Journal of Engineering Geology
Journal home page https://jeg.khu.ac.ir
Kharazmi University
OPEN ACCESS
Online ISSN 2981-1600

Fractal analysis of seismicity parameters and crustal stress evaluation in eastern Iran

Mohammad Sadegh Sharifi [1], Saeed Zarei [2]✉, Seyed Reza Mansouri[3], Abdullah Hussaini[4]

1. M.Sc., Faculty of Nano and Bio Science and Technology, Persian Gulf University, Bushehr, Iran. E-mail: sadeghsharifi1402@gmail.com
2. Assistant Professor, Faculty of Nano and Bio Science and Technology, Persian Gulf University, Bushehr, Iran. E-mail: szarei@pgu.ac.ir
3. Assistant Professor, Faculty of Nano and Bio Science and Technology, Persian Gulf University, Bushehr, Iran. E-mail: s.r.mansouri@pgu.ac.ir
4. M.Sc., Faculty of Nano and Bio Science and Technology, Persian Gulf University, Bushehr, Iran. E-mail: abdullahhussaini4899@gmail.com

Article Info

Article type:
Research Article

Article history:
Received 23 October 2025
Accepted 9 December 2025

Keywords:
Fractal, b-value, D-value, D/b ratio, Seismic Moment Rate, Seismicity, Active Faults of Eastern Iran.

ABSTRACT

The active tectonics of eastern Iran, resulting from the convergence of the Arabian and Eurasian plates and numerous active faults, has caused high stress concentration, as evidenced by major historical earthquakes such as those in Tabas (1978) and Bam (2003). This study aims to conduct a fractal analysis of seismicity parameters and investigate crustal stress heterogeneity in eastern Iran. To this end, an earthquake dataset of historical and instrumental events with Mw ≥ 4 (1900–2024) was compiled from the ISC and NEIC databases. After filtering and declustering, the data were analyzed using ZMAP and ArcGIS. The b-value (an indicator of stress level and the probability of large earthquakes), the D-value (the geometrical complexity of faulting), and the D/b ratio were calculated simultaneously and mapped spatially. The results show that the b-value ranges from 0.8 to 1.1, and the D-value ranges from approximately 1.6 to 2.3. Regions with low b-values and high D-values, especially along the Nehbandan and Dasht-e Bayaz faults, indicate high stress concentrations and an elevated likelihood of larger earthquakes. The total seismic moment of the cataloged earthquakes is estimated at 3.5×10^{23} N·m, yielding an average annual seismic moment rate of 2.7×10^{16} N·m/yr (calculated by averaging over the available catalog years). The D/b ratio, regarded as an index of stored energy and stress heterogeneity, exceeds two in these zones and exhibits a strong correlation with areas of a high rate of seismic moment release. This pattern implies that an increase in fault geometrical complexity coupled with a decrease in the b-value signals the crust's approach to the rupture threshold. Thus, by emphasizing the significance of the D/b ratio, the present findings offer a quantitative approach to mapping stress states, fault structures, and the potential for significant earthquakes in eastern Iran.

Introduction

The seismotectonic setting in eastern Iran is dominated by the active convergence of the Arabian and Eurasian plates, which is part of the Alpine-Himalayan orogenic belt. This collision results in significant crustal deformation, as evidenced by a network of active faults, including the Nehbandan, Dasht-e Bayaz, Doruneh, and Nayband systems (Abdelrahman and Ali, 2024; Zarei et al., 2019) . Due to the Lut Block, which is encircled by these fault zones, eastern Iran ranks among the country's most seismically active and structurally complex regions. Historical and instrumental seismicity records indicate that accumulated tectonic stresses in this region have repeatedly been released through destructive earthquakes, such as the Tabas (1978, M_s 7.4), Ghaen (1979, M_s

Cite this article: Sharifi, M. S., Zarei, S., Mansouri, R., Hussaini, A. (2025). Fractal analysis of seismicity parameters and crustal stress evaluation in eastern Iran. Journal of Engineering Geology, 19 (4), 602-626. https//doi.org/10.22034/JEG.2025.19.4.1020581

© The Author(s).
Publisher: Kharazmi University.
DOI: https//doi.org/10.22034/JEG.2025.19.4.1020581

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1404.19.4.6.5]
[DOI: 10.22034/JEG.2025.19.4.1020581]

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1404.19.4.6.5]
[DOI: 10.22034/JEG.2025.19.4.1020581]

7.1), and Bam (2003, M_w 6.6) events (Berberian et al., 2000). These catastrophic earthquakes underscore the region's high seismic potential and the urgent need for a thorough seismotectonic assessment (Berberian et al., 2000). Fractal analysis of earthquakes has emerged as a powerful tool for investigating the heterogeneity of stress fields and underlying faulting mechanisms. Fractals are characterized by self-similarity over multiple scales and provide a quantitative means of analyzing the spatial and temporal distribution of earthquakes (Turcotte, 1997). Earthquake fractal dimension (D) describes the degree of seismic heterogeneity, and Gutenberg–Richter b-value reflects the stress state of the crust and the frequency-magnitude relationship of earthquakes (Gutenberg and Richter, 1944). Numerous studies have shown that a decrease in fractal correlation dimension is commonly associated with increased stress levels and the occurrence of large earthquakes (Turcotte, 1997; Wilson et al., 2002). In addition, recent research on geomagnetic and electromagnetic precursors suggests that certain pre-seismic signals can be detected days or even weeks before moderate earthquakes, emphasizing the predictive potential of fractal-based approaches.

Materials and Methods

This study uses historical and instrumental earthquake records from the eastern Iran as itsmain data source. Data were systematically collected from the two main authoritative international databases: the International Seismological Centre (ISC) and the National Earthquake Information Center (NEIC) for the period from 1900 to 2024 with a minimum magnitude of Mw ≥ 4. The raw catalog was carefully declustered to exclude aftershocks and foreshocks, ensuring that only background and main seismic activities were represented. The magnitude of completeness (Mc) was determined to ensure adequate statistical reliability of the analysis.

Analysis of Fractal and Seismicity Parameter

The outgoing earthquake catalog was examined by the ZMAP software package that was developed for handling seismicity analysis. The key parameters calculated were: The magnitude of completeness (Mc) was determined using the b-value stability method, where b-value is calculated by progressively removing smaller events until stability is achieved, resulting in Mc = 4 (Wiemer and Wyss, 2000). Additionally, to remove aftershocks and foreshocks and isolate mainshocks, declustering was performed using the Epidemic-Type Aftershock Sequence (ETAS) model within the ZMAP software. This algorithm operates based on magnitude-dependent spatio-temporal windows and non-stationary earthquake occurrence rates.

- b value: Calculated through a Maximum Likelihood Estimate method, often in a moving spatial window to map the variations in stress (Scholz, 1968).
- D-value (Fractal Dimension): Calculated using the Correlation Dimension method, which measures the spatial clustering and complexity of the earthquake hypocenters (Perez and Tuckwell, 1993).
- D/b Ratio: This composite parameter was computed at each grid point as an integral index of seismic hazard potential, taking into account both the level of stress and the structure of a fault. The spatial variations of the b-value, D-value, and D/b ratio are visually mapped using the ArcGIS environment, enabling a direct comparison to be made with major active fault segments and known historical rupture zones of the region.
- The comparison of seismic and geodetic moment rates provides a robust framework for evaluating tectonic activity and crustal deformation in active regions. The seismic moment rate (SMR) quantifies the rate of elastic energy release through recorded earthquakes and is calculated by summing individual seismic moments over a given

time period within a defined area. It therefore reflects the portion of tectonic strain that is released coseismically along active faults, but its accuracy is inherently limited by catalog completeness and the relatively short duration of instrumental observations. In contrast, the geodetic moment rate (GMR) is derived from crustal deformation measurements obtained through geodetic techniques such as GPS and represents the rate of ongoing strain accumulation across a region. Unlike SMR, geodetic estimates integrate both seismic and aseismic deformation, including fault creep, distributed shear, and elastic strain stored on locked faults. Consequently, discrepancies between these two rates provide critical insight into strain partitioning, seismic efficiency, and the potential for future earthquake occurrence.

Results and Discussion

Spatial analyses of seismicity parameters in eastern Iran reveal a heterogeneous crustal stress regime. The computed b-values range from 0.8 to 1.1, indicating moderate to high differential stress throughout much of the region. In contrast, the D-values display greater variability (approximately 1.6–2.3), highlighting significant differences in fault-zone structural complexity and fracture distribution. Two major zones emerge where $b \leq 0.9$ coincides with $D \geq 2.0$; these zones align with the Nehbandan and Dasht-e Bayaz fault systems. Their spatial correspondence with high-strain fault corridors suggests that these structures are currently undergoing substantial tectonic deformation. From a physical standpoint, a low b-value generally reflects increased differential stress and a greater tendency for the system to fail via fewer, larger earthquakes rather than numerous smaller ones. Conversely, higher D values indicate a more fragmented and heterogeneous medium, which is favorable for strain localization. Therefore, the co-occurrence of low b and high D in eastern Iran marks the presence of critically stressed crustal volumes that have undergone extensive micro-cracking. The D/b ratio, a combined index, shows particularly diagnostic behavior. In this study, $D/b > 2.0$ consistently delineates the same high-strain zones identified by the individual parameters. Furthermore, regions with elevated D/b values coincide with areas of increased seismic moment release rates, where rates of 10^{16}–10^{19} N·m/year have been reported. This convergence of indicators reinforces the interpretation that the crust within these corridors is approaching a rupture threshold. From a seismotectonic perspective, this pattern represents the evolution of pre-failure criticality: increasing stress lowers b, progressive fault-zone damage raises D, and the D/b ratio increases as the crust approaches instability.The spatial correlation between high D/b regions, mapped fault damage zones, and historical rupture areas further validates this interpretation. Thus, the present findings strongly support the use of $D/b > 2.0$ as a robust quantitative marker for identifying locations with the highest potential for large-magnitude earthquake nucleation in eastern Iran.

Conclusions

The findings of this study provide a coherent and detailed picture of stress conditions and seismic behavior in eastern Iran, an area long recognized for its active tectonics and history of destructive earthquakes. A combined analysis of the B-value, D-value, and their ratio, D/B, reveals that seismicity in this region does not follow a uniform or predictable pattern. Rather, it reflects the intricate interplay of regional stress accumulation, fault geometry variations, and crustal damage disparities. Along segments of the Nehbandan and Dasht-e Bayaz fault systems, the simultaneous decrease in B and increase in D indicate that the crust is progressively weakening through microfracturing and moving closer to mechanical instability. Elevated D/b ratios in these zones reinforce this interpretation, indicating areas with an increased likelihood of large earthquakes. These findings are strengthened by their clear consistency with geodetic deformation rates and high seismic moment release zones previously identified by

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1404.19.4.6.5]
[DOI: 10.22034/JEG.2025.19.4.1020581]

independent datasets. The agreement between fractal metrics and geodetic observations suggests that the crust in parts of eastern Iran is transitioning toward a critical state. Therefore, integrating fractal parameters with seismic and geodetic indicators is a powerful, reliable approach for identifying regions with heightened seismic hazards. This combined framework provides actionable insights that can inform regional hazard mitigation, urban planning, and the design of earthquake-resilient infrastructure in one of Iran's most tectonically active regions.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1404.19.4.6.5]
[DOI: 10.22034/JEG.2025.19.4.1020581]

نشریه زمین شناسی مهندسی
Journal home page https://jeg.khu.ac.ir
دانشگاه خوارزمی
دسترسی آزاد
شاپا الکترونیکی ۲۹۸۱-۱۶۰۰

تحلیل فرکتالی پارامترهای لرزه‌خیزی و ارزیابی تنش‌های پوسته‌ای در شرق ایران

محمدصادق شریفی[۱]، سعید زارعی[۲]✉، سید رضا منصوری[۳]، عبدالله حسینی[۴]

۱. کارشناسی ارشد، دانشکده علوم و فناوری نانو و زیستی، دانشگاه خلیج فارس، بوشهر، ایران. رایانامه:sadeghsharifi1402@gmail.com
۲. استادیار، دانشکده علوم و فناوری نانو و زیستی، دانشگاه خلیج فارس، بوشهر، ایران. رایانامه: szarei@pgu.ac.ir
۳. استادیار، دانشکده علوم و فناوری نانو و زیستی، دانشگاه خلیج فارس، بوشهر، ایران. رایانامه:s.r.mansouri@pgu.ac.ir
۴. کارشناسی ارشد، دانشکده علوم و فناوری نانو و زیستی، دانشگاه خلیج فارس، بوشهر، ایران. رایانامه:abdullahhussaini4899@gmail.com

اطلاعات مقاله

نوع مقاله: مقاله پژوهشی

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۸/۰۱
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۱۰/۰۹

کلیدواژه‌ها:
فرکتال، b-value، D-value، نسبت D/b، نرخ گشتاور لرزه‌ای، لرزه‌خیزی، گسل‌های فعال شرق ایران.

