

برآورد پارامترهای سینماتیک چشمه و فاکتور کیفیت مستقل از بسامد امواج بُرشی با استفاده از شتاب‌نگاشت‌های زمین‌لرزه‌های اهر - ورزقان ۱۳۹۱

ندا معصومی نیا^۱، حبیب رحیمی^{۲*} و مهدی رضاپور^۳

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

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

^۳ دانشیار، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۹۲/۵/۲۷، پذیرش نهایی: ۹۲/۱۱/۱۵)

چکیده

در این تحقیق، شتاب‌نگاشت‌های جنبش نیرومند زمین، ثبت شده در طی دو زمین‌لرزه ۲۱ مرداد ۱۳۹۱ در ناحیه اهر - ورزقان به‌منظور برآورد پارامترهای چشمه و میرایی بخش بسامد بالای امواج بُرشی مورد استفاده قرار گرفت. پارامترهای چشمه از ۱۱۰ شتاب‌نگاشت سه مولفه‌ای مربوط به دو زمین‌لرزه با بزرگای گشتاوری ۶/۵ و ۶/۴ در فاصله کانونی ۲۲ تا ۲۰۶ کیلومتر به‌دست آمد. برای این منظور با استفاده از روش مدل‌سازی معکوس تعمیم‌یافته، فاکتور کیفیت امواج بُرشی و بسامد گوشه برای هر زمین‌لرزه و در ایستگاه‌های گوناگون برآورد شد. با مدل‌سازی وارون پیش‌گفته میانگین پارامترهای چشمه برآورده شده برای دو زمین‌لرزه به‌ترتیب برابر $M_{02} = 3/26E + 25, M_{01} = 1/04E + 26$ (dyn-cm)، $f_{c1} = 0/13$ Hz، $f_{c2} = 0/17$ ، $r_1 = 13/59$ km، $r_2 = 8/19$ ، $\Delta u_1 = 11/04$ cm، $\Delta \sigma_1 = 86/74$ bars، $\Delta u_2 = 5/39$ ، $T_{d1} = 9/13$ sec، $T_{d2} = 5/51$ به‌دست آمد و بزرگی گشتاور برابر $M_{w2} = 6/2$ ، $M_{w1} = 6/5$ برآورد شد که سازگاری خوبی با مقادیر به‌دست آمده از مدل‌سازی امواج دورلرزه که دانشگاه هاروارد گزارش کرده است، دارد. میانگین فاکتور کیفیت امواج بُرشی در بازه بسامدی ۰/۱ تا ۱۵ هرتز برای پوسته بالایی در محدوده ۷۱ تا ۵۶۱ محاسبه شد که برای ایستگاه‌ها در فواصل نزدیک دارای مقادیر کمتر (جذب بالا) و برای ایستگاه‌های دورتر مقادیر بزرگ‌تر (جذب کم) محاسبه شد که با جذب بسامد بالا در حوزه نزدیک به‌خوبی هم‌خوانی دارد. مقدار میانگین فاکتور کیفیت امواج بُرشی برای منطقه مورد بررسی، ۲۷۶ برآورد شد.

واژه‌های کلیدی: اهر - ورزقان، روش کمترین مربعات، امواج بُرشی، فاکتور کیفیت، پارامترهای چشمه

Estimation of the kinematic source parameters and frequency independent shear wave Quality factor from acceleration records of the Ahar-Varzagan earthquake 2012

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

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

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

³Associate Professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 18 Aug 2013, Accepted: 04 Feb 2014)

Summary

Two relatively large earthquakes on the 11th of August of 2012, struck the region of Varzagan and Ahar County, East Azerbaijan Province, NW Iran. The devastation caused by earthquakes in different regions and prediction of strong ground motions from large earthquakes has attracted the attention of seismologists to investigate the attenuation characteristics of the region and source characteristics of earthquakes to better understand the seismic hazards in different regions. Several recent and historical catastrophic earthquakes have destroyed different parts of East Azerbaijan Province. The seismic

E-mail: rahimih@ut.ac.ir

دورنگار: ۰۲۱-۸۸۶۳۰۴۷۹

تلفن: ۰۲۱-۶۱۱۸۲۴۰

*نگارنده رابط:

hazard map of Iran [published by the Building and Housing Research Center (BHRC)] shows that most of the cities in this Province are located within the high or very high relative risk areas. The quality of manmade constructions, especially in small villages and towns, is usually poor. Residences are generally built without considering seismic design regulations, so they are highly vulnerable and will collapse under shaking caused by even moderate earthquakes.

A displacement spectrum contains valuable information regarding the source and medium characteristics. The source spectrum of an earthquake can be approximated by the omega-square model (Brune, 1970), which has ω^2 decay of high frequencies above the corner frequency. The source displacement spectrum can be estimated from a displacement record after correcting with diminution function, which accounts for the geometrical spreading and anelastic attenuation. The anelastic attenuation of seismic waves is characterized by a dimensionless quantity called quality factor Q (Knopoff, 1964). So far a few studies have been carried out to understand the attenuation characteristics of the Iranian crust. Examples include the work by Nutlii (1980), Michell (1995) and Rahimi & Hamzehloo (2008). An analysis scheme for obtaining source parameters and quality factor Q using the generalized inversion has been presented in this paper. The work presented here is approximately based on the technique of Fletcher (1995) and Joshi (2006) that used inversion methods. In this paper, the Brune's source model (Brune, 1970) is used together with the propagation filter. This study uses the acceleration data of the Ahar-Varzagan main shock recorded by Building and Housing Research Center (BHRC) strong ground motion network. Our main objectives are: (i) to compute the source parameters of these earthquakes using the acceleration data, and (ii) to compute the frequency-independent shear wave quality factor in the recorded stations.

In this study to get shear wave quality factor and source parameter in the near field, we used the strong motion data of the two earthquakes. Source parameters are estimated from that are related to two events with moment magnitudes of 6.5 and 6.4 in the hypocentral distance range from 22 to 206 Km. In this approach the theoretical S-wave displacement spectra, conditioned by frequency-independent Q, was fitted with the observed displacement spectra. Therefore corner frequency, moment magnitude and frequency-independent Q for each record are estimated simultaneously and the error estimate is given as the root-mean-square over all the frequencies. The source terms estimated here are $M_{0_1} = 1.04E + 26$, $M_{0_2} = 3.26E+25(\text{dyn-cm})$, $f_{c_1} = 0.13$, $f_{c_2} = 0.17(\text{Hz})$, $r_1 = 13.59$, $r_2 = 8.19(\text{km})$, $\Delta\sigma_1 = 86.74$, $\Delta\sigma_2 = 32.02(\text{bar})$, $\Delta u_1 = 110.4$, $\Delta u_2 = 50.39(\text{cm})$, $T_{d_1} = 9.13$, $T_{d_2} = 5.51(\text{sec})$ and estimated moment magnitude ($M_{W_1} = 6.5, M_{W_2} = 6.2$) agree well with values obtained from teleseismic wave of Harvard University. Estimate of path-average crustal shear wave quality factors give a range of $Q = 71$ to 501 for frequency band of 0.01 to 15 Hz, that for near stations has a low value (high absorption) and for others at the further distance it has high value (low absorption), which shows good agreement with high-frequency absorption in near field. Independent estimates of Q at various stations give its average value of 276.

