

بررسی آهنگ کاهش پس‌لرزه

زهره ریازی^۱، محمدرضا قیطانچی^۲

چکیده

در بیشتر مناطق، میزان انرژی آزاد شده، با توجه به پس‌لرزه‌ها تخمین زده می‌شود. برای مطالعه پس‌لرزه‌های ایران، داده‌های ایستگاه‌های محلی در ایران که تقریباً یک دوره چهار ساله را دارا می‌باشد مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. کلیه پس‌لرزه‌ها به صورت فیزیکی با هم ترکیب شدند و در نتیجه تابع زمانی پس‌لرزه‌ها در هر منطقه بر اساس پتانسیل موجود به دست آمد. سپس با توجه به روابط اموری، اتسو، موگی و کیسلینگر منحنی‌های کاهندگی پس‌لرزه به ترتیب برای پس‌لرزه‌های زمینلرزه‌های ۱۹۶۲ بوئین زهرا، ۱۹۶۸ دشت بیاض، ۱۹۹۰ رودبار، ۱۹۹۰ فورک، ۱۹۹۷ اردبیل، ۲۰۰۲ چنگوره آوج و ۲۰۰۵ زرنند رسم گردید. سپس نرخ وقوع پس‌لرزه‌ها به دست آمد و با توجه به نتایج به دست آمده از پس‌لرزه‌ها، حالت فیزیکی پوسته و رفتار دینامیکی آن مشخص شد. با مطالعه مدل‌ها و منحنی‌های کاهش پس‌لرزه‌ها، مشاهده شد که منحنی پوش مدل اموری بیشترین برازش را نسبت به سایر مدل‌های دیگر برای پس‌لرزه‌ها دارا می‌باشد.

Investigation of aftershock reduce rate

Zohreh Riazi¹, M. R. Gheitanchi²

Abstract

Energy released indicates at the most region estimated with aftershocks. For investigation aftershocks, local station data of Iran at 40 years studied. Aftershocks fixed with physical form. The result indicate aftershock time function of potential region, the distribution of aftershocks suggest that use, Omori, Utsu, Mogi and Kisslinger relations, then aftershock reduce curves draw for 1962 Buin-Zahra, 1968 Dasht-e-Bayaz, 1990 Rudbar, 1990 Fork, 1997 Ardabil, 2002 Avaj and 2005 Zarand earthquake aftershocks. for sequence indicated aftershock current rate. The result indicates physical and dynamical behavior crust. With this study for aftershocks reduce models and curves, the modified Omori model was best fitted for the later stage of the aftershock sequence.

¹ - دانشجوی دکتری ژئوفیزیک دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران - عضو باشگاه پژوهشگران جوان - zohrehriazi@yahoo.com

² - عضو هیئت علمی مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات و تهران شمال

مقدمه

در بحث مکانیسم زمینلرزه و لغزش آزاد شدن انرژی، به صورت یک حادثه لرزه ای عنوان می شود. تقریباً همه زمینلرزه های بزرگ با پس لرزه همراه می باشند. پس لرزه ها توصیفی از چشمه های لرزه ای می باشند که معمولاً بزرگترین پس لرزه ها یک واحد از زمینلرزه اصلی کوچکتر می باشند و در بعضی موارد خسارات ناشی از پس لرزه ها به ساختمان ها قابل توجه است. فعالیت پس لرزه ها، مطالعات تئوری، آزمایش های تجربی و مشاهدات انجام شده گویای این مطلب است که توزیع زمانی و مکانی پس لرزه ها مرتبط با زمینلرزه اصلی در هر منطقه از رفتار و الگوهای خاص تبعیت می کند. بدون شک وضعیت ژئومکانیک در رفتار و لرزه زمینساختی در هر منطقه زلزله خیز در استفاده از مدل های آماری کاربردی می تواند برای مطالعه شناخت الگوهای زمانی و مکانی پس لرزه ها بسیار مفید باشد. توزیع کانون سطحی زمینلرزه و پس لرزه ها، در شمال ایران نمایانگر فعالیت عمده در ناحیه البرز و سیستم گسلی کپه داغ می باشد که در میان زمینلرزه های این منطقه زمینلرزه های بزرگ همراه با پس لرزه های چند ماهه نیز قابل مشاهده است، که بیشتر به صورت خوشه ای و در مرز بین خرد صفحه میانی رخ داده اند که مرزهای بلوک لوت را آشکار می سازد، بلوک لوت، ایران مرکزی و بلوک خزر از فعالیت کمتری برخوردار می باشند و گسل شمال تبریز، گسل رودبار و حوالی بیرجند نبود لرزه ای را نشان می دهد.

