

سنجش کمی توزیع مکانی- زمانی پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۱۳۸۵ درب آستانه (سیلاخور)، باختر ایران

نویسنده: احمد زمانی* و مریم آق‌آتابای*

* بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز

Quantification of the Spatial-Temporal Distribution of Aftershocks Associated with the 2006 Darb-e-Astaneh (Silakhor) Earthquake, western Iran

By: A. Zamani* & M. Agh-Atabai*

* Earth Sciences Department, Faculty of Sciences, Shiraz University

تاریخ دریافت: ۱۳۸۵/۰۵/۱۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۵/۱۰/۱۱

چکیده

زمین‌لرزه ۱۱ فروردین ۱۳۸۵ (۳۱ مارس ۲۰۰۶م) با بزرگای گشتاوری M_w 6.1، روستاهای منطقه درب آستانه (سیلاخور) در استان لرستان را ویران کرد. ناحیه رومرکزی این رویداد در قلمرو زون گسل اصلی معاصر (Main Recent Fault, MRF) و سازوکار راستالغز راستگرد آن نیز مشابه دیگر زمین‌لرزه‌های این سامانه گسلی است. این زمین‌لرزه با پس‌لرزه‌های نسبتاً فراوانی همراه بوده که در این تحقیق، توالی پس‌لرزه‌های آن با استفاده از معیارهای کمی ضریب تغییرات (coefficient of variations, C_v)، توان تابع چگالی طیفی (power spectral density) و ابعاد فراکتالی تعمیم یافته (generalized fractal dimensions) مورد مطالعه قرار گرفته است. شاخصهای کمی محاسبه شده حاکی از وجود ساختار فراکتالی (fractal structure) در توزیع زمانی و مکانی پس‌لرزه‌های این زمین‌لرزه است. مشاهده رفتار فراکتالی علاوه بر تأیید وجود خوشه‌بندی در توزیع پس‌لرزه‌ها، دلیلی بر ناهمگنی وضعیت زمین‌شناسی و ژئودینامیکی منطقه کانونی زمین‌لرزه نیز هست. نتایج به دست آمده نشان می‌دهد با گذشت زمان ابعاد چندفراکتالی توالی زمانی پس‌لرزه‌ها کاهش و ابعاد چندفراکتالی مراکز سطحی آنها افزایش یافته است. به نظر می‌رسد این تغییرات ناشی از تغییر رژیم تنش زمین‌ساختی و تأثیر گسلهای فرعی و همراه (secondary and sympathetic faults) باشد. نتایج به دست آمده همچنین دلالت بر کاربرد مؤثرتر روش چندفراکتالی نسبت به روشهای فراکتالی ساده برای مطالعه رفتار خوشه‌بندی فرایند پس‌لرزه‌ای دارد.

کلیدواژه‌ها: زمین‌لرزه، روش چندفراکتالی، زمین‌ساخت، نوزمین‌ساخت، لرزه- زمین‌ساخت، لرزه‌خیزی، ایران

Abstract

The 31 March, 2006 earthquake with $M_w=6.1$ destroyed villages in the Darb-e-Astaneh (Silakhor) region of the Lorestan province. The epicentral area of this earthquake lies near the Main Recent Fault (MRF) and its right lateral mechanism indicates that it belongs to this fault zone. The main shock was followed by relatively large number of aftershocks. In this research, the aftershock sequence of this earthquake has been studied by measuring quantitative indices of coefficient of variations (C_v), the exponent of the power spectral density function, and the generalized multifractal dimensions. The results reveal the presence of fractal structure in the temporal and spatial distribution of aftershock sequence. The multifractal behavior of the aftershock sequence indicates the clustering of the earthquake activity and the degree of the heterogeneity in the seismotectonic and geodynamic processes in the focal region. The results show that the multifractal dimensions of the aftershock sequence

decreases and the multifractal dimensions of aftershock epicenters increases with time. It seems that these changes in the multifractal dimensions are related to the activity of secondary and sympathetic faults and changes in the tectonic stress regime of the region. The results also indicate that the multifractal method rather than monofractal approaches is a powerful tool for quantitative analysis of aftershock process's clustering behavior.

Key words: Earthquake, Multifractal method, Tectonics, Neotectonics, Seismotectonics, Seismicity, Iran.

۱- مقدمه

(Bak et al., 1988; Bak & Tang, 1989; Ito & Matsuzaki, 1990) بر اساس این نظریه پوسته زمین در یک حالت بحرانی خودسازمان یافته خیلی پیچیده قرار دارد که در بسیاری از پدیده‌های زمین‌شناسی به صورت توزیع فراکتالی بروز کرده است.

تحلیل کاتالوگهای زمین‌لرزه نشان داده است که فرایندهای لرزه‌ای در توزیع بزرگی، مراکز سطحی و زمان وقوع با رفتارهای مقیاس‌بندی مشخص می‌شوند (Kagan & Knopoff, 1980; Akai, 1981; Kagan & Jackson, 1991; Telesca et al., 2001). Gutenberg & Richter (1954) دریافته‌اند که هیچ‌گونه اندازه شاخصی برای گسیختگی وجود ندارد به گونه‌ای که توزیع بزرگی (اندازه زمین‌لرزه‌ها) از یک رابطه خود همسان به صورت زیر پیروی می‌کند:

$$\log N = a - bM$$

که در آن N تعداد حوادث با بزرگی مساوی یا بیشتر از M در یک ناحیه و در طی یک دوره زمانی و a یک ثابت است که معیاری برای لرزه‌خیزی متوسط (average seismicity) است. در رابطه فوق، M متناسب با لگاریتم انرژی کل ایجاد شده از امواج لرزه‌ای در طی زلزله است، بنابراین این معادله نشان‌دهنده یک توزیع فراکتالی و در آن b -value بعد فراکتالی تعمیم یافته بزرگی زمین‌لرزه است (Aki, 1981).

محققان دریافته‌اند که خوشه‌بندی مراکز سطحی و زیر سطحی زمین‌لرزه‌ها در ناحیه‌های کوچک تا بزرگ دارای ماهیت فراکتالی و یا چند فراکتالی هستند (Kagan & Knopoff, 1980; Geilikman et al., 1990). این موضوع را معمولاً در ارتباط با توزیع فراکتالی یا چند فراکتالی گسلهایی که فعالیت لرزه‌ای در آنها اتفاق می‌افتد، در نظر می‌گیرند.

