

# بررسی لرزه‌زمین ساخت کپه‌داغ مرکزی بر پایه پارامترهای لرزه‌خیزی و بعد فرکتال، با نگرش ویژه به زون گسلی بخاردن-قوچان

بهرام حسن‌زاده<sup>1</sup>، بهنام رحیمی<sup>2\*</sup>، نوربخش میرزائی<sup>3</sup>

<sup>1</sup>کارشناس ارشد، شبکه لرزه‌نگاری مشهد، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، [hasanzadeh@ut.ac.ir](mailto:hasanzadeh@ut.ac.ir)

<sup>2</sup>دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، [b-rahimi@ferdowsi.um.ac.ir](mailto:b-rahimi@ferdowsi.um.ac.ir)

<sup>3</sup>دانشیار، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، [nmirzaei@ut.ac.ir](mailto:nmirzaei@ut.ac.ir)

## چکیده

در این پژوهش، با استفاده از زلزله‌های ثبت شده گستره کپه‌داغ مرکزی، برگرفته از مرکز لرزه‌نگاری کشوری (<http://irsc.ut.ac.ir>)، و با محاسبه مقادیر پارامترهای لرزه‌خیزی a-value و b-value و بعد فرکتال، زمین ساخت این گستره را بررسی نموده‌ایم. زون کپه‌داغ، شمالی‌ترین زون تغییر شکل ناشی از همگرایی صفحه‌ی عربستان و اوراسیا است که پهنه‌ی زمین‌ساختی فعالی را با روند شمال‌باختر - جنوب‌خاور، در مرز بین پلاتفرم توران و خردقاره ایران مرکزی، تشکیل می‌دهد.

نقشه تغییرات b-value گستره‌ی مورد مطالعه، مقادیر بین حدود 0/6 تا 1/1 را نشان می‌دهد که معمولاً در نواحی فعال زمین ساختی دیده می‌شود. نقشه a-value و b-value، تغییرات مکانی فراوانی و بزرگی زلزله‌ها و سطح لرزه‌خیزی ناحیه را نشان می‌دهند. بعد فرکتالی این گستره، 1/75 است که بیانگر تنش پیچیده و چندگانه روی این گستره است. بررسی نقشه مقدار b و نقشه بعد فرکتال رومرکز زمین‌لرزه‌ها، تغییرات آشکاری را در طول سیستم گسلی بخاردن- قوچان نشان می‌دهد، به گونه‌ای که می‌توان این سیستم را به سه بخش مجزا تقسیم نمود. بخش A و C زون بخاردن- قوچان را، می‌توان بخش‌هایی دانست که در آنها تنشگاه‌ها در حال شکل‌گیری‌اند و بخش B در طول این زون را، می‌توان بخش حدواسط این سیستم گسلی دانست.

نتایج این تحقیق، نشان می‌دهد استفاده از پارامترهای لرزه‌خیزی a-value و b-value و بعد فرکتال و تهیه نقشه توزیع محلی تنش بر اساس این پارامترها، اطلاعات ارزشمندی درباره سازوکار گسل‌ها و تغییرات سیستم‌های گسلی در طول زمان، ارائه می‌نماید.

**واژه‌های کلیدی:** پارامترهای لرزه‌خیزی، کپه‌داغ مرکزی، بزرگی کاملی، بعد فرکتال.

## Seismotectonic investigation of the Central Kopeh Dagh by range using Seismicity parameters and fractal dimension specific attention to Bakharden–Quchan fault zone

<sup>2</sup>, Noorbakhsh Mirzaei <sup>3\*</sup>Bahram Hasanzadeh <sup>1</sup>, Behnam Rahimi

<sup>1</sup>MSc, Seismic Network of Mashhad, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

<sup>2</sup>Associate professor, Department of Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Iran

<sup>3</sup>Associate professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

### Abstract

In this research, using data from earthquakes recorded in Central Kopeh Dagh range, by the Iranian Seismological Center (<http://irsc.ut.ac.ir>), we have interpreted Tectonic of the range by calculating seismicity parameters a-value, b-value and fractal dimension. Kopeh Dagh range, is northern zone of deformation caused by the convergence of the Arabian and Eurasian plates. It forms an active tectonic zone trending northwest - southeast, on the border between Turan platform to the North and Lut-Central Iran Blocks to the south.

The Map of b-value, shows that this parameter changes between about 0.6 to 1.1, that is usually seen in tectonically active areas. The fractal dimension of region is 1.75 that expresses the complex and multiple stresses on the range. Maps of b-value and fractal dimension of earthquake epicenters, shows a clear Parts A and .change in the Bakharden–Quchan fault zone, so that it can be divided into three distinct parts C forms the asperities and part B is located between them. The results show that using the seismicity parameters a-value and b-value, fractal dimension and local stress distribution maps, provide valuable information about the mechanism of faults and fault systems changes over time.

**Key words:** Seismicity parameters, Central Kopeh Dagh, Magnitude of completeness, Fractal dimension.

## مقدمه

رابطه فراوانی - بزرگی (Gutenberg & Richter, 1944; Ishimoto & Iida, 1939)، تعداد زلزله‌های رویداده در یک ناحیه را به عنوان تابعی از بزرگی، به صورت زیر نشان می‌دهد:

(1)

LogN = a - bM که در آن، N، تعداد تجمعی زلزله‌های با بزرگی مساوی یا بزرگتر از M است و a و b پارامترهای لرزه‌خیزی هستند.

در رابطه (1)، مقدار a (a-value)، تعداد زلزله‌های بزرگ‌تر از صفر را نشان می‌دهد. این مقدار، به عواملی مانند مساحت گستره مورد مطالعه، اندازه چشمه‌های لرزه‌زا و شمار سال‌هایی که داده‌های آنها مورد محاسبه قرار می‌گیرند، بستگی دارد. b-value، از پارامترهای مهم در بررسی لرزه‌خیزی یک ناحیه است که برای توصیف مجموعه‌ای از زمین‌لرزه‌ها به کار می‌رود. مقدار b، رابطه معکوس با تنش دارد (Schorlemmer & Wiemer, 2005)، و از آنجا که تنش، عامل اصلی ایجاد زلزله است، بنابراین، می‌توان از b-value به عنوان تنش سنج استفاده کرد.

