

بررسی اثر ساختگاه در پراکندگی شتاب زمین لرزه شهر کرج

مهرداد محمدی*؛ دانشجوی دکتری، گروه ژئوفیزیک، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران، ایران

علی بیت الهی؛ دانشیار، دانشکده ژئوفیزیک، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران، ایران

بهرام اکاشه؛ استاد دانشکده ژئوفیزیک، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران، ایران

آرزو درستیان؛ دانشیار دانشکده ژئوفیزیک، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران، ایران

خلیل رضایی؛ دانشیار دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۶/۳۰

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۱/۱۵

چکیده

این مقاله با هدف بررسی وضعیت لرزه‌خیزی شهر کرج در شرایط طبیعی زمین انجام شده است. به منظور مشخص شدن شرایط خاک، داده‌های آزمایش‌های دانه‌پول منطقه تهیه و پس از پالایش، مقادیر سرعت موج‌برشی خاک به صورت شبکه‌ای از نقاط تهیه شد. سپس شتاب طیفی زمین لرزه با استفاده از روش احتمالاتی محاسبه گردید و مقدار سرعت موج‌برشی برای هر سلول شبکه، در این تحلیل‌ها مورد استفاده قرار گرفت. تحلیل خطر لرزه‌ای احتمالی (PSHA) برای شهر کرج با استفاده از مدل گسل‌های کم عمق پوسته انجام شده است. آخرین معادلات پیش‌بینی حرکت زمین (GMPEs) که با استفاده از مجموعه داده‌های جهانی ایجاد شده‌اند، برای تخمین حرکت زمین استفاده شده‌اند. عدم قطعیت‌ها با استفاده از رویکرد درخت منطقی محاسبه شد. نرخ فعالیت منابع لرزه‌خیزی با استفاده از کاتالوگ زمین لرزه برآورد شده است. نرخ لغزش گسل‌ها با استفاده از مطالعات دیرینه لرزه‌شناسی تخمین زده شد. بیشینه شتاب زمین (PGA) و شتاب طیفی (SA) در دوره‌های طیفی 0.05, 0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.5, 0.75 and 1.0 ثانیه در این منطقه به صورت شبکه با اندازه سلول ۵۰۰ متر در شرایط طبیعی زمین با سرعت موج‌برشی مشخص برای هر سلول، برآورد گردید. این نقشه‌ها برای دوره بازگشت‌های ۴۷۵، ۹۷۵ و ۲۴۷۵ تهیه شده‌اند. بر اساس نمودارهای سه‌بعدی بزرگا-فاصله-احتمال در نقطه مرکزی شهر، نقش گسل‌های دور در افزایش شتاب زمین لرزه در پیرو ۰.۳ ثانیه مشخص شد. این نقشه‌های خطر لرزه‌ای را می‌توان برای مدیریت ریسک لرزه‌ای کرج استفاده کرد.

واژه‌های کلیدی: بیشینه شتاب زمین (PGA)، شتاب طیفی (SA)، far field source، تحلیل احتمالی خطر لرزه‌ای (PSHA).

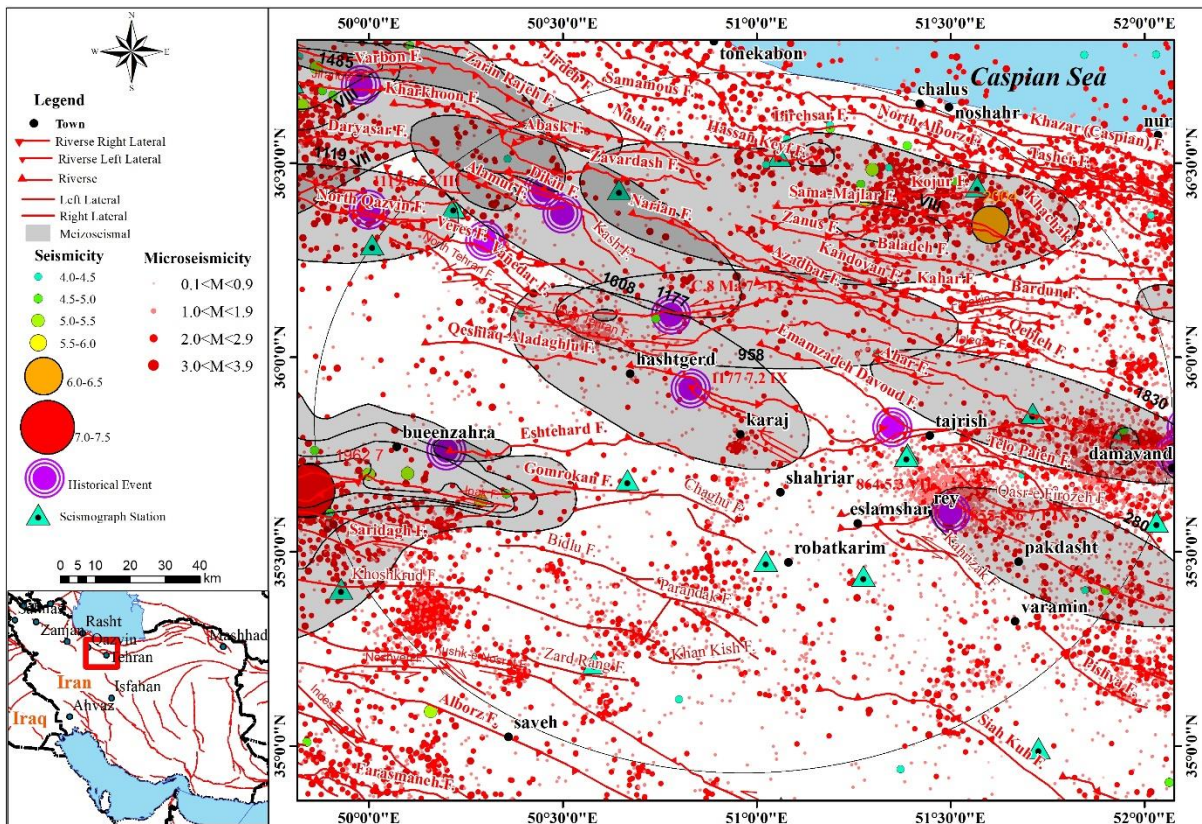
مقدمه

روش احتمالی در ابتدا توسط کرنل و هانسن و همکاران (Cornell, 1968; Hansen et al., 1970) برای تجزیه و تحلیل خطر لرزه‌ای معرفی شد. در این روش از تمامی منابع بالقوه زلزله، میزان فعالیت آن‌ها و فاصله آن‌ها از یک سایت برای تخمین پارامترهای حرکت زمین در یک ساختگاه، استفاده می‌شود. تحلیل خطر لرزه‌ای احتمالی (PSHA) به‌صراحت عدم قطعیت‌های مرتبط با مکان، اندازه، وقوع و حرکت زمین^۲، زمین‌لرزه‌ها را در نظر می‌گیرد (Kramer, 1996). تحلیل خطر لرزه‌ای احتمالی به‌طور گسترده‌ای برای تخمین پارامترهای حرکت زمین و تهیه نقشه‌های ملی خطر لرزه‌ای استفاده می‌شود (Petersen et al., 2019; Şeşetyan et al., 2018). نقشه‌های خطر لرزه‌ای معمولاً با استفاده از پارامترهای حرکت زمین در شرایط زمین مرجع (بدون آبرفت) تهیه می‌شوند که میانگین سرعت موج برشی در ۳۰ متر ابتدایی زمین (Vs30)، ۷۶۰ متر بر ثانیه است. نتایج PSHA برای طراحی سازه‌های مقاوم در برابر زلزله، توسعه برنامه‌های بلندمدت منطقه‌ای برای واکنش اضطراری و بازیابی، و تهیه برنامه مالی برای تلفات زلزله استفاده می‌شود (McGuire, 2008). ایران به‌عنوان یکی از لرزه‌خیزترین مناطق دنیا، دو کمربند اصلی تکتونیکی را در خود جای داده است (Berberian and King, 1981). کمربند زاگرس که از انتهای شرقی زون فرورانش مکران در دریای عمان شروع می‌شود. روند این کمربند جنوب شرق-شمال غرب بوده و سمت دیگر آن به گوشه شرقی گسل شمال آناطولی محدود می‌شود (Nissen et al., 2019). کمربند تکتونیکی البرز با روند شرقی-غربی از همین نقطه آغاز می‌شود و تا گسل کپه داغ در گوشه شمال شرقی ایران پیش می‌رود (Alavi, 1996). بخش مرکزی کمربند البرز، با گسل‌های فعالی محاصره شده که عامل ویرانی شهرهای منطقه در قرون گذشته بوده‌اند (Zanchi et al., 2007). بررسی فعالیت این گسل‌ها و نحوه عملکرد آن‌ها در زمان رویداد یک زمین‌لرزه مهیب، حائز اهمیت فراوانی است (Berberian and Yeats, 2016). از طرفی اثر ساختگاه در پراکندگی امواج چنین زمین‌لرزه‌هایی می‌تواند تا حد چشم‌گیری بر ویرانی سازه‌ها اثرگذار باشد (Habibi et al., 2023). به‌طور میانگین از سال ۱۹۰۰ تا ۲۰۱۴ در هر ساعت ۳ نفر در ایران بر اثر زمین‌لرزه فوت کرده‌اند (Berberian, 2014). چنین آمار تکان دهنده‌ای، لزوم پرداختن هر چه دقیق‌تر به شرایط ساختگاه را بیش از پیش روشن می‌کند. کرج و مناطق اطراف آن به دلیل نزدیکی به گسل‌های فعال (شکل ۱)، از نظر لرزه‌ای خطرناک هستند (Berberian and Yeats, 2016; Jackson et al., 2002). بنابراین، این مناطق از نظر لرزه‌ای در برابر تراکم جمعیت بالا، شهرنشینی برنامه‌ریزی نشده و ساخت سازه‌های غیر مهندسی آسیب پذیر هستند (Alikhanzadeh et al., 2023). وقوع یک زلزله بزرگ ($M_w > 7.2$) نزدیک به یک کلان‌شهر نظیر تهران، می‌تواند تهدیدی واقعی و جدی برای زندگی، اموال، رشد اقتصادی و توسعه ایجاد کند (Bilham, 2009). وضعیت نابسامان بیمه زمین‌لرزه در ایران (Ghafory-Ashtiany and Motamed, 2023) در زمان وقوع بحران می‌تواند شرایط پیچیده‌ای را برای بازسازی چنین شهرهایی به وجود آورد. بنابراین، تجزیه و تحلیل خطر لرزه‌ای در این مناطق برای تخمین پارامترهای حرکت زمین، مانند شتاب اوج زمین (PGA) و شتاب طیفی (SA) در دوره‌های طیفی مختلف مورد نیاز است. خطر لرزه‌ای این مناطق را می‌توان با طراحی لرزه‌ای سازه‌ها و توسعه سیستم‌های واکنش اضطراری و بازیابی با استفاده از پارامترهای تخمینی حرکت زمین به میزان قابل توجهی کاهش داد. تلاش‌های متعددی توسط محققان مختلف برای ارزیابی خطر لرزه‌ای در شهر کرج انجام شده است (Alikhanzadeh et al., 2023; Kheirkhah et al., 2022).

¹ Probabilistic Seismic Hazard Analysis

² Ground Motion

تحت برنامه ارزیابی خطر لرزه‌ای جهانی (GSHAP) گاردینی (Giardini, 1999) یک نقشه خطر لرزه‌ای برای ایران و مناطق مجاور از جمله کرج با استفاده از روش تحلیل خطر لرزه‌ای احتمالی تهیه کرد. خیرخواه و همکاران (Kheirkhah et al., 2022) نقشه پهنه‌بندی لرزه‌ای کرج را بر اساس این فرض تهیه کرد که در یک مکان، رابطه PGA-فرکانس مشابه رابطه بزرگی-فرکانس عود گوتنبرگ و ریشتر (۱۹۴۴) است. ارزیابی خطر لرزه‌ای احتمالی برای استان‌های تهران و البرز، با استفاده از منابع مدل‌سازی گسل پیش‌بینی کننده زمان در طول مرحله اول برنامه کد لرزه‌ای ایران انجام شد. پس از آن در پروژه (EMME¹) بررسی جامعی در خصوص وضعیت لرزه‌خیزی کشور ایران و منطقه مطالعاتی صورت گرفت (Şeşetyan et al., 2018). این یکی از دقیق‌ترین مطالعات در سطح ملی بود. اما ضعف اصلی این پروژه عدم توجه کافی به داده‌های دیرینه لرزه‌شناسی (نرخ لغزش و زمین‌لرزه‌های ماقبل تاریخ) و همچنین یافته‌های جدید منطقه کرج-تهران در خصوص حذف شدن تعدادی از گسل‌ها از فهرست عناصر تکتونیکی منطقه بود.



