

بررسی توان لرزه زایی گسل بنااروان به روش قطعی و احتمالاتی

پذیرش نهایی: ۹۶/۹/۱۲

دریافت مقاله: ۹۶/۶/۹

DOI: 10.29252/geores.32.4.69

چکیده

گسل بنااروان به طول بیش از ۲۰ کیلومتر یکی از مهم‌ترین گسل‌های موجود در آذربایجان است که با جهت کلی جنوب غربی- شمال شرقی در دامنه جنوبی بزغوش آذربایجان، واقع شده است. در این پژوهش لرزه‌خیزی و ریسک زلزله به روش‌های قطعی و احتمالی تعیین و نتایج حاصل مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است. برای این منظور، ابتدا چشمه‌های لرزه زا و گسل‌های موجود در منطقه و مناطق پیرامون آن به شعاع حدود ۱۰۰ کیلومتر مورد شناسایی و مطالعه قرار گرفت و مشخصات آن‌ها نظیر طول، جهت یابی و فاصله آن‌ها تا مرکز روستای بنااروان تعیین شد و سپس بزرگ‌ترین زلزله قابل‌انتظار به علت فعالیت این گسل‌ها با استفاده از دو روش قطعی و احتمالی محاسبه و برای محاسبه دوره بازگشت بزرگای زمین‌لرزه روش گوتنبرگ- ریشتر مورد استفاده قرار گرفت. در این بخش با استفاده از روش‌های آماری، دوره بازگشت بزرگای برای گستره ۱۰۰ کیلومتری منطقه محاسبه شده است. نتایج محاسبه دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های با بزرگای مختلف نشان می‌دهد که دوره بازگشت زمین‌لرزه با بزرگای ۷ حدود ۱۰۷ سال است.

واژگان کلیدی: توان لرزه زایی، گسل بنااروان، برآورد خطر، روش قطعی و احتمالاتی

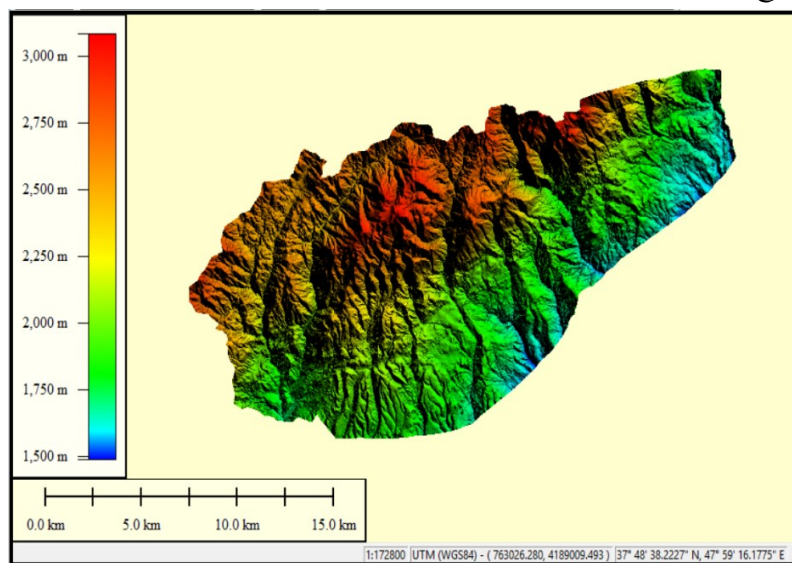
مقدمه

زلزله یکی از رخداد‌های هم‌زاد با گسلش است که در زمان رویداد این پدیده می‌تواند منشأ ایجاد خسارت فراوان به تأسیسات حیاتی مانند جاده‌ها، خطوط آهن، سازه‌های خطی زیرزمینی از قبیل خطوط انتقال نفت و گاز و کابل‌های برق مدفون، تونل‌ها، ساختمان‌ها و ... باشد اهمیت و تأثیرگذاری این پدیده از یک سو و قابلیت تحقق پذیری آن از سوی دیگر انجام مطالعات به‌منظور شناسایی پهنه‌های واقع در معرض گسلش و تبیین و سنجش ارتباط آن با سایر فاکتورهای پی‌آمد مانند طول گسل، بزرگای زمین‌لرزه، پهنای گسیختگی و جابجای عمودی را اهمیت و ضرورتی خاص بخشیده است (Bachmanov, 2012: 221). مطالعه خطر زلزله در مسیر سازه‌های زیرزمینی و روزمینی اهمیت خاصی دارد. در واقع بسیاری سازه‌ها بخصوص سازه‌های خطی دارای تقاطع‌هایی با گسل‌ها می‌باشند که این امر باعث آسیب‌پذیری آن‌ها بر اثر حرکت گسل می‌گردد. به همین دلیل در حین بررسی‌های ساخت گاه برای ساخت سازه‌های زیرزمینی و همچنین سازه‌های روزمینی باید به وجود گسل‌ها توجه خاصی مبذول شود تا بتوان با شناخت کامل آن‌ها، پیشگیری‌های لازم را در جهت کاهش میزان صدمات ناشی از گسلش انجام داد. در این راستا نه تنها مکان گسل‌های فعال باید دقیقاً شناسایی گردد، بلکه باید نوع گسل و نحوه حرکت آن، نحوه حرکت گسل در گذشته و نحوه انتخاب

رویداد متناسب و مرتبط با گسل برای طراحی و اهمیت و یا تأثیر گسلش در کاربری سازه‌ها دقیقاً بررسی گردد. تاکنون تحقیقات زیادی در منابع داخلی و خارجی در این زمینه صورت گرفته است از جمله: آرین و همکاران (۱۳۸۹)، گرامی و همکاران (۱۳۹۱)، علیزاده و صفری (۱۳۹۴)، فریدونی و عباسفام (۱۳۹۳)، یاماشینا^۱ (۲۰۰۶)، کولاس و همکاران^۲ (۲۰۰۹).

موقعیت جغرافیایی گستره پژوهش

رشته کوه بزغوش در شمال غرب ایران و بین استان آذربایجان شرقی و اردبیل با روند شرقی غربی در مختصات بین 48° تا $47^{\circ} 30'$ درجه طول شرقی و $38^{\circ} 00'$ تا $37^{\circ} 30'$ درجه عرض شمالی قرار دارد (شکل ۱). این ارتفاعات بین دو گسل شمالی و جنوبی بزغوش مسدود شده و این دو گسل باعث راندگی این ارتفاعات به سمت دشت‌های سراب و میانه شده‌اند و در مجموع یک ساختار بالارنده را نشان می‌دهد. دشت سراب در شمال و دشت میانه در جنوب آن قرار دارد بالاترین ارتفاع منطقه 3086 متر و پایین‌ترین ارتفاع 1490 متر می‌باشد.



شکل ۱- مختصات و موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

داده‌ها و روش پژوهش

پیش‌نیاز بنیادین برای انجام تحلیل خطر زلزله جمع‌آوری و توسعه یک بانک داده یکپارچه و جامع از چشمه‌های لرزه‌ای منطقه مورد مطالعه است. تعیین سازوکار گسل‌ها، هندسه پهنه‌های لرزه‌ها، طول گسیختگی و حداکثر زلزله منتسب به هر چشمه، خروجی اصلی این بخش است.

تشکیل بانک اطلاعاتی زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی

کاتالوگ داده‌های لرزه‌ای

برای شناخت سرشت لرزه‌ای و الگوی لرزه‌خیزی منطقه باید اطلاعات تمام زلزله‌های رخ داده در محدوده لازم جمع‌آوری شود. داده‌ها به دو دوره زلزله‌های تاریخی قبل از سال ۱۹۰۰ میلادی و زلزله‌های معاصر یا دستگاهی بعد از سال ۱۹۰۰ میلادی تقسیم‌بندی می‌شود. از تجمیع داده‌های تاریخی و دستگاهی کاتالوگ لرزه‌خیزی منطقه آماده می‌گردد.

