


# تحلیل خطر زلزله احتمالی شهر اردبیل با استفاده از نرم افزار Ez-Frisk

اکرم علیزاده\*<sup>۱</sup> , راضیه صفری<sup>۱</sup>، سحر گلستانی<sup>۱</sup>

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

Doi: <https://doi.org/10.48308/esrj.2023.103057> (پژوهشی)

دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۰۲/۲۴ پذیرش نهایی مقاله: ۱۴۰۱/۱۰/۱۸

## چکیده

شهر اردبیل، توسط گسل‌های زیادی از جمله گسل لرزه‌ای آستارا احاطه شده است که در طول تاریخ، زلزله‌های متعددی با عمق کانونی کم و نزدیک سطح زمین، در امتداد آن رخ داده است. در این پژوهش، با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی و بر مبنای گسل‌های موجود، ۷ چشمه خطی و ۲۳ چشمه پهنه‌ای مشخص شده است. همچنین، از داده‌های زلزله‌های ثبت شده دستگاهی و نرم‌افزارهای: Matlab، Zmap، Kijko و Ez-frisk استفاده شده است. نمودارهای رسم شده از داده‌های زلزله، نشانگر افزایش دوره بازگشت زلزله‌ها، با افزایش بزرگای می‌باشد لذا احتمال رویداد زلزله در یک بازه زمانی مشخص، کاهش می‌یابد. به‌طور مثال در بازه زمانی ۱۰۰ ساله، احتمال رویداد زلزله با بزرگی ۶، حدود ۹۰٪ است. نقشه خطر زلزله برای PGA (بیشترین شتاب زمین) روی سنگ بستر با ۱٪ میرایی برای دوره بازگشت ۵۰ سال و ۴۷۵ سال در مجموعه نقاط شبکه‌بندی شده به ترتیب در فواصل  $0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$  و  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$  انجام شد. نتایج نشان می‌دهند که مقادیر شتاب در این محدوده برای PGA از ۰/۱۹ در شمال تا ۰/۲۱ در جنوب‌باختری متغیر است. با توجه به شتاب ناشی از زلزله احتمالی تعیین شده برای محدوده شهر اردبیل، این ناحیه به ۴ ریزپهنه تقسیم شده است. با توجه به اینکه مقادیر شتاب در سراسر هر پهنه تعیین شده یکسان است؛ بنابراین می‌توان شهر اردبیل را یکی از شهرهای با خطر متوسط به لحاظ لرزه‌خیزی، معرفی نمود.

واژه‌های کلیدی: اردبیل، ایران، تحلیل خطر زلزله احتمالی، گسل آستارا، Ez-Frisk.



Copyright: © 2023 by the authors. Submitted for possible open access publication under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

## Probabilistic seismic hazard analysis (PSHA) of the Ardabil city using Ez-Frisk

Alizadeh<sup>\*1</sup> , A., Safari<sup>1</sup>, R., Golestani<sup>1</sup>, S.,

1-Department of Geology, Faculty of Sciences, Urmia University, Urmia, Iran

(Original Article) <https://doi.org/10.48308/esrj.2023.103057>

Received: 14 May 2021 Accepted: 08 Jan 2023

### Abstract

The city of Ardabil is surrounded by many faults, including the seismic fault of Astara, which several earthquakes with low focal depth or near surface have occurred during its activity. In this research, 7 linear sources and 23 regional one has been identified based on geological maps and faults. Also, we used seismic data and Matlab, Zmap, Kijko and Ez-frisk softwares. Graphs of seismic data, show an increase in the return period of earthquakes, with a large increase, so the probability of an earthquake event in a certain period of time decreases. For example, in a 100-year period, the probability of an earthquake with a magnitude of 6 is 90%. Earthquake hazard map for PGA (Peak Ground Acceleration) was performed on bedrock with 1% damping for a return period of 50 and 475 years in a networked point at  $0.1^\circ \times 0.1^\circ$  and  $0.05^\circ \times 0.05^\circ$  intervals. According to the acceleration rate for the city of Ardabil, this area is divided into 4 micro-zones. The results show that the acceleration values in this range for PGA vary from 0.19 in the north to 0.21 in the southwest. It should be noted that the acceleration values are the same throughout each designated area, so the city of Ardabil can be introduced as one of the cities with moderate risk in seismicity analysis.

**Keywords:** Ardabil, Iran, PSHA, Astara Fault, Ez-Frisk.



Copyright: © 2023 by the authors. Submitted for possible open access publication under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY). license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

\* Corresponding author E-mail address: [ak.alizadeh@urmia.ac.ir](mailto:ak.alizadeh@urmia.ac.ir)

## مقدمه

ایران یک کشور لرزه‌خیز بوده و وقوع زلزله‌های مخرب تقریباً هر ۵ سال یکبار، گواهی بر آن است (Behzadafshar et al, 2012). تحلیل خطر زلزله احتمالی<sup>۲</sup> (PSHA) برای یک منطقه، ابزار اساسی در تعیین و تخمین خطر زلزله به منظور ایمن‌سازی اماکن در برابر حرکات زمین می‌باشد (Yilmaz, Ozturk, 2008; Thomas et al, 2010; Jarahi, 2017; Sawires et al, 2020). هدف از تحلیل خطر لرزه‌ای، ارزیابی منطقی شاخص‌های حرکت زمین در ساختگاه موردنظر بر اثر رویداد زلزله در چشمه-های بالقوه زلزله در مدت زمان معین است (زارع و کامران زاد، ۱۳۹۳). منطقه مورد مطالعه، شهر اردبیل، توسط گسل‌های زیادی از جمله گسل بزرگ لرزه‌ای آستارا احاطه شده است که در طول تاریخ، زلزله‌های متعددی در آن رخ داده و عمق کانونی اغلب زلزله‌های به وقوع پیوسته، کم و نزدیک سطح زمین است (لطفی و همکاران، ۱۳۹۲). براساس شواهد زمین‌شناسی، بستر شهر اردبیل به دلیل منفصل بودن مواد تشکیل دهنده آن دچار گسل‌خوردگی نشده است اما گسل‌های توانمندی که در دامنه‌های سبلان با فاصله اندک از شهر اردبیل قرار گرفته‌اند، بیشترین تهدید برای شهر محسوب می‌شوند (اسفندیاری درآباد و همکاران، ۱۳۹۴).

سازندهای تشکیل دهنده این منطقه از مقاومت یکسانی برخوردار نیستند بنابراین تراکم گسل-خوردگی‌ها هم از روند مقاومت سازندها پیروی کرده و بیشترین تراکم گسل‌خوردگی در سازندهای با مقاومت فشار محوری زیاد اتفاق افتاده است (اسفندیاری درآباد و همکاران، ۱۳۹۳). در این مطالعه، گسل‌های لرزه‌زا در محدوده شهر اردبیل، به منظور کاهش خطرات ناشی از وقوع زلزله احتمالی، بررسی می‌شوند.

