

چکیده

با توجه به فرارگیری اکثر مراکز جمعیتی البرز در محدوده گسل‌ها، مطالعه دقیق‌تر احتمال وقوع زلزله می‌تواند نقشی مهمی در کاهش خسارت‌های ناشی از زلزله داشته باشد. در همین راستا، با هدف برآورد دقیق‌تر دوره بازگشت زلزله‌های بزرگ در ناحیه البرز، شبیه‌سازی از وقوع زلزله‌ها صورت گرفته و کاتالوگ لرزه‌ای مصنوعی برای بازه زمانی ۴۰۰ هزار ساله ارائه شده است. با هدف صحت‌سنجی شبیه‌سازی صورت گرفته، پارامترهای لرزه‌خیزی برای ناحیه البرز برآورد و با نتایج به‌دست آمده از شبیه‌سازی مقایسه شد. از سوی دیگر، کاتالوگ لرزه‌ای پیشنهادی با مطالعات قبلی دیرینه‌لرزه‌شناسی مورد ارزیابی قرار گرفت و سازگاری موارد فوق نشان از صحت مدل ارائه شده دارد. با در اختیار داشتن کاتالوگ لرزه‌ای بلندمدت، بزرگای زلزله مشخصه و توزیع دوره بازگشت مرتبط با آن برای تمامی گسل‌های فعال البرز گزارش و بررسی آماری نشان‌دهنده رفتار متناسب با زمان دوره بازگشت زلزله‌هاست. همچنین، بررسی احتمال وقوع زلزله در گسل‌های فعال البرز برای دوره‌های زمانی مختلف نشان‌دهنده آن است که هر چه زمان بیشتری از وقوع آخرین رخداد گذشته باشد احتمال وقوع زلزله بیشتر خواهد بود؛ این موضوع تأییدکننده تئوری رید و ضرورت استفاده از شبیه‌سازی بلندمدت برای برآورد دقیق‌تر از احتمال وقوع زلزله است.

واژگان کلیدی: شبیه‌سازی زلزله، کاتالوگ لرزه‌ای مصنوعی، احتمال وقوع زلزله، ناحیه البرز.

شبیه‌سازی سیکل‌های زلزله مبتنی بر فیزیک لغزش جهت ارزیابی پارامترهای لرزه‌ای در ناحیه البرز

محمدرضا علی‌پور

دانشجوی کارشناسی ارشد مهندسی زلزله، دانشکده مهندسی عمران،
پردیس دانشکده‌های فنی، دانشگاه تهران، تهران، ایران

علیرضا خداوردیان

محقق پسادکتری، مرکز تحقیقات لرزه‌شناسی، مؤسسه فناوری زوربخ،
زوربخ، سوئیس

حمید زعفرانی (نویسنده مسئول)

دانشیار، پژوهشکده زلزله‌شناسی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و
مهندسی زلزله، تهران، ایران، h.zafarani@iiees.ac.ir

محمد رحیمیان

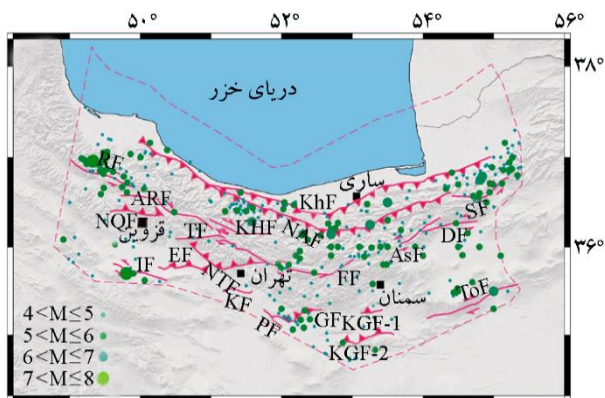
استاد، دانشگاه تهران، تهران، ایران

۱- لرزه‌زمین‌ساخت منطقه

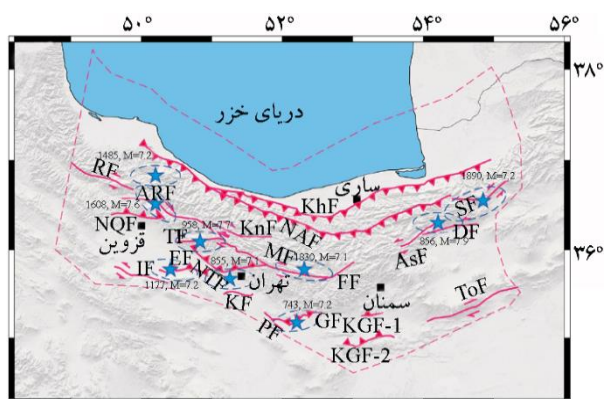
لرزه‌ای و تنها بخش کوچکی از آن به‌صورت خزشی آزاد می‌گردد. همچنین، بر اساس تحقیقات میرزایی و همکاران [۳] فلات ایران به لحاظ ویژگی‌های لرزه‌زمین‌ساخت به شش استان تقسیم شده و منطقه البرز به‌عنوان یک استان لرزه‌زمین‌ساخت معرفی شده است. بر همین اساس، مرزهای معرفی‌شده در این تقسیم‌بندی برای تعریف منطقه البرز استفاده شد.

با توجه به وجود گسل‌های فراوان و وقوع زلزله‌های متعدد در ناحیه البرز، خطر لرزه‌ای برای این ناحیه بسیار بالا ارزیابی می‌شود. از مهم‌ترین گسل‌های نزدیک به شهر تهران می‌توان به گسل‌های شمال تهران، مشاء، طالقان، اشتهاورد و ایپک اشاره کرد. گسل شمال تهران در پهنه شمال و غرب تهران با طول تقریبی ۱۰۰ کیلومتر از شرق دره لشکرک در شمال شرق تهران تا روستای کاظم‌آباد

منطقه البرز در بخش شمالی فلات ایران و دربرگیرنده کمر بند کوهزایی فعال با درازای تقریبی ۶۰۰ کیلومتر و در حاشیه جنوبی حوضه خزر قرار گرفته است. روند عمومی رشته‌کوه البرز تقریباً شرقی-غربی است، اما بخش مرکزی آن تحذب آشکاری به سمت جنوب پیدا کرده است. جمع‌شدگی فعال بین صفحه‌ای ایران مرکزی از جنوب و صفحه دریای خزر از شمال، سبب زلزله‌های مخرب فراوانی در این منطقه گردیده است. بر پایه داده‌های ژئودتیک (GPS)، گستره البرز مرکزی در راستای شمالی-جنوبی سالیانه پذیرای کوتاه‌شدگی نزدیک به ۶ میلی‌متر و برش چپ‌گردی برابر با تقریباً سه میلی‌متر است [۱]. بر اساس تحقیقات خداوردیان و همکاران [۲] در سال ۲۰۱۵ بخش قابل توجهی از این نرخ تغییر شکل (تقریباً ۹۰ درصد) به‌صورت



(الف)



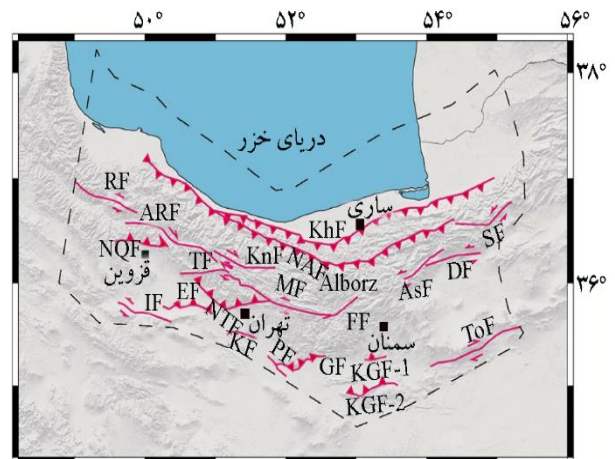
(ب)

شکل (۲): (الف) زلزله‌های دستگاهی با بزرگای بیشتر از ۴ (دایره‌های توپر) و (ب) زلزله‌های تاریخی به صورت ستاره نشان داده شده است.

۲- پارامترهای لرزه‌ای برای ناحیه مورد مطالعه

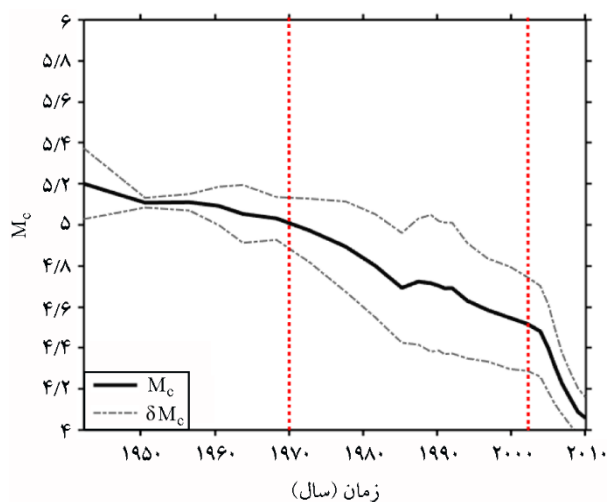
مهم‌ترین ابزار برای صحت‌سنجی نتایج شبیه‌سازی بهره‌گیری از روابط تجربی تکرار-بزرگای و تعیین پارامترهای لرزه‌ای برای ناحیه مورد نظر است. تاکنون، ارزیابی‌های مختلفی از پارامترهای لرزه‌ای برای نواحی فلات ایران صورت گرفته است. به‌طور نمونه، در تحقیقات خداوردیان و همکاران [۹]، مقدار پارامترهای لرزه‌ای برای نقاطی به فواصل یک درجه جغرافیایی در گستره فلات ایران برآورد شده است. اما، با توجه به لزوم محاسبه دقیق و یکپارچه پارامترهای لرزه‌ای برای کل ناحیه مورد بررسی، رابطه گوتنبرگ - ریشتر دو کراندار در نظر گرفته شده و با بهره‌گیری از تکنیک ارائه شده توسط کیکو و همکاران [۱۰] در سال ۲۰۱۶، از تمامی رکوردهای تاریخی و دستگاهی به همراه عدم قطعیت‌های مرتبط با بزرگای زلزله استفاده شد. رابطه گوتنبرگ - ریشتر دو کراندار به صورت رابطه (۱) قابل بیان است:

در کوهپایه‌های شمال تهران قرار گرفته است [۴]. گسل فشاری مشاء با راستای غرب شمال غرب - شرق جنوب شرق، با طول تقریبی ۲۱۰ کیلومتر از شرق روستای مشاء در شرق تا حوالی آبیگ در غرب امتداد دارد. شیب این گسل به سمت شمال و مقدار آن بین ۳۴ تا ۷۰ درجه متغیر است [۵]. همچنین، گسل طالقان گسلی فشاری با راستای شرقی - غربی، در ۵۰ کیلومتری شمال غرب تهران با درازای حدود ۸۰ کیلومتر و با شیب به سمت جنوب است که بر اثر عملکرد آن سازندهای پالئوزوئیک و مزوزوئیک بر روی سازند کرج و رسوبات نئوژن دره طالقان قرار گرفته است [۶]. گسل معکوس آبیگ با راستای غرب شمال غرب - شرق جنوب شرق و با طول حداقل ۹۵ کیلومتر، محل وقوع زلزله اول سپتامبر سال ۱۹۶۲ میلادی بوئین‌زهر با بزرگای ۷/۷ [۷] بوده است. از دیگر زلزله‌های مهم این ناحیه می‌توان به زمین‌لرزه سال ۱۱۷۷ میلادی در گسل شمال تهران با بزرگای ۷/۲، زلزله سال ۱۶۰۸ الموترود با بزرگای ۷/۶ اشاره کرد. در شکل (۱) تمامی گسل‌های فعال شناسایی شده در این گستره بر اساس تحقیقات حسامی و همکاران [۸] نشان داده شده است. همچنین، در شکل (۲) (الف) زلزله‌های دستگاهی با بزرگای بیشتر از ۴ و (ب) زلزله‌های تاریخی در محدوده مورد مطالعه به ترتیب نشان داده شده است.



شکل (۱): نقشه گسل‌های فعال در ناحیه البرز (خط چین میانگر محدوده ناحیه مورد مطالعه می‌باشد). RF: رودبار، ARF: الموترود، TF: طالقان، NQF: شمال قزوین، EF: اشهاد، IF: آبیگ، FF: فیروزکوه، NAF: شمال البرز، GF: گومسار، KGF-1: کوه گچاب-۱، KGF-2: کوه گچاب-۲، MF: مشاء، TOF: تروند، PF: پیشوا، DF: دامغان، NTF: شمال تهران، ASF: آستانه، KhF: خزر، KnF: کندوان، KF: کهریزک، SF: شاهوار.

کاتالوگ تاریخی برای قبل از سال ۱۹۰۰ میلادی، سه زیر کاتالوگ با سطح کامل بودن متفاوت و عدم قطعیت‌های بزرگای زلزله‌های ثبت شده مطابق با تحقیقات انصاری و همکاران [۱۵] مورد استفاده و مقادیر پارامترهای لرزه‌ای با به کارگیری روش کیکو و همکاران [۱۰] برآورد شد. مقادیر M_{max} ، β و $\lambda(m_0 = 4)$ برای ناحیه مورد مطالعه به ترتیب برابر با $7/5 \pm 0/5$ ، $2/08 \pm 0/12$ و $6/997 \pm 0/998$ رخداد در سال محاسبه شد. بر اساس این مقادیر، میانگین نرخ لرزه‌خیزی به ازای بزرگای $4/4$ برابر با $2/65$ رخداد در سال برآورد خواهد شد. در مطالعات کریمی پریدری و همکاران [۱۶] مقادیر حداکثر بزرگای احتمالی برای ناحیه البرز برابر با $7/8$ و نرخ لرزه‌خیزی میانگین به ازای بزرگای گشتاوری $4/4$ برابر با 3 محاسبه شده است. با توجه به عدم قطعیت‌های موجود در داده‌های ورودی و روش‌های به کار گرفته شده برای محاسبه پارامترهای لرزه‌ای، می‌توان عنوان کرد نتایج به دست آمده دارای همخوانی قابل قبولی با تحقیقات پیشین است.



شکل (۳): تغییرات M_c نسبت به زمان.

۳- شبیه‌سازی بلندمدت

امروزه یکی از اصلی‌ترین مباحث حوزه لرزه‌شناسی مهندسی، استفاده از اصول فیزیک زلزله و داشتن درک درستی از اندرکنش بین گسل‌ها و در نهایت تخمین دقیق‌تر از نرخ وقوع زلزله‌هاست. همچنین، با توجه به گسترش تکنیک‌های مدل‌سازی عددی و پیشرفت قابل توجه قدرت پردازشگرها،

$$\lambda(m) = \lambda(m_0) \frac{\exp(-\beta(m-m_0)) - \exp(-\beta(m_{max}-m_0))}{1 - \exp(-\beta(m_{max}-m_0))} \quad (1)$$

for $m_0 \leq m \leq m_{max}$

در رابطه فوق، $\lambda(m)$ نرخ لرزه‌خیزی سالیانه برای بزرگای بزرگ‌تر و یا مساوی m ، ضریب β معرف نسبت تعداد زلزله‌های بزرگ به کوچک، m_0 و m_{max} نیز به ترتیب بیانگر کمترین و بیشترین مقادیر بزرگای می‌باشند.

مهم‌ترین مزیت تکنیک کیکو و همکاران [۱۰]، بهره‌گیری از کاتالوگ لرزه‌ای با سطح کامل بودن متغیر در زمان است. به همین جهت، با هدف محاسبه پارامترهای لرزه‌ای، روند زیر مورد استفاده قرار گرفت:

۱- تعریف بازه‌های زمانی مختلف برای بخش دستگاهی بر اساس برآوردهای اولیه از سطح کامل بودن مبتنی روش حداکثر انحنای^۲

۲- ایجاد ریز کاتالوگ‌ها از کاتالوگ خوشه‌زدایی شده با تکنیک گاردنر و نوپوف [۱۱] بر اساس بازه‌های زمانی پیشنهادی در مرحله قبل

۳- برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی با استفاده از روش کیکو و همکاران [۱۰] (روش حداکثر تمایل^۳) با در نظر گرفتن عدم قطعیت بزرگای متناسب با زمان

در این تحقیق، کاتالوگ لرزه‌ای ارائه شده توسط شاهوار و همکاران [۱۲] برای بخش زلزله‌های دستگاهی و کاتالوگ تاریخی بربریان [۱۳] و امبرسیز و ملویل [۱۴] برای بخش تاریخی انتخاب شدند. راه کار اصلی برای تشخیص بازه‌های کامل بودن در کاتالوگ دستگاهی و تعیین زیر کاتالوگ‌ها تحلیل توزیع زمانی بزرگای کامل بودن (M_c) متناسب با زمان است. در شکل (۳) تغییرات M_c متناسب با زمان، برای بازه زمانی ۱۹۴۰ تا ۲۰۱۱ نشان داده شده است. همان‌طور که در این شکل مشخص است، تفاوت چشمگیر حد کامل بودن برای این سه دوره زمانی بیانگر آن است که می‌توان کاتالوگ لرزه‌ای دستگاهی را به سه زیر کاتالوگ ۱۹۷۰-۱۹۷۰، ۱۹۷۰-۲۰۰۲، ۲۰۰۲-۲۰۱۲ تقسیم کرد. در گام بعدی، سطح کامل بودن برای این سه بازه‌ی زمانی با استفاده از روش ماکزیمم انحنای برابر $5/1$ و $4/4$ و 4 برآورد گردید. سپس،

۳-۱- شبیه ساز VQ

فرآیند مدل سازی وقوع زلزله ها در این شبیه ساز شامل دو فاز (۱) مدل سازی افزایش تنش ها به علت تغییر شکل های فعال منطقه و (۲) مدل سازی وقوع یک زلزله می باشد. فاز اول مدل سازی با محاسبه تنش های ایجاد شده در هر المان با افزایش گام های زمانی صورت می گیرد و تا یافتن مکان اولین گسیختگی ادامه پیدا می کند [۲۲]. با توجه به اینکه رفتار مواد به صورت الاستیک خطی در نظر گرفته شده است، مقادیر افزایش تنش ها در محیط به علت جابه جایی های تکتونیکی با بهره گیری از تکنیک جمع آثار قوا محاسبه می شود. با توجه به توضیحات فوق، نرخ لغزش بلندمدت، مشخصات هندسی و سازوکار غالب لغزش گسل ها اطلاعات لازم برای انجام مدل سازی بلندمدت در ناحیه مورد است. لازم به ذکر است که نرخ لغزش بلندمدت گسل ها تعیین کننده نرخ جابه جایی های تکتونیکی و به عبارت دیگر نرخ بار گذاری در سیستم می باشد. از سوی دیگر، مشخصات هندسی و سازوکار غالب گسل ها برای محاسبه توابع گرین تنشی و تعیین اندرکنش بین گسل ها استفاده می گردد.

