



بررسی توان لرزه‌خیزی پاره‌های اصلی گسل شمال تبریز به روش Kijko

سجاد رستمی^{۱*}، بهزاد زمانی^۲، لیلی ایزدی کیان^۳

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد تکتونیک، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان.
۲. استادیار تکتونیک و مسئول مرکز پایش پیش‌نشانگرها، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تبریز، تبریز.
۳. استادیار تکتونیک، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان.

چکیده

در این مطالعه گستره سه پاره اصلی گسل شمال تبریز شامل پاره شمالی، میانی و جنوبی برای تحلیل توان لرزه‌خیزی انتخاب شده است. بدین منظور داده‌های زمین‌لرزه‌های رویداده از سال ۱۹۰۰ تا ۲۰۱۴ میلادی در گستره سه پاره اصلی که توسط شبکه لرزه‌نگاری موسسه ژئوفیزیک تهران و همچنین ایستگاه منطقه ای آن یعنی مرکز لرزه‌نگاری تبریز ثبت شده است تهیه گردید. بر این اساس بانک اطلاعاتی کاملی شامل ۲۸۵۰ زمین‌لرزه برای پهنه گسل فراهم و مورد ارزیابی قرار گرفت. سپس، فهرست زمین‌لرزه‌ها با هدف اطمینان از مستقل بودن رویدادهای زمین‌لرزه به روش نوپوف پردازش و پیش‌لرزه و پس‌لرزه‌های موجود در کاتالوگ حذف شد. سپس پارامترهای لرزه‌خیزی شامل نرخ رویداد سالیانه، آهنگ فعالیت و دوره بازگشت محتمل زمین‌لرزه‌ها برای بازه‌های زمانی ۵۰، ۱۰۰، ۴۷۵ سال برحسب بزرگای سه پاره گسل شمال تبریز به روش کیکو تعیین گردید. در آخر نتایج حاصل برای سه پاره جهت بررسی تفاوتها مورد مقایسه قرار گرفت که در بین سه پاره احتمال دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها برای پاره میانی و شمالی بیشتر از پاره جنوبی بدست آمده است. همچنین با توجه به نتایج این پژوهش دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های مخرب گسل تبریز با بزرگای ۶ تا ۶/۵ ریشتر ۴۷۵ سال است.

واژه‌های کلیدی: توان لرزه‌خیزی، پاره، گسل تبریز، دوره بازگشت، زمین‌لرزه

۱- مقدمه

زمین لرزه از جمله مخاطرات طبیعی مهم می‌باشد، که جنبه‌های مختلف زندگی بشری را متأثر می‌سازد. مناطق زلزله‌خیز کره زمین به صورت زنجیره‌ای در امتداد کوه‌های آلپ تا هیمالیا کشیده شده‌اند (Kirpes, 1998). کشور ایران در قسمت میانی کمربند کوهزایی آلپ واقع شده است و از جمله کشورهای لرزه‌خیز جهان محسوب می‌شود. فلات ایران سرزمین لرزه‌خیزی است که به طور متوسط هر ۵ سال یکبار یک زلزله مخرب در آن روی می‌دهد (میرزائی و همکاران، ۱۳۸۱). در این میان شمال غرب ایران که در محل تلاقی دو ایالت لرزه زمین ساختی البرز و زاگرس نیز می‌باشد (میرزائی و همکاران، ۱۳۸۱) بسیار حائز اهمیت است زیرا که این منطقه در گذشته بارها زمین لرزه‌های ویرانگری را تجربه کرده است. گسل شمال تبریز، از مهم‌ترین گسل‌های فعال در شمال غرب ایران است. این گسل هسته مرکزی سامانه گسلی را تشکیل می‌دهد که عمده لرزه‌خیزی منطقه متأثر از عملکرد این گسل‌هاست. وجود این گسل سبب بالا رفتن خطر لرزه‌خیزی در این ناحیه از کشور شده است. زمین لرزه‌های تعیین محل شده با دقت بالا، حاکی از فعالیت لرزه‌ای در امتداد گسل شمال تبریز هستند. گسل تبریز از گسل‌های فعال و پی‌سنجی بوده و نمود بارزی در سطح زمین دارد (شکل ۱) (نوری، ۱۳۹۳).

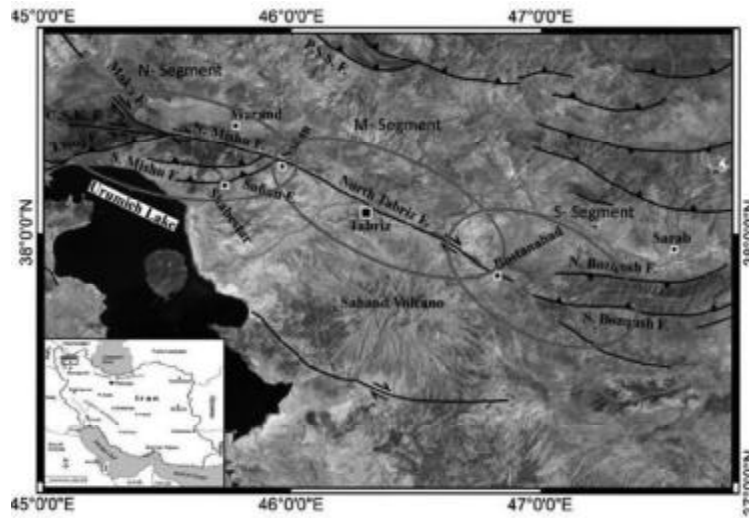
با توجه به وقوع زمین لرزه‌های تاریخی بزرگ در امتداد گسل شمال تبریز که آخرین زمین لرزه مخرب پیرامون آن، به بیش از ۲۰۰ سال پیش بازمی‌گردد سبب شده است که منطقه شمال غرب ایران، به ویژه شهرهای مستقر در امتداد گسل، با انبوه جمعیت، در سطح بالایی از خطرات لرزه‌ای و ریسک قرار بگیرد. وقوع زلزله‌های

شدید، زمان آرامش طولانی و دوره فعالیت زیاد ویژگی‌های اصلی این منطقه فعال هستند. یکی از گام‌های اساسی در تحلیل لرزه‌خیزی هر منطقه، تعیین دوره بازگشت زمین لرزه با بزرگای مختلف برای آن منطقه می‌باشد. در این پژوهش قصد داریم پارامترهای لرزه‌خیزی و دوره بازگشت زمین لرزه‌ها با بزرگاهای مختلف را برای هر سه پاره گسل شمال تبریز (نوری، ۱۳۹۳) به طور جداگانه به روش کیکو - سالیوال (Kijko and Sellevoll, 1992) تعیین کرده و دوره‌های بازگشت زمین لرزه برای هر سه پاره گسل شمال تبریز را با یکدیگر و همچنین با دوره بازگشت برای کل گسل شمال تبریز مقایسه کرده و از بین سه پاره فعال‌ترین بخش از نظر احتمال بازگشت زمین لرزه با بزرگای معلوم را مشخص نماییم.

