

چکیده

در این پژوهش برای بررسی تغییرات زمانی الگوی لرزه‌خیزی در کمربند چین خورده-رانده زاگرس از الگوریتم شرایدر استفاده شد. این الگوریتم برای بررسی آرامش لرزه‌ای در مناطق مختلف به کار می‌رود. به همین منظور چهار زمین لرزه با بزرگای $M_w \geq 6$ که اخیراً در زاگرس به وقوع پیوسته‌اند مورد مطالعه قرار گرفت. به منظور بررسی تغییرات زمانی لرزه‌خیزی علاوه بر نمودار پیش‌زمانی $(T(k))$ ، نمودارهای بزرگی-زمان، فراوانی زمین لرزه‌ها-زمان و مکان-زمان نیز ترسیم گردید. نتایج نشان می‌دهد که پیش از وقوع زمین لرزه‌های ۲۰۰۶ سیلاخور و ۲۰۱۴ مورموری که در بخش شمال غربی زاگرس رخ داده‌اند، الگوی پیش‌نشانگر دانات دیده می‌شود. قبل از زمین لرزه‌های ۲۰۱۳ دشتی و ۲۰۰۵ قشم که هر دو در بخش جنوبی زاگرس به وقوع پیوسته‌اند، تا چندین سال آرامش لرزه‌ای مشاهده می‌شود که با وقوع ناگهانی این زمین لرزه‌ها خاتمه می‌یابد. نتایج تجزیه و تحلیل حساسیت نشان داد که پارامترهای هموارسازی الگوریتم شرایدر بر روی خروجی الگوریتم تأثیر بسزایی داشته و باید با دقت انتخاب شوند. نتایج این تحقیق نشان داد که الگوریتم شرایدر به دلیل استفاده هوشمندانه از پارامتر زمان (t) توانایی نمایش پیش‌نشانگر آرامش لرزه‌ای پیش از وقوع زمین لرزه‌های بزرگ را دارد.

واژگان کلیدی: زاگرس، الگوریتم شرایدر، الگوی لرزه‌خیزی، آرامش لرزه‌ای.

مطالعه تغییرات زمانی الگوی لرزه‌خیزی کمربند چین خورده-رانده زاگرس با استفاده از روش شرایدر

مریم سادات میرعابدینی

دانشجوی دکتری تکتونیک، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران

مریم آق آتابای (نویسنده مسئول)

دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران

m.aghatabai@gu.ac.ir

مجید عظیم‌محسنی

استادیار گروه آمار، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران

مصطفی علامه‌زاده

استادیار پژوهشکده زلزله‌شناسی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

۱- مقدمه

الگوریتم شرایدر که در مطالعه تغییرات زمانی الگوی لرزه‌خیزی کاربرد دارد، استفاده شد [۶-۷]. این الگوریتم می‌تواند دوره‌های آرامش لرزه‌ای را از دوره‌های فعالیت لرزه‌خیزی تفکیک کند. در این روش با به کارگیری تابع وزنی گوسی، یک هموارسازی موضعی بر مقادیر فواصل زمانی زمین لرزه‌های متوالی (Δt) انجام می‌گیرد. استفاده از این الگوریتم هموارسازی برای مقدار فاصله زمانی مشخص، مقدار هموارتری برای این فاصله زمانی ارائه می‌دهد که حاصل ترکیب خطی با وزن‌های میرا از فاصله زمانی مورد نظر و فواصل زمانی ما قبل می‌باشد. شرایدر از این الگوریتم به منظور بررسی آرامش لرزه‌ای در جزایر کوریل و کامچاتکا استفاده کرد. نتایج نشان داد که پیش از وقوع زمین لرزه‌هایی با $M \geq 7$ آرامش لرزه‌ای وجود دارد. هدف از این

یکی از ابزارهای مؤثر در بررسی تغییرات توالی‌های لرزه‌ای، مطالعه الگوی لرزه‌خیزی است. بررسی تغییرات پارامترهای لرزه‌ای در زمان بیان کننده توزیع غیریکنواخت وقایع لرزه‌ای در زمان است. پیش‌نشانگرهای لرزه‌ای نیز یکی از مهم‌ترین مقوله‌ها در بررسی الگوی لرزه‌خیزی به شمار می‌روند [۱]. الگوی وقوع زمین لرزه‌ها در گذشته می‌تواند اطلاعات خوبی در زمینه وقوع زمین لرزه‌های احتمالی آینده در اختیار ما قرار دهد. در سال‌های اخیر بررسی الگوی لرزه‌خیزی جایگاه ویژه‌ای یافته است [۲-۳]. روش‌های متعددی به منظور بررسی الگوی لرزه‌خیزی در مناطق مختلف مورد استفاده قرار گرفته است که از جمله این روش‌ها می‌توان به روش‌های فرکتالی، π ، تجزیه و تحلیل مؤلفه‌های اصلی، k-means و غیره اشاره کرد [۳-۵]. در این تحقیق از

مهم‌ترین گسل‌های زاگرس می‌توان به گسل اصلی معکوس زاگرس^۱، گسل عهد حاضر^۲، گسل زاگرس مرتفع^۳، گسل پیشانی کوهستان^۴، گسل پیش‌ژرفای زاگرس^۵ و سیستم گسلی کازرون^۶ اشاره کرد (شکل ۱). در زاگرس گسلش سطحی مربوط به وقوع زمین‌لرزه‌ها کمتر مشاهده شده است و بیشتر اطلاعات در زمینه گسل‌های فعال از طریق حل سازوکار ژرفی و پارامترهای مثنایی زمین‌لرزه‌ها به دست آمده است. این مطالعات نشان می‌دهد که یک سری گسل‌های معکوس پرشیب مسئول فعالیت لرزه‌خیزی در زاگرس هستند [۱۲ و ۱۴].

در این پژوهش از بین چهار زمین‌لرزه مطالعه شده، زمین‌لرزه‌های سیلاخور و ایلام در بخش شمال غربی زاگرس و زمین‌لرزه‌های بوشهر و قشم در بخش جنوبی زاگرس به وقوع پیوسته‌اند (شکل ۱).

۲-۱- زمین‌لرزه ۱۱ فروردین ۱۳۸۵ (۳۱ مارس ۲۰۰۶) سیلاخور

این زمین‌لرزه با بزرگی $M_w=6.1$ [۱۵] در بخش شمالی زاگرس و در دشت سیلاخور استان لرستان به وقوع پیوسته است. کانون سطحی این زمین‌لرزه $48/91$ درجه طول شرقی و $33/65$ درجه عرض شمالی گزارش شده است [۱۶]. این زمین‌لرزه دارای دو پیش‌لرزه با بزرگای $M_L=4.6$ و $M_L=5.1$ [۱۶] روز قبل از وقوع زمین‌لرزه اصلی بوده است. حل سازوکار ژرفی نشان داد که این زمین‌لرزه مانند دیگر زمین‌لرزه‌هایی که بر روی گسل عهد حاضر به وقوع پیوسته‌اند دارای حرکت امتدادلغز راست‌بر و شیبی به سمت شمال شرق می‌باشد (شکل ۱). با حل سازوکار ژرفی و مکان‌یابی مجدد پس‌لرزه‌ها عمق این زمین‌لرزه ۷ کیلومتر تعیین گردید. بر اساس مطالعات صورت گرفته شکست گسل مسبب زمین‌لرزه سیلاخور یک‌طرفه بوده و از جنوب شرق آغاز و به سمت شمال غرب ادامه داشته است [۱۷].

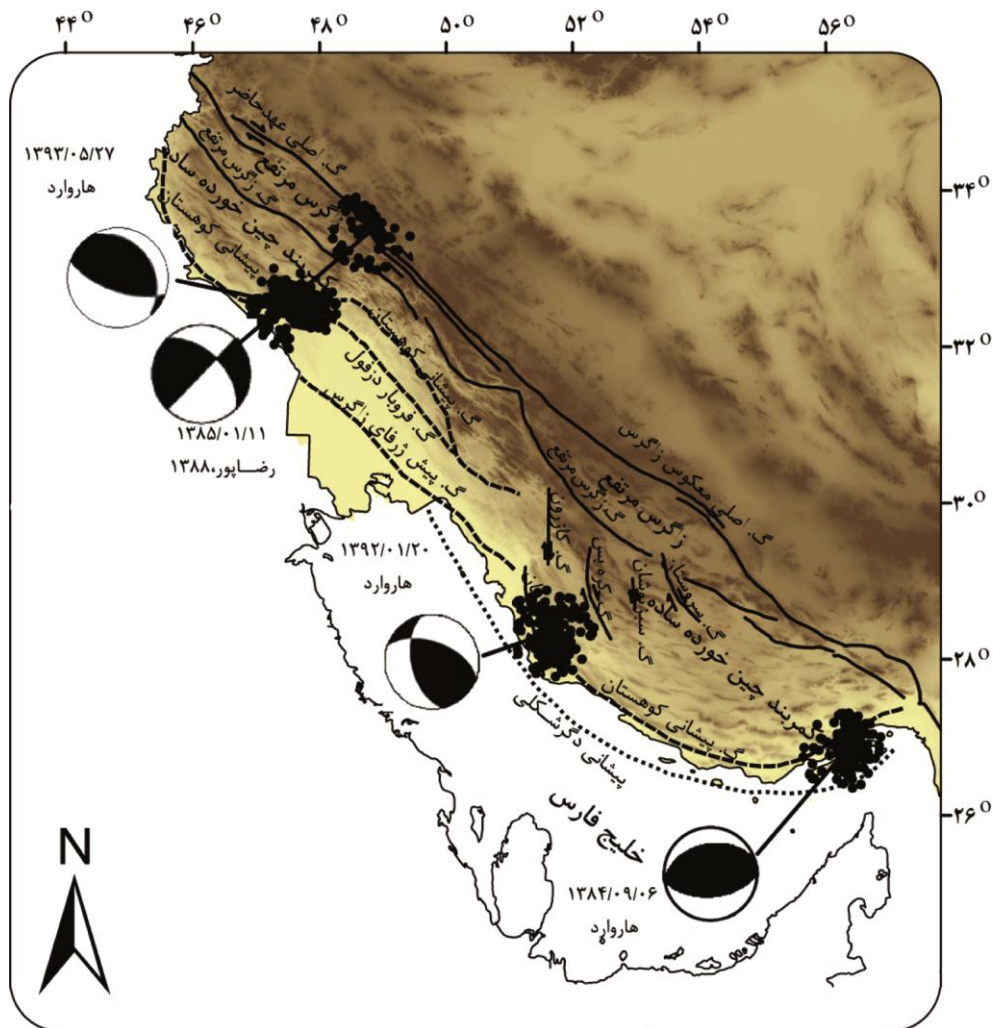
گسل عهد حاضر یکی از فعال‌ترین ساختارهای لرزه‌زا در زاگرس با طول حدود ۸۰۰ کیلومتر می‌باشد که با روند