چکیده

پویایی زمین‌ساختی شرق ایران، که در اثر همگرایی صفحه‌های عربستان و اوراسیا و حضور گسل‌های فعال متعدد شکل گرفته، سبب تمرکز بالای تنش و بروز زلزله‌های بزرگ تاریخی مانند طبس (۱۹۷۸) و بم (۲۰۰۳) شده است. هدف این پژوهش، تحلیل فرکتالی پارامترهای لرزه‌خیزی و بررسی ناهمگنی تنش پوسته در گستره‌ی شرق ایران است. بدین منظور، داده‌های لرزه‌ای تاریخی و دستگاهی با بزرگای بیش از ۴ (۲۰۲۴–۱۹۰۰) از ISC و NEIC گردآوری، پالایش و در ZMAP و ArcGIS تحلیل شدند. پارامترهای b-value (نشانگر تنش و احتمال زلزله‌های بزرگ)، D-value (پیچیدگی هندسی شکستگی‌ها و زلزله‌ها) و نسبت D/b-value هم‌زمان محاسبه و پهنه‌بندی گردیدند. نتایج نشان داد که مقدار b-value در محدوده‌ی ۰/۸ تا ۱/۱ و D-value در حدود ۱/۶ تا ۲/۳ متغیر است. نواحی با مقدار پایین b-value و D بالا، به‌ویژه در امتداد گسل‌های نهبندان و دشت بیاض، بیانگر تمرکز تنش بالا و افزایش احتمال رخداد زلزله‌های بزرگ‌تر است. گشتاور لرزه‌ای کل زمین‌لرزه‌های ثبت‌شده در کاتالوگ برابر با $۱۰^{۲۳} \times ۳/۵$نیوتن متر برآورد گردید که منجر به نرخ سالانه میانگین گشتاور لرزه‌ای به میزان $۱۰^{۱۶} \times ۲/۷$ نیوتن متر بر سال می‌شود (این نرخ با میانگین‌گیری بر اساس سال‌های موجود در کاتالوگ محاسبه شده است). نسبت D/b که شاخصی از انرژی نهفته و ناهمگنی تنش به شمار می‌رود، در این نواحی بیش از ۲ گزارش شده و هم‌خوانی نزدیکی با پهنه‌های دارای نرخ گشتاور لرزه‌ای بالا دارد. این امر نشان می‌دهد که افزایش هندسه‌ی شکستگی‌ها هم‌زمان با افت مقدارb، بیانگر نزدیک شدن منطقه به آستانه‌ی گسیختگی پوسته است. یافته‌های این پژوهش با تأکید بر نقش نسبت D/b در تحلیل خطر لرزه‌ای، تصویری کمی از وضعیت تنش، ساختار گسل‌ها و پتانسیل زلزله‌های بزرگ در شرق ایران ارائه می‌دهد.

مقدمه

زمین‌لرزه‌ها از مهم‌ترین پدیده‌های ژئودینامیکی هستند که در اثر آزادسازی ناگهانی انرژی انباشته در پوسته‌ی زمین رخ می‌دهند و تأثیرات گسترده‌ای بر محیط‌زیست، زیرساخت‌های عمرانی و ایمنی جوامع انسانی دارند. ایران به دلیل قرارگیری در کمربند فعال آلپ-هیمالیا و در محل همگرایی صفحه‌های عربستان و اوراسیا، از جمله کشورهای با لرزه‌خیزی بالاست. در این میان، شرق ایران با جای‌گیری بلوک لوت در میان چندین گسل فعال نظیر نهبندان، نایبند، دشت بیاض و درونه، از پیچیده‌ترین و پرتنش‌ترین پهنه‌های زمین‌ساختی کشور به شمار می‌آید (Zarei et al., 2019). رخداد زمین‌لرزه‌های بزرگ و ویرانگری همچون زمین‌لرزه‌های طبس (۱۹۷۸)، قائن (۱۹۷۹) و بم (۲۰۰۳)، بیانگر آزادسازی انرژی و تنش‌های تجمع یافته در این پهنه

استناد: شریفی، م. ص.، زارعی، س.، منصوری، ر.، حسینی، ع. (۱۴۰۴). تحلیل فرکتالی پارامترهای لرزه‌خیزی و ارزیابی تنش‌های پوسته‌ای در شرق ایران. مجله زمین شناسی مهندسی، ۱۹ (۴)، ۶۰۲-۶۲۶. https://doi.org/10.22034/JEG.2025.19.4.1020581

ناشر: دانشگاه خوارزمی. © نویسندگان.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1404.19.4.6.5]
[DOI: 10.22034/JEG.2025.19.4.1020581]

است و لزوم بررسی دقیق ویژگی‌های زمین‌ساختی و لرزه‌ای آن را آشکار می‌سازد (Asghari et al., 2024).

در سال‌های اخیر، تحلیل‌های فرکتالی به عنوان رویکردی نوین و کارآمد در تفسیر ناهمگنی میدان تنش و بررسی سازوکار گسلش مورد توجه قرار گرفته‌اند. مفهوم فرکتال، که بر پایه خود متشابهی در مقیاس‌های مختلف استوار است، امکان بررسی ساختارهای پیچیده و نامنظم را فراهم می‌سازد. بعد فرکتالی به‌عنوان شاخصی کمی از میزان آشفتگی و توزیع فضایی رخدادهای لرزه‌ای، می‌تواند بازتابی از تغییرات استرس در پوسته‌ی زمین باشد. پژوهش‌هایی از جمله واکر و همکاران (Walker et al., 2011) نشان داده‌اند که کاهش بعد همبستگی فرکتالی اغلب با افزایش تنش و احتمال وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ ارتباط دارد. از این‌رو، به‌کارگیری روش‌های فرکتالی در تحلیل داده‌های لرزه‌ای می‌تواند نقش مؤثری در پایش پیش‌نشانگرهای لرزه‌ای، ارزیابی خطر زلزله و شناسایی مناطق پرریسک ایفا کند. نواحی با مقادیر پایین b-value (نشانه تمرکز تنش بالا) و مقادیر بالای D-value (نشانه پیچیدگی هندسی بیشتر گسل‌ها) با پهنه‌های دارای نرخ گشتاور لرزه‌ای بالا و تجمع تنش پوسته‌ای همخوانی دارند.

بررسی‌های زمین‌ساختی انجام‌شده در شرق ایران نشان می‌دهند که تراکم بالای گسل‌های فعال، تفاوت در رژیم‌های تنش و هندسه گسل‌ها، موجب تغییرات قابل‌توجهی در الگوی لرزه‌خیزی منطقه شده است. تحلیل فرکتالی زمین‌لرزه‌ها در این پهنه می‌تواند ابزار مناسبی برای ارزیابی ناهمگنی تنش، شناسایی پهنه‌های لرزه‌خیز و تبیین رفتار لرزه‌ای بلوک لوت و پیرامون آن فراهم آورد (Asghari et al., 2024).

مطالعه پارامترهای سرچشمه‌ای و تغییر شکل‌های سطحی ناشی از زمین‌لرزه‌های طبس(۱۹۷۸) و فردوس(۱۹۶۸) در سال ۲۰۰۲ و مطالعه گسلش فعال و لرزه‌خیزی ناحیه دشت بیاض را در سال ۲۰۰۳ انجام شده است (Walker et al., 2011).

تاکنون مطالعات متعددی جهت برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی و آنالیز فرکتالی در بخش‌های مختلف ایران و جهان صورت گرفته است از آن جمله می‌توان به (Öncel et al., 2001) اشاره کرد.

مقدار بعد فرکتال برای زلزله‌های نقطه‌ای و رخ داده در یک نقطه صفر، برای مناطق فرورانش برابر ۱ و به صورت خطی، برای سطوح شکستگی‌های صفحه‌ای مقادیر نزدیک به ۲ و شکستگی در حجم پوسته مقادیر نزدیک به ۳ را نشان می‌دهند (Yadav et al., 2012).

رابطه‌ای بین b-value و تنش تفاضلی بدست آورده است که نشان می‌دهد با افزایش تنش تفاضلی مقدار b-value کاهش می‌یابد. همچنین برای زمین‌لرزه‌های قاره‌ای و زون‌های فرورانش، مقدار b-value به صورت خطی با افزایش تنش کاهش می‌یابد (Scholz, 2019).

هدف اصلی این پژوهش، تحلیل فرکتالی پارامترهای لرزه‌خیزی (b-value، بعد همبستگی D-value و نسبت D/b-value) در شرق ایران با استفاده از داده‌های لرزه‌ای تاریخی و دستگاهی (Mw≥۴ ، ۱۹۰۰-۲۰۲۴) و پهنه‌بندی فضایی آن‌ها به کمک GIS است تا توزیع ناهمگنی‌های تنش پوسته‌ای و ارتباط آن با ساختارهای تکتونیکی منطقه روشن شود. این مطالعه با شناسایی نواحی دارای تنش بالا و پیچیدگی هندسی بیشتر در گسلش، به درک بهتر پویایی لرزه‌ای شرق ایران کمک کرده و مبنایی علمی برای ارزیابی خطر لرزه‌ای، برنامه‌ریزی کاهش ریسک و طراحی سازه‌های مقاوم در برابر زلزله فراهم می‌آورد.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1404.19.4.6.5]
[DOI: 10.22034/JEG.2025.19.4.1020581]

مواد و روش‌ها

شناخت دقیق گسل‌های لرزه‌زا، تهیه نقشه‌های زمین‌ساختی و بهره‌گیری از داده‌های لرزه‌ای با حداقل عدم قطعیت، از ارکان اصلی در تحلیل لرزه‌خیزی و ارزیابی خطر زمین‌لرزه محسوب می‌شود. این داده‌ها امکان تفسیر رفتار لرزه‌ای یک پهنه و ارتباط آن با ساختارهای فعال تکتونیکی را فراهم می‌سازند. در این پژوهش، برای دستیابی به تصویری جامع از وضعیت لرزه‌خیزی شرق ایران، مجموعه‌ای از داده‌های زمین‌ساختی، لرزه‌ای و زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی گردآوری و مورد پردازش قرار گرفت(شکل ۱).

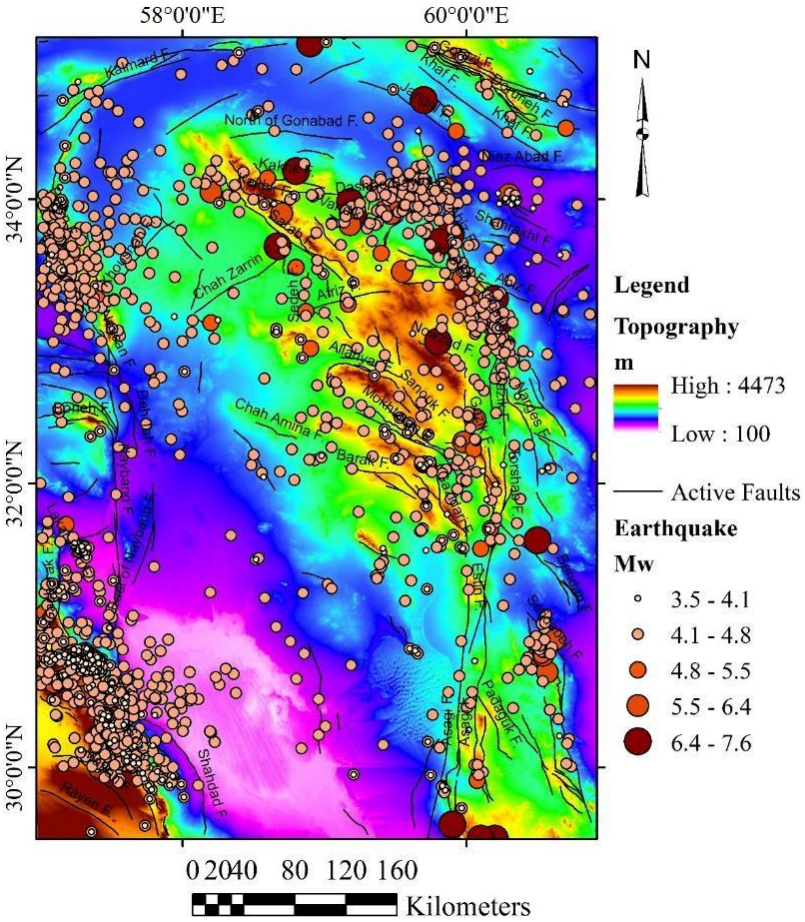
بزرگی کامل (Mc) با استفاده از روش Maximum Curvature در نرم‌افزار ZMAP تعیین شده و مقدار Mc = 4.0 به دست آمده است. این روش بر اساس منحنی فراوانی-بزرگی انتخاب شده تا اطمینان حاصل شود که داده‌ها برای تحلیل آماری قابل اعتماد هستند. همچنین برای حذف پس‌لرزه‌ها و پیش‌لرزه‌ها و استخراج تنها رخدادهای اصلی (mainshocks)، عمل خوشه‌بندی با الگوریتم مبتنی بر نرخ غیرهمگن (ETAS) در نرم‌افزار ZMAP اعمال شد. این الگوریتم بر پایه مدل‌های فضایی-زمانی وابسته به بزرگا و نرخ وقوع لرزه‌ها عمل می‌کند.

