

Investigation of variations of Seismic stress, Seismic quiescence, and Seismic velocities Before and after the occurrence of $M_N \geq 5.0$ Earthquakes within the Azarbayejan-Alborz seismotectonic province

Amiri, M.¹  | Talebi, M.²  | Rahimi, H.¹  

1. Department of Seismology, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran.

2. Tehran Disaster Mitigation and Management Organization (TDMMO), Tehran, Iran.

Corresponding Author E-mail: rahimih@ut.ac.ir

(Received: 21 May 2024, Revised: 22 Aug 2024, Accepted: 21 April 2025, Published online: 10 June 2025)

Summary

In the present study, we investigate some statistical features of earthquake precursors, namely the variations of the b-value, Z-value, and $\frac{V_p}{V_s}$ ratio parameters in time and space, before and after the occurrence of $M_N \geq 5.0$ earthquakes in the Azarbayejan-Alborz seismotectonic province. Based on the literature, the b-value of the Gutenberg–Richter distribution is connected to the field of seismic stress, so that it decreases linearly with increasing differential stress, and vice versa. Still, a high differential stress at later stages of an earthquake cycle causes failure of large patches. The Z-value parameter is also associated with seismic quiescence periods, implying the regional preparedness for the occurrence of strong earthquakes.

It is worth mentioning that our study covers seven $M_N \geq 5.0$ target earthquakes that occurred between 2010 and 2022. However, due to the large number of target earthquakes, the text body is focused on one of the events accompanied with all investigated anomalies, namely the 2017 Malard M_N 5.2 earthquake.

In order to study the anomalies of seismic parameters, an earthquake catalog, reporting post-2006 $M_N \geq 0.4$ events, was extracted from the Iranian Seismological Center. As the raw catalog includes small size events, it was preprocessed via removing possible non-tectonic events. These events, being mostly quarry blasts, have been statistically recognized by an unrealistic increase in the number of events during working hours (i.e. 6.00 to 16:00 O'clock). Accordingly, the Rq method, implemented in the ZMAP software package, has been used for removing possible quarry blasts. The estimation of seismic parameters has been done by assuming the Poisson distribution of earthquake occurrences. Therefore, dependent events (i.e. aftershocks and foreshocks) were also eliminated from the used catalog, using a declustering procedure proposed by Reasenber (1985). However, in the case of the 2017 Malard earthquake, the de-quarrying and declustering procedures remove 11900 events out of 26836. Having estimated the magnitude of completeness (M_c) for the region of the Malard earthquake, we removed earthquakes with magnitudes less than $M_c = 2.2$. Furthermore, as earthquake catalogs commonly involve in a sort of temporal fluctuation of M_c which is mostly due to increase in the number of seismographs over time, the stability of $M_c = 2.2$ for the region has also been checked. In total, the residual catalog includes 4919 $M_N \geq 2.2$ earthquakes over the Malard region.

In total, our results indicate that at least one of the investigated anomalies can retrospectively be observed prior to all target earthquakes. Still, in some cases both anomalies can simultaneously be detected in the space and time domains. Moreover, the results show that regions characterized by both b-value ≤ 1.0 (after experiencing a temporally decreasing trend of the b-value parameter) and Z-value ≥ 3.0 are most prone areas for future $M_N \geq 5.0$ earthquakes. Moreover, the $\frac{V_p}{V_s}$ ratio like the other mentioned seismic parameters is connected to the field of seismic stress, so that it decreases proportionally with increasing the differential stress. In total, our results show that the spatio-temporal variations of the above-mentioned seismicity parameters and the $\frac{V_p}{V_s}$ ratio can be interpreted as the effective indicators for areas prone to forthcoming significant earthquakes.

Keywords: Earthquake precursors, Seismicity parameters, Seismic Stress, Seismic quiescence, Variations of seismic velocities, Azarbayejan-Alborz.

Cite this article: Amiri, M., Talebi, M., & Rahimi, H. (2025). Investigation of variations of Seismic stress, Seismic quiescence, and Seismic velocities Before and after the occurrence of $M_N \geq 5.0$ Earthquakes within the Azarbayejan-Alborz seismotectonic province. *Journal of the Earth and Space Physics*, 51(1), 1-15.
DOI: <https://doi.org/10.22059/jesphys.2025.376820.1007610>

E-mail: (1) mamiri0023@gmail.com (2) talebi.mining@gmail.com



Publisher: University of Tehran Press.

DOI: <https://doi.org/10.22059/jesphys.2025.376820.1007610>

Print ISSN: 2538-371X
Online ISSN: 2538-3906

بررسی الگوهای تغییرات تنش لرزه‌ای، سکون لرزه‌ای و سرعت امواج لرزه‌ای، قبل و بعد از رخداد زمین‌لرزه‌های با بزرگای بیش از ۵ در پهنه لرزه زمین‌ساختی البرز-آذربایجان

محمد امیری^۱ | محمد طالبی^۲ | حبیب رحیمی^۱ ✉

۱. گروه زلزله‌شناسی، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

۲. سازمان پیشگیری و مدیریت بحران شهر تهران، تهران، ایران.

رایانامه نویسنده مسئول: rahimih@ut.ac.ir

(دریافت: ۱۴۰۳/۳/۵، بازنگری: ۱۴۰۳/۶/۱۷، پذیرش نهایی: ۱۴۰۴/۲/۹، انتشار آنلاین: ۱۴۰۴/۳/۲۰)

چکیده

در این پژوهش، تغییرات زمانی و مکانی پارامترهای مرتبط با لرزه‌خیزی (b-value و Z-value) و تغییرات نسبت سرعت امواج لرزه‌ای ($\frac{V_p}{V_s}$)، قبل و بعد از زمین‌لرزه‌های با بزرگای بالای ۵ در پهنه لرزه‌زمین‌ساختی البرز-آذربایجان بررسی شد. برای انجام این پژوهش، فهرست‌نامه مربوط به زمین‌لرزه‌های رخ داده بعد از سال ۲۰۰۶، با حداقل بزرگای محلی (بیش از ۴/۰)، از مرکز لرزه‌نگاری کشور استخراج و پس از پردازش‌های اولیه، مورد استفاده قرار گرفت. پردازش‌ها شامل حذف داده‌های غیر زمین‌ساختی ناشی از انفجارهای معدنی، زمین‌لرزه‌های وابسته (پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها) و داده‌هایی با بزرگای کمتر از حد آستانه کامل بودن فهرست‌نامه بودند. نتایج این مطالعه گذشته‌نگر نشان دادند که پیش از وقوع تمامی ۷ زمین‌لرزه مورد بررسی، حداقل یکی از ناهنجاری‌های مرتبط با پارامترهای لرزه‌خیزی و تغییرات سرعت امواج لرزه‌ای، قابل مشاهده بوده است. عمده مناطقی که در طی زمان دارای روند کاهشی قابل‌توجه در b-value بوده و مقدار کمتر از ۱/۰ را برای این پارامتر ثبت کرده‌اند و به‌طور همزمان، دارای مقدار Z-value بزرگ‌تر یا مساوی ۳ باشند، مستعد رخداد زمین‌لرزه‌های با اهمیت (دارای بزرگای محلی بیش از ۵) در آینده هستند. همچنین، تغییرات سرعت امواج لرزه‌ای نیز می‌توانند بیانگر تغییرات میزان تنش موجود در پوسته یک منطقه باشند و نتایج نشان داد که ناهنجاری‌های کاهشی پارامتر $\frac{V_p}{V_s}$ از نظر مکانی با رخداد زمین‌لرزه‌های اصلی تطابق دارند. در مجموع، یافته‌های این پژوهش بیانگر آنند که ناهنجاری‌های زمانی و مکانی پارامترهای لرزه‌خیزی و سرعت امواج لرزه‌ای، می‌توانند به‌عنوان پیش‌نشانگرهای قابل‌تأمل برای شناسایی مناطق مستعد وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ در آینده در نظر گرفته شوند.

واژه‌های کلیدی: پیش‌نشانگرهای زمین‌لرزه، پارامترهای لرزه‌خیزی، تنش لرزه‌ای، سکون لرزه‌ای، تغییرات سرعت امواج لرزه‌ای، البرز-آذربایجان.

۱. مقدمه

تعیین این پارامترها در مطالعات پایش لرزه‌خیزی منطقه، الگوهای لرزه‌خیزی، امکان بررسی آنها به‌عنوان پیش‌نشانگر زمین‌لرزه و ارائه مدل‌های مختلف پیش‌یابی زمین‌لرزه ضروری است و می‌تواند در جهت آماده‌سازی مردم و سازمان‌های مربوطه به‌منظور استحکام بخشیدن به بناها و نظارت بر ساخت‌وساز اصولی برای کاهش آثار مخرب ناشی از وقوع زمین‌لرزه، قابل‌تأمل باشد.

در کشورهای زلزله‌خیزی مانند ایران، افزایش دانش درباره زمین‌لرزه، داشتن آمادگی لازم و کاهش آثار مخرب آن، اهمیت زیادی دارد و می‌توان نتیجه گرفت که مطالعه روش‌های پیش‌یابی زمین‌لرزه و آشنایی با پیش‌نشانگرها خالی‌ازلطف نیست. پارامترهای لرزه‌خیزی نظیر b-value و Z-value، می‌توانند بیانگر الگوی لرزه‌خیزی و ویژگی‌های لرزه‌زمین‌ساختی منطقه باشند.

