

هندسه فرکتالی گسل‌ها و لرزه‌خیزی آذربایجان (شمال غرب ایران)

مجتبی مهرپویان^{۱*}، محمد مهدی خطیب^۲، محسن جامی^۳، مهسا ارجمندی^۴ و حسین میر زینلی یزدی^۵

۱- کارشناس ارشد تکتونیک شرکت ملی مناطق نفتخیز جنوب ایران

۲- استاد گروه زمین‌شناسی دانشگاه بیرجند

۳- دانشجوی دکترای زمین‌شناسی گرایش تکتونیک (دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران)

۴- دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی گرایش تکتونیک (دانشگاه فردوسی مشهد)

۵- استادیار گروه سازه دانشگاه صنعتی مالک اشتر تهران

*m.mehrpouyan@yahoo.com

دریافت: ۹۱/۷/۴ پذیرش: ۹۲/۲/۳۰

چکیده

آذربایجان در طول تاریخ کهن خود شاهد فعالیت‌های لرزه‌ای متعددی بوده که گاهی این زمین‌لرزه‌ها سبب خسارات جانی و مالی قابل توجهی شده است. بیش‌ترین فعالیت‌های لرزه‌ای در آذربایجان، در اطراف سیستم‌های گسلی اصلی که اکثراً به صورت خوشه‌ای و در راستایی NW-SE توزیع یافته‌اند، دیده می‌شود. رفتار لرزه‌ای در یک گسل می‌تواند با بی‌نظمی‌های هندسی آن گسل مرتبط باشد که بدون در نظر گرفتن مقیاس، سیمای ناهموار سیستم‌های گسلی در گسل‌ها می‌تواند تابع هندسه فرکتالی بوده و بنابراین این بی‌نظمی هندسی می‌تواند به صورت بعد فرکتالی (D) بررسی شود. تحلیل‌های فرکتالی به روش مربع شمار در آذربایجان انجام شد. بر اساس نتایج این پژوهش با فاصله گرفتن از سیستم گسلی اصلی در منطقه که دارای روند NW-SE بوده و از شمال غرب تا مرکز آذربایجان گسترش دارد، مقدار بعد فرکتال کاهش می‌یابد. این امر دلیلی بر وجود ناپیوستگی در سیستم‌های گسلی اصلی در منطقه است. مقدار بالای بعد فرکتال در مناطق تبریز، اسکو و بستان‌آباد و همچنین کاهش در مقدار بعد فرکتال مناطق قره‌چمن، سراب و میانه، نشان می‌دهد که منطقه انتهایی سیستم‌های گسلی اصلی در آذربایجان در منطقه‌ای بین چهارگوش‌های بستان‌آباد و قره‌چمن است. براساس تحلیل فرکتالی گسل‌های منطقه و بررسی داده‌های لرزه‌ای، عمده فعالیت لرزه‌ای در آذربایجان در ارتباط با چشمه‌های خطی (گسل‌های) اصلی منطقه و یا شاخه‌های فرعی آن‌ها رخ می‌دهد. همچنین توزیع ابعاد فرکتالی حجمی و سطحی آذربایجان نشان‌دهنده فعالیت لرزه‌ای بالاتر در بخش‌های مرکزی و شمال غربی نسبت به سایر مناطق مجاور می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: آذربایجان، تحلیل فرکتالی، زمین‌لرزه، سیستم‌های گسلی، لرزه‌خیزی

مقدمه

۱- زمین‌ساخت آذربایجان

یکی از دو فلات اصلی سامانه چین خورده آلپ-همیالیا به شمار می‌رود. فلات ایران-ترکیه دارای ارتفاع میانگین ۲ کیلومتر بوده و از خرده‌های قاره‌ای که در حاشیه اوراسیا کنار هم قرار گرفته‌اند، تشکیل شده است و شامل ملائزه‌ها، افیولیت‌های کرتاسه پسین یا ترشیاری پیشین و پوششی از سنگ‌های آتشفشانی و رسوبات سنوزوئیک می‌باشد [۲۹].

گستره آذربایجان در پرکامبرین به صورت یک پلانفرم عمل کرده و فازهای تکتونیکی کارلین و کاتانگایی را قبل از دوران پالئوزوئیک تحمل کرده است [۳]. این فازها در پرکامبرین بالایی باعث ایجاد حرکات کوهزایی و ایجاد ناپیوستگی‌های زاویه‌دار محلی در منطقه شده است [۱۴].

گستره آذربایجان از دیدگاه لرزه‌زمین‌ساختی متعلق به بخش گسترده‌ای از ایران که میان دو زمین‌درز تتیس کهن (در شمال) و تتیس جوان (در جنوب) قرار دارد بوده که [۱۱] به آن ایران میانی نام نهاده است. از نگاه زمین‌ساخت صفحه‌ای، ایران میانی بخشی از ابرورقی است که تا فراسوی مرزهای خاوری و باختری ایران ادامه دارد. به سوی شمال باختری گستره‌های وسیعی از ترکیه، به ویژه پهنه‌های آناتولی و تورید، به این صفحه تعلق دارند. شمال غرب ایران در ناحیه‌ای بین دریای خزر، جنوب قفقاز، شرق آناتولی و شمال رشته کوه‌های زاگرس واقع شده است. این ناحیه بخشی از فلات ایران ترکیه است که

دختر تعلق دارد. این فعالیت‌ها از پالئوسن شروع شده و در ائوسن و الیگوسن به اوج خود رسیده است. در طی نفوذ توده‌های آذرین در منطقه، پوسته آذربایجان محکم شده و به صورت یک کراتن کوچک در آمده است. به دنبال آن آرامش نسبی بر پوسته آذربایجان حاکم شده است و شاهد توسعه نهشته‌های قاره‌ای تخریبی و تبخیری و سنگ‌های کربناته (سازند قم) در این بخش از کشور هستیم و در میوسن مجدداً فعالیت ماگمایی شروع شده است و دامنه فعالیت‌های آن به پلیو-کواترن نیز کشیده شده است [۳].

