بر آورد رابطه کاهندگی طیفی در پهنه زاگرس

محمدرضا نجف تومرایی'، حبیبب رحیمی ** و مهدی رضاپور *

^۱ دانشجوی دکتری ژئوفیزیک ، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران ^۲ استادیار، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران ^۲ دانشیار، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۹۲/۱۲/۱۲، پذیرش نهایی: ۹۳/۱۱/۲۸)

چکیدہ

دامنه امواج لرزهای به دو علت غیرکشسان بودن زمین و گسترش هندسی با افزایش فاصله کاهش می یابد. در چند دهه گذشته تعیین روابط کاهندگی برای یک ناحیه، بهمنظور اجرای بررسیهای تحلیل خطر زلزله، همواره مورد توجه بوده است. در این تحقیق بهمنظور برآورد رابطه کاهندگی در پهنه زاگرس ، حدود ۹۹۸ زلزله رویداده با حدود ۱۰۰۰۰ نگاشت در این ناحیه با بزرگی بین ۲ تا ۷ طی سال های ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۳ که با دستگاههای شبکه لرزهنگاری رقمی پژوهشگاه بین المللی زلزلهشناسی ثبت شده بود، بررسی شد. برای برآورد روابط کاهندگی در پهنه زاگرس ، حدود ۹۹۸ زلزله رویداده با حدود ۱۰۰۰۰ نگاشت در این ناحیه با بزرگی بین ۲ تا ۷ طی سال های ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۳ که با دستگاههای شبکه لرزهنگاری رقمی پژوهشگاه بین المللی زلزلهشناسی ثبت شده بود، بررسی شد. برای پرآورد روابط کاهندگی سرعت و شتاب، علاوه بر دادهای سرعت، دادههای شتاب نیز از مشتق دادههای سرعت برآورد شد. بعد از پردازش های اولیه شامل حذف تصحیح خط مبنا، میانگین و تصحیح دستگاهی، پردازش سیگنال در حوضه بسامد برای پنجره زمانی پردازش های اولیه شامل حذف تصحیح خط مبنا، میانگین و تصحیح دستگاهی، پردازش سیگنال در حوضه بسامد برای پنجره زمانی سخت کره است آورد وابط کاهندگی سرعت و شتاب، علاوه بر خادهای سرعت، دادههای شتاب نیز از مشتق دادههای سرعت برآورد زمانی و خود برشی مورت برد خوده بسامد برای پنجره زمانی موج برشی صورت گرفت. در مرحله بعد، نقاط تغییر ضریب گسترش هندسی که ناشی از بازتابهای حاصل از وجود ناپیوستگیهای ضریبها برای هر دو دسته داده پیشگفته، 200*k* و معار ۲۰۱۰ در نظر گرفته شد. در نهایت با به کارگیری الگوریتم بهلی سرعت از خیری سرعب هری مری سرعبها برای هر دو دسته در نهای سرعب های گسترش هندسی برای دادههای سرعب از خری خاص در نهای با به کارگیری الگوریتم بهای سرعب از در می خور خاص در برای داده های محالی داده های محاله داده های محاله در در بهای خاص در نهایت با به کارگیری الگوریتم بهای سرعب هر خاص در حرف و مدار در در محال در خار گرفته شد. در نهایت با به کارگیری دادههای سرعت زخور در حری خور خال و در ای در نهای را برای مای در در نهای در زری خاص و مدار روی ضریب (6)ی، ها کنور (c)ی و دسته، در بسامدهای مورد نظر بهدست آمده و میانگین تابع کیفیت موج عرضی و مدار روی ضریب (6)ی، ماکتور (c)ی و دسته، در بسامدهای مورد نظر بهدست آمد.

واژههای کلیدی: رابطه کاهندگی طیفی، ضریب گسترش هندسی، ضریب غیرکشسان، سه خط راست به هم لولاشده، تابع کیفیت موج برشی

Estimation of spectral attenuation relation in the Zagros Region

Najaftomraei, N.¹, Rahimi, H.² and Rezapour, M.³

¹PhD Student, Department of Earth Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran ²Assistant Professor, Department of Earth Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran ³Associate Professor, Department of Earth Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 03 Mar 2014, Accepted: 17 Feb 2015)

Summary

Amplitudes of seismic waves decrease with distance according to anelastic properties of the earth and geometrical spreading. The attenuation of ground-motion amplitudes in the frequency domain is an important problem in engineering seismology. It is of particular practical interest in the regions such as Zagros (Iran). The Zagros fold- thrust belt, as a part of Alpine- Himalayan orogenic belt is one of the most active continental collision zones on the earth, which extends from the Tarus mountains in southeastern Turkey to the Minab fault in the east of the Strait of Hormoz in southern Iran.

Structurally, its formation is related to the continuing convergent movement between

E-mail: rahimih@ut.ac.ir

the Arabian plate to the southwest and the Central Iranian Micro continent to the northeast, resulting from the north- northeastward drift of Afro-Arabia against Eurasia and so this region is seismically active. Hence, attenuation studies as well as other seismic studies seem to be necessary. The ground-motion relations are key inputs to seismic hazard analysis for engineered structures. In such cases, an empirical attenuation model determined from events provides critical input to the models of ground-motion generation. The attenuation model is used to play back attenuation effects to determine the apparent source spectrum for each earthquake in the database. The lack of an appropriate ground-motion prediction model may result in undesirable outcomes, such as unrealistically high or low loading standards in the design and construction of critical infrastructure such as large dams, power stations, and hospitals. For seismological purposes, appropriate attenuation models make it possible to calculate more accurately the source parameters such as magnitude and seismic moment.