در گام نخست، داده‌های زمین‌لرزه‌ها از منابع معتبر بین‌المللی و ملی شامل بانک داده‌های مرکز لرزه‌نگاری کشوری، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و پایگاه جهانی ISCاستخراج شدند. پس از پالایش داده‌ها، زمین‌لرزه‌های دارای بزرگای کمتر از حد آستانه به‌منظور کاهش خطا از مجموعه حذف گردیدند تا همگنی داده‌ها تضمین شود. سپس برای هر رخداد، مختصات جغرافیایی، عمق کانونی و بزرگای آن بررسی و در محیط نرم‌افزار Microsoft Excel و ZMAP سازمان‌دهی شد.

بعد فرکتالی توزیع کانونی زمین‌لرزه‌ها (D-value) با روش بعد همبستگی (Correlation Integral Method) محاسبه شد. در این روش، تابع همبستگی C(r) برای فواصل فضایی r محاسبه و شیب خط رگرسیون لگاریتم C(r) بر لگاریتم r به‌عنوان D-value برآورد گردید (Perez and Tuckwell, 1993; Grassberger and Procaccia, 1983). محاسبات در پنجره‌های متحرک شبکه‌ای با شعاع ۵۰ کیلومتر انجام شد.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1404.19.4.6.5]
[DOI: 10.22034/JEG.2025.19.4.1020581]

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1404.19.4.6.5]
[DOI: 10.22034/JEG.2025.19.4.1020581]



شکل ۱. نقشه منطقه مورد مطالعه شامل رومرکز زمین‌لرزه‌های ۴ ≤Mw (۱۹۰۰–۲۰۲۴)، توپوگرافی و گسل‌های فعال شرق ایران

Fig. 1. Study area map showing earthquake epicenters (Mw≥4, 1900–2024), topography, and active faults of eastern Iran

در مرحله‌ی بعد، پارامترهای لرزه‌خیزی شامل a-value و b-value بر پایه‌ی قانون گوتنبرگ-ریشتر با استفاده از روش حداقل مربعات (Least Squares Method) محاسبه گردیدند (Gutenberg and Richter, 1994). این دو پارامتر به ترتیب بیانگر نرخ فعالیت لرزه‌ای منطقه و شیب توزیع فراوانی بزرگا هستند که اطلاعات ارزشمندی از وضعیت تنش و پویایی گسل‌های فعال ارائه می‌دهند. مقدار b-value معمولاً در پهنه‌هایی با فعالیت گسلی بالا و تجمع تنش کمتر است، در حالی‌که مقادیر پایین‌تر آن اغلب در نواحی با تمرکز تنش و احتمال بالای رخداد زمین‌لرزه‌های بزرگ مشاهده می‌شود(Liu and Kagan, 2025).

در ادامه، منطقه مورد مطالعه بر اساس ویژگی‌های زمین‌ساختی، تراکم گسل‌ها و توزیع رخدادهای لرزه‌ای به چند پهنه‌ی مجزا تقسیم گردید. در هر یک از این پهنه‌ها، بعد فرکتالی لرزه‌خیزی (Fractal dimension) با استفاده از روش مربع شمار (Box Counting Method) محاسبه شد. این روش با تعیین تعداد رخدادهای لرزه‌ای در سلول‌های با اندازه‌های متفاوت، رابطه‌ی بین تعداد زمین‌لرزه‌ها و مقیاس فضایی را بررسی می‌کند. مقدار بعد فرکتالی به‌عنوان شاخصی از ناهمگنی و میزان خوشه‌بندی رخدادهای لرزه‌ای تفسیر می‌شود؛ به‌گونه‌ای که کاهش

مقدار D معمولاً بیانگر افزایش تمرکز تنش و احتمال وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ است.

برای نمایش فضایی نتایج و پهنه‌بندی پارامترهای لرزه‌ای، از روش زمین‌آماری کریجینگ (Kriging) در نرم‌افزار ArcGISاستفاده گردید. این روش، یکی از دقیق‌ترین تکنیک‌های درون‌یابی فضایی است که با در نظر گرفتن همبستگی مکانی داده‌ها، نقشه‌های پیوسته و هموار از متغیرهای لرزه‌ای را تولید می‌کند. با استفاده از کریجینگ، نقشه‌های توزیع فضایی پارامترهای a-value، b-value و D-valueترسیم شده و الگوهای تغییرات مکانی آن‌ها تحلیل گردید. این نقشه‌ها امکان مقایسه پهنه‌های مختلف و شناسایی نواحی دارای ناهمگنی بالا در فعالیت‌های لرزه‌ای را فراهم ساختند.

در نهایت، با تلفیق داده‌های حاصل از تحلیل‌های آماری، زمین‌آماری و نتایج فرکتالی، ارتباط میان ویژگی‌های لرزه‌ای و ساختارهای تکتونیکی منطقه بررسی شد. مقایسه تغییرات مکانی پارامترهای محاسبه‌شده با موقعیت گسل‌های فعال و رژیم‌های تنش حاکم، به شناسایی نواحی پرخطر و تحلیل روندهای احتمالی لرزه‌خیزی در شرق ایران منجر گردید. نتایج به‌دست‌آمده می‌تواند مبنایی علمی برای ارزیابی خطر زمین‌لرزه، شناسایی پهنه‌های لرزه‌خیز و تدوین راهکارهای کاهش خسارات ناشی از زلزله فراهم آورد.

نتایج و بحث

نتایج حاصل از تحلیل داده‌های لرزه‌ای نشان می‌دهد که پهنه شرق ایران از نظر ساختاری و لرزه‌خیزی، ناحیه‌ای بسیار پیچیده و ناهمگن است. این منطقه با وجود تراکم بالای گسل‌های فعال، شامل گسل‌های اصلی نظیر نایبند، نهبندان، درونه، دشت بیاض، ده سلم و خواف، دارای الگوهای متفاوتی از توزیع زمین‌لرزه‌ها و تغییرات مکانی پارامترهای لرزه‌ای است.

توان لرزه‌خیزی

توان لرزه‌خیزی یک منطقه به میزان انرژی آزادشده توسط زمین‌لرزه‌ها در بازه‌ای مشخص از زمان اشاره دارد و یکی از کلیدی‌ترین پارامترها در تحلیل خطرات لرزه‌ای است. این توان از پارامترهایی نظیر بزرگی زمین‌لرزه، توزیع مکانی گسل‌ها و تاریخچه رخدادهای لرزه‌ای استخراج می‌شود. مناطق با توان لرزه‌خیزی بالا اغلب دارای گسل‌های فعال متعدد هستند و می‌توانند خطرات جدی برای زیرساخت‌ها و جوامع انسانی به همراه داشته باشند(Kagan, 2002).

می‌دانیم لرزه‌خیزی گسل‌ها با درازای بخش شکسته گسل و جابجایی آن ارتباط دارد در مورد گسل‌های کواترنر رابطه‌ای مستقیم بین توان لرزه‌ای و درازای گسل وجود دارد. مطالعات بسیاری در مورد رابطه طول شکستگی گسل با بزرگی زلزله حاصله وجود دارد. در این روابط ویژگی‌هایی همچون ساز و کار گسل، سیمای هندسی آن (خم‌دار بودن، گسله‌های شاخه‌ای و غیره) مد نظر است.

روابط پیشنهادی (Slemmons, 1982):

برای گسل‌های امتداد لغز

$$Ms = 1.404 + 1.169 \times \log L \quad (۴)$$

برای گسل‌های فشاری

$$Ms = 2.02 + 1.142 \times \log L \quad (۵)$$

برای گسل‌های نرمال

$$Ms = 0.809 + 1.341 \times \log L \quad (۶)$$

که در این روابط L طول گسل بر حسب متر است.

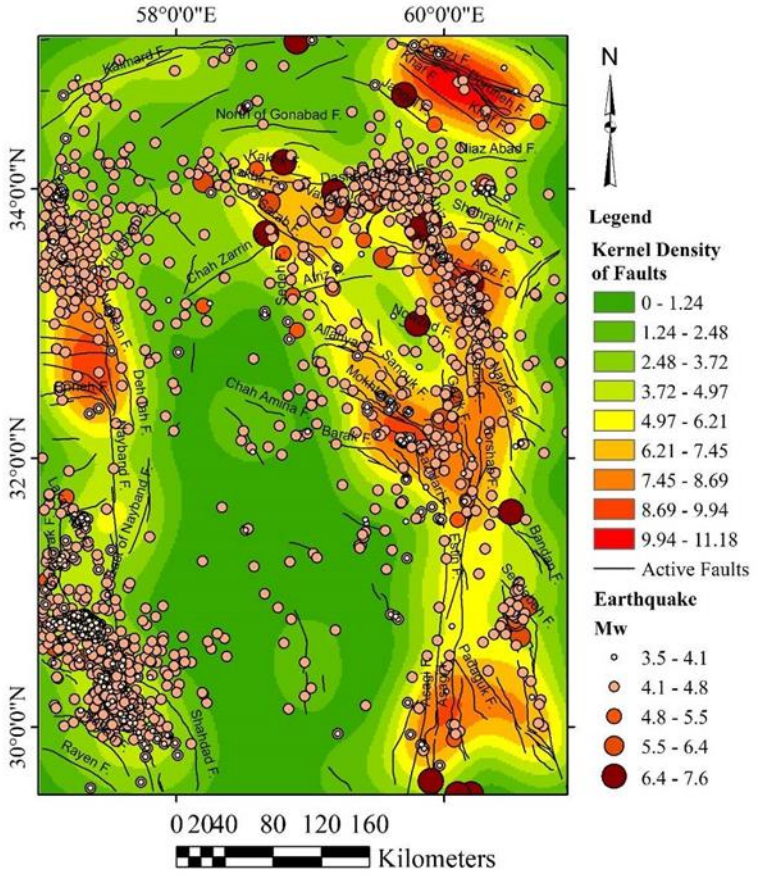
(Mohajer-Ashjai and Nowroozi, 1978):

$$Ms = \log L + 5.4 \quad (۷)$$

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1404.19.4.6.5]
[DOI: 10.22034/JEG.2025.19.4.1020581]

در این رابطه، L طول گسل بر حسب متر می‌باشد.
از این روابط تنها برای گسل‌های با درازای بیش از ۱۰ کیلومتر استفاده شده است زیرا گسل‌های کوچک‌تر از اهمیت لرزه‌زائی کمتری برخوردار هستند.

این گسل‌ها به دلیل توان لرزه‌خیزی بالای خود، به‌عنوان مناطقی بحرانی در تحلیل خطرات لرزه‌ای شناخته می‌شوند. این تحلیل نشان می‌دهد که گسل‌های حسن آباد، بندان، کاخک، زاهدان، و کلمرد از جمله گسل‌های فعال و پرخطر منطقه محسوب می‌شوند (شکل ۲).