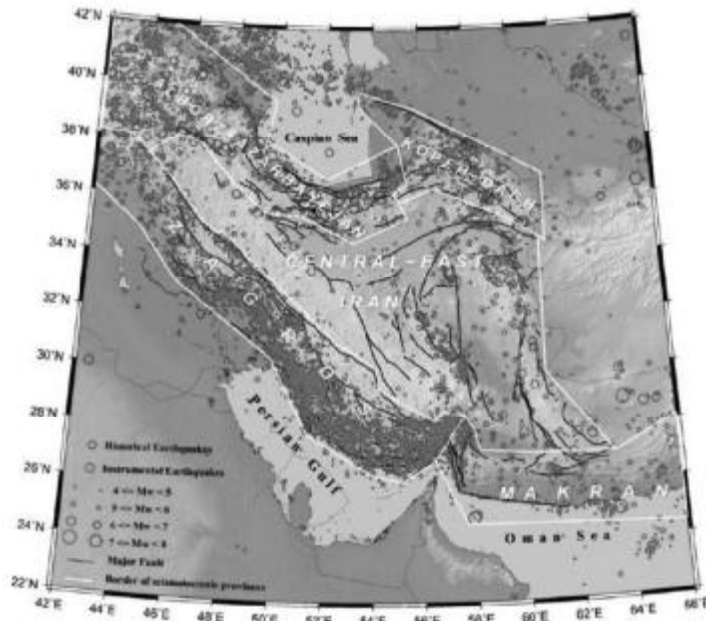
۲- جایگاه تکتونیکی منطقه

منطقه مورد مطالعه در محدوده ایالت البرز - آذربایجان قرار دارد. این ایالت پهنه‌ای لرزه‌خیز است که بخش‌های شمال و شمال غربی ایران را در بر می‌گیرد. (شکل ۲)

سازوکار گسل‌های درون فلات آذربایجان اغلب از نوع راندگی است (Zamani and Masson, 2014; 1997; Berberain, 1997) و این در حالی است که در بخش‌های مرزی این فلات، سازوکار غالب گسل‌ها در منطقه امتدادلغزی است (زمانی، ۱۳۹۲). و این موضوع از اهمیت زیادی برخوردار است زیرا گسل‌های امتدادلغز یکی از عناصر مهم ساختاری در مرز صفحات هستند.



شکل ۱- موقعیت گسل شمال تبریز در منطقه به همراه پاره‌های اصلی (نوری، ۱۳۹۳)



شکل ۲- ایالت‌های اصلی لرزه زمین ساختی ایران (Mirzaei et al, 1998)

۳- لرزه‌خیزی گسل شمال تبریز

گسل شمال تبریز اگرچه در طی بیش از دو سده از لحاظ لرزه‌ای غیرفعال بوده، اما در طول تاریخ رخداد زمین‌لرزه‌های بزرگ بارها سبب ویرانی شهر تبریز شده است. که این عدم وقوع زمین‌لرزه‌ها در حال حاضر، نشانگر عدم لرزه‌خیزی منطقه نبوده و بیشتر می‌توان آن

را به دلیل طولانی بودن دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های مخرب نسبت داد. مطالعات صورت گرفته در اکثر نواحی لرزه‌خیز دنیا مبین این نکته است که اگر گسلی در گذشته فعال بود و هم اکنون آرام است، بار دیگر در آینده فعال خواهد شد. سامانه گسلی شمال تبریز بزرگ‌ترین قطعه امتدادلغز منطقه شمال غرب ایران

گسل راستالغز راستگرد شمال میشو با شیب به سمت جنوب-جنوب غرب ادامه می‌یابد که به عنوان پاره مرند (پاره شمالی) معرفی می‌شود (نوری، ۱۳۹۳).

۵- زلزله‌های دستگاهی

این زلزله‌ها شامل زمین‌لرزه‌های رویداده بعد از سال ۱۹۰۰ میلادی و شامل دو گروه دستگاهی آنالوگ و دستگاهی دیجیتال که از سال ۱۹۶۴ به بعد مرسوم گردیده می‌شود. در این تحقیق آمار زمین‌لرزه‌های دستگاهی از سال ۱۹۰۰ تا ۲۰۱۴ برای سه پاره شمالی، میانی و جنوبی گسل شمال تبریز جمع‌آوری شده است. مشخصات زمین‌لرزه‌های ثبت شده در اوایل قرن بیستم به علت عدم وجود دستگاه‌های دقیق، کمبود پایگاه لرزه‌نگاری و غیره دارای خطا بوده‌اند که توسط نبوی همچنین آمبرسیز و ملویل مجدداً تصحیح شده‌اند. قسمت اعظم داده‌های لرزه‌ای دستگاهی در بخش باختری گسل (پاره شمالی) متمرکز شده‌اند که بزرگای بیشتر آن‌ها کمتر از ۵ ریشتر می‌باشد (شکل ۳).