## مواد و روش‌ها

برای انجام این پژوهش از نقشه‌های زمین‌شناسی تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (چهارگوش اردبیل با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰)، داده‌های زلزله‌های ثبت شده دستگاهی منطقه برگرفته از ۴ سایت معتبر، IIEES, ISC, NEIC و ژئوفیزیک دانشگاه تهران (بازه زمانی ۱۹۶۰ تا ۲۰۲۰ میلادی)، و نرم‌افزارهای Ez-frisk و Kijko, Zmap, Matlab استفاده شده است. داده‌های دستگاهی زمین لرزه‌ای به کار رفته در منطقه، شامل جزئیاتی مربوط به چشمه، از قبیل: تاریخ، زمان، عرض و طول جغرافیایی، بزرگی و اطلاعات لرزه‌ای مرتبط می‌باشد که به منظور توان زلزله‌زایی گسل‌ها از آنها استفاده می‌شود. تحلیل داده‌ها به منظور خطر زلزله، با استفاده از نرم‌افزار Ez-frisk صورت گرفته است. کاتالوگ زلزله‌ها از مهم‌ترین اطلاعات مورد نیاز برای ارزیابی تکتونیک منطقه و تحلیل خطر لرزه‌ای است (Das et al, 2011). برای ایران، شاهر و همکاران (Shahvar et al, 2013) و کریمی پریدری و همکاران (Karimiparidari et al, 2013)، کاتالوگ لرزه‌ای یکسانی را ارائه نمودند. در این مطالعه کاتالوگ زلزله برای شمال باختر ایران، در سه بازه زمانی بررسی شده است: الف: زلزله‌های تاریخی (بازه زمانی قبل از سال ۱۹۰۰ میلادی)؛ ب: زلزله‌های دستگاهی دوره اول (بازه زمانی ۱۹۰۰ تا ۱۹۶۳) و ج: زلزله‌های دستگاهی دوره دوم (بازه زمانی ۱۹۶۳ تا ۲۰۲۰).

## زمین‌شناسی

منطقه اردبیل، از سمت شمال باختری به گسل آستارا، از سمت شمال خاوری به رشته کوه‌های طالش و آتشفشان سبلان محدود می‌شود. به‌طور خلاصه، استان اردبیل دارای مراحل تکامل زمین-ساختی زیر می‌باشد:

## سازند شمشک

متشکل از شیل و ماسه سنگ‌های میکا، مارن با لایه‌هایی از آهک و آهک دولومیتی می‌باشد که با یک کنگلومرای پلی ژنیک با ستبرای ۴۰ متر پوشانده می‌شود. ضخامت این واحد ۳۰۰ متر بوده و فسیل رادیولاریت در آن مشاهده می‌گردد. این واحد سنگی معادل سازند شمشک در البرز بوده و یک سری سنگ‌های ریولیت تا داسیت در آن رخنمون دارند.

## سازند دلیچای

متشکل از آهک ماسه‌ای و ماسه سنگ با ستبرای ۵۰ متر با لایه‌بندی نازک به رنگ زرد است که به‌طور تدریجی روی واحد شمشک قرار گرفته و خود نیز به‌طور همشیب زیر سازند لار قرار دارد.

## سازند لار

شامل دولومیت و دولومیت‌های آهکی چرتدار به رنگ زرد تا قهوه‌ای ضخیم لایه می‌باشند که با ستبرای ۵۰ الی ۱۵۰ متر به‌طور همسان بر روی واحد زیرین قرار گرفته است. این واحد سنگی دارای فسیل بریزوآ است.

الف: تشکیل پی سنگ با پوسته قاره‌ای در پراکمرین پسین

ب: شکل‌گیری پی سنگ ژوراسیک میانی - کرتاسه همروند با ساختارهای اقیانوسی

ج: بسته شدن نئوتیس و ایجاد سفره‌های ساختمانی

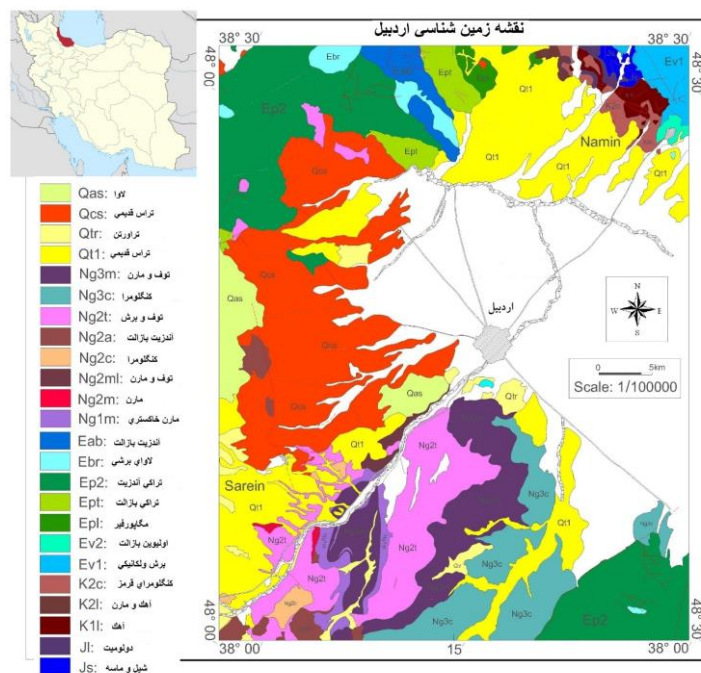
د: گسترش حوادث ماگمایی پالئوژن

ه: تشکیل ساختارهای کششی در نئوژن و توسعه ولکانیسم سبلان

## واحدهای سنگی

## نهشته‌های ژوراسیک

قدیمی‌ترین واحد سنگی در اطراف اردبیل متعلق به ژوراسیک می‌باشد (شکل ۱). در شمال دهکده عنبران (شمال خاوری اردبیل)، تناوبی از شیل و ماسه سنگ‌های ارغوانی، میکا با لایه‌بندی نازک حاوی درون لایه‌هایی از دولومیت چرتدار برونزد دارد که قدیمی‌ترین واحد در منطقه بوده و ستبرای آنها به ۳۰۰ متر می‌رسد. سازند شمشک با یک کنگلومرای پیشرونده به‌طور ناهمسان بر روی آن قرار می‌گیرد. این نهشته‌ها فاقد فسیل هستند.



شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی اردبیل برگرفته از: خدابنده و همکاران (۱۳۷۶).

**واحدهای کرتاسه**

واحدهای سنگی کرتاسه شامل: شیل، ماسه سنگ قرمز با ستبرای ۱۰ تا ۲۰ متر، آهک‌های کرم تا خاکستری رنگ چرتدار با ستبرای ۱۰۰ تا ۱۵۰ متر که به‌طور همشیب بر روی واحد ماسه سنگی قرمز رنگ قرار می‌گیرد. بخش فوقانی این واحد سنگی به لایه‌های آهکی مارن، کنگلومرا و ماسه سنگ تبدیل می‌شود که ستبرای آنها ۷۰ متر است. کرتاسه بالایی با تناوب کنگلومرا و ماسه سنگ قرمز شروع می‌گردد که به‌طور دگرشیب با ستبرای ۱۰۰ تا ۲۰۰ متر بر روی واحدهای کرتاسه زیرین قرار می‌گیرد. این لایه‌ها دارای دایک و سیل اغلب با ترکیب تراکی بازالت بوده و به سری آلکالن تعلق دارند. این واحدها به‌طور همسان، توسط آهک توده‌ای خاکستری به ضخامت ۲۰ تا ۵۰ متر که حاوی فسیل رودسیت هستند، پوشانده می‌شود.