پژوهش بررسی تغییرات زمانی الگوی لرزه‌خیزی پیش از زمین‌لرزه‌های بزرگ در کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس با استفاده از الگوریتم شرایدر است. به همین منظور چهار زمین‌لرزه بزرگ که در سال‌های اخیر در زاگرس به وقوع پیوسته‌اند، مورد مطالعه قرار گرفت. این زمین‌لرزه‌ها شامل زمین‌لرزه ۲۰۰۵ قشم، زمین‌لرزه ۲۰۰۶ سیلاخور، زمین‌لرزه ۲۰۱۳ دشتی و زمین‌لرزه ۲۰۱۴ مورموری می‌باشند.

۲-۲ لرزه‌زمین‌ساخت

کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس در جنوب غربی ایران بین دو صفحه عربی و ایران مرکزی قرار دارد. این کمربند با ۱۶۰۰ کیلومتر طول و ۲۰۰ تا ۳۰۰ کیلومتر عرض از کوه‌های آناتولی ترکیه تا تنگه هرمز گسترش دارد. کوتاه‌شدگی کلی زاگرس حدود ۶/۵ میلی‌متر در سال است که از شمال غرب به جنوب شرق از ۴/۵ به ۹ میلی‌متر تغییر می‌کند [۸-۱۰]. این کوتاه‌شدگی به وسیله چین‌هایی با روند شمال غرب-جنوب شرق تا شرقی غربی در سطح، تراست‌هایی با شیب زیاد در پی‌سنگ و گسلش امتدادلغز با روندهای شمال غرب-جنوب شرق و شمالی-جنوبی مشخص می‌شود [۱۱-۱۲]. به‌طور کلی زاگرس را می‌توان به دو بخش شمال غربی و جنوب شرقی تقسیم نمود که مرز آنها بر سیستم گسلی کازرون با امتداد شمالی-جنوبی منطبق است. دگرشکلی در بخش شمالی زاگرس به ترتیب به حرکت امتدادلغز و کوتاه‌شدگی در گسل عهد حاضر و پیشانی دگرشکلی تقسیم می‌شود. بخش جنوبی زاگرس، حرکت امتدادلغز روی قطعات مختلف سیستم گسلی کازرون پخش می‌شود و در قسمت‌های جنوبی تر زون انتقالی زاگرس-مکران نقش مهمی در لرزه‌زمین‌ساخت منطقه ایفا می‌کند.

زاگرس از نظر لرزه‌خیزی فعال بوده و بیش از نیمی از زمین‌لرزه‌های دستگاهی ایران در این کمربند رخ می‌دهد. کانون سطحی زمین‌لرزه‌های زاگرس در تمام عرض کمربند پراکنده بوده و عمق بیشتر آنها کمتر از ۲۰ کیلومتر است [۱۳]. از



شکل (۱): نقشه مدل رقومی ارتفاع زاگرس که زمین لرزه‌های مطالعه شده بر روی آن به نمایش درآمده است. گسل‌های فعال شامل: گسل اصلی معکوس زاگرس، گسل اصلی عهد حاضر، گسل زاگرس مرتفع، گسل پیش‌زرفای زاگرس، گسل فروبار دزفول، گسل کازرون، گسل برازجان، گسل کره‌بس، گسل سبزپوشان و گسل سروستان. واحدهای اصلی شامل: زاگرس مرتفع، کمربند چین‌خورده ساده. دواير مشکی زمین لرزه‌های با بزرگی بیش‌تر از ۳/۴ را نشان می‌دهد (گسل‌های اصلی برگرفته از نیسن و همکاران، ۲۰۱۱ [۱۸] است).

میلادی، زمین لرزه ۱۹۰۹ درود با $M_S=7/4$ و زمین لرزه ۲۰۰۶ سیلاخور با بزرگی $M_W=6/1$ اشاره کرد.

۲-۲- زمین لرزه ۲۷ مرداد ۱۳۹۳ (۱۸ اوت ۲۰۱۴) مورموری این زمین لرزه با بزرگی $M_W=6/2$ [۱۵] در بخش شمالی زاگرس و در نزدیکی شهرستان مورموری استان ایلام به وقوع پیوسته است. کانون سطحی این زمین لرزه $47/72$ درجه طول شرقی و $32/65$ درجه عرض شمالی گزارش شده است [۱۶]. این زمین لرزه دارای دو پیش‌لرزه با بزرگی $M_L=4/6$ و $M_L=5$ [۱۶]

شمال‌غرب- جنوب شرق مرز شمالی زاگرس مرتفع را تشکیل می‌دهد [۱۲]. بازسازی شبکه آبراهه‌ها در این منطقه نشان می‌دهد که این گسل با حرکت امتدادلغز راست‌بر در ۵ میلیون سال اخیر حدود ۵۰ کیلومتر جابه‌جایی داشته است [۱۹]. با استفاده از داده‌های GPS جابه‌جایی راست‌بر در طول گسل عهد حاضر حدود 3 ± 2 میلی‌متر در سال به دست آمده است [۹]. وقوع زمین لرزه‌های تاریخی و دستگاهی بر روی این گسل نشان از فعالیت بالای لرزه‌ای آن دارد، که از جمله این زمین لرزه‌ها می‌توان به زمین لرزه‌های دینور در سال‌های ۹۱۲ و ۱۰۰۸

کانون سطحی زمین لرزه بوشهر قرار دارند. این گسل ها از نظر لرزه خیزی فعال بوده و در طی تاریخ موجب وقوع زمین لرزه های بسیاری شده اند که از جمله می توان به ۱۹۷۶ با $M_w=5/6$ ، ۱۹۹۰ با $M_w=5/7$ ، ۱۹۹۹ با $M_w=6/2$ و غیره اشاره کرد.

۲-۴- زمین لرزه ۶ آذر ۱۳۸۴ (۲۷ نوامبر ۲۰۰۵) قشم

این زمین لرزه با بزرگی $M_w=6$ [۱۵] در بخش جنوبی زاگرس در جزیره قشم به وقوع پیوست. کانون سطحی این زمین لرزه در $55/82$ درجه طول شرقی و $26/83$ درجه عرض شمالی گزارش شده است [۱۶]. بر اساس مطالعات داده های تداخل سنجی راداری گسل مسبب این زمین لرزه یک گسل معکوس با شیبی به سمت شمال و در عمق حدود ۶ کیلومتر تعیین گردید [۲۵].

۳- روش ها و داده های مورد استفاده

۳-۱- آماده سازی داده ها

برای بررسی الگوی لرزه خیزی زمین لرزه های سیلاخور، مورموری، دشتی و قشم داده های لرزه ای به صورت دایره ای و به مرکزیت هر زمین لرزه از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۷ (کوتاه مدت) از مجموعه داده های پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله استخراج شد [۱۶]. تعیین گستردگی مکانی هر زمین لرزه با استفاده از روش های متفاوتی انجام می شود [۲۶-۲۹]. در این پژوهش از روش گاردنر-نوپوف (۱۹۷۴) به دلیل کاربرد بودن استفاده گردید [۲۶]:

$$d = 10^{0.1238 * M + 0.983} \quad (1)$$

که در آن d شعاع محدوده مورد مطالعه به مرکزیت مراکز سطحی هر زمین لرزه می باشد که برای زمین لرزه های سیلاخور، مورموری، دشتی و قشم به ترتیب ۶۰، ۶۲، ۶۴ و ۶۱ کیلومتر به دست آمد. در کاتالوگ های لرزه ای تهیه شده، اکثر داده ها با بزرگی M_L گزارش شده اند، ولی برخی از زمین لرزه ها با بزرگی m_b گزارش شده اند. در مطالعات لرزه خیزی برای رسیدن به

روز قبل از وقوع زمین لرزه اصلی بوده است. حل سازوکار ژرفی، گسلش تراستی با شیبی به سمت شمال شرق را نشان می دهد. بر اساس مطالعات صحرائی و داده های راداری^۷ این زمین لرزه در پوشش رسوبی و در عمق ۳ تا ۱۰ کیلومتری زمین رخ داده است. نتایج این مطالعات به همراه پارامترهای گسلش نشان دهنده وقوع گسلش مرتبط با چین خوردگی تاقدیس دالپری در عمق است [۲۰].