۶- توزیع عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها

توزیع عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها عامل اصلی در شناخت هندسه گسل است، و در این راستا داده‌های لرزه‌ای با دقت بالا و تعیین محل شده نقش بسزایی در تعیین توزیع عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها دارد. همان‌طور که در شکل مشخص است، بیشتر زمین‌لرزه‌ها عمق بین ۱۰ تا ۲۰ کیلومتر را دارند. همچنین حد مینیمم عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها نیز تقریباً ۴ کیلومتر می‌باشد (شکل ۴). مطابق بررسی‌ها اکثر زمین‌لرزه‌های ناحیه شمال و شمال غرب ایران دارای عمق کانونی کمتر از ۳۳ کیلومتر می‌باشند (Maggi et al., 2002). که نمودار توزیع زمین‌لرزه‌ها در گستره ۳ پاره نیز موید این مطلب است همان‌طور که قابل مشاهده است در این نمودار اکثر زمین‌لرزه‌های رخ داده در طول سه پاره گسلی عمقی بین ۱۰ تا ۲۰ کیلومتر را داراند.

است. در تمامی مطالعات صورت گرفته به حرکت امتدادلغز راست بر گسل شمال تبریز در اثر حرکت کلی موجود در منطقه که همان حرکت رو به سمت شمال صفحه عربی است، اشاره شده است. به طور کلی مطالعه لرزه‌خیزی شمال غرب ایران، نشان‌دهنده بیش‌ترین تمرکز زلزله‌خیزی در جهت شمالی غربی - جنوب شرقی، از خوی تا سراب در رابطه با گسل شمال تبریز و همچنین در راستای شمالی - جنوبی در راستای گسل اهر، در شمال تبریز به طرف مرز ایران و جمهوری آذربایجان و تا نزدیکی رشته‌کوه‌های قفقاز می‌باشد (سپاهکالی مرادی و همکاران، ۱۳۸۷).

۴- پاره‌های گسل تبریز

پاره‌بندی گسل‌ها امکان بررسی پتانسیل لرزه‌خیزی هر بخش از گسل را به طور جداگانه فراهم می‌سازد. به این ترتیب امکان بررسی ویژگی‌های ساختاری و لرزه‌ای هر پاره به طور جداگانه امکان‌پذیر می‌گردد. با بررسی داده‌های لرزه‌ای، شواهد ساختاری صحرائی و تصاویر دور سنجی برگرفته از سنجنده SPOT-5 برای محدوده گسل تبریز، از حوالی شمال شهر میانه تا غرب شهر مرند، می‌توان سه پاره عمده برای گسل تبریز متمایز کرد (نوری، ۱۳۹۳). پاره جنوبی که به نام پاره بستان‌آباد معرفی می‌شود از حدود محدوده جغرافیایی ۳۷/۷ و ۴۷/۵ تا ۳۷/۹۶ و ۴۶/۷ (حوالی بستان‌آباد) قابل تعریف است که محدوده گسل معکوس جنوب بزقوش با شیب به سمت شمال با امتداد شرقی-غربی را شامل می‌شود. ادامه این گسل (پاره جنوبی) به طرف غرب با تغییر در سازوکار (معکوس) و امتداد (شرقی-غربی) به گسل راستالغز راستگرد شمال تبریز با شیب به سمت شمال شرق و امتداد شمال غرب-جنوب شرق که به نام پاره تبریز معرفی می‌شود متصل می‌شود که از حوالی شهر بستان‌آباد تا محدوده جغرافیایی ۳۸/۳ و ۴۶ قابل تعریف است (شکل ۱) و از این محدوده به سمت غرب مرند، گسل شمال تبریز با تغییر در جهت شیب گسل به

پواسونی پیروی نمی‌کنند، باید از کاتالوگ حذف شوند. که در آن‌ها به ازای هر بزرگی زمین‌لرزه، پنجره یا محدوده‌های مکانی و زمانی معین شده است که زمین‌لرزه‌های واقع در آن محدوده‌ها، در حکم پس‌لرزه در نظر گرفته می‌شوند. از آنجا که پهنای پنجره‌های معرفی شده متفاوت است، حذف پس‌لرزه‌ها در دو مرحله صورت گرفته است. در مرحله اول، رویدادهای واقع در پنجره‌های زمانی و مکانی کوچک‌تر، مشابه پس‌لرزه در نظر گرفته شده‌اند و در مرحله دوم، برای رویدادهایی که خارج از پنجره‌های زمانی و مکانی کوچک‌تر و داخل پنجره‌های زمانی و مکانی بزرگ‌تر قرار گرفته‌اند، با در نظر گرفتن فاصله زمانی و مکانی آن رویداد از زمین‌لرزه اصلی و توالی پس‌لرزه‌ای خاص آن و همچنین، ویژگی‌های لرزه زمین‌ساختی محل زمین‌لرزه، در خصوص انتخاب آن‌ها به منزله پس‌لرزه تصمیم‌گیری شده است.

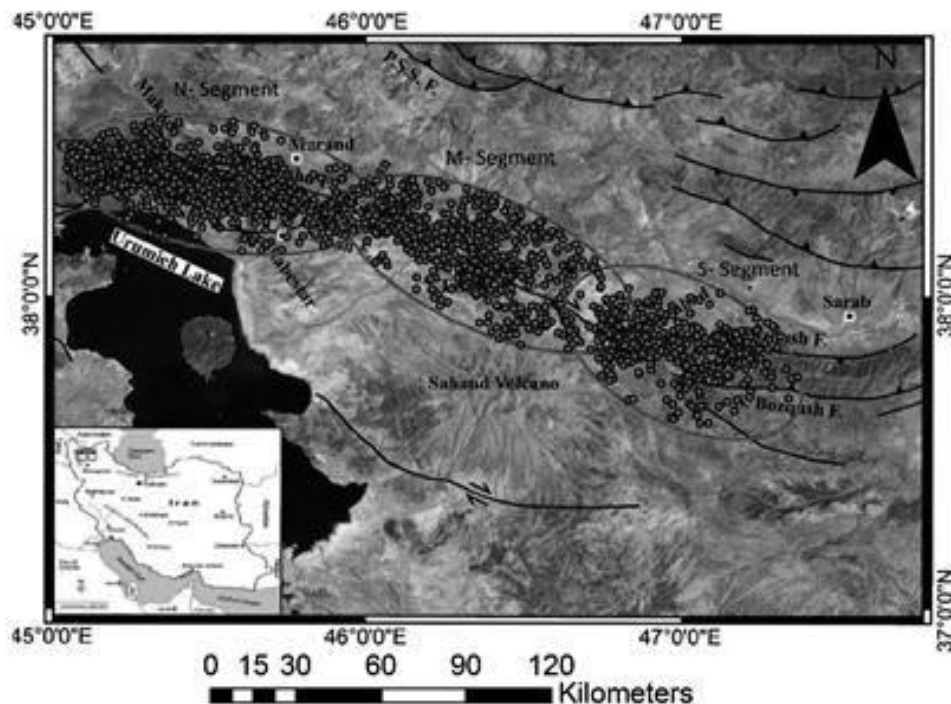
۷- سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها

سازوکارهای محاسبه شده در گستره گسل شمال تبریز به خوبی نماینگر حرکت امتدادلغز راست گرد می‌باشد. به جز چند مورد در بخش باختری که نشان‌دهنده گسلش معکوس می‌باشند (شکل ۵).