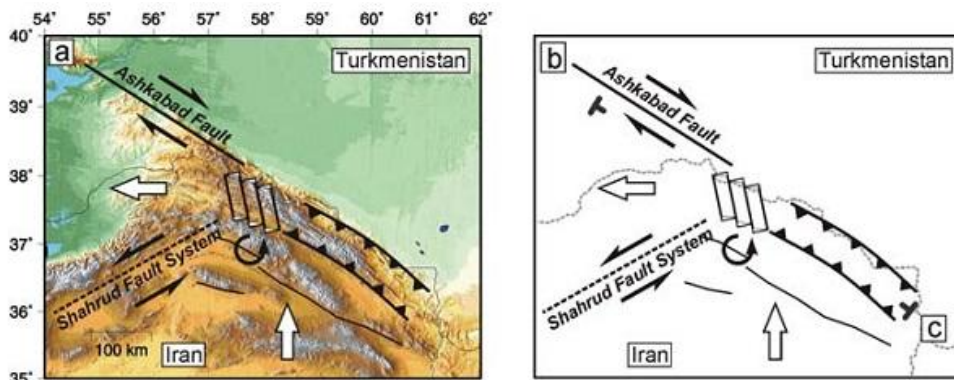
بیشتر زمین‌لرزه‌ها، در اثر فعال شدن گسل‌ها روی می‌دهند. Kagan (1993)، این موضوع را مطرح کرد که زلزله‌ها روی یک سطح یکپارچه واحد رخ نمی‌دهند بلکه روی گسل‌های متعدد، که ساختار فرکتال دارند، به وقوع می‌پیوندند. بر این اساس، زمین‌لرزه را می‌توان توسط ساختاری ریاضیاتی خود مشابه، ارائه داد. پارامتر فرکتالی که در چنین ساختار ریاضیاتی خود مشابهی تعریف می‌شود، بعد فرکتالی زمین‌لرزه‌ها نام دارد. عمومی‌ترین روش‌ها برای تعیین بعد فرکتالی، روش مربع شمار<sup>60</sup> و روش انتگرال همبستگی<sup>61</sup> است (Grassberger & Procaccia, 1983). روش مربع شمار، بخصوص زمانی که تعداد نقاط کم باشد، قابل اعتماد نیست (Hirata, 1989). روش دوم، که بعد همبستگی (D2) را اندازه‌گیری می‌کند، به دلیل حساسیت زیاد به تغییرات کوچک خوشه‌بندی رویدادها، بر روش مربع شمار ترجیح داده می‌شود (Hirata, 1989). در این تحقیق، که بخش مرکزی ایالت لرزه‌زمین‌ساختی کپه‌داغ را در بر می‌گیرد، از D، برای نمایش بعد همبستگی استفاده کرده‌ایم.

## موقعیت و زمین‌ساخت گستره

زون کپه‌داغ، شمالی‌ترین زون تغییر شکل ناشی از همگرایی صفحه‌ی عربستان و اوراسیا می‌باشد که پهنه‌ی زمین‌ساختی فعالی را در مرز بین پلاتفرم توران و خردقاره ایران مرکزی، تشکیل می‌دهد. به‌طور کلی، دگرشکلی پوسته ایران، ناشی از حرکت شمالی صفحه‌ی عربستان به سمت صفحه‌ی اوراسیا و به صورت کوتاه‌شدگی پوسته، گسلش راندگی و امتدادلغز، بعلاوه فرورائش پوسته‌ی اقیانوسی (مکران) می‌باشد. اندازه‌گیری‌های اخیر که با کمک GPS انجام گرفته است، نرخ این حرکت را در طول جغرافیایی کپه‌داغ، 23 میلی‌متر در سال نشان می‌دهند (Vernant et al., 2004).

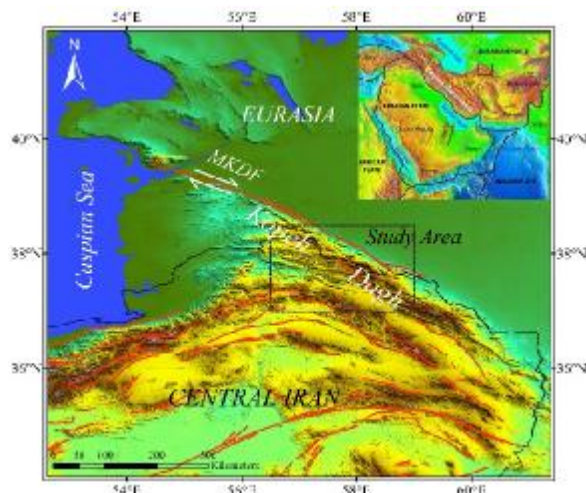
گسل‌های گستره کپه‌داغ را می‌توان به دو دسته تقسیم نمود (Afshar Harb, 1979; Jackson & McKenzie, 1984):  
 1- گسل‌های پی‌سنگی، که در بخش باختری کپه‌داغ گسترش دارند و روند کلی آنها خاوری-باختری می‌باشد و در زمان رسوبگذاری فعال بوده‌اند. 2- گسل‌هایی که با سازوکار امتدادلغز عمل کرده و در طی فاز کوهزایی فعال شده‌اند. این دسته، شامل دو سامانه گسلی می‌باشد. سامانه گسل‌های امتدادلغز راستگرد با روند NNW-SSE، که در نواحی خاوری و مرکزی کپه‌داغ (ناحیه قوچان-بجنورد) قرار دارند و سامانه گسل‌های امتدادلغز چپگرد با روند NE-SW، که در بخش باختری کپه‌داغ قرار می‌گیرند. مهمترین گسل‌های امتدادلغز راستگرد این گستره، در پهنه بخاردن-قوچان (BQFS)، قرار دارند که هم از لحاظ ساختاری و هم لرزه‌خیزی، از عناصر اصلی گستره کپه‌داغ به‌شمار می‌روند (Tchalenko, 1975).

بر اساس مدلی که Hollingsworth et al., (2006) برای شمال خاور ایران ارائه داده‌اند، حرکت شمالی-جنوبی ایران-اوراسیا توسط حرکات امتدادلغز روی گسل کپه‌داغ، سیستم گسلی شاهرود، و همچنین، کوتاه‌شدگی توسط یک‌دسته راندگی، تعدیل می‌شود. زون گسلی بخاردن-قوچان، این حرکت شمالی-جنوبی و کشش خاوری-باختری را به صورت چرخش پادساعتگرد تعدادی از بلوک‌های گسلی، جبران می‌کند. بنابراین، کپه‌داغ باختری در حال گریز به سمت باختر است. بلندترین ارتفاعات در خاور زون گسلی بخاردن-قوچان که در آنها کوتاه‌شدگی فقط به صورت گسلش از نوع راندگی اتفاق می‌افتد، دیده می‌شود. به سمت باختر، این ارتفاعات از بین می‌رود، زیرا در آنجا گسلش امتدادلغز، نقش مهمتری را در جبران کوتاه‌شدگی شمالی جنوبی، ایفا می‌کند (شکل 1).