شکل ۱: لرزه‌زمین‌ساخت گستره ۱۰۰ کیلومتری شهر کرج. لایه گسل‌های برگرفته از (Berberian, 2014)، زمین‌لرزه‌های تاریخی از (Ambraseys and Melville, 1982)، زمین‌لرزه‌های دستگاهی از (Engdahl et al., 2020).

علیخوآنزاده و همکاران (Alikhanzadeh et al., 2023) یک تحلیل خطر لرزه‌ای احتمالی را برای تخمین PGA و جدایش خطر زمین‌لرزه در کرج با استفاده از چهار مدل منبع لرزه‌ای و معادلات پیش‌بینی حرکت زمین انجام داد. در مطالعه آن‌ها، استفاده از درخت منطقی فقط برای تعیین پارامترها و نه عدم قطعیت‌ها بود. در مطالعات حبیبی و همکاران (Habibi et al., 2023) اثر رسوبات کواترنری شهر تهران بر پراکندگی شتاب مورد توجه قرار گرفت و مشخص شد در مناطقی که رسوبات ریزدانه و سطح آب زیرزمینی بالا است، شتاب زمین‌لرزه تشدید می‌شود. نیمرخ‌های موجود در این مطالعه حاکی از آن بود که ارتباط معکوس بین تغییرات سرعت موج‌برشی و شتاب برقرار است.

¹ Earthquake Model of the Middle East

مطالعات (Gholipur et al., 2008) در این منطقه، یکی از معدود مطالعاتی است که در آن شتاب طیفی زمین برای پیوندهای مختلف زمانی (تا ۴ ثانیه) محاسبه شده است. آن‌ها با استفاده از مدل سه‌بعدی چشمه‌های لرزه‌زا و همچنین آخرین نتایج مطالعات دیرینه لرزه‌شناسی در منطقه، مقادیر شتاب طیفی را برآورد نموده‌اند. با این حال یافته‌های جدید در این منطقه، نیاز مبرم جهت به‌روزرسانی پارامترهای جنبش نیرومند زمین را تأکید می‌نماید. مطالعات ناوورنویری و همکاران (Navvar Noveiri et al., 2021) در جنوب کرج نشان داد که مقادیر شتاب زمین‌لرزه در این گستره نیازمند بازنگری اساسی است. گسترش رسوبات نرم (مربوط به زمان کواترنری) در این منطقه و ساخت و سازهای موجود بر روی آن‌ها، می‌تواند شرایط پیچیده لرزه‌خیزی را در زمان وقوع یک رویداد مهیب رقم بزند.

سرعت موج برشی

سرعت موج برشی میانگین تا عمق ۳۰ متری (VS30)، یک شاخص کلیدی است که توسط جامعه مهندسی زلزله برای محاسبه شرایط سایت لرزه‌ای انتخاب شده است. سنجش VS30 معمولاً بر اساس اندازه‌گیری‌های ژئوفیزیکی است. با توجه به ملاحظات هزینه و همچنین نگرانی‌های لجستیکی و زیست‌محیطی، داده‌های VS30 برای اکثر مناطق، پراکنده هستند یا به راحتی در دسترس نیستند. در جایی که داده‌ها در دسترس هستند، مقادیر VS30 اغلب در قالب‌های مختلف جمع‌آوری می‌شوند که از وبسایت‌های متفاوت و (یا) غیر دائمی قابل دسترسی هستند. سرعت موج برشی معمولاً برای در نظر گرفتن اثرات ساختگاه در هنگام توسعه روابط تجربی حرکت زمین، که در مجموع به‌عنوان روابط کاهندگی^۱ یا معادلات پیش‌بینی حرکت زمین^۲ شناخته می‌شوند، استفاده می‌شود (Abrahamson et al., 2008; Abrahamson and (Shedlock, 1997; Gregor et al., 2014). این مفهوم توسط (Borcherdt, 1994) برای توصیف کلاس‌های سایت و ضرایب سایت برای (NEHRP^۳) در سال ۱۹۹۴ (Martin and Dobry, 1994) معرفی شد. VS30 برای اولین بار به‌عنوان یک نسخه هموار شده از کلاس NEHRP در یک سایت GMPEs^۴ توسعه یافته توسط بور و همکاران (Boore et al., 1997) مورد استفاده قرار گرفت. قبل از معرفی VS30، اکثر GMPEs ها شرایط مکان را با استفاده از دسته‌بندی‌های زمین‌شناسی (soft, deep, or shallow soil; rock) یا ژئوتکنیکی (firm or very firm soil; soft or firm rock) در نظر می‌گرفتند (Abrahamson and Shedlock, 1997; Campbell, 1997; Sadigh et al., 1997; Spudich et al., 1997). از زمان پذیرش توسط بور و همکاران (۱۹۹۷)، VS30 به‌عنوان پارامتر اصلی سایت در تقریباً تمام GMPEs های مدرن پذیرفته شده است (Abrahamson et al., 2008; Gregor et al., 2014).

رسوبات مخروط افکنه رودخانه کرج، سبب گردیده تا تنوع بالایی از لایه‌های زمین‌شناسی در این منطقه به وجود آید. همین عامل می‌تواند تا حد چشم‌گیری در توزیع شتاب زمین‌لرزه اثرگذار باشد. اما عملکرد این رسوبات در زمان رویداد لرزه‌ای و رفتار سازه‌های کوتاه و بلند، به‌عنوان یک چالش زمین‌ساختی در این منطقه دارای اهمیت ویژه است. به‌طور کلی، هر چه فضای خالی بین ذرات خاک و سنگ بیشتر و بزرگ‌تر باشد، توانایی آن‌ها در انتقال کاهش یافته و امواج برشی را به دام می‌اندازند. در این میان، میانگین سرعت موج برشی در ۳۰ متر فوقانی از سطح زمین در روابط کاهندگی و مقادیر شتابی که برآورد می‌نمایند، مؤثر است. رابطه عکس میان مقدار شتاب و سرعت موج برشی وجود دارد.

¹ Attenuation Equations

² Ground Motion Prediction Equations (Gmpes)

³ National Earthquake Hazards Reduction Program

⁴ Ground Motion Prediction Equations

اما مطالعات اندکی برای تهیه نقشه‌های شتاب زمین لرزه که در آن سرعت موج برشی به صورت نقشه در تحلیل‌ها وارد گردد وجود دارد.

خروجی‌های این تحقیقات می‌تواند برای توصیف صریح منابع لرزه‌ای این مناطق برای برآورد دقیق پارامترهای حرکت زمین مورد استفاده قرار گیرد. بنابراین، در مطالعه حاضر تلاش می‌شود تا بر اساس داده‌های منتشرشده موجود، انواع چشمه‌های لرزه‌زا و نرخ لغزش گسل‌های پوسته‌ای مشخص شود. در روند برآورد پارامترهای جنبش نیرومند زمین، GMPE های اخیر که با استفاده از پایگاه داده حرکت زمین قوی جهانی گسل پوسته فرموله شده، استفاده شده‌اند (Abrahamson et al., 2014; Boore et al., 2014; Campbell and Bozorgnia, 2014; Chiou and Youngs, 2014).

مدل چشمه‌های لرزه‌زا

منابع لرزه‌ای بر اساس ادبیات منتشرشده موجود در مورد گسل‌های فعال، ژئودزی، ژئودینامیک و لرزه‌ساخت‌ساختی منطقه مورد مطالعه و سوابق زلزله موجود در مناطق که از سازمان‌های مختلف بین‌المللی گردآوری شده است، مدل‌سازی شده‌اند.

بانک زمین لرزه‌ها

سوابق سیستماتیک زمین لرزه‌های رخ داده در گستره کرج و مناطق اطراف آن، از کاتالوگ منابع مختلف بین‌المللی و مطالعات منتشرشده تهیه شده است. منابع ثبت زلزله عبارت‌اند از کاتالوگ جامع مرکز لرزه‌شناسی بین‌المللی (ISC) از ۱۹۰۸ تا ۲۰۲۳، کاتالوگ مدل زلزله جهانی (GEM) از ۱۹۰۳ تا ۲۰۱۹ و سوابق زمین لرزه‌های تاریخی از مطالعات منتشرشده (Ambraseys and Melville, 1982; Berberian, 1995; Berberian et al., 1983, 1985) برای گستره‌ای به شعاع ۱۵۰ کیلومتری کرج جمع‌آوری شده است. سعی شد تا در مواردی که طول گسل‌های فعال منطقه، خارج از این شعاع قرار می‌گیرد، زمین لرزه‌های مربوطه، به کاتالوگ اضافه گردند. سوابق لرزه‌ای گردآوری شده، مجدداً قالب‌بندی می‌شوند و به ترتیب زمانی ذخیره می‌شوند تا کاتالوگ لرزه‌ای ترکیبی و یکنواخت تهیه شود.

حذف پیش لرزه‌ها و پس لرزه‌ها

برای تجزیه و تحلیل خطر لرزه‌ای، پیش‌بینی می‌شود که رویدادهای زلزله در کاتالوگ از نظر آماری مستقل باشند (فرض پواسون). بنابراین کاتالوگ زلزله‌ای که در تحلیل خطر لرزه‌ای استفاده می‌شود باید عاری از رویدادهای وابسته (پیش لرزه و پس لرزه) باشد. پیش لرزه‌ها و پس لرزه‌ها رویدادهای زمین لرزه‌ای هستند که با یک رویداد اصلی که عموماً بزرگ است مرتبط می‌باشند (Gardener and Knopoff, 1974). فرآیند حذف رویدادهای زلزله وابسته از کاتالوگ زلزله را declustering می‌گویند. کاتالوگ زلزله برای حذف پیش لرزه‌ها و پس لرزه‌های یک شوک اصلی با استفاده از الگوریتم گاردنر و نیوف (۱۹۷۴) خوشه‌بندی شده است. این الگوریتم تعریف می‌کند که پس لرزه‌ها و پیش لرزه‌ها رویدادهای وابسته به اندازه شوک اصلی هستند (یک فرض غیر پواسون). رویداد زمین لرزه بزرگ به طور کلی پس لرزه‌های زیادی را در یک منطقه بزرگ برای مدت طولانی ایجاد می‌کند. بنابراین پنجره‌های مکانی و زمانی یک زلزله بزرگ، بزرگ‌تر از یک زلزله کوچک است. به منظور استفاده از کاتالوگ برای تجزیه و تحلیل خطر لرزه‌ای، رویدادهای وابسته باید حذف شوند. با استفاده از این الگوریتم 27% رخدادهای زلزله به عنوان پس لرزه و پیش لرزه (رویدادهای وابسته) شناسایی می‌شوند. پس از حذف رویدادهای وابسته، کاتالوگ نهایی شامل ۸۱۱ زلزله مستقل بزرگ‌تر از Mw 4 است (شکل ۱).

تکمیل بودن بزرگا

کاتالوگ زمین‌لرزه‌های خوشه‌بندی‌شده برای دوره ۱۷۶۲ تا ۲۰۲۳ کامل نیست. نرخ لرزه‌ای پیش‌بینی‌شده با استفاده از رویدادهای زلزله این فهرست ممکن است وقوع زمین‌لرزه‌های آینده در این مناطق را دست‌کم بگیرد. میانگین نرخ لرزه‌ای قابل اعتماد را می‌توان با شناسایی دوره‌ای که طی آن کاتالوگ برای یک محدوده بزرگی کامل شده است، پیش‌بینی کرد. بنابراین، دوره‌های کامل بودن برای دامنه‌های بزرگی مختلف با استفاده از روش استپ تعیین می‌شوند (Stepp, 1972). کاتالوگ زلزله این مطالعه برای بزرگ‌های زیر کامل است:

$\geq 1976, \geq 1926, \geq 1926, \geq Mw \geq 4.5, Mw \geq 5.0, Mw \geq 5.5, Mw \geq 6.0, Mw \geq 6.5, Mw \geq 7.0$ in the periods 1911, ≥ 1911 , and ≥ 1831 , respectively

مدل گوتنبرگ-ریشتر

سوابق زلزله کاتالوگ خوشه‌بندی‌شده که تست کامل را پشت سر می‌گذارند، برای تخمین پارامترهای مدل کوتاه شده ۱ گوتنبرگ-ریشتر (Gutenberg and Richter, 1945) استفاده می‌شوند:

$$(1) \log_{10} \lambda_m = a - bm$$

$$(2) \lambda_m = 10^a 10^{-bm}$$

که m نرخ سالانه زلزله بزرگ‌تر از m است و a و b ثابت هستند. a میزان کلی زمین‌لرزه‌ها را در یک منطقه و b نسبت زلزله‌های کوچک و بزرگ را توصیف می‌کند. انتظار می‌رود پارامتر b در کل منطقه مورد مطالعه برای مدل‌سازی لرزه‌خیزی یکنواخت باشد. ویچرت (Weichert, 1980) توصیه کرد که تخمین پارامترهای عود ۲ در رابطه گوتنبرگ-ریشتر همیشه باید با استفاده از روش حداکثر درست‌نمایی^۳ برای مجموعه داده‌های کمتر تعریف‌شده^۴ محاسبه شود. بنابراین، در مطالعه حاضر، مقدار b با استفاده از روش حداکثر درست‌نمایی ویچرت (۱۹۸۰) برای زلزله‌های دارای Mw بین ۴.۵ تا ۷.۲ با استفاده از زمان‌های کامل بودن متغیر برای دامنه‌های بزرگی مختلف محاسبه می‌شود (جدول ۱).