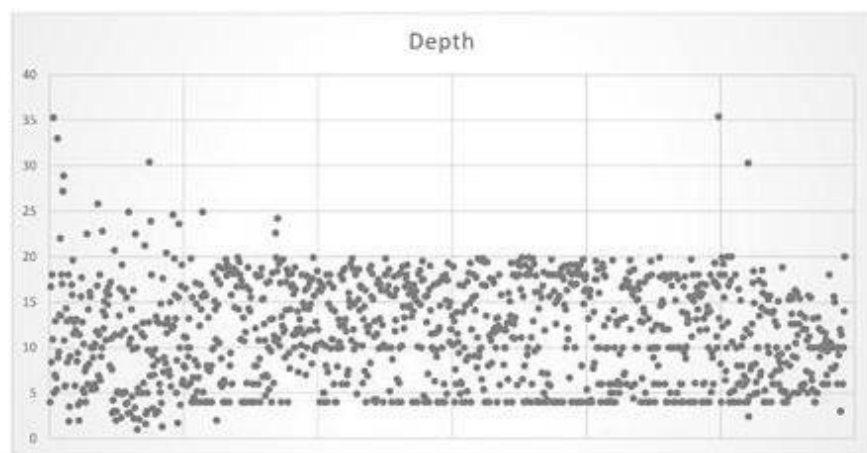
۸- روش مطالعه

۸-۱- حذف رویدادهای وابسته

در برآورد خطر زمین‌لرزه و همچنین تعیین دوره بازگشت زمین‌لرزه فرض بر این است که وقوع زمین‌لرزه‌ها از فرآیند پواسونی پیروی می‌کنند، این بدین معنی است که در طول گسل‌ها یا پهنه‌های لرزه‌ای زمین‌لرزه‌ها به صورت مستقل و اتفاقی از نظر مکان و زمان اتفاق می‌افتند و زمان، مکان و بزرگی زمین‌لرزه‌ها در پهنه لرزه‌خیز مستقل از رویدادهای قبلی و بعدی است. بنابراین پس‌لرزه‌ها و پیش‌لرزه‌ها که به نوعی رویدادهای وابسته محسوب می‌شوند و از مدل



شکل ۳- موقعیت پاره‌های اصلی گسل شمال تبریز به همراه داده‌های لرزه‌ای ثبت شده دستگاهی از سال ۱۹۰۰ تا ۲۰۱۴ میلادی



شکل ۴- توزیع عمق کانونی زمین لرزه‌ها در گستره ۳ پاره گسل

۱۹۹۲ با اضافه نمودن عدم قطعیت در محاسبات مربوط به پارامترهای زمین لرزه‌ای λ و b و M_{max} اصلاح گردید. با اضافه نمودن این اصلاحات، برنامه قابلیت‌های سودمندی در به کار بستن فهرست زمین لرزه‌های آمیخته و ناهمگون پیدا کرد که با خصوصیات داده‌های لرزه‌ای سرزمین ایران مناسب است. در این روش، برای هر دسته، توان به کار بستن توأم زمین لرزه‌های تاریخی و ثبت شده دستگاهی با انجام دسته‌بندی‌های مناسب با در نظر گرفتن خطای بزرگ، بزرگای آستانه و بزرگای حداکثر به صورت متفاوت، وجود دارد، هم چنین اثر نبوده‌های لرزه‌ای یا کمبود اطلاعات را می‌توان به نحوی در محاسبات وارد نمود. استفاده از این روش در پهنه‌های زمین ساختی که دارای فهرست ناقصی از اطلاعات زمین لرزه‌های تاریخی یا اساساً فاقد زمین لرزه‌های تاریخی هستند، بسیار مناسب و کارآمد است. نتایج حاصل از به کار بستن این روش شامل تعیین پارامترهای لرزه خیزی یعنی (میزان فعالیت و آهنگ لرزه خیزی)، تعیین حداکثر بزرگای پذیرفتنی M_{max} ، تعیین دوره بازگشت، احتمال رویداد و عدم رویداد بزرگای زمین لرزه در دوره‌های زمانی متفاوت است.

این کار تا حدودی به نظر مفسر بستگی دارد، زیرا مفسر باید مدل آماری برای فعالیت پس لرزه‌ها و پیش لرزه‌ها در نظر بگیرد. بنابراین باید یک پنجره زمانی و یک پنجره مکانی برای تعریف رویدادهای وابسته در نظر گرفته شود. ابعاد پنجره‌ها بستگی به تشخیص پس لرزه‌های متعاقب با زمین لرزه‌های بزرگ‌تر در کاتالوگ دارد. برای جداسازی پیش و پس لرزه‌ها از رویدادهای اصلی روش‌های مختلفی ارائه شده است. که در این پژوهش از روش پنجره‌های زمانی - مکانی گاردنر - نوپوف (Gardner and Knopoff, 1974) استفاده شده است. بعد از حذف پس لرزه‌ها و پیش لرزه‌ها از بین داده‌های لرزه‌ای اولیه که ۲۸۵۰ زلزله بوده‌اند، جمعاً ۲۱۵ داده برای کل سه پاره از گسل شمال تبریز باقی ماند که در ادامه این داده‌های باقی مانده نیز بسته به طول و عرض جغرافیایی رخ داده در پاره‌های گسلی مربوطه خود قرار داده شد (شکل ۶).