بحث و نتیجه گیری

ایران کشوری لرزه خیز است و بر روی یکی از دو کمربند بزرگ لرزه خیزی جهان موسوم به آلپا قرار دارد و هر از گاهی زمین لرزه های بزرگی در آن بوقوع می پیوندد. از سال ۱۳۴۰ تاکنون زمین لرزه های مختلف و در مواقعی ویران کننده مناطق مختلف کشور را با خسارات و تلفات سنگینی روبه رو کرده است که آخرین آنها، زمین لرزه ظهر یکشنبه ششم آذر ماه ۱۳۸۴ جزیره قشم می باشد. بزرگترین زمین لرزه ای که در سال های اخیر در ایران به وقوع پیوست مربوط به ۳۱ خرداد ۱۳۶۹ در استان های گیلان و زنجان با بزرگی ۷/۳ در مقیاس امواج سطحی بود. این در حالی است که دیگر کشورهای منطقه مانند، ترکیه، سوریه، ارمنستان و یا افغانستان نیز به دلیل قرار گرفتن در این خط زلزله با تعداد بیشماری از این قبیل زمین لرزه ها رو به رو هستند. دانشمندان گفته اند که دلیل این پدیده در بستر اقیانوس ها که نشانه های حرکت شبه قاره هند به سمت قاره های آسیا و اروپا را آشکار می سازد، نهفته است. قاره هند از ۳۰ میلیون سال گذشته با سرعتی معادل ۱۰ سانتی متر در سال به سمت قاره های اروپا و آسیا حرکت کرده است و در زمان حاضر این سرعت به پنج سانتی متر در سال کاهش پیدا کرده است.

به طور کلی می توان گفت فعالیت های لرزه ای بالایی در اغلب مناطق ایران مشاهده می شود و زمینلرزه های بزرگ همراه با پس لرزه ها تطابق خوبی با گسل های عمده مناطق نشان می دهند. ناحیه زاگرس فعالترین و زلزله خیزترین ناحیه می باشد که تراکم زمینلرزه ها در این قسمت زیاد و فعالیت لرزه ای منظم تری وجود دارد، ولی به علت کوچک بودن زمینلرزه ها، داده های پس لرزه ای کمی وجود دارد. با وجود اینکه کاربرد مقیاس بزرگی ریشتر یک روش مناسب برای طبقه بندی زمینلرزه ها بر اساس اندازه آنهاست، ولی بزرگی به طور مستقیم اطلاعاتی درباره اثرات زمینلرزه روی ساختمان ها و غیره نشان نمی دهد. به همین علت ایجاد رابطه ای بین پس لرزه های چشمه های لرزه ای ضروری به نظر می رسد. در بیشتر مناطق، میزان انرژی آزاد شده، با توجه به پس لرزه ها تخمین زده می شود. با مقایسه منحنی های کاهش پس لرزه ها می توان فرمول های تجربی را در این زمینه تخمین زد، [۱].

برای مطالعه پس لرزه های ایران با توجه به ایستگاه های محلی، داده ها جمع آوری و مورد تحلیل قرار گرفت. ثبت داده های دستگاهی در کشور مان تقریباً یک دوره چهار ساله دارد که از سال ۱۹۶۵ شروع شد. البته تا قبل از ۱۹۹۰ به علت عدم پوشش مناسب دستگاهی اطلاعات لرزه ای دقیقی در دست نیست. نتایج به دست آمده نشان می دهند که اکثر نواحی ایران در چهار سال گذشته از نرخ لرزه خیزی بالایی برخوردار می باشد. البرز و ناحیه لوت از نواحی فعال بوده و زمینلرزه های بزرگ اکثرأ در این نواحی اتفاق افتاده اند که از آن جمله می توان به زمینلرزه های طبس، رودبار و بم اشاره نمود. تفاوت لرزه خیزی و نحوه آزاد شدن انرژی در مناطق مختلف ایران نشان می دهد که خصوصیات فیزیکی و سیستم های گسلی در نواحی مختلف متفاوت و ساختمان زمین در مناطق مختلف ایران از ناهمگنی قابل ملاحظه ای برخوردار می باشد.

از سال های ۱۹۷۵-۱۹۸۴ فعالیت های شدیدی در ناحیه دشت بیاض مشاهده می شود که در شمال شرق ایران و در شمال ناحیه لوت که از نواحی فعال ایران است که با زمینلرزه ۱۹۸۷ طبرس به حداکثر مقدار خود رسیده است. بیشترین فعالیت ها در شمال و شمال غرب مربوط به سال ۱۹۹۴-۱۹۸۵ بوده یعنی مربوط به منطقه البرز که فعالیت ها با زمینلرزه ۱۹۹۰ رودبار به حداکثر مقدار خود رسیده است. در دهه ۲۰۰۵-۱۹۹۵ ناحیه جنوبی لوت یعنی قسمت پائین منطقه در نواحی گسل نهبندان فعالیت هایی را شروع کرده و بیشترین انرژی را نسبت به سایر نواحی ایران از خود آزاد کرده است که فعالیت با زمینلرزه ۲۰۰۳ بم و ۲۰۰۵ زرنند به حداکثر مقدار خود رسیده است. اموری در سال ۱۹۳۰، پس لرزه های ژاپن را مورد بررسی قرار داد و فرمول تجربی را برای فعالیت پس لرزه ها به عنوان قانون اموری معرفی نمود. اتسو رابطه اموری را کاملتر کرد و موگی و کیسلینگر رابطه را بر اساس توابع نمایی نشان دادند. تابع اموری اصلاح شده یک مدل بسیار عالی برای بسیاری از پراکندگی های پس لرزه ها و نوع توزیع آنهاست و نتیجه خوبی در خیلی موارد دارد و این تابع برای بلند مدت می باشد زیرا تابع زمانی به صورت فیزیکی تعیین شده است. با توجه به فیزیک پس لرزه ها این پروسه خیلی خوب شناخته نشده است. در حالی که برای سایر موارد می توان از مدل موگی و یا کسینگر استفاده کرد. وقوع پس لرزه ها بستگی به مطالعه بر روی پدیده های فیزیکی را دارد که هدف اولیه برای توصیف بهتر یک مدل فیزیکی، شناخت بهتر پس لرزه ها می باشد. تعیین روند پهنه های لرزه خیز، تعیین امتداد گسل های پنهان فعال شده و روند مهاجرت پس لرزه ها از طریق توزیع مکانی و زمانی پس لرزه ها امکان پذیر است، [۶]. روابط کاهش پس لرزه ها به صورت زیر می باشد:

| | |
|------------------------------------|--------------------|
| $n=k/t$ | (omori, 1894) |
| $n=n_1t^{-p}$ | (utsu, 1961) |
| $n=n_1 \exp [-t/t_0]$ | (mogi, 1962) |
| $n=kt^{-p} \exp [-(t/t_0)^{-1-p}]$ | (kisslinger, 1993) |

با مطالعه منحنی های کاهش پس لرزه ای زمینلرزه مشاهده شد که منحنی پوش مدل اموری بیشترین برازش را نسبت به مدل های دیگر دارد می باشد. برای مطالعه لرزه خیزی ایران، از سال ۱۹۶۲ شروع کردیم و پس لرزه های زمینلرزه های ۱۹۶۲ بوئین زهرا، ۱۹۶۸ دشت بیاض، ۱۹۹۰ رودبار، ۱۹۹۰ فورک، ۱۹۹۷ اردبیل، ۲۰۰۲ چنگوره آوج و ۲۰۰۵ زرنند را مورد تجزیه و تحلیل قرار دادیم و با توجه به روابط کاهش پس لرزه ها، منحنی های مربوطه ترسیم و مدل اموری بهترین برازش را برای این زمینلرزه ها نشان داد، شکل ۱ تا ۷. با توجه به روند کاهش پس لرزه های مورد مطالعه می توان نتیجه گرفت که تخلیه انرژی در این مناطق در ابتدا بسیار زیاد بوده و سپس کاهش یافته و این نشان می دهد که این مناطق، نواحی فعال و دارای پتانسیل لرزه خیزی بالایی می باشند. زمینلرزه بوئین زهرا، اول سپتامبر ۱۹۶۲ مطابق با ۱۳۴۱ شمسی در ساعت ۱۹:۲۰:۴۰ به وقت بین المللی به وقوع پیوست. بزرگی این رویداد ۷/۲ در مقیاس امواج سطحی و در ناحیه بوئین زهرا در استان قزوین بود. این زمینلرزه تقریباً در کل شمال ایران احساس شد. نقشه خطوط همشدت برای زمینلرزه اصلی نشان می دهد که شدت روی گسل حدود IX الی X و در اطراف آن حداکثر VIII درجه مرکالی بوده است. زمینلرزه اصلی تعداد ۱۲۲۲۵ نفر کشته و تعداد ۲۷۷۶ نفر زخمی برجای گذاشت. تعداد ۲۱۳۰۹ باب خانه کاملاً ویران و ۹۱ روستا کاملاً تخریب شدند. در فاصله زمانی دو ماه و نیم بعد از وقوع زمینلرزه اصلی بیش از ۱۸۰۰ پس لرزه توسط پایگاه های لرزه نگاری تهران، شیراز و سد سفید رود ثبت گردید که اغلب پس لرزه ها در منطقه آسیب دیده احساس شد. طبق محاسبات انجام شده برای این زمینلرزه مقادیر نشان داده شده در شکل برای پس لرزه های این زمینلرزه به دست آمد که منحنی های کاهش پس لرزه در شکل ۱ نشان داده شده است.

زمینلرزه شبانه ۳۱ آگوست ۱۹۶۸ مطابق با نهم شهریور ماه ۱۳۴۷ در شمال دشت قائنات و کاخک به وقوع پیوست. این زمینلرزه پس لرزه های شدیدی داشت که شدید ترین آن ها در دهم شهریور ویرانی شهر فردوس را موجب گردید. کانون این زمینلرزه در عرض جغرافیایی ۳۳/۹۶ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۵۸/۹۵ درجه شرقی در عمق ۱۰-۱۵ کیلومتری با بزرگی ۷/۲ محاسبه گردید، (آمبرسایز، ۱۹۶۹). در ناحیه ای که شدت زلزله حداکثر بوده به خصوص در نواحی کانون سطحی واقع در شمال غرب آبادی صیلانی و غرب شهرستان فردوس شکاف های بزرگی با تغییر مکان قائم ایجاد شده بود. در اثر این زمینلرزه بیش از ده هزار نفر کشته و حدود سه هزار نفر زخمی و ۸۰ هزار نفر بی خانمان شدند و تعداد ۲۱۱ آبادی به شدت آسیب دیدند. شدت این زمینلرزه در دشت بیاض IX و در شهر فردوس VIII درجه در

مقیاس مرکالی تخمین زده شد. طبق محاسبات انجام شده برای این زمینلرزه مقادیر نشان داده شده در شکل برای پس لرزه های این زمینلرزه به دست آمد که منحنی های کاهش پس لرزه در شکل ۲ نشان داده شده است.