استناد: امیری، محمد؛ طالبی، محمد و رحیمی، حبیب (۱۴۰۴). بررسی الگوهای تغییرات تنش لرزه‌ای، سکون لرزه‌ای و سرعت امواج لرزه‌ای، قبل و بعد از رخداد زمین‌لرزه‌های با

بزرگای بیش از ۵ در پهنه لرزه زمین‌ساختی البرز-آذربایجان. مجله فیزیک زمین و فضا، ۵۱(۱)، ۱-۱۵. DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2025.376820.1007610>

رایانامه: (۱) mamiri0023@gmail.com (۲) talebi.mining@gmail.com



ناشر: مؤسسه انتشارات دانشگاه تهران.

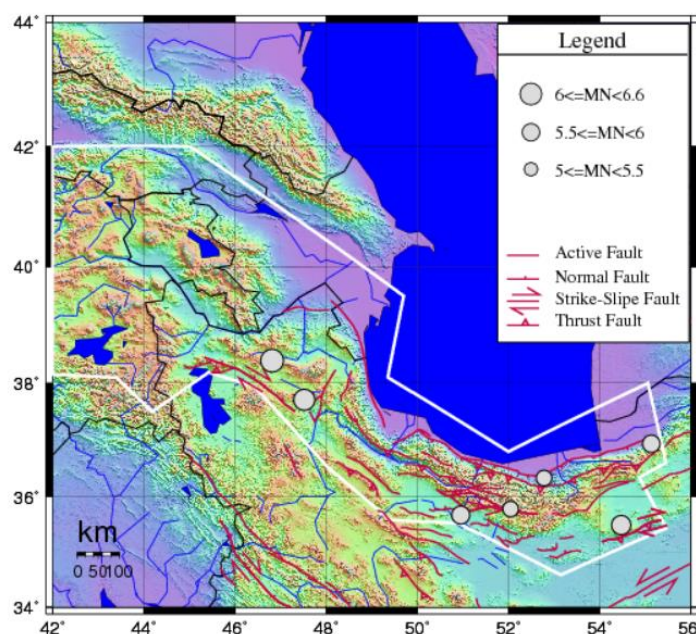
DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2025.376820.1007610>

لرزه‌زمین‌ساختی فلات ایران برخوردار باشد. پهنه لرزه‌زمین‌ساختی البرز-آذربایجان (منطقه مورد مطالعه)، به‌طور تقریبی در محدوده ۳۵ تا ۴۲ درجه شمالی و ۴۲ تا ۵۵ درجه شرقی قرار دارد (شکل ۱).

این پهنه، متشکل از زیرپهنه‌های لرزه‌زمین‌ساختی البرز و آذربایجان است و بخش‌های شمال و شمال غرب ایران را دربردارد. طول تقریبی پهنه البرز، ۱۰۰۰ کیلومتر و عرض آن از حدود ۵۰ تا بیش از ۱۰۰ کیلومتر متغیر است و از شمال، به گسل خزر، از جنوب، به گسل‌های مشاء، شمال قزوین، شمال تهران، گرمسار و آستانه، از غرب، به کوه‌های تالش و از شرق، به منطقه بینالود منتهی می‌شود. سازوکار کانونی برخی از زمین‌لرزه‌ها در البرز غربی و شرقی، امتدادلغز چپ‌گرد بوده و این سازوکار در البرز مرکزی، عمدتاً معکوس با مولفه امتدادلغز چپ‌گرد است. اغلب زمین‌لرزه‌های رخ داده، کم‌عمق (با عمق کمتر از ۲۰ کیلومتر) هستند و در مقایسه با پهنه زاگرس از دوره دوره بازگشت طولانی‌تری برخوردارند (میرزایی و همکاران، ۱۹۹۸؛ موسویان و تاتار، ۱۳۹۲؛ نعمتی، ۱۳۹۸؛ تدین و مصدق‌زاده، ۱۴۰۰).

آگاهی از تغییرات نسبت سرعت امواج لرزه‌ای ($\frac{V_p}{V_s}$) نیز به‌دلیل احتمال رخداد زمین‌لرزه‌های مخرب، از دیدگاه لرزه‌خیزی و لرزه‌زمین‌ساختی حائز اهمیت است. جهت تعیین پارامترهای زمین‌لرزه (زمان، مختصات کانونی، بزرگا، عمق و...)، مطالعه لرزه‌خیزی، شناسایی گسل‌های فعال لرزه‌زا و مطالعات پیش‌نشانگر زمین‌لرزه نیاز به اطلاعات دقیقی از ساختار سرعتی پوسته و گوشته فوقانی است. این مهم، با اندازه‌گیری سرعت امواج لرزه‌ای و محاسبه پارامتر $\frac{V_p}{V_s}$ به‌دست می‌آید. محاسبه پارامتر $\frac{V_p}{V_s}$ و تغییرات آن نسبت به زمان در بازه‌های زمانی مشخصی قبل از وقوع زمین‌لرزه‌ها، می‌تواند ابزاری مفیدی برای مطالعات پیش‌نشانگری و بررسی احتمال وقوع زمین‌لرزه باشند.

در پژوهش حاضر، به تحلیل پارامترهای Z -value و $\frac{V_p}{V_s}$ در فضاهای زمانی و مکانی، قبل از رخداد زمین‌لرزه‌های مهم (دارای بزرگای محلی بیش از ۵) پهنه لرزه‌زمین‌ساختی البرز-آذربایجان، پرداخته شده است. نتایج این مطالعه، می‌تواند از اهمیت بالایی در مطالعات پیش‌نشانگری زمین‌لرزه برای سایر پهنه‌های



شکل ۱. رومرکز زمین‌لرزه‌های رخ داده با بزرگای بیش از ۵، طی سال‌های ۲۰۱۰ تا ۲۰۲۲ در پهنه لرزه‌زمین‌ساختی البرز-آذربایجان، همراه با خط اثر گسل‌های منطقه و چند ضلعی سفیدرنگ (محدوده پهنه مذکور) (میرزایی و همکاران، ۱۹۹۸؛ حسامی و همکاران، ۲۰۰۳).

شورلر و همکاران، ۲۰۰۵). برای محاسبه مقدار b ، معمولاً از روش تخمین حداکثر درست‌نمایی آکی (۱۹۶۵) استفاده می‌شود و روش مورد استفاده در پژوهش حاضر، در بستر بسته نرم‌افزاری متن‌باز ZMAP (ویمر، ۲۰۰۱) بوده است. در این روش، مقدار b ، با به‌کارگیری رابطه (۲)، محاسبه می‌شود:

$$b = \frac{1}{\bar{M} - M_{\min}} \log e \quad (2)$$

در این رابطه، $\bar{M}$ میانگین بزرگ، $M_{\min}$ کمترین بزرگ (M_c) موجود در فهرست‌نامه منطقه مورد مطالعه و e نیز عدد نپر است.

۲-۱-۲. Z-value

پارامتر لرزه‌خیزی Z-value، بیانگر ناهنجاری‌های مرتبط با پدیده سکون لرزه‌ای است. این پارامتر، از مقایسه میانگین نرخ لرزه‌خیزی در یک دوره زمانی با میانگین کلی نرخ لرزه‌خیزی در همان منطقه، با استفاده از تابع میانگین بلندمدت (LTA)، محاسبه شده و دوره احتمالی ناهنجاری سکون لرزه‌ای، قبل از یک زمین‌لرزه اصلی را شناسایی می‌کند. تحلیل پدیده سکون لرزه‌ای نیز در بستر ZMAP، ارائه شده که یکی از ابزارهای متداول برای شناسایی نرخ لرزه‌خیزی است (اوزورتورک و بایراک، ۲۰۱۲).

برای نخستین بار، هابرم (۱۹۸۳) این پارامتر را برای تعیین تغییرات زمانی و مکانی آهنگ لرزه‌خیزی، در بازه‌های زمانی متفاوت، از طریق رابطه (۳)، به‌کار برد:

$$Z = \frac{R_{all} - R_{wl}}{\sqrt{\frac{\sigma_{all}^2}{n_{all}} + \frac{\sigma_{wl}^2}{n_{wl}}}} \quad (3)$$

در رابطه (۳)، R_{all} میانگین نرخ لرزه‌خیزی در پیش‌زمینه یا کل بازه زمانی بوده و شامل پنجره زمانی می‌باشد، R_{wl} میانگین نرخ لرزه‌خیزی برای کل دوره پس‌زمینه یا بازه زمانی مورد نظر (پنجره موقت زمانی)، σ انحراف استاندارد و n نیز تعداد نمونه‌ها می‌باشند (هابرم، ۱۹۸۳). پنجره‌های زمانی، متحرک بوده و در هر نقطه از زمان، قابلیت حرکت دارند. در واقع، تابع میانگین بلندمدت مقدار Z را به‌عنوان تابعی از زمان محاسبه می‌کند

پهنه آذربایجان در میان کوه‌زاده‌های تراسی بزرگ قفقاز در شمال، رشته‌کوه‌های زاگرس در جنوب و رشته‌کوه‌های البرز در شرق قرار دارد و بخش‌هایی از کشورهای ترکیه، آذربایجان، ارمنستان و شمال غرب ایران را در برمی‌گیرد. این پهنه، متشکل از گسل‌ها، چین‌ها و آتشفشان‌ها است. در پهنه آذربایجان، روندهای شرقی-غربی و شمال غربی-جنوب شرقی، دیده می‌شود. روند شرقی-غربی، دربرگیرنده گسل‌های معکوس، راندگی‌ها و چین‌ها است. روند شمال غربی-جنوب شرقی نیز دربرگیرنده گسل‌های امتدادلغز راست گرد است. این پهنه، شامل گسل‌های مهمی از جمله گسل شمال تبریز، گسل بزقوش، گسل ماسوله و گسل تالش است. در مجموع، سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها در آن، امتدادلغز با کمی مؤلفه نرمال است. عمق اکثر زمین‌لرزه‌ها نیز کم‌تر از ۴۰ کیلومتر است (میرزائی و همکاران، ۱۹۹۸؛ مهرپوریان و همکاران، ۱۳۹۲؛ امامی و همکاران، ۱۳۹۳؛ نعمتی، ۱۳۹۸).

