

بررسی پیچیدگی توزیع زمانی لرزه‌خیزی در گستره زاگرس با استفاده از آنالیز فرکتالی

ساهره گلریز^۱ و امیرپیروز کلاهی‌آذر^{۲*}

۱. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

۲. استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

(دریافت: ۹۷/۱/۲۹، پذیرش نهایی: ۹۸/۲/۲۴)

چکیده

در این مطالعه سعی شده است تا میزان پیچیدگی توزیع زمانی لرزه‌خیزی در پهنه زمین‌ساختی زاگرس مورد بررسی و ارزیابی قرار گیرد. برای این منظور از راه‌کار تجزیه و تحلیل فرکتالی مبتنی بر تبدیل موجک استفاده شده است. در این خصوص سری‌های زمانی لرزه‌خیزی برای تمامی زیرپهنه‌های گستره زاگرس تهیه شده و سپس مورد تجزیه و تحلیل فرکتالی قرار گرفته‌اند. نتایج به‌دست آمده نشان‌دهنده ماهیت چندفرکتالی و مستقل از مقیاس توزیع زمانی لرزه‌خیزی در تمامی قسمت‌های پهنه مورد مطالعه است. با این وجود ویژگی‌های فرکتالی زیرپهنه‌های مختلف یکسان نبوده و هر یک از آنها دارای سرشتی متفاوت هستند. در نواحی ایذه و زاگرس مرتفع که دارای میزان تمرکز تنش به نسبت بالایی هستند، توزیع زمانی لرزه‌خیزی دارای ماهیتی پادهمبسته و تا حدی ساده است. این در حالی است که در زیرپهنه‌های لرستان، فروبار دزفول و کمان فارس، توزیع مذکور به نسبت پیچیده بوده و ماهیتی نسبتاً همبسته و گاهاً تصادفی دارد. همچنین یافته‌های این تحقیق نشان می‌دهد که در گستره زاگرس لرزه‌خیزی مستقل نسبت به لرزه‌خیزی وابسته دارای توزیع زمانی ناهمگن‌تری است. هر چند که این ناهمگنی در بخش‌های مختلف پهنه مذکور یکسان نبوده و متغیر است.

واژه‌های کلیدی: تبدیل موجک، طیف تکینگی، چندفرکتال، لرزه‌زمین‌ساخت، لرزه‌خیزی مستقل، لرزه‌خیزی وابسته.

۱. مقدمه

چینش‌های زمین‌ساختی متفاوت، لرزه‌خیزی از لحاظ زمانی و مکانی مقادیر پیچیدگی متفاوتی را دارا می‌باشد (زمانی و همکاران، ۲۰۱۴).

تاکنون روش‌های مختلفی برای سنجش میزان پیچیدگی فرآیندهای گوناگون ارائه شده است. این روش‌ها را می‌توان به دو دسته کلی تقسیم‌بندی کرد: الف) روش‌های آماری که صرفاً بر پایه رویه‌ها و تجزیه و تحلیل‌های آماری (statistical analysis) استوار هستند و ب) روش‌های محاسباتی که با بهره‌گیری از تکنیک‌های آمار محاسباتی (computational statistics) مشتمل بر تجزیه و تحلیل‌های ریاضیات محاسباتی و عددی (computational and numerical mathematics) به مطالعه پیچیدگی می‌پردازند. از روش‌های آماری می‌توان به مواردی مانند بُعد وی سی (VC dimension) و

پدیده‌های طبیعی بسته به ماهیت و تأثیر متقابل عوامل دخیل در آنها، دارای درجه‌های متفاوتی از پیچیدگی (ناهمگنی) هستند. هر چه ارتباط و چگونگی عوامل مذکور درهم و پیچیده باشد، ماحصل آنها نیز پیچیده خواهد بود. در این میان زمین‌لرزه‌ها به واسطه مداخله عوامل متعدد، ناشناس و گاه با ارتباط‌های نامعلوم، از جمله پدیده‌های بسیار پیچیده طبیعی هستند. چنین پیچیدگی است که تاکنون پیش‌بینی کوتاه مدت و تا حدی میان مدت زمین‌لرزه را ناممکن ساخته است. از آنجا که عمده زمین‌لرزه‌ها مولود فرآیندهای زمین‌ساختی هستند، بنابراین مطالعه پیچیدگی توزیع زمانی و مکانی زمین‌لرزه‌ها (لرزه‌خیزی) می‌تواند راه‌کاری مناسب برای شناخت و سنجش میزان پیچیدگی زمین‌ساختی در یک منطقه به‌خصوص باشد. به عبارت دیگر در مناطق با

مقیاس‌های مورد مطالعه باشد، آن پدیده یک تک‌فرکتال است. به‌طور کلی مفهوم تک‌فرکتالی برای بیان پدیده‌های ناهمگن طبیعی، با رفتار غیرخطی و ناهمگن در محدوده‌های مقیاس‌گذاری مختلف ناکارآمد است و برای توصیف آنها از مفهوم چندفرکتالی استفاده می‌شود (کلاهی آذر، ۱۳۹۲).

سری‌های داده‌ای (سیگنال‌ها) دارای اطلاعاتی پنهان و نهفته در محتوای بسامدی (فرکانسی) خود هستند. به‌منظور دسترسی به این اطلاعات ارزشمند، می‌بایستی از تبدیل‌های ریاضی (mathematical transformations) بهره گرفت. تبدیل موجک (wavelet transformation) به‌عنوان کارآمدترین تبدیل ریاضی (تورنس و کومپو، ۱۹۹۸؛ کلاهی آذر و گلریز، ۲۰۱۸)، می‌تواند نمایش زمان-بسامد مفیدی را از یک سری داده ارائه دهد. توانایی منحصر به فرد تبدیل موجک در تمرکز همزمان در دو حیطه زمان (یا مکان) و بسامد موجب شده است تا بسیاری از محققین برای مطالعه و بررسی فرآیندهای پیچیده طبیعی از آن استفاده کنند (مانند: زمانی و همکاران، ۲۰۱۳؛ تولدو و همکاران، ۲۰۱۳؛ زمانی و همکاران، ۲۰۱۴؛ کلاهی آذر، ۱۳۹۲؛ گلریز، ۱۳۹۵؛ کلاهی آذر و گلریز، ۲۰۱۸). موزی و همکاران (۱۹۹۱) روش مبتکرانه‌ای را برای تجزیه و تحلیل فرکتالی پدیده‌ها با استفاده از تبدیل موجک ارائه کرده‌اند. این روش که تحت عنوان بیشینه قدرمطلق تبدیل موجک (Wavelet Transform Modulus Maxima) یا WTMM شناخته می‌شود، به‌دلیل سهولت در عمل و دارا بودن مزایای بسیاری نسبت به روش‌های دیگر، توسط محققین مختلفی برای مطالعه فرکتالی پدیده‌های گوناگون استفاده شده است (مانند: انسکو و همکاران، ۲۰۰۶؛ زمانی و همکاران، ۲۰۱۴؛ کلاهی آذر، ۱۳۹۲؛ گلریز، ۱۳۹۵؛ کلاهی آذر و گلریز، ۲۰۱۸).

پیش‌تر ویژگی‌های فرکتالی لرزه‌خیزی زاگرس توسط آق‌آتابای (۱۳۹۳) در محدوده جنوب شرقی این گستره مورد مطالعه قرار گرفته است. همچنین کلانه و آق‌آتابای

پیچیدگی رادماخر (Rademacher complexity) اشاره کرد. از میان روش‌های محاسباتی نیز می‌توان به پیچیدگی هالستد (Healsted complexity)، پیچیدگی پارامتری (Parametric complexity)، پیچیدگی کولموگوروف (Kolmogorov complexity) و خودتشابهی (self-similarity) یا هندسه فرکتالی (fractal geometry) اشاره کرد. روش‌های مبتنی بر هندسه فرکتال به واسطه توانایی منحصر به فرد آنها در ارزیابی پیچیدگی فرآیندهای طبیعی تاکنون توسط محققین متعددی مورد استفاده قرار گرفته‌اند (مانند: گلدبرگر و همکاران، ۲۰۰۰؛ زو و همکاران، ۲۰۰۹؛ زمانی و آق‌آتابای، ۲۰۰۹؛ زمانی و همکاران، ۲۰۱۴؛ بوئینگ، ۲۰۱۶؛ کلاهی آذر، ۱۳۹۲؛ آق‌آتابای، ۱۳۹۳؛ کلاهی آذر و گلریز، ۲۰۱۸).

بسیاری از جنبه‌های ژئوفیزیکی، مانند توزیع زمانی و مکانی لرزه‌خیزی، سرشتی فرکتالی دارند (اسملی و همکاران، ۱۹۸۷؛ کیگان و جکسون، ۱۹۹۱؛ کلانه و آق‌آتابای، ۱۳۹۴). تاکنون پژوهش‌های مختلفی برای بررسی ویژگی‌های فرکتالی توزیع زمانی زمین‌لرزه‌ها انجام شده است و تمامی آنها مؤید این واقعیت هستند که لرزه‌خیزی یک فرآیند فرکتالی ناهمگن است (مانند: گلیکمن و همکاران، ۱۹۹۰؛ هیرابایاشی و همکاران، ۱۹۹۲؛ گلنز، ۱۹۹۷؛ کاروسو و همکاران، ۲۰۰۶؛ زمانی و آق‌آتابای، ۲۰۰۹؛ آق‌آتابای، ۱۳۹۳؛ کلاهی آذر، ۱۳۹۲؛ زمانی و همکاران، ۲۰۱۴؛ کلانه و آق‌آتابای، ۱۳۹۴؛ گلریز، ۱۳۹۵). به‌طور کلی هدف اصلی اینگونه مطالعات تشخیص ویژگی‌های فرکتالی لرزه‌خیزی برای پی‌بردن به پویایی‌شناسی فعالیت‌های لرزه‌زمین‌ساختی در یک منطقه است. در این میان تعیین میزان پیچیدگی فعالیت‌های مذکور می‌تواند بسیار حائز اهمیت باشد.

کمیت‌های فرکتالی ایده‌آل در هر درجه از بزرگ‌نمایی رفتار مشابهی دارند و در برابر تغییر در مقیاس پایدار هستند (مندلبروت، ۱۹۸۹). در حالت کلی می‌توان فرکتال‌ها را به دو دسته قطعی و احتمالی تقسیم‌بندی کرد. چنانچه پدیده‌ای دارای رفتار همگن و خطی در تمامی

۲. پهنه زمین‌ساختی زاگرس

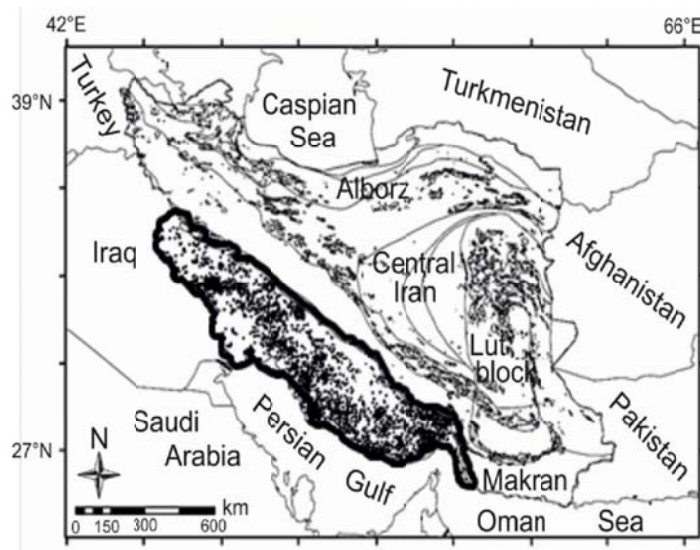
رشته کوه زاگرس به‌عنوان بخشی از کوهزاد آلپ-همالیای در حاشیه شمال شرقی صفحه عربی واقع شده است. این کمربند چین‌خورده و گسل‌خورده با طول تقریبی ۱۶۰۰ کیلومتر و پهنای متغیر ۲۰۰ تا ۳۰۰ کیلومتر از کوه‌های تاروس ترکیه تا تنگه هرمز و در راستای شمال‌غربی-جنوب‌شرقی کشیده شده است (شکل ۱). کمربند مذکور به واسطه کوتاه‌شدگی‌های مستمر پوشش رسوبی پی‌سنگ دگرگونه و در نتیجه برخورد صفحات عربی و اوراسیا ایجاد شده است (ملک‌زاده و همکاران، ۲۰۱۶). حد شمال‌شرقی این پهنه موافق با راندگی اصلی زاگرس (Main Zagros Reverse Fault) یا MZRF و گسل اصلی عهد حاضر (Main Recent Fault) یا MRF است که آن را از پهنه زمین‌ساختی سنندج-سیرجان جدا می‌کند. همچنین لبه قدامی این پهنه، همان گسل پیش‌ژرفای زاگرس (Zagros Foredeep Fault) یا ZFF است که آن را از دشت آبادان منفک کرده است (سپهر و کاسگرو، ۲۰۰۵).

