



پهنه‌بندی خطر زمین لرزه شهر ارومیه و مناطق اطراف آن به روش احتمالاتی

فاطمه اصغری^۱، اکرم علیزاده^{۲*}، سیده راضیه صفری^۳

۱- کارشناسی ارشد تکتونیک، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه.

۲- دکتری تکتونیک، دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه.

۳- کارشناسی ارشد تکتونیک، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه.

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۱/۲۲

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۵/۳۱



چکیده

منطقه مورد مطالعه غرب دریاچه ارومیه، شهرستان ارومیه و مناطق اطراف آن را شامل می‌شود. در این تحقیق، به منظور تحلیل خطر زمین لرزه به روش احتمالاتی در این منطقه، از نرم افزارهای Ez-Frisk و kijko استفاده شده و دوره بازگشت زمین لرزه‌ها و ضرایب لرزه‌خیزی منطقه به روش گوتنبرگ-ریشتر توسط نرم افزار zmap محاسبه گردیده است. نتایج این بررسی‌ها نشان می‌دهد احتمال وقوع زمین لرزه‌های با بزرگای بالای ۶ ریشتر تا صد سال آینده، در حدود ۱۰ درصد است. همچنین، میزان بالای پارامتر لرزه‌خیزی b-value بیانگر فراوانی زمین لرزه‌های با بزرگای کم و نرخ لرزه‌خیزی بالای منطقه می‌باشد. نتایج تحلیل خطر زمین لرزه به روش احتمالاتی توسط نرم افزار Ez-Frisk برای چشمه‌های خطی و ناحیه‌ای لرزه‌زای اطراف شهر ارومیه به شعاع ۱۰۰ کیلومتر، نشان دهنده شتاب سنگ بستر به میزان $0.4g$ در دوره بازگشت ۴۷۵ سال است. ریز پهنه‌بندی خطر زمین لرزه در شهر ارومیه نیز نشان دهنده بیشترین شتاب در جنوب باختری و کمترین شتاب در خاور شهر ارومیه می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: لرزه زمین ساخت، تحلیل خطر زمین لرزه، Ez-Frisk، بیشینه شتاب افقی، شهر ارومیه

مقدمه

رخداد زلزله از جمله مخاطرات طبیعی می‌باشد که تخمین احتمال وقوع آن، می‌تواند در کاهش تلفات ناشی از زمین‌لرزه در هر منطقه، نقش مؤثری داشته باشد. با بهره‌گیری از مطالعات تخصصی می‌توان مناطق دارای توان لرزه‌زایی را شناسایی نموده و قبل از اجرای پروژه‌های عمرانی، تدابیر لازم را به منظور مقاوم‌سازی و ایمن‌سازی و در نتیجه کاهش خسارات مالی و جانی ناشی از وقوع زلزله اتخاذ نمود. رخداد زلزله، از علایم زمین‌ساخت فعال در یک منطقه می‌باشد، که حاکی از فعال بودن آن منطقه از نظر فعالیت‌های نوزمین‌ساختی است (Copley and Jackson, 2006). سرزمین ایران به دلیل واقع شدن در امتداد کمربند کوهزایی آلپ-هیمالیا از دیدگاه لرزه‌خیزی، دارای گسل‌های فعال فراوان است که باعث شده یکی از سرزمین‌های بسیار پر تکاپو به شمار آید (Berberian, 1981).

تاکنون مطالعاتی در زمینه تحلیل خطر زمین‌لرزه در منطقه ارومیه انجام شده است که از جمله آن‌ها می‌توان به موارد زیر اشاره نمود:

سناخوان و همکاران (۱۳۹۱)، به ارزیابی زمین‌ساختی و لرزه زمین‌ساختی منطقه نازلو واقع در باختر ارومیه پرداخته و وضعیت لرزه زمین‌ساختی، لرزه‌خیزی و تغییر روندهای ساختاری را در این منطقه، مورد بررسی قرار داده است. در مقاله (Alizadeh 2013)، گسل‌های فعال ارومیه بر روی عکسهای ماهواره‌ای منطقه ارومیه معرفی شده‌اند. وجدانی (۱۳۹۴)، فعالیت‌های لرزه زمین‌ساختی گسل سیلوانا در جنوب باختری ارومیه را مورد مطالعه قرار داده است. همچنین نصیری (۱۳۹۵)، خطر زمین‌لرزه‌ی منطقه شهری ارومیه را با استفاده از تحلیل‌های فضایی مورد ارزیابی قرار داده است. به طور کلی، هدف از انجام این تحقیق؛ تهیه نقشه لرزه‌زمین‌ساخت منطقه، معرفی چشمه‌های لرزه‌زای محدوده و ارزیابی امکان تجدید فعالیت آن‌ها، بررسی و تجزیه و تحلیل داده‌های تاریخی و دستگاهی زلزله‌های رخ داده در محدوده مورد مطالعه و همچنین، پهنه بندی میزان خطر زلزله‌های محتمل از تجدید فعالیت گسل و پیش‌بینی میزان بزرگ‌ا و شدت زمین‌لرزه‌های احتمالی آینده می‌باشد.

داده‌ها و روش مطالعه

گام نخست در این پژوهش، شناسایی چشمه‌های لرزه‌های

احتمالی گستره پیرامون ساختگاه، ساختمان یا سازه‌های مختلف می‌باشد. برای این منظور ابتدا نسبت به گردآوری کلیه اطلاعات زمین‌لرزه‌ای و زمین‌ساختی از گستره مورد مطالعه اقدام و پس از بررسی‌های مقدماتی با استفاده از نگاره‌های هوایی و تصاویر ماهواره داده‌های، صحت و سقم داده‌های زمین‌ساختی مورد بازنگری قرار گرفته و نقشه‌های مورد نظر تهیه گردید.

با بررسی رویداد زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی گسل‌های منطقه مورد مطالعه چگونگی فعالیت لرزه‌های آن‌ها در گذشته مورد پژوهش قرار گرفت.

در این مرحله از مطالعات تحلیل خطر زمین‌لرزه، چشمه‌های احتمالی لرزه‌زای منطقه شناسایی و مدل لرزه‌زمین‌ساختی از هندسه آن‌ها فراهم گردید. این مدل‌ها حالت ساده‌ای از هندسه پیچیده چشمه‌های لرزه‌ای (خطی و ناحیه‌ای) می‌باشند. با گردآوری داده‌های زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی امکان بررسی‌های آماری بر روی این داده‌ها فراهم شده و سرشت لرزه‌خیزی هر گستره و ویژگی‌های لرزه‌خیزی آن برپایه چگونگی رویداد زمین‌لرزه‌ها در آن گستره توصیف گردید.

برآورد پارامترهای جنبشی زمین به ویژه شتاب افقی آن، برای هر چشمه لرزه‌زای احتمالی، مرحله بعد در تحلیل میزان خطر زمین‌لرزه است. به منظور برآورد پارامتر جنبش نیرومند زمین در ساختگاه روابط کاهیدگی مناسب به کار گرفته شد. مرحله نهایی در این پژوهش، پهنه بندی لرزه‌ای منطقه مورد مطالعه است.

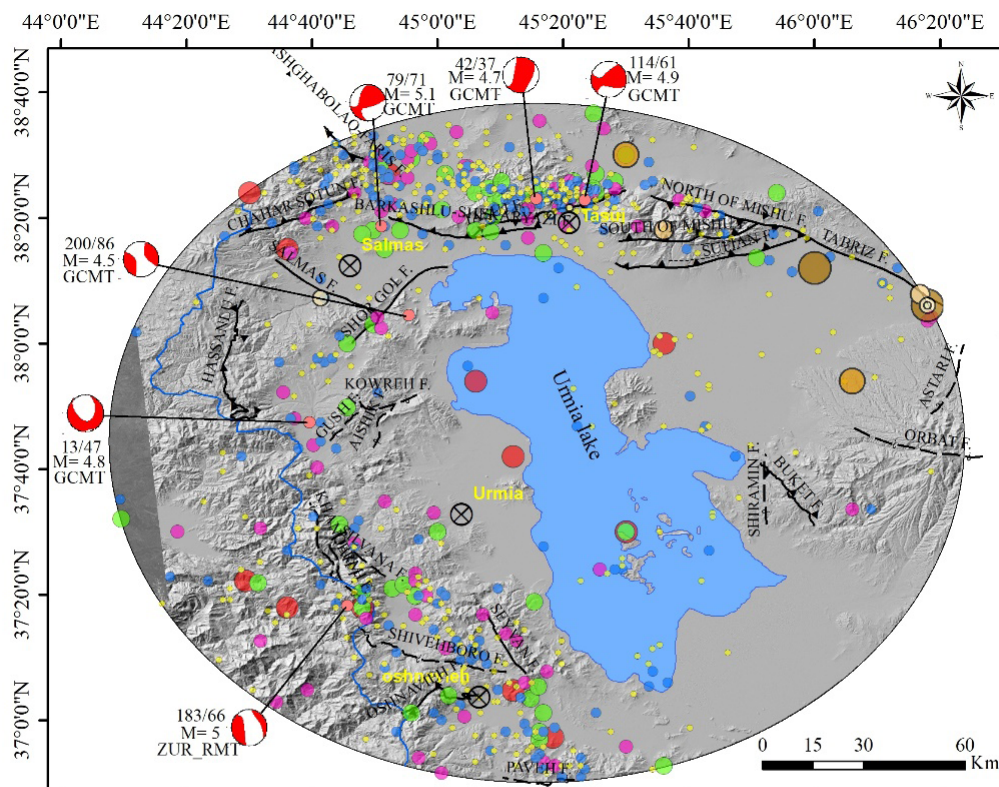
در صورتی که پهنه‌بندی لرزه‌ای برای گستره‌ی یک شهر یا شریان‌های حیاتی آن تهیه می‌شود، ضرورت دارد که در فاصله‌ی نقاطی برابر با ۵، ۲/۵ و ۱ کیلومتر از یکدیگر پارامترهایی نظیر شتاب جنبش نیرومند زمین را برای شالوده ساختمان یا سامانه شریان‌های حیاتی شهری تهیه نمود. تهیه نقشه پهنه‌بندی در این مقیاس را ریزپهنه‌بندی لرزه‌ای می‌نامند و باید شرایط ساختگاه در پارامترهای جنبش نیرومند زمین لحاظ شود (مالکی، ۱۳۸۳).