شکل 1. (a) نقشه توپوگرافی شمال شرق ایران. تعدیل حرکت شمالی-جنوبی ایران - اوراسیا توسط حرکات امتدادلغز روی گسل کپه‌داغ، سیستم گسلی شاهرود و راندگی‌ها، نمایش داده شده است. (b) نمایش نمادین زمین ساخت شمال شرق ایران (Hollingsworth et al., 2006).

در این مطالعه، به منظور بررسی پارامترهای لرزه‌خیزی (a-value و b-value) و بعد فرکتالی کپه‌داغ مرکزی و تفسیر زمین‌ساخت منطقه، داده‌های لرزه‌ای داخل یک ناحیه مستطیلی شکل در محدوده جغرافیایی 59 - 56/50 درجه طول خاوری و 37-38/50 درجه عرض شمالی (شکل 2)، مورد بررسی قرار گرفته است.



شکل 2. موقعیت کمربند چین خورده-رورانده کپه داغ. محدوده مورد مطالعه با مستطیل مشخص شده است.

## داده ها و روش کار

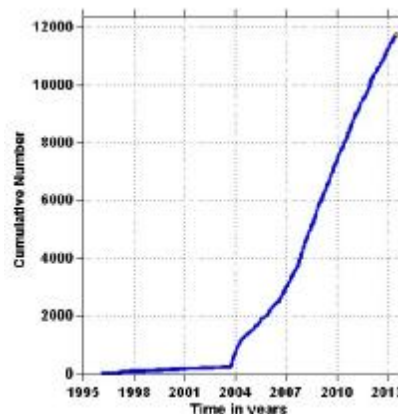
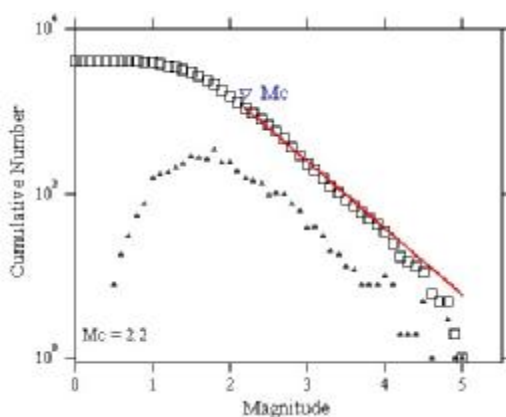
داده‌های مورد استفاده، از بانک داده‌های مرکز لرزه‌نگاری کشوری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران<sup>62</sup>، برگرفته شده است. نمودار شکل 3، ثبت و گزارش رویدادهای این پهنه را از اواخر سال 2003 میلادی، به صورت پایدار نشان می‌دهد. برای انجام این تحقیق، داده‌های ماه اکتبر سال 2003 میلادی تا ژوئیه 2013، مورد بررسی قرار گرفته است. فهرست‌نامه اولیه، شامل 11678 رویداد لرزه‌ای بود که پس از شناسایی و حذف پس‌لرزه‌ها و پیش‌لرزه‌ها، تعداد 6505 زمینلرزه باقی ماند. حذف پس‌لرزه‌ها و پیش‌لرزه‌ها، به روش Gardner & Knopoff (1974) انجام گرفت. این روش، یکی از پرکاربردترین روش‌ها برای این هدف است که توسط پژوهشگران استفاده می‌شود. از مزایای این روش، اطمینان بیشتر به حذف پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها با توجه به انعطاف‌پذیری پنجره‌های زمانی و مکانی در فرایند حذف رویدادهای وابسته است. رابطه 2، برای تقریب ابعاد پنجره‌های مکانی - زمانی گاردنر و نوپوف (1974) استفاده می‌شود.

(2)

$$d = 10^{0.1238 * M + 0.983} \text{ [Km]},$$

$$t = \begin{cases} 10^{0.032 * M + 2.7389}, & \text{if } M \geq 6.5 \\ 10^{0.54009 * M - 0.547}, & \text{else [days]} \end{cases}$$

که در آن  $d$ ، پنجره مکانی،  $M$ ، بزرگی و  $t$ ، پنجره زمانی می‌باشد. با این حال، برای حذف پس‌لرزه‌ها از فهرست‌نامه زلزله، روشی کاملاً مطمئن وجود ندارد و تمایز بین زلزله اصلی و پس‌لرزه‌ها، نسبی است (Molchan & Dmitrieva, 1992; Baiesi & Paczuski, 2004). برای محاسبه پارامترهای لرزه‌خیزی  $a$  و  $b$ ، مقدار بزرگی کاملی و استفاده از بانک داده همگن، ضروری است (Wiemer & Wyss, 2000). بزرگی کاملی، کوچکترین بزرگی است که همه زلزله‌های بزرگتر از آن، در ناحیه مورد نظر ثبت شده‌اند (Wiemer & Wyss, 2000). نمودار فراوانی - بزرگی رویدادها، مقدار  $2/2$  را برای بزرگی کاملی داده‌های مورد استفاده در این پژوهش نشان می‌دهد (شکل 4).



شکل 3. نمودار تعداد تجمعی زمین‌لرزه‌های گستره‌ی مورد پژوهش، از سال 1996 تا ماه ژوئیه سال 2013 میلادی. محاسبه بزرگی کاملی داده‌های گستره‌ی مورد پژوهش. شکل 4. نمودار توزیع فراوانی زمین‌لرزه‌ها در برابر بزرگی و

برای محاسبه مقدار  $b$  (b-value)، روش‌های متفاوتی پیشنهاد شده است. از جمله، می‌توان به دو روش کمینه مربعات وزن‌دار<sup>63</sup> و روش بیشینه احتمال<sup>64</sup>، اشاره کرد. روش اول، خطی به منحنی پراکندگی فراوانی - بزرگی برازش می‌کند. این خط، از نقطه‌ای که منحنی بیشینه انحنای خود را دارد آغاز، و تا رویدادی با بزرگی بیشینه ادامه می‌یابد. در روش دوم، برای محاسبه‌ی مقدار  $b$ ، از رابطه (Utsu (1999); Aki (1965) استفاده می‌شود:

(3)

$$b = \log e / \bar{M} - M_{min}$$

که در آن،  $\bar{M}$ ، بزرگای میانگین و  $M_{min}$ ، کوچکترین بزرگی است که همه رویدادهای بزرگتر از آن در پهنه مورد نظر، ثبت شده‌اند.  $M_{min}$ ، به مقدار  $M_c$  اشاره دارد.

به منظور بررسی تغییرات محلی تنش منطقه، نقشه  $a$ -value و  $b$ -value را با استفاده از روش Wiemer & Benoit (1996) تهیه نمودیم. بدین منظور، ناحیه را به شبکه‌ای با خانک‌های مربعی به ابعاد  $0/1$  درجه در  $0/1$  درجه تقسیم، و برای محاسبه مقدار  $b$  هر خانک به روش بیشینه احتمال، از حداقل نزدیکترین 50 زمین‌لرزه‌ای که با بزرگی بیشتر از  $M_c$  در شعاع 30 کیلومتری هر گره قرار دارند، استفاده کردیم.  $a$ -value نیز با استفاده از رابطه (1)، محاسبه شد.