¹ Truncated

² Recurrence

³ Maximum Likelihood Method

⁴ Less Well-Defined Data

جدول ۱: محاسبه مقدار b با استفاده از روش حداکثر احتمال (Weichert, 1980) برای زمین لرزه های دارای M_w بین ۴.۵ تا ۷.۲ با استفاده از زمان های کامل بودن متغیر برای دامنه های بزرگی مختلف در گستره ۱۵۰ کیلومتری کرج

Magnitude (M _s)	No. of EQ	Magnitude complete year from 2015	Total years of completeness	Incremental rate	Cumulative (CU) rate	log(CU rate)	Mag Number
4.5	151	1976	40	3.775	43.79	1.6	680
4.6	186	1976	40	4.650	40.02	1.6	856
4.7	236	1976	40	5.900	35.37	1.5	1109
4.8	237	1976	40	5.925	29.47	1.5	1138
4.9	478	1976	40	11.950	23.54	1.4	2342
5.0	237	1926	90	2.633	11.59	1.1	1185
5.1	178	1926	90	1.978	8.96	1.0	908
5.2	127	1926	90	1.411	6.98	0.8	660
5.3	96	1926	90	1.0667	5.57	0.7	509
5.4	81	1926	90	0.9000	4.50	0.7	437
5.5	83	1926	90	0.9222	3.60	0.6	457
5.6	35	1926	90	0.3889	2.68	0.4	196
5.7	49	1926	90	0.5444	2.29	0.4	279
5.8	48	1926	90	0.5333	1.75	0.2	278
5.9	27	1926	90	0.3000	1.22	0.1	159
6.0	15	1911	105	0.1429	0.915	0.0	90
6.1	14	1911	105	0.1333	0.772	-0.1	85
6.2	15	1911	105	0.1429	0.639	-0.2	93
6.3	12	1911	105	0.1143	0.496	-0.3	76
6.4	7	1911	105	0.0667	0.382	-0.4	45
6.5	4	1911	105	0.0381	0.315	-0.5	26
6.6	3	1911	105	0.0286	0.277	-0.6	20
6.7	5	1911	105	0.0476	0.248	-0.6	34
6.8	5	1911	105	0.0476	0.201	-0.7	34
6.9	7	1911	105	0.0667	0.153	-0.8	48
7.0	4	1831	185	0.0216	0.0865	-1.1	28
7.1	2	1831	185	0.0108	0.0649	-1.2	14
7.2	3	1831	185	0.0162	0.0541	-1.3	22
Sum (Mag*Number)	Weighted average	Max. likelihood (b value)					

11,807

5.04

0.80

مدل گسل‌های پوسته ای

گسل‌های پوسته ممکن است زمین‌لرزه‌هایی با بزرگی کافی ($M_w > 7.0$) ایجاد کنند. بنابراین، گنجاندن منابع گسلی شناسایی شده به منظور گسترش سابقه زمین‌لرزه‌های تاریخی به هزاران سال پیش، یک عمل منظم است (Petersen et al., 2014). بیشتر گسل‌های پوسته‌ای در منطقه البرز مرکزی از نظر مکان، وسعت، سرعت لغزش و زمان گسیختگی‌ها شناسایی و مشخص نشده‌اند. برخی از گسل‌های پوسته‌ای شناخته شده نظیر گسل شمال تهران-کرج، زمین‌لرزه‌هایی تا حداکثر بزرگی $M_w 7.2$ ایجاد کرده‌اند. نرخ لغزش زمین‌شناسی تعدادی از این گسل‌ها با استفاده از مطالعات ترانسه دیرینه‌زلزله‌شناسی^۲ مشخص شده است. بنابراین نرخ لغزش به‌عنوان یک پارامتر مهم برای تعیین فعالیت گسل‌ها در نظر گرفته می‌شود. گسل‌های مشخص شده مطالعه حاضر در شکل ۱ نشان داده شده، و پارامترهای مدل‌سازی آن‌ها در جدول ۲ ذکر شده است. گسل شمال تهران به‌عنوان سناریوی اصلی لرزه‌ای در پایتخت ایران شناخته می‌شود. این گسل با سازوکار معکوس از شرق تهران به گسل مشاء محدود می‌شود. ادامه غربی این گسل در نزدیکی کرج تغییر روند داده و گسل شمال کرج را می‌سازد. بر اساس مطالعات دیرینه‌زلزله‌شناسی (Ritz et al., 2012) دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های این گسل نامنظم است. گسل مشاء، فیروزکوه و طالقان به ترتیب با طول‌های ۱۵۰، ۷۰ و ۸۰ کیلومتر، رشته گسلی جنوب البرز مرکزی را تشکیل داده‌اند. گسل پیشوا با امتداد شمال غرب-جنوب شرق، در جنوب شرق تهران، دورترین گسل به شهر کرج است. تمامی این گسل‌ها بر مبنای مطالعات دیرینه‌زلزله‌شناسی، دارای مستندات از سوابق لرزه‌خیزی هستند (شکل ۲). ریتز و همکاران (Ritz et al., 2012) یک مدل گسیختگی تقسیم‌بندی شده^۳ برای گسل شمال تهران بر اساس مطالعه دیرینه‌زلزله‌شناسی پیشنهاد کرد. گسیختگی‌هایی که مجاز به شکستن مرزهای قطعه^۴ هستند به‌عنوان گسیختگی‌های شناور^۵ نامیده می‌شوند که ممکن است در هر نقطه از گسل رخ دهند (Petersen et al., 2014). بربریان و بیتز (Berberian and Yeats, 2016) همچنین پیشنهاد کردند که تکتونیک پیچیده و تنش تکتونیکی به دلیل کوتاه شدن سریع گسل شمال تهران در البرز مرکزی ممکن است در هر زمانی باعث زلزله $M_w > 7.2$ شود. بنابراین، وزن درخت منطقی برای گسیختگی کامل، چشمه شناور و گسیختگی قطعه‌ای به ترتیب ۰.۴، ۰.۴ و ۰.۲ اختصاص داده شد (شکل ۳). گسل شمال تهران یک گسل معکوس و یا راندگی با امتداد شرق به غرب است (Ritz et al., 2012). هندسه گسل دارای عدم قطعیت شیب است. بنابراین وزن مساوی (۰.۵) برای گسل معکوس و راندگی در نظر گرفته شد. نقشه ساده شده چشمه‌های لرزه‌زا در شکل ۲ نمایش داده شده است.

¹ Regular Practice

² Paleoseismological Trenching

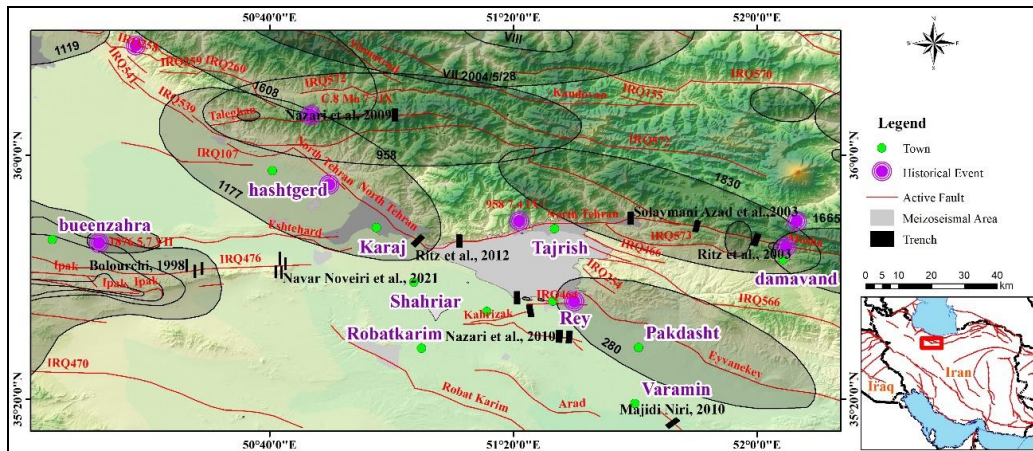
³ Segmented Rupture Model

⁴ Break Through The Segment Boundaries

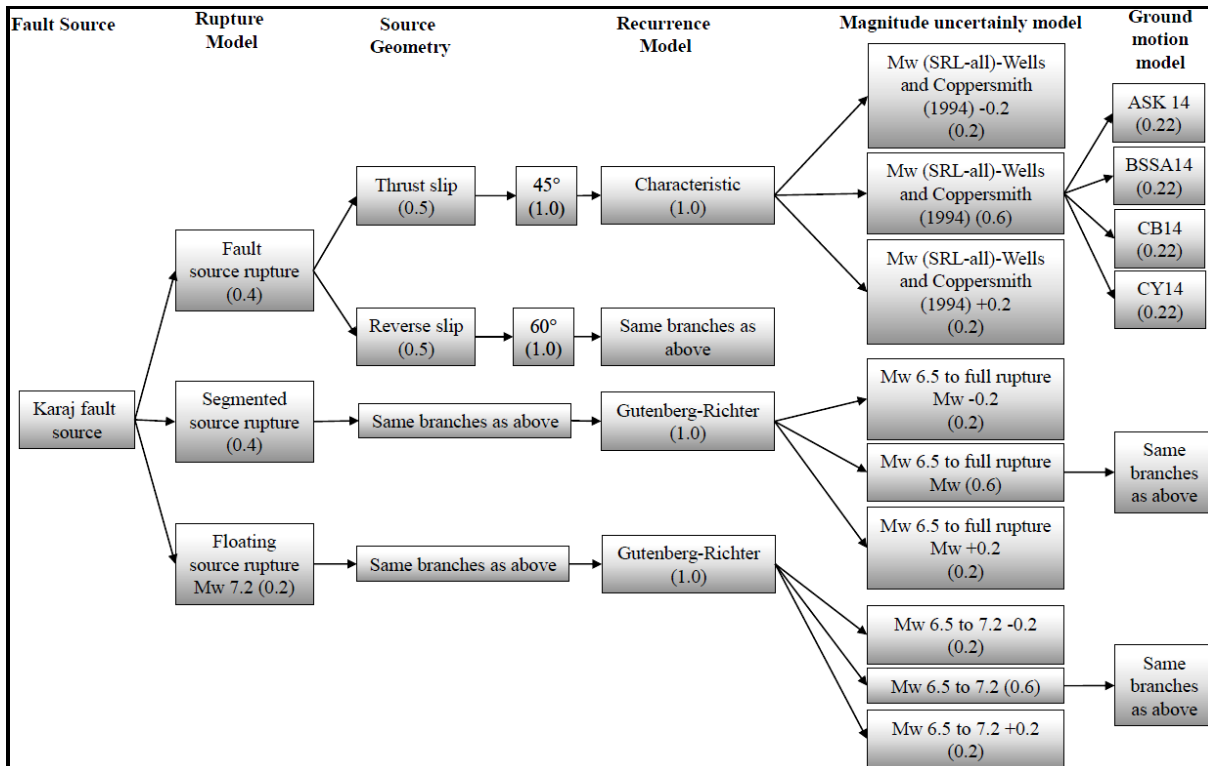
⁵ Floating Ruptures

جدول ۲: پارامترهای مدل گسل‌های پوسته ای

Fault source	Rupture length (km)	Sense of slip	Slip rate (mm/yr)	Characteristic or maximum magnitude (Mw)	Date of last event	References
North Karaj	70	Reverse	0.3 ± 0.05	7.2	312-280 BC 1177 AD	(Ritz et al., 2012)
North Tehran	70	Reverse	0.3 ± 0.05	7.2	312-280 BC 1177 AD	(Ritz et al., 2012)
Taleqan	50	Strike slip	0.6-1.6	7.2	80 AD	(Nazari et al., 2009)
Mosha	80	Strike slip	2.0	7.1	1665 AD 1830 AD	(Allen et al., 2003; Bachmanov et al., 2004; Ritz et al., 2003; Ritz et al., 2006)
Firuzkuh	80	Strike slip	1.1-2.2	7.2	1321 AD	(Ritz et al., 2009; Ritz et al., 2006)
Pishva	50	Reverse	0.12 – 0.14	7.0	1384 AD	(Majidi Niri et al., 2010)



شکل ۲: موقعیت چشمه‌های لرزه‌زای گستره کرج. مستطیل‌های مشکی موقعیت ترائشه‌های حفاری شده در مطالعات دیرینه لرزه‌شناسی را نمایش می‌دهند (به جدول ۲ مراجعه شود). محدوده‌های شهری به رنگ خاکستری هستند. بیضی‌ها، پهنه مه‌لرزه‌ای زمین‌لرزه‌های مهم را نمایش می‌دهند (Berberian, 2014).