مهم ترین ساختار این محدوده از نظر لرزه زمین ساختی گسل پیشانی کوهستان با بیش از ۱۳۵۰ کیلومتر طول می باشد. این گسل که در بخش جنوبی کمر بند چین خورده ساده قرار دارد از قطعات مختلفی با ۱۱۵-۱۵ کیلومتر طول تشکیل شده است. این ساختار منقطع که یکی از قدیمی ترین گسل های پی سنگی زاگرس به شمار می رود دارای حرکت تراستی است [۱۱، ۱۴ و ۲۱]. این گسل در بخش شمال غربی فروافتادگی دزفول حدود ۱۳۰ کیلومتر به وسیله زون برشی چپ بر بالا رود جابه جا می شود [۱۱ و ۲۲]. وقوع زمین لرزه های تاریخی و دستگامی متعدد بر روی این گسل نشان از فعالیت بالای لرزه خیزی آن دارد که از جمله می توان به زمین لرزه های ۱۹۶۷ با $M_w=5/7$ ، ۱۹۷۷ با $M_w=6$ ، ۱۹۸۳ با $M_w=5/5$ و غیره اشاره کرد.

۲-۳- زمین لرزه ۲۰ فوروردین ۱۳۹۲ (۹ آوریل ۲۰۱۳) دشتی

این زمین لرزه با بزرگی $M_w=6/3$ [۱۵] در بخش جنوبی زاگرس و در نزدیکی شهرستان دشتی استان بوشهر به وقوع پیوسته است. کانون سطحی این زمین لرزه در $51/59$ درجه طول شرقی و $28/48$ درجه عرض شمالی گزارش شده است [۱۶]. بر اساس حل سازوکار ژرفی گسل مسبب این زمین لرزه دارای سازوکار تراستی با اندکی مؤلفه امتداد لغز راست بر و امتداد شمال غربی- جنوب شرقی می باشد [۲۳]. برخی از محققان گسل مسبب این زمین لرزه را گسل پیشانی کوهستان می دانند [۲۴].

مهم ترین ساختارهای این محدوده گسل پیشانی کوهستان و سیستم گسلی کازرون می باشند که به ترتیب در جنوب و شمال

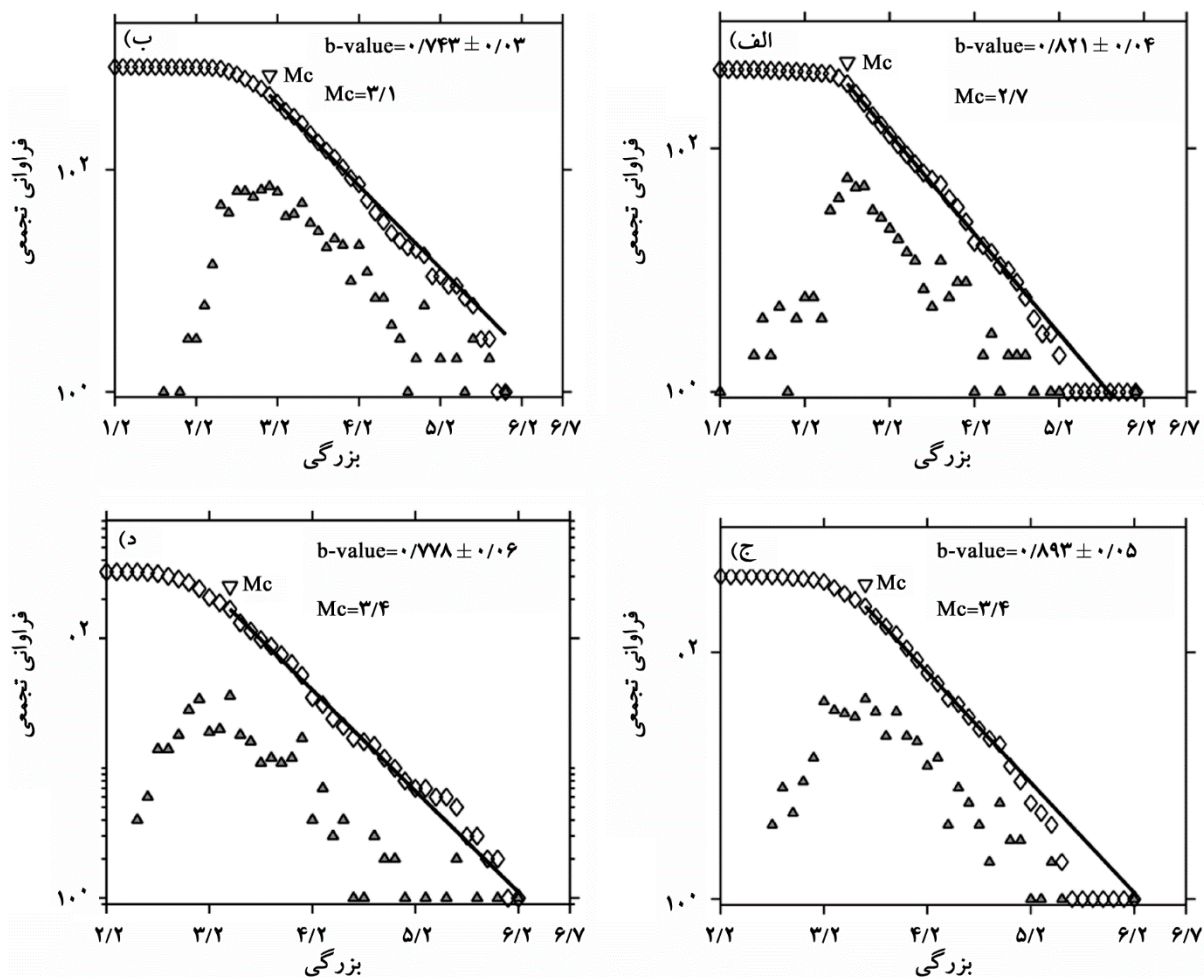
در شیب نمودار فراوانی- بزرگی بیان‌کننده مقدار بزرگی کمال است که دلیل آن کامل نبودن مقادیر کوچک‌تر از آن در مجموعه داده‌ها است [۳۲]. در این تحقیق بزرگی کمال از روش انحنا حد اکثر^۸ به دست آمد. در این روش نقطه انحنا حد اکثر از منحنی توزیع فراوانی- بزرگی غیر تجمعی انتخاب می‌شود [۳۳]. مقدار بزرگی حد اقل برای زمین لرزه سیلاخور، مورموری، دشتی و قشم به ترتیب ۲/۷، ۳/۱، ۳/۴ و ۳/۴ به دست آمد (شکل ۲).

به دلیل اینکه بزرگی کمال عامل مهمی در مطالعات لرزه‌خیزی است و با گذشت زمان مقدار آن تغییر می‌کند، نمودار تغییرات بزرگی کمال در زمان برای مناطق مورد مطالعه ترسیم گردید (شکل ۳).

پاسخ مطلوب داده‌ها باید از نظر بزرگی همگن شوند. در این تحقیق برای همگن کردن کاتالوگ، زمین لرزه‌هایی که هر دو نوع بزرگی برای آنها گزارش شده، از میان داده‌ها انتخاب و رابطه بین دو نوع بزرگی محاسبه شد و با استفاده از رابطه به دست آمده، کاتالوگ‌های تهیه شده به بزرگی M_L همگن شدند [۳۰]. سپس به منظور اطمینان از کامل بودن داده‌ها بزرگی کمال با استفاده از رابطه گوتبرگ- ریشتر (۱۹۵۴) محاسبه گردید [۳۱]:

$$\log_{10} N = a - bM \quad (2)$$

که در آن N تعداد زمین لرزه‌های با بزرگی M ، a و b ضرایب ثابت معروف به متغیرهای لرزه‌خیزی هستند. تغییر



شکل (۲): نمودارهای فراوانی- بزرگی زمین لرزه‌های مناطق مورد مطالعه: الف) زمین لرزه ۲۰۰۶ سیلاخور، ب) زمین لرزه ۲۰۱۴ مورموری، ج) زمین لرزه ۲۰۱۳ دشتی، و د) زمین لرزه ۲۰۰۵ قشم.

محاسبه می گردد:

$$T'(n) = t(n) - t(n - 1) \quad (3)$$

که $t(n)$ زمان وقوع n -امین زمین لرزه با $M \geq M_{min}$ و تابع T' فاصله زمانی بین دو زمین لرزه متوالی است. مقادیر کم T' نشان دهنده افزایش فراوانی زمین لرزه ها در زمان و مقادیر زیاد آن بیانگر کاهش فعالیت لرزه خیزی است. برای ارزیابی مناسب تر فاصله بین دو زمین لرزه متوالی از هموارسازی آن توسط زمین لرزه های مجاور استفاده می گردد. تابع هموارساز مرسوم برای این کار تابع گوسی می باشد که به صورت زیر معرفی می شود.

$$f(n, s) = \frac{1}{s\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{n^2}{2s^2}\right) \quad (4)$$