۲. روش پژوهش

۱-۲. پارامترهای لرزه‌خیزی Z-value و b-value

۲-۱-۱. b-value

در طبیعت، فراوانی زمین‌لرزه‌های کوچک نسبت به زمین‌لرزه‌های بزرگ، بیشتر است. توزیع فراوانی زمین‌لرزه‌ها با به‌کارگیری رابطه فراوانی-بزرگ (گوتنبرگ و ریشتر، ۱۹۴۴)، از طریق رابطه (۱) بیان می‌شود:

$$\log_{10} N = a - bM \quad (1)$$

در رابطه (۱)، N تعداد زمین‌لرزه‌های با بزرگای بزرگ‌تر یا مساوی M (M_c)، a (a-value) عرض‌ازمبدأ نمودار و b (b-value) شیب خط نمودار است. a ، سطح فعالیت لرزه‌خیزی در منطقه و مقدار b ، نسبت تعداد زمین‌لرزه‌های کوچک به بزرگ را نشان می‌دهد. پارامتر b ، مرتبط با ساختار زمین‌ساختی و وابسته به تنش تجمع‌یافته‌شده است. مقادیر بالای b ، اغلب در مناطقی که روند تجمع تنش کاهشی دارند، مشاهده می‌شود (ویمر و ویس، ۲۰۰۲؛

زمان سیر و رسید فازهای لرزه‌ای اشاره کرد. در این پژوهش، برای محاسبه پارامتر $\frac{V_p}{V_s}$ ابتدا نمودارهای زمان-مسافت امواج P و S که با ترسیم مقادیر زمان‌های طی شده نسبت به فاصله کانونی زمین لرزه از ایستگاه‌های موردنظر به دست می‌آیند، رسم شدند. شیب نمودارهای مذکور، سرعت امواج P و S (V_p و V_s) را نشان می‌دهد. در واقع، سرعت امواج P و S با تقسیم مقادیر فاصله کانونی هر زمین لرزه بر زمان (زمان طی شده در مسیر کانون زمین لرزه تا ایستگاه) به دست می‌آید. پس از محاسبه پارامترهای V_p و V_s ، نسبت آنها محاسبه شد. روش استفاده شده در این پژوهش، با استفاده از کدنویسی در محیط متلب گشت.

۳. جمع‌آوری و پردازش داده‌ها

در این پژوهش، به منظور تحلیل ناهنجاری‌های زمانی و مکانی پارامترهای لرزه‌خیزی (b-value و Z-value) و تغییرات نسبت سرعت امواج لرزه‌ای ($\frac{V_p}{V_s}$) مرتبط با زمین لرزه‌هایی با بزرگای محلی بزرگ‌تر یا برابر با ۵ که طی سال‌های ۲۰۱۰ تا ۲۰۲۲ در پهنه لرزه‌زمین‌ساختی البرز-آذربایجان رخ داده‌اند (شکل ۱)، ابتدا روش کار و نحوه به دست آوردن نتایج مربوطه برای یکی از زمین لرزه‌های جدول ۱ (زمین لرزه ۲۰۱۷/۱۲/۲۰ ملارد با بزرگای محلی ۵/۲) توضیح داده شده است و نتایج مربوط به سایر زمین لرزه‌ها، به صورت خلاصه در جداول ۲، ۳، ۴ و ۵ ارائه شدند. بر این اساس، فهرست‌نامه زمین لرزه‌های منطقه ملارد، شامل رخداد‌های ثبت شده از سال ۲۰۰۶ با بزرگای بیش از ۰/۴ تا ۶/۱ (کمترین و بیشترین بزرگای محلی ثبت شده در منطقه)، از مرکز لرزه‌نگاری کشوری استخراج شد. این فهرست‌نامه اولیه، شامل ۲۶۸۳۶ زمین لرزه است. بر اساس این فهرست‌نامه، در ساعت ۲۳ و ۲۷ دقیقه (به وقت محلی) روز ۲۹ آذر ماه ۱۳۹۶ هجری شمسی (روز ۲۰ دسامبر ۲۰۱۷ میلادی) زمین لرزه‌ای به بزرگای ۵/۱ (ML) در ۵ کیلومتری شمال ملارد و ۳۹ کیلومتری غرب تهران به وقوع پیوست. کانون زمین لرزه بر روی سامانه گسلی ماهدشت-جنوب کرج قرار دارد. در ادامه، به مراحل پردازش داده‌ها اشاره شده است.

(اوزتورک و بایراک، ۲۰۱۲). مقدار مثبت پارامتر Z-value در یک بازه زمانی، مربوط به مناطقی است که میانگین لرزه‌خیزی در آنها نسبت به سایر مناطق کمتر و مقدار منفی مربوط به دیگر مناطقی است که میانگین لرزه‌خیزی آنها نسبت به سایر مناطق بیشتر است. در این میان، معمولاً مقادیر بزرگ‌تر یا مساوی ۳ این پارامتر حاکی از سکون لرزه‌ای قابل تأمل هستند (هابرمن، ۱۹۸۳؛ ویمر و ویس، ۱۹۹۴).

۲-۲. تغییرات نسبت سرعت امواج لرزه‌ای ($\frac{V_p}{V_s}$)

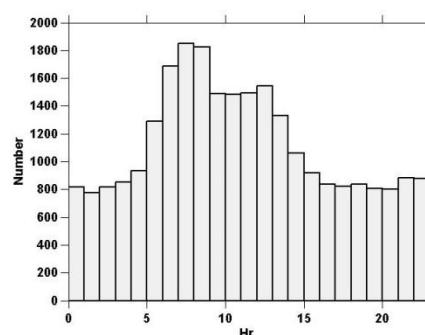
همان‌طور که پیش‌تر اشاره شد، ساختار سرعتی پوسته و گوشته فوقانی می‌تواند نقش مؤثری در جهت تعیین پارامترهای زمین لرزه و نیز مطالعات پیش‌نشانگری زمین لرزه داشته باشد. تجربیات آزمایشگاهی نشان داده‌اند که پارامتر $\frac{V_p}{V_s}$ با سنگ‌شناسی منطقه مورد مطالعه و ساختار پوسته ارتباط دارد. همچنین ریزترک و شکستگی‌ها نیز با میدان تنش حاکم بر منطقه مرتبط هستند. افزایش آنها باعث تفاوت مقدار سیالات در بین سنگ‌ها شده و سرعت امواج لرزه‌ای را تحت تأثیر قرار می‌دهند. وقتی سنگ دچار اتساع می‌شود، فشار مایع منفذی افت شدیدی پیدا کرده و در نتیجه، سرعت موج P شدیداً کاهش خواهد یافت. به طور همزمان، روند کاهشی کمی نیز در سرعت موج S به وجود می‌آید. تغییرات پارامتر $\frac{V_p}{V_s}$ می‌تواند با روند لرزه‌خیزی منطقه مورد مطالعه مرتبط باشد. وجود ترک و میزان اشباع‌شدگی در محیط‌های متخلخل، از جمله عواملی هستند که در تعیین پارامتر $\frac{V_p}{V_s}$ نقش دارند. به عبارت دیگر، زمانی که تنش در یک منطقه افزایش می‌یابد، سنگ‌ها فشرده شده و ریزترک خوردگی‌هایی در آنها ایجاد می‌شود. این فشارها مانع از انتشار امواج P گشته و کاهش سرعت امواج P را در پی دارند و باعث تغییر پارامتر $\frac{V_p}{V_s}$ می‌شوند (توکلی، ۱۳۸۲؛ مختاری و همکاران، ۱۳۸۷؛ رضاپور و متقی، ۱۳۸۸؛ صاحب‌سرا، ۱۳۹۶). روش‌های مختلفی برای محاسبه پارامتر $\frac{V_p}{V_s}$ استفاده می‌شود که از جمله آنها می‌توان به روش‌های توموگرافی، روش همبستگی متقابل شکل موج، روش واداتی و استفاده از

جدول ۱. مشخصات زمین‌لرزه‌های رخ داده با بزرگای بیش از ۵، طی سال‌های ۲۰۱۰ تا ۲۰۲۲ در منطقه مورد مطالعه.

