

مجله مخاطرات محیط طبیعی، دوره هشتم، شماره بیست و یکم، پاییز ۱۳۹۸

تاریخ دریافت مقاله: ۱۳۹۷/۰۶/۰۳

تاریخ بازنگری نهایی مقاله: ۱۳۹۷/۰۸/۲۹

تاریخ پذیرش مقاله: ۱۳۹۷/۱۲/۱۹

صفحات: ۲۴۸ - ۲۳۳

تحلیل خطر لرزه‌ای و پهنه بندی هشترود

الهام بوستان^{۱*}، علیرضا فرخ نیا^۲، بهار موسایی سنجرئی^۳

چکیده

موقعیت زمین‌شناسی و گسل‌های ایران، در طول تاریخ باعث رویداد زمین‌لرزه‌های ویرانگر در این کشور شده است. ارزیابی خطر لرزه‌ای شهر تهران به عنوان پایتخت و مناطق حومه آن به دلیل تأثیرگذاری مستقیم بر شهر تهران، از دیدگاه زلزله و خطرات و خسارات احتمالی حاصل از زلزله‌های محتمل برای مقاوم‌سازی مناطق پرخطرتر و ضعیف‌تر و همچنین ایجاد امکانات مناسب برای زمان بحران بسیار ضروری می‌باشد. محدوده هشترود با توجه به نزدیکی جغرافیایی به شهر تهران دارای فعالیت لرزه‌خیزی بالایی است و این امر در کنار ساخت و سازهای شهر جدید هشترود که سبب افزایش بی‌رویه تراکم انسانی و شهری سال‌های اخیر منطقه شده نیاز منطقه را به بررسی‌های دقیق‌تر و اصولی‌تر از منظر لرزه‌خیزی و خطرپذیری لرزه‌ای ویژه می‌سازد. در این پژوهش با استفاده از روش متداول تحلیل احتمالی خطرزمین لرزه، منطقه مورد مطالعه تا شعاع ۲۵۰ کیلومتری مورد مطالعات لرزه‌خیزی قرار گرفته و از طریق تحلیل نتایج حاصله وضعیت خطرپذیری لرزه‌ای منطقه برآورد گردید. در بررسی‌های صورت‌گرفته مناطق شمال و شرق منطقه از تراکم گسل‌های بیشتری برخوردار است همچنین با توجه به نقشه هم‌شتاب برای دوره بازگشت ۴۷۵ سال بیشینه مقادیر در نوار شمالی و شمال شرقی بصورت پهنه‌های گسسته و همچنین در جنوب غربی شهر هشترود در منطقه نجم‌آباد مشاهده می‌گردد. حاشیه جنوبی استان البرز به طور کلی دارای پهنه‌های با شتاب نسبی کمتری می‌باشد شهر هشترود در منطقه خطر بالا در بازه شتاب 38/0 g تا 46/0 g قرار می‌گیرد. همچنین نقشه هم‌شتاب برای دوره بازگشت ۲۴۷۵ سال نشان می‌دهد بیشینه مقادیر در نواحی جنوب هشترود مشاهده می‌گردد و شهر هشترود در محدوده با بازه شتاب بیش از 65/0 - 83/0 g قرار دارد.

واژگان کلیدی: تحلیل خطر احتمالی، چشمه‌های لرزه‌ای، پهنه‌بندی خطر لرزه‌ای، گسل، تکتونیک.

boostan@kiaiu.ac.ir

farrokhnia@kiaiu.ac.ir

bahar_606@yahoo.com

^۱- استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی - واحد کرج (نویسنده مسئول)

^۲- استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی - واحد کرج

^۳- دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی مهندسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد کرج

مقدمه

در بین مخاطرات زمین‌شناسی مختلف، زمین‌لرزه‌ها عامل بیشترین شمار کشتار انسانی و خسارات مالی بوده‌اند و تعداد کشته‌شدگان انسانی ناشی از این پدیده در کشورهای در حال توسعه نیز چندین برابر کشورهای پیشرفته است. از دیدگاه زمین‌ساختی، ایران بر روی کمربند لرزه‌خیز آلپی قرار دارد. این کمربند از خلیج بنگال به سوی هیمالیا روانه شده و پس از عبور از عرض ایران تا جزایر آروس ادامه می‌یابد. این کمربند در واقع عرصه برخورد صفحه اوراسیا با صفحه هند و عربستان و آفریقا می‌باشد که باعث تشکیل کوهستان‌ها و بروز زلزله‌های نسبتاً کم عمق فراوان در جنوب اروپا، شمال آفریقا و خاورمیانه می‌گردد به طوری که بیش از ۱۵٪ از زمین لرزه‌های جهان در این ناحیه خطی شکل اتفاق می‌افتد (پورکرمانی ۱۳۷۶). از آنجایی که گسل‌های فعال عامل وقوع زلزله‌های مخرب می‌باشند، ارزیابی خطر زمین‌لرزه در یک ناحیه به دانش زمین‌شناسی و شناخت گسل‌های فعال آن منطقه نیاز دارد. این فرآیند منجر به شناخت چشمه‌های لرزه‌زا در منطقه مورد نظر می‌گردد. شناسایی چشمه‌های لرزه‌زا و تجزیه و تحلیل داده‌های لرزه‌ای و تاریخچه لرزه‌خیزی هر منطقه، به منظور شناخت الگوی بلندمدت لرزه‌خیزی آن منطقه از اهمیت فراوانی برخوردار است. با کمک این اطلاعات می‌توان به درک فرآیندهای زمین‌ساختی و قوانین حاکم بر آن که در تعیین الگوی بلندمدت لرزه‌خیزی منطقه دخالت دارند دست یافت. وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ و تأثیر آن‌ها بر نواحی مختلف در گذشته، نیاز به بررسی و تعیین خطر زمین‌لرزه در نواحی مختلف به منظور جلوگیری از خسارات احتمالی آینده را مشخص می‌سازد. این موضوع کمک شایانی به کاهش خسارات جانی و مالی در اثر وقوع زمین‌لرزه‌های احتمالی در آینده خواهد کرد. تحلیل خطر زمین‌لرزه به تخمین کمی خطرات لرزش زمین در یک محل خاص مربوط می‌شود. خطرات لرزه‌ای در شرایطی که زلزله مشخصی مدنظر باشد به صورت تعیینی به برآورد بیشینه زمین‌لرزه می‌پردازد و در شرایطی که اندازه، زمان و مکان زلزله قطعی نباشد به صورت احتمالی بررسی می‌شود. تحقیقاتی چند در ارتباط با برآورد بیشینه شتاب افقی جنبش زمین در گستره تهران صورت گرفته است که از جمله آن‌ها می‌توان به تحقیقات بربریان و همکاران (۱۳۷۱)، زارع (۱۳۸۴)، قدرتی امیری و همکاران (۲۰۰۳) و بوستان و همکاران (۲۰۱۵) که همگی از روش احتمالاتی استفاده کرده‌اند، اشاره کرد.

