

ارزیابی خطر زمین لرزه و تحلیل ریسک زلزله در شهر خوی با استفاده از روش‌های قطعی و احتمالی

داود فریدونی^{(۱)*} و علیرضا عباسفام^۲

۱. استادیار دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

۲. شرکت سهامی آب منطقه‌ای آذربایجان غربی

تاریخ دریافت: ۹۰/۱۰/۱۷

تاریخ پذیرش: ۹۲/۱۱/۱

چکیده

احداث شهرهای جدید یا توسعه شهرهای قدیمی در هر منطقه نیازمند مطالعات زمین‌شناسی و لرزه‌خیزی می‌باشد. شهرستان خوی نیز یکی از شهرستان‌های در حال توسعه است که انجام این مطالعات برای آن ضروری به نظر می‌رسد. به همین دلیل، در این پژوهش لرزه‌خیزی و ریسک زلزله در این شهر به روش‌های قطعی و احتمالی تعیین گردیده و نتایج حاصل مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته و با یکدیگر مقایسه شده‌اند. برای این منظور، ابتدا چشمه‌های لرزه‌زا و گسل‌های موجود در درون شهر و مناطق پیرامون آن به شعاع حدود ۱۰۰ کیلومتر مورد شناسایی و مطالعه قرار گرفته‌اند و مشخصات آن‌ها نظیر طول، جهت‌یابی و فاصله آن‌ها تا مرکز شهر تعیین گردیده است. سپس بزرگترین زلزله قابل انتظار و شتاب بیشینه حرکت زمین به علت فعالیت این گسل‌ها با استفاده از دو روش قطعی و احتمالی محاسبه شده است. در این شهرستان احتمال وقوع زمین لرزه‌هایی با بزرگای حدود ۶/۵ ریشتر و بزرگ‌تر در مقیاس امواج درونی زمین وجود دارد که در این صورت شتاب بیشینه حرکت زمین در این شهر به علت فعالیت احتمالی این گسل‌ها ممکن است حداکثر به $0.31g$ نیز برسد. همچنین خطر وقوع زمین لرزه‌های با بزرگای بیشتر از ۶/۱ ریشتر، با احتمال ۶۴ درصد وجود دارد. در این صورت دوره بازگشت آن‌ها ۱۱۰ سال است و احتمال وقوع سالیانه این زمین لرزه‌ها در حدود 0.009 می‌باشد. احتمال وقوع زمین لرزه‌های با بزرگای بیشتر از ۷/۱ ریشتر، ۱۰ درصد و برای زمین لرزه‌های بزرگ‌تر از ۶/۳ ریشتر، ۵۰ درصد ارزیابی شده است.

واژه‌های کلیدی: زمین لرزه، گسل، بزرگا، شتاب، روش قطعی و روش احتمالی

مقدمه

توسعه نیز چندین برابر کشورهای پیشرفته است. مطالعات نشان می‌دهد که در طی قرن بیستم بیش از ۱۱۰۰ زمین لرزه بزرگ در سراسر جهان اتفاق افتاده است که این زمین لرزه‌ها عامل صدمه به بیش از یک میلیون و پانصد هزار نفر بوده‌اند. بیشتر این صدمات به دلیل فروریختن ساختمان‌ها بوده است و ۹۰ درصد صدمات مذکور به مرگ منتهی شده‌اند (Lantada et al., 2009).

بنابراین مهمترین خطر ناشی از وقوع زمین لرزه‌ها، ایجاد حرکات شدید ناشی از گذر امواج الاستیک است که نه تنها می‌تواند به‌طور مستقیم سبب تخریب و ناپایداری سازه‌ها شود،

افزایش نمایی جمعیت جهان همراه با رشد شهرهای بزرگ، موجب کمبود زمین برای سکونت انسان‌ها در این شهرها شده است. این موضوع باعث افزایش تراکم جمعیت به دلیل احداث ساختمان‌های بلند مرتبه و تأسیسات مختلف در کلان شهرها شده و آن‌ها را در معرض خطر زمین لرزه قرار داده است.

در بین مخاطرات زمین‌شناسی مختلف، زمین لرزه‌ها عامل بیشترین شمار کشتار انسانی و خسارات مالی بوده‌اند و تعداد کشته‌شدگان انسانی ناشی از این پدیده در کشورهای در حال

* نویسنده مرتبط d_fereidooni@yahoo.com

حضور جمعیتی در حدود ۳۰۰ هزار نفر در این شهرستان و مناطق پیرامون آن، ارزیابی خطر زمین لرزه در این منطقه ضروری به نظر می‌رسد و به همین دلیل در این پژوهش با استفاده از روش‌های قطعی و احتمالی، اقدام به ارزیابی خطر زمین لرزه و ریسک زلزله در شهرستان خوی و مناطق پیرامون آن شده و نتایج حاصل از این دو روش با یکدیگر مقایسه شده‌اند.

زمین‌شناسی و ساینموتکتونیک منطقه

منطقه مورد مطالعه در شمال غرب ایران و در مناطق شمالی استان آذربایجان غربی واقع شده است (شکل ۱). بر اساس تقسیم‌بندی واحدهای زمین‌شناسی و ساختمانی ایران (Berberian, 1983)، استان آذربایجان غربی در بخشی از زون البرز غربی و آذربایجان قرار می‌گیرد. این زون حوادث زیادی را پشت سر گذاشته است که آثار آن از پرکامبرین (زمین‌های دگرگونی زنجان، میانه، خوی و شمال ارومیه) تا سنوزوئیک (ولکانیسم‌های سبلان و سهند) قابل مشاهده است. در این محدوده، سنگ‌های رسوبی، دگرگونی و آذرین و همچنین ساختمان‌های زمین‌شناسی نظیر گسل‌ها با روند عمومی شمال غربی - جنوب شرقی رخنمون دارند.

پی‌سنگ پرکامبرین پسین - پالئوزوئیک در بخش‌هایی رخنمون دارد که در قاعده حاوی سنگ‌های دگرگونی در حد گنیس است. در مزوزوئیک و به‌ویژه کرتاسه بالایی، محدوده مورد بررسی در اقیانوس نئوتتیس بوده است. بعد از کرتاسه و احتمالاً در فاصله زمانی بین کرتاسه بالایی و پالئوسن، بر اثر عملکرد نیروهای همگرا (فازهای تکتونیکی معادل لارامین) و نزدیک شدن بلوک عربستان به ایران و ایجاد گسل‌های راندگی، این منطقه بالا آمده و مجموعه‌های افیولیتی در سطح زمین ظاهر شده‌اند (ادیب، ۱۳۸۷). حرکات واحدهای سنگی در امتداد گسل‌های راندگی تا عهد حاضر نیز ادامه یافته است. امتداد گسل‌های راندگی اغلب شمال غرب - جنوب شرق می‌باشد و شیب آن‌ها به سمت شمال شرق است. فعالیت این گسل‌ها در طول زمان باعث شده است تا منطقه مورد مطالعه از توان لرزه‌خیزی بالایی برخوردار باشد که هم اکنون نیز ادامه دارد. شکل ۱ موقعیت جغرافیایی و تصویر ماهواره‌ای و شکل ۲ نقشه گسل‌ها و کانون زمین‌لرزه‌های منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

روش انجام پژوهش

به منظور انجام این پژوهش، ابتدا با انجام مطالعات کتابخانه‌ای شامل کتب، مقالات، مجلات، گزارش‌ها و نقشه‌های زمین‌شناسی و توپوگرافی و عکس‌های ماهواره‌ای، اطلاعات موجود در خصوص لرزه‌خیزی منطقه، جمع‌آوری گردید. در این مرحله، قسمت اعظم مطالعات بر روی بررسی چشمه‌های لرزه‌زا و گسل‌ها و خصوصیات آن‌ها متمرکز بوده است. سپس بازدیدهای صحرایی در داخل شهرستان خوی و مناطق پیرامون آن تا شعاع تقریبی ۱۰۰ کیلومتر در چندین مسیر انتخابی صورت گرفت. در طی بازدیدهای صحرایی، گسل‌های موجود در منطقه شناسایی و