بزرگا (M_N)	مختصات جغرافیایی زمین‌لرزه		تاریخ (UTC)	منطقه جغرافیایی زمین‌لرزه	ردیف
	عرض (درجه)	طول (درجه)			
۵	۳۶/۳۳	۵۲/۷۸	۲۰۱۲/۰۱/۱۱	مرزی‌کلا-مازندران	۱
۶/۵	۳۸/۳۹	۴۶/۸۱	۲۰۱۲/۰۸/۱۱	ورزقان-آذربایجان شرقی	۲
۵/۲	۳۵/۶۷	۵۰/۹۵	۲۰۱۷/۱۲/۲۰	ملارد-تهران	۳
۵/۹	۳۷/۷۱	۴۷/۵۲	۲۰۱۹/۱۱/۰۷	ترکمنچای-آذربایجان شرقی	۴
۵	۳۵/۷۸	۵۲/۰۵	۲۰۲۰/۰۵/۰۷	دماوند-تهران	۵
۵/۱	۳۶/۹۴	۵۵/۱۳	۲۰۲۰/۰۹/۰۶	رامیان-گلستان	۶
۵/۴	۳۵/۷۲	۴۸/۹۷	۲۰۲۰/۱۰/۲۴	آوج-قزوین	۷

۳-۱. حذف رخداد‌های محتمل غیر زمین‌ساختی

باتوجه به وجود خردزمین‌لرزه‌ها در فهرست‌نامه، پردازش‌ها در خصوص حذف رخداد‌های محتمل غیر زمین‌ساختی، صورت گرفت. رخداد‌های غیر زمین‌ساختی مانند انفجارت رخ داده در معادن، معمولاً بزرگای کمتر از ۳ دارند (طالبی و همکاران، ۲۰۱۵) و موجب افزایش غیرواقعی تعداد خردزمین‌لرزه‌ها و برآورد اشتباه در نتایج تحلیل‌ات آماری می‌شوند (ویمر و بائر، ۲۰۰۰). در شکل ۲، قله موجود در هیستوگرام زمین‌لرزه‌ها، در طی ساعات روز، نمایانگر حضور رخداد‌های غیر زمین‌ساختی در این ساعات (ساعات کاری) است.



شکل ۲. هیستوگرام زمین‌لرزه‌های منطقه، طی ساعات شبانه‌روز.

نشانه و ویژگی‌های حاصل از انفجارات را بیابند. درهرحال، این روش، در مواجهه با تعداد زیادی از اطلاعات و رخداد‌هایی که به‌صورت شبانه‌روز، پایش و ثبت می‌شوند، بسیار زمان‌بر بوده و برای منطقه‌های وسیع، عملاً ناکارآمد است (ویمر و بائر، ۲۰۰۰). بر این اساس، در پژوهش حاضر، از روش بررسی فراوانی نسبی رخداد‌ها در طول ساعت‌های شبانه‌روز (ویمر و بائر، ۲۰۰۰) برای حذف رویداد‌های محتمل غیر زمین‌ساختی استفاده‌شده است. در روش مذکور، نسبت معمول رخداد‌های روز به شب از رابطه (۴)، محاسبه می‌شود:

$$Rq = \frac{NdLn}{NnLd} \quad (4)$$

در رابطه (۴)، Nd و Nn به‌ترتیب مجموع تعداد رخداد‌ها در طول روز و شب را نشان می‌دهند. Ld و Ln نیز تعداد ساعات روز و شب را بیان می‌کنند، به‌گونه‌ای که مجموع آنها برابر با ۲۴ ساعت است (ویمر و بائر، ۲۰۰۰). در مجموع، در فهرست‌نامه، تعداد ۹۸۴۴ رویداد با بزرگای کمتر از ۳، به‌عنوان رخداد‌های غیرزمین‌ساختی، شناسایی و حذف شدند. هیستوگرام زمین‌لرزه‌ها در طی ساعات روز برای فهرست‌نامه بعد از حذف رخداد‌های غیرزمین‌ساختی (شکل ۳)، بیانگر آن است که رخداد‌های باقی‌مانده، دارای توزیع نسبتاً یکنواختی در ساعات روز، هستند و قله‌ای در آن، مشاهده نمی‌شود. این موضوع، می‌تواند تأییدکننده حذف عمده رخداد‌های غیر زمین‌ساختی باشد. شایان ذکر است که با توجه به ماهیت

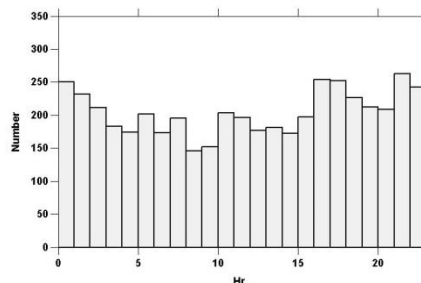
ساده‌ترین روش برای حذف انفجارات، حذف تمام رخداد‌های به وقوع پیوسته، در طول روز است. اما این کار، باعث حذف حدود ۵۰ درصد رخداد‌ها و از دست‌دادن اطلاعات مفید زیادی خواهد شد. بررسی دقیق شکل موج‌های حاصل از رخداد زمین‌لرزه‌ها، می‌تواند

هرچند به دلیل جلوگیری از افزایش حجم مقاله، نتایج حاصل از خوشه‌زدایی روش گاردنر و نوپوف (۱۹۷۴)، ارائه نشده، در مجموع نتایج حاکی از آن است که امکان مشاهده ناهنجاری‌ها پس از خوشه‌زدایی نسبت به استفاده از فهرست‌نامه اولیه، بیشتر است. همچنین، امکان مشاهده ناهنجاری‌ها در مورد فهرست‌نامه‌های باقی‌مانده از روش خوشه‌زدایی ریزنبرگ (۱۹۸۵) نسبت به فهرست‌نامه حاصل از روش گاردنر و نوپوف (۱۹۷۴)، بیش‌تر است.

۳-۳. حد آستانه کامل بودن (M_C)

حد آستانه کامل بودن فهرست‌نامه (M_C)، بیانگر بزرگای کوچک‌ترین زمین‌لرزه‌ای است که همه زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر از آن، کاملاً در فهرست‌نامه، ثبت شده باشند. M_C در بیشتر فهرست‌نامه‌ها با گذشت زمان، کاهش می‌یابد. پس از محاسبه این پارامتر، زمین‌لرزه‌های دارای بزرگای کمتر از آن، از فهرست‌نامه حذف می‌شوند (ویمر و ویس، ۲۰۰۲؛ ویسنر و ویمر، ۲۰۰۵). برای تعیین دقیق M_C ، تغییرات زمانی این پارامتر، با استفاده از روش پنجره متحرک (ویمر و همکاران، ۱۹۹۸)، با تعداد ۵۰۰ زمین‌لرزه و همپوشانی ۴، مورد بررسی قرار گرفت. همان‌طور که در شکل ۴، نشان داده شده است، تغییرات زمانی این پارامتر در منطقه، نسبتاً کم است. شایان ذکر است، نوسانات زمانی M_C می‌تواند ناشی از تغییر کیفیت و کمیت ثبت داده از ایستگاه‌های لرزه‌نگاری، دقت و توجه متصدی شبکه نسبت به ثبت خردزمین‌لرزه‌ها و... باشند.

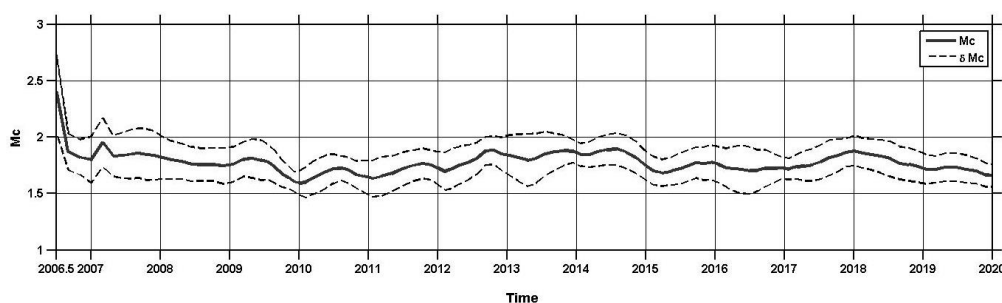
متنوع فعالیت‌های لرزه‌ای غیر زمین‌ساختی، ممکن است کماکان تعدادی از این رخدادها در فهرست‌نامه، وجود داشته باشند.



شکل ۳. هیستوگرام زمین‌لرزه‌های منطقه، طی ساعات شبانه‌روز، پس از حذف رخدادها غیر زمین‌ساختی.

۳-۲. خوشه‌زدایی

محاسبه پارامترهای لرزه‌خیزی، معمولاً با فرض توزیع پواسنی (کرامر، ۱۹۹۶) زمین‌لرزه‌ها از هم انجام می‌گیرد و وجود پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها که از لحاظ زمانی و مکانی به زمین‌لرزه اصلی وابسته‌اند، فرض مذکور را نادیده می‌گیرد. فرایند جدا کردن فهرست‌نامه به پیش‌لرزه، پس‌لرزه و زمین‌لرزه اصلی را خوشه‌زدایی می‌گویند. در پژوهش حاضر، برای انجام فرایند خوشه‌زدایی از روش ریزنبرگ (۱۹۸۵) استفاده شد. بدین منظور، متوسط خطای رومرکز زمین‌لرزه‌ها، ۱۰ کیلومتر و متوسط خطای عمقی آنها، ۱۵ کیلومتر اعمال گشت. در مجموع، ۲۰۱۶ زمین‌لرزه به عنوان رویدادهای وابسته، شناسایی و از فهرست‌نامه زمین‌لرزه‌ها حذف شدند. جهت بررسی تأثیر نوع فرایند خوشه‌زدایی در نتایج به دست آمده، از فهرست‌نامه‌های باقی‌مانده از روش‌های خوشه‌زدایی ریزنبرگ (۱۹۸۵) و گاردنر و نوپوف (۱۹۷۴) استفاده شد.



شکل ۴. تغییرات زمانی M_C در فهرست‌نامه.