تحقیقات ذکر شده در مواردی همچون رابطه تضعیف مورد استفاده، مدل و تعداد چشمه‌های تعیین شده و همچنین شیوه تعیین پارامترهای لرزه‌خیزی برای محاسبه دوره بازگشت زلزله‌ها متفاوت‌اند. هدف از مطالعه کنونی، انجام پهنه‌بندی به منظور تأمین اطلاعات پایه جهت شناخت و برنامه‌ریزی‌های کلان منطقه مورد مطالعه و به‌دست آوردن اطلاعاتی روشن از وضعیت خطرپذیری لرزه‌ای منطقه با استفاده از نرم‌افزارهای تخصصی جهت ارائه پیشنهادات کاربردی است. بنابراین در این پژوهش پهنه‌بندی خطر لرزه‌ای هشتگرد با تأکید بر ویژگی‌های زمین‌شناسی، تکتونیک و گسل‌های منطقه، مورد مطالعه و بررسی قرار گرفته است

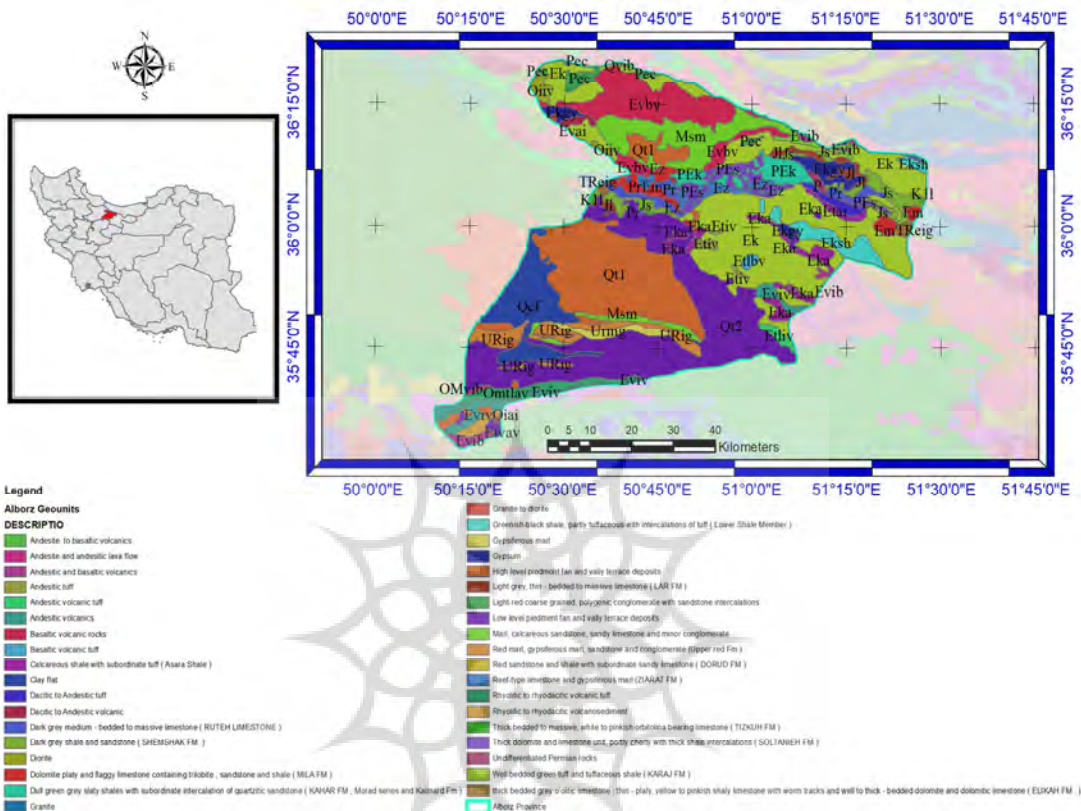
داده‌ها و روش‌ها

موقعیت جغرافیایی منطقه

شهر جدید هشتگرد در غرب استان تهران و در میانه راه کرج - قزوین واقع شده و فاصله آن با تهران، کرج و قزوین به ترتیب ۶۵، ۲۵، ۷۵ کیلومتر است. این شهر در دامنه جنوبی کوه‌های البرز و حاشیه شمال کویر مرکزی ایران واقع شده و از لحاظ آب و هوایی، بین اقلیم کوهستانی و آب و هوای نیمه خشک و خشک داخلی قرار گرفته است، از نظر طبقه بندی کلی آب و هوای این منطقه از نوع مدیترانه‌ای است و از نظر جغرافیایی در غرب استان تهران در ارتفاع ۱۳۱۰ تا ۱۶۱۰ متر از سطح دریا قرار دارد.

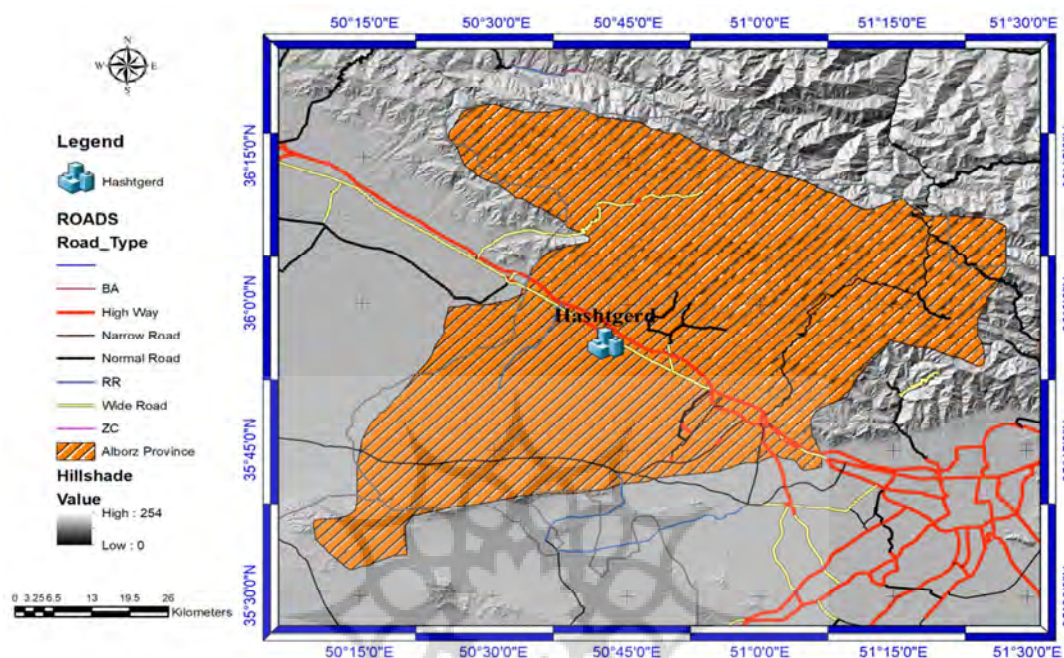
زمین‌شناسی عمومی منطقه

نقشه زمین‌شناسی شهر هشتگرد دارای "۳۷' ۳۰" ۵۰° تا "۴۵' ۰۰" ۵۰° طول جغرافیایی و "۳۰' ۵۲' ۳۵" تا "۰۰' ۰۰" ۳۶° عرض جغرافیایی می‌باشد (شکل ۱). شیب متوسط طولی زمین ۴ درصد در جهت شمالی - جنوبی و شیب متوسط عرضی آن ۱ درصد در جهت غربی - شرقی است. این محدوده در غرب استان البرز واقع است و راه‌های مهم دسترسی به این منطقه شامل جاده قدیم و بزرگراه تهران - قزوین می‌باشد (محمودپور همکاران، ۱۳۹۳). شکل ۲ نقشه راه‌های دسترسی به منطقه هشتگرد را نشان می‌دهد. محدوده مورد بررسی ورقه هشتگرد بخشی از ناحیه‌ای است که در دامنه جنوبی زون ساختاری البرز (البرز مرکزی) واقع شده است. نیمه شمالی محدوده مورد بررسی که واحدهای سنگی سخت رخنمون دارد، در زون ساختاری البرز قرار دارد. با توجه به اینکه البرز و زون ساختاری ایران مرکزی حد و مرز روشنی ندارند، بنابراین ممکن است که ناحیه جنوبی محدوده مورد مطالعه که دشت هشتگرد را تشکیل داده است، در ایران مرکزی واقع شده باشد. محدوده مذکور توسط رسوبات آبرفتی کواترنر دشت هشتگرد پوشیده شده است (جعفریان و همکاران، ۱۳۹۲).



شکل ۱: نقشه زمین شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی



شکل ۲: نقشه راههای دسترسی به منطقه هشترگرد

زمین ساخت منطقه:

در گستره شهر جدید هشترگرد هیچ گسلی همراه با دگرشکلی جنباً معرفی نشده است. تنها در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰,۰۰۰ ساوه برای این گستره گسله احتمالی گزارش شده است (سازمان زمین‌شناسی کشور). همچنین با توجه به شواهد ریخت زمین‌شناسی، خطواره زمین‌ساختی را برای جنوب این گستره معرفی می‌نمایند.