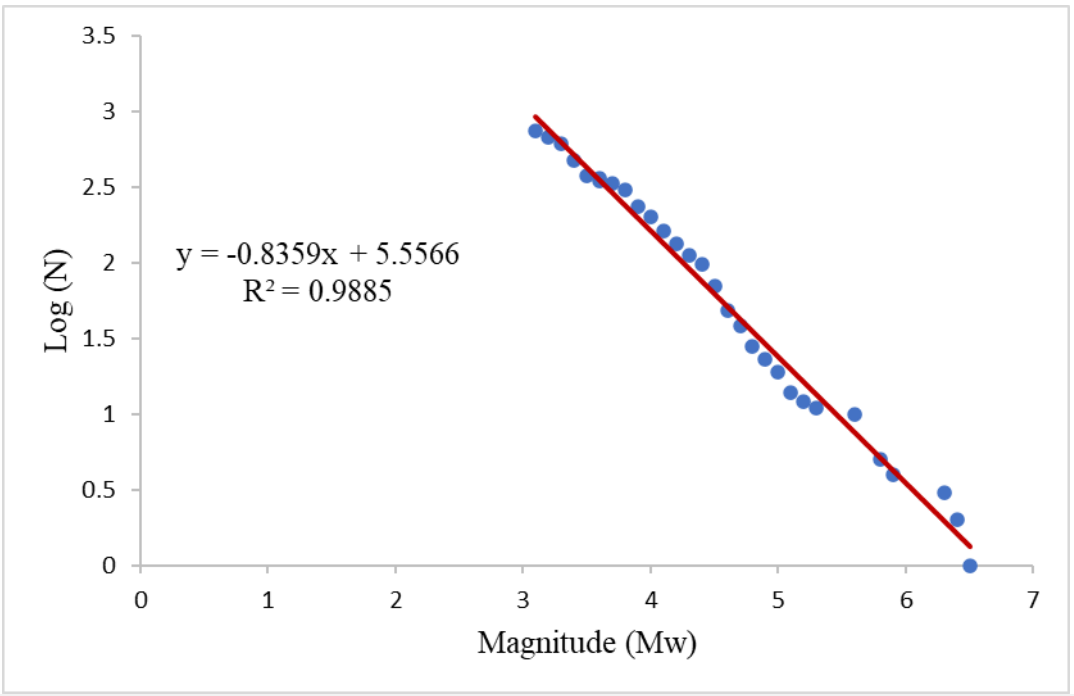
شکل ۲. پهنه‌بندی تراکم گسل‌های فعال بر پایه تابع چگالی کرنل
Fig. 2. Active fault density map derived from Kernel Density Estimation

برآورد b-Value

b-value یکی از مهم‌ترین پارامترهای مورد استفاده در تحلیل لرزه‌ای و پایش فعالیت‌های زمین‌ساختی است که اطلاعات ارزشمندی در مورد ویژگی‌های زمین‌شناسی و لرزه‌خیزی مناطق مختلف ارائه می‌دهد. در منطقه شرق ایران، به عنوان یکی از مناطق فعال لرزه‌ای کشور، تحلیل این شاخص می‌تواند به درک بهتری از شرایط زمین‌ساختی و همچنین ارزیابی خطرات لرزه‌ای کمک کند. منطقه شرق ایران که شامل ساختارهای زمین‌ساختی پیچیده‌ای مانند گسل‌های فعال و پهنه‌های برخوردی است، به دلیل موقعیت زمین‌شناسی خود همواره در معرض زلزله‌های متعدد قرار داشته است. بررسی‌ها نشان داده‌اند که مقدار b-value در این منطقه معمولاً کمتر از ۱ است، که نشان‌دهنده تمرکز انرژی لرزه‌ای بیشتر در زلزله‌های بزرگ‌تر است (Ramesh, 2025). این مقدار پایین می‌تواند به فشارهای قابل‌توجه و

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1404.19.4.6.5]
[DOI: 10.22034/JEG.2025.19.4.1020581]

سنگ‌های سخت موجود در این مناطق مرتبط باشد. مطالعات متعدد بر روی پهنه‌های لرزه‌خیز شرق ایران، از جمله گسل‌های نهبندان و گسل‌های اطراف بیرجند، نشان داده‌اند که مقدار b-value در این مناطق معمولاً بین ۰/۷ تا ۰/۹ متغیر است (Soltani and Tavakoli, 2013). این مقادیر نه‌تنها بازتاب‌دهنده ماهیت تنش‌های بالا در این مناطق است، بلکه می‌تواند به عنوان شاخصی برای شناسایی مناطق پرخطر و پیش‌بینی زلزله‌های بزرگ مورد استفاده قرار گیرد (شکل ۳).



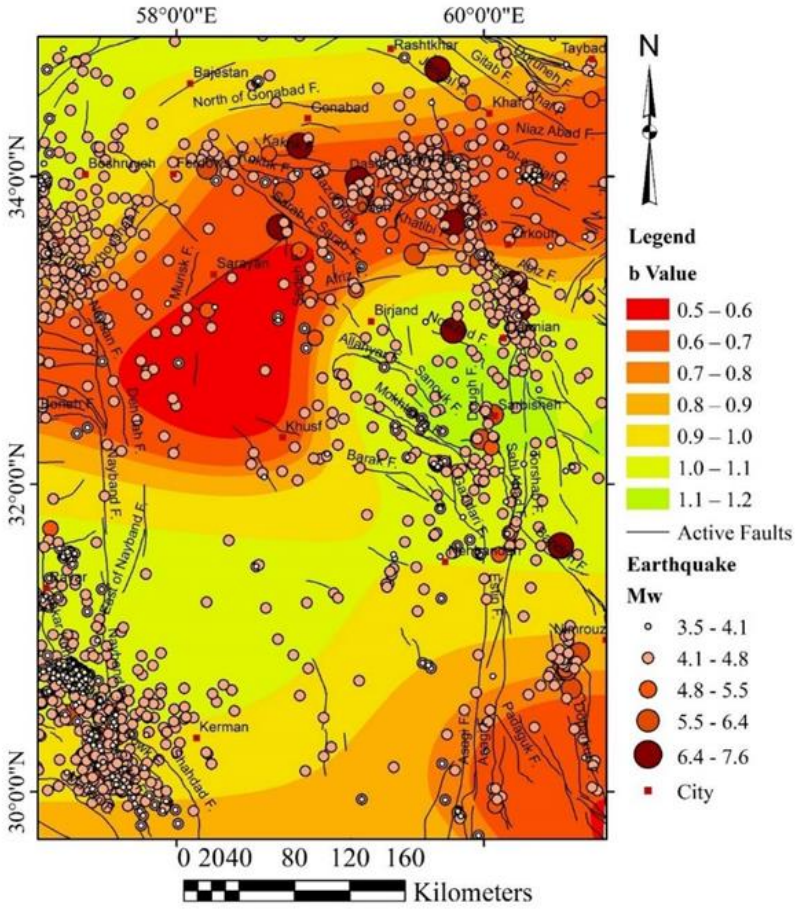
شکل ۳. رابطه گوتنبرگ–ریشتر زمین‌لرزه‌های منطقه مورد مطالعه (Mw≥ 4)

Fig. 3. Gutenberg-Richter frequency-magnitude relationship for the study area (Mw≥4)

رابطه‌ی گوتنبرگ-ریشتر در منطقه مورد مطالعه با مقدار b-value =۰/۹۸ ± ۰/۳۰ برقرار است. این مقدار در محدوده‌ی متوسط جهانی (۱/۰-۲/۸) قرار دارد و کمی کمتر از ۱ بودن آن، بیانگر تنش تکتونیکی نسبتاً بالا و احتمال نسبی بیشتر رخداد زلزله‌های بزرگ در مقایسه با نواحی با b-value بالاتر است. مقادیر پایین b-value معمولاً در رژیم‌های فشاری و نزدیک گسل‌های قفل‌شده دیده می‌شود؛ نقشه‌ی پهنه‌بندی b-value (شکل ۴) به‌خوبی نواحی با b-value کمتر از ۰/۹ را که عمدتاً در امتداد گسل‌های نهبندان و دشت بیاض قرار دارند را مشخص می‌کند.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1404.19.4.6.5]
[DOI: 10.22034/JEG.2025.19.4.1020581]

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1404.19.4.6.5]
[DOI: 10.22034/JEG.2025.19.4.1020581]



شکل ۴. نقشه پهنه‌بندی مقدار b-value در شرق ایران (روش IDW interpolation, power = 2)

Fig. 4. Spatial distribution of b-value in eastern Iran (IDW interpolation, power = 2)

بررسی ابعاد فرکتالی

برآورد فرکتال گسلی

توزیع فرکتالی شکستگی‌ها یا بعد فرکتال در یک پهنه گسلی، اطلاعات مهمی درباره نحوه فعالیت و گسترش گسل ارائه می‌دهد (Ramesh, 2025). گسل‌ها، به‌عنوان عوامل کلیدی در مطالعات لرزه‌زمین‌ساختی، مورد تحلیل قرار می‌گیرند و بررسی هندسه فرکتالی آن‌ها بر پایه مفهوم خود همسانی انجام می‌شود. این مفهوم بیان می‌کند که در فرآیند رشد گسل، شکستگی‌های متعددی شکل می‌گیرند که از نظر هندسی مشابه سیستم گسل اولیه هستند. مقادیر بالاتر بعد فرکتالی نشان‌دهنده افزایش بی‌نظمی در هندسه گسل و تراکم بالاتر شکستگی‌ها در یک سطح خاص است، که این خود بیانگر پیچیدگی بیشتر هندسه گسل در مناطقی با مقادیر بالای بعد فرکتالی است. توزیع مکانی گسل‌ها مستقیماً بر مقدار عددی بعد فرکتالی تأثیرگذار بوده و شدت شکستگی‌ها نیز نشان‌دهنده میزان بعد فرکتالی سامانه گسلی است. هر پهنه گسلی به طور جداگانه مورد ارزیابی قرار گرفته و برای هر یک، مقدار بعد فرکتالی محاسبه شده است. در جدول (۱) مقادیر بعد فرکتالی گسل‌ها برای پهنه‌های ۴۸ گانه ارائه شده و در شکل (۵) پهنه‌بندی این گسل‌ها در محدوده مطالعاتی نمایش داده شده است.

جدول ۱- مقادیر بعد فرکتالی گسل‌ها (Fractal dimension) در پهنه‌های لرزه‌ای شرق ایران

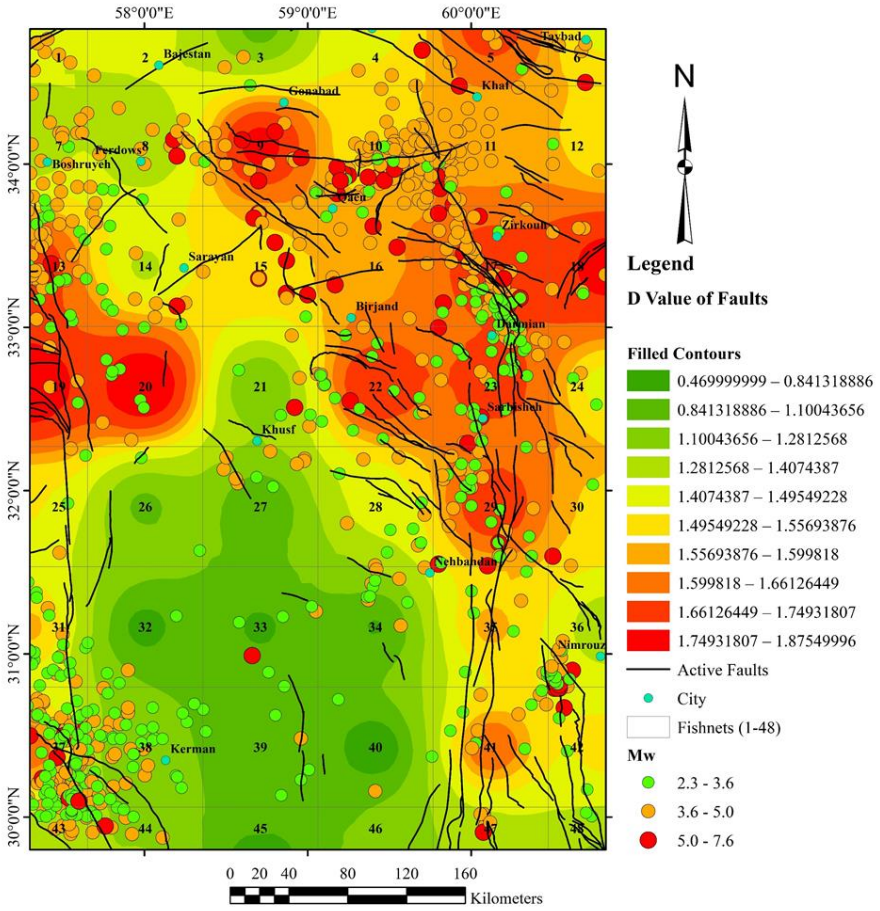
Table 1. Fractal dimension (Fractal dimension) of fault systems in seismic zones of eastern Iran

D	Value	D	Value	D	Value	D	Value	D	Value
1	1.4136	12	1.503	23	1.6963	34	0.817	45	0.47
2	1.4288	13	1.7213	24	1.4601	35	1.5724	46	1.1492
3	1.0095	14	1.3847	25	-	36	1.3422	47	1.3247
4	1.47	15	1.5308	26	1.051	37	1.6421	48	1.2422
5	1.7088	16	1.585	27	0.8557	38	1.1288		
6	1.4703	17	1.7088	28	1.4347	39	1		
7	1.3308	18	1.7966	29	1.7329	40	0.47		
8	1.2721	19	1.8476	30	1.5423	41	1.6585		
9	1.798	20	1.8755	31	1.5686	42	1.5177		
10	1.5077	21	1.0703	32	0.71	43	1.3136		
11	1.5632	22	1.7557	33	0.7966	44	1.2943		