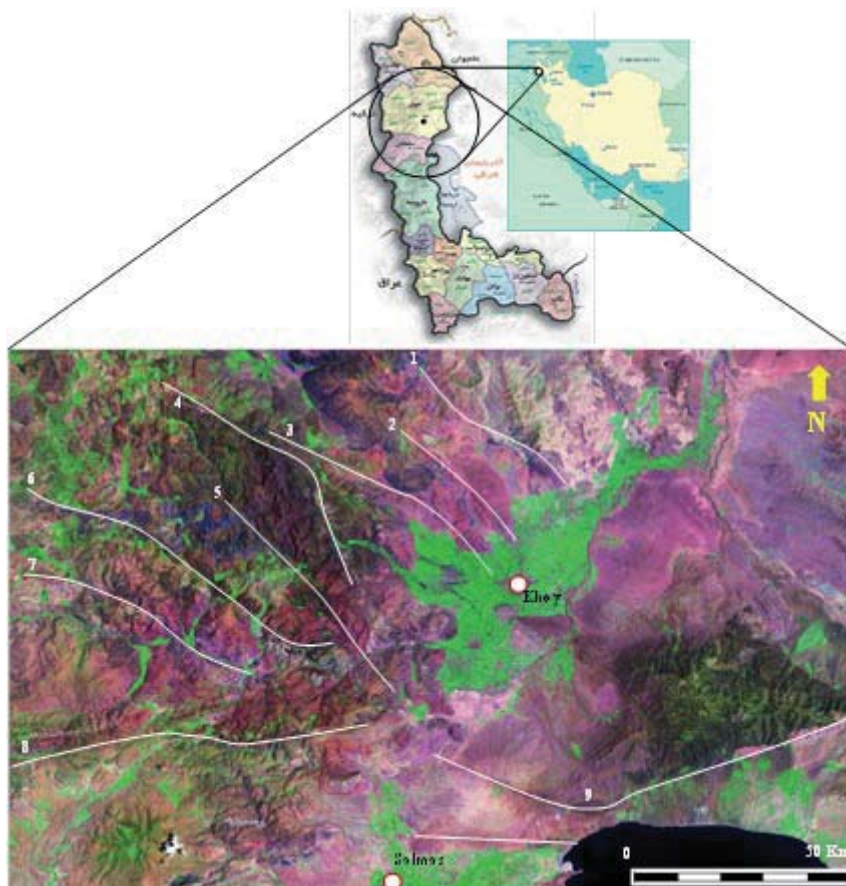
بلکه عاملی محرک برای ایجاد اثرات جانبی مانند زمین لغزش، فرونشست و روانگرایی خاک‌ها می‌باشد. شدت اثر تخریبی تکان‌های زمین لرزه بستگی به ویژگی‌های سرچشمه آن از جمله بزرگی، چگونگی عملکرد نیروهای به‌وجود آورنده گسل عامل و همچنین فاصله کانونی و همگرایی میرایی زمین دارد (کنگی و همکاران، ۱۳۹۰). به‌علاوه آسیب به شریان‌های حیاتی بعد از وقوع زلزله‌های بزرگ نیز موضوع مهمی است، زیرا سرویس‌های کمک‌رسانی را دچار اختلال می‌کند و موجب افزایش خسارات جانی و مالی می‌گردد (Selcuk and Yucemen, 2000).

در بیشتر موارد، زمین‌لرزه در اثر افزایش تدریجی تنش و ایجاد گسیختگی در درون پوسته زمین که ناشی از حرکات صفحات لیتوسفر است، به‌وجود می‌آید. به عبارت دیگر افزایش تنش در منطقه باعث وقوع گسیختگی‌هایی به نام گسل می‌گردد که با آزادسازی انرژی و لرزش پوسته زمین همراه است (ادیب، ۱۳۸۷). همچنین گسل‌های فعال علاوه بر ایجاد زلزله‌های بزرگ، به عنوان عوامل مهم دگرشکلی در قاره‌ها نیز شناخته می‌شوند (شفیعی‌بافتی و همکاران، ۱۳۸۸). با توجه به این موضوع، ارزیابی خطر زمین لرزه در یک ناحیه به دانش زمین‌شناسی و شناخت گسل‌های فعال آن منطقه نیازمند است که این فرآیند منجر به شناخت چشمه‌های لرزه‌زا در منطقه مورد نظر می‌گردد (فریدونی، ۱۳۸۷; Burchfiel and Wang 2003; Ghabadi and Fereidooni 2012).

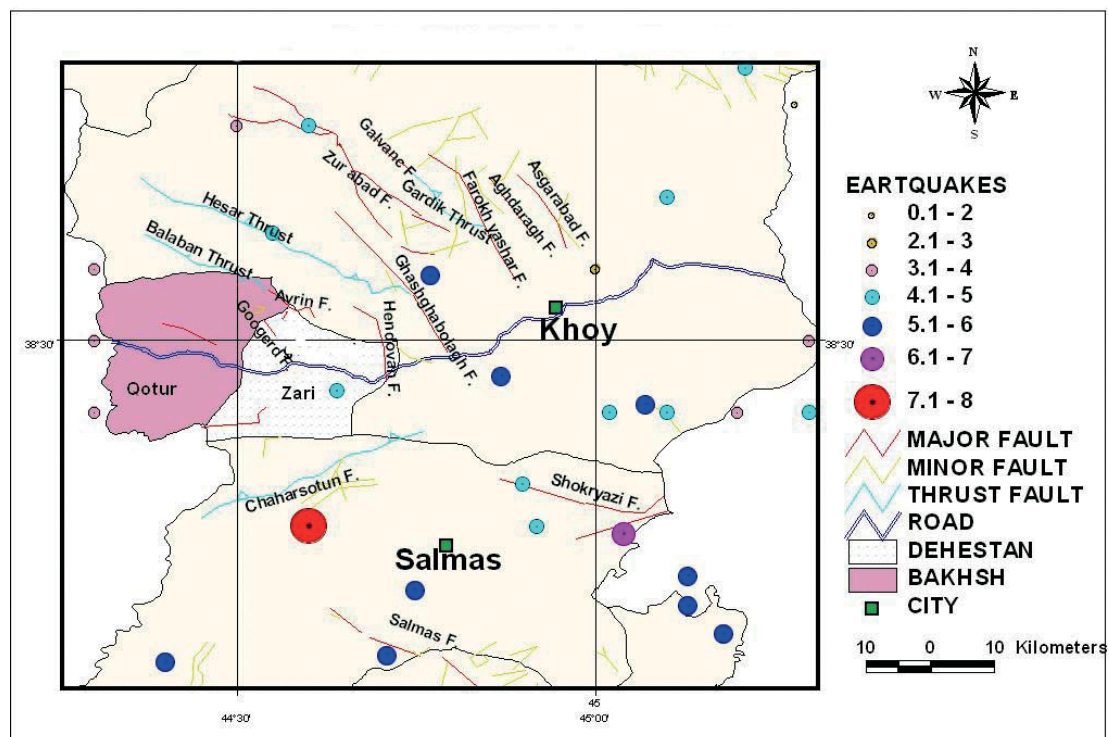
شناسایی چشمه‌های لرزه‌زا، تجزیه و تحلیل داده‌های لرزه‌ای و تاریخچه لرزه‌خیزی هر منطقه، بمنظور شناخت الگوی بلند مدت لرزه‌خیزی آن منطقه نیز از اهمیت فراوانی برخوردار است. به کمک این اطلاعات می‌توان به درک فرآیندهای زمین‌ساختی و قوانین حاکم بر آن که در تعیین الگوی بلند مدت لرزه‌خیزی منطقه دخالت دارند، دست یافت. وقوع زمین لرزه‌های بزرگ و تأثیر آن‌ها بر نواحی مختلف در گذشته، نیاز به بررسی و تعیین خطر زمین لرزه در نواحی مختلف به‌منظور جلوگیری از خسارات احتمالی آینده را مشخص می‌سازد (Mohanty and Walling, 2008). این موضوع کمک شایانی به کاهش خسارات جانی و مالی در اثر وقوع زمین‌لرزه‌های احتمالی در آینده خواهد کرد.

سرزمین ایران به دلیل موقعیت ویژه خود در کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا، یکی از زلزله‌خیزترین مناطق جهان می‌باشد و بارها شاهد زمین‌لرزه‌های مخرب بوده است (Berberian, 1994). با توجه به وضعیت تکتونیک محلی فلات ایران، مکانیسم گسلی اغلب زلزله‌ها در این منطقه، از نوع فشاری، امتداد لغز و یا ترکیبی از این دو مکانیسم است (رهنماراد و همکاران، ۱۳۸۸).