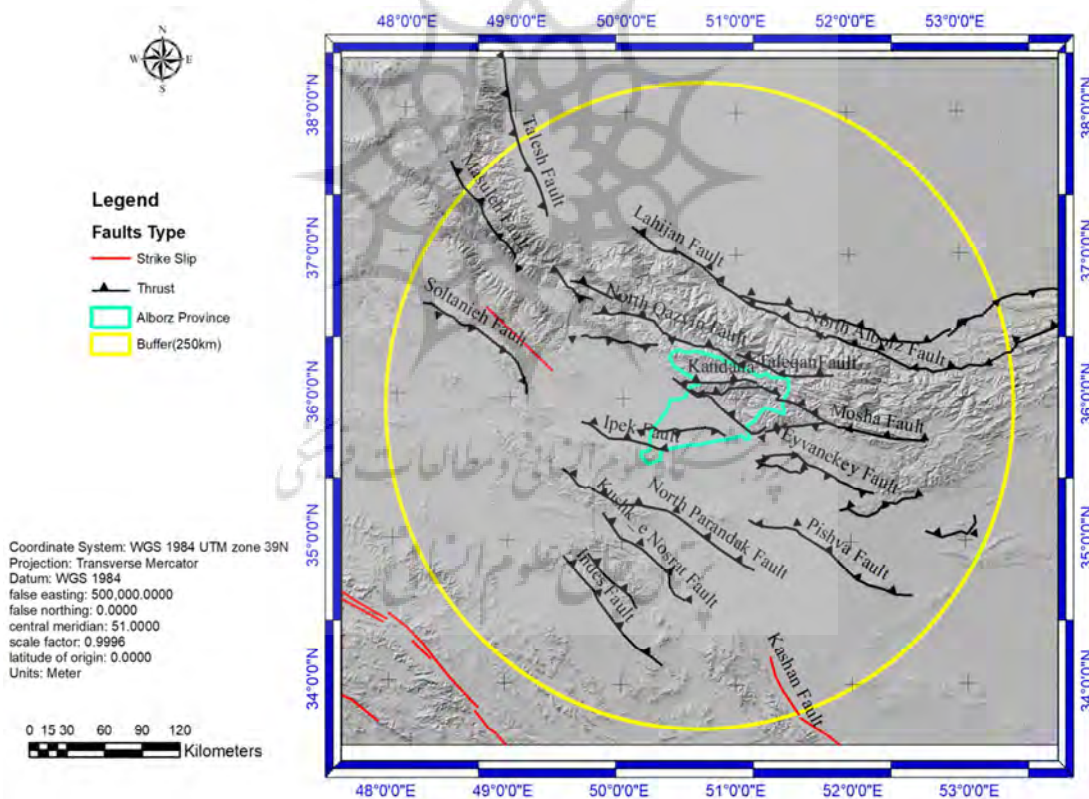
با توجه به تغییرات میزان فرایش نهشته‌های آبرفتی و اثر آن در میزان بریدگی آبراهه‌های شکل‌گرفته بر روی این گونه نهشته‌ها، به تفکیک بادزن‌های آبرفتی با سن‌های نسبی متفاوت پرداخته شده است. برای رسیدن به این منظور، با به‌کارگیری عکس‌های هوایی (۱:۵۵,۰۰۰ سازمان جغرافیایی ارتش)، سه نسل از بادزن‌های آبرفتی Qt1، Qt2، Qt3 (به عنوان جوان‌ترین نسل) شناسایی شده است. در پژوهش‌های میدانی صورت پذیرفته در مطالعات پیشین در گستره شهر جدید هشترگرد، ترانشه‌هایی یافت شد که برای ساختمان‌سازی و جاده‌سازی ایجاد شده‌اند. گسله‌های قابل مشاهده در این ترانشه‌ها دارای راستای شمال باختری - جنوب خاوری و شمال خاوری - جنوب باختری هستند.

پهنه گسلی در گستره شهر هشترگرد علاوه بر دارا بودن مؤلفه راندگی از خود ویژگی‌های گسلش راستالغز را نیز نشان می‌دهد که یک جایگاه ترافشارش را تداعی می‌نماید. در جایگاه ترافشارش یادشده، شاخه‌های گسلی متعدد با مقدار

شیب متفاوتی وجود دارند. به طور کلاسیک در پهنه‌های گسلی راندگی، جوان‌ترین شاخه پهنه گسلی که دارای زاویه شیب کمتری است، در پیشانی پهنه گسلی جای می‌گیرد (علیمردان و همکاران، ۱۳۹۳)

گسل‌های فعال اطراف منطقه

حرکت بین دو بخش از پوسته سبب ایجاد انقطاع جدید و یا پیشروی خطوط شکست موجود در ساختار زمین‌شناسی پوسته می‌شود که به آن گسل اطلاق می‌شود (میر محمد حسینی و همکاران ۱۳۷۸). از گسل‌های فعال منطقه می‌توان به گسل‌های فشاری مشا، راندگی شمال تهران، گسل فشاری طالقان، گسل شمالی الموتود، گسل فشاری شمال قزوین، گسل فشاری ایپک، گسل فشاری شاهرود، گسل کهریزک، گسل جنوب ری، گسل شمال ری، گسل فشاری خزر و گسل فشاری شمال البرز اشاره کرد. (شکل ۳)



شکل ۳: نقشه گسل‌های منطقه مورد مطالعه

روش کار

بررسی شواهد زمین‌شناسی متعلق به منابع زلزله بر شناسایی گسل‌ها استوار می‌باشد. ابزارها و روش‌های متنوعی در این زمینه برای زمین‌شناسان وجود دارد که از آن جمله می‌توان به مرور مطالب منتشرشده، تفسیر عکس‌های هوایی

و ابزارهای دقیق برداشت از راه دور، مدل‌سازی، اکتشافات محلی مثل برداشت ترانشه‌ها و ... اشاره نمود (موسوی و همکاران ۱۳۷۸)

تحلیل‌های خطر زلزله به تخمین کمی خطرات لرزش زمین در یک محل خاص مربوط می‌شود. خطرات لرزه‌ای در شرایطی که یک زلزله مشخصی مد نظر باشد، به صورت قطعی و در شرایطی که اندازه، زمان و مکان زلزله قطعی نباشد، به صورت احتمالی بررسی می‌شود. تحلیل احتمالی خطر زلزله چارچوبی را ارائه می‌دهد که در آن عدم قطعیت‌ها (عدم قطعیت در اندازه، موقعیت و سرعت تکرار زلزله‌ها و همچنین در تغییرات مشخصات حرکت زمین با بزرگی و موقعیت زلزله) می‌تواند شناسایی شده و به صورت کمی درآمده و در یک روند منظم به گونه‌ای ترکیب شوند تا تصویر کاملتری از خطر زلزله ترسیم گردد. مراحل اصلی تحلیل خطر احتمالی عبارتند از:

تعیین چشمه‌های لرزه‌ای یا مؤثرترین چشمه لرزه‌ای در ایجاد خطر و مدل‌سازی آن‌ها به صورت خطی و یا سطحی
تعیین پارامترهای لرزه‌خیزی، انتخاب روابط کاهندگی مناسب و سازگار با لرزه زمین ساخت منطقه و درنهایت
محاسبه پارامترهای جنبش شدید زمین برای طراحی (موسوی و همکاران ۱۳۷۸)