**پالئوسن**

این واحد سنگی در شمال شهر اردبیل در چند تپه منفرد، بروزدهایی از آهک بلوری خاکستری دارد که دارای میکروفسیل می‌باشد.

**ائوسن**

ولکانیک‌های ائوسن در شمال و جنوب‌خاوری اردبیل مشاهده می‌شوند که اغلب به صورت دگرشیب بر روی واحدهای قدیمی‌تر جای گرفته‌اند. این واحدها متشکل از برش‌های ولکانیکی و گدازه‌های برشی شده به همراه جریان گدازه‌ای هستند که دارای بافت پورفیری بوده و کانی‌های پیروکسن و آمفیبول در سطح آنها نمایان است. در مطالعات سنگ‌شناسی، ترکیب آنها آلکالی بازالت و تراکی بازالت پتاسیک و یا سدیک می‌باشد. این واحد در برخی قسمت‌ها حالت برشی داشته و توسط سنگ‌هایی با ترکیب اولیوین قطع می‌شوند.

**نئوزن**

نئوزن در منطقه به ۳ دسته تقسیم می‌شود:

(۱) نهشته‌های شدیداً چین خورده که متشکل از تناوب ماسه سنگ و مارن قرمز گچ‌دار می‌باشند. ستبرای این بخش ۳۰۰ متر بوده و به سمت بالا تبدیل به مارن خاکستری رنگ گچ‌دار می‌گردد. این واحد معادل سازند قرمز فوقانی می‌باشد.

(۲) متشکل از سنگ‌های آواری و گدازه می‌باشد که با شیب کم به‌طور دگرشیب روی واحدهای قدیمی‌تر قرار گرفته است. در پائین آن، تناوبی از لایه‌های توف سبز، مارن و آهک‌های آب شیرین می‌باشد. روی این واحد، توف سفیدرنگ، توف برش، لاهار با لایه‌های ماسه سنگ، کنگلومرا و دیاتومیت قرار دارد. کنگلومرا به‌طور جانبی به توف تبدیل می‌گردد. کل ضخامت آن بیش از ۴۰۰ متر است.

(۳) این واحد به‌طور همشیب روی قسمت زیرین قرار گرفته و متشکل از مارن و توف‌های سبز روشن با لایه‌هایی از آهک آب شیرین، میکروکنگلومرا و ماسه سنگ است که به طرف بالا به کنگلومرا تبدیل می‌شود. این واحد درون لایه‌هایی از ماسه سنگ و آهک قرار دارد و فسیل آن گاستروپود است.

**کواترنر**

Qas شامل گدازه‌های خاکستری رنگ با بافت پورفیری درشت می‌باشد. ترکیب آن تراکیت و تراکی آندزیت بوده و ماگمای آن از نوع آلکالن است. سنگ‌ها پتاسیک و فوق اشباع از سیلیس هستند که در نتیجه ذوب بخشی به وجود آمده‌اند. Qbs حاصل فعالیت انفجاری آتشفشان که با خروج بمب همراه بوده و بعد از فعالیت گدازه انجام گرفته است. ترکیب شیمیایی آنها، تراکی آندزیت پتاسیک از نوع آلکالن بوده و دارای بافت پورفیری حاوی پلاژیوکلاز، پیروکسن و اولیوین می‌باشد. Qcs این رسوبات با خاستگاه آتشفشانی با سن کواترنر پیشین به صورت افقی روی رسوبات قدیمی‌تر را می‌پوشاند و شامل: کنگلومرا، لاهار، توف و خاکستر آتشفشانی است. زمینه بین قله سنگ‌های

تشکیل داده و دارای راستای شمال - جنوبی و طول تقریبی ۱۴۲ کیلومتر است. رومرکز زلزله‌های تاریخی سال‌های ۱۸۶۳ و ۱۸۰۶ بر روی این گسل واقع است که بیانگر فعال بودن این گسل و ویرانی هیر در آن زمان شده است.

#### گسل هریس

راندگی هریس در جنوب سراب و در یال شمالی کوه بزقوش قرار دارد. روند آن خاوری باختری بوده و دارای شیب به سمت جنوب است. طول این گسل در حدود ۶۱ کیلومتر بوده و در راستای آن، سنگ‌های آتشفشانی ترسیر بر روی رسوبات کواترنر رانده شده است.

#### گسل شرق اردبیل

این گسل در ادامه گسل ماسوله می‌باشد که از آثار آن می‌توان به: خردشدگی و تشکیل برش‌های گسلی و پائین افتادن قسمتی از گدازه‌های ائوسن اشاره نمود. ادامه آن، در آستارا قابل مشاهده می‌باشد که به صورت معکوس عمل کرده است.

#### گسل احتمالی بالیخلی چای

رودخانه بالیخلی چای در امتداد گسلی موازی با روند گسل تالش قرار دارد که در اثر عملکرد آن به وجود آمده و سبب جابجایی رسوبات میوسن شده است. این گسل توسط رسوبات آبرفتی کواترنر پوشانده شده است.

#### لرزه‌خیزی منطقه مورد مطالعه

تعداد ۹ زلزله تاریخی در استان اردبیل گزارش شده است که قدیمی‌ترین آن در تاریخ ۱۸۶۱/۲/۲۸، بزرگترین رویداد در تاریخ ۱۸۹۶/۱/۴ و آخرین زلزله تاریخی رویداده در تاریخ ۱۸۹۶/۱/۱۴ ثبت شده است. از سال ۱۹۰۰ تا سال ۲۰۲۰ میلادی تعداد ۲۹ زلزله دستگاهی در این استان روی داده است. قدیمی‌ترین زلزله دستگاهی رویداده در استان اردبیل در ۱۹۰۲/۱۰/۳ ساعت ۰۵:۰۰:۲۳، آخرین آن مورخ ۲۰۰۵/۰۵/۰۸ ساعت ۱۷:۵۵:۵۹ و بزرگترین زلزله دستگاهی رویداده در تاریخ

کنگلو، سست و از جنس رس و خاکستر می‌باشد. Qtr شامل آهک‌های متخلخل با ستبرای ۱۵ متر است که در یک محیط رسوبی دریاچه شیرین تشکیل شده‌اند. سایر نهشته‌های کواترنر، شامل: پادگانه‌های آبرفتی کهن Qt1، آبرفت‌های بستر رودخانه‌ها Qal و رسوبات دشت اردبیل Qt2 است.

