هفتمین کنفرانس بین‌المللی
مهندسی قابلیت اطمینان و ایمنی

بهبود قابلیت اعتماد پهنه‌بندی مبتنی بر ضریب لرزه‌خیزی با کمک نمودار شعاعی لرزه‌خیزی، مطالعه موردی شهر اهواز

ساسان معتقد [۱]، نصرالله افتخاری [۲] و محمد محمدی [۳]

۱- استادیار گروه عمران، دانشکده فنی مهندسی، دانشگاه صنعتی خاتم الانبیا بهبهان، بهبهان، ایران، motaghed@bkatu.ac.ir
۲- استادیار، دانشکده صنعت و معدن، دانشگاه یاسوج، چرام، ایران، sn.eftekhari@yu.ac.ir
۳- استادیار گروه عمران، دانشکده فنی مهندسی، دانشگاه صنعتی خاتم الانبیا بهبهان، بهبهان، ایران، mohammadi@bkatu.ac.ir

چکیده

معمولا ضریب لرزه خیزی یکی از مهم‌ترین پارامترهای مبنای پهنه بندی خطر زلزله و تعیین وضعیت زلزله در منطقه است. بر این اساس پهنه بندی های مختلفی ارائه شده است. ضریب لرزه خیزی (مقدار a رابطه گوتنبرگ- ریشتر) برای محدوده جغرافیایی با مساحت های مختلف قابل محاسبه است. بدیهی است که وسعت جغرافیایی با وارده نمودن تعداد بیشتر زلزله از یک طرف و افزایش وسعت از سوی دیگر، باعث تغییر در مقدار ضریب لرزه خیزی شده و می تواند پهنه خطر منطقه مورد مطالعه را تحت تاثیر قرار دهد. این تغییرات قابلیت اعتماد پهنه بندی را با چالش مواجه می کند. محدوده منطقه در مطالعات مختلف متفاوت و تا شعاع ۲۵۰ کیلومتر دیده شده است. در نهایت ضریب لرزه خیزی (مقدار a) بین گسل‌های مسبب تقسیم شده و عملا اثر شعاع از بین می رود. در مناطق مختلف ایران معمولا امکان تخصیص ضریب به گسل کم است و توزیع لرزه خیزی بصورت یکنواخت صورت می گیرد. این گونه توزیع ضریب باعث ایجاد درک نادرست از لرزه خیزی منطقه در مقایسه با مناطق دیگر شود. در این مقاله به منظور اصلاح پهنه بندی لرزه ای مبتنی بر ضریب لرزه خیزی (مقدار a رابطه گوتنبرگ ریشتر)، نمودار شعاعی لرزه خیزی معرفی شده است. رسم این نمودار در کنار ضریب لرزه خیزی اطلاعات ارزشمندی از توزیع مکانی لرزه خیزی پیرامون هر نقطه جغرافیایی فراهم کند. در تحلیل احتمالی خطر زلزله، لازم است ضرایب لرزه خیزی بر اساس زلزله های رخداده در منطقه تعیین شود. به منظور شفاف شدن مساله و به عنوان مثال توزیع مکانی زلزله های پیرامون شهر اهواز مورد مطالعه قرار گرفته و نمودار شعاعی لرزه خیزی شهر اهواز ارائه شده است.

واژه‌های کلیدی: تحلیل احتمالی خطر زلزله، مقدار a رابطه گوتنبرگ- ریشتر، نمودار شعاعی لرزه خیزی