۲- لرزه زمین‌ساخت آذربایجان

شمال‌غرب ایران منطقه‌ای با دگر شکلی و لرزه‌خیزی بالا بوده که بین دو کمربند تراستی قفقاز در شمال و کوه‌های زاگرس در جنوب قرار گرفته است. مکانیزم کانونی زمین لرزه‌ها پیشنهاد می‌کند که همگرایی بین دو بلوک عربستان و اوراسیا با گسل‌های راست‌الغز راست‌بر با روند WNW در منطقه، انطباق زیادی دارد [۱۸]. به نظر می‌رسد این گسل‌های امتداد لغز در شمال‌غرب ایران، ادامه گسل آناطولی ترکیه و نیز سایر گسل‌های راست‌بر جنوب شرقی ترکیه باشند [۱۸، ۳۳ و ۳۴].

گستره آذربایجان در طول تاریخ خود شاهد فعالیت‌های لرزه‌ای متعددی بوده است که گاهی این زمین‌لرزه‌ها سبب خسارات جانی و مالی قابل توجهی بوده است. فعالیت‌های لرزه‌ای آذربایجان را می‌توان به دو دوره تقسیم نمود؛ زمین‌لرزه‌های تاریخی که شامل زمین‌لرزه‌های رویداده قبل از سده بیستم می‌باشند و زمین‌لرزه‌های دستگاهی که شامل زمین‌لرزه‌های رویداده از سال ۱۹۰۰ میلادی به بعد می‌باشند. از زمین‌لرزه‌های تاریخی مخرب گزارش شده آذربایجان می‌توان به زمین‌لرزه‌های سال‌های 858، 1042، 1786، 1780، 1641، 1304، 1273 میلادی تبریز و اطراف، زمین‌لرزه 1550 میلادی آذرشهر، 1567 میلادی سراب، 1621 میلادی اسکو، 1720 میلادی صوفیان، 1823 میلادی میانه، 1856 میلادی تسوج، 1857 میلادی بزقوش و 1879 میلادی شهر داراب اشاره نمود [۷، ۱۰ و ۱۱] که نشان‌دهنده لرزه‌خیزی بالای این منطقه در طول تاریخ می‌باشد. از زمین‌لرزه‌های ۱۳۰۹ شمسی سلماس با بزرگای $MS=7/3$ [۱]، 1976 میلادی چالدران با بزرگای $Mw=7/1$ [۱۲] و 2012 میلادی اهر و ورزقان با بزرگای $MS=6/2$ نیز می‌توان به عنوان زمین‌لرزه‌های مخرب سده

دگرگونی‌های مورو و میشو و گرمی چای در این ناحیه در طی این فازها ایجاد شده است [۵].

قبل از عملکرد فاز کالدونین در مرز دوره‌های اردووسین-سیلورین ایران در حاشیه شمال خاوری ابر قاره گندوانا قرار داشته است [۵]. با عملکرد فاز کالدونین که در اکثر نقاط ایران حالت کششی دارد، یک ریفتینگ قاره‌ای رخ داده که ایران را از عربستان جدا نموده و این ریفت بعداً به نئوتتیس تبدیل شده است [۵]. ورقه ایران در اثر این ریفت از قاره گندوانا جدا شده و به سمت شمال و سواحل اوراسیا حرکت کرده است. از شواهد این فاز در آذربایجان می‌توان به نبود چینه‌ای در رسوبات سیلورین فوقانی-دونین زیرین و یکسری گدازه‌های ریولیتی و ریوداسیتی در منطقه عجب شیر و در محل سد قلعه چای اشاره کرد. در طی عملکرد این فاز، خرده ورقه آذربایجان به دو بخش در امتداد گسل شمال تبریز تقسیم شده است [۳].

شواهدی وجود دارد که از برخورد ایران و اوراسیا و بسته شدن پالئوتتیس اول در آذربایجان در طی فاز هرسی نین حمایت می‌کند [۶]. پس از برخورد ایران و اوراسیا در هرسی نین و در طی دوره پرمین و بخصوص در اواخر آن در اثر عملکرد فاز پالاتین پی سنگ ایران دچار شکستگی شده و در داخل آن یک ریفت قاره‌ای رخ داده است. این ریفت قاره‌ای پالئوتتیس دوم را ایجاد کرده است. رسوبات این اقیانوس جوان‌تر از هرسی نین نبوده و تکامل و بسته شدن آن در مرز بین هرسی نین و سیمرین پیشین رخ داده است به طوری که این اقیانوس در اواخر تریاس کاملاً بسته شده است. زمین‌درز این اقیانوس در آذربایجان منطبق بر افیولیت‌های الله یارلو مشکین‌شهر است [۵]. مهم‌ترین پدیده دوران مزوزوئیک و بخصوص مزوزوئیک میانی-فوقانی فرورانش فعال در اقیانوس نئوتتیس بوده که پوسته ایران مرکزی حاشیه فعال قاره‌ای آن را تشکیل می‌داده است. فرورانش از تریاس آغاز شده است. بسته شدن نئوتتیس نیز در دو مرحله انجام شده است. اولین تصادم در فاز اتریشین (کرتاسه زیرین-کرتاسه فوقانی) و تصادم بعدی در فاز لارامید بوده است. برونزد نهشته‌های فیلیشی در مسیر جاده تبریز-اهر در راستای NW-SE و نیز فیولیت‌های خوی از شواهد دیگر این حوضه‌هاست [۶]. در دوران سوم آذربایجان شاهد ماگماتیسم وسیعی بوده است که بخشی از آن مربوط به ماگماتیسم البرز غربی-آذربایجان بوده و بخشی از آن به نوار ماگمایی ارومیه-

می‌تواند تابع هندسه فرکتالی بوده و بنابراین این بی‌نظمی هندسی می‌تواند به صورت بعد فرکتالی (D) بررسی شود که مقادیر D بزرگ‌تر نشان‌دهنده بی‌نظمی هندسی بیش‌تر می‌باشد [۳۱]. در این تحقیق از روش مربع شمار^۲ برای برآورد بعد فرکتالی سطحی توزیع گسل‌ها، خطواره‌ها و شکستگی‌ها در گستره آذربایجان استفاده نموده‌ایم. در این راستا گستره مطالعاتی را به چهارگوش‌های ۰/۵ درجه در ۰/۵ درجه تقسیم و هر چهارگوش را به طور مجزا مورد بررسی قرار دادیم. هر یک از این چهارگوش‌ها منطبق بر یکی از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی کشور می‌باشند و بنابراین در نامگذاری چهارگوش‌ها نیز از اسامی ورقه‌های زمین‌شناسی استفاده نمودیم (شکل ۱). برای شناسایی گسل‌ها و خطواره‌های اصلی منطقه از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه و برای شناسایی خطواره‌ها و شکستگی‌های فرعی از تصاویر Google Earth بهره جستیم. کل منطقه مطالعاتی را به ۲۲ چهارگوش مجزا تقسیم نموده، سپس بعد فرکتال سطحی و بعد فرکتال حجمی را برای هر چهارگوش بطور مجزا برآورد نمودیم (شکل ۳ و جدول ۱). بعد فرکتال حجمی منطقه از افزودن عدد ۱ به مقدار بعد فرکتال سطحی حاصل می‌شود [۲۱] و [۲۷]. در تمام نمودارها، ما از چهارگوش‌هایی با طول $r_0=55\text{Km}$ تا $r_5=3/4\text{Km}$ برای برآورد بعد فرکتال استفاده نمودیم.