در گام بعدی این پژوهش، با استفاده از روش انتگرال همبستگی، بعد فرکتالی رومرکز زمین‌لرزه‌های گستره، محاسبه شد. در این روش، بعد همبستگی توزیع مکانی لرزه‌خیزی یک ناحیه، به صورت زیر ارائه می‌شود (Grassberger & Procaccia, 1983):

$$r \rightarrow 0, \quad (4)$$

$$D = \lim_{r \rightarrow 0} \log C(r) / \log r$$

که در آن،  $C(r)$  تابع همبستگی می‌باشد و دسته‌بندی مکانی و فاصله بین یک مجموعه از نقاط را، اندازه‌گیری می‌نماید.

این تابع، به صورت زیر ارائه می‌شود:

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

<sup>63</sup> Least Squares Method

<sup>64</sup> Maximum Likelihood Method

که در آن،  $N(R < r)$  تعداد جفت‌های  $(X_i, X_j)$  با جدایشی کوچکتر از  $r$  می‌باشد. انتگرال همبستگی، وابسته به تابع همبستگی استاندارد می‌باشد. اگر توزیع رومرکز زلزله‌ها، ساختار فرکتال داشته باشد، رابطه‌ی زیر برقرار است:

$$\infty r^D \quad (6)$$

$$C(r)$$

که در آن،  $D$ ، بعد فرکتالی، یا به عبارتی، بعد همبستگی می‌باشد.

فاصله  $r$  بین دو رویداد  $(\theta_1, \varphi_1)$  و  $(\theta_2, \varphi_2)$ ، با یک رابطه‌ی مثلثاتی کروی توسط (Hirata (1989)، ارائه شده

است:

$$(7)$$

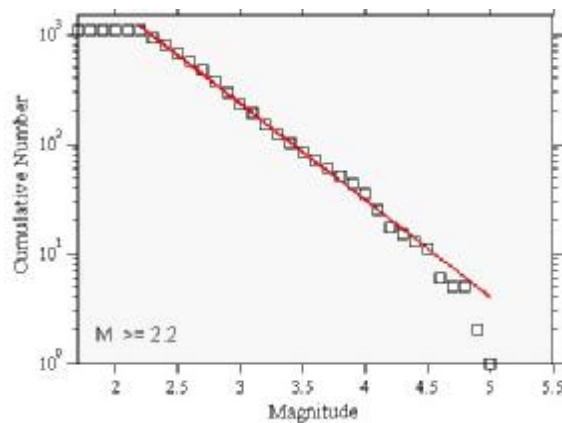
$$r = \cos^{-1} [\cos \theta_1 \cos \theta_2 + \sin \theta_1 \sin \theta_2 \cos (\varphi_1 - \varphi_2)]$$

که در آن،  $q_1$  و  $q_2$ ، عرض‌های جغرافیای  $f_1$  و  $f_2$ ، طول‌های جغرافیایی دو رویداد 1 و 2 می‌باشند. با پلات کردن  $C(r)$  در برابر  $r$  در یک نمودار لگاریتمی، می‌توان بعد فرکتال را به کمک شیب نمودار، به دست آورد. شیب نمودار لگاریتمی، بوسیله برازش نمودن یک خط به روش کمترین مربعات به دست می‌آید.

نرم افزار اصلی مورد استفاده در این مطالعه، نرم افزاری منبع باز به نام ZMAP است که توسط (Wiemer (2001)، نوشته شده و برای استفاده عموم به طور رایگان در وب سایت نویسندگان<sup>65</sup>، گذاشته شده است.

### مقادیر پارامترها و بحث

مقدار به دست آمده برای a-value، به روش کمترین مربعات، برابر 5/02 و به روش بیشینه احتمال، برابر 4/81 است. a-value، سطح عمومی لرزه‌خیزی در ناحیه مورد نظر را در طول دوره‌ی مورد مطالعه، نشان می‌دهد. مقدار b به دست آمده برای این گستره، به روش کمترین مربعات برابر 0/88 و به روش بیشینه احتمال، برابر 0/81 است. تفاوت محاسبه شده مقدار b به این دو روش، کمتر از 0/1 است (شکل 5).



b-value (W.L.S.) = 0.88 +/- 0.02, a-value=5.02

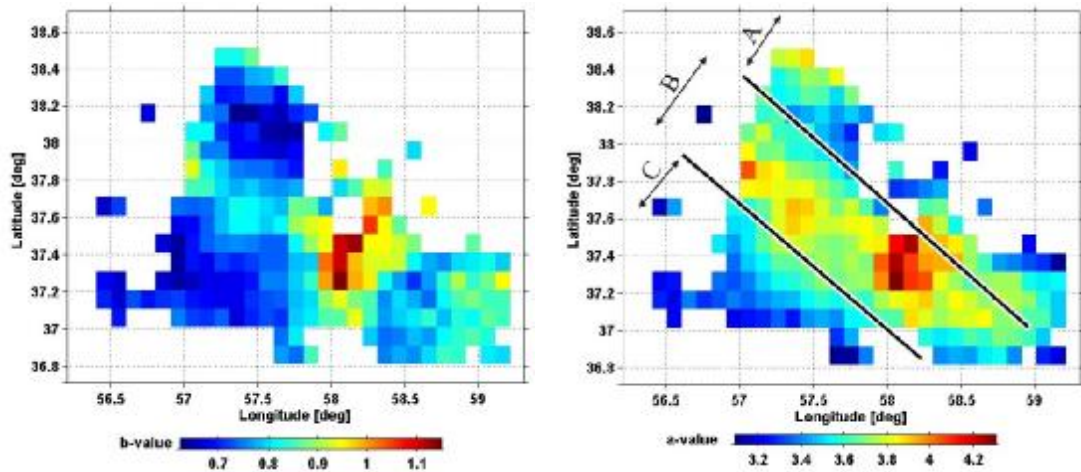
b-value (Max.Lik.) = 0.81 +/- 0.02, a-value=4.81

<sup>65</sup> <http://www.earthquake.ethz.ch/software/zmap>

**شکل 5.** نمودار فراوانی - بزرگی زمین لرزه‌های گستره مورد پژوهش و محاسبه مقادیر پارامترهای لرزه‌خیزی  $a$  و  $b$  به روش کمترین مربعات و روش بیشینه تشابه در دوره مورد بررسی.