برای مدل سازی وقوع زلزله، زمانی که تنش در یک المان به مقدار مقاومت آستانه برسد، لغزش برای آن المان در نظر گرفته می شود. به بیان دقیق تر، فرآیند مدل سازی یک زلزله، با یک گسیختگی استاتیکی آغاز می شود. در این نوع گسیختگی، هنگامی که تابع تنش کولمب^۵ (رابطه ۲) برای یک یا چند المان صفر شود، گسیختگی استاتیکی برای آن المان ها در نظر گرفته می شود.

$$CFF^A(t) = \sigma_s^A(t) - \mu_s^A \sigma_n^A(t) \quad (2)$$

که در آن μ_s^A و σ_s^A به ترتیب معرف ضریب اصطکاک استاتیکی، تنش برشی و تنش نرمال در المان A می باشد. همچنین، در جدیدترین نسخه از شبیه ساز به کار گرفته شده، یک قانون اصطکاک استاتیکی و دینامیکی به کار گرفته شده است. به بیان دیگر، در گسیختگی دینامیکی، حتی در صورتی که تنش در یک المان به مقدار آستانه مقاومت نرسیده باشد، المان های موجود در یک گسل می توانند دچار لغزش شوند [۲۲]. در واقع،

امکان استفاده از مبانی فیزیک گسلس و گنجاندن آن در یک شبیه ساز زلزله برای یک ناحیه وسیع فراهم است و می توان وقوع زلزله ها را در یک دوره بلندمدت پیش یابی کرد. اولین بار راندل و کاناموری [۱۷] روابطی را برای محاسبه کمی اثر متقابل گسل های مختلف و یا قطعات گسلی ارائه دادند. همچنین، در تحقیقات راندل و همکاران [۱۸] در سال ۲۰۰۲ گسل های امتداد لغز قائم جنوب کالیفرنیا که مسبب بیشترین و بزرگ ترین زلزله های آن ناحیه بودند با قطعات مستطیلی مدل سازی شدند.

وارد [۱۹] در سال ۱۹۹۶ برای ارزیابی نرخ وقوع زلزله ها در مجموعه ای از گسل های جنوب کالیفرنیا یک شبیه ساز به نام ALLCAL را معرفی کرد. در این مدل پوسته زمین در ناحیه مورد بررسی به صورت یک صفحه الاستیک نازک در شرایط تنش مسطح در نظر گرفته شده بود. مطابق نتایج به دست آمده، رفتار زلزله ها در بعضی از قطعات تقریباً به صورت مشخصه^۴ و در بعضی گسل ها، زلزله هایی با بزرگای مختلف مشاهده می شود. همچنین، راندل و همکاران [۲۰] در سال ۲۰۰۶ با مدل سازی گسل های اصلی کالیفرنیا و تقسیم بندی صفحه گسل ها به ۶۵۰ المان، یک کاتالوگ مصنوعی برای این ناحیه تولید و با بهره گیری از نتایج به دست آمده، دوره بازگشت زلزله ها در گسل های بزرگ منطقه را گزارش کردند.

در جدیدترین تحقیقات صورت گرفته، یودر و همکاران [۲۱] در سال ۲۰۱۵ لرزه خیزی منطقه ای در جنوب کالیفرنیا (El Mayor)، را برای یک دوره ۵۰ هزار ساله مدل سازی کردند و سپس با استفاده از کاتالوگ مصنوعی شبیه سازی شده، دوره بازگشت زلزله با بزرگای M7+ در منطقه مورد مطالعه محاسبه و احتمال وقوع زلزله های بزرگ برای دوره ده ساله برابر با ۳۳ درصد برآورد شد. همچنین، رکوردهای ثبت شده در کاتالوگ مصنوعی، به عنوان یک بانک داده، برای بررسی روند تکرار وقوع زلزله در یک گسل استفاده شد. بر اساس مطالعات صورت گرفته، همواره احتمال وقوع زلزله بعدی در بازه زمانی پس از زلزله به صورت کاهشی نیست و احتمال تکرار زلزله بزرگ در همان گسل وجود دارد.

جدول (۱): گسل‌های ناحیه مورد مطالعه به همراه تصویر افقی نرخ لغزش بلند مدت روی صفحه گسل، زاویه شیب و سازوکار غالب گسل.

سازوکار گسل	شیب [۲۴]	نرخ لغزش روی صفحه گسل [۲] (mm/yr)	گسل
RL	۳۰	۰/۲۲	الموترود
LL	۹۰	۲/۱۰	آستانه
LL	۹۰	۳/۳۶	دامغان
R	۵۰	۰/۱۸۹	اشتهارد
LL	۷۰	۲/۱۸	فیروزکوه
R	۴۵	۰/۸۳	گرمسار
LL	۵۲	۰/۶۶	ایپک
RL	۷۵	۰/۱۰	کهریزک
RL	۸۵	۰/۶۵	کندوان
R	۳۵	۰/۶۰	خزر
R	۴۵	۱/۴۰	کوه گچاب-۱
R	۴۵	۰/۳۱	کوه گچاب-۲
LL	۶۵	۱/۹۸	مشاء
R	۵۰	۰/۳۳	شمال البرز
R	۵۲/۵	۰/۰۳	شمال قزوین
R	۵۲/۵	۰/۲۶	شمال تهران
LL	۴۵	۲/۱۷	پیشوا
LL	۱۰۵	۱/۰۹	رودبار
LL	۹۰	۱/۶۶	شاهوار
LL	۵۵	۱/۲۵	طالقان
RL	۸۰	۰/۶۷	ترود

RL: Right Lateral, LL: Left Lateral, R: Reverse

رابطه تکرار-بزرگا مبتنی بر کاتالوگ مصنوعی و حقیقی یکی از مهم‌ترین ابزار صحت‌سنجی است. در شکل (۴) رابطه تکرار-بزرگا حاصل از کاتالوگ لرزه‌ای مصنوعی به‌ازای ΔM برابر ۰/۷ و مقادیر η برابر با ۰/۲ تا ۰/۵ نشان داده شده است. همچنین، در این شکل رابطه گوتنبرگ - ریشتر دو کراندار به‌دست آمده در بخش ۲ برای ناحیه مورد مطالعه رسم شده است. همان‌طور که در شکل (۴) مشخص است، تمامی شبیه‌سازی‌های صورت گرفته به‌صورت تقریبی با نرخ وقوع زلزله‌های به‌دست آمده از مشاهدات، همخوانی مطلوبی دارد. تغییرات پارامتر η موجب تغییر در نسبت

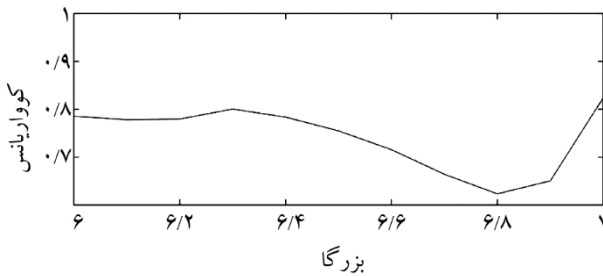
هدف اصلی از این تقریب، مدل‌سازی افزایش تنش‌ها در نوک ترک می‌باشد. روابط و جزئیات بیشتر از هر دو فاز در مقاله خداوردیان و همکاران [۲۲] ذکر شده است.

۴- مدل لرزه‌خیزی برای البرز

با هدف تهیه مدل عددی، تمامی گسل‌های اصلی و فعال ناحیه البرز انتخاب و رخنمون آنها بر اساس نقشه گسل‌های فعال ایران [۸] و مشخصات هندسی و سازوکار غالب آنها بر اساس مطالعات جامع صورت گرفته توسط سازمان زمین‌شناسی انتخاب گردید (شکل ۱). همان‌طور که قبلاً اشاره شد، علاوه بر مشخصات هندسی، نرخ لغزش بلندمدت گسل‌ها یکی از پارامتر تعیین‌کننده در میزان نرخ لرزه‌خیزی منطقه در مدل ارائه شده است. خوشبختانه، در تحقیقات خداوردیان و همکاران [۲۲]، یک مدل عددی مبتنی بر تمامی داده‌های کینماتیکی از فلات ایران تهیه شده و نرخ لغزش گسل‌ها بر اساس به‌روزترین برداشت‌ها ژئودتیکی و مطالعات زمین‌ریخت‌شناسی برآورد شده است. در جدول (۱) مشخصات هندسی و کینماتیکی مورد نیاز برای مدل‌سازی گسل‌ها به‌اختصار آورده شده است. با توجه به اینکه روش عددی المان مرزی برای محاسبات تغییرات تنش در این شبیه‌ساز به‌کار گرفته شده، صفحه گسل‌ها به المان‌های مربعی با ابعاد 3×3 کیلومتر تقسیم شده و توابع گرین تنشی برای هر المان محاسبه شد. بر اساس مطالعات یک‌کیلماز و همکاران [۲۳]، با در نظر گرفتن این ابعاد برای مدل‌سازی گسل‌ها، کاتالوگ لرزه‌ای شامل زلزله‌های با بزرگای بیشتر از ۵/۵ خواهد بود.

برای دستیابی به بهترین مقادیر نرخ وقوع زلزله، تحلیل حساسیت برای دو پارامتر تنظیمی ΔM و η که در مطالعات خداوردیان و همکاران [۲۲] معرفی شدند صورت گرفت. مدل‌هایی به‌ازای مقادیر η از ۰/۱ تا ۰/۹ و مقادیر ΔM از ۰/۴ تا ۰/۹ با اندازه گام ۰/۱ تهیه و در مجموع برای ۵۴ مدل برای دوره زمانی ۴۰۰ هزار ساله شبیه‌سازی انجام گرفت. با توجه به ورودی‌های استفاده شده برای شبیه‌سازی، کاتالوگ مصنوعی تولید شده کاملاً مستقل از زلزله‌های مشاهده شده است و به همین دلیل، مقایسه

کمترین مقدار انحراف معیار به عنوان بزرگای زلزله مشخصه انتخاب و در جدول (۲) گزارش شده است. به طور نمونه، شکل (۵) نشان دهنده تغییرات انحراف معیار دوره بازگشت زلزله‌ها با بزرگاهای مختلف در گسل شمال تهران می‌باشد.

