

Original Research Paper

Investigating the temporal multifractal pattern of the aftershock sequence of the 2017 Ezgeleh earthquake (Mw: 7.3)

Khatoun Pirdadi¹, Maryam Agh-Atabai^{1*}, and Attieh Eshaghi²

¹ Department of Geology, Faculty of Science, Golestan University, Gorgan, Iran

² Road, Housing and Urban Development Research Center, Tehran, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2022 July 27

Accepted: 2022 October 18

Available online: 2023 June 22

Keywords:

The Ezgeleh earthquake

Multifractal

Aftershock

Temporal pattern

Heterogeneous distribution

ABSTRACT

The 2017 Ezgeleh earthquake (Mw: 7.3), which occurred in the northwest of the Zagros, was followed by many aftershocks. The histogram of the monthly rate of aftershocks shows that, except for the first few months, the aftershock sequence did not follow the Omori law. Therefore, it is necessary to use more complex methods to investigate the aftershock sequence. In this research, the temporal multifractal method was used. The obtained results show that the temporal pattern of aftershocks has two short and long-scaling ranges. It seems that short and long ranges are related to the distribution of aftershocks within smaller clusters and the pattern of clusters in the aftershock sequence, respectively. These result showed that the pattern in the longer range is more heterogeneous than the shorter one. On the other hand, by removing the smaller aftershocks, the heterogeneity increases. It seems that the occurrence of several more significant aftershocks with a magnitude of more than 5 has caused an increase in the heterogeneity of the temporal pattern of the aftershock sequence. The results also show that the degree of inhomogeneity of the occurrence time of aftershocks is related to the spatial distribution pattern of aftershocks.

1. Introduction

An earthquake with a magnitude of 7.3 occurred on November 21, 2017, in the Ezgeleh region, about 37 kilometers northwest of Sarpol-e- Zahab city of Kermanshah province, on the boundary of Iran and Iraq. This earthquake with a thrust focal mechanism (Figure 1) occurred in the subzone of the Lorestan in the northwest of Zagros between the two fault zones of the High Zagros (HZF) and the Mountain Front (MFF) (Zare et al., 2017). Numerous

aftershocks followed the Ezgeleh earthquake, most distributed in the south and east of the epicenter of the mainshock.

The aftershocks are one of the most striking phenomena of earthquake clustering in space and time. Investigation of the temporal distribution of aftershocks can provide important information about their generation process. One of the methods to study the temporal pattern of aftershocks is Omori's law (Omori, 1894). Utsu (1961)

* Corresponding author: Maryam Agh-Atabai; E-mail: maryamatabai@yahoo.com

Citation:

Pirdadi, Kh., Agh-Atabai, M., Eshaghi, A., 2023. Investigating the temporal multifractal pattern of the aftershock sequence of the 2017 Ezgeleh earthquake (Mw: 7.3). Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES, 33(2), 128, 169-182. <https://doi.org/10.22071/gsj.2022.353646.2020>.

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

doi: 10.22071/GSJ.2022.353646.2020

dor: 20.1001.1.10237429.1402.33.2.2.1



This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

proposed a modified version of this law, according to which the rate of aftershocks decreases with time after the mainshock with a power relation (p-value).

In recent years, the fractal approaches have been used to study the complexity of the aftershocks in different regions (Nanjo and Nagahama, 2004; Setyawan and Sapiie, 2019; Tiwari and Paudyal, 2022). The fractal nature of the spatial or temporal distribution of aftershocks means that there are scaling relationships between them. These scaling relationships are described by fractal dimensions that are proportional to the degree of clustering of events. Nevertheless, researchers have suggested that it is better to use multifractal methods rather than monofractal ones to explain the distribution pattern of complex phenomena such as earthquakes (Hirata and Imoto, 1991; Zamani and Agh-Atabai, 2009). Several studies have been carried out in different parts of the world and Iran to investigate the multifractal behaviour of seismic activities in space and time (Hirata and Imoto, 1991; Hirabayashi et al., 1992; Enescu et al., 2005; Zamani and Agh-Atabai, 2009; Wang et al., 2022; Rahimi-Majd et al., 2022). In this research, due to the complexity of the aftershocks occurrence pattern of the Ezgeleh earthquake in which a significant number of events greater than 5 occurred, multifractal methods were used to investigate the time pattern of the aftershocks event.

2. Research methodology

Multifractal methods are helpful tools for demonstrating the complex behaviour of the seismic activity distribution that other methods do not detect. In these methods, instead of obtaining a fractal dimension, a spectrum of fractal dimensions known as a multifractal spectrum shows different aspects of the earthquake distribution pattern. This article used the generalized correlation integral approach to calculate the multifractal dimensions of the temporal distribution of aftershocks (Grassberger and Procaccia, 1983a, b). In this research, two multifractal spectra, D_q and $f(\alpha)$, are used to describe the multifractal distribution pattern of the aftershocks (Fig. 2). The D_q multifractal spectrum ranges from $D_{-\infty}$ to $D_{+\infty}$. $D_{-\infty}$, $D_{+\infty}$ represents the regions of dense and clustered events in the studied period or area. For negative q s, the multifractal dimensions can take values larger than geometric dimensions and characterize the multifractal measures of seismic gap areas (Hirabayashi et al., 1992). The width of the D_q -spectrum, $W=(D_{-\infty}-D_{+\infty})$, is an important parameter showing the degree of heterogeneity (multifractality). The higher width indicates the more inhomogeneous multifractal distribution of events. For a homogeneous earthquake distribution, the D_q graph becomes a horizontal straight line in which the fractal dimensions are equal for all q s (Fig. 2-a). In such cases, only one fractal dimension (monofractal) is sufficient to interpret the distribution of events. Another spectrum used to describe the

temporal distribution of earthquakes is the $f(\alpha)$ spectrum. The $f(\alpha)$ -spectrum is an inverted parabola ranging from $\alpha_{\min}$ to $\alpha_{\max}$ with a vertex at α_0 corresponding to $q = 0$ (Figure 2-b). The left side of this spectrum is related to concentrated regions (or times) of the earthquake, and the right side is for empty areas. In this research, the Non-linear Analysis toolbox written under Matlab and Zmap (Wiemer and Zuniga, 1994; Wiemer, 2001) has been used for multifractal analysis (Enescu et al., 2005).

To investigate the temporal multifractal pattern of the Ezgele earthquake's aftershock sequence, the aftershocks with $M_N \geq 1$ was collected from the Iranian Seismological Center (IRSC). The method introduced by Gardner and Knopoff (1974) was used to identify the aftershocks sequence. Accordingly, any earthquake within about 900 days after the main shock's occurrence time with an epicenter within about 90 km (considering the epicentral error) was selected as an aftershock. The minimum magnitude of completeness (M_c) of the extracted catalogue was calculated to have a complete catalogue (Fig. 3-a). The graphs of the histogram of aftershock rates (Fig. 3-b) and the magnitudes - time for different minimum magnitudes (Fig. 4) show that within the aftershock sequence (cluster), there are smaller aftershock clusters.

3. Results and discussion

At first, multifractal analysis was performed for all aftershocks with a minimum magnitude of completeness ($M_N \geq 2.2$) (Figure 5). Then, to investigate the effect of magnitude on the temporal distribution pattern, the multifractal analysis of the aftershock sequence was also performed for different minimum magnitudes ($M_{\min}$) of 2.5, 3, 3.5 and 4 (Figs. 6 and 7).

In Figure 5-a the diagram of neighbourhood size functions is drawn for specified values of τ (-24 to -6). Two short linear scaling ranges (short range) (mass or m : 36 to 105) and long-range (mass: 106 to 430) are observed to calculate multifractal dimensions. In Figure 5-b, the τ_q diagram for both the short (dashed) and long (dotted) areas is drawn, and the angle θ for these two areas was calculated to be about 175 and 162 degrees, respectively, which indicates that the distribution pattern of aftershocks is more heterogeneous in the long range. The multifractal dimensions D_q and $f(\alpha)$ were also calculated for both short and long ranges, and graphs were drawn for each range (Figures 5-c and d). The parameter values are presented for these time ranges in (Table 1). The D_q spectrum diagram (Figure 5-c) also indicates that the temporal distribution pattern of aftershocks is more heterogeneous in the long time range ($w=0.81$) compared to the short time range ($w=0.23$). The $f(\alpha)$ (Figure 5-d) graph also indicates that the aftershocks distribution pattern is more heterogeneous in a long-range than in a shorter one. Figure 6 shows the results of the multifractal analysis of aftershocks with different minimum magnitudes in the short scaling range.

According to these diagrams, the clustering of aftershocks (D_2 : from 0.92 to 0.59) and heterogeneity (w : from 0.23 to 1.49) increase with increasing the minimum magnitude from 2.2 to 4. So, by removing the smaller aftershocks, the heterogeneity increases (Figure 6-a). The results based on the $f(\alpha)$ spectrum in all magnitudes (Figure 6-b) also is similar, which indicates an increase in the degree of heterogeneity ($\Delta\alpha$: from 0.29 to 1.99) with the increase of the minimum magnitude (Table 2). The results of the long-range with different minimum magnitudes also show an increasing degree of heterogeneity (w from 0.81 to 2.87) with the increase of the minimum magnitude (Fig. 7 and Table 3).

4. Conclusion

According to the Omori law, the rate of aftershocks decreases with time from the main shock by a power relation (p -value). But the histogram of the monthly rate of aftershocks of the Ezgeleh earthquake shows a decrease in the rate of aftershocks only in the first few months of the sequence (about 8 months). After that, the rate of aftershocks changed heterogeneously (Fig. 3-b). The increase in the rate of aftershocks in mid-2018 is related to more significant aftershocks such as Tazeh-Abad. Therefore, to

investigate the time pattern of this sequence, it is necessary to use more complex methods, such as multifractal methods. The multifractal analysis of the Ezgeleh earthquake's aftershocks shows the temporal distribution pattern of the aftershocks, regardless of the minimum magnitude, has two short and longer scaling ranges. The short scaling range corresponds to the distribution pattern of aftershocks within smaller clusters, and the long-range to the pattern of clusters in the entire aftershock sequence. In all minimum magnitudes, the analysis results of both D_q and $f(\alpha)$ spectra show that the temporal distribution pattern of aftershocks in the longer range is more heterogeneous than the shorter range. On the other hand, with the increase of the minimum magnitude of aftershocks (by removing smaller aftershocks), the multifractal heterogeneity of the time distribution pattern of aftershocks increases. Therefore, according to the preliminary investigation and the results of the multifractal analysis, it can be concluded that the occurrence of several more significant aftershocks with a magnitude of more than 5 has caused an increase in the heterogeneity of the temporal pattern of the aftershock sequence. The results also show that the degree of inhomogeneity of the occurrence time of aftershocks is related to the spatial distribution pattern of aftershocks

بررسی الگوی چندفرکتالی زمانی توالی پس لرزه‌های زمین لرزه ۱۳۹۶ ازگله با بزرگای گشتاوری ۷/۳