که $n = 1, 2, 3, \dots$ و s پارامتر هموارسازی^{۱۱} است که انحراف معیار تابع هموارساز گوسی می باشد. در شعاع R پارامتر هموارسازی (s) گسترده گی زمین لرزه های اطراف برای تعیین مقادیر هموار شده را کنترل می کند. k -امین رویداد لرزه ای هموار شده، از پیشش^{۱۱} فواصل زمانی و تابع هموارساز گوسی به صورت زیر محاسبه می شود:

$$T(k) = \sum_{n=0}^l T'(k - n)f(n, s) \quad (5)$$

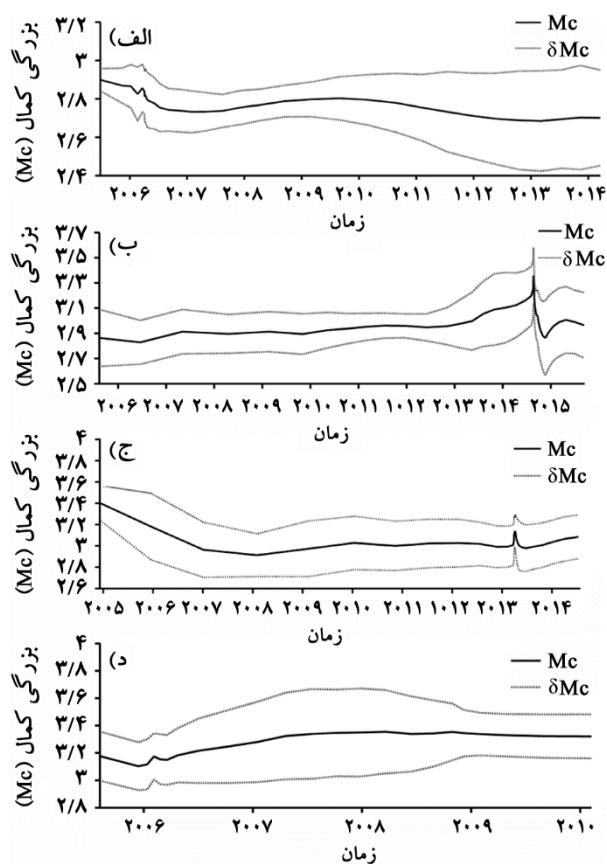
جایی که $T(k)$ پیشش زمانی است که کاهش و افزایش آن به ترتیب بیانگر فعالیت و آرامش لرزه ای است. l تعیین کننده تعداد زمین لرزه هایی است که در نزدیک ترین فاصله تا شوک اصلی قرار دارند. مقدار l به گونه ای تعیین می شود که تابع $f(n, s)$ تقریباً صفر شود. بنابراین تابع $T(k)$ به دو پارامتر R و s بستگی دارد. برای تشخیص دوره آرامش لرزه ای دانستن مقدار متوسط $T(k)$ که در یک فاصله زمانی بزرگ به دست آمده ضروری است (فرض بر این است که این مقدار ثابت است). مقدار متوسط $T(k)$ با رابطه زیر محاسبه می شود:

$$\bar{T} = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N T(k) \quad (6)$$

که N تعداد کل زمین لرزه هایی با $M \geq M_{min}$ است. مقدار انحراف معیار به صورت زیر به دست می آید:

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{k=1}^N [T(k) - \bar{T}]^2} \quad (7)$$

همان طور که در شکل (۳) مشاهده می شود، مقدار این پارامتر در چهار زمین لرزه مورد بررسی تغییرات ناچیزی داشته است. در این تحقیق برای مقایسه بهتر نتایج تجزیه و تحلیل های بعدی، بزرگی حداقل برای هر چهار منطقه ۳/۴ در نظر گرفته شد. به منظور کامل سازی کاتالوگ، بزرگی های کوچک تر از بزرگی حداقل از بین داده ها حذف، و به این ترتیب برای تجزیه و تحلیل های بعدی آماده گردید.



شکل (۳): نمودارهای بزرگی کمال (M_c) - زمان مربوط به زمین لرزه های مناطق مورد مطالعه: الف) زمین لرزه ۲۰۰۶ سیلاخور، ب) زمین لرزه ۲۰۱۴ مورموری، ج) زمین لرزه ۲۰۱۳ دشتی و د) زمین لرزه ۲۰۰۵ قشم.

۳-۲- الگوریتم شرایدر^۹

این الگوریتم که اولین بار در سال ۱۹۹۰ توسط محققى به همین نام ارائه گردید به منظور تعیین آرامش لرزه ای در مناطق مختلف به کار می رود [۶-۷]. در این روش ابتدا محدوده ای به شعاع R و مرکزی قرار دادی انتخاب و سپس تابع زیر برای آن

الگوی لرزه‌خیزی زمین لرزه‌های بزرگ زاگرس این مقادیر در چهار منطقه یکسان در نظر گرفته شد. برای مطالعه الگوی لرزه‌خیزی به‌خصوص دوره‌های آرامش و فعال لرزه‌ای، نمودار تغییرات زمانی پیچش زمانی ($T(k)$) ترسیم و محدوده آرامش لرزه‌ای برای هر چهار زمین لرزه مشخص گردید (شکل ۵-الف، ۶-الف، ۷-الف، ۸-الف).

۳-۳- شاخص حساسیت

حساسیت الگوریتم به پارامترهای ورودی عبارت است از نسبت تغییرات در مقادیر خروجی از الگوریتم با توجه به تغییر در مقدار آن پارامتر درحالی که دیگر پارامترهای ورودی ثابت هستند. در این تحقیق شاخص حساسیت با استفاده از رابطه زیر محاسبه می‌شود [۳۴]:

$$SI = \frac{100}{N} \sum_{i=1}^N \frac{(X_{ni} - X_{ci})}{X_{ci}} \times \Delta^{-1} \quad (8)$$

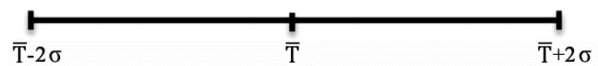
که N تعداد نقاط مشاهداتی، X_{ni} مقدار جدید خروجی برای i -امین نقطه مقدار تغییر یافته پارامتر ورودی، X_{ci} مقدار خروجی برای i -امین نقطه در مقادیر کنترل و Δ قدر مطلق مقدار تغییر در پارامتر ورودی است. در این پژوهش برای تعیین چگونگی اثرپذیری مقادیر خروجی الگوریتم شرایدر از دو پارامتر قابل تغییر s و l که نقش مستقیم در تعیین مقادیر خروجی دارند، از تجزیه و تحلیل حساسیت استفاده گردید.

۴- نتایج و بحث

در این پژوهش برای بررسی تغییرات زمانی الگوی لرزه‌خیزی زمین لرزه‌های ۲۰۰۶ سیلاخور، ۲۰۱۴ مورموری، ۲۰۱۳ دشتی و ۲۰۰۵ قشم از الگوریتم شرایدر استفاده شد. به‌منظور بررسی الگوی لرزه‌خیزی علاوه بر نمودار پیچش زمانی- زمان از نمودارهای بزرگی- زمان، فراوانی زمین لرزه‌ها- زمان و مکان- زمان نیز استفاده گردید (شکل‌های ۵ تا ۸).

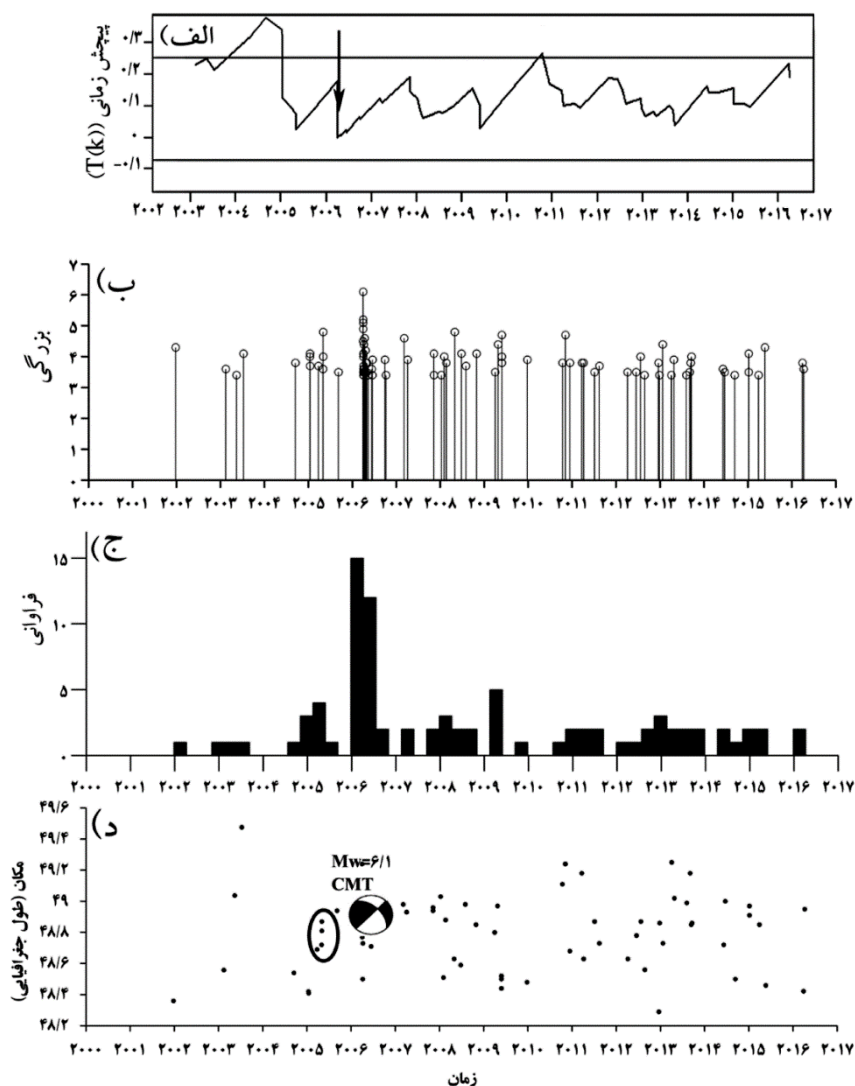
تغییرات زمانی پارامترهای لرزه‌خیزی زمین لرزه ۲۰۰۶ سیلاخور در شکل (۵) به نمایش درآمده است. در نمودار پیچش

برای اینکه محدوده آرامش لرزه‌ای با دقت بیشتری محاسبه شود به‌جای استفاده از میانگین و انحراف معیار از مقادیر اصلاح شده آنها استفاده می‌شود. به این صورت که ابتدا درصدی از نقاط پرت (به‌عنوان مثال ۵٪) از داده‌ها حذف گردیده و مقادیر مورد نظر مجدداً محاسبه می‌شود. شرایدر مقادیر $T(k)$ خارج از محدوده $\bar{T} \pm 3\sigma$ را به‌عنوان آرامش لرزه‌ای در نظر گرفته است. به‌دلیل اینکه تابع پیچش مقطعی $T(k)$ یک توزیع تقریباً گوسین دارد، شرایدر مقادیر $T(k)$ را به‌صورت غیرعادی بزرگ در نظر گرفت که آرامش لرزه‌ای غیرعادی را نمایش می‌دهد [۷]. اما تحقیقات انجام شده در سال‌های اخیر نشان می‌دهد که محدوده آرامش لرزه‌ای را می‌توان با مقادیر جدید ($\bar{T} \pm 2\sigma$) به‌صورت زیر در نظر گرفت [۷]:



شکل (۴): تصویر شماتیک از محدوده آرامش لرزه‌ای.