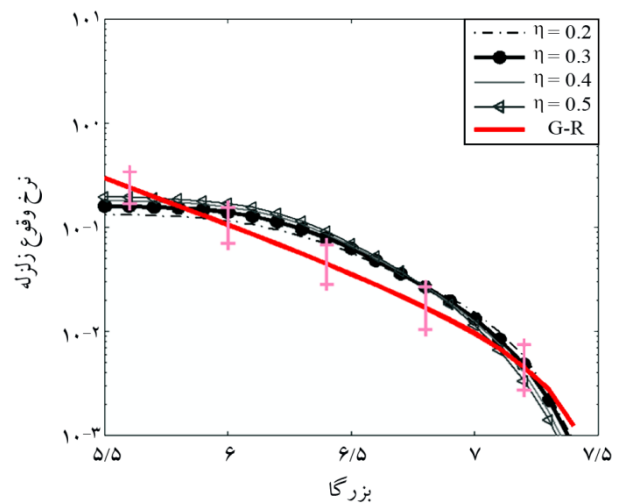


شکل (۵): تغییرات انحراف معیار دوره بازگشت زلزله‌ها در گسل شمال تهران.

جدول (۲): مقایسه نتایج به دست آمده از شبیه‌سازی با اطلاعات دیرینه زمین‌شناسی و یا مطالعات مستقل.

ردیف	گسل	زلزله مشخصه	دوره بازگشت (سال)	
			شبیه‌سازی	مطالعات مستقل
۱	الموترود	۶/۷	۵۵۱۸	
۲	آستانه	۷/۱	۶۸۱۸	[۲۸] ۳۷۰۰ ± ۴۲۰۰
۳	دامغان	۶/۹	۱۲۰۲	
۴	اشتهارد	۶/۶	۱۰۵۶	[۱۹] ۱۰۰۰
۵	فیروزکوه	۶/۷	۹۸۴	[۳۴] ۱۱۰۰ - ۵۴۰
۶	گرمسار	۶/۹	۸۸۴	
۷	ایپک	۶/۹	۳۲۰۱	[۲۷] ۴۰۰ - ۳۵۰۰
۸	کهریزک	۶/۳	۳۴۶۳	[۳۵] ۳۰۰۰
۹	کندوان	۶/۷	۳۷۵۲	
۱۰	خزر	۷	۳۸۰	
۱۱	کوه گچاب-۱	۶/۸	۷۱۷	
۱۲	کوه گچاب-۲	۶/۹	۲۱۷۸	
۱۳	مشاء	۶/۷	۵۸۸	[۲۸] ۶۲۰ - ۱۲۰
۱۴	شمال البرز	۶/۹	۶۵۵	
۱۵	شمال قزوین	۶/۳	۶۷۳۹	
۱۶	شمال تهران	۶/۹	۱۷۴۵	[۲۹] ۳۸۰ - ۱۵۰۰
۱۷	پیشوا	۶/۸	۳۰۳۳	[۳۰] ۳۲۶۵
۱۸	رودبار	۶/۹	۲۸۹۸	[۲۷] ۳۰۰ - ۲۸۰۰
۱۹	شاهوار	۷	۲۹۰۴	
۲۰	طالقان	۶/۹	۲۵۳۲	[۷] ۳۷۶۰ - ۲۰۰۰
۲۱	ترود	۶/۹	۴۱۹۷	

زلزله‌های بزرگ به کوچک می‌شود. برای مثال، مدل با $\eta = 0.2$ کمترین مقدار وقوع زلزله را به ازای بزرگای ۵/۵ سبب می‌شود و این مقدار خارج از بازه عدم قطعیت رابطه تجربی است. از سوی دیگر، برای $\eta = 0.5$ ، نرخ وقوع زلزله‌ها با بزرگای ۶ تا ۶/۷ نیز در خارج از بازه عدم قطعیت رابطه تجربی قرار دارد. به طور کلی می‌توان گفت، نرخ وقوع‌های به دست آمده به ازای $\eta = 0.3$ در محدوده عدم قطعیت به دست آمده از رابطه تجربی هستند و این کاتالوگ برای محاسبه بعدی در نظر گرفته شد.



شکل (۴): نمودار تکرار- بزرگا به دست آمده به ازای مقادیر مختلف η در مقایسه با رابطه تجربی. مقادیر انحراف معیار رابطه تجربی به صورت خطوط قائم نشان داده شده است.

۵- صحت‌سنجی و تحلیل نتایج

در مطالعات شیمازاکی و ناکاتا [۲۵] بر اساس تئوری ریپاند، زلزله‌ای که تقریباً موجب گسیختگی تمام طول یک قطعه گسل می‌شود را زلزله مشخصه می‌نامند و بر اساس این فرضیه زلزله‌های مشخصه به صورت شبه‌تناوبی در هر قطعه از گسل رخ خواهند داد و در نتیجه دوره بازگشت این زلزله‌ها دارای کمترین انحراف معیار خواهد بود. به بیان دیگر، زلزله‌ای که دوره بازگشت متناسب با آن دارای کمترین انحراف معیار باشد، دارای تناوبی‌ترین رفتار و زلزله مشخصه خواهد بود [۲۶]. در همین راستا، نمودار تغییرات انحراف معیار دوره بازگشت زلزله متناسب با بزرگا برای هر گسل رسم و بزرگای متناسب با

در سال ۲۰۰۱ نیز می‌توان دوره بازگشت ۲۸۰۰ تا ۳۰۰۰ ساله را برای زلزله‌های گسل رودبار متصور شد. بر اساس شبیه‌سازی صورت گرفته نیز دوره بازگشت پیشنهادی برای این گسل ۲۸۹۸ سال به‌ازای بزرگای ۶/۹ است. مطالعات هولینگورث و همکاران [۳۲] در سال ۲۰۱۰ دوره بازگشت 3700 ± 4200 را برای گسل آستانه پیشنهاد دادند که تأییدی بر دوره بازگشت ۶۸۱۶ ساله برای زلزله‌های با بزرگای بیشتر از ۷/۱ برای این گسل است.

در سایر گسل‌های مورد بررسی در این ناحیه به دلیل عدم وجود اطلاعات دیرینه‌لرزه‌شناسی امکان صحت‌سنجی دقیق‌تر وجود ندارد. اما، حاجی‌محمدی و همکاران [۳۳] با استفاده از مدل زلزله مشخصه دوره بازگشت زلزله‌ها را برای گسل‌های اطراف تهران محاسبه کردند. بر اساس نتایج به‌دست آمده، دوره بازگشت مربوط به دو گسل خزر و شمال البرز به‌ترتیب برابر ۴۰۰ و ۷۲۰ سال برآورد شد که با نتایج به‌دست آمده همخوانی دارد. بر اساس نتایج به‌دست آمده از شبیه‌سازی، میانگین دوره بازگشت برای گسل خزر و شمال البرز به‌ازای بزرگای ۶/۹ به‌ترتیب برابر با ۳۸۰ و ۶۵۵ سال می‌باشد. در جدول (۲)، دوره بازگشت‌های حاصل از شبیه‌سازی و مطالعات دیرینه‌لرزه‌شناسی و یا مطالعات مستقل (در صورت وجود) برای هر یک از گسل‌ها ذکر شده است.

۶- پیش‌یابی برای هر گسل

تعیین زلزله‌های مشخصه برای هر گسل و آگاهی از دوره بازگشت آنها نقش کلیدی در تحلیل خطر زلزله دارد. اما، رکوردهای لرزه‌ای ثبت‌شده از زلزله‌های بزرگ، بسیار محدود است. همچنین، با توجه به عدم قطعیت زلزله‌های تاریخی ثبت‌شده، امکان اختصاص یک زلزله به یک گسل خاص در مواردی امکان‌پذیر نیست. از سوی دیگر، فقط در مواردی محدود (گسل طالقان، گسل مشاء، گسل شمال تهران، گسل ایپک، گسل پیشوا و آستانه) مطالعات دیرینه‌لرزه‌شناسی انجام گرفته است و این مطالعات اطلاعات دقیقی را در مورد توزیع دوره بازگشت زلزله‌ها فراهم نمی‌کند. این در حالی است که کاتالوگ شبیه‌سازی شده به دلیل در بر گرفتن تعداد بسیاری از زلزله‌ها برای