1 Yamashina
2 Kulahc et al

داده‌های زلزله‌های تاریخی (قبل از سال ۱۹۰۰ میلادی)

اطلاعات زلزله‌های تاریخی ایران عمدتاً در دو مرجع تاریخ زمین‌لرزه‌های ایران و کاتالوگ زمین‌لرزه‌های ایران (بربریان، ۱۹۹۴) موجود است. از آن جا که برای دستیابی به ویژگی‌های زمین‌لرزه‌های تاریخی، از شرح تاریخی آن‌ها در نوشته‌های کهن بهره‌گیری می‌شود، روشن است که در این روش مشکلات و کمبودهای زیادی وجود دارد. کاوش در نوشته‌های کهن برای کشف زمین‌لرزه‌های تاریخی، کوششی است علمی و اگر نکته قابل‌اعتماد آن گردآوری گردد، می‌تواند داده‌های مهمی را برای شناخت استعداد لرزه خیزی یک گستره در اختیار ما قرار دهد (پور کرمانی، ۱۳۷۷: ۱۱۳). جدول (۱) معروف‌ترین زلزله‌های رخ داده در محدوده مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

داده‌های دستگاهی (بعد از سال ۱۹۰۰ میلادی)

تمامی داده‌های زلزله‌های بعد از سال ۱۹۰۰ میلادی باید جمع‌آوری و اطلاعات زیر تکمیل شود: زمان رخداد، مکان تخمینی رومرکزی، موقعیت رومرکز، بزرگای ثبت‌شده، عمق رخدادها، ابعاد و هندسه ناحیه دربردارنده پیش و پس‌لرزه‌ها در صورت موجود بودن، سایر اطلاعات مفید در شناخت لرزه‌زمین‌ساخت مانند سازوکار کانونی، افت تنش و پارامترهای چشمه را شامل می‌شود. که در جدولی با تعداد ۵۴۳ زلزله خلاصه شده است که به دلیل حجیم بودن ذکر نشده است. زمین‌لرزه‌های دستگاهی، به زمین‌لرزه‌هایی اطلاق می‌گردند که داده‌های آن به‌وسیله دستگاه‌های لرزه‌نگاری به‌دست آمده باشند. داده‌های دستگاهی دهه‌های اولیه سده بیستم دارای خطاهای گوناگونی بوده است (پور کرمانی، ۱۳۷۷: ۱۳۳). آمار زمین‌لرزه‌های دستگاهی در شعاع ۱۰۰ کیلومتر از روستای بناوان بررسی شده است که مشاهده می‌گردد حداکثر بزرگی ثبت‌شده در این دوره زمین‌لرزه ۱۹۹۲/۰۴/۰۸ میلادی با بزرگی $MS=7/7$ ریشتر است. کانون سطحی این زمین‌لرزه تا روستای بناوان ۶۸ کیلومتر است (شکل ۳ و ۴).

برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی

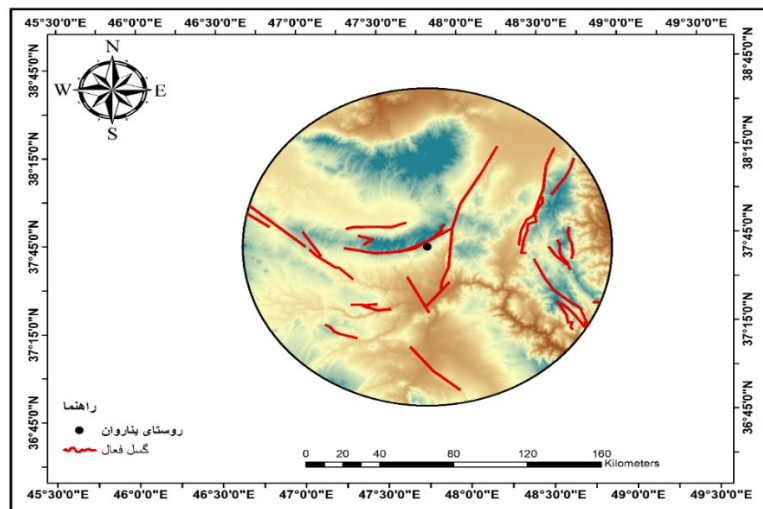
با گردآوری داده‌های زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی امکان بررسی‌های آماری بر روی این داده‌ها فراهم می‌شود. به‌منظور برآورد ویژگی‌های لرزه‌خیزی یک گستره لازم است که داده‌های زمین‌لرزه‌ای از کاتالوگ زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی استخراج و مورد پردازش قرار گیرند. پس از تکمیل مشخصات زمین‌لرزه‌ها نظیر موقعیت رومرکز، بزرگای زمین‌لرزه، ژرفای کانونی زمین‌لرزه و.... می‌توان از روش‌های آماری بهره برد و سرشت لرزه‌خیزی گستره مورد مطالعه را روشن ساخت.

جدول ۱- تاریخچه زمین لرزه‌های معروف استان آذربایجان شرقی

ردیف	زمان و مکان زمین لرزه	قدرت	منبع
۱	۶۳۴ قبل از میلاد، تبریز.	-	Ambraseys, Melville, 1982.
۲	۸۵۸ میلادی، تبریز	Ms=6.2	Ambraseys, Melville, 1982.
۳	چهار نوامبر سال ۱۰۴۲ میلادی.	Ms=7.6	Ambraseys, Melville, 1982.
۴	۱۲۷۳ میلادی تبریز		Ambraseys, Melville, 1982.
۵	۱۳۰۴ میلادی تبریز		Ambraseys, Melville, 1982.
۶	۱۳۴۵ تبریز		Ambraseys, Melville, 1982.
۷	۱۵۹۳ میلادی سراب		Ambrasey, Melville, 1982.
۸	۱۶۲۴ میلادی تبریز		Ambraseys, Melville, 1982.
۹	۵ فوریه ۱۶۴۱ میلادی تبریز ده خوزقان (آذرشهر)	Ms= 6.8	پور کرمانی، ۱۳۷۷، ۱۲۴
۱۰	۱۶۵۰ میلادی تبریز		Ambraseys, Melville, 1982.
۱۱	۱۶۵۷ میلادی تبریز		Ambraseys, Melville, 1982.
۱۲	۱۶۶۴ میلادی تبریز		Ambraseys, Melville, 1982.
۱۳	۱۷۱۷ میلادی تبریز		Ambraseys, Melville, 1982.
۱۴	۲۶ آوریل ۱۷۲۱ میلادی شبلی (جنوب خاوری تبریز).	Ms= 7.7	پور کرمانی، ۱۳۷۷، ۱۲۵
۱۵	۷ یا ۸ ژانویه ۱۷۸۰ میلادی تبریز- مرند.	Ms= 7.7	پور کرمانی، ۱۳۷۷، ۱۲۶
۱۶	۱۸۱۹ میلادی تبریز.		Ambraseys, Melville, 1982.
۱۷	۱۸۴۴ میلادی میانه - گرمرو.		Ambraseys, Melville, 1982.
۱۸	۱۸۵۶ میلادی تبریز.		Ambraseys, Melville, 1982.
۱۹	۱۸۷۹ میلادی بزقوش- گرمرو		Ambraseys, Melville, 1982.
۲۰	۱۰ فوریه ۱۹۶۵ میلادی تبریز.	mb=6.2	پور کرمانی، ۱۳۷۷، ۷۷۰

مدل‌های چشمه‌های لرزه‌ای

برای برآورد خطر زلزله در یک ساختگاه باید گسل‌ها و متغیرهای لرزه‌ای آن‌ها به نحو مناسبی مدل‌سازی شود. از چشمه‌های سطحی (پهنه لرزه‌ای) زمانی بهره برده می‌شود که زلزله‌های رخ داده در یک ناحیه را نتوان به گسل مشخصی نسبت داد و به عبارتی مجموعه‌ای از گسل‌های کوچک یا پنهان واقع در آن ناحیه را مسبب رخدادها قلمداد کرد. بر این اساس چشمه‌های لرزه زایی که در محدوده مطالعاتی بررسی و مشخص شده است که شامل چشمه‌های نواری و چشمه‌های نقطه‌ای در این محدوده است. مدل چشمه‌های نقطه‌ای به دلیل عدم قطعیت زیاد مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها و وجود ایراداتی در زمان ثبت زمین‌لرزه‌ها دقت مناسبی ندارد (شکل ۲). انتخاب شعاع داده‌های مؤثر بر ساختگاه، با توجه به عوامل متعددی از جمله مقدار بیشینه شتاب حاصل از فعالیت احتمالی چشمه‌های لرزه‌زا، تعدد مناسب داده‌های زمین‌لرزه‌ها و امکان انجام محاسبات احتمالاتی، در برگیری چشمه‌های لرزه‌ای مهم به‌خصوص گسل‌های زمین‌لرزه‌ای محدوده مورد مطالعه و در نهایت تجزیه و قضاوت کارشناسی، انجام می‌گیرد.



شکل ۲- چشمه‌های لرزه‌ای برای برآورد خطر به روش احتمالاتی در محدوده مطالعاتی

تحلیل ریسک زلزله و تعیین زلزله طرح

در تحلیل خطرپذیری از پارامترهایی همچون فاصله، بزرگی، روابط کاهندگی، شرایط خاک محلی و ... استفاده شده و پارامتر مشخصی از حرکت زمین (مثلاً شتاب) در سایت موردنظر پیش‌بینی می‌شود. دو روش مختلف برای تحلیل خطر وجود دارد: (شاداب فر، ۱۳۹۱: ۱۱).