احتمال هندسی سیستم گسلی

برای هر پدیده A که بر روی سطحی ۲ بعدی ظاهر می‌شود، احتمال هندسی آن توسط رابطه زیر برآورد می‌شود [۱۷]:

$$P(A) = \text{Sum}(A) / \text{Sum}(\text{total}) \quad (2)$$

در حالی که کل چهارگوش‌هایی که توسط گسل‌ها قطع شده‌اند از رابطه زیر محاسبه می‌شود (سطح منطقه مطالعاتی توسط چهارگوش‌هایی با طول r_i پوشیده شده است):

$$\text{Sum}(A) = N(r_i) * r_i^2 \quad (3)$$

و نیز تعداد کل چهارگوش‌هایی که سطح منطقه را پوشانده‌اند توسط رابطه زیر محاسبه می‌شود:

بیستم آذربایجان نام برد. مطالعه موقعیت جغرافیایی زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگامی ثبت شده منطقه نشان دهنده رخداد اکثر زمین‌لرزه‌ها در مجاورت گسل‌های کاری منطقه می‌باشد. ژرفای اکثر زمین‌لرزه‌ها در این گستره کمتر از ۴۰ کیلومتر بوده که در رده زمین‌لرزه‌های سطحی قرار می‌گیرند.

تحلیل فرکتالی سیستم گسلی

پراکندترین روش آنالیز در تحلیل فرکتالی سیستم‌های گسلی، روش مربع شمار می‌باشد. [۱۶] برای سیستم‌های گسلی در ژاپن، [۱۷] برای محاسبه ابعاد فرکتالی شبکه‌های گسلی در حوضه ذغالی Silesian بالایی در هلند، [۹] برای مطالعه توزیع گسل‌ها، شکستگی‌ها و خطواره‌ها در منطقه‌ای در سواحل غربی ایالت Guemero در مرکزیک جنوبی از این روش استفاده نموده‌اند. همچنین [۲۷] برای محاسبه هندسه فرکتالی سیستم گسلی سن آندریاس، و [۳۰ و ۳۱] برای محاسبه هندسه فرکتالی سیستم گسلی سوماترا از تکنیکی مشابه استفاده نموده‌اند. در این روش ابتدا گسل‌های منطقه بر روی یک شبکه مربعی با طول r_0 پیاده می‌شوند. سپس متعاقباً چهارگوش اولیه r_0 به چهارگوش‌های کوچک‌تر با طول اضلاع $r_1=r_0/2, r_0/4, r_0/8, \dots$ تقسیم می‌شود. مجموع تعداد چهارگوش‌ها یا جعبه‌هایی که حداقل توسط یک خط گسلی قطع شده‌اند برابر با $N(r_i)$ می‌باشد (شکل ۲). اگر سیستم گسلی منطقه از ساختار خود تشابهی^۱ که توسط Mandelbrot (1983) ارائه شده، تبعیت کند، $N(r_i)$ را می‌توان از رابطه زیر برآورد نمود:

$$N(r_i) \sim (r_0/r_i)^D \sim r_i^{-D} \quad (1)$$

به طوری که D عبارت است از بعد فرکتالی سیستم گسلی. بعد فرکتالی D از شیب نمودار LOG $N(r_i)$ در برابر LOG (r_0/r_i) برآورد می‌شود (شکل ۳).

ثابت شده است که رفتار لرزه‌ای در یک گسل می‌تواند با بی‌نظمی‌های هندسی آن گسل مرتبط باشد. گسل‌های اصلی و یا قطعات گسلی همواره در طول مناطقی از طول خود که دارای هندسه بی‌قاعده‌ای هستند، دچار گسیختگی می‌شوند [۲۸]. در نتیجه بدون در نظر گرفتن مقیاس، سیمای ناهموار سیستم‌های گسلی در گسل‌ها

² Box counting

¹ Self similar

بین صفر تا دو می‌باشد. مقادیر نزدیک به صفر نشان دهنده این است که گسل‌ها به شدت در یک محدوده کوچک در منطقه مطالعاتی وجود داشته و یا به عبارتی دارای توزیع ناچیزی در منطقه هستند. در صورتی که مقادیر نزدیک به دو نشان دهنده توزیع بسیار زیاد گسل‌ها در سرتاسر منطقه مورد نظر می‌باشد. مقادیر احتمال هندسی سیستم گسلی، برای تک‌تک چهارگوش‌ها در منطقه مورد مطالعه برآورد شد که در شکل ۴ نمودارهای مربوطه آورده شده است.