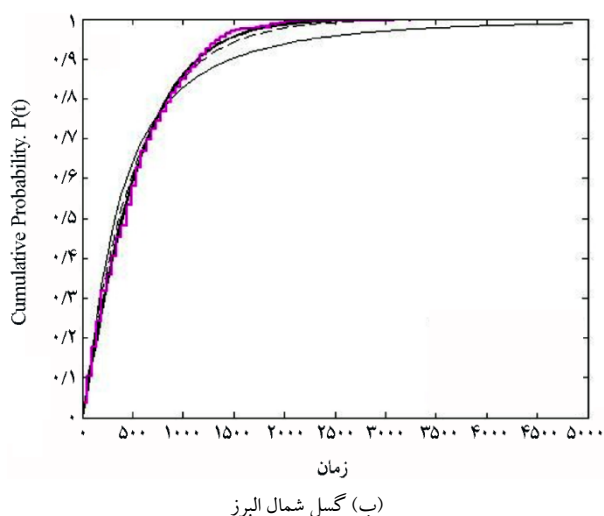
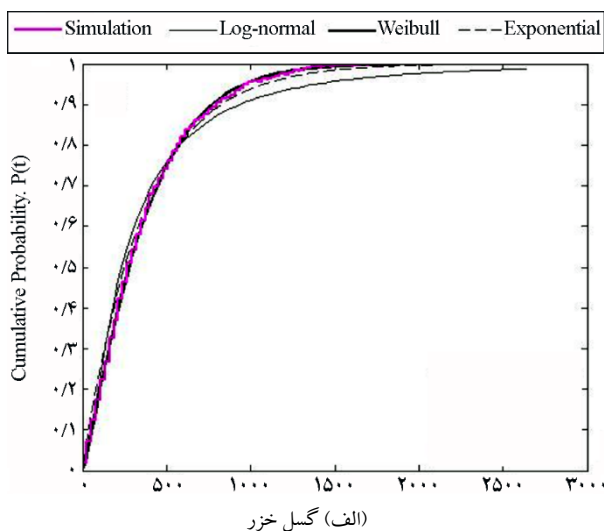
تاکنون، مطالعات دیرینه‌لرزه‌شناسی متعددی برای تعیین دوره بازگشت زلزله‌ها در برخی گسل‌ها در ناحیه مورد مطالعه انجام گرفته است و مقایسه نتایج به‌دست آمده از شبیه‌سازی با مطالعات مستقل می‌تواند تأییدکننده صحت مدل ارائه شده باشد. در مطالعات بربریان و بیتس [۲۷] در سال ۲۰۰۱ دوره بازگشت زلزله‌ها در گسل ایپک برابر با ۳۵۰۰ تا ۴۰۰۰ سال تعیین شد. نتایج حاصل شبیه‌سازی نیز دوره بازگشت ۳۲۰۱ سال را به‌ازای بزرگای ۶/۹ پیشنهاد می‌کند که با توجه به عدم قطعیت ذکر شده در مطالعات بربریان و بیتس [۲۷]، همخوانی نسبی با نتایج حاصل از مطالعات آنها دارد. همچنین، نظری و همکاران [۲۸] نیز با انجام تحقیقاتی برای گسل مشاء دوره بازگشت زلزله در این گسل را ۱۲۰ تا ۶۲۰ سال برآورد کردند که این مقادیر با مقدار حاصل از شبیه‌سازی (۵۸۸ سال برای بزرگای ۶/۷) تطابق دارد.

در مطالعات ریتز و همکاران [۲۹] دوره بازگشت ۱۵۰۰ تا ۳۸۰۰ سال برای گسل شمال تهران ارائه شده است، بر اساس نتایج حاصل از شبیه‌سازی نیز دوره بازگشت ۱۷۴۵ سال به‌ازای بزرگای ۶/۹ به دست آمد. مقادیر محاسبه شده از مطابقت قابل قبولی با اطلاعات دیرینه‌لرزه‌شناسی برخوردار است. مجیدی نیری و همکاران [۳۰] نیز در مطالعات خود بر روی گسل پیشوا دوره بازگشت وقوع زلزله در این گسل را ۳۲۶۵ سال برآورد نمودند. این در حالی است که مقدار به‌دست آمده از شبیه‌سازی برای دوره بازگشت‌های زلزله‌های با بزرگای ۶/۸ برابر با ۳۰۳۳ سال محاسبه شد.

نظری و همکاران [۶] معتقدند که گسل طالقان در صورتی که دو زلزله مشخصه در گذشته داشته باشد بازه زمانی بین اولین و دومین زمین‌لرزه آن در بازه ۸۳۰ و ۳۷۶۰ سال قرار می‌گیرد. دوره بازگشت میانگین به‌دست آمده از شبیه‌سازی برای این گسل نیز به‌ازای بزرگای ۶/۹ برابر با ۲۵۳۲ سال برآورد شده است. بلورچی [۳۱] دوره بازگشت ۱۰۰۰ ساله را برای گسل اشتهارد پیشنهاد داد که این مقدار نیز با نتایج به‌دست آمده از شبیه‌سازی با مطالعات مستقل سازگار است و دوره بازگشت به‌دست آمده از مدل برای این گسل ۱۰۵۶ سال است.

بر اساس مطالعات صورت گرفته توسط بربریان و بیتس [۲۷]

نشان دهنده‌ی رفتار تصادفی داده‌های مورد مطالعه است و از سوی دیگر، مقادیر بیشتر از یک نیز بیانگر رفتار شبه تناوبی داده‌هاست. در ادامه، تابع توزیع تجمعی دوره بازگشت زلزله‌های شبیه‌سازی شده برای دو گسل خزر و شمال تهران به دست آمده است و توزیع‌های ویبو، پواسون و نرمال لگاریتمی برآزش شده به آن در شکل (۶) نشان داده شده است. مطابق این شکل، توزیع ویبو بهترین سازگاری را با نتایج به دست آمده از شبیه‌سازی دارد. مقادیر ν برآورد شده برای این گسل‌ها به ترتیب برابر با $1/18$ و $1/13$ است و از آنجا که توزیع ویبو با $\nu = 1$ همان توزیع پواسونی خواهد بود، بنابراین می‌توان بیان داشت استفاده از توزیع پواسونی در بیان دوره بازگشت زلزله‌های شبیه‌سازی شده در این دو گسل خطای اندکی دارد.



شکل (۶): تابع توزیع تجمعی دوره بازگشت زلزله‌ها +M6.

هر گسل، از برتری قابل توجهی نسبت به کاتالوگ حقیقی برخوردار است و گسل مسبب هر زلزله به راحتی تشخیص پذیر است. در جدول (۳)، زلزله‌ی مشخصه به همراه میانگین دوره بازگشت آن و پارامترهای ویبو (τ, ν)، در صورتی که دوره بازگشت زلزله‌ها برای آن گسل با سطح اطمینان ۹۵ درصد با توزیع ویبو همخوانی داشته باشد، ارائه شده است.

جدول (۳): بزرگای مشخصه (M_c)، میانگین دوره بازگشت زلزله مشخصه (T_r)، انحراف معیار آن (C_v)، پارامترهای ویبو (τ, ν).

گسل	بزرگای زلزله مشخصه	میانگین دوره بازگشت (سال)	τ	ν	C_v
الموترود	۶/۷	۵۵۱۸	۵۹۱۴	۱/۲۶	۰/۷۶
آستانه	۷/۱	۶۸۱۸	۷۳۳۶	۱/۲۵	۰/۸
دامغان	۶/۹	۱۲۰۲	-	-	۰/۶۶
اشتهارد	۶/۶	۱۰۵۶	۱۱۶۰	۱/۴۴	۰/۷
فیروزکوه	۶/۷	۹۸۴	-	-	۰/۶۴
گرمسار	۶/۹	۸۸۴	۹۴۱	۱/۱۹	۰/۹۱
ایبک	۶/۹	۳۲۰۱	۵۹۲۴	۱/۵۱	۰/۷۲
کهریزک	۶/۳	۳۴۶۳	۴۲۴۱	۱/۲۷	۰/۸۱
کندوان	۶/۷	۳۷۵۲	۴۰۴۹	۱/۵۳	۰/۷۲
خزر	۷	۳۵۱	۳۸۰	۱/۱۸	۰/۸۵
کوه گچاب-۱	۶/۸	۷۱۷	۷۵۲	۱/۰۶	۰/۹۸
کوه گچاب-۲	۶/۹	۲۱۷۸	۲۳۸۴	۱/۳۷	۰/۷۶
مشاء	۶/۷	۵۸۸	-	-	۰/۷۴
شمال البرز	۶/۹	۵۲۷	۵۵۱	۱/۱۳	۰/۸۵
شمال قزوین	۶/۳	۶۷۳۹	۹۸۳۰	۱/۷۶	۰/۶۶
شمال تهران	۶/۹	۱۷۴۵	۱۹۳۶	۱/۵۶	۰/۶۵
پیشوا	۶/۸	۳۰۳۳	۳۱۳۱	۱/۰۸	۰/۹۲
رودبار	۶/۹	۲۸۹۸	-	-	۰/۷۹
شاهوار	۷	۲۹۰۴	۳۱۸۵	۱/۳۷	۰/۷۸
طالقان	۶/۹	۲۵۳۲	-	-	۰/۷
ترود	۶/۹	۴۶۸۹	-	-	۰/۶۱

مطابق جدول (۳)، دوره بازگشت زلزله‌های به دست آمده از شبیه‌سازی، همخوانی مطلوبی با توزیع ویبو دارند. در صورتی که مقادیر پارامتر شکلی در توزیع ویبو (ν) به یک نزدیک باشد،

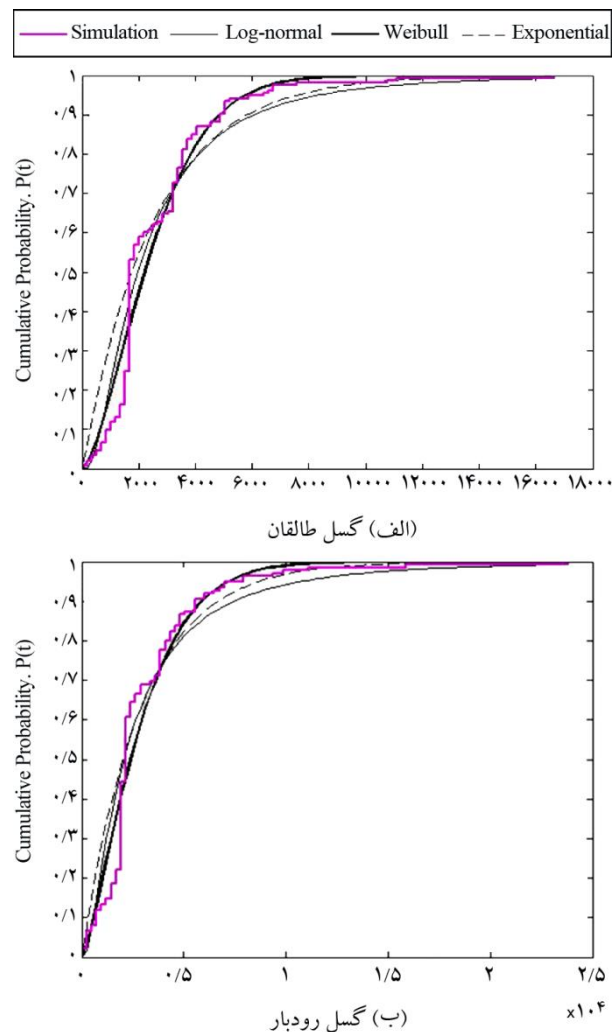
به‌طور کلی بر اساس نتایج شبیه‌سازی صورت گرفته، توزیع بزرگای زلزله در همه گسل‌ها یکسان نیست و به محل فرارگیری گسل و موقعیت آن نسبت به سایر گسل‌ها وابسته است. گسل‌هایی که در مجاورت چندین گسل فعال قرار دارند (مانند گسل شمال البرز) یا از چند قطعه گسل بزرگ تشکیل شده‌اند (مانند گسل خزر) می‌توانند زلزله‌هایی با بزرگای مختلف تولید کنند و رفتار آنها کمتر به صورت مدل زلزله مشخصه است. دلیل این امر آن است که زلزله‌های گسل‌های اطراف در حالت تنش گسل مورد نظر تأثیرگذار است. از سوی دیگر، گسل‌هایی که به صورت مستقل و دور از مجموعه گسل‌ها قرار دارند، رفتاری نزدیک به مدل زلزله مشخصه خواهند داشت.