شکل ۳: مدل‌های منبع درخت منطقی گسل پوسته ای این مطالعه. وزن شاخه‌های اختصاص داده شده در پراتر نشان داده شده است.

CB14-(Campbell and BSSA14- (Boore et al., 2014), (GMPEs): ASK14-(Abrahamson et al., 2014),
CY14- (Chiou and Youngs, 2014) Bozorgnia, 2014),

مدل باز رخداد گسل‌های پوسته ای

هر دو مدل باز رخداد تعیینی^۱ و گوتنبرگ-ریشتر برای مشخص کردن هر منبع گسل با وزن درخت منطقی ۰.۵ استفاده می‌شوند(شکل ۳). بزرگی مشخصه (Mc^۲) منبع گسیختگی کامل^۳ و حداکثر بزرگی (Mmax) قطعه گسل فردی^۴ با استفاده از رابطه مقیاس بندی زیر(Wells and Coppersmith, 1994) محاسبه می‌شود که برای همه انواع لغزش(عادی، معکوس و امتدادلغز) پیشنهاد شده است:

$$Mw = 5.08 + 1.16\log(SRL) \quad (3)$$

که در آن SRL طول گسیختگی سطحی (کیلومتر) است. به عنوان مثال، در مورد گسل شمال تهران، طول منبع گسیختگی کامل (SRL) با استفاده از بزرگی مشاهده شده (Mw 7.2) در مطالعات دیرینه لرزه‌شناسی(Ritz et al., 2012) تعیین می‌شود. برای محاسبه عدم قطعیت بزرگی، مشخصه یا حداکثر بزرگی با یک کران بالا و پایین به صورت

$$Mc \text{ or } Mmax -0.2, Mc \text{ or } Mmax, \text{ and } Mc \text{ or } Mmax + 0.2, \quad (4)$$

و برای این بزرگی‌ها به ترتیب وزن درخت منطقی برابر 0.2, 0.6, and 0.2 تعیین گردید.

¹ Characteristic

² Characteristic Magnitude

³ Full-Rupture Source

⁴ Individual Fault Segment

زمین لرزه‌های با بزرگی کمتر از Mw 6.5 معمولاً گسیختگی سطحی ایجاد نمی‌کنند و زلزله‌های با بزرگی کوچک بیشتر از زلزله‌های متوسط تا بزرگ رخ می‌دهند. گسل‌های پوسته فعال در کرج و نزدیک تهران هنوز به‌طور کامل شناسایی و مشخص نشده‌اند. بنابراین، خطر لرزه‌ای از زمین لرزه‌های ۴.۵ تا Mw ۷.۵ با استفاده از منابع لرزه‌ای پوسته‌ای کم عمق منطقه‌ای برآورد می‌شود تا خطر مناطق با لرزه‌خیزی ثبت شده و خطر مناطق بدون لرزه‌خیزی ثبت شده و گسل‌های ناشناس محاسبه شود. برای تکمیل خطر منابع لرزه‌ای پوسته کم عمق، گسل‌های پوسته‌ای شناسایی شده با استفاده از پارامترهای گسل مشخص شده‌اند. برای مدل‌سازی منبع گسل پوسته‌ای، حداقل بزرگی زمین لرزه‌ها Mw 6.5 در نظر گرفته می‌شود، زیرا زلزله‌های با بزرگی کمتر از Mw 6.5 معمولاً گسیختگی سطحی ایجاد نمی‌کنند (Berberian and Yeats, 2016). زمین لرزه‌های با بزرگی از Mw 6.5 تا ۷.۲ در مدل لرزه‌خیزی منبع گسل پوسته گنجانده شده است. مقدار λ (نرخ فعالیت) از گشتاور لرزه‌ای و نرخ کرنش ژئودتیکی با استفاده از روابط پذیرفته شده (Youngs and Coppersmith, 1985) با استفاده از نرم‌افزار EZ-Frisk تعیین می‌شود.

گشتاور لرزه‌ای (Mo) به صلبیت یا مدول برشی پوسته زمین μ ، (usually 3×10^{11} dyne/cm²), مساحت لغزش گسل (A) و لغزش متوسط روی صفحه گسل (D) مربوط می‌شود و از رابطه زیر محاسبه می‌شود (Brune, 1968):

$$Mo = \mu AD \quad (5)$$

نرخ گشتاور لرزه‌ای \dot{M}_o با تقسیم دو طرف معادله فوق بر زمان (سال) لغزش گسل به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$\dot{M}_o = \mu AS \quad (6)$$

که در آن S نرخ لغزش است.

گشتاور لرزه‌ای (Mo) از بزرگای گشتاوری (Mw) با استفاده از رابطه زیر تخمین زده می‌شود (Hanks and Kanamori, 1979):

$$\text{Log} Mo = 1.5 Mw + 16.1 \quad (7)$$

مقدار b منطقه‌ای (۰.۸) برآورد شده از لرزه‌خیزی تاریخی برای گسل‌های این مناطق استفاده می‌شود. نرخ فعالیت (λ) هر گسل از روی نرخ لغزش تخمینی گسل با استفاده از معادله زیر محاسبه می‌شود (Youngs and Coppersmith, 1985):

$$\mu AS = bN(m^o)M_o^u \exp(-\beta(m^u - m^o)) / (1.5 - b)(1 - \exp(-\beta(m^u - m^o))) \quad (8)$$

که در آن N(mo) نرخ فعالیت زلزله هر گسل (λ)، mo حداقل بزرگا (Mw 6.5) برای منبع گسل پوسته‌ای این مناطق، M_o^u گشتاور برای بزرگای کران بالایی m^u ، $\beta = b \cdot \ln 10$ می‌باشد. از آنجایی که نرخ لغزش زمین‌شناسی گسل‌ها در دسترس نیست، نرخ لغزش از روی نرخ لغزش زمین‌شناسی برگرفته از مقالات منتشر شده تخمین زده می‌شود.

¹ Rigidity Or Shear Modulus

² Seismic Moment

گزینش روابط کاهندگی

حرکت زمین لرزه‌ای ۱ در یک مکان معمولاً به‌عنوان تابعی از قدر و فاصله از منبع با استفاده از معادلات پیش‌بینی حرکت زمین (GMPEs) اندازه‌گیری می‌شود. GMPEها به‌طور تجربی از بسیاری از داده‌های حرکت زمین با استفاده از تحلیل رگرسیون آماری مشتق شده‌اند. استفاده از GMPE های منطقه مورد مطالعه که با استفاده از داده‌های حرکت زمین آن مناطق به دست می‌آید، مطلوب است. استخراج GMPE های دقیق با استفاده از داده‌های حرکت زمینی محدود این مناطق امکان‌پذیر نیست. بنابراین بهترین جایگزین استفاده از GMPE های محیط تکتونیکی مشابه سایر مناطق است. پنج مجموعه GMPE در سال ۲۰۰۸ برای زمین لرزه‌های پوسته کم‌عمق با استفاده از پنج مجموعه داده جهانی از حرکات زمین توسط پنج گروه تحقیقاتی از طریق "تضعیف نسل بعدی"^۳ مرکز تحقیقات مهندسی زلزله اقیانوس آرام (PEER) برای غرب ایالات متحده آمریکا (برنامه NGA West) توسعه یافتند. GMPE ها در سال ۲۰۱۴ توسط آن گروه‌های تحقیقاتی با استفاده از داده‌های جهانی تر و جدیدتر حرکت زمین از طریق برنامه NGA West-2 به‌روز می‌شوند (Abrahamson et al., 2014; Boore et al., 2014; Campbell and Bozorgnia, 2014; Chiou and Youngs, 2014). در مطالعه حاضر، GMPE های NGA West-2 برای منابع زمین لرزه پوسته کم‌عمق (گسل‌های پوسته ای) برای تخمین اوج شتاب زمین ۵ (PGA) و شتاب طیفی (SA) برای یک سایت استفاده می‌شود. وزن درخت منطقی GMPE ها در شکل ۳ نشان داده شده است. وزن‌ها مشابه وزن‌هایی است که برای نقشه خطر لرزه‌ای ایالات متحده در سال ۲۰۱۴ استفاده می‌شود (Petersen et al., 2014). در مطالعه حاضر، این مجموعه از GMPE برای تخمین شتاب اوج زمین (PGA) و شتاب طیفی (SA) استفاده می‌شوند. همه این GMPE ها با وزن درخت منطقی مربوطه خود با استفاده از نرم‌افزار EZFRISK برای استفاده در تحلیل خطر لرزه‌ای احتمالی تعریف شده‌اند.

تحلیل خطر احتمالاتی زمین لرزه

این مطالعه از نسخه 8.06 نرم‌افزار EZ-FRISK برای انجام تحلیل احتمالی خطر لرزه‌ای (PSHA) استفاده شده است. برای PSHA پایگاه داده منبع لرزه‌ای از مدل‌های منبع لرزه‌ای این تحقیق با استفاده از این نرم‌افزار تهیه شده است و معادلات مناسب پیش‌بینی حرکت زمین (GMPEs) با پارامترهای لازم تعریف شده است. تحلیل خطر لرزه‌ای با استفاده از این نرم‌افزار شامل تعریف یک تحلیل، انجام تحلیل لرزه‌ای، مشاهده و چاپ نتایج است. برای تعریف یک تحلیل احتمالی خطر لرزه‌ای، ورودی‌ها به‌صورت زیر سازمان‌دهی می‌شوند:

الف. تعیین پارامترهای تحلیل: نوع شدت، واحد دامنه، تقویت خاک^۶، موقعیت مکانی (تحلیل چند مکان)، تحلیل احتمالی خطر لرزه‌ای، دامنه حرکت زمین، طیف خطر یکنواخت، مقادیر طیفی برای تجزیه و تحلیل.

ب انتخاب منابع لرزه‌ای و معادلات پیش‌بینی حرکت زمین (معادلات میرایی).

ج. وزن دهی منابع لرزه‌ای و معادلات میرایی با استفاده از رویکرد درخت منطقی.