مقدمه

اولین گام در جهت ایجاد آیین نامه ساختمانی لرزه ای در یک کشور، ارزیابی خطر لرزه‌ای است.رهیافت اولیه تخمین احتمالی خطر زلزله حدود ۵۰ سال پیش ارائه شد [۱و۲]. از آن زمان، رهیافت‌های متعددی برای ارزیابی خطر پیشنهاد شده است و بسیاری از جنبه های محاسبات احتمالی مورد مطالعه و بهبود قرار گرفته است، در این میان یک فرضیه مربوط به توصیف مکانی لرزه خیزی هنوز به طور گسترده استفاده می شود: لرزه خیزی به طور یکنواخت در میان منابع ناحیه‌ای بزرگ توزیع شده است. این مساله در مناطق با لرزه خیزی کم می‌تواند چالش برانگیز باشد. در واقع، از آنجا که مناطق با لرزه خیزی کم معمولاً لرزه خیزی پراکنده را نشان می دهند و شناسایی گسل های فعال بسیار دشوار است، منابع بزرگ ناحیه‌ای بر اساس معیارهای ژئوفیزیکی و زمین شناسی مختلف تعریف می‌شوند. با این حال، واضح است که توزیع لرزه خیزی در مکان یکنواخت نیست، بلکه به صورت خوشه‌ای است. یکی از راه-های تحلیل توزیع مکانی لرزه خیزی، تعیین بعد فراکتالی (D-value)

است [۳]. بعد فرکتالی D گسترش بعد اقلیدسی است و درجه خوشه‌بندی زلزله‌ها را اندازه‌گیری می‌کند: در فضای دو بعدی، D می‌تواند یک عدد اعشاری باشد و از ۰ (نقطه) تا ۳ (توزیع یکنواخت در مکان شامل سطح و عمق) متغیر است. بعد فراکتال، بعد همبستگی است و ارتباط بین D و عدم قطعیت مرتبط با خطر، از طریق تولید توزیع‌های لرزه‌ای را نشان می‌دهد[۴].

هدف این مطالعه توصیف عدم قطعیت دانش در خطر احتمالی در خوشه‌بندی توزیع لرزه‌خیزی است. به این منظور پارامتری برای بیان توزیع مکانی لرزه خیزی مرکز گرا معرفی شده است. سپس این تعریف را در منطقه اهواز اعمال می‌کنیم و نمودارهای مربوطه برای شهر اهواز ارائه و لرزه خیزی منطقه مورد بررسی قرار خواهد گرفت. همچنین تخمین‌های بعد فرکتالی، نیز به منظور مقایسه ارائه شده است.

متدولوژی

در حال حاضر در بررسی لرزه خیزی در ایران توزیع مکانی نرخ معمولاً به‌صورت یکنواخت صورت می‌گیرد. علت این است که مطالعات دقیقی که بتواند مبنای توزیع غیر یکنواخت لرزه‌خیزی و یا به‌عبارت‌دیگر برتری منبعی بر منبع دیگر باشد، معمولاً وجود ندارد []. شواهد لازم به‌منظور تخصیص غیر یکنواخت لرزه‌خیزی به منابع می‌تواند از دو روش مشخص شود:

۱- پایش حرکت صفحات و گسل‌ها به روش‌های سنجش‌های ماهواره‌ای یا هر روش قابل قبول از علم نقشه‌برداری

در این روش نرخ لغزش گسل‌های منطقه مشخص می‌شود و توزیع ضریب لرزه‌خیزی بین گسل‌ها به نسبت نرخ لغزش انجام می‌شود. مزیت این روش مبتنی بودن توزیع بر مبنای دینامیک گسل است. عیب روش می‌تواند تغییر رفتار نرخ لغزش باشد. در این روش ممکن است به علت عدم مشاهده حرکت در یک گسل باعث شود که آن گسل به‌طور کامل از محاسبات تحلیل خطر حذف شود.