In this study about 10000 records due to 998 events recorded at the International Institute of Earthquake engineering and Seismology (IIEES) stations during 2006-2013 across the Zagros region, were selected in order to estimate the average attenuation relation parameters. All data were divided into two parts: a) acceleration data (that is derived from velocity data) with moment magnitude between 4-7and b) velocity data with moment magnitude between 2-4. We combined the two north-south and east-west seismograms into a single seismogram for a given azimuth. For each rotated combined horizontal record, a shear-wave window was selected and a 5% taper was applied at each end of the window. After correcting for instrument response, the Fourier spectrum of the shear-wave window and a noise window with the same length as the shear-wave window were calculated and binned in increments of 0.2 log frequency units for a central frequency range of 1-10 Hz. We fit the observed Fourier velocity amplitudes at each frequency to a Hinged-Trilinear function. The distances at which the nature of geometrical spreading attenuation changes significantly was graphically found for both data in 110 km and 200 km using a locally weighted scatterplot smoothing (LOWESS, local regression smoothing method) called robust LOWESS.

A trilinear function with hinges at distances of about 110 and 200 km can describe the geometric spreading attenuation with distance. Using unconstrained Nonlinear Optimization algorithm, we found that for acceleration data with $b_1 = -0.5$, $b_2 = 0.21$., $b_3 = -0.24$ and for velocity data with $b_1 = -0.5$, $b_2 = 0.29$., $b_3 = -0.35$ minimize the average absolute value of the Fourier spectrum amplitude residuals. Using an anelastic attenuation coefficient at different frequencies, the direct average of calculated quality factor for both dataset, Q in the Zagros region is obtained as $Q = (81 \mp 1.2f)^{(1.25 \mp 0.02)}$

Keywords: Spectral attenuation relation, Geometrical spreading coefficient, Anelastic coefficient, Hinged trilinear, Quality factor

ا مقدمه

تاکنون تحقیقاتی برای برآورد رابطه کاهندگی دامنه در پهنههای متفاوت ایران صورت گرفته است که برای نمونه می توان به تحقیق متقی و همکاران (۲۰۱۲) در البرز مرکزی، معتضدیان (۲۰۰۶) در شمال ایران و قاسمی و همکاران (۱۳۸۴) که با استفاده از زمین لرزه کجور ـ بلده (۲۰۰۴) صورت گرفته است، اشاره کرد. در این تحقیقات شکل حاصل از نمودار کاهندگی دامنه با فاصله، علاوه بر اینکه متغیرهای لازم برای هر نوع مدلسازی دقیق شکل موج و یا اجرای بررسیهای تحلیل خطر زلزله را برای منطقه مورد تحقیق دارد (آتکینسون، ۲۰۰۵)، دربردارنده اطلاعات مفیدی همچون زمینشناسی ناحیه و ناپیوستگیهای پوسته (بوگه و همکاران، ۱۹۸۷) نیز هست.

از دادههای شبکه شتابنگاری مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن و مرکز لرزهنگاری موسسه ژئوفیزیک استفاده شده است. با این حال تاکنون در پهنه زاگرس، تحقیقی برای برآورد رابطه کاهندگی صورت نپذیرفته است. در تحقیق حاضر، بهمنظور برآورد رابطه کاهندگی در پهنه زاگرس، حدود ۹۹۸ زلزله رویداده با حدود ۱۰۰۰۰ نگاشت با بزرگی بین ۲ تا ۷ طی سال های ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۳ که به کمک دستگاههای شبکه لرزهنگاری رقمی پژوهشگاه بینالمللی زلزلهشناسي ثبت شده بود، مورد بررسي قرار گرفت. سپس دادهها به دو قسمت تقسیم شد: ۱- دادههای سرعت ۲-دادهای شتاب که از روی مشتق دادههای سرعت بهدست آمد. بعد از پردازش های اولیه، پردازش سیگنال در حوضه بسامد صورت گرفت. سپس نقاط تغییر ضریب گسترش هندسی که ناشی از بازتابهای حاصل از وجود ناپیوستگیهای سخت کره است، با الگوریتمی موسوم به الگوريتم Robust Lowess (كلولند، ۱۹۷۹)به دست آمد که با رعایت فرض Hinged Trilinear، نقاط تغییر این ضريبها برای هر دو دسته داده پيش گفته، 200km و 110km، در نظر گرفته شد. در نهایت با به كارگیری الگوریتم بهینهسازی غیرخطی بدون قید مقادیر پارامترهای مجهول برای این ناحیه محاسبه شد. نتایج این تحلیل در ۹ بسامد بین ۱ تا ۱۰ هرتز بررسی و درنهایت تابع کیفیت موج برشی نیز بر آورد شد.