چارچوب زمین‌ساختی این کمربند عمدتاً متأثر از گسل‌های رورانده زاگرس مرتفع، پیشانی کوهستان (Mountain Front Fault) یا MFF، پیش‌ژرفای زاگرس و برخی دیگر از گسل‌های عرضی امتدادلغز است (بربریان، ۱۹۹۵). پهنه زاگرس به واسطه راندگی زاگرس مرتفع به دو بخش عمده کمربند رانده زاگرس مرتفع (High Zagros Thrust Belt) یا HZTB و کمربند چین‌خورده ساده (Simple Folded Belt) یا SFB تقسیم می‌شود. با این حال بر اساس ویژگی‌های ریخت‌شناختی، لرزه‌شناختی، ساختاری و ژئوفیزیکی زیرپهنه‌های زاگرس مرتفع، چین‌خورده ساده، پیش‌ژرفای زاگرس، دشت ساحلی زاگرس و ناحیه خلیج فارس-میان‌رودان نیز معرفی شده‌اند (بربریان، ۱۹۹۵). در یک تقسیم‌بندی جزئی‌تر، مطیعی (۱۳۷۴) کمربند چین‌خورده ساده را به چهار زیرپهنه لرستان، ایذه، فروبار دزفول و کمان فارس تقسیم می‌کند (شکل ۲).

در پژوهش خود با استفاده از خصوصیات فرکتالی برخی از پارامترهای لرزه‌خیزی اقدام به پهنه‌بندی گستره زاگرس کرده‌اند. در این میان آنها به مطالعه توزیع زمانی لرزه‌خیزی زاگرس با استفاده از روش‌های چندفرکتالی پرداخته‌اند. یافته‌های پژوهش‌های ذکر شده مؤید ماهیتی چندفرکتالی و ناهمگن برای توزیع زمانی لرزه‌خیزی این پهنه است.

کلاهی‌آذر و گلریز (۲۰۱۸) با استفاده از روش WTMM به مطالعه ویژگی‌های فرکتالی توپوگرافی در زیرپهنه‌های مختلف زاگرس پرداخته‌اند. نتایج پژوهش آنها نشان داده است که تغییرات توپوگرافی در قسمت‌های مختلف زاگرس همگون نیست؛ به گونه‌ای که زیرپهنه‌های فروبار دزفول، کمان فارس، لرستان و آبادان نسبت به زیرپهنه‌های ایذه و زاگرس مرتفع دارای تغییرات توپوگرافی پیچیده‌تری می‌باشند. آنها با استناد به اینکه توپوگرافی سطح زمین عمدتاً متأثر از ساختارهای نزدیک سطحی پوسته (crustal near surface structures) می‌باشد، نتیجه گرفته‌اند که در زیرپهنه‌های با تغییرات توپوگرافی پیچیده، فرآیندهای ژئودینامیکی مربوطه نیز برهمکنشی پیچیده دارند.

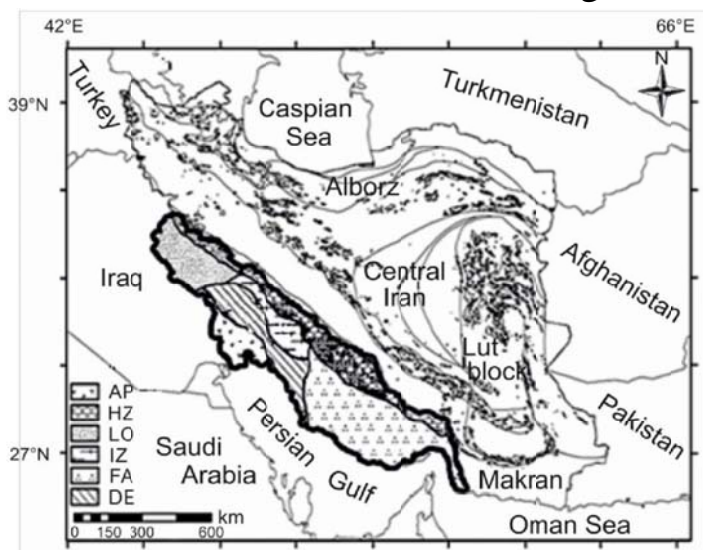
با توجه به توانایی منحصر به فرد تبدیل موجک در تجزیه و تحلیل طیفی سری‌های زمانی، در مطالعه پیش‌رو سعی شده است تا ویژگی‌های فرکتالی و به تبع آن میزان پیچیدگی توزیع زمانی لرزه‌خیزی در زیرپهنه‌های مختلف گستره زمین‌ساختی زاگرس با استفاده از روش WTMM مورد بررسی و ارزیابی قرار گیرد. در این خصوص سری‌های زمانی لرزه‌خیزی برای قسمت‌های مختلف پهنه زاگرس تهیه شده و توسط روش مذکور مورد تجزیه و تحلیل فرکتالی قرار گرفته‌اند. از آنجا که لرزه‌خیزی در مقایسه با توپوگرافی عمدتاً تحت‌تأثیر فرآیندهای ژئودینامیکی عمیق‌تر است، لذا نتایج حاصل از این پژوهش می‌تواند اطلاعات با ارزشی را از میزان پیچیدگی زمین‌ساختی در قسمت‌های مختلف پوسته گستره زاگرس ارائه کند.



شکل ۱. گستره زمین‌ساختی زاگرس در شکل مشخص شده است. نقاط سیاه رنگ رومرکز زمین‌لرزه‌های با بزرگی بیش از بزرگای بسندگی (magnitude of completeness) را در بازه زمانی دی ماه ۱۳۸۲ تا خرداد ماه ۱۳۹۵ نشان می‌دهند.

مواد سنگ‌کره فوقانی به سمت فرورفتگی‌های فارس و لرستان شده است (ملک‌زاده و همکاران، ۲۰۱۶). بدیهی است چنین چینی می‌تواند از دیدگاه لرزه‌زمین‌ساختی نیز نمود داشته باشد. از این‌روست که در این مطالعه سعی شده است تا ویژگی‌های فرکتالی توزیع زمانی لرزه‌خیزی و به تبع آن پیچیدگی زمانی لرزه‌خیزی در قسمت‌های مختلف پهنه زاگرس مورد مطالعه و ارزیابی قرار گیرد.

بیرون‌زدگی‌ها و تورفتگی‌های موجود در حاشیه غیرفعال صفحه عربی باعث شده است تا پهنه زاگرس به‌طور ناهمگون دچار تغییرشکل شده و قسمت‌های مختلف آن مقادیر متفاوتی از تغییرشکل را تجربه کنند (ملک‌زاده و همکاران، ۲۰۱۶). فروبار دزفول به‌عنوان یک بیرون‌زدگی، موجب تمرکز قابل توجه تنش در مناطق مقابل خود (زیرپهنه‌های ایذه و زاگرس مرتفع) شده و به تبع آن باعث فرار



شکل ۲. زیرپهنه‌های زاگرس (بر اساس تقسیم‌بندی بربریان ۱۹۹۵ و مطیعی ۱۳۷۴). LO: لرستان، DE: فروبار دزفول، AP: دشت آبادان، IZ: ایذه، HZ: زاگرس مرتفع، FA: کمان فارس.

۱۹۹۱). تبدیل موجک پیوسته تابع $f(t)$ در مقیاس $s > 0$ و بازه زمانی $b \in \mathbb{R}$ را می‌توان به صورت زیر بیان نمود:

$$W_f(s, b) = \frac{1}{s} \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) \psi^* \left(\frac{t-b}{s} \right) dt \quad (1)$$

در رابطه فوق، $f(t)$ تابع پیوسته در زمان (متغیر وابسته به زمان)، W_f ضریب موجک یا نمایه تشابه، s ضریب مقیاس‌گذاری و b ضریب جابجایی است. ψ^* نیز مزدوج مختلط موجک ψ می‌باشد (موزی و همکاران، ۱۹۹۱). از آنجا که موجک مورلت شرایط لازم برای تجزیه و تحلیل‌های فرکتالی سری‌های زمانی ژئوفیزیکی را دارد (انسکو و همکاران، ۲۰۰۶؛ زمانی و همکاران، ۲۰۱۴)، لذا در این مطالعه از آن به عنوان موجک مادر استفاده شده است:

$$\psi(t) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0 t} e^{-t^2/2} \quad (2)$$

در این رابطه t متغیر زمان (متغیر مستقل) و ω_0 فرکانس مرکزی است. برای حصول شرایط قابل قبول (admissibility condition) برای تبدیل موجک، ω_0 برابر با ۶ در نظر گرفته شده است (فارگ، ۱۹۹۲).

بسیاری از سری‌های زمانی ژئوفیزیکی پُرخش بوده و دارای زوائد مقاری و پله‌ای شکل فراوانی هستند. از دیدگاه ریاضی این اشکال را تحت عنوان تکینگی (singularity) می‌نامند. به بیان ریاضی، تکینگی‌ها به نقاطی از یک تابع اطلاق می‌شوند که مقدار تابع در آنها بی‌نهایت باشد و یا تابع موردنظر در آن نقاط مشتق‌پذیر نباشد. رفتار محلی یک سری داده‌ای (یا یک تابع) را می‌توان در نقطه t_0 توسط تبدیل موجک تعیین کرد:

$$W_f^{(n)}(s, t_0) \sim |s|^{\alpha(t_0)}, s \rightarrow 0^+ \quad (3)$$

در رابطه فوق ضرایب موجک (W_f) در مقیاس‌ها و موقعیت‌های مختلف با اعمال نسخه پیوسته تبدیل موجک (رابطه ۱) بر روی سری زمانی مربوطه حاصل می‌شوند. همچنین در این رابطه α با عنوان ضریب هولدر موضعی (local Hölder exponent) یا ضریب لایپشیتز (Lipschitz exponent) نامیده می‌شود. این ضریب ابزار

از دیدگاه لرزه‌زمین‌ساختی، پهنه زاگرس را می‌توان به عنوان یکی از جوان‌ترین و فعال‌ترین مناطق کره زمین دانست (سرکاری‌نژاد و همکاران، ۲۰۱۳). این گستره از مزوزوئیک پسین تا به امروز حوادث مختلف زمین‌شناختی را تجربه کرده است، به طوری که رُخداد زمین‌لرزه‌ها دلیلی قاطع بر ادامه فعالیت‌های زمین‌ساختی مذکور می‌باشد (نوروزی، ۱۹۷۶). در شکل ۱ توزیع مکانی لرزه‌خیزی گستره زاگرس بین سال‌های ۱۳۸۲ تا ۱۳۹۵ نشان داده شده است. همان‌گونه که در این نقشه نیز دیده می‌شود، زمین‌لرزه‌ها از لحاظ مکانی کم و بیش در تمام بخش‌های این گستره حضور دارند. این موضوع گویای پویایی زمین‌ساختی در تمامی قسمت‌های پهنه زاگرس است. با این حال توزیع مذکور در قسمت‌های مختلف این پهنه یکسان نیست. به عنوان مثال در بخش‌های جنوب شرقی زاگرس (کمان فارس) تعداد قابل توجهی از زمین‌لرزه‌های با بزرگی $mb \leq 5$ در محدوده بین ساحل خلیج فارس تا خط تراز ۱۵۰۰ متر رُخ می‌دهند (جکسون و مکزی، ۱۹۸۴؛ نی و برازنجی، ۱۹۸۶؛ سرکاری‌نژاد و همکاران، ۲۰۱۳). این توزیع ناهمگون را می‌توان به دلیل چینش زمین‌ساختی ناهمگون کمربند چین‌خورده و گسل‌خورده زاگرس دانست. تفاوت در ویژگی‌های زمین‌ساختی باعث بروز رفتارهای متفاوت لرزه‌شناختی در قسمت‌های مختلف این پهنه شده است. بدیهی است چنین تفاوت‌هایی علاوه بر توزیع مکانی لرزه‌خیزی، می‌تواند در توزیع زمانی آن نیز نمود داشته باشد (مانند: آق‌آتابای، ۱۳۹۳؛ کلانه و آق‌آتابای، ۱۳۹۴). در این پژوهش سعی شده است تا ویژگی‌های فرکتالی توزیع زمانی لرزه‌خیزی در قسمت‌های مختلف گستره زاگرس با استفاده از روش WTMM مورد ارزیابی قرار گیرد.

۳. بیشینه قدرمطلق تبدیل موجک

در این مطالعه تجزیه و تحلیل فرکتالی سری‌های زمانی لرزه‌خیزی با استفاده از روش بیشینه قدرمطلق تبدیل موجک (WTMM) انجام شده است (موزی و همکاران،

کرد که سری زمانی مربوطه یک تک‌فرکتال است و اگر به صورت منحنی با تحدب رو به بالا باشد، سری مربوطه دارای ویژگی‌های فرکتالی ناهمگن بوده و یک چندفرکتال خواهد بود (مارویاما، ۲۰۱۱). زاویه رأس (θ) منحنی ضریب مقیاس‌گذاری به صورت زاویه بین دو مجانب منحنی با شیب α_{min} و α_{max} بیان می‌شود (زمانی و همکاران، ۲۰۱۴). منحنی یا طیف ضریب مقیاس‌گذاری باریک با زاویه رأس کوچک نشانگر یک توزیع چندفرکتالی پیچیده بوده و این در حالی است که با کاهش میزان پیچیدگی بر مقدار زاویه رأس افزوده شده و منحنی مربوطه بازتر می‌شود (کلاهی آذر، ۱۳۹۲).