۲-۸- روش کیجو-سلوول (Kijko and Sellevoll, 1992)

این روش برای نخستین بار در ماه ژوئن سال ۱۹۸۹ در مجله انجمن لرزه شناسی آمریکا توسط M. A. Kijko و A. Sellevoll معرفی و منتشر گردید. این روش در سال

جداگانه منظور نمود. مراحل برآورد پارامترها به شرح ذیل می‌باشد:

۱- گردآوری بانک اطلاعاتی دقیق از داده‌های لرزه‌ای گستره مورد مطالعه.

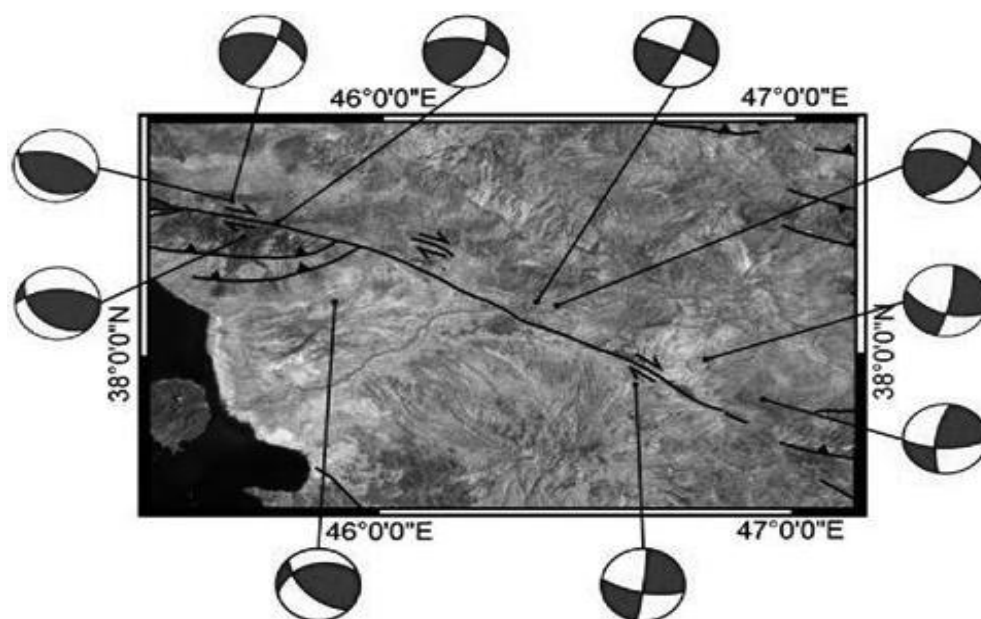
۲- انتخاب یک نوع بزرگای جهت یکسان سازی (در این پژوهش m_b)

۳- تعیین حداقل بزرگای آسیب‌رسان و حذف بزرگاهای کمتر از آن (مطابق روش نوپوف)

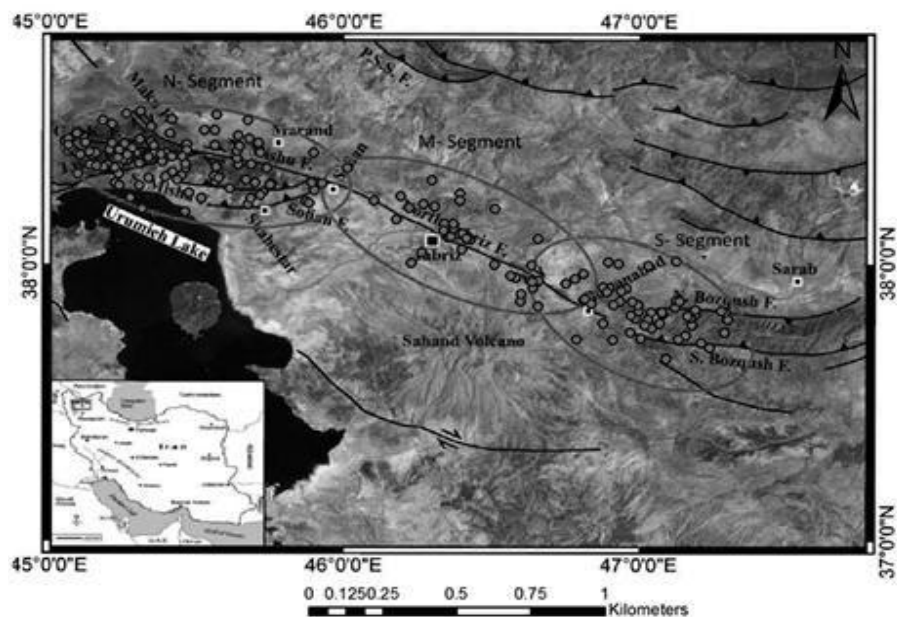
۴- حذف پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها با روش نوپوف

۸-۳- برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی محدوده

برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی مهمی چون حداکثر زلزله قابل انتظار (M_{max})، آهنگ رویداد سالانه بزرگای (λ)، میزان فعالیت لرزه‌خیزی β و مقدار (b -value) که از مشخصه‌های اصلی لرزه‌خیزی یک منطقه هستند در درک سرشت لرزه‌خیزی آن منطقه اهمیت بسیار دارد. در این پژوهش برای برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی با توجه به عدم قطعیت در اطلاعات از روش کیکو ورژن (۲۰۰۱) استفاده شده است. یکی از برتری‌های این روش این است که می‌توان خطای بزرگای زلزله‌ها در دوره‌های مختلف را به صورت



شکل ۵- سازوکار کانونی ارائه‌شده برای گسل تبریز در گستره سه پاره برگرفته از (سیاهکالی مرادی و همکاران، ۱۳۸۷)



شکل ۶- موقعیت سه پاره گسل شمال تبریز به همراه داده‌های لرزه‌ای پس از حذف پیش‌لرزه و پس‌لرزه‌ها

جدول ۱- برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی شامل: زلزله قابل انتظار (M_{max})، آهنگ رویداد سالانه بزرگا (λ) و میزان فعالیت لرزه‌خیزی β ، برای کل گسل تبریز (ب) دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های محتمل برای گسل تبریز بر مبنای رابطه گوتنبرگ- ریشتر.