در ارتباط با خوشه‌بندی زمانی فرایند لرزه‌ای اولین کاربرد ابزارهای فراکتالی و چند فراکتالی در لرزه‌خیزی، در کار ابتکاری (Smalley et al., 1987) به چشم می‌خورد. از آن پس، محققان زیادی خوشه‌بندی زمانی توالیهای لرزه‌ای را مورد مطالعه قرار داده‌اند (از جمله Kagan & Jackson, 1991; Bodri, 1993; Lappenna et al., 1998; Telesca et al., 2001,

زمین لرزه درب آستانه (سیلاخور) با بزرگای گشتاوری $M_w=6.1$ (Harvard, 2006) یازدهم فروردین ماه ۱۳۸۵ هجری شمسی (۳۱ مارس ۲۰۰۶ م) در جنوب خاوری بروجرد در استان لرستان به وقوع پیوست. این زمین‌لرزه با ۶۸ کشته و بیش از ۱۴۰۰ مجروح، روستاهای دشت سیلاخور از حاشیه پهنه سنج-سیرجان تا کمر بند چین خورده-رانده زاگرس (Zagros Fold-Thrust Belt) به وسعت ۲۵۰ کیلومتر مربع را ویران کرد و در طی آن تعداد ۳۳۰ روستا در مناطقی از استانهای همدان، مرکزی و لرستان بین ۱۰ تا ۱۰۰ درصد آسیب دید (NGDIR).

وقوع زمین‌لرزه‌های متعدد تاریخی و دستگاهی بویژه در سالهای اخیر (IIIES)، همگی دلالت بر فعالیت بالای لرزه‌ای این منطقه دارد. به عنوان مثال، اولین زمین‌لرزه بزرگ دستگاهی ثبت شده در ایران (زمین‌لرزه ۳ بهمن ۱۲۸۷ ه. ش. مصادف با ۲۳ ژانویه ۱۹۰۹ م با بزرگای $7/4$) مربوط به این منطقه است. سو و مکان پهنه مهرلرزه‌ای زمین‌لرزه مورد مطالعه با ادامه روند فعال شده این زلزله انطباق دارد (NGDIR). زمین لرزه اخیر درب آستانه همانند زمین لرزه ۱۹۰۹ که با یک توالی پس‌لرزه‌ای طویل مدت (حدود ۵ ماه) دنبال شده است (Ambraseys and Melville, 1982)، با رخداد پس‌لرزه‌های نسبتاً فراوانی همراه بوده است. بدون شک مطالعه کمی این پس‌لرزه‌ها در کنار سایر مطالعات لرزه‌زمین‌ساختی، می‌تواند راهنمای خوبی برای روشن تر شدن دینامیک لرزه‌خیزی منطقه باشد.

در سالهای اخیر تحقیقات علمی زیادی برای درک تغییرپذیری دینامیکی پدیده‌های ژئوفیزیکی انجام شده است. پدیده‌های ژئوفیزیکی با الگوهای پیچیده‌ای مشخص می‌شود و به نظر می‌رسد دینامیک این پدیده‌ها محصول برهم کنش مؤلفه‌های زیادی در گستره‌های وسیع زمانی یا مقیاسهای مکانی است (Ashkenazy et al., 2001). بر همین اساس این پدیده‌ها را می‌توان با مفاهیم فراکتالی و چند فراکتالی تشریح کرد. یکی دیگر از خصیله‌های قابل توجه سامانه‌های دینامیکی طبیعی این است که برهم کنش دینامیکی بین اجزای آن تمایل به سمت‌گیری به حالت پایدار حاشیه‌ای دارد که تحت عنوان (Self Organized Criticality (SOC نامگذاری شده است

سازوکار ژرفی گسلش امتداد لغز با مؤلفه معکوس را نشان می‌دهند. گسل اصلی معاصر در تمامی درازای خود از دینور در شمال باختری، با رویداد زمین‌لرزه فارسینج (۱۳/۱۲/۱۹۵۷م با بزرگای $M_s=6.7$) تا دریاچه کهر در جنوب خاور با وقوع زمین‌لرزه درب آستانه (سیلاخور) (۲۳/۰۱/۱۹۰۹م با بزرگای $M_s=7.4$) و زمین‌لرزه‌های تاریخی منطقه گسیخته شده است (Berberian, 1995) (شکل ۲). شواهد زمین‌شناسی دال بر جابه‌جایی راستگرد به میزان ۱۰ تا ۶۰ کیلومتر توسط بخش‌های دورود و نهاوند از گسل اصلی معاصر است (Gidon et al., 1974). از طرفی، به نظر (Berberian, 1995) در ناحیه نهاوند- دورود حدود ۱۹۷ کیلومتر جابه‌جایی راستگرد مشاهده می‌شود. اما مطالعات اخیر انجام شده توسط (Talebian and Jackson, 2002) با استفاده از الگوهای زهکشی، نشانگرهای زمین‌شناختی و پدیده‌های زمین‌ریخت‌شناسی حاکی از جدایش راستگرد حدود ۵۰ تا ۷۰ کیلومتر بر روی گسل اصل معاصر می‌باشد که نشان‌دهنده حدود ۵۰ کیلومتر کوتاه‌شدگی در کمربند چین‌خورده زاگرس و حدود ۷۰ کیلومتر همگرایی کلی N-S در بخش شمال باختر زاگرس است که بخش قابل توجهی از ۸۵-۱۴۰ کیلومتر همگرایی مورد انتظار عربستان- اوراسیا در Ma ۳-۵ را تشکیل می‌دهد. در صورتی که گسل اصلی معاصر از این زمان نشأت گرفته باشد، حداقل آهنگ جابه‌جایی افقی $17-10$ mm/yr است که می‌تواند مثلاً زمین‌لرزه‌های فراوان با بزرگای $M_s: 6-7$ باشد (همان‌طور که در رکوردهای دستگاهی و تاریخی مشاهده می‌شود).

MRF مرز شمال‌خاوری کوه‌های زاگرس را تشکیل می‌دهد و تقریباً از روند یک مرز زمین‌شناسی مهم با عنوان زمین‌درز زاگرس (Zagros suture) یا گسل معکوس اصلی زاگرس (Main Zagros Reverse Fault, MZRF) پیروی می‌کند (شکل‌های ۱ و ۲). این مرز یک ساختار لرزه‌زمین‌ساختی مهم است که به صورت مرز بین لرزه‌خیزی شدید در زاگرس و فلات تقریباً غیر فعال ایران مرکزی مشخص شده است. تاریخچه و تکامل واحدهای سنگی در دو سمت شمال‌خاوری و جنوب باختری این مرز نیز تفاوت اساسی با هم دارد. می‌توان گفت که MZRF تقریباً مرز بین سنگهای حاشیه قاره‌ای عربستان در جنوب باختری و سنگهای آتشفشانی و دگرگونی در شمال خاوری است (Berberian & King, 1981). زمین‌لرزه درب آستانه با رخداد چند پیش‌لرزه و چندین پس‌لرزه همراه بوده است (شکل ۱). طول سری پس‌لرزه‌ای مورد مطالعه حدود ۶ ماه (از ۱۱ فروردین تا ۱۰ مهر سال ۱۳۸۵) به تعداد حدود ۲۸۳ رویداد با بزرگای $M \geq 2$ است. داده‌های لرزه‌ای از سایت اینترنتی موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران <http://irsc.ut.ac.ir> استخراج شد.