۲- استفاده از داده‌های زلزله‌های گذشته

در این روش پیشنهادی وزن توزیع بر مبنای بر هم نهی دو نقشه از لرزه‌خیزی مبتنی بر داده‌های ثبت شده زلزله صورت می‌گیرد. نقشه توزیع لرزه‌خیزی گذشته و نمودار شعاعی لرزه‌خیزی:

نقشه لرزه‌خیزی گذشته: نقش این نقشه وارد کردن مختصات جغرافیایی زلزله‌های گذشته در تخمین لرزه‌خیزی منابع لرزه زاست. بدیهی است که دقیق بودن بزرگا و مکان ثبت شده زلزله‌های گذشته، مهم‌ترین مسئله در تهیه این نقشه است. تهیه این نقشه برای زلزله‌های با بزرگای مختلف به صورت تجمعی و غیر تجمعی می‌تواند به توزیع صحیح‌تر لرزه‌خیزی کمک کند. به این معنا که ممکن است منطقه‌ای لرزه‌خیزی بیشتری در بازه برزگایی خاص داشته باشد. در این بخش این نقشه‌ها برای منطقه اهواز ارائه خواهد شد.

نمودار شعاعی لرزه‌خیزی: این نقشه به‌منظور وارد نمودن فاصله در محاسبه لرزه‌خیزی منطقه پیشنهاد شده است. برای تهیه این نقشه با تغییر شعاع نرخ لرزه‌خیزی محاسبه می‌شود. نتیجه به‌صورت ترسیمه نرخ لرزه‌خیزی به مساحت (محاسبه شده از شعاع انتخاب شده) بیان می‌شود. به این ترتیب این نمودار، بر اساس اطلاعات تاریخی، نشان دهنده دوری یا نزدیکی منابع لرزه زا به نقطه مورد نظر است. نتیجه این نمودار می‌تواند به‌صورت تعریف وزن به همراه ضریب لرزه‌خیزی و یا با ضرب در ضریب لرزه‌خیزی به تکمیل دانسته‌های از لرزه‌خیزی منطقه کمک کند. با استفاده از این نمودار یکی از نقایص مهم ضرایب لرزه‌خیزی در مقایسه لرزه‌خیزی مناطق مختلف برطرف خواهد شد. این نقیصه عدم توجه به فاصله زلزله از مبدأ در محاسبه ضریب لرزه‌خیزی است؛ به عبارت دیگر در رویکرد کنونی زلزله‌های بر اساس فاصله یا در محدوده هستند و یا نیستند. اما بودن یک زلزله نزدیک به مبدأ یا دور از مبدأ هیچ تفاوتی ندارد. این نمودار به حل این مسئله کمک می‌کند. شیب این منحنی را ضریب همسایگی (vicinity) می‌نامیم.

مطالعه موردی: شهر اهواز

در محاسبات ضرایب لرزه‌خیزی معمولاً مکان به‌صورت شعاع مشخصی در اطراف نقطه مرکزی مورد نظر، مستطیل مشخص و هر شکل دیگر (مثلاً محدوده ایالت لرزه‌خیز و یا حتی محدوده سیاسی و جغرافیایی موردنظر) انتخاب می‌شود. زلزله‌های رخداده در این منطقه استخراج و پس از عملیات‌های معمول کاتالوگ مانند حذف خوشه‌ها، ضرایب محاسبه می‌شود. مقادیر ضرایب بر حسب نرخ وقوع زمانی (مثلاً ضریب a به‌صورت تعداد بر سال) بیان می‌شود. بدیهی است که این ضرایب متعلق به همه بازه مکانی انتخاب شده است.

به منظور محاسبه نمودار شعاعی لرزه خیزی لازم است تعداد زلزله‌های رخداده در شعاع‌های مختلف پیرامون نقطه مورد نظر تعیین شود.

در این مثال منطقه‌ای به شعاع ۲۰۰ کیلومتر به مرکزیت شهر اهواز مورد مطالعه قرار گرفته است[۵-۹]. اعداد معمول در این