شهرستان خوی در استان آذربایجان غربی نیز از این قاعده کلی مستثنی نبوده و در طول تاریخ گهگاه دچار لرزش‌های ناشی از وقوع زمین لرزه شده است. با توجه به شناخت وضعیت زمین‌شناسی این شهرستان و حضور گسل‌های متعدد در پیرامون آن و همچنین ثبت زمین لرزه‌های تاریخی و دستگاهی در این منطقه، مشخص گردیده است که شهرستان مذکور در منطقه‌ای با خطر لرزه‌ای بالا واقع شده است. از سوی دیگر با توجه به



شکل ۱. نقشه موقعیت جغرافیایی و تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه (MrSID Viewer, 1998).
 (۱- گسل عسکرآباد، ۲- گسل آغ درق، ۳- گسل فرخ یاشار، ۴- گسل زورآباد، ۵- گسل قشقالاغ، ۶- گسل حصار، ۷- گسل بالابان، ۸- گسل چهارستون، ۹- گسل شکر یازی)



شکل ۲. نقشه گسل‌ها و کانون زمین‌لرزه‌های منطقه مورد مطالعه (ادیب، ۱۳۸۷).

مشخصات آن‌ها برداشت گردید. در مرحله بعد با توجه به طول گسل‌ها و فاصله مرکز آن‌ها تا مرکز شهرستان خوی و با استفاده از روابط ارائه شده توسط محققین مختلف، بزرگترین زلزله قابل انتظار و شتاب بیشینه حرکت زمین به علت فعالیت این گسل‌ها به روش قطعی و احتمالی محاسبه گردید و نتایج مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت.

بررسی چشمه‌های لرزه‌زای منطقه

شناسایی گسل‌ها به عنوان مهمترین چشمه‌های لرزه‌زای در ارزیابی خطر لرزه‌زای یک منطقه از اهمیت ویژه‌ای برخوردار می‌باشد. به منظور ارزیابی خطر زمین لرزه در شهرستان خوی لازم است ویژگی‌های کمی گسل‌های پیرامون این شهر مورد شناسایی و بررسی قرار گیرند. با مطالعه منابع علمی نظیر نقشه‌های زمین‌شناسی و گزارش‌های موجود و انجام بازدیدهای صحرایی، مهمترین گسل‌های شناسایی شده در این منطقه عبارتند از:

گسل زورآباد

امتداد این گسل N30W می‌باشد که به سمت جنوب به دو شاخه تبدیل می‌شود. یک شاخه از این گسل با امتداد مذکور از شمال روستای گوگرد عبور می‌کند. شاخه‌ی دیگر آن دارای امتداد N70W می‌باشد و به گسل شیون-شوریک معروف می‌باشد که دارای سازوکار رانندگی است و در امتداد آن در حوالی روستاهای شکفتی و آغ بلاغ پایین، سنگ‌های آتشفشانی کواترنری رخنمون یافته‌اند. این گسل دارای طول تقریبی ۲۰ کیلومتر است و در فاصله ۳۹ کیلومتری شهر خوی قرار دارد.

گسل حصار

این گسل با راستای عمومی شمال غربی- جنوب شرقی در فاصله ۴۲ کیلومتری شهر خوی قرار دارد و از نوع گسل‌های رانده محسوب می‌شود. طول تقریبی این گسل در حدود ۴۰ کیلومتر است که از شمال روستای حصار شروع شده و به سمت غرب تا بعد از روستای دیزج اند ادامه دارد. قسمتی از این گسل در امتداد رودخانه حصارچای قرار گرفته است و شیب آن به سمت شمال شرق می‌باشد. گسل رانندگی حصار در ادامه از طرف شرق به گسل قشقابلاغ متصل می‌شود. گسل جوچوک یک شاخه از این گسل محسوب می‌شود که یک گسل کوچک به طول تقریبی ۴ کیلومتر بوده و شیب صفحه گسلی آن به سمت شمال می‌باشد. گسل جوچوک در شمال غربی روستای حصار از رانندگی حصار منشعب می‌گردد.

گسل شکر یازی

گسل شکر یازی با روند شمال غربی- جنوب شرقی، از ۱۶ کیلومتری شمال شرق شهرستان سلماس و از شمال روستاهای شکر یازی و مافی‌کندی عبور می‌کند و ادامه گسل شمال تبریز است. اثر این گسل در حد فاصل دو روستای یاد شده به خوبی

نمایان است ولی به سوی غرب پس از گردنه قره تپه (جاده سلماس- خوی) به سوی شمال غرب به خوبی دیده نمی‌شود. این گسل در ادامه از طرف شرق به گسل تسوج و سرانجام به گسل شمال تبریز می‌پیوندد. شیب گسل تقریباً قائم است و بخش جنوبی آن فرو افتاده است. عده‌ای از محققین اعتقاد دارند که این گسل از شهرستان زنجان شروع شده و پس از گذر از میانه، تبریز و سلماس تا قفقاز ادامه می‌یابد. همچنین برخی از محققین تشکیل دریاچه تکتونیک ارومیه را مرتبط با فعالیت این گسل می‌دانند. هر چند که در قرن اخیر نشانه‌ای از فعالیت این گسل دیده نشده است ولی زلزله ویرانگر شهر تبریز در حدود ۲۱۶ سال پیش را به این گسل نسبت می‌دهند. این گسل در فاصله ۳۲ کیلومتری شهر خوی قرار دارد و طول تقریبی آن در حدود ۲۸ کیلومتر است.

گسل سلماس

این گسل با طول بیش از ۳۵ کیلومتر با روند جنوب شرقی - شمال غربی از روستای آبگرم در ابتدای گردنه قوشچی آغاز می‌شود و به سوی شمال غرب ادامه می‌یابد. این گسل از حد شمالی ارتفاعات فارنی یاریخ گذر می‌کند و از ۲ کیلومتری جنوب کهنه‌شهر وارد رودخانه روشننده می‌شود. سطح گسل بیشتر توسط نهشته‌های بستر رودخانه پوشیده شده ولی چشمه‌های آبگرم و آهک‌ساز در مسیر این گسل وجود دارد.

زمین لرزه ویرانگر سلماس در ساعت یک بامداد روز چهارشنبه هفدهم اردیبهشت ماه سال ۱۳۰۹ هجری شمسی با بزرگای ۷/۳ ریشتر در مقیاس امواج درونی زمین را به حرکت این گسل نسبت داده‌اند که مجموعاً ۶۰ روستا و شهر را با خاک یکسان نمود و در حدود ۲۵۱۴ نفر در اثر این زمین لرزه جان خود را از دست دادند. این گسل در فاصله ۶۰ کیلومتری شهر خوی قرار دارد.

گسل چهارستون

این گسل در شمال روستای چهارستون با امتداد شمال شرقی- جنوبی غرب قرار گرفته و از نوع رانندگی است. گسل‌های فرعی و منشعب نیز در این محدوده عمدتاً دارای روند مذکور هستند. این گسل به طول تقریبی ۴۰ کیلومتر در فاصله ۴۷ کیلومتری شهر خوی قرار دارد.

گسل عسگرآباد

این گسل دارای روند تقریباً شمالی- جنوبی با شیبی به سمت شرق است که از شمال روستای عسگرآباد شروع شده و تا نزدیکی شمال شهر خوی به طول تقریبی ۱۵ کیلومتر امتداد می‌یابد. گسل عسگرآباد در بعضی قسمت‌ها در زیر آبرفت پنهان است. این گسل در امتداد خود آمفیبولیت، شیست، مارن، ماسه‌سنگ‌های متاکوارتزی، میکاشیست و سنگ‌های با درجه دگرگونی پائین را جابه‌جا کرده است. گسل عسگرآباد در فاصله حدود ۱۳ کیلومتری شمال شهر خوی قرار دارد.

از قبیل متاولکانیت، سنگ آهک بلورین، شیست سبز و آمفیبول شیست را بر روی خود این سنگ‌ها و سنگ آهک نومولیت‌دار خاکستری روشن همراه با شیل رانده است.

گسل هندوان

این گسل با امتداد شمالی - جنوبی و با طول حدود ۱۰ کیلومتر از محل روستای هندوان عبور می‌کند. گسل هندوان در سنگ‌های کنگلومرای قرمز تا سبزرنگ همراه با عدسی‌های سنگ آهک و شیل و شیل خاکستری متمایل به سبز همراه با میان لایه‌های ماسه‌سنگ و کنگلومرا به سن پلیوسن اثر کرده است. این گسل در فاصله حدود ۲۷ کیلومتری شهر خوی قرار دارد.