خاتون بیردادی^۱، مریم آق اتابای^{۱*} و عطیه اسحاقی^۲

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران

^۲ مرکز تحقیقات راه و مسکن و شهرسازی، تهران، ایران

چکیده

زمین‌لرزه ۱۳۹۶ ازگله با بزرگای گشتاوری ۷/۳، که در شمال‌باختر کمربند زاگرس روی داد، با تعداد زیادی پس‌لرزه دنبال شده است. هیستوگرام نرخ ماهانه پس‌لرزه‌ها نشان می‌دهد که به‌جز چند ماه ابتدایی، توالی پس‌لرزه‌های این زمین‌لرزه از قانون اُمّری پیروی نکرده است. از این رو، برای بررسی الگوی زمانی این توالی لازم است از روش‌های پیچیده‌تری استفاده شود. در این پژوهش، از روش چندفرکتالی زمانی استفاده شد. نتایج به‌دست آمده نشان دادند که الگوی توزیع زمانی پس‌لرزه‌ها بدون توجه به بزرگای کمینه، دارای دو محدوده مقیاس‌بندی کوتاه و بلندتر است. به نظر می‌رسد که محدوده کوتاه به الگوی توزیع پس‌لرزه‌ها درون خوشه‌های کوچک‌تر، و محدوده بلندتر به الگوی توزیع خوشه‌ها در کل توالی پس‌لرزه‌ای مرتبط باشد. این نتایج حاصل از تحلیل طیف‌های چندفرکتالی، نشان می‌دهد که الگوی توزیع زمانی پس‌لرزه‌ها در محدوده بلندتر ناهمگن‌تر از محدوده کوتاه است. از سوی دیگر، با حذف پس‌لرزه‌های کوچک‌تر میزان ناهمگنی چندفرکتالی الگوی توزیع زمانی پس‌لرزه‌ها افزایش پیدا می‌کند. بنابراین، رویداد پس‌لرزه‌های بزرگ‌تر متعدد با بزرگای بیش از ۵ باعث افزایش میزان ناهمگنی الگوی زمانی توالی پس‌لرزه‌ای شده است. همچنین، نتایج این پژوهش نشان می‌دهند که میزان ناهمگنی الگوی توزیع زمانی رویداد پس‌لرزه‌ها به الگوی توزیع مکانی پس‌لرزه‌ها مرتبط است.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۵/۰۵

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۷/۲۶

تاریخ انتشار: ۱۴۰۲/۰۴/۰۱

کلیدواژه‌ها:

زمین‌لرزه ازگله

چندفرکتال

پس‌لرزه

الگوی زمانی

توزیع ناهمگن

۱- پیش‌نوشتار

رومرکز زمین‌لرزه اصلی پراکنده شده‌اند. بررسی پس‌لرزه‌های یک زمین‌لرزه، یکی از جوانب مهم مطالعات لرزه‌خیزی است؛ زیرا این رویدادهای لرزه‌ای می‌تواند سبب آسیب و تخریب ساختمان‌ها و سازه‌هایی شود که ممکن است در طی زمین‌لرزه اصلی آسیب چندانی ندیده باشند. رویداد پس‌لرزه‌ها از مهم‌ترین پدیده‌های خوشه‌بندی زمین‌لرزه‌ها در مکان و زمان است. به عنوان مثال، با مطالعه توزیع مکانی پس‌لرزه‌ها در مناطق لرزه‌خیز و روند مهاجرت آنها، تعیین راستای پهنه‌های لرزه‌خیز و امتداد گسل‌های پنهان که فعال شده‌اند، امکان‌پذیر می‌شود. رویداد پس‌لرزه‌ها در زمان نیز دارای الگوی زمانی خاصی می‌باشد. نخستین بار اُمّری (Omori, 1894) نشان داد که نرخ پس‌لرزه‌ها با گذر زمان از رویداد اصلی کاهش می‌یابد. قانون اُمّری توسط اتسو (Utsu, 1961) مطابق رابطه $N(t) = \frac{K}{(C+T)^p}$ اصلاح شده است. در این رابطه، K ثابتی متناسب با تعداد پس‌لرزه‌ها، t فاصله زمانی تا زمین‌لرزه اصلی و C فاصله زمانی بین زمین‌لرزه اصلی و شروع کاهش نرخ پس‌لرزه‌ها می‌باشد. همچنین p

زمین‌لرزه‌ای با بزرگای گشتاوری ۷/۳ در تاریخ ۲۱ آبان ماه ۱۳۹۶ هجری شمسی در منطقه ازگله، حدود ۳۷ کیلومتری شمال باختر شهرستان سرپل‌ذهاب از استان کرمانشاه، در مرز ایران و عراق به وقوع پیوست. در منابع مطالعاتی، این زمین‌لرزه با نام‌های زمین‌لرزه ازگله، کرمانشاه، داربندیخان و سرپل‌ذهاب شناخته می‌شود (Chen et al., 2018; Kuang et al., 2019; Huang et al., 2019; Mohammadi and Moradi, 2019). رومرکز این زمین‌لرزه در طول جغرافیایی $45^{\circ}76'$ درجه خاوری و عرض جغرافیایی $34^{\circ}77'$ درجه شمالی واقع شده است (تاتار و همکاران، ۱۳۹۶). این حادثه خسارات جانی و مالی بسیاری به دنبال داشته است. همچنین، این زمین‌لرزه با ریزش سنگ‌های بزرگ و زمین‌لغزش‌های بسیاری از جمله زمین‌لغزش مله‌کبود - قوچی‌باشی در شمال سرپل‌ذهاب همراه بوده است که در فاصله چند کیلومتری نیز قابل مشاهده می‌باشد (موسوی و همکاران، ۱۳۹۶). زمین‌لرزه ازگله پس‌لرزه‌های فراوانی به همراه داشته است که بیشتر آنها در محدوده جنوب و خاور

* نویسنده مسئول: مریم آق اتابای؛ E-mail: maryamatabay@yahoo.com

ماخذنگاری:

بیردادی، خ.، آق اتابای، م.، اسحاقی، ع.، ۱۴۰۲، بررسی الگوی چندفرکتالی زمانی توالی پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۱۳۹۶ ازگله با بزرگای گشتاوری ۷/۳. فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۳(۲)، ۱۲۸، ۱۶۹-
https://doi.org/10.22071/gsj.2022.353646.2020

doi: 10.22071/GSJ.2022.353646.2020

doi: 20.1001.1.10237429.1402.33.2.2.1

حقوق معنوی مقاله برای فصلنامه علوم زمین و نویسندگان مقاله محفوظ است.



This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/)

هر دو دسته گسل‌های طولی و عرضی زون زاگرس در لرزه‌خیزی منطقه بسیار مؤثر می‌باشند، به‌طوری‌که این کمربند فعال‌ترین و لرزه‌خیزترین منطقه ایران به شمار می‌رود و بیشتر زمین‌لرزه‌های زاگرس با ژرفایی کمتر از ۲۰ کیلومتر در ارتباط با گسل‌های رانده اتفاق افتاده‌اند که توسط چین‌ها و رسوبات بالایی پوشیده شده‌اند (Jackson and Mckenzie, 1984). در واقع، بیشتر گسل‌های فعال پنهان هستند و رخنمون‌های گسل‌های سطحی به ویژه در کمربند چین‌خورده کمپاب‌اند (Hessami et al., 2003; Walker et al., 2005). از نظر بزرگای زمین‌لرزه‌ها نیز، بیشتر زمین‌لرزه‌های زاگرس بزرگای کوچک تا متوسط (معمولاً کمتر از ۷ در مقیاس بزرگای گشتاوری) دارند.

زمین لرزه از گله کرمانشاه با بزرگای گشتاوری ۷/۳ و با سازوکار کانونی رانده (شکل ۱)، در زیر پهنه لرستان در شمال باختر زاگرس بین دو زون گسلی زاگرس مرتفع (HZF) و جبهه کوهستان (MFF) رخ داده است (Zare et al., 2017). برخی از پژوهشگران از جمله زارع و همکاران (Zare et al., 2017)، کوانگ و همکاران (Kuang et al., 2019) و تاتار و همکاران (۱۳۹۶) بر این باورند که گسل مسبب این زمین‌لرزه، یک گسل مدفون و حاصل عملکرد یکی از قطعات گسل جبهه کوهستان است. با بررسی زمین‌لرزه‌های صد سال اخیر مشخص شده که در این محدوده، زمین‌لرزه بزرگی رخ نداده است و تنها زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای حدود ۵ به وقوع پیوسته است (تاتار و همکاران، ۱۳۹۶). مراجعه به منابع زمین‌لرزه‌های تاریخی مانند آمبرسیز و ملویل (Ambraseys and Melville, 1982) در منطقه سرپل ذهاب کرمانشاه نیز نشان می‌دهد دو زمین‌لرزه با بزرگای متوسط در سال‌های ۹۵۸ و ۱۱۵۰ پس از میلاد رخ داده است. پس از زمین‌لرزه از گله، پس‌لرزه‌های فراوانی در ژرفایی حدود ۳ تا ۱۲ کیلومتری به وقوع پیوسته است (Yang et al., 2019) که بزرگای تعدادی از آنها بیش از ۵ و بزرگ‌ترین آنها در تاریخ ۴ آذر ۱۳۹۷ با بزرگای گشتاوری ۶/۲ در جنوب رومرکز زمین‌لرزه اصلی رخ داده است (شکل ۱). نقشه پس‌لرزه‌های منطقه گویای وجود روندهای تقریباً شمالی-جنوبی در نزدیکی مرز ایران و عراق و خاوری-باختری در جنوب خاور و مرکز زمین‌لرزه اصلی می‌باشد. سازوکار کانونی این پس‌لرزه‌ها اکثراً امتدادلغز یا رانده با مؤلفه کوچک امتدادلغز می‌باشد (شکل ۱).

۳- روش پژوهش

از جمله روش‌های کاربردی که امروزه برای مطالعه الگوی لرزه‌خیزی مورد استفاده قرار می‌گیرد، روش‌های فرکتالی و چندفرکتالی می‌باشد. تاکنون بعد فرکتالی به صورت‌های مختلفی از جمله بعد ظرفیت (D_c ، Capacity dimension)، بعد اطلاعاتی (D_i ، Information dimension)، بعد همبستگی (D_{cor} ، Correlation dimension) تعریف شده است. به‌طور کلی رابطه بین این ابعاد به‌صورت $D_c \geq D_i \geq D_{cor}$ می‌باشد که برای فرکتال‌های همگن، ابعاد یاد شده، برابر هم و برای فرکتال‌های ناهمگن نابرابر است (Hirabayashi et al., 1992). از آنجایی که ابعاد فرکتالی یاد شده برای نمایش دادن ساختارهای فرکتالی همگن تعریف شده‌اند، نمی‌توانند شرایط و پس‌لرزه‌های پیچیده و ناهمگن را توصیف کنند. بنابراین برای فهم پیچیدگی‌های طبیعت از جمله الگوی لرزه‌خیزی، مفهوم تجزیه و تحلیل چندفرکتالی توسعه یافته مورد استفاده قرار گرفته است (Halsey et al., 1986; Chhabra and Jensen, 1989; Harikrishnan et al., 2009). تنوع روش‌های چندفرکتالی اجازه محاسبات دقیق را در زمینه‌های مختلف در اختیار پژوهشگران قرار داده است. در این مقاله، برای محاسبه ابعاد چندفرکتالی توزیع زمانی پس‌لرزه‌ها از روش انتگرال همبستگی تعمیم‌یافته (Grassberger and Generalized correlation integral approach) استفاده شد (Procaccia, 1983a,b):

$$C_q(r) = \lim_{x \rightarrow 0} \left\{ \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left[\frac{1}{N} \sum_{j=1}^N H(r - |x_i - x_j|) \right]^{q-1} \right\}^{\frac{1}{(q-1)}} \quad (1)$$