روش قطعی تعیین زلزله طرح

در مرحله مطالعاتی تعیین لرزه‌خیزی یک منطقه، ابتدا منطقه‌ای با وسعت معین جهت بررسی پتانسیل گسل‌های موجود انتخاب می‌شود. معمولاً شعاع منطقه انتخاب شده عدد ثابتی نبوده و بستگی به نظر کارشناسان طرح و لرزه‌خیزی گذشته دارد (برگی، ۱۳۹۱: ۱۴۴). اقدام اساسی در مرحله نخست، شناسایی گسل‌های فعال چشمه‌های لرزه زا می‌باشد. به‌طور تقریبی و تجربی می‌توان رابطه‌ای بین اندازه زلزله و عوامل مؤثر در فعالیت یک گسل برقرار نمود. این عوامل و متغیرهای فیزیکی عبارت از طول، عرض گسیختگی و جابجایی سطحی یک گسل می‌باشند. در این مورد نتایج تحقیقات اسلمونز^۲ در سال ۱۹۸۲ ارزشمند می‌باشد (برگی، ۱۳۹۱: ۱۴۵). این روش خود شامل دو روش زیر می‌باشد:

روش تخمین قدرت لرزه زایی گسل

حداکثر بزرگی یک زلزله‌ای که می‌تواند توسط یک گسل ایجاد شود، بستگی به طول گسل دارد. لرزه شناسان با مطالعه آماری زلزله‌های گذشته و گسل‌های مسبب آن‌ها، روابطی را برای حداکثر بزرگی زلزله‌های ایجاد شده توسط یک گسل پیشنهاد کرده‌اند که به صورت تابعی از مشخصات گسل مانند طول گسل (L) و جابجایی آن (D) بیان شده است (معادله ۱) (مقدم، ۲۰۰۸: ۱۳۹۲).

$$M = a + b \log L$$

(۱) بزرگی برحسب طول گسل

$$M = m + n \log D$$

بزرگی برحسب جابجایی گسل

از دیگر مواردی که جهت برآورد خطر گسل باید مدنظر قرار گیرد، شناخت نوع گسل می‌باشد. اسلمونز با توجه به سازوکار گسلش روابط تجربی (رابطه بین طول گسل و بزرگای زلزله محتمل) به شرح زیر ارائه کرده است (اسلمونز، ۱۹۸۶: ۵۵):



$M_s = 1/404 + (1/169 \log L)$	(۲) گسله‌ای امتدادلغز
$M_s = 2/021 + (1/142 \log L)$	گسل‌های فشارشی
$M_s = 0/809 + (1/341 \log L)$	گسل‌های کششی

روش تحلیل زمین‌لرزه‌های تاریخی و معاصر

برای برآورد حداکثر شدت زمین‌لرزه در هر فاصله‌ای از کانون زلزله روابط تجربی متعددی وجود دارند

$$000121(R) - 4/960 \text{LOG}(R+20)/0 I_R = I_0 + 6/453 \quad (۳)$$

روش احتمالی^۱ تعیین زلزله طرح

هدف اساسی در روش فوق برآورد احتمال وقوع یک زلزله با بزرگی مشخص در یک نقطه می‌باشد. در حقیقت، هدف تعیین بزرگی زلزله‌ای با یک دوره زمانی بازگشت مشخص می‌باشد تا احتمال وقوع زلزله‌ای بزرگ‌تر از آن، از حد مشخصی بیشتر نباشد. با توجه به عدم وجود دستگاه‌های لرزه‌نگاری در گذشته و دست نیافتن به اطلاعات صحیح در مورد نحوه وقوع زلزله‌هایی قدیمی، می‌باید با بررسی آن‌ها بزرگی هر یک را تخمین زد (برگی، ۱۳۹۱: ۱۴۸). این روش خود شامل دو روش زیر می‌باشد:

رابطه بین امواج سطحی و درونی

بزرگی امواج درونی (M_b)، مقیاسی جهانی است که بر اساس بزرگ‌ترین دامنه امواج دوره کوتاه p در چند ثانیه ابتدایی (معمولاً حدود یک ثانیه) روی مؤلفه قائم لرزه‌نگاشت تعیین می‌شود. بزرگی امواج سطحی (M_s) نیز مقیاسی جهانی است که بر اساس دامنه امواج سطحی (معمولاً امواج ریلی) با پیروی حدود ۲۰ ثانیه تعیین می‌شود. بزرگی M_b برای زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر از حدود ۶/۲ اشباع می‌شود (سینگ^۲ و دیگران، ۱۹۸۳) و نمی‌تواند قدرت زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر را نشان دهد، اما M_s تا بزرگی حدود ۸ اشباع نمی‌شود، لذا برای زمین‌لرزه‌های تا این حد از بزرگی، معتبر و قابل‌اعتماد است. در ایران زمین تنها تعداد اندکی از زمین‌لرزه‌های دارای بزرگی نزدیک به حد اشباع M_s هستند، بنابراین، بزرگی امواج سطحی که تنها بزرگی تعیین شده برای زمین‌لرزه‌های قدیمی‌تر است، مقیاس مناسبی برای برآورد خطر زمین‌لرزه در ایران است. بنابراین لازم است که با یافتن رابطه بین این دو نوع بزرگی در گستره مورد مطالعه، برای کلیه زمین‌لرزه‌ها بزرگی یکسان M_s را تعیین کرد. رابطه بین M_b و M_s در گستره‌های لرزه زمین ساختی مختلف دنیا معمولاً خطی است (میرزائی و همکاران، ۱۳۸۱: ۲۴).

$$M_s = d M_b + c \quad (۴)$$

تابع توزیع گوتنبرگ-ریشتر

این روش یکی از قدیمی‌ترین و درعین‌حال ساده‌ترین روش‌ها در برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی می‌باشد. این روش هر کجا که آمار بزرگی-فراوانی در دسترس باشد، قابل استفاده است. (معادله ۵). تابع توزیع گوتنبرگ ریشتر در گستره بزرگای بالا دقت خوبی نداشته و مقادیر بزرگ‌تر از واقع از خود نشان می‌دهد به طوری که به اعتقاد برخی از زلزله‌شناسان مقیاس بزرگی معنای خود را در بزرگ‌گای خیلی بالا به روش فوق از دست می‌دهد. البته در کره زمین با توجه به ساختار پوسته زمین حداکثر بزرگای زمین‌لرزه‌ها از ۹ ریشتر نمی‌تواند تجاوز کند (شاداب فر، ۱۳۹۱: ۲۳).

$$M = (a - \text{Log } N_c)/b \quad (۵)$$

1 Probabilistic
2 Singh

لرزه زمین ساختی البرز - آذربایجان

این ایالت پهنه‌ای لرزه‌خیز است که بخش‌های شمال و شمال غربی ایران را در برمی‌گیرد. رشته کوه البرز از شمال به فرونشست دریای خزر و از جنوب به فلات ایران مرکزی منتهی می‌گردد. البرز، بخش مرکزی منطقه کوهزایی گسترده‌تری را تشکیل می‌دهد که حدود آن از نظر محققین مختلف، متفاوت است. در تعیین ایالت لرزه زمین ساختی البرز آذربایجان، حد شمالی البرز در امتداد بلوک جنوبی دریای خزر قرار می‌گیرد. بلوک جنوبی دریای خزر در حال حاضر دارای نرخ کرنش پایین و نحوه رفتار آن در برابر عوامل تغییر شکل دهنده، با بقیه ایران متفاوت است. بسیاری از محققین خصوصیات بلوک جنوبی دریای خزر را همانند ویژگی‌های پوسته اقیانوسی می‌دانند. از دیدگاه زمین‌شناسی، حد جنوبی ایالت لرزه‌زمین‌ساختی البرز - آذربایجان به‌خوبی مشخص نیست، اما بر اساس مطالعات نو زمین‌ساخت (نئوتکتونیک) مرز جنوبی این ایالت لرزه زمین ساختی بر روی گسل‌های فعال قرار می‌گیرد. مهم‌ترین این گسل‌ها عبارت‌اند از: گسل شمال تبریز، گسل ایپک و گسل تروود. مرز شرقی ایالت لرزه زمین ساختی البرز - آذربایجان با ایالت لرزه زمین ساختی کپه داغ واضح نیست و مرز بین این دو ایالت عمدتاً بر اساس اطلاعات مربوط به فعالیت لرزه‌ای و تغییر روند ساختاری ساخت‌های زمین‌شناسی تعیین شده است. کوتاه شدگی قاره‌ای ناشی از همگرایی صفحه‌های اوراسیا و عربستان که با نرخ همگرایی ۳۰ میلی متر در سال صورت می‌گیرد، با ضخیم شدن پوسته قاره‌ای و رانده شدن جانبی پوسته در منطقه برخورد تکمیل و تعدیل می‌شود. سازوکار زمین‌لرزه‌ها در شرق ترکیه و ناحیه قفقاز نشان‌دهنده گسلش تراستی و امتدادلغز می‌باشند. بررسی‌ها نشان می‌دهد که بر اثر همگرایی صفحات اوراسیا و عربستان، سرزمین ترکیه نسبت به اوراسیا به‌صورت گوه‌ای بین گسل‌های امتدادلغز شمال آناتولی و شرق آناتولی به‌سوی غرب رانده می‌شود. (میرزائی، ۱۳۸۳: ۶۸).

