

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

محمد امیری^۱، محمد طالبی^۲، حبیب رحیمی (نویسنده رابط)^{۳*}

^۱دانش‌آموخته کارشناسی ارشد، گروه زلزله‌شناسی، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۲دکتری زلزله‌شناسی، سازمان پیشگیری و مدیریت بحران شهر تهران، تهران، ایران

^۳استاد، گروه زلزله‌شناسی، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

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 ۰/۴)، 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 قابل توجه 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 می‌تواند 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 قابل تامل برای شناسایی مناطق مستعد وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ در آینده در نظر گرفته شوند.

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

Investigating 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

Mohammad Amiri^{1*}; Mohammad Talebi²; Habib Rahimi³

¹ M.Sc. Graduated, Department of Seismology, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

² Ph.D in Seismology, Tehran Disaster Mitigation and Management Organization (TDMMO), Tehran, Iran

³ Professor, Department of Seismology, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

Abstract

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 $MN \geq 5.0$ earthquakes in the Azarbayegan-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 $MN \geq 5.0$ 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 MN 5.2 earthquake.

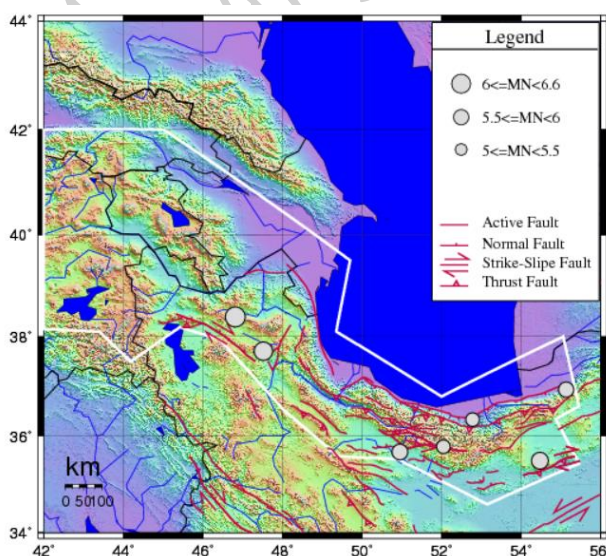
In order to study the anomalies of seismic parameters, an earthquake catalog, reporting post-2006 $MN \geq 0.4$ events, was extracted from the Iranian Seismological Center. As the raw catalog includes small size events, it was preprocessed via removing possible non-tectonic events. These events, being 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 $MN \geq 2.2$ 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 $b\text{-value} \leq 1.0$ (after experiencing a temporally decreasing trend of the b-value parameter) and $Z\text{-value} \geq 3.0$ are most prone areas for future $MN \geq 5.0$ earthquakes. Moreover, the $\frac{V_p}{V_s}$ ratio like the other mentioned seismic parameters 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, Azarbayegan-Alborz.

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 خالی از لطف نیست. پارامترهای لرزه‌خیزی نظیر Z -value و b -value، می‌توانند بیانگر الگوی لرزه‌خیزی و ویژگی‌های لرزه‌زمین‌ساختی منطقه باشند. 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. 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، بزرگ، 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، b -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 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).



شکل ۱. رومکز 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 چندضلعی سفیدرنگ (محدوده پهنه مذکور) (میرزایی و همکاران، ۱۹۹۸؛ حسامی آذر و همکاران، ۲۰۰۳).

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 (میرزائی و همکاران، ۱۹۹۸؛ موسویان و تاتار، ۱۳۹۲؛ نعمتی، ۱۳۹۸؛ تدین و مصدق‌زاده، ۱۴۰۰). پهنه آذربایجان در میان کوه‌زاده‌های تراستی 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 b-value و Z-value

۱.۱.۲ b-value

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

$$\text{Log}_{10} N = a - bM \quad (1)$$

در رابطه (۱)، N تعداد زمین‌لرزه‌های با بزرگای بزرگ‌تر یا مساوی M_c ، a (a-value) عرض از مبدأ 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 می‌گردد (ویمر و ویس، ۲۰۰۲؛ 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 بکارگیری رابطه (۲)، محاسبه می‌شود:

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

در این رابطه، $\bar{M}$ میانگین بزرگا، $M_{\min}$ کم‌ترین بزرگا (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)، بکار 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 بازه‌ی زمانی بوده و شامل پنجره زمانی می‌باشد، R_{wl} میانگین نرخ لرزه‌خیزی برای کل دوره پس‌زمینه یا بازه‌ی زمانی موردنظر (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 (اوزورتورک 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 تامل هستند (هابرم، 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 موثری در جهت تعیین پارامترهای زمین‌لرزه و نیز مطالعات پیش‌نشانگری زمین‌لرزه 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 تاثیر قرار می‌دهند. وقتی سنگ دچار اتساع می‌شود، فشار مایع منفذی افت شدیدی پیدا کرده و در نتیجه، سرعت موج P شدیداً کاهش خواهد یافت. به‌طور همزمان، روند کاهشی کمی نیز در سرعت موج S به‌وجود 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. به‌عبارت 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 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 زمین‌لرزه از ایستگاه‌های مورد نظر به‌دست می‌آیند، رسم شدند. شیب نمودارهای مذکور، سرعت امواج S و P (V_p و V_s) را نشان می‌دهد. در واقع، سرعت امواج P و S با تقسیم مقادیر فاصله کانونی هر زمین‌لرزه بر زمان (زمان طی شده در مسیر کانون زمین‌لرزه تا ایستگاه) به‌دست می‌آید. پس از محاسبه‌ی پارمترهای 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 داده‌ها و پردازش

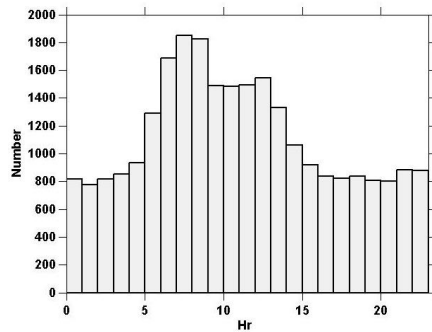
در این پژوهش، به‌منظور تحلیل ناهنجاری‌های زمانی و مکانی پارامترهای لرزه‌خیزی (b-value و Z-value) و تغییرات نسبت سرعت امواج لرزه‌ای ($\frac{V_p}{V_s}$) مرتبط با زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای محلی بزرگ‌تر یا مساوی ۵ که طی سال‌های ۲۰۱۰ تا ۲۰۲۲ در پهنه لرزه‌زمین‌ساختی البرز - آذربایجان رخ داده‌اند (شکل ۱)، ابتدا روش کار و نحوه به‌دست آوردن نتایج مربوطه برای یکی از زمین‌لرزه‌های جدول ۱ (زمین - لرزه ۲۰۱۷/۱۲/۲۰ ملارد با بزرگای محلی ۵/۲) توضیح داده شده‌است و نتایج مربوط به سایر زمین‌لرزه‌ها، به‌صورت خلاصه در جداول ۲، ۳، ۴ و ۵ ارائه شدند. بر این اساس، فهرست‌نامه زمین‌لرزه‌های 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 زمین‌لرزه 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) زمین‌لرزه‌ای با بزرگای ۵/۱ (ML) در ۵ کیلومتری شمال ملارد و ۳۹ کیلومتری غرب تهران به‌وقوع پیوست. کانون زمین‌لرزه بر روی سامانه گسلی ماهدشت - جنوب کرج قرار دارد. در ادامه، به مراحل پردازش داده‌ها اشاره شده است.

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	مرزی کلا - 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

۱.۳. 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.

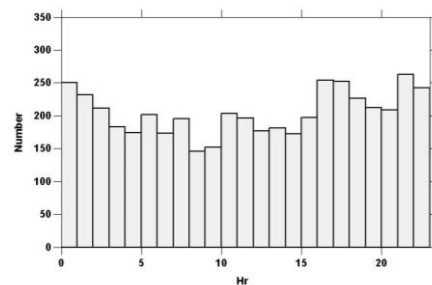


شکل ۲. هیستوگرام زمین‌لرزه‌های منطقه، طی ساعات شبانه‌روز.

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 دست دادن اطلاعات مفید زیادی خواهد شد. بررسی دقیق شکل موج‌های حاصل از رخداد زمین‌لرزه‌ها، می‌تواند نشانه و ویژگی‌های حاصل از انفجارات را بیابند. در هر حال، این روش، در مواجهه با تعداد زیادی از اطلاعات و رخداد‌هایی که به صورت 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 ساعات‌های شبانه‌روز (ویمر و بائر، ۲۰۰۰) برای حذف رویدادهای محتمل غیر زمین‌ساختی استفاده شده 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 به ترتیب مجموع تعداد رخدادها در طول روز و شب را نشان می‌دهند. Ln و Ld نیز تعداد ساعات روز و شب را بیان می‌کنند، به گونه‌ای که مجموع آنها برابر با ۲۴ ساعت است (ویمر و بائر، ۲۰۰۰). در مجموع، در فهرست‌نامه، تعداد ۹۸۴۴ رویداد با بزرگای کم‌تر از ۳، به عنوان 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 متنوع فعالیت‌های لرزه‌ای غیر زمین‌ساختی، ممکن است کماکان تعدادی از این رخدادها در فهرست‌نامه، وجود داشته باشند.