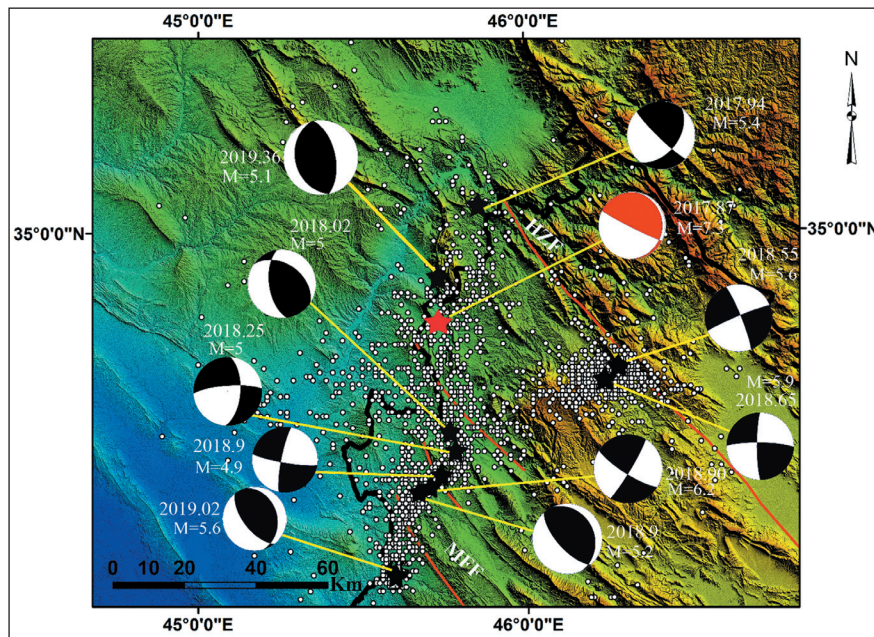
مقدار ثابتی است که نرخ افت پس‌لرزه‌ها در زمان را نشان می‌دهد. پژوهشگران نشان داده‌اند که مقدار این پارامتر به عواملی مانند میزان لغزش گسلی در طی زمین‌لرزه اصلی، وجود سیالات و درجه ناهمگنی گسل ارتباط دارد (Nur and Booker, 1972; Lavasani and Shabani, 2020). به عنوان مثال، در شرایط وجود سیالات در گسل که باعث کاهش مقاومت سطح گسل می‌شود، مقدار ثابت p بیشتر می‌شود. با توجه به این پژوهش‌ها می‌توان نتیجه گرفت که عوامل متعددی بر الگوی توزیع زمانی پس‌لرزه‌ها مؤثر است. از این رو، شناخت الگوی توزیع زمانی پس‌لرزه‌ها در کنار سایر جنبه‌های مطالعاتی این حوادث برای درک بیشتر منشأ آنها دارای اهمیت است. افزون بر این قانون، برای مطالعه الگوی پس‌لرزه‌ها می‌توان از روش‌هایی مانند روش‌های فرکتالی و چندفرکتالی بهره برد. پژوهشگرانی در زمینه کاربرد فرکتال به بررسی پس‌لرزه‌ها پرداخته‌اند. به عنوان مثال، نانجو و ناگاهاما (Nanjo and Nagahama, 2004) فرکتال توزیع مکانی پس‌لرزه‌ها و همچنین گسل‌های فعال در توالی‌های پس‌لرزه‌ای متعدد در ژاپن را مورد بررسی قرار دادند. ستیوان و سایی (Setyawan and Sapiie, 2019) به یک همبستگی مثبت بین توزیع فرکتالی پس‌لرزه‌ای و گسل‌های فعال در منطقه سوماترا پی‌بردند. تیواری و پودیال (Tiwari and Paudyal, 2022) به بررسی پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۲۰۱۵ گورخا (Gorkha) در منطقه نپال با استفاده از روش فرکتالی و پارامترهایی مانند b -value پرداختند. در شرایطی که الگوی رویداد زمین‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها دارای پیچیدگی باشد، روش‌های چندفرکتالی کاربردی‌تر می‌باشند. برای بررسی رفتار چندفرکتالی فعالیت‌های لرزه‌ای در مکان و زمان مطالعات متعددی در بخش‌های مختلف جهان و ایران صورت پذیرفته است (Hirata and Imoto, 1991; Hirabayashi et al., 1992; Enescu et al., 2005; Zamani and Agh-Atabai, 2009; Wang et al., 2022; Rahimi-Majd et al., 2022). در این تحقیق، به دلیل پیچیدگی الگوی رخداد پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه از گله که در آن تعداد قابل توجهی رویداد بزرگ‌تر از ۵ اتفاق افتاده است، از روش‌های چندفرکتالی برای بررسی الگوی زمانی رویداد پس‌لرزه‌ها استفاده شد.

۲- لرزه‌زمین ساخت منطقه

رومرکز زمین‌لرزه از گله در بخش شمال باختر کمربند رانده و چین‌خورده زاگرس قرار گرفته است. این کمربند به‌عنوان بخشی از سیستم برخوردی آلپ-همالیا، در حدود ۲۰۰۰ کیلومتر با روند شمال‌باختر-جنوب‌خاوراز ترکیه تا تنگه هرمز امتداد یافته است (Alavi, 1994). به طور کلی کمربند چین‌خورده - رانده زاگرس (Zagros Fold-Thrust Belt, ZFTB) به دو زون زاگرس مرتفع و کمربند ساده چین‌خورده تقسیم می‌شود که توسط گسل زاگرس مرتفع (High Zagros Fault, HZF) از هم جدا شده‌اند (Stöcklin, 1968; Falcon, 1974; Berberian and King, 1981; Alavi, 1991). از سوی دیگر، زاگرس چین‌خورده براساس تغییرات رخساره‌ها و ساختارهای متفاوت به بخش‌هایی همچون فارس، لرستان، ایذه و فروافتادگی دزفول تقسیم می‌شود و گسل جبهه کوهستان (Mountain Front Fault, MFF) مرز گسلی میان آنها را تشکیل می‌دهد (Setudehnia, 1978؛ مطیعی، ۱۳۷۲). گسل پیشانی کوهستان زاگرس به همراه گسل زاگرس مرتفع دو گسل طولی مهم، در منطقه مورد مطالعه هستند. گسل پیشانی کوهستان، گسل رانده و مدفون است که از قطعات جدا از هم با طول‌های متفاوت تشکیل شده است و محدوده کمربند زاگرس چین‌خورده را به سمت جنوب و جنوب باختر معین می‌کند (Berberian, 1995). سایر گسل‌های طولی زاگرس شامل گسل‌های رانده معکوس اصلی (MZRF)، پیش بوم زاگرس (ZFF)، گسل فروافتادگی دزفول (DFF) و گسل امتدادلغز جوان اصلی (MRF) می‌باشد. افزون بر این، گسل‌های طولی، گسل‌های عرضی مانند گسل امتداد لغز کازرون و کره‌بس نیز در وضعیت زمین‌ساختی زاگرس بسیار اثرگذارند. گسل‌های عرضی نیز، کمربند زاگرس را به زون‌های ساختاری و ریخت‌زمین‌ساختی مجزا تفکیک کرده‌اند (Sherkati and Letouzei, 2004; Sepehr and Cosgrove, 2004; Vita-Finzi, 2001).

که در آن $C_q(r)$ انتگرال همبستگی مرتبه q یا توابع اندازه همسایگی (Function of neighborhood size) پارامتر q درجه گشتاوری با مقداری بین $-\infty$ تا $+\infty$ تعداد کل زمین‌لرزه‌های واقع شده در یک منطقه معین در یک بازه زمانی خاص یا پنجره (که حجم نمونه نیز نامیده می‌شود) و H یک تابع شمارنده گام (Heaviside function) است که در آن r شعاع مقیاس‌گذاری یا پیمایش و $|X_i - X_j|$ فاصله زمانی دو زمین‌لرزه بر حسب ثانیه است. مقادیر ابعاد چندفرکتالی D_q برای هر یک از q های معین، از شیب محدوده مقیاس‌بندی (Scaling range) نمودار $\log r$ -log Function of neighborhood size (Grassberger, 1983) محاسبه می‌شود.

برای محاسبه ابعاد چندفرکتالی چند روش شامل روش جرم ثابت، روش شعاع ثابت و روش شمارش جعبه وجود دارد (Grassberger and Procaccia, 1983a,b; Mandelbrot, 1989; Halsey et al., 1986; Grassberger et al., 1988). روش شمارش جعبه، روشی ساده است، اما برای تعداد داده‌های کم، محاسبه ابعاد فرکتالی غیر ممکن یا با خطا مواجه می‌شود (Greenside et al., 1982). کلیت روش شعاع ثابت، روش انتگرال همبستگی است (Jensen et al., 1985) که برای تعیین D_q های مثبت موثر گزارش شده است (Grassberger et al., 1988; Badii and Broggi, 1988). در این روش نیز وقتی تعداد داده محدود باشد برای q های منفی ناپایدار است. در این مقاله از روش جرم ثابت به دلیل محاسن آن در مقایسه با سایر روش‌ها، استفاده شد. این روش نسبت به روش شعاع ثابت برای محاسبه D_q در q های منفی حتی در شرایط داده‌های محدود نیز مناسب‌تر است (Grassberger et al., 1988; Badii and Broggi, 1988). روش جرم ثابت نیز کلیتی از روش همبستگی است که



شکل ۱- نقشه لرزه‌خیزی محدوده مورد مطالعه که در آن زمین‌لرزه ازگله با بزرگای ۷/۳ با ستاره قرمز، پس‌لرزه‌ها با نقاط سفید و سازوکارکانونی زمین‌لرزه اصلی و پس‌لرزه‌های بزرگ‌تر مشخص شده‌اند (سازوکارهای کانونی و موقعیت رومرکزهای زمین‌لرزه اصلی و پس‌لرزه‌ها با کمینه بزرگای ۲/۵ از IRSC (2022) اقتباس شده است).

Figure 1. Seismicity map of the studied area, in which focal mechanisms of the mainshock and larger aftershocks are shown. The Ezgeleh earthquake with a magnitude of 7.3 is marked with a red star and aftershocks with white dots (the focal mechanisms and epicenters of the main earthquake and aftershocks with a minimum magnitude of 2.5 are adopted from IRSC (2022)).

از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$\text{Log} \langle R(<m)^{-(q-1)D_q} \rangle \approx -(q-1) \log m \quad (2)$$

که در آن $\langle R(<m)^{-(q-1)D_q} \rangle$ میانگین $R(<m)$ یا کوچک‌ترین بازه (شعاع) زمانی با جرم ثابت m (تعداد نقاط مشخص به مرکزیت هر زمین‌لرزه با مقداری بین ۱ تا یکی کمتر از تعداد کل زمین‌لرزه‌ها) است و τ_q توان همبستگی یا توان جرم با مرتبه q است که با رابطه زیر با D_q ارتباط دارد:

$$\tau_q = (q-1)D_q \quad (3)$$

برای توصیف توزیع چندفرکتالی یک پدیده، افزون بر طیف چندفرکتالی تعمیم یافته D_q ، از طیف یکتایی (singularity spectra) $f(\alpha)$ نیز استفاده می‌شود. ابعاد چندفرکتالی تعمیم یافته (D_q) و پارامترهای طیف یکتایی $f(\alpha)$ با روابط زیر با یکدیگر ارتباط دارند (Halsey et al., 1986):

$$\alpha(q) = \frac{d}{dq} [(q-1)D_q] \quad (4)$$

برای محاسبه ابعاد چندفرکتالی چند روش شامل روش جرم ثابت، روش شعاع ثابت و روش شمارش جعبه وجود دارد (Grassberger and Procaccia, 1983a,b; Mandelbrot, 1989; Halsey et al., 1986; Grassberger et al., 1988). روش شمارش جعبه، روشی ساده است، اما برای تعداد داده‌های کم، محاسبه ابعاد فرکتالی غیر ممکن یا با خطا مواجه می‌شود (Greenside et al., 1982). کلیت روش شعاع ثابت، روش انتگرال همبستگی است (Jensen et al., 1985) که برای تعیین D_q های مثبت موثر گزارش شده است (Grassberger et al., 1988; Badii and Broggi, 1988). در این روش نیز وقتی تعداد داده محدود باشد برای q های منفی ناپایدار است. در این مقاله از روش جرم ثابت به دلیل محاسن آن در مقایسه با سایر روش‌ها، استفاده شد. این روش نسبت به روش شعاع ثابت برای محاسبه D_q در q های منفی حتی در شرایط داده‌های محدود نیز مناسب‌تر است (Grassberger et al., 1988; Badii and Broggi, 1988). روش جرم ثابت نیز کلیتی از روش همبستگی است که