Keywords: Ahar-varzagan Earthquake, Source parameters, Quality factor, root-mean-square, Shear wave

۱ مقدمه

زاگرس در جنوب واقع شده است (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳). زمین ساخت فعال در این ناحیه همانند دیگر نقاط ایران ناشی از همگرایی مایل صفحه عربستان و اوراسیا

پهنه شمال غربی فلات ایران بخشی از کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا و ناحیه ای با تغییر شکل و لرزه خیزی زیاد است که بین دو کمربند تراستی قفقاز در شمال و کوه های

دارند. منطقه اهر - ورزقان از نظر لرزه‌زمین‌ساختی در بخش شمال غربی از ایالت پیش‌گفته واقع شده است. گروه تحقیقاتی دانشگاه هاروارد پارامترهای سازوکار کانونی گسل‌های مسبب این دو زمین‌لرزه را به صورت زیر گزارش کرده‌اند. برای این دو زمین‌لرزه، با استفاده از فازهای گوشته‌ای امواج ثبت شده و وارون‌سازی تانسور گشتاور برای رویداد اول به ترتیب برابر $\phi = 175$ ، $\delta = 81$ و $\lambda = 6$ درجه و از وارون‌سازی تانسور گشتاور امواج درونی دوره بلند برای رویداد دوم به ترتیب برابر $\phi = 10$ ، $\delta = 50$ و $\lambda = 36$ درجه گزارش شده است. گشتاور لرزه‌ای برآورد شده این گروه تحقیقاتی برای دو زمین‌لرزه برابر $M_{01} = 6/04 E + 25$ (dyn-cm) و $M_{02} = 4/24 E + 25$ است. موقعیت گسل‌ها به همراه توزیعی از رومرکز زمین‌لرزه‌های تاریخی (پیش از ۱۹۰۰) و دوره نخست دستگاهی (۱۹۰۰-۱۹۶۳) براساس گزارش آمبرسیس و ملویل (۱۹۸۲) مربوط به منطقه تبریز (شکل ۱) نشان می‌دهد که منطقه پیرامون چشمه‌های دو زمین‌لرزه اهر - ورزقان فاقد گسل‌های فعال شناخته شده و یا گسل با شکستگی سطحی است. با توجه به فراوانی رویدادها در شمال غرب ایران، تا پیش از وقوع این دو زمین‌لرزه، هیچ زمین‌لرزه‌ای با بزرگی بیش از ۴ در منطقه اهر - ورزقان دیده نشده است.

وقوع زلزله‌های نیرومند تا بزرگ در فلات ایران تاکنون باعث خسارات جانی و مالی زیادی شده است (زلزله طبس ۱۹۷۸؛ زلزله منجیل - رودبار ۱۹۹۰، زلزله بم ۲۰۰۳ و زلزله اخیر اهر - ورزقان ۲۰۱۲) که ضرورت برآورد خطر لرزه‌ای واقع‌بینانه و شبیه‌سازی سناریوهای لرزه‌ای واقع‌گرایانه و تحقیقات پایه‌ای به منظور کاهش دادن خسارات جانی و مالی را به هنگام وقوع زلزله آشکار می‌سازد. یکی از اهداف مهم دانش زلزله‌شناسی و زلزله‌شناسی مهندسی، بررسی پارامترهای دخیل در میزان خسارات وارده به مناطق زلزله‌خیز و سعی در شبیه‌سازی

است. شواهد زمین‌شناسی و حل سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها نشان از وجود دو گسلش امتدادلغز مزدوج و تراستی در این ناحیه است (جکسون، ۱۹۹۲). جکسون و مکنزی (۱۹۸۴) با استفاده از تانسور نرخ کرنش لرزه‌ای نشان دادند که در پهنه شمال غربی فلات ایران، همانند زاگرس بیشتر تغییر شکل‌ها به صورت غیرلرزه‌ای رخ می‌دهند. در این پهنه، گسل‌های شمال تبریز، ارومیه، ارس، تالش و سلطانیه تأثیرات مهمی در زمین‌ریخت منطقه داشته‌اند. حرکات این گسل‌ها، ترکیبی از حرکات امتدادلغز و اریب-نرمال است. از طرفی دیگر، توزیع کانونی زمین‌لرزه‌های محلی دارای روند کلی شمال‌غرب - جنوب‌شرق است که با گسل‌های اصلی در منطقه تطابق دارد (قیطانچی و همکاران، ۲۰۰۴).

گزارش‌های تاریخی و اطلاعات ثبت شده با دستگاه‌های لرزه‌نگاری و نیز شواهد زمین‌شناسی همگی نشان می‌دهند که شمال غرب ایران یکی از مناطق لرزه‌خیز خاورمیانه به شمار می‌آید (قیطانچی و همکاران، ۲۰۰۴). تاریخ زمین‌لرزه‌های مخرب در ایران نشانگر این است که شهر تبریز و نواحی اطراف آن چندین بار به طور کامل در اثر زمین‌لرزه‌های مخرب ویران شده و مجدداً مورد بازسازی قرار گرفته است. این امر تاییدی است بر اینکه ناحیه شمال غرب ایران و به خصوص تبریز و اطراف آن به لحاظ فعالیت زمین‌ساختی، یک منطقه کاملاً مستعد برای رویدادهای بزرگ به شمار می‌رود و این زمین‌لرزه‌های احتمالی در اثر فعالیت گسل‌های فعال این پهنه نظیر گسل شمال تبریز، گسل شمال میشو، گسل تسوج و گسل صوفیان و سایر گسل‌های موجود در این ناحیه قابل وقوع است.

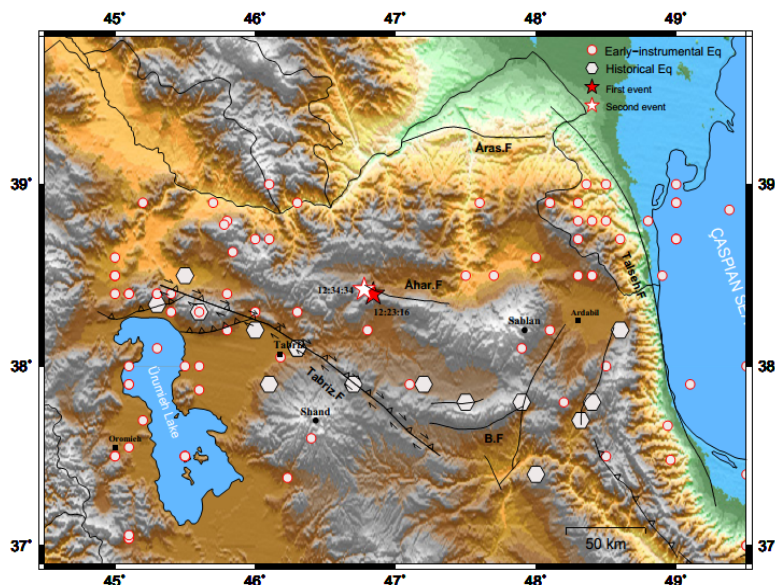
زمین‌لرزه‌های رویداده در ۲۱ مرداد سال ۱۳۹۱ به ترتیب با بزرگای گشتاوری $M_w = 6/5$ و $M_w = 6/4$ (CMT) در ناحیه اهر - ورزقان در منطقه آذربایجان شرقی، در ایالت لرزه‌زمین‌ساختی البرز - آذربایجان قرار