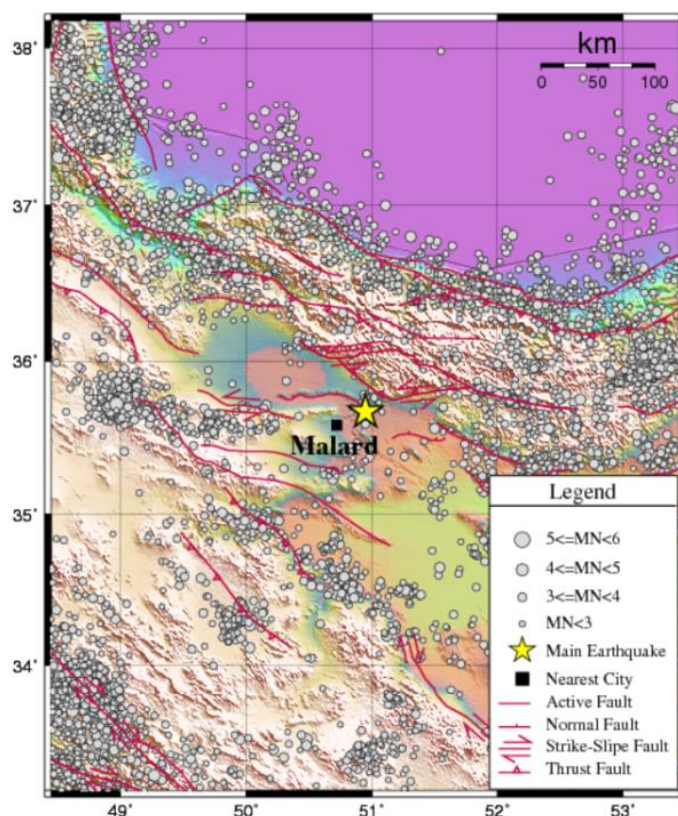
۴-۱. پارامتر لرزه‌خیزی b -value

به منظور بررسی تغییرات مکانی b -value (ناهنجاری تنش لرزه‌ای) در منطقه، از روش ویمر و ویس (۲۰۰۲) استفاده شده است. بر این اساس، تغییرات این پارامتر در یک شبکه منظم، با استفاده از تعداد N زمین‌لرزه از نزدیک‌ترین زمین‌لرزه‌ها به هر گره از شبکه، تخمین زده شده است. در این روش، N مقدار ثابتی دارد و اغلب در بازه ۵۰ تا ۵۰۰ قرار می‌گیرد. همچنین، فاصله گره‌ها از یکدیگر نیز با در نظر گرفتن عدم قطعیت‌های موجود در مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها، در نظر گرفته می‌شوند. برای رسم نقشه تغییرات مکانی b (شکل ۶)، تعداد ۲۵۰ زمین‌لرزه نزدیک‌تر به هر گره و با بزرگای بیشتر از $M_C(2/2)$ در شبکه، در نظر گرفته و فاصله گره‌ها نیز در حدود ۲۰ کیلومتر (۰/۲ درجه) لحاظ شد (فاصله گره‌های استفاده شده، تقریباً خطای موجود در تعیین مکان رومرکزها را پوشش می‌دهد).

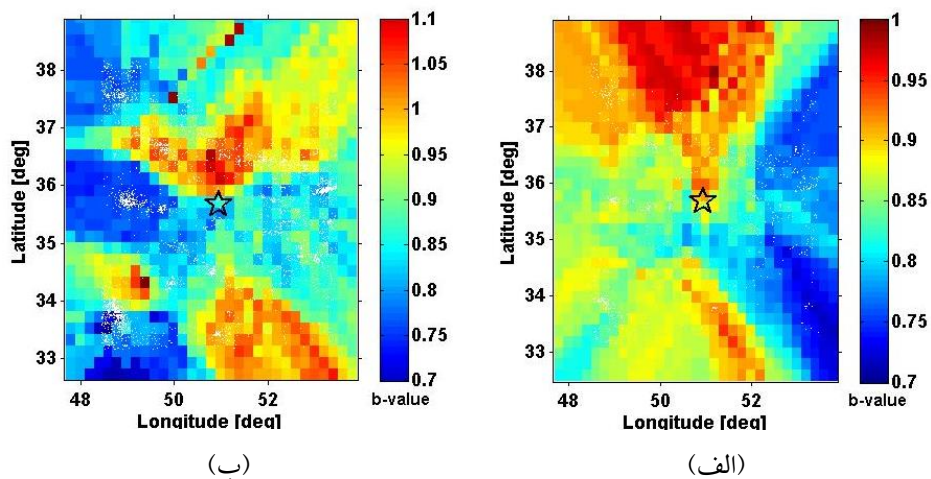
باتوجه به تغییرات زمانی M_C در شکل ۴، مقدار این پارامتر، ۲/۲ تعیین شد و ۱۰۰۱۷ زمین‌لرزه با بزرگای کوچک‌تر از آن، از فهرست‌نامه حذف شدند. فهرست‌نامه اولیه، شامل ۲۶۸۳۶ زمین‌لرزه بود که پس از پردازش‌های صورت گرفته (حذف داده‌های حاصل از انفجار، حذف داده‌های وابسته و حذف داده‌هایی با بزرگای کمتر از M_C به ۴۹۱۹ زمین‌لرزه رسید (شکل ۵).

۴. نتایج و بحث

همان‌طور که پیش‌تر گفته شد، باتوجه به تعداد زمین‌لرزه‌های هدف (جدول ۱)، نتایج تحلیل‌های صورت گرفته، تنها برای یکی از زمین‌لرزه‌های جدول ۱ (زمین‌لرزه ۲۰۱۷/۱۲/۲۰ ملارد با بزرگای محلی ۵/۲) به تصویر درآمد و در ادامه، نتایج مربوط به سایر زمین‌لرزه‌ها، به صورت خلاصه، در جداول ۲ و ۳ ارائه شدند.



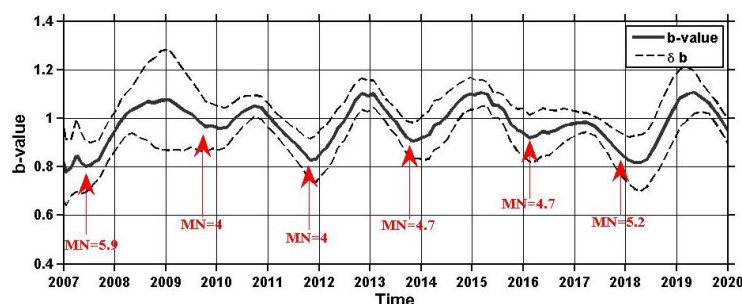
شکل ۵. نقشه لرزه‌زمین‌ساخت منطقه بر اساس فهرست‌نامه پردازش شده. ستاره زرد، رومرکز زمین‌لرزه سال ۲۰۱۷ ملارد را نشان می‌دهد. خط اثر گسل‌های منطقه از مطالعه حسامی و همکاران (۲۰۰۳) استخراج شده است.



شکل ۶. تغییرات مکانی b در منطقه بر اساس فهرست‌نامه. (الف) از ابتدای ۲۰۰۶ تا ۱ روز قبل از رخداد زمین‌لرزه. (ب) بعد از رخداد زمین‌لرزه. ستاره سیاه، رومرکز زمین‌لرزه ملارد و نقاط سفید، موقعیت سایر زمین‌لرزه‌های منطقه را نشان می‌دهند.

در مدت‌زمان مشخصی ارائه می‌دهد (شکل ۷). در این شکل، تغییرات زمانی پارامتر b ، با استفاده از روش پنجره‌های زمانی متحرک با ۱۰۰ زمین‌لرزه و همپوشانی ۸، به‌دست آمده است. در شعاع ۱۵۰ کیلومتری از رومرکز زمین‌لرزه ملارد مشاهده می‌شود که بازه زمانی کمترین مقادیر b ، با رخداد زمین‌لرزه‌های مهم منطقه، هماهنگی بسیار خوبی دارند. بعد از هر افت در نمودار، یک‌روند افزایشی در مقدار b ، دیده می‌شود که می‌تواند به‌دلیل کاهش تنش ناشی از رخداد یک زمین‌لرزه نسبتاً مهم، ایجاد شده باشد. البته ممکن است که این نوسانات، تنها تحت‌تأثیر یک زمین‌لرزه ایجاد نشده و بازتابی از تغییرات تنش در کل گستره، باشند. در هر حال، در شکل ۷، به‌وضوح دیده می‌شود که تقریباً کمی بیشتر از ۱ سال قبل از رخداد زمین‌لرزه، پارامتر b ، روند کاهشی (تجمع تنش) و پس از آن، روند افزایشی (آزادشدن تنش) را داشته است.