گسل‌های فعال اصلی در منطقه

کشور ما در حال دگرشکلی مستمری است که زمین‌لرزه‌ها یکی از مهم‌ترین نمودهای آن می‌باشد. بررسی زمین‌لرزه‌های به وقوع پیوسته و کشف ارتباط آن‌ها با زمین‌ساخت منطقه، می‌تواند باعث شناخت استعداد لرزه‌خیزی مناطق مختلف گردد (پور کرمانی، ۱۳۷۷: ۵۵).

گسل تبریز: گسل فشاری شمال تبریز که از شمال شهر تبریز می‌گذرد، گسلی با راستای شمال باختری - جنوب خاوری (N115) و شیب زیاد به سمت شمال خاوری که رسوبات جوان کواترنر را می‌برد و دارای پیشینه لرزه‌خیزی است (پور کرمانی، ۱۳۷۷: ۶۸). گسل تبریز یکی از ساختارهای خطی ایران است که بر اساس تصویر ماهواره‌ای گسل تبریز در طول ۲۷۴ کیلومتری از کوه‌های میشو (در غرب) تا استان آباد (در شرق) قابل‌ردیابی است.

گسل میانه - اردبیل: بر اساس تصویر ماهواره‌ای گسلی میانه - اردبیل به طول ۱۲۷ کیلومتر که در یال جنوبی کوه‌های بزقوش از خان یوردی (جنوب خاورمیانه)، تا خاور لارود در شمال امتداد دارد. این گسله را در پیوند ساختاری با پایانه جنوب خاوری گسله شمال تبریز می‌دانند و آن را به‌عنوان یک گسله زمین‌لرزه‌ای معرفی می‌نمایند. این گسله ساز و کار معکوس داشته، شیب عمومی آن، رو به شمال و راستای آن به‌طور خمیده، کم و بیش خاور - شمال خاوری است.

گسل ارس: گسل ارس به‌صورت خطواره‌ای با روند تقریباً شمال خاوری - جنوب باختری است در مرز ایران و جمهوری آذربایجان واقع می‌باشد (پور کرمانی، ۱۳۷۷: ۸۳). بر اساس تصویر ماهواره‌ای گسل ارس به طول ۵۱۳ که منطبق بر شاخه شرقی رودخانه ارس است.

گسل آستارا - اردبیل: گسل آستارا یا طالش گسل معکوس جنبایی در باختر گودال خزر بوده و دارای راستای تقریبی شمالی - جنوبی است. فرونشستگی کف دریای خزر، در راستای این گسل (در باختر) و گسل خزر (در جنوب) انجام می‌شود (پورکرمانی، ۱۳۷۷، ص ۸۵). طول این گسل بر اساس تصویر ماهواره‌ای گسل حدود ۴۸۸ کیلومتر است.

ویژگی‌های لرزه‌زمین‌ساختی گستره مورد مطالعه

برای بررسی لرزه‌خیزی گستره مورد تحقیق، در ابتدا، با استفاده از منابع اطلاعات جهانی و محلی فهرست‌نامه یکنواختی از زمین‌لرزه‌های روی داده در گستره مورد بررسی از سال ۸۹۴ تا ابتدای سال ۲۰۱۷ تهیه شد. با توجه به ارتقاء کمی و کیفی دستگاه‌های زلزله‌نگاری در جهان، زلزله‌شناسان زمین‌لرزه‌های دستگاهی را به دودسته عمده تقسیم می‌کنند؛ الف) زمین‌لرزه‌های دوره نخست دستگاهی^۱: زمین‌لرزه‌هایی که قبل از استقرار شبکه لرزه‌نگاری استاندارد جهانی (۱۹۰۰-۱۹۶۳) به ثبت رسیده‌اند. ب) زمین‌لرزه‌های دوره جدید دستگاهی^۲: زمین‌لرزه‌هایی که پس از استقرار شبکه لرزه‌نگاری استاندارد جهانی (۱۹۶۴ تا کنون) ثبت شده‌اند (میرزائی و همکاران، ۱۳۸۱: ۱۱). منابع اصلی مورداستفاده برای زمین‌لرزه‌های دستگاهی عبارت‌اند از:

ULM، کاتالوگ زمین‌لرزه‌های ایران، تهیه شده توسط آمبرسیز (۱۹۸۲) منبع اصلی برای پارامترهای زمین‌لرزه‌های روی داده در دوره زمانی ۱۹۶۳-۱۹۰۰ میلادی است، کاتالوگ زمین‌لرزه‌هایی که توسط مرکز بین‌المللی زلزله‌شناسی (ISC^۳) تعیین محل شده است. داده‌های موجود در ISC قابل‌اعتمادترین اطلاعات پایه برای زمین‌لرزه‌های دوره زمانی ۱۹۶۴ تا کنون را در بردارد، کاتالوگ زلزله و پدیده‌های طبیعی ایران زمین (بربریان، ۱۹۹۴)، داده‌های محلی مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، داده‌های مرکز لرزه‌شناسی آمریکا (NEIC).

یافته‌های پژوهش

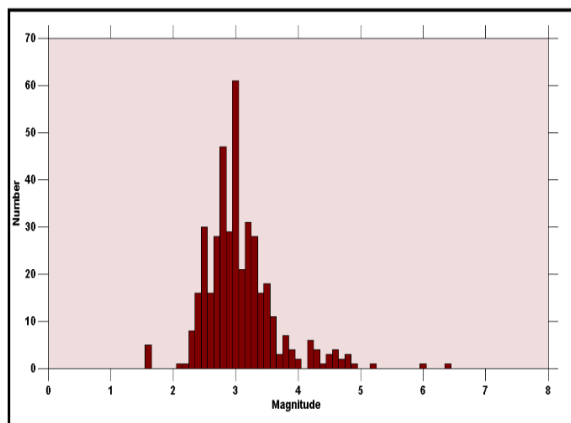
برای برآورد ویژگی‌های لرزه‌خیزی گستره مورد مطالعه از اطلاعات مربوط به زمین‌لرزه‌ها و روش‌های آماری ویژه‌ای استفاده می‌شود. برای این منظور فهرست زمین‌لرزه‌ها در گستره‌های مورد مطالعه شعاعی و یا استانی لرزه زمین‌ساختی منطقه مورد مطالعه، گردآوری، انتخاب، تکمیل و پردازش گردد. سپس با استفاده از توابع و روش‌های آماری در گستره مورد نظر میزان لرزه‌خیزی محاسبه شد.

عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها

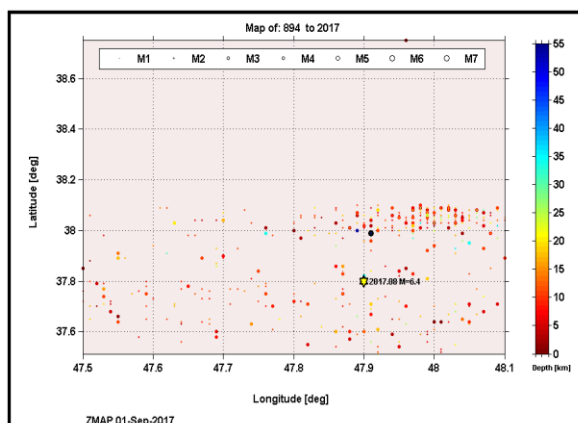
شکل ۳ و ۵ گسترده‌گی عمق زلزله‌ها را در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد. تمرکز عمق زلزله‌ها یکی در عمق ۳۳-۳۲/۵ کیلومتر و دیگری در عمق ۴۰-۳۳ کیلومتر می‌باشد تمرکز زلزله‌ها در عمق ۳۳-۳۲/۵ کیلومتر متناسب به زلزله‌های با عمق نامشخص است. زمین‌لرزه‌های رخ داده در منطقه مورد مطالعه از نوع کم‌عمق بوده و با توجه به خصوصیات لرزه‌ای منطقه به‌طور کلی خاستگاه پوسته‌ای و ژرفای کم دارند. سازوکار غالب زمین‌لرزه‌ها در گستره مورد مطالعه از نوع امتدادلغز است.

1 early-instrumental earthquakes.
2 Modern instrumental earthquakes
3 International Seismological Center.