۲ دادهها

بهمنظور برآورد رابطه کاهندگی در پهنه زاگرس، حدود ۹۹۸ زلزله رویداده با حدود ۱۰۰۰۰ نگاشت ثبت شده در ۱۰ ایستگاه طی سالهای ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۳ که در دستگاههای شبکه لرزهنگاری رقمی پژوهشگاه بینالمللی زلزلهشناسی ثبت شده بود، مورد استفاده قرار گرفت. در این تحقیق با توجه به پوشش بهتر ایستگاههای شبکه لرزهنگاری موسسه ژئوفیزیک از اطلاعات مکانیابی مرکز لرزهنگاری کشوری برای شکل موجهای ایستگاههای پژوهشگاه

بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله استفاده شد. محدوده بزرگای داده های استفاده شده از ۲ تا ۷ در مقیاس بزرگای ناتلی است و مطابق شکل ۱ و۲ کل پهنه زاگرس پوشش داده شده است.

۳ روش تحقیق

در این تحقیق از ۱۰۰۰۰ نگاشت مربوط به ۹۹۸ زمین لرزه یا بزرگی بین ۲ تا ۷ با فاصلههای رومرکزی کمتر از ۴۰۰ کیلومترکه در شبکه لرزهنگاری پژوهشگاه زلزلهشناسی ثبت شده است استفاده شد. دادهها به دو قسمت تقسیم شد: ۱- دادههای سرعت با بزرگی گشتاوری بین ۲ تا ۴. ۲-دادهای شتاب با بزرگی گشتاوری بین ۴ تا ۷ که از روی مشتق دادههای سرعت بهدست آمد. هدف از تقسیمبندی، بر آورد روابط کاهندگی سرعت و شتاب برای پهنه مورد بررسی است. موارد کاربرد روابط کاهندگی در کارهای مهندسي متفاوت است و براي نمونه از داده رابطه كاهندگي سرعت برای سازه های حساس به جابه جایی های ریز مثل تونل ها، خطوط لوله گاز و مانند آن و از روابط کاهندگی شتاب براي سازههاي بزرگ مانند بيمارستانها وموارد ديگر استفاده می شود. با توجه به اینکه ایستگاهها روی سنگ سخت واقع شدهاند از اثر ساختگاه صرفنظر شد. موقعیت ایستگاهها و زمینلرزههای مورد استفاده در این تحقیق، برای برآورد رابطه کاهندگی سرعت و شتاب بهصورت جداگانه در شکل ۱ نشان داده شده است. در شکل ۲ نیز مسير مابين اين زلزلهها و ايستگاهها آورده شده است. بعد از پردازش های اولیه ثبت ها، برای برآورد پنجره زمانی موج برشی، فازهای مستقیم امواج فشارشی و برشی با استفاده از نرمافزار Taup با ساختار سرعتی متوسط از زاگرس بر آورد و همه زمانهای بر آورد شده بهطور چشمی بازدید مجدد و تصحیح شد. در مرحله بعد، مولفههای افقی E-W و N-S و امتداد رومرکز زمین لرزه چرخانده شد و تحلیل سیگنالها روی مولفه T صورت گرفت. علت این کار با توجه به تحقیقات قبلی (او و هرمان، ۱۹۹۰) این است که مولفه

مماسی (T) بیشترین انرژی را ثبت می کند. از این رو و نیز به منظور حذف نمونه های کم انرژی، ابتدا باید پنجره S را از بقیه نگاشت جدا کنیم (شکل ۳). برای جدا کردن خود کار فازهای S از بقیه نگاشت، از الگوریتم کینوشیتا (۱۹۹۴) استفاده شد. در این روش بعد از تعیین شروع موج S و اعمال یک فیلتر میان گذر به سری زمانی و محاسبه تبدیل هیلبرت، تابع (n) به مورت ^{1/2} (*ازارالی H2*(b(n)) = (n)) به دست می آید و T که زمان انتهای موج است، مقداری است که در آن rms تعریف شده به صورت = (k) است که در آن پدیده گیبس ناشی از قطع ناگهانی سری پیشگیری از پدیده گیبس ناشی از قطع ناگهانی سری زمانی (بریدن پنجره S)، یک نرم کننده (Taper) کسینوسی شد (شکل ۴).

در مرحله بعدی، SNR (نسبت سیگنال به نوفه) با استفاده از رابطه (۱) محاسبه (زارع، ۱۳۸۴) و نگاشتهایی که (SNR) کمتر از ۳۰ داشتند حذف شد تا اثر نوفه محیط در روابط بهدست آمده با کمترین مقدار دخیل باشد.

$$SNR^{2} = \frac{\sum_{i=1}^{n} A_{i}(t)^{2}/t_{s}}{\sum_{i=1}^{n} N_{i}(t)^{2}/t_{N}}$$
(1)

که در این رابطه، n تعداد نمونه های پنجره S_i A_i دامنه نمونه i^{\dagger} م نگاشت در پنجره S_i $a_i N_i$ دامنه نمونه i^{\dagger} م نگاشت در پنجره S_i $a_i N_i$ دامنه است. است. stewarthinstreenth

$$A(f) = 2\pi f |V(f)| \tag{Y}$$

که در آن، f بسامد، (V(f) دامنه طیف سرعت و A(f) دامنه طیف شتاب را نشان میدهد. بهمنظور هموار کردن منحنی طیف سرعت و شتاب، این منحنی در حوزه بسامد را به بازههایی با طول 0.2 تقسیم شد و در هر بازه از مقادیر دامنه