۶/۴ (CMT)، به ترتیب در ۴۸ و ۶۲ دستگاه شتاب‌نگار از دستگاه‌های شبکه شتاب‌نگاری مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن (BHRC) به ثبت رسیده‌اند. در شکل ۲ موقعیت رومرکز دو زمین‌لرزه و ایستگاه‌های شتاب‌نگارهای ثبت‌کننده این رویدادها نشان داده شده است. شتاب‌نگارهای پیش‌گفته از نوع SSA-2 با قدرت تفکیک ۱۲ bits هستند و دو مولفه افقی و یک مولفه قائم را با نرخ نمونه‌برداری ۲۰۰ نمونه بر ثانیه، شتاب آستانه ۱۰ gal و بسامد طبیعی ۵۰ Hz با پاسخ بسامدی هموار در بازه بسامدی ۵۰ Hz-۰/۱، ثبت می‌کنند. فاصله رومرکزی برای ایستگاه‌های ثبت‌کننده شتاب، ۲۲ تا ۲۰۶ کیلومتر با زاویه آزیموتی ۱۱/۰۴۳-۳۱۵/۵۲ درجه است. شرایط ساختگاهی بیشتر ایستگاه‌ها از سوی مرکز تحقیقات مسکن مشخص نشده است و لذا در این تحقیق از موج SH به علت اینکه کمتر از سایر مولفه‌ها تحت‌تاثیر ناهمگنی‌های پوسته قرار می‌گیرد استفاده شد. در این تحقیق از تاثیر پراکندگی و تقویت‌شدگی با اثرات زیر سایت‌های ایستگاه‌ها که در باند بسامدی محدودی موثر هستند، صرف‌نظر شده است.

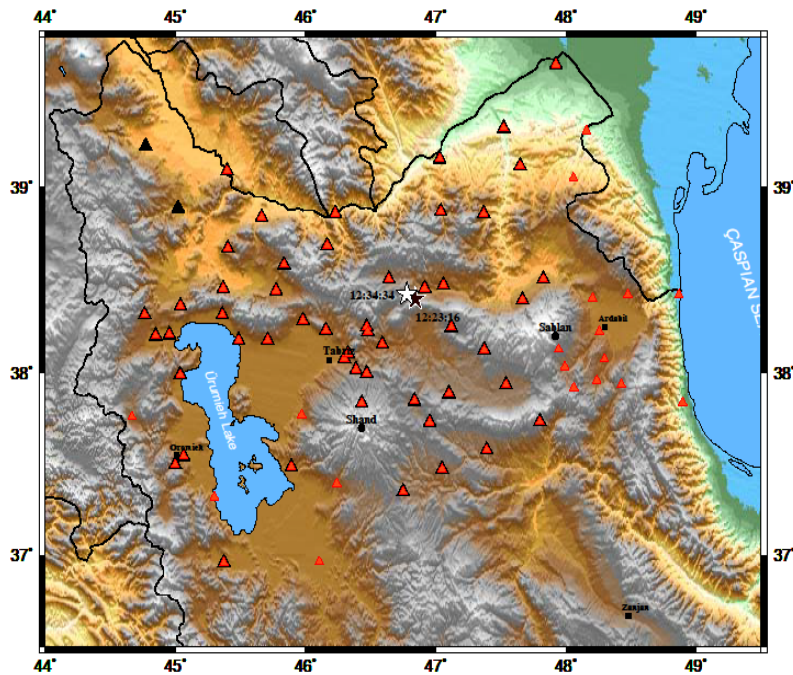
سناریوهای زلزله‌های محتمل به منظور طراحی و ساخت و ساز بهینه سازه‌ها و درنهایت کاهش دادن تلفات جانی و مالی است. در نبود داده‌های مناسب از زلزله‌های نزدیک، پیش‌بینی شدت و تغییرپذیری حرکات نیرومند زمین از زلزله‌های بزرگ آینده، به میزان توانایی ما در مدل‌سازی واقع‌بینانه مشخصه‌های چشمه‌ها، اثرات مسیر و ساختگاه و درنهایت شبیه‌سازی نحوه حرکات نیرومند زمین در مناطق مختلف بستگی دارد. در تحقیق حاضر با استفاده از داده‌های ثبت شده از دو زلزله منطقه اهر-ورزقان، پارامترهای موثر در شکل‌گیری حرکت نیرومند زمین اعم از اثرات چشمه و مسیر با استفاده از روش وارون‌سازی، که الگو گرفته شده از روش به کار رفته جوشی (۲۰۰۶) است، برآورد شده که علاوه بر کاربرد این پارامترها در شبیه‌سازی زلزله‌های بزرگ رخ داده در منطقه، ابزار لازم برای سناریوهای گوناگون شبیه‌سازی در منطقه هستند.

۲ پردازش داده

دو رویداد اصلی اهر-ورزقان با بزرگای گشتاوری ۶/۵ و



شکل ۱. نقشه لرزه‌خیزی منطقه. علامت هشت‌ضلعی و مربع به ترتیب زمین‌لرزه‌های دستگاهی رخ داده در بازه زمانی ۱۹۰۰-۱۹۶۳ و زمین‌لرزه‌های تاریخی را نشان می‌دهند. خطوط پُررنگ مشکی گسل‌های اصلی منطقه را نشان می‌دهد و گسل اهر برگرفته از میرزایی و همکاران (۱۹۹۹) است. رومرکز زمین‌لرزه اول و دوم به ترتیب با ستاره سرخ و سفید نشان داده شده است.



شکل ۲. رومرکز زمین‌لرزه‌ها و ایستگاه‌های شتاب‌نگاری مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن در منطقه اهر-ورزقان؛ ستاره‌های سیاه و سفید به ترتیب رویداد اول و دوم و مثلث‌های سیاه، سرخ و سرخ با کادر سیاه مربوط ایستگاه‌هایی هستند که، به ترتیب رویداد اول، دوم و هردو رویداد را ثبت کرده‌اند.

از فیلتر باترورت باند گذر مرتبه ۴ در باند بسامدی ۰/۰۱ تا ۲۵ هرتز برای حذف انرژی امواج سطحی فیلتر شد تا سری زمانی $b(n)$ حاصل شود و سپس پوش شتاب از رابطه (۱) محاسبه شد.