گسل بالابان

این گسل دارای روند شمال‌غرب - جنوب‌شرق است و از غرب کوه اورین شروع شده و به سمت کوه کانی زیارت با طول حدود ۱۷ کیلومتر ادامه پیدا می‌کند. گسل راندگی بالابان، سنگ‌های اولترامافیک و گابرو دیوریتی را بر روی سنگ‌های رسوبی پالئوسن - ائوسن رانده است. انتهای شرقی این گسل در فاصله حدود ۵۶ کیلومتری شهر خوی قرار دارد.

گسل کوه اورین

این گسل دارای امتداد شرقی - غربی بوده و در دامنه جنوبی کوه اورین قرار دارد. ادامه غربی این گسل به راندگی بالابان می‌پیوندد. این گسل در فاصله ۴۱ کیلومتری شهر خوی در داخل سنگ‌های اولترامافیکی و گابرو دیوریتی و سنگ‌های رسوبی پالئوسن - ائوسن قرار دارد. طول این گسل در حدود ۱۱ کیلومتر می‌باشد.

گسل‌های گوگرد

گسل‌های گوگرد شامل دو گسل می‌باشند که یکی از این گسل‌ها به طول تقریبی ۱۰ کیلومتر دارای امتداد شمال‌غرب - جنوب‌شرق بوده و در غرب روستای گوگرد قرار دارد. انتهای جنوب شرق گسل مذکور به فاصله حدود ۵۰۰ متری روستای گوگرد می‌رسد و انتهای شمال غرب آن تا نزدیک روستای شریف‌آباد ادامه دارد. این گسل از درون سنگ آهک‌های خاکستری روشن، کالک شیست و سنگ آهک و کنگلومرای قرمز تا سبز رنگ همراه با عدسی‌های سنگ آهک و شیل عبور کرده و فاصله آن تا شهر خوی در حدود ۴۴ کیلومتر است.

گسل دیگر با راستای شمال‌شرق - جنوب‌غرب به طول تقریبی کمتر از یک کیلومتر در فاصله حدود ۵۰۰ متری شمال روستای گوگرد قرار دارد. این گسل که گسل شمال گوگرد نام دارد، در سنگ‌های میکرو مونزونیت کواترنری، میکرو گرانودیوریت پورفیری و آندزیت به سن پلیوسن اثر کرده و باعث ایجاد پرتگاه تقریباً مشخصی شده است. شکل ۲ نقشه مهمترین گسل‌های موجود در منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

گسل آغ‌درق

این گسل دارای امتداد شمال، شمال‌غربی - جنوب، جنوب‌شرقی با شیب تقریباً قائم می‌باشد که سنگ‌های دگرگونی با درجه پایین و گنیسی را جابه‌جا کرده است. گسل آغ‌درق از روستای آغ‌درق در شمال شهرستان خوی شروع شده و با طول تقریبی ۱۰ کیلومتر به سمت این شهرستان امتداد می‌یابد. فاصله تقریبی این گسل تا شهر خوی در حدود ۱۴ کیلومتر است.

گسل فرخ یاشار

گسل فرخ یاشار دارای روند شمال‌غربی - جنوب شرقی است که در امتداد خود دارای انحنای می‌باشد. این گسل از شمال روستای گردیک پایین شروع شده و با طول تقریبی ۲۰ کیلومتر تا روستای فرخ یاشار در شمال شهرستان خوی امتداد می‌یابد. شیب صفحه گسلی به سمت شمال شرق است. این گسل در طول امتداد خود سنگ‌های آمفیبولیتی همراه آمفیبول شیست، میکا شیست، مرمر با رگه‌های کواترنر - فلدسپاتی و آپلیتی را جابه‌جا کرده است. فاصله تقریبی این گسل تا شهر خوی در حدود ۱۸ کیلومتر است.

گسل گردیک

این گسل دارای امتداد شمال‌غرب - جنوب شرق می‌باشد و از روستای گردیک پایین شروع شده و تا نزدیکی شهر خوی به طول حدود ۲۰ کیلومتر امتداد می‌یابد. شیب صفحه گسلی به سمت شمال شرق بوده و سنگ‌های دگرگونی درجه پایین آمفیبولیتی، شیستی و میکاشیست را بر روی متاولکانیک سبز تیره همراه با کمی شیست سبز و آهک بلورین رانده است. این گسل به سوی جنوب در طول امتداد خود به دو شاخه تقسیم می‌شود که یکی تا نزدیکی خوی ادامه پیدا می‌کند و شاخه دیگر به سمت شرق منشعب شده و به گسل فرخ یاشار متصل می‌گردد. امتداد شمالی راندگی گردیک تا نزدیکی گسل گلوانس ادامه پیدا می‌کند. فاصله تقریبی این گسل تا شهر خوی در حدود ۲۲ کیلومتر می‌باشد.

گسل گلوانس

این گسل دارای امتداد شمال‌غرب - جنوب شرق است و با طول تقریبی ۱۲ کیلومتر در جنوب غربی روستای گلوانس قرار دارد. قسمت اعظم این گسل در زیر آبرفت پنهان می‌باشد. فاصله تقریبی گسل گلوانس از شهر خوی در حدود ۳۶ کیلومتر می‌باشد. این گسل تقریباً در ادامه شمالی امتداد گسل راندگی گردیک قرار دارد.

گسل قشقابلاغ

این گسل با روند شمال‌غرب - جنوب شرق و با طول تقریبی ۲۵ کیلومتر در نزدیکی روستای قشقابلاغ و قریس و در فاصله حدود ۲۳ کیلومتری شهر خوی قرار دارد. شیب صفحه گسلی به سمت شمال شرق می‌باشد. این گسل آهک‌های پلاژیک صورتی رنگ، گدازه‌های بازالتی، شیل‌های الوان و سنگ‌های دگرگونی

روش‌های ارزیابی خطر زمین لرزه

به منظور ارزیابی خطر زمین لرزه و ریسک زلزله در یک منطقه می‌توان از دو روش قطعی^۱ و احتمالی^۲ استفاده نمود و پارامترهای مورد نظر را محاسبه کرد (برگی، ۱۳۷۹):

روش قطعی

در این روش بزرگای زمین لرزه، تابعی از طول گسل عامل آن در نظر گرفته می‌شود، به طوری که با افزایش طول گسل، بزرگای زلزله نیز افزایش می‌یابد. در روش قطعی، بزرگای زمین لرزه‌های ناشی از فعالیت گسل‌های موجود در هر منطقه را می‌توان از طریق روابط ارائه شده توسط محققین مختلف محاسبه نمود. مهمترین این روابط در جدول ۱ ارائه شده‌اند. نتایج حاصل از روابط مذکور برای یک منطقه، ممکن است با یکدیگر همخوانی نداشته باشند. بنابراین باید در استفاده از این روابط دقت داشت تا روابطی مورد استفاده قرار گیرند که بهترین و مطمئن‌ترین نتیجه را ارائه کنند.

با افزایش فاصله از کانون زمین لرزه، از شدت آن کاسته می‌شود و امواج دچار میرایی می‌شوند. میرایی امواج زلزله به علت توزیع هندسی انرژی و استهلاک محیط انتشار آنها است. برای تعیین شتاب بیشینه حرکت زمین می‌توان از روابط میرایی که توسط محققین مختلف ارائه شده‌اند، استفاده نمود (جدول ۲). در این روابط شتاب حرکت زمین در اثر زمین لرزه، تابعی از بزرگای زمین لرزه و فاصله مرکز گسل عامل زمین لرزه تا محل مورد نظر می‌باشد. در این خصوص شتاب محاسبه شده با بزرگای زمین لرزه ارتباط مستقیم و با فاصله مرکز گسل تا محل مورد نظر ارتباط معکوس دارد.

در روابط ارائه شده در جداول مذکور، M بزرگای زلزله در مقیاس امواج درونی زمین، L طول گسل بر حسب کیلومتر، a بیشینه شتاب حرکت زمین بر حسب سانتیمتر بر مجذور ثانیه و R فاصله مرکز سطح گسل از محل مورد نظر بر حسب کیلومتر می‌باشد.