Beta(for $M_{max}=8.00$)) 1.58 +- 0.08 (b = 0.68 +- 0.0
Beta(for $M_{max}=5.50$)	0.64 +- 0.04) .48 +- 0.08 (b
Lambda	4.12 +- 0.28 (for $M_{min} = 2.49$)
M_{max} (برآورد شده توسط نرم‌افزار)	5.50 +- 0.54 (for $SIG(\bar{X}_{max}) = 0.20$)
M_{max} (براساس سابقه لرزه‌خیزی گسل)	8.00 +- 3.00 (for $SIG(\bar{X}_{max}) = 0.10$)

بزرگا	احتمال دوره بازگشت بر حسب درصد			
	۱ سال	۵۰ سال	۱۰۰ سال	۴۷۵ سال
۲/۵	۹۹/۹۵	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰
۳	۸۶/۰۳	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰
۳/۵	۵۸/۵۶	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰
۴	۳۲/۶۱	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰
۴/۵	۱۶/۳۶	۹۹/۹۸	۱۰۰	۱۰۰
۵	۷/۷۶	۹۸/۱۲	۹۹/۹۶	۱۰۰
۵/۵	۳/۵۷	۸۳/۲۷	۹۷/۲۰	۱۰۰
۶	۱/۶۰	۵۴/۸۱	۷۹/۵۸	۹۹/۹۴
۶/۵	۰/۶۹	۲۸/۹۸	۴۹/۵۶	۹۶/۱۲
۷	۰/۲۷	۱۲/۷۷	۲۳/۹۱	۷۲/۶۹
۷/۵	۰/۰۸	۴/۲۱	۸/۲۵	۳۳/۵۹
۸	۰	۰/۰۵	۰/۱۱	۰/۵۲

بوده است. ضریب Beta (میزان فعالیت لرزه‌خیزی) نیز در گستره گسل شمال تبریز براساس این روش برای بزرگای ۵/۵۰ برابر ۱/۴۸ و برای بیشینه بزرگای در نظر گرفته ۱/۵۸ می‌باشد.

در برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی هر یک از پاره‌های اصلی گسل، مقدار بیشینه بزرگا، براساس بیشینه بزرگای انتخابی در نظر گرفته شده است و برنامه کیکو براساس این بزرگای انتخابی، مقادیر λ و β و همچنین دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها را برای پاره‌های گسلی محاسبه کرده است.

در جدول بالا احتمال بازگشت زمین‌لرزه براساس بزرگاهای مختلف و دوره‌های مختلف توسط نرم افزار برآورد شده است. همان طور که مشاهده می‌گردد بیشینه بزرگای برآورد شده توسط نرم‌افزار کیکو همخوان با توانمندی چشمه‌های لرزه زای این محدوده است که از سال ۱۹۰۰ میلادی تا به حال فعالیت داشته‌اند. زمین‌لرزه‌های رخ داده در طول گسل شمال تبریز در همین بازه زمانی نیز مبین این مطلب است. لازم به ذکر است که مقدار بیشینه بزرگای در نظر گرفته شده با توجه به سابق زمین‌لرزه‌های تاریخی مخرب این منطقه

جدول ۲- برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی شامل: زلزله قابل انتظار (Mmax)، آهنگ رویداد سالیانه بزرگا (λ) و میزان فعالیت لرزه‌خیزی β ، برای پاره‌های شمالی، میانی و جنوبی گسل تبریز

پاره	پاره شمالی	پاره میانی	پاره جنوبی
Beta	1.59 + 0.09 (b = 0.69 +- 0.04)	1.59 + 0.09 (b = 0.69 +- 0.04)	1.74 +- 0.13 (b = 0.76 +- 0.06)
Lambda	2.50 + 0.23 (for Mmin = 2.49)	2.50 + 0.23 (for Mmin = 2.49)	0.66 + 0.9 (for Mmin = 2.49)
Mmax	8.00 +- 3.10 for SIG(Xmax) = 0.1	8.00 +- 3.10 for SIG(Xmax) = 0.1	8.00 +- 3.00 for SIG(Xmax) = 0.1

جدول ۳- دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های محتمل برای پاره میانی گسل تبریز بر مبنای رابطه گوتنبرگ-ریشتر

بزرگای	احتمال دوره بازگشت بر حسب درصد			
	۱ سال	۵۰ سال	۱۰۰ سال	۴۷۵ سال
۲/۵	۹۹/۸۵	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰
۳	۷۳/۶۵	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰
۳/۵	۴۳/۳۷	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰
۴	۲۲/۲۵	۹۹/۹۹	۱۰۰	۱۰۰
۴/۵	۱۰/۶۳	۹۹/۴۱	۹۹/۹۹	۱۰۰
۵	۴/۹۰	۹۰/۰۲	۹۹	۱۰۰
۵/۵	۲/۲۱	۶۴/۲۲	۸۷/۲۰	۹۹/۹۹
۶	۰/۹۸	۳۶/۴۰	۵۹/۵۵	۹۸/۶۴
۶/۵	۰/۴۲	۱۷/۵۸	۳۲/۰۸	۸۴/۰۷
۷	۰/۱۶	۷/۳۷	۱۴/۲۱	۵۱/۷۱
۷/۵	۰/۰۵	۲/۳۷	۴/۶۸	۲۰/۳۹
۸	۰	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۲۹

جدول ۴- دوره بازگشت زمین لرزه‌های محتمل برای پاره شمالی گسل تبریز بر مبنای رابطه گوتنبرگ- ریشر