#### گسل‌های استان اردبیل

##### گسل آستارا - تالش

این گسل در قسمت شمالی، دارای راستای شمالی - جنوبی بوده و در قسمت جنوبی در راستای NW-SE قرار می‌گیرد و در بیرون مرز خاوری استان اردبیل واقع است. درازای آن در حدود ۱۶۲ کیلومتر برآورد شده است، به طوری که از جمهوری آذربایجان شروع شده و تا فومن ادامه می‌یابد. این گسل دارای سازوکار فشاری با شیب به سمت باختر است و در اثر عملکرد آن، سازندهای پالئوژن و آهک‌های کرتاسه بر روی رسوبات کواترنر رانده شده‌اند. احتمال می‌رود زلزله ۲۲ تیرماه ۱۳۸۶ با بزرگی ۵ ریشتر در شهر لنکران که روستاهای اطراف نمین را لرزاند (عنبران) در اثر فعالیت این گسل باشد. گسل آستارا واقع در بخش خاوری منطقه، به دلیل نزدیکی به مرز استان اردبیل، در صورت فعالیت می‌تواند تأثیرات مخربی داشته باشد.

##### گسل تاتاورود

این گسل با راستای شمال باختری - جنوب خاوری به صورت راندگی بوده و طول آن ۸۲ کیلومتر است. شیب این راندگی به سمت خاور تا شمال خاوری بوده و سبب راندگی سنگ‌های پالئوزوئیک بر روی سنگ‌های کرتاسه شده است. فعالیت احتمالی آن می‌تواند جنوب خاوری استان را تحت تأثیر آثار مخرب خود قرار دهد.

##### گسل گیوی

این گسل مرز رسوبات مزوزوئیک و سنگ‌های آتشفشانی را در خاور و رسوبات نئوژن را در باختر

لرزه تاریخی در محدوده ۱۰۰ کیلومتری اردبیل ثبت شده است، که قدیمی ترین و بزرگترین آن در سال ۸۹۴ شمسی با بزرگای حدودی ۷/۷ و جدیدترین آن در سال ۱۸۹۶ به وقوع پیوسته است.

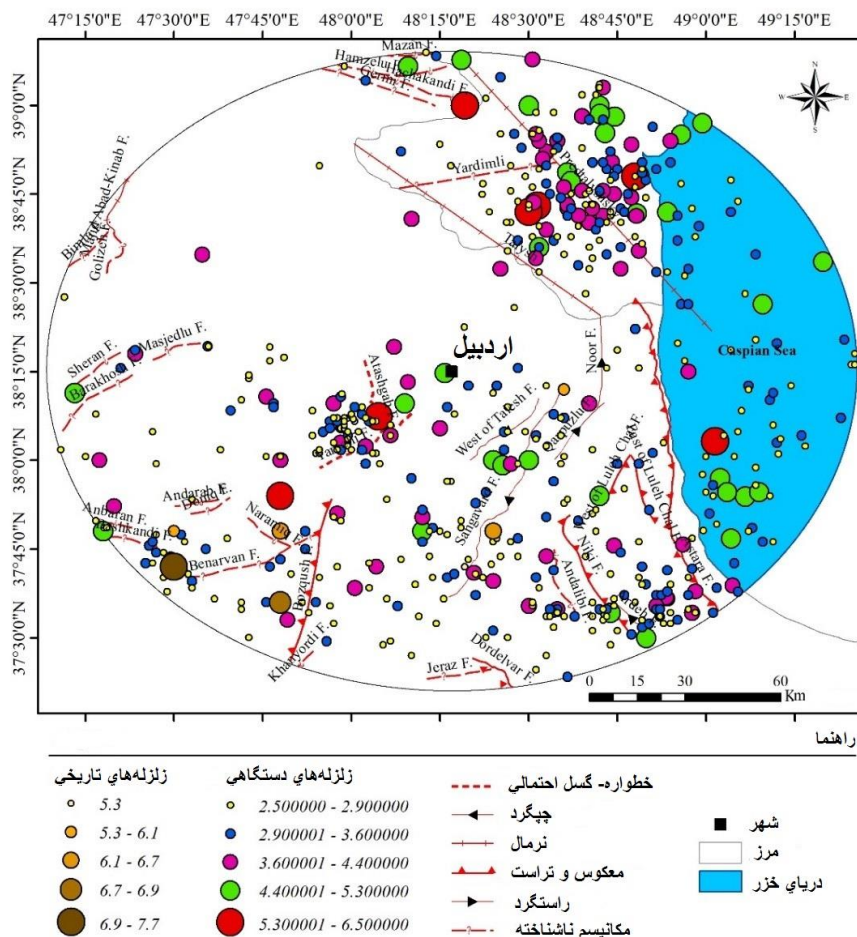
#### زمین لرزه‌های دستگاهی

در این مطالعه، داده‌های زلزله برای سال‌های ۱۹۰۰ تا ۲۰۱۲ از کاتالوگ بازسازی شده زلزله‌های ایران براساس مطالعه موسوی بفرویی و همکاران (۱۳۹۳) و برای سال‌های ۲۰۱۲ تا ۲۰۲۰ از داده‌های پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله استفاده شده است. شکل ۲ توزیع رومرکز زلزله‌ها و گسل‌های فعال در محدوده مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

۱۹۹۷/۲/۲۸ ساعت ۱۲:۵۷:۲۲ ثبت شده است. در ادامه، کاتالوگ زلزله‌های تاریخی و دستگاهی مورد بررسی قرار می‌گیرد:

#### زمین لرزه‌های تاریخی

به‌طور کلی اطلاعات کمی از شدت و بزرگی زلزله‌های تاریخی وجود دارد. داده‌های زلزله‌های زمان‌های دور (قبل از ۱۹۰۰ میلادی) مدلی از تکرار مجدد زلزله‌هایی که دارای دوره بازگشت طولانی هستند می‌باشد، بنابراین نقش مهمی در برآورد احتمال وقوع زلزله‌های آتی خواهند داشت. زلزله‌های تاریخی مورد استفاده در این مطالعه با استفاده از کاتالوگ بازسازی شده موسوی بفرویی و همکاران (۱۳۹۳) تهیه شده است. تعداد ۷ زمین