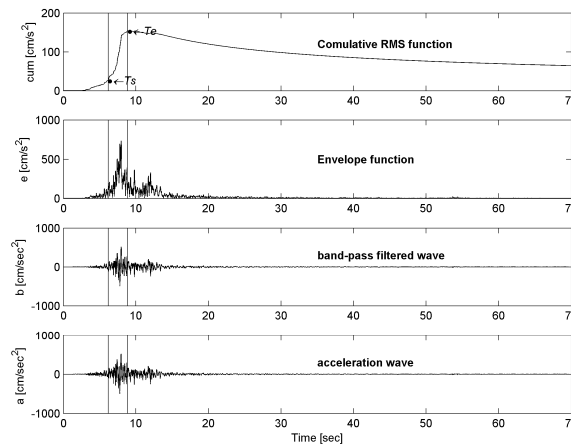
$$e(n) = [b(n)^2 + H^2\{b(n)\}]^{0.5}, \quad (1)$$

که در آن، $H\{b(n)\}$ تبدیل هیلبرت سری زمانی $b(n)$ است. مقدار $e(n)$ با ورود فاز مستقیم موج بُرشی افزایش می‌یابد و در انتهای آن کاهش پیدا می‌کند؛ در نهایت انتهای موج بُرشی از تابع ریشه میانگین مجموع مربعات افزایشی از $e(n)$ به صورت رابطه (۲) به دست می‌آید.

$$c(n) = [I^{-1} \sum_{n=l}^l e(n)^2]^{0.5}, \quad (2)$$

که در شکل ۳ نمودار مولفه مماسی سری‌های زمان $b(n)$ ، $e(n)$ و $c(n)$ برای شتاب‌نگاشت ایستگاه ورزقان برای نمونه آورده شده است. انتهای موج بُرشی روی محور زمان جایی است که $c(n)$ شروع به کاهش می‌کند.

برای به دست آوردن امواج SH و SV باید مولفه‌های شعاعی و تقاطعی برآورد شود. بدین منظور مولفه‌های L و T شتاب‌نگاشت‌ها در هر ایستگاه و برای هر رویداد، نسبت به آزیموت مولفه L چرخانده شد تا دو مولفه شمالی - جنوبی و شرقی - غربی محاسبه شود. در مرحله بعد مولفه‌های شمالی - جنوبی و شرقی - غربی حاصل از چرخش اول، در جهت بک آزیموت (Back-azimuth) با توجه به رومرکز گزارش شده موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران چرخانده شدند تا مولفه‌های شعاعی و تقاطعی برآورده شود. به منظور محاسبه چگالی طیفی موج مستقیم SH، پنجره‌ای زمانی به طول T_d روی قسمت مستقیم موج بُرشی به روی مولفه تقاطعی جدا شد به طوری که ابتدای موج بُرشی، T_s به صورت به صورت چشمی و انتهای موج بُرشی، T_e از روش عرضه شده کینوشیتا (۱۹۹۴) تعیین شده است. طبق الگوریتم کینوشیتا (۱۹۹۴) به منظور به دست آوردن انتهای موج بُرشی، مولفه مماسی با استفاده



شکل ۳. مثالی از انتخاب پنجره موج بُرشی مستقیم با استفاده از الگوریتم کینوشیتا (۱۹۹۴) برای رویداد دوم رخ داده در ۲۱ مرداد ۱۳۹۲، ثبت شده در ایستگاه ورزقان. T_e و T_s به ترتیب زمان شروع و انتهای پنجره موج بُرشی مستقیم را نشان می‌دهد.

اثر سطح آزاد و PRTITN فاکتور کاهش است که تقسیم انرژی در دو مولفه افقی ($PRTITN=1/\sqrt{2}$) را در بر می‌گیرد. ρ و β به ترتیب چگالی و سرعت موج بُرشی هستند. بر مبنای کار اکی (۱۹۶۷) و برون (۱۹۷۰) طیف چشمه S به صورت رابطه (۵) تعریف می‌شود:

$$S(\omega, \omega_c) = \frac{\omega^2}{1 + (\omega/\omega_c)^2} \quad (5)$$

که در اینجا، ω_c بسامد گوشه و مدل طیف در معادله (۵)، توان ۲ بسامد زاویه‌ای (ω^2) است. $P(\omega, \omega_m)$ در معادله (۳) فیلتر پایین‌گذر است و این جمله مربوط به مشاهداتی است که طیف شتاب آنها، افت شدید با افزایش بسامد را نشان می‌دهد. پایا جرجیو و اکی (۱۹۸۳) نسبت به پردازش چشمه، و هانکس (۱۹۸۲) نسبت به میرایی نزدیک سایت ثبت کننده، ω_m را توصیف کرده‌اند. شکل فیلتر پایین‌گذر، P، به صورت رابطه (۶) توصیف می‌شود (بور، ۱۹۸۳):

$$P(\omega, \omega_m) = [1 + (\omega/\omega_m)^{2s}]^{-1/2} \quad (6)$$

که در آن، پارامتر s میزان افت در بسامدهای زیاد را کنترل می‌کند. در معادله (۳) میرایی کل مسیر در عبارت نمایی و در پارامتر Q آورده شده است. تابع گسترش هندسی در معادله (۳) در توانی از جمله $1/R$ حساب

بعد از جدا کردن پنجره موج بُرشی امواج SH با استفاده از تبدیل فوریه سریع، طیف دامنه امواج بُرشی بعد از اعمال تیپرکساین ۱۰٪ روی پنجره پیش‌گفته به منظور کاهش تاثیر پنجره‌بندی محاسبه شد که در آن از طیف دامنه‌های پیش‌گفته به همراه سایر اطلاعات موردنیاز برای برآورد پارامترهای چشمه و فاکتور کیفیت امواج بُرشی استفاده شد.

۳ تحلیل روش

در این تحقیق در طی فرایند وارون‌سازی گشتاور لرزه‌ای، فاکتور کیفیت مستقل از بسامد و بسامد گوشه برای هر شتاب‌نگاشت ثبت شده از زمین‌لرزه اهر- ورزقان به دست آمد. طیف شتاب امواج بُرشی در فاصله R از گسل با گشتاور لرزه‌ای M_0 به صورت رابطه (۳) تعریف می‌شود (بور، ۱۹۸۳):

$$A(\omega) = CM_0 S(\omega, \omega_c) P(\omega, \omega_m) \frac{e^{-\omega R/2Q\beta}}{R}, \quad (3)$$

که در آن، C پارامتری ثابت و معادل با رابطه (۴) است (بور، ۱۹۸۳):

$$C = \frac{R_{\theta\phi} \cdot FS \cdot PTTITN}{4\pi\rho\beta^3} \quad (4)$$

که در آن، $R_{\theta\phi}$ الگوی تابشی، FS تقویت دامنه به علت

$$\ln P(\omega_i) \quad (12)$$

معادله (۱۲) را می‌توان به شکل ماتریسی و به صورت زیر نوشت.

$$\begin{bmatrix} 1 & -\pi f_1 \\ 1 & -\pi f_2 \\ 1 & -\pi f_3 \\ \vdots & \vdots \\ 1 & -\pi f_n \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \ln M_0 \\ t^* \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} K(f_1) \\ K(f_2) \\ \vdots \\ K(f_n) \end{bmatrix} \quad (13)$$

بدین ترتیب برای هر شتاب‌نگاشت ثبت شده از هر زلزله رابطه‌های ماتریسی به شکل ۱۳ تشکیل و منجر به شکل ماتریسی به صورت رابطه ۱۴ شد که در روش‌های وارون‌سازی خطی از آن استفاده می‌شود.

$$Gm = d \quad (14)$$

که m ماتریس مدل و شامل پارامترهای مدل، و d ماتریس داده‌ها که شامل مولفه‌های طیفی است. برای به‌دست آوردن پارامترهای مدل، بایستی ماتریس مستطیلی G به صورت یک ماتریس وارون‌پذیر تبدیل شود، برای این منظور ماتریس G در ترانهاده خودش ضرب می‌شود. در این صورت با استفاده از روش‌های وارون‌سازی خطی، پارامترهای مدل به صورت زیر محاسبه می‌شود.