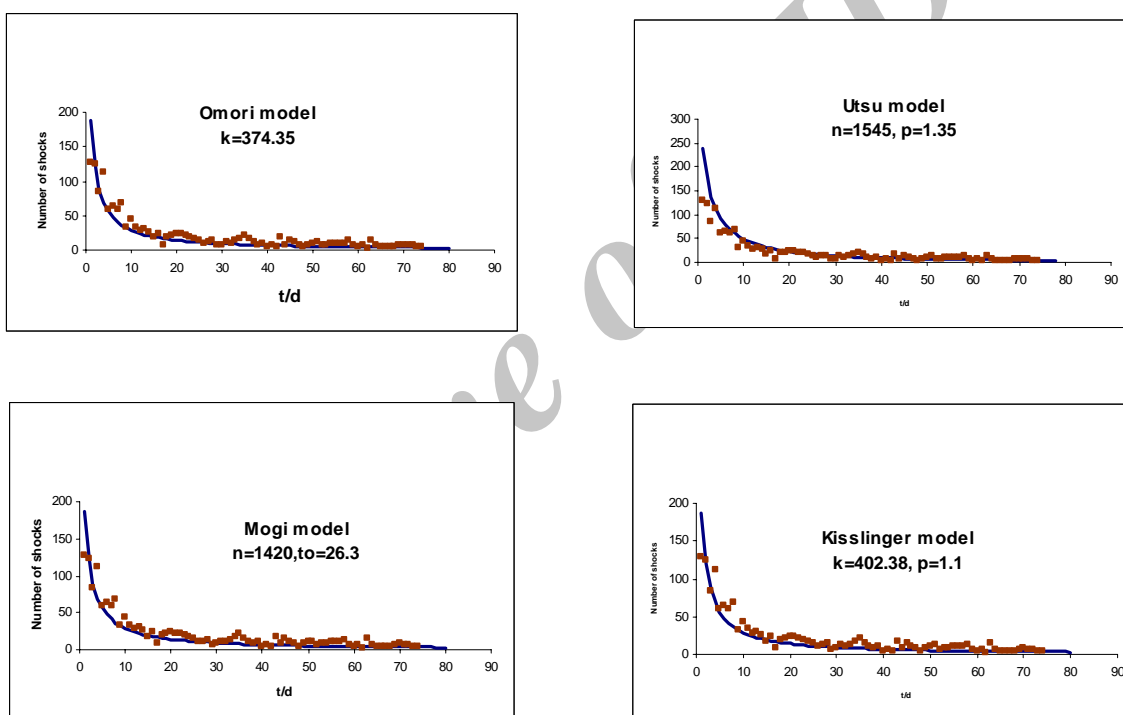
زمینلرزه رودبار، ۲۱ ژوئن ۱۹۹۰ مطابق با ۱۳۶۹ شمسی در ساعت ۰۰:۳۰:۲۹ به وقت محلی به وقوع پیوست. بزرگی این رویداد $7/3$ در مقیاس امواج سطحی و در ناحیه رودبار در استان های گیلان و زنجان رخ داد. این زمینلرزه سبب ویرانی شهرهای منجیل، رودبار، لوشان و بخش های وسیعی از مناطق طارم در استان زنجان گردید. حداکثر شدت این زمینلرزه در ناحیه منجیل حدود X درجه در مقیاس مرکالی برآورد گردید. این زمینلرزه همراه با گسلش زمینلرزه ای در سه تکه ناپیوسته با الگوی نردبانی همراه بود. سه تکه گسلش یاد شده با فاصله هایی در روی زمین و با سازوکار راستالغز چپگرد نزدیک ۶۰ سانتی متر در طول گسله اندازه گیری شد. سازوکار ژرفی گسلش این زمینلرزه با گسلش زمینلرزه در روبه زمین همخوانی ندارد (Berberian et al., 1994). بیشترین شتاب افقی $0.65g$ به دست آمد. از جمله مسائلی که در این زمینلرزه مورد توجه قرار گرفت مخاطرات ژئوتکنیکی ناشی از رویداد زمینلرزه بود که از آن جمله می توان به پدیده روانگرایی و زمین لغزش اشاره نمود. این زمینلرزه بیش از ۴۰ هزار کشته برجای گذاشت که مرگبارترین زمین لرزه در ایران به حساب می آید. در این زمینلرزه بیش از ۱۰۰ هزار نفر زخمی و به ۱۸۷۱ روستا آسیب رساند. طبق محاسبات انجام شده برای این زمینلرزه مقادیر نشان داده شده در شکل برای پس لرزه های این زمینلرزه به دست آمد که منحنی های کاهش پس لرزه در شکل ۳ نشان داده شده است.

زمینلرزه ششم نوامبر ۱۹۹۰ فورک در کوه های زاگرس در فاصله ۱۲۰ کیلومتری از شهر داراب در استان فارس به وقوع پیوست. زمان این زمینلرزه $19:30:20$ به وقت بین المللی ($22:15:53$ به وقت محلی) و کانون این زمینلرزه در مختصات عرض جغرافیایی $28/23$ درجه شمالی و طول جغرافیایی $55/47$ درجه شرقی برآورد گردید. در اثر این رویداد ۲۳ نفر کشته و ۸۰ نفر زخمی شدند و حدود 12105 واحد مسکونی آسیب دیدند. بررسی زمینلرزه و پس لرزه های آن نشان می دهد که روند گسل شرقی- غربی و مکانیسم معکوس با کمی مؤلفه امتداد لغز همراه می باشد. با توجه به روند پس لرزه ها که عمقی بین ۱۰ تا ۲۰ کیلومتر داشتند، عمق زمینلرزه در حدود ۱۶ کیلومتر تعیین محل شد. زمینلرزه یکی از زمینلرزه هایی بود که در زون بخیه ای زاگرس با بزرگی بیش از شش به وقوع پیوست. طبق محاسبات انجام شده برای این زمینلرزه مقادیر نشان داده شده در شکل برای پس لرزه های این زمینلرزه به دست آمد که منحنی های کاهش پس لرزه در شکل ۴ نشان داده شده است.