مهم‌ترین پارامترها در اجرای الگوریتم شرایدر M_{min} ، R ، s و l می‌باشند. پارامترهای R و M_{min} همان‌طور که در بالا اشاره شد محاسبه می‌شوند (این مقادیر برای مناطق مختلف با استفاده از روابط مشخصی محاسبه می‌شوند). این پارامترها نقش مؤثری در تعیین مقادیر ورودی به الگوریتم شرایدر (T') دارند. پارامتر s بر اساس شعاع محدوده مورد مطالعه (R) و ماهیت داده‌ها انتخاب گردید. لازم به ذکر است که هرچند پارامتر l برحسب s تعیین می‌شود اما مقدار گسسته آن می‌تواند تعیین‌کننده میزان نزدیک شدن هموارساز پیوسته گوسی به صفر باشد و در انتخاب مقدار آن باید دقت لازم صورت گیرد. به‌عبارت‌دیگر، دو پارامتر s و l به‌طور مستقیم در تعیین مقادیر خروجی از الگوریتم شرایدر ($T(k)$) مؤثر می‌باشند. شرایدر به دلیل اینکه برای $R=100$ کیلومتر تعداد زیادی داده داشت مقدار $s=5$ و $l=28$ در نظر گرفت. در این تحقیق به‌منظور بررسی الگوی لرزه‌خیزی پیش از زمین لرزه‌های مورد مطالعه شعاع حدود ۶۰ کیلومتر، $s=2$ و $l=6$ در نظر گرفته شد (در این تحقیق به‌منظور بررسی و مقایسه



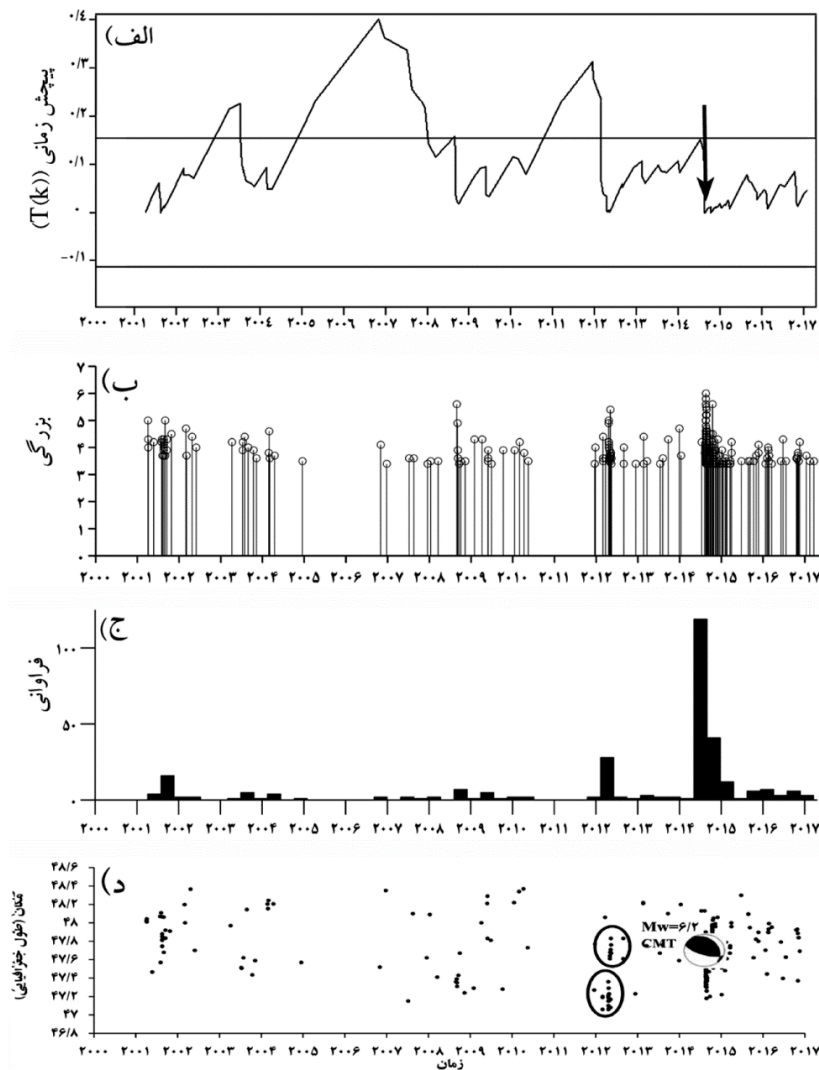
شکل (۵): نمودارهای تغییرات زمانی پارامترهای لرزه‌خیزی زمین لرزه سیلاخور: الف) نمودار پیش‌زمانی - زمان، ب) بزرگی - زمان، ج) فراوانی زمین‌لرزه‌ها - زمان و د) مکان - زمان، بیضی تو خالی نشان‌دهنده‌ی خوشه‌های لرزه‌ای از زمین‌لرزه‌هایی با بزرگی متوسط است.

قابل مشاهده است (شکل ۵-ب، ج). در نمودار مکان - زمان حدود ۱/۵ سال پیش از وقوع زمین‌لرزه ۲۰۰۶ سیلاخور آرامش لرزه‌ای به همراه خوشه‌ای از زمین‌لرزه‌هایی با بزرگی متوسط (الگوی دونات، سال ۲۰۰۵) دیده می‌شود (شکل ۵-د). در نمودار پیش‌زمانی - زمان این تغییرات به صورت کاهش ناگهانی نمودار در سال ۲۰۰۵ و افزایش کوچک پس از آن دیده می‌شوند (شکل ۵-الف). پس از وقوع زمین‌لرزه ۲۰۰۶ سیلاخور فعالیت لرزه‌خیزی در منطقه افزایش یافته اما هنوز زمین‌لرزه بزرگی رخ نداده است (شکل ۵-الف و ب). در سال ۲۰۱۱

زمانی مشاهده می‌شود که حدود ۱/۵ سال قبل از زمین‌لرزه مقدار تابع پیش‌بینی از حد $\bar{T} \pm 2\sigma$ است که نشان می‌دهد تا سال ۲۰۰۵ فعالیت لرزه‌ای در منطقه کم بوده و پس از آن تا زمان رویداد حادثه اصلی مقدار تابع حاکی از افزایش فعالیت لرزه‌ای می‌باشد (شکل ۵-الف). بعد از زمین‌لرزه اصلی نیز مقدار تابع پیش‌بینی همواره کمتر از مقدار حد بوده و یا به عبارتی منطقه در این دوره دائماً فعال بوده است. بخشی از این دوره فعالیت مربوط به رویداد حوادث پس‌لرزه‌ای زمین‌لرزه اصلی است. در نمودارهای بزرگی - زمان، فراوانی زمین‌لرزه‌ها - زمان این تغییرات

مورموری است (شکل ۶-الف). در نمودار مکان-زمان حدود دو سال پیش از شوک اصلی (سال ۲۰۱۲) دو خوشه از زمین‌لرزه‌های با بزرگی متوسط و پس از آن آرامش لرزه‌ای دیده می‌شود (شکل ۶-د). در نمودار پیچش زمانی این تغییرات به صورت کاهش ناگهانی نمودار در سال ۲۰۱۲ و افزایش کوچک پس از آن مشاهده می‌شود. در نمودارهای بزرگی-زمان و فراوانی زمین‌لرزه‌ها-زمان این تغییرات به صورت افزایش بزرگی و فراوانی زمین‌لرزه‌ها در سال ۲۰۱۲ و کاهش پس از آن مشاهده می‌شود (شکل ۶-ب، ج). در سال‌های ۲۰۰۴ و ۲۰۰۸ نیز کاهش در نمودار

دسته‌ای از زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای متوسط (۴ تا ۵) که مربوط به الگوی لرزه‌خیزی پیش‌زمینه هستند به وقوع پیوسته که در نمودار پیچش زمانی به صورت کاهش در نمودار دیده می‌شود. نمودار پیچش زمانی برای زمین‌لرزه ۲۰۱۴ مورموری نیز مشابه زمین‌لرزه سیلاخور است؛ به صورتی که تا سال ۲۰۱۲ یعنی حدود ۲ سال قبل از رویداد زمین‌لرزه اصلی، مقدار تابع پیچش در اکثر موارد بیش از حد $\bar{T} \pm 2\sigma$ می‌باشد که نشان‌دهنده کم بودن نرخ لرزه‌خیزی در این بازه زمانی است. پس از آن مقدار تابع به طور محسوسی از حد مورد نظر کاهش یافته که بیانگر افزایش نرخ لرزه‌خیزی در منطقه پیش از وقوع زمین‌لرزه