$$m = (G^T G)^{-1} G^T d \quad (15)$$

برای حل دستگاه معادلات ۱۵ از روش وارون‌سازی کمترین مربعات استفاده شده است. برای این منظور با جست‌وجو روی مقادیر بسامد گوشه در یک محدوده قابل انتظار ۱۰-۰/۰۱ و با گام‌های ۰/۰۱ هر تتر و به کارگیری فرایند وارون‌سازی در هر گام پارامترهای مجهول t^* و M_0 برآورد شد که با جای‌گذاری مقادیر t^* و M_0 در معادله (۸) طیف دامنه نظری برای هر شتاب‌نگاشت محاسبه شد. با محاسبه کمترین خطای مجذور ریشه مربعات طیف دامنه نظری و مشاهده‌ای در هر گام و برآورد تفاوت این دو طیف و با اتمام روند تکرار روی بسامد گوشه، مقادیر مجهول شامل گشتاور لرزه‌ای، بسامد گوشه و فاکتور کیفیت برای هر شتاب‌نگاشت برآورد شد.

می‌شود، که به صورت رابطه (۷) محاسبه می‌شود (هرمن و کیجکو، ۱۹۸۰):

$$\frac{1}{R} = \begin{cases} \frac{1}{R} & R < R_0 \\ \left(\frac{1}{RR_0}\right)^{0.5} & R \geq R_0 \end{cases} \quad (7)$$

که در آن، R_0 دو برابر عمق موهو (تقی‌زاده- فرهمند و صدودی، ۲۰۱۰)، است که بنابر منطقه مورد بررسی ۹۱ کیلومتر در نظر گرفته می‌شود. پارامتر $t^* = R/Q\beta$ که با استفاده از مقدار میانگین‌گیری شده Q در مسیر طی شده با شکل موج، تعریف می‌شود (لی و والانس، ۱۹۹۵) و گشتاور لرزه‌ای در رابطه (۳) درحکم مقادیر مجهول است. با گرفتن لگاریتم طبیعی از دو طرف معادله (۳) خواهیم داشت:

$$\ln A(\omega) = \ln C + \ln M_0 + \ln S - \ln R + \ln P - \pi t^* f \quad (8)$$

با قرار دادن مقدار اولیه ۰/۰۱ برای بسامد گوشه، بسامد گوشه در طی جست‌وجوی شبکه با گام‌های ۰/۰۱ $\Delta f_c = 0.01$ با به‌دست آوردن کمترین مربعات محاسبه شد. دو پارامتر فاکتور کیفیت و گشتاور لرزه‌ای نیز در طی وارون‌سازی با به‌دست آوردن کمترین مربعات، به‌دست آمدند. در وارون‌سازی به روش کمترین مربعات عبارت زیر کمینه می‌شود:

$$\chi^2 = [A(f) - S(f)]^2 \quad (9)$$

که در آن، $S(f)$ ، طیف چشمه (بور، ۱۹۸۳) است. به‌منظور شکل‌دهی ماتریسی به معادلات، رابطه (۸) به صورت زیر بازنویسی شد.

$$\ln M_0 - \pi t^* f = \ln A(\omega) - \ln C - \ln S + \ln R - \ln P \quad (10)$$

رابطه (۱۰) به مجموعه‌ای از معادلات برای بسامدهای f_i ، $i = 1, 2, \dots, n$ تبدیل می‌شود که n طول بردار بسامد حاصل از تبدیل فوریه است.

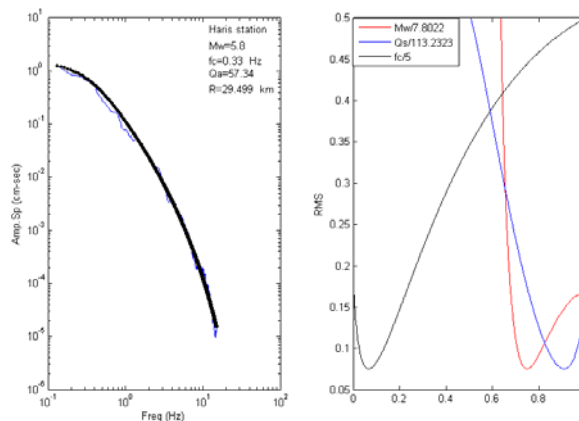
$$\ln M_0 - \pi t^* f_i = K(f_i) \quad (11)$$

$$K(f_i) = \ln A(\omega_i) - \ln C - \ln S(\omega_i) + \ln R -$$

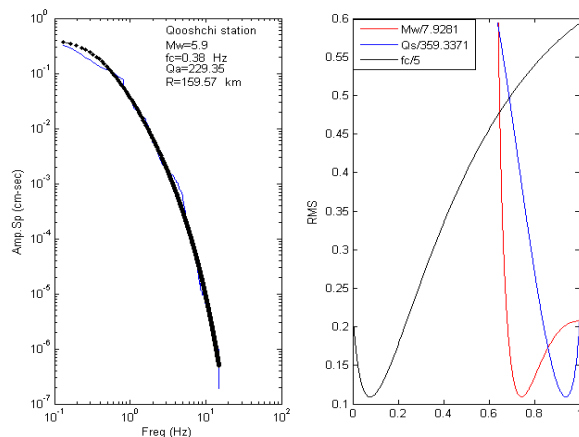
۴ بحث

بر اساس مدل چشمه برون (۱۹۷۰) منطبق شده است، به همراه مقدار تفاوت (خطای) بین موارد نظری و مشاهده‌ای برای پارامترهای بسامد گوشه، بزرگی گشتاور و Q میانگین مسیر از معادله (۳) نشان داده شده است. برای دو زمین‌لرزه اهر - ورزقان مقادیر گشتاور لرزه‌ای، بسامد گوشه و فاکتور کیفیت امواج بُرشی برای همه شتاب‌نگاشت‌هایی که میزان خطای RMS بین طیف نظری و مشاهده‌ای بعد از وارون‌سازی کمتر از ۰/۱ بودند در جدول‌های ۱ و ۲ آورده شده است.

در این تحقیق برای دو زمین‌لرزه اهر - ورزقان و با استفاده از محتوای بسامدی امواج SH، بسامد گوشه، گشتاور لرزه‌ای و Q مستقل از بسامد برای هر شتاب‌نگاشت با استفاده از روش وارون‌سازی تعمیم یافته به‌طور هم‌زمان برآورد شد. در شکل‌های ۴ و ۵ مثال‌هایی از دو شتاب‌نگاشت و نحوه برآورد سه پارامتر پیش‌گفته عرضه شده است. برای ایستگاه‌های هریس و قوشچی که در آن طیف جابه‌جایی مشاهده‌ای به طیف جابه‌جایی نظری



شکل ۴. مثالی از الگوریتم اجرا شده برای رویداد اول در ایستگاه هریس در فاصله ۲۹/۵ کیلومتری از کانون زمین‌لرزه. طیف جابه‌جایی و مدل چشمه برون (۱۹۷۰) برای طیف جابه‌جایی موج بُرشی به‌دست آمده از طیف شتاب مولفه SH در سمت چپ (رنگ مشکی نشان‌دهنده طیف نظری و رنگ آبی نشانگر طیف مشاهده‌ای است) و مقادیر تفاوت (خطای) بین مدل نظری و مشاهده‌ای برای پارامترهای بزرگای گشتاور، فاکتور کیفیت میانگین مسیر و بسامد گوشه از معادله (۹) در سمت راست نشان داده شده است.