گسل‌های جنبنا در گستره مورد مطالعه

شناخت دقیق و کامل گسل‌ها، به ویژه گسل‌های کوتاه‌تر، گام نخست در راه بررسی لرزه‌زمین‌ساخت و خطر زمین‌لرزه گسلش در هر پهنه است. به منظور تحلیل خطر زمین‌لرزه، چند گسل مهم، برگرفته از مطالعات پیشین (شیخ‌الاسلامی

شمال خاوری دریاچه وان ترکیه) شاخه‌هایی در پیوند با این سامانه امتداد لغز راستگرد بزرگ می‌باشند، بر اساس آخرین داده‌های GPS (Djamoure et al., 2011) آهنگ لغزش راستگرد گسل شمال تبریز 7 ± 1 میلی متر در سال بدست آمده است. زمین‌لرزه‌های سهمگین ذیل در ارتباط با جنبش گسل شمال تبریز به وقوع پیوسته‌اند (Ambraseys and Melville, 1982): زمین‌لرزه سال ۸۵۸ میلادی، با بزرگی $M_s = 6.2$ زمین‌لرزه ۴ نوامبر ۱۰۴۲ میلادی، با بزرگی $M_s = 7.6$ ، زمین‌لرزه ۲۶ آوریل ۱۷۲۱ میلادی، با بزرگی $M_S = 7.7$ ، زمین‌لرزه ۷-۸ ژانویه ۱۷۸۰ میلادی، با بزرگی $M_S = 7.7$ ، زمین‌لرزه ۱۰ فوریه ۱۹۶۵ میلادی، با بزرگی $M_b = 5.1$.

و همکاران، ۱۳۹۳) برای ناحیه مورد بررسی آورده شده است. شکل ۱ نقشه لرزه‌زمین‌ساختی منطقه شامل گسل‌های مهم، زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی منطقه به همراه سازوکار کانونی ثبت شده برای برخی از زمین‌لرزه‌ها را نشان می‌دهد. گسل شمال تبریز (North Tabriz Fault) گسل شمال تبریز، مهم‌ترین عنصر ساختاری در این گستره است. بخشی از یک سامانه گسلی امتداد لغز راستگرد بزرگ که در شمال باختری ایران و خاور ترکیه جای دارد به نام گسل شمال تبریز معرفی شده است. این گسل از مرند (دامنه شمالی رشته کوه میشو) تا بستان آباد (خاور رشته بزقوش) با راستای شمال باختری- جنوب خاوری و به طول حدود ۲۰۰ کیلومتر امتداد دارد. گسل‌های گیلانو-سیه چشمه-خوی و گسل چالدران (در



Legend

Instrumental events	Historical events	Fault Type	City
2/5 <Mw < 2/8	5.3- 5.5	Remote Sensing Lineament	City
2/8 <Mw < 3/5	5.5 - 6.0	Reverse and Thrust	Border
3/5 <Mw < 4/3	6.0 - 6.5	Right Lateral	Lake
4/3 <Mw < 5/1	6.5 - 6.8	Unknown	Focal mec. location
5/1 <Mw < 7/1	6.8 - 7.7		Focal mec.



شکل ۱. نقشه لرزه‌زمین‌ساخت منطقه در شعاع ۱۰۰ کیلومتری از شهر ارومیه



گسل اشنویه (Oshnavieh Fault)

این گسل با طول حداقل ۲۰ کیلومتر، دارای سازوکار معکوس (بربریان و همکاران، ۱۳۶۶) می باشد که از بخش شمال باختری شهر اشنویه می گذرد. گسله اشنویه در بیشتر طول خود، مرز آمیزه های رنگین کرتاسه و سنگ آهک های کرتاسه بالایی را از سوی شمال با سنگ های دگرگونه آمفیولیت، گنیس و اسکارن پرکامبرین و توده های نفوذی دیوریت و گرانودیوریتی کم و بیش دگرگونه را در سوی جنوبی تشکیل می دهد. بر اساس توان لرزه خیزی، لرزه زای بوده و به نظر می رسد زمین لرزه های زیر در ارتباط با جنبش گسله اشنویه روی داده باشند: زمین لرزه ۱۹۸۱/۷/۲۳ (بزرگای سطحی ۶/۵)، پس لرزه ۱۹۸۱/۷/۲۳ (بزرگای حجمی ۶/۴ و بزرگای سطحی ۴)، پس لرزه ۱۹۸۱/۹/۱۴ (بزرگای حجمی ۴/۵ و بزرگای سطحی ۳/۵)، زمین لرزه ۱۹۸۱/۱۰/۲۸ (بزرگای حجمی ۴/۶)، زمین لرزه ۱۹۸۶/۵/۱۱ (بزرگای حجمی ۴/۶) و زمین لرزه ۱۹۸۶/۵/۲۱ (بزرگای حجمی ۴/۵) (بربریان و همکاران، ۱۳۶۶). بزرگترین زمین لرزه در امتداد آن، زمین لرزه ۲۳ جولای ۱۹۸۱ (بزرگای حجمی ۵/۶) بوده است.

گسله آستاری (Astari Fault)

با طول ۲۴ کیلومتر و راستای شمال خاور- جنوب باختر و با شیب به سوی شمال باختر، در جنوب شهر تبریز قرار دارد. سازوکار این گسل نامشخص است.

گسله ایشیک (Aishik Fault)

با راستای خم دار شمال خاور- جنوب باختر و با شیب به سوی شمال باختر، در جنوب شهرستان سلماس قرار دارد. طول این گسل ۱۵ کیلومتر می باشد.

گسله برکشلو-شکریازی (Barkashlu-Shekaryazi Fault)

این گسل در ۱۶ کیلومتری شمال خاوری سلماس در شمال دریاچه ارومیه به طول ۳۰ کیلومتر واقع است. دارای راستای خم دار به تقریب خاوری- باختری با شیب به سوی شمال می باشد. سازوکار گسله راندگی (بربریان، ۱۹۷۹) و راستالغز راست بر (خدابنده و همکاران، ۱۳۷۹) می باشد.

رسوبات سازند نئوژن قرمز بالایی و هزاردره (از سوی شمال) در راستای این گسله بر روی دشت (فرونشست ارومیه-سلماس) رانده شده اند. این گسله به روشنی رسوبات آبرفتی کواترنری را نیز بریده است. جنبش گسله برکشلو-شکریازی در پیوند با گسله های جنبای شمال باختر ایران در ناحیه آذربایجان یعنی گسله های شمال

تبریز، تسوج، شرفخانه و صوفیان و جنوب میشو است.

بزرگترین زمین لرزه رخ داده، زمین لرزه ۸ می ۱۹۳۰ (بزرگای سطحی ۶/۲) می باشد.

گسله بوکت (Buket Fault)

این گسل به طول ۲۵ کیلومتر و راستای شمال باختر- جنوب خاور و با شیب به سوی شمال خاور در حدود ۲۰ کیلومتری بخش خاوری دریاچه ارومیه واقع شده است. سازوکار این گسل راندگی بوده (قدیرزاده، ۱۳۸۱) و در بخش شمال باختر با گسل شیرامین برخورد کرده است.

گسله پیرانشهر (Piranshahr Fault)

این گسل در شمال خاور شهرستان پیرانشهر قرار دارد. طول کلی گسله با در نظر گرفتن پاره ای از بخش مرکزی آن که در خاک عراق قرار دارد، در حدود ۲۰۰ کیلومتر برآورد می شود. راستای این گسله شمال باختری- جنوب خاوری است. بزرگترین زمین لرزه های آن، زمین لرزه ۲۵ اکتبر ۱۹۷۰ پیرانشهر است.

گسله تسوج (Tasuj fault)

به طول ۶۱ کیلومتر (بربریان و همکاران، ۱۳۶۶) و ۴۷ کیلومتر (بهنام فر، ۱۳۸۱) در ۵ کیلومتری شمال شهر تسوج در شمال دریاچه ارومیه واقع است. دارای راستای شمال خاوری- جنوب باختری با شیب به سوی شمال باختر با سازوکار راندگی (بربریان و همکاران، ۱۳۶۶)، راستالغز چپ بر (بهنام فر، ۱۳۸۱) می باشد.