$$\text{Sum (total)} = N_i * r_i^2 \quad (4)$$

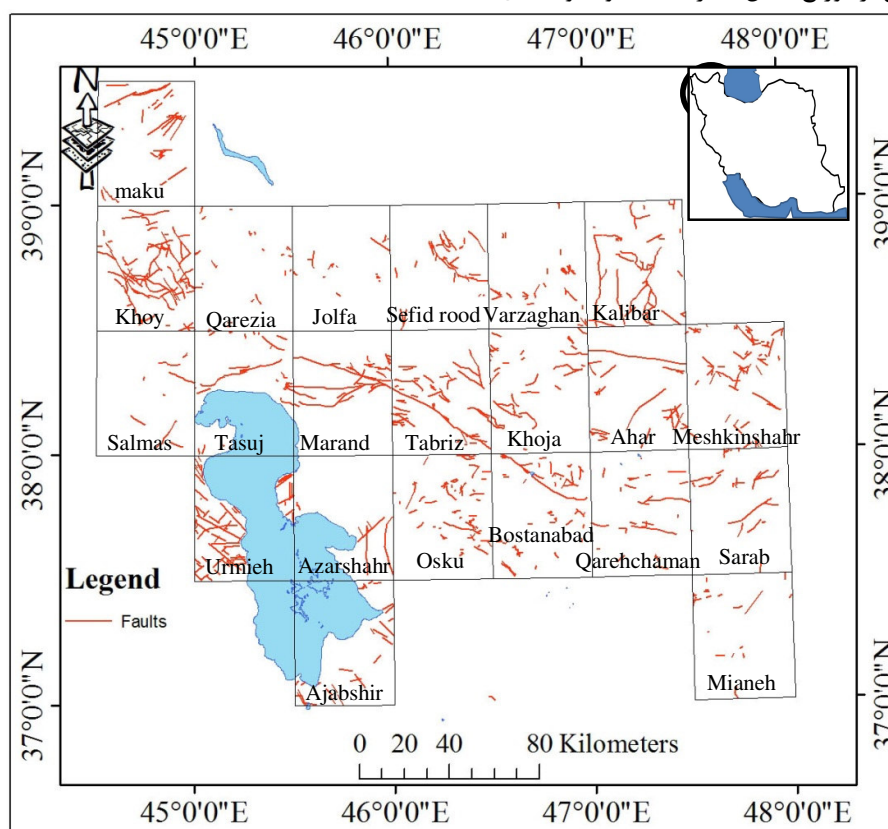
N_i برابر با تعداد کل چهارگوش‌ها و $N(r_i)$ برابر با تعداد چهارگوش‌هایی است که حداقل توسط یک گسل قطع شده‌اند. احتمال این‌که یک مربع با طول اضلاع r_i توسط یک گسل قطع شود نیز از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$P(r_i) = N(r_i) / N_i \quad (5)$$

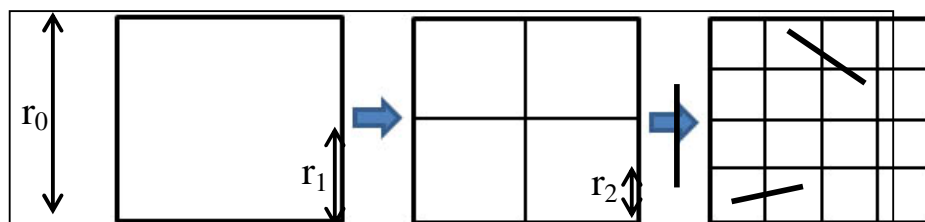
و در صورتی که احتمال هندسی دارای خودتشابهی باشد، باید از توزیع فرکتال تبعیت کند [۳۲]:

$$P(r_i) = (r_i / r_0)^{2-D_p} \quad (6)$$

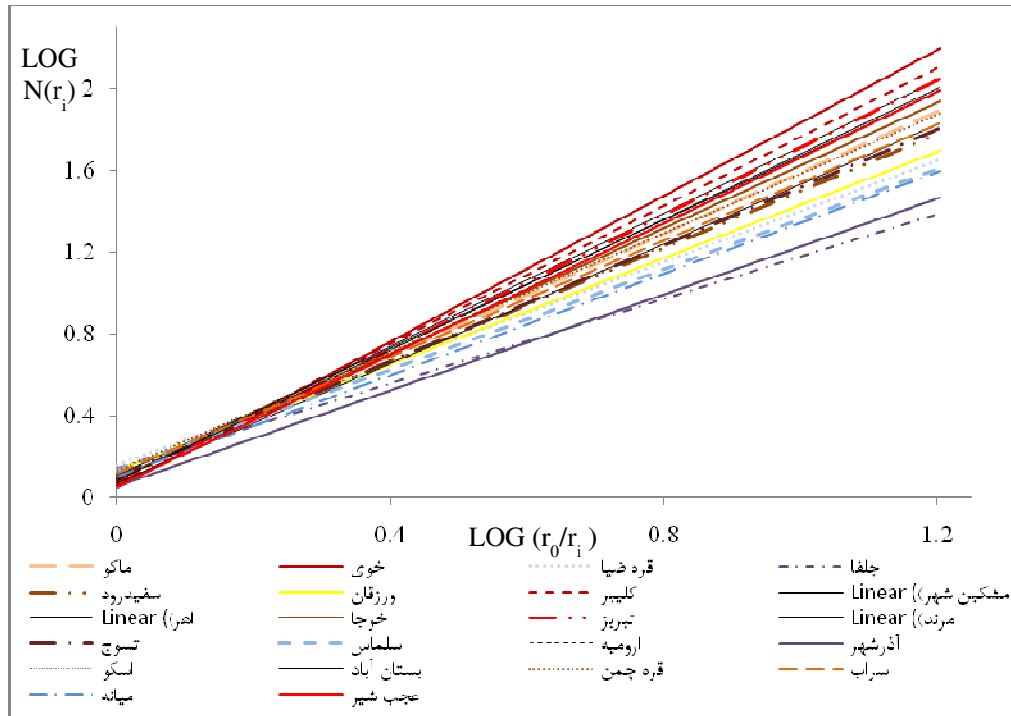
به طوری که D_p بعد فرکتال توزیع احتمالی $P(r_i)$ می‌باشد. مقدار D_p تابعی از توزیع گسل‌ها در منطقه بوده و عددی