نقشه مقدار  $a$  (شکل 6)، که با استفاده از روش Wiemer & Benoit (1996) به دست آمد، تغییرات جانبی سطح لرزه‌خیزی ناحیه را نشان می‌دهد، به گونه‌ای که،  $a$ -value بیشتر، بیانگر لرزه‌خیزی بالاتر ناحیه است. در گستره مورد تحقیق، این مقدار بین حدود  $3/1$  تا  $4/3$  متغیر است. این نقشه، نشان می‌دهد رویدادها در این پهنه به‌طور یکنواخت توزیع نشده‌اند و در این گستره، به‌طور مشخص، دو بلوک زمین‌ساختی دارای سطح لرزه‌خیزی نسبتاً پایین ( $A$  و  $C$ )، که توسط یک بلوک دارای سطح لرزه‌خیزی بالاتر ( $B$ )، جدا شده‌اند، قابل تشخیص است. روند این بلوک‌ها، شمال‌باختری - جنوب‌خاوری و تقریباً منطبق بر روند کلی گسل‌های منطقه است.

نقشه  $b$ -value (شکل 7)، مقدار کمتر از  $0/9$  را در بخش زیادی از این گستره، برای این پارامتر مهم، نشان می‌دهد. نقشه تغییرات مقدار  $b$ ، انعکاسی از ویژگی فراوانی - بزرگی زلزله‌ها و به عبارتی، بیانگر توزیع تنش در منطقه است به گونه‌ای که، مقادیر کم  $b$ -value، منطبق بر نواحی‌ای هستند که تنش زیادی را تحمل می‌کنند و مقادیر بالای  $b$ -value، منطبق بر مناطق با تنش کمتر است. این انباشت متفاوت تنش، منجر به دوره‌های بازگشت متفاوت زمین‌لرزه‌ها، در بخش‌های مختلف سیستم‌های گسلی این گستره می‌شود.

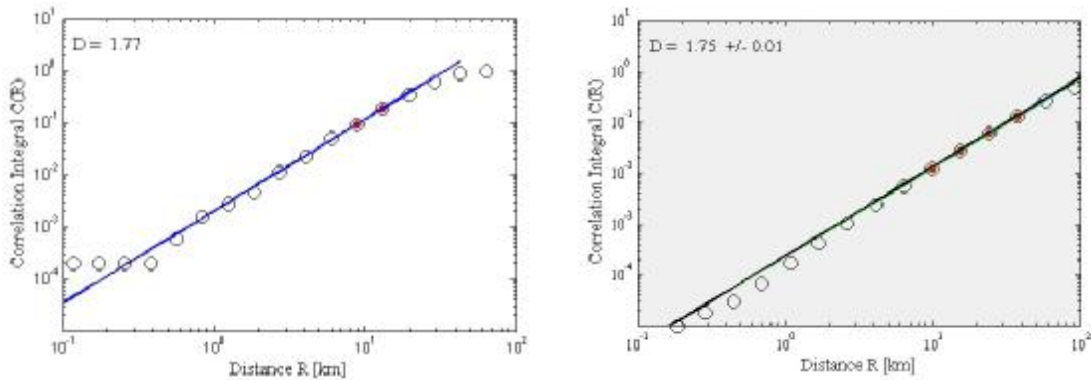


**شکل 6.** تغییرات جانبی مقدار  $a$  در گستره مورد پژوهش. بلوک  $B$  تغییرات مکانی مقدار  $b$ . این مقدار در بخش‌های مختلف گستره با سطح لرزه‌خیزی بالاتر، در بین دو بلوک  $A$  و  $C$  قرار می‌گیرد. متفاوت است که بیانگر توزیع متفاوت تنش در این منطقه است.

در این تحقیق، با استفاده از روش انتگرال همبستگی، مقدار  $1/75$  برای بعد فرکتالی رومرکز زمین‌لرزه‌های این گستره، به دست آمد (شکل 8). Hirata (1989). مقدار  $1/6$  را برای بعد فرکتالی ناحیه‌ی توکیو ژاپن به دست آورده است. بر این اساس،  $1/75$ ، یک حد بالا برای بعد فرکتالی رومرکز زمین‌لرزه‌های گستره مورد بررسی این پژوهش است. مطالعات، نشان داده است که خصوصیت فرکتالی لرزه‌خیزی یک ناحیه، و به عبارتی ساختار خودمتشابه توزیع زلزله‌ها، می‌تواند با استفاده از بعد فرکتال، اندازه‌گیری شود و رابطه‌ی بین بعد فرکتالی توزیع زلزله‌ها و پارامترهای لرزه‌خیزی یک ناحیه، بسته به نوع و توزیع گسل‌ها، سیستم شکستگی‌ها و توزیع زلزله‌ها، متغیر می‌باشد (Mandelbort, 1982). به منظور



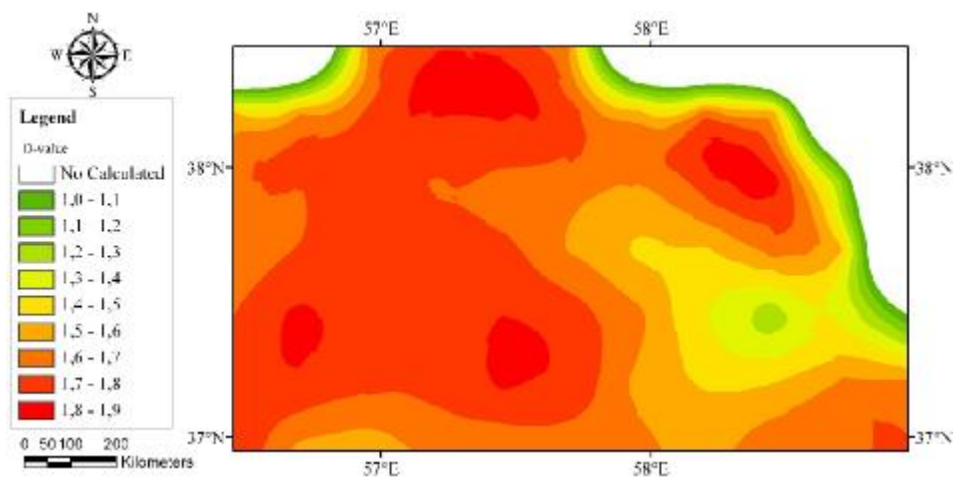
محاسبه دقیق بعد فرکتال همبستگی، حداقل 42 نقطه، که در این پژوهش رومرکز زمین لرزه‌ها می‌باشند، مورد نیاز است (Smith, 1988). با این حال، چنانچه مقایسه بعد فرکتالی و نه محاسبه مطلق آن مورد نظر باشد، مجموعه داده کمتر نیز، قابل قبول خواهد بود (Nerenberg & Essex, 1990). بنابراین، با توجه به بانک داده‌های مورد استفاده، به منظور تهیه نقشه بعد فرکتالی گستره، که بتواند ضمن مقایسه با نقشه b-value و تامین اهداف این پژوهش، از دقت مناسبی نیز برخوردار باشد، منطقه‌ی مورد مطالعه به شبکه‌ای با خانک‌هایی با ابعاد 0/5 درجه در 0/5 درجه با همپوشانی 0/25 درجه تقسیم شد و بعد فرکتالی، برای خانک‌هایی که تعداد رویدادهایشان بیشتر از 42 رویداد بود، محاسبه شد. در شکل 9، تحلیل فرکتالی یک خانک از گستره مورد بررسی، به مرکزیت 58/2 درجه طول شرقی و 37/95 درجه عرض شمالی، به عنوان نمونه، نشان داده شده است. با استفاده از بعد فرکتالی محاسبه شده برای هر خانک، نقشه فرکتالی گستره ترسیم شده است (شکل 10).