شکل ۵. مثالی از الگوریتم اجرا شده برای رویداد دوم در ایستگاه قوشچی در فاصله ۱۵۹/۶ کیلومتری از کانون زمین‌لرزه. طیف جابه‌جایی و مدل چشمه برون (۱۹۷۰) برای طیف جابه‌جایی موج بُرشی به‌دست آمده از طیف شتاب مولفه SH در سمت چپ (رنگ مشکی نشان‌دهنده طیف نظری و رنگ آبی نشانگر طیف مشاهده‌ای است) و مقادیر تفاوت (خطای) بین مدل نظری و مشاهده‌ای برای پارامترهای بزرگای گشتاور، فاکتور کیفیت میانگین مسیر و بسامد گوشه از معادله (۹) در سمت راست نشان داده شده است.

جدول ۱. برآوردی از پارامترهای چشمه، فاکتور کیفیت میانگین مسیر امواج بُرشی و خطای جذرمیانگین مربعات برای هر شتاب‌نگاشت از رویداد اول.

ایستگاه	Q_s	f_c (Hz)	M_w	M_0 (dyn-cm)	r (km)	$\Delta\sigma$ (bar)	Δu (cm)	TdB (sec)	TdH (sec)	Hyp (km)	RMS
Ajab Shir	289	0.57	5.67	4.06E+24	2.29	149	72.05	1.54	1.75	131.47	0.10
Boran-e-olya	304	0.04	6.91	2.95E+26	32.59	4	25.82	21.91	25.00	117.84	0.09
Haris	103	0.33	5.85	7.51E+24	3.95	53	44.67	2.66	3.03	29.49	0.08
Hashtrood	225	0.06	6.68	1.32E+26	21.72	6	25.92	14.60	16.67	104.35	0.08
Lahrood	416	0.05	6.74	1.62E+26	26.07	4	22.11	17.53	20.00	86.52	0.09
Marand	246	0.12	6.33	4.03E+25	10.86	14	31.69	7.30	8.33	93.18	0.07
Qooshchi	370	0.06	6.77	1.84E+26	21.72	8	36.20	14.60	16.67	164.28	0.07
Sarab	280	0.12	6.17	2.27E+25	10.86	8	17.85	7.30	8.33	79.98	0.09
Shabestar	236	0.21	6.36	4.40E+25	6.21	81	105.99	4.17	4.76	102.03	0.08
Tabriz 4	134	0.05	6.99	3.87E+26	26.07	10	52.85	17.53	20.00	59.43	0.05
Tabriz 5	123	0.09	6.73	1.57E+26	14.48	23	69.44	9.74	11.11	55.79	0.08
Tasooj	269	0.13	6.63	1.12E+26	10.03	49	103.15	6.74	7.69	129.48	0.10
Varzaqan	71	0.28	6.72	1.51E+26	4.66	657	648.74	3.13	3.57	21.30	0.09
Zenooz	276	0.14	6.31	3.67E+25	9.31	20	39.32	6.26	7.14	90.13	0.07

جدول ۲. برآوردی از پارامترهای چشمه، فاکتور کیفیت میانگین مسیر امواج بُرشی و خطای جذرمیانگین مربعات برای هر شتاب‌نگاشت از رویداد دوم.

ایستگاه	Q_s	f_c (Hz)	M_w	M_0 (dyn-cm)	r (km)	$\Delta\sigma$ (bar)	Δu (cm)	TdB (sec)	TdH (sec)	Hyp (km)	RMS
Astara	399	0.08	6.59	9.73E+25	16.29	9.84	34.01	10.95	12.50	182.24	0.08
Avin	276	0.18	6.36	4.36E+25	7.24	50.21	77.13	4.87	5.56	118.05	0.06
Azarshahr	237	0.25	6.09	1.74E+25	5.21	53.84	59.54	3.51	4.00	101.43	0.02
Basmanj	145	0.15	6.29	3.51E+25	8.69	23.38	43.10	5.84	6.67	54.68	0.07
Boran-e-olya	300	0.19	6.04	1.47E+25	6.86	19.87	28.91	4.61	5.26	118.31	0.04
Eslam-Abad	561	0.10	6.36	4.37E+25	13.03	8.64	23.89	8.76	10.00	107.16	0.09
Germi	470	0.13	6.20	2.59E+25	10.03	11.22	23.86	6.74	7.69	130.98	0.05
Haris	118	0.26	6.27	3.2E+25	5.01	111.14	118.19	3.37	3.85	35.80	0.06
Hashtrood	254	0.13	6.40	5.13E+25	10.03	22.27	47.36	6.74	7.69	108.31	0.09
Koraieem	376	0.14	6.11	1.9E+25	9.31	10.28	20.30	6.26	7.14	137.80	0.09
Lahrood	491	0.05	6.89	2.72E+26	26.07	6.72	37.15	17.53	20.00	91.78	0.09
Marand	225	0.12	6.37	4.62E+25	10.86	15.77	36.33	7.30	8.33	87.39	0.06
Nazarkahrizi	284	0.11	6.47	6.42E+25	11.85	16.88	42.42	7.97	9.09	119.56	0.04
Nir	442	0.06	6.63	1.12E+26	21.72	4.76	21.95	14.60	16.67	114.85	0.08
Shabestar	207	0.22	6.26	3.09E+25	5.92	65.08	81.79	3.98	4.55	97.31	0.10
Tabriz 4	135	0.44	5.91	9.51E+24	2.96	159.95	100.51	1.99	2.27	56.91	0.08
Tabriz 6	163	0.25	5.91	9.42E+24	5.21	29.08	32.17	3.51	4.00	56.68	0.06
Tasooj	263	0.23	6.16	2.24E+25	5.67	53.89	64.79	3.81	4.35	124.06	0.07
Varzaqan	58	0.68	6.03	1.41E+25	1.92	877.94	356.97	1.29	1.47	15.01	0.06
Yekan Kahriz	270	0.22	6.03	1.43E+25	5.92	30.15	37.90	3.98	4.55	122.60	0.08
Zanjireh	255	0.44	5.84	7.26E+24	2.96	122.23	76.81	1.99	2.27	122.94	0.06
Zenooz	243	0.18	6.23	2.85E+25	7.24	32.80	50.38	4.87	5.56	83.96	0.08