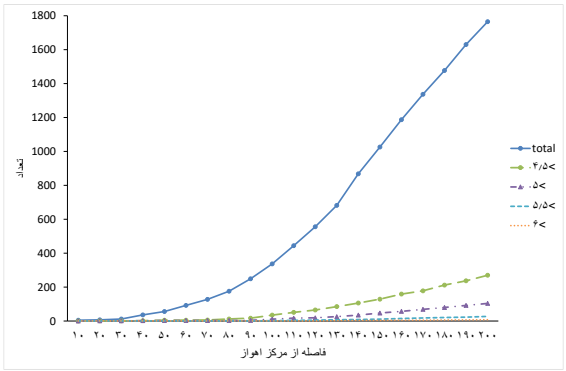
زمینه، از ۵۰ کیلومتر تا ۲۰۰ کیلومتر است. مشخص است که شعاع ۲۰۰ کیلومتر منطقه وسیعی را در بر می‌گیرد. حال سؤال این است که توزیع ضریب لرزه‌خیزی a در منطقه بین منابع لرزه‌خیز به چه صورت است.

جدول ۱: تعداد زلزله‌ها در شعاع‌های مختلف به مرکزیت اهواز

فاصله (کیلومتر)	کل	>4.5	>5	>5.5	>6
۱۰	۵	۰	۰	۰	۰
۲۰	۷	۱			
۳۰	۱۲	۱	۱	۱	۱
۴۰	۳۶	۲	۲	۱	۱
۵۰	۵۶	۵	۳	۳	۳
۶۰	۹۲	۳۵	۱۱	۲	۱
۷۰	۱۲۸	۱۷	۴	۱	۱
۸۰	۱۷۶	۱۲	۳	۱	۱
۹۰	۲۴۹	۶	۳	۱	۱
۱۰۰	۳۳۷	۵	۳	۱	۱
۱۱۰	۴۴۴	۵۱	۱۷	۴	۱
۱۲۰	۵۵۶	۶۵	۱۹	۵	۱
۱۳۰	۶۸۲	۸۵	۲۶	۸	۳
۱۴۰	۸۶۸	۱۰۶	۳۵	۹	۴
۱۵۰	۱۰۲۶	۱۲۹	۴۷	۱۱	۴
۱۶۰	۱۱۸۷	۱۵۹	۵۷	۱۵	۵
۱۷۰	۱۳۳۷	۱۷۸	۶۹	۱۸	۵
۱۸۰	۱۴۷۷	۲۱۲	۸۰	۲۱	۶
۱۹۰	۱۶۳۰	۲۳۷	۹۲	۲۳	۷
۲۰۰	۱۷۶۵	۲۷۰	۱۰۴	۲۷	۸

نمونه جدول تعداد رخداد بر حسب فاصله (با افزایش ۱۰ کیلومتری) منطقه اهواز در جدول ۱ نشان داده شده است.

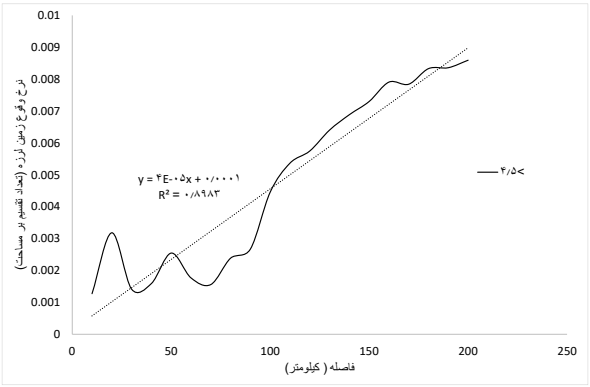
بر اساس جدول ۱ نمودار۱ به دست می‌آید. نمودار ۱ افرایش نمایی تعداد زلزله‌ها با افزایش شعاع را نشان می‌دهد.



شکل ۱: نمودار شعاعی لرزه خیزی

شکل ۱ نشان می‌دهد که تا فاصله حدود ۹۰ کیلومتری از مرکز اهواز زلزله‌های ثبت شده بزرگای کمتر از ۵٫۵ در مقیاس بزرگای گشتاوری دارند. برای بزرگای ۵ تا حدود ۳۰ کیلومتری در زلزله‌های تاریخی تنها یک مشاهده وجود دارد. به این ترتیب می‌توان گفت که در مرکز شهر اهواز و شعاع‌های نزدیک به آن زلزله‌های تاریخی مخرب، به جز زلزله سال ۸۴۰ مشاهده نمی‌شود. در دوره ابزاری هیچ گونه زلزله مخربی در شعاع کمتر از ۱۰۰ کیلومتر مشاهده نمی‌شود.