طیف ضرایب هولدر که تحت عنوان طیف تکینگی (singularity spectrum) نیز شناخته می‌شود، توزیع احتمالی ضرایب هولدر را برای یک سری زمانی ارائه می‌دهد و به طور مستقیم با اعمال تبدیل لژاندر بر ضرایب مقیاس‌گذاری در تابع تقسیم قابل تعیین است. در این شیوه نیازی به محاسبه بُعد فرکتالی تعمیم‌یافته (generalized fractal dimension) نیست (بکری و همکاران، ۱۹۹۳؛ جافارد، ۱۹۹۷). این طیف ابزار مناسبی برای تعیین درجه چندفرکتالی یک سری زمانی بوده و توسط رابطه زیر نشان داده می‌شود:

$$f(\alpha_q) = q\alpha_q - \tau_q \quad (6)$$

در رابطه فوق $f(\alpha_q)$ بُعد فرکتالی هاسدُرف (یا D_H) مربوط به تمامی نقاط داده با مقدار ضریب هولدر برابر در سری داده‌ای مورد نظر می‌باشد (هرار و خیدر، ۲۰۱۴). α_q توزیع سراسری ضرایب هولدر در q مورد نظر است. ضریب هولدر ابزار مفیدی برای بیان ریاضی تغییرات سریع متغیر وابسته در بازه زمانی بسیار کوچک است:

$$\alpha_q = \frac{d\tau_q}{dq} \quad (7)$$

طیف تکینگی معیاری کمی برای بیان درجه چندفرکتالی یک سری داده‌ای است. در خصوص سری‌های داده‌ای با ماهیت تک‌فرکتالی، طیف تکینگی به یک نقطه محدود می‌شود. در صورتی که برای سری‌های داده‌ای چندفرکتالی

مناسبی برای بیان شدت تکینگی‌ها و یا به عبارت دیگر درجه نظم یک سری داده‌ای در نقطه‌ای خاص می‌باشد (کلاهی آذر، ۱۳۹۲). در مورد پدیده‌های تک‌فرکتال تنها یک ضریب هولدر برای بیان ماهیت آن پدیده کافی است. این در حالی است که در مورد پدیده‌های چندفرکتال، طیفی از این ضرایب مورد نیاز خواهد بود. در ادامه به توضیح در مورد چگونگی محاسبه طیف تکینگی سری‌های زمانی لرزه‌خیزی با استفاده از روش WTMM پرداخته شده است.

ابتدا صفحه مقیاس-موقعیت با استفاده از تبدیل موجک پیوسته (رابطه ۱) برای هر یک از سری‌های زمانی لرزه‌خیزی ایجاد می‌شود. سپس بر روی این صفحه، مکان هندسی تمامی نقاط با بیشینه قدرمطلق ضریب موجک ($|W_f(s,t)|$) مشخص می‌شود. این نقاط تحت عنوان WTMM نامیده می‌شوند و مکان هندسی آنها اسکلت تبدیل موجک می‌باشد. اگر $I(s)$ مکان هندسی همه WTMMها در مقیاس s باشد، آنگاه می‌توان تابع تقسیم $Z_q(s)$ را به صورت مجموع توان q تمامی WTMMها بیان کرد:

$$Z_q(s) = \sum |W_f(l,s)|^q \quad (4)$$

در رابطه بالا، q عددی حقیقی بوده و نشان دهنده میزان مشارکت ضرایب موجک در تابع تقسیم است (موزی و همکاران، ۱۹۹۱؛ آرنودو و همکاران، ۱۹۹۵؛ مک‌آتر و همکاران، ۲۰۰۷). در مقیاس‌های کوچک رابطه توانی بین تابع تقسیم و ضریب مقیاس‌گذاری وجود دارد. در واقع ضریب مقیاس‌گذاری نشان‌دهنده چگونگی تغییرات Z نسبت به s بوده و به صورت زیر بیان می‌شود:

$$Z_q(s) \sim s^{\tau_q} \quad (5)$$

در این رابطه τ_q ضریب مقیاس‌گذاری (scaling exponent) است. این ضریب را می‌توان به عنوان شیب برازش خطی هر یک از q ها بر روی نمودار دولگاریتمی تابع تقسیم در نظر گرفت. چنانچه تغییرات ضریب مقیاس‌گذاری نسبت به q خطی باشد، می‌توان چنین بیان

چولگی دوم پیرسون برای به‌دست آوردن میزان تقارن طیف‌های تکینگی استفاده شده است:

$$S_k = \frac{3(\mu - M_d)}{\sigma} \quad (9)$$

در این رابطه μ میانگین، M_d میانه و σ انحراف معیار تکینگی‌ها در طیف تکینگی است. مقادیر مثبت S_k یک طیف با چولگی به سمت چپ و مقادیر منفی آن، طیفی با چولگی به سمت راست را نشان می‌دهد (کلاهی‌آذر، ۱۳۹۲).

در پژوهش پیش‌رو برای انجام محاسبات و تجزیه و تحلیل‌های مربوطه، از بسته‌های نرم افزاری متلب (MATLAB)، فراکلب (Fraclab)، ویولب ۸۵۰ (Wavelab850) و برخی از کدهای تهیه شده توسط خود نگارندگان استفاده شده است.

۴. گردآوری داده‌ها و ایجاد سری‌های زمانی

لرزه‌خیزی

در این تحقیق داده‌های زمین‌لرزه از بانک داده پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (International Institute of Earthquake Engineering and Seismology) یا IIEES استخراج شده است. زمین‌لرزه‌های مذکور در بازه زمانی دی ماه ۱۳۸۲ تا خرداد ماه ۱۳۹۵ و همچنین چارچوب مکانی مشخص شده در شکل ۱ واقع شده‌اند. در چارچوب زمانی و مکانی مذکور، در کل تعداد ۶۹۳۳ زمین‌لرزه استخراج شده است. برای انجام تجزیه و تحلیل قابل اطمینان و قابل قبول، نیاز به ایجاد کاتالوگ زمین‌لرزه همگن و کامل است. از آنجا که تمامی داده‌های زمین‌لرزه استخراج شده بر مبنای بزرگای محلی (M_L) مخابره شده‌اند، لذا کاتالوگ مذکور به‌طور ذاتی همگن است. اما از آنجا که بزرگای محلی برای زمین‌لرزه‌های بزرگتر از حدود ۵/۵ اشباع می‌شود، لذا با استفاده از روابط تجربی ارائه شده توسط موسوی بافرویی و همکاران (۲۰۱۴) کاتالوگ موردنظر بر مبنای بزرگای گشتاوری (M_W) تهیه شده

به‌صورت زنگوله‌ای شکل است. شاخه صعودی منحنی نشانگر تکینگی‌های بزرگ با فراوانی کمتر و شاخه نزولی آن معرف تکینگی‌های کوچک و فراوان‌تر است. ضریب هولدر ناظر بر قله منحنی تکینگی (α_0) مرتبط با متداول‌ترین تکینگی در سری زمانی است. خصوصیات همبستگی یک سری زمانی را می‌توان با توجه به α_0 تشریح کرد، از این‌رو آن را عامل همبستگی (dependency factor) نیز می‌نامند (انسکو و همکاران، ۲۰۰۶). در این ارتباط، طیف تکینگی با $\alpha_0=0.5$ ، مؤید یک سری زمانی ناهمبسته با توزیع پواسونی است. در مورد یک سری زمانی پادهمبسته مقدار ضریب همبستگی کمتر از ۰/۵ بوده و در خصوص یک سری زمانی همبسته شرط $0.5 \leq \alpha_0 \leq 1$ برقرار است. چنانچه شرایط $\alpha_0 \geq 1$ برقرار باشد، سری زمانی مربوطه دارای همبستگی دوربرد بوده و یا به اصطلاح دارای حافظه بلند مدت است (کلاهی‌آذر، ۱۳۹۲).

حداکثر مقدار بُعد فرکانالی هاسدُرف (D_0) در یک طیف تکینگی، نشان‌دهنده میزان ناهمواری متداول‌ترین تکینگی (α_0) و یا سطح پُرشدگی سری زمانی مربوطه از α_0 را ارائه می‌دهد (کلاهی‌آذر و گلریز، ۲۰۱۸). پهنای طیف تکینگی ($\Delta\alpha$) سنجشی از میزان پیچیدگی سری زمانی مربوطه را ارائه می‌کند و توسط رابطه زیر بیان می‌شود:

$$\Delta\alpha = \alpha_{max} - \alpha_{min} \quad (8)$$

در این رابطه α_{min} و α_{max} به ترتیب ضرایب هولدر بیشینه و کمینه در طیف تکینگی هستند. به‌طور کلی هر چه بر میزان پیچیدگی سری زمانی مربوطه افزوده شود، طیف تکینگی آن پهن‌تر خواهد شد (مک‌آتر و همکاران، ۲۰۰۷).

تعادل بین تکینگی‌های فراوان (با شدت کم) و تکینگی‌های نادر (با شدت زیاد) را می‌توان به وسیله چولگی (کج‌شدگی) طیف تکینگی سنجید (اوزگر، ۲۰۱۱). چولگی یا ضریب تمرکز توزیع طیفی، معیاری برای سنجش تقارن در یک توزیع به‌خصوص است (زمانی و همکاران، ۲۰۱۴). در این مطالعه از ضریب

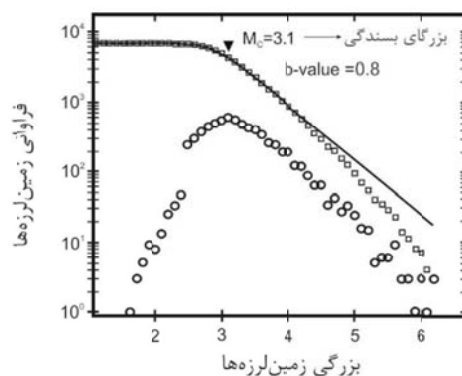
همکاران، ۲۰۰۶)، لذا سری‌های زمانی در این مطالعه براساس فاصله زمانی بین دو رخداد متوالی ایجاد شده‌اند.

۵. تجزیه و تحلیل داده‌ها و نتایج

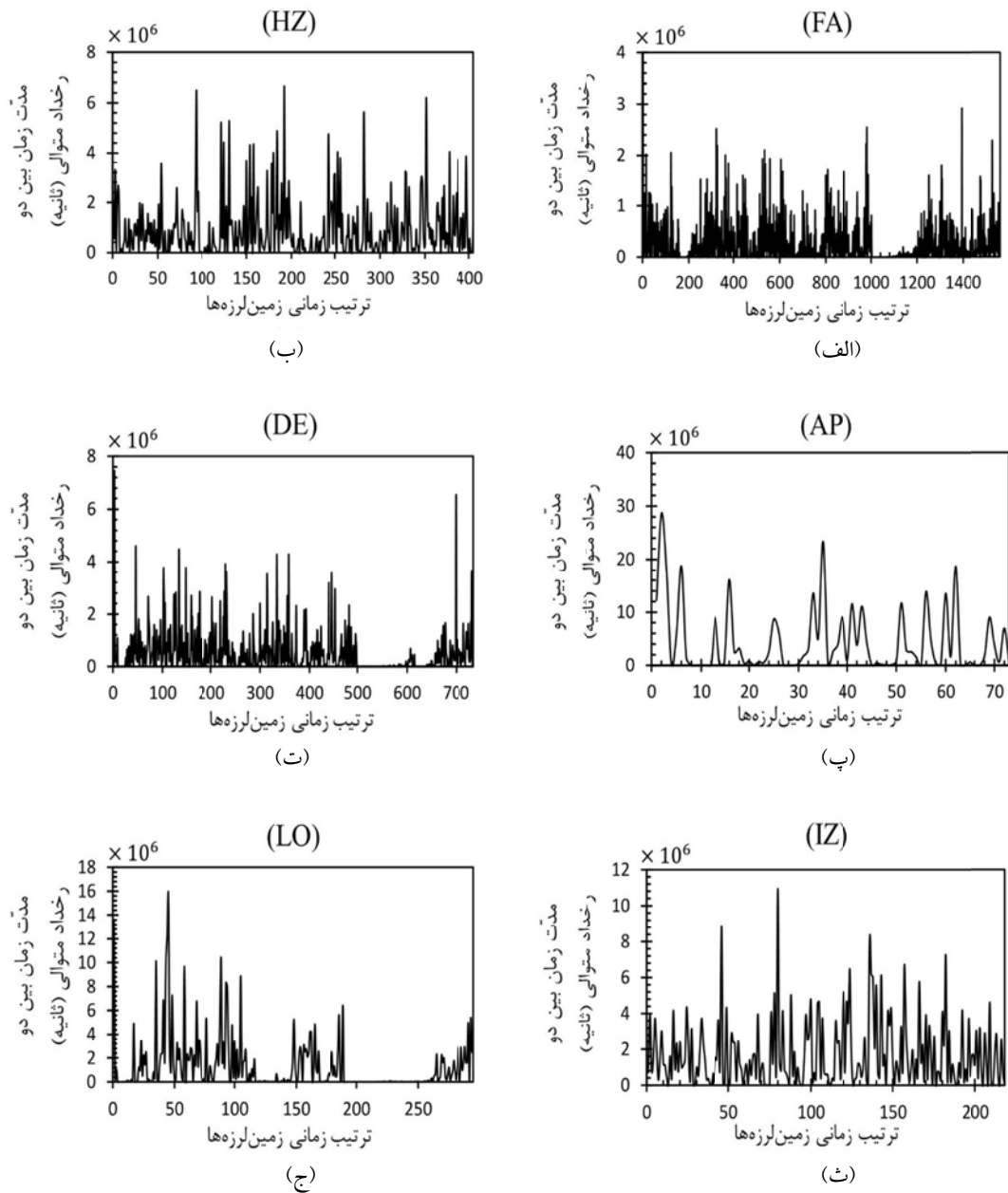
طیف تبدیل موجک پیوسته برای هر یک از سری‌های زمانی بر اساس رابطه ۱ محاسبه شده و در شکل ۵ نشان داده شده است. همچنین در شکل ۶ اسکلت WTMM هر یک از طیف‌های مذکور ارائه شده است. طیف تبدیل موجک نشانگر شاخص تشابه بین سری زمانی مربوطه و موجک تجزیه‌کننده (موجک مولت) در مقیاس (محور عمودی) و موقعیت (محور افقی) معینی است. چنانچه یک سری زمانی، طبیعتی خودمشابه و فرکتالی داشته باشد، در آن صورت ضرایب موجک نیز در مقیاس‌ها و موقعیت‌های مختلف، خودمشابه بوده و طیف تبدیل موجک پیوسته ساختاری پرده‌ای (curtain structure) خواهد داشت. با توجه به شکل ۵ تمامی طیف‌های ارائه شده ساختار پرده‌ای شکل دارند که می‌توان این موضوع را تأییدی بر وجود سرشت خودمشابه و فرکتالی توزیع زمانی لرزه‌خیزی در گستره زاگرس دانست. همچنین الگوی شاخه‌ای اسکلت WTMM (شکل ۶) گویای وجود ساختار سلسله مراتبی (hierarchical structure) تکنیکی‌ها در سری‌های زمانی مربوطه می‌باشد.