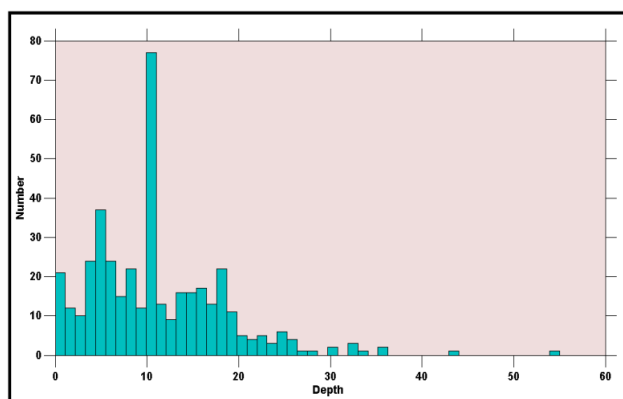
بررسی توان لرزه زایی گسل بناروان به روش قطعی و احتمالاتی W/



شکل ۴- هیستوگرام بزرگای (M) زمین لرزه در منطقه مورد مطالعه



شکل ۳- نقشه عمق، بزرگای (M) و رومرکز زمین لرزه در منطقه مورد مطالعه



شکل ۵- هیستوگرام عمق زمین لرزه در منطقه مورد مطالعه

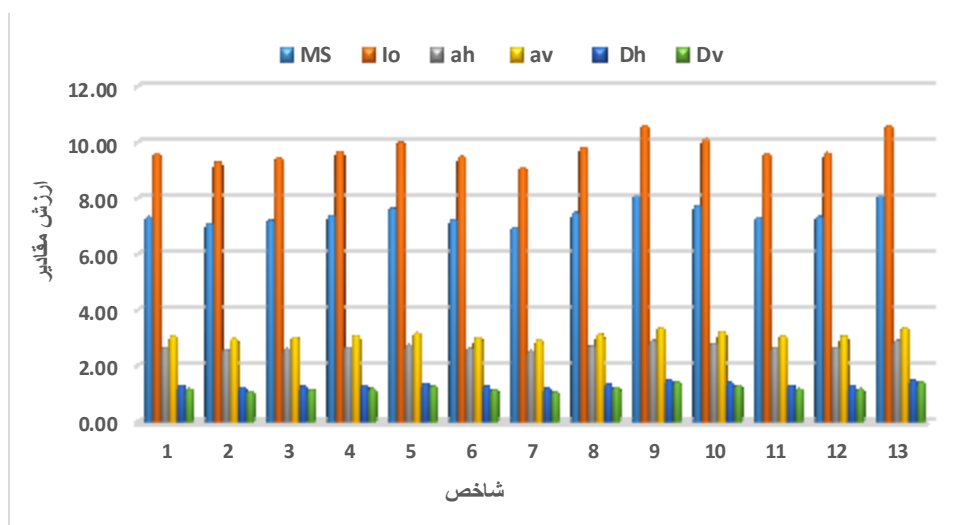
با بررسی توزیع زمانی زمین لرزه های رخ داده بزرگ تر از ۴ در منطقه معلوم گردید که بیشترین تمرکز زمین لرزه های رخ داده در بین سال های ۱۹۹۹ تا ۲۰۱۲ و با بررسی بزرگای زمین لرزه های رخ داده در منطقه مورد مطالعه نیز نشان داد که نخست، قوی ترین بزرگای زمین لرزه های رخ داده در سال ۸۹۴ در منطقه ۶/۷ ریشتر بوده است.

روش تخمین قدرت لرزه زایی گسل

بعد از مشخص شدن سرچشمه های لرزه ای باید برای هر سرچشمه معین شده یک زمین لرزه کنترل کننده تعیین گردد. گسل های منطقه از نوع امتداد لغز هستند. بر اساس نقشه زمین شناسی و نقشه سائزموکتونیکي تهیه شده، که دربرگیرنده گسل ها و خطواره های فعال است گسل های فعال پاره بندی شده، طول تمامی پاره های گسل های فعال اندازه گیری شده و بر اساس آنها آنالیز ریسک انجام گرفته که نتایج آن در جدول ۲ و شکل ۶ ارائه شده است.

جدول ۲- پارامترهای محاسبه شده برای گسل های محدوده طرح با روش برآورد توان لرزه زایی گسل های عمده طرح

نام گسل	نوع گسل	طول گسل (L)(m)	MS	1I_0	$^2ah(m/s)$	$^3av(m/s)$	$^4Dh(m)$	$^5Dv(m)$
پاره ۱ گسل تبریز	امتدادلغز	۱۱۴۷۴۹/۶۵	۷/۳۲	۹/۶۰	۲/۶۵	۳/۰۶	۱/۲۹	۱/۱۷
پاره ۲ گسل تبریز	امتدادلغز	۷۱۰۱۲/۲۹	۷/۰۸	۹/۲۹	۲/۵۷	۲/۹۷	۱/۲۳	۱/۱۰
پاره ۳ گسل تبریز	امتدادلغز	۸۸۶۸۰/۹۶	۷/۱۹	۹/۴۳	۲/۶۱	۳/۰۱	۱/۲۶	۱/۱۳
جمع گسل تبریز	امتدادلغز	۲۷۴۴۴۲/۹۰	۷/۷۶	۱۰/۱۷	۲/۷۹	۳/۲۳	۱/۴۰	۱/۳۱
گسل میانه - اردبیل	امتدادلغز	۱۲۷۵۵۶/۹۶	۷/۳۷	۹/۶۶	۲/۶۷	۳/۰۸	۱/۳۱	۱/۱۹
پاره ۱ گسل ارس	امتدادلغز	۲۰۸۲۴۷/۴۵	۶/۲۱	۹/۹۹	۲/۷۵	۳/۱۸	۱/۳۷	۱/۲۷
پاره ۲ گسل ارس	امتدادلغز	۹۶۱۶۱/۱۰	۷/۲۳	۹/۴۸	۲/۶۲	۳/۰۲	۱/۲۷	۱/۱۵
پاره ۳ گسل ارس	امتدادلغز	۵۳۹۳۰/۶۷	۶/۹۴	۹/۱۰	۲/۵۳	۲/۹۱	۱/۲۰	۱/۰۵
پاره ۴ گسل ارس	امتدادلغز	۱۵۴۷۵۶/۲۶	۷/۴۷	۹/۷۹	۲/۷۰	۳/۱۲	۱/۳۳	۱/۲۲
مجموع گسل ارس	امتدادلغز	۵۱۳۰۹۵/۴۸	۸/۰۸	۱۰/۵۸	۲/۹۰	۳/۳۶	۱/۴۸	۱/۴۱
پاره ۱ گسل آستارا - اردبیل	امتدادلغز	۲۵۸۳۹۰/۱۷	۷/۷۳	۱۰/۱۳	۲/۷۸	۳/۲۲	۱/۳۹	۱/۳۰
پاره ۲ گسل آستارا - اردبیل	امتدادلغز	۱۱۳۱۶۴/۹۵	۷/۳۱	۹/۵۸	۲/۶۵	۳/۰۶	۱/۲۹	۱/۱۷
پاره ۳ گسل آستارا - اردبیل	امتدادلغز	۱۱۶۸۸۸/۴۴	۷/۳۳	۹/۶۱	۲/۶۵	۳/۰۶	۱/۳۰	۱/۱۸
مجموع گسل آستارا - اردبیل	امتدادلغز	۴۸۸۴۴۳/۵۶	۸/۰۸	۱۰/۵۸	۲/۹۰	۳/۳۶	۱/۴۸	۱/۴۱