**شکل 8.** تعیین بعد فرکتالی (D) گستره مورد بررسی. مقدار D **شکل 9.** نمونه‌ای از تخمین بعد فرکتال (D) در یکی از شبکه‌های گستره مورد

بررسی به روش انتگرال همبستگی.

به روش انتگرال همبستگی به دست آمده است.





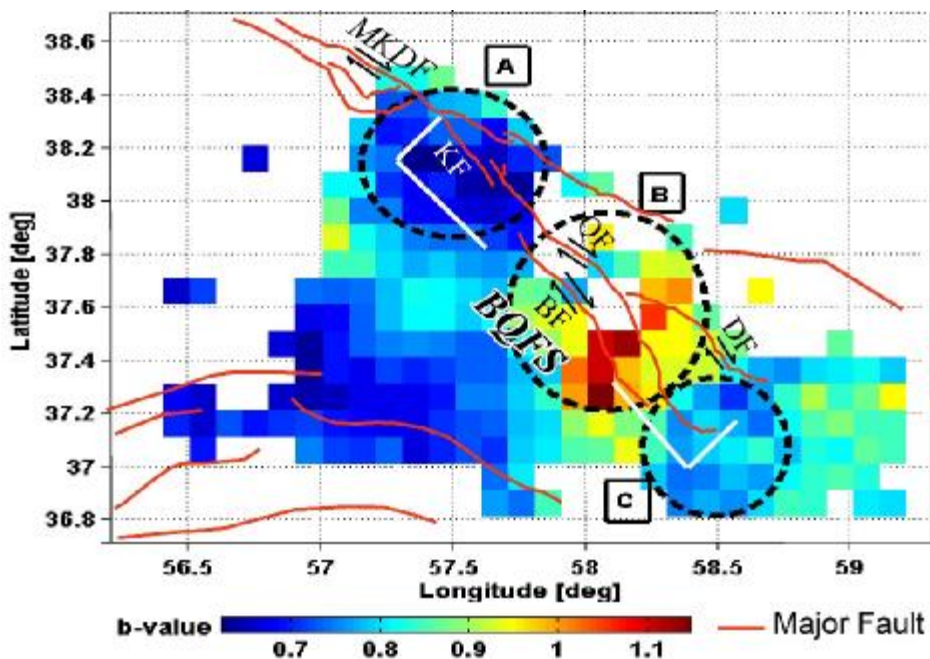
شکل 10. نقشه بعد فرکتالی (بعد همبستگی) گستره مورد پژوهش. بعد فرکتالی رومرکز زلزله‌ها (D-value)، در بخش زیادی از گستره، بین 1/5 تا 1/8 است.

مقدار محاسبه شده برای بعد فرکتال این گستره، بین 1 تا 1/9 متغیر است. این مقدار، در بخش زیادی از گستره بین 1/5 تا 1/8 می‌باشد. نقشه بعد فرکتالی گستره، اندازه کمی درجه ناهمگنی فعالیت لرزه‌ای را در سیستم‌های گسلی ناحیه، نشان می‌دهد.

از نظر تئوری، مجموعه‌ای با  $D=0$ ، بیانگر آن است که همه رویدادها در یک نقطه متمرکز شده‌اند (خوشه‌ای) و مجموعه‌ای با  $D=2$ ، بیانگر آن است که رویدادها به صورت تصادفی یا همگن، روی یک فضای دوبعدی توزیع شده‌اند.

گسل‌ها، همواره در امتداد مناطقی از طول خود که دارای بی‌نظمی هندسی هستند، دچار گسیختگی می‌شوند (Schwartz & Coppersmith, 1984). این بی‌نظمی هندسی را، می‌توان با کمک بعد فرکتالی بررسی نمود به گونه‌ای که، مقادیر  $D$  بزرگتر، نشان‌دهنده بی‌نظمی هندسی بیشتر می‌باشد. چهره‌ی بارز نقشه‌ی فرکتالی گستره، خاصیت مولتی‌فرکتالی در طول سیستم گسلی بخاردن- قوچان است به گونه‌ای که، بی‌نظمی هندسی و در نتیجه بعد فرکتالی بخش‌هایی از آن، بسیار بیشتر از بخش‌های دیگر است. این نقشه، بیانگر ناهمگنی لرزه‌زمین‌ساختی این سیستم گسلی می‌باشد. با توجه به اینکه، لرزه‌زمین‌ساخت این سیستم گسلی می‌تواند با بی‌نظمی‌های هندسی آن مرتبط باشد، بنابراین، می‌توان با تلفیق اطلاعات حاصل از توزیع تنش و بعد فرکتال در طول آن، رفتار لرزه‌ای این سیستم را بررسی، و لرزه‌زمین‌ساخت آن را به تصویر کشید.