همان‌طور که پیش‌تر گفته شد، مقادیر b ، می‌توانند به‌عنوان نمودی از میزان تنش موجود در یک منطقه، در نظر گرفته شوند. مطالعات مختلف نیز حاکی از تطابق مکانی بخش‌های دارای مقادیر پایین b ، با زمین‌لرزه‌های اصلی بوده‌اند (ویمر و شورلمر، ۲۰۰۵). چنانچه در شکل ۶ دیده می‌شود، در حالت کلی، توزیع مکانی پارامتر b ، به‌صورت غیریکنواخت است. در شکل ۶- الف (قبل از رخداد زمین‌لرزه)، رومرکز در مناطقی با مقادیر کم پارامتر b ، قرار دارد. این مناطق می‌توانند بیانگر افزایش تجمع تنش قابل‌توجه در طی زمان باشند. در این صورت، مقدار b ، روند کاهشی از خود نشان می‌دهد. این تنش تجمع یافته، نهایتاً توسط رخداد زمین‌لرزه‌ای بااهمیت، آزاد شده و سپس b ، از روند کاهشی خود، خارج شده و مقدار آن مطابق با شکل ۶- ب، افزایش می‌یابد. تغییرات زمانی پارامتر b نیز دیدی کلی از وضعیت تنش در منطقه و میزان فعالیت لرزه‌ای آن



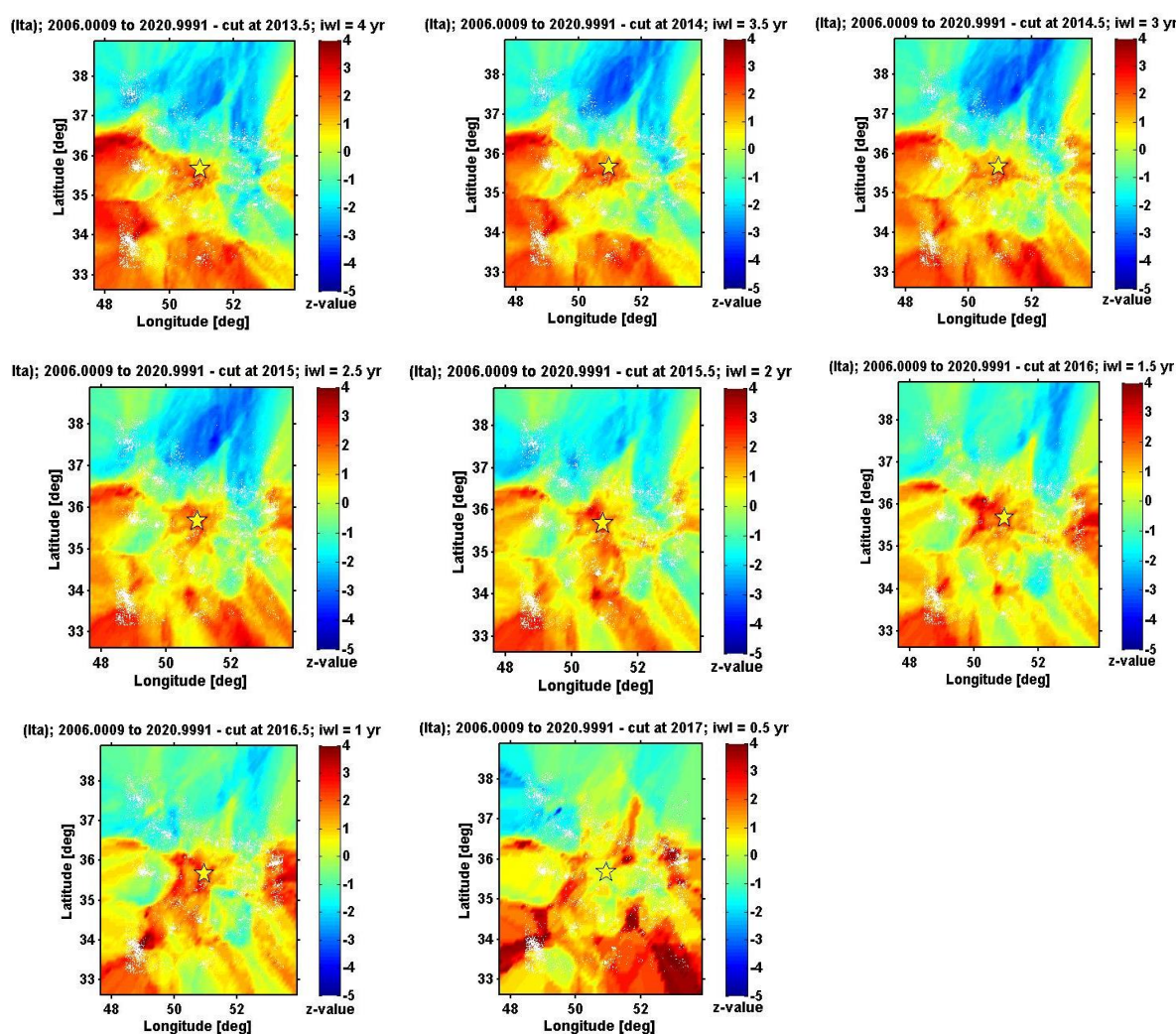
شکل ۷. تغییرات زمانی پارامتر b .

۲-۴. پارامتر لرزه‌خیزی Z-value

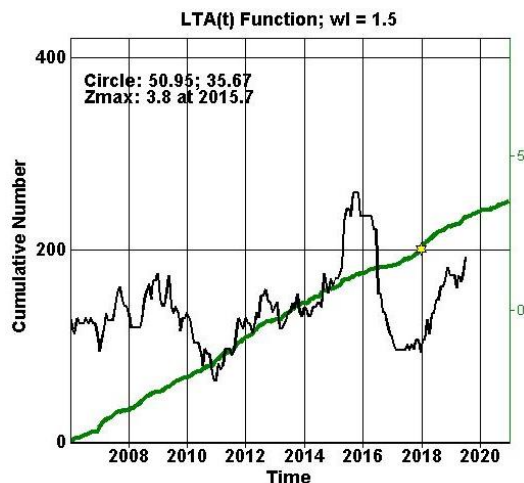
پنجره زمانی در ادامه تحلیل‌ها، استفاده شده است. برای بررسی تغییرات زمانی Z-value (تخمین زمان شروع سکون لرزه‌ای) نیز مقادیر تابع LTA، برای زمین‌لرزه‌های واقع در پیرامون رومرکز زمین‌لرزه (۲۵۰) زمین‌لرزه نزدیک به رومرکز) محاسبه و در شکل ۹ ترسیم شده است. از آنجاکه سکون لرزه‌ای در شکل ۸ با پنجره زمانی ۱/۵ سال، بهتر نمایان است، در اینجا نیز از همین پنجره، بهره‌جویی شده است. بر مبنای شکل ۹، این تابع در اواسط سال ۲۰۱۵ دارای بیشترین مقدار (Z_{max}) است ۳/۸ که متناظر با دوره‌ای حدوداً ۲ ساله برای سکون لرزه‌ای است.

به منظور بررسی تغییرات مکانی Z-value (ناهنجاری سکون لرزه‌ای)، از مجموعه‌ای از پنجره‌های زمانی (TWs) یا iwl (۰/۵، ۱، ۱/۵، ۲، ۲/۵، ۳، ۳/۵ و ۴ سال، استفاده شده است (شکل ۸) (اوزتورک و بایراک، ۲۰۱۲).

در اکثر نقشه‌های موجود در شکل ۸، منطقه‌ای با سکون لرزه‌ای قابل مشاهده است. در حال، در این میان، به نظر می‌آید در نقشه مربوط به پنجره زمانی ۱/۵ سال، سکون لرزه‌ای، به صورت متراکم‌تر و با مقادیر بیشتری حول رومرکز زمین‌لرزه ملارد وجود دارد؛ لذا از این



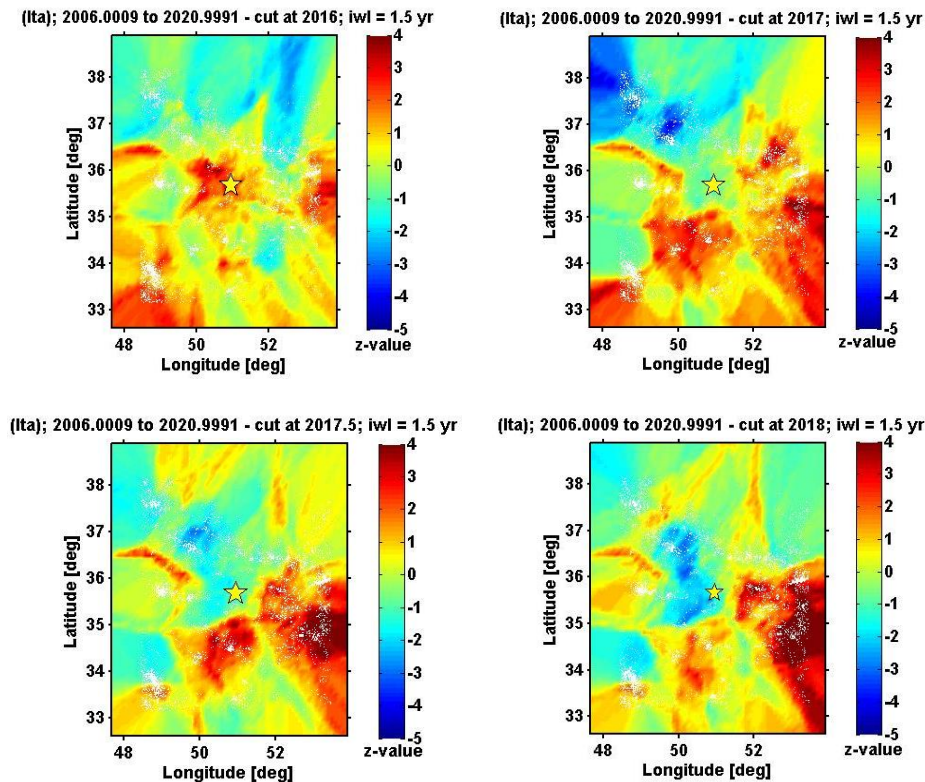
شکل ۸. نقشه‌های تغییرات مکانی Z با اعمال پنجره‌های زمانی، با دوره‌های ۰/۵، ۱، ۱/۵، ۲، ۲/۵، ۳، ۳/۵ و ۴ سال. ستاره زرد، رومرکز زمین‌لرزه را نشان می‌دهند.