میانگین گیری به عمل آمد و مقدار به دست آمده، به بسامد مرکزی بازه نسبت داده شد. سپس یک منحنی به این داده برازش شد تا برای همه بسامدها مقدار دامنه داشته باشیم (شکل ۵). اثر نوفه محیط انتشار زلزله، عامل دیگری است که بایستی محاسبه و از روی طیف دامنه برداشته شود. برای این کار، یک پنجره نوفه با طول مساوی پنجره S انتخاب شد. پیش از رسید اولین فاز P برداشته شده (شکل ۶) و پس از اعمال نرم کننده روی آن و محاسبه طیف شتاب آن با تبدیل فوریه و مشتق گیری، (*N*(*f*) محاسبه شد. سپس در هر بسامد توان نوفه از توان سیگنال کم شد:

$$A'(f) = \sqrt{A^2(f) - N^2(f)}$$
(*)



شکل ۱. زلزلههای رویداده در منطقه مورد بررسی به همراه مکان و نام ایستگاه: (الف) دادههای سرعت با بزرگی ۲– ۴ و (ب) دادههای سرعت با بزرگی ۴– ۷.



شکل ۵. طیف دامنه بهدست آمده از تبدیل فوریه به همراه طیف هموار شده آن برای (الف) دادههای سرعت و (ب) دادههای شتاب.

برای مشاهده این مطلب که دادههای انتخاب شده دارای نسبت سیگنال به نوفه بزرگی هستند، نسبت طیف سیگنال به طیف نوفه پس از تقسیم هرکدام به طول پنجره







شکل ۲. مسیر زلزلههای رویداده در منطقه موردبررسی بههمراه مکان و نام ایستگاه: (الف) دادههای سرعت با بزرگی ۴–۷ و (ب) دادههای سرعت با بزرگی ۲–۴.



شکل ۳. یکی از نگاشتهای مورد بررسی و پنجره موج برشی جدا شده با الگوریتم کینوشیتا که با رنگ آبی مشخص شده است ب) منحنی هموار شده روی طیف نگاشت که با رنگ سرخ مشخص شده است. حادثه روی داده در 2006.01.05 ساعت 13.01.05 ثبت شده در ایستگاه SNGE با بزرگای 4=Mn در فاصله رو مرکزی ۱۴۵ کیلومتری است.

بسامدی مربوط، محاسبه و این نسبت برای چند نگاشت در هر بسامد رسم شد (شکل ۷). نتایج حاکی ازمقدار SNR زیاد برای دادههای باقیمانده است. برای تبدیل بزرگای دادهها که از نوع *nM* است به بزرگای گشتاوری (*Mw*)، به علت نبود چنین رابطهای برای ایران، از رابطه محاسبه شده سونلی و آتکینسون (۲۰۰۵) مربوط به جنوب شرقی کانادا برای این کار استفاده شد تا مقدار بزرگاها برحسب *Mw* بهدست آید:

$$M_w = 0.98M_n - 0.39$$
 (*)

در مرحله بعدی پس از حذف داده های پرت، منحنی توزیع لگاریتم دامنه ها برحسب فاصله رسم شد (شکل ۸). برای یافتن دقیق تر نقاط شکستگی نیاز مند به شکل واضحی از داده ها هستیم تا به طور چشمی بتوانیم به راحتی تعداد و موقعیت این نقاط را مشخص کنیم (متقی، ۱۳۹۰). این امر مستلزم حذف اثر چشمه است. از روی رابطه ۵ مقدار "*A* (دامنه کاهش یافته) تعریف شد و برازش روی نمودار "*A* برحسب فاصله با استفاده از یک الگوریتم برازش غیر متغیری به نام Robust Lowess صورت گرفت. با این روند، مقدار پارامتر متغیر ۵، ۱٫۶ به دست آمد و برای هر دو دسته مادار پارامتر متغیر ۵، ۲٫۶ به دست آمد و برای هر دو دسته داده، آشکارا وجود دو شکستگی غالب در منحنی کاهندگی در ۱۰۱ و ۲۰۰ کیلومتر نشان داده شد که نتایج

logA''(f) = logA(f) - aMw (Δ)

f=1,2,2.5,3.1,5,6.3,8,10) بسامد (۹ بسامد برحسب فاصله بررسی و هرتز) روند کاهشی دامنه برحسب فاصله بررسی و متغیرهای کاهندگی در این ۹ بسامد تعیین شد؛ به این صورت که مدل متغیری برای منحنی کاهندگی دامنه طیف سرعت که مارتینوف و همکاران (۱۹۹۹) مطرح کردهاند، روی هر دو دسته داده برازش شد. مدل متغیری کلی پیش گفته به صورت زیر است: (۶) LogAi(f) = a(f) + bLogRi + c(f)Ri که در آن، i اندیس مربوط به هر نگاشت و A دامنه طیف

سرعت در بسامد *f*است که در فاصله *R* از چشمه زمین لرزه ثبت شده باشد. عدد ثابت *a* به صورت میانگین، اثر چشمه را در خود دارد. *d* ضریب گسترش هندسی و *(c(f) ض*ریب میرایی ناشی از غیر کشسان بودن زمین است که باتابع کیفیت *(Q)*، به صورت زیر ارتباط دارد (آتکینسون و مرو، ۱۹۹۲).