جدول ۱. مهمترین روابط ارائه شده برای محاسبه بزرگای زمین لرزه.

محقق	رابطه
Ambrasyes and Melville, 1982	$M_S = 4.642 + 1.432 \log L_1$ $L_1 = 3 + 0.75L; 10 < L < 150$
Nowroozi, 1985	$M_S = 1.259 + 1.244 \log L$
Ramazi, 1999	$M_S = 3.81 + 1.920 \log L$
Slemmos, 1986	$M_S = 1.424 + 1.169 \log L$ برای گسل‌های امتداد لغز $M_S = 2.021 + 1.142 \log L$ برای گسل‌های معکوس $M_S = 0.0809 + 1.341 \log L$ برای گسل‌های نرمال
Mohajer Ashjai and Nowroozi, 1978	$M = 5.4 + \log L / 2$

جدول ۲. مهمترین روابط موجود برای محاسبه شتاب حرکت زمین.

محقق	رابطه
Donovan, 1973	$a = \frac{1080 e^{0.5M}}{(R + 25)^{1.32}}$
Esteva, 1970	$a = \frac{1254 e^{0.8M}}{(R + 25)^2}$
Campbell, 1981	$Lna = 3.99 + 1.28M - 1.75 \ln(R + 0.147 e^{0.732M})$
Schnabel and Seed, 1973	$Lna = 2.04 + 0.35M - 1.6 \log R$
Esteva and Villaverde, 1973	$a = \frac{5600 e^{0.5M}}{(R + 40)^2}$

1. Deterministic Seismic Hazard Analysis (DSHA)
2. Probabilistic Seismic Hazard Analysis (PSHA)

روش احتمالی

روش‌های زیادی برای انجام تحلیل احتمالی خطر زمین لرزه وجود دارد که یکی از روش‌های پرکاربرد در این زمینه، روش گتنبگ - ریشر (۱۹۴۴) می‌باشد. در این پژوهش از این روش برای تحلیل خطر زمین لرزه در شهرستان خوی استفاده شده است. تابع احتمال گتنبگ - ریشر (۱۹۴۴) یک رابطه نمایی است که به صورت رابطه ۱ بیان می‌شود:

$$\text{Log}N = a - bM \quad \text{رابطه (۱)}$$

در این رابطه، N تعداد زمین لرزه‌های با بزرگای M و بزرگتر در یک دوره زمانی مشخص در منطقه می‌باشد و a و b ثابت‌هایی هستند که پارامترهای خطر زلزله نامیده می‌شوند. پارامتر a بیانگر فعالیت‌های لرزه‌ای است و برابر لگاریتم تعداد زمین لرزه‌های با بزرگای صفر و پارامتر b بیانگر فراوانی نسبت زمین لرزه‌های کوچک به بزرگ می‌باشد. با فرض این‌که وقوع زمین لرزه‌ها به علت فعالیت چشمه‌های لرزه‌زا بر اساس توزیع پواسون در نظر گرفته شود، رابطه آن به صورت رابطه ۲ است (برگی، ۱۳۷۹):

$$P_T(t) = 1 - \exp(-Nt) \quad \text{رابطه (۲)}$$

در این رابطه، P_T احتمال وقوع زلزله با بزرگی M در مدت زمان t سال (عمر مفید سازه) است و N نیز فراوانی زمین لرزه‌ها می‌باشد که می‌توان آن را از طریق رابطه ۳ محاسبه کرد:

$$N = -\frac{\text{Ln}(1 - P_T(t))}{t} \quad \text{رابطه (۳)}$$

بعد از محاسبه مقادیر a ، b و N ، محاسبه بزرگای زمین لرزه از طریق رابطه زیر امکان‌پذیر خواهد بود:

$$M = \frac{a - \text{Log}N}{b} \quad \text{رابطه (۴)}$$

میانگین فاصله زمانی، بین دو بار وقوع متوالی زمین لرزه‌ای با بزرگای M را دوره بازگشت (T_R) آن زلزله می‌گویند. از نظر آماری احتمال وقوع سالیانه یک زلزله (P) با بزرگای M ، برابر عکس دوره بازگشت آن زلزله است (برگی، ۱۳۷۹). این مفهوم در رابطه ۵ نشان داده شده است:

$$P = \frac{1}{T_R} \quad \text{رابطه (۵)}$$

ولی از آنجایی که توابع احتمالی جهت برآورد خطر زلزله فقط برای فراوانی تجمعی تعداد زلزله برقرار است، لذا دوره بازگشت و احتمال سالیانه وقوع نیز بایستی بر اساس فراوانی تجمعی تعداد زلزله با بزرگای M و بزرگ‌تر از آن محاسبه شود. اگر در دامنه زمانی جمع‌آوری داده‌های بانک اطلاعاتی (T)

سال)، تعداد N_C زلزله با بزرگای M و بیشتر رخ داده باشد، در آن صورت، T_R یعنی دوره بازگشت زلزله با بزرگای M و بزرگتر از آن، با استفاده از رابطه ۶ محاسبه می‌شود (برگی، ۱۳۷۹):

$$T_R = \frac{T}{N_C} \quad \text{رابطه (۶)}$$

با توجه به تعریف احتمال وقوع سالیانه، رابطه ۷ نتیجه می‌شود:

$$P = \frac{1}{T_R} = \frac{N_C}{T} \quad \text{رابطه (۷)}$$

بنابراین احتمال وقوع سالیانه زلزله، در واقع همان میانگین تعداد وقوع زلزله در واحد زمان (یکسال) است. در مطالعه لرزه‌خیزی یک منطقه، معمولاً دوره بازگشت و احتمال وقوع سالیانه زمین لرزه با احتمال ۶۴ درصد محاسبه می‌شود.

نتایج و بحث

هدف از این پژوهش تعیین بزرگترین زلزله قابل انتظار، شتاب بیشینه حرکت زمین در اثر وقوع زمین لرزه و دوره بازگشت زمین لرزه‌ها می‌باشد، زیرا پارامترهای مذکور در طراحی و اجرای پروژه‌های مهندسی مختلف حائز اهمیت فراوان می‌باشند. بدین منظور برای منطقه مورد مطالعه از دو روش قطعی یا تعیینی و احتمالی یا احتمالاتی استفاده گردیده و پارامترهای مذکور محاسبه شده‌اند.

در جدول ۳ مشخصات گسل‌های موجود در منطقه مورد مطالعه ارائه شده است. با استفاده از این مشخصات و روابط موجود در جداول ۱ و ۲، بزرگای زمین لرزه‌ها و شتاب بیشینه حرکت زمین در اثر وقوع آن‌ها برای هر یک از گسل‌های منطقه محاسبه شده و در جدول ۳ ارائه گردیده است. در محاسبه نتایج ابتدا از همگی روابط استفاده گردید و نتایجی که با سایر نتایج هم‌خوانی نداشتند، حذف شدند. بنابراین روابط ارائه شده توسط محققینی که نام آن‌ها در جدول ۳ ذکر شده است، برای منطقه مورد مطالعه مناسب می‌باشند.

تعیین خطر زمین لرزه به روش احتمالی یکی دیگر از روش‌هایی است که در طرح لرزه‌های پروژه‌های مهندسی مورد استفاده قرار می‌گیرد. برای این منظور باید آمار زمین لرزه‌های تاریخی و دستگاهی منطقه موجود و در دسترس باشد. در منطقه مورد مطالعه تعداد ۷۳ زمین لرزه با بزرگای بیشتر از ۴/۵ ریشتر به شعاع ۱۰۰ کیلومتری از مرکز شهرستان خوی در فاصله زمانی سال‌های ۱۹۰۰ تا ۲۰۱۰ میلادی رخ داده است (IIES, 2010) که فراوانی آن‌ها نسبت به زمان در شکل ۳ نمایش داده شده است. شکل‌های ۴ و ۵ نیز به ترتیب توزیع مراکز سطحی زمین لرزه‌های دستگاهی و ارتباط بین بزرگا و فراوانی زمین لرزه‌های دستگاهی بزرگتر از ۴/۵ در مقیاس امواج درونی زمین را برای منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد.

جدول ۳. بزرگا و شتاب بیشینه افقی حرکت زمین به دلیل جنبش گسل‌های موجود در منطقه مورد مطالعه به روش قطعی.