این تحلیل‌ها ابزارهای قدرتمندی برای تشخیص پدیده‌های اصلی لرزه‌خیزی بوده و می‌تواند نشانه‌هایی از دینامیک درونی فعالیت لرزه‌زمین‌ساختی را به دست دهد (Telesca et al., 2001).

یک سری پس‌لرزه‌ای نیز دارای ویژگی‌های فراکتالی زمانی است. (Omori, 1895) دریافت که کاهش آهنگ حوادث پس‌لرزه‌ای نسبت به زمان، از یک قانون هیبربولیکی ساده که تحت عنوان فرمول امری نامگذاری شده است، پیروی می‌کند. در حالت عمومی‌تر کاهش آهنگ پس‌لرزه‌ها را می‌توان با یک قانون توانی تحت عنوان قانون تغییر یافته امری (Utsu et al., 1995) به صورت زیر تعریف کرد:

$$n(t) \propto t^{-p}$$

در این رابطه تعداد پس‌لرزه‌ها ($n(t)$) در زمان t به صورت یک رابطه توانی (با p بزرگتر از یک) کاهش می‌یابد. این خوشه‌بندی معمولاً در مقیاسهای زمانی کوتاه یافت می‌شود، ولی تمامی اندازه‌های سامانه‌های لرزه‌ای (از امواج صوتی در نمونه‌های سنگی تا زمین‌لرزه‌های بزرگ) را در بر می‌گیرد. این قانون، فقط اطلاعات اولیه‌ای از ساختارهای همبستگی زمانی پس‌لرزه‌های یک حادثه اصلی را به دست می‌دهد.

در این مقاله از مفاهیم فراکتالی و چند فراکتالی برای درک بهتر دینامیک زمانی و مکانی فرایند پس‌لرزه‌های مربوط به زمین‌لرزه ۱۱ فروردین ۱۳۸۵ درب آستانه (سیلاخور) استفاده شده است.

۲- ویژگی‌های لرزه‌زمین‌ساختی

ناحیه رومرکزی زمین‌لرزه ۱۱ فروردین ۱۳۸۵ درب آستانه (سیلاخور) در نزدیکی گسل اصلی معاصر (Main Recent Fault, MRF) قرار دارد (شکل ۱) و سازوکار راستالغز راستگرد (حل سازوکار ژرفی زمین‌لرزه توسط Harvard) آن نیز همانند دیگر زمین‌لرزه‌های این سامانه گسلی است (شکل ۲). گسل اصلی معاصر که اولین بار توسط (Tchalenko and Braud, 1974) نامگذاری شده است، یک گسل راستالغز راستگرد فعال و لرزه‌زا با طول بیش از ۶۵۰ کیلومتر و روند شمال باختری- جنوب خاوری است (Berberian and Yeats, 2001). این سامانه گسلی یک عنصر اصلی در زمین‌ساخت فعال خاورمیانه به شمار می‌رود و به نظر می‌رسد نقش آن تجزیه همگرایی N-S به مؤلفه‌های کوتاه‌شدگی در جهت NE-SW و امتداد لغز راستگرد در جهت NW-SE باشد (Talebian & Jackson, 2004). سازوکار ژرفی زمین‌لرزه‌ها و توان لرزه‌زایی MRF از دیگر قسمت‌های کمربند چین‌خورده- رانده زاگرس متفاوت است. در این سامانه گسلی، زمین‌لرزه‌ها دارای بزرگای بیشتری نسبت به دیگر زمین‌لرزه‌های کمربند بوده و یک

۳- تحلیل داده‌ها

برای مطالعات جامع لرزه‌خیزی، کاتالوگ کامل و همگن زمین لرزه‌ها مورد نیاز است. بنابراین ابتدا برای به دست آوردن بزرگای آستانه که از آن به بالاتر کاتالوگ کامل در نظر گرفته می‌شود، تحلیل گوتنبرگ- ریشتر انجام شد. در شکل ۳ نمودار تجمعی (چهار گوشه) و غیر تجمعی (دوایر) تعداد حوادث در برابر بزرگای رسم شده است. حداقل بزرگایی که از آن به بعد می‌توان کاتالوگ را کامل در نظر گرفت $M=2.7$ و مقدار $b=0.81 \pm 0.06$ به دست آمد. بنابراین ۱۸۳ رویداد با بزرگای $M \geq 2.7$ برای تحلیل‌های بعدی انتخاب شد.

۳-۱- توزیع زمانی پس لرزه‌ها

برای تعیین ویژگی‌های خوشه‌بندی زمانی پس لرزه‌ها از چند روش استفاده شد. در این روش‌ها، توابع لریزه‌ای به عنوان فرایندهای نقطه‌ای در نظر گرفته شده است، که در آن حوادث در طول زمان با فاصله‌های تصادفی از هم قرار دارند (Cox & Isham, 1980). رفتار خوشه‌ای فرایندهای نقطه‌ای منجر به برقراری قانون توانی یا فراکتالی در برخی از خصوصیات آماری این فرایندها می‌شود (Thurner et al., 1997) که با استفاده از آنها می‌توان، توان فراکتالی را که شاخصی برای تعیین خوشه‌بندی است، ارزیابی کرد (Lowen & Teich, 1993).

در شکل ۴ نمودار تجمعی تعداد پس لرزه‌ها در برابر زمان وقوع (بر حسب روز پس از وقوع رویداد اصلی) و تقریب آن توسط قانون اُمری نشان داده شده است. مقدار p-value به دست آمده برابر است با 0.1 ± 0.06 ساده‌ترین معیار آماری تشخیص رفتار خوشه‌ای، ضریب تغییرات (Coefficient of Variation, Cv) است که به صورت زیر تعریف می‌شود (Kagan & Jackson, 1991):

$$Cv = \frac{\sigma_{\tau}}{\langle \tau \rangle} \quad (1)$$

که در آن $\langle \tau \rangle$ میانگین زمان بین حادثه‌ای و σ_{τ} انحراف از معیار است. فرایندهای پواسونی با $Cv=1$ و خوشه‌ای با $Cv>1$ مشخص می‌شود. سری بین حادثه‌ای پس لرزه‌های زمین لرزه در آستانه با ضریب تغییرات $Cv \approx 2.59$ مشخص شده است که نشان‌دهنده وجود خصلت فراکتالی در این سری است (شکل ۵). این روش نمی‌تواند در باره گستره‌های مقیاس زمانی که در آن فرایند خوشه‌ای می‌باشد، اطلاعاتی به دست دهد.