است. بر پایه تحلیل گوتنبرگ-ریشتر و با استفاده از روش درست‌نمایی بیشینه (maximum likelihood) آکی (۱۹۶۵) و اُنسو (۱۹۶۵) و بسته نرم‌افزاری ZMAP (ویمر، ۲۰۰۱)، بزرگای بسندگی (M_c) برابر با ۳/۱ تعیین شد (شکل ۳). برای ایجاد کاتالوگ کامل تمامی زمین‌لرزه‌های کوچک‌تر از بزرگای بسندگی حذف شدند و در نهایت تعداد ۳۲۹۱ زمین‌لرزه جهت تجزیه و تحلیل نهایی باقی ماندند.

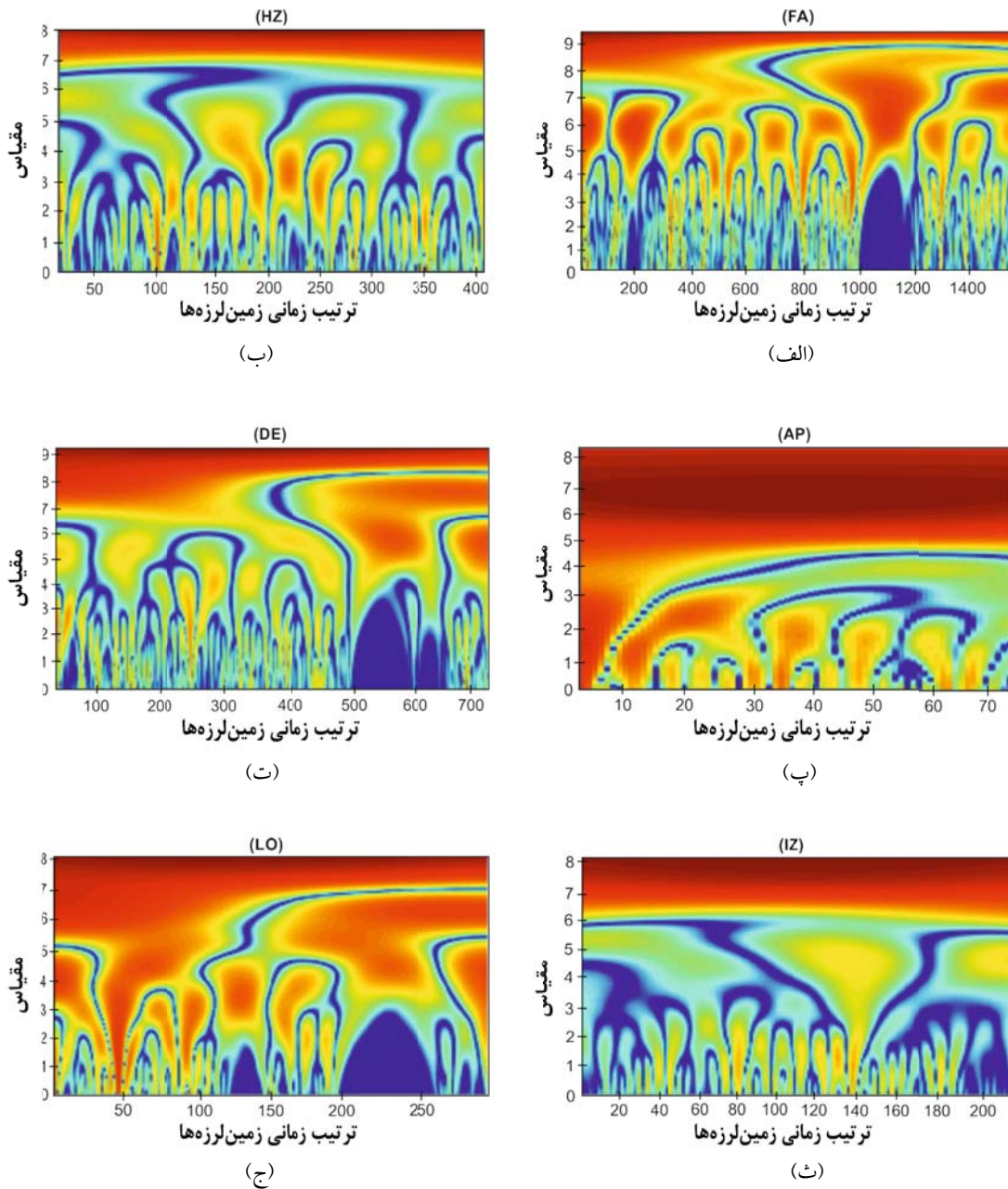
براساس تقسیم‌بندی مطیعی، که پیش‌تر به آن اشاره شده است (شکل ۲)، فهرست زمین‌لرزه‌های مربوط به هر پهنه مشخص شد. دشت آبادان با ۷۳، فروبار دزفول با ۷۳۷، کمان فارس با ۱۵۶۲، زاگرس مرتفع با ۴۰۵، ایذه با ۲۱۸ و در نهایت لرستان با ۲۹۶ رخداد زمین‌لرزه، شش زیرپهنه موردنظر در این مطالعه را تشکیل می‌دهند. در شکل ۴ سری‌های داده‌ای مربوط به توزیع زمانی لرزه‌خیزی در هر یک از زیرپهنه‌های ششگانه فوق‌الذکر ارائه شده است. با توجه به اینکه روش مورد استفاده در این تحقیق برای تجزیه و تحلیل فرکتالی مبتنی بر تبدیل موجک پیوسته است، لذا برای ایجاد سری‌های زمانی پیوسته از تغییرات زمانی لرزه‌خیزی، محور افقی سری‌های مذکور به صورت ترتیب زمانی رخداد‌های متوالی زمین‌لرزه در نظر گرفته شده است. از آنجا که زمان رخداد دقیق‌ترین و قابل اعتمادترین پارامتر لرزه‌خیزی محسوب می‌شود (انسکو و



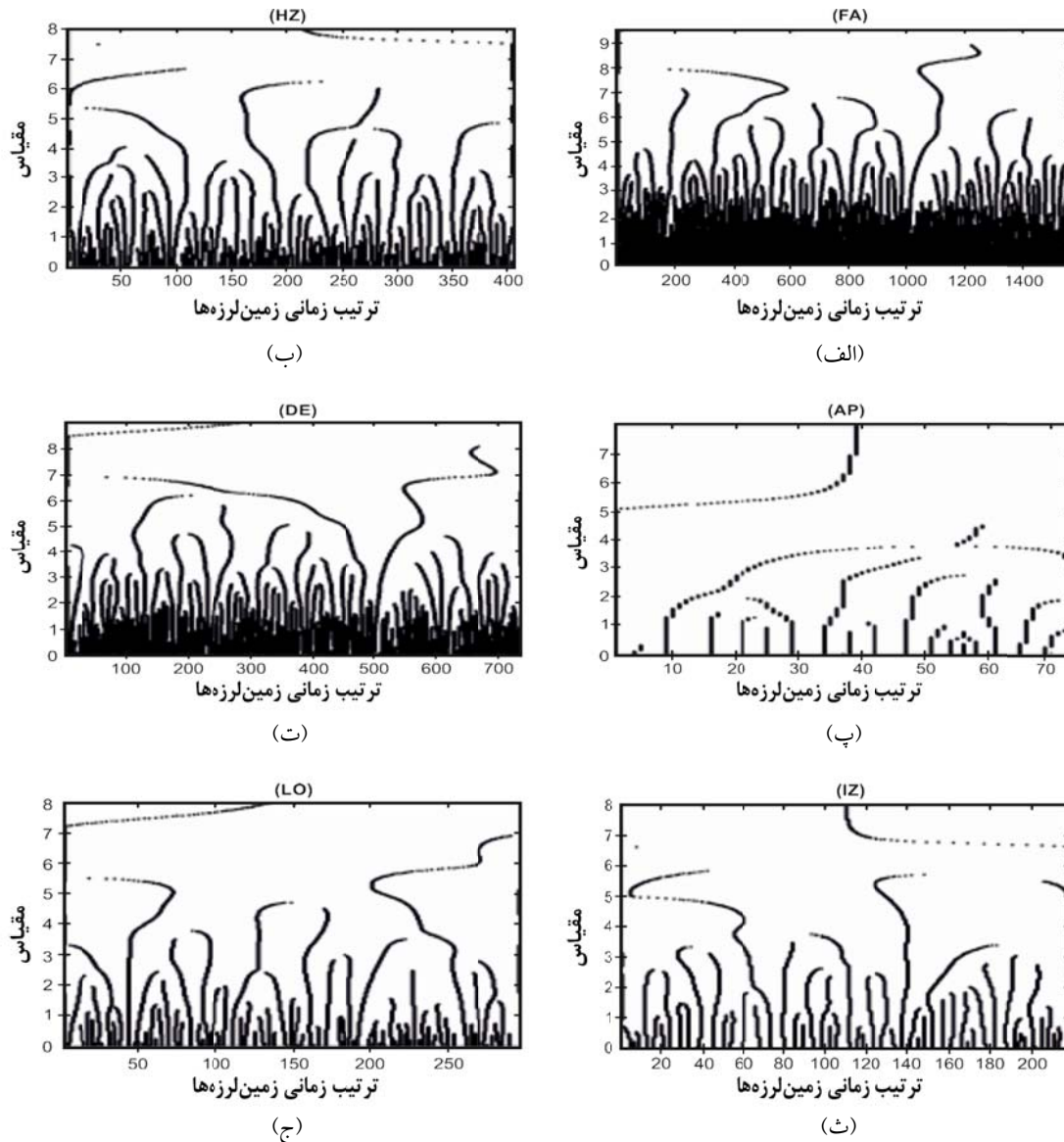
شکل ۳. نمودار توزیع فراوانی-بزرگی زمین‌لرزه‌های گستره زاگرس برای دوره زمانی دی ماه ۱۳۸۲ تا خرداد ماه ۱۳۹۵. بزرگای بسندگی بر پایه تحلیل گوتنبرگ-ریشتر ($\log N = a - bM$) و با استفاده از نرم‌افزار ZMAP محاسبه شده است. برای این منظور از روش درست‌نمایی بیشینه (Maximum Likelihood) استفاده شده است. دایره‌ها نشانگر تعداد زمین‌لرزه برای بزرگی‌های مختلف و مربع‌ها معرف تعداد تجمعی زمین‌لرزه‌های بزرگتر و مساوی بزرگای مورد نظر.



شکل ۴. سری‌های زمانی لرزه‌خیزی در زیرپهنه‌های مختلف زاگرس. محور افقی ترتیب زمانی زمین‌لرزه‌ها و محور قائم زمان بین دو رخداد متوالی می‌باشد. (الف) کمان فارس، (ب) زاگرس مرتفع، (پ) دشت آبادان، (ت) فروبار دزفول، (ث) ایذه و (ج) لرستان.