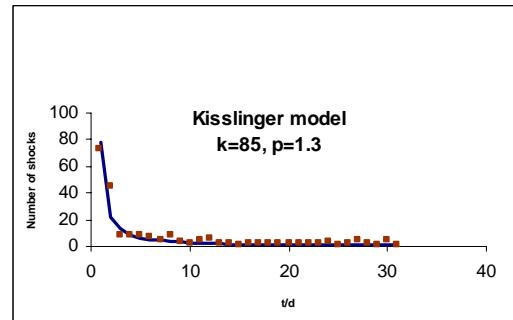
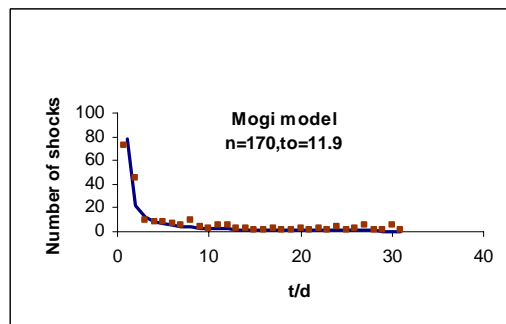
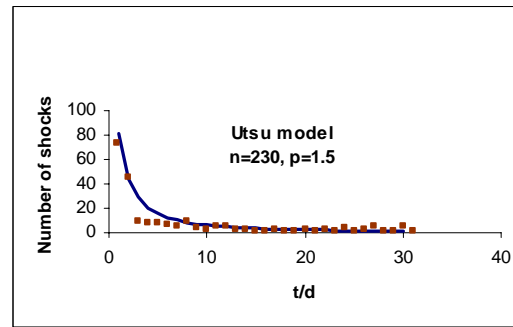
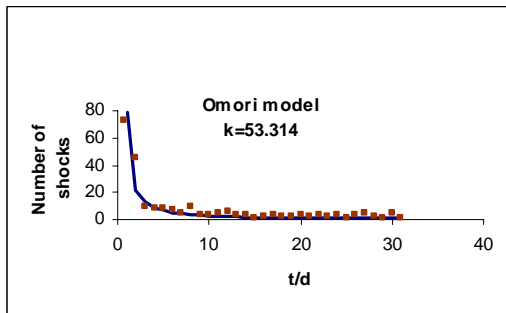
زمینلرزه ۲۸ فوریه ۱۹۹۷ مطابق با ۱۰ اسفندماه ۱۳۷۵ در ساعت $12:57:18$ به وقوع پیوست. بزرگی این زمینلرزه $5/5$ در مقیاس امواج سطحی در ناحیه اردبیل در استان آذربایجان شرقی بود. این زمینلرزه در شهرستان اردبیل و شمال غرب ایران احساس شد که حدود ۱۰۰ کشته و ۲۶۰۰ نفر زخمی بر جای گذاشت. کانون این زمینلرزه در مختصات عرض جغرافیایی $38/08$ درجه شمالی و طول جغرافیایی $48/05$ درجه شرقی در عمق ۱۰ کیلومتری برآورد گردید. طبق محاسبات انجام شده برای این زمینلرزه مقادیر نشان داده شده در شکل برای پس لرزه های این زمینلرزه به دست آمد که منحنی های کاهش پس لرزه در شکل ۵ نشان داده شده است.

در ۲۲ ژوئن ۲۰۰۲ مطابق با شنبه اول تیرماه ۱۳۸۱ در ساعت $2:58:20$ به وقت بین المللی ($7:28:20$ به وقت محلی) زمینلرزه مخربی بخش وسیعی از استان های غربی و مرکزی و شمالی ایران را به لرزه درآورد. این زمینلرزه در حد فاصل استان های قزوین و همدان در نزدیکی شهر آوج باعث تخریب کامل چندین روستا و وارد آمدن خسارات زیادی به منازل مسکونی روستاها و شهرهای آبگرم، رزن و آوج گردید. این زمینلرزه در استان های تهران، کرمانشاه، قم، مرکزی و گیلان نیز احساس شد. بر اثر این زمینلرزه، ۲۳۰ نفر کشته و بیش از ۱۴۶۶ نفر مجروح شدند. مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران بزرگی این رویداد را ۶ در مقیاس امواج درونی برآورد کرد و رومرکز آن را در نقطه ای به مختصات $35/6$ درجه شمالی و $48/9$ درجه شرقی اعلام کرد. عمق کانونی زمینلرزه بین ۸ تا ۱۰ کیلومتر برآورد شده است. بیشینه شتاب ثبت شده در ایستگاه آوج در فاصله ۲۸ کیلومتری مرکز زمینلرزه بوده که شتابی حدود $0.5g$ بر روی مؤلفه افقی ثبت کرده است. کانون زمینلرزه در حوالی روستای چنگوره بوده که بیشترین شدت این رویداد VIII درجه مرکالی اصلاح شده (MMI) برآورد شده است. تعداد پنج دستگاه لرزه نگار توسط مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران در منطقه مورد نظر به مدت دو ماه مستقر شد که تعداد ۳۴۰ پس لرزه را ثبت نمودند. طبق محاسبات انجام شده برای این زمینلرزه مقادیر نشان داده شده در شکل برای پس لرزه های این زمینلرزه به دست آمد که منحنی های کاهش پس لرزه در شکل ۶ نشان داده شده است.