گسله جنوب میشو (South of Misho Fault)

در جنوب کوه های میشو در شمال باختر تبریز و جنوب باختر مرند واقع شده است. طول آن ۳۴ کیلومتر، ۴۸ کیلومتر (بهنام فر، ۱۳۸۱) با سازوکار معکوس (بربریان و همکاران، ۱۳۶۶)، راستالغز چپ بر همراه با مؤلفه شیب لغز معکوس (بهنام فر، ۱۳۸۱) است.

گسله جرمی (Jermi Fault)

به طول ۲۵ کیلومتر و راستای شمال باختر- جنوب خاور و با شیب به سوی خاور، در باختر شهرستان ارومیه واقع شده است. سازوکار این گسل نامشخص است.

گسله حسنلو (Hassanlu Fault)

به طول ۵۰ کیلومتر با راستای شمالی جنوبی و شیب به سوی خاور، در ۴۴ کیلومتری جنوب باختر شهرستان سلماس قرار دارد. سازوکار این گسله راندگی می باشد (سرتیپی، ۱۳۸۴).

گسله سلماس (Salmas Fault)



(۱۳۸۱) و ۳۲ کیلومتر (بربریان و همکاران، ۱۳۶۶) واقع است. راستای آن، به تقریب خاوری-باختری با شیب به سوی شمال می‌باشد. سازوکار این گسله، از نوع راندگی (بربریان و همکاران، ۱۳۶۶) است.

گسله قاشقابلاغ (Qashghabolag Fault)

به طول ۳۵ کیلومتر و با راستای شمال-باختر-جنوب خاور در باختر خوی قرار دارد. سازوکار این گسل از نوع راندگی بوده و شیب آن به سوی شمال خاور می‌باشد (رادفر و امینی، ۱۳۷۴).

گسله سیوان (Syvan Fault)

با راستای خاوری-باختری با شیب به سوی شمال و طول حدود ۲۰ کیلومتر، در ۱۱ کیلومتری شمال خاور شهرستان اشنوویه قرار دارد. سازوکار آن، راست‌لغز راست‌بر (نقی زاده، ۱۳۸۳) می‌باشد. این گسله سنگ‌های آذرین کرتاسه پسین را بصورت راست‌بر جابه‌جا کرده و از میان سنگ آهک‌های سازند روتنه نیز عبور کرده است.

زمین‌لرزه‌های تاریخی

به طور کلی داده‌های مربوط به زمین‌لرزه‌های تاریخی، در ایران به صورت منظم گردآوری نشده است. تاکنون کامل‌ترین مجموعه‌ای که از زمین‌لرزه‌های تاریخی پیش از سده بیستم گردآوری شده مربوط به آبرسیز و ملویل است.

این منبع براساس کتب تاریخی و سفرنامه‌ها و نوشته‌های اندک علمی تنظیم گردیده است. بطور کلی اطلاعات کمی نسبت به زمین‌لرزه‌های تاریخی موجود است. به همین علت از نظر جایگاه رویداد زمین‌لرزه و شدت و بزرگی آن دقت کمی وجود دارد و اطلاعات موجود سیمای کلی لرزه زمین‌ساختی منطقه را روشن می‌سازد. اطلاعات موجود از وضعیت زمین‌لرزه‌های زمان‌های دور (قبل از ۱۹۰۰ میلادی) کمک شایانی در ارائه مدلی از تکرار مجدد زمین‌لرزه‌هایی که دارای دوره بازگشت طولانی هستند، می‌باشد، بنابراین نقش مهمی در برآورد احتمال وقوع زمین‌لرزه‌های آتی خواهند داشت. زمین‌لرزه‌های تاریخی مورد استفاده در این مطالعه با استفاده از کاتالوگ بازسازی شده (موسوی بفرویی و همکاران، ۱۳۹۳) تهیه شده است.

زمین‌لرزه‌های دستگاهی

ثبت رخداد‌های لرزه‌ای در بازه زمانی مربوط به زمین‌لرزه‌های دستگاهی بهتر از زمین‌لرزه‌های تاریخی است، اگرچه این پیشرفت در دوره اول زمین‌لرزه‌های

این گسل دارای طول بیش از ۳۰ کیلومتر است. چنانچه درازای رودخانه تا روستای دریک به بخش شمال باختری گسله سلماس افزوده گردد و از سوی جنوب خاوری، گسله تا شمال خاوری زرین دشت ادامه داشته باشد، درازای آن به حدود ۴۰ کیلومتری رسد (بربریان و همکاران، ۱۳۶۶).

راستای آن، شمال باختر-جنوب خاور بوده و دارای سازوکار راست‌لغز راست‌بر (خدابنده و همکاران، ۱۳۷۹) می‌باشد. بزرگترین زمین‌لرزه ی رخ داده در راستای آن، زمین‌لرزه ۶ می ۱۹۳۰ سلماس (بزرگای سطحی ۷/۲) می‌باشد.

گسله سیلوانا (Silvana Fault)

در جنوب باختر ارومیه، به طول حدود ۱۲ کیلومتر دارای راستای شمال باختر-جنوب خاور با شیب به سوی شمال خاور می‌باشد.

گسله شورگل (Shor Gol Fault)

به طول ۳۳ کیلومتر و راستای جنوب باختر-شمال خاور و با شیب به سوی شمال باختر در ۷ کیلومتری جنوب خاور شهرستان سلماس قرار دارد. سازوکار این گسل نامشخص است.

گسل شمال میشو (North of Mishu Fault)

در شمال تبریز از صوفیان به سمت باختر که در یال شمالی کوه‌های میشو و در ۸۰ کیلومتری جنوب مرند قرار دارد. طول آن ۴۳ کیلومتر، ۶۵ کیلومتر (بهنام‌فر، ۱۳۸۱)، در راستای شمال باختر-جنوب خاور با شیب به سوی جنوب قرار گرفته است. سازوکار آن، معکوس-معکوس با مؤلفه راست‌لغز راست‌بر می‌باشد.

گسله شیوه برو (Shiveh boro Fault)

این گسل در حدود ۹ کیلومتری شمال باختر شهرستان اشنوویه قرار دارد. طول آن، حدود ۴۲ کیلومتر بوده و دارای راستای خاوری-باختری با شیب به سوی شمال می‌باشد. این گسله از میان آمیزه‌های رنگین و نیز مجموعه آمفیولیتی پر کامبرین گذر می‌کند.

گسله شیرامین (Shiramin Fault)

به طول ۲۱ کیلومتر، در ۱۳ کیلومتری بخش خاوری دریاچه ارومیه قرار دارد. دارای راستای شمالی-جنوبی بوده و از میان واحدهای شیلی کرتاسه پسین و نیز واحدهای سنگ آهک کرتاسه پیشین گذر می‌کند.

گسله صوفیان (Sufian Fault)

این گسل در شمال شهر شرفخانه، به طول: ۱۰ کیلومتر (بهنام‌فر،

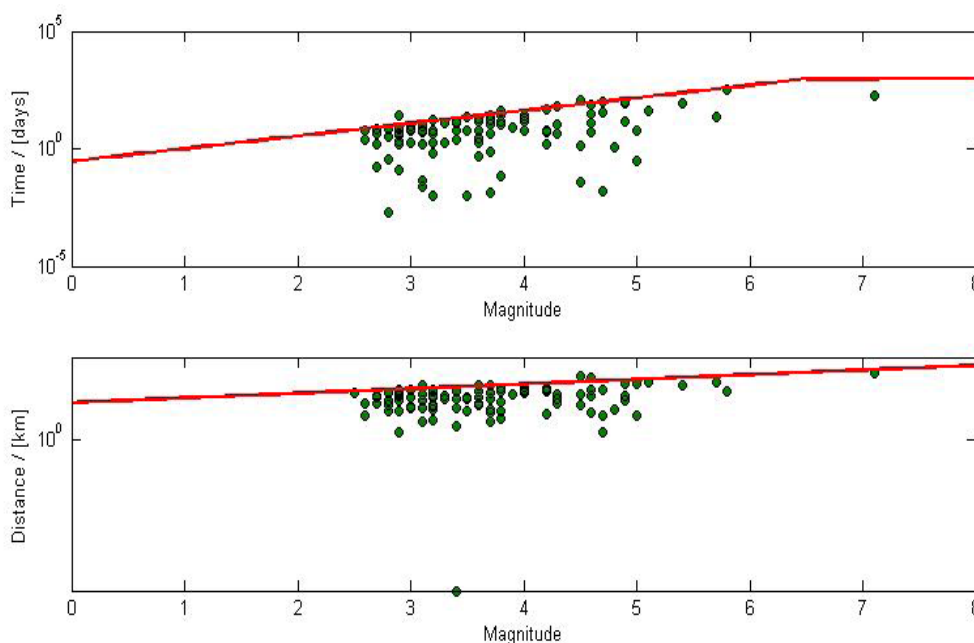


بحث

حذف رویدادهای وابسته در کاتالوگ

فرآیند تحلیل خطر لرزه‌ای با فرض پوآسونی بودن وقوع زمین لرزه‌ها (وقوع مستقل زمین لرزه‌ها) انجام می‌گیرد. اگرچه این فرض با سازوکار وقوع زلزله‌ها کاملاً سازگار نیست، اما به خاطر سادگی و کاربردی بودن آن در مطالعات تحلیل خطر استفاده می‌شود. در مطالعه حاضر روش (Gard-ner and Knopof (1974) مورد استفاده قرار گرفته است. در این روش ۱۰۴ دسته زمین لرزه وابسته تشخیص داده شده است که در نهایت ۲۴۷ زمین لرزه از کاتالوگ حذف کرده است. هیستوگرام شکل ۲ نتایج به دست آمده از تعداد باقی مانده رویدادها در کاتالوگ پس از حذف رویدادهای وابسته را نشان می‌دهد.