بودن توزیع پس لرزه‌ها است (Telesca and Lapenna, 2006). نمودار طیف $f(\alpha)$ بسته به الگوی توزیع پس لرزه‌ها می‌تواند متقارن یا نامتقارن باشد. در این پژوهش، برای کمی‌سازی میزان عدم تقارن از معیار درجه عدم تقارن A (Asymmetry) استفاده شد (De Freitas et al., 2017):

$$A = \frac{\alpha_{\max} - \alpha_0}{\alpha_0 - \alpha_{\min}} \quad (6)$$

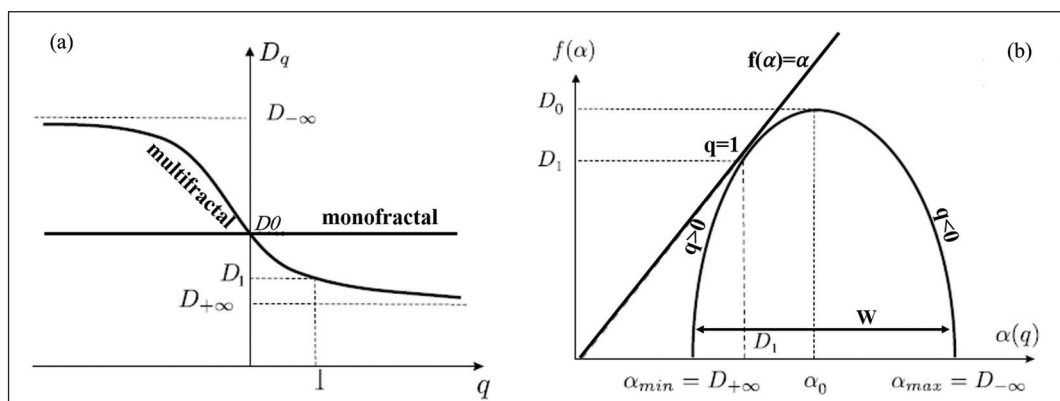
که در آن α_0 مقدار پارامتر α در $f(\alpha)_{\max}$ است. مقدار A یکی از سه وضعیت انحراف به راست ($A > 1$)، متقارن ($A = 1$) و انحراف به چپ ($0 < A < 1$) می‌باشد. در واقع، این شاخص که با نام کج‌شدگی یا چولگی (skewness) طیف $f(\alpha)$ نیز نامیده می‌شود، میزان انحراف نمودار به چپ و راست را محاسبه می‌کند. انحراف به راست، گویای ناهمگن‌تر بودن توزیع چندفرکتالی سمت راست نمودار نسبت به سمت چپ آن است. یعنی توزیع خوشه‌های پس لرزه‌ای نسبت به مناطق خالی همگن‌تر است. انحراف به چپ نمودار نیز نشان‌دهنده ناهمگن‌تر بودن توزیع خوشه‌های پس لرزه‌ای نسبت به مناطق خالی می‌باشد. نمودار τ_q -q یکی دیگر از نمودارهایی است که برای نمایش الگوی چندفرکتالی پس لرزه‌ها استفاده شد. در این نمودار، زاویه بین دو بخش خطی τ_q های مثبت و منفی (پارامتر θ) می‌تواند بیانگر میزان درجه ناهمگنی ساختار چندفرکتالی پس لرزه‌ها باشد. زاویه θ برابر ۱۸۰ درجه توزیع ساختار تک فرکتالی و زوایای کم‌تر از آن نشانگر ساختار چندفرکتالی ناهمگن می‌باشد که هرچه میزان آن کمتر باشد، درجه ناهمگنی افزایش پیدا می‌کند.

در این پژوهش، تجزیه و تحلیل‌های چندفرکتالی با استفاده از Non-linear Analysis toolbox که تحت Zmap (Wiener and Zuniga, 1994; Wiener, 2001) و Matlab اجرا می‌شود، انجام شده است (Enescu et al., 2005).

$$f(\alpha(q)) = q\alpha(q) - (q-1)D_q \quad (5)$$

دو طیف چندفرکتالی D_q و $f(\alpha)$ به صورت نمودار ترسیم می‌شود و برای توصیف الگوی توزیع چندفرکتالی داده‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرند (شکل ۲). در شکل ۲-a طیف D_q در برابر q ترسیم شده است. نمودار D_q برای پدیده‌هایی که دارای توزیع تک‌فرکتالی هستند، به صورت یک خط مستقیم نمایش داده می‌شود. در حالی که برای توزیع چندفرکتالی، این تابع به صورت یک منحنی در می‌آید که در آن مقادیر D_q از q های منفی به سمت مثبت کاهش پیدا می‌کند. این نمودار در دو بخش $D_{-\infty}$ و $D_{+\infty}$ به صورت خط افقی در می‌آید که مقادیر $D_{-\infty}$ خاصیت فرکتالی نواحی گپ (خالی) و مقادیر $D_{+\infty}$ ماهیت مناطق خوشه‌ای را مشخص می‌کند (Hirabayashi et al., 1992). به عنوان مثال، وجود شیب تند بخش D_q های مثبت نشان دهنده ناهمگن‌تر بودن بخش مثبت (خوشه‌های پس لرزه‌ای) نسبت به بخش منفی (زمان‌های خالی از پس لرزه) می‌باشد. این دو بخش با یک منحنی شیب‌دار به هم متصل می‌شوند که هر چه توزیع پدیده مورد نظر ناهمگن‌تر باشد، شیب آن بیشتر می‌شود. بنابراین، مقدار شیب بخش میانی نمودار می‌تواند نشان‌دهنده درجه ناهمگنی توزیع چندفرکتالی باشد. افزون بر این پارامتر، مقدار پهنای نمودار یعنی $(W = D_{-\infty} - D_{+\infty})$ یکی دیگر از پارامترهای چندفرکتال ناهمگن می‌باشد.

در شکل ۲-b، نمودار $f(\alpha)$ در برابر α نشان داده شده است. نمودار این طیف به صورت یک سهمی واژگون است که در آن مقدار $D_0 = f(\alpha)_{\max}$ و بین دو مقدار بیشینه و کمینه نمودار توابع یکتایی $\alpha_{\max}$ و $\alpha_{\min}$ متغیر می‌باشد (De Freitas et al., 2017). در نمودار یکتایی مقادیر $\alpha_{\max}$ مشابه نشان‌دهنده $D_{-\infty}$ توزیع فضاهای خالی و $\alpha_{\min}$ خوشه‌های پس لرزه‌ای هستند. پهنای این نمودار $(\Delta\alpha = \alpha_{\max} - \alpha_{\min})$ نیز می‌تواند به عنوان معیاری برای درجه ناهمگنی چندفرکتالی در نظر گرفته شود. هر چه مقادیر این پارامتر کمتر باشد، بیانگر همگن‌تر



شکل ۲- طیف‌های چندفرکتالی D_q و $f(\alpha)$ (a) بعد (D_q) generalized dimension که به عنوان تابعی از $-\infty < q < +\infty$ است. (b) طیف چندفرکتالی یکتایی $f(\alpha)$ (با اندکی تغییر برگرفته از وارزاشک و ماسک- (Wawrzaszek and Macek (2010)).

Figure 2-a) The multifractal spectrum of D_q and $f(\alpha)$, on which the generalized dimension (D_q) drawn as a function of $-\infty < q < +\infty$, b) The singularity multifractal spectrum $f(\alpha)$ (adapted with a slight change from Macek and Wawrzaszek (2010)).

۴- آماده‌سازی داده‌ها

پس لرزه‌ها طول پنجره مکانی و زمانی متناسب با بزرگای زمین لرزه اصلی محاسبه می‌شود. از جمله روش پنجره‌ای می‌توان روش گاردنر و نوپوف (Gardner and Knopoff, 1974) را نام برد که در سال‌های اخیر به دلیل سادگی و در دسترس بودن توسط پژوهشگران بسیاری استفاده شده است (از جمله امی، ۱۳۹۵؛ Karimiparidari et al., 2013; Lavasani and shabani, 2020). لواسانی و شعبانی

به منظور بررسی توزیع زمانی چندفرکتالی پس لرزه‌های زمین لرزه از گله کرمانشاه، داده‌های توالی پس لرزه‌ای با $M \geq 1$ از کاتالوگ لرزه‌ای مرکز لرزه‌نگاری ایران (IRSC) متعلق به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران استخراج شد (شکل ۳). جداسازی پس لرزه‌ها و سایر خوشه‌های وابسته با روش‌های متفاوتی انجام می‌پذیرد. یکی از روش‌های رایج برای این هدف، روش پنجره‌ای است که در آن برای جداسازی

(Gutenberg and Richter, 1944)

$$\log_{10} N = a - bM \quad (9)$$

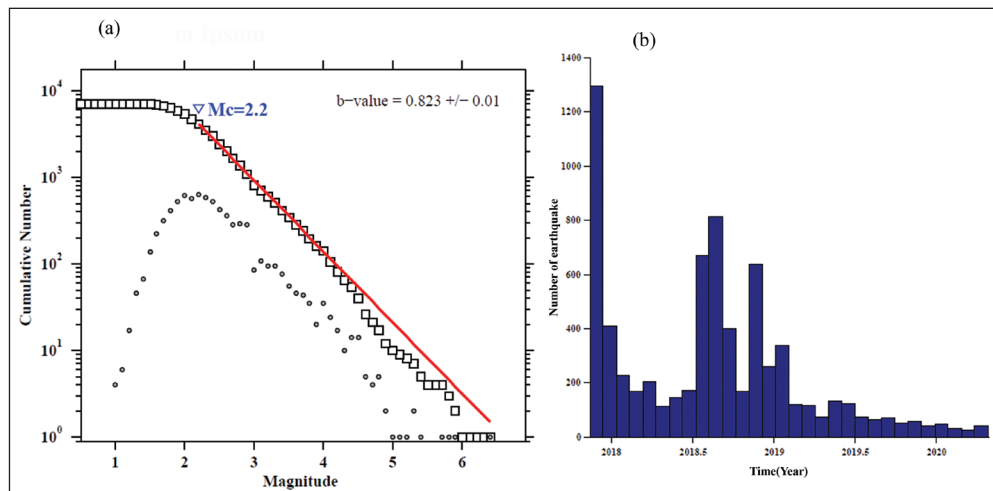
که در آن، N تعداد کل داده‌ها، M بزرگای زمین‌لرزه‌ها و a و b ضرایب ثابت لرزه‌خیزی هستند. بزرگای تکامل، Mc در نمودار نیمه‌لگاریتمی تعداد در برابر بزرگای، بخشی از نمودار است که بیشترین انحنا را دارد. در این مقاله مقدار Mc برابر با 2.2 محاسبه شد (شکل ۳-ا). بنابراین، تعداد ۴۱۷۶ پس‌لرزه با بزرگای مساوی و بزرگ‌تر از 2.2 برای تجزیه و تحلیل‌های بعدی انتخاب شد. هیستوگرام نرخ ماهانه پس‌لرزه‌ها با بزرگای $M_N \geq 2.2$ در بازه زمانی مورد مطالعه در شکل ۳-ب نشان داده شده است. با توجه به قانون اُمّری انتظار بر آن است که نرخ پس‌لرزه‌ها با گذر زمان از زمان رویداد زمین‌لرزه اصلی به صورت نمایی (با توان p) کاهش پیدا کند، اما همان‌طور که در نمودار شکل ۳-ب مشاهده می‌شود، نرخ پس‌لرزه‌ها فقط تا حدود تیر ماه ۱۳۹۷ (معادل جولای ۲۰۱۸) برطبق قانون اُمّری کاهش یافته و پس از آن از این قانون پیروی نمی‌کند. این زمان مصادف با وقوع یک پس‌لرزه به بزرگای 5.6 است که پس از آن نیز چند پس‌لرزه بزرگ‌تر و مساوی ۵ دیگر در توالی پس‌لرزه‌ای رخ داده است و باعث پیچیدگی در نمودار شده است. مطالعات نشان داده است که در برخی موارد، الگوی توالی پس‌لرزه‌ای شرایط پیچیده‌ای دارد و نرخ آنها با قانون اُمّری، نسبت به زمان کاهش نمی‌یابد (امی، ۱۳۹۵).