در این مقاله برای بررسی جامع‌تر خصلت فراکتالی توزیع زمانی فرایند پس لرزه‌ای زمین لرزه در آستانه از روش‌های فراکتالی و چند فراکتالی استفاده شده است.

الف- تحلیل‌های فراکتالی

ویژگی‌های ساختار همبستگی زمانی یک سری زمانی را می‌توان توسط تابع چگالی طیفی (power spectral density, $S(f)$) آن تحلیل کرد. در صورتی که یک فرایند فراکتالی باشد، $S(f)$ در مقابل بسامد f به صورت تابع توانی $S(f) \propto f^{-\alpha}$ رفتار می‌کند که در آن $\alpha > 0$ است. برای یک فرایند پواسونی (فرایند بدون همبستگی و حافظه) $\alpha=0$ می‌باشد.

در این تحقیق برای تعیین توان فراکتالی α از دو روش عامل فانو (Fano Factor, FF) و عامل آلن (Allan Factor, AF) استفاده شد. در این روش‌ها محور زمان به پنجره‌های زمانی شمارش (counting time windows) با طول زمانی یکسان τ تقسیم می‌شود که حاصل آن یک توالی از شماره $\{N_k(\tau)\}$ است. تعداد رویدادها در k امین پنجره است.

عامل فانو (FF)، همبستگی فرایندهای نقطه‌ای را در مقیاس‌های زمانی مختلف اندازه‌گیری می‌کند. FF به صورت واریانس تعداد حوادث در یک زمان شمارش خاص تقسیم بر تعداد متوسط حوادث در آن زمان تعریف می‌شود:

$$FF(\tau) = \frac{\langle N_k^2(\tau) \rangle - \langle N_k(\tau) \rangle^2}{\langle N_k(\tau) \rangle} \quad (2)$$

این عامل در یک فرایند نقطه‌ای ایستا با توان فراکتالی $0 < \alpha < 1$ به صورت تابعی از زمان شمارش τ به شکل $FF(\tau) = 1 + \left(\frac{\tau}{\tau_0}\right)^{\alpha}$ تغییر می‌کند که در آن τ_0 زمان شروع فراکتال است و محدوده پایینی رفتار مقیاس‌بندی در FF را مشخص می‌کند (Teich et al., 1996).

عامل آلن AF (Allan, 1966) به صورت واریانس شماره‌های متوالی در یک زمان شمارش خاص تقسیم بر تعداد متوسط حوادث در همان زمان شمارش تعریف می‌شود:

$$AF(\tau) = \frac{\langle (N_{k+1}(\tau) - N_k(\tau))^2 \rangle}{2\langle N_k(\tau) \rangle} \quad (3)$$

این عامل نیز با زمان به صورت قانون توانی $AF(\tau) = 1 + \left(\frac{\tau}{\tau_1}\right)^{\alpha}$ تغییر می‌کند. توان فراکتالی α است بین ۰ و ۳ تغییر می‌کند و τ_1 نیز زمان شروع فراکتال AF است. برای یک فرایند پواسونی و بدون حافظه FF و AF در تمامی زمانهای شمارش مقادیر یک یا زیر یک به خود می‌گیرد.

در شکل ۶ نمودارهای عامل‌های فانو و آلن پس لرزه‌های زلزله در آستانه نشان داده شده است. منحنی FF در مقابل زمان شمارش τ در مقیاس log-log (شکل ۶-الف) از حداقل زمان انتخاب شده تا حدود ۴ روز به صورت خطی افزایش یافته است و توان فراکتالی به دست آمده

متغیر است که نشان‌دهنده وجود خوشه‌های پس‌لرزه‌ای در این محدوده زمانی است. در شکل ۷-ب نمودار طیف چندفراکتالی Dq بر حسب q برای هر دو محدوده زمانی نشان داده شده است. شکل نمودار نشان‌دهنده بارز رفتار ناهمگن یا چندفراکتالی پس‌لرزه‌ها در هر دو محدوده زمانی است.

۲-۳- توزیع مکانی پس‌لرزه‌ها

برای تعیین خوشه‌بندی مکانی پس‌لرزه‌ها از روش چند فراکتالی انتگرال همبستگی استفاده شد. انتگرال همبستگی N زلزله به صورت زیر است:

$$C(r) = \frac{2N_{R<r}}{N(N-1)} \quad (5)$$

در این رابطه $N_{R<r}$ نشان‌دهنده جفت حوادث جدا شده با فاصله $R < r$ هستند. در صورتی که توالی لرزه‌ای در محدوده مکانی فراکتالی باشد، $Cq(r) \approx r^{Dq}$ خواهد بود، که در آن Dq ابعاد چند فراکتالی توزیع مراکز سطحی پس‌لرزه‌ها است که با ارزیابی شیب خط $\log Cq(r)$ در برابر $\log r$ به دست می‌آید و برای مقادیر $q = -\infty \dots +\infty$ طیف بعدهای فراکتالی را تشکیل می‌دهد.

برای بررسی خوشه‌بندی مکانی پس‌لرزه‌ها نیز ارزیابی بعدهای تعمیم یافته Dq با تغییر q بین ۲ تا ۲۰ با گامهای ۰/۵ انجام شد. با توجه به رفتار متفاوت توزیع زمانی توالی پس‌لرزه‌ای در محدوده‌های زمانی کمتر و بیشتر از ۴ روز، تحلیل چند فراکتالی توزیع مکانی مراکز سطحی پس‌لرزه‌ها برای این دو محدوده زمانی به طور جداگانه انجام شد (شکل ۸). مراکز سطحی پس‌لرزه‌های واقع شده تا ۴ روز پس از وقوع رویداد اصلی دارای ابعاد فراکتالی نزدیک به ۱ (1 ± 0.2) و نشان‌دهنده توزیع خطی پس‌لرزه‌ها در این محدوده زمانی است و مقادیر فراکتالی پس‌لرزه‌های پس از ۴ روز کمی بیشتر (بین ۱/۴ و ۱/۲) است.