مقدار کم بعد فرکتالی در سیستم‌های گسلی نشان‌دهنده محدودیت گستره سطحی گسل و رسیدن آن به حداکثر دگرشکلی است. افزایش عدد بعد فرکتالی نشانگر تراکم بالاتر شکستگی‌ها و بلوغ کمتر سیستم گسلی در منطقه است(Tatar and Javad, 2012). ابعاد فرکتالی گسل‌های شرق ایران به‌عنوان شاخصی برای تحلیل هندسه و پیچیدگی گسل‌ها در این منطقه محاسبه شده‌اند. مقادیر محاسبه‌شده، نشان‌دهنده تنوع و پیچیدگی فضایی در پهنه‌های گسلی مختلف است. این نتایج در محدوده ۰/۴۷ تا ۱/۸۷ متغیر است، که نشان‌دهنده گستره‌ای از رفتارهای هندسی گسل‌ها می‌باشد. مقادیر بزرگ‌تر از ۱، نظیر (D19 =0/8476، D2= 1/8755 و D۹ =۱/۷۹۸) بیانگر سیستم‌های گسلی با تراکم بالای شکستگی و پیچیدگی هندسی بیشتر هستند. در مقابل، مقادیر پایین‌تر نظیر (D40 = 0/47 و D45 = 0/47) حاکی از ساختارهای ساده‌تر با تراکم شکستگی کمتر است.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1404.19.4.6.5]
[DOI: 10.22034/JEG.2025.19.4.1020581]

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1404.19.4.6.5]
[DOI: 10.22034/JEG.2025.19.4.1020581]



شکل ۵. نقشه پهنه‌بندی بعد فرکتالی گسل‌ها (Fractal dimension) در شرق ایران (IDW interpolation, power = 2)

Fig. 5. Spatial distribution of fault fractal dimension (Fractal dimension) in eastern Iran (IDW interpolation, power = 2)

مناطق با مقادیر پایین بعد فرکتالی (۰/۴۶–۱/۱۰) که با رنگ سبز مشخص شده‌اند، مانند حوالی شهرهای کرمان و خوسف، دارای تراکم کم شکستگی‌ها و هندسه ساده گسل‌ها هستند که بیانگر فعالیت زمین‌ساختی کمتر و خطر لرزه‌ای پایین‌تر است، هرچند احتمال وقوع زلزله با بزرگای کم همچنان وجود دارد. مناطق با مقادیر متوسط بعد فرکتالی (۱/۱۰–۱/۵۵) که شامل بخش‌هایی در جنوب شرقی و مرکز نقشه، مانند حوالی نهبندان هستند، نشان‌دهنده پیچیدگی بیشتر هندسی گسل‌ها و خطر متوسط زمین‌لرزه است که نیاز به نظارت بیشتری دارند. در نهایت، مناطق با مقادیر بالا (۱/۵۵–۱/۸۷) که در بخش‌های شرقی و جنوب شرقی نقشه، مانند گسل‌های زاهدان و نایبند قرار دارند، به دلیل تراکم بالای شکستگی‌ها و فعالیت زمین‌ساختی زیاد، بیشترین خطر لرزه‌ای را دارند و وقوع زلزله‌های شدید در آن‌ها محتمل‌تر است. این مناطق به‌ویژه در نزدیکی شهرهای پرجمعیتی مانند زاهدان و بم، نیازمند پایش مستمر فعالیت‌های لرزه‌ای و برنامه‌ریزی شهری مقاوم در برابر زلزله هستند.

برآورد فرکتال زلزله‌ها

برای بررسی ارتباط گسل‌های منطقه با زمین‌لرزه‌های رخداده در منطقه مطالعاتی، پس از محاسبه بعد فرکتالی سیستم‌های

گسلی در منطقه مورد مطالعه، فرکتال زمین‌لرزه‌ها نیز محاسبه شد.

نتایج در جدول (۲) مقدار بعد فرکتال هر مربع را نشان می‌دهد، و در شکل (۶)، پهنه‌بندی منطقه بر اساس این مقادیر ارائه شده است.

جدول ۲. مقادیر بعد فرکتالی زمین‌لرزه‌ها (Fractal dimension) در پهنه‌های لرزه‌ای شرق ایران (IDW interpolation, power = 2)

Table 2. Fractal dimension (Fractal dimension) of earthquake distribution in seismic zones of eastern Iran (IDW interpolation, power = 2)

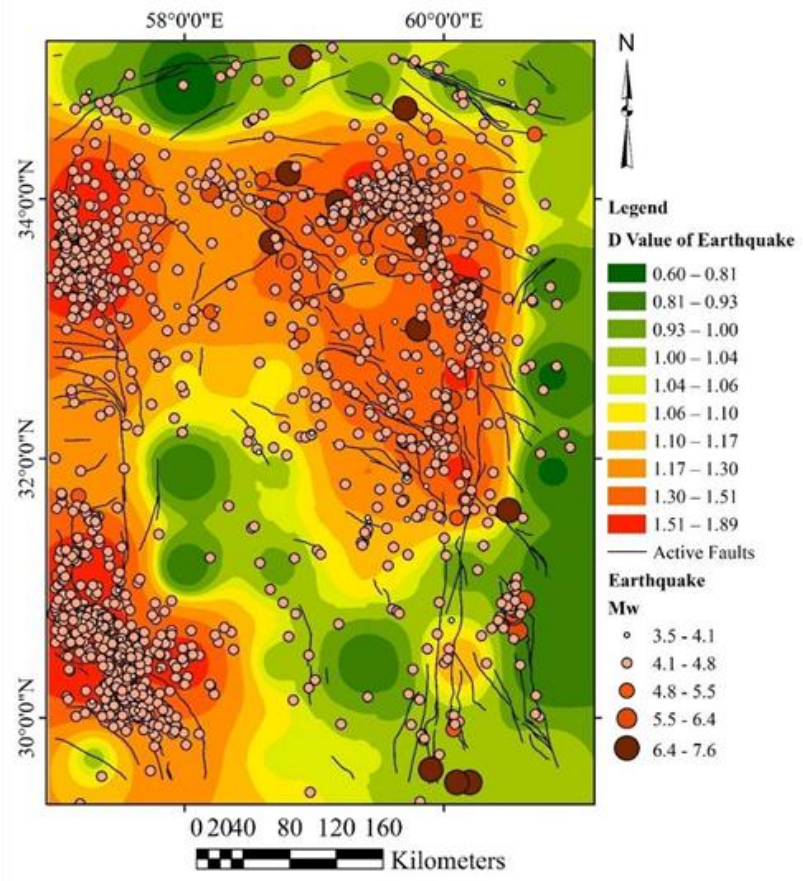
D	Value	D	Value	D	Value	D	Value	D	Value
1	0.9737	12	1	23	1.5686	34	1.1188	45	1.0585
2	0.6	13	1.3584	24	0.7703	35	0.9807	46	1.051
3	1	14	1.2271	25	1.2271	36	0.8755	47	1.0222
4	0.9585	15	1.318	26	0.7755	37	1.8924	48	1.0422
5	0.9807	16	1.2271	27	1.0322	38	1.704		
6	0.934	17	1.6963	28	1.3043	39	1.0222		
7	1.6941	18	0.8492	29	1.5806	40	0.817		
8	1.2721	19	1.2744	30	0.7755	41	1.1755		
9	1.3322	20	1.0966	31	1.7773	42	0.7966		
10	1.6963	21	1.0732	32	0.817	43	1.0288		
11	1.3584	22	1.4984	33	0.9807	44	1.2101		

ابعاد فرکتالی زلزله‌ها که برای پهنه‌های مختلف از ۰/۶ تا ۱/۸۹ متغیر است، نشان‌دهنده ویژگی‌های لرزه‌ای خاص هر منطقه می‌باشد. این مقادیر منعکس‌کننده توزیع فضایی و پیچیدگی رخدادهای زلزله هستند. پهنه‌هایی با مقادیر پایین‌تر از ۱، مانند D2 و D26، نشان‌دهنده توزیع منظم‌تر زلزله‌ها و احتمالاً وقوع لرزه‌های محدود با بزرگای کم‌تر هستند.

نقشه پهنه‌بندی (شکل ۶) ابعاد فرکتالی زلزله‌ها، توزیع مکانی لرزه‌ها و پیچیدگی زمین‌لرزه‌ها را نشان می‌دهد. رنگ‌های مختلف نشان‌دهنده مقادیر مختلف بعد فرکتالی هستند، که از ۰/۶۰ تا ۱/۸۹ متغیر است. مناطقی با رنگ سبز (مقادیرD پایین‌تر) مانند ۰/۶۰-۰/۸۱ نشان‌دهنده توزیع نسبتاً منظم زلزله‌ها و فعالیت لرزه‌ای کم‌تر هستند، که معمولاً با شرایط پایدارتر زمین‌شناختی همراه است. در مقابل، مناطقی با رنگ قرمز و نارنجی که مقادیر D بالاتری مانند ۱/۵۱-۱/۸۹ را نشان می‌دهند، نشان‌دهنده توزیع پیچیده‌تر زلزله‌ها و فعالیت لرزه‌ای بالا هستند.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1404.19.4.6.5]
[DOI: 10.22034/JEG.2025.19.4.1020581]

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1404.19.4.6.5]
[DOI: 10.22034/JEG.2025.19.4.1020581]

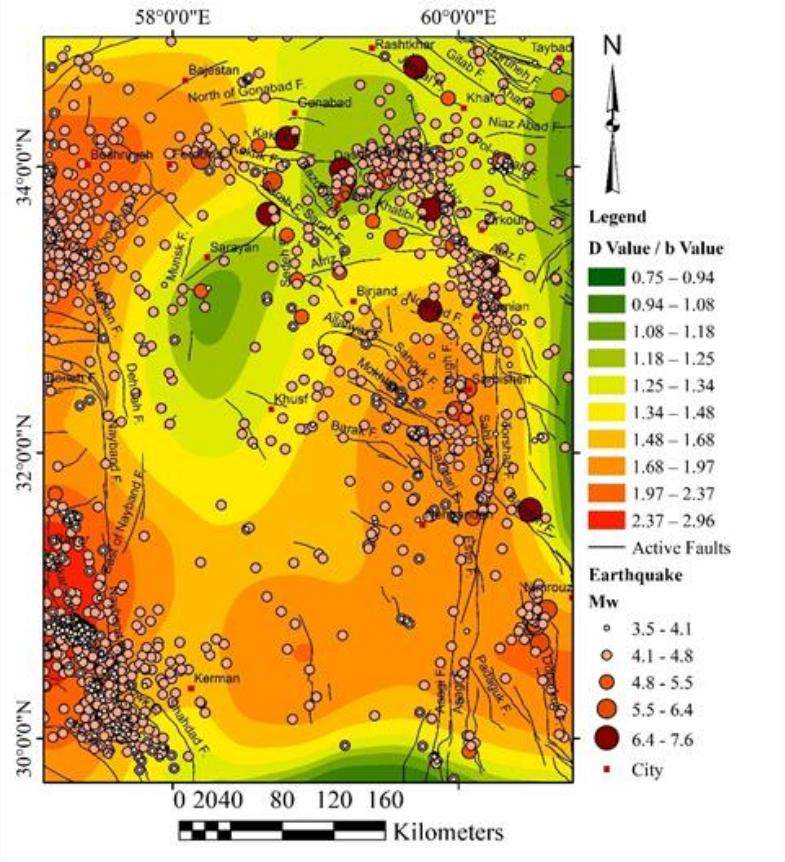


شکل ۶. نقشه پهنه‌بندی بعد فرکتالی زمین‌لرزه‌ها (Fractal dimension) در شرق ایران. (IDW interpolation, power = 2)

Fig. 6. Spatial distribution of earthquake fractal dimension (Fractal dimension) in eastern Iran. (IDW interpolation, power = 2)

برآورد نسبت D-value/b-value

همبستگی مثبت یا منفی بین D-value و b-value با الگوهای مختلف شکست در مجموعه‌های فعال گسلی مرتبط است. مقدار بالای D نشان‌دهنده شبکه‌های گسلی متراکم‌تر و پیچیده‌تر است، که به دلیل تراکم بالای گسلش در این مناطق رخ می‌دهد. مناطقی با مقدار b کمتر معمولاً تنش برشی بیشتری را پس از زلزله‌های اصلی تجربه می‌کنند، در حالی که مقادیر بالاتر b به مناطق دارای لغزش اشاره دارند (Gutenberg and Richter, 1944). ارتباط بین D و b، اطلاعات ارزشمندی درباره لرزه‌زمین‌ساخت منطقه ارائه می‌دهد. به طور کلی، مقادیر کم b و مقادیر زیاد D نشان‌دهنده تنش‌گاه‌ها و مناطقی با خطر لرزه‌ای بالا هستند، در حالی که مقادیر بالای b و مقادیر کم D بیانگر مناطق با خزش گسل است. بنابراین، نسبت D-value/b-value می‌تواند معیار مناسبی برای برآورد خطر زمین‌لرزه‌های آینده باشد (Scholz, 1968). در شکل (۷)، نقشه پهنه‌بندی نسبت D به b نشان داده شده است.