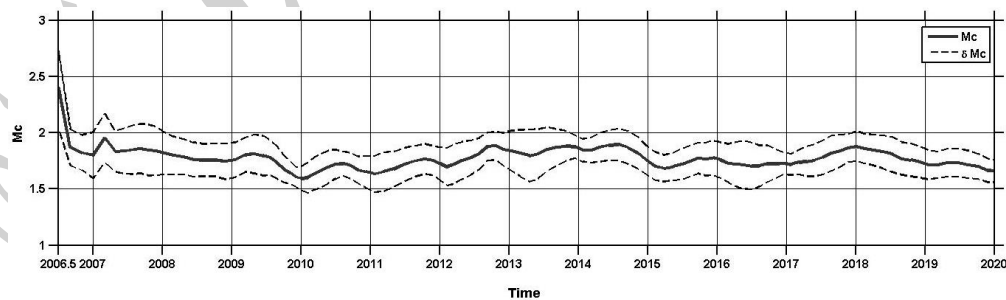
شکل ۳. هیستوگرام زمین‌لرزه‌های منطقه، طی ساعات شبانه‌روز، پس از حذف رخداد‌های غیر زمین‌ساختی.

۲.۳. خوشه‌زدایی

محاسبه پارامترهای لرزه‌خیزی، معمولاً با فرض توزیع پوآسنی (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 جداکردن 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 به‌عنوان رویدادهای وابسته، شناسایی و از فهرست‌نامه زمین‌لرزه‌ها حذف شدند. جهت بررسی تأثیر نوع فرایند خوشه‌زدایی در نتایج به‌دست آمده، از فهرست‌نامه‌های باقیمانده از روش‌های خوشه‌زدایی ریزنبرگ (۱۹۸۵) و گاردنر و نوپوف (۱۹۷۴) استفاده شد. 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.

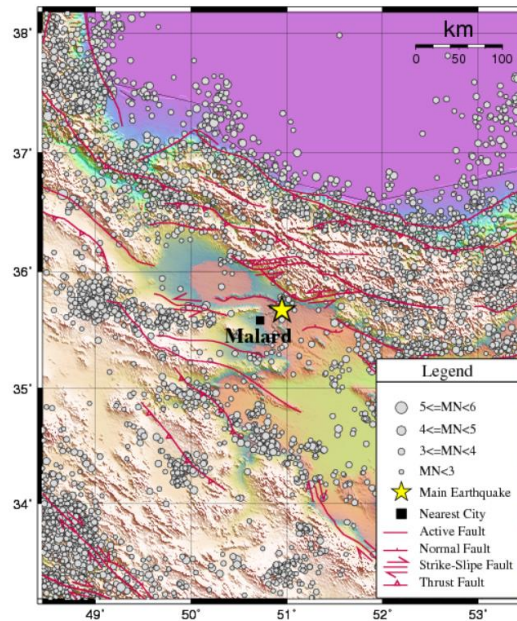
۳.۳. حد آستانه کامل‌بودن (M_C)

حد آستانه کامل‌بودن فهرست‌نامه (M_C)، بیانگر بزرگای کوچک‌ترین زمین‌لرزه‌ای است که همه‌ی زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر از آن، کاملاً در فهرست‌نامه، ثبت شده باشند. M_C در بیش‌تر فهرست‌نامه‌ها با گذشت زمان، کاهش می‌یابد. پس از محاسبه‌ی این پارامتر، زمین‌لرزه‌های دارای بزرگای کم‌تر از آن، از فهرست‌نامه حذف می‌شوند (ویمر و ویس، ۲۰۰۲؛ ویس 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، موردبررسی قرارگرفت. همان‌طور که در شکل ۴، نشان داده شده‌است، 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.



شکل ۴. تغییرات زمانی M_C در فهرست‌نامه.

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).



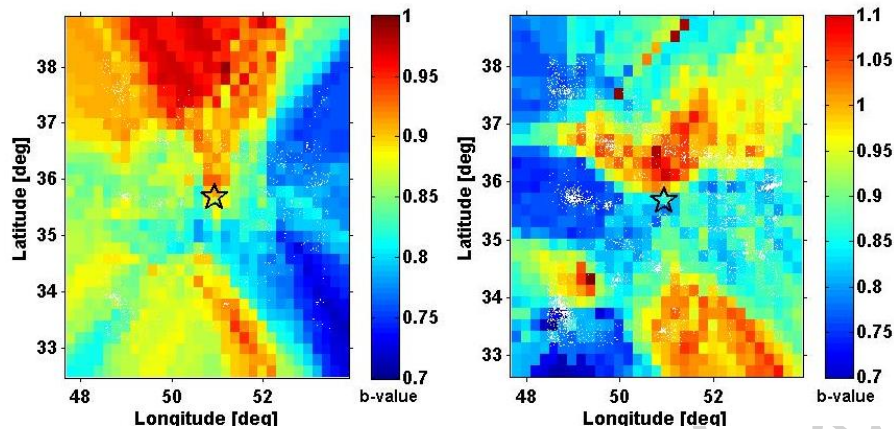
شکل ۵. نقشه لرزه‌زمین‌ساخت منطقه براساس فهرست‌نامه پردازش شده ستاره زرد، رومرکز زمین‌لرزه سال ۲۰۱۷ ملارد را نشان می‌دهد. خط اثر گسل‌های منطقه از مطالعه حسامی آذر و همکاران (۲۰۰۳) استخراج شده‌است.