۴- نتیجه‌گیری

زمین لرزه ۱۳۸۵ درب آستانه با بزرگسای گشتاوری ۶/۱ در دشت سیلاخور (از حاشیه پهنه سنج- سیرجان تا کمربند چین خورده- رانده زاگرس) در جنوب خاوری شهرستان بروجرد و در راستای سامانه گسلی اصلی معاصر رخ داده است. این زمین لرزه با پس‌لرزه‌های نسبتاً زیادی همراه بوده است. در این تحقیق الگوی توزیع زمانی و مکانی پس‌لرزه‌ها به مدت ۶ ماه پس از وقوع رویداد اصلی، توسط روشهای فراکتالی و چند فراکتالی بررسی شده است. بارزترین ویژگی رفتار فراکتالی برقراری رابطه توانی بین یک یا چند معیار آماری در یک محدوده زمانی قابل توجه است که توان آن شاخصی برای

$\alpha_{FF} = 0.72$ می‌باشد. منحنی AF (شکل ۶-ب) تقریباً در تمامی گستره‌های زمانی تحلیل شده حالت قانون توانی نشان می‌دهد و مقدار توان فراکتالی ارزیابی شده توسط شیب خط برازش شده در بخش تقریباً خطی منحنی $\alpha_{AF} = 0.65$ است. توانهای فراکتالی به دست آمده با دو روش نشان‌دهنده وجود رفتار فراکتالی در سری پس‌لرزه‌ای زمین‌لرزه درب آستانه است.

ب- تحلیل چندفراکتالی

ساختار چندفراکتالی داده‌ها را می‌توان با تعیین ابعاد تعمیم یافته Dq (generalized dimensions) بررسی نمود. در مقایسه با بعد فراکتالی ساده یا همگن، بعدهای چندفراکتالی نه تنها هندسه فراکتالی توزیع زمین‌لرزه‌ها، بلکه فرایندهای پیچیده ژئودینامیکی مناطق فعال زمین‌ساختی را نیز بهتر منعکس می‌کند (Geilikman et al., 1990; Mittag, 2003). در این تحقیق برای به دست آوردن بعدهای فراکتالی تعمیم یافته از روش انتگرال همبستگی (Grassberger and correlation integral method, Procaccia, 1983) استفاده شد. تابع انتگرال همبستگی برای توزیع زمانی N زمین‌لرزه به صورت زیر تعیین می‌شود:

$$C(t) = \frac{2N_{T<t}}{N(N-1)} \quad (4)$$

که در آن $NT < t$ تعداد جفت حوادث جدا شده با فاصله زمانی $T < t$ است. در صورتی که توزیع حوادث فراکتالی باشد، $Cq(t)$ در برابر t از رابطه توانی $Cq(t) \propto t^{Dq}$ پیروی می‌کند. مقادیر بعد فراکتالی تعمیم یافته را می‌توان از شیب بخش خطی نمودار $\log Cq(t)$ در مقابل $\log t$ به دست آورد. Dq برای مقادیر $q = -\infty \dots +\infty$ طیف بعدهای فراکتالی را تشکیل می‌دهد. در حالت فراکتال ساده یا همگن D برای تمامی مقادیر q ثابت است و در حالت چند فراکتالی با افزایش q کاهش پیدا می‌کند.

در این تحقیق، ارزیابی بعدهای تعمیم یافته Dq با تغییر q بین ۲ تا ۲۰ با گامهای ۰/۵ انجام شد. در شکل ۷-الف تابع انتگرال همبستگی برای q در مقابل t در یک مقیاس \log - \log نشان داده شده است. این تابع در تمامی مقادیر q یک شکستگی کاملاً واضح در حدود ۴ روز نشان می‌دهد. این نقطه شکست تا حدودی با حد نهایی محدوده خطی FF منطبق است. تابع انتگرال همبستگی دو رفتار کاملاً متفاوت در محدوده‌های کمتر و بیشتر از ۴ روز از خود نشان می‌دهد. در محدوده زمانی کوتاه مقادیر بعد فراکتالی به دست آمده نسبتاً زیاد بوده و بین ۰/۴۹ تا ۰/۷۲ تغییر کرده است در حالی که در محدوده زمانی بیشتر از ۴ روز مقادیر ابعاد فراکتالی بین ۰/۱۸ تا ۰/۳۳

(D2)، پس‌لرزه‌ها مقداری نزدیک به ۱ (۰/۷۲) است که نشان می‌دهد پس‌لرزه‌ها تمام محور زمان درون خوشه را به صورت تقریباً یکنواخت اشغال کرده‌اند. تغییر رفتار فراکتالی در گستره‌های زمانی طویل‌تر می‌تواند ناشی از تغییر رژیم تنش زمین‌ساختی و تأثیر گسل‌های فرعی و همراه (secondary and sympathetic faults) باشد. به منظور بررسی جامع‌تر این موضوع، ابعاد فراکتالی توزیع مکانی مراکز سطحی پس‌لرزه‌ها با استفاده از روش انتگرال همبستگی انجام شد. نتایج نشان می‌دهد که مراکز سطحی پس‌لرزه‌های واقع شده تا ۴ روز پس از وقوع رویداد اصلی دارای ابعاد فراکتالی نزدیک به ۱ (۱±۰/۲) است که نشان‌دهنده توزیع خطی پس‌لرزه‌ها یا به عبارتی فعالیت تعداد محدودی از گسل‌ها در این برهه زمانی است. در حالی که پس‌لرزه‌های پس از ۴ روز مقادیر فراکتالی بالاتری را به خود اختصاص داده‌اند. نتایج به دست آمده در این تحقیق نشان می‌دهد که مشاهده رفتار فراکتالی علاوه بر تأیید وجود خوشه‌بندی در توزیع زمانی و مکانی پس‌لرزه‌ها، دلیلی بر ناهمگنی وضعیت زمین‌شناسی و ژئودینامیکی منطقه کانونی زمین‌لرزه نیز می‌باشد و در مقایسه با روش‌های فراکتالی ساده، روش‌های چندفراکتالی معیار بهتری برای تعیین این ناهمگنی به دست می‌دهد.