بزرگا	احتمال دوره بازگشت بر حسب درصد			
	سال ۱	سال ۵۰	سال ۱۰۰	سال ۴۷۵
۲/۵	۹۹/۸۵	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰
۳	۷۳/۶۵	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰
۳/۵	۴۳/۳۷	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰
۴	۲۲/۲۵	۹۹/۹۹	۱۰۰	۱۰۰
۴/۵	۱۰/۶۳	۹۹/۴۱	۹۹/۹۹	۱۰۰
۵	۴/۹۰	۹۰/۰۲	۹۹	۱۰۰
۵/۵	۲/۲۱	۶۴/۲۲	۸۷/۲۰	۹۹/۹۹
۶	۰/۹۸	۳۶/۴۰	۵۹/۵۵	۹۸/۶۴
۶/۵	۰/۴۲	۱۷/۵۸	۳۲/۰۸	۸۴/۰۷
۷	۰/۱۶	۷/۳۷	۱۴/۲۱	۵۱/۷۱
۷/۵	۰/۰۵	۲/۳۷	۴/۶۸	۲۰/۳۹
۸	۰	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۲۹

جدول ۵- دوره بازگشت زمین لرزه‌های محتمل برای پاره جنوبی گسل تبریز بر مبنای رابطه گوتنبرگ- ریشر

بزرگا	احتمال دوره بازگشت بر حسب درصد			
	سال ۱	سال ۵۰	سال ۱۰۰	سال ۴۷۵
۲/۵	۹۹/۵۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰
۳	۴۹/۹۹	۹۹/۹۹	۱۰۰	۱۰۰
۳/۵	۲۲/۵۶	۹۹/۶۹	۹۹/۹۹	۱۰۰
۴	۹/۷۵	۹۱/۰۶	۹۹/۲۰	۱۰۰
۴/۵	۴/۱۲	۶۳/۵۲	۸۶/۶۹	۹۹/۹۹
۵	۱/۷۳	۳۴/۳۳	۵۶/۸۷	۹۸/۱۵
۵/۵	۰/۷۲	۱۶/۰۱	۲۹/۴۷	۸۰/۹۵
۶	۰/۲۹	۶/۹۲	۱۳/۳۶	۴۹/۴۰
۶/۵	۰/۱۱	۲/۸۲	۵/۵۷	۲۳/۸۶
۷	۰/۰۴	۱/۰۶	۲/۱۱	۹/۶۷
۷/۵	۰/۰۱	۰/۳۱	۰/۶۳	۲/۹۸
۸	۰	۰	۰	۰/۰۳

۹- بحث و نتیجه گیری

همچنین با توجه به نتایج مشابهی که برای پاره‌های شمالی و میانی بدست آمده است می‌توان گفت که این دو پاره توان لرزه خیزی مشابهی دارند و احتمال وقوع زمین لرزه در این دو پاره بیشتر از پاره جنوبی می‌باشد. علاوه بر احتمال دوره بازگشت زمین لرزه‌ها مقادیر

با بررسی و مقایسه نتایج خروجی نرم افزار کیکو مشاهده می‌گردد که توان لرزه خیزی در گستره سه پاره اصلی گسل شمال تبریز یکسان نبوده و توان لرزه خیزی پاره‌های شمالی و میانی بیشتر از پاره جنوبی بوده و

امروزی حاکم محاسبه می‌شود و کاملاً مستقل از پارامترهای لرزه‌خیزی بکار رفته در تحلیل ریسک در این پژوهش می‌باشند و از این رو همخوانی این دو تحلیل در پاره میانی نشان از خطر بالای زمین‌لرزه در این پاره است. از طرفی عدم تطبیق در پاره شمال و جنوب صرف‌نظر از علت (که می‌تواند به دلیل عدم تکافوی داده، خطای داده‌های صحرائی به دلیل نبود داده‌های سن سنجی گسل در تحلیل پتانسیل حرکتی و ... باشد) نشان از خطرپذیری کمتر پاره شمالی و جنوبی گسل تبریز در مقایسه با پاره میانی باشند.

به باور حسامی و همکاران، بر پایه همخوانی سنی میان رویدادهای لرزه‌ای در ترانسه‌های حفر شده بر روی گسل شمال تبریز، در طی ۳۵۰۰ سال گذشته، دست کم ۴ زمین‌لرزه روی داده است. به این ترتیب، دوره بازگشت رویدادهای همراه با گسلش سطحی، از ۳۵۰ تا ۱۴۳۰ سال و میانگین آن 170 ± 820 سال تعیین گردیده است. ایشان با مطالعه آماری زمین‌لرزه‌های تاریخی نیز دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های متوسط ($M: 5/5 - 6/5$) را پیرامون ۲۱۰ تا ۲۵۰ سال پیشنهاد کرده‌اند. و با توجه به رویداد آخرین زمین‌لرزه متوسط در سال ۱۷۱۷ میلادی (۲۸۵ سال پیش)، رویداد زمین‌لرزه‌ای متوسط را در تبریز، بسیار نزدیک می‌دانند (Hessami et al., 2003).

احتمال دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های مخرب گسل تبریز براساس نتایج این پژوهش (با استفاده از داده‌های دستگاهی) فقط برای بزرگای ۶ تا ۶/۵ ریشتر تقریباً ۴۷۵ سال بوده و برای بزرگای بیشتر از آن باید دوره‌های زمانی بالاتری را در نظر گرفت (و ممکن است با تلفیق داده‌های تاریخی نتایج تغییر کرده و این بازه زمانی افزایش یا کاهش یابد).

بدست آمده برای پارامترهای λ (آهنگ لرزه‌خیزی) و β (میزان فعالیت) نیز مبین توان لرزه‌خیزی مشابه برای دو پاره شمالی و جنوبی می‌باشد. این نتیجه با زمین‌لرزه‌های تاریخی رخ داده در طول گسل شمال تبریز (پاره میانی) همخوانی قابل‌توجهی دارد. اما در منابع تاریخی موجود زلزله تاریخی بسیار کمتری به پاره شمالی و نیز جنوبی گسل تبریز نسبت داده شده است. همچنین با در نظر گرفتن برآورد ریسک بالا برای پاره‌های شمالی و میانی نسبت به پاره جنوبی می‌توان دریافت که توزیع لرزه‌خیزی در طول سه پاره گسل تبریز به صورت یکنواخت نیست.