شکل ۷. نقشه پهنه‌بندی نسبت D-value/b-value در شرق ایران. (IDW interpolation, power = 2)

Fig. 7. Spatial distribution of D-value/b-value ratio across eastern Iran. (IDW interpolation, power = 2)

برآورد نرخ گشتاور لرزه‌ای

نرخ گشتاور لرزه‌ای که نشان‌دهنده مؤلفه لرزه‌ای تغییر شکل‌ها است، با استفاده از روابط تجربی قابل محاسبه است. یکی از روش‌های رایج برای برآورد نرخ گشتاور لرزه‌ای، استفاده از داده‌های لرزه‌نگاری زمین‌لرزه‌ها و کاتالوگ‌های زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی است. با این حال، این روش با چالش‌هایی مانند محدودیت زمانی نمونه‌گیری مواجه است، به‌طوری که اگر در مدت زمان ثبت کاتالوگ، زمین‌لرزه‌ای روی یک ساختار رخ نداده باشد، آن ساختار ناشناخته باقی می‌ماند. همچنین، کمبود داده‌های لرزه‌ای مهم در یک منطقه می‌تواند باعث بروز خطا در نتیجه نهایی شده و با نتایج سایر روش‌های برآورد، اختلاف ایجاد کند. در این روش با توجه به روابط تجربی موجود بین بزرگاهای مختلف (M_W ,M_S , m_b , M_L) و گشتاور لرزه‌ای اسکالر، می‌توان گشتاور لرزه‌ای را برای هر زمین‌لرزه محاسبه و سپس نرخ گشتاور لرزه‌ای را تعیین کرد. گشتاور لرزه‌ای در این روش با توجه به روابط موجود بین گشتاور لرزه‌ای و انواع بزرگا (M_L ,M_S, m_b, M_W) تعیین می‌شود. روابطی که استفاده می‌شود عبارتند از:

بر اساس mb (Johnston, 1996):

$$\log(M_0/Nm) = 11.28 + 0.679m_b + 0.077m_b^2 \quad (۸)$$

بر اساس Ms (Hanks and Kanamori, 1979):

$$\log(M_0/Nm) = 9.05 + 1.5M_S \quad (۹)$$

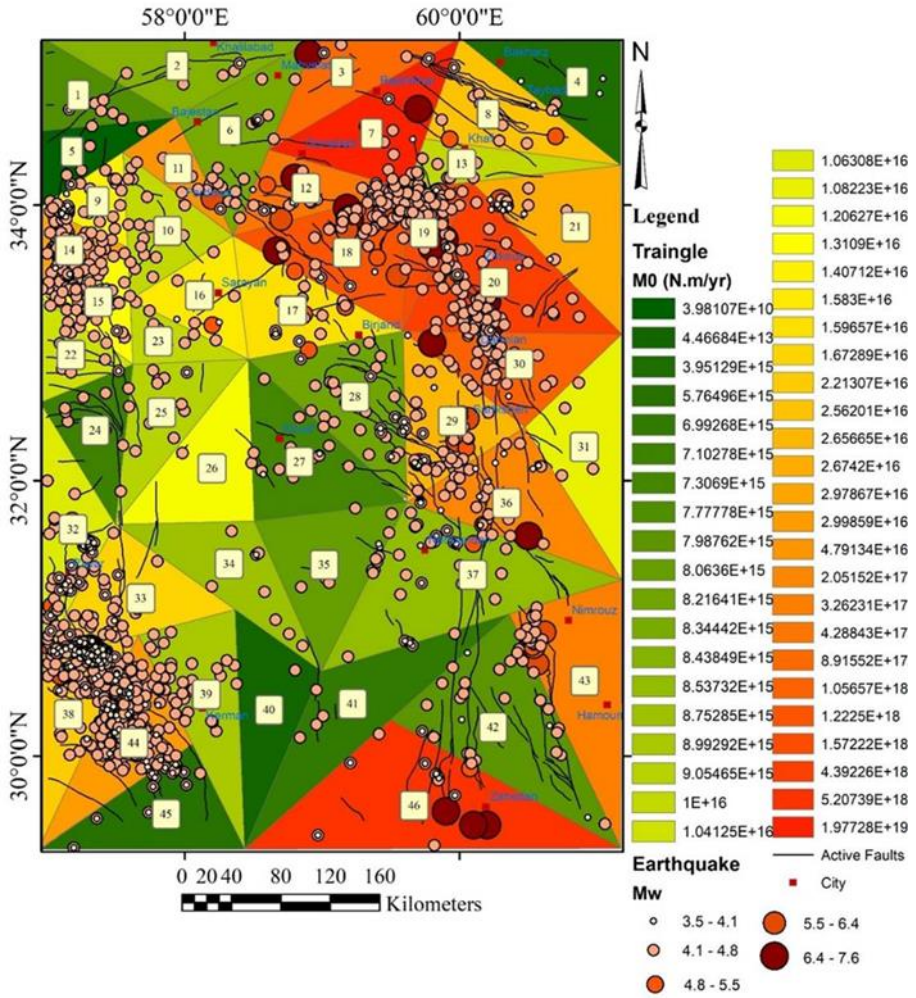
بر اساس Mw (Kanamori,1977):

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1404.19.4.6.5]
[DOI: 10.22034/JEG.2025.19.4.1020581]

$$M_W = \frac{2}{3}\log(M_o/Nm) - 6.0 \qquad (۱۰)$$

که مقدار M0 حسب نیوتون متر (N.m) می‌باشد.

در این مرحله، منطقه مطالعاتی به ۴۶ پهنه مثلثی با در نظر گرفتن ساختاری هر منطقه و لرزه‌خیزی آن تقسیم شده و نرخ گشتاور لرزه‌ای در هر پهنه محاسبه شده است (شکل ۸).



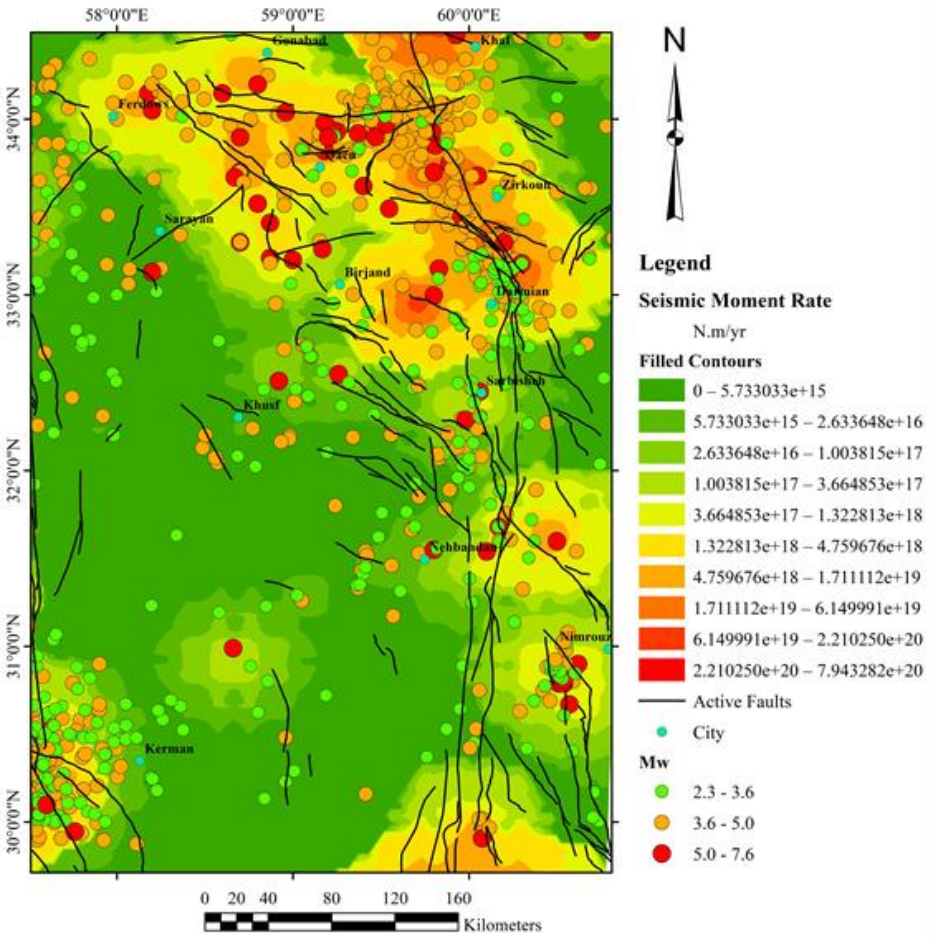
شکل ۸. تغییرات مکانی نرخ گشتاور لرزه‌ای برآوردشده به روش (IDW interpolation, power = 2)

Fig. 8. Spatial variation of seismic moment rate estimated by IDW interpolation, power = 2 method

نرخ گشتاور که به واحد نیوتون-متر در سال بیان شده است، معیاری از تجمع انرژی لرزه‌ای در مناطق مختلف است و نشان‌دهنده میزان انرژی آزادشده در اثر فعالیت‌های گسل‌ها و فرآیندهای تکتونیکی است. در این نقشه، منطقه به صورت مثلث‌بندی شده تقسیم شده و هر مثلث با رنگی متفاوت شدت نرخ گشتاور را نشان می‌دهد؛ به طوری که رنگ سبز نمایانگر نرخ گشتاور کمتر و پایداری بیشتر و رنگ قرمز نشان‌دهنده نرخ گشتاور بالاتر و خطر لرزه‌ای بیشتر است. مشاهده می‌شود که مناطق دارای رنگ قرمز، که شامل

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1404.19.4.6.5]
[DOI: 10.22034/JEG.2025.19.4.1020581]

زاهدان، بیرجند و برخی بخش‌های نزدیک به گسل‌های اصلی هستند، در معرض خطر لرزه‌ای بالاتری قرار دارند. این مناطق به دلیل تجمع نیروهای تکتونیکی و نزدیکی به گسل‌های فعال، دارای پتانسیل بالایی برای وقوع زلزله‌های شدید هستند. در مقابل، نواحی با رنگ سبز، نظیر مناطق غربی و جنوبی‌تر، نشان‌دهنده ثبات نسبی در فعالیت‌های لرزه‌ای و خطر کمتر هستند. مقدار گشتاور لرزه‌ای برآورد شده برای کل زمین‌لرزه‌های محدوده مطالعاتی معادل × ۳/۵ 10^{23} Nm/yr می‌باشد و مقدار نرخ آن بر اساس سال‌های موجود در کاتالوگ معادل 10^{16} × ۲/۷ Nm/yr که به روش میان‌گیری بر اساس سال‌های موجود در کاتالوگ محاسبه گردیده است (شکل ۹).



شکل ۹. نقشه پهنه‌بندی نرخ گشتاور لرزه‌ای در شرق ایران (روش IDW interpolation, power = 2)

Fig. 9. Seismic moment rate zonation map of eastern Iran (IDW interpolation, power = 2)

برآورد نرخ ژئودیتیک

برای تعیین نرخ گشتاور از طریق داده‌های ژئودینامیکی، ابتدا باید رابطه میان تانسور گشتاور و داده‌های ژئودینامیکی وجود داشته باشد که این رابطه از طریق تانسور نرخ استرین برقرار می‌شود. از بردارهای سرعت به‌دست‌آمده برای هر ایستگاه اندازه‌گیری سامانه تعیین موقعیت جهانی می‌توان به تانسور نرخ استرین دست یافت که نشان‌دهنده‌ی میزان تغییر شکل است. کاسروف (Barton,1988) نشان داد که رابطه‌ای بین تانسور نرخ استرین و فعالیت زمین‌لرزه وجود دارد که به‌صورت فرمول زیر بیان می‌شود:

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1404.19.4.6.5]
[DOI: 10.22034/JEG.2025.19.4.1020581]

$$2\mu A H_S \dot{\varepsilon} = \left(\frac{1}{T}\right) \sum_{n=1}^{m} M_n \qquad (۱۱)$$

به عبارت دیگر میانگین نرخ استرین حجمی به صورت خطی با مجموع تانسور گشتاور لرزه‌ای M_n برابر است. در فرمول فوق M_n تانسور گشتاور لرزه‌ای، $\dot{\varepsilon}$ تانسور نرخ استرین، μ ضریب صلبیت لایه الاستیک A مساحت شبکه و H_S ستبرای لرزه‌ای است که استرین الاستیک در آن جمع شده و در هنگام زمین‌لرزه آزاد می‌شود. نیز T تعداد سال‌های مشاهدات ژئودتیکی سرعت ایستگاه‌ها می‌باشد. با مقادیر معلوم یا مفروض می‌توان پتانسیل لرزه‌خیزی را درون شبکه تعیین کرد حتی اگر فعالیت در مناطقی رخ دهد که دارای گسل‌های ناشناخته، دارای لغزش آرام یا بسیار عمیق برای مطالعه به وسیله روش‌های قراردادی زمین‌شناسی و لرزه‌شناسی باشد. طبق روابط ثابت شده کاستروف (McCaffrey, 2005) دو تانسور گشتاور لرزه‌ای و تانسور استرین با یکدیگر متناسب هستند اما از آنجا که تبدیل تانسور استرین به نرخ گشتاور لرزه‌ای منحصر به فرد نیست، لذا نتایج پژوهش‌گران مختلف با توجه به رابطه مورداستفاده متفاوت می‌باشد.