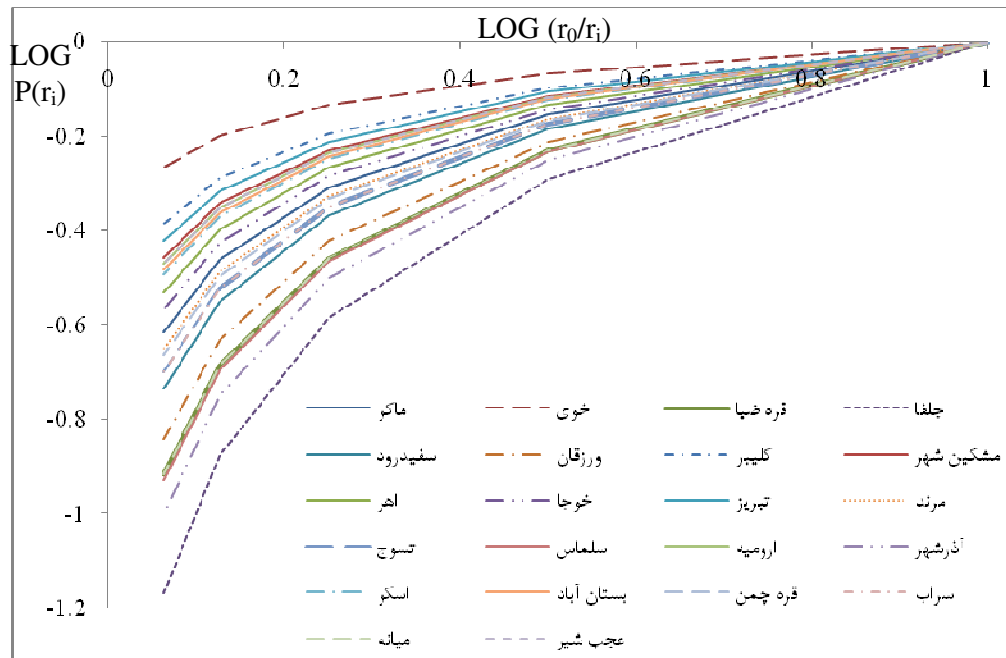
شکل ۱. نقشه گسل‌ها و شکستگی‌های آذربایجان.



شکل ۲. روش مربع شمار برای تحلیل فرکتالی. r_0 طول اولیه مربع، $P(r_i) = 8/16$ ، $N(r_i) = 8$ ، $N_i = 16$.



شکل ۳. نمودارهای لگاریتمی مقادیر $N(r_i)$ در مقابل r_0/r_i . شیب خط روند مقادیر، برای هر بلوک رسم و بعد فرکتال از شیب خط روند برای آن بلوک محاسبه می‌شود.



شکل ۴. نمودار لگاریتمی $P(r_i)$ در برابر r_0/r_i برای تمام بلوک‌ها. نمودارهایی با مقادیر بالاتر $P(r_i)$ دارای لرزه‌خیزی بالاتری می‌باشند.

جدول ۱. مقادیر بعد فرکتال سطحی و حجمی و پارامتر b بلوک‌های مختلف. بعد فرکتال از رسم شیب خط روند مقادیر $N(r_i)$ در مقابل r_0/r_i در نمودار لگاریتمی به دست می‌آید.

بلوک	بعد فرکتال سطحی	بعد فرکتال حجمی	پارامتر b for $C=1.5$	بلوک	بعد فرکتال سطحی	بعد فرکتال حجمی	پارامتر b for $C=1.5$
ماکو	1.49	2.49	0.74	مرند	1.46	2.46	0.73
خوی	1.78	2.78	0.89	تسوج	1.42	2.42	0.71
قره‌ضیا	1.24	2.24	0.62	سلماس	1.23	2.23	0.61
جلفا	1.03	2.03	0.51	ارومیه	1.61	2.61	0.80
سفیدرود	1.39	2.39	0.69	آذرشهر	1.17	2.17	0.59
ورزقان	1.3	2.3	0.65	اسکو	1.59	2.59	0.79
کلیبر	1.68	2.68	0.84	بستان‌آباد	1.6	2.6	0.80
مشکین‌شهر	1.62	2.62	0.81	قره‌چمن	1.45	2.45	0.72
اهر	1.56	2.56	0.78	سراب	1.42	2.42	0.71
خوجا	1.53	2.53	0.76	میانه	1.24	2.24	0.62
تبریز	1.65	2.65	0.82	عجب‌شیر	1.58	2.58	0.79

هم‌چنین بنابر نظر عده‌ای از محققین مقدار بعد فرکتال در یک منطقه دو برابر مقدار پارامتر b در آن منطقه می‌باشد [۲۰ و ۳۲]. بنابراین با بکاربردن رابطه ۹، پارامتر b را در هر یک از چهارگوش‌ها در منطقه برآورد نمودیم (جدول ۱).

بعد فرکتالی و لرزه‌زمین‌ساخت

رفتار لرزه‌ای یک گسل می‌تواند به توزیع هندسی آن گسل مرتبط باشد [۳۱ و ۳۲]. تفاوت در ابعاد فرکتالی و نیز توزیع متفاوت گسل‌ها در چهارگوش‌های مختلف در منطقه مطالعاتی، نشان دهنده تفاوت در لرزه‌خیزی در منطقه است. به طوری‌که این امر را می‌توان در مقدار پایین بعد فرکتالی چهارگوش‌های جلفا، قره‌ضیا، آذرشهر، میانه و ورزقان که در آن‌ها گسل‌ها دارای شکل نامنظم و توزیع کمتری می‌باشند، مشاهده نمود. در حالی‌که در چهارگوش‌های خوی، کلیبر، مشکین‌شهر، تبریز، ارومیه، اسکو و بستان‌آباد بعد فرکتالی بالا بوده که این امر می‌تواند در نتیجه توزیع فراوان گسل‌ها در این مناطق و نیز طبیعت خود تشابهی در توزیع آن‌ها باشد (شکل ۳ و جدول ۱).

در ادامه به بررسی رابطه بین لرزه‌خیزی و مقادیر بعد فرکتالی در منطقه پرداختیم. براساس شکل ۵ دیده می‌شود که اکثر زمین‌لرزه‌های تاریخی مخرب و دستگاهی با بزرگای $4 < M_s$ در چهارگوش‌های تبریز، مرند، تسوج، اسکو، سلماس، بستان‌آباد و سراب رخ داده‌اند که در این