(Lavasani and shabani, 2020) برای جداسازی پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه از گله از همین روش استفاده کرده‌اند. کریمی و همکاران (Karimiparidari et al., 2013) نیز نشان دادند که روش گاردنر و نوپوف روش مناسبی برای جداسازی رویدادهای وابسته کاتالوگ ایران می‌باشد. از این رو، در این پژوهش، برای جداسازی توالی پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه از گله با بزرگای $7/3$ از روش گاردنر و نوپوف (Gardner and Knopoff, 1974) مطابق روابط تجربی زیر استفاده شد (Stiphout et al., 2012)

$$L(Km) = 10^{(0.1238M + 0.983)} \quad (7)$$

$$T(day) = 10^{(0.032M + 2.7389)} \quad (8)$$

که در آن L طول پنجره مکانی (شعاع محدوده به مرکزیت رومرکز زمین‌لرزه اصلی) بر حسب کیلومتر، و T طول پنجره زمانی بر حسب تعداد روز می‌باشد. روابط فوق برای زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای کمینه $6/5$ ارائه شده است. در این مقاله، پنجره مکانی، محدوده ۹۰ کیلومتری به مرکزیت رومرکز زمین‌لرزه با احتساب خطای رومرکزهای پس‌لرزه‌ها و پنجره زمانی آن ۹۰۰ روز (بازه زمانی ۱۲ نوامبر ۲۰۱۷، پس از زمین‌لرزه اصلی تا تاریخ ۲۴ آوریل ۲۰۲۰) انتخاب شد. سپس، به منظور اطمینان از کامل بودن کاتالوگ، پارامتر کمینه بزرگای تکامل (minimum magnitude of completeness) محاسبه شد. بزرگای تکامل، یکی از پارامترهای مهم برای محاسبات مطالعات لرزه‌خیزی است که برای محاسبه آن از توزیع بزرگا- فراوانی استفاده می‌شود

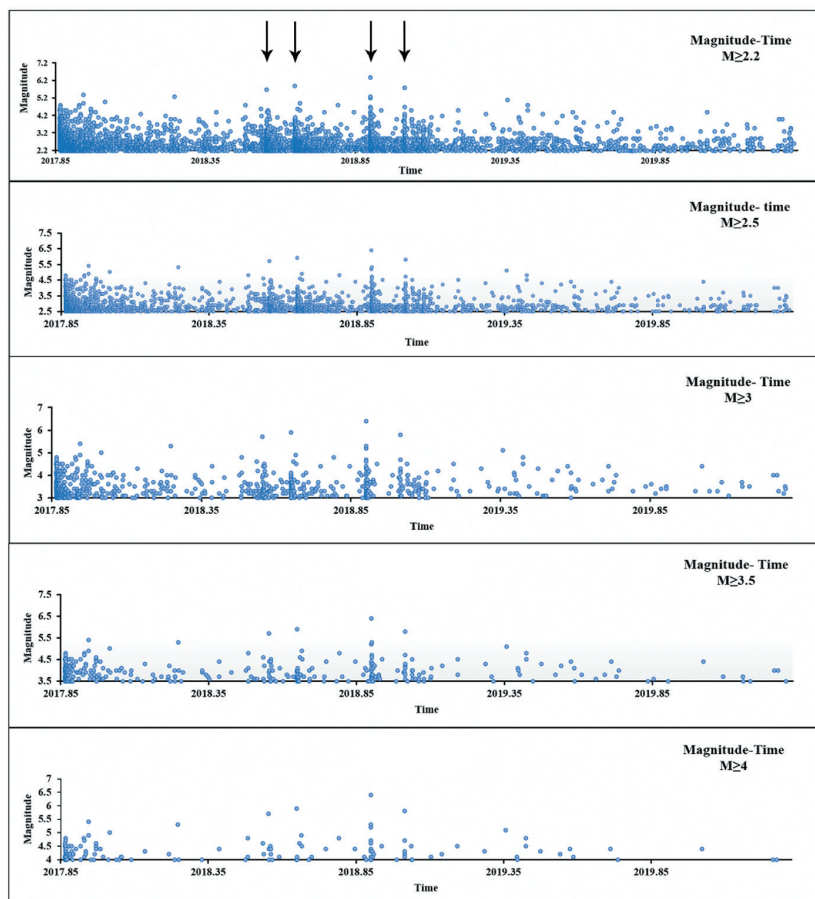


شکل ۳- (a) نمودار توزیع فراوانی - بزرگای پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۱۳۹۶ از گله. دایره‌ها توزیع غیرتجمعی و مربع‌ها توزیع تجمعی را نشان می‌دهند. (b) هیستوگرام نرخ ماهانه پس‌لرزه‌ها با $M_N \geq 2.2$.

Figure 3- a) The frequency- magnitude graph of the aftershocks of the 2017 Ezgeleh earthquake, Circles show non-cumulative distribution and squares show cumulative distribution. b) Histogram of the monthly rate of aftershocks with $M_N \geq 2.2$.

نمودارها چهار خوشه پس‌لرزه‌ای وابسته به پس‌لرزه‌های بزرگ‌تر منطقه با پیکان نشان داده شده است. این نمودارها و نمودار هیستوگرام نرخ پس‌لرزه‌ها نشان می‌دهند که در درون توالی (خوشه) پس‌لرزه‌ای مورد مطالعه خوشه‌های پس‌لرزه‌ای کوچک‌تر وجود دارد که با حذف پس‌لرزه‌های کوچک‌تر، این خوشه‌های کوچک‌تر و فضاهای خالی بین آنها بهتر مشاهده می‌شود.

از آنجایی که در تحلیل فرکتالی و چندفرکتالی زمین‌لرزه‌ها، هر کدام از زمین‌لرزه‌ها (با هر بزرگای) به صورت یک نقطه در نظر گرفته می‌شود، در این مقاله برای بررسی اثر بزرگا در نتایج، تجزیه و تحلیل چندفرکتالی توالی پس‌لرزه‌ها با بزرگای کمینه $(M_{min}) 2/5$ ، 3 ، $3/5$ و 4 نیز انجام شد. در شکل ۴ نمودارهای بزرگا به زمان به ترتیب از بالا به پایین برای بزرگا‌های $2/2$ تا ۴ نشان داده شده است. در این



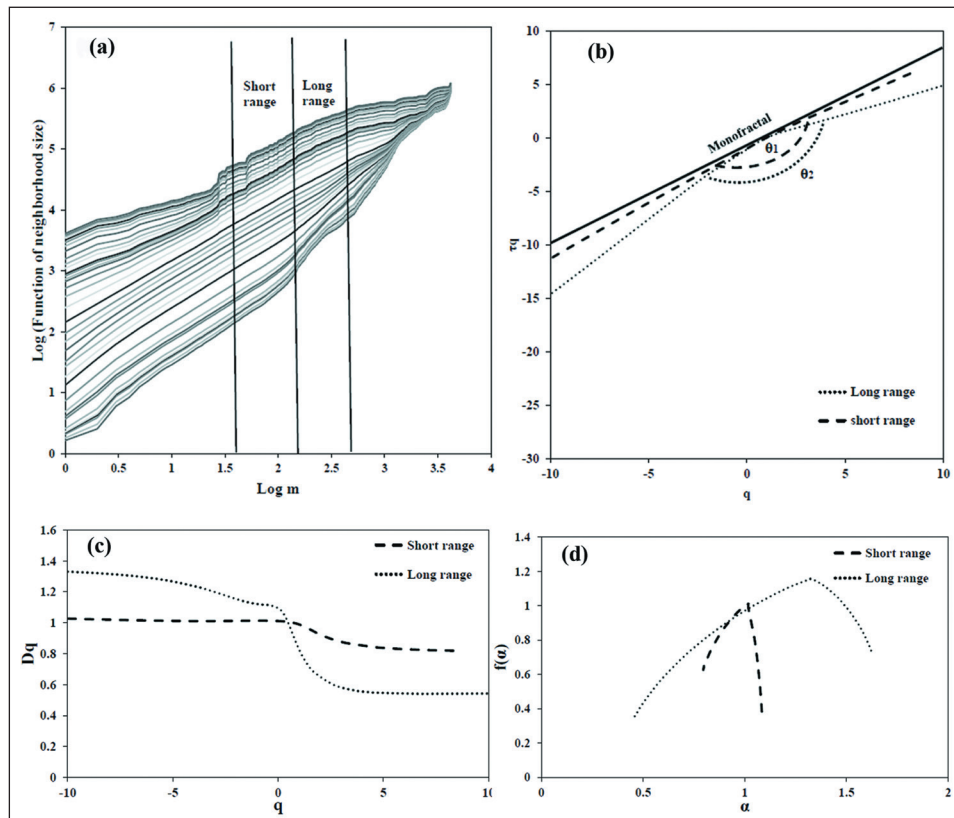
شکل ۴- نمودارهای بزرگا-زمان ترسیم شده برای M_{min} های متفاوت ۲/۲ تا ۴. پس لرزه‌ها با دایره آبی رنگ و برخی از پس لرزه‌های بزرگ‌تر و خوشه‌های پس لرزه‌ای با پیکان سیاه مشخص شده‌اند.

Figure 4. Magnitude-time graphs are drawn for different M_{min} from 2.2 to 4. Aftershocks are marked with a blue circle and some more significant aftershocks and aftershock clusters with a black arrow.

۵- نتایج و بحث

برای این محدوده‌های زمانی در جدول شماره ۱ ارائه شده است. نمودار طیف D_q (شکل ۵- c) نیز گویای ناهمگن تر بودن الگوی توزیع زمانی پس لرزه‌ها در محدوده زمانی بلند نسبت به محدوده زمانی کوتاه است، طوری که پهنای نمودار، W ، به ترتیب برای محدوده زمانی کوتاه ۰/۲۳ و بلند ۰/۸۱ محاسبه شد. بنابراین، در محدوده کوتاه، الگوی توزیع تا حدود زیادی به حالت همگن و تک‌فرکتال نزدیک است، اما الگوی توزیع زمانی پس لرزه‌ها در محدوده زمانی بلندتر، به صورت چندفرکتال ناهمگن می‌باشد. از طرفی، مقایسه بخش‌های مختلف نمودار در محدوده بلندتر نشان می‌دهد که شیب نمودار در بخش D_q های مثبت تندتر از D_q های منفی است به طوری که مقادیر D_0-D_{+0} و $D_{+0}-D_0$ به ترتیب ۰/۲۶ و ۰/۵۵ محاسبه شد که نشان‌دهنده ناهمگن تر بودن بخش مثبت (خوشه‌های پس لرزه‌ای) نسبت به بخش منفی (زمان‌های خالی از پس لرزه) می‌باشد. نمودار $f(\alpha)$ (شکل ۵- d) نیز گویای ناهمگن تر بودن الگوی توزیع پس لرزه‌ها در بازه زمانی بلندتر نسبت به محدوده کوتاه است. پارامتر $\Delta\alpha$ برای این رویدادهای پس لرزه‌ای از محدوده کوتاه به بلند از مقدار ۰/۲۹ به ۰/۸۸ تغییر می‌کند که تأییدی بر ناهمگنی محدوده بلند دارد. همان‌گونه که در شکل ۵- d مشاهده می‌شود، هر دو نمودار محدوده‌های بلند و کوتاه نامتقارن و جهت انحراف نمودار به سمت چپ می‌باشد. مقدار پارامتر عدم تقارن A برای دو محدوده کوتاه و بلند به ترتیب ۰/۳۱ و ۰/۴ محاسبه شد (جدول ۱).