دستگاهی به آرامی صورت گرفته (Ambraseis and Jackson, 1998) وقایع ثبت شده برای این دوره زمانی، سطح خطای بالایی در تعیین عمق و بزرگای زمین لرزه‌ها دارد اما با افزایش شبکه‌های لرزه نگاری، بعد از سال ۱۹۶۳ بهبود یافت. در این مطالعه، کاتالوگ زمین لرزه‌ها را برای سال‌های ۱۹۰۰ تا ۲۰۱۲ از کاتالوگ بازسازی شده زمین لرزه‌های ایران بر اساس مطالعه موسوی بفرویی و همکاران (۱۳۹۳) و برای سال‌های ۲۰۱۲ تا ۲۰۱۹ از پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله استفاده شده است. شکل ۱ نقشه لرزه زمین ساخت و توزیع رومرکزی زمین لرزه‌ها و گسل‌های فعال در شمال باختری ایران را به تصویر می‌کشد.



شکل ۲. نمودارهای پنجره‌های مکانی و زمانی روش حذف رویدادهای وابسته به روش گاردنر نوپوف (۱۹۷۴)

عنوان راهنما در توصیف و تعیین چشمه‌های بالقوه زمین لرزه در برآورد خطر زمین لرزه نقش کلیدی ایفا میکند و بنابراین لازم است که عدم قطعیت موجود در این پارامترها در مراحل مختلف اینگونه مطالعات مدنظر قرار گیرد. ارزیابی عدم قطعیت رومرکز تعیین شده برای زمین لرزه‌های تاریخی ایران موضوع پیچیده‌ای است. در بیشتر موارد مختصات مرکز شهرها به عنوان مرکز زمین لرزه تعیین شده است که موجب خطاهای قابل توجه در موقعیت زمین لرزه‌ها شده

لحاظ عدم قطعیت‌ها در بزرگا و مختصات مکانی کاتالوگ

تعداد کم ایستگاه‌های لرزه‌نگاری، توزیع ضعیف ایستگاه‌ها و نامناسب بودن مدل‌های سرعت برای قسمت‌های مختلف ایران به عدم قطعیت‌های چشمگیری در پارامترهای مختلف (بزرگی، رومرکز و عمق کانون) تعیین شده منجر شده است. بزرگی زمین لرزه به عنوان عنصر اصلی در تعیین پارامترهای لرزه‌خیزی و مختصات جغرافیایی رومرکز زمین لرزه‌ها به



می‌دهد که عدم قطعیت برای زمین‌لرزه‌های تاریخی از ۰/۴ در بهترین حالت تا ۰/۵ واحد بزرگی تغییر می‌کند. در نظر گرفتن عدم قطعیت‌های قابل ملاحظه داده‌های تاریخی، نقش قابل توجهی در تعیین پارامترهای لرزه‌خیزی دارد. به عنوان یک جمع بندی برای ارائه عدم قطعیت رو مرکزی جدول ۱ می‌تواند برای برآورد عدم قطعیت‌های موجود در تعیین محل رومرکز زلزله بر اساس بزرگا و زمان رخداد مورد استفاده قرار گیرد.

همچنین با توجه به آنچه در مورد عدم قطعیت‌ها ذکر گردید می‌توان بیان کرد که عدم قطعیت‌های موجود در بزرگای ثبت شده مربوط به داده‌های تاریخی و داده‌های دستگاهی یکسان نیست و به طور خلاصه و به عنوان جمع‌بندی برای داده‌های تاریخی این عدم قطعیت را می‌توان برابر ۰/۵ واحد بزرگا، برای داده‌های دستگاهی پیش از سال ۱۹۶۴ میلادی برابر ۰/۳ و برای داده‌های دستگاهی پس از سال ۱۹۶۴ میلادی برابر ۰/۱ واحد در نظر گرفت.

است. مطالعات انجام شده توسط (Mirzaei et al., 1997) حداقل خطای ۳۰ کیلومتر را برای زمین‌لرزه‌های تاریخی تعیین نموده‌اند که گاه‌آین خطا تا ۲۰۰ کیلومتر در برخی زمین‌لرزه‌های تاریخی گزارش شده مشاهده می‌شود. این میزان خطا برای زمین‌لرزه‌های دستگاهی ثبت شده توسط مراجع بین‌المللی مانند ISC، NEIC و USGS که معتبرترین مراکز برای تعیین پارامترهای زمین‌لرزه‌ها هستند برای زمین‌لرزه‌های $M_s > 6$ ، ۱۰ کیلومتر و برای زمین‌لرزه‌های $M_s > 5$ ، ۱۵ کیلومتر می‌باشد (Mirzaei et al., 1997).

همچنین در مورد عدم قطعیت در بزرگای زمین‌لرزه‌ها باید عنوان کرد، فرمول‌هایی که برای تعیین بزرگی زمین‌لرزه‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرند به طور تجربی با ساده کردن فرآیندهای پیچیده‌ای که در چشمه روی می‌دهد بدست آمده است. در بررسی‌های ارائه شده توسط کازهارا (۱۹۸۵) مشخص شده که تعیین بزرگی در بهترین شرایط ۰/۲ تا ۰/۳ واحد بزرگی خطا دارد.

مطالعات انجام شده توسط (Mirzaei et al., 1997) نشان

جدول ۱. عدم قطعیت در تعیین محل رومرکز زلزله (بر حسب کیلومتر)

بزرگای M_w					دوره زمانی میلادی
۳-۴	۴-۵	۵-۶	۶-۷	بزرگتر از ۷	
-	-	۷۵-۵۰	۵۵-۳۵	۵۰-۳۰	پیش از ۱۸۰۰
-	۷۰-۵۰	۵۰-۳۰	۴۵-۲۵	۴۰-۲۰	از ۱۸۰۰ تا ۱۹۱۸
-	-	-	۱۸	۱۲	از ۱۹۱۸ تا ۱۹۶۴
-	۹,۵	۶,۵	۵,۴	۵,۵	از ۱۹۶۴ تا ۱۹۸۰
۱۳,۵	۸,۵	۴	۴	۳,۵	پس از ۱۹۸۰

به صورت پایدار بوده و نرخ رویدادها در یک بازه بزرگا در دوره مورد نظر ثابت است:

$$n = N / \Delta N \quad (1) \text{ رابطه}$$

n نرخ متوسط رویدادها و N تعداد تجمعی رویدادها در بازه بزرگا و زمانی مورد نظر می‌باشد. در واقع تعیین بزرگای ناکاملی داده‌ها یکی از پارامترهای مهم در هنگام تعیین پارامترهای لرزه‌خیزی به ویژه مقدار b در رابطه گوتنبرگ-ریشتر می‌باشد که در صورت عدم تعیین آن می‌تواند موجب خطا در تعیین مقدار پارامترهای لرزه‌خیزی گردد که معمولاً در صورت عدم تعیین این بزرگی مقدار b (b-value) کمتر از حالت واقعی خود

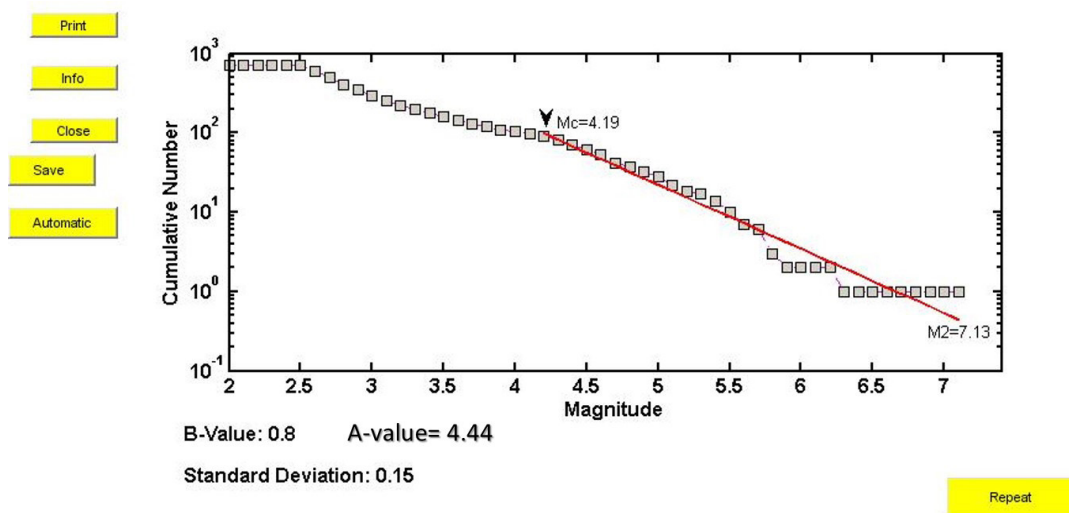
ارزیابی کامل بودن کاتالوگ (محاسبه بزرگای ناکاملی)

پس از تجمیع اطلاعات تاریخی و دستگاهی، میزان قابلیت اعتماد و کامل بودن کاتالوگ باید مورد ارزیابی قرار گیرد. به دلیل عدم گزارش زلزله‌های کوچک در منابع تاریخی و دوره‌های آغازین داده‌های دستگاهی، غیرکامل بودن کاتالوگ لرزه‌ای برای یک منطقه همواره وجود دارد. به دلیل اینکه کاتالوگ موجود بازه زمانی طولانی را در بر می‌گیرد، ناهمگنی‌های زمانی و مکانی را در بر دارد. برای محاسبه کامل بودن کاتالوگ از روش استپ (method stepp) استفاده می‌شود. در این روش فرض بر این است که زمین‌لرزه‌های موجود در یک دوره زمانی

و جهت تعیین پارامترهای لرزه‌خیزی آماده گردیدند. مقدار M_c در این بررسی بزرگای ۴/۲ به دست آمده است و معادله خطی لگاریتمی گوتنبرگ-ریشتر پس از محاسبه بزرگای ناکاملی قابل محاسبه است.