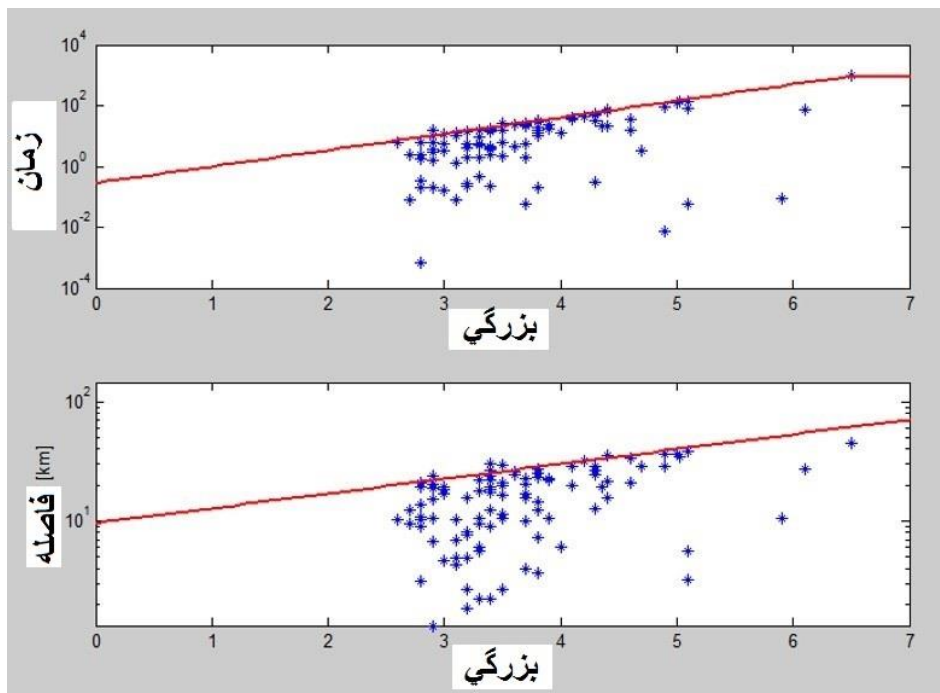


شکل ۲: نقشه گسل‌ها و رومرکز زمین لرزه‌های تاریخی و دستگاهی در شعاع ۱۰۰ کیلومتری شهر اردبیل

## حذف رویدادهای وابسته در کاتالوگ

به منظور تحلیل خطر لرزه‌ای با فرض مستقل بودن رخداد زمین لرزه‌ها، لازم است پس‌لرزه‌ها و پیش‌لرزه‌های زلزله‌های بزرگ از بانک اطلاعاتی حذف شوند. متداول‌ترین روش برای حذف پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها استفاده از پنجره‌های زمانی برای رویداد زلزله‌ها می‌باشد. بدین منظور، در

مطالعه حاضر از روش گاردنر و نیوف (۱۹۷۴) استفاده گردیده است. در این روش ۹۸ دسته زلزله وابسته تشخیص داده شده است که در نهایت ۲۴۶ زلزله از کاتالوگ حذف شده است. هیستوگرام شکل ۳ نتایج به دست آمده از تعداد باقی مانده رویدادها در کاتالوگ پس از حذف رویدادهای وابسته را نشان می‌دهد.



شکل ۳: نمودارهای پنجره‌های مکانی و زمانی روش حذف رویدادهای وابسته به روش گاردنر نیوف (۱۹۷۴)

## عدم قطعیت‌ها در بزرگا و مختصات مکانی

بزرگی زلزله به عنوان فاکتور اصلی در تعیین پارامترهای لرزه‌خیزی و مختصات جغرافیایی رومرکز زلزله‌ها نقش کلیدی در تعیین چشمه‌های بالقوه زلزله به منظور برآورد خطر زلزله ایفا می‌کنند لذا لازم است که عدم قطعیت موجود در این پارامترها در مراحل مختلف مدنظر قرار گیرد. در مورد عدم قطعیت بزرگای زمین لرزه‌ها، فرمول‌هایی برای تعیین بزرگی زلزله‌ها به‌طور تجربی مورد استفاده قرار می‌گیرند. در بررسی‌های انجام شده توسط کاساهارا (Kasahara, 1985)، مشخص

گردیده که تعیین بزرگی در بهترین شرایط ۰/۲ تا ۰/۳ واحد بزرگی خطا دارد. مطالعات انجام شده توسط میرزایی و همکاران (۱۹۹۷) نشان می‌دهد که عدم قطعیت برای زلزله‌های تاریخی از ۰/۴ تا ۰/۵ واحد بزرگی تغییر می‌کند. بایستی عدم قطعیت داده‌های تاریخی در تعیین پارامترهای لرزه‌خیزی، لحاظ شود چرا که نقش قابل توجهی در تعیین پارامترها دارد. در جدول ۱، عدم قطعیت مختصات مکانی به منظور تعیین محل رومرکز زلزله براساس بزرگا و زمان رخداد آورده شده است.



جدول ۱: عدم قطعیت در تعیین محل رومرکز زلزله (برحسب کیلومتر)

بزرگی گشتاوری				بزرگتر از ۷	بازه زمانی
۴-۳	۵-۴	۶-۵	۷-۶	۳۰-۵۰	قبل از ۱۸۰۰
-	-	۵۰-۷۵	۲۵-۵۵	۲۰-۴۰	۱۸۰۰-۱۹۱۸
-	۵۰-۷۰	۳۰-۵۰	۲۵-۴۵	۱۲	۱۹۱۸-۱۹۶۴
-	-	-	۱۸	۵/۵	۱۹۶۴-۱۹۸۰
-	۹/۵	۶/۵	۵/۴	۳/۵	بعد از ۱۹۸۰
۱۳/۵	۸/۵	۴	۴		

تعیین بزرگای ناکاملی داده‌ها از دیگر پارامترهای مهم 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. این خطا معمولاً مقدار  $b$  (b-value) را کمتر از حالت واقعی خود نشان می‌دهد. در شکل ۴ چگونگی محاسبه  $M_c$  نشان داده شده است. در این بررسی  $M_c=4.19$  است که معادله خطی لگاریتمی گوتنبرگ - ریشتر پس از محاسبه بزرگای ناکاملی به دست می‌آید. محاسبه بزرگای ناکاملی توسط نرم‌افزار Zmap به‌طور اتوماتیک قابل محاسبه است (شکل ۴) ولی اگر به علت ناهمگنی داده‌ها دو محدوده مختلف برای نمودار لگاریتمی تجمعی - بزرگا باشد، می‌توان با توجه به تجربه خود از لرزه‌خیزی منطقه مورد مطالعه محل خط رگرسیون را به صورت دستی نیز تغییر داد تا مقدار بزرگای ناکاملی صحیح‌تری به دست آید.

به‌طور خلاصه عدم قطعیت برای داده‌های تاریخی، برابر ۰/۵ واحد بزرگا؛ برای داده‌های دستگامی پیش از سال ۱۹۶۴ میلادی، برابر ۰/۳ و برای داده‌های دستگامی پس از سال ۱۹۶۴ میلادی برابر ۰/۱ واحد در نظر گرفته می‌شود.