شکل ۹. توزیع تجمعی فراوانی زمین‌لرزه‌ها (منحنی سیاه‌رنگ) و مقادیر تابع LTA (منحنی سبز رنگ) برحسب زمان. ستاره زرد، رومرکز زمین‌لرزه را نشان می‌دهد.

می‌شود، بعد از رخداد زمین‌لرزه ملارد در سال ۲۰۱۷، سکون لرزه‌ای ازین‌رفته و پارامتر Z ، مقداری منفی به خود گرفت‌است. این موضوع، نشان‌دهنده افزایش میانگین نرخ لرزه‌خیزی حول رومرکز زمین‌لرزه است.

به‌منظور نشان‌دادن تغییرات مکانی پارامتر Z در طول زمان (قبل و بعد از رخداد زمین‌لرزه)، نقشه Z -value، برای چندین دوره زمانی مختلف با طول پنجره متحرک ۱/۵ سال، در شکل ۱۰ ترسیم شده‌است. همان‌طور که مشاهده



شکل ۱۰. تغییرات مکانی سکون لرزه‌ای در طول زمان (قبل و بعد از رخداد زمین‌لرزه)، برای زمان‌های مختلف بین سال‌های ۲۰۱۶ تا ۲۰۱۸ با پنجره زمانی ۱/۵ سال. ستاره زرد، رومرکز زمین‌لرزه را نشان می‌دهد.

همان‌طور که پیش‌تر بیان شد، نتایج تحلیل پارامترهای b و Z برای سایر زمین‌لرزه‌های هدف، در جدول ۲ ارائه گشته‌است.

به‌منظور تحلیل پارامتر $\frac{V_p}{V_s}$ مرتبط با زمین‌لرزه‌های هدف (شکل ۱ و جدول ۱)، نتایج مربوطه برای زمین‌لرزه ملارد نشان داده شده و نتایج مربوط به سایر زمین‌لرزه‌ها به‌صورت خلاصه در جدول ۳، ارائه شده‌است.

۴-۳. تغییرات نسبت سرعت امواج لرزه‌ای ($\frac{V_p}{V_s}$)

جدول ۲. نتایج کیفی و کمی بررسی ناهنجاری‌های زمانی پارامترهای b و Z برای قبل از زمین‌لرزه‌های هدف. Δb ، اختلاف میزان پارامتر b در ابتدا و انتهای بازه زمانی ناهنجاری (✓: مشاهده شد و ✗: مشاهده نشد).

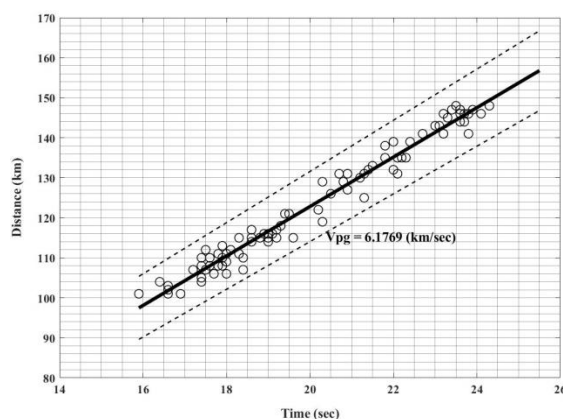
ردیف	منطقه جغرافیایی زمین‌لرزه	تاریخ (UTC)	بزرگا (M_N)	b-value				Z-value		
				ناهنجاری زمانی	ناهنجاری مکانی	طول بازه زمانی (روز)	Δb	مقدار نهایی (در پایان طول بازه زمانی)	ناهنجاری زمانی	ناهنجاری مکانی
۱	مرزی‌کلا-مازندران	۱۳۸۱/۰۱/۱۱	۵	✓	✓	۱۰۸	۱۷۶ ۰/۸	۰/۸۳۶۳	✓	✓
۲	ورزقان-آذربایجان شرقی	۱۳۸۱/۰۸/۱۱	۶/۵	✓	✓	۱۱۶	۰/۳۱ ۰/۴	۰/۸۴	✓	✓
۳	ملارد-تهران	۱۳۸۱/۱۲/۲۰	۵/۲	✓	✓	۳۸۵	۱۶۵ ۰/۸	۰/۸۱۶۷	✓	✓
۴	ترکمنچای-آذربایجان شرقی	۱۳۸۱/۱۱/۰۷	۵/۹	✓	✓	۳۵	۱۰۲ ۰	۱/۱۵۷	✓	✓
۵	دماوند-تهران	۱۳۸۱/۰۵/۰۷	۵	✓	✓	۲۶۱	۱۹۱ ۰/۳	۰/۹۱۳۷	✓	✗
۶	رامیان-گلستان	۱۳۸۱/۰۹/۰۶	۵/۱	✓	✗	۱۰۷	۱۰۲ ۰/	✗	✓	✗
۷	آوج-قزوین	۱۳۸۱/۱۰/۲۴	۵/۴	✓	✓	۷۹	۰/۷۹ ۰/۴	۰/۹۷۹۶	✗	✗

جدول ۳. نتایج کیفی و کمی بررسی ناهنجاری‌های پارامتر $\frac{V_p}{V_s}$ برای قبل از زمین‌لرزه‌های هدف. ΔV ، اختلاف میزان پارامتر $\frac{V_p}{V_s}$ در ابتدا و انتهای بازه زمانی ناهنجاری و علامت ✗، موارد بدون ناهنجاری را بیان می‌کنند (✓: مشاهده شد و ✗: مشاهده نشد).

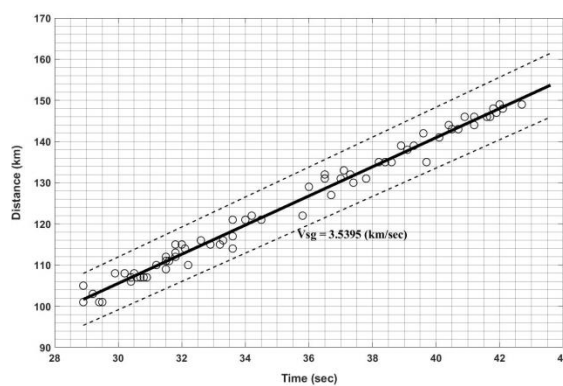
ردیف	منطقه جغرافیایی زمین‌لرزه	تاریخ (UTC)	بزرگا (M_N)	$\frac{V_p}{V_s}$		
				ناهنجاری	طول بازه زمانی (روز)	ΔV
۱	مرزی‌کلا-مازندران	۱۳۸۱/۰۱/۱۱	۵	✓	۲۱۹	۰/۷۰۱
۲	ورزقان-آذربایجان شرقی	۱۳۸۱/۰۸/۱۱	۵	✓	۱۵۰	۰/۳۰۴
۳	ملارد-تهران	۱۳۸۱/۱۲/۲۰	۵/۴	✓	۳۸۰	۰/۴۹۹
۴	ترکمنچای-آذربایجان شرقی	۱۳۸۱/۱۱/۰۷	۵/۲	✗	✗	✗
۵	دماوند-تهران	۱۳۸۱/۰۵/۰۷	۶	✗	✗	✗
۶	رامیان-گلستان	۱۳۸۱/۰۹/۰۶	۵/۷	✗	✗	✗
۷	آوج-قزوین	۱۳۸۱/۱۰/۲۴	۵/۱	✗	✗	✗

طی شده را نشان می‌دهند، ترسیم گشته‌اند. سپس از طریق اندازه‌گیری شیب نمودارهای مذکور، سرعت امواج P و S و در نتیجه نسبت آنها تخمین زده شده است. در ادامه محاسبات، نمودارهای زمان-مسافت مربوط به امواج پیکری و تغییرات نسبت آنها در طی زمان، رسم شدند (شکل‌های ۱۱، ۱۲ و ۱۳). روش بیان شده برای سایر زمین‌لرزه‌های هدف نیز به کار رفته است.

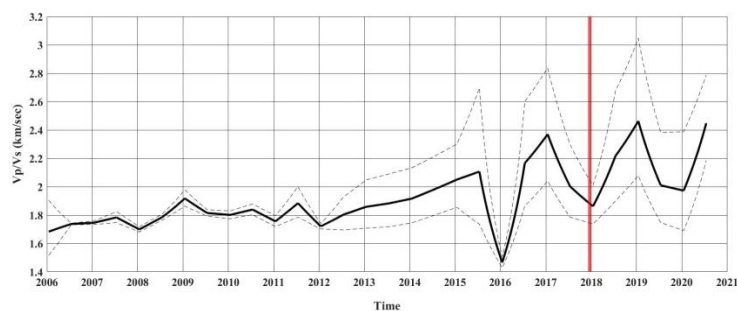
برای محاسبه پارامتر $\frac{V_p}{V_s}$ از فازهای قرائت شده g امواج P و S که توسط ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری کشوری، در فاصله کمتر از ۱۵۰ کیلومتری زمین‌لرزه ثبت شده‌اند، استفاده شده است (به دلیل کم‌تر کردن اثر تداخل فازهای g و n، فواصل کم‌تر از ۱۵۰ کیلومتر در نظر گرفته شدند). ابتدا، نمودارهای مسافت-زمان امواج Pg و Sg که با ترسیم مقادیر فاصله رومرکز زمین‌لرزه از ایستگاه‌های موردنظر، نسبت به زمان



شکل ۱۱. نمودار مسافت-زمان امواج Pg در منطقه.