با توجه به آنکه افزایش شعاع به‌صورت غیر خطی مساحت را می‌افزاید، تبدیل تعداد به نرخ مکانی (تعداد تقسیم بر مساحت) می‌توان سنجش بهتری از وضعیت رخداد داشت. نرخ مکانی رخداد بر حسب فاصله در شکل ۲ نشان داده شده است.



شکل ۲: نرخ مکانی رخداد بر حسب فاصله از مرکز اهواز برای زلزله‌های با بزرگای بزرگ‌تر از ۴٫۵ در مقیاس بزرگای گشتاوری

بر این اساس ضریب همسایگی برای اهواز برای زلزله‌های بیشتر از ۴٫۵ مقدار ۰٫۰۰۰۴ به دست می‌آید که در شکل ۲ نشان داده شده است. ضریب همسایگی صفر نشان‌دهنده یکنواخت بودن لرزه‌خیزی است. ضریب همسایگی مثبت نشان می‌دهد که زلزله‌ها دور از مرکز رخ می‌دهند.

محاسبه بعد فرکتالی

فراکتال ساختاری هندسی است که با بزرگ کردن هر بخش از این ساختار به نسبت معین، همان ساختار نخستین به دست آید. به گفتاری دیگر فراکتال ساختاری است که هر بخش از آن با کل آن همانند است. مهم‌ترین خصوصیات فرکتال‌ها، خودتشابهی (Self-similarity) و بُعد غیرصحیح (Non-integer Dimension) آن‌ها است[۱۰].

اگر بعد خطی قطعه خط دو برابر شود، طول (اندازه مشخصه) خط نیز دو برابر می‌شود. در دو بعد، اگر ابعاد خطی یک مربع مثلاً دو برابر شود، اندازه مشخصه، یعنی مساحت، با ضریب ۴ افزایش می‌یابد. همچنین در سه بعد، اگر بعد خطی یک جعبه دو برابر شود، حجم آن با ضریب ۸ افزایش می‌یابد.

این رابطه بین بعد D، مقیاس خطی L و نتیجه افزایش اندازه S را می‌توان به‌صورت کلی تعمیم داد و به شکل زیر نوشت:

$$S=L^{*}D \qquad (۱)$$

با بازنویسی مجدد این فرمول، بسته به نحوه تغییر اندازه به‌صورت تابعی از مقیاس بندی خطی، توصیفی را برای بعد به دست می‌آید:

$$D=\log(S)\log(L) \qquad (۲)$$

در مثال بالا، مقدار D، بسته به ابعاد هندسی، یک عدد صحیح (۱، ۲ یا ۳) است. این رابطه برای همه اشکال اقلیدسی برقرار است؛ اما در مورد فراکتال‌ها مسئله چنین نیست. به عنوان مثال با تغییر اندازه‌ی خط کش و کوچک و کوچک‌ترشدن، اندازه‌ی خط ساحلی اندازه گرفته‌شده افزایش می‌یابد (شکل ۳).