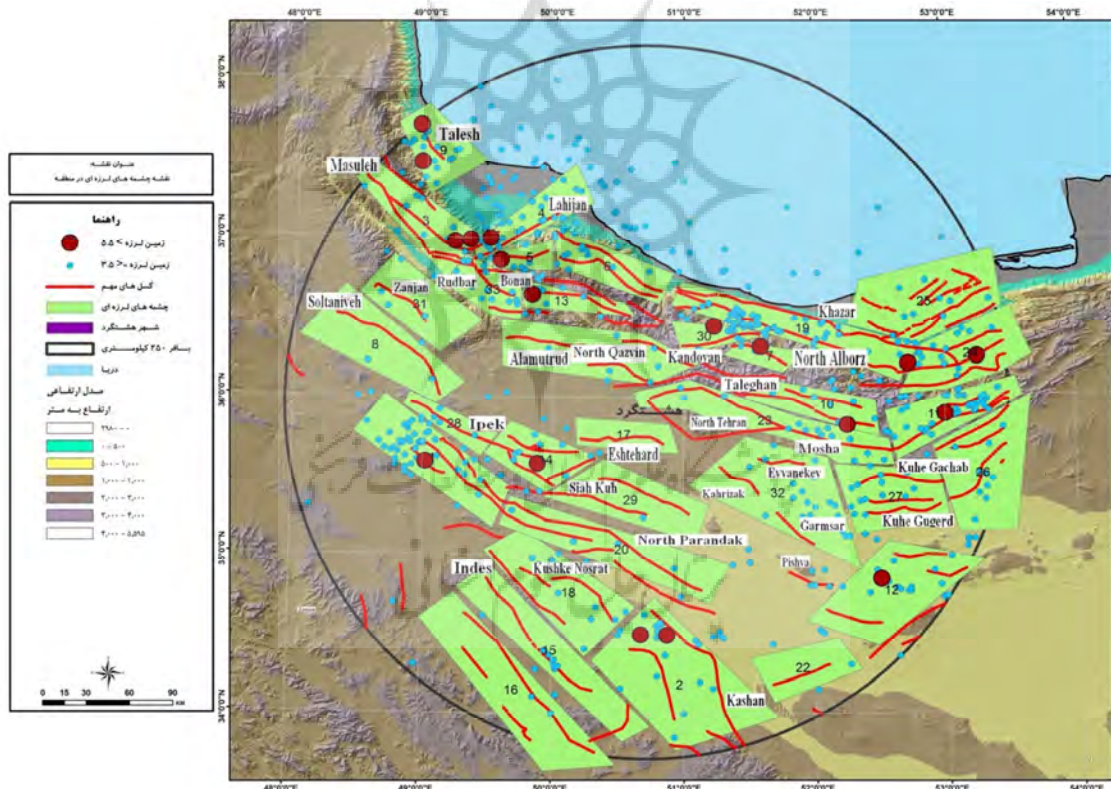
اولین قدم برای مطالعه لرزه‌خیزی یک گستره تهیه کاتالوگ کاملی از زمین‌لرزه‌های منطقه می‌باشد، به همین منظور از کاتالوگ تهیه شده در بخش زلزله‌شناسی مهندسی و خطرپذیری مرکز تحقیقات راه، مسکن و شهرسازی استفاده شد. این کاتالوگ بر اساس اطلاعات موجود در کل مراکز لرزه‌نگاری جهان تهیه شده است. در این کاتالوگ هر زلزله دارای بزرگای، M_b ، M_s ، M_w ، M_L است که بر اساس روابط آماری بین اطلاعات موجود در کاتالوگ‌های معتبر ساخته شده است. برای مطالعه خردلرزه‌ها از آرایه لرزه‌نگاری بلنددوره ایلیا (سال ۱۹۹۵-۱۹۷۵) و همچنین شبکه‌های لرزه‌نگاری موسسه ژئوفیزیک (از سال ۱۹۹۶ تا کنون) بهره گرفتیم. در زمینه زمین‌لرزه‌های تاریخی نیز از محققانی نظیر ویلسون (۱۹۳۰)، آمبرسیز (۱۹۷۴)، بربریان (۱۹۷۷) و بیش از همه آمبرسیز و ملویل (۱۹۸۲) استفاده نموده‌ایم. روشی که در این مطالعه به کار گرفته شده، روش احتمالاتی می‌باشد که در آن با توجه به احتمال وقوع سالیانه یک زمین‌لرزه محتمل P ، احتمال وقوع همان زمین‌لرزه در t سال را (کورنل ۱۹۶۸)، می‌توان به دست آورد.

یافته‌های تحقیق

تعیین چشمه‌های لرزه‌ای

مدلسازی چشمه زمین‌لرزه با توجه به شرایط زمین‌شناسی به طرق مختلفی صورت می‌گیرد. در تحلیل خطر زمین‌لرزه در صورت عدم دقت و توانایی کافی برای مشخص کردن یک گسل به عنوان چشمه لرزه‌زا، استفاده از ساخت متمرکز نسبت به استفاده از گسل‌های فعال، یک روش محافظه‌کارانه‌تر است که در آن موقعیت چشمه‌های زمین‌لرزه‌ای به صورت چشمه‌های پهنه‌ای مطرح می‌شود (شوارتز و کوپر اسمیت ۱۹۸۴). با توجه به مفهوم ساخت متمرکز می‌توان چشمه لرزه‌زمین‌ساختی را بدون نیاز به شناخت دقیق جزئیات و یا نیاز به تعیین محل دقیق رویدادها، تعیین کرد. چشمه‌های لرزه‌ای در روی نقشه نشان‌دهنده موقعیت قسمتی از پوسته زمین هستند که دارای

شاخص‌های لرزه‌ای یکسانی باشند. این شاخص‌های لرزه‌ای در واقع همان پارامترهایی است که در تحلیل خطر مد نظر قرار می‌گیرند (نظیر نرخ فعالیت، دوره بازگشت، بزرگای حداکثر و...). برای منطقه هشتگرد و در شعاع ۲۵۰ کیلومتری اطراف آن ۳۲ زون لرزه‌ای گسلی در نظر گرفته شد. در این مرحله سعی شد تا تمامی فاکتورها برای تعیین چشمه‌ها لرزه‌ای مورد توجه قرار بگیرند. عواملی که در مدل کردن چشمه‌ها در این پژوهش مورد نظر بودند شامل موارد زیادی می‌شوند. اولین عامل تغییر در ژئومورفولوژی زون‌های گسلی است. همچنین در تعیین چشمه‌های لرزه‌ای از داده‌های خردلرزه‌ای شبکه لرزه‌نگاری کشوری نیز استفاده شده است. مطالعات انجام‌شده در مورد گسل‌های لرزه‌ای طولانی در دنیا نشان داده‌اند که کل طول یک گسل در جریان زمین‌لرزه‌ای منفرد گسیخته نمی‌شود؛ بلکه آن‌ها به صورت قطعات منفرد می‌شکنند. مرزهای قطعات گسلی بر اساس رفتار تاریخی گسل مشخص می‌شوند. شکل ۴ چشمه‌های لرزه‌ای منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.



شکل ۴: نقشه چشمه‌های لرزه‌ای منطقه مورد مطالعه

تعیین پارامترهای لرزه‌خیزی

برای تعیین لرزه‌خیزی هر منطقه به سه پارامتر بیشینه زمین‌لرزه محتمل (M_{max})، ضرایب لرزه‌خیزی (a, b) و نرخ رویداد زمین‌لرزه‌ها (λ) نیاز داریم. بنابراین پس از جدا کردن زمین‌لرزه‌های مربوط به هر چشمه ضرایب لرزه‌ای مربوط

به آن و نیز گسل‌های مربوطه و طول قطعه گسلی منحصر به آن چشمه تعیین شده که در نهایت بتوان بزرگا حداکثر را بر اساس روابط طول-بزرگا محاسبه کرد. تخمین M_{max} معمولاً بر اساس ویژگی‌های کلی فعالیت لرزه‌ای و شباهت‌های زمین‌شناسی صورت می‌گیرد. در غالب موارد برای پیدا کردن M_{max} از روابط رگرسیون تجربی بین بزرگا و شرایط تکتونیکی و پارامترهای گسلش همچون طول و سطح گسیختگی استفاده می‌گردد. ولز و کوپراسمیت (۱۹۹۴)، بر اساس اطلاعات مربوط به ۲۴۴ زمین‌لرزه در سراسر جهان، از جمله ۱۲ زمین‌لرزه ایران، روابط متعددی را ارائه داده‌اند که نسبت به روابط دیگر بسیار قابل اعتمادتر هستند. روابط بین طول گسیختگی سطحی و بزرگی زمین‌لرزه برای انواع مختلف گسل‌ها بر اساس مطالعات ولز و کوپراسمیت (۱۹۹۴) در جدول ۱ ارائه شده است.