در این پژوهش، با توجه به این که با استفاده از روش‌های آماری اولیه نظیر قانون اُمّری نمی‌توان به‌طور کامل الگوی توزیع پس لرزه‌های زمین‌لرزه از گله را توصیف نمود، از روش چندفرکتالی استفاده شد. ابتدا تجزیه و تحلیل چندفرکتالی برای تمام پس لرزه‌های بزرگ‌تر و مساوی بزرگای تکامل $(M_N \geq 2.2)$ انجام شد (شکل ۵). سپس جهت بررسی اثر بزرگا بر الگوی توزیع زمانی، تجزیه و تحلیل چندفرکتالی توزیع زمانی توالی پس لرزه‌ها برای بزرگای کمینه (M_{min}) ۳، ۲/۵، ۳/۵ و ۴ نیز انجام شد (شکل‌های ۶ و ۷). در شکل ۵- a، نمودار توابع اندازه همسانی برای مقادیر مشخصی از τ (۲۴ تا ۶-) ترسیم شده‌است. همان‌طور که در نمودار مشاهده می‌شود، دو محدوده مقیاس‌بندی خطی کوتاه (Shortrange) (جرم یا m: ۳۶ تا ۱۰۵) و بلند (Long range) (جرم: ۱۰۶ تا ۴۳۰) برای محاسبه ابعاد چند فرکتالی مشاهده می‌شود. انسکو و همکاران (Enescu et al., 2005) نیز با تجزیه و تحلیل ویژگی‌های چندفرکتالی توزیع زمانی زمین‌لرزه‌ها، دو محدوده مقیاس‌بندی کوتاه و بلند را به‌دست آوردند. در شکل ۵- b، نمودار τ_q برای هر دو محدوده کوتاه (خط چین) و بلند (نقطه چین) ترسیم و زاویه θ برای این دو محدوده به ترتیب حدود ۱۷۵ و ۱۶۲ درجه محاسبه شد که نشان‌دهنده ناهمگن تر بودن الگوی توزیع پس لرزه‌ها در محدوده بلند است. ابعاد چندفرکتالی D_q و $f(\alpha)$ نیز برای هر دو محدوده کوتاه و بلند محاسبه و نمودارهای مربوط به هر محدوده ترسیم گردید (شکل‌های ۵- c و d). مقادیر پارامترها



شکل ۵- (a) نمودار توابع اندازه همسایگی برای پس لرزه‌های با بزرگای $M_N \geq 2.2$ برای τ_q (-۲۴_۶). (b) ضریب مقیاس گذاری τ_q (scaling of exponents) در برابر q . (c) و (d) طیف‌های چندفرکتالی D_q و $f(\alpha)$ محاسبه شده برای پس لرزه‌های زمین لرزه از گله $M_N \geq 2.2$.

Figure 5- (a) Diagram of neighbourhood size functions for aftershocks with $M_N \geq 2.2$ for τ_q (-6-24). (b) τ_q (scaling of exponents), against q . (c) and (d) Multifractal spectra D_q and $f(\alpha)$ calculated for earthquake aftershocks of Ezgeleh $M_N \geq 2.2$.

جدول ۱- پارامترهای چندفرکتالی محاسبه شده برای پس لرزه‌های از گله سرپل ذهاب کرمانشاه.

Table 1. Multifractal parameters is calculated for the aftershocks of Ezgeleh Sarpol Zahab, Kermanshah

	D0	D1	D2	D _{-∞}	D _{+∞}	α _{max}	α _{min}	f(α) _{max}	α ₀	A	D ₀ -D _{+∞}	D _{-∞} -D ₀	W(D _{-∞} -D _{+∞})	Δα
Short range	1.01	0.99	0.92	1.05	0.82	1.09	0.80	1.01	1.02	0.31	0.19	0.04	0.23	0.29
Long range	1.09	0.83	0.65	1.35	0.54	1.42	0.53	1.09	1.17	0.4	0.55	0.26	0.81	0.88

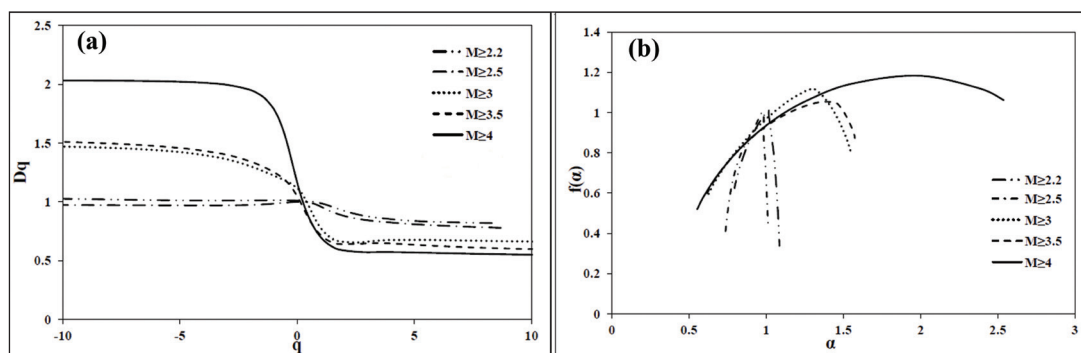
آمده برای میزان عدم تقارن تمام نمودارها در این محدوده زمانی به صورت نامتقارن و با انحراف به چپ می‌باشد (جدول ۲) که نشان می‌دهد خوشه‌های پس لرزه‌ای به صورت ناهمگن تر از بخش‌های خالی توزیع شده‌اند.

نتایج مربوط به محدوده زمانی بلندتر با بزرگای کمینه متفاوت در شکل ۷ و جدول ۳ آورده شده‌اند. با افزایش بزرگای کمینه، به استثنای بزرگای ۳/۵ و ۴، میزان درجه ناهمگنی (w) از ۰/۸۱ تا ۲/۸۷ در نمودار D_q افزایش پیدا کرده است (شکل ۷- a). نمودار $f(\alpha)$ نیز در همه بزرگاها نشان‌دهنده الگوی توزیع چندفرکتالی ناهمگن است که میزان آن با افزایش بزرگای کمینه افزایش پیدا کرده است ($\Delta\alpha$: ۰/۸۸ تا ۳/۱۹). همچنین نتایج گویای عدم تقارن نمودارها در تمامی بزرگاها می‌باشد؛ در

در شکل ۶ نتایج نمودارهای تحلیل چندفرکتالی پس لرزه‌ها با کمینه بزرگای متفاوت در محدوده زمانی مقیاس‌بندی کوتاه نشان داده شده است. در نمودارهای D_q با افزایش بزرگای کمینه از ۲/۲ تا ۴ درجه خوشه‌بندی پس لرزه‌ها (D_2) از ۰/۹۲ تا ۰/۵۹ و میزان ناهمگنی از ۰/۲۳ تا ۱/۴۹ افزایش پیدا می‌کند، طوری که با حذف پس لرزه‌های کوچک‌تر، اختلاف بین مقادیر ابعاد فرکتالی به‌ویژه D_q ‌های منفی افزایش می‌یابد (شکل ۶- a). به عنوان مثال، نمودار مربوط به پس لرزه‌های با بزرگای کمینه ۴، بیشترین ناهمگنی و مقادیر $D_{-\infty}$ را در بین سایر نمودارها داراست. نمودار $f(\alpha)$ در تمامی بزرگاها (شکل ۶- b) نیز گویای افزایش میزان درجه ناهمگنی ($\Delta\alpha$: از ۰/۲۹ تا ۱/۹۹) با افزایش بزرگای کمینه می‌باشد (جدول ۲). مقادیر به‌دست

بزرگای گشتاوری ۶/۲ که به صورت راستالغز هستند با سازوکار کانونی زمین لرزه اصلی و برخی دیگر از پس لرزه ها (سازوکار رانده) تفاوت دارند. همچنین الگوی توزیع مکانی رومرکز پس لرزه ها نیز گویای وجود روندهای متفاوتی در پنجره مکانی مورد مطالعه است؛ طوری که پس لرزه ها در محدوده نزدیک به رومرکز زمین لرزه اصلی، در یک روند تقریبی شمالی-جنوبی و در سمت جنوب خاور آن در یک روند خاوری-باختری توزیع شده اند. در واقع نقشه لرزه زمین ساختی محدوده مورد بررسی نشان می دهد که پس از رخداد زمین لرزه ازگله گسل هایی با سازوکارها و روندهای مختلف فعال شده اند. بنابراین به نظر می رسد درجه ناهمگنی گسل های یک منطقه، ناهمگنی در الگوی توزیع مکانی و نیز سازوکار کانونی متفاوت رویداد پس لرزه های بزرگ تر بر الگوی توزیع زمانی رویداد پس لرزه ها تأثیر گذاشته است.

تمام نمودارها به جز نمودار مربوط به بزرگای کمینه $M_N \geq 3.5$ (۱/۴۶) -A انحراف به راست و انحراف نمودار به سمت چپ می باشد (جدول ۳). در مجموع، نتایج این پژوهش گویای آن است که الگوی توزیع زمانی پس لرزه های زمین لرزه ۱۳۹۶ ازگله به ویژه در محدوده زمانی بلند مدت به صورت ناهمگن می باشد و میزان ناهمگنی آن با حذف پس لرزه های کوچک تر افزایش پیدا می کند. این نتایج گویای آن است که الگوی توزیع زمانی پس لرزه های بزرگ تر ناهمگن تر از پس لرزه های کوچک تر می باشد، یا به عبارتی، رخداد پس لرزه های بزرگ تر متعدد (با بزرگای بیش از ۵) باعث ناهمگن تر شدن الگوی زمانی توالی پس لرزه های زمین لرزه ۱۳۹۶ ازگله شده است. بررسی نقشه لرزه زمین ساختی منطقه (شکل ۱) نیز نشان می دهد که سازوکار کانونی بیشتر پس لرزه های بزرگ تر از جمله پس لرزه ۴ آذر ۱۳۹۷ با



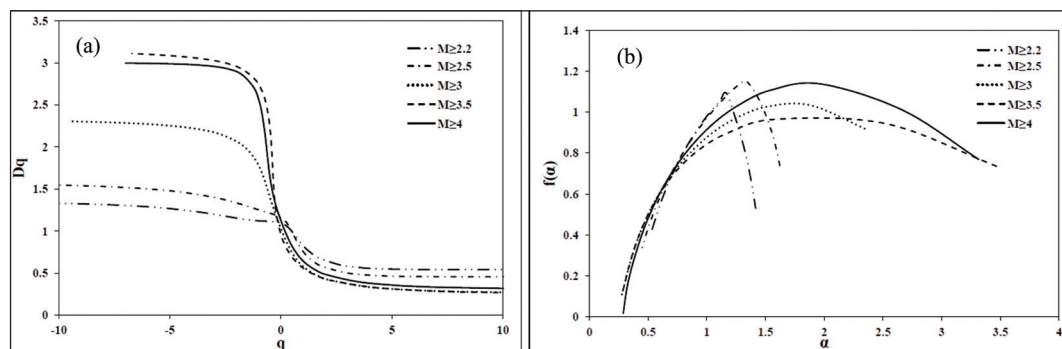
شکل ۶- طیف های چندفرکتالی D_q و $f(\alpha)$ محاسبه شده برای M_{min} های متفاوت (۲/۲ تا ۴) برای محدوده کوتاه.