شکل ۱۲. نمودار مسافت-زمان امواج Sg در منطقه.



شکل ۱۳. تغییرات زمانی پارامتر $\frac{V_p}{V_s}$ برای قبل و بعد از رخداد زمین‌لرزه. خط قرمز، رخداد زمین‌لرزه ملارد را نشان می‌دهد.

چنانچه پیش‌تر اشاره شد، نمودار شکل ۱۳ می‌تواند با سنگ‌شناسی منطقه و ساختار پوسته ارتباط داشته باشد و دید کلی از وضعیت تنش و میزان فعالیت لرزه‌ای برحسب زمان را ارائه دهد. در واقع، در این شکل مشاهده می‌شود که بازه زمانی کاهش پارامتر $\frac{V_p}{V_s}$ با رخداد زمین‌لرزه ملارد هماهنگی خوبی دارد و تقریباً از حدود ۵ ماه قبل از رخداد این زمین‌لرزه، این پارامتر روند کاهشی (تجمع تنش) و پس از آن، روندی افزایشی (آزاد شدن تنش) را تجربه کرده است. همچنین، ممکن است که سایر نوسانات موجود در شکل، تنها تحت‌تأثیر یک زمین‌لرزه ایجاد نشده و بازتابی از تغییرات تنش در کل گستره باشند.

۵. نتیجه‌گیری

یافته‌های مقاله نشان داد که ناهنجاری‌های قابل‌توجهی در حداقل یکی از پارامترها (Z-value, b-value و $\frac{V_p}{V_s}$) قبل از وقوع زمین‌لرزه‌ها با بزرگای بالای ۵ وجود دارد. قبل از وقوع زمین‌لرزه‌های هدف در پهنه، b-value به‌طور قابل‌توجهی کاهش یافته و به زیر ۱ رسیده است. این کاهش، معمولاً به افزایش تنش لرزه‌ای در منطقه مرتبط است و می‌تواند به‌عنوان یک پیش‌نشانگر و نشانه‌ای از آماده‌سازی برای وقوع زمین‌لرزه‌ای بزرگ باشد. در مجموع، در مناطق با b-value کمتر از ۱، احتمال وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر افزایش می‌یابد. مقادیر زیاد Z-value (بالتر از ۳) نیز نشان‌دهنده سکون لرزه‌ای و کاهش نرخ لرزه‌خیزی در بازه‌های زمانی مشخص هستند که پیش از رخداد زمین‌لرزه‌های بزرگ و به‌ویژه در سال‌های منتهی به آنها مشاهده می‌شوند. این نتایج با مطالعات قبلی که نشان می‌دهند سکون لرزه‌ای می‌تواند علامتی از آمادگی یک منطقه برای وقوع زمین‌لرزه بزرگ باشد، تطابق دارد. همچنین، یافته‌های این مقاله نشان داد که ناهنجاری‌های کاهشی پارامتر $\frac{V_p}{V_s}$ معمولاً با رخداد زمین‌لرزه‌های هدف همخوانی دارند و می‌توانند به عنوان یک ابزار مفید برای پیش‌یابی وقوع زلزله‌های مهم قابل‌تأمل باشند. این پارامتر نشان‌دهنده تغییرات تنش موجود در پوسته زمین بوده و کاهش آن با افزایش تنش و

احتمال شکست سنگ‌ها مرتبط است.

در مجموع، نتایج این مطالعه بیانگر آن است که می‌توان تغییرات زمانی-مکانی پارامترهای Z-value, b-value و $\frac{V_p}{V_s}$ را به‌عنوان شاخص‌هایی مؤثر در شناسایی الگوهای لرزه‌ای و یافتن مناطق مستعد رخداد زمین‌لرزه‌های با اهمیت، در نظر گرفت.

مراجع

- امامی، ک.؛ بایرام‌نژاد، ا. و قیطانچی، م. (۱۳۹۳). بهینه‌سازی تعیین محل زمین‌لرزه‌های رخ داده بین سال‌های ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۳ در شمال غرب ایران با استفاده از پارامترهای سمت (آزیموت) و پرتو. *مجله فیزیک زمین و فضا*. ۴۰ (۴). ۱۴-۱.
- تدین، م. و مصدق‌زاده، ا. (۱۴۰۰). بررسی لرزه‌خیزی و نوزمین‌ساختی منطقه شمال فیروزکوه، محدوده تالار رود و بابل رود البرز. *زمین‌ساخت*، ۵ (۱۷)، ۲۳-۱.
- توکلی، ش.، (۱۳۸۲). *زلزله‌شناسی*. چاپ سوم، انتشارات دانشگاه پیام‌نور. ۲۲۲ صفحه.
- رضاپور، م. و متقی، ع. (۱۳۸۸). سرعت امواج لرزه‌ای در منطقه شبکه لرزه‌نگاری تهران. *مجله فیزیک زمین و فضا*، ۳۵ (۳). ۱۲-۱.
- صاحب‌سرا، ش. (۱۳۹۶). بررسی تغییرات ناهمسان‌گردی و نسبت $\frac{V_p}{V_s}$ به‌عنوان پیش‌نشانگرهای زلزله. *پایان‌نامه کارشناسی ارشد*، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران. ۸۲ صفحه.
- مختاری، م.؛ شاه‌پسند زاده، م.؛ یمینی‌فرد، ف.؛ مهشادینا، ل.؛ شیرزایی، م.؛ مبین، پ. و اکبری، م. (۱۳۸۷). *مقدمه‌ای بر مطالعات پیش‌بینی زمین‌لرزه*. چاپ اول، انتشارات شرکت ناقوس اندیشه، ۱۵۲ صفحه.
- موسویان، س. و تاتار، م. (۱۳۹۲). ساختارسرعتی پوسته در البرز غربی به روش برگردان هم‌زمان تابع‌های انتقال گیرنده و منحنی پاشندگی امواج سطحی. *مجله ژئوفیزیک ایران*، ۷ (۴)، ۹۴-۸۱.
- مهرپویان، م.؛ خطیب، م.؛ جامی، م.؛ ارجمندی، م. و

لرزه‌زمین‌ساخت ایران‌زمین. چاپ اول، انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان، انتشارات همراه علم. ۲۹۹ صفحه.

میرزینلی‌یزدی، ح. (۱۳۹۲). هندسه فرکتالی گسل‌ها و لرزه‌خیزی آذربایجان (شمال غرب ایران). یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی، ۷ (۱۳): ۴۲-۵۱.
نعمتی، م. (۱۳۹۸). مبانی لرزه‌زمین‌ساخت با نگاهی ویژه به

Aki, K., (1965). Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - bM$ and its confidence limits. *Bulletin Earthquake Research*, 43, 237-239.
Gardner, JK., & Knopoff, L., (1974). Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, Poissonian?. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 64 (5), 1363-1367.
Gutenberg, B., & Richter, C. (1944). Frequency of earthquakes in California. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 34, 185-188.
Habermann, R. E. (1983). Teleseismic detection in the Aleutian island arc. *J. Geophys. Res.*, 88, 5056-5064.
Hessami, K., Jamali, F., & Tabassi, H. (2003). *Major active faults of Iran*. IIEES, Tehran.
Kramer, S. L. (1996). *Geotechnical earthquake engineering*. Pearson Education India.
Mirzaei, N., Gao, M., & Chen, Y., T. (1998). Seismic source regionalization for seismic zoning of Iran: Major seismotectonic provinces. *J. Earthquake. Pred. Res.*, 7, 465-495.
Oztürk, S., & Bayrak, Y. (2012). Spatial variations of precursory seismic quiescence observed in recent years in the eastern part of Turkey. *Acta Geophys*, 60, 92-118.
Reasenber, P. (1985). Second-order moment of central California seismicity, 1969-1982. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 90, 5479-5495.
Schorlemmer, D., Wiemer, S., & Wyss, M. (2005). Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes. *Nature*, 437, 539-542.

Talebi, M., Zare, M., Mahdizadeh, R., & Balilashak, A. (2015). Spatial-temporal analysis of seismicity before the 2012 Varzeghan, Iran, Mw 6.5 earthquake. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 24 (3). Article 5.
Wiemer S., & Wyss, M. (1994). Seismic quiescence before the landers ($M = 7.5$) and big bear ($M = 6.5$), *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 3, 900-916.
Wiemer, S., McNutt, S., & Wyss, M. (1998). Temporal and three-dimensional spatial analysis of the frequency-magnitude distribution near Long Valley Caldera, California. *Geophysical Journal International*, 134: 409-421.
Wiemer, S. (2001). A software package to analyze seismicity: ZMAP. *Seismological Research Letters*, 72(3), 373-382.
Wiemer, S., & Baer, M. (2000). Mapping and removing quarry blast events from seismicity catalogs. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90, 525-530.
Wiemer, S., & Wyss, M. (2002). Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquakes. *Advances in geophysics*, 45, 259-302.
Wiemer, S., & Schorlemmer, D., (2005). An asperity-based likelihood model for California. *Seismological Research Letters*, 78. 134-140.
Woessner, J., & Wiemer, S. (2005). Assessing the quality of earthquake catalogues: Estimating the magnitude of completeness and its uncertainty. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95, 684-698.