۴. بحث

همان‌طور که پیش‌تر گفته شد، با توجه 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.

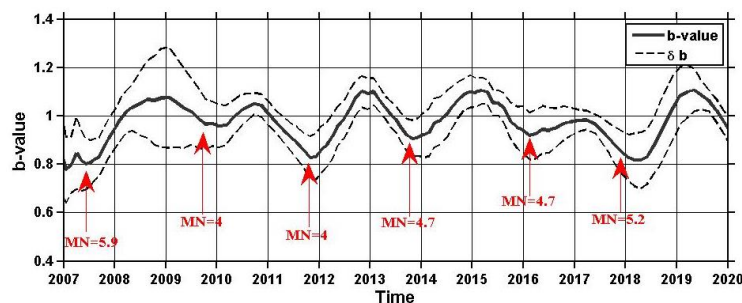
۱.۴. پارامتر لرزه‌خیزی b-value

به منظور بررسی تغییرات مکانی b-value (ناهنجاری تنش لرزه‌ای) در منطقه، از روش ویمر و ویس (۲۰۰۲) استفاده شده است. براین 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).



شکل ۶. تغییرات مکانی b در منطقه براساس فهرست‌نامه. سمت راست) از ابتدای ۲۰۰۶ تا ۱ روز قبل از رخداد زمین‌لرزه. سمت چپ) بعد از رخداد زمین‌لرزه. ستاره سیاه، رومرکز زمین‌لرزه ملارد و نقاط سفید، موقعیت سایر زمین‌لرزه‌های منطقه را نشان می‌دهند.

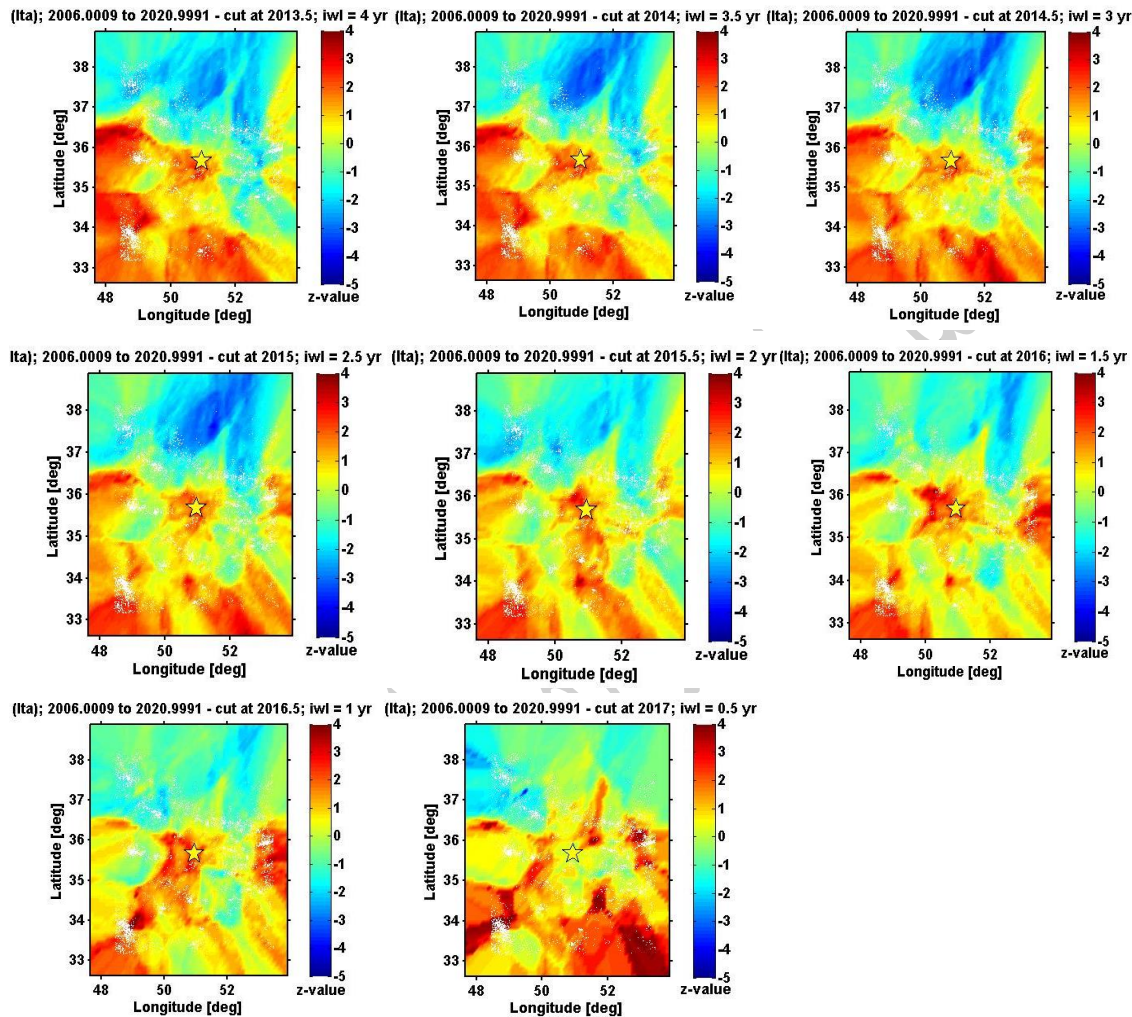
همان‌طور که پیش‌تر گفته شد، مقادیر b، می‌توانند به‌عنوان نمودی از میزان تنش موجود در یک منطقه، در نظر گرفته شوند. مطالعات مختلف نیز حاکی از تطابق مکانی بخش‌های دارای مقادیر پایین b، با زمین‌لرزه‌های اصلی بوده‌اند (ویمر و شورلر، ۲۰۰۵). چنانچه در شکل ۶ دیده می‌شود، در حالت کلی، توزیع مکانی پارامتر b، به‌صورت غیریکنواخت است. در شکل ۶- سمت راست (قبل از رخداد زمین‌لرزه)، رومرکز در مناطقی با مقادیر کم پارامتر b، قرار دارد. این مناطق می‌توانند بیانگر افزایش تجمع تنش قابل توجه در طی زمان باشند. در این صورت، مقدار b، روند کاهشی از خود نشان می‌دهد. این تنش تجمع یافته، نهایتاً توسط رخداد زمین‌لرزه‌ای با اهمیت، آزاد شده و سپس b، از روند کاهشی خود، خارج شده و مقدار آن مطابق با شکل ۶- سمت چپ، افزایش می‌یابد. تغییرات زمانی پارامتر b نیز دیدی کلی از وضعیت تنش در منطقه و میزان فعالیت لرزه‌ای آن در مدت زمان 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 به دلیل کاهش تنش ناشی از رخداد یک زمین‌لرزه نسبتاً مهم، ایجاد شده باشد. البته ممکن است که این نوسانات، تنها تحت تأثیر 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.