سپاسگزاری

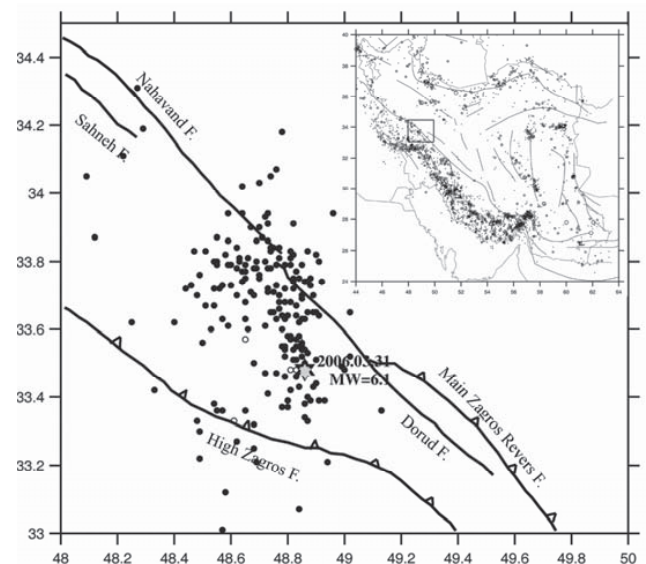
از آقایان علی جعفری کارشناس ارشد آمار و مجتبی ثروت خواه کارشناس ارشد فیزیک دانشگاه شیراز به خاطر همکاری در تهیه برنامه رایانه‌ای پارامترهای مورد محاسبه سپاسگزاری می‌شود. از معاونت پژوهشی دانشگاه شیراز نیز به خاطر فراهم آوردن بخشی از امکانات مورد استفاده در این تحقیق قدردانی می‌شود.

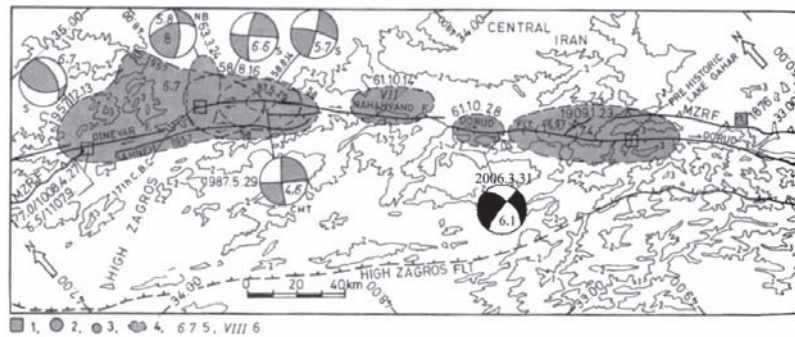
تعیین خوشه‌بندی است. اولین معیار تعیین رفتار خوشه‌بندی (ضریب تغییرات CV) که برای داده‌های مورد مطالعه ۲/۵۹ به دست آمد، نشان می‌دهد که در سری‌های پس‌لرزه‌ای ساختار خوشه‌ای وجود دارد. اما این مقدار از مقیاس‌های زمانی این رفتار هیچ گونه اطلاعاتی به دست نمی‌دهد.

ویژگی‌های ساختار همبستگی زمانی توالی لرزه‌ای را می‌توان با تابع چگالی طیفی آن تعیین کرد. برای فرایندهای فراکتالی این تابع در مقابل بسامد به صورت رابطه توانی افزایش می‌یابد و توان آن کمیتی برای تعیین میزان خوشه‌بندی فرایند است. برای تعیین توان α از دو روش عامل فانو و آلن استفاده شد که هر دو روش نشان‌دهنده وجود ساختار فراکتالی در توزیع زمانی پس‌لرزه‌ها است. این نتایج نشان می‌دهد که پس‌لرزه‌ها با هم همبستگی دارند و این همبستگی را می‌توان با تحریک شدن پس‌لرزه‌ها با پس‌لرزه‌های قبلی و ادامه این فرایند در طول زمان توجیه کرد. این فرایند تا زمانی ادامه می‌یابد که مقدار حالت (state value) در محل نتواند از حد آستانه فراتر رود. این رفتار نشان‌دهنده شکلی از حافظه است زیرا یک رویداد احتمال وقوع رویداد دیگر را در زمانهای بعدی افزایش می‌دهد و این احتمال به صورت رابطه توانی کاهش پیدا می‌کند (Telesca et al., 2002).

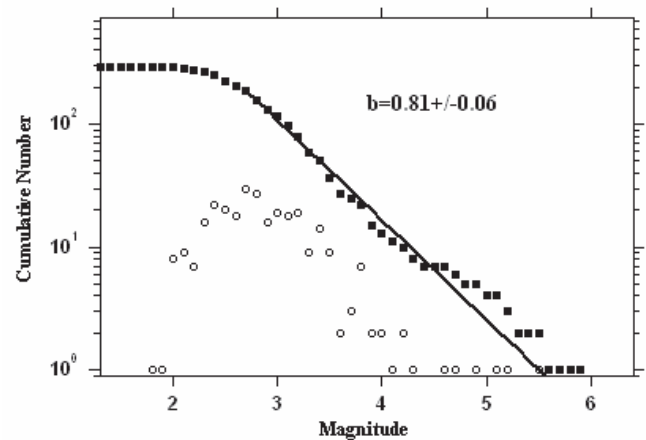
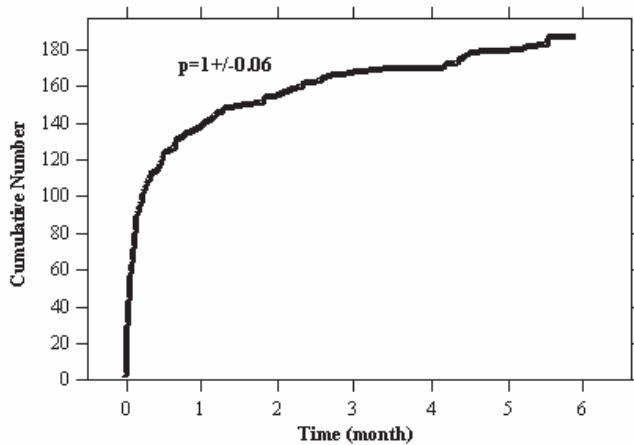
تحلیل چندفراکتالی انجام شده توسط روش انتگرال همبستگی تعمیم یافته نشان می‌دهد که توالی پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه درب آستانه با دو رفتار متفاوت در محدوده زمانی کوتاه و طویل‌تر مشخص شده که مرز بین این دو یک شکستگی کاملاً واضح در حدود ۴ روز است. به نظر می‌رسد ۴ روز محدوده زمانی یک خوشه پس‌لرزه‌ای است که درون آن، پس‌لرزه‌ها با ابعاد فراکتالی نسبتاً زیاد توزیع شده است. به عنوان مثال بُعد همبستگی (correlation dimension)

شکل ۱- نقشه پهنه رومرکز مهلززه‌های زلزله ۸۵/۱/۱۱ درب آستانه (سیلاخور) $ML=6.1$ و پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌های آن (دوایر توخالی پیش‌لرزه‌ها و دوایر توپر پس‌لرزه‌ها می‌باشند).