شکل ۶- نمودار پارامترهای برآورد توان لرزه زایی گسل های عمده طرح

۱ شدت در کانون زلزله

۲ شتاب افقی

۳ شتاب قائم

۴ جابجایی افقی

۵ جابجایی قائم

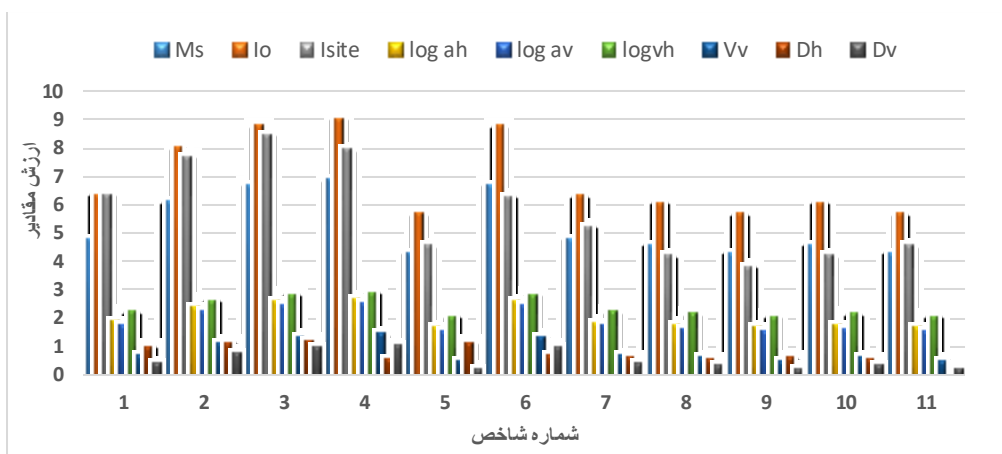
روش تحلیل زمین لرزه های تاریخی و معاصر

در این روش با گردآوری اطلاعات زمین لرزه های تاریخی و معاصر (زمین لرزه های روی داده) گسل مسبب زلزله شناسایی می شود. سپس با توجه به اطلاعات لرزه ای جمع آوری شده مقادیر Ms زلزله ها مورد بررسی قرار می گیرد. بر اساس زمین ساخت منطقه یک سری از زلزله های با Ms بالا که می تواند در صورت رویداد مجدد تأثیر بیشتری بر سازه داشته باشد و همچنین زلزله هایی که نزدیک به سایت روی داده اند، انتخاب می شوند. سپس شدت و فاصله از ساختگاه این زمین لرزه ها به دست آمده و با روابط تجربی مقادیر شتاب، سرعت و جابجایی به دست می آید. در این مرحله بیشترین مقدار شتاب افقی به دست آمده از داده های آنالیز شده مدنظر قرار می گیرد تا پارامتر MPE طرح مشخص گردد. به منظور انجام این بررسی ها جدول ۳ طرح و خلاصه آنالیزها در آن ذکر شده است. همچنین مقادیر جدول مذکور در شکل ۷ نشان داده است.

بررسی توان لرزه زایی گسل بناروان به روش قطعی و احتمالاتی ۸۰/....

جدول ۳- پارامترهای ریسک زلزله محاسبه شده به روش تحلیل زلزله های تاریخی و معاصر

Date	Ms	Io	طول گسل (L)	فاصله از گسل (R)(km)	Isite	ah(m/s)	av(m/s)	vh(m/s)	Vv(m/s)	Dh(m)	Dv(m)
۱۹۴۰/۰۱/۰۶	۴/۸۲	۶/۳۵۶	۹۰	۰/۱	۶/۳۴۵۰۲۶۵	۱/۸۶۵۸	۱/۷۲۶۸	۲/۲۱۹	۰/۶۷۹۶۸	۰/۶۷۷۶۴	۰/۳۹۵۴۴
۱۵۹۳	۶/۱	۸/۰۲	۴۲۴۴۸	۳/۳۱	۷/۶۸۵۹۸۵۲	۲/۳۶۵	۲/۲۲۶	۲/۶۳۵	۱/۱۴۵۶	۰/۹۹۳۸	۰/۷۹۴۸
۱۸۸۰/۰۷/۰۴	۶/۷	۸/۸	۲۴۴۴۸	۳/۳۱	۸/۴۶۵۹۸۵۲	۲/۵۹۹	۲/۴۶	۲/۸۳	۱/۳۶۴	۱/۱۴۲	۰/۹۸۲
۱۸۴۴/۰۵/۱۳	۶/۹	۹/۰۶	۳۱۰۹۸/۴۵	۱۳/۲۱۳۴	۷/۹۵۱۲۹۷۶	۲/۶۷۷	۲/۵۳۸	۲/۸۹۵	۱/۴۳۶۸	۱/۱۹۱۴	۱/۰۴۴۴
۱۹۸۵/۰۲/۲۰	۴/۳	۵/۶۸	۳۱۰۹۸/۴۵	۱۳/۲۱۳۴	۴/۵۷۱۲۹۷۶۴	۱/۶۶۳	۱/۵۲۴	۲/۰۵	۰/۹۴۰۴	۰/۵۴۹۲	۰/۲۳۳۲
۱۸۹۷/۰۳/۰۲	۶/۷	۸/۸	۴۲۴۴۸	۴۲/۴۴۸	۶/۲۹۵۸۶۵۹	۲/۵۹۹	۲/۴۶	۲/۸۳	۱/۳۶۴	۱/۱۴۲	۰/۹۸۲
۱۹۹۷/۰۳/۰۲	۴/۸	۶/۳۳	۳۱۰۹۸/۴۵	۱۳/۲۱۳۴	۵/۲۲۱۲۹۷۶	۱/۵۸۵	۱/۷۱۹	۲/۲۱۲۵	۰/۶۷۲۴	۰/۶۷۲۷	۰/۳۸۹۲
۱۹۹۷/۰۳/۰۲	۴/۶	۶/۰۷	۲۱۲۸۹/۲۶	۲۶/۶۵۵۷۶	۴/۲۱۲۹۷۶۴	۱/۷۸	۱/۶۴۱	۲/۱۴۷۵	۰/۵۹۹۶	۰/۶۲۳۳	۰/۳۲۶۸
۱۹۹۷/۰۳/۲۱	۴/۳	۵/۶۸	۲۱۲۸۹/۲۶	۲۶/۶۵۵۷۶	۳/۸۲۲۹۷۶۴	۱/۶۶۳	۱/۵۲۴	۲/۰۵	۰/۴۹۰۴	۰/۵۴۹۲	۰/۲۳۳۲
۱۹۹۷/۰۵/۱۲	۴/۶	۶/۰۷	۲۱۲۸۹/۲۶	۲۶/۶۵۵۷۶	۴/۲۱۲۹۷۶۴	۱/۷۸	۱/۶۴۱	۲/۱۴۷۵	۰/۵۹۹۶	۰/۶۲۳۳	۰/۳۲۶۸
۲۰۱۷/۰۱/۲۸	۴/۳	۵/۶۸	۳۱۰۹۸/۴۵	۱۳/۲۱۳۴	۴/۵۷۱۲۹۷۶	۱/۶۶۳	۱/۵۲۴	۲/۰۵	۰/۴۹۰۴	۰/۵۴۹۲	۰/۲۳۳۲



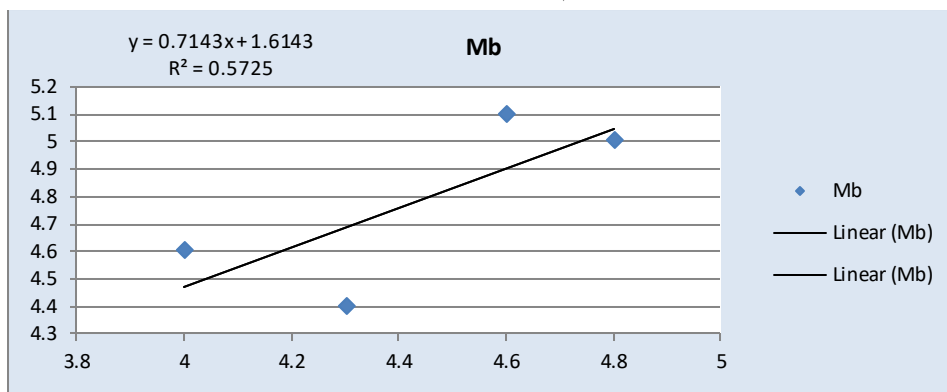
شکل ۷- مهم ترین پارامترهای نتیجه شده از زلزله‌های تاریخی و معاصر

رابطه امواج سطحی و درونی

به دلیل اهمیت و کاربرد بزرگی Ms در روابط میرایی پارامترهای حرکت زمین لازم است بزرگی Mb زلزله‌های فاقد بزرگی Ms را به بزرگی امواج سطحی تبدیل کنیم. به این منظور اطلاعات زمین‌لرزه‌های که هردوی بزرگی Ms و Mb آنها گزارش شده است انتخاب می‌شود و با برازش بهترین خط در یک نمودار از این داده‌ها رابطه خطی بین امواج سطحی و درونی به دست می‌آید. در بسیاری از موارد به دلیل نبود اطلاعات و یا نبود امکان محاسبات، به‌طور عمومی ژرفای کانونی ۳۳ کیلومتر از سوی ایستگاه‌ها و مراکز لرزه‌نگاری به زمین‌لرزه‌های خفیف‌تر نسبت داده شده است. فقط با نصب شبکه‌های لرزه‌نگاری درازمدت محلی در منطقه و مطالعات پیوسته زمین‌لرزه‌های کوچک و بزرگ امکان تعیین دقیق ژرفای کانونی زمین‌لرزه‌ها امکان پذیر است. معمولاً در محاسبات برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی یا تحلیل خطر زمین‌لرزه از یک نوع بزرگی، بیشتر بر مبنای Ms و یا در موارد خاص از Mb استفاده می‌گردد. در این بررسی با استفاده از زمین‌لرزه‌هایی که برای آنها هر دو بزرگای Ms و Mb گزارش شده است (جدول ۴) و با به‌کارگیری روش آماری کمترین مربعات و یافتن معادل بهترین خط از میان آنها (شکل ۸)، فهرست زمین‌لرزه‌ها برای بزرگای Ms تکمیل گردیده است.