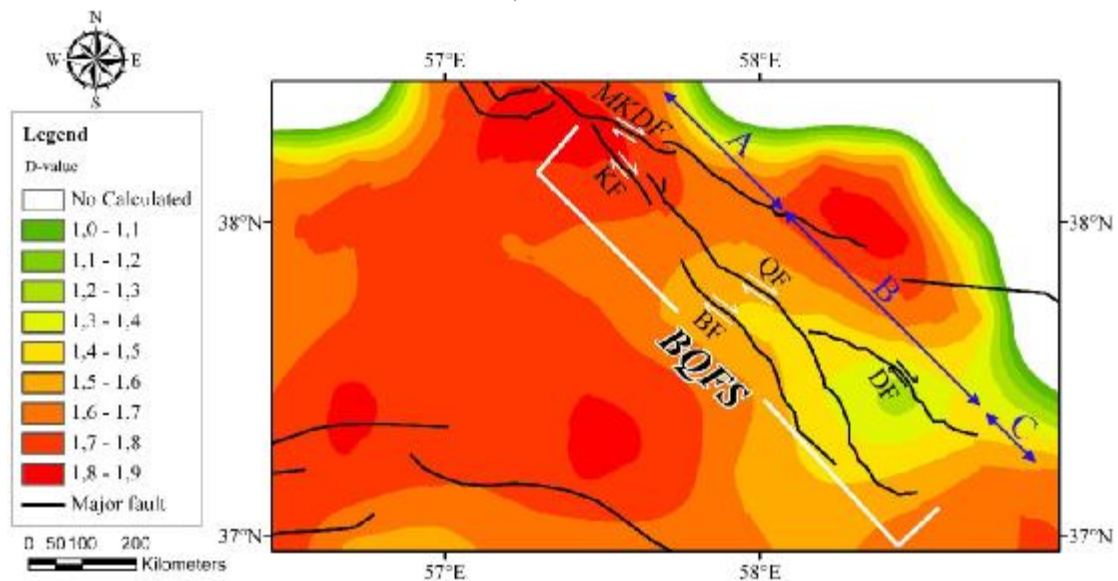
بررسی توزیع مکانی b-value در طول زون بخاردن- قوچان، سه بخش مشخص را در این زون نشان می‌دهد (شکل 11).



**شکل 11.** نمایش زون بخاردن- قوچان (BQFS) و توزیع b-value در گستره‌ی مورد مطالعه. سه بخش A و C با b-value پایین و B با b-value بالا در طول زون BQFS مشخص هستند. MKDF: گسل اصلی کپه‌داغ، BF: گسل باغان، KF: گسل کورکولاب، QF: گسل قوچان، DF: گسل دوربادام.

بخش A، ناحیه‌ای است که این زون گسلی به گسل اصلی کپه‌داغ می‌رسد و کمترین مقدار b، در آن مشاهده می‌شود. b-value این ناحیه، بیانگر تنش زیادی است که در این بخش از سیستم گسلی وجود دارد. بخش B، ناحیه میانی زون بخاردن- قوچان را شامل می‌شود که به نسبت، بیشترین مقدار b را نشان می‌دهد. در بخش C، که پایانه جنوب خاوری این زون گسلی را شامل می‌شود، دوباره شاهد کاهش مقدار b، و به عبارتی انباشت تنش هستیم. از نظر آماری، بخش دارای b-value بزرگتر (بخش B)، بیانگر وقوع بیشتر زلزله‌های کوچکتر، و بخش‌های دارای b-value کوچکتر (بخش A و C)، بیانگر وقوع بیشتر زلزله‌های بزرگتر است.

بررسی نقشه بعد فرکتالی گستره نیز، تغییرات واضحی را در طول زون بخاردن- قوچان نشان می‌دهد (شکل 12). با توجه به این تغییرات نیز، می‌توان این زون را به سه بخش تقسیم کرد. بخش A، که پایانه شمال باختری این سیستم را شامل می‌شود و دارای بیشترین مقدار D-value است. بخش B، در قسمت میانی این سیستم قرار می‌گیرد و دارای کمترین مقدار D-value است. در بخش C، مجدداً شاهد افزایش D-value هستیم.



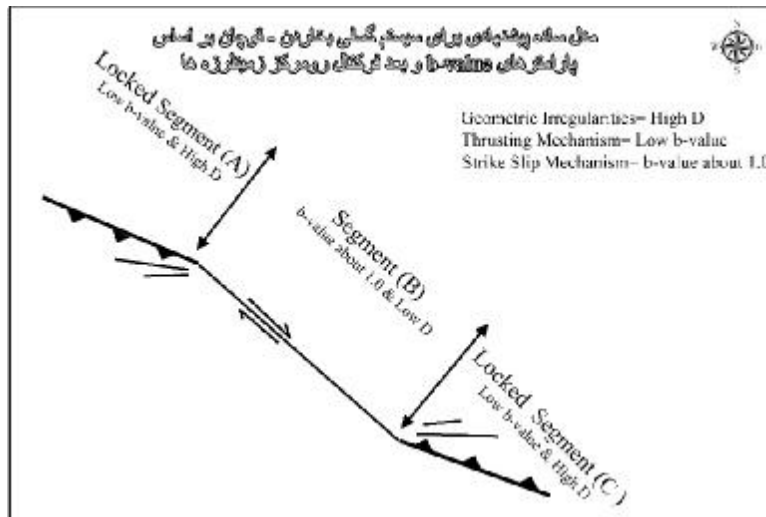
**شکل 12.** توزیع بعد فرکتال (D-value) رومرکز زمین‌لرزه‌ها در گستره‌ی مورد مطالعه. بخش عمده‌ای از گستره دارای بعد فرکتالی بالا است. چهره بارز نقشه فرکتالی گستره، خاصیت مولتی‌فرکتالی در طول سیستم گسلی بخاردن- قوچان (BQFS) است. بخش‌های A و C دارای بیشترین مقدار D- و بخش B کمترین مقدار D- را دارد. MKDF: گسل اصلی کپه‌داغ، BF: گسل باغان، KF: گسل کورکولاب، QF: گسل قوچان، DF: گسل دوربادام.

مطالعه ارتباط بین پارامتر b-value و D-value، اطلاعات ارزشمندی را درباره لرزه‌زمین‌ساخت یک گستره ارائه می‌نماید. مقدار بالای b-value و مقدار پایین D-value، نواحی خزشی گسل‌ها را نشان می‌دهد و مقدار پایین b-value و مقدار بالای D-value، معرف نواحی‌ای است که در آنها، تشنگاه<sup>66</sup>ها شکل می‌گیرند. بنابراین، بخش A و C زون

<sup>66</sup>Asperity

بخاردن - قوچان را، می توان بخش هایی دانست که در آنها تشنگاه ها در حال شکل گیری اند و بخش B در طول این زون را، می توان بخش حدواسط این سیستم گسلی دانست.

نتایج این تحقیق، کاهش مقدار b را در پایانه های سیستم گسلی بخاردن - قوچان، نشان می دهند که بیانگر تغییر در سازوکار پایانه ها (بخش A و C)، از امتدادلغز به راندگی است. همچنین، بی نظمی هندسی بیشتری که به صورت افزایش بعد فرکتال نمایان شد، وجود انشعابات در پایانه های سیستم را نشان می دهد. از سویی، بعد فرکتالی و تنش بالایی که در بخش A مشاهده می شود، می تواند شهادی از به هم پیوستن این سیستم گسلی و گسل اصلی کپه داغ باشد (شکل 13).