شماره گسل	نام گسل	طول گسل (Km)	فاصله گسل از خوی (Km)	جهت‌یابی	(M) بزرگا	(g) شتاب بیشینه حرکت زمین		
۱	گسل زورآباد	۲۰	۳۹	N30W	۶/۴	۰/۱۱	۰/۰۵	۰/۰۶
۲	گسل حصار	۴۰	۴۲	N45W	۶/۷	۰/۱۲	۰/۰۶	۰/۰۶
۳	گسل شکرپازی	۲۸	۳۲	N60W	۶/۵	۰/۱۴	۰/۰۷	۰/۰۹
۴	گسل سلماس	۳۵	۶۰	N45W	۶/۶	۰/۰۹	۰/۰۴	۰/۰۳
۵	گسل چهارستون	۴۰	۴۷	N45E	۶/۷	۰/۱۱	۰/۰۵	۰/۰۵
۶	گسل عسکرآباد	۱۵	۱۳	NE	۶/۳	۰/۲۱	۰/۱۳	۰/۲۹
۷	گسل آق درق	۱۰	۱۴	N45W	۵/۸	۰/۱۸	۰/۱۱	۰/۲۲
۸	گسل فرخ پاشار	۲۰	۱۸	N45W	۶/۴	۰/۱۹	۰/۱۲	۰/۱۹
۹	گسل گردیک	۲۰	۲۲	N45W	۶/۴	۰/۱۷	۰/۱۰	۰/۱۴
۱۰	گسل گلوانس	۱۲	۳۶	N45W	۵/۹	۰/۱۱	۰/۰۵	۰/۰۵
۱۱	گسل قشقابلاغ	۲۵	۲۳	N45W	۶/۵	۰/۱۷	۰/۱۰	۰/۱۴
۱۲	گسل هندوان	۱۰	۲۷	NE	۵/۸	۰/۱۳	۰/۰۶	۰/۰۸
۱۳	گسل بالابان	۱۷	۵۶	N45W	۶/۳	۰/۰۸	۰/۰۳	۰/۰۳
۱۴	گسل کوه اورین	۱۱	۴۱	EW	۵/۸	۰/۰۹	۰/۰۴	۰/۰۴
۱۵	گسل گوگرد	۱۰	۴۴	N45W	۵/۸	۰/۰۹	۰/۰۴	۰/۰۴

با انتقال فراوانی و بزرگای زمین لرزه‌های هر منطقه در یک دستگاه مختصات نیمه لگاریتمی و برازش بهترین خط عبوری از داده‌ها و تعیین معادله خط مذکور، می‌توان ضرایب a و b رابطه گتنبِریگ - ریشتر را محاسبه نمود. این موضوع برای منطقه مورد مطالعه در شکل ۶ نمایش داده شده است.

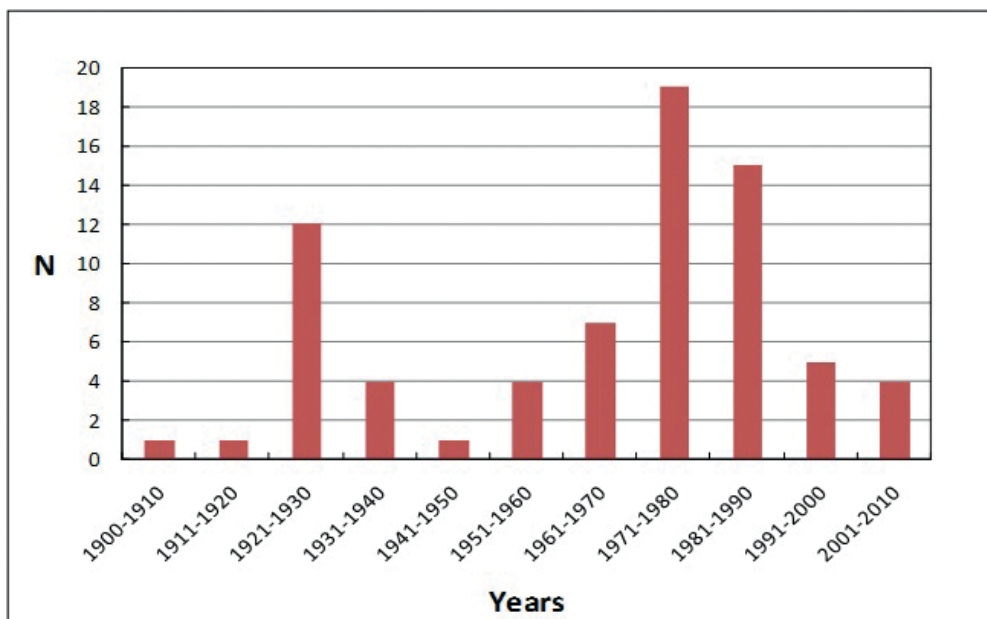
با توجه به نمودار به‌دست آمده در شکل ۶، تابع احتمال گتنبِریگ - ریشتر برای منطقه مورد مطالعه به صورت رابطه ۸ بیان می‌شود:

رابطه (۸)