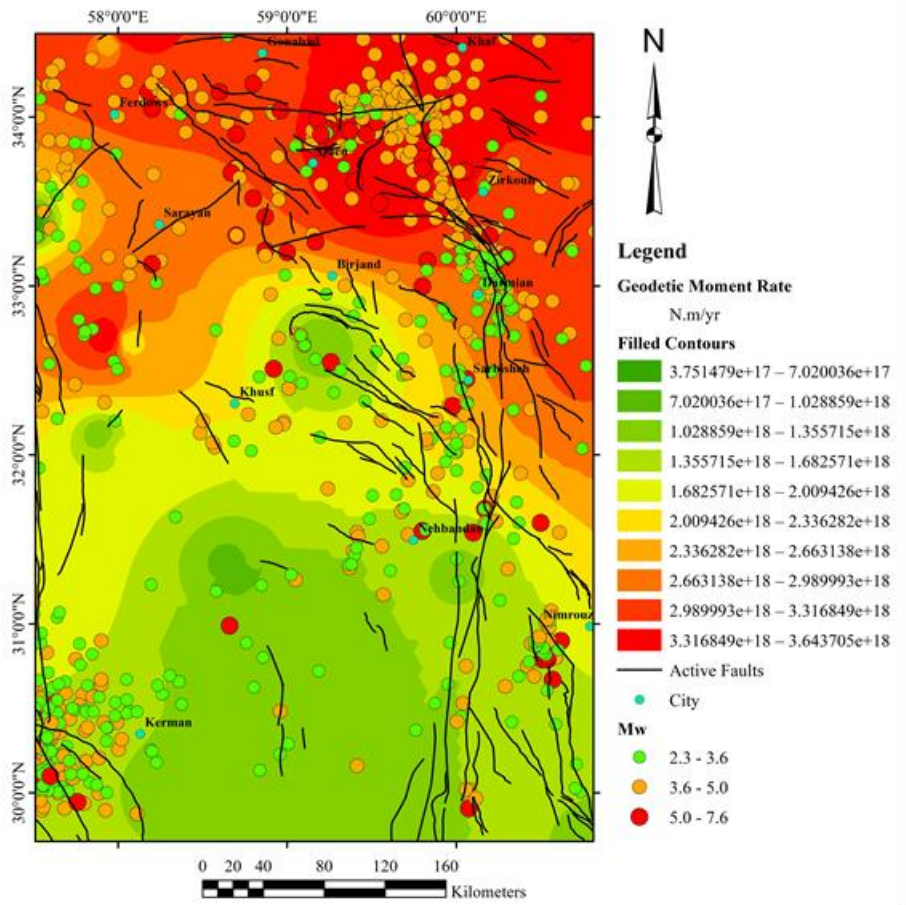
جدول ۳- نرخ گشتاور لرزه‌ای محاسبه‌شده برای ایستگاه‌های GPS منطقه مورد مطالعه.

Table 3. Calculated seismic moment rates at GPS stations in the study area.

Station Name	Longitude	Latitude	VN (mm/yr)	VE (mm/yr)	Geodetic Moment Rate (mm/yr)
Khur	55.081	33.769	11.35	-0.75	3.75148E+17
Tabas	59.95	33.603	9.79	-1.62	3.75148E+17
Birjand	59.255	32.9	7.36	-0.26	3.75148E+17
Ferdows	58.181	34.03	8.23	-2.31	1.70793E+18
Qaen	59.176	33.74	5.73	0.01	1.70793E+18
Gonabad	58.683	34.373	6.47	-1.18	1.70793E+18
Khuf	60.158	34.584	1.46	-0.52	3.6437E+18
Kashmar	58.472	35.27	5.69	0.26	3.6437E+18
Fariman	59.842	35.696	2.44	-1.17	3.6437E+18
Kadkan	58.878	35.591	2.92	-3.26	3.6437E+18
Nehbandan	60.038	31.541	8.39	1.96	3.6437E+18
Haji-Abad	60.009	33.604	2.74	-0.66	1.29921E+18
Torbat-e-Heydarieh	59.218	35.346	3.96	-0.62	1.29921E+18
Torbat-e-Jam	60.564	35.294	2.82	-0.82	1.29921E+18
Dehsalm	59.297	31.196	6.24	1.33	1.29921E+18
Ab-Garm	58.319	32.484	7.09	0.77	1.29921E+18
TOTI	58.531	33.019	7.4	-0.68	9.35701E+17
Sarbisheh	59.955	32.578	4.91	1.06	9.35701E+17
Nowghab	59.937	32.988	4.62	0.86	3.35701E+17
CMCV	57.76	30.537	8.2	-0.36	7.35701E+17
Hajat	60.502	31.573	1.64	1.02	5.35701E+16
Shah-Rakht	60.296	33.654	1.58	-0.38	6.35701E+15
Nayband	57.397	32.492	8.81	-0.92	9.35701E+15
Kerman	57.119	30.277	14.9	0.36	7.35701E+14
Abgin	57.046	31.206	10.9	2.3	8.35701E+17

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1404.19.4.6.5]
[DOI: 10.22034/JEG.2025.19.4.1020581]

برای برآورد گشتاور، ژئودتیک بر پایه ایستگاه‌های موجود در منطقه، شبکه‌بندی ژئودینامیکی انجام می‌شود. بهتر است این کار با توجه به هندسه گسل‌ها و ساز و کار زمین‌لرزه‌ها صورت گرفته و بهترین شبکه‌بندی صورت بگیرد. برای محاسبه نرخ گشتاور ژئودتیک، به بزرگ‌ترین مقدار ویژه تانسور واتنش نیاز است. ابتدا ماتریس نرخ واتنش به کمک بردارهای سرعت حرکت بر پایه روش عناصر محدود ۳ برای هر منطقه نوشته شده و سپس بزرگ‌ترین مقدار ویژه این تانسور به دست می‌آید. در این پژوهش همچنین از مقادیر به دست آمده توسط ظریفی و همکاران (Zarifi et al., 2013) برای برآورد نرخ واتنش کمک گرفته شده است (شکل ۱۰).



شکل ۱۰. نقشه پهنه‌بندی نرخ کرنش ژئودتیک شرق ایران بر پایه داده‌های سرعت GPS. Derived from continuous GPS velocities, (2015-2023)

Fig. 10. Geodetic strain rate zonation map of eastern Iran derived from GPS velocity data. (Derived from continuous GPS velocities, 2015-2023)

نرخ گسترش ژئودتیک شامل هر دو نوع دگرشکلی لرزه‌ای و غیرلرزه‌ای است و محدوده زمانی بسیار کوتاهی را در برمی‌گیرد. بنابراین، بدیهی است که مقادیر بیشتری را نسبت به روش دیگر نشان می‌دهد. این میزان برای منطقه مورد نظر حدود $۳/۵ \times ۱۰^{۲۳}$ Nm/yr بدست آمده است.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1404.19.4.6.5]
[DOI: 10.22034/JEG.2025.19.4.1020581]

مقایسه نرخ گشتاور لرزه‌ای و ژئودتیک

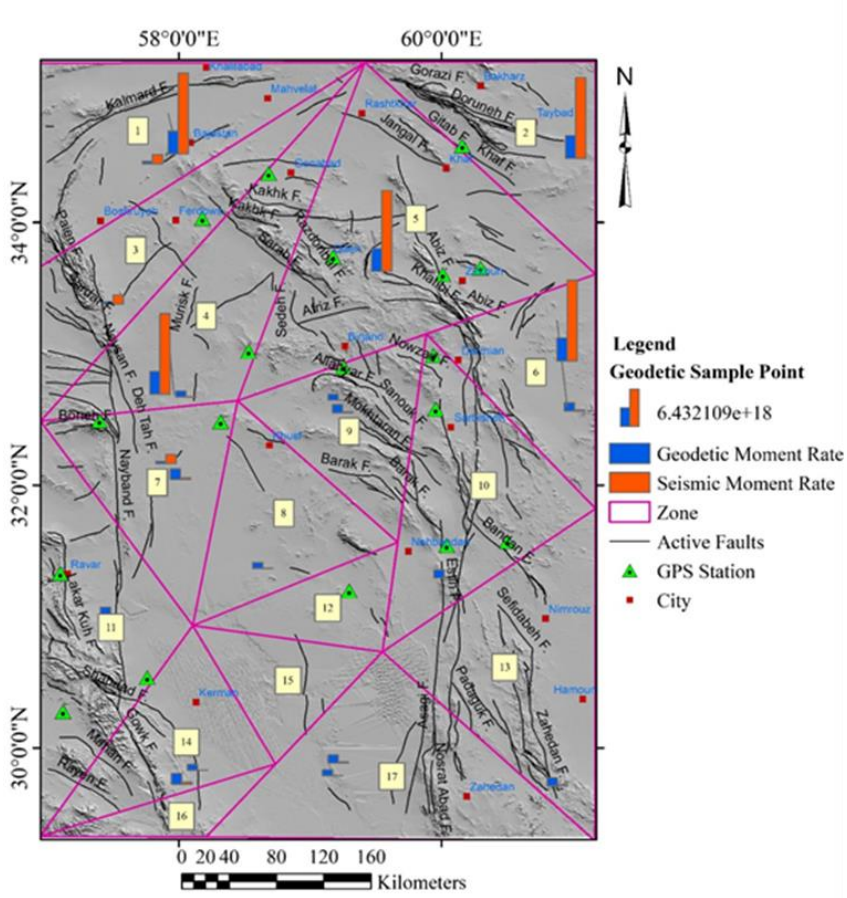
مقایسه نرخ گشتاور لرزه‌ای و ژئودتیک یکی از روش‌های کلیدی برای بررسی و تحلیل فعالیت‌های زمین‌ساختی و درک بهتر تغییر شکل‌های پوسته‌ای در مناطق مختلف است. نرخ گشتاور لرزه‌ای (Seismic Moment Rate)، میزان انرژی آزادشده از زمین‌لرزه‌های ثبت‌شده را در طول زمان نشان می‌دهد و مستقیماً مرتبط با فعالیت‌های لرزه‌ای گسل‌های فعال است، در حالی که نرخ گشتاور ژئودتیک (Geodetic Moment Rate) از تغییر شکل‌های پوسته زمین که از طریق ابزارهای ژئودتیک مانند GPS اندازه‌گیری می‌شود، محاسبه شده و می‌تواند تغییر شکل‌های غیرلرزه‌ای مانند لغزش آرام (Creep) یا تجمع انرژی تنش‌زا در پوسته زمین را نیز شامل شود (Barton, 1988; Turcotte, 1997; Perez and Tuckwell, 1993). مطالعات نشان داده‌اند که معمولاً نرخ گشتاور ژئودتیک بالاتر از نرخ گشتاور لرزه‌ای است، که این اختلاف حاکی از تجمع انرژی تنش‌زا در پوسته زمین و آزاد نشدن کامل آن از طریق زلزله‌ها است (Barton, 1988; Hooker and Johnson, 1995). برای مثال، در مطالعات مناطق فرورانش مانند آند مرکزی، این تفاوت می‌تواند نشان‌دهنده پتانسیل بالای لرزه‌ای در آینده باشد (Turcotte, 1997).