مقایسه دوره‌های بازگشت زمین‌لرزه برای کل گسل شمال تبریز و سه پاره آن بیانگر فعالیت کمتر هر پاره نسبت به کل گسل است اما این اختلاف ناچیز است (و برای پاره شمالی و میانی در حد خطای بزرگ‌گام محاسبه شده است و تقریباً قابل صرف‌نظر کردن است) و خود می‌تواند گویای قدرت مستقل هر پاره گسل تبریز باشد. بررسی‌های قبلی صورت گرفته در مورد پاره‌های اصلی گسل شمال تبریز توسط نوری و زمانی (۱۳۹۳)، که توان حرکتی هر یک از پاره‌های گسل را براساس تنش‌های وارده برآورد کرده‌اند حاکی از توان کم لرزه‌خیزی پاره شمالی نسبت به پاره میانی و جنوبی می‌باشد. مقایسه نتایج این دو تحقیق با مطالعات مورفوتکتونیک بی‌هاری و محجل (۱۳۸۶)، صورت گرفته در راستای این گسل به ویژه در پاره میانی که بیانگر عدم همخوانی داده‌های لرزه‌ای با شواهد مورفوتکتونیک است نیز متضاد نشان می‌دهد. علت این مهم می‌تواند به دلیل قفل شدگی گسل تبریز در بخش منتهی الیه شرقی پاره میانی باشد که باعث شده فعالیت کله‌رزه‌ای زیادی در این بخش متمرکز باشد و بنابراین پتانسیل حرکتی گسل در پاره میانی در حد ۰/۷۰ و پاره جنوبی ۰/۶۷ باشد که این توان در پاره شمالی به ۰/۳۷ کاهش می‌یابد (نوری و همکاران ۱۳۹۳). باید تاکید کرد که توان حرکتی گسل بر مبنای داده‌های تنش

- Berberian, M. and Yeats, R. S., 1999. Pattern of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 120-139.

- Gardaner and Knopoff, 1974, "Is the sequence of earthquake in southern California, with aftershocks removed, poissonian", *Bulletin of the seismological society of America.*, 64, 1363-1367.

- Hessami, K., Pantosti, D., Tabasi, H., Shabani, E., Abbasi, M.R., Feghhi, K. and Soleymani, S., 2003. Paleoeearthquakes and slip rates of the North Tabriz Fault, NW Iran: preliminary results. *Annals of Geophysics*, 46, 903-915.

- 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.

- Kirpes, M. 1998. *Bring Environmental Justice To Natural Hazards*, book, Michigan University.

- Maggi, A., Priestley, K. and Jackson, J. 2002. Focal Depth of Moderate and Large Size Earthquake in Iran. *Journal of Seismology and Earthquake Engineering*, 4, 1-10.

- Mirzaei, N., Gao, M. and Chen, Y. T., 1998, Seismic source regionalization for seismic zoning of Iran: Major seismotectonic provinces, *Journal of Earthquake Prediction Research*, 7, 465-495.

Zamani, B. and Masson, F., 2013, Recent Tectonics of East (Iranian) Azerbaijan from stress state reconstructions, *Tectonophysics*, 10, 630-660.

۱۰- منابع

- آبرسیز، ملویل (۱۳۷۰)؛ تاریخ زمین لرزه های ایران، ترجمه ابوالحسن رده، انتشارات آگاه تهران، ۶۷۴.

- بهیاری، محجل (۱۳۸۶)؛ نرخ لغزش کلی گسل تبریز و رابطه آن با تئوری تکنونیک فرار برای شمال غرب ایران (بیست و ششمین گردهمایی علوم زمین)، ۱۶۰.

- حسامی، خالد، جمالی، فرشاد، طبسی، هادی (۱۳۸۰)؛ « نقشه گسل های فعال ایران » پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، چاپ آزمایشی.

- زمانی، بهزاد (۱۳۹۲)؛ مدل تکنونیک فلات آذربایجان، فصلنامه علوم زمین، دوره ۲۲، شماره ۸۷، صفحه ۴۱-۵۰.

- سیاهکالی مرادی علی، تاتار محمد، هاتسفلد دنیس، آن پل (۱۳۸۷)، مطالعه ساختار سرعتی پوسته و سازوکار گسلش در زون گسلی امتداد لغز تبریز، فصلنامه علوم زمین، شماره ۷۰، ۱۴۰-۱۵۳.

- نوری، احد؛ زمانی، بهزاد، موید، محسن (۱۳۹۳)؛ بررسی پتانسیل حرکتی گسل شمال تبریز، فصلنامه علوم زمین، شماره ۹۵، ۳۱۳-۳۲۲.

- Ambraseys, N.N. and Melville, C.P., 1982. *A History of Persian Earthquakes* (Cambridge University Press, Cambridge), 236.

- Berberian, M., 1997. Seismic sources of the Transcaucasian historical earthquakes. In: Giardini, D., and Balassanian, S. (Eds.), *Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus*. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, Netherlands, pp. 233-311.

Study of seismicity of major segments of north Tabriz fault by Kijko method

Sajjad Rostami ^{*1} , Behzad Zamani² , Lily Izadikian³

1. MSc. of Tectonics, Faculty of Sciences, University of Bu Ali Sina, Hamadan, Iran.

2. Ph.D of Tectonics and head of Centre of monitoring of Earthquake Precursors, Faculty of Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran.

3. Ph.D of Tectonics, Faculty of Sciences, University of Bu Ali Sina, Hamadan, Iran.

Abstract

In this study 3 major segments of the North Tabriz fault, northern, central and southern parts, were selected to analyze the seismic potential of the fault. For this purpose earthquake data since 1900 to 2014 from the Institute of Geophysics of University of Tehran and its local station, Tabriz seismological centre, Was prepared. Therefore data bank including 2850 earthquakes, for fault zone was obtained. Then, by method of Knopoff, foreshocks and aftershocks in data catalogue were omitted to have single and independent events. Then Seismic parameters include, rate annual event, activity and probability return period of earthquakes for period of 50,100 and 475 years in terms of magnitude for 3 major segments of North Tabriz fault by Kijko method were analyzed. Finally results for three segments were compared in probability return period of earthquakes for central, northern and southern segments to obtain differences. Analyses results of this research have shown return period for destructive earthquakes of Tabriz fault (for magnitudes 6 to 6.5 in Richter scale) is 475 years.

Keywords: Seismicity, Segment, Tabriz fault, return period, earthquake

*. Correspondent author Email: kingstonrs@yahoo.com