شکل ۷. تغییرات زمانی پارامتر b.

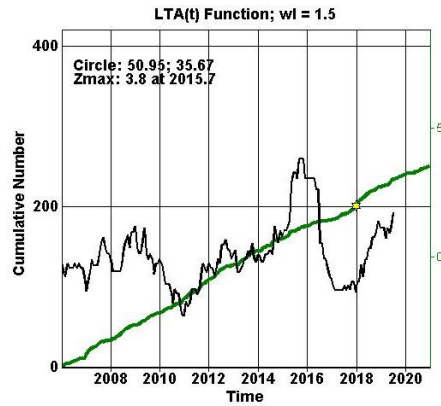
۲.۴. پارامتر لرزه‌خیزی Z-value

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



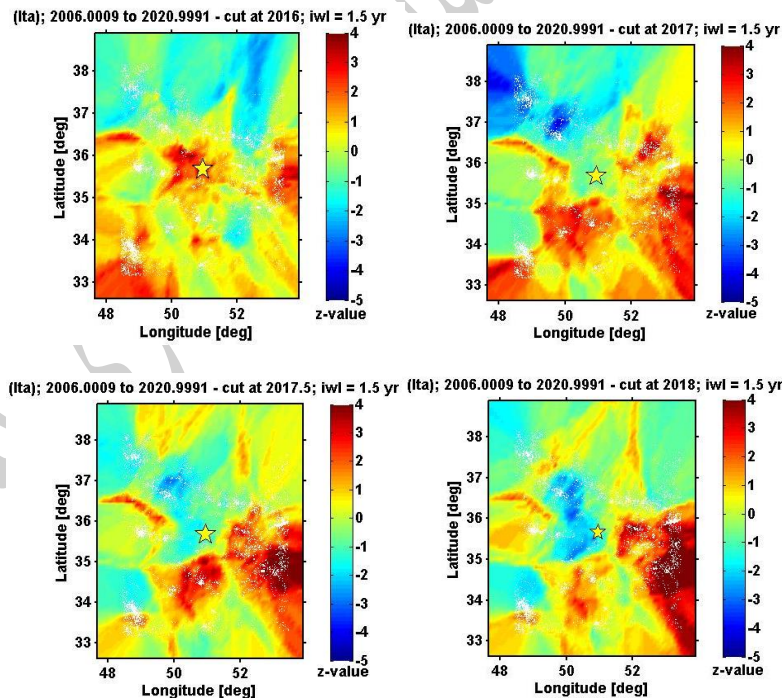
شکل ۸. نقشه‌های تغییرات مکانی Z با اعمال پنجره‌های زمانی، با دوره‌های ۰/۵، ۱، ۱/۵، ۲، ۳، ۳/۵ و ۴ سال. ستاره زرد، رومرکز زمین لرزه را نشان می‌دهند.