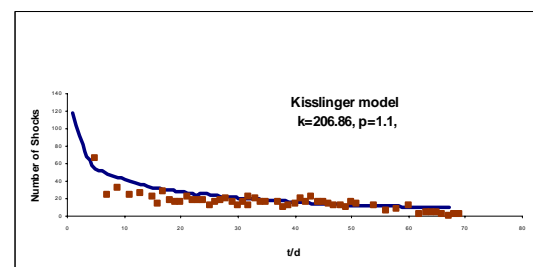
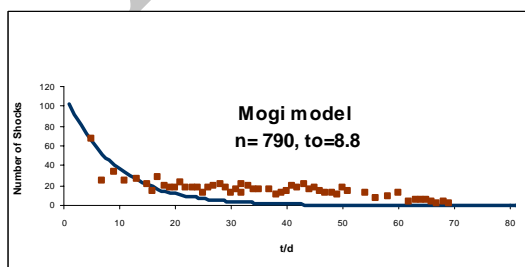
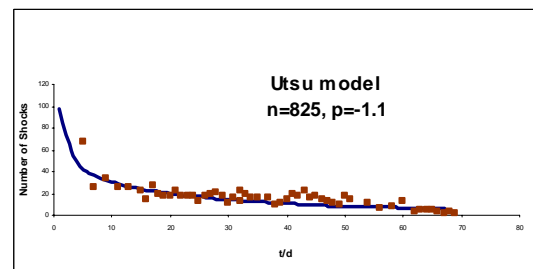
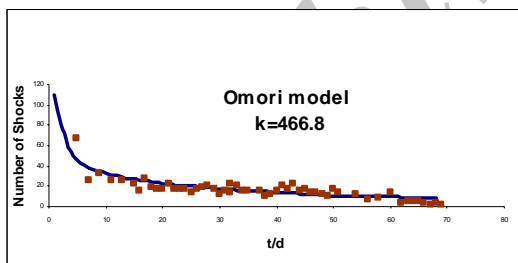
زمینلرزه زرد در ۲۲ فوریه ۲۰۰۵ مطابق با چهارم اسفند ماه ۱۳۸۳ در روز سه شنبه ساعت ۰۲:۲۵:۱۰ به وقت بین المللی (۵:۵۵:۲۶ به وقت محلی) با بزرگای $M_w=6.3$ در مختصات جغرافیایی $30/78$ درجه شمالی و $56/9$ درجه شرقی در شهرستان زرد به وقوع پیوست که موجب کشته شدن بیش از ۶۰۰ نفر و مجروح گردیدن هزاران نفر و آسیب رسیدن جدی به ساختمان ها گردید. این زمینلرزه در شمال یکی از شاخه های جنوبی گسل کوهبنان می باشد. عمق کانونی این زمینلرزه ۱۰ کیلومتر برآورد گردید. شیب این گسل در طول گسل گوناگون است و هندسه آن از یک گسل معکوس بزرگ زاویه با مؤلفه راستالغز تا یک گسل راندگی کم زاویه تغییر می کند. گسل زمینلرزه زرد مقدار کمی مؤلفه راستالغز راستگرد دارد که بیشینه مقدار آن حدود ۴۰ سانتی متر برآورد شده است. بیشینه شتاب ثبت شده حدود 0.51g می باشد و شدت این زمینلرزه در کانون VIII در مقیاس EMS تخمین زده شده است. طبق محاسبات انجام شده برای این زمینلرزه مقادیر نشان داده شده در شکل برای پس لرزه های این زمینلرزه به دست آمد که منحنی های کاهش پس لرزه در شکل ۷ نشان داده شده است.