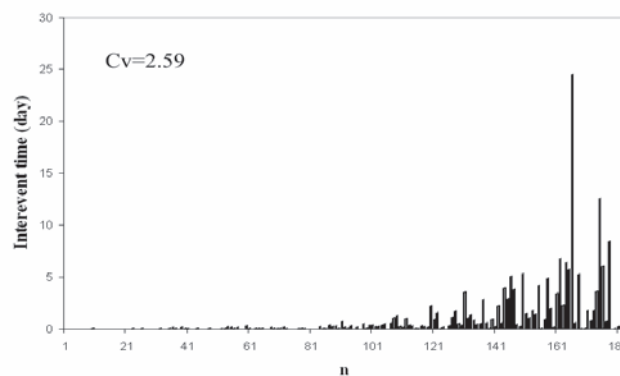


شکل ۲- پدیده‌های نوزمین ساختی قطعات مختلف MRF (دینور، نهاوند، دورود و صحنه) به همراه مراکز سطحی، سازوکار ژرفی و مناطق مه‌لرزه‌ای زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی (برگرفته از Berberian, 1995، برای جزئیات بیشتر به این مقاله مراجعه شود).

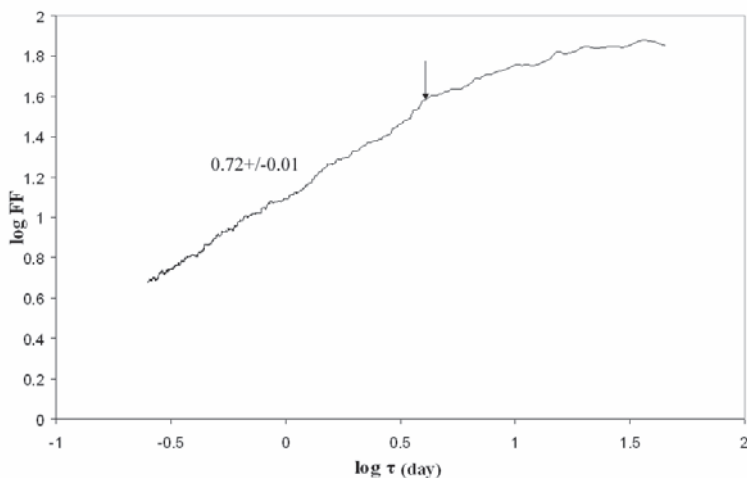


شکل ۴- نمودار توزیع جمعیتی تعداد پس‌لرزه‌ها و نمودار تقریب زده شده توسط قانون اُمّری.

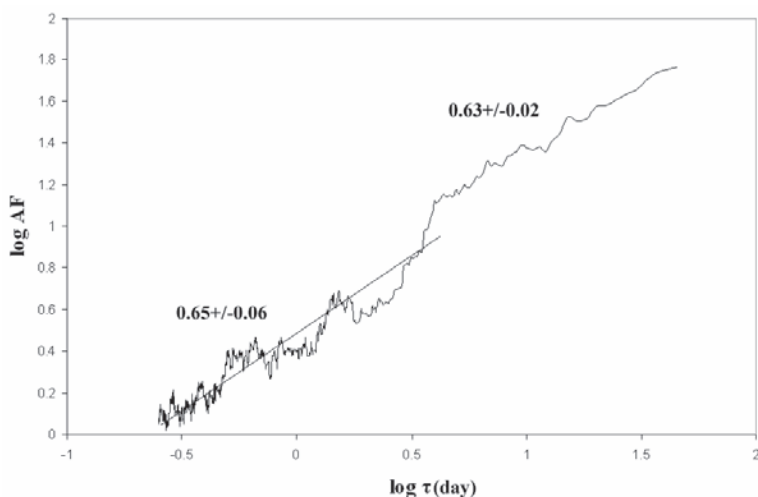
شکل ۳- رابطه بسامد- بزرگای پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه درب آستانه، چهار گوشها نمودار جمعیتی و دواير نمودار گسسته بزرگا در برابر تعداد حوادث را نشان می‌دهد.



شکل ۵- توزیع فواصل بین حوادث. مقدار ضریب تغییرات نشان‌دهنده وجود خوشه‌بندی در توالی داده‌های پس‌لرزه‌ای است.

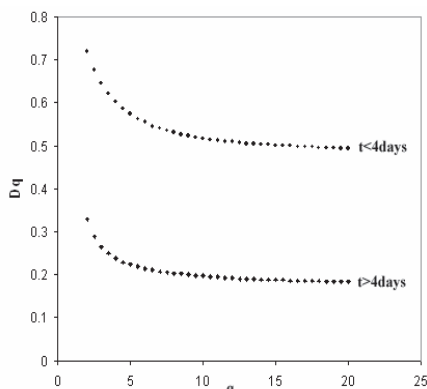


(الف)

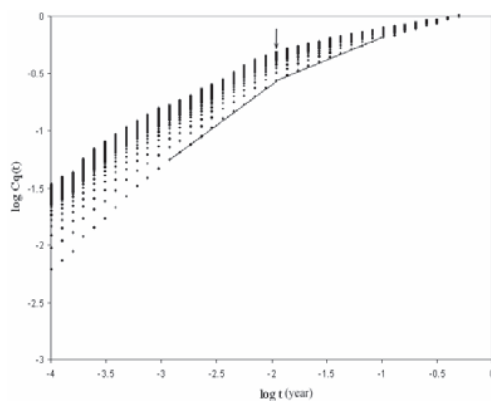


(ب)

شکل ۶- الف) نمودار عامل فانو ب) نمودار آلن برای توالی پس‌لرزه‌ای درب آستانه (سیلاخور).

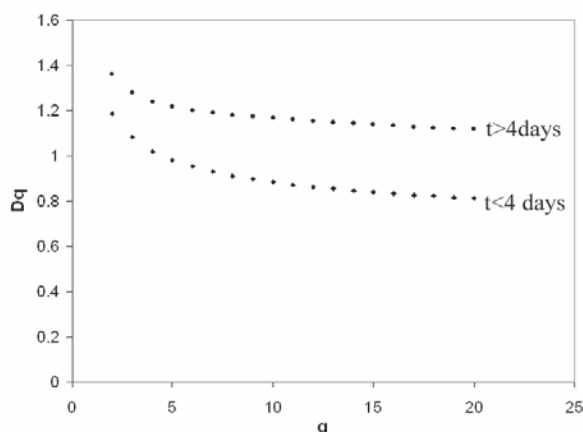


(ب)



(الف)

شکل ۷- الف) نمودار تابع انتگرال همبستگی در مقابل زمان در مقیاس log-log برای q بین ۲ تا ۲۰. نقطه شکستگی در حدود ۴ روز نشان داده شده است، ب) طیف چندفراکتالی Dq بر حسب q برای محدوده‌های زمانی کمتر و بیشتر از ۴ روز.