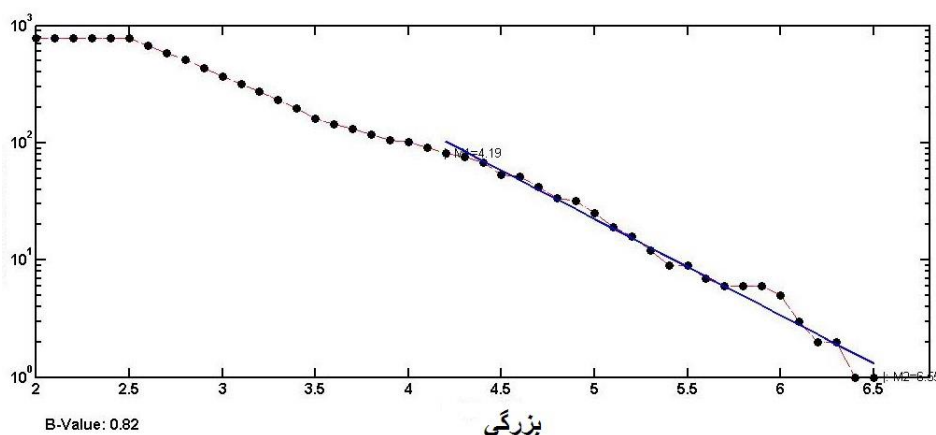
### ارزیابی کامل بودن کاتالوگ

به دلیل عدم گزارش زلزله‌های کوچک در منابع تاریخی و دوره‌های آغازین ثبت داده‌های دستگامی، کاتالوگ لرزه‌ای برای مناطق کامل نیست. برای محاسبه کامل بودن کاتالوگ از روش استپ<sup>۲</sup> استفاده می‌شود. در این روش فرض بر این است که زلزله‌های موجود در یک دوره زمانی به صورت پایدار بوده و نرخ رویدادها در یک بازه بزرگا در دوره مورد نظر ثابت است (رابطه ۱):

رابطه ۱)

$$n=N/\Delta N$$

نرخ متوسط رویدادها و  $N$ ، تعداد تجمعی رویدادها در بازه بزرگا و زمانی مورد نظر می‌باشد.

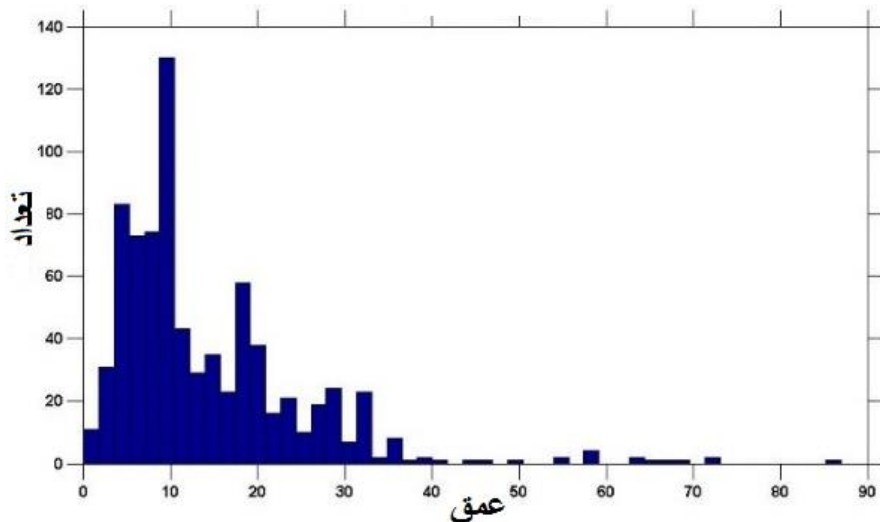


شکل ۴: محاسبه بزرگای ناکاملی و تعیین پارامترهای لرزه‌خیزی براساس روش گوتنبرگ - ریشتر

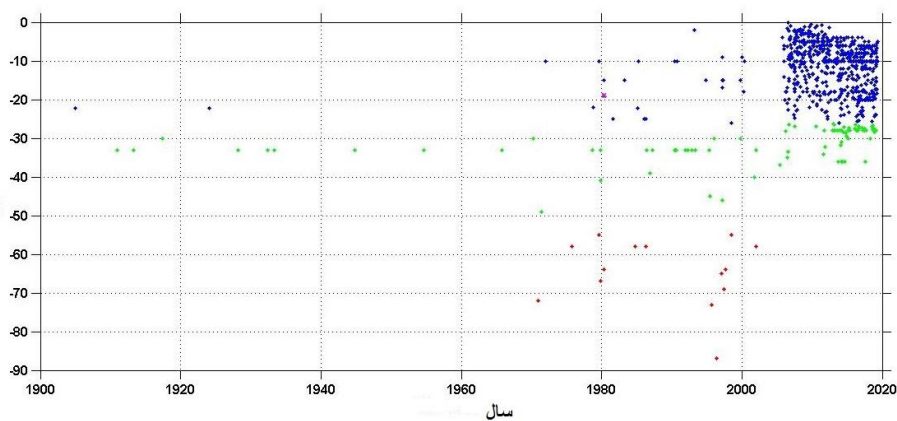
**عمق کانونی زمین لرزه‌ها**

نمودار فراوانی تجمعی ژرفای کانونی زلزله‌ها (شکل ۵) نشان می‌دهند که زلزله‌های رویداده در این منطقه دارای عمقی کمتر از ۴۰ بوده و اغلب زلزله‌ها دارای عمق کانونی کمتر از ۲۰ کیلومتر می‌باشند. در شکل ۵ نحوه توزیع عمق زمین لرزه‌ها نسبت به

سال در محل مورد مطالعه آورده شده است. همان طور که مشاهده می‌شود اکثر زمین لرزه‌های بعد از افزایش شبکه‌های داخلی به منظور اندازه‌گیری پارامترهای زلزله، دارای عمق کانونی ۵ تا ۳۰ کیلومتر می‌باشند (شکل ۶).



شکل ۵: نمودار فراوانی تجمعی عمق کانونی زمین لرزه‌ها



شکل ۶: توزیع عمق کانونی زمین لرزه‌ها نسبت به زمان

**بحث و نتایج****تعیین پارامترهای لرزه‌خیزی**

برای تعیین پارامترهای لرزه‌خیزی منطقه اردبیل، از روش کیچکو و سلوول (Kijko and Sellevoll, 1992) استفاده شده است. این روش دارای

قابلیت‌های مفیدی در به کارگیری فهرست زمین لرزه‌های ناهمگون می‌باشد که با خصوصیات داده‌های لرزه‌ای ایران همخوانی دارد. توابع استفاده شده در برنامه کیچکو شامل تابع توزیع برازش مقادیر نهائی برای زمین لرزه‌های پیش از سده بیستم است

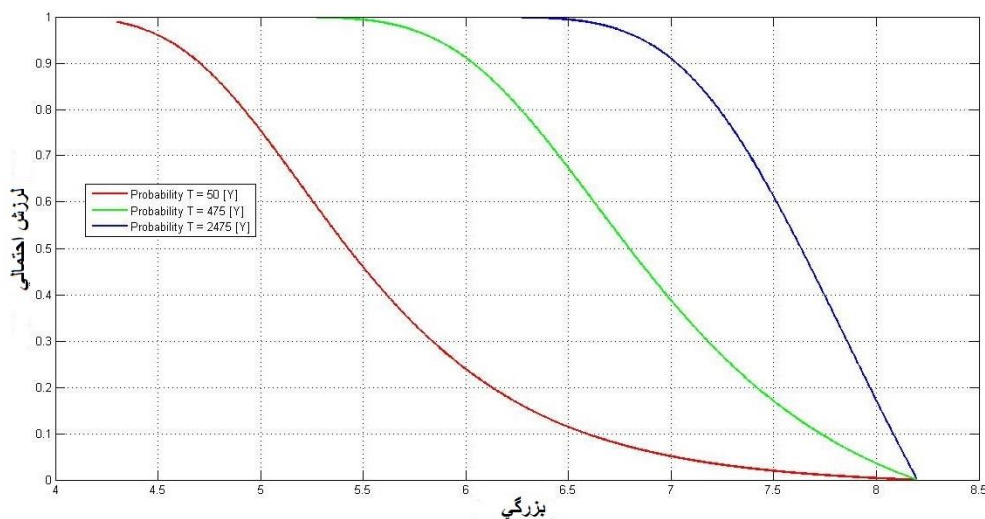
گستره ۱۰۰ کیلومتری به روش کیکو در رابطه ۲ عبارت است از:

رابطه ۲)

$$M_{max} = 7.7, \beta = 1.86, \lambda = 0.9$$

احتمال رویداد یا دوره بازگشت زلزله‌ها مورد دیگری است که توسط این نرم‌افزار محاسبه می‌شود. همان‌طور که در نمودارهای به دست آمده مشاهده می‌شود دوره بازگشت، با افزایش بزرگای افزایش می‌یابد و احتمال رویداد زلزله در یک بازه زمانی مشخص کاهش می‌یابد. به‌طور مثال در بازه زمانی ۱۰۰ ساله احتمال رویداد زلزله با بزرگی ۶، ۹۰٪ است (شکل ۷).

که اغلب بزرگ ولی دارای خطای بالا می‌باشند و تابع گوتنبرگ - ریشتر برای زمین لرزه‌های ثبت شده دستگاهی و به کارگیری روش آماری تخمین بیشینه درست نمائی می‌باشد. در این روش همچنین امکان به کارگیری همزمان زمین لرزه‌های تاریخی و ثبت شده دستگاهی با انجام دسته‌بندی‌های مناسب با در نظر گرفتن خطای بزرگا، بزرگای آستانه و بزرگای حداکثر 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  $\beta$  و آهنگ سالیانه  $\lambda$  در



شکل ۷: نمودار دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها در منطقه مورد مطالعه

Frisk روابط کاهندگی زیر در مؤلفه 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

چشمه بالقوه زمین لرزه

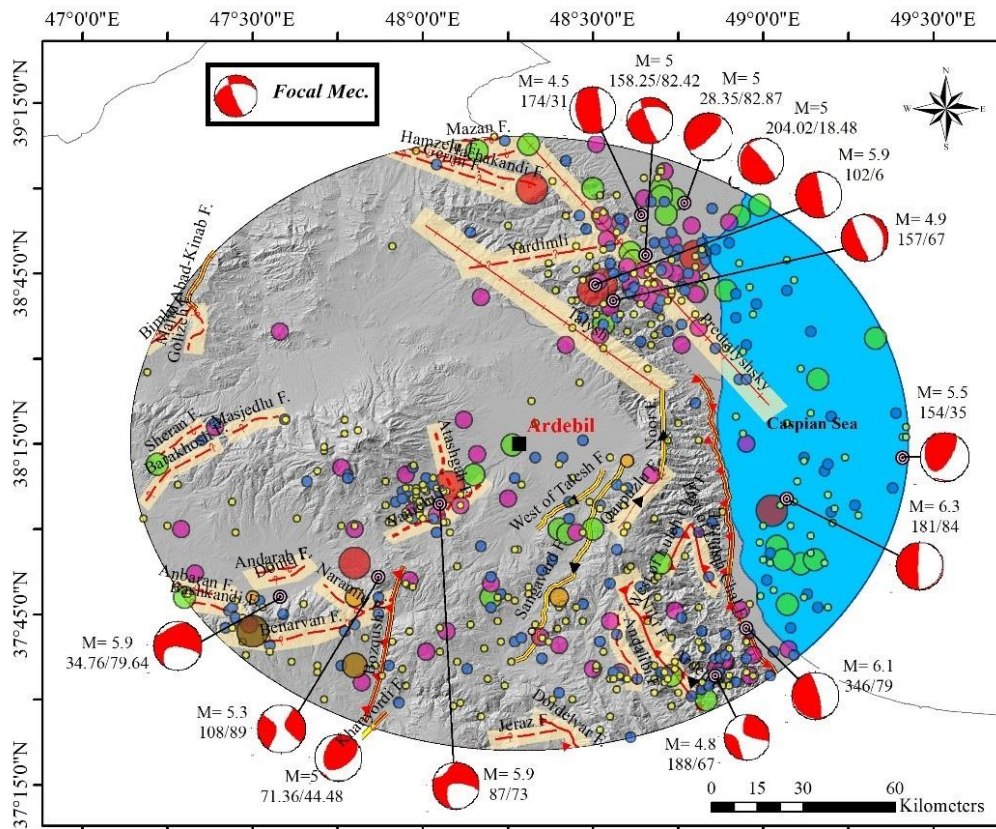
چنانچه اطلاعات کافی از هندسه گسلش برای یک منطقه موجود باشد، چشمه لرزه‌ای به صورت خطی

روابط کاهندگی و بررسی انطباق آنها با ناحیه مورد مطالعه

برای تحلیل خطر زلزله، رابطه کاهندگی بایستی مطابق با خصوصیات لرزه زمین‌ساختی منطقه مورد مطالعه انتخاب شود. در صورتی که برای یک ناحیه، داده‌های شتاب‌نگاری وجود نداشته باشد، می‌توان از روابط کاهندگی یک منطقه با شرایط لرزه زمین‌ساختی مشابه استفاده نمود. به منظور برآورد بیشینه شتاب به روش احتمالی در نرم‌افزار Ez-

خطی منطقه شامل: گسل‌های خانوردی، بزقوش، سنگاورد، باختر طالش، آستارا، نور و مجیدآباد کیناب است (شکل ۸). حل صفحه گسلی یا مکانیسم کانونی زلزله‌ها از درگاه اینترنتی هاروارد<sup>۳</sup> گرفته شده است.

در نظر گرفته می‌شود. در این پژوهش، سرچشمه‌های لرزه‌ای به صورت ناحیه‌ای در نظر گرفته شده است تا تمامی ناحیه تصویر شده گسل را پوشش دهد. در این تحقیق ۷ چشمه خطی و ۲۳ چشمه پهنه‌ای مشخص شده است که چشمه‌های



شکل ۸: چشمه‌های پهنه‌ای و خطی تعیین شده به همراه سازوکار کانونی زمین لرزه‌های بررسی شده در شعاع ۱۰۰ کیلومتری شهر اردبیل

بزرگای بیشینه (and Coppersmith, 1994)، امبرسیز و جکسن (Ambraseys and Jackson, 1998) و قاسمی (Ghasemi, 2016) می‌باشد. همچنین، بیشینه بزرگای مشاهده‌ای با ضرائب یکسان در نظر گرفته شده است. در جدول ۲، بزرگای محاسبه شده براساس روابط تجربی آورده شده است. جدول ۳ نیز، پارامترهای لرزه‌خیزی استفاده شده برای چشمه‌های خطی و پهنه‌ای در محدوده مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