$$Q = \frac{\pi f}{\ln 10c(f)\beta} \tag{V}$$

که در آن، β، سرعت موج برشی در پوسته است. برای برازش متغیری روی دادهها، شکل تابع کاهندگی دامنه برحسب فاصله، سه پارهخطی(Hinged Tri-Linear) در نظر گرفته شد. این شکل تابع کاهندگی را اولینبار آتکینسون و مرو (۱۹۹۲) عرضه کرده اند.

$$\begin{split} R &\leq 110 \quad LogAi(f) = a_1(f) + \qquad (\text{int}) \\ a_2(f)Mw + b_1LogRi + c(f)Ri \end{split}$$

$$110 < R \le 200 \quad LogAi(f) = (--\lambda)$$
$$a_1(f) + a_2(f)Mw + b_1Log(R_1) + b_2Log\left(\frac{Ri}{R_1}\right) + c(f)Ri$$

$$R > 200 \quad LogAi(f) = a_1(f) + (-\Lambda)$$
$$a_2(f)Mw + b_1Log(R_1) + b_2Log\left(\frac{R^2}{R_1}\right) + b_3Log\left(\frac{Ri}{R_2}\right) + c(f)Ri$$

برای برازش تابع (۸) روی داده ها از روش برازش بهینه سازی غیر خطی بدون قید استفاده شده است. در این روند به صورت تکراری، ترکیب های متفاوتی از ضریب های نامعلوم b2,b3,c,a1,a2 b1 در فرمول بالا به کار گرفته شد و برای هر ترکیب یک مقدار باقی مانده k از رابطه (۹) محاسبه شد. جواب نهایی، ترکیبی از ضریب ها است که مجموع کاپا (k) ، برای همه نگاشت ها را کمینه کند. مقدار k از رابطه زیر به دست می آید.

$$k_{i} = \|y_{i}(f) - Log(A_{i}(f))\| =$$

$$\frac{1}{2} \sum (y_{i}(f) - LogA_{i}(f))^{2}$$
(9)

در رابطه (۸)، b₁ ضریب گسترش هندسی در ۱۱۰ کیلومتر اول است که بیشترین انرژی موج با فازهای مستقیم Sg منتشر میشود. b2، ضریب گسترش هندسی در فاصله ۱۱۰

تا ۲۰۰ کیلومتر است. *٤* ضریب گسترش هندسی در فاصلههای بیشتر از ۲۰۰ کیلومتر است که در این فاصلهها انرژی را بیشتر امواج سطحی (موج لاو روی مولفه T نگاشت) منتشر می کنند. در لابلای این فاصلهها اگر شکستگی دیگری دیده میشود به علت هم خوانی با شکستگی دیگری دیده میشود به علت هم خوانی با فرض Hinged trilinear چشم پوشی شده است. *٤ا.,b b*,*b*,*b*, *b* و برازش منحنی با قید ریاضی داده شده (شکل ۹)، که محدوده جست وجوی این ضریب ها در جدول ۱ قابل مشاهده است.

با توجه به این که معکوسسازی مورد استفاده از نوع غیرخطی است، از تعداد ۲۵۶ بار تکرار و مقدار بر آورد شده



شکل ۶ انتخاب پنجره نوفه.

برای کاپا، ۵ مقدار کمینه برای کاپا انتخاب و میانگین این مقادیر به منزلهٔ نتیجه گزارش شد (جدول ۲). مقادیر $b_1 = -0.5, b_2 = 2$ این ضریب ها برای دادههای سرعت در $b_2 = -0.5, b_2 = -0.38$ $b_1 = -0.38$ برای دادههای شتاب در c = -0.38 $b_2 = -0.31, b_3 = -0.32$ $b_2 = 0.18, b_3 = -0.32$ $b_2 = 0.18, b_3 = -0.32$ $b_2 = -0.38, b_3 = -0.32$ $b_3 = -0.35, b_2 = -0.38, b_3 = -0.32$ $b_3 = -0.35, b_2 = -0.38, b_3 = -0.32$ $b_3 = -0.35, b_2 = -0.31, b_3 = -0.32$ $b_3 = -0.35, b_2 = -0.38, b_3 = -0.32$ $b_3 = -0.35, b_2 = -0.38, b_3 = -0.32$ $b_3 = -0.35, b_2 = -0.38, b_3 = -0.32$ $b_3 = -0.35, b_2 = -0.38, b_3 = -0.32$ $b_3 = -0.35, b_2 = -0.38, b_3 = -0.32$ $b_3 = -0.35, b_2 = -0.31, b_3 = -0.32$ $b_3 = -0.35, b_2 = -0.31, b_3 = -0.32$ $b_4 = -0.35, b_2 = -0.31, b_3 = -0.32$ $b_4 = -0.35, b_2 = -0.31, b_3 = -0.32$ $b_4 = -0.35, b_2 = -0.35, b_3 = -0.32$ $b_4 = -0.35, b_2 = -0.35, b_3 = -0.32$ $b_4 = -0.35, b_2 = -0.35, b_3 = -0.35$ $b_4 = -0.35, b_4 = -0.35, b_4 = -0.35$ $b_4 = -0.35, b_4 = -0.35, b_4 = -0.35$ $b_4 = -0.35, b_4 = -0.35, b_4 = -0.35$ $b_4 = -0.35, b_4 = -0.35, b_4 = -0.35$ $b_4 = -0.35, b_4 = -0.35, b_4 = -0.35$ $b_4 = -0.35, b_4 = -0.35, b_4 = -0.35$ $b_4 = -0.35, b_4 = -0.35, b_4 = -0.35$ $b_4 = -0.35, b_4 = -0.35, b_4 = -0.35$ $b_4 = -0.35, b_4 = -0.35, b_4 = -0.35$ $b_4 = -0.35, b_4 = -0.35, b_4 = -0.35$ $b_4 = -0.35, b_4 = -0.35, b_4 = -0.35$ $b_4 = -0.35, b_4 = -0.35, b_4 = -0.35, b_4 = -0.35$ $b_4 = -0.35, b_4 = -0.$