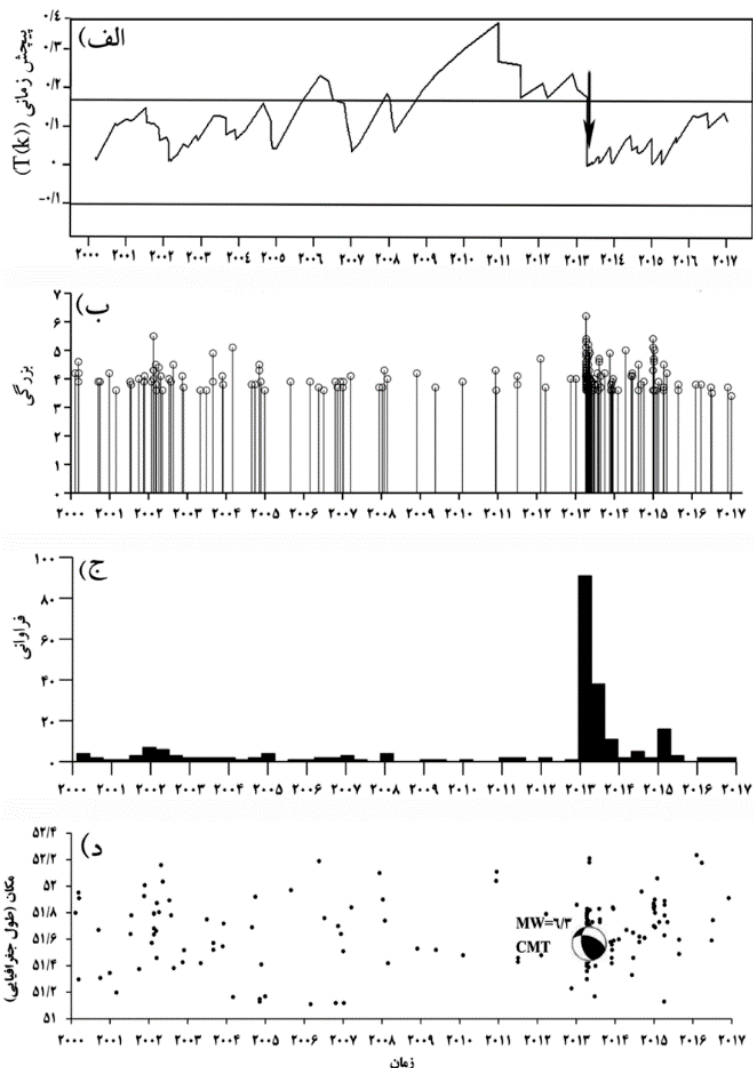


شکل (۶): نمودارهای تغییرات زمانی پارامترهای لرزه‌خیزی زمین‌لرزه ۲۰۱۴ مورموری، ایلام: الف) نمودار پیچش زمانی-زمان، ب) بزرگی-زمان، ج) فراوانی زمین‌لرزه‌ها-زمان، و د) مکان-زمان، بیضی تو خالی نشان‌دهنده خوشه‌های لرزه‌ای از زمین‌لرزه‌هایی با بزرگی متوسط است.

اصلی مشاهده می‌شود [شکل‌های ۲ و ۳ مرجع ۷]. همان‌طور که در این شکل‌ها دیده می‌شود مقادیر تابع پیچش زمانی برای آرامش لرزه‌ای خارج از محدوده $\pm 2\sigma$ قرار گرفته است [۷]. نمودار پیچش زمانی برای زمین لرزه ۲۰۱۳ دشتی بیانگر سه دوره افزایش و کاهش فعالیت لرزه‌خیزی در منطقه است. از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۴ مقدار تابع پیچش کمتر از $\pm 2\sigma$ یا به عبارتی فعالیت لرزه‌خیزی بالا بوده است. در نمودارهای بزرگی-زمان، فراوانی زمین لرزه‌ها- زمان و مکان- زمان به صورت افزایش در فراوانی و بزرگی زمین لرزه‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۷). از سال ۲۰۰۵ تا درست قبل از رویداد زمین لرزه اصلی، مقدار تابع پیچش در اکثر مواقع بیش از $\pm 2\sigma$ بوده که

پیچش زمانی دیده می‌شود که این کاهش به دلیل وقوع خوشه‌ای از زمین لرزه‌هایی با بزرگای متوسط (۴/۵ تا ۵/۵) است که مربوط به لرزه‌خیزی پیش‌زمینه می‌باشد. پس از رویداد زمین لرزه مورموری تا کنون مقدار تابع پیچش در کمترین حد خود قرار دارد که نشان‌دهنده‌ی بالا بودن فعالیت لرزه‌ای به دلیل رویداد حوادث پس لرزه‌ای است.

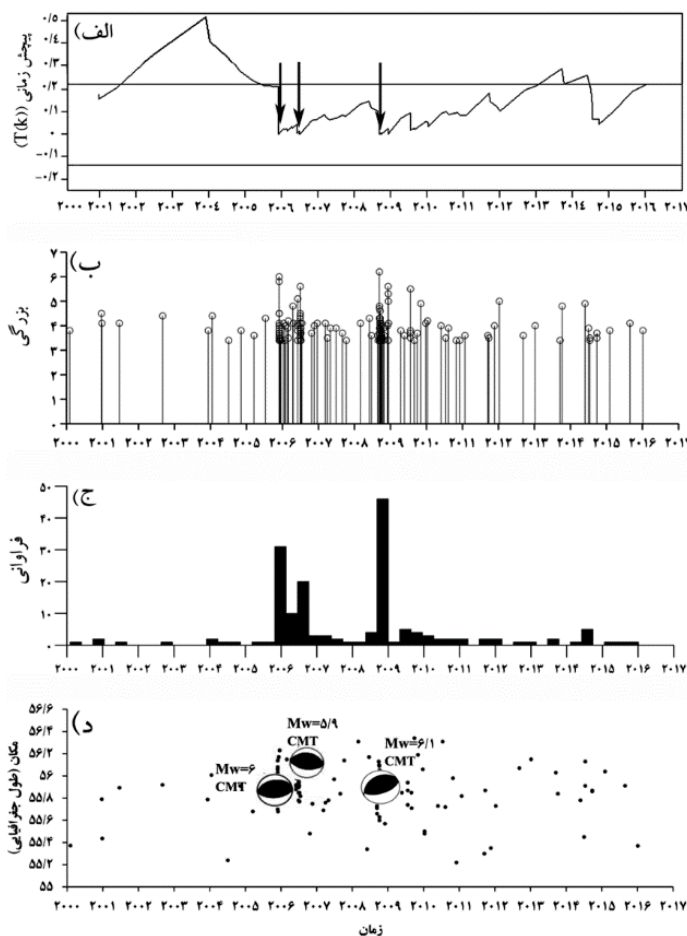
الگوی مشاهده شده برای دوزمین لرزه سیلاخور و مورموری با نتایج مطالعات صورت گرفته با استفاده از روش شرایدر برای زمین لرزه ۱۹۷۸ اوهاکا ($M_w=7/8$ ، سواحل مکزیک) تطابق دارد. در این منطقه نیز قبل از زمین لرزه ۱۹۷۸ با بزرگای $M_w=7/8$ یک دوره آرامش لرزه‌ای و همچنین وقوع پیش لرزه قبل از شوک



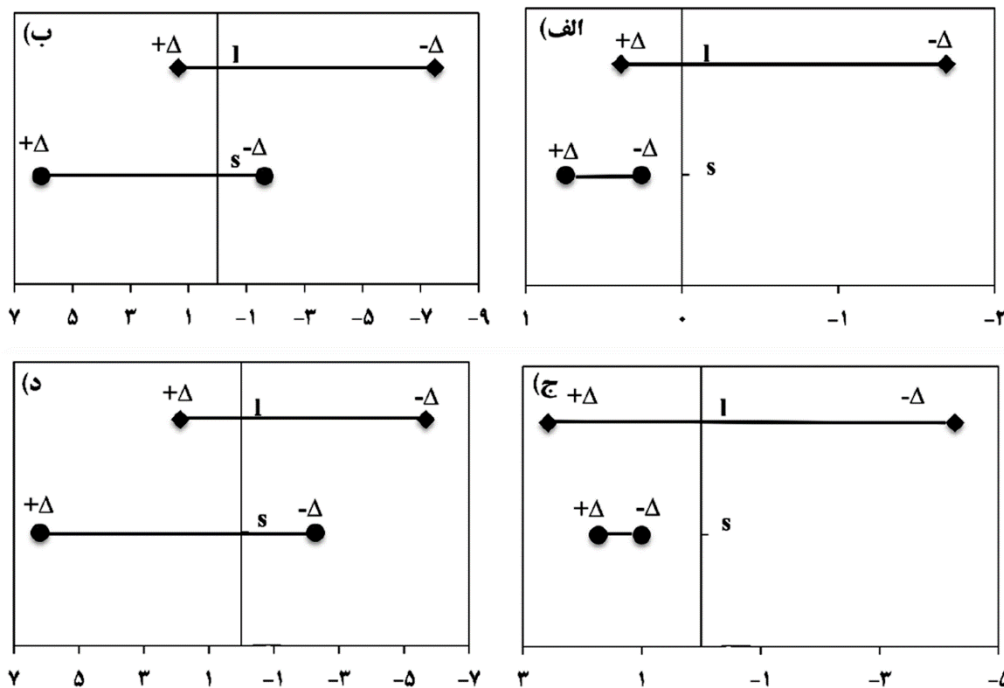
شکل (۷): نمودارهای تغییرات زمانی پارامترهای لرزه‌خیزی زمین لرزه ۲۰۱۳ دشتی، بوشهر: (الف) نمودار پیچش زمانی- زمان، (ب) بزرگی- زمان، (ج) فراوانی زمین لرزه‌ها- زمان، و (د) مکان- زمان.