محاسبه بزرگای ناکاملی توسط نرم افزار Zmap بطور اتوماتیک قابل محاسبه است ولی اگر به علت ناهمگنی داده‌ها دو محدوده مختلف برای نمودار لگاریتمی تجمعی-بزرگامشاهده گردد، می‌توان با توجه به تجربه خود از لرزه‌خیزی منطقه مورد مطالعه، محل خط رگرسیون را بصورت دستی نیز تغییر داده تا مقدار بزرگای ناکاملی صحیح‌تری حاصل شود.

دیده می‌شود. اگر کاتالوگ زمین‌لرزه‌ها کامل نباشد یعنی نتوانسته باشد تمامی رویدادهای به وقوع پیوسته را از نظر بزرگی و محل رویداد ثبت نماید در هنگام ترسیم رابطه گوتنبرگ-ریشتر مشاهده می‌شود که از بزرگای خاصی به بعد داده‌ها از حالت خطی پیروی نمی‌کنند که این نقطه بیانگر آستانه بزرگی ناکاملی داده‌ها می‌باشد. این اتفاق برای کاتالوگ‌های قدیمی که ایستگاه‌های ثبت رکوردها کم بوده و گزارشات ناقص ارائه می‌شدند بیشتر مشهود بوده و این سطح آستانه بزرگتر تعیین می‌گردد. در شکل ۳ چگونگی تعیین M_c آورده شده است. در نهایت تمامی زمین‌لرزه‌های کوچک‌تر از این مقدار برای بازه‌های مختلف زمانی حذف

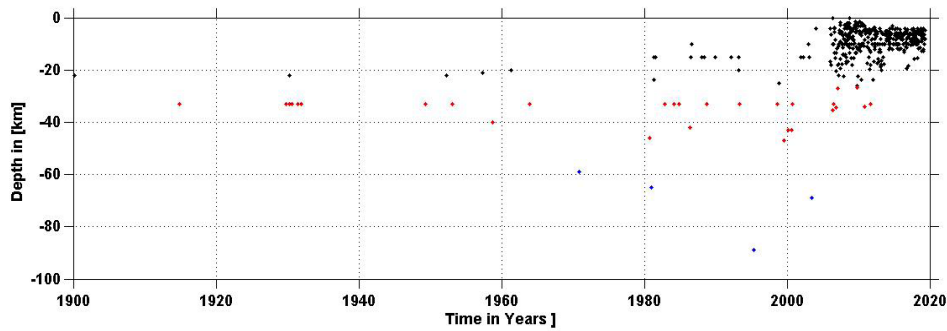


شکل ۳. محاسبه بزرگای ناکاملی و تعیین پارامترهای لرزه‌خیزی بر اساس روش گوتنبرگ-ریشتر

است، بعد در نظر گرفته شده است. همانطور که در نمودار فراوانی تجمعی عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۴) مشخص است، اکثر زمین‌لرزه‌های رویداده در این منطقه دارای عمقی کمتر از ۴۰ می‌باشند و با توجه به نمودار توزیع تجمعی مشاهده می‌گردد که اکثر زمین‌لرزه‌ها دارای عمق کانونی کمتر از ۲۰ کیلومتر می‌باشند که این نتیجه با توجه به تحقیقات اخیر صورت گرفته به خصوص پس از افزایش شبکه‌های داخلی از سال ۲۰۰۴ میلادی به بعد درست به نظر می‌رسد. در شکل ۴ نحوه توزیع عمق زمین‌لرزه‌ها نسبت به سال در سایت مورد مطالعه آورده شده است. همانطور که مشاهده می‌شود اکثر زمین‌لرزه‌های بعد از افزایش شبکه‌های داخلی دارای عمق کانونی ۵ تا ۳۰ کیلومتر می‌باشند.

ژرفای کانونی زمین لرزه‌ها

ژرفای کانونی یکی از پارامترهای زمین‌لرزه است که با خطای قابل ملاحظه‌ای همراه است. این خطا بستگی به چگالی ایستگاه‌های لرزه‌نگاری در منطقه و همچنین روش‌های مورد استفاده در تعیین ژرفا دارد. برای تعدادی از زمین‌لرزه‌های جمع آوری شده در کاتالوگ ژرفای کانونی گزارش نشده است. لذا برای تکمیل ژرفای کانونی برای این رویدادها مدل لرزه زمین ساختی برای زمین‌لرزه‌ها در این ناحیه بایستی مورد توجه قرار گیرد. بدین منظور ابتدا براساس ژرفای کانونی گزارش شده برای زمین‌لرزه‌ها توزیع تجمعی زمین‌لرزه‌ها مورد بررسی قرار گرفته است. بررسی توزیع تجمعی برای کل بازه کاتالوگ انجام شده است. با توجه به اینکه ژرفای کانونی دارای خطای بالایی برای قبل از ۱۹۶۳



شکل ۴. توزیع عمق کانونی زمین لرزه‌ها نسبت به زمان

روش کیکو

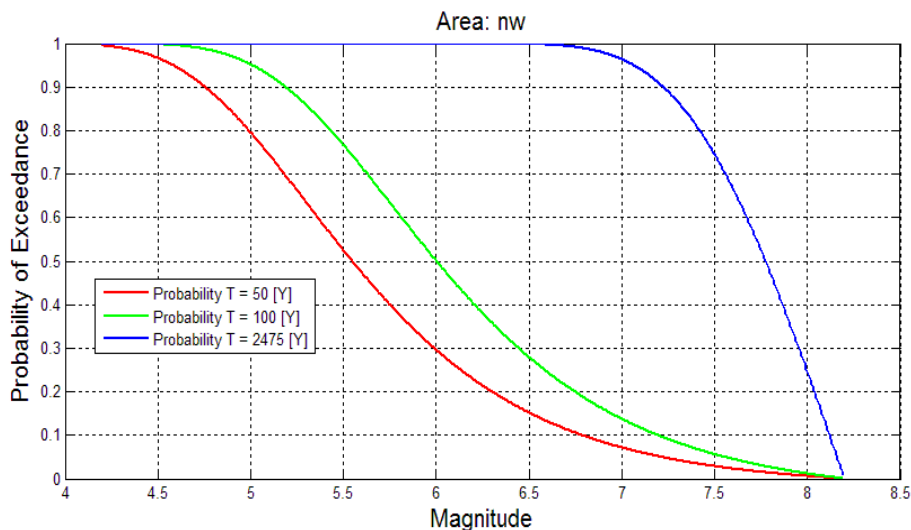
به صورت متفاوت برای هر دسته وجود دارد. همچنین می‌توان اثر نبوده‌های لرزه‌ای و یا کمبود اطلاعات را به نحوی در محاسبات وارد نمود. پارامترهای لرزه خیزی برآورد شده، شامل حداکثر بزرگای زمین لرزه (M_{max})، ضریب β و آهنگ سالیانه λ در گستره ۱۰۰ کیلومتری به

روش کیکو عبارت است از:

$$M_{max} = 7.60, \beta = 1.7, \lambda = 0.98$$

احتمال رویداد یا دوره بازگشت زمین لرزه‌ها مورد دیگری است که توسط این نرم افزار محاسبه می‌شود. همانطور که در نمودارهای بدست آمده مشاهده می‌شود دوره بازگشت با افزایش بزرگا افزایش می‌یابد و احتمال رویداد زمین لرزه در یک بازه زمانی مشخص کاهش می‌یابد. بطور مثال در بازه زمانی ۱۰۰ ساله احتمال رویداد زمین لرزه با بزرگی ۶، ۵۰ درصد است (شکل ۵).