شکل ۵. طیف تبدیل موجک پیوسته. محور افقی ترتیب زمانی زمین لرزهها بوده و محور قائم مقیاسهای مختلف تبدیل موجک را نشان می‌دهد. رنگهای گرم و سرد به ترتیب نشانگر ضرایب موجک (نمایه تشابه) زیاد و کم هستند (رابطه ۱). (الف) کمان فارس، (ب) زاگرس مرتفع، (پ) دشت آبادان، (ت) فروبار دزفول، (ث) ایذه و (ج) لرستان.



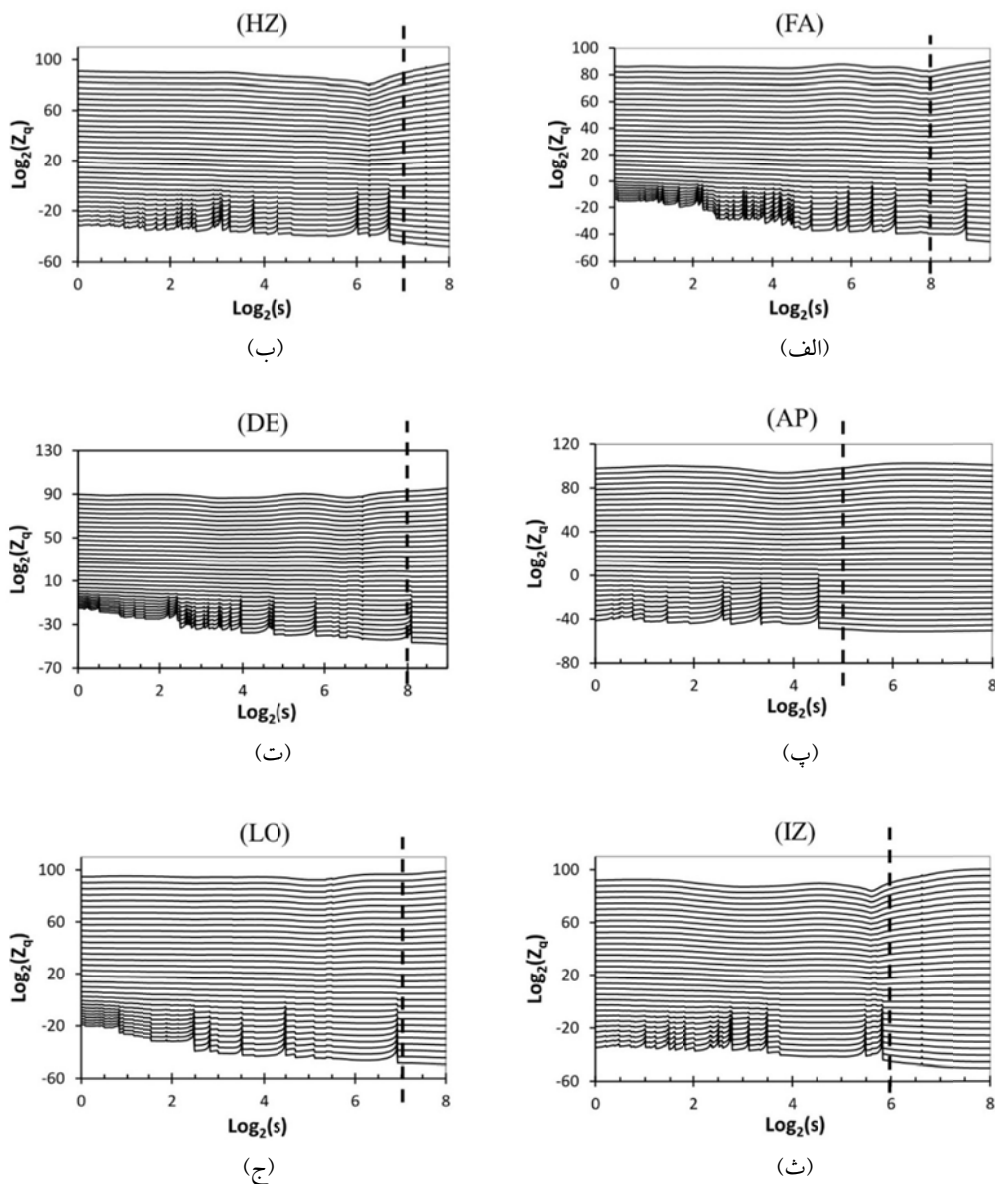
شکل ۶. اسکلت WTTMM. محور افقی ترتیب زمانی زمین‌لرزه‌ها بوده و محور قائم مقیاس‌های مختلف تبدیل موجک را نشان می‌دهد. (الف) کمان فارس، (ب) زاگرس مرتفع، (پ) دشت آبادان، (ت) فروبار دزفول، (ث) ایذه و (ج) لرستان.

تکینگی نسبت به بازوی مقادیر مثبت (صعودی) آنها، کمتر قابل اطمینان باشد (به نوارهای خطا در شکل‌های ۸ و ۹ توجه کنید). طیف ضرایب مقیاس‌گذاری به صورت شیب برازش خطی هر یک از q ها در تابع تقسیم و براساس رابطه ۵ محاسبه شده است. از آنجا که طول سری‌های زمانی محدود است، لذا برای اجتناب از تأثیرات حاشیه‌ای، ضرایب مقیاس‌گذاری در محدوده خاصی از مقیاس‌ها محاسبه

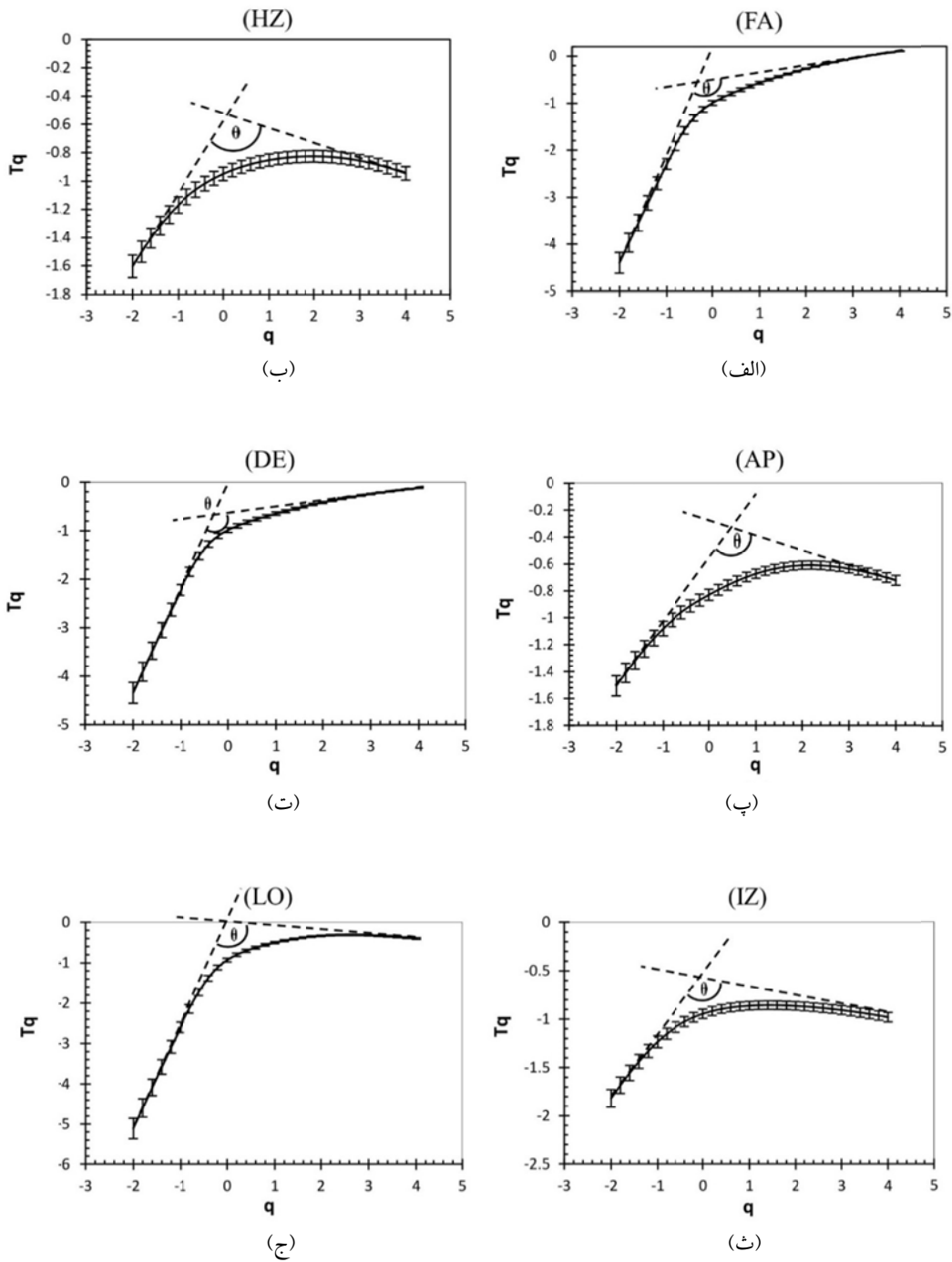
تابع تقسیم هر یک از سری‌های زمانی مذکور مطابق با رابطه ۴ محاسبه شده و نمودار دولگاریتمی آنها در ازای مقادیر مختلف q در شکل ۷ ارائه شده است. در این نمودارها q بین ۲- تا ۴ و با فواصل ۰/۲ در نظر گرفته شده است. با توجه به میزان نسبتاً زیاد انحراف معیار ضرایب مقیاس‌گذاری متناظر با مقادیر منفی q در مقایسه با مقادیر مثبت آن، می‌توان انتظار داشت که بازوی q های منفی (نزولی) طیف ضرایب مقیاس‌گذاری و طیف

زمانی مربوطه نیز دارای مقادیر متفاوت پیچیدگی و ناهمگنی هستند. مقدار زاویه رأس برای هر یک از طیف‌های ضرایب مقیاس‌گذاری در جدول ۱ ارائه شده است. زیرپهنه‌های لرستان، فروبار دزفول و کمان فارس به ترتیب دارای کمترین مقدار زاویه رأس بوده و زیرپهنه‌های ایذه، زاگرس مرتفع و دشت آبادان به ترتیب پس از آنها واقع شده‌اند.

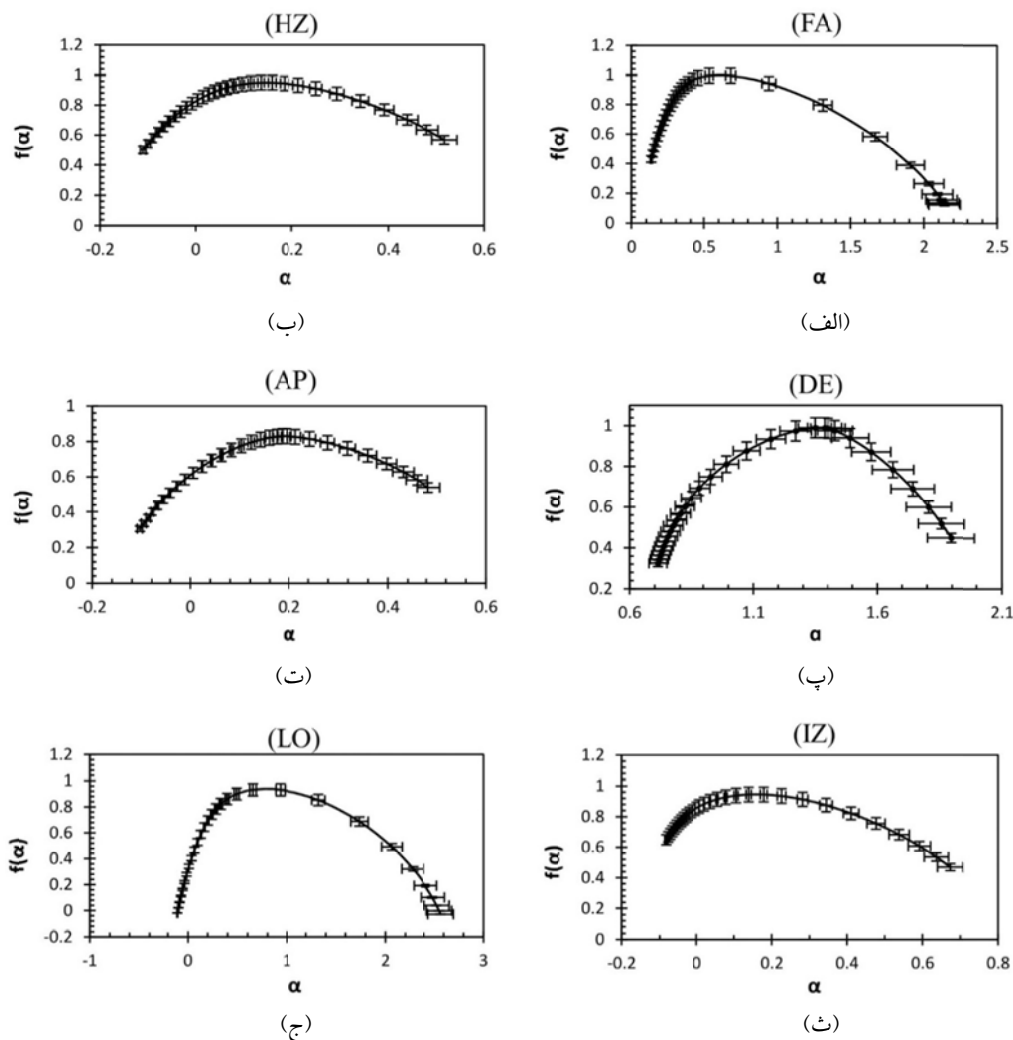
شده‌اند (به خط‌چین‌ها در شکل ۷ توجه کنید). برای هر یک از سری‌های زمانی لرزه‌خیزی زیرپهنه‌های شش‌گانه، طیف ضرایب مقیاس‌گذاری در شکل ۸ ارائه شده است. غیر خطی بودن منحنی‌های مذکور، نشان‌دهنده ماهیت چندفرکتالی سری‌های زمانی لرزه‌خیزی می‌باشد. با توجه به مقادیر متفاوت زاویه رأس منحنی‌ها (زاویه θ)، می‌توان نتیجه گرفت که سری‌های



شکل ۷. تابع تقسیم در یک دستگاه دو لگاریتمی. (الف) کمان فارس، (ب) زاگرس مرتفع، (پ) دشت آبادان، (ت) فروبار دزفول، (ث) ایذه و (ج) لرستان. حداکثر مقیاسی که برای محاسبه ضرایب مقیاس‌گذاری استفاده شده است، توسط خط‌چین نشان داده شده است.