بعد فرکتالی گسل‌ها و پارامتر b

پارامتر b فراوانی مقدار زمین‌لرزه‌های با بزرگای مختلف را بیان می‌کند. این پارامتر به وضعیت تنش و استحکام شکستگی‌های پوسته زمین در منطقه بستگی دارد [۱۷]. پارامتر b توسط رابطه گوتنبرگ-ریشتر (G-R) برآورد می‌شود [۲۳]:

$$N_T = am^{-b} \quad (7)$$

در این رابطه m برابر با بزرگای N_T برابر با مجموع تعداد زمین‌لرزه‌ها در منطقه مورد نظر که دارای بزرگای برابر با m و یا بیش‌تر هستند، می‌باشد. a و b نیز ضرایب رگرسیونی می‌باشند. پارامتر b عموماً دارای مقادیری نزدیک به ۱ بوده و عموماً کمتر از ۰.۷ یا بالاتر از ۱.۳ نمی‌باشد [۲۰]. پارامتر b دارای اهمیت بالایی است زیرا با بکار بردن منطق خودتشابهی هندسی نشان داده شده است که پارامتر b در رابطه گوتنبرگ-ریشتر می‌تواند مستقیماً به بعد فرکتالی سیستم‌های گسلی فعال که در فعالیت‌های لرزه‌ای دخیل هستند، ارتباط داشته باشد [۸، ۲۰ و ۳۲]:

$$D = 3b / c \quad (8)$$

به طوری‌که c دارای مقداری ثابت بوده و در صورتی‌که مقدار آن ۱.۵ در نظر گرفته شود [۸ و ۱۹]، رابطه ۸ به رابطه زیر خلاصه می‌شود:

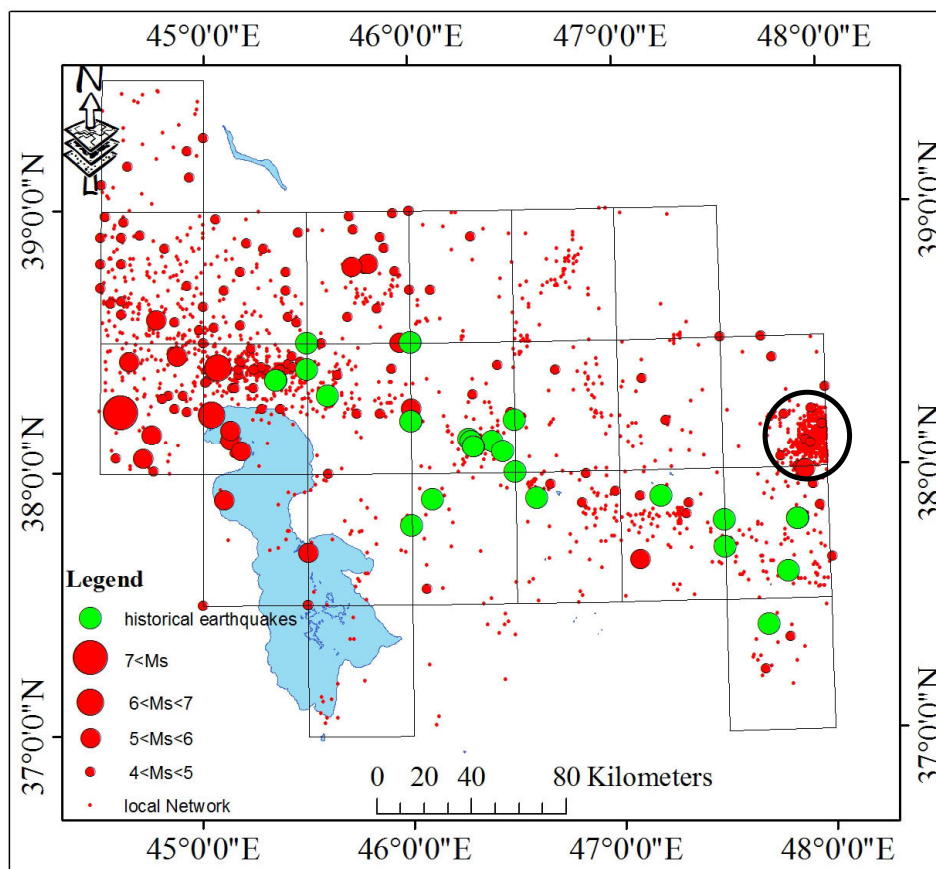
$$D = 2b \quad (9)$$

¹ b- value

مناطق ابعاد فرکتالی هندسه گسل‌ها نیز دارای مقادیر نسبتاً بالایی نسبت به مناطق همجوار خود می‌باشند. [۱۶]. برای سیستم گسلی در ژاپن مقدار D را برابر با $1/6$ برای گسل‌های فعال، در بخش مرکز کمان ژاپن محاسبه نمودند. براساس نظر ایشان این مقدار یک حد بالا برای بعد فرکتال هندسه شکستگی‌ها می‌باشد. [۹] بعد فرکتالی $1/64$ را برای یک زون لرزه‌ای فعال مرتبط با Middle American Trench در مکزیک جنوبی، برآورد نمودند. [۱۷] نیز مقدار D را برای حوضه ذغالی Silesian در هلند، $1/6$ محاسبه نمودند.

براساس محاسبات بعد فرکتال برای چهارگوش‌های مختلف در منطقه مطالعاتی، داده‌های لرزه‌ای و احتمال هندسی توزیع گسل‌ها پیشنهاد می‌شود که چهارگوش‌های تبریز، بستان‌آباد، اسکوه، خوی، کلیبر و مشکین‌شهر که دارای ابعاد فرکتالی به ترتیب $1/65$ ، $1/6$ ، $1/59$ ، $1/78$ ،

می‌باشند، زون‌های لرزه‌ای فعال بوده در صورتی که چهارگوش‌های جلفا، قره ضیا، آذرشهر، میانه و ورزقان زون‌هایی با فعالیت لرزه‌ای کمتر می‌باشند. در چهارگوش‌های تبریز، بستان‌آباد، اسکوه، خوی، کلیبر و مشکین‌شهر که دارای بعد فرکتال بالایی می‌باشند، سیستم‌های گسلی اصلی و کاری آذربایجان قرار دارند که در طول تاریخ نیز این گسل‌ها دارای فعالیت‌های لرزه‌ای متعدد و گاه مخرب بوده‌اند. این امر نشان‌دهنده ضعف پوسته و شکستگی فراوان‌اش در این مناطق بوده که سبب فعالیت بالای لرزه‌ای می‌شوند. اما در چهارگوش‌هایی چون جلفا، قره ضیا، آذرشهر، میانه و ورزقان که دارای بعد فرکتالی پایین‌تری می‌باشند، پوسته دارای شکستگی‌های کمتری بوده و فعالیت‌های لرزه‌ای به سبب گسل‌هایی که بصورت متمرکز در نقاطی وجود دارند بوده و در این مناطق سیستم‌های گسلی گسترش کمتری دارند.