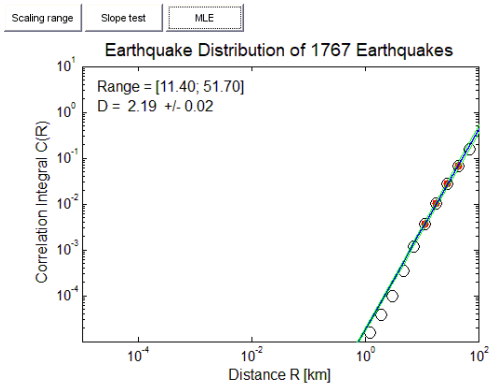
خط کش ۵۰ کیلومتری ۳۵۰۰=۵۰*۷۰ کیلومتر

خط کش ۱۰۰ کیلومتری ۲۸ = ۱۰۰ × ۲۸۰۰ کیلومتر

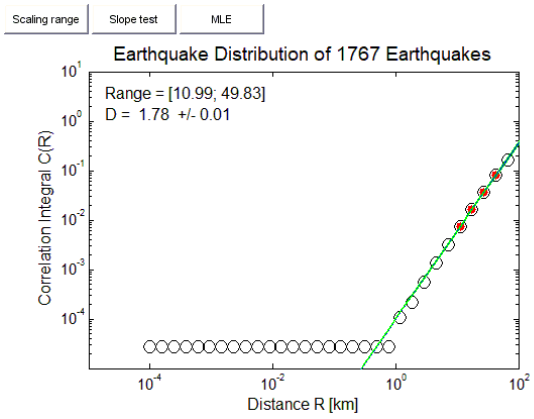
خط کش ۲۰۰ کیلومتری ۲۳۰۰=۲۰۰*۱۱,۵ کیلومتر

شکل ۳: تأثیر مقیاس در اشکال فرکتالی

بر اساس این تعریف، بعد فرکتالی زلزله‌های در مکان نیز قابل محاسبه است. نتایج محاسبه بعد فرکتالی زلزله‌های منطقه اهواز با در نظر گرفتن عمق و بدون در نظر گرفتن عمق در شکل‌های ۴ و ۵ نشان داده شده است.



شکل ۴: بعد فرکتالی زلزله‌های اهواز (با در نظر گرفتن عمق)



شکل ۵ : بعد فرکتالی زلزله‌های اهواز (با در نظر گرفتن عمق)

در حالت بدون عمق بعد فرکتالی بین مقادیر ۰ تا ۲ تغییر می‌کند. اگر بعد فرکتال نزدیک به صفر باشد، نشان دهنده این است که زلزله‌ها در یک نقطه متمرکز شده‌اند و اگر بعد به عدد ۲ نزدیک باشد نشان‌دهنده‌ی پراکندگی زلزله‌ها در کل محدوده به‌طور یکنواخت است. در واقع این روش مقایسه‌ای بین مناطق هم‌جوار از لحاظ نرخ لرزه‌خیزی است[۱۱-۱۴].

نتیجه‌گیری و جمع‌بندی

خطر زلزله در یک منطقه مبنای تحلیل و طرح لرزه ای سازه ها است. آسیب های متعدد مشاهده شده در زلزله های گذشته نشان داده است که طرح لرزه ای سازه ها با مشکلات و عدم اطمینانهای جدی همراه است. این عدم اطمینان ممکن است به طور عمده متاثر از مشکلات چهنه بندی خطر زلزله منطقه باشد. در بسیاری از مطالعات زلزله ضریب لرزه مبنای پهنه بندی خطر زلزله و تعیین وضعیت زلزله در منطقه بوده است. ضریب لرزه خیزی (مقدار a رابطه گوتنبرگ-ریشتر) برای محدوده جغرافیایی با مساحت های مختلف قابل محاسبه است. بدیهی است که وسعت جغرافیایی با وارده نمودن تعداد بیشتر زلزله از یک طرف و افزایش وسعت از سوی دیگر، باعث تغییر در مقدار ضریب لرزه خیزی شده و می تواند پهنه خطر منطقه مورد مطالعه را تحت تاثیر قرار دهد. این تغییرات قابلیت اعتماد پهنه بندی را با چالش مواجه می کند. در این مطالعه ضریبی جهت بهبود قابلیت اعتماد چهنه بندی خطر منطقه کبتنی بر ضریب لرزه خیزی ارائه شده است. ضریب پیشنهادی در منطقه اهواز محاسبه و ارائه شده است.