شکل ۸. منحنی طیف ضرایب مقیاس‌گذاری. θ زاویه رأس منحنی است که بین دو مجانب با شیب‌های α_1 و α_2 (رابطه ۷) اندازه‌گیری شده است. (الف) کمان فارس، (ب) زاگرس مرتفع، (پ) دشت آبادان، (ت) فروبار دزفول، (ث) ایذه و (ج) لرستان.



شکل ۹. منحنی طیف تکیگی. (الف) کمان فارس، (ب) زاگرس مرتفع، (پ) دشت آبادان، (ت) فروبار دزفول، (ث) ایذه و (ج) لرستان.

جدول ۱. ویژگی‌های فرکتالی توزیع زمانی لرزه‌خیزی.

Δa	θ	S_K	D_0	a_0	a_{max}	a_{min}	زیرپهنه
$2/0.1 \pm 0/11$	$122/46 \pm 2/97^\circ$	$1/0.2 \pm 0/0.3$	$0/99 \pm 0/0.1$	$0/60 \pm 0/0.5$	$2/14 \pm 0/0.7$	$0/13 \pm 0/0.4$	کمان فارس
$0/63 \pm 0/0.5$	$146/25 \pm 2/34^\circ$	$0/83 \pm 0/0.3$	$0/95 \pm 0/0.3$	$0/15 \pm 0/0.3$	$0/52 \pm 0/0.4$	$-0/11 \pm 0/0.1$	زاگرس مرتفع
$2/0.6 \pm 0/12$	$120/45 \pm 8/38^\circ$	$1/0.7 \pm 0/0.9$	$0/98 \pm 0/0.1$	$0/51 \pm 0/0.6$	$2/17 \pm 0/0.7$	$0/10 \pm 0/0.5$	فروبار دزفول
$0/59 \pm 0/0.4$	$148/0.6 \pm 1/92^\circ$	$0/47 \pm 0/0.2$	$0/83 \pm 0/0.3$	$0/19 \pm 0/0.3$	$0/48 \pm 0/0.3$	$-0/11 \pm 0/0.1$	دشت آبادان
$0/75 \pm 0/10$	$141/61 \pm 5/32^\circ$	$1/0.3 \pm 0/0.6$	$0/94 \pm 0/0.2$	$0/16 \pm 0/0.6$	$0/67 \pm 0/0.8$	$-0/0.8 \pm 0/0.3$	ایذه
$2/67 \pm 0/12$	$105/55 \pm 2/30^\circ$	$0/86 \pm 0/0.3$	$0/93 \pm 0/0.1$	$0/79 \pm 0/0.6$	$2/57 \pm 0/0.9$	$-0/10 \pm 0/0.3$	لرستان

مرتفع، دشت آبادان، ایذه و لرستان است. این مقادیر منفی را می‌توان به دلیل وجود نوسانات بسیار شدید و تکینگی‌های بزرگ (زمان‌های نسبتاً طولانی نبود لرزه‌ای) در سری زمانی مربوطه دانست (کلاهی آذر، ۱۳۹۲).

بیشینه مقدار بُعد هاسدرف (بُعد ظرفیت یا D_0) بیانگر میزان پُرشدگی سری زمانی مربوطه از تکینگی رایج (α_0) است. تمامی سری‌های زمانی به استثناء دشت آبادان، دارای شرایطی تقریباً یکسان می‌باشند، به گونه‌ای که مقدار بُعد هاسدرف آنها بسیار نزدیک به ۱ است. از آنجا که تمامی سری‌های زمانی در این تحقیق یک بُعدی هستند، لذا می‌توان نتیجه گرفت که تکینگی رایج تقریباً در تمامی قسمت‌های سری‌های زمانی مربوطه به‌طور نسبتاً همگن پراکنده شده است. این در حالی است که در مورد دشت آبادان چنین نیست و تکینگی رایج به نسبت ناهمگن بوده و دارای توزیعی غیر یکنواخت می‌باشد.

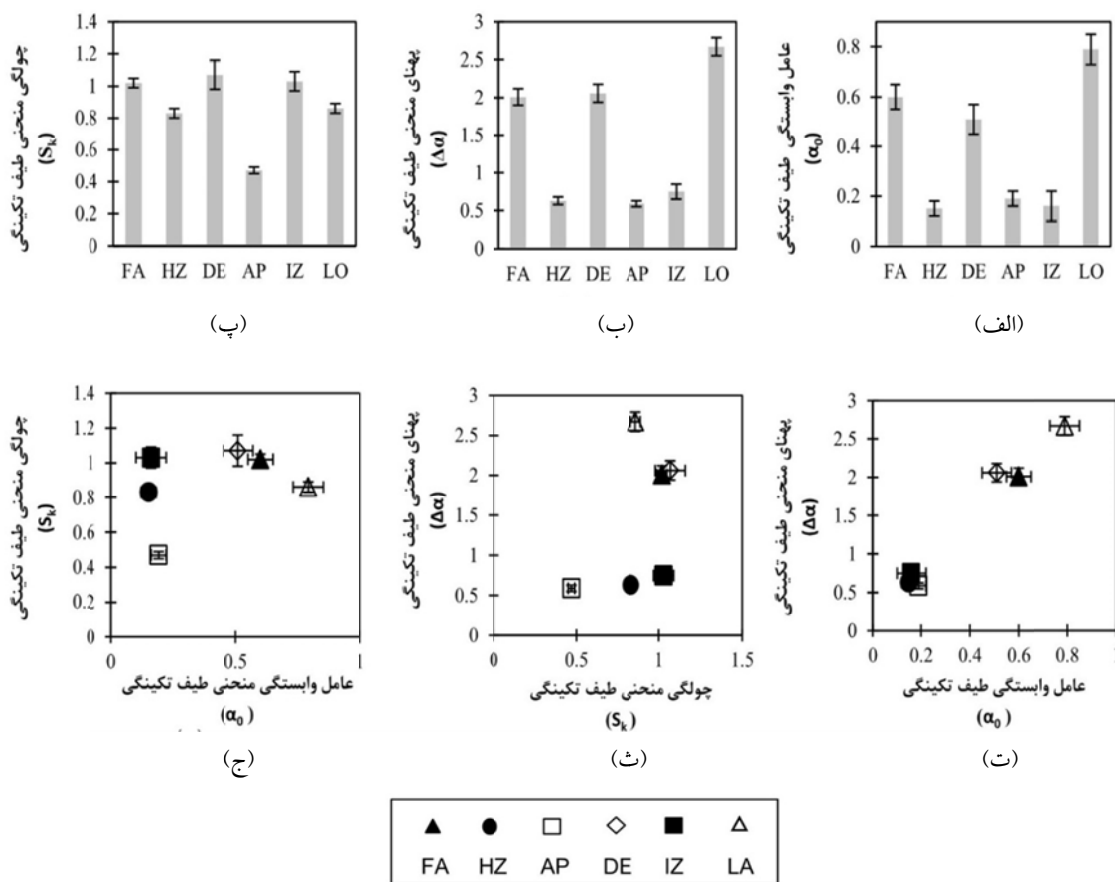
چولگی (S_k) منحنی طیف تکینگی، سنجشی از تعادل میان ناهمگنی تکینگی‌های کوچک و بزرگ را ارائه می‌کند (رابطه ۹). سری‌های زمانی لرزه‌خیزی بر اساس فاصله زمانی دو رخداد متوالی تعریف شده‌اند (شکل ۴)، لذا تکینگی‌های بزرگ نشان‌دهنده فعالیت‌های لرزه‌ای پراکنده از نظر زمانی (مانند دوره‌های زمانی نبودهای لرزه‌ای) و تکینگی‌های کوچک نشان‌دهنده فعالیت‌های لرزه‌ای پی‌درپی (مانند توالی‌های خوشه‌ای و فوج‌های زمین‌لرزه) هستند. با توجه به اینکه شاخه بالارونده (چپ) منحنی طیف تکینگی، متناظر با تکینگی‌های بزرگ (qهای مثبت) و شاخه پایین‌رونده (راست) آن، متناظر با تکینگی‌های کوچک (qهای منفی) است، لذا منحنی متقارن (با چولگی صفر) مؤید مقادیر ناهمگنی یکسان برای رخدادهای لرزه‌ای پراکنده و خوشه‌ای در توزیع زمانی مربوطه است. همچنین مقادیر مثبت چولگی (کج‌شدگی به چپ) نشان می‌دهد که لرزه‌خیزی پراکنده، نسبت به رخدادهای خوشه‌ای ناهمگن‌تر بوده و مقادیر منفی آن (کج‌شدگی به راست) بیانگر ناهمگنی بیش‌تر رخدادهای خوشه‌ای در مقایسه با وقایع پراکنده است. از

طیف تکینگی (چندفرکتالی) برای هر یک از سری‌های زمانی لرزه‌خیزی با استفاده از رابطه ۶ محاسبه شده است. در شکل ۹ این طیف برای هر یک از سری‌های زمانی لرزه‌خیزی ارائه شده و ویژگی‌های فرکتالی آنها در جدول ۱ و شکل ۱۰ ارائه شده است. حالت زنگوله‌ای این طیف را می‌توان دلیلی بر ماهیت چندفرکتالی سری‌های زمانی مربوطه دانست. علی‌رغم ماهیت چندفرکتالی توزیع زمانی لرزه‌خیزی، خصوصیات آن در زیرپهنه‌های مختلف متفاوت است. از مهم‌ترین ویژگی‌های فرکتالی یک سری زمانی میزان پیچیدگی آن است که می‌توان آن را توسط پهنای منحنی طیف تکینگی (رابطه ۸) بیان کرد. همان‌گونه که پیش‌تر نیز مطرح شد هر چه روابط حاکم میان عوامل درگیر در رخداد زمین‌لرزه‌های یک ناحیه پیچیده باشد، لرزه‌خیزی آن نیز دارای ماهیتی پیچیده خواهد بود (زمانی و همکاران، ۲۰۱۴). از این‌رو زیرپهنه‌های ششگانه زاگرس را می‌توان از لحاظ میزان پیچیدگی لرزه‌خیزی به دو گروه تقسیم‌بندی کرد: گروه اول که مشتمل بر زیرپهنه‌های لرستان، فروبار دزفول و کمان فارس بوده و گروه دوم شامل زیرپهنه‌های آبادان، زاگرس مرتفع و ایذه می‌باشد. بر اساس نتایج به‌دست آمده (جدول ۱ و شکل ۱۰)، لرزه‌خیزی در زیرپهنه‌های گروه اول در مقایسه با گروه دوم به نسبت دارای ماهیت پیچیده‌تری می‌باشند.