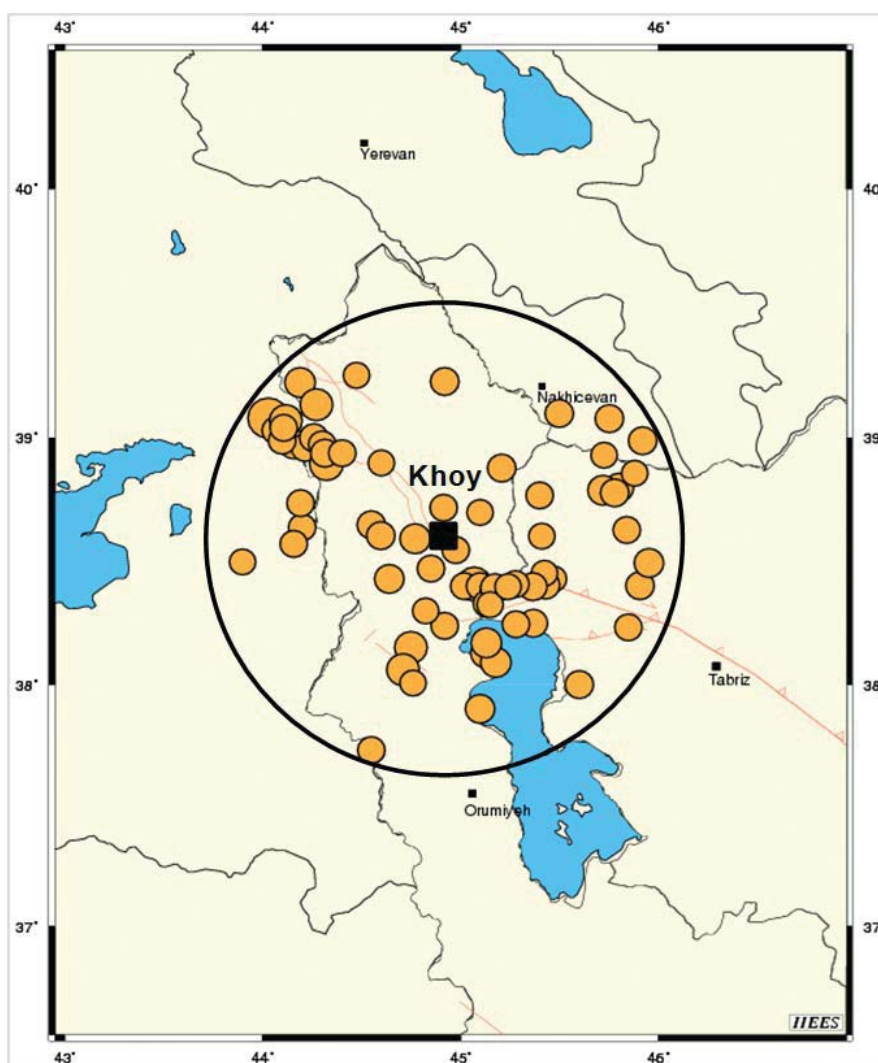
$$\text{Log}N = 6.03 - 0.94M$$

بر اساس این رابطه، مقادیر پارامترهای a و b به ترتیب برابر

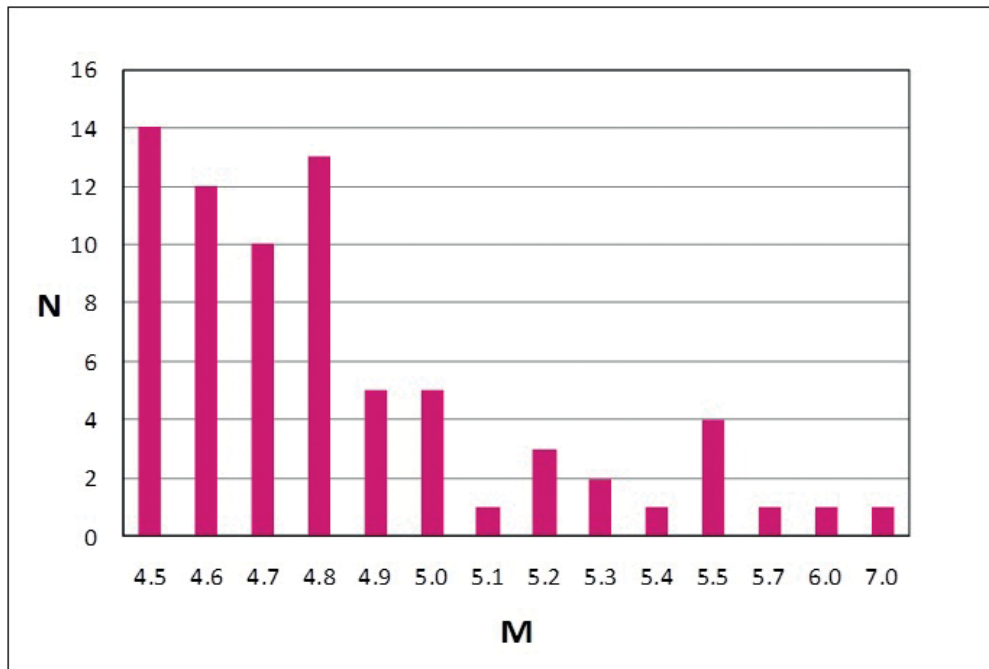
با توجه به جدول ۴، دوره بازگشت و احتمال وقوع سالیانه زمین لرزه‌ای با بزرگای بیشتر از ۶/۱ (احتمال وقوع ۶۴ درصد) برای منطقه مورد مطالعه در جدول ۵ ارائه شده است.



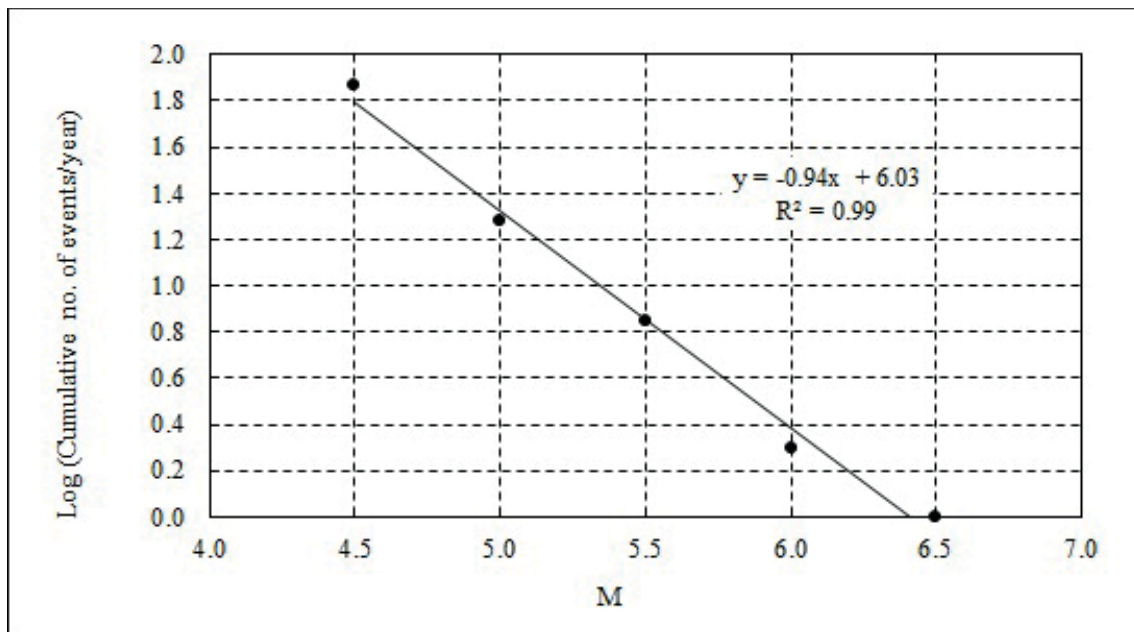
شکل ۳. فراوانی زمین لرزه‌های دستگاهی بزرگتر از ۴/۵ از سال ۱۹۰۰ تا ۲۰۱۰ میلادی (IIIES, 2010).



شکل ۴. توزیع مراکز سطحی زمین لرزه‌های دستگاهی بزرگتر از ۴/۵ به شعاع ۱۰۰ کیلومتری از مرکز شهرستان خوی (IIIES, 2010).



شکل ۵. ارتباط بین بزرگا و فراوانی زمین لرزه‌های دستگاهی بزرگتر از ۴/۵.



شکل ۶. ارتباط بین بزرگا و لگاریتم فراوانی زمین لرزه‌های دستگاهی بزرگتر از ۴/۵ به شعاع ۱۰۰ کیلومتری از مرکز شهرستان خوی.

برخوردار نمی‌باشند و نتایج پراکنده‌ای ارائه می‌کنند، بنابراین کاربرد آن‌ها برای این منطقه پیشنهاد نمی‌شود. از سوی دیگر برای منطقه مورد مطالعه روابط Mohajer Ashjai and Nowroozi, 1978, Ambrasyes and Melville, 1978 و Ramazi, 1999 برای محاسبه بزرگای زمین لرزه و روابط Esteva and Villaverde, 1970, Schnabel and Seed, 1973, Esteva, 1970 و Donovan, 1973 برای محاسبه شتاب از دقت کافی برخوردار می‌باشند و کاربرد آن‌ها برای منطقه مورد مطالعه پیشنهاد می‌شود.

با محاسبه بزرگا و شتاب حرکت زمین با استفاده از روابط ارائه شده توسط محققین مختلف و با مقایسه نتایج به دست آمده، می‌توان متوجه شد که استفاده از بعضی روابط برای برخی مناطق مناسب نمی‌باشد، زیرا نتایج پراکنده‌ای ارائه می‌کنند. در این پژوهش نیز با محاسبه بزرگا و شتاب زمین لرزه ناشی از گسل‌های موجود در شهرستان خوی و مناطق پیرامون آن، مشخص گردید که روابط ارائه شده توسط Nowroozi, 1985 و Slemmos, 1986 برای محاسبه بزرگا و رابطه Campbell, 1981 برای محاسبه شتاب از دقت کافی برای منطقه مورد مطالعه

جدول ۴. بزرگا و شتاب بیشینه افقی حرکت زمین به دلیل فعالیت گسل‌های موجود در منطقه مورد مطالعه به روش احتمالی.

شماره گسل	نام گسل	طول گسل (Km)	فاصله گسل از خوی (Km)	جهت یابی	برای دوره (M) توان لرزه‌ای زمانی ۵۰ ساله و با احتمال وقوع ۱۰، ۵۰، و ۶۴ درصد			بیشینه شتاب حرکت زمین (PGA) (g)		
					۱۰%	۵۰%	۶۴%	۱۰%	۵۰%	۶۴%
۱	گسل زورآباد	۲۰	۳۹	N30W	۷/۱	۶/۳	۶/۱	۰/۱۶	۰/۱۰	۰/۱۰
۲	گسل حصار	۴۰	۴۲	N45W				۰/۱۵	۰/۱۰	۰/۰۹
۳	گسل شکرپازی	۲۸	۳۲	N60W				۰/۱۸	۰/۱۲	۰/۱۱
۴	گسل سلماس	۳۵	۶۰	N45W				۰/۱۱	۰/۰۷	۰/۰۷
۵	گسل چهارستون	۴۰	۴۷	N45E				۰/۱۴	۰/۰۹	۰/۰۸
۶	گسل عسگرآباد	۱۵	۱۳	NE				۰/۳۱	۰/۲۱	۰/۱۹
۷	گسل آق درق	۱۰	۱۴	N45W				۰/۳۰	۰/۲۰	۰/۱۸
۸	گسل فرخ یاشار	۲۰	۱۸	N45W				۰/۲۷	۰/۱۸	۰/۱۶
۹	گسل گردپیک	۲۰	۲۲	N45W				۰/۲۴	۰/۱۶	۰/۱۴
۱۰	گسل گلوانس	۱۲	۳۶	N45W				۰/۱۷	۰/۱۱	۰/۱۰
۱۱	گسل قشقابلاغ	۲۵	۲۳	N45W				۰/۲۳	۰/۱۶	۰/۱۴
۱۲	گسل هندوان	۱۰	۲۷	NE				۰/۲۱	۰/۱۴	۰/۱۳
۱۳	گسل بالابان	۱۷	۵۶	N45W				۰/۱۲	۰/۰۸	۰/۰۷
۱۴	گسل کوه اورین	۱۱	۴۱	EW				۰/۱۵	۰/۱۰	۰/۰۹
۱۵	گسل گوگرد	۱۰	۴۴	N45W				۰/۱۴	۰/۱۰	۰/۰۹

جدول ۵. دوره بازگشت و احتمال وقوع سالیانه زمین لرزه بزرگتر از ۶/۱.