د تعیین پارامترهای سایت معادلات تضعیف و استفاده از نقشه سرعت موج برشی

¹ Seismic Ground Motion

² Statistical Regression Analysis

³ Next Generation Attenuation

⁴ Pacific Earthquake Engineering Research Center's

⁵ Peak Ground Acceleration

⁶ Soil Amplification

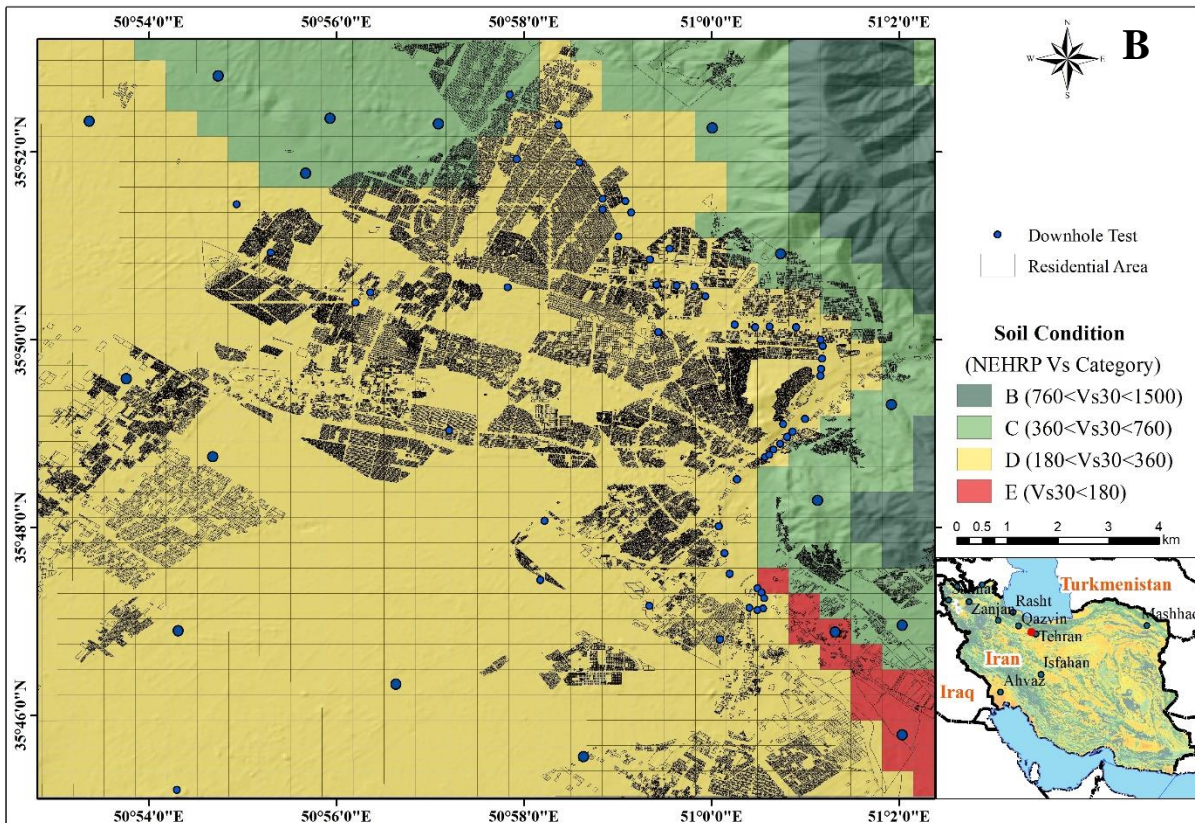
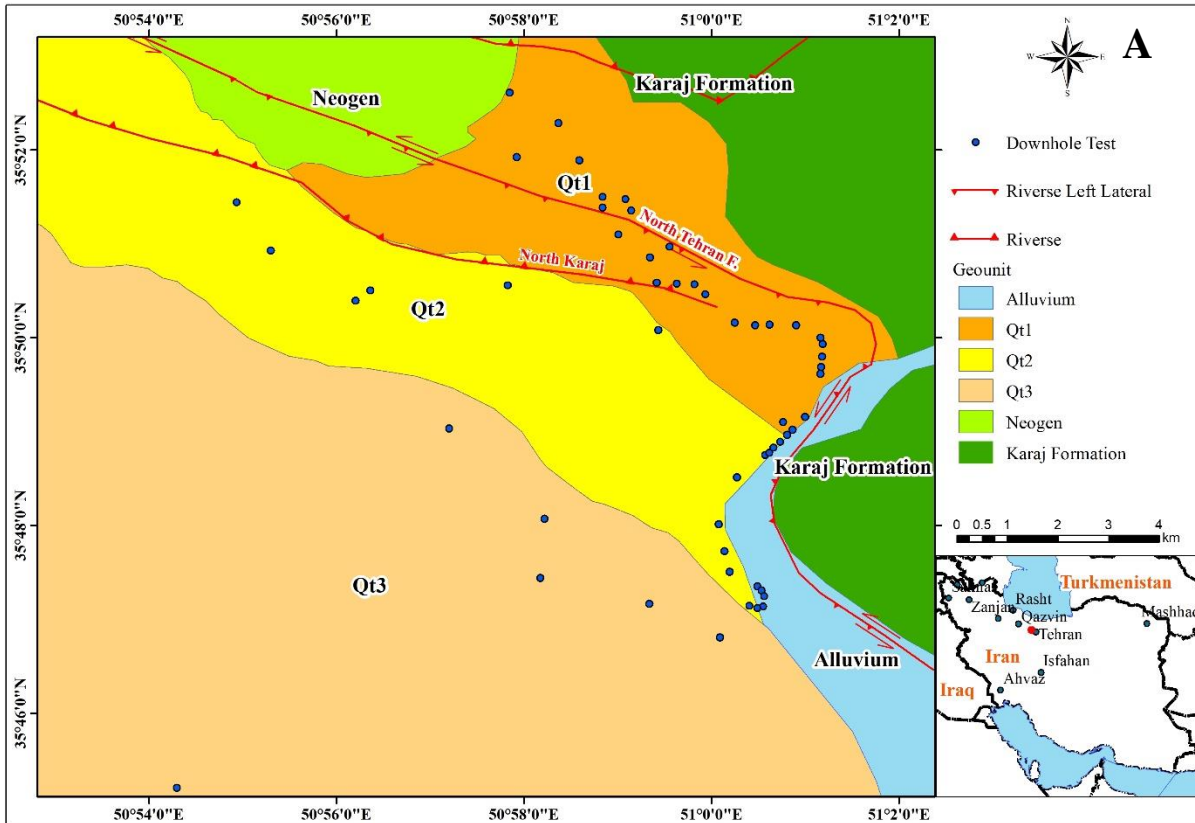
۵. تعیین پارامترهای محاسباتی

پس از تعریف تمامی پارامترهای ورودی، تحلیل احتمالی خطر لرزه‌ای اجرا می‌شود. نتایج خطر لرزه‌ای با تکمیل تحلیل مشاهده می‌شود. تحلیل احتمالی خطر لرزه‌ای در شبکه‌ای با ۹۰۰ نقطه (با فواصل سلول ۵۰۰ متری) در شهر کرج برای تخمین اوج شتاب زمین (PGA) و شتاب طیفی (SA) در دوره‌های طیفی 0.05, 0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.5, 0.75 and 1.0 ثانیه انجام شده است. درصد نسبت میرایی برای ۲۰٪ (دوره بازگشت ۴۷۵ سال)، ۱۰٪ (دوره بازگشت ۹۷۵ سال) و ۲٪ (دوره بازگشت ۲۴۷۵ سال) احتمال تجاوز در ۱۰۰ سال.

PGA و SA در شرایط واقعی (طبیعی) که در آن سرعت موج برشی متوسط در ۳۰ متر بالایی (Vs30) برای سراسر منطقه تعیین شده است (هر سلول مقدار عددی سرعت موج برشی مستقل دارد)، تخمین زده می‌شوند. بدین ترتیب که داده‌های مربوط به آزمایش‌های ژئوتکنیکی نظیر دانه‌پول و پینه‌پول که در منطقه مورد مطالعه انجام شده‌اند، گردآوری و بررسی می‌شوند (جدول ۳). سپس برای هر نقطه، مقدار میانگین سرعت موج برشی تعیین می‌گردد. حال لازم است تا با استفاده از داده‌های موجود (Heath et al., 2020)، این اطلاعات بررسی شوند. نقشه سرعت موج برشی جهانی و همچنین اطلاعات نقشه زمین‌شناسی (شکل ۴ A)، دو دسته داده اصلی هستند که در این بخش می‌توانند مؤثر واقع شوند. در نهایت نقشه سرعت موج برشی شهر کرج مطابق شکل ۴B تهیه شده است.

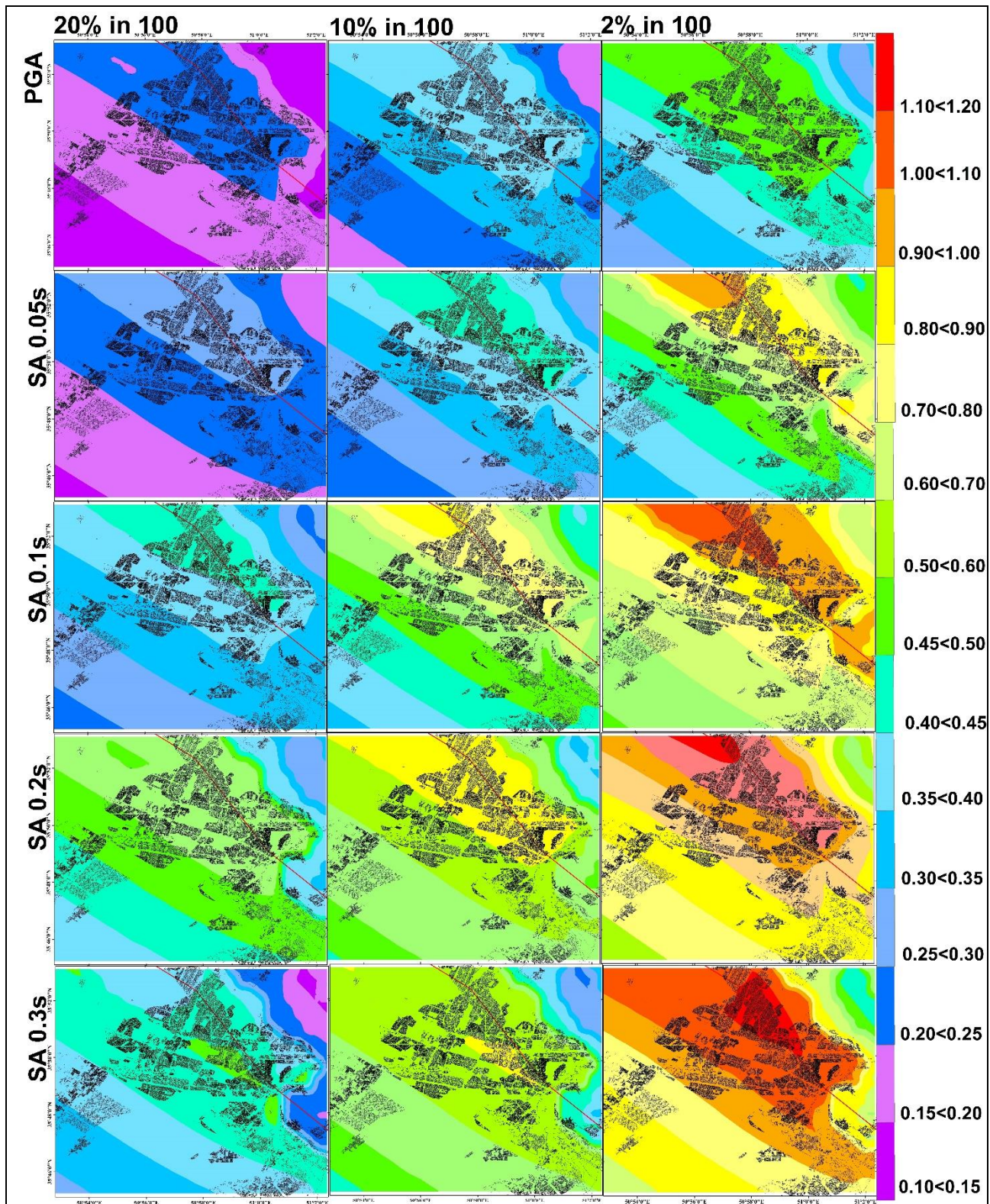
جدول ۳- داده‌های سرعت موج برشی گستره کرج حاصل از آزمایش‌های دانه‌پول

No.	X	Y	Vs30	No.	X	Y	Vs30
1	498999.6	3960221	420	28	501772	3965086	760
2	498710.6	3967967	320	29	501756	3964883	760
3	497317.4	3961897	330	30	501746	3964750	760
4	500134.7	3959562	430	31	501104	3963411	760
5	492379.6	3968130	560	32	501214	3963549	760
6	494283.4	3966192	450	33	500859	3963152	760
7	500928	3963196	760	34	495786	3963679	760
8	500995	3963294	760	35	498618	3968191	620
9	501298	3963652	760	36	496871	3969017	260
10	498504	3967492	760	37	494523	3966391	250
11	499441	3966524	760	38	499326	3967254	310
12	500371	3965761	760	39	496728	3966494	250
13	499904	3966315	760	40	501151	3963802	250
14	499013	3967041	760	41	491411	3956605	260
15	497542	3969692	760	42	497252	3960735	360
16	496760	3970286	760	43	499145	3965612	290
17	499728	3966509	760	44	498253	3968027	250
18	492925	3967177	250	45	500931	3965723	760
19	500738	3960567	760	46	500700	3965707	760
20	500804	3960487	760	47	501354	3965711	760
21	500845	3960374	760	48	499119	3966542	760
22	500832	3960172	760	49	501750	3965462	760
23	500738	3960140	760	50	498255	3968235	760
24	500291	3960851	760	51	498255	3968235	760
25	500113	3961789	760	52	497879	3968955	760
26	501782	3965332	760	53	500205	3961260	760
27	501502	3963904	760	54	500406	3962716	760