یکی از معروف‌ترین و قدیمی‌ترین رابطه‌ها یی که برای اندازه‌گیری لرزه‌خیزی به کار می‌رود رابطه خطی گوتنبرگ-ریشتر (رابطه‌ای بین فراوانی و بزرگای زلزله‌ها) می‌باشد. (۱)

$$\log \lambda = a - bM \quad (1)$$

که در آن λ آهنگ سالانه میانگین رویداد زمین‌لرزه‌ای با بزرگای M ، a تعداد سالانه میانگین زمین‌لرزه‌ای با بزرگای بیشتر یا مساوی صفر و b احتمال نسبی زمین‌لرزه‌های کوچک و بزرگ را نشان می‌دهد. پارامترهای a و b معمولاً بر اساس برازش بر روی داده‌های مبنای لرزه‌خیزی هر چشمه لرزه‌زای مورد نظر محاسبه می‌شوند. رابطه بازگشتی تجمعی مذکور هر چند اهمیت خود را حفظ کرده، ولی اغلب به دلیل توانایی‌های رابطه بازگشتی تجمعی گوتنبرگ و ریشتر، استفاده از این روش پیشنهاد میشود که به صورت روابط زیر بیان شده است (۲) و (۳):

$$\lambda = \exp(\alpha - \beta M) \quad (2)$$

$$\alpha = \frac{a - \log b}{\log e} \quad \beta = b \log 10 \quad (3)$$

به منظور دستیابی به پارامترهای لرزه‌خیزی در گستره مورد مطالعه، از روش کیکو-سلوول (۱۹۹۲) استفاده شده است زیرا در این روش عدم قطعیت بزرگی زمین‌لرزه و ناکامل بودن داده‌ها در تخمین پارامترهای زلزله دخالت داده می‌شوند. پارامترهای لرزه‌ای به دست آمده به روش کیکو و سلوول (K-S) برای چشمه‌های لرزه‌ای در جدول ۲ آورده شده است.

جدول ۱: روابط بین طول گسیختگی سطحی و بزرگی زمین‌لرزه (Wells and Coppersmith, 1994)

Fault type	Relationship	Magnitude range	Length range
Strike slip	$M = 5/16 + 1/12 \log L$	۵/۶ ~ ۸/۱	۱/۳ ~ ۴۳۲
Reverse	$M = 5 + 1/12 \log L$	۵/۷ ~ ۷/۴	۳/۳ ~ ۸۵
Normal	$M = 4/16 + 1/32 \log L$	۵/۲ ~ ۷/۳	۲/۵ ~ ۴۱
All	$M = 5/16 + 1/16 \log L$	۵/۲ ~ ۸/۱	۱/۳ ~ ۴۳۲

M: Moment magnitude (or surface wave magnitude)

L: Surface rupture length

جدول ۲: پارامترهای لرزه‌ای به دست آمده برای چشمه‌های لرزه‌ای

شماره چشمه	طول چشمه	M_{Max}	β	λ
۱	۱۱۴	۷/۵	۰/۴	۱/۱۸
۲	۱۰۶	۷/۴	۰/۳	۲
۳	۹۱	۷/۴	۰/۲۸	۲/۸۴
۴	۹۰	۷/۴	۰/۵	۲/۵
۵	۴۰	۷/۰	۰/۲۶	۱/۲
۶	۸۳	۷/۳	۰/۲۳	۲/۵۶
۷	۴۴	۷/۰	۰/۱۸	۲/۳
۸	۱۰۵	۷/۴	۰/۱۶	۱/۵
۹	۵۵	۷/۱	۰/۷	۱/۸
۱۰	۹۱	۷/۴	۰/۸	۳
۱۱	۹۶	۷/۴	۰/۴۵	۲/۶
۱۲	۸۴	۷/۳	۰/۶۳	۱/۳۲
۱۳	۷۳	۷/۳	۰/۵۴	۱/۴
۱۴	۵۶	۷/۱	۰/۲۶	۲/۶
۱۵	۱۵۷	۷/۶	۰/۴۹	۲/۷
۱۶	۱۶۷	۷/۶	۰/۸۷	۳/۵
۱۷	۷۱	۷/۳	۰/۷۶	۲/۲
۱۸	۹۸	۷/۴	۰/۵۶	۱/۱
۱۹	۱۶۶	۷/۶	۰/۹۱	۱/۳
۲۰	۱۶۱	۷/۶	۰/۶۵	۱/۴
۲۱	۱۴۰	۷/۵	۰/۵۷	۲/۱
۲۲	۶۴	۷/۲	۰/۳۲	۳/۱
۲۳	۱۷۰	۷/۶	۰/۸۲	۲/۰۳
۲۴	۸۷	۷/۳	۰/۳۱	۲/۸
۲۵	۱۰۶	۷/۴	۰/۴۵	۱/۱۶
۲۶	۸۴	۷/۳	۰/۴۶	۱/۸
۲۷	۷۰	۷/۲	۰/۸۶	۱/۳۴
۲۸	۶۶	۷/۲	۰/۵۱	۱/۸۵
۲۹	۹۵	۷/۴	۰/۶۳	۱/۵۲
۳۰	۶۰	۷/۲	۰/۹۲	۲/۶۸
۳۱	۷۴	۷/۳	۰/۷۶	۲/۷۵
۳۲	۱۰۴	۷/۴	۰/۶۳	۱/۴۲
۳۳	۵۵	۷/۱	۰/۲۳	۰/۹

انتخاب رابطه میرائی (کاهندگی) مناسب

کم‌شدن بیشینه شتاب زمین^۱ با افزایش فاصله از کانون زمین‌لرزه را کاهندگی می‌گویند. برای محاسبه و برآورد خطر زمین‌لرزه رابطه کاهندگی و برآورد میزان کاهیده شدن پارامترهای جنبش نیرومند زمین، توجه به پارامترهایی هم‌چون فاصله سایت از منبع زمین‌لرزه، اندازه زمین‌لرزه و شرایط تکتونیکی شرط اساسی است. روابط کاهندگی به‌طور عمده برای برآورد پارامتر حداکثر شتاب زمین مورد استفاده قرار می‌گیرند.

در این روابط، دو پارامتر بزرگا و فاصله را برای یک رویداد فرضی مشخص می‌توان برای محاسبه بیشینه شتاب به کار برد. به این منظور لازم است به رژیم زمین‌ساختی ناحیه نیز توجه شود، چرا که کاهندگی بیشینه شتاب در رژیم‌های مختلف زمین‌ساختی و بخش‌های مختلف پوسته زمین به دلیل ویژگی‌های زلزله‌شناختی متفاوت از نظر دوام، محتوای فرکانسی و افت تنش با هم متفاوت است. زمین‌لرزه کنترل‌کننده برای ساختگاه در این حالت زمین‌لرزه‌ای است که بزرگترین جنبش را در ساختگاه مورد نظر ایجاد نماید. بهترین رابطه کاهندگی برای استفاده در یک منطقه خاص، رابطه‌ای است که با استفاده از اطلاعات موجود در همان منطقه تهیه شده باشد؛ اما کمبود اطلاعات ثبت شده در بسیاری از مناطق، امکان استخراج یک رابطه آماری مناسب را برای آن مناطق منتفی می‌سازد. در چنین شرایطی عموماً از روابطی که در مناطقی مشابه با منطقه مورد نظر تعیین شده‌اند استفاده می‌شود. منظور از مناطق مشابه مناطقی است که به لحاظ شرایط زمین‌ساختی و لرزه‌خیزی کمابیش یکسان باشند.