روش ارائه شده توسط Kijko and Sellevoll (۱۹۹۲)، دارای قابلیت‌های سودمندی در بکارگیری فهرست زمین لرزه‌های آمیخته و ناهمگون می‌باشد که مناسب با خصوصیات داده‌های لرزه‌ای ایران است. توابع استفاده شده در برنامه کیکو شامل تابع توزیع برآزش مقادیر نهائی برای زمین لرزه‌های پیش از سده بیستم که اغلب بزرگ ولی دارای خطای بالا می‌باشند و تابع توزیع دو کراندار گوتنبرگ-ریشتر برای زمین لرزه‌های ثبت شده دستگاهی و بکارگیری روش آماری تخمین بیشینه درست نمائی می‌باشد. در این روش همچنین توابع بکارگیری توام زمین لرزه‌های تاریخی و ثبت شده دستگاهی با انجام دسته‌بندی‌های مناسب با در نظر گرفتن خطای بزرگا، بزرگای آستانه و بزرگای حداکثر



شکل ۵. نمودار دوره بازگشت زمین لرزه‌ها در منطقه مورد مطالعه

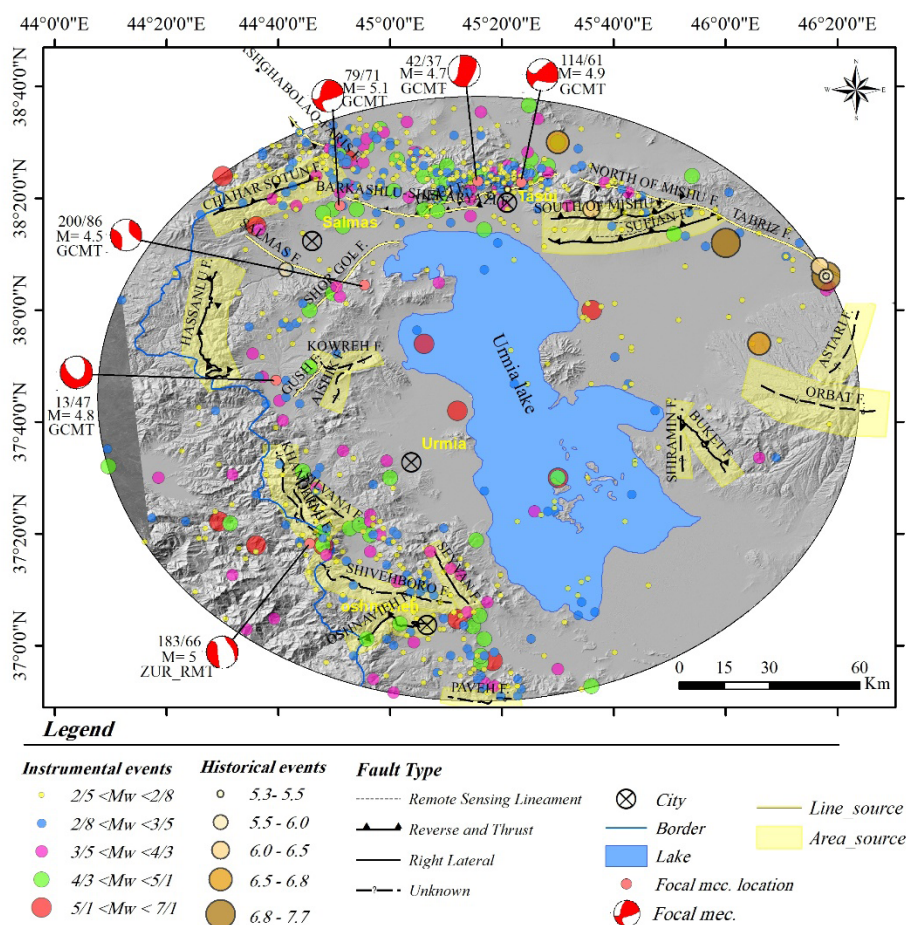
چشمه بالقوه زمین لرزه

سرچشمه‌های لرزه‌ای مناطقی هستند، که از نظر توان لرزه‌زایی با مناطق مجاور اختلاف دارند. الگوی لرزه‌خیزی و مکانیسم گسل‌ها نقش بسیار مهمی در تعیین این چشمه‌ها ایفا می‌کند. در این مطالعه، برای گسل‌هایی که گسترش آن‌ها واضح و اطلاعات کافی از هندسه گسلش موجود است، چشمه لرزه‌ای را به صورت خطی در نظر گرفته و در غیر این صورت منطقی نیست که این گسل‌ها را به صورت چشمه‌های خطی در نظر بگیریم. بدین منظور سرچشمه‌های لرزه‌ای را به صورت ناحیه‌ای مشخص کرده که بتوان تمامی ناحیه تصویر شده گسل را پوشش دهد. در این تحقیق ۸ چشمه خطی و ۱۷ چشمه پهنه‌ای مشخص شده است که چشمه‌های خطی منطقه شامل: گسل تسوج، شکر یازی، قاشق‌بلاغ، شورگل، سلماس، تبریز، شمال میشو و اشنویه است (شکل ۶).

روابطه کاهندگی و بررسی انطباق آنها با ناحیه مورد مطالعه

در مطالعات تحلیل خطر زمین لرزه انتخاب رابطه کاهندگی بایستی مطابق با خصوصیات لرزه‌زمین‌ساختی منطقه مورد مطالعه باشد. در صورتی که برای ناحیه مورد مطالعه داده‌های شتاب‌نگاری وجود نداشته باشد، می‌توان از روابط کاهندگی که شرایط لرزه زمین‌ساختی ناحیه مربوط به این روابط نزدیک به شرایط لرزه زمین‌ساختی ناحیه مورد نظر باشد استفاده نمود. به منظور برآورد بیشینه شتاب به روش احتمالی در نرم افزار Ez-Frisk روابط کاهندگی زیر در مولفه افقی انتخاب گردید:

- Abrahamson-Silva (2008) NGA
- Boore-Atkinson (2006) NGA
- (Boore-Joyner-Fumal (1997
- Somerville (2001) USGS 2002
- Boore-Atkinson (2008) NGA
- Campbell-Bozorgnia (2008) NGA



شکل ۶. چشمه‌های پهنه‌ای و خطی تعیین شده به همراه سازوکار کانونی زمین لرزه‌های بررسی شده در شعاع ۱۰۰ کیلومتری شهر ارومیه



بزرگای بیشینه

بزرگای تعیین شده در روابط تجربی نوروزی (Nowroozi, 1985)، ولز کورس‌سمیت (Wells and Coppersmith, 1994)، آمبرسیز و جکسون (Ambraseys and Jackson, 1998)، قاسمی و همکاران (Ghassemi et al., 2014) و همچنین در نظر گرفتن بیشینه بزرگای مشاهده‌ای با ضرائب یکسان در نظر گرفته شده است. لازم به ذکر است در مواردی که متوسط بزرگای از بزرگای مشاهده‌ای کمتر بوده، بزرگای مشاهده‌ای به عنوان بیشینه بزرگای در نظر گرفته شده است. در جدول ۲ بزرگای محاسبه شده برای روابط تجربی مورد استفاده در این مطالعه را نمایش می‌دهد.

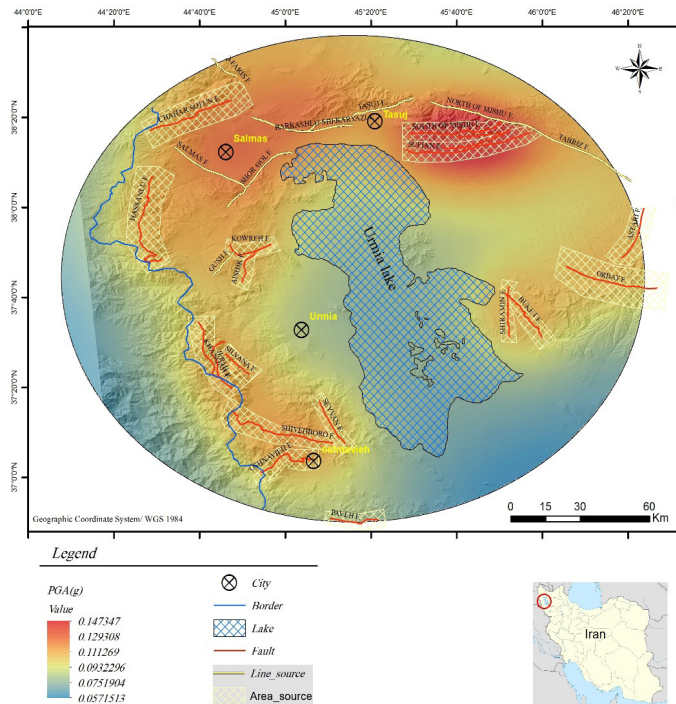
یکی از اساسی‌ترین پارامترهای تاثیر گذار در برآورد پارامترهای جنبش زمین، بزرگای زمین لرزه‌ها است. بعد از مشخص شدن چشمه‌های لرزه‌زا، برای هر یک از این چشمه‌ها بیشینه بزرگای در نظر گرفته شد. با توجه به ارتباط بزرگای زلزله‌ها با پارامترهای گسیختگی مانند مقدار جابجایی گسل (Wells and coppersmith, 1994) بیشینه بزرگای زلزله برای چشمه‌های لرزه‌ای را میتوان با استفاده از روابط تجربی بین بزرگای و طول گسل تخمین زد. در این مطالعه بیشینه بزرگای در نظر گرفته شده برای هر چشمه لرزه‌ای، میانگین