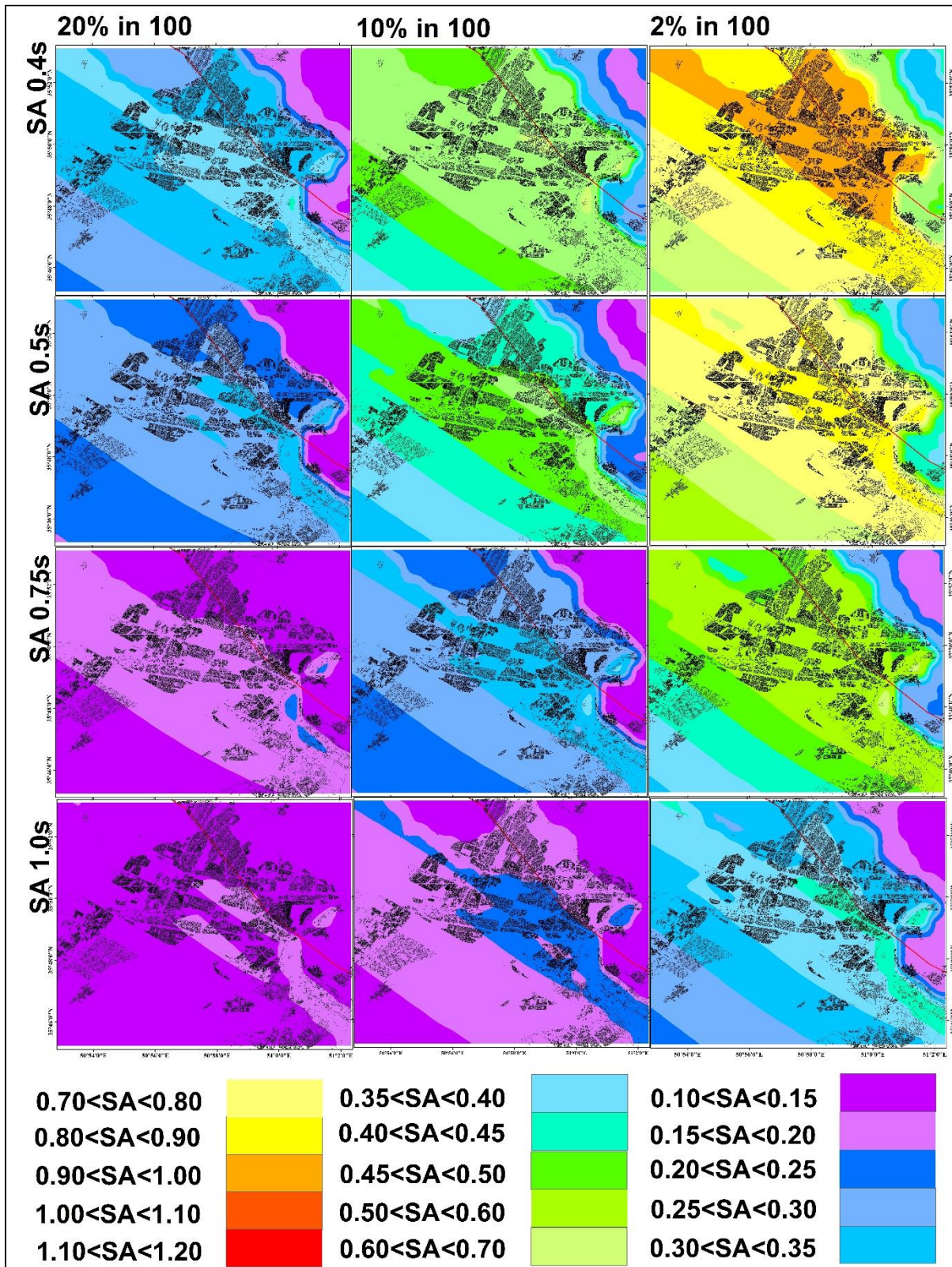


شکل ۴- A: نقشه زمین شناسی و B: نقشه سرعت موج برشی گستره مورد مطالعه. داده‌ها بر اساس لایه اطلاعاتی زمین شناسی و نتایج تست دانهول به دست آمده‌اند. اندازه سلول‌های شبکه ۵۰۰ متر است. لایه اطلاعاتی گسل‌ها از بربریان، ۲۰۱۴.

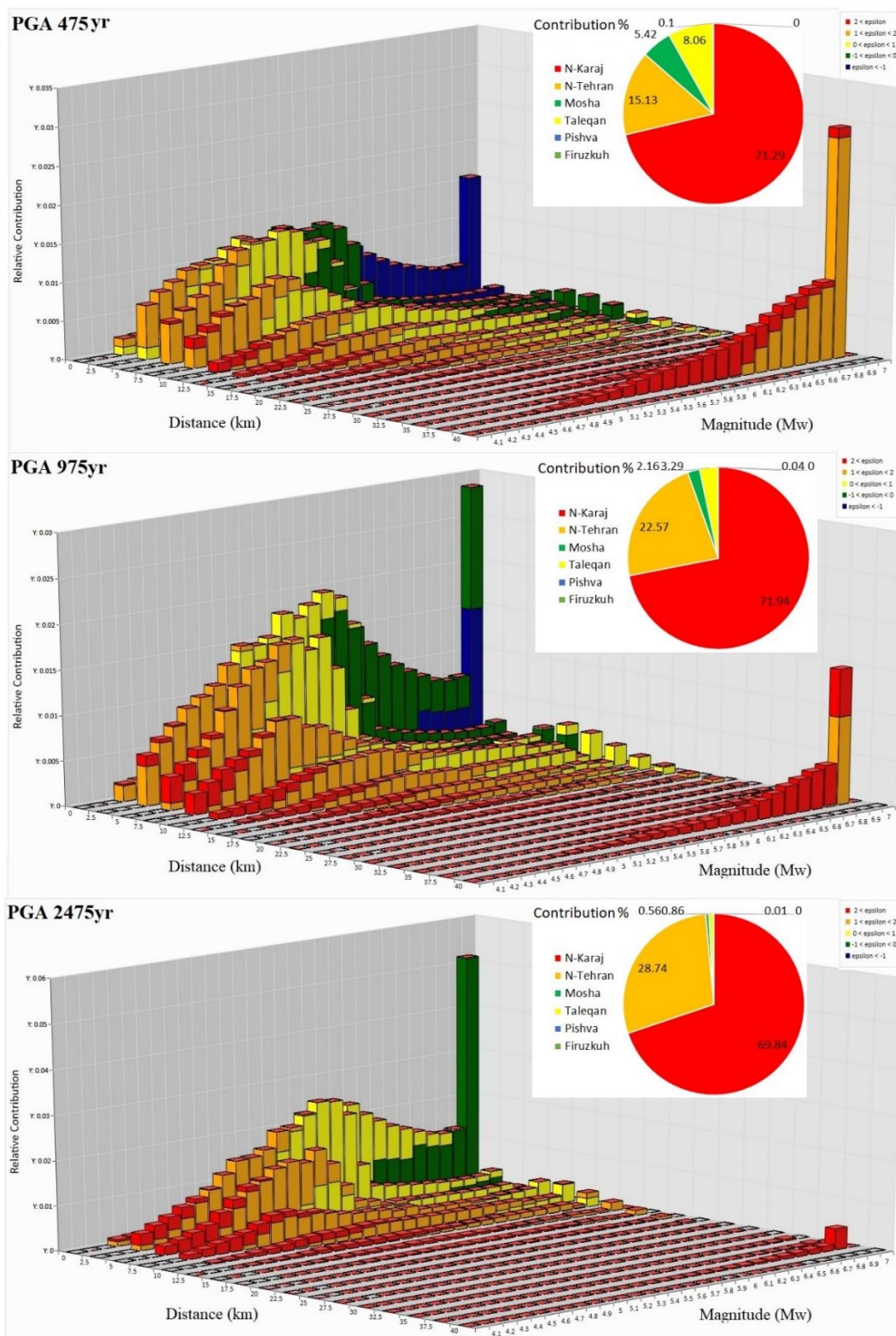
برای شهر کرج، طیف‌های خطر یکنواخت با استفاده از SA و PGA در دوره‌های طیفی 0.05, 0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.5, 0.75 and 1.0 ثانیه برای احتمال ۲۰٪، ۱۰٪ و ۲٪ در ۱۰۰ سال تهیه شده است (شکل ۵). همان‌طور که دیده می‌شود، کنتورهای همشتاب، کاملاً از مقادیر عددی سرعت موج‌برشی پیروی نموده‌اند. در نقشه‌های همشتابی که مقدار سرعت موج‌برشی برای کل منطقه ثابت است (مثلاً ۷۶۰ متر بر ثانیه)، کنتورهای هم شتاب با دور شدن از چشمه لرزه زا، روند کاهشی را به‌صورت منظم دنبال می‌کنند. اما در اینجا، این‌طور نیست. در مناطقی که سرعت موج‌برشی پایین است (مانند رودخانه کرج و جنوب شهر) مقدار شتاب بیشتر می‌شود. برعکس در مناطقی با سرعت موج‌برشی بالا (شمال شرق کرج) مقدار شتاب کاهش می‌یابد. به‌وضوح می‌توان رابطه معکوس این دو پارامتر (سرعت موج‌برشی-شتاب زمین‌لرزه) را مشاهده نمود. علاوه بر این، در دوره بازگشت‌های ۴۷۵ و ۹۷۵ سال، مقادیر شتاب زمین‌لرزه از پیروود PGA تا ۰.۲ ثانیه روند رو به افزایش داشته و از آن‌پس کاهش می‌یابند. اما در دوره بازگشت ۲۴۷۵ سال، روند صعودی حتی تا پیروود ۰.۳ ثانیه مشاهده می‌شود. به‌منظور کنترل و بررسی این نکته، نیاز است تا از نمودارهای جدایش خطر زمین‌لرزه استفاده نمود. سهم نسبی منابع لرزه‌ای (مدل جداسازی) در خطر لرزه‌ای (PGA) و پیروود 0.3 s برای سه دوره بازگشت ۴۷۵، ۹۷۴، ۲۴۷۵ سال برای نقطه مرکزی شهر کرج در شکل ۶ و ۷ نشان داده شده است. همچنین مقادیر عددی حاصل از این نمودارها در جدول ۴ ارائه شده‌اند. مقادیر درصد سهم هر یک از چشمه‌های لرزه زا در میزان خطر کل، به‌صورت نمودار دایره‌ای نمایش داده شده است. در تمامی تحلیل‌های جدول ۴، سهم‌بندی گسل‌ها در میزان خطر کل، به ترتیب گسل شمال کرج، شمال تهران، مشاء، طالقان، پیشوا و فیروزکوه است. اما به‌طور مشخصی در دوره بازگشت ۲۴۷۵ سال در پیروود ۰.۳ ثانیه، سهم لرزه‌خیزی گسل شمال تهران نسبت به سایر گسل‌ها افزایش دارد. این نمودارها، نقش چشمه‌های دور در تغییرات مقادیر شتاب طیفی را نشان می‌دهد. بدین ترتیب اثر گسل‌هایی که در دوردست قرار دارند، در افزایش شتاب زمین‌لرزه برای دوره بازگشت‌های طولانی و پیروودهای بلند به روشنی دیده می‌شود.



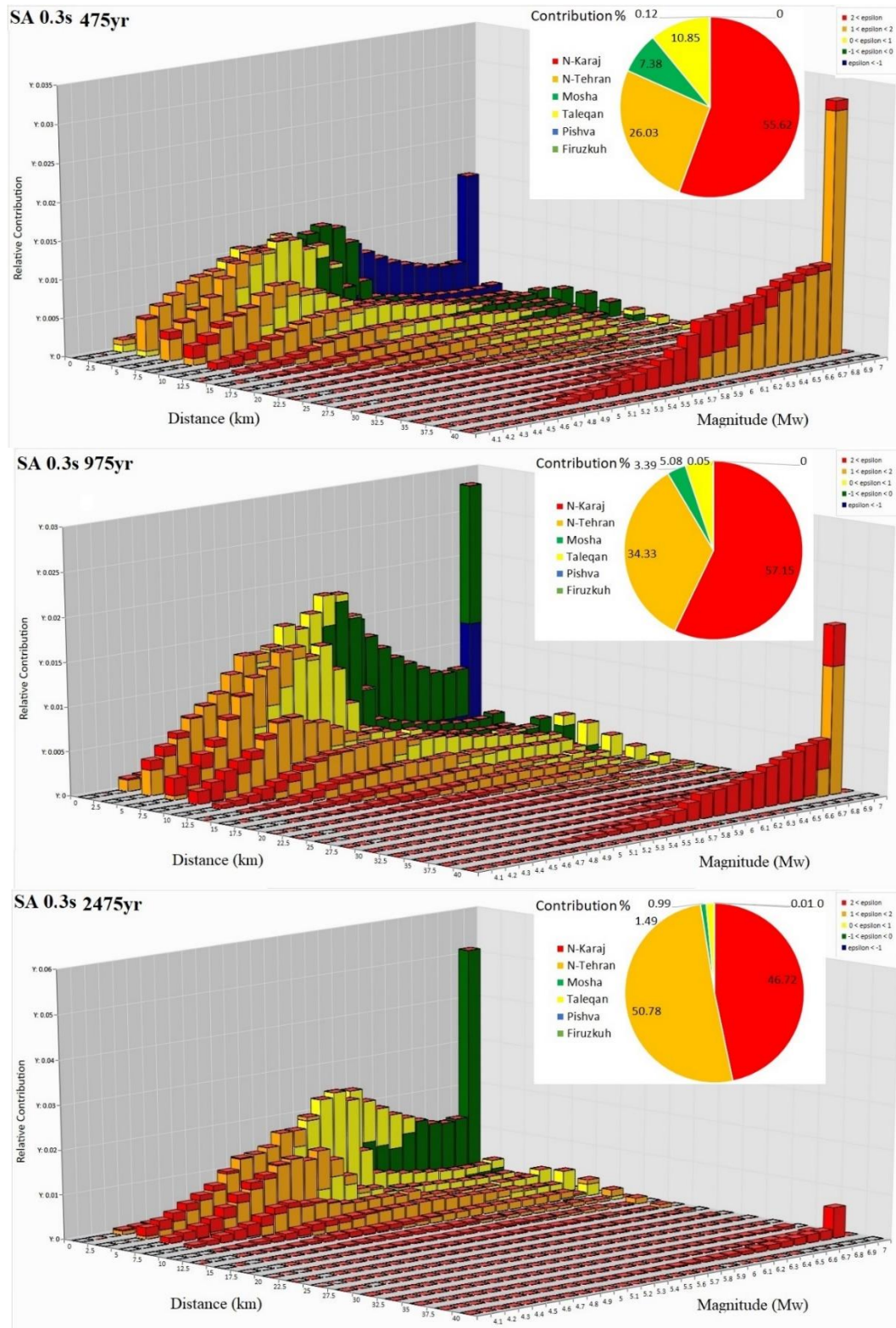
شکل ۵: نحوه پراکندگی شتاب طیفی زمین (برحسب گال) برای پریودهای 0.05, 0.1, 0.2, 0.3 PGA, ثانیه در شهر کرج. خط قرمز گسل شمال کرج و خطوط مشکی بلوک‌های ساختمان‌ها را نمایش می‌دهد.