در این مطالعه، از دو رابطه کاهندگی زیر، جهت استفاده در تحلیل خطر لرزه‌ای استفاده شده‌است. این رابطه‌ها متکی بر داده‌های پایه گسترده‌ای از مناطق لرزه‌خیز و فعال تکتونیکی است که از زمین‌لرزه‌های کم‌ژرفا برخوردارند (نظیر پوسته قاره‌ای ایران). مدل‌های یادشده پوشش مناسبی را از ترکیب‌های گوناگون بزرگا و فاصله (تا ۱۰۰ کیلومتر از چشمه) ارائه می‌دهد.

الف- رابطه کاهندگی کمپبل و بزرگنیا ۲۰۰۳

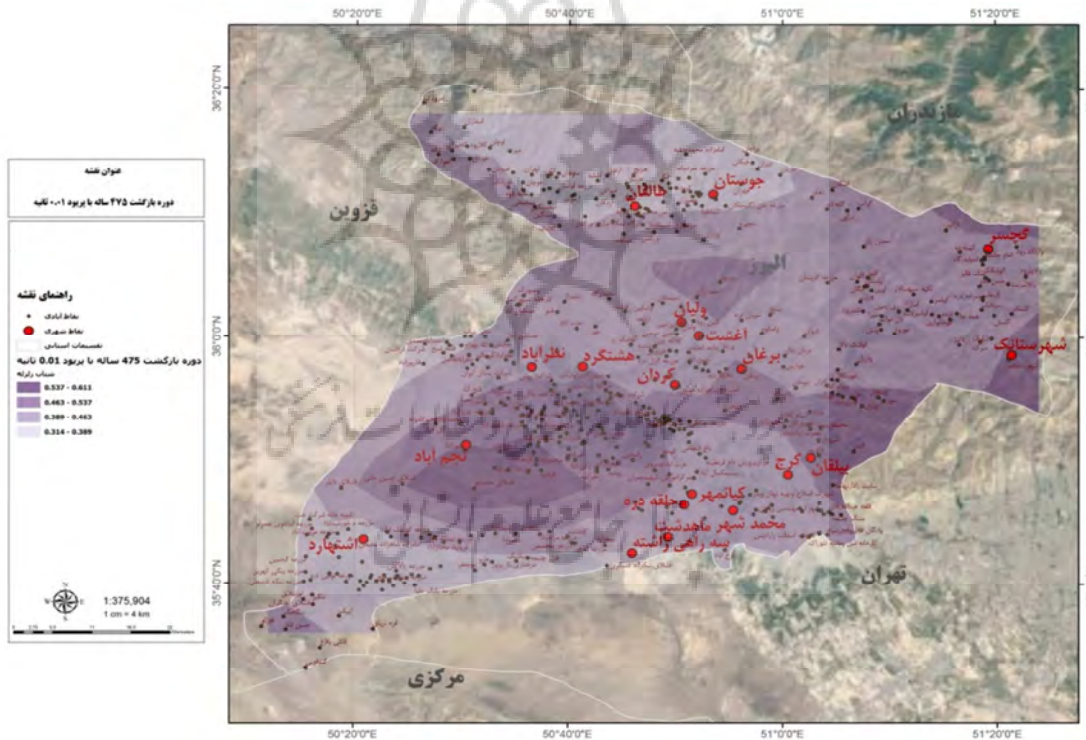
ب- رابطه کاهندگی کمپبل و بزرگنیا ۲۰۰۸

نتایج و بحث

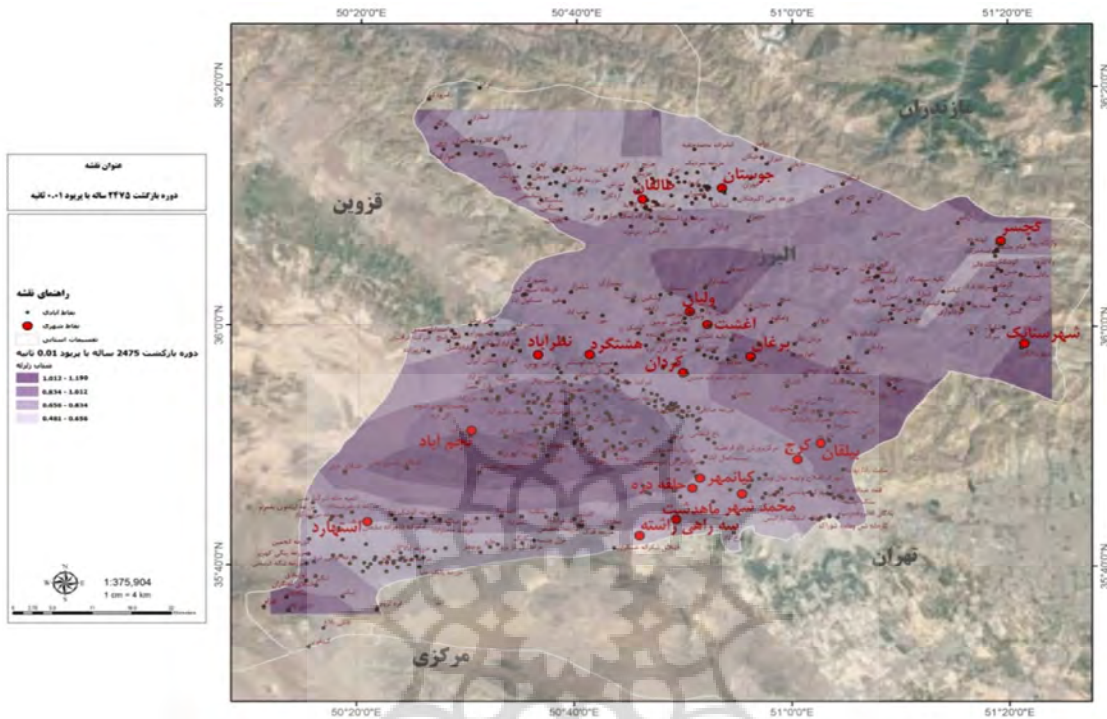
پهنه بندی خطر زمین لرزه برای گستره مورد مطالعه

در تحلیل خطر لرزه‌ای به روش احتمالاتی، کل زمین لرزه‌ها و تمامی چشمه‌های تعیین شده با فاصله‌های مختلف از ساختگاه با در نظر گرفتن احتمال وقوع تمام رویدادها، مورد توجه قرار می‌گیرند. سپس برای شبکه‌ای از نقاط، شتاب (معمولاً شتاب افقی) ناشی از رویداد محتمل زمین لرزه در چشمه‌های بالقوه لرزه‌ای محاسبه و برای گستره مورد نظر نقشه پهنه‌بندی زمین لرزه ترسیم می‌شود. همچنین نتیجه حاصله از تبدیل حوزه محاسباتی و به عبارتی دیگر نتایج حاصله در حوزه طیف را نیز می‌توان به همین صورت نمایش داد. معمولاً این کار را می‌توان به وسیله نقشه‌های هم‌شتاب (و یا هم‌شتاب طیفی) و نقشه‌های پهنه‌بندی خطر (نظیر آئین نامه ۲۸۰۰) انجام داد.

