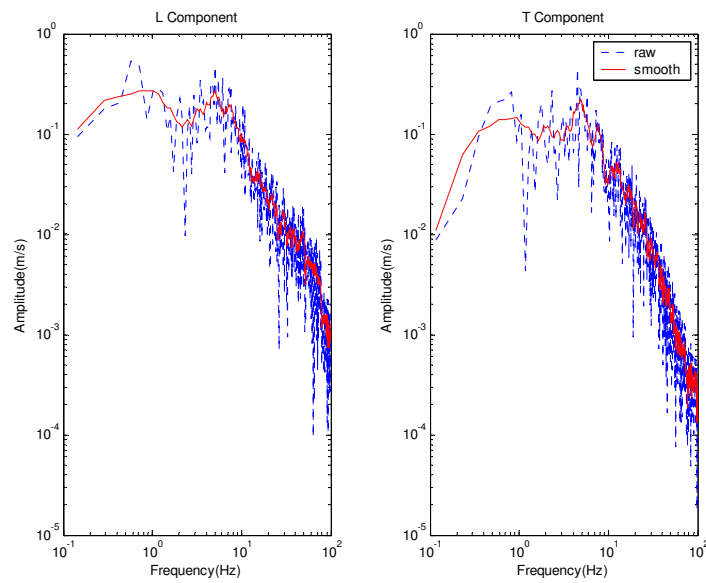
نتیجه گیری و بحث

از دیدگاه زلزله شناسی مهندسی و نیز به منظور شبیه سازی حرکت نیرومند زمین، ضریب کیفیت امواج برشی از اهمیت بالاتری نسبت به ضریب کیفیت امواج کذا برخوردار است. علاوه بر این، Q_β ، اثرات ناشی از پراکندگی امواج لرزه ای و میرایی ذاتی را همزمان شامل می شود. در این مطالعه، در مجموع از ۲۳ رکورد حرکت نیرومند زمین با فواصل کانونی 10-290 Km به منظور تعیین ضریب کیفیت امواج برشی استفاده

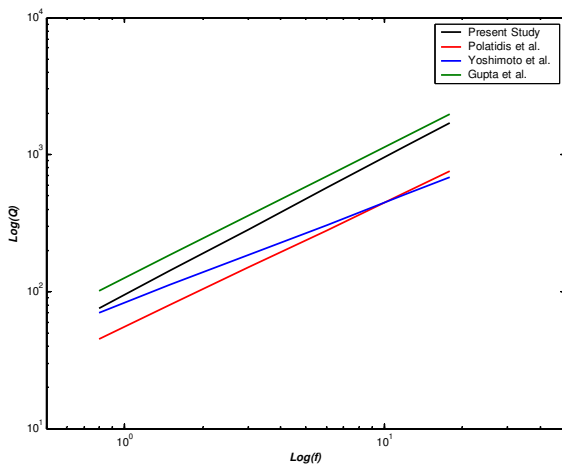


شکل ۱- رومرکز تعیین شده برای زمین لرزه بم به همراه ایستگاههای شتاب‌نگار مورد استفاده

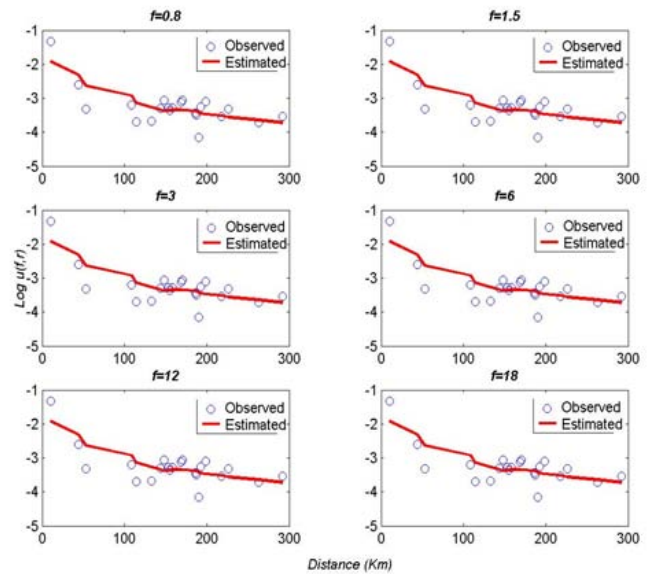
شکل ۲- الف) نتیجه شتاب، سرعت و جا به جایی برای رکورد خام ایستگاه بم برای مؤلفه L. ب) نتیجه تصحیح خط مبنا بر روی رکورد خام ثبت شده الف