ادامه شکل ۵: نحوه پراکندگی شتاب طیفی زمین (برحسب گال) برای پیرودهای 0.4, 0.50, 0.75, 1 ثانیه در شهر کرج. خط قرمز گسل شمال کرج و خطوط مشکی بلوک‌های ساختمان‌ها را نمایش می‌دهد.



شکل ۶: نمودارجدایش بزرگا-فاصله-احتمالبرای بریود PGA در دوره بازگشت‌های ۴۷۵،۹۷۵،۲۴۷۵ سال. میانگین مؤلفه افقی شتاب برای میرایی ۵٪ در نظر گرفته شده است.



شکل ۶: نمودارجدایش بزرگا-فاصله-احتمالبرای پریود ۰.۳ در دوره بازگشت‌های ۴۷۵،۹۷۵،۲۴۷۵ سال. میانگین مؤلفه افقی شتاب برای میرایی ۵٪ در نظر گرفته شده است.

جدول ۴: جدایش خطر زمین لرزه بر اساس سهم هر چشمه.

Spectral Period	Probability	Source	Magnitude		Distance		Epsilon		Contribution %
			Mode	Mean	Mode	Mean	Mode	Mean	
PGA	20% in 100yr	N-Karaj	5.05	5.4	4	6	0.3	0.09	71.29
		N-Tehran	6.95	5.82	11	15	0.7	0.74	15.13
		Mosha	6.95	6.44	39	42	1.3	1.91	5.42
		Taleqan	6.95	6.49	39	41	1.5	1.86	8.06
		Pishva	6.95	6.96	39	58	1.7	1.92	0.1
		Firuzkuh	6.95	7.28	39	146	3.5	3.58	0
PGA	10% in 100yr	N-Karaj	5.45	5.55	4	5	-0.5	0.38	71.94
		N-Tehran	6.95	5.96	11	14	1.1	1.09	22.57
		Mosha	6.95	6.53	39	41	1.9	2.41	2.16
		Taleqan	6.95	6.61	39	41	2.1	2.37	3.29
		Pishva	6.95	7.03	39	56	2.3	2.48	0.04
		Firuzkuh	6.95	7.3	39	146	4.1	4.18	0
PGA	2% in 100yr	N-Karaj	6.95	5.71	4	4	0.3	0.79	69.84
		N-Tehran	6.95	6.11	11	13	1.3	1.56	28.74
		Mosha	6.95	6.62	39	39	2.7	3.02	0.56
		Taleqan	6.95	6.71	39	41	2.9	3.01	0.86
		Pishva	6.95	7.08	39	56	2.9	3.16	0.01
		Firuzkuh	6.95	7.33	39	146	4.1	4.87	0
0.3s	20% in 100yr	N-Karaj	5.05	5.46	4	7	0.1	0.11	55.62
		N-Tehran	6.95	5.85	11	16	0.7	0.72	26.03
		Mosha	6.95	6.39	39	42	1.5	1.85	7.38
		Taleqan	6.95	6.43	39	42	1.5	1.8	10.85
		Pishva	6.95	6.89	39	58	1.7	1.93	0.12
		Firuzkuh	6.95	7.18	39	146	3.3	3.57	0
0.3s	10% in 100yr	N-Karaj	5.45	5.6	4	6	0.3	0.38	57.15
		N-Tehran	6.95	5.98	11	14	0.9	1.03	34.33
		Mosha	6.95	6.47	39	41	2.1	2.33	3.39
		Taleqan	6.95	6.53	39	41	2.1	2.3	5.08
		Pishva	6.95	6.98	39	57	2.3	2.42	0.05

		Firuzkuh	6.95	7.22	39	146	4.1	4.12	0
0.3s	2% in 100yr	N-Karaj	6.95	5.77	1	5	-0.1	0.75	46.72
		N-Tehran	6.95	6.12	11	13	1.3	1.48	50.78
		Mosha	6.95	6.55	39	40	2.7	2.93	0.99
		Taleqan	6.95	6.64	39	41	2.7	2.93	1.49
		Pishva	6.95	7.05	39	56	2.9	3.05	0.01
		Firuzkuh	6.95	7.26	39	146	4.1	4.79	0

بحث و نتیجه گیری

چالش برانگیزترین بخش تحلیل خطر لرزه‌ای مشخص کردن منابع لرزه‌ای است. مهم‌ترین محدودیت برای توصیف منابع لرزه‌ای عدم قطعیت در تعیین مکان، هندسه، اندازه زلزله و فاصله باز رخداد هر چشمه است. زمین‌لرزه‌های بزرگ ($M_w > 7$) در فواصل صدها تا هزاران سال رخ می‌دهد. اما سوابق تاریخی زمین‌لرزه‌های این مناطق به سال 1830 AD گسل مشاء باز می‌گردد. شناسایی مناسب کانون زلزله تا اوایل قرن بیستم امکان‌پذیر نبود که ضبط دستگاهی زمین‌لرزه‌ها آغاز شد. بنابراین، کانون‌های زمین‌لرزه‌های تاریخی بر اساس شدت آسیب‌های وارده به سازه‌ها شناسایی شدند. گسیختگی زمین‌لرزه‌های کوچک و عمیق‌تر در سطح زمین ظاهر نمی‌شود. زمین‌لرزه‌های پوسته‌ای بزرگ و کم‌عمق عموماً باعث گسیختگی‌های سطحی می‌شوند، اما به دلیل عدم آگاهی از مکانیسم زلزله، گسیختگی‌های آن زمین‌لرزه‌ها به‌درستی مستند نشده است. لغزش گسل‌ها در زلزله‌های ماقبل تاریخ و تاریخی را می‌توان از طریق مطالعات دیرینه لرزه‌شناسی تخمین زد. بنابراین، در این مطالعه ضمن بررسی مطالعات دیرینه لرزه‌شناسی اخیر، شواهد ژئومورفیک زمین‌لرزه‌های گذشته مشخص گردید. همچنین، آمار زمین‌لرزه‌های تاریخی و ماقبل تاریخ در تمامی گسل‌های منطقه به‌طور دقیق شناسایی گردید. سپس، تحلیل احتمالی خطر لرزه‌ای (PSHA) با استفاده از داده‌ها و اطلاعات منتشرشده اخیر انجام شده است. مدل گسل پوسته کم‌عمق، برای تخمین خطر لرزه‌ای با استفاده از معادلات پیش‌بینی حرکت زمین (GMPEs) که اخیراً منتشرشده، استفاده شده‌اند. عدم قطعیت‌های معرفتی با استفاده از رویکرد درخت منطقی محاسبه شده است. مقدار شتاب طیفی برای دوره بازگشت‌های ۴۷۵،۹۷۵،۲۴۷۵ سال در پیوندهای $PGA, 0.05, 0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.5, 0.75$ and 1.0 ثانیه تخمین زده شد. در این محاسبات از نقشه سرعت موج‌برشی منطقه، برای اولین بار استفاده شده است.

در مطالعه حاضر، PGA در مقایسه با (Şeşetyan et al., 2018) و دیگران به‌طور قابل توجهی در مناطق جنوب شرقی افزایش یافته و در مناطق شمال شرقی کرج کاهش داشته است. دلیل این امر، وجود نقشه سرعت موج‌برشی در تحلیل‌ها می‌باشد. در دو منطقه یاد شده مقدار سرعت موج‌برشی کاملاً با یکدیگر متفاوت است. این امر تأثیر ورود نقشه سرعت موج‌برشی به‌صورت سلول به سلول، در تحلیل خطر زمین‌لرزه را به روشنی نشان می‌دهد. علاوه بر این، مقدار شتاب زمین‌لرزه در پیوند ۰.۳ در دوره بازگشت ۲۴۷۵ سال نسبت به دیگر دوره بازگشت‌ها، افزایش نشان می‌دهد. در بررسی نمودارهای جدایش خطر زمین‌لرزه مشخص شد در پیوند یاد شده، اثر چشمه‌های دورتر (گسل شمال تهران) بیشتر از گسل‌های نزدیک (گسل شمال کرج) می‌باشد.

چشمه‌های لرزه‌زا به‌صراحت با استفاده از مدل‌های چشمه‌سبب‌ی مشخص می‌شوند و معادلات به‌روز شده پیش‌بینی حرکت زمین (GMPEs) با رویکرد درخت منطقی برای تخمین حرکات زمین برای شهر کرج استفاده می‌شود. بنابراین، حرکات زمین برآورد شده در این مطالعه از دقت بیشتری نسبت به مطالعات قبلی برخوردار است. نقشه‌های خطر لرزه‌ای را می‌توان برای مدیریت ریسک لرزه‌ای در کرج استفاده کرد. از آنجایی که تجزیه و تحلیل خطر لرزه‌ای برای یک منطقه پرجمعیت یک فرآیند مستمر است، در تحقیقات آینده، منابع لرزه‌ای باید با استفاده از نرخ لغزش زمین‌شناسی مطالعات دیرینه لرزه‌شناسی برای کاهش عدم قطعیت در مدل‌سازی منبع لرزه‌ای مشخص شوند. GMPE ها باید با استفاده از داده‌های حرکت زمینی این مناطق به همراه مجموعه داده‌های جهانی برای پیش‌بینی دقیق حرکت زمین ایجاد شوند.

تقدیر و تشکر

این مقاله برگرفته از رساله دکتری نویسنده اول می‌باشد. نویسندگان مراتب قدردانی خود را از سازمان قطار شهری کرج و حومه و شهرداری کرج به جهت در اختیار گذاشتن اطلاعات ژئوتکنیکی سرعت موج‌برشی اعلام می‌دارند.