از نظر شاخص همبستگی (α_0)، توزیع زمانی لرزه‌خیزی در زیرپهنه‌های زاگرس مرتفع، دشت آبادان و ایذه (گروه دوم از دیدگاه پیچیدگی) دارای توزیع پادهمبسته می‌باشد. این در حالی است که توزیع فوق در فروبار دزفول ماهیتی کاملاً تصادفی دارد و به عبارتی توزیع آن پواسونی است. در دو زیرپهنه دیگر یعنی لرستان و کمان فارس، سری‌های داده‌ای مربوطه از لحاظ آماری همبسته هستند. بیش‌ترین مقدار شاخص همبستگی متعلق به لرستان و پس از آن کمان فارس است (شکل ۱۰-الف). نکته قابل توجه وجود برخی از ضرایب هولدر منفی α_{min} در جدول ۱) در طیف تکینگی مربوط به زیرپهنه‌های زاگرس

منحنی حالتی به نسبت متقارن دارد. این موضوع نشان می‌دهد که فعالیت‌های خوشه‌ای و پراکنده در زیرپهنه دشت آبادان ناهمگنی تقریباً یکسانی دارند. در زیرپهنه‌های لرستان و زاگرس مرتفع منحنی طیف تکینگی دارای میزان کج‌شدگی تقریباً برابر است. این درحالی است که بیش‌ترین میزان چولگی به ترتیب متعلق به فروبار دزفول، ایزه و کمان فارس بوده و این امر نشانگر ناهمگنی نسبتاً زیاد رخدادهای پراکنده در قیاس با رخدادهای خوشه‌ای در این مناطق می‌باشد (شکل ۱۰-پ).

آنجایی که مقدار چولگی در تمامی زیرپهنه‌ها مثبت است (جدول ۱)، لذا وقایع لرزه‌ای پراکنده به نسبت ناهمگن‌ترند. چنین یافته‌ای منطقی به نظر می‌رسد؛ زیرا رخدادهای خوشه‌ای که عمدتاً شامل لرزه‌خیزی وابسته (سری‌های پیش‌لرزه‌ای و پس‌لرزه‌ای) و فوج‌های زمین‌لرزه می‌باشند، در مقایسه با رخدادهای پراکنده (زمین‌لرزه‌های مستقل)، توزیع زمانی به نسبت همگن‌تری دارند. البته این نسبت در زیرپهنه‌های مختلف زاگرس یکسان نیست. منحنی طیف تکینگی زیرپهنه دشت آبادان دارای مقدار چولگی اندکی است و نشان می‌دهد که این



شکل ۱۰. نمودارهای ستونی و توزیعی پارامترهای مرتبط با منحنی طیف تکینگی که در جدول ۱ ارائه شده‌اند. نمودارهای ستونی (الف) عامل همبستگی طیف تکینگی (α_0)، (ب) پهنای منحنی طیف تکینگی ($\Delta\alpha$)، (پ) چولگی منحنی طیف تکینگی (S_k). نمودارهای توزیعی (ت) α_0 در مقابل $\Delta\alpha$ ، (ث) S_k در مقابل $\Delta\alpha$ و (ج) α_0 در مقابل S_k .

۶. بحث

بر اساس نتایج به دست آمده توزیع زمانی لرزه‌خیزی در زیرپهنه‌های لرستان، کمان فارس و فروبار دزفول در مقایسه با زیرپهنه‌های زاگرس مرتفع، ایذه و دشت آبادان از پیچیدگی بیش‌تری برخوردار است. همان‌گونه که قبلاً نیز مطرح شد، فروبار دزفول به‌عنوان یک بیرون‌زدگی در لبه غیر فعال صفحه عربی، باعث تمرکز تنش در نواحی ایذه و بخش‌های میانی زاگرس مرتفع شده و به تبع آن موجب فرار مواد سنگ‌کره فوقانی به سوی فرورفتگی‌های لرستان و کمان فارس شده است. بر اساس یافته‌های این پژوهش، توزیع زمانی لرزه‌خیزی در مناطق با تمرکز تنش زیاد، دارای پیچیدگی کمتری نسبت به مناطق پیرامونی می‌باشد (جدول ۱ و شکل ۱۰). دلیل این تفاوت را می‌توان در متفاوت بودن میزان پیچیدگی عوامل ژئودینامیکی و زمین‌ساختی دخیل در رخداد زمین‌لرزه‌های آن مناطق دانست. به‌طوری‌که هرچه بر میزان پیچیدگی عوامل مذکور افزوده می‌شود، توزیع زمانی لرزه‌خیزی در آن مناطق نیز پیچیده‌تر می‌شود. از این‌رو می‌توان چنین بیان کرد که چینش زمین‌ساختی در زیرپهنه‌های لرستان، فروبار دزفول و کمان فارس در مقایسه با سایر قسمت‌های پهنه زاگرس به نسبت پیچیده‌تر است. این در حالی است که دشت آبادان به‌عنوان آرام‌ترین زیرپهنه گستره زاگرس از لحاظ لرزه‌خیزی، دارای کمترین میزان پیچیدگی در توزیع زمانی لرزه‌خیزی می‌باشد (شکل ۱۱-الف).

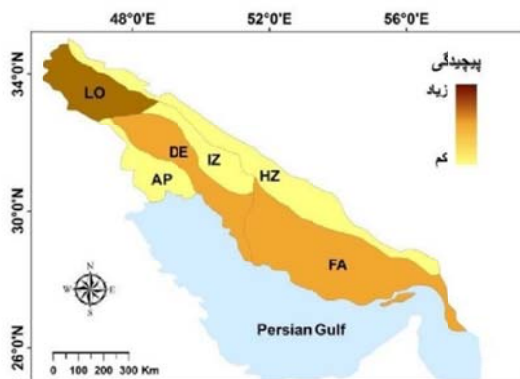
همان‌گونه که پیش‌تر نیز اشاره شد، کلاهی آذر و گلریز (۲۰۱۸) به واسطه مطالعه پیچیدگی تغییرات توپوگرافی سطح زمین، میزان پیچیدگی فرآیندهای ژئودینامیکی درگیر در قسمت‌های سطحی پوسته زاگرس را نشان داده‌اند. از آنجا که زمین‌لرزه‌ها (به‌خصوص زمین‌لرزه‌های متوسط و بزرگ) در عمق‌های میانی و تحتانی پوسته رخ می‌دهند، لذا می‌توان انتظار داشت که مطالعه پیچیدگی توزیع زمانی لرزه‌خیزی ابزار مناسبی برای تعیین پیچیدگی فرآیندهای ژئودینامیکی درگیر در اعماق مذکور باشد.

نتایج تحقیق حاضر انطباق مناسبی با نتایج پژوهش اشاره شده دارد. آنها نشان داده‌اند که توپوگرافی در زیرپهنه‌های لرستان، فروبار دزفول و کمان فارس نسبت به سایر قسمت‌های پهنه زاگرس پیچیده‌تر است. این در حالی است که زیرپهنه‌های ایذه و زاگرس مرتفع دارای پیچیدگی توپوگرافی کمتری می‌باشند. در مطالعه اشاره شده به میزان نسبتاً بالای پیچیدگی توپوگرافی در زیرپهنه دشت آبادان نیز اشاره شده است و دلیل آن را آرامش نسبی فعالیت زمین‌ساختی در این زیرپهنه دانسته‌اند. در چنین آرامشی به دلیل عملکرد بدون وقفه فرآیندهای فرسایشی، سطح زمین نسبتاً مسطح خواهد بود و اندک پستی و بلندی‌های موجود نیز عمدتاً به واسطه عملکرد فرآیندهای متنوع و پیچیده فرسایشی ایجاد شده‌اند. نتایج تحقیق پیش‌رو نیز پیچیدگی نسبتاً کمی را برای فرآیندهای ژئودینامیکی اعماق پوسته زیرپهنه دشت آبادان نشان می‌دهد. به‌طور کلی در خصوص دشت آبادان می‌توان چنین نتیجه گرفت که آرامش نسبی فعالیت‌های زمین‌ساختی در دشت آبادان باعث شده است تا در این زیرپهنه توزیع زمانی لرزه‌خیزی پیچیدگی کمتری داشته باشد. در عوض با کم‌رنگ شدن عوامل زمین‌ساختی، فرصتی در اختیار عوامل فرسایشی قرار گرفته است تا توپوگرافی پست و در عین حال پیچیده‌ای را ایجاد نمایند. این توپوگرافی پیچیده، منعکس‌کننده پیچیدگی عوامل ایجاد‌کننده آن (فرآیندهای فرسایشی) است (کلاهی آذر و گلریز، ۲۰۱۸).

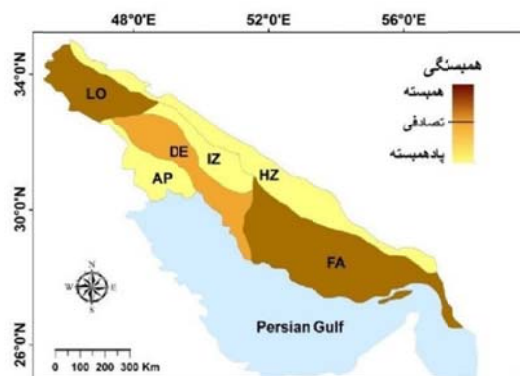
از دیدگاه خصوصیات همبستگی نیز توزیع زمانی لرزه‌خیزی در زیرپهنه‌های زاگرس مرتفع، ایذه و دشت آبادان ماهیتی پادهمبسته دارد. در صورتی که زیرپهنه‌های لرستان و فارس سرشتی همبسته و فروبار دزفول ماهیتی کاملاً تصادفی دارند. این نتایج مشخص می‌کنند که در مناطق با تمرکز تنش، توزیع زمانی لرزه‌خیزی سرشتی پادهمبسته دارد. در صورتی که توزیع مذکور در فرورفتگی‌های لرستان و کمان فارس همبسته بوده و در فروبار دزفول نیز ماهیتی کاملاً تصادفی دارد

زیرپهنه‌های فروبار دزفول، ایذه، کمان فارس، لرستان، زاگرس مرتفع و دشت آبادان به ترتیب بیش‌ترین تا کمترین میزان ناهمگنی رخدادهای پراکنده را دارا می‌باشند (شکل ۱۱-ج).

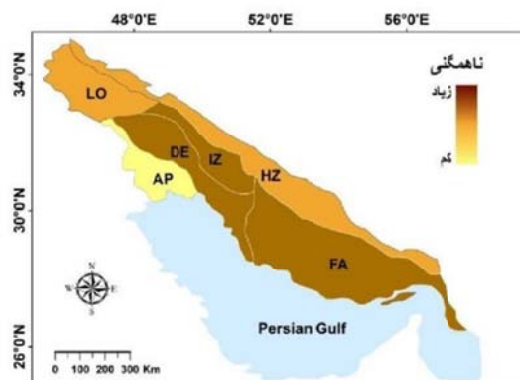
(شکل ۱۱-ب). به‌طورکلی در گستره زاگرس رُخداد زمین‌لرزه‌های مستقل (پراکنده) در مقایسه با حوادث وابسته (خوشه‌ای) ناهمگن‌ترند. هر چند این ناهمگنی در قسمت‌های مختلف پهنه زاگرس یکسان نبوده و



(الف)



(ب)



(ج)

شکل ۱۱. (الف) پیچیدگی، (ب) همبستگی (وابستگی) و (ج) ناهمگنی توزیع زمانی لرزه‌خیزی در زیرپهنه‌های مختلف زاگرس.

۷. نتیجه‌گیری

در این مطالعه با استفاده از راه‌کاری مبتنی بر تبدیل موجک پیوسته به بررسی و مطالعه کمی توزیع زمانی لرزه‌خیزی در پهنه زمین‌ساختی زاگرس پرداخته شده است. ویژگی‌های چندفرکتالی توزیع زمانی لرزه‌خیزی از تیر ماه ۱۳۸۳ تا خرداد ماه ۱۳۹۵، برای قسمت‌های مختلف زاگرس با استفاده از روش WTMM مورد بررسی و ارزیابی قرار گرفته است. نتایج به‌دست آمده از این تحقیق مؤید وجود رفتار خودمشابه و سرشت فرکتالی برای توزیع زمانی لرزه‌خیزی در پهنه زاگرس است. این رفتار حالت یکنواختی نداشته و در قسمت‌های مختلف گستره مورد نظر متغیر است. به‌طورکلی توزیع زمانی لرزه‌خیزی در زیرپهنه‌های لرستان، فروبار دزفول و کمان فارس به‌ترتیب پیچیده‌تر از سایر قسمت‌های پهنه مورد مطالعه هستند.