احتمال وقوع سالیانه (P)	دوره بازگشت (T_R) (سال)	زمان (T) (سال)	تعداد زمین لرزه بزرگتر از ۶/۱
۰/۰۰۹	۱۱۰	۱۱۰	۱

نتیجه گیری

زمین به علت فعالیت این گسل در شهرستان خوی حدود $g \ 0/1$ می‌باشد. از سوی دیگر به دلیل فاصله کم گسل عسگرآباد تا مرکز شهرستان خوی بیشترین شتاب حرکت زمین در این شهرستان به علت فعالیت این گسل ایجاد می‌شود که توسط هر دو روش قطعی و احتمالی این موضوع به اثبات رسیده است. شتاب بیشینه حرکت زمین در اثر فعالیت این گسل در روش قطعی در حدود $g \ 0/31$ و در روش احتمالی با احتمال ۱۰ درصد، حداکثر $g \ 0/31$ به دست آمده است. در مورد سایر گسل‌ها نیز نتایج با یکدیگر همخوانی خوبی دارند.

در این شهرستان خطر وقوع زمین لرزه‌های با بزرگای بیشتر از ۶/۱، با احتمال ۶۴ درصد وجود دارد. در این صورت دوره بازگشت آن‌ها ۱۱۰ سال است و احتمال وقوع سالیانه در حدود

انجام مطالعات لرزه‌خیزی برای شهرهای در حال توسعه و یا شهرهای جدید یکی از مهمترین مراحل مطالعه زمین‌شناسی و زمین‌شناسی مهندسی شهری محسوب می‌شود. با مطالعه لرزه‌خیزی شهرستان خوی مشخص می‌شود که گسل‌های کوچک و بزرگی که در درون این شهر و مناطق پیرامون آن گسترش دارند، پتانسیل ایجاد زمین لرزه‌هایی با بزرگای حدود ۶/۵ در مقیاس امواج درونی زمین را دارا می‌باشند. در این صورت شتاب حرکت زمین در این شهر، به علت فعالیت احتمالی این گسل‌ها، ممکن است حداکثر به حدود $g \ 0/3$ نیز برسد.

در این خصوص بزرگترین زمین لرزه قابل انتظار با بزرگای ۶/۸، توسط گسل چهارستون ایجاد می‌شود. شتاب بیشینه حرکت

Pages 142–182 of: Hansen, R.J. (ed), Seismic Design for Nuclear Power Plants. the M.I.T. Press.

- Esteva, L., and Villaverde, R., 1973. Seismic risk, design spectra and structural reliability. Proceedings of Fifth World Conference on Earthquake Engineering, 2, 2586-2596.

- Ghobadi, M.H. and Fereidooni, D., 2012. Seismic hazard assessment of the city of Hamedan and its vicinity, west of Iran. Natural Hazards, 63, 1025-1038.

- Gutenberg, R., and Richter, C.F., 1944. Frequency of earthquakes in California. Bulletin of the Seismological Society of America, 34, 185-188.

- IIEES (International Institute of Earthquake Engineering and Seismology), 2010. <http://www.iiees.ac.ir>

- Lantada, N., Luis, G., Pujades, A. and Barbat, H., 2009. Vulnerability index and capacity spectrum based methods for urban seismic risk evaluation. A comparison. Natural Hazards 51, 501-524.

- Mohajer Ashjai, A. and Nowroozi, A.A., 1978. Observed and probable intensity zoning of Iran. Tectophysics, 49, 249-260.

- Mohanty, K.W. and Walling, M.Y., 2008. Seismic hazard in mega city Kolkata, India. Natural Hazards, 47, 39-54.

- MrSID Viewer, 1998. LizardTech Inc., 1520 Bellevue Ave., Second Floor, Seattle, WA 98122.

- Nowroozi, A., 1985. Empirical relations between magnitude and fault parameters for earthquakes in Iran. BSSA, 75(5), 1327-1338.

- Ramazi, H.R., 1999. Attenuation laws of Iranian earthquakes. The 3th International Conference of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran.

- Schnabel, P.B., and Seed, H.B., 1973. Accelerations in rock for earthquakes in the western United States. Bulletin of the Seismological Society of America, 63(2), 501–516.

- Selcuk, A.S. and Yucemen, M.S., 2000. Reliability of lifeline networks with multiple sources under seismic hazard. Natural Hazards, 21, 1-18.

- Slemmos D.B., 1986. Determination of earthquake size from surface faulting events. Proceeding of International Seminar on Seismic Zonation.

۰/۰۰۹ می باشد. احتمال وقوع زمین لرزه های با بزرگای بیشتر از ۷/۱، ۱۰ درصد و برای زمین لرزه های بزرگتر از ۶/۳ نیز ۵۰ درصد محاسبه شده است.

منابع

- ادیب، ا.، ۱۳۸۷. مطالعه علل ناپایداری زمین در روستای گوگرد از توابع شهرستان خوی. طرح پژوهشی، بنیاد مسکن انقلاب اسلامی استان آذربایجان غربی، ۲۴۷.

- برگگی، خ.، ۱۳۷۹. اصول مهندسی زلزله. انتشارات دانشگاه تهران، ۵۷۲.

- رهنمازاد، ج.، اکبری جمالزاده، ر.، خسروی، ف.، درخشانی، ر.، ۱۳۸۸. بررسی فعالیت گسل گوک بر اساس شاخص نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره. فصلنامه زمین شناسی کاربردی، ۴، ۲۹۹-۲۹۲.

- شفیع بافتی، ا.، جعفری، ح.ر. و شاه پسندزاده م.، ۱۳۸۸. زمین ساخت جنب و برآورد خطر زمین لرزه در منطقه سبزواران. فصلنامه زمین شناسی کاربردی، ۳، ۲۳۹-۲۳۰.

- فریدونی، د.، ۱۳۸۷. زمین شناسی عمومی و مهندسی. انتشارات خانه ادبیات، ۴۵۰.

- کنگی، ع.، پورکرمانی، م. و میرزایی، س.، ۱۳۹۰. نقش سیستم شکستگی ها در شرایط بارگذاری لرزه ای بر ناپایداری دیواره غربی معدن مس سرچشمه. فصلنامه زمین شناسی کاربردی، ۱، ۶۷-۶۳.

- Ambrasyes, N.N. and Melville, C.P., 1982. A history of Persian earthquakes. Cambridge Earth Science Series, 219.

- Berberian, M., 1983. Active faulting and tectonics of Iran, in: Continental deformation in the Iranian Plateau (Contribution to the Seismotectonic of Iran, Part IV). Geological Survey of Iran, 52, 464-500.

- Berberian, M., 1994. Natural hazards and the first earthquake catalogue of Iran, V. 1: Historical Hazards in Iran Prior to 1900. International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), 603.

- Burchfiel, B.C. and Wang, E., 2003. Northwest-trending middle Cenozoic, left-lateral faults in southern Yunnan China and their tectonic significance. Journal of Structural Geology, 25, 5, 781-792.

- Campbell, K.W., 1981. Near source attenuation of peak horizontal acceleration. Bulletin of Seismological Society of America, 71, 6, 2039-2070.

- Donovan, N.C., 1973. San Fernando earthquake. Proceeding of 5th World Conference Earthquake Engineering 2, 1252-1261.

- Esteva, L., 1970. Seismic risk and seismic Design.