۷- پیش‌یابی وقوع زلزله برای هر گسل

جهت بررسی هرچه دقیق‌تر احتمالات وقوع زلزله منطقه مورد مطالعه، زمان آخرین زلزله رخ داده در هر گسل حائز اهمیت است. در همین راستا، کاتالوگ دستگاهی مراکز مختلف ملی و بین‌المللی شامل: سازمان زمین‌شناسی ایالات متحده (USGS)، کاتالوگ ارائه شده توسط شاهوار و همکاران [۱۲] و کاتالوگ تاریخی بربریان [۱۳] و کاتالوگ ارائه شده توسط خداوردیان و همکاران [۹] در نظر گرفته شده و در گام بعدی با در اختیار داشتن یک کاتالوگ جامع، زلزله‌های رخ داده در هر گسل با بزرگای $M5.5+$ ، $M6+$ و $M6.5+$ انتخاب و میزان زمان سپری شده از آخرین زلزله محاسبه شد. در جدول (۴)، تاریخ و زمان سپری شده (t_0) از وقوع آخرین زلزله با مقادیر بزرگای مختلف در هر گسل ذکر شده است.

در گام بعدی، با بهره‌گیری مستقیم از کاتالوگ بلندمدت زلزله‌ها برای هر گسل، صرف‌نظر از اینکه چه توزیع آماری می‌تواند دوره بازگشت زلزله‌ها را توصیف کند، احتمال شرطی وقوع زلزله با مقادیر بزرگای متفاوت، برای دوره‌های ۱۰، ۲۵، ۵۰ و ۱۰۰ ساله محاسبه و به‌طور نمونه، نتایج به‌دست آمده برای

همچنین، در شکل (۷) تابع توزیع تجمعی دوره بازگشت زلزله‌ها $M6+$ برای دو گسل طالقان و رودبار نشان داده شده است. بر اساس آزمون کای دو و با در نظر گرفتن سطح اهمیت ۵ درصد، هیچ‌یک از سه توزیع ویبو، نرمال-لگاریتمی و پواسونی نمی‌توانند توصیف مطلوبی از نتایج به‌دست آمده برای این دو گسل داشته باشند. همان‌طور که در این شکل مشهود است، بیش از ۴۵ درصد از دوره بازگشت‌های زلزله‌های بزرگ در گسل طالقان در بازه زمانی ۱۹۰۰ تا ۲۱۰۰ سال است. برای گسل رودبار نیز، یک پرش قابل توجه در نمودار تابع توزیع تجمعی مشاهده می‌شود. بنابراین، می‌توان این گونه برداشت کرد که وقوع زلزله‌های بزرگ برای این گسل‌ها در مقایسه با سایر گسل‌ها، از رفتار تناوبی تری برخوردار است.



شکل (۷): تابع توزیع تجمعی دوره بازگشت زلزله‌ها $M6+$.

جدول (۵): احتمال وقوع زلزله در هر گسل برای دوره زمانی مختلف ۱۰، ۲۵، ۵۰ و ۱۰۰ ساله (N تعداد زلزله و t_0 زمان سپری شده از آخرین زلزله است).

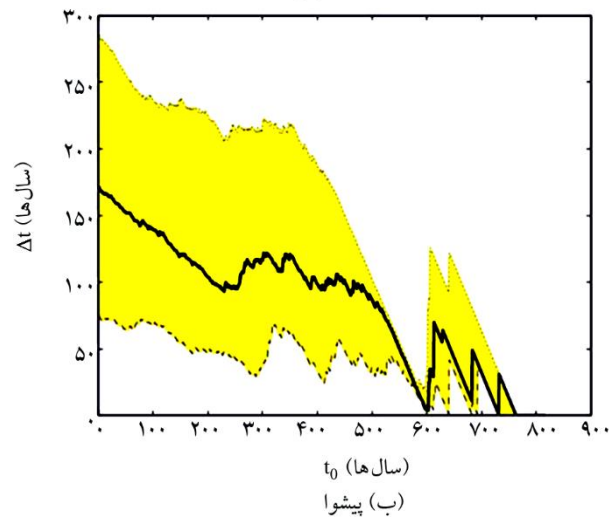
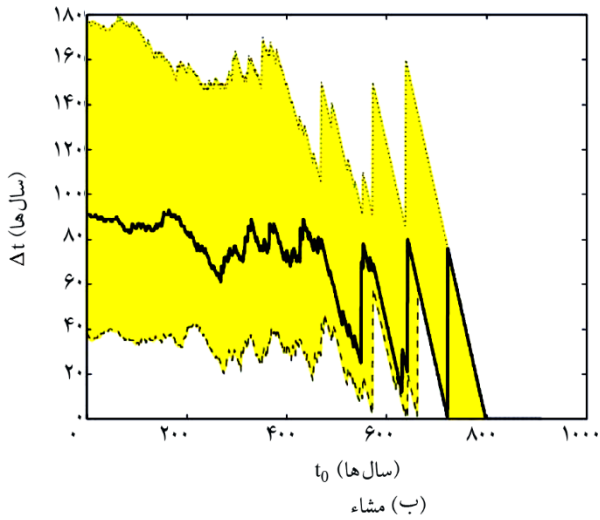
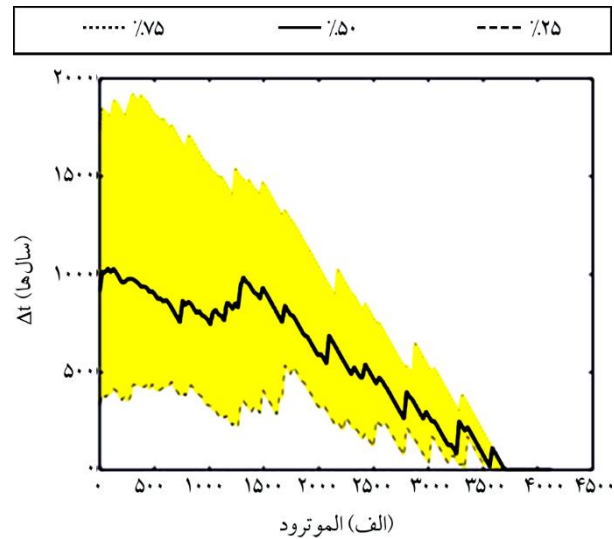
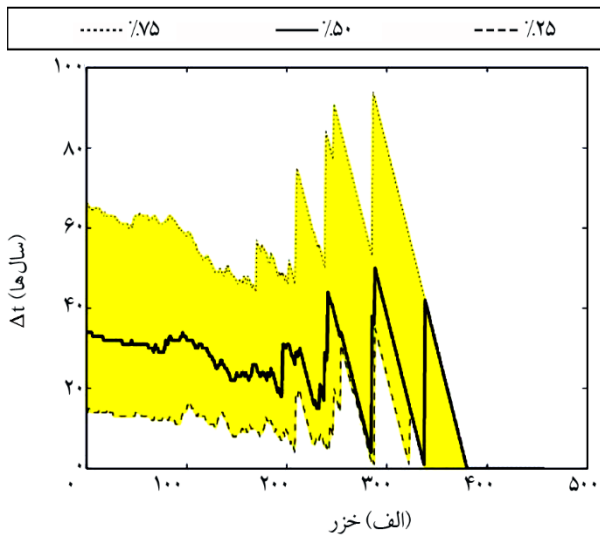
گسل رودبار							
دوره زمانی (سال)				t_0	تعداد زلزله	بزرگا	
۱۰۰	۵۰	۲۵	۱۰				
۰/۰۹	۰/۰۳	۰/۰۱	۰	۲۶	۲۸۱	M>۵/۵	
۰/۰۹	۰/۰۳	۰/۰۲	۰	۲۷	۲۷۶	M>۶	
۰/۰۶	۰/۰۱	۰/۰۱	۰	۲۷	۱۷۲	M>۶/۵	
گسل مشاء							
دوره زمانی (سال)				t_0	تعداد	بزرگا	
۱۰۰	۵۰	۲۵	۱۰				
۰/۰۶	۰/۳۷	۰/۱۹	۰/۰۸	۸۷	۱۷۷۵	M>۵/۵	
۰/۵۷	۰/۳۲	۰/۲	۰/۰۸	۱۸۷	۱۵۷۹	M>۶	
۰/۲	۰/۱۳	۰/۰۷	۰/۰۲	۱۸۷	۵۶۹	M>۶/۵	
گسل طالقان							
دوره زمانی (سال)				t_0	تعداد	بزرگا	
۱۰۰	۵۰	۲۵	۱۰				
۰/۲۹	۰/۱۵	۰/۰۷	۰/۰۳	۲۰۹	۶۸۸	M>۵/۵	
۰/۲۸	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۰۶	۱۰۵۹	۵۱۱	M>۶	
۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۳	۰	۱۰۵۹	۱۷۸	M>۶/۵	