در اکثر نقشه‌های موجود در شکل ۸، منطقه‌ای با سکون لرزه‌ای قابل مشاهده است. در هر حال، در این میان، به نظر می‌آید در نقشه مربوط به پنجره زمانی ۱/۵ سال، سکون لرزه‌ای، به صورت متراکم تر و با مقادیر بیش تری حول رومرکز زمین لرزه ملارد وجود دارد؛ لذا از این پنجره زمانی در ادامه تحلیل‌ها، استفاده شده است. برای بررسی تغییرات زمانی Z-value (تخمین زمان شروع سکون لرزه‌ای) نیز مقادیر تابع LTA، برای زمین لرزه‌های واقع در پیرامون رومرکز زمین لرزه (۲۵۰ زمین لرزه نزدیک به رومرکز) محاسبه و در شکل ۹ ترسیم شده است. از آنجا که سکون لرزه‌ای در شکل ۸، با پنجره زمانی ۱/۵ سال، بهتر نمایان است، در اینجا نیز از همین پنجره، بهره جویی شده است. بر مبنای شکل ۹، این تابع در اواسط سال ۲۰۱۵ دارای بیش ترین مقدار (Z_{max}) ۳/۸ است که متناظر با دوره‌ای حدوداً ۲ ساله برای سکون لرزه‌ای است.



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

به منظور 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 شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، بعد از رخداد زمین‌لرزه ملارد در سال ۲۰۱۷، سکون لرزه‌ای از بین رفته و پارامتر Z، مقداری منفی به خود گرفت است. این موضوع، نشان‌دهنده افزایش میانگین نرخ لرزه-خیزی حول رومرکز زمین‌لرزه است.



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 Z و b برای سایر زمین‌لرزه‌های هدف، در جدول ۲ ارائه گشته است.

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	نا- هنجاری مکانی	طول بازه زمانی (روز)	Δb	مقدار نهایی (در پایان طول بازه زمانی)	ناهنجاری زمانی	ناهنجاری مکانی	طول بازه زمانی (روز)
۱	مرزی کلا - مازندران	۲۰۱۲/۰۱/۱۱	۵	✓	✓	۱۰۸	۰/۱۷۶۸	۰/۷۳۶۳	✓	✓	۳۷۵
۲	ورزقان - آذربایجان شرقی	۲۰۱۲/۰۸/۱۱	۶/۵	✓	✓	۱۱۶	۰/۰۳۱۴	۰/۸۴	✓	✓	۶/۴
۳	ملارد - تهران	۲۰۱۷/۱۲/۲۰	۵/۲	✓	✓	۳۸۵	۰/۱۶۵۸	۰/۸۱۶۷	✓	✓	۸۵۲
۴	ترکمنچای - آذربایجان شرقی	۲۰۱۹/۱۱/۰۷	۵/۹	✓	✓	۳۵	۰/۰۲	۱/۱۵۷	✓	✓	۷۸۴
۵	دماوند - تهران	۲۰۲۰/۰۵/۰۷	۵	✓	✓	۲۶۱	۰/۱۹۱۳	۰/۹۱۳۷	✓	✗	۷۴۸
۶	رامیان - گلستان	۲۰۲۰/۰۹/۰۶	۵/۱	✓	✗	۱۰۷	۰/۱۰۲	✗	✓	✗	۷۲۲
۷	آوج - قزوین	۲۰۲۰/۱۰/۲۴	۵/۴	✓	✓	۷۹	۰/۰۷۹۴	۰/۹۷۹۶	✗	✗	✗

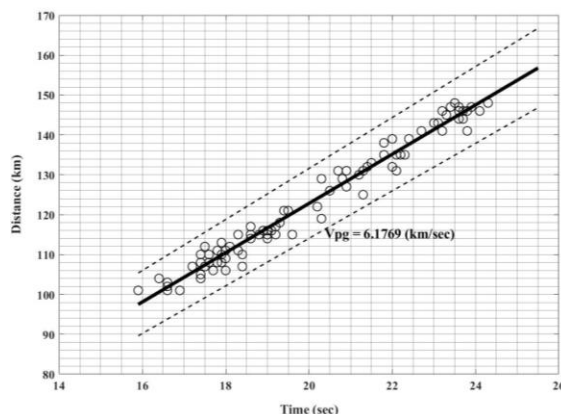
۳.۴. تغییرات نسبت سرعت امواج لرزه‌ای ($\frac{V_p}{V_s}$)

به منظور 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 به صورت خلاصه در جدول ۳، ارائه شده است.