شکل 13. طرح نمادین تغییر در پایانه گسلی سیستم بخاردن - قوچان با توجه به توزیع مکانی پارامترهای لرزه‌خیزی و بعد فرکتالی محاسبه شده در این پژوهش. افزایش بعد فرکتال در پایانه های A و C این سیستم گسلی می تواند بیانگر انشعاب شاخه های گسلی در این پایانه ها باشد. کاهش b-value نشانه افزایش تنش و شهادی از تغییر در سازوکار انشعابات پایانه های این سیستم از امتدادلغز به راندگی می باشد.

### نتیجه گیری

مطالعات پژوهشگران، نشان می دهد در سیستم های گسلی نرمال (کششی)، مقدار b بیشتر از یک و در سیستم های امتدادلغز و رورانده، مقدار b کمتر از یک است (به عنوان نمونه، Schorlemmer et al., 2005). مقدار b محاسبه شده در این پژوهش، در بخش زیادی از گستره ی مورد مطالعه کمتر از یک است که بیانگر فعالیت گسل های امتدادلغز و راندگی در این گستره می باشد. مقادیر پارامترهای لرزه‌خیزی a و b محاسبه شده برای کل گستره، بیانگر فراوانی نسبی رویدادهای بزرگتر در گستره کپه داغ مرکزی است.

نقشه های a-value و b-value گستره ی کپه داغ مرکزی، تصویری از توزیع فراوانی - بزرگی رویدادها را به عنوان تابعی از مکان، در این گستره نشان می دهند. نقشه مقدار b، تجمع زیاد تنش را در بخش های شمال باختری و جنوب باختری گستره نشان می دهد. همچنین، با توجه به این نقشه، می توان میزان تنش انباشته شده در بخش جنوب خاوری گستره را نسبتاً بالا دانست. به طور کلی، نقشه b-value، مقدار b را در سرتاسر گستره بین 0/6 تا 1/1 نشان می دهد که در نواحی فعال زمین ساختی دیده می شود. بعد فرکتالی رومرکز زمین لرزه های گستره این پژوهش، که با استفاده از روش انتگرال همبستگی به دست آمد، برابر 1/75 است. بعد فرکتالی بالایی که برای این گستره به دست آمد، شهادی از اعمال نیروهای چندگانه

روی این بخش از فلات ایران است که با جایگاه زمین‌ساختی آن تطابق دارد و نشانگر پراکندگی چشمه‌های لرزه‌ای گسترده مورد تحقیق، به شکل برگه‌ای<sup>67</sup>، است.

وجود گسل‌های راندگی منشعب از یک گسل امتدادلغز، می‌تواند بیانگر رشد طولی آن گسل در طی زمان باشد (Berberian et al., 2000). بنابراین، شیوه توزیع b-value و D-value در سیستم گسلی بخاردن - قوچان، رشد طولی این سیستم گسلی در طی زمان و تغییر در سازوکار پایانه آن از امتدادلغز به راندگی را تایید می‌کند.

## منابع

- Afshar Harb, A., 1979, The stratigraphy, tectonics and petroleum geology of the Kopet Dag region, northeastern Iran, PhD thesis. Petroleum Geology Section, Royal School of Mines, Imperial College of Science and Technology, London.
- Aki, K., 1965. Maximum Likelihood estimate of b in the formula  $\log N = a - bM$  and its confidence limits. Bull. Earthq. Res. Inst., 43, 237-239.
- Baiesi, M. and Paczuski, M., 2004, Scale-free networks of earthquakes and aftershocks, Phys. Rev. E., 69, 66-106.
- Berberian, M., Jackson, J., Qorashi, M., Talebian, M., Khatib, M. and Priestley, K., 2000. The 1994 Sefidabeh earthquakes in eastern Iran: blind thrusting and bedding-plane slip on a growing anticline, and active tectonics of the Sistan suture zone., Geophys. J. Int., 142, 283-299.
- Gardner, J., and Knopoff .L., 1974, Is the sequence of earthquakes in southern California, with aftershocks seamed, poissonian? : Bull. Seismol. Soc. Am., 64, 1363-1367
- Grassberger, P., and Procaccia, I., 1983, Characterization of strange attractors, Phys. Rev. Lett., 50, 346-349
- in California. Bull. Seismol. Soc. - Gutenberg, B., and Richter, C., 1944, Frequency of earthquakes Am., 34, 185-188.
- Hirata, T. 1989, A Correlation between the b Value and the Fractal Dimension of Earthquakes, J. Geophys. Res., 94, 7507-7514.
- Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R., Gheitanchi, M. R. and Bolourchi, M. J., 2006. Strike-slip faulting, rotation and along-strike elongation in the Kopeh Dagh Mountains, NE Iran, Geophys. J. Int., 166, 1161-1177.
- Ishimoto, M., and Iida, K., 1939, Observations of earthquakes registered with the microseismograph constructed recently, Bull. Earthq. Res., Inst., 17, 443-478.
- Jackson, J. and McKenzie, D., 1984, Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan, Geophys. J. R. astr. Soc., 77(1), 185-264.
- Kagan, Y., 1993, Statistics of Characteristic Earthquakes, Bull. Seismol, Soc. Am., 83, 7-24.
- Mandelbort. B. B., 1982, The Fractal Geometry of Nature, Freeman press, San Francisco, California.
- Molchan, G. M., and Dmitrieva, O. E., 1992, Aftershock identification methods and new approaches, Geophys J., Int., 109, 501-516.
- Nerenberg, M. A. H., and Essex, C., 1990, Correlation dimension and systematic geometric effects. Physical Review A., 42, 7065-7074.
- Schorlemmer, D., Wiemer, S. and Wyss, M., 2005, Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes, Nature, 437, 539- 542.
- Schwartz, D., and Coppersmith, K. J. 1984, Fault Behavior and Characteristic Earthquakes: Examples from the Wasach and San Andreas Faults, J. Geophys. Res., 89, 5681-5698.
- Smith, L. A., 1988, Intrinsic limits on dimension calculations, Phys. Lett., 133, 283-288.
- Tchalenko, J. S., 1975, Seismicity and structure of the Kopet Dagh (Iran, USSR), Phil. Trans. R. Soc. Lond., Series A., 278(1275), 1-28.
- Utsu, T., 1999, Representation and analysis of the earthquake size distribution: a historical review and new approaches, PAGEOPH., 155, 509-533.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., and Chery, J., 2004. Present-day crustal

deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, *Geophys. J. Int.*, 157, 381–398.

depth in the Alaska and New Zealand subduction zones. Wiemer, S. and Benoit, J., 1996. Mapping the b-value anomaly at 100 km-  
*Geophys. Res.*, 23, 1557–1560.

- Wiemer, S. and Wyss, M., 2000. Minima magnitude of completeness in earthquake catalogs:

example from Alaska, the Western United States, and Japan, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90, 859-869.

- Wiemer, S., 2001, A software package to analyze seismicity: ZMAP, *Seismol. Res. Lett.*, 72, 373-382.