همچنین، با در اختیار داشتن کاتالوگ لرزه‌ای بلند مدت، زمان مورد انتظار (EWT) تا وقوع زلزله بعدی برای هر گسل به صورت تابعی از زمان سپری شده از آخرین زلزله قابل برآورد است. به طور نمونه، مشاهده می‌شود که متناسب با افزایش زمان سپری شده از وقوع آخرین زلزله در یک گسل (t_0) میزان زمان مورد انتظار تا زلزله بعدی در گسل الموترود کاهش می‌یابد (شکل ۸) به عبارت دیگر، بعد از وقوع یک زلزله، احتمال وقوع زلزله بعدی در کمترین مقدار خود قرار دارد و رفته رفته با گذشت زمان بر میزان این احتمال افزوده می‌شود. اما، زمان مورد انتظار برای وقوع زلزله آتی در برخی گسل‌ها با افزایش زمان سپری شده از وقوع یک رخداد، به طور کاملاً محسوسی وابسته به پارامتر زمان نیست و به‌ازای احتمالات ۷۵، ۵۰ و ۲۵ درصد برای دوره نسبتاً طولانی ثابت می‌ماند. همان‌طور که در شکل (۹) نشان داده شده است، زمان مورد انتظار تا زلزله بعدی برای گسل‌های خزر و مشاء برای یک دوره زمانی چشمگیری مستقل از زمان سپری شده است.

گسل رودبار، مشاء و طالقان در جدول (۵) ارائه شده است. بر اساس این نتایج، احتمال وقوع زلزله با بزرگای بزرگ‌تر از ۶ در گسل رودبار در ده سال آینده برابر صفر است. اما، با افزایش دوره انتظار احتمال وقوع زلزله افزایش پیدا کرده و احتمال وقوع زلزله‌ای با بزرگای $M \geq 6.5$ در این گسل در ۵۰ سال و ۱۰۰ سال آینده به ترتیب برابر ۰/۰۱ و ۰/۰۶ می‌باشد.

جدول (۴): سال آخرین زلزله و زمان سپری شده از آن به‌ازای بزرگای مختلف در هر گسل.

گسل	زمان					
	M > 6/5		M > 6		M > 5/5	
	t_0	سال	t_0	سال	t_0	سال
الموترود	۴۰۹	۱۶۰۸	۷۲	۱۹۴۵	۷۲	۱۹۴۵
آستانه	۱۱۶۱	۸۵۶	۱۱۶۱	۸۵۶	۱۱۱۶	۸۵۶
اشتهارد	-	-	-	-	۱۴۱	۱۸۷۶
فیروزکوه	-	-	۲۷	۱۹۹۰	۲۷	۱۹۹۰
گرمسار	۱۲۷۴	۷۴۳	۱۲۷۴	۷۴۳	۳۵	۱۹۸۲
ایپک	۵۵	۱۹۶۲	۵۵	۱۹۶۲	۵۴	۱۹۶۳
کندوان	-	-	-	-	۳۴	۱۹۸۳
خزر	۸۳	۱۹۳۵	۱۳	۲۰۰۴	۱۳	۲۰۰۴
کوه گچاب-۲	-	-	-	-	۶۰	۱۹۵۷
مشاء	۱۸۷	۱۸۳۰	۱۸۷	۱۸۳۰	۸۷	۱۹۳۰
شمال البرز	۶۰	۱۹۵۷	۶۰	۱۹۵۷	۵۸	۱۹۵۹
شمال قزوین	۸۹۸	۱۱۱۹	۸۹۸	۱۱۱۹	۱۱۶	۱۹۰۱
شمال تهران	۸۴۰	۱۱۷۷	۸۴۰	۱۱۷۷	۸۴۰	۱۱۷۷
رودبار	۲۷	۱۹۹۰	۲۷	۱۹۹۰	۲۶	۱۹۹۱
شاهوار	۱۲۷	۱۸۹۰	۱۲۷	۱۸۹۰	۱۲۷	۱۸۹۰
طالقان	۱۰۵۹	۹۵۸	۱۰۵۹	۹۵۸	۲۰۹	۱۸۰۸
ترود	-	-	۹۴	۱۹۲۳	۹۴	۱۹۲۳



شکل (۹): توزیع زمان مورد انتظار (EWT) برای وقوع زلزله با بزرگای بیشتر از ۶ در گسل (الف) خزر، (ب) مشاء برای احتمالات ۷۵، ۵۰ و ۲۵ درصد.

شکل (۸): توزیع زمان مورد انتظار (EWT) برای وقوع زلزله با بزرگای بیشتر از ۶ در گسل (الف) الموترود و (ب) پیشوا برای احتمالات ۷۵، ۵۰ و ۲۵ درصد.

۸- نتیجه‌گیری

در این تحقیق، با هدف برآورد دقیق‌تر دوره بازگشت زلزله‌ها و در نظر گرفتن اندرکنش گسل‌ها از روش شبیه‌سازی زلزله (تولید کاتالوگ لرزه‌ای مصنوعی) مبتنی بر روش اجزای مرزی برای ناحیه البرز استفاده شد. همچنین، با استفاده از تکنیک کیکو و همکاران [۱۰]، عدم کامل بودن کاتالوگ طبیعی و عدم قطعیت ثبت زلزله‌ها در نظر گرفته شده و پارامترهای لرزه‌ای برای این ناحیه محاسبه شد. سپس، با مقایسه نتایج شبیه‌سازی با رابطه تجربی پیشنهادی، مدل ارائه شده صحت‌سنجی شد. همچنین، دوره بازگشت زلزله‌ها دارای

این دوره زمانی برای هر کدام به ترتیب برابر ۱۰۰ و ۲۰۰ سال است. این موضوع به علت تعداد قطعات مختلف تشکیل‌دهنده این گسل‌ها می‌باشد. عمدتاً این گسل‌ها به دلیل طول زیاد از چند قطعه تشکیل شده‌اند و هر کدام از این قطعات می‌توانند مسبب ایجاد زلزله‌های متوسط و یا بزرگ شوند. همچنین، نحوه‌ی قرارگیری گسل‌های متعدد در کنار هم نیز می‌تواند سبب وقوع زلزله‌های مستقل از زمان شوند. به بیان دیگر، با احاطه شدن یک گسل توسط گسل‌های مجاور و نزدیکی آنها به یکدیگر، به علت وجود اندرکنش تنشی بین گسل‌ها، دوره بازگشت زلزله‌ها از حالت تناوبی فاصله گرفته و به صورت تصادفی قابل بیان است.

2. Khodaverdian, A., Zafarani, H., and Rahimian, M. (2015) Long term fault slip rates, distributed deformation rates and forecast of seismicity in the Iranian Plateau. *Tectonics*, **34**(10), 2190-2220.
3. Mirzaei, N., Mengtan, G., and Yuntai, C. (1998) Seismic source regionalization for seismic zoning of Iran: major seismotectonic provinces. *Journal of Earthquake Prediction Research*, **7**, 465-495.
4. Hessami, K., Mobayyen, F., and Tabassi, H. (2013) *The Map of Active Faults of Iran*. International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran.
5. Dellenbach, J. (1964) *Contribution Aletude Geologique de la Region Situee alEst de Teheran*. These University Strasbourg, p 120, 12 Pls., 43 Figs., 4 Maps.
6. Allenbach, P. (1966) *Geologie und Petrographie des Damavand und Seiner Umgebung (Zentral-Elburz)*, Iran. Diss. Naturwiss. ETH Zürich, Nr. 3885, 0000. Ref.: Gansser, A., Korref.: Burri, C.
7. Nazari, H., Ritz, J.-F., Salamati, R., Shafei, A., Ghassemi, A., Michelot, J.-L., Massault, M., and Ghorashi, M. (2009) Morphological and palaeoseismological analysis along the Taleghan fault (Central Alborz, Iran). *Geophysical Journal International*, **178**(2), 1028-1041.
8. Ambraseys, N. and Melville, C. (1982) *A History of Persian Earthquakes*. Cambridge University Press, New York.
9. Khodaverdian, A., Zafarani, H., Rahimian, M., and Dehnamaki, V. (2016) Seismicity Parameters and Spatially Smoothed Seismicity Model for Iran. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **106**(3), 1133-1150.
10. Kijko, A., Smit, A., and Sellevoll, M.A. (2016) Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files. Part III. Incorporation of uncertainty of earthquake occurrence model. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **106**(3), 1210-1222.
11. Gardner, J. and 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.

همخوانی مطلوبی با نتایج به دست آمده از مطالعات دیرینه لرزه شناسی است؛ تمامی موارد فوق نشان دهنده‌ی عملکرد مطابق با واقعیت مدل پیشنهادی است. در گام بعدی، با در نظر گرفتن زلزله‌های شبیه‌سازی شده برای هر گسل، بزرگای زلزله مشخصه و توزیع دوره بازگشت آنها برای تمامی گسل‌های فعال ناحیه مورد مطالعه ارائه شد. می‌توان عنوان کرد که اگر یک گسل توسط چندین گسل احاطه شده باشد، زمان وقوع زلزله‌ها در آن گسل به رفتار تصادفی نزدیک‌تر است. همچنین، با در اختیار داشتن کاتالوگ لرزه‌ای بلندمدت و زمان سپری شده از آخرین رخداد برای هر گسل، احتمال وقوع زلزله آتی برای بخشی از گسل‌های منطقه البرز، برای نخستین بار به‌طور متناسب با زمان و برای دوره‌های زمانی ۱۰۰، ۵۰، ۲۵ و ۱۰ سال آینده برآورد شد. بر اساس نتایج به دست آمده، هر چه زمان بیشتری از وقوع آخرین رخداد گذشته باشد احتمال وقوع زلزله بیشتر خواهد بود. تمامی این موارد تأییدکننده‌ی اهمیت اندرکنش بین گسل‌ها و لزوم استفاده از کاتالوگ‌های لرزه‌ای بلندمدت برای محاسبه خطر زلزله است.