به‌صورتی که پس از ۲۰۰۵ زمین‌لرزه‌هایی با $M_w=5/9$ و $M_w=6/1$ به ترتیب در سال‌های ۲۰۰۶ و ۲۰۰۸ در منطقه به‌وقوع پیوست (شکل ۸-د). در نمودارهای بزرگی-زمان، فراوانی زمین‌لرزه‌ها-زمان و مکان-زمان تغییرات در فعالیت لرزه‌خیزی این منطقه قابل مشاهده است (شکل ۸-ب، ج، د). الگوی به‌دست آمده برای دو زمین‌لرزه دشتی و قشم با نتایج مطالعات پیشین انجام شده با استفاده از روش شرایدر برای زمین‌لرزه‌های ۱۹۸۵ سواحل مکزیک شباهت دارد. در این منطقه نیز قبل از دو زمین‌لرزه ۱۹۸۵ با بزرگای $M_w=8$ و $M_w=7/6$ یک دوره آرامش لرزه‌ای بدون وقوع پیش‌لرزه قبل از شوک اصلی مشاهده می‌شود [شکل ۲ از مرجع ۷]. همان‌طور که در این شکل دیده می‌شود مقادیر تابع پیچش زمانی برای آرامش لرزه‌ای خارج از محدوده $\bar{T} \pm 2\sigma$ قرار گرفته است [۷].

نشان‌دهنده‌ی کاهش فعالیت لرزه‌خیزی (آرامش لرزه‌ای) در منطقه است (شکل ۷-الف). بعد از وقوع زمین‌لرزه دشتی به‌دلیل رویداد پس‌لرزه‌ها مقدار تابع پیچش کاهش یافته است. به نظر می‌رسد با گذشت زمان و سپری شدن دوره رویداد حوادث پس‌لرزه‌ای، مقدار تابع پیچش کمی افزایش یافته ولی هنوز نشان‌دهنده‌ی بالا بودن فعالیت لرزه‌ای در منطقه است. در نمودار پیچش زمانی در سال ۲۰۰۷ کاهش کوچکی وجود دارد که این کاهش نیز به‌دلیل وقوع زمین‌لرزه‌های پیش‌زمینه با بزرگای حدود ۴ است. در نمودارهای بزرگی-زمان، فراوانی زمین‌لرزه‌ها-زمان و مکان-زمان این آرامش لرزه‌ای قابل مشاهده است (شکل ۷-ب، ج، د). نمودار پیچش زمانی زمین‌لرزه ۲۰۰۵ قشم نیز مانند زمین‌لرزه دشتی تا سال ۲۰۰۵ نشان از کم بودن فعالیت لرزه‌خیزی و پس از آن افزایش نرخ لرزه‌خیزی در منطقه دارد (شکل ۸-الف).



شکل (۸): نمودارهای تغییرات زمانی پارامترهای لرزه‌خیزی زمین‌لرزه ۲۰۰۵ قشم: (الف) نمودار پیچش زمانی-زمان، (ب) بزرگی-زمان، (ج) فراوانی زمین‌لرزه‌ها-زمان، و (د) مکان-زمان.



شکل (۹): نمودارهای تجزیه و تحلیل حساسیت مناطق مورد مطالعه: الف) زمین لرزه ۲۰۰۶ سیلاخور، ب) زمین لرزه ۲۰۱۴ مورموری، ج) زمین لرزه ۲۰۱۳ دشتی، و د) زمین لرزه ۲۰۰۵ قشم (دامنه تغییرات $\pm 20\%$ درصد در نظر گرفته شده است).

۵- نتیجه گیری

در این تحقیق الگوی زمانی لرزه خیزی پیش از زمین لرزه های ۲۰۰۵ قشم، ۲۰۰۶ سیلاخور، ۲۰۱۳ دشتی و ۲۰۱۴ مورموری با استفاده از روش شرایدر مورد بررسی قرار گرفت. به منظور بررسی بهتر تغییرات زمانی لرزه خیزی از نمودارهای بزرگی-زمان، فراوانی زمین لرزه ها-زمان و مکان-زمان نیز استفاده گردید. با توجه به تغییرات مشاهده شده در نمودارهای تغییرات زمانی، پیش نشانگرهای لرزه خیزی قبل از زمین لرزه های ۲۰۰۶ سیلاخور و ۲۰۱۴ مورموری که هر دو در بخش شمالی زاگرس به وقوع پیوسته اند، مشابه می باشد. همان طور که مشاهده می شود قبل از وقوع این زمین لرزه ها آرامش لرزه ای به همراه خوشه هایی از زمین لرزه های با بزرگی متوسط (الگوی دونات) رخ داده اند. نکته جالب توجه در مورد این دو زمین لرزه رخداد پیش لرزه هایی با بزرگی متوسط روز قبل از وقوع شوک اصلی می باشد. تغییرات پیش از زمین لرزه های ۲۰۱۳ بوشهر و ۲۰۰۵ قشم که هر دو در بخش جنوبی زاگرس رخ داده اند، نیز به همدیگر شباهت

شکل (۹) نتایج حاصل از تجزیه و تحلیل حساسیت به ازای افزایش و کاهش ۲۰ درصد در مقدار پارامترها ($\Delta=0/2$) را نشان می دهد. در حالت کاهش ۲۰ درصدی در پارامتر I خروجی الگوریتم شرایدر در همه مناطق حساسیت بیشتری نسبت به افزایش ۲۰ درصدی نشان می دهد که این تفاوت در حساسیت در دو منطقه ایلام و قشم به صورت چشمگیری مشاهده می شود. در حالت افزایش ۲۰ درصدی در پارامتر s خروجی الگوریتم شرایدر در همه مناطق حساسیت بیشتری نسبت به کاهش ۲۰ درصدی نشان می دهد که این تفاوت در حساسیت به جز در سیلاخور در سایر مناطق به صورت چشمگیری مشاهده می شود. همچنین در هر چهار منطقه عمدتاً بازه تغییرات پارامتر I بیشتر از s است. بنابراین پارامتر I تأثیر بیشتری بر خروجی الگوریتم شرایدر داشته و لازم است این پارامتر با دقت انتخاب شود. بنابراین می توان گفت که تعیین مقدار پارامتر I نسبت به s از اهمیت بیشتری برخوردار است و نقش تعیین کننده ای در بررسی الگوی لرزه خیزی با استفاده از الگوریتم شرایدر دارد.

- Temporal variations of seismicity parameters in the central Alborz, Iran. *Acta Geophys.*, **62**(3), 486-504.
5. Hashemi, S.N. (2013) Seismicity characterization of Iran: A multivariate statistical approach. *Math. Geosci.*, **45**, 705-725. DOI 10.1007/s11004-013-9463-4.
 6. Schreider, S.Yu. (1990) Formal definition of premonitory seismic quiescence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **61**, 113-127.
 7. Muñoz-Diosdado, A., Rudolf-Navarro, A.H., Angulo-Brown, F., and Barrera-Ferrer, A.G. (2015) Patterns of significant seismic quiescence on the Mexican Pacific coast. *Phys. Chem. Earth*, **85-86**, 119-130. doi: 10.1016/j.pce.2015.03.009.
 8. Tatar, M., Hatzfeld, D., Martinod, J., Walpersdorf, A., Ghafory-Ashtiany, M., and Chéry, J. (2002) The present-day deformation of the central Zagros from GPS measurements. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(19), doi: 10.1029/2002GL015159.
 9. Vernant, P., Nilforoushan, F., Chéry, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J.F., Sedighi, M., and Tavakoli, F. (2004) Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **223**(1-2), 177-185, DOI: 10.1016/j.epsl.2004.04.017.
 10. Walpersdorf, A., Hatzfeld, D., Nankali, H., Tavakoli, F., Nilforoushan, F., Tatar, M., Vernant, P., Chéry, J., and Masson, F. (2006) Difference in the GPS deformation pattern of North and Central Zagros (Iran). *Geophys. J. Int.*, **167**, 1077-1088.
 11. Berberian, M. (1995) Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics*, **241**, 193-224.
 12. Talebian, M. and Jackson, J. (2004) A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran. *Geophys. J. Int.*, **156**, 506-526.
 13. Engdahl, E.R., Jackson, J.A., Myers, S.C., Bergman, E.A., and Priestley, K. (2006) Relocation and assessment of seismicity in the Iran region. *Geophys. J. Int.*, **167**, 761-778.