در این مطالعه، به منظور ارزیابی خطر زمین‌لرزه در گستره، طرح رهیافت احتمالاتی به‌کار گرفته شده است. بدین منظور شبکه مترامی از نقاط با فواصل طولی و عرضی یکسان ($0/05^\circ$) در نظر گرفته شده و محاسبات برای تک تک آن‌ها صورت پذیرفته است. برای به‌دست آوردن پارامترهای خطر لرزه‌ای از نرم افزار EZFRISK استفاده کردیم. از آنجا که هدف از این مطالعات تهیه نقشه‌های به همان سبک و سیاق آئین نامه ۲۸۰۰ بوده لذا در مطالعه حاضر نیز نقشه پهنه‌بندی خطر زمین‌لرزه برای سطح مبنای طراحی برای دوره بازگشت ۴۷۵ سال (10% فزونی در ۵۰ سال) و دوره بازگشت ۲۴۷۵ سال (2% فزونی در ۵۰ سال) تهیه شده است. نقشه‌های هم‌شتاب و پهنه‌بندی خطر برای دوره بازگشت‌های ۴۷۵ سال و ۲۴۷۵ سال و در شکل‌های ۵ و ۶ نشان داده شده است. در این نقشه‌ها نقاط کم‌شتاب و پرشتاب با تفاوت رنگ مشخص گردیده‌اند. مشاهده می‌گردد هرچه میزان شتاب بیشتر باشد خطر لرزه‌ای منطقه نیز بیشتر خواهد بود.



شکل ۵: نقشه هم‌شتاب برای دوره بازگشت ۴۷۵ سال



شکل ۶: نقشه هم‌شتاب برای دوره بازگشت ۲۴۷۵ سال

نتیجه گیری

محدوده مورد مطالعه در پهنه البرز جنوبی قرار دارد. در این مطالعه به بررسی و تحلیل خطرپذیری لرزه‌ای منطقه هشترگرد پرداخته شد. از آنجا که هدف از این مطالعات تهیه نقشه‌های به همان سبک و سیاق آئین نامه ۲۸۰۰ بوده لذا در مطالعه حاضر نیز نقشه‌های پهنه‌بندی خطر زمین‌لرزه برای سطح مبنای طراحی برای دوره بازگشت ۴۷۵ سال (۱۰٪ فزونی در ۵۰ سال) و دوره بازگشت ۲۴۷۵ سال (۲٪ فزونی در ۵۰ سال) تهیه شده است. مقادیر عددی پهنه‌ها از هم متمایز شده (از مقدار کم تا مقدار بسیار زیاد) مطابق با روش آئین نامه ۲۸۰۰ در جدول ۳ آورده شده است.

جدول ۳: مقادیر حدی شتاب مبنای طراحی

شتاب افقی مبنای طراحی	پهنه خطر لرزه‌ای	ردیف
بیشتر از ۰/۳۰ g	پهنه با خطر بسیار زیاد (Very High)	۱
۰/۲۵ g – ۰/۳۰ g	پهنه با خطر زیاد (High)	۲
۰/۲۰ g – ۰/۲۵ g	پهنه با خطر متوسط (Moderate)	۳
کمتر از ۰/۲۰ g	پهنه با خطر کم (Low)	۴

با توجه به نقشه هم‌شتاب برای دوره بازگشت ۴۷۵ سال و جدول مقادیر حدی شتاب مبنای طراحی (جدول ۳) بیشینه مقادیر در نوار شمالی و شمال شرقی بصورت پهنه‌های گسسته و همچنین در جنوب غربی شهر هشتگرد در منطقه نجم‌آباد مشاهده می‌گردد. بازه تغییرات مقدار شتاب در نواحی با شتاب بالا بین $0/53-0/61$ g می‌باشد. حاشیه جنوبی استان البرز به طور کلی دارای پهنه‌های با شتاب نسبی کمتری می‌باشد ولی مقدار آن در هر حالت از $0/31$ g کمتر نیست، قسمت‌های کرج، محمدشهر و اشتهارد در این منطقه قرار می‌گیرند. محدوده البرز و ورامین در پهنه با خطر زلزله بین $0/31$ تا $0/38$ g قرار دارند. گستره‌های برغان، کردان و نظرآباد نیز در کمربند مرکزی استان در منطقه خطر بالا در بازه شتاب $0/38$ تا $0/46$ g قرار می‌گیرند، شهر هشتگرد نیز در همین محدوده مرکزی قرار دارد. همچنین نقشه هم‌شتاب برای دوره بازگشت ۲۴۷۵ سال نشان می‌دهد بیشینه مقادیر در نواحی جنوب هشتگرد با بازه‌ای بیش از $0/9-1/01$ مشاهده می‌گردد. شتاب با بازه بیش از $0/83-0/65$ گستره وسیعی از استان البرز را می‌پوشاند که شهر هشتگرد نیز در همین محدوده قرار دارد.

به طور کلی با توجه به نقشه‌ها و نمودارهای مستخرج از نرم‌افزارهای استفاده‌شده در روند پژوهش، نتایج زیر قابل تأمل می‌باشند:

- ۱- با توجه به نقشه‌ها و نمودارهای مستخرج از نرم‌افزارهای استفاده‌شده در روند پژوهش، مناطق شمال و شرق منطقه از تراکم گسل‌های بیشتری برخوردار هستند.
- ۲- با توجه به تراکم بیشتر گسل‌ها در مناطق شمال و شرق منطقه مورد مطالعه، احتمال بروز زلزله در این مناطق بیشتر است.
- ۳- با توجه به کاتالوگ زمین‌لرزه به‌دست‌آمده از لرزه‌های رخ داده در منطقه مورد مطالعه و تراکم بیشتر لرزه‌های با بزرگای پایینتر از $2/5$ ریشتر، اغلب زلزله‌های رخ داده در منطقه از نوع خردلرزه می‌باشند.
- ۴- با وجود اینکه بیشتر زلزله‌های منطقه مورد مطالعه از نوع خردلرزه برآورد شده است اما از نتیجه مخاطره‌آمیز زلزله‌های نزدیک و بالای ۷ ریشتر که در منطقه مورد مطالعه هر چند اندک رخ داده است نباید صرفه‌نظر کرد.
- ۵- با توجه به اینکه اغلب زلزله‌های منطقه از نوع کم عمق (کیلومتر ۰-۲۵) هستند میزان مخاطره‌آمیز بودن آن‌ها بیشتر خواهد بود.

منابع

- بربریان مانوئل؛ قرشی منوچهر؛ ارزنگ‌روش بهرام؛ مهاجر اشجعی ارسلان (۱۳۷۱). پژوهش و بررسی ژرف نوزمین‌ساخت، لرزه‌زمین‌ساخت و خطر زمین‌لرزه - گسلش در گستره تهران و پیرامون، چاپ دوم، گزارش شماره ۵۶، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی. پورکرمانی محسن؛ آرین مهران (۱۳۷۶). سائزموکتونیک، علوی، چاپ اول، ۲۸۴ صفحه.
- علیمردان سعیده؛ سلیمانی آزاد شهریار؛ قرشی منوچهر؛ قاسمی محمدرضا؛ اویسی بهنام؛ حاتمی احمد (۱۳۹۳). بررسی شواهد ریخت‌زمین‌ساختی و گسلش جوان در گستره شهر جدید هشتگرد شمال باختر تهران، علوم زمین سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی. دوره ۲۴، صص ۲۲۷-۲۳۴

زارع مهدی؛ (۱۳۸۴). تحلیل و پهنه بندی خطر زلزله در چهارگوش تهران، گزارش پروژه پژوهشی پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله.

محمودپور مسعود؛ بلورچی جواد؛ انتظام سلطانی ایمان(۱۳۹۳). نقشه زمین‌شناسی مهندسی هشترگرد مقیاس ۱:۲۵۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.

میر محمد حسینی سیدمجدالدین؛ عارف‌پور بابک؛ (۱۳۸۷). مهندسی ژئوتکنیک لرزه ای، موسسه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، ۹۶۲ صفحه

جعفریان محمدباقر؛ گودرزی ابوالقاسم؛ پیرهادی غلامرضا؛ پرتوآذر حسین؛ عبداللهی محمدرضا (۱۳۹۲). مهندسی مشاور زمین دانش پارس، گزارش نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ هشترگرد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.