جدول ۴- داده‌های ورودی برای برازش بهترین خط همبستگی بین بزرگای Ms و Mb در گستره مورد مطالعه

Date	Time	lat	long	Depth	Ms	Mb
۱۹۹۷/۰۳/۰۲	۱۸:۲۹:۴۸	۳۷/۸۶	۴۷/۸۷	۱۵	۴/۶	۵/۱
۱۹۹۷/۰۳/۰۲	۱۸:۲۹:۴۴	۳۸	۴۷/۸۹	۵۵	۴/۸	۵
۱۹۹۷/۰۳/۲۱	۲۳:۰۰:۴۴	۳۷/۹۹	۴۷/۹۱	۴۴	۴/۳	۴/۴
۱۹۹۷/۰۵/۱۲	۰۳:۵۱:۰۰	۳۷/۹۴	۴۸	۱۰	۴	۴/۶



شکل ۸- توزیع داده‌ها و معادله بهترین خط همبستگی بین بزرگای Ms و Mb در گستره مورد مطالعه

به این منظور اطلاعات موجود در گستره ۱۰۰ کیلومتری منطقه، مورد پردازش قرار گرفته و رابطه زیر به عنوان بهترین خط همبستگی به دست آمده است:

$$Ms = 0.7143 Mb - 1.6143 \quad (6)$$

ضریب همبستگی این برازش کم است و این به دلیل کم بودن داده‌های بکار رفته در برازش و پراکندگی زیاد آنها است و به دلیل کمبود غنای داده‌ها باید آن را پذیرفت و این ضرایب محلی بهتر از استفاده از ضرایب جهانی خواهد بود. ضریب همبستگی پارامتر آماری است که در برازش بالا بودن آن نشان از همبستگی مناسب داده‌های شرکت کننده در برازش است.

روش مقدماتی گوتنبرگ- ریشتر

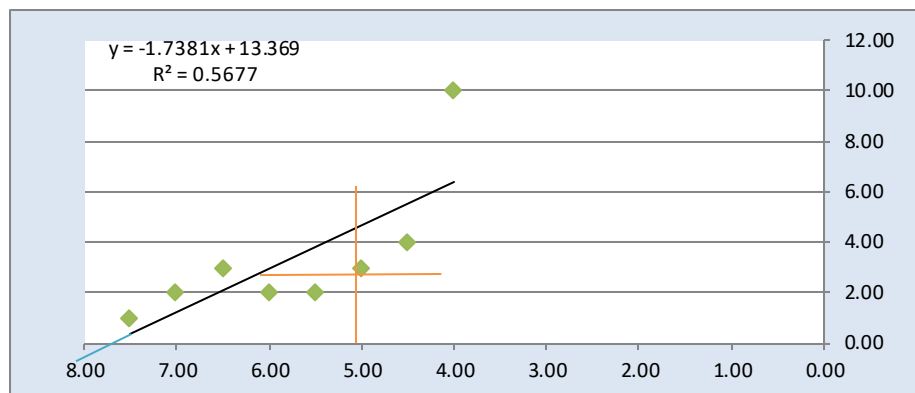
فراوانی زلزله‌ها توسط گوتنبرگ- ریشتر به صورت زیر بیان شده است:

$$\text{Log } N_c = a - b M_s \quad (7)$$

در این رابطه N_c فراوانی تجمعی زمین لرزه‌ها، M_s بزرگی برحسب امواج سطحی، a و b ضرایب لرزه‌خیزی منطقه هستند که به طور خطی و با در نظر گرفتن رابطه ساده زیر به بزرگی (M) نسبت داده می‌شوند.

حتی با به کار بستن این رابطه ساده نیز می‌توان با انجام یک دسته‌بندی مناسب برای بزرگای زمین لرزه‌ها، رابطه لرزه‌خیزی و ضرایب مربوط به آن را (a, b ضرایب) به دست آمده آورد، اما با توجه به محدودیت‌های این رابطه، از یک سو امکان استفاده از زمین لرزه‌های تاریخی وجود نداشته و از طرف دیگر به علت نداشتن حد بالا و پایین بزرگی، نتایج به دست آمده تنها تابع ماهیت ریاضی رابطه بوده و با واقعیات لرزه‌خیزی منطقه سازگار نیست. در نتیجه نتایج فقط برای فاصله‌های زمانی که اطلاعات لرزه‌ای نسبتاً همگن و پیوسته باشند (زمین لرزه‌های دستگاهی ثبت شده) و در بازه محدودی از بزرگی ($6/7 - 4/0 M$)، تقریباً قابل پذیرش است.

برای دستیابی به پارامترهای منطقه‌ای a, b بزرگی زلزله‌ها را در محور افقی و فراوانی تجمعی آنها به صورت لگاریتمی در محور قائم یک نمودار قرار می‌گیرد و بهترین خط مستقیم برازش می‌گردد. محل تلاقی خط مذکور با محور قائم معرف مقدار a و اندازه ضلع قائم مثلثی با قاعده $Ms=1$ و وتری که بخشی از خط مستقیم است نیز معرف مقدار b می‌باشد (شکل ۹).



شکل ۹- رابطه بین فراوانی تجمعی (Nc) و بزرگای سطحی (Ms) زمین لرزه‌ها بر اساس روش گوتنبرگ- ریشتر

در این مطالعه مقادیر a, b طبق شکل (۵) معادل $a=7/67$ (برای شعاع ۲۰۰ کیلومتر و در نظر گرفتن ۱۱۲۳ سال طول دوره گردآوری داده‌ها محاسبه شد) و مقدار $b=0/95$ به دست آمد. بر این اساس رابطه بین بزرگی و فراوانی زلزله‌ها به صورت زیر می‌باشد:

$$\text{Log } N_c = -0/95M_s + 7/67 \quad (8)$$

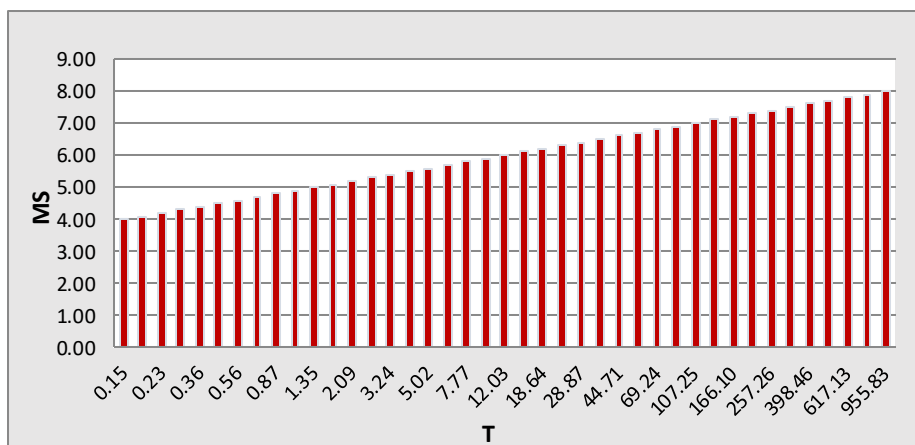
$$R^2 = 0/5677$$

دوره بازگشت بزرگای زمین لرزه به روش مقدماتی گوتنبرگ- ریشتر

در این بخش با استفاده از روش‌های آماری مختلف، دوره بازگشت بزرگی برای گستره ۱۰۰ کیلومتری منطقه محاسبه می‌شود. دوره بازگشت بزرگای زمین لرزه‌ها برحسب روابط زیر برای گستره ۱۰۰ کیلومتری پیرامون منطقه محاسبه شده است. پارامترهای رابطه مذکور به شرح زیر هستند:

$$M_s = \left[\log \left(\frac{T}{N} \right) + a \right] / b \quad (9)$$

در این رابطه MS بزرگی امواج سطحی، T دوره بازگشت زمین لرزه‌ها برحسب سال و N مدت زمان گردآوری داده‌هاست (از سال ۱۸۹۴) که برای a, b استفاده شده است و در این مطالعه ۱۱۲۳ سال بوده است. بزرگای زلزله در مقابل دوره بازگشت رویداد زلزله در شکل (۱۰) ترسیم شده است.



شکل ۱۰- دوره بازگشت زمین لرزه‌های گستره مورد مطالعه بر اساس روش گوتنبرگ- ریشتر

بحث و نتیجه گیری

در سال‌های اخیر زلزله‌شناسان و مهندسين زلزله برای کاهش خطرات ناشی از زلزله، پژوهش‌های خود را در زمینه پیش‌بینی زلزله، روی عدم قطعیت‌ها، بزرگی و محل وقوع زلزله متمرکز کرده‌اند. در این پژوهش پیش‌بینی بلندمدت زمان رخداد زلزله، با روش‌های ذکر شده صورت گرفته است. در اولین گام، مشخصات زلزله‌های رخ داده در بین سال‌های ۸۹۴ تا ۲۰۱۷ از پایگاه‌های مختلف لرزه‌ای جمع‌آوری گردیده است.