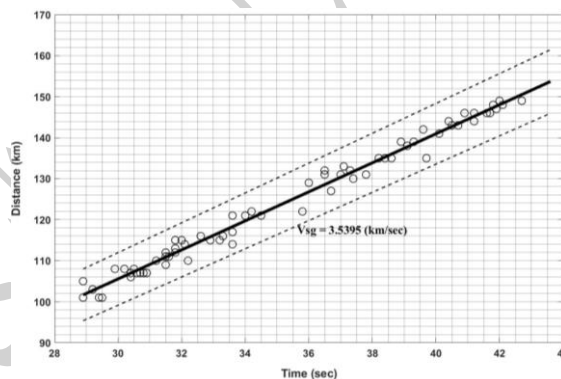
جدول ۳. نتایج کیفی و کمی بررسی ناهنجاری‌های پارامتر $\frac{V_p}{V_s}$ برای قبل از زمین‌لرزه‌های هدف. ΔV ، اختلاف میزان پارامتر $\frac{V_p}{V_s}$ در ابتدا و انتهای بازه زمانی نا-هنجاری و علامت ✗، موارد بدون ناهنجاری را بیان می‌کنند (✓: مشاهده شد و ✗: مشاهده نشد).

ردیف	منطقه جغرافیایی زمین- لرزه	تاریخ (UTC)	بزرگا (M_N)	$\frac{V_p}{V_s}$		
				ناهنجاری	طول بازه زمانی (روز)	ΔV
۱	مرزی کلا - مازندران	۲۰۱۲/۰۱/۱۱	۵	✓	۳۱۹	۰/۷۰۱
۲	ورزقان - آذربایجان شرقی	۲۰۱۲/۰۸/۱۱	۵	✓	۱۵۰	۰/۳۰۴
۳	ملارد - تهران	۲۰۱۷/۱۲/۲۰	۵/۴	✓	۳۸۰	۰/۴۹۹
۴	ترکمنچای - آذربایجان شرقی	۲۰۱۹/۱۱/۰۷	۵/۲	✗	✗	✗
۵	دماوند - تهران	۲۰۲۰/۰۵/۰۷	۶	✗	✗	✗
۶	رامیان - گلستان	۲۰۲۰/۰۹/۰۶	۵/۷	✗	✗	✗
۷	آوج - قزوین	۲۰۲۰/۱۰/۲۴	۵/۱	✗	✗	✗

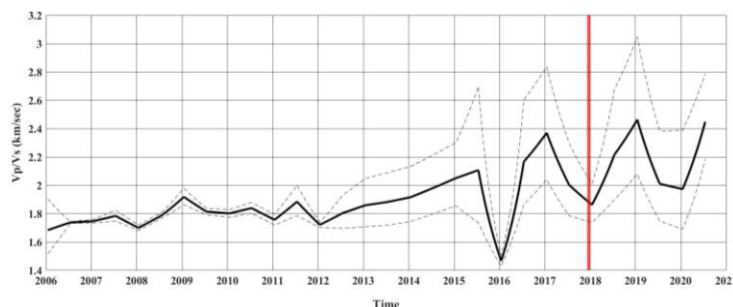
برای محاسبه پارامتر $\frac{V_p}{V_s}$ از فازهای قرائت شده g امواج P و S که توسط ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری کشوری، در فاصله کم‌تر از ۱۵۰ کیلومتری زمین لرزه ثبت شده‌اند، استفاده شده است (به دلیل کم‌تر کردن اثر تداخل فازهای g و n ، فواصل کم‌تر از ۱۵۰ کیلومتر در نظر گرفته شدند). ابتدا، نمودارهای مسافت -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



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 زمین لرزه. خط قرمز، رخداد زمین لرزه ملارد را نشان می‌دهد.

چنانچه پیشتر اشاره شد، نمودار شکل ۱۳ می تواند با سنگ شناسی منطقه و ساختار پوسته ارتباط داشته باشد و دید کلی از وضعیت تنش و میزان فعالیت لرزه ای بر حسب زمان را ارائه دهد. در واقع، در این شکل مشاهده می شود که بازه زمانی کاهش پارامتر $\frac{V_p}{V_s}$ با رخداد زمین لرزه ملارد هماهنگی خوبی دارد و تقریباً از حدود ۵ ماه قبل از رخداد این زمین لرزه، 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 تحت تأثیر یک زمین لرزه ایجاد نشده و بازتابی از تغییرات تنش در کل گستره باشند.