Ambraseys, N. N., (1974). Historical seismicity of Iran, in materials for the study of seismotectonics of Iran, North – Central Iran, Geol Survey, Iran.

Ambraseys, N. N. & Melville, C. P., (1982), "A History of Persian Earthquakes". Cambridge University Press, 219.

Berberian, M. (1977). Macroseismic epicenters of Iranian earthquake, Geological Survey Iran. 40, 279.

Boostan, E., Tahernia, N. and Shafiee, A (2015) Fuzzy—probabilistic seismic hazard assessment, case study: Tehran region, Iran, Natural Hazards, 77(2), 525-541

Campbell, K.W., and Y. Bozorgnia, (2003) Updated near-source ground-motion (attenuation) relations for the horizontal and vertical components of peak ground acceleration and acceleration response spectra, B.S.S.A. 93[1], 314-331

Campbell, K.W., and Y. Bozorgnia, (2008) NGA Ground Motion Model for the Geometric Mean Horizontal Component of PGA, PGV, PGD and 5% Damped Linear Elastic Response Spectra for Periods Ranging from 0.01 to 10, Journal of Earthquake Spectra, 24[1]

Cornel, C. H. (1968). Engineering seismic risk analysis. Bull. Seism. Soc. Am. 54

Ghodrati Amiri, G., Motammed, R., and Rabet Eshaghi, H., 2003, Seismic hazard assessment of metropolitan Tehran, Iran, J. Earthquake Engineering, 7, 347-372.

Kijko, A., and Sellevoll, M. A., (1992) Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files, Part II, incorporation of magnitude heterogeneity, Bull. Seism. Soc. Am., 82, 120-134.

Schwartz, D. P. & Coppersmith, K. J. (1984), " Fault behavior and characteristic earthquakes: Examples from the Wasatch and San Andreas Fault Zones" Journal of Geophysical research. doi: 10.1029/JB089iB07p05681. ISSN: 0148-0227.

Wells, D.L, and Coppersmith, K.J. (1994), New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement, B.S.S.A. 84[4], 974-1002

Wilson, A. T. (1930). Earthquakes in Persian, Bull. School Oriental Stud. London. 6[1], 103-131.

Research Article

Seismic hazard analysis and zoning of Hashtgerd area

Elham Boostan*¹, Alireza Farrokhnia², Bahar Mousaei Sanjarehei³

Received: 25-08-2018

Revised: 20-11-2018

Accepted: 10-03-2019

Abstract

The geological position and faults of Iran have caused earthquakes in the country throughout history. Assessing the seismic hazard of Tehran as the capital and its suburbs due to direct impact on the city of Tehran is very important from the viewpoint of earthquakes and the risks and possible damage caused by possible earthquakes to rehabilitate the more dangerous and vulnerable areas, as well as the creation of suitable facilities for the time of crisis... The Hashtgerd range has high seismic activity due to its geographic proximity to Tehran. This is due to the construction of Hashtgerd new town, which has caused the extraordinary increase of human and urban densities in recent years to reduce the need of the region for more accurate and more rigorous surveying of seismicity. Risks make it special. In this research, using the conventional method of probabilistic seismic hazard analysis, the study area is located at 250 km radius of seismic studies and the estimated seismic riskiness of the area was estimated by analyzing the results. According to the study, the north and east of the region have higher fault densities. Also, according to the iso-acceleration map for a return period of 475 years, the maximum values are in the northern and northeastern strips as discrete zones and also in the southwest of Hashtgerd city in Najmabad area. The southern margin of the Alborz province generally has relatively less accelerated areas. The Hashtgerd city in the high danger zone ranges from 0.38 g to 46 g. Also, the map for the return period of 2475 years indicates that the maximum values are in the south of Hashtgerd, and Hashtgerd is in the range with an acceleration range greater than 0.68-0.85g.

Keywords: Probabilistic Hazard analysis, Seismic sources, Seismic Hazard Zonation, Fault, Tectonic.

¹*- Assistant professor, Department of geology, Karaj Branch, Islamic Azad University, Karaj, Iran

²- Assistant professor, Department of geology, Karaj branch, Islamic azad University, Karaj, Iran

³- Master of Science Student of Engineering Geology, Karaj Branch, Islamic Azad University, Karaj, Iran

References

References (in Persian)

- Alimardan, S., Solaymani Azad, Sh., Ghorashi, M., Ghassemi, M.R., Oveisi, B. and Hatami, A. (2015), Morphotectonic Markers and Active Faulting Research In Hashtgerd New Town, West of Karaj. Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES. 24(94). 227-234. [in Persian].
- Berberian, M., Qorshi, M., Arzhang Ravesh, B., & MohajeraShjaiy, A., (1985), Research and development of neo tectonic , seismotectonic and earthquake hazard -fault in the vicinity of Tehran and the surrounding area, Geological Survey and Mineral Exploration, Report 56, Part 10. [in Persian].
- Jafarian, M., Goodarzi, A., Pirhadi, G., Parto azar, H. and Abdolahi, M. (2013) Geological map report 1: 25000 Hashtgerd, Geological Survey of Iran. [in Persian].
- Mahmoodpoor, M., Bloorchi, J. and Entezam soltani, E. (2014), Hashtgerd Engineering Geology map Scale 1: 25000, Geological Survey of Iran. [in Persian].
- Mir Mohammad Hosseini, S. M., Arefpour, Babak., (2008), Seismic Geotechnical Engineering, International Institute of Seismology and Earthquake Engineering, 962 pages. [in Persian].
- Pourkaramani, Mohsen., Arian, Mehran., (1997), Siomisotectonic, Alavi, First Printing, 284 pages. [in Persian].
- Zare, M., (2005), Basics of earthquake hazard analysis, International Institute of Seismology and Engineering Earthquake. [in Persian].

References (in English)

- Ambraseys, N. N., (1974). Historical seismicity of Iran, in materials for the study of seismotectonics of Iran, North – Central Iran, Geol Survey, Iran.
- Ambraseys, N. N. & Melville, C. P., (1982), "A History of Persian Earthquakes", Cambridge University Press, 219.
- Berberian, M. (1977). Macroseismic epicenters of Iranian earthquake, Geological Survey Iran. 40, 279.
- Boostan, E., Tahernia, N. and Shafiee, A (2015) Fuzzy—probabilistic seismic hazard assessment, case study: Tehran region, Iran, Natural Hazards, 77(2), 525-541
- Campbell, K.W., and Y. Bozorgnia, (2003) Updated near-source ground-motion (attenuation) relations for the horizontal and vertical components of peak ground acceleration and acceleration response spectra, B.S.S.A. 93[1], 314-331
- Campbell, K.W., and Y. Bozorgnia, (2008) NGA Ground Motion Model for the Geometric Mean Horizontal Component of PGA, PGV, PGD and 5% Damped Linear Elastic Response Spectra for Periods Ranging from 0.01 to 10, Journal of Earthquake Spectra, 24[1]
- Cornel, C. H. (1968). Engineering seismic risk analysis. Bull. Seism. Soc. Am. 54
- Ghodrati Amiri, G., Motammed, R., and Rabet Eshaghi, H., 2003, Seismic hazard assessment of metropolitan Tehran, Iran, J. Earthquake Engineering, 7, 347-372.
- Kijko, A., and Sellevoll, M. A., (1992) Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files, Part II, incorporation of magnitude heterogeneity, Bull. Seism. Soc. Am., 82, 120-134.
- Schwartz, D. P. & Coppersmith, K. J., (1984), " Fault behavior and characteristic earthquakes: Examples from the Wasatch and San Andreas Fault Zones" Journal of Geophysical research. doi: 10.1029/JB089iB07p05681. ISSN: 0148-0227.
- Wells, D.L, and Coppersmith, K.J. (1994), New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement, B.S.S.A. 84[4], 974-1002
- Wilson, A. T. (1930). Earthquakes in Persian, Bull. School Oriental Stud. London. 6[1], 103-131.