شکل ۳- طیف فوریه هموار شده (—) و هموار نشده (---) پنجره موج S انتخابی برای رکورد ثبت شده در ایستگاه بم



شکل ۵- مقایسه رابطه ضریب کیفیت امواج برشی برای زمین لرزه بم، با روابط به دست آمده در دیگر نقاط لرزه خیز دنیا



شکل ۴- توابع کاهیدگی به دست آمده با استفاده از رکوردهای حرکت دایره‌های نشان داده شده معرف مقادیر دامنه‌های طیفی بر حسب فاصله در بسامدهای مختلف است.

جدول ۱- ایستگاههای ثبت کننده تکان اصلی زمین لرزه بم به همراه فاصله رومرکزی، مقادیر بیشینه شتاب، سرعت و جا به جایی در حالت تصحیح شده

برای هر سه مؤلفه در هر یک از ایستگاهها

Station	ED	PGAL	PGAV	PGAT	PGVL	PGVV	PGVT	PGDL	PGDV	PGDT
Kerman 1	190	0.1940	0.0960	0.2645	0.0357	0.0094	0.0303	0.0118	0.0032	0.0106
Joshan	143	0.2488	0.1740	0.3654	0.0140	0.0097	0.0219	0.0043	0.0045	0.0103
Golbaft	114	0.3131	0.1353	0.2886	0.0229	0.0104	0.0233	0.0060	0.0039	0.0151
Bolvard	226	0.0983	0.0376	0.1059	0.0067	0.0039	0.0070	0.0055	0.0013	0.0041
Zarand	263	0.1101	0.0635	0.1297	0.0295	0.0116	0.0274	0.0079	0.0056	0.0079
Lalehzar	158	0.1315	0.0780	0.1204	0.0118	0.0047	0.0122	0.0080	0.0017	0.0056
Abaraq	54	1.6647	0.7603	1.0017	0.0365	0.0285	0.0434	0.0178	0.0149	0.0165
Kerman 2	187	0.2004	0.0871	0.2975	0.0221	0.0081	0.0365	0.0070	0.0030	0.0124
Horjand	218	0.0660	0.0653	0.1165	0.0150	0.0092	0.0157	0.0055	0.0037	0.0047
Ravar	292	0.1247	0.0612	0.1217	0.0172	0.0076	0.0142	0.0052	0.0025	0.0050
Bardsir	199	0.1352	0.0509	0.1061	0.0162	0.0103	0.0234	0.0082	0.0038	0.0106
Jiroft	68	0.4011	0.3159	0.2830	0.0389	0.0166	0.0273	0.0320	0.0054	0.0119
Cheshme	192	0.2336	0.0932	0.1113	0.0100	0.0050	0.0086	0.0053	0.0023	0.0084
Bam	10	7.7672	9.5583	6.0518	1.0856	0.4037	0.6489	0.3239	0.0691	0.1764
Rayen	108	0.1284	0.1320	0.1522	0.0054	0.0043	0.0070	0.0005	0.0004	0.0008
Kahnooj	133	0.1094	0.0783	0.1062	0.0051	0.0034	0.0051	0.0032	0.0012	0.0025
Shahdad	169	0.1911	0.0866	0.1458	0.0288	0.0122	0.0187	0.0142	0.0060	0.0072
Andoohjerd	148	0.3393	0.1366	0.3429	0.0253	0.0105	0.0177	0.0176	0.0050	0.0110
Qale ganj	171	0.2094	0.1291	0.2391	0.0140	0.0075	0.0100	0.0030	0.0012	0.0065
Moham	44	1.1790	0.6898	0.6989	0.1240	0.0274	0.0334	0.0524	0.0076	0.0162
Sirch	153	0.2992	0.1440	0.2923	0.0258	0.0099	0.0230	0.0068	0.0037	0.0064
Nosrat	186	0.1858	0.1248	0.2465	0.0264	0.0136	0.0257	0.0085	0.0043	0.0075
Mahan	155	0.1271	0.0819	0.1363	0.0091	0.0065	0.0085	0.0053	0.0037	0.0065