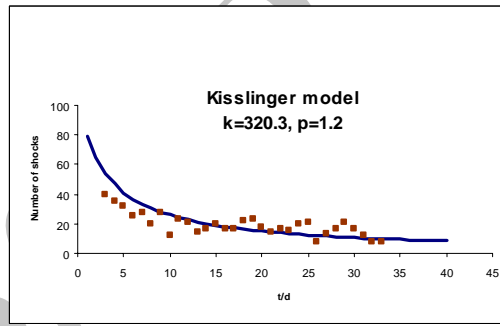
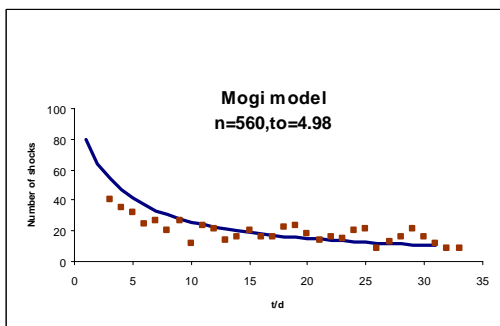
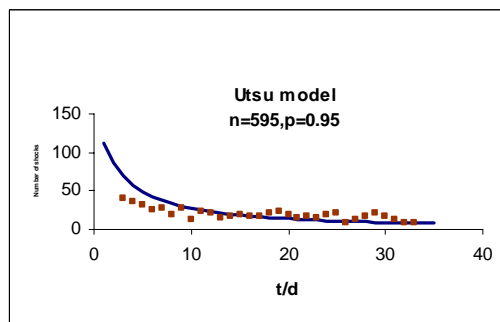
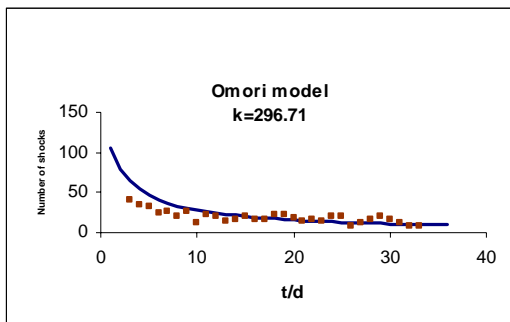
شکل ۱- کاهش پس لرزه های زمینلرزه ۱۹۶۲ بوئین زهرا (ثبت شده در شبکه لرزه نگاری تهران) و منحنی پوش اموری، اتسو، موگی و کیسیلینگر.



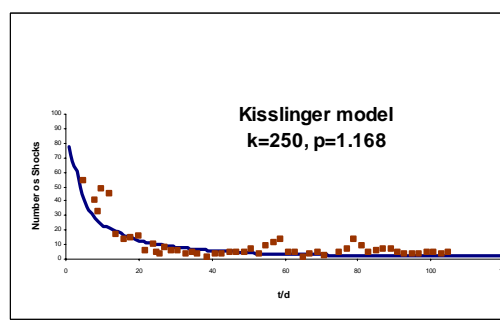
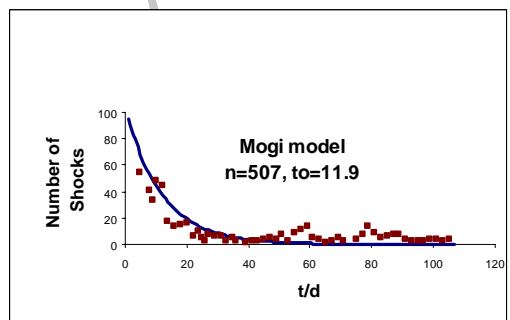
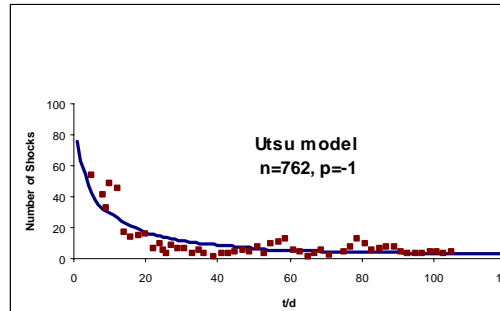
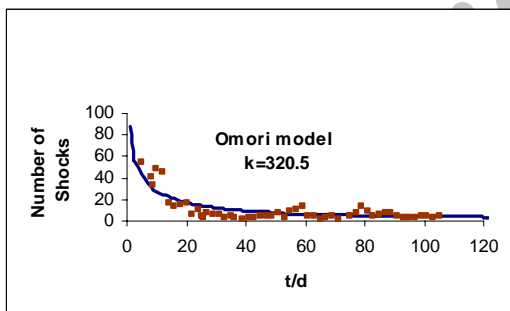
شکل ۲- کاهش پس‌لرزه‌های زمینلرزه ۱۹۶۸ دشت بیاض (ثبت شده در شبکه لرزه نگاری تهران) و منحنی پوش اموری، اتسو، موگی و کیسیلینگر.



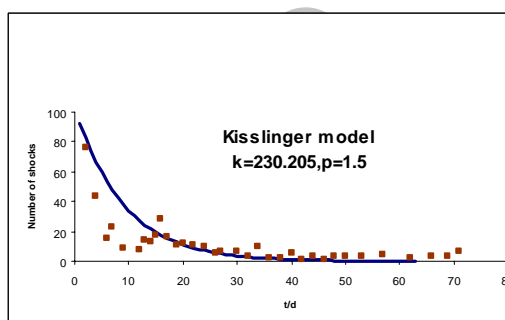
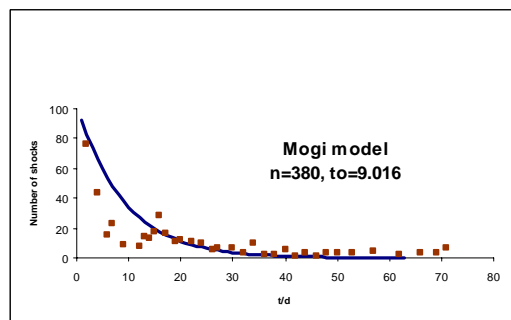
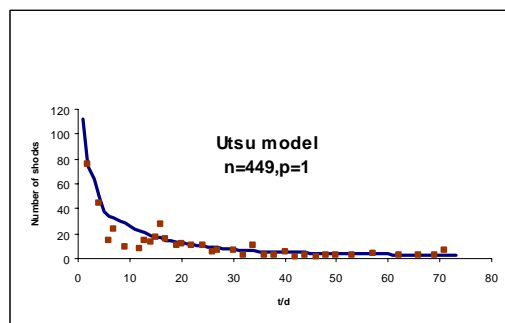
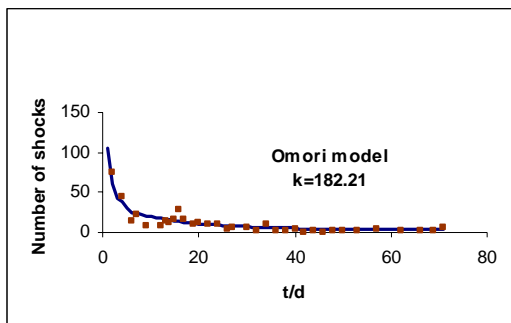
شکل ۳- کاهش پس‌لرزه‌های زمینلرزه ۱۹۹۰ رودبار (ثبت شده در شبکه لرزه نگاری تهران) و منحنی پوش اموری، اتسو، موگی و کیسیلینگر.