شکل ۷. نسبت طیفی سیگنال به نوفه.

al	(f)	a2	2(f)	t	b 1	ł	02	ł	03		с
Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max
-10	+10	-2	+2	-0.5	1.5	-1	1	-1	-0.001	-1	0

جدول ۱. محدوده جست وجوى ضريبها.

جدول ۲. مقادیر بهدست آمده برای ضریبها در بسامد ۱ هرتز برای دادههای شتاب به همراه میانگین برای کاپاهای متفاوت.

К	a1	a2	b1	b2	b3	с
0.317378	0.562536	1.163062	-0.5	0.214448	-0.24416	-0.00436
0.317376	0.568834	1.163062	-0.5	0.215149	-0.24335	-0.00438
0.3173747	0.574163	1.163062	-0.5	0.215535	-0.24269	-0.00441
0.3173746	0.57998	1.163062	-0.5	0.216059	-0.24246	-0.00443
0.3173745	0.585794	1.163062	-0.5	0.216374	-0.24163	-0.00445
AVERAGE	0.574261	1.163062	-0.5	0.215513	-0.24286	-0.00441



شکل ۸ نمودار لگاریتم دامنه ها با فاصله برای بسامد ۲ هرتز برای داده های (الف) سرعت و (ب) شتاب، روند کاهشی دامنه با فاصله کاملاً مشخص است.

F(Htz)	a1(f)	a2(f)	b1	b2	b3	C(f)	Q(f)
1	0.4874261	1.063062	-0.5	955130.2	-0.35286	-0.0044	83.8069
2	0.351903534	1.025226	-0.5	0.298798	-0.35895	-0.0046	160.3262
2.5	0.518101501	0.965861	-0.5	0.298824	-0.35886	-0.00456	202.1658
3.1	0.859442139	0.821294	-0.5	0.298861	-0.35881	-0.00466	245.306
4	0.756416321	0.753134	-0.5	0.298894	-0.35878	-0.00383	385.1179
5	0.657307434	0.688797	-0.5	0.298921	-0.35876	-0.00324	569.0592
6.3	0.764332581	0.592378	-0.5	0.299006	-0.35868	-0.00336	691.4069
8	0.574015808	0.488625	-0.5	0.299072	-0.3586	-0.0021	1404.763
10	0.552766418	0.386824	-0.5	0.297838	-0.3585	-0.00339	1087.759

جدول ۳. ضریبهای بهدست آمده برای رابطه کاهندگی طیفی در ۹ بسامد برای دادههای سرعت.

جدول ۴. مقادیر خطای بهدست آمده برای رابطه کاهندگی طیفی در ۹ بسامد برای دادههای سرعت.

F(Htz)	a1(f)	a2(f)	b1	b2	b3	C(f)
1	0.009576	0	0	0.009411	0.010802	3.77E-05
2	0.011052	0	0	0.011211	0.012514	4.41E-05
2.5	0.019152	1.24E-16	0	0.018751	0.021609	7.54E-05
3.1	0.019188	0	0	0.018871	0.021631	7.66E-05
4	0.01919	0	0	0.017561	0.022071	7.66E-05
5	0.018135	0	0	0.016306	0.021102	7.30E-05
6.3	0.019612	0	0	0.019592	0.022149	7.72E-05
8	0.018846	0	0	0.017694	0.021605	7.42E-05
10	0.018155	0	0	0.016556	0.021102	7.23E-05



شکل ۹. نمودار لگاریتم دامنه مجموع یافته برحسب فاصله در چند بسامد برای دادههای (الف) سرعت و (ب) شتاب وجود دو شکستگی چیره در منحنی کاهندگی در ۱۱۰ و ۲۰۰ کیلومتر واضح است.

f	a1(f)	a2(f)	b1	b2	b3	C(F)	Q(f)
1	0.574261	1.163062	-0.5	0.215513	-0.24286	-0.00441	83.61686
2	1.445789	1.023974	-0.5	0.214615	-0.24326	-0.00456	161.7326
2.5	1.700279	0.965161	-0.5	0.214725	-0.24239	-0.00449	205.3176
3.1	2.238824	0.820908	-0.5	0.215432	-0.24231	-0.00458	249.5909
4	2.242007	0.752895	-0.5	0.215748	-0.24205	-0.00377	391.2471
5	2.243839	0.688683	-0.5	0.216144	-0.24116	-0.00319	577.9786
6.3	2.480089	0.592272	-0.5	0.216753	-0.241	-0.00341	681.269
8	2.38466	0.4886	-0.5	0.217056	-0.24074	-0.00215	1372.094
10	2.897874	0.420784	-0.5	0.217916	-0.2405	-0.00327	1127.677

جدول ۵. ضریبهای بهدست آمده برای رابطه کاهندگی طیفی در ۹ بسامد برای دادههای شتاب.