جدول ۲- مقادیر ضریب کیفیت محاسبه شده به ازای بسامدهای ۱۸ - ۰/۸

Frequency	Q_β
0.8	76
1.5	142
3.0	284
6.0	568
12	1135
18	1703

کتابنگاری

گزارش فوری مقدماتی زمین لرزه بم، ۱۳۸۱- مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن.

References

- Aki, K., 1980- Attenuation of shear-waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 21, 50-60.
- Anderson, J. and Quaas, R., 1988- Effect of magnitude on the character of strong ground motion: an example from the Guerrero Mexico strong motion network, *Earthq. Spectra*, 4, 635-646.
- Boor, D. M., 2001- Effect of Baseline Correction on Displacement and response Spectra for several Recordings of the 1999 Chi-Chi Taiwan Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 91, 1199-1211.
- Boor, D. M., Stephens, C. D. and Joyner, W. B., 2002- Comments on Baseline Correction of Digital Strong-Motion Data: Examples from the 1999 Hector Mine California Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92, 1543-1560.
- Castro, R. R., Anderson, J. G. and Singh, S. K., 1990-Site response, attenuation and source spectra of S waves along the Guerrero Mexico subduction zone, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 80, 1481-1503.
- Castro, R. R., Monachesi, G., Mucciareli, M., Trojani, L. and Pacor, F., 1999-P- and S-wave attenuation in the region of Marche-Italy, *Tectonophysics* 302 (1), 123- 132.
- Castro, R. R., Monachesi, G., Trojani, L., Mucciareli, M. and Frapiccini, M., 2002-An attenuation study using earthquakes from the 1997 Umbria-Marche sequence, *J. Seismol.*, 6, 43-59.
- Gupta, S. C., Singh, V. N. and Kumar, A., 1994- Attenuation of coda waves in the Garhwal Himalaya-India, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 87, 247-253.
- Martynov, V. G., Vernon, F. L. and Mellors, R. J., 1999- High frequency attenuation in the crust and upper mantle of the northern Tien Shan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 215-238.
- Polatidis, A., Kiratzi, A., Hatzidimitriou, P. and Margaritis, B., 2003- Attenuation of shear-waves in the back-arc region of the Hellenic arc for frequencies from 0.6 to 16 Hz, *Tectonophysics*, 367, 29-40.
- Rautian, T. G. and Khalturin, V. I., 1978- The use of coda for determination of the earthquake source spectrum, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 68, 923-948.
- Tarantola, A., 2005- Inverse problem theory, SIAM Pub., Paris, France.
- Tselentis, G. A., 1997- Evidence for stability in coda Q associated with the Egion (central Greece) earthquake of 15 June 1995, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 87, 1679-1684.
- Tselentis, G. A., 1998- Intrinsic and scattering seismic attenuation in W. Greece, *Pure Appl. Geophys.*, 153, 703- 712.
- Yoshimoto, K., Sato, H. and Ohtake, M., 1993- Frequency-dependent attenuation of P and S waves in Kanto area Japan based on the coda-normalization method, *Geophys. J. Int.*, 114, 165- 174.