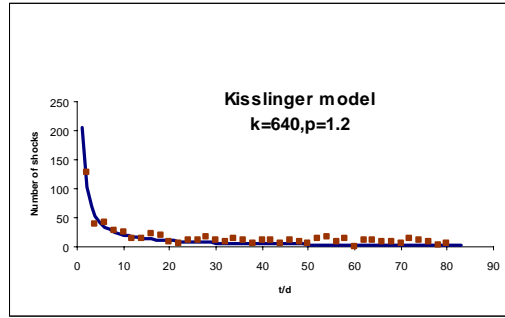
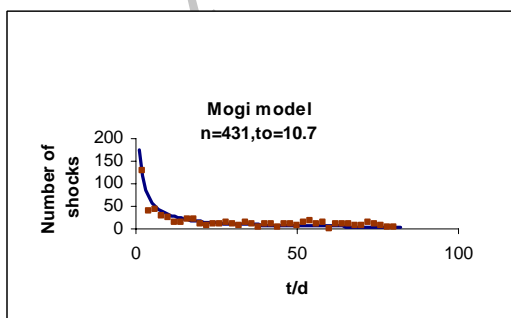
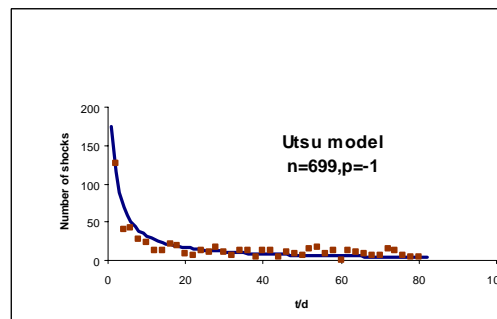
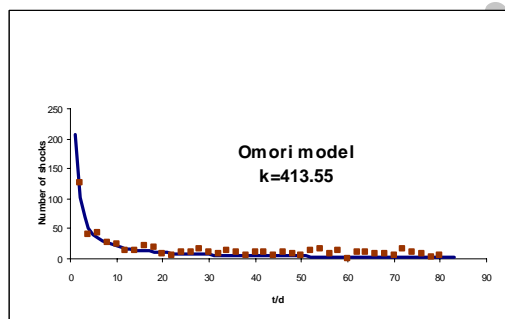
شکل ۴- کاهش پس‌لرزه های زمینلرزه ۱۹۹۰ فورک (ثبت شده در شبکه لرزه نگاری تهران) و منحنی پوش اموری، اتسو، موگی و کیسیلینگر.



شکل ۵- کاهش پس‌لرزه های زمینلرزه ۱۹۹۷ اردبیل (ثبت شده در شبکه لرزه نگاری تهران) و منحنی پوش اموری، اتسو، موگی و کیسیلینگر.



شکل ۶- کاهش پس‌لرزه‌های زمینلرزه ۲۰۰۲ آوج (ثبت شده در شبکه لرزه نگاری تهران) و منحنی پوش اموری، اتسو، موگی و کیسلینگر.



شکل ۷- کاهش پس‌لرزه‌های زمینلرزه ۲۰۰۵ زرد (ثبت شده در شبکه لرزه نگاری تهران) و منحنی پوش اموری، اتسو، موگی و کیسلینگر.

Reference

1. Kisslinger, C., and L.M. Jones, Properties of aftershock sequences in southern California, *J. Geophys. Res.*, 96, 11,947-11, 1991.
2. Kisslinger, C., The stretch exponential function as an alternative model for aftershock decay rate, *J. Geophys. Res.*, 98, 1913-1921, 1993.
3. Mogi, K., Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relation to earthquake phenomena, *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*, 40, 125-173, 1962.
4. Ogata, Y., Estimation of the parameters in the modified Omori formula for aftershock sequences by the maximum likelihood procedure, *J. Phys. Earth*, 31, 115-124, 1983.
5. Ogata, Y., and K. Shimazaki, Transition from aftershock to normal activity: the 1965 Rat Islands earthquake aftershock sequence, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 74, 1757-1765, 1984.
6. Omori, F., On the aftershocks of earthquake, *J. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, 7, 111-200, 1894.
7. Utsu, T., A statistical study on the occurrence of aftershocks, *Geophys. Mag.*, 30, 521-605, 1961.

Archive of SID