شکل ۱۰. منحنی سهتکه برازش شده با قید ریاضی داده شده برای یافتن ضریبهای رابطه کاهندگی برای (الف) دادههای سرعت و (ب) دادههای شتاب.



شکل ۱۱. مقدار باقی مانده (تفاضل بین مقدار نظری محاسبه شده از رابطه کاهندگی بهدست آمده و مقدار تجربی) برحسب فاصله رومرکزی برای داده های سرعت.



شکل ۱۲. مقدار باقیمانده (تفاضل بین مقدار نظری محاسبه شده از رابطه کاهندگی به دستآمده و مقدار تجربی) برحسب فاصله رومرکزی برای دادههای شتاب.

F(Htz)	a1(f)	a2(f)	b1	b2	b3	C(f)
1	0.00912	0	0	0.00799	0.010699	3.68E-05
2	0.009502	0	0	0.009048	0.01088	3.74E-05
2.5	0.018997	1.24E-16	0	0.018044	0.021798	7.54E-05
3.1	0.019381	1.24E-16	0	0.018572	0.021973	7.84E-05
4	0.019615	0	0	0.019276	0.022169	7.72E-05
5	0.018882	0	0	0.017429	0.0218	7.54E-05
6.3	0.019306	0	0	0.018656	0.02211	7.60E-05
8	0.019072	0	0	0.017932	0.021606	7.66E-05
10	0.019472	0	0	0.017963	0.022606	7.86E-05

جدول ۶. مقادیر خطای بهدست آمده برای رابطه کاهندگی طیفی در ۹ بسامد برای دادههای شتاب.

جدول ۳. میانگین تابع کیفیت موج برشی و لگاریتم آنها.

f	Qaverage	Ln(f)	Ln(Qave)
1	83.71188	0	4.426245
2	161.0294	0.69	5.085944
2.5	203.7417	0.91	5.324558
3.1	247.4484	1.13	5.519823
4	388.1825	1.38	5.969339
5	573.5189	1.60	6.359537
6.3	686.338	1.84	6.523957
8	1388.429	2.07	7.224094
10	1107.718	2.30	7.027915

۳ محاسبه میانگین تابع کیفیت موج برشی پس از بهدست آوردن مقادیر Q حاصل از داده های سرعت و شتاب، برای عرضه تابع کیفیت میانگین برای منطقه، از این مقادیر بهدست آمده در هر بسامد، میانگین گیری به عمل آمد (جدول ۴–۳). در نهایت با برازش خطی روی رابطه آمد (جدول ۴–۳). در نهایت با برازش خطی روی فریب های α و Ω بهدست آمد، در نتیجه تابع کیفیت موج برشی عرضه شده برای زاگرس به همراه خطای محاسبه آن بهصورت (1.25 ∓ 1.8) = Q بهدست آمد. مقادیر Q مربوط به سرعت وشتاب و مقدار میانگین آن به همراه خط برازش شده در شکل ۱۳ قابل مشاهده است. (())



شکل ۱۳. مقادیر Q مربوط به سرعت (سرخ) وشتاب (قهوهای) و مقدار میانگین آن (سبز) به همراه خط برازش شده روی دادههای میانگین.

سرعت نیز همانند دادههای شتاب، حدود ۱۸۰ کیلومتری یک شکستگی دیگر دیده می شود که می توان آن را ناشی از بازتابهای چندگانه در پنجره موج ۶ دانست (متقی و قدس، ۲۰۱۲). ضریب b₁ بر آورد شده از مقدار نظری ذکر شده برای آن کمتر محاسبه شده است. با توجه به تحقیقات مریوا و همکاران (۲۰۰۸) و مالاگینی و همکاران (۲۰۰۰، ۲۰۰۷) مقادیر گسترش هندسی در فاصلههای نزدیک از حالت نرمال گسترش هندسی تبعیت نمی کند و در مناطق گوناگون ضریبهای متفاوتی برآورد شده است به طوری که در تحقیق مربوا و همکاران (۲۰۰۸) مقدار ضریب گسترش هندسی ۰٬۷۴ برای فاصلههای زیر ۶۰ کیلومتر و ۰/۴۷– برای فاصلههای بیش از ۶۰ کیلومتر برآورد شده است. در تحقیقات گوناگون این مشاهده تاکنون بدون علت مانده و فقط در توجیه آن به وجود ساختارهای زمین شناسی و اثرات سامانمند به منزلهٔ علت محتمل اشاره شده است. در نهایت از روی ضریب (c(f)، فاکتور (Q(c) برای بسامدهای مورد نظر بهدست آمد و میانگین تابع کیفیت موج عرضی برای دادههای سرعت وشتاب در منطقه به همراه خطای آن، بهصورت محاسبه شد. مقدار فاکتور $Q = (81 \mp 1.2) f^{(1.25 \mp 0.02)}$ كيفيت بهدست آمده تأييد كننده لرزه خيزي زياد اين منطقه است. از این ضریبهای بهدست آمده می توان برای محیطهای زمینساختی مشابه استفاده کرد. کاهندگی زیاد و کمابیش یکنواخت در سرتاسر کمربند چین و رورانده