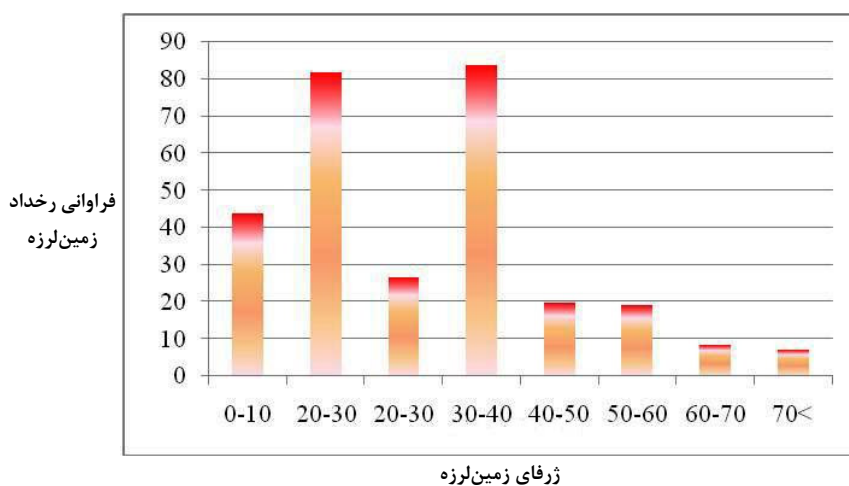
شکل ۵. مرکز سطحی زمین‌لرزه‌های دستگاهی سال‌های ۲۰۱۲-۱۹۰۰ میلادی با $Ms < 4$ آذربایجان (نقل از *iiess*)، زمین‌لرزه‌های تاریخی آذربایجان [۲، ۴ و ۷] و زمین‌لرزه‌های ثبت شده توسط شبکه لرزه‌نگاری محلی سال‌های ۲۰۱۲-۱۹۹۶ میلادی (نقل از موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران)، محدوده مشخص شده مربوط به قله سبلان بوده که به عنوان چشمه لرزه‌ای نقطه‌ای در منطقه مشخص می‌شود.

نتیجه‌گیری

عوامل متعددی می‌توانند در لرزه‌خیزی آذربایجان موثر باشند. در این بین بیش‌ترین فعالیت‌های لرزه‌ای در منطقه، در اطراف سیستم‌های گسلی اصلی که به صورت خوشه‌ای توزیع یافته‌اند، دیده می‌شود. این گسل‌های اصلی شامل گسل‌هایی چون شمال تبریز، شمال میشو، جنوب میشو، تسوج، دهخوارقان و چندین گسل کوچک و بزرگ دیگر می‌شود که اکثراً به صورت خوشه‌ای و در راستایی NW-SE در آذربایجان قرار دارند. در چهارگوش-هایی که این گسل‌ها وجود دارند شاهد فعالیت لرزه‌ای با توزیع مکانی فراوان و پراکنده و گاه با بزرگای بالا هستیم در حالی که در سایر مناطق آذربایجان، فعالیت‌های لرزه‌ای در سطح دارای پراکنش متمرکز بوده و محدود به نقاط کوچکی می‌شوند. البته همین فعالیت‌های پراکنده نیز می‌توانند دارای بزرگای بالایی بوده و تهدیدی برای جامعه بشری محسوب شوند که برای مثال در چهارگوش‌های سلماس و ورزقانبه بعد فرکتال ۱/۲۳ و ۱/۳ و پراکندگی محدود لرزه‌ای، شاهد وقوع زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای $M_s=6/2$ و $M_s=7/3$ بوده‌ایم که سبب خسارات جانی و مالی فراوانی نیز شده‌اند.

براساس تحلیل‌های ما، با فاصله گرفتن از سیستم گسلی اصلی در منطقه که دارای روند NW-SE بوده و از شمال غرب تا مرکز آذربایجان گسترش دارد، از میزان بعد فرکتال کاسته می‌شود که این امر نشان دهنده وجود

ناپیوستگی در سیستم‌های گسلی اصلی در منطقه می‌باشد. مقدار بالای بعد فرکتال در مناطق تبریز، اسکو و بستان‌آباد و هم‌چنین کاهش در مقدار بعد فرکتال مناطق قره‌چمن، سراب و میانه، پیشنهاد می‌کند که منطقه انتهایی سیستم‌های گسلی اصلی در آذربایجان در منطقه‌ای بین چهارگوش‌های بستان‌آباد و قره‌چمن باشد. این نظریه با وجود مه‌لرزه‌های فراوان که توسط شبکه لرزه‌نگاری محلی در محدوده‌ای بین چهارگوش‌های بستان‌آباد و قره‌چمن ثبت شده، و نشان‌دهنده وجود ریز شکستگی‌های فراوان و آزاد شدن تنش جمع شده در پوسته در طول این شکستگی‌ها است، در توافق می‌باشد. براساس تحلیل فرکتالی گسل‌های منطقه و داده‌های لرزه‌ای، به طور کلی می‌توان بیان نمود که عمده فعالیت لرزه‌ای در آذربایجان با الگوی زمین‌لرزه‌های درون قاره‌ای با ژرفای کم (اکثراً بین 10-40km) بوده و در ارتباط با چشمه‌های خطی (گسل‌های) اصلی و یا شاخه‌های فرعی آن‌ها رخ می‌دهد. البته محدوده کوچکی از آذربایجان دارای چشمه لرزه‌ای نقطه‌ای با مه لرزه‌های فراوان می‌باشد. این منطقه مربوط به قله سبلان می‌باشد (شکل ۵). براساس توزیع ابعاد فرکتالی حجمی و سطحی در آذربایجان (شکل‌های ۳، ۴ و جدول ۱) بخش‌های مرکزی و شمال‌غربی آذربایجان دارای بعد فرکتال بالایی نسبت به سایر مناطق مجاور بوده و دارای پراکنش فعالیت لرزه‌ای بیش‌تری می‌باشند.



شکل ۶. عمق زمین‌لرزه‌های دستگاهی رخ داده در گستره آذربایجان با بزرگای $M_s \geq 4$.