ایستگاه‌ها برای رویداد اول و دوم به ترتیب برابر (bar) ۸۷ و ۳۲ برآورد شد. طبق این مدل میانگین لغزش از رابطه (۱۸) با جای‌گذاری سختی میانگین (dyn/cm) ۱۱+ $\mu = ۳/۴۳E$ ، برابر (cm) ۱۱۰ برای رویداد اول (cm) ۵۰ سانتی‌متر برای رویداد دوم برآورد شد:

$$\Delta u = \frac{M_0}{\mu r^2} \quad (18)$$

که μ از رابطه، $\mu = \beta^2 \rho$ ، با جای‌گذاری ρ منطقه برابر (gr/cm^3) ۲/۸ و β برابر (km/s) ۳/۴ (تقی‌زاده-فرهمند و صدودی، ۲۰۱۰) به دست آمد. مقدار لغزش میانگین برای هر ایستگاه محاسبه و نتایج آن در جدول‌های ۱ و ۲ آمده است. در مدل برون فرض بر این است که جابه‌جایی دایره‌ای و انتشار دوسویه است، که در آن مدت‌زمان چشمه معادل $T_d = \frac{r}{v_r}$ تعریف می‌شود. در این رابطه r شعاع چشمه و v_r سرعت شکست است، با فرض $v_r = 0.85\beta$ ، مدت‌زمان چشمه $T_{d1} = 9/13$ (sec) و $T_{d2} = 5/51$ برآورد شد. برآورد واقعی‌تر از رابطه مدت‌زمان چشمه بنابر رابطه $T_d = \frac{2r}{v_r}$ برابر (sec) ۱۸/۲۶ و ۱۱/۰۲ محاسبه شد که در توافق خوبی با رابطه $T_d = \frac{1}{f_c}$ (هانکس و مگ‌گایر، ۱۹۸۱) است. این رابطه مقدار، $T_{d1} = 10/41$ (sec) ثانیه و $T_{d2} = 6/31$ را به‌منزله برآوردی برای مدت‌زمان چشمه می‌دهد.

در طی فرایند وارون‌سازی، مقدار میانگین فاکتور کیفیت موج بُرشی در بازه بسامدی (Hz) ۱۵ - ۰/۰۱ برای هر شتاب‌نگاشت ثبت شده محاسبه شد. مقادیر Q برآورد شده در بازه ۷۰ تا ۵۶۱ قرار دارند و با افزایش فاصله مقدار Q افزایش می‌یابند این روند در شکل ۶ نشان داده شده است. با توجه به این شکل، تغییر فاکتور کیفیت میانگین مسیر با فاصله کانونی از رابطه $Q = 3.7814R - 4.7698$ پیروی می‌کند که با آنچه از افزایش مقدار Q با افزایش عمق در پوسته می‌توان انتظار داشت، هم‌خوانی دارد. پرتوهای که به ایستگاه‌ها در فواصل دورتر می‌رسند،

با استفاده از این پارامترهای برآورد شده که طبق مدل‌سازی با استفاده از مدل برون (۱۹۷۰) محاسبه شده است و طبق مدل عرضه شده برون (۱۹۷۰) چشمه مسبب زمین‌لرزه به‌صورت دایره‌ای فرض می‌شود که شعاع آن وابسته به بسامد گوشه است. لذا با استفاده از بسامد گوشه برآورد شده، شعاع چشمه جابه‌جایی، r_0 ، از رابطه $r_0 = \frac{2.34\beta}{2\pi f_c}$ ، با قرار دادن $\beta = 3/4$ (km/s) (تقی‌زاده فرهمند و صدودی، ۲۰۱۰)، برای میانگین سرعت موج بُرشی در پوسته برآورد شد و مقدار آن برای همه ایستگاه‌ها در جدول ۱ و ۲ به ترتیب برای زمین‌لرزه‌های اول و دوم آورده شده است. مقدار میانگین شعاع چشمه برآورد شده برای دو زمین‌لرزه اهر- ورزقان براساس این مدل چشمه، $r_{01} = 13/6$ (km) و $r_{02} = 8/2$ برآورد شد. میانگین گشتاور لرزه‌ای برای ۴۸ سایت رویداد اول (dyn-cm) ۲۶ $M_{01} = 1/04 E +$ برای ۶۲ سایت رویداد دوم (dyn-cm) $M_{02} = 3/26 E + 25$ سایت در جدول ۱ و ۲ آورده شده است. با استفاده از رابطه هانکس و کاناموری (۱۹۷۹):

$$M_w = 2/3 \log M_0 - 10.7 \quad (16)$$

مقدار بزرگی گشتاور برای رویداد اول $M_{w1} = 6/54$ و رویداد دوم $M_{w2} = 6/24$ برآورد شد. پارامترهای گشتاور لرزه‌ای و بزرگی گشتاور محاسبه شده از پردازش و تحلیل داده‌های جنبش نیرومند زمین به‌طور قابل ملاحظه‌ای در توافق با نتایج به دست آمده از دانشگاه هاروارد (CMT) و موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IRSC) هستند (جدول ۳).

طبق رابطه برون (۱۹۷۱)، افت تنش ناشی از یک زمین‌لرزه با استفاده از رابطه (۱۷) قابل محاسبه است.

$$\Delta \sigma = \frac{7M_0}{16r^3} \quad (17)$$

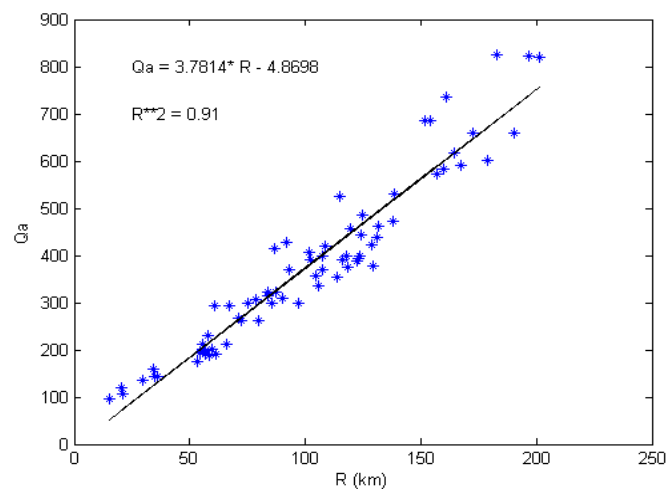
که در آن، r شعاع چشمه است. نتایج برای هر ایستگاه در جدول‌های ۱ و ۲ آمد و مقدار میانگین این پارامتر در کل

وابسته به بسامد گزارش شده است که به شکل روابط ریاضی قابل مقایسه با مقادیر برآورد شده در این تحقیق نیستند. با این حال رحیمی و همکاران (۲۰۱۰) رابطه بسامدی $Q=87f^{1.03}$ را برای پهنه شمالی ایران برآورد کردند که مقادیر برآورد شده در تحقیق حاضر، در بازه بسامدی ۰/۱ تا ۱۵ هرتز، با بررسی پیش گفته همخوانی دارد.

اعماق بیشتری را نمونه برداری می کنند و لذا می توان انتظار داشت که میرایی وابسته به فاصله کانونی باشد، به طوری که سایت هایی که در فواصل رومرکزی بزرگ تری قرار گرفته اند Q بزرگ تری از آنهایی دارند که در فواصل کوچک تر قرار گرفته اند. در پهنه فلات ایران تحقیقات گوناگونی برای برآورد فاکتور کیفیت صورت گرفته و در این تحقیقات، روابطی

جدول ۳. پارامترهای زمین لرزه اهر- ورزقان ۲۱ مرداد ۱۳۹۱.