۴ نتیجه گیری

با عملی ساختن چندین تکرار مربوط به بهینهسازی تابع برازش شده برای یافتن ضریبهای رابطه کاهندگی طیفی مربوط به ۹۹۸ نگاشت، نقاط تغییر این ضریب ها 110, 200 کیلومتر در نظر گرفته شده است. درنهایت با به کارگیری روشهای معکوسسازی و الگوریتم برازش بهینهسازی غیر خطی بدون قید، مقادیر پارامترهای مجهول یعنی ضریبهای مرتبط با گسترش هندسی، در هر فاصله و ضريبهاي مربوط به فاكتور كيفيت امواج برشي وجملات بزرگا در هر بسامد خاص برای این ناحیه محاسبه شد؛ بهطوری که ضریب های گسترش هندسی میانگین برای $b_1 = -0.5, b_2 = 0.29., b_3 = دادههای شتاب در b_1 = -0.5, b_2 = 0.29.$ $b_1 = -0.5, b_2 = 0.35$ و دادههای سرعت در $b_2 = -0.35$ لحاظ شد. نتايج بەدست آمدە واقعى $0.21., b_3 = -0.24$ برای دو ضریب b2,b3 حاکی از تفاوت بهنسبت اندکشان در بسامدهای گوناگون است که تا حدودی فرض ثابت بودن این ضریبها را در بسامدهای گوناگون زیر سؤال میبرد. شکستگی مربوط به ۲۰۰ کیلومتری ممکن است ناشی از فازهای SmS و PmP باشد. همچنین باتوجه به منحنی های برازش شده دیده می شود که روند کاهشی دامنهها صرفا در دو نقطه تغییر نمی کند و می توان تعداد نقاط با تغییر روند کاهشی را افزایش داد. ازاین رو در ۳۰۰ کیلومتری نیز چنین شکستگی دیده می شود که ممکن است ناشی از فازهای PKiKP و SKiKS باشد. برای دادههای

R. and Helmberger, D., 1987, The effect of crustal structure on strong ground motion attenuation relations in eastern North America, Bull. Seism. Soc. Am., **77**, 520-539.

- Cleveland, W. S., 1979, Robust locally weighted regression and smoothing scatterplots, Jour. Am. Statist. Assoc., 75, 829-836.
- Kinoshita, S., 1994, Frequency-dependent attenuation of shear waves in the crust of the southern Kanto Area, Japan, Bull. Seismol. Soc. Am., 84, 1387-1396.
- Malagnini, L., Mayeda, K., Uhrhammer, R., Akinci, A. and Herrmann, R. B., 2007, A regional ground-motion excitation/attenuation model for the San Francisco region, Bull. seism. Soc. Am., 97(3), 843-862, doi:10.1785/0120060101.
- Malagnini, L., Herrmann, R. B. and Di Bona, M., 2000, Ground-motion scaling in the Apennines (Italy), Bull. seism. Soc. Am., **90**, 1062-1081.
- Martynov, V. G., Vernon, F. L., Mellors, R. J. and Pavlis, G. L., 1999, High-frequency attenuation in the crust and upper mantle of the northern Tien Shan, Bull. Seism. Soc. Am., 89, 215-238.
- Meirova, T., Hofstetter, H., Ben-Avraham, Z., Steinberg, D. M., Malagnini, L. and Akinci, A., 2008, Weak-motion-based attenuation relationships for Israel., Geophys. J. Int., 175,1127-1140.
- Motazedian, D., 2006, Region-specific key seismic parameters for earthquakes in northern Iran, Bull. Seism. Soc. Am., 96, 1383–1395, doi: 10.1785/0120050162.
- Sonley, E. and Atkinson, G., 2005, Empirical relationship between moment magnitude and nuttli magnitude for small magnitude earthquakes in southeastern Canada, Seismological Research Letters, **76**(6), 172-175.
- Ou, G. and Herrmann, R., 1990, A statistical model for peak ground motion from local to regional distances, Bull. Seism. Soc. Am., 80, 1397-1517.

زاگرس منطقی بهنظر میرسد. توزیع تقریبا یکنواخت روندهای ساختاری زمینساختی مانند گسلههای اصلی و چینخوردگیهای منطقه (بهغیر از منطقه بندرعباس، که در آن لایه نمک گچساران وجود ندارد درحالی که منطقه قشم این لایه تبخیری را در ستون چینهشناسی خود دارد) و همچنین لرزهخیزی زیاد کمربند چینخورده-رانده زاگرس، زنجیرهٔ رسوبی ضخیم تر و یکنواخت و جنس پی سنگی یکسان از عوامل توجیه کننده کاهندگی زیاد و یکنواخت امواج برشی در این منطقه است.

مراجع

- Atkinson, G. M., 2005, Empirical attenuation of ground-motion spectral amplitudes in southeastern Canada and the northeastern United States, Bull. Seism. Soc. Am., 95, 1079-1095.
- Burger, R., Somerville, P., Barker, J., Herrmann,