جدول ۲. محاسبه بزرگای بیشینه برای چشمه‌های خطی در این مطالعه

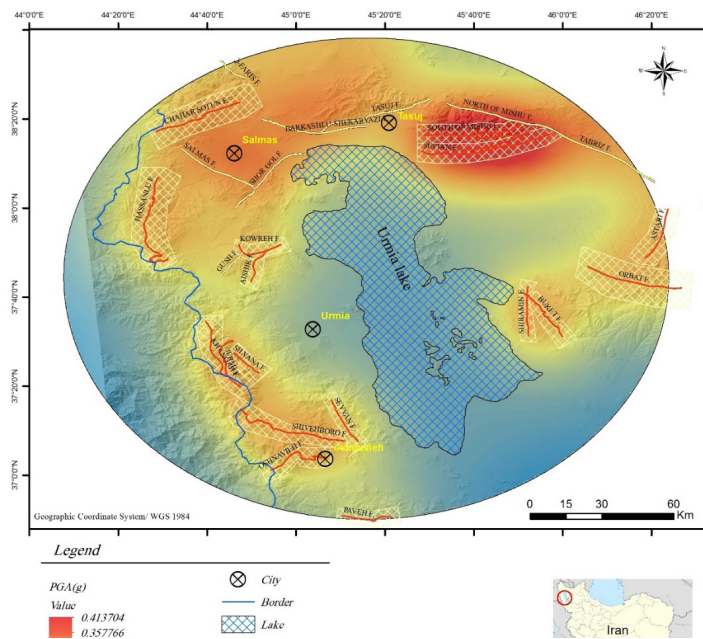
Fault Zone Name	Fault Length	Observed Mmax	Rupture (Km)	Nowroozi (۱۹۸۵)	Wells and Coppersmith (۱۹۹۴)	Ambraseys and Jackson (۱۹۹۸)	Ghasemi et all (۲۰۱۴)	Mean Emprical (Mmax)	Final Mmax
Line Source	Tasuj	۴۱,۱	۵,۵	۲۰,۵۳۹	۶,۶	۶,۶	۶,۷	۶,۶	۶,۶
	Shekaryazi	۳۶,۲	۶,۲	۱۸,۰۹۹	۶,۶	۶,۵	۶,۶	۶,۶	۶,۶
	Qashghabolaq	۳۴,۷	۵,۱	۱۷,۳۴۷	۶,۵	۶,۵	۶,۶	۶,۵	۶,۵
	Shor Gol	۳۳,۲	۴,۶	۱۶,۶۱۱	۶,۵	۶,۵	۶,۶	۶,۵	۶,۵
	Salmas	۳۰,۰	۷,۱	۱۵,۰۰۱	۶,۵	۶,۴	۶,۵	۶,۵	۷,۱
	Tabriz	۴۸,۵	۷,۳	۲۴,۲۷۵	۶,۷	۶,۷	۶,۷	۶,۷	۷,۳
	N of Mishu	۴۲,۲	۷,۷	۲۱,۱۲۲	۶,۶	۶,۶	۶,۷	۶,۶	۷,۷
	Gush	۱۳	۴,۸	۶,۵	۶,۰	۶,۰	۶,۲	۶,۱	۶,۱
Area Source	ChaharSotun	۳۸	۴,۰	۱۹	۶,۶	۶,۶	۶,۶	۶,۶	۶,۶
	Aishik	۱۳	۴,۰	۶,۵	۶,۰	۶,۰	۶,۲	۶,۱	۶,۱
	Kowreh	۱۸	۴,۰	۹	۶,۲	۶,۲	۶,۲	۶,۴	۶,۲
	Buket	۲۴	۴,۳	۱۲	۶,۳	۶,۳	۶,۴	۶,۵	۶,۴
	Shiramin	۲۵	۴,۰	۱۲,۵	۶,۴	۶,۴	۶,۴	۶,۵	۶,۴
	Orbat	۳۹	۴,۰	۱۹,۵	۶,۶	۶,۶	۶,۶	۶,۶	۶,۶
	Astari	۲۹	۴,۰	۱۴,۵	۶,۴	۶,۴	۶,۵	۶,۵	۶,۵
	Paveh	۲۱	۴,۸	۱۰,۵	۶,۳	۶,۳	۶,۳	۶,۴	۶,۳
	Oshnavieh۱	۱۳	۵,۸	۶,۵	۶,۰	۶,۰	۶,۱	۶,۲	۶,۱
	Oshnavieh۲	۱۲	۵,۸	۶	۶,۰	۶,۰	۶,۰	۶,۲	۶,۰
	Seyvan	۲۵	۴,۴	۱۲,۵	۶,۴	۶,۴	۶,۴	۶,۵	۶,۴
	Shivehboro	۴۲	۵,۴	۲۱	۶,۶	۶,۶	۶,۶	۶,۷	۶,۶
	S of Mishu	۴۰	۵,۰	۲۰	۶,۶	۶,۶	۶,۶	۶,۷	۶,۶
	Sufian	۴۷	۴,۸	۲۳,۵	۶,۷	۶,۷	۶,۷	۶,۷	۶,۷
	Hassanlu	۴۳	۴,۰	۲۱,۵	۶,۶	۶,۶	۶,۶	۶,۷	۶,۷
Silvana	۱۶	۴,۵	۸	۶,۱	۶,۱	۶,۲	۶,۳	۶,۲	
Khanghah	۳۵	۵,۴	۱۷,۵	۶,۵	۶,۵	۶,۵	۶,۶	۶,۶	

PGA روی سنگ بستر با ۱٪ میرایی در محدوده شهر ارومیه برای دوره بازگشت ۵۰ سال (شکل ۷) و ۴۷۵ سال (شکل ۸) در مجموعه نقاط شبکه بندی شده در فواصل $0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$ ترسیم شده است.

شتاب افقی حاصل از چشمه های لرزه زار در منطقه مورد مطالعه در این مطالعه بیشینه شتاب حاصل از جنبش زمین (PGA) در دوره بازگشت های مختلف برآورد شده است. به منظور بررسی تغییرات پارامتر شتاب، نقشه خطر زمین لرزه برای



شکل ۷. نقشه پهنه بندی شتاب مؤلفه افقی حاصل از چشمه های تعیین شده برای دوره بازگشت ۵۰ سال

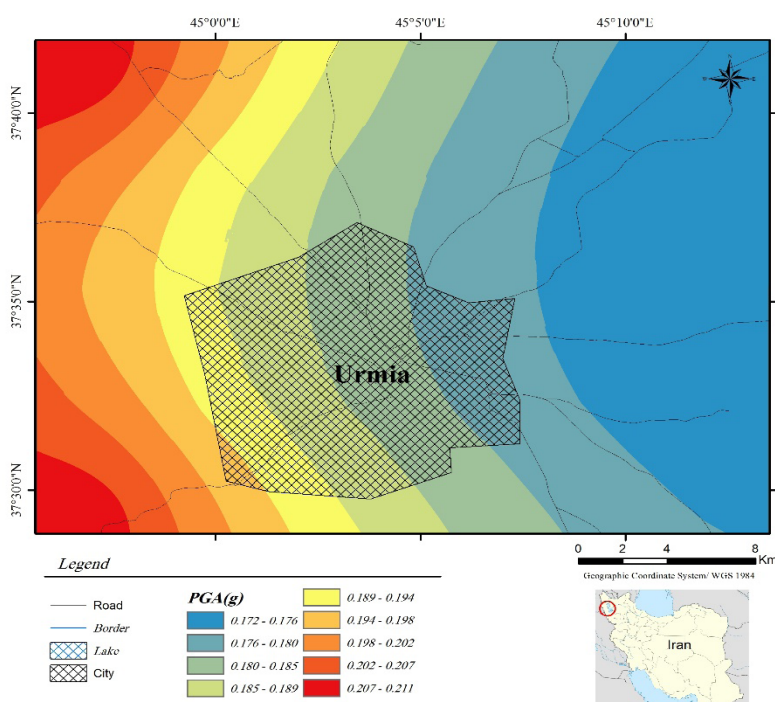


شکل ۸. نقشه پهنه بندی شتاب مؤلفه افقی حاصل از چشمه های تعیین شده برای دوره بازگشت ۴۷۵ سال

توجه به شتاب تعیین شده برای محدوده شهر ارومیه، این ناحیه به ۴ ریزپهنه تقسیم شده است (شکل ۹). همانطور که ملاحظه می‌گردد، مقادیر شتاب در این محدوده برای PGA از ۰,۱۷ در شرق تا ۰,۲ در جنوب‌باختر متغیر است. باید توجه داشت، مقادیر شتاب در سراسر هر پهنه تعیین شده یکسان است. بنابراین می‌توان شهر ارومیه را یکی از شهرهای با خطر متوسط معرفی کرد.