منبع	حل صفحه گسل	بزرگی گشتاور گشتاور لرزه ای	مکان رومرکز- زمان وقوع عمق کانونی
رویداد اول	strike = ۱۷۳ dip = ۶۱ rake = -۴	$M_w = ۶/۵$ $M_0 = ۶/۳۴ E + ۲۵ \text{ dyn-cm}$	۲۰۱۲/۰۸/۱۱ ۱۲:۲۳:۱۵ ۳۸/۸۳ ۴۶/۸۱ ۹
	strike = ۱۷۵ dip = ۸۱ rake = ۶	$M_w = ۶/۵$ $M_0 = ۶/۰۴ E + ۲۵ \text{ dyn-cm}$	۲۰۱۲/۰۸/۱۱ ۱۲:۲۳:۲۰ ۳۸/۳۱ ۴۶/۸۰ ۱۵
رویداد دوم	strike = ۷ dip = ۵۷ rake = ۲۱	$M_w = ۶/۳$ $M_0 = ۳/۸۳ E + ۲۵ \text{ dyn-cm}$	۲۰۱۲/۰۸/۱۱ ۱۲:۳۴:۳۳ ۳۸/۴۶ ۴۶/۸۴ ۴
	strike = ۱۰ dip = ۵۰ rake = ۳۶	$M_w = ۶/۴$ $M_0 = ۴/۲۴ E + ۲۵ \text{ dyn-cm}$	۲۰۱۲/۰۸/۱۱ ۱۲:۳۴:۳۹ ۳۸/۳۵ ۴۶/۷۸ ۱۹/۲



شکل ۶. تغییرات فاکتور کیفیت میانگین مسیر امواج بُرشی با فاصله کانونی.

- Iran, revealed from local seismic network, *Geoscience. J.*, **49**(50), 104-111.
- Hanks, T. C., 1982, f_{max} , *Bull Seism Soc. Am.*, **72**, 1867-1879.
- Hanks, T. C. and Kanamori, H., 1979, A moment magnitude scale, *J. Geophys. Res.*, **84**, 2348-2350.
- Hanks, T. C. and McGuire, R. K., 1981, the character of high-frequency strong ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**, 2071-2095.
- Herrmann, R. B. and Kijko, A., 1980, Short-period Lg magnitudes: Instrument, attenuation, and source effects, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 1835-1850.
- Hessami, K., Pantosti, D., Tabassi, H., Shabanian, E., Abbasi, M. R., Feghhi, K. and Solaymani, S., 2003, Paleoearthquakes and slip rates of the North Tabriz Fault, NW Iran: preliminary results, *Ann Geophys* **46**, 903-915.
- Jackson, J., 1992, Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in Eastern Turkey and the Caucasus, *J. Geophys. Res.*, **97**, 12471-12479.
- Jackson, J. and McKenzie, D., 1984, Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, **77**, 185-264.
- Joshi, A., 2006, Analysis of strong motion data of the Uttarkashi earthquake of 20th October 1991 and the Chamoli earthquake mid crustal Q value and source parameters, *ISCT Journal of Earthquake Technology*, **468**(43), (1-2), 11-29.
- Kinoshita, S., 1994, Frequency-dependent attenuation of shear wave in the crust of the southern kanto area, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **59**, 1387-1396.
- Knopoff, L., 1964, Q, *Reviews of Geophysics*, **2**(4), 625-660.
- Lay, T. and Wallace, T.C., 1995, *Modern global seismology*; Academic Press.
- Mirzaei, N., Gao, M. and Chen, Y., 1999, Delineation of potential seismic sources for seismic zoning of Iran, *Journal of Seismology*, **3**, 17-30.
- Mitchell, B. J., 1995, Anelastic structure and evolution of continental crust and upper mantle from seismic surface wave inversion, *Rev. Geophys*, **33**, 441-462.
- Nutli, O. W., 1980, the excitation and attenuation of seismic crustal phases in Iran, *Bulletin of*

۵ نتیجه گیری

در این تحقیق پارامترهای چشمه دو زمین‌لرزه اهر - ورزقان ۱۳۹۱ و فاکتور کیفیت امواج بُرشی مستقل از بسامد با استفاده از روش وارون‌سازی خطی برآورد شد. در این روند بسامد گوشه، گشتاور لرزه‌ای و فاکتور کیفیت مستقل از بسامد به صورت هم‌زمان برای هر شتاب‌نگاشت برآورد شد. از تحلیل شتاب‌نگاشت‌ها، فاکتور کیفیت میانگین مستقل از بسامد برای پوسه بالایی ناحیه در بازه بسامدی ۱۵ Hz - ۰/۰۱ در بازه ۷۰ تا ۵۶۱ با مقدار متوسط ۲۷۶ به دست آمد که وابستگی آن با فاصله از کانون زمین‌لرزه از رابطه $Q = 3.7814R - 4.7698$ پیروی می‌کند. گشتاور لرزه‌ای برآورد شده به ترتیب برای رویداد اول و دوم برابر $(1.0 \times 10^{26} \text{ dyn-cm})$ و $(1.04 \times 10^{26} \text{ dyn-cm})$ است. $M_{0_2} = 3/26 \times 10^{25}$ ، $M_{0_1} = 0/13$ (Hz) بسامد گوشه، $r_1 = 13/59$ (Km) شعاع چشمه، $f_{c_2} = 0/17$ ، $f_{c_1} = 8/19$ لغزش گسل (cm) $\Delta u_1 = 110$ ، $\Delta u_2 = 50$ مدت‌زمان چشمه $T_{d_1} = 9/13$ (sec)، $T_{d_2} = 5/51$ ، $\Delta \sigma_1 = 87$ (bar)، $\Delta \sigma_2 = 32$ تنش منطقه و بزرگی گشتاور $M_{w_2} = 6/24$ ، $M_{w_1} = 6/54$ برآورد شد.

مراجع

- Ambraseys, N. N. and Melville, C. P., 1982, A history of Persian earthquakes, Cambridge University Press, London, 219pp.
- Aki, K., 1967, Scaling law of seismic spectrum, *J. Geophys. Res.*, **72**, 1217-1231.
- Boor, D. M., 1983, Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra., *BSSA*, **73**(6A), 1865-1894.
- Brune, J. N., 1970, Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys Res* **75**, 4997-5009.
- Fletcher, J. B., 1995, Source parameters and crustal Q for four earthquakes in South Carolina, *Seism. Res. Lett.*, **66**, 44-58.
- Gheitanchi, M. R., Mirzaei, N. and Bayramnadjad, A., 2004, Pattern of seismicity in northwest

- collision zone in the Southwestern Iran, *J. Geophys. Eng.*, **2**, 173-186.
- Rahimi, H., Motaghi, K., Mukhopadhyay, S. and Hamzehloo, H., 2010, Variation of coda wave attenuation in the Alborz region and central Iran, *Geophys. J. Int.*, **181**, 1643-1654.
- Taghizadeh-Farahmand, F. and Sodoudi, F., 2010, Lithospheric structure of NW Iran from P and S receiver functions, *J. Seismol.*, **14**, 823-836.
- the Seismological Society of America, **70**(2), 469-485.
- Papageorgiou, A. S. and Aki, k., 1983, A specific barrier for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion // applications of the model, *Bull. Seism Soc Am* **73**, 953-978.
- Rahimi, H. and Hamzehloo, H., 2008, Lapse time and frequency-dependent attenuation of coda waves in the Zagros continental