مراجع

[1] Cornell, C. A. (1968), Engineering seismic risk analysis., Bulletin of the seismological society of America, 58(5), 1583-1606.

[2] McGuire, R. K. (1976, August), Methodology for Incorporating Parameter Uncertainties into Seismic-Hazard Analysis for Low Risk Design Intensities, In Proceedings, International Symposium on Earthquake Structural Engineering (pp. 1007-1022).

[۳]ساسان معتقد، مژگان خزاعی، محمد محمدی، سید نصراله افتخاری، تعیین بازه‌های کامل بودن و بعد فرکتالی زلزله‌های ایالت لرزه خیز جبهه کوهستان، سیزدهمین کنگره ملی مهندسی عمران، ۲۰ و ۲۱ اردیبهشت ۱۴۰۱، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان، ایران

[۴]فریده مرادی طیبی، ساسان معتقد، رضوان داستانیان، بررسی ماهیت و پیش بینی سری های زمانی زمین لرزه های شهر تهران، مجله علمی پژوهشی عمران مدرس، جلد ۲۰ شماره ۳، پاییز ۹۹، صفحات ۱۴۷-۱۶۰

[۵]میرعابدینی مریم سادات، آق آتابای مریم، عظیم محسنی مجید، علامه زاده مصطفی، مطالعه تغییرات زمانی الگوی لرزه خیزی کمربند چین خورده-راندە زاگرس با استفاده از روش شرایدر" ، علوم و مهندسی زلزله ، ۱۳۹۶، ۴(۳)، ۱-۱۵

[۶]گلریز ساهره ، امیرپیروزکلاهی آذر ، بررسی تغییرات زمانی لرزه خیزی در پهنه زمین ساختی زاگرس"، همایش انجمن زمین شناسی ایران – ۱۳۹۵

[۷]عذرا حسن لو ، سیدناصر هاشمی ، بررسی الگوی زمانی- مکانی لرزه خیزی در امتداد پهنه گسلی کازرون، سی امین گردهمایی علوم زمین – ۱۳۹۰

[۸]پریسا رحیم خانی ، علی بیت اللهی ، پهنه بندی مکانی ضرایب لرزه خیزی b,a در گستره ایران و مقایسه با ایالتهای لرزه زمین ، دوازدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران – ۱۳۷۴

[۹]کلانه سمیه ، آق آتابای مریم، بررسی الگوی تغییرات مکانی لرزه خیزی در کمربند چین خورده- رانده زاگرس، کنفرانس ژئوفیزیک ایران – ۱۳۹۳

[۱۰]اکرم علیزاده ، راضیه صفری ، پارامترهای لرزه خیزی فرکتالی- زمانی زمین لرزه اهر- ورزقان، شمال باختری ایران ، نشریه علوم زمین بهار ۱۳۹۴ شماره۹۵

[۱۱]کلانه سمیه ، آق آتابای مریم ، رحیمی چاکدل عزیز ، تعیین الگوی لرزه خیزی زاگرس با استفاده از پارامترهای فرکتالی، مقاله کنفرانس زمین فیزیک و لرزه زمین ساخت:
همایش انجمن زمین شناسی ایران – ۱۳۹۲

[۱۲]مریم آق اتابای، الگوی توزیع زمانی زمین لرزه های جنوب خاور زاگرس"،نشریه علوم زمین » زمستان ۱۳۹۳ شماره۹۴

[13] Sahraei, H., Alavi, S. A., & Ehteshami-Moinabadi, M. (2020). Variation in seismicity in the Zagros Fold-Thrust Belt (Between kazerun and Sarvestan Faults). Journal of Tectonics, 4(16), -. doi: 10.22077/jt.2021.4051.1102

[14] Ebrahimi, M. R., & Tatar, M. (2012). Fractal distribution of induced seismicity in Masjed Soleyman dam site (South West of Iran). Journal of the Earth and Space Physics, 38(2), 15-27. doi: 10.22059/jesphys.2012.28431