شکل ۸- طیف چندفراکتالی Dq بر حسب q برای توزیع مکانی مراکز سطحی پس‌لرزه‌ها در محدوده‌های زمانی کمتر و بیشتر از ۴ روز

References

- Aki, K., 1981- A probabilistic synthesis of precursory phenomena. In: D.W. Simpson & P.G. Richards (Ed.), Earthquake prediction- An international Rev. Am. Geophys. Unio, Maurice Ewing Ser. 4: 566-574.
- Allan, D. W., 1966- Statistics of atomic frequency standards. Proc IEEE, 54, 221-230.
- Ambraseys, N. N. and Melville, C. P., 1982- A history of Iranian earthquakes. Cambridge Uni. Press, Cambridge, 219p.
- Ashkenazy, Y., Ivanov, P., Havlin, S., Peng, C. K., Goldberger, AL., Stanley, H. E., 2001- Magnitude & sign correlations in heartbeat fluctuations. Phys. Rev. Lett. 86: 1900-1903.
- Bak, P. and Tang, C., 1989- Earthquakes as a self-organized critical phenomenon. J. Geophy. Res. 94: 15,635-15,637.
- Bak, P., Tang, C. and Wiesenfeld, M., 1988- Self-organized criticality. Phy. Rev. A38, 364-371.
- Berberian, M. & King, G. C. P., 1981-Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran.Can.J. Earth Scie. 18 (2), 210-285.
- Berberian, M., 1995- Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. Tectonophysics, 241, 193-224.
- Berberian, M., Yeats, R. S., 1999- Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian plateau. Bull. Seismol. Soc. Am. 89, 120-139.
- Bodri, B., 1993- A fractal model for seismicity at Izu-Tokai region, central Japan. Fractals1: 539-546.
- Cox, D. R., Isham, V., 1980- Point processes. London, Chapman & Hall.
- Geilikman, M. B., Golubeva, T. V., Pisarenko, V. F., 1990- Multifractal patterns of seismicity.,Earth Planet.Sci.Lett. 99,127-132.
- Gidon, Berthier, Billiault, Halbronn and Maurizot, 1974 - Sur le carateres et l'ampleur du coulissement de la «Main Fault» dans la region de Broujerd- Dorud, Zagros oriental, Iran. C. R. Acad. Sci. Paris, Ser D., 278, 701-704.
- Grasberger, P., Procaccica, I., 1983- Measuring the strageness of attractors. Physica D 9: 189-208.
- Gutenberg, B., Richter, C. F., 1954 - Seismicity of the earth and its associate phenomena. Princeton Un. Press, Princeton, 310pp.
- Harvard Seismology CMT: <http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html>, April, 2006.
- International Institute of Earthquake Engineering and Seismology: <http://www.iiees.ac.ir/bank/Broujerd/silakhor.html>.

- Ito, K. and Matsuzaki, M., 1990- Earthquakes as self-organised critical phenomena. *J. Geophys. Res.* 95, 6853-6860.
- Kagan, Y. Y., Knopoff, L., 1980- Spatial distribution of earthquakes: the two point correlation function. *Geophys. J. R. Astro. Soc.* 62: 303-320.
- Kagan, Y. Y., Jackson, D. D., 1991- Long term earthquake clustering. *Geophys. J. Int.* 104: 117-133.
- Lapenna, V., Macchiato, M., Telesca, L., 1998- 1/fB fluctuations & self-similarity in earthquake dynamics: observational evidences in southern Italy. *Phys. Earth Planet. Int.* 106: 115-127.
- Lowen, S. B., Teich, M. C., 1993- Estimating the dimension of a fractal point process, 64/SPIE vol. 2036 chaos in biology & medicine.
- Mittag, R. J., 2003- Fractal analysis of earthquake swarms of Vogtland/ NW- Bohemia intraplate seismicity. *J. Geodynamics*, 35, 173-189.
- National Geosciences Database Of Iran: <http://ngdir.ir/News/PNewsReportDetail.asp?PID=2325>.
- Omori, F., 1895- On the aftershocks of earthquakes. *Coll. Sci. Tokyo Imp. Univ.* 7: 111-200, with plates IV- XIX.
- Smally, R. F., Chatelain, J.L., Turcotte, D.I., Pervot, R., 1987- A fractal approach to the clustering of earthquakes: applications to the seismicity of the new Hebrides. *Bull. Seis. Soc. Am.* 77: 1368-1381.
- Talebian, M., Jackson, J., 2002- Offset on the Main Recent Fault of NW Iran and implications for the late Cenozoic tectonics of the Arabia-Eurasia collision zone. *Geophys. J. Int.* 150: 422-439.
- Talebian, M., Jackson, J., 2004 - A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountain of Iran. *Geophys. J. Int.* 156: 506-526.
- Tchalenko, J. S. and Braud, J., 1974 - Seismicity and structure of the Zagros (Iran): The Main Recent Fault between 33° and 35°N. *Philos. Trans. R. Soc. London*, 277(1262):1-25.
- Teich, M. C., Heneghan, C., Lowen, S. B., Turcott, R. G., 1996- Estimating the fractal exponent of point processes in biological systems using wavelet and Fourier- transform methods. In : Aldroubi A. and Unser M.(edt.) *Wavelets in Medicine and Biology*, CRC press, Boca Raton, FL, 383-412.
- Telesca, L., Cumo, V., Lapenna, V., Macchiato, M., 2001- Identifying space time clustering properties of the 1983-1997 Irpinia-Basilicata (southern Italy) seismicity. *Tectonophysics* 330: 93-102.
- Telesca, L., Lapenna, V., Macchiato, M., 2003- Investigating the time-clustering properties in seismicity of Umbria- Marche region (central Italy). *Chaos, Solitons & Fractals* 18: 203-217.
- Telesca, L., Macchiato, M., 2004- Time scaling properties of the Umbria-Marche 1997-1998 seismic crisis, investigated by the detrended fluctuation analysis of interevent time series. *Chaos, Solitons & Fractals*, 19: 377-385.
- Turner, S., Lowen, SB., Feurstein, MC., Heneghan, C., Feichtinger, HG., Teich, MC., 1997- Analysis, synthesis & estimation of fractal-rate stochastic point process. *Fractals* 5: 565-596.
- Utsu, T., Ogata, Y., Matsu'ura, R. S., 1995- The centenary of the Omori formula for a decay law of aftershock activity. *J. Phys. Earth* 43, 1-33.