دارند؛ به گونه‌ای که چند سال پیش از وقوع این زمین‌لرزه‌ها آرامش لرزه‌ای (کاهش نرخ لرزه‌خیزی) و سپس وقوع ناگهانی زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای حدود $M_w \sim 6$ دیده می‌شود. بر اساس تجزیه و تحلیل حساسیت پارامترهای s و l باید با دقت انتخاب شوند. نتایج این تجزیه و تحلیل نشان می‌دهد که این پارامترها بر روی نتایج الگوریتم شرایدر تأثیر قابل توجهی دارند. نتایج بیان شده در این پژوهش با مطالعات پیشین که با استفاده از روش شرایدر صورت گرفته‌اند همخوانی دارد [۶-۷]. نتایج این مطالعات نیز همانند تحقیق حاضر نشان داد که الگوریتم شرایدر به دلیل استفاده هوشمندانه از پارامتر زمان (t) و درگیر کردن اطلاعات زمین‌لرزه‌های اطراف توانایی بالایی در بررسی الگوی زمانی لرزه‌خیزی و نمایش پیش‌نشانگر آرامش لرزه‌ای پیش از وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ را دارد. یکی از مزیت‌های مهم تابع پیچش در مقایسه با برخی از پارامترهای دیگر از جمله z -value این است که این تابع نسبی نیست و مقادیر بالاتر از حد خاصی ($\bar{T} \pm 2\sigma$) نشان‌دهنده آرامش لرزه‌ای است. در حالی که در پارامتری مثل z -value نرخ لرزه‌خیزی به صورت نسبی بین یک دوره با دوره‌های دیگر بررسی می‌شود.

مراجع

1. Mirabedini, M.S. and Agh-Atabai, M. (2015) Investigation of precursory property of fractal dimensions before the Baladeh-Kojour earthquake Central Alborz. *Geosciences (Tectonic)*, **24**(94), 127-132 (in Persian).
2. Abbott, E.R. and Brudzinski, M.R. (2015) Shallow seismicity patterns in the northwestern section of the Mexico Subduction Zone. *J. South American Earth Sci.* **63**, 279-292.
3. Florido, E., Martínez-Álvarez, F., Morales-Esteban, A., Reyes, J., and Aznarte-Mellado, J.L. (2015) Detecting precursory patterns to enhance earthquake prediction in Chile. *Comput. & Geosci.*, **76**, 112-120.
4. Agh-Atabai, M. and Mirabedini, M.S. (2014)

24. Ansari pour, M. and Rezapour, M. (2014) Aftershock investigation of Kaki-Bushehr earthquake. *The 16th Conference of Geophysics, Iran*, 335-342 (in Persian).
25. Nissen, E., Ghorashi, M., Jackson, J., Parsons, P., and Talebian, M. (2007) The 2005 Qeshm Island earthquake (Iran) – a link between buried reverse faulting and surface folding in the Zagros Simply Folded Belt? *Geophys. J. Int.*, **171**, 326-338. doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03514.x.
26. Gardner, J.K. and Knopoff, L. (1974) Is the sequence of earthquakes in southern California, with aftershocks removed, poissonian? *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **64**, 1363-1367.
27. Reasenber, P. (1985) Second-order moment of central California seismicity. *Earthquake Notes*, **57**(21).
28. Uhrhammer, P. (1986) Characteristics of northern and southern California seismicity. *Earthquake Notes*, **57**(21).
29. Keilis-Borok, V.I. and Kossobokov, V.G. (1986) Time of increased probability for the great earthquakes of the world. *Computational Seismology*, **19**, 48-58.
30. Mousavi-Bafrouei, S.H., Mirzaei, N., and Shabani, E. (2014) A declustered earthquake catalog for the Iranian Plateau. *Ann. Geophys.*, **57**(6), S0653. doi:10.4401/ag-6395.
31. Gutenberg, B. and Richter, C.F. (1954) Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **46**(1), 105-146.
32. Wiemer, S. and Wyss, M. (2000) Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: examples from Alaska, the western United States, and Japan. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **90**(4), 859-869.
33. Wiemer, S. (2001) A software package to analyze seismicity: ZMAP. *Seis. Res. Lett.*, **72**, 373-382.
34. Esfandiari, M. and Maheshwari, B.L. (2000) Sensitivity of furrow irrigation model to input parameters. *Agriculture Engineering J.*, **9**(3-4), 117-128.
14. Hatzfeld, D., Authemayou, C., van der Beek, P., Bellier, O., Lavé, J., Oveisi, B., Tatar, M., Tavakoli, F., Walpersdorf, A., and Yamini-Fard, F. (2010) The kinematics of the Zagros Mountains (Iran). *Geological Soci. London*, Special Publications 330, 19-42. doi:10.1144/SP330.3.
15. CMT (2017) Centroid Moment Tensor. <http://www.globalcmt.org/>.
16. IIEES (2017) International Institute of Earthquake Engineering and Seismology. www.iiees.ac.ir.
17. Rezapour, M. (2009) Analysis of the causative fault during Silakhor earthquake, March 31, 2006 in Lorestan province. *Iranian J. Geophys.* **3**(1), 75-89 (in Persian).
18. Nissen, E., Tatar, M., Jackson, J.A., and Allen, M.B. (2011) New views on earthquake faulting in the Zagros fold-and-thrust belt of Iran. *Geophys. J. Int.*, **186**, 928-944.
19. Talebian, M. and Jackson, J. (2002) Offset on the main recent fault of NW Iran and implications for the late Cenozoic tectonics of the Arabia-Eurasia collision zone. *Geophys. J. Int.*, **150**, 422-439.
20. Motaghi, M. Bahroudi, A. Haghshenas Haghghi, M. Samsonov, S. Fielding, E. and Wetze, H-U. (2015) The 18 August 2014 Mw 6.2 Mormori, Iran, earthquake: A thin-skinned faulting in the Zagros mountain inferred from InSAR measurements. *Seismological Research Letters*, **86**(3), 1-8, doi: 10.1785/0220140222.
21. Hessami, K., Nilforoushan, F., and Talbot, C.J. (2006) Active deformation within the Zagros Mountains deduced from GPS measurements. *J. Geological Soci. London*, **163**, 143-148. Printed in Great Britain.
22. Bahroudi, A. and Talbot, C.J. (2003) The configuration of the basement beneath the Zagros Basin. *J. Petroleum Geology*, **26**(3), 257-282.
23. Mohammadi, H. and Bayrak, Y. (2015) The Mw 6.3 Shonbeh (Bushehr) mainshock, and its aftershock sequence: Tectonic implications and seismicity triggering. *Eastern Anatolian J. Science I*, Issue II, 43-56.

واژه‌نامه

Main Zagros Reverse Fault	۱- گسل اصلی معکوس زاگرس
Main Recent Fault	۲- گسل عهد حاضر
High Zagros Fault	۳- گسل زاگرس مرتفع
Mountain Front Fault	۴- گسل پیشانی کوهستان
Zagros Foredeep Fault	۵- گسل پیش‌ژرفای زاگرس
Kazerun Fault System	۶- سیستم گسلی کازرون
InSAR	۷- داده‌های راداری
Maximum Curvature Method	۸- روش انحنای حداکثر
Schreider Algorithm	۹- الگوریتم شرایدر
Smoothness Parameter	۱۰- پارامتر هموارسازی
Convolution	۱۱- پیچش
Temporary Convolution Function	۱۲- تابع پیچش مقطعی

Study of the Temporal Variations of Seismicity Pattern in the Zagros Fold and Thrust Belt Using Schreider Algorithm

Maryam Sadat Mirabedini¹, Maryam Agh-Atabai^{2*}, Majid Azimmohseni³, Mostafa Allameh Zadeh⁴

1. Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Sciences, Golestan University, Gorgan, Iran
2. Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Golestan University, Gorgan, Iran
*Corresponding Author: m.aghatabai@gu.ac.ir
3. Assistant Professor, Department of Statistics, Faculty of Sciences, Golestan University, Gorgan, Iran
4. Assistant Professor, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran

Seismicity pattern studies are one of the effective tools in the interpretation of variation in seismic sequence. The study of variations of seismicity parameters as a function of time indicates that the temporal distribution of events is not uniform, and these parameters can give quantitative information about the seismic patterns of different regions. In this research, to investigate temporal variations of seismicity pattern in the Zagros fold and thrust belt, the Schreider algorithm is applied. This algorithm that introduced by Schreider (1990) to detect seismic quiescence has been used in different parts of the world. For this purpose, four earthquakes with $M_w \geq 6$ that have recently been occurred in Zagros have been studied. At first, a complete catalogue from the period of 2000 to 2017 within a circular area has been selected. Then, the catalogues are homogenized to ML and the Minimum magnitude of completeness are computed ($M_c = 3.4$). To perform Schreider algorithm, the time between consecutive earthquakes (T') should be calculated. The smoothness procedure is used to evaluate a convolution function of T' . The smoothness of this function is done by Gaussian function. In the R radius, smoothness parameter (s) has controlled the extent of surrounding earthquakes to detect smooth values. The k^{th} seismic event is related with the temporal convolution $T(k)$ that decrease and increase indicate seismic activity or low seismic activity, respectively. The numbers of earthquakes that are located in the nearest distance to main shock determine the l parameter. The value of l is determined when the function $f(n,s)$ is approximately zero. Therefore, the function $T(k)$ depends on the s and l parameters. To investigate temporal variations of seismicity, in addition to the temporal convolution ($T(k)$) plot the magnitude-time, number-time and space-time plots have drawn. The results show that before the 2006 Silakhor and 2014 Mormori earthquakes, both of which occurred in the north part of Zagros, the precursory doughnut pattern is seen. Several years before the 2013 Dashti and 2005 Qeshm earthquakes, both of which occurred in the south part of Zagros, the seismic quiescence is seen for which ended with the sudden occurrence of these earthquakes. The result of sensitivity analysis showed that smoothing parameters of Schreider algorithm have a significant influence on the algorithm outcomes, and these parameters should be selected with more accuracy. The results of this paper show that Schreider algorithm can demonstrate precursory seismic quiescence before the occurrence of large earthquakes due to the intelligent usage of t parameter.

Keywords: Schreider Algorithm, Zagros Fold and Thrust Belt, Doughnut, Seismic Patterns, Quiescence.