Figure 6. Multifractal spectra of D_q and $f(\alpha)$ calculated for different M_{min} (from 2.2 to 4) for the short range.

جدول ۲- پارامترهای چندفرکتالی محاسبه شده برای پس لرزه های با M_{min} های متفاوت ($M_N=2.2, 2.5, 3, 3.5, 4$) برای محدوده کوتاه مدت.

Table 2. Multifractal parameters calculated for aftershocks with different M_{min} (2.2 to 4) for the short-range scaling.

M_{min}	D1	D2	$D_{-\infty}$	$D_{+\infty}$	α_{max}	α_{min}	$f(\alpha)_{max}$	α_0	A	$W(D_{-\infty}-D_{+\infty})$	$\Delta\alpha$
2.2	0.99	0.92	1.05	0.82	1.09	0.80	1.01	1.02	0.31	0.23	0.29
2.5	0.96	0.88	0.99	0.78	1.01	0.74	1.00	0.98	0.14	0.21	0.28
3.0	0.78	0.66	1.48	0.66	1.55	0.63	1.12	1.30	0.36	0.82	0.92
3.5	0.72	0.64	1.53	0.59	1.58	0.62	1.05	1.44	0.17	0.94	0.96
4.0	0.71	0.59	2.03	0.55	2.54	0.55	1.18	1.99	0.38	1.49	1.99



شکل ۷- طیف های چندفرکتالی D_q و $f(\alpha)$ محاسبه شده برای M_{min} های متفاوت (۲/۲ تا ۴) برای محدوده بلند مدت.

Figure 7. Multifractal spectra of D_q and $f(\alpha)$ is calculated for different M_{min} (from 2.2 to 4) for the long-range.

جدول ۳- پارامترهای چندفرکتالی محاسبه شده برای پس لرزه‌های با M_{min} های متفاوت (۲/۲ تا ۴) برای محدوده بلند مدت

Table 3. Multifractal parameters calculated for aftershocks with different M_{min} (2.2 to 4) for the long- range

M_{min}	D1	D2	$D_{-\infty}$	$D_{+\infty}$	α_{max}	α_{min}	$f(\alpha) \max$	α_0	A	$W(D_{-\infty}-D_{+\infty})$	$\Delta\alpha$
2.2	0.83	0.65	1.35	0.54	1.42	0.53	1.09	1.17	0.40	0.81	0.88
2.5	0.79	0.58	1.49	0.44	1.56	0.40	1.16	1.23	0.4	1.05	1.16
3.0	0.58	0.44	2.31	0.25	2.37	0.28	1.03	1.89	0.30	2.05	2.10
3.5	0.56	0.43	3.11	0.24	3.47	0.28	0.96	1.57	1.46	2.87	3.19
4.0	0.65	0.49	3.00	0.30	3.32	0.29	1.14	1.97	0.80	2.70	3.03

خوشه‌های پس لرزه‌ای کوچک‌تر وجود دارد. با توجه به نمودارهای بزرگا-زمان برای بزرگای کمینه متفاوت، با حذف پس لرزه‌های کوچک‌تر، این خوشه‌ها بهتر مشاهده می‌شوند. یکی از روش‌های اولیه بررسی الگوی زمانی نرخ پس لرزه‌ها، قانون اُمّری می‌باشد که بر اساس آن نرخ پس لرزه‌ها با گذر زمان از رویداد زمین لرزه اصلی با رابطه توانی (پارامتر p) کاهش پیدا می‌کند. اما بر اساس نمودار هیستوگرام نرخ ماهانه پس لرزه‌های این زمین لرزه، کاهش نرخ پس لرزه‌ها فقط در چند ماه ابتدایی توالی (حدود ۸ ماه) مشاهده می‌شود و پس از آن نرخ رویداد پس لرزه‌ها به صورت ناهمگن تغییر کرده است (شکل ۳-ب). بررسی‌ها نشان دادند که این تغییرات (افزایش نرخ پس لرزه‌ها در بازه زمانی بین ۲۰۱۸/۵ تا ۲۰۱۹) با رویداد پس لرزه‌های بزرگ‌تر مانند تازه‌آباد مرتبط است. از این رو، برای بررسی الگوی زمانی این توالی لازم است از روش‌های پیچیده‌تری مانند روش‌های چندفرکتالی استفاده شود. تجزیه و تحلیل چندفرکتالی زمان رویداد پس لرزه‌های زمین لرزه از گله نشان داد که الگوی توزیع زمانی پس لرزه‌ها بدون توجه به بزرگای کمینه، دارای دو محدوده مقیاس‌بندی کوتاه و بلندتر است که در آن محدوده کوتاه مقیاس‌بندی مربوط به الگوی توزیع پس لرزه‌ها درون خوشه‌های کوچک‌تر، و محدوده بلندتر مربوط به الگوی توزیع خوشه‌ها در کل توالی پس لرزه‌ای باشد. نتایج حاصل از تحلیل هر دو طیف D_p و $f(\alpha)$ در تمامی بزرگای کمینه، نشان می‌دهد که الگوی توزیع زمانی پس لرزه‌ها در محدوده بلندتر ناهمگن‌تر از محدوده کوتاه است. از طرفی، با افزایش بزرگای کمینه پس لرزه‌ها (با حذف پس لرزه‌های کوچک‌تر) میزان ناهمگنی چندفرکتالی الگوی توزیع زمانی پس لرزه‌ها افزایش پیدا می‌کند. همچنین انحراف به چپ نمودارهای طیف $f(\alpha)$ و مقادیر پارامتر عدم تقارن محاسبه شده در بیشتر موارد، نشان‌دهنده ناهمگن‌تر بودن خوشه‌های پس لرزه‌ای نسبت به فضاهای خالی‌تر می‌باشد. بنابراین، با توجه به بررسی اولیه و نتایج حاصل از تجزیه و تحلیل چندفرکتالی می‌توان نتیجه گرفت که رویداد پس لرزه‌های بزرگ‌تر متعدد با بزرگای بیش از ۵ باعث ناهمگن‌تر شدن الگوی زمانی توالی پس لرزه‌ای زمین لرزه ۱۳۹۶ از گله شده است. همچنین، نتایج این پژوهش نشان می‌دهند که میزان ناهمگنی الگوی توزیع زمانی رویداد پس لرزه‌ها به الگوی توزیع مکانی پس لرزه‌ها مرتبط است.

مقایسه نتایج مربوط به دو محدوده مقیاس‌بندی زمانی کوتاه و بلند نشان می‌دهد که میزان درجه ناهمگنی توزیع زمانی پس لرزه‌ها در محدوده زمانی کوتاه به‌ویژه برای پس لرزه‌هایی با بزرگای کمینه ۲/۲ و ۲/۵ کمتر از محدوده بلند است (جدول ۲ و ۳). به نظر می‌رسد محدوده کوتاه مقیاس‌بندی مربوط به الگوی توزیع پس لرزه‌ها درون خوشه‌های کوچک‌تر و محدوده بلندتر مربوط به الگوی توزیع خوشه‌ها در کل توالی پس لرزه‌ای است. با بررسی نقشه لرزه‌زمین‌ساختی منطقه (شکل ۱) و نمودارهای بزرگا-زمان پس لرزه‌ها (شکل ۴) می‌توان دریافت که پس لرزه‌های درون خوشه‌های پس لرزه‌ای در هر دو بعد زمان و مکان با یکدیگر همبستگی دارند. به عنوان مثال، خوشه‌های پس لرزه‌ای زمانی اواسط سال ۲۰۱۸ میلادی که مرتبط با پس لرزه‌های بزرگ‌تر منطقه رخ داده‌اند (شکل ۴-موقعیت پیکان اول و دوم)، یک خوشه پس لرزه‌ای مکانی با روند خاوری-باختری در جنوب باختر رومرکز زمین لرزه اصلی ایجاد کرده‌اند (شکل ۱). با توجه به سازوکار کانونی یکسان این پس لرزه‌ها به نظر می‌رسد تمام پس لرزه‌های مرتبط با آنها بر روی یک گسل با روند خاوری-باختری رخ داده‌اند. بنابراین، پس لرزه‌های درون خوشه‌ها که دارای همبستگی مکانی هستند، به عبارتی یک خوشه متمرکز مکانی ایجاد کرده‌اند و به احتمال قوی بر روی یک گسل خاص رخ داده‌اند، از نظر الگوی زمانی نیز همگن‌تر شده‌اند.

۶- نتیجه گیری

در این مقاله به بررسی ویژگی‌های چندفرکتالی الگوی توزیع زمانی پس لرزه‌های زمین لرزه از گله کرمانشاه پرداخته شده است. پس از تهیه کاتالوگ لرزه ای از موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IRSC) بازه زمانی و مکانی پس لرزه‌ها به ترتیب ۹۰۰ روز و ۹۰ کیلومتر با احتساب خطا به روش گاردنر و نوپوف (Gardner and Knopoff, 1974) انتخاب شد. برای این منظور، از پارامترهای مختلف چندفرکتالی شامل پهنای نمودار طیف‌های چندفرکتالی D_p و $f(\alpha)$ استفاده شد. بررسی اولیه با استفاده از نمودارهای هیستوگرام نرخ پس لرزه‌ها (شکل ۳-ب) و بزرگا-زمان (شکل ۴) نشان دادند که در درون توالی پس لرزه‌ای زمین لرزه از گله

کتابنگاری

- امی، س.، ۱۳۹۵، الگوهای پس لرزه در رژیم لرزه‌ای ایران، رساله دکترا، پژوهشگاه بین المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، ۱۸۷ص.
- تاتار، م.، قائم مقامیان، م.ر.، یمینی فرد، ف.، حسامی آذر، خ.، انصاری، ا.، و فیروزی، ع.، ۱۳۹۶، گزارش زمین لرزه ۲۱ آبان ماه ۱۳۹۶ سر پل ذهاب استان کرمانشاه، پژوهشگاه بین المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲، چینه‌شناسی زاگرس، گزارش، سازمان زمین‌شناسی ایران، تهران.
- موسوی، س. م.، حق‌شناس، ا.، عشایری، ا.، تاجیک، و.، معماریان، پ.، و زارع، م.، ع.، ۱۳۹۶، گزارش مقدماتی زمین لرزه ۲۱ آبان ماه ۱۳۹۶ سر پل ذهاب استان کرمانشاه، پژوهشگاه بین المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.