تشکر و قدردانی

شایان ذکر است بخشی از تحقیق حاضر در قالب قرارداد مورد حمایت مالی مرکز مطالعات و همکاری‌های علمی بین‌المللی (CISSC) قرار گرفته و بدین وسیله مراتب قدردانی و سپاس را از کمک‌ها و حسن همکاری آن مرکز اعلام می‌نمایم. همچنین، نویسندگان از حمایت‌های دانشگاه تهران و پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله برای فراهم آوردن زیرساخت‌های لازم کمال تشکر را دارند.

مراجع

1. Djamour, Y., Vernant, P., Bayer, R., Nankali, H.R., Ritz, J.-F., Hinderer, J., Hatam, Y., Luck, B., Le Moigne, N., and Sedighi, M. (2010) GPS and gravity constraints on continental deformation in the Alborz mountain range, Iran. *Geophysical Journal International*, **183**(3), 1287-1301.

- a simulation-based forecast of the El Mayor-Cucapah region and evidence of predictability in simulated earthquake sequences. *Geophysical Journal International*, **203**(3), 1587-1604.
22. Khodaverdian, A., Zafarani, H., Schultz, K., and Rahimian, M. (2016) Recurrence time distributions of large earthquakes in eastern Iran. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **106**(6).
 23. Yikilmaz, M.B., Heien, E.M., Turcotte, D.L., Rundle, J.B., and Kellogg, L.H. (2011) A fault and seismicity based composite simulation in northern California. *Nonlinear Processes in Geophysics*, **18**(6), 955-966.
 24. Gholipour, Y., Bozorgnia, Y., Rahnama, M., Berberian, M., and Shojataheri, J. (2008) *Probabilistic Seismic Hazard Analysis Phase I-Greater Tehran Regions*. Final Report, Faculty of Engineering, University of Tehran, Tehran.
 25. Shimazaki, K. and Nakata, T. (1980) Time-predictable recurrence model for large earthquakes. *Geophysical Research Letters*, **7**(4), 279-282.
 26. Hainzl, S., Zöller, G., Brietzke, G.B., and Hinzen, K.-G. (2013) Comparison of deterministic and stochastic earthquake simulators for fault interactions in the Lower Rhine Embayment, Germany. *Geophysical Journal International*, **195**(1), 684-694.
 27. Berberian, M. and Yeats, R.S. (2001) Contribution of archaeological data to studies of earthquake history in the Iranian Plateau. *Journal of Structural Geology*, **23**(2), 563-584.
 28. Nazari, H., Ritz, J., Salamati, R., Solaymani, S., Balescu, S., Michelot, J., Ghassemi, A., Talebian, M., Lamothe, M., and Massault, M. (2007) Paleoseismological analysis in central Alborz, Iran. *50th Anniversary Earthquake Conference Commemorating the 1957 Gobi-Altay Earthquake*, Citeseer.
 29. Ritz, J.F., Nazari, H., Balescu, S., Lamothe, M., Salamati, R., Ghassemi, A., Shafei, A., Ghorashi, M., and Saidi, A. (2012) Paleoequakes of the past 30,000 years along the North Tehran fault (Iran) *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **117**(B6).
 30. Majidi Niri, T., Nazari, H., Qarashi, M., and
 12. Shahvar, M.P., Zare, M., and Castellaro, S. (2013) A unified seismic catalog for the Iranian plateau (1900–2011). *Seismological Research Letters*, **84**(2), 233-249.
 13. Berberian, M. (1994) *Natural Hazards and the First Earthquake Catalogue of Iran. Volume 1: Historical Hazards in Iran Prior to 1900*. Int. Inst. Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, 603p.
 14. Ambraseys, N.N. and Melville, C.P. (2005) *A History of Persian Earthquakes*. Cambridge University Press.
 15. Ansari, A., Noorzad, A. and Zafarani, H. (2009) Clustering analysis of the seismic catalog of Iran. *Computers & Geosciences*, **35**(3), 475-486.
 16. Karimiparidari, S., Zaré, M., Memarian, H., Kijko, A. (2013) Iranian earthquakes, a uniform catalog with moment magnitudes. *Journal of Seismology*, **17**(3), 897-911.
 17. Rundle, J.B. and Kanamori, H. (1987) Application of an inhomogeneous stress (patch) model to complex subduction zone earthquakes: A discrete interaction matrix approach. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **92**(B3), 2606-2616.
 18. Rundle, J.B., Rundle, P.B., Klein, W., Martins, J.D.S., Tiampo, K.F., Donnellan, A., and Kellogg, L.H. (2002) GEM plate boundary simulations for the Plate Boundary Observatory: A program for understanding the physics of earthquakes on complex fault networks via observations, theory and numerical simulation, in *Earthquake Processes: Physical Modelling, Numerical Simulation and Data Analysis Part II*. Springer, 2357-2381.
 19. Ward, S.N. (1996) A synthetic seismicity model for southern California: Cycles, probabilities, and hazard. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **101**(B10), 22393-22418.
 20. Rundle, P., Rundle, J., Tiampo, K., Donnellan, A., and Turcotte, D. (2006) Virtual California: Fault model, frictional parameters, applications. *Pure and Applied Geophysics*, **163**(9), 1819-1846.
 21. Yoder, M.R., Schultz, K.W., Heien, E.M., Rundle, J.B., Turcotte, D.L., Parker, J.W., and Donnellan, A. (2015) The Virtual Quake earthquake simulator:

- Talebian, M. (2010) Paleoseimology study on Pishva fault (South Tehran), Iran. *EGU General Assembly Conference Abstracts*.
31. Bolurchi, M.J. (1997) *Paleoseismological Study of the South Eshtehard Fault*. M.Sc. Thesis, Azad Univ., Tehran.
32. Hollingsworth, J., Nazari, H., Ritz, J.F., Salamati, R., Talebian, M., Bahroudi, A., Walker, R.T., Rizza, M., and Jackson, J. (2010) Active tectonics of the east Alborz mountains, NE Iran: Rupture of the left-lateral Astaneh fault system during the great 856 AD Qumis earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **115**(B12).
33. Hajimohammadi, B., Zafarani, H., and Jalalalhosseini, S.M. (2015) *Characteristic Earthquake Hazard in Tehran Region*.
34. Nazari, H., Ritz, J.-F., Walker, R., Salamati, R., Rizza, M., Patnaik, R., Hollingsworth, J., Alimohammadian, H., Jalali, A., and Firouz, A.K. (2014) Palaeoseismic evidence for a medieval earthquake, and preliminary estimate of late Pleistocene slip-rate, on the Firouzkuh strike-slip fault in the Central Alborz region of Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, **82**, 124-135.
35. De Martini, P., Hessami, K., Pantosti, D., D'Addezio, G., Alinaghi, H., and Ghafory-Ashtiany, M. (1998) A geologic contribution to the evaluation of the seismic potential of the Kahrizak fault (Tehran, Iran). *Tectonophysics*, **287**(1), 187-199.

واژه نامه

Frequency-Magnitude	۱- تکرار- بزرگا
Maximum Curvature	۲- حداکثر انحنای
Maximum Likelihood	۳- حداکثر تمایل
Characteristic	۴- مشخصه
CFF: Coulomb Failure Function	۵- تابع تنش کولمب
Expected Waiting Time (EWT)	۶- زمان مورد انتظار

Physics-Based Earthquake Simulation for the Alborz Region to Evaluate Seismicity Parameters

Mohammadreza Alipour¹, Alireza Khodaverdian², Hamid Zafarani^{3*}, and Mohammad Rahimian⁴

1. M.Sc. Student, School of Civil Engineering, College of Engineering, University of Tehran, Tehran, Iran
2. Postdoctoral Researcher, Seismological Research Center, Zorich Institute of Technology, Zorich, Switzerland
3. Associate Professor, Seismological Research Center, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran, *Corresponding Author, email: h.zafarani@iiees.ac.ir
4. Professor, University of Tehran, Tehran, Iran

The Iranian Plateau is characterized as one of the most seismic regions in the world, and the most populated cities are located near its active faults, indicating high possible seismic risk. Estimation of earthquake occurrence probabilities can play an important role in earthquake damage mitigation. In the present study, earthquake simulation technique, based on the boundary elements method, is used for the Alborz region in order to have more accurate estimates of earthquakes return periods and consider faults interaction. First of all, seismic parameters for the region are evaluated using the obtained synthetic catalog. In addition, the synthetic activity rates are also compared to independent past studies (e.g. paleoseismological investigation). The estimated return periods lie within the uncertainties of previous studies, showing robustness of the proposed model. As the next step, characteristic earthquake magnitude and its return period distribution are presented for all active faults in the study region. According to the synthetic catalog, earthquake occurrence probability for an individual fault is related to the time elapsed from the last earthquake while earthquakes occurrence tends to a random behavior if all active faults in the region are considered together. Given the long-term seismic catalog and determination of the last earthquakes for each fault, earthquakes occurrence probabilities are estimated for the next 10, 25, 50 and 100 years for all active faults. The more time elapse form the last earthquake, the more earthquake occurrence probabilities are estimated, confirming Reid's theory and proving necessity of long-term simulation to have a better estimate of earthquakes occurrence probabilities.

Keywords: Physics-Based Earthquake Simulation; Seismicity Parameters; Earthquakes Return Periods; Probabilities of Earthquakes Occurrence.