ریزپهنه‌بندی خطر زمین‌لرزه در شهر ارومیه

با توجه به بیشینه شتاب برآورد شده در تحلیل خطر احتمالی برای مؤلفه افقی در محدوده شهر ارومیه، ریزپهنه‌بندی در این گستره صورت گرفته است. در شکل ۹ نقشه خطر زمین‌لرزه برای PGA روی سنگ بستر با ۱٪ میرایی برای دوره بازگشت ۴۷۵ سال در مجموعه نقاط شبکه‌بندی شده در فواصل $0,05^\circ \times 0,05^\circ$ انجام شد. با



شکل ۹. نقشه ریزپهنه‌بندی خطر زمین‌لرزه در محدوده شهر ارومیه در دوره بازگشت ۴۷۵ سال

۵۰ درصد و در ۴۷۵ سال آینده ۱۰۰ درصد است.
 ۳- با توجه به نتایج تحلیل احتمالاتی خطر به روش Ez-Frisk در محدوده مورد مطالعه بخش شمال شرقی منطقه در محدوده گسل تبریز، شمال و جنوب میشو و صوفیان دارای بیشترین شتاب در دوره بازگشت ۴۷۵ سال و در حدود $0,4g$ است و کمترین میزان شتاب افقی زمین در دوره بازگشت ۴۷۵ سال مربوط به منطقه میانی محدوده مطالعاتی و شرق شهر ارومیه بوده و در حدود $0,13g$ است.
 ۴- نقشه ریزپهنه‌بندی خطر زمین‌لرزه در محدوده شهر ارومیه در دوره بازگشت ۴۷۵ سال بیانگر خطر متوسط تا ضعیف زمین‌لرزه در این شهر می‌باشد و میزان PGA از $0,17g$ در شرق تا $0,2g$ در جنوب غرب شهر ارومیه متغیر است که به علت تأثیر پذیری از گسل فعال سیلوانا می‌باشد.

نتیجه‌گیری

این تحقیق با هدف بررسی‌های لرزه‌زمین‌ساختی شهر ارومیه و مناطق اطراف آن انجام و نتایج زیر حاصل گردید:
 ۱- فرمول لرزه‌خیزی منطقه که از روی نمودار زلزله- فراوانی تجمعی داده‌های اصلاح شده به دست آمد برابر است با:

$$\log(N) = (M)4.44 - 0.8$$

$$\log(N) = (M)4.44 - 0.8$$
 همچنین، ضریب b که ضریب لرزه‌خیزی منطقه است برابر با $0,8$ است و زیاد بودن مقدار b به معنای کم بودن تعداد زمین‌لرزه‌های با بزرگای بالا و زیاد بودن تعداد زمین‌لرزه‌های با بزرگای کم در منطقه است. ضریب a که نشان دهنده توان لرزه‌خیزی منطقه است برابر با $4,44$ است.
 ۲- احتمال رویداد زمین‌لرزه به بزرگی ۶ در ۱۰۰ سال آینده



منابع:

- بربریان، م.، قرشی، م.، شهرابی، م. ۱۳۶۶. پژوهش و بررسی لرزه زمین ساخت کاربردی و خط زمین لرزه- گسلش در گستره دریاچه تکنونیک ارومیه و چگونگی زایش آن. سازمان زمین شناسی کشور. بهنام‌فر، ح.ر.، ۱۳۸۱. بررسی و تحلیل فعالیت‌های لرزه‌زمین‌ساختی در منطقه تسوج، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز، دانشکده علوم پایه. خدابنده، ا.ا.، امینی فضل، ا.، سهیلی، م.، ۱۳۷۹. نقشه زمین شناسی چهارگوش تسوج، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- رادفر، ج.، امینی، ب. ۱۳۷۴، نقشه زمین شناسی خوی، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- سرتیپی، ع.ح.، ۱۳۸۴. نقشه زمین شناسی دوستان، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- سناخوان، ع.، پور کرمانی، م.، حاجی حسینلو، ح.، حسن پورصدقی، م.، ۱۳۹۱. ارزیابی زمین ساختی و لرزه‌خیزی منطقه نازلو ارومیه، شمال‌غرب ایران، سی و یکمین همایش علوم زمین. doi:10.1029/2005TC001906.
- Djamour, Y., Vernant, P., Nankali, H.R., Tavakoli, F., 2011. NW Iran-eastern Turkey present-day kinematics: Results from the Iranian permanent GPS network. *Earth and Planetary Science Letters*, 307 (1-2): 27–34.
- Gardner, J. K., and L. Knopof, 1974. Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, Poissonian? *Bull. Seis. Soc. Am.*, 64 (5), 1363-1367.
- Ghassemi, M.R., Fattahi, M., Landgraf, A., Ahmadi, M., Ballato, P., and Tabatabaei, S.H., 2014. Kinematic links between the Eastern Mosha Fault and the North Tehran Fault, Alborz range, northern Iran, *Tectonophysics* v. 622, p. 81–95. (21 May 2014).
- Gutenberg, B. and C.F. Richter, 1956. Earthquake Magnitude, Intensity, Energy and Acceleration. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 46, pp. 105-145.
- 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.
- Mirzaei, N., Gao, M., and Chen, Y. T., 1997. Seismicity in major seismotectonic provinces of Iran: *Earthquake Research in China*, 11, 351–361.
- Mousavi-Bafrouei, S. H., Mirzaei, N. and Shabani, E., 2014, A declustered earthquake catalog for Iranian plateau, *Annals of Geophysics*, under review.
- Nowroozi, A. A., 1985. Empirical relations between magnitudes and fault parameters for earthquakes in Iran, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75(5), 1327-1338.
- Qorashi, M., Arshadi, S., 1978. Geological Quadrangle of Khoy, scale 1:250000, Geology Survey of Iran. No. A2.
- Wells, D.L., and Coppersmith, K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 974-1002. 114.
- شیخ الاسلامی، م.ر.، جوادی، ح.ر.، اسدی سرشار، م.، آقاحسینی، ا.، کوه پیم، م.، وحدتی دانشمند، ب. ۱۳۹۳. دانشنامه گسله‌های ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، نشر ره‌ی.
- قدیرزاده، ع. ۱۳۸۱. نقشه زمین شناسی آذرشهر، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور.
- مالکی، ا. ۱۳۸۳. مبانی پهنه بندی لرزه‌ای و روش‌های تحلیل خطر زمین لرزه، سمینار آموزشی مبانی لرزه‌زمین‌ساخت و تحلیل خطر نسبی زمین لرزه، مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن.
- نصیری، ع. ۱۳۹۵، پهنه بندی خطر زمین لرزه منطقه شهری ارومیه، نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، ۴۰.
- نقی زاده، ر. ۱۳۸۳. نقشه زمین شناسی اشنویه، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور.
- وجدانی، ف. ۱۳۹۴. ارزیابی فعالیت‌های لرزه زمین ساختی و نوزمین ساختی در منطقه ی زیوه-سیلوانا، جنوب غرب ارومیه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه ارومیه.
- Abrahamson, N.A. and Silva, W.J., 2008. Summary of the Abrahamson & Silva NGA Ground Motion Relations. *Earthquake Spectra*, 24, 67-97.
- Alizadeh, A., 2013. Active faults on the satellite image of Azerbaijan Province, northwestern Iran. *Geoinformatics Geostat.: Overview*, 3, 1-4.
- Ambraseys N.N. and Jackson J.A., 1998. Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region: *Geophys. J. Int.*, 133, 390-406.
- Ambraseys, N.N. and Melville, C.P., 1982. A History of Persian Earthquakes. Cambridge University Press, Cambridge.
- Berberian, M., 1979a. Evaluation of instrumental and relocated artitioni of Iranian earthquakes, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 58, 625-630.
- Berberian, M., 1981. Active faulting and tectonics of Iran, in H. K. Gupta, F. M. D., ed., *ZagrosHindu Kush-Himalaya Geodynamic Evolution: Washington D. C.*, American Geophysical Union, 33-69.
- Boore, D. M. and G. M. Atkinson, 2008. Ground-motion prediction equations for the average horizontal component of PGA, PGV, and 5%-damped PSA at spectral periods between 0.01 s and 10.0 s, *Earthquake Spectra* 24, 99-138.
- Boore, D. M., and Joyner, W. B., 1997. Site amplifications for generic rock sites, *B. Seismol. Soc. Am.*, 87(2), 327-341
- Boore, D. M., and Joyner, W. B., 1997. Site amplifications for generic rock sites, *B. Seismol. Soc. Am.*, 87(2), 327-341.
- 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 s, *Earthquake Spectra*, 24 (1), 139–171.
- Copley, A., and Jackson, J., 2006. Active tectonics of the Turkish-Iranian Plateau, *Tectonics*, 25, TC6006,



Earthquake risk zoning of the Urmia city and surrounding areas by the probability

Fatemeh Asghari¹, Akram Alizadeh^{2*}, Seyede Rziyeh Safari³

1. MSc in Tectonics, Geology Department, Faculty of Science, Urmia University

2. Ph.D in Tectonics, Geology Department, Faculty of Science, Urmia University

3. MSc in Tectonics, Geology Department, Faculty of Science, Urmia University



Abstract

The study area to the west of Lake Urmia includes the city of Urmia and surrounding region. In this study, Ez-Frisk and kijko software have been used to the probabilistic seismic hazard analysis (PSHA) of this area. The return period of earthquakes and seismic coefficients of the region was calculated by Gutenberg-Richter method by Zmap software. The results of this study show that the probability of earthquakes with magnitudes above 6 Richter is about 10% in the next 100 years. The high level of b-value seismic parameter indicates the frequency of low magnitude earthquakes and high seismic rates in the region. The results of probabilistic earthquake hazard analysis by Ez-Frisk software for linear and seismic sources around the city of Urmia at a radius of 100 km indicate 0.4 g bedrock acceleration in the 475 year return period. The earthquake risk map in Urmia also shows the highest acceleration in the southwest and the lowest acceleration in the east of the Urmia city.

Keywords: Seismotectonic, seismic hazard analysis, Ez-Frisk, PGA, Urmia city

* Ak.alizadeh@urmia.ac.ir