References

- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 103(8), 983-992.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229(3-4), 211-238.
- Ambraseys, N. N., and Melville, C. P., 1982. *A History of Persian Earthquakes*. Cambridge University Press, 219 p.
- Badii, R., and Broggi, G., 1988. Measurement of the Dimension Spectrum $f(r_x)$: Fixed-mass Approach, *Phys. Lett. A* 131, 339-343.
- Berberian, M., 1995. Master Blind Thrust Faults Hidden Under the Zagros Folds: Active Basement Tectonics and Surface Morphotectonics. *Tectonophysics*, Vol. 241, p: 193-224. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)00185-C](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)00185-C).
- Berberian, M., and King, G.C.P., 1981. Towards a paleo-geography and tectonic evolution of Iran: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v, 18, p, 210-265. <http://dx.doi.org/10.1139/e81-019>.
- Chen, K., Xu, W., Mai, P. M., Gao, H., Zhang, L., and Ding, X., 2018. The 2017 Mw 7.3 Sarpol Zahāb Earthquake, Iran: A compact blind shallow-dipping thrust event in the mountain front fault basement. *Tectonophysics*, 747, 108-114. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.09.015>.
- Chhabra, A., and Jensen, R.V., 1989. Direct determination of the $f(\alpha)$ singularity spectrum. *Phys Rev Lett*, 62(12):1327-30. <https://doi.org/10.1103/physrevlett.62.1327>.
- De Freitas, D. B., Nepomuceno, M. M. F., de Souza, M. G., Leão, I. C., Chagas, M. D., Costa, A. D., Canto Martins, B. L., and De Medeiros, J. R., 2017. New suns in the cosmos. IV. The multifractal nature of stellar magnetic activity in kepler cool stars. *The Astrophysical Journal*, 843(2), 103.
- Enescu, B., Ito, K., Radulian, M., Popescu, M., and Bazacliu, O., 2005. Multifractal and chaotic analysis of Vrancea (Romania) intermediate-depth earthquakes: investigation of the temporal distribution of events. *Pure Appl. Geophys.* 162, 249-271.
- Falcon, N.L., 1974. Southern Iran: Zagros Mountains. In: SPENCER, A. (ed.) *Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts*. Geological Society, London, Special Publications, 4, 199-211.
- Gardner, J., and Knopoff, L., 1974. Is the sequence of earthquakes in southern California, with aftershocks removed, Poissonian. *Bull. Seismol. Soc. Am*, 64(5), 1363-1367.
- Grassberger, P., 1983. Generalized dimensions of strange attractors. *Physics Letters A*, 97(6), 227-230.
- Grassberger, P., and Procaccia, I., 1983a. Characterizations of stranger attractors, *Phys. Rev. Lett*, 50, 346-349. <https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.50.346>.
- Grassberger, P., and Procaccia, I., 1983b. Measuring the strangeness of strange attractors. *Physica D* 9, 189-208. [https://doi.org/10.1016/0167-2789\(83\)90298-1](https://doi.org/10.1016/0167-2789(83)90298-1).
- Grassberger, P., Badii, R., and Pohti, A., 1988. Scaling laws for invariant measures on hyperbolic and nonhyperbolic attractors, *Stat. Phys*, 51 (1/2), 135-178. <https://doi.org/10.1007/BF01015324>.
- Greenside, H. S., Wolf, A., Swift, J., and Pignataro, T., 1982. Impracticability of a Box counting Algorithm for Calculating the Dimensionality of Strange Attractors, *Phys. Rev. A* 25, 3453-3459. <https://doi.org/10.1103/PhysRevA.25.3453>.
- Gutenberg, B., and Richter, C.F., 1944. Frequency of earthquakes in California. *Bull Seism Soc Am*, 34:185-8.
- Halsey, T.C., Jensen, M.H., Kadanoff, L.P., Procaccia, I., and Shraiman, B.I., 1986. Fractal measures and their singularities: the characterization of strange sets. *Phys. Rev. A* 33, 1141-1151. <https://doi.org/10.1103/physreva.33.1141>.
- Harikrishnan, K.P., Misra, R., Ambika, G., and Amritkar, R.E., 2009. Computing the multifractal spectrum from time series: an algorithmic approach. *Chaos*, 19:043129. <https://doi.org/10.1063/1.3273187>.
- Hentschel, H. G. E., and Procaccia, I., 1983. The Infinite Number of Generalized Dimensions of Fractals and Strange Attractors, *Physica D*, 8, 435-444. [https://doi.org/10.1016/0167-2789\(83\)90235-X](https://doi.org/10.1016/0167-2789(83)90235-X).
- Hessami, K., Pantosti, D., Tabassi, H., Shabanian, E., Abbassi, M. R., Fegghi, K., and Solaymani, S., 2003. Paleoequakes and slip rates of the North Tabriz Fault, NW Iran: preliminary results, *Annals of Geophysics*, 46(5). <https://doi.org/10.4401/ag-3461>.
- Hirabayashi, T., Ito, K., and Yoshii, T., 1992. Multifractal analysis of earthquakes. *Pure Appl. Geophys.* 138 (4), 591-610.
- Hirata, T., and Imoto, M., 1991. Multifractal analysis of spatial distributions of microearthquake in the Kanto Region. *Geophys. J. Int*, 107, 155-162. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb01163.x>.
- Huang, Z., Zhang, G., Shan, X., Gong, W., Zhang, Y., and Li, Y., 2019. Co-seismic deformation and fault slip model of the 2017 Mw 7.3 Darbandikhan, Iran-Iraq earthquake inferred from D-InSAR measurements. *Remote Sensing*, 11(21), 2521. <https://doi.org/10.3390/rs11212521>.
- IRSC, Iranian Seismological Center, <http://irsc.ut.ac.ir>.
- Jackson, J., and McKenzie, D.P., 1984. Active tectonics of Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys. Journ. Roy. Astr. Soc*, 77, 185-264.
- Jensen, M. H., Kadanoff, L. P., Libchaber, A., Procaccia, I., and Stavans, J., 1985. Global Universality at the Onset of Chaos: Results of a Forced Rayleigh-Benard Experiment, *Phys. Rev. Lett* 55, 2798-2801. <https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.55.2798>.
- Karimiparidari, S., Zaré, M., Memarian, H., and Kijko, A., 2013. Iranian earthquakes, a uniform catalog with moment magnitudes. *Journal of Seismology*, 17(3), 897-911. <https://doi.org/10.1007/s10950-013-9360-9>.
- Kuang, J., Ge, L., Metternicht, G. I., Ng, A. H. M., Wang, H., Zare, M., and Kamranzad, F., 2019. Coseismic deformation and source model of the 12 November 2017 MW 7.3 Kermanshah Earthquake (Iran-Iraq border) investigated through DInSAR measurements. *International*

- journal of remote sensing, 40(2), 532-554. <https://doi.org/10.1080/01431161.2018.1514542>.
- Lavasani, M., and Shabani, E., 2020. Temporal properties of aftershock sequences of large earthquakes in Iran-Analysis of primary and secondary aftershocks of the Ezgeleh sequence. *Annals of Geophysics*, 63(6). <https://doi.org/10.4401/ag-8338>.
- Mandelbrot, B.B., 1989. Multifractal measures: especially for the geophysicist. *Fractals in geophysics*, 5-42.
- Mohammadi, F., and Moradi, A., 2019. The Double difference relocation of aftershock sequence of 2017 ezgeleh earthquake, 8th International Conference on Seismology and Earthquake Engineering .
- Motiei, H., 1994. *Stratigraphy of Zagros, report, Geol. Geological Survey of Iran, Tehran, (In Persian)*.
- Mousavi, S.M., Haghshenas, E., Ashayeri, E., Tajik, V., and Memarian, P., and Zare, M. A., 2017. *Primary report of 12 November 2017 Sarpol-e Zahab earthquake of Kermanshah province, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, (In Persian)*.
- Nanjo, K., and Nagahama, H., 2004. Fractal properties of spatial distributions of aftershocks and active faults. *Chaos, Solitons and Fractals*, 19(2), 387-397. [https://doi.org/10.1016/S0960-0779\(03\)00051-1](https://doi.org/10.1016/S0960-0779(03)00051-1).
- Nur, A., and Booker, J. R., 1972. Aftershocks caused by pore fluid flow?. *Science*, 175(4024), 885-887.
- Omori, F., 1894. On the aftershocks of earthquakes, *J. Coll. Sci., Tokyo Imp.* 7, 111-200.
- Ommi, S., 2016. *Aftershock patterns in the seismic regime of Iran. Ph. D. thesis, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, 187, (In Persian)*.
- Rahimi-Majd, M., Shirzad, T., and Najafi, M. N., 2022. A self-organized critical model and multifractal analysis for earthquakes in Central Alborz, Iran. *Scientific Reports*, 12(1), 1-15. <http://dx.doi.org/10.1038/s41598-022-12362-7>.
- Sepehr, M., and Cosgrove, J.W., 2004. Structural framework of the Zagros fold-thrust belt, Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 21, 829-843. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2003.07.006>.
- Setudehnia, A., 1978. The Mesozoic Sequence in South-West Iran and adjacent areas, *J. Petroleum Geology*, 1(1): 3-42. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.1978.tb00599.x>.
- Setyawan, B., and Sapiie, B., 2019. Correlation between the fractal of aftershock spatial distribution and active fault on Sumatra. *Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions*, 1-11.
- Sherkati, S., and Letouzey, J., 2004. Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful embayment), Iran. *Marine and petroleum geology* 21, 535-554. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2004.01.007>.
- Shimizu, Y., Thurner, S., and Ehrenberger, K., 2002. Multifractal spectra as a measure of complexity in human posture. *Fractals* 10, 103-116.
- Stiphout, T., Zhuang, J., and Marsan, D., 2012. Seismicity declustering. *Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis*. <https://doi.org/10.5078/corssa-52382934>.
- Stöcklin, J. 1968. Structural history and tectonics of Iran: A review: *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 52, p. 1229-1258. <https://doi.org/10.1306/5D25C4A5-16C1-11D7-8645000102C1865D>.
- Tatar, M., Ghaemmaghamian, M.R., Yaminifard, F., Hesamiazar, Kh., Ansari, A., and Firouzi, E., 2017. *Report of 12 November 2017 Sarpol-e Zahab earthquake of Kermanshah province, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, (In Persian)*.
- Telesca, L., and Lapenna, V., 2006. Measuring multifractality in seismic sequences. *Tectonophysics*, 423(1-4), 115-123. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.03.023>.
- Tiwari, R. K., and Paudyal, H., 2022. Gorkha earthquake (M W 7.8) and aftershock sequence: A fractal approach. *Earthquake Science*, 35(3), 193-204. <https://doi.org/10.1016/j.eqs.2022.06.001>.
- Utsu, T., 1961. A statistical study on the occurrence of aftershocks, *Geophys. Mag.* 30, 521-605.
- Vita-Finzi, C., 2001. Neotectonics at the Arabian plate margins. *Journal of Structural Geology* 23, 521-530. [http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00117-6](http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00117-6).
- Walker, R. T., Andalibi, M. J., Gheitanchi, M. R., Jackson, J. A., Karegar, S., and Priestley, K., 2005. Seismological and field observations from the 1990 November 6 Furg (Hormozgan) earthquake: a rare case of surface rupture in the Zagros mountains of Iran, *Geophysical Journal International*, 163(2), 567-579. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02731.x>.
- Wang, J. H., Chen, K. C., Chen, K. C., and Kim, K. H., 2022. Multifractal measures of the 2021 earthquake swarm in Hualien, Taiwan, *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 33(1), 1-9. <https://doi.org/10.1007/s44195-022-00011-5>.
- Wawrzaszek, A., and Macek, W. M., 2010. Observation of the multifractal spectrum in solar wind turbulence by Ulysses at high latitudes. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 115(A7). <https://doi.org/10.1029/2009JA015176>.
- Wiemer, S., 2001. A software package to analyze seismicity: ZMAP, *Seis. Res. Lett.*, 72, 2, 374-383.
- Wiemer, S., and R.F. Zuniga, 1994. ZMAP - A software package to analyse seismicity (abstract), *EOS, Trans. AGU*, 75(43), Fall Meet. Suppl., 456.
- Yang, Ch., Han, B., Zhao, Ch., Du, J., Zhang, D., and Zhu, S., 2019. Co- and post-seismic Deformation Mechanisms of the MW 7.3 Iran Earthquake (2017) Revealed by Sentinel-1 InSAR Observations, *Remote Sensing*, 11(4), 418. <https://doi.org/10.3390/rs11040418>.
- Zamani, A., and Agh-Atabai, M., 2009. Temporal characteristics of seismicity in the Alborz and Zagros regions of Iran, using a multifractal approach. *Journ. Geodynamics*, 47, 271-279. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2009.01.003>.
- Zare, M., Kamranzad, F., Parcharidis, I., and Tsironi, V. 2017. Preliminary report of Mw7. 3 Sarpol-e Zahab, Iran earthquake on November 12, 2017, *EMSC report*, 1(10).