- Analysis: Problems and Solutions, *Geophys. J. Int.* 132, 275–282.
- [16] Hirata, T (1989) Fractal Dimension of Fault Systems in Japan: Fractal Structure in Rock Fracture Geometry at Various Scales, *Pure appl. Geophys.* 131, 157–170.
- [17] Idziak, A. and Teper, L (1996) Fractal Dimension of Faults Network in the Upper Silesian Coal Basin (Poland): Preliminary Studies, *Pure Appl. Geophys.* 147, 239–247.
- [18] Jackson, J (1992) Partitioning of Strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in Eastern Turkey and Caucasus, *Geophysics Res* 97, PP 12471- 12479.
- [19] Kanamori, H., and Anderson, D (1975) Theoretical Basis for Some Empirical Relations in Seismology, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 65, 1073–1095.
- [20] King, G (1983) The Accommodation of Large Strains in the Upper Lithosphere of the Earth and Other Solids by Self-similar Fault System: The Geometrical Origin of b -value, *Pure Appl. Geophys.* 121, 761–815.
- [21] Korvin, G (1992) *Fractal Models in the Earth Sciences*, Elsevier, Amsterdam, the Netherlands.
- [22] Lee, C.F., YE, Hong, and Zhou, Q (1997) On the Potential Seismic Hazard in Hong Kong, *Episodes* 20, 89–94.
- [23] Lomnitz, c (1976) *Global tectonics and earthquake risk*, Elsevier.
- [24] McQuarrie, N., Stock J. M. Verdel C., and Wernicke B.P (2003) Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, 30(20), 2036.
- [25] Mandelbrot, B.B (1983) *the Fractal Geometry of Nature*, Freeman, New York.
- [26] Maus, S., and Dimri, V.P (1994) Scaling Properties of Potential Fields due to Scaling Sources, *Geophys. Res. Lett.* 21, 891–894.
- [27] Okubo, P.G., and Aki, K (1987) Fractal Geometry in the San Andreas Fault System, *J. Geophys. Res.* 92, B1, 345–355.
- [28] Schwartz, D., and Coopersmith, K.J (1984) Fault Behavior and Characteristic Earthquakes: Examples from the Wasach and San Andreas Faults, *J. Geophys. Res.* 89, 5681–5698.
- [29] Sengor, A.M.C (1990) A new model for the late Palaeozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman, in *The Geology and Tectonics of the Oman Region*, Geology Society Science, No 49, PP 497-831.
- [30] Sukmono, S., Zen, M.T., Kadir, W.G.A., Hendrajaya, L., Santoso, D., and Dubios, J (1996) Fractal Geometry of the Sumatra Active Fault System and its Geodynamical Implications, *J. Geodyn.* 22, 1–9.
- منابع**
- [۱] آقانباتی، س.ع (۱۳۸۳) زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- [۲] بربریان، م (۱۹۷۳) نقشه مقدماتی رو مرکز و عمق کانونی زلزله‌ها، انتشارات سازمان زمین‌شناسی ایران.
- [۳] درویش‌زاده، ع (۱۳۸۰) زمین‌شناسی ایران. چاپ دوم. موسسه انتشارات امیر کبیر تهران.
- [۴] قاسمی، م. ر (۱۳۸۳) چشمه‌های لرزه‌زا، گسله‌ها و انواع آن، سمینار آموزشی میانی لرزه زمین‌ساخت و تحلیل خطر نسبی زمین لرزه، تهران، ایران.
- [۵] مؤید، م، مؤذن، م، کلاگری، ع (۱۳۸۰) کانی‌شناسی و پتروولوژی توده گرانیتی میشو (جنوب غرب مرند- آذربایجان شرقی)، مجموعه مقالات سیزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه شهید باهنر کرمان.
- [۶] مؤید، م (۱۳۸۱) نگرشی نو بر تکوین و تکامل نئوتتیس و ارتباط آن با ماگماتیسم ترشیری ارومیه- دختر و البرز غربی، مجموعه مقالات ششمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه کرمان.
- [7] Ambraseys, N.N and Melville, C.P (1982) *A history of Persian earthquakes*, Cambridge University Press, Cambridge.
- [8] Aki, K (1981) A probabilistic synthesis of precursors phenomena. In *Earthquake Prediction* (Simpson, D.W., and Richards, P. G., eds.) (American Geophysical Union, Washington, D.C.).
- [9] Angulo-Brown, F., Ramirez-Guzman, A.H., Yopez, E., Rudoif-Nvarro, A., and Paviamiller, C.G (1998) *Fractal Geometry and Seismicity in the Mexican Subduction Zone*, *Geofisica International* 37, 29–33.
- [10] Berberian M. and Arshady S (1976) On the evidence of the youngest activity of The North Tabriz fault and the seismicity of Tabriz city, *Geology Survey of Iran*, Vol 39, PP 397- 418.
- [11] Berberian M., 1981, Active faulting and tectonics of Iran, *Geodynamics Series*, V 3.
- [12] Copley, A. and Jackson, J (2006) *Active Tectonics of Turkish- Iranian Plateau*, *Tectonics*, Vol 25, TC6006, doi: 10.1029/2005TC001906.
- [13] Dewey, J.F., Hempton M.R., Kidd, W. S. F., Saroglu F., and Sengor A. M. C (1986) Shortening of continental lithosphere: The tectonics of eastern Anatolia—A young collision zone, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 19 – 36.
- [14] Eftekharneshad, I (1975) *Brief history and structural development of Azarbayjan*, Geology Survey, Iran, Vol 8.
- [15] Gonzato, G., Mulargia, F., and Marzocchi, W (1998) *Practical Application of Fractal*

- [31] Sukmono, S., Zen, M.T., Hendrajaya, L., Kadir, W.G.A., Santoso, D., and Dubios, J (1997) Fractal Pattern of the Sumatra Fault Seismicity and its Possible Application to Earthquake Prediction, Bull. Seismol. Soc. Am. 87, 1685–1690.
- [32] Turcotte, D.L (1992) Fractals and Chaos in Geology and Geophysics, Cambridge University Press, Cambridge.
- [33] Westaway, R (1990) Seismicity and tectonic deformation rate in Soviet Armenia: implications for local earthquake hazard and evolution of adjacent regions, Tectonics, 9, 477-503.
- [34] Westaway, R (1994) Present- day kinematics of the Middle East and Eastern Mediterranean, Geophysics Res 99, 12071- 12090.