در گام دوم به روش تحلیل تعیینی خط لرزه‌ای، از ۱۰ پاره گسلی موجود در گستره طرح، بزرگ‌ترین زمین‌لرزه محتمل متعلق به فعالیت احتمالی گسله‌های تبریز، میانه - اردبیل، ارس و آستار-اردبیل با بزرگای ۷/۷۶، ۷/۳۷، ۸/۰۸ و ۸/۰۸ در مقیاس امواج سطحی برآورد شده، است. در این ارتباط سابقه لرزه‌خیزی در گذشته و ثبت زمین‌لرزه‌های اخیر در منطقه حاکی از فعالیت منطقه از لحاظ لرزه‌خیزی است که تأییدکننده نتایج است. با ترسیم و بررسی نقشه رومرکز زمین‌لرزه‌های رخ داده در منطقه نیز معلوم گردید که بیشترین تمرکز زمین‌لرزه‌های رخ داده در سمت شرق و مرکز منطقه می‌باشد.

گردآوری و بررسی داده‌های زمین‌لرزه محدود موردمطالعه نشان می‌دهد که مخاطره زلزله در تاریخ این محدوده بارها روی داده و احتمال رویداد آن در آینده نیز وجود دارد. از این رو تحلیل میزان خطر این رویداد برای آینده این منطقه الزامی است. بر این اساس تحلیل اطلاعات موجود در گستره ۱۰۰ کیلومتری منطقه، گردآوری و مورد پردازش قرار گرفته و رابطه زیر به‌عنوان بهترین خط همبستگی به دست آمد.

$$M_s = 0/7143 M_b - 1/6143$$

اگرچه ضریب همبستگی این برازش کم است و این به دلیل کم بودن داده‌های بکار رفته در برازش و پراکندگی زیاد آن‌ها است و به دلیل کمبود غنای داده‌ها باید آن را پذیرفت و با این حال این ضرایب محلی بهتر از استفاده از ضرایب جهانی خواهد بود.

در روش تعیینی با مشخص شدن سرچشمه‌های لرزه‌ای (گسل‌ها و خطواره‌های فعال) و پاره بندی آن‌ها و اندازه‌گیری طول تمامی پاره‌های گسل‌ها آنالیز ریسک انجام گرفته که نتایج بزرگ‌ترین زلزله را معادل ۸/۸۰ به دست داده است.

اما در روش تاریخی با گردآوری اطلاعات زمین‌لرزه‌های تاریخی و معاصر (زمین‌لرزه‌های روی داده) گسل مسبب زلزله شناسایی شد. سپس با توجه به اطلاعات لرزه‌ای جمع‌آوری شده مقادیر M_s زلزله‌ها مورد بررسی قرار گرفت و بر این مبنا مقدار MPE برابر ۸/۸۰ به دست آمد.

فراوانی زلزله‌ها توسط رابطه گوتنبرگ- در محدوده موردمطالعه مورد بررسی قرار گرفته است. برای این منظور ابتدا پارامترهای منطقه‌ای a, b محاسبه شده است. ابتدا بزرگی زلزله‌ها را در محور افقی و فراوانی تجمعی آن‌ها به صورت لگاریتمی در محور قائم یک نمودار قرار می‌گیرد و بهترین خط مستقیم برازش می‌گردد. محل تلاقی خط مذکور با محور قائم معرف مقدار a و اندازه ضلع قائم مثلثی با قاعده $M_s=1$ و وتری که بخشی از خط مستقیم است نیز معرف مقدار b می‌باشد. به این ترتیب ضریب a معادل ۷/۶۷ (برای شعاع ۲۰۰ کیلومتر و در نظر گرفتن ۱۱۲۳ سال طول دوره گرد آوری داده‌ها محاسبه شد) و مقدار $b=0/95$ به دست آمد. بر این اساس رابطه بین بزرگی و فراوانی زلزله‌ها به صورت زیر می‌باشد:

$$\text{Log } N_c = -0/95M_s + 7/67$$

همچنین برای محاسبه دوره بازگشت بزرگای زمین‌لرزه از روش گوتنبرگ- ریشتر استفاده شده است. در واقع در این بخش با استفاده از روش‌های آماری، دوره بازگشت بزرگی برای گستره ۱۰۰ کیلومتری منطقه محاسبه شده. نتایج محاسبه دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های با بزرگای مختلف نشان داده است که دوره بازگشت زمین‌لرزه با بزرگی ۷ حدود ۱۰۷ سال است.

منابع و مأخذ

- بربریان، مانوئل، قریشی، منوچهر، طالبیان، مرتضی، شجاع طاهری، جعفر (۱۳۷۵)، پژوهش و بررسی نو زمین ساخت، لرزه زمین ساخت و خطر زمین لرزه- گسلش در گستره سمنان، سازمان زمین شناسی کشور، چاپ اول، چاپ پرسپولیس.
- برگی، خسرو (۱۳۹۱)، اصول مهندسی زلزله، مؤسسه انتشارات دانشگاه تهران، چاپ نهم.
- پور کرمانی، محسن، آراین، مهران (۱۳۷۷)، لرزه خیزی ایران، تهران، انتشارات شهید بهشتی، چاپ اول.
- شاداب فر، مهدی (۱۳۹۱)، تحلیل خطر زلزله، گروه سازه و ژئوتکنیک، دانشگاه صنعت آب و برق (شهید عباسپور).
- عزیزاده، اکرم، صفری، راضیه (۱۳۹۴)، پارامترهای لرزه خیزی فرکتالی- زمانی زمین لرزه اهر- ورزقان، شمال باختری ایران، علوم زمین، سال بیست و چهارم، شماره ۹۵، صص ۱۵۵-۱۶۰.
- مقدم، حسن (۱۳۹۲)، مهندسی زلزله - مبانی و کاربرد، نشر کتاب دانشگاهی، چاپ هشتم.
- میرزائی، نوربخش (۱۳۸۳)، ایالت های لرزه زمین ساختی ایران، سمینار آموزشی مبانی لرزه زمین ساخت و تحلیل خطر نسبی زمین لرزه، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- میرزائی، نوربخش، قیطانچی، محمدرضا، ناصریه، سعید، رئیسی، محمد، ظریفی، رؤیا، طبائی، سید قاسم (۱۳۸۱)، پارامترهای مبنایی زمین لرزه های ایران، تهران- دانش نگار.
- آراین، مهران، احمدی کیمیجانی، ناصر، سلگی، علی، رحیمی، نگین (۱۳۸۹)، لرزه زمین ساخت و برآورد خطر زمین لرزه ساختگاه سد جریانی دز، فصلنامه علمی پژوهشی زمین و منابع واحد لاهیجان، سال سوم، شماره دوم، صص ۱۴-۱.
- فریدونی، داود، عباسفام، علیرضا (۱۳۹۳)، ارزیابی خطر زمین لرزه و تحلیل ریسک زلزله در شهر خوی با استفاده از روش های قطعی و احتمالی، فصلنامه زمین شناسی ایران، سال هشتم، شماره سی ام، صص ۲۲-۱۱.
- گرامی، محسن، سیوندی پور، عباس، تقدیسی، هادی (۱۳۹۱)، پیش بینی آماری پهنه بندی خطر زلزله احتمالی با استفاده از شبکه های مصنوعی، نشریه زمین شناسی مهندسی، جلد ششم، شماره ۱، صص ۱۴۴۴-۱۴۲۹.
- Ambraseys, N.N., Melville, C.P. (1982), A History of Persian Earthquakes, Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Bachmanov, D.M., Trifonov, V.G., Hessami, Kh.T, Kozhurin, A.I, Ivanova, T.P, Rogozhin, E.A Hademi, M.C, Jamali, F.H. (2004), Active Faults in the Zagros and Central Iran, Tectonophysics, Vol. 380, No. 3-4. pp.221-241.
- Kulahc, F., Inceoz, M., Dogru, D., Aksoy, E., Baykara, O. (2009), Artificial Neural Network Model for Earthquake Prediction with Radon Monitoring, Applied Radiation and Isotopes 67, pp.212-219.
- Slemmons, D.B., Depolo, C.M. (1986), Evaluation of Active Faulting and Associated Hazaard, Actie tectonics, National Academy press, Washington, D.C.
- Yamashina, K. (2006), Trial of Earthquake Prediction in Japan and a Statistical Test of Time-shift, Journal of Tectonophysics 417, pp.169-182.