References

- Abrahamson, N., Atkinson, G., Boore, D., Bozorgnia, Y., Campbell, K., Chiou, B., Idriss, I. M., Silva, W., and Young, S. R., 2008, Comparisons of the NGA ground-motion relations: *Earthquake Spectra*, v. 24, no. 1, p. 45-66.
- Abrahamson, N. A., and Shedlock, K. M., 1997, Overview: *Seismological Research Letters*, v. 68, no. 1, p. 9-23.
- Abrahamson, N. A., Silva, W. J., and Kamai, R., 2014, Summary of the ASK14 Ground Motion Relation for Active Crustal Regions: *Earthquake Spectra*, v. 30, no. 3, p. 1025-1055.
- Alavi, M., 1996, Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountains system in northern Iran: *Journal of Geodynamics*, v. 11, p. 1-33.
- Alikhanzadeh, R., Kheirkhah, N., Kalantari, M., and Firuzi, E., 2023, Seismic loss assessment of residential buildings in Karaj, Iran, by considering near-source effects using stochastic finite-fault approach: *Natural Hazards*.
- Allen, M. B., Vincent, S. J., Alsop, G. I., Ismail-zadeh, I., and Flecker, R., 2003, Late Cenozoic deformation in the South Caspian region: effects of a rigid basement block within a collision zone: *Tectonophysics* v. 366, p. 223-239.
- Ambraseys, N. N., and Melville, C. P., 1982, *A History of Persian Earthquakes*, Cambridge University Press, Cambridge, 219 p.
- Bachmanov, D., Trifonov, V. G., Hessami, K., Kozhurin, A., Ivanova, T. P., Rogozhin, E., Hademi, M. C., and Jamali, F., 2004, Active faults in the Zagros and Central Iran: *Tectonophysics*, v. 380, p. 221-241.
- Berberian, M., 1995, *Natural Hazards and the First Earthquake Catalogue of Iran; Volume 1- Historical Hazards in Iran Prior to 1900*, 649p.
- Berberian, M., 2014, *Earthquake and Coseismic Surface Faulting on the Iranian Plateau; a Historical, Social, and Physical Approach*, Elsevier, 770 p.
- Berberian, M., and King, G. C. P., 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: *J. Earth Sci*, v. 18, p. 1764-1766
- Berberian, M., Qorashi, M., Arzhangraves, B., and Mohajer-Ashjai, A., 1983, Recent tectonics, seismotectonics and earthquake-fault hazard investigation in the Greater Qazvin region: *Contribution to the seismotectonics of Iran*, 197p.
- Berberian, M., Qorashi, M., Arzhangraves, B., and Mohajer-Ashjai, A., 1985, Recent Tectonics, Seismotectonics, and Earthquake-Fault Hazard Study of the Greater Tehran region, Tehran Quadrangle Area (Contribution to the Seismotectonics of Iran, Part V, 316p, *Geol. Surv. Iran*.
- Berberian, M., and Yeats, R. S., 2016, Tehran: An Earthquake Time Bomb; In *Tectonic Evolution, Collision, and Seismicity of Southwest Asia: In Honor of Manuel Berberian's Forty-Five Years of Research Contributions: The Geological Society of America*, no. Special Paper 525, p. 84.
- Bilham, R., 2009, The seismic future of cities: *Bulletin of Earthquake Engineering*, v. 7, no. 4, p. 839-887.
- Boore, D., Stewart, J., Seyhan, E., and Atkinson, G., 2014, NGA-West2 equations for predicting PGA, PGV, and 5% damped PSA for shallow crustal earthquakes: *NGA-West2 Equations for Predicting PGA, PGV, and 5% Damped PSA for Shallow Crustal Earthquakes*, v. 30, p. 1057-1085.
- Boore, D. M., Joyner, W. B., and Fumal, T. E., 1997, Equations for Estimating Horizontal Response Spectra and Peak Acceleration from Western North American Earthquakes: A Summary of Recent Work: *Seismological Research Letters*, v. 68, no. 1, p. 128-153.
- Borcherdt, R. D., 1994, Estimates of site-dependent response spectra for design (methodology and justification): *Earthquake Spectra*, v. 10, p. 617-653.
- Brune, J. N., 1968, Seismic moment, seismicity, and rate of slip along major fault zones: *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, v. 73, no. 2, p. 777-784.
- Campbell, K. W., 1997, Empirical Near-Source Attenuation Relationships for Horizontal and Vertical Components of Peak Ground Acceleration, Peak Ground Velocity, and Pseudo-Absolute Acceleration Response Spectra: *Seismological Research Letters*, v. 68, no. 1, p. 154-179.

- Campbell, K. W., and Bozorgnia, Y., 2014, NGA-West2 Ground Motion Model for the Average Horizontal Components of PGA, PGV, and 5% Damped Linear Acceleration Response Spectra, v. 30, no. 3, p. 1087-1115.
- Chiou, B. S.-J., and Youngs, R. R., 2014, Update of the Chiou and Youngs NGA Model for the Average Horizontal Component of Peak Ground Motion and Response Spectra, v. 30, no. 3, p. 1117-1153.
- Cornell, A., 1968, Engineering Seismic Risk Analysis: BSSA, v. 58, no. 2, p. 1583-1606.
- Engdahl, E., Di Giacomo, D., Sakarya, B., Gkarlaouni, C., Harris, J., and Storchak, D. A., 2020, ISC-EHB 1964-2016, an Improved Dataset for Studies of Earth Structure and Global Seismicity: Earth and Space Science, v. 7.
- Gardener, J. K., and Knopoff, L., 1974, Is the Sequence of Earthquakes in Southern California with Aftershocks Removed, Poissonian: Bull. Seism. Soc. Am., v. 64, p. 1363-1367.
- Ghafory-Ashtiany, M., and Motamed, H., 2023, Earthquake insurance in Iran: Solvency of local insurers in light of the current market practice.
- Gholipur, Y., Bozorgnia, Y., Rahnama, M., Berberian, M., Qureshi, M., Talebian, M., Nazari, H., Shoja-Taheri, J., and Shafei, A., 2008, Probabilistic Seismic Hazard Analysis-Phase I, Greater Tehran Range: Optimization Research Group Engineering.
- Giardini, D., 1999, The Global Seismic Hazard Assessment Program (GSHAP) - 1992/1999, Annali de Geofisica, v. 42, p. 957-974.
- Gregor, N., Abrahamson, N. A., Atkinson, G. M., Boore, D. M., Bozorgnia, Y., Campbell, K. W., Chiou, B. S.-J., Idriss, I. M., Kamai, R., Seyhan, E., Silva, W., Stewart, J. P., and Youngs, R., 2014, Comparison of NGA-West2 GMPEs: Earthquake Spectra, v. 30, no. 3, p. 1179-1197.
- Gutenberg, B., and Richter, C., 1945, Frequency of Earthquakes in California: Nature, v. 156, no. 3960, p. 371-371.
- Habibi, R., Pourkermani, M., Ghorashi, M., Almasian, M., and Jarahi, H., 2023, The Effects of Quaternary Sediments on Earthquake Acceleration: Himalayan Geology, v. 44, p. 71-80.
- Hanks, T. C., and Kanamori, H., 1979, A moment magnitude scale: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 84, no. B5, p. 2348-2350.
- Hansen, R. J., Massachusetts Institute of Technology Department of Civil, E., and Massachusetts Institute of Technology Center for Advanced Engineering, S., 1970, Seismic design for nuclear power plants, Cambridge, Mass., M.I.T. Press Cambridge, Mass.
- Heath, D. C., Wald, D. J., Worden, C. B., Thompson, E. M., and Smoczyk, G. M., 2020, A global hybrid VS30 map with a topographic slope-based default and regional map insets, v. 36, no. 3, p. 1570-1584.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. B., and Berberian, M., 2002, Active Tectonics of the South Caspian Basin: Geophysical Journal International, v. 148, p. 214-245.
- Kheirikhah, N., Firuzi, E., Kalantari, M., and Alikhanzadeh, R., 2022, Seismic Loss Assessment of Residential Buildings in Karaj, Iran, By Considering Near-Source Effects Using Stochastic Finite-Fault Approach.
- Kramer, S., 1996, Geotechnical earthquake engineering, New Jersey, 653 p.:
- Majidi Niri, T., Nazari, H., Qarashi, M., and Talebian, M., ۲۰۱۰. Paleoseimology study on Pishva fault (South Tehran), Iran, p. 1511.
- Martin, G., and Dobry, R., 1994, Earthquake site response and seismic code provisions: National Center for Earthquake Engineering Research Bulletin, v. 8, no. 4, p. 121-129.
- McGuire, R., 2008, Probabilistic seismic hazard analysis: Early history: Earthquake Engineering & Structural Dynamics, v. 37, p. 329-338.
- Navvar Noveiri, M., Nazari, H., Shokri, M., Mohammadi Vijeh, M., Salamati, R., and Sheikh, M., 2021, South Eshtehard Scarp :a fault system or a morphologic scarp: irquajrn, v. 7, no. 2, p. 798-820.
- Nazari, H., Ritz, J.-F., Salamati, R., Shafei, A., Ghassemi, A., Michelot, J., Massault, M., and Ghorashi, M., 2009, Morphological and palaeoseismological analysis along the Taleghan fault (Central Alborz, Iran): Geophysical Journal International - GEOPHYS J INT, v. 178, p. 1028-1041.
- Nissen, E., Ghods, A., Karasözen, E., Elliott, J. R., Barnhart, W. D., Bergman, E. A., Hayes, G. P., Jamal-Reyhani, M., Nemati, M., Tan, F., Abdulnaby, W., Benz, H. M., Shahvar, M. P., Talebian, M., and Chen, L., 2019, The 12 November 2017 Mw 7.3 Ezgeleh-Sarpolzahab (Iran) Earthquake and Active Tectonics of the Lurestan Arc, v. 124, no. 2, p. 2124-2152.
- Petersen, M., Moschetti, M., Powers, P., Mueller, C., Haller, K., Frankel, A., Zeng, Y., Rezaeian, S., Harmsen, S., Boyd, O., Field, N., Chen, R., Rukstales, K., Luco, N., Wheeler, R., Williams, R.,

- and Olsen, A., 2014, Documentation for the 2014 Update of the United States National Seismic Hazard Maps :USGS Open-File Report 2014–1091.
- Petersen, M., Shumway, A., Powers, P., Mueller, C., Moschetti, M., Frankel, A., Rezaeian, S., McNamara, D., Luco, N., Boyd, O., Rukstales, K., Jaiswal, K., Thompson, E., Hoover, S., Clayton, B., Field, E., and Zeng, Y., ۲۰۱۹, The 2018 update of the US National Seismic Hazard Model: Overview of model and implications: *Earthquake Spectra*, v. 36, p. 875529301987819.
- Ritz, J.-F., Balescu, S., Soleymani, S., Abbassi, M., Nazari, H., Fegghi, K., Shabaniyan, E., Tabassi, H., Farbod, Y., Lamothe, M., Michelot, J. L., Massault, M., Chery, J., and Vernant, P., 2003, Determining the Long-term Slip Rate along the Mosha Fault, Central Alborz. Iran, Implications in Terms of Seismic Activity.
- Ritz, J.-F., Nazari, H., Balescu, S., Lamothe, M., Salamati, R., Ghassemi, A., Shafei, A., Ghorashi, M., and Saidi, A., 2012, Paleearthquakes of the past 30,000 years along the North Tehran Fault (Iran): *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*, v. 117, p. 6305.
- Ritz, J.-F., Walker, R., Alimohammadian, H., Salamati, R., Shahidi, A., Patnaik, R., and Talebian, M., 2009, Chronology of last earthquake on Firouzkuh Fault using by C14, v. 19.
- Ritz, J. F., Nazari, H., Ghassemi, A., Salamati, R., Shafei, A., and Solaymani, S., 2006, Active transtension inside Central Alborz: A new insight in to the northern Iran – Southern Caspian geodynamics: *Geology*, v. 34 no. 6, p. 477-480.
- Sadigh, K., Chang, C.-Y., Egan, J. A., Makdisi, F., and Youngs, R. R., 1997, Attenuation Relationships for Shallow Crustal Earthquakes Based on California Strong Motion Data: *Seismological Research Letters*, v. 68, no. 1, p. 180-189.
- Şeşetyan, K., Danciu, L., Demircioğlu Tümsa, M. B., Giardini, D., Erdik, M., Akkar, S., Gülen, L., Zare, M., Adamia, S., Ansari, A., Arakelyan, A., Askan, A., Avanesyan, M., Babayan, H., Chelidze, T., Durgaryan, R., Elias, A., Hamzehloo, H., Hessami, K., Kalafat, D., Kale, Ö., Karakhanyan, A., Khan, M. A., Mammadli, T., Al-Qaryouti, M., Sayab, M., Tsereteli, N., Utkucu, M., Varazanashvili, O., Waseem, M., Yalçın, H., and Yılmaz, M. T., 2018, The 2014 seismic hazard model of the Middle East: overview and results: *Bulletin of Earthquake Engineering*, v. 16, no. 8, p. 3535-3566.
- Spudich, P., Fletcher, J. B., Hellweg, M., Boatwright, J., Sullivan, C., Joyner, W. B., Hanks, T. C., Boore, D. M., McGarr, A., Baker, L. M., and Lindh, A. G., 1997, SEA96—A New Predictive Relation for Earthquake Ground Motions in Extensional Tectonic Regimes: *Seismological Research Letters*, v. 68, no. 1, p. 190-198.
- Stepp, J., Analysis of completeness of the earthquake sample in the Puget Sound area and its effect on statistical estimates of earthquake hazard, in *Proceedings Proc. of the 1st Int. Conf. on Microzonation, Seattle 1972, Volume 2*, p. 897-910.
- Weichert, D., 1980, Estimation of the earthquake recurrence parameters for unequal observation periods for different magnitudes: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 70, no. 4, p. 1337-1346.
- Wells, D. L., and Coppersmith, K. J., 1994, New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area and Surface Displacement: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 84, no. 4, p. 974-1002.
- Youngs, R. R., and Coppersmith, K. J., 1985, Implications of fault slip rates and earthquake recurrence models to probabilistic seismic hazard estimates: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 75, no. 4, p. 939-964.
- Zanchi, A., Berra, F., Mattei, M., Ghassemi, M. R., and Sabouri, J., 2007, Inversion tectonics in central Alborz, Iran: *Journal of Structural Geology*, v. 28, p. 2023-2037.