در این میان زیرپهنه‌های آبادان، زاگرس مرتفع و ایذه به‌ترتیب دارای کمترین میزان پیچیدگی توزیع زمانی لرزه‌خیزی هستند. از دیدگاه پیچیدگی زمانی لرزه‌خیزی، در تمامی زیرپهنه‌های پهنه مورد مطالعه رخداد‌های مستقل دارای ماهیتی پیچیده‌تر از رخداد‌های وابسته هستند. این امر از لحاظ منطقی نیز قابل پذیرش است. توالی‌های پس‌لرزه‌ای به‌عنوان مهم‌ترین بخش از حوادث وابسته، به‌دلیل سازوکارهای عامل تقریباً مشابه، دارای توزیع زمانی نسبتاً همگن‌تری در مقایسه با زمین‌لرزه‌های مستقل هستند. با این وجود میزان این تفاوت میان پیچیدگی زمین‌لرزه‌های وابسته و مستقل در زیرپهنه‌های مختلف یکسان نیست. این موضوع را می‌توان به‌عنوان ناهمگنی در پیچیدگی توزیع زمانی لرزه‌خیزی پهنه‌های مورد مطالعه نیز در نظر گرفت. در این خصوص زیرپهنه دشت آبادان دارای کمترین میزان ناهمگنی بوده و زیرپهنه‌های زاگرس مرتفع، لرستان، کمان فارس، ایذه و فروبار دزفول به‌ترتیب مقادیر بیش‌تری از ناهمگنی را دارا هستند. از منظر همبستگی زمانی نیز لرزه‌خیزی در زیرپهنه‌های زاگرس مرتفع، ایذه و دشت آبادان ماهیتی پادهمبسته دارد. فروبار

دزفول تنها زیرپهنه‌ای است که توزیع زمانی لرزه‌خیزی در آن سرشتی کاملاً تصادفی دارد. در زیرپهنه‌های فارس و لرستان اندکی بر میزان همبستگی افزوده شده است. مطالعه فرکتالی توزیع زمانی لرزه‌خیزی ابزاری سودمند برای درک بهتر شرایط ژئودینامیکی گستره زمین‌ساختی زاگرس است. با استفاده از این رویه، جنبه‌هایی از شرایط لرزه‌زمین‌ساختی زاگرس آشکار شده است که تاکنون از این منظر به آن پرداخته نشده است.

تشکر و قدردانی

این تحقیق به‌عنوان بخشی از پایان‌نامه کارشناسی ارشد نویسنده اول بوده و با حمایت مادی و معنوی معاونت پژوهشی دانشگاه دامغان به انجام رسیده است. از خانم فاطمه ناظم‌نژاد بابت ویرایش برخی از شکل‌ها سپاسگزاری می‌شود.

مراجع

- آق‌آتابای، م.، ۱۳۹۳، الگوی توزیع زمانی زمین‌لرزه‌های جنوب خاور زاگرس، م. علوم زمین، ۹۴، ۲۴۵-۲۵۴.
- کلانه، س. و آق‌آتابای، م.، ۱۳۹۴، پهنه‌بندی فعالیت‌های لرزه‌ای کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس با استفاده از پارامترهای فرکتالی، م. فیزیک زمین و فضا، ۴۱(۳)، ۳۶۳-۳۷۵.
- کلاهی‌آذر، ا.، ۱۳۹۲، بررسی تغییرات زمانی لرزه‌خیزی مبتنی بر آنالیز موجک، رساله دکتری، دانشگاه شیراز، شیراز-ایران.
- گلریز، س.، ۱۳۹۵، تعیین ابعاد برخالی توپوگرافی سطحی و کاربرد آن در بررسی زمین‌ساختی ناحیه زاگرس، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه دامغان، دامغان-ایران.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۴، زمین‌شناسی نفت زاگرس، تهران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱، ۵۸۹ ص.

- Aki, K., 1965, Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N=a-bM$ and its confidence limits, *Bull. Earth Res. Inst., Univ. Tokyo*, 43, 237-239.
- Arneodo, A., Bacry, E. and Muzy, J., 1995, The thermodynamics of fractals revisited with wavelets, *Physica A*, 213, 232-275.
- Bacry, E., Muzy, J. and Arneodo, A., 1993, Singularity spectrum of fractal signals from wavelet analysis: exact results, *J. Stat. Phys.*, 70, 635-674.
- Berberian, M., 1995, Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: Active basement tectonics and surface morphotectonics, *Tectonophysics*, 241, 193-224.
- Boeing G., 2016, Visual analysis of nonlinear dynamical systems: chaos, fractals, self-similarity and the limits of prediction, *systems*, 4, 37.
- Caruso, F., Vinciguerra, S., Latora, V., Rapisarda, A. and Malone, S., 2006, Multifractal analysis of Mount St. Helens seismicity as a tool for identifying eruptive activity, *fract.*, 14, 179-186.
- Enescu, B., Ito, K. and Struzik, Z., 2006, Wavelet-based multiscale resolution analysis of real and simulated time-series of earthquakes, *Geophys. J. Int.*, 164, 63-74.
- Farge, M., 1992, Wavelet transforms and their applications to turbulence, *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 24, 359-457.
- Geilikman, M., Golubeva, T. and Pisarenko, V., 1990, Multi fractal patterns of seismicity, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 99, 127-132.
- Goldberger, A., Amaral, L., Glass, L., Hausdorff, J., Ivanov, P., Mark, R., Mietus, J., Moody, G., Peng, C. and Stanley, H., 2000, PhysioBank, PhysioToolkit, and PhysioNet: Components of a New Research Resource for Complex Physiologic Signals, *Circulation*, 101, 215-220.
- Goltz, C., 1997, *Fractal and chaotic properties of earthquakes*, Springer Verlag, Berlin, Germany.
- Harrar, K., Khider, M., 2014, Texture analysis using multifractal spectrum. *Int. J. Model. Opt.*, 4(4), 336-341.
- Hirabayashi, T., Ito, K. and Yoshi T., 1992, Multi-fractal analysis of earthquakes, *Pure Appl. Geophys.*, 138, 591-610.
- Jackson, J. and McKenzie, D., 1984, Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys. J. Royal Astronomical Soc.*, 77, 185-264.
- Jafard, S., 1997, Multifractal formalism for functions. Part 292 I: Results valid for all functions, *SIAM J. Math. Anal.*, 28, 944-970.
- Kagan, Y. and Jackson, D., 1991, Long-term earthquake clustering, *Geophys. J. Int.*, 104, 117-133.
- Kolahi-Azar, A. and Golriz, S., 2018, Multifractal topography: A tool to measure tectonic complexity in the Zagros Mountain Range, *Math. Geosci.*, 50(4), 431-445.
- Malekzade, Z., Bellier, O. and Abbasi, M., 2016, The effects of plate margin inhomogeneity on the deformation pattern within west-Central Zagros Fold-and-Thrust Belt, *Tectonophysics*, 693(B), 304-326.
- Mandelbrot, B., 1989, Multi-fractal measures: especially for the geophysist, *pure Appl. Geophys.*, 131, 5-42.
- Maruyama, F., Kai, K. and Morimoto, H., 2011, Wavelet-based multifractal analysis of the El Niño/Southern Oscillation, the Indian Ocean dipole and the North Atlantic Oscillation, *SOLA*, 7, 65-68.
- McAteer, R., Young, C., Ireland, J. and Gallagher, P., 2007, The bursty nature of solar flare X-ray emission, *Astrophys. J.*, 662, 691-700.
- Mousavi-Bafrouei, S.H., Mirzaei, N. and Shabani, E., 2014, A declustered earthquake catalog for the Iranian Plateau, *Ann. Geophys.*, 57(6), S0653.
- Muzy, J., Bacry, E. and Arneodo, A., 1991, Wavelets and multifractal formalism for singular signals: Application to turbulence data, *Phys. Rev. E.*, 67, 3515-3518.
- Ni, J. and Barazangi, M., 1986, Seismotectonics of Zagros continental collision zone and a comparison with the Himalayas, *J. Geophys. Res.*, 91, 8205-8218.
- Nowroozi, A., 1976, Seismotectonic provinces of Iran, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 66, 1249-1276.
- Sarkarinjad, K., Mehdi Zadeh, R. and Webster, R., 2013, Two-dimensional spatial analysis of the seismic b -value and the Bouguer gravity anomaly in the southeastern part of the Zagros Fold-and-Thrust Belt, Iran: Tectonic implications, *J. Asian Earth Sci.*, 62, 308-316.
- Özger, M., 2011, Investigating the multifractal properties of significant wave height time series using a wavelet-based approach. *J. Waterw. Port. C. Eng.*, 137, 34-42.
- Sepehr, M. and Cosgrove, W., 2005, Role of Kazerun Fault Zone in the formation and deformation of the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran, *Tectonics*, 24(5), TC5005.
- Smalley, R., Chatelain, J., Turcoote, D. and Prevot, R., 1987, A seismicity of the New Hebrides, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 77, 1368-1381.
- Toledo, B., Chian, A., Rempel, E., Miranda, R., Munoz, P. and Valdivia, J., 2013, Wavelet-based multifractal analysis of nonlinear time

- series: The earthquake-driven tsunami of 27 February 2010 in Chile, *Phys. Rev., E.*, 87, 22821-1 – 22821-11.
- Torrence, C. and Compo G.P., 1998, A practical guide to wavelet analysis, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 79(1), 61-78.
- Utsu, T., 1965, A method for determining the value of b in formula $\log N = a - bM$ showing the magnitude-frequency relation for earthquakes, *Geophys. Bull. Hokkaido Univ.*, 13, 99-103.
- Wiemer, S., 2001, A software package to analyze seismicity: ZMAP, *Seismol. Res. Lett.*, 72, 373-382.
- Xu, J., Chen, Y., Li, W., Ji, M. and Dong, S., 2009, The complex nonlinear system with fractal as well as chaotic dynamics of annual runoff processes in the three headwaters of the Tarim River, *J. Geophys. Sci.*, 19, 25-35.
- Zamani, A. and Agh-Atabai, M., 2009, Temporal characteristics of seismicity in the Alborz and Zagros regions of Iran, using multifractal approach, *J. Geodyn.*, 47, 271-279.
- Zamani, A., Samiee, J. and Kirby, J., 2013, Estimating the coherence method, *tectonophysics*, 601, 139-147.
- Zamani, A., Kolahiazar, A. and Safavi, A., 2014, Wavelet-Based Multifractal Analysis of Earthquakes Temporal Distribution in Mammoth Mountain Volcano, Mono County, Eastern California, *Acta Geophysica*, 62, 585-607.

Complexity investigation of seismicity temporal distribution in the Zagros region by using fractal analysis

Golriz, S.¹ and Kolahi-Azar, A. P.^{2*}

1. M.Sc. Graduated, School of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran

2. Assistant Professor, School of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran

(Received: 18 April 2018, Accepted: 14 May 2019)

Summary

In this research it is tried to examine the fractal complexity of seismicity temporal dispersion in the Zagros Mountain range. The Wavelet Transform Modoulos Maxima (WTMM) as an innovative strang attractor formalism has been utilized for the multifractal investigation. Earthquakes that occurred from December 2003 to May 2016 have been collected from the master catalog of the International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES). As all events in the master list are reported based on the local magnitude (M_L), the achieved catalog is already homogeneous. M_L is saturated for the earthquakes with magnitude greater than 5.5, so they are converted to the moment magnitude (M_W) using some empirical relations. For a reliable and comprehensive seismicity examination, the Gutenberg–Richter analysis is performed over the cumulative distribution of events, and the minimum magnitude of completeness (M_C) has been obtained. For M_C calculation, the maximum curvature method is used and an overall $M_C=3.1$ is computed for the attained earthquake catalog. To complete the catalog, all events with $M_W < M_C$ have been removed from the earthquakes list. As the occurrence time is the most reliable seismicity parameter, the time-series are prepared as interevent times between the consecutive earthquakes for the different subzones of the Zagros region. The WTMM technique has been applied to each of the time-series and their fractal characteristics are gained from the attributes of the related scaling and singularity spectrums. The obtained results revealed that the seismicity is scale invariant; however, its multifractal nature is not constant. There are some differences among the fractal aspects of seismicity temporal changes in the different portions of the belt. Chronological distribution of earthquakes in the simply-folded belt and Dezful embayment are remarkably more complex than the other portions of the Zagros Mountain range. Dezful embayment as an indenter plays an important role on deformation style in the Zagros Mountain. It causes crust materials to escape from the frontal regions toward the Fars-Arc and Lorestan side-salients. Our findings indicate a relatively complex and heterogeneous temporal variation of earthquakes in the salients and Dezful indenter with respect to those in high-Zagros and Izeh frontal subzones. Abadan plain is the quietest subzone seismically and it shows the least amount of temporal complexity. From the dependency point of view, the seismicity of high-Zagros, Izeh, and Abadan plain has an anticorrelated sharing. On the contrary, Fars-Arc and Lorestan salients have correlated seismic activities and in Dezful embayment the seismicity behaves in a random (stochastic) manner. These findings reveal that the seismicity offers relatively inconsistent configuration in regions with a high-stress concentration and in contrary, earthquakes work dependably in other calm areas. Generally, in the Zagros region independent (scattered) earthquakes are more heterogeneous with respect to the dependent (clustered) seismicity. In other words, the Zagros tectonic setting is such that the independent earthquakes have more intricate temporal spreading with respect to the affiliated temblors. The results of this study are in agreement with Kolahi-Azar and Golriz (2018) examination. In the mentioned work topography complexity has been measured for the different subzones of the Zagros region. Assuming the topography is affected by the superficial tectonic processes; they concluded shallow tectonic processes that act more intricately in Dezful embayment, Fars-Arc, and Lorestan side-salients. Similarly, our results show the more intricate temporal distribution of seismicity for the same regions. The fractal study of seismicity temporal distribution is a useful tool for the better understanding of the geodynamic conditions in a region. This approach reveals new seismotectonic aspects of the Zagros region which has not been addressed from this point of view.

Keywords: Wavelet transform, Singularity spectrum, Multifractal, Seismotectonics, independent seismicity, affiliated seismicity.