۵. نتیجه گیری

یافته های مقاله نشان داد که ناهنجاری های قابل توجهی در حداقل یکی این پارامترها (Z-value, b-value) و $\frac{V_p}{V_s}$ قبل از وقوع زمین لرزه ها با بزرگای بالای ۵ وجود دارد. قبل از وقوع زمین لرزه های هدف در پهنه، b-value به طور قابل توجهی کاهش یافته و به زیر ۱ رسیده است. این کاهش، معمولاً به افزایش تنش لرزه ای در منطقه مرتبط است و می تواند بعنوان یک پیش نشانگر و نشانه ای از آماده سازی برای وقوع زمین لرزه ای بزرگ باشد. در مجموع، در مناطق با b-value کم تر از ۱، احتمال وقوع زمین لرزه های بزرگتر افزایش می یابد. مقادیر زیاد Z-value (بالا تر از ۳) نیز نشان دهنده سکون لرزه ای و کاهش نرخ لرزه خیزی در بازه های زمانی مشخص هستند که پیش از رخداد زمین لرزه های بزرگ و به ویژه در سال های منتهی به آنها مشاهده می شوند. این نتایج با مطالعات قبلی که نشان می دهند سکون لرزه ای می تواند علامتی از آمادگی یک منطقه برای وقوع زمین لرزه بزرگ باشد، تطابق دارد. همچنین، یافته های این مقاله نشان داد که ناهنجاری های کاهشی پارامتر $\frac{V_p}{V_s}$ معمولاً با رخداد زمین لرزه های هدف همخوانی دارند و می توانند به عنوان یک ابزار مفید برای پیش یابی وقوع زلزله های مهم قابل تأمل باشند. این پارامتر نشان دهنده تغییرات تنش موجود در پوسته زمین بوده و کاهش آن با افزایش تنش و احتمال شکست سنگ ها مرتبط است.

در مجموع، نتایج این مطالعه بیانگر آن است که می توان تغییرات زمانی - مکانی پارامترهای Z-value, b-value و $\frac{V_p}{V_s}$ را به عنوان شاخص - هایی موثر در شناسایی الگوهای لرزه ای و یافتن مناطق مستعد رخداد زمین لرزه های با اهمیت، در نظر گرفت.

منابع

- امامی، ک.، بایرام نژاد، ا. و قیطانچی، م. (۱۳۹۳). بهینه سازی تعیین محل زمین لرزه های رخ داده بین سال های ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۳ در شمال غرب ایران با استفاده از پارامترهای سمت (آزیموت) و پرتو. فیزیک زمین و فضا. ۴۰ (۴). ۱-۱۴.
- تدین، م. و مصدق زاده، ا. (۱۴۰۰). بررسی لرزه خیزی و نوزمین ساختی منطقه شمال فیروزکوه، محدوده تالار رود و بابل رود البرز. زمین - ساخت، ۵ (۱۷)، ۲۳-۱.
- توکلی، ش.، (۱۳۸۲). زلزله شناسی. چاپ سوم، انتشارات دانشگاه پیام نور. ۲۲۲ صفحه.
- رضاپور، م.، متقی، ع.، (۱۳۸۸). سرعت امواج لرزه ای در منطقه شبکه لرزه نگاری تهران. فیزیک زمین و فضا، ۳۵ (۳). صفحه ۱۲-۱.
- صاحب سرا، ش.، (۱۳۹۶). بررسی تغییرات ناهمسان گردی و نسبت $\frac{V_p}{V_s}$ به عنوان پیش نشانگرهای زلزله. پایان نامه کارشناسی ارشد، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران. ۸۲ صفحه.
- مختاری، م.، شاه پسند زاده، م.، یمینی فرد، ف.، مهشادینا، ل.، شیرزایی، م.، مبین، پ.، اکبری، م. (۱۳۸۷). مقدمه ای بر مطالعات پیش بینی زمین لرزه. چاپ اول، انتشارات شرکت ناقوس اندیشه. ۱۵۲ صفحه.

- موسویان، س و تاتار، م. (۱۳۹۲). ساختار سرعتی 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 میرزینلی یزدی، ح. (۱۳۹۲). هندسه فرکانالی گسل‌ها و لرزه‌خیزی آذربایجان (شمال غرب ایران). یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی. ۷ (۱۳). ۵۱-۴۲.
- نعمتی، م. (۱۳۹۸). مبانی لرزه‌زمین‌ساخت با نگاهی ویژه به لرزه‌زمین‌ساخت ایران زمین. چاپ اول، انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان، انتشارات همراه علم. ۲۹۹ صفحه.
- 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.
- Christophersen, A., Gerstenberger, M. C., Rhoades, D. A., Stirling, M. W., 2011. Quantifying the effect of declustering on probabilistic seismic hazard. In Proc. of the Ninth Pacific Conf. on Earthquake Engineering: Building an Earthquake-Resilient Society.
- 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., and 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., M. Wyss (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., and 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., Baer, M., 2000. Mapping and removing quarry blast events from seismicity catalogs. Bulletin of the Seismological Society of America, 90, 525-530.

Wiemer, S., (2001), A software package to analyze seismicity: ZMAP: Seism. Res. Lett., 72, 373–382.

Wiemer, S., Wyss, M., 2002. Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquakes. *Advances in geophysics*, 45, 259-302.

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.

مقاله قبل از انتشار (ویراستاری نشده)