در این مطالعه، با استفاده از داده‌های لرزه‌نگاری ثبت‌شده و داده‌های ژئودتیک حاصل از ایستگاه‌های GPS موجود در منطقه، نرخ گشتاور لرزه‌ای و ژئودتیک در هر زون مثلثی محاسبه شده است. نرخ گشتاور لرزه‌ای با استفاده از بزرگی زلزله‌های ثبت‌شده و مدل‌های دینامیکی گسل محاسبه شده و نشان‌دهنده انرژی آزادشده توسط زلزله‌ها در هر زون است. از سوی دیگر، نرخ گشتاور ژئودتیک بر پایه تغییر شکل‌های پوسته زمین که از طریق داده‌های GPS ثبت شده است، تخمین زده می‌شود و شامل تغییر شکل‌های لرزه‌ای و غیرلرزه‌ای است.

نتایج این تحلیل‌ها، که در شکل (۱۱) ارائه شده است، تفاوت‌های معناداری را میان نرخ گشتاور لرزه‌ای و ژئودتیک در برخی از زون‌ها نشان می‌دهد. این اختلافات می‌توانند نشان‌دهنده تجمع انرژی تنش‌زا در پوسته زمین باشند که هنوز آزاد نشده است. مناطقی که نرخ گشتاور ژئودتیک آن‌ها به‌طور معناداری بالاتر از نرخ گشتاور لرزه‌ای است، به‌عنوان مناطق دارای پتانسیل لرزه‌ای بالا شناسایی شده‌اند و احتمال وقوع زلزله‌های شدید در آن‌ها در آینده وجود دارد. علاوه بر این، این تحلیل‌ها به شناسایی مناطق با فعالیت‌های زمین‌ساختی غیرلرزه‌ای نیز کمک کرده و در بهبود مدل‌های زمین‌ساختی منطقه مؤثر بوده‌اند.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1404.19.4.6.5]
[DOI: 10.22034/JEG.2025.19.4.1020581]

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1404.19.4.6.5]
[DOI: 10.22034/JEG.2025.19.4.1020581]



شکل ۱۱. مقایسه نرخ گشتاور لرزه‌ای و ژئودیتیک در شرق ایران را نشان می‌دهد

Fig. 11. provides a comparison between the seismic moment rate and the geodetic rate across eastern Iran

مقایسه نرخ گشتاور لرزه‌ای (میله‌های نارنجی) و ژئودتیک (میله‌های آبی) در هر زون نشان‌دهنده ناهماهنگی‌هایی است که به‌طور مستقیم با تفاوت در نوع و میزان تغییر شکل‌ها مرتبط است. در برخی از زون‌ها مانند زون‌های مجاور گسل‌های اصلی نظیر گسل نایبند و گسل درونه، نرخ گشتاور ژئودتیک به‌طور معناداری بالاتر از نرخ گشتاور لرزه‌ای است. این اختلاف به تجمع انرژی تنش‌زا در این زون‌ها اشاره دارد که هنوز آزاد نشده است. این مناطق به‌عنوان مناطقی با خطر بالقوه زلزله‌های شدید شناسایی شده‌اند. در مناطقی دیگر، مانند زون‌های نزدیک به گسل‌های فرعی، همگرایی بیشتری بین نرخ‌های لرزه‌ای و ژئودتیک مشاهده می‌شود که می‌تواند نشان‌دهنده آزاد شدن تدریجی انرژی در اثر فعالیت لرزه‌ای یا زمین‌ساختی باشد. به‌عنوان نمونه، در زون‌های نزدیک گسل‌های فرعی در منطقه بیرجند، این همگرایی نشان‌دهنده فعالیت‌های زمین‌ساختی نسبی پایدارتر است. علاوه بر این، تحلیل داده‌های ژئودتیک امکان شناسایی تغییر شکل‌های غیرلرزه‌ای نظیر لغزش‌های آرام گسل را نیز فراهم کرده است. این اطلاعات می‌توانند در مدل‌سازی بهتر رفتار گسل‌ها و پیش‌بینی فعالیت‌های لرزه‌ای آتی بسیار مفید باشند.

تحلیل فضایی پارامترهای b و D نشان می‌دهد که این تغییرات مستقیماً با سازوکار و جهت‌گیری گسل‌های اصلی منطقه مرتبط هستند. گسل‌های راست‌گرد با روند شمالی-جنوبی، مانند گسل نهبندان، عمدتاً با مقادیر پایین-b value و مقادیر بالای D-value همراه‌اند؛ وضعیتی که

نشان‌دهنده تمرکز تنش برشی و افزایش ریزشکستگی در ناحیه گسل است. در مقابل، گسل‌های چپ‌گرد با روند شرقی-غربی مانند دشت بیاض، پیچیدگی هندسی بیشتری نشان می‌دهند و مقدار D در آن‌ها به‌طور محسوسی بزرگ‌تر است. این الگو کاملاً با رژیم تنش غالب NE–SW که حاصل همگرایی مورب صفحه عربستان و اوراسیا است، سازگار بوده و بیانگر آن است که کرنش و تنش در امتداد ساختارهای مناسب هندسی محلی‌سازی می‌شود. هم‌پوشانی این رفتار با نتایج فرکتالی نشان می‌دهد که تغییرات b و D نه‌تنها بیانگر ناهمگنی تنش هستند، بلکه بازتابی از تفاوت در سازوکار گسلش و نقش آن‌ها در تکامل تغییرشکل پوسته نیز می‌باشند.

به‌طور کلی، این نقشه و تحلیل‌ها ابزار ارزشمندی برای مدیریت خطر زلزله، طراحی زیرساخت‌های مقاوم و برنامه‌ریزی شهری در مناطق پرخطر ارائه می‌دهند. بهره‌گیری از داده‌های ترکیبی ژئودتیک و لرزه‌ای در کنار زون‌بندی مثلثی، دقت پیش‌بینی‌ها را افزایش داده و امکان شناسایی نقاط بحرانی را فراهم کرده است.

نتیجه‌گیری

شرق ایران به دلیل قرارگیری در کمربند آلپ-هیمالیا و جذب بخشی از همگرایی صفحات عربستان و اوراسیا، دارای رژیم تنشی پیچیده و فعالیت گسترده گسل‌های امتدادلغز راست‌گرد و چپ‌گرد (نظیر نهبندان، دشت بیاض، درونه، نایبند و سراوان) است. تحلیل داده‌های لرزه‌ای (Mw≥۴ ، ۲۰۲۴-۱۹۰۰) نشان داد که مقادیر پایین b-value و بعد فرکتالی (Fractal dimension) عمدتاً در امتداد گسل‌های فعال و نواحی جنوبی متمرکز هستند که بیانگر تمرکز تنش بالا، خوشه‌بندی شدید زمین‌لرزه‌ها و پتانسیل بیشتر زلزله‌های بزرگ است. در مقابل، مقادیر بالاتر این پارامترها در بخش‌های شمالی (حوالی بیرجند و سرایان) و مرکزی بلوک لوت، توزیع همگن‌تر و تنش کمتری را نشان می‌دهند. هم‌پوشانی مناطق با b-value و D-value پایین با نرخ بالای آزادسازی گشتاور لرزه‌ای، تأییدکننده ارتباط مستقیم ناهمگنی فرکتالی با پویایی تکتونیکی فعال است. در مجموع، توزیع فضایی پارامترهای فرکتالی با هندسه و فعالیت گسل‌های اصلی منطقه همخوانی دارد و می‌تواند به‌عنوان شاخصی مؤثر برای شناسایی پهنه‌های پرخطر لرزه‌ای در شرق ایران به‌کار گرفته شود.

قدردانی

بدین‌وسیله از حمایت‌ها و راهنمایی‌های اساتید گران‌قدر و همکاران پژوهشی خود در دانشگاه خلیج فارس که در جمع‌آوری و تحلیل داده‌ها ما را همراهی کردند، صمیمانه قدردانی می‌کنیم. همچنین از دسترسی به پایگاه‌های داده لرزه‌ای و منابع علمی که زمینه انجام این پژوهش را فراهم ساختند، سپاسگزاریم.

References

Abdelrahman, K., & Ali, S. M. (2024). Analysis of the fractal dimension, b-value, slip ratio, and decay rate of aftershock seismicity following the 6 February 2023 (Mw 7.8 and 7.5) Türkiye earthquakes. Fractal and Fractional, 8(5), 252.

Asghari, H., Khatib, M. M., Gholami, E., & Bagheri, S. (2024). Analysis and comparison of paleo stress variations using structural pattern and slip data inversion methods in the southern part of the East Iranian Tectonic Belt. Journal of Tectonics.

Barton, C. C. (1988). Fractal analysis of scaling and spatial clustering of fractures. Geophysical Research Letters, 15(5), 375–378.

Berberian, M., Jackson, J. A., Qorashi, M., Talebian, M., Khatib, M., & 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. Geophysical Journal International, 142(2), 283–299.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1404.19.4.6.5]
[DOI: 10.22034/JEG.2025.19.4.1020581]

Liu, C., & Kagan, Y. Y. (2025). The characteristics of seismicity in East Anatolian Fault Zone. Journal of Seismology, 29(1), 45–68.

Grassberger, P., & Procaccia, I. (1983). Measuring the strangeness of strange attractors. Physica D, 9(1–2), 189–208.

Gutenberg, B., & Richter, C. F. (1944). Frequency of earthquakes in California. Bulletin of the Seismological Society of America, 34(4), 185–188.

Hanks, T. C., & Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 84(B5), 2348–2350.

Hooker, S. J., & Johnson, D. A. (1995). Fractal dimensions of fractures in carbonate reservoirs. Journal of Structural Geology, 17(7), 993–1003.

Johnston, A. C. (1996). Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions — III. New Madrid 1811–1812, Charleston 1886 and Lisbon 1755. Geophysical Journal International, 126(2), 314–344.

Kagan, Y. Y. (2002). Seismic moment-frequency relation and seismic energy release. Geophysical Journal International, 149(2), 319–329.

Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes. Journal of Geophysical Research, 82(20), 2981–2987.

McCaffrey, R. (2005). Block kinematics of the Pacific–North America plate boundary in the southwestern United States from inversion of GPS, seismological, and geologic data. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 110(B7).

Mohajer-Ashjai, A. & Nowroozi, A.A. (1978), Observed and probable intensity zoning of Iran.Tectonophysics, 49, 149-160.

Öncel, A. O., Wilson, T. H., & Nishizawa, O. (2001). Size scaling relationships in the active fault networks of Japan and their correlation with Gutenberg–Richter b-values. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 106(B10), 21827–21841.

Perez, R., & Tuckwell, G. (1993). Fractal geometry and the distribution of fractures in reservoirs. Journal of Petroleum Science and Engineering, 10(4), 299–311.

Ramesh, A. (2025). Precursory seismic patterns preceding major earthquakes: A case study from Northern Himalayas. Tectonophysics, 850, 229756.

Scholz, C. H. (1968). The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. Bulletin of the Seismological Society of America, 58(1), 399–415.

Scholz, C. H. (2019). The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge university press.

Slemmons, D. B. (1982). Determination of design earthquake magnitudes for microzonation. In Proceedings of the Third International Earthquake Microzonation Conference (pp. 119–130).

Soltani, M., & Tavakoli, B. (2013). Fractal analysis of fractures in the Zagros region, Iran. Geophysical Journal International, 192(2), 667–678.

Tatar, M., & Javad, A. (2012). The role of tectonics in the seismic activity of the Zagros and Alborz Mountain ranges, Iran. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 117(B6), B06402.

Turcotte, D. L. (1997). Fractals and chaos in geology and geophysics (2nd ed.). Cambridge University Press.

Walker, R., Jackson, J., & Parsons, B. (2011). Active tectonics and earthquakes in central and eastern Iran. Tectonics, 30, TC5010.

Wiemer, S., & Wyss, M. (2000). Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: Examples from Alaska, the western United States, and Japan. Bulletin of the Seismological Society of America, 90(4), 859–869.

Wilson, A., Öncel, A. O., & Dixon, T. H. (2002). Space-time correlations of seismotectonic parameters: Examples from Japan and from Turkey preceding the İzmit earthquake. Bulletin of the Seismological Society of America, 92(1), 339–349.

Yadav, R. B. S., Gahalaut, V. K., Chopra, S., & Shan, B. (2012). Tectonic implications and seismicity triggering during the 2008 Baluchistan, Pakistan earthquake sequence. Journal of Asian Earth Sciences, 45, 167–178.

Zarei, S., Khatib, M. M., Zare, M., & Mousavi, S. M. (2019). Evaluation of seismicity triggering: Insights from the Coulomb static stress changes after the 30 August 1968 Dasht-e-Bayaz earthquake (Mw = 7.1), Eastern Iran. Geotectonics, 53, 601–616.

Zarifi, Z., Nilfouroushan, F., & Raeesi, M. (2013). Crustal stress map of Iran: Insight from seismic and geodetic computations. Pure and Applied Geophysics, 171, 1219–1236.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1404.19.4.6.5]
[DOI: 10.22034/JEG.2025.19.4.1020581]