بزرگای بیشینه با توجه به ارتباط بزرگای زلزله‌ها با پارامترهای گسیختگی مانند مقدار جابجایی گسل، بیشینه بزرگای زلزله برای چشمه‌های لرزه‌ای را می‌توان با استفاده از روابط تجربی بین بزرگا و طول گسل تخمین زد. در این مطالعه بیشینه بزرگای در نظر گرفته شده برای هر چشمه لرزه‌ای، میانگین بزرگای تعیین شده در روابط تجربی نوروزی (Nowroozi, 1985)، ولز و کوپراسمیت (Wells)

جدول ۲: محاسبه بزرگای بیشینه برای چشمه‌های لرزه‌زا

نام زون گسلی	بزرگی نهایی Mmax*	بزرگی ماکزیمم (Mmax)	Ghasemi et al, et al, (2014)	Ambraseys and Jackson (1998)	and Wells Coppersmith (1994)	Nowroozi (1985)	گسیختگی (Km)	طول گسل
خان یوردی	6.3	6.3	6.4	6.2	6.2	6.2	9.476	18.953
بزقوش	6.7	6.7	6.8	6.7	6.7	6.7	25.908	51.815
سنگاورد	6.9	6.9	6.9	6.9	6.9	6.9	37.039	74.077
غرب گسل تالش	6.4	6.4	6.5	6.4	6.4	6.4	13.419	26.837
آستارا	7.1	7.1	7.0	7.1	7.1	7.1	51.707	103.414
نور	6.5	6.5	6.5	6.5	6.4	6.4	14.680	29.359
مجیدآباد-کیناب	6.5	6.3	6.4	6.3	6.3	6.3	10.378	20.755
گرمی	6.6	6.6	6.7	6.6	6.6	6.6	21	42
بیملو	6.3	6.3	6.4	6.3	6.2	6.2	10	20
گلپزه	6.2	6.2	6.3	6.2	6.1	6.1	8	16
شران	6.2	6.2	6.4	6.2	6.2	6.2	9	18
برخوش	6.5	6.5	6.5	6.5	6.4	6.4	14.5	29
قارپوزلو	6.4	6.4	6.5	6.4	6.4	6.4	12.5	25
غرب لاله چال	6.2	6.2	6.4	6.2	6.2	6.2	9	18
شرق لاله چال	6.4	6.4	6.5	6.4	6.4	6.4	12.5	25
نیکی	6.7	6.7	6.7	6.7	6.7	6.7	23.5	47
عندلیبی	6.4	6.4	6.5	6.4	6.4	6.4	13.5	27
آتشگاه	6.4	6.4	6.5	6.4	6.3	6.3	12	24
بناوران	6.7	6.7	6.7	6.7	6.6	6.7	22	44
نارمیق	6.0	6.0	6.2	6.0	6.0	6.0	6	12
اندرآب	6.2	6.2	6.4	6.2	6.2	6.2	9	18
عنبران-خسندی	6.5	6.5	6.5	6.5	6.4	6.5	15	30
مسجدلو	6.2	6.2	6.3	6.2	6.2	6.1	8.5	17
جراز	6.3	6.3	6.4	6.2	6.2	6.2	9.5	19
دوردلوار	6.4	6.4	6.5	6.4	6.4	6.4	13	26
حمزه لو	6.8	6.8	6.8	6.8	6.8	6.8	29	58
تاش	7.1	7.1	7.1	7.2	7.1	7.2	59.5	119
تالش	7.0	7.0	6.9	7.0	7.0	7.0	43.5	87
یاردیملی	6.7	6.7	6.7	6.7	6.6	6.7	22	44
یامچی	6.5	6.5	6.6	6.5	6.5	6.5	16	32

جدول ۳: پارامترهای لرزه‌خیزی استفاده شده برای چشمه‌های خطی و پهنه‌ای در منطقه مورد مطالعه

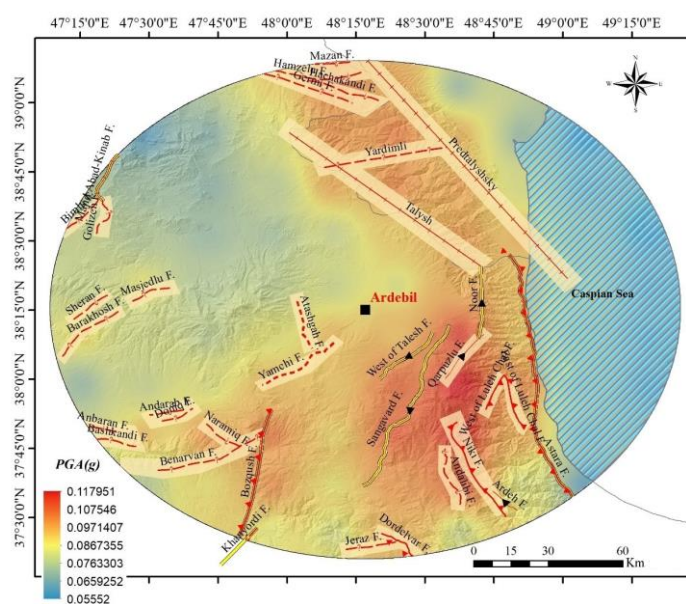
نام زون گسلی	طول گسل	نرخ فعالیت	بتا	بزرگی	شیب	عمق	بزرگی	زون لرزه زمین‌ساختی
خان یوردی	18.95	0.015	1.86	4.3	44.48	5 to 35	6.3	البرز-آذربایجان
بزقوش	51.82	0.042	1.86	4.3	75	5 to 35	6.7	البرز-آذربایجان
سنگاورد	74.08	0.059	1.86	4.3	70	5 to 35	6.9	البرز-آذربایجان
غرب گسل تالش	26.84	0.022	1.86	4.3	70-80	5 to 35	6.4	البرز-آذربایجان
آستارا	103.41	0.083	1.86	4.3	9	5 to 35	7.1	البرز-آذربایجان
نور	29.36	0.024	1.86	4.3	75-85	5 to 35	6.5	البرز-آذربایجان
مجیدآباد-کیناب	20.76	0.017	1.86	4.3	85	5 to 35	6.5	البرز-آذربایجان
گرمی	42	0.034	1.86	4.3	-	5 to 35	6.6	البرز-آذربایجان
بیملو	20	0.016	1.86	4.3	-	5 to 35	6.3	البرز-آذربایجان
گلپزه	16	0.013	1.86	4.3	-	5 to 35	6.2	البرز-آذربایجان

البرز-آذربایجان	6.2	5 to 35	-	4.3	1.86	0.014	18	شران
البرز-آذربایجان	6.5	5 to 35	-	4.3	1.86	0.023	29	برخوش
البرز-آذربایجان	6.4	5 to 35	-	4.3	1.86	0.020	25	قارپوزلو
البرز-آذربایجان	6.2	5 to 35	-	4.3	1.86	0.014	18	غرب لاله چال
البرز-آذربایجان	6.4	5 to 35	-	4.3	1.86	0.020	25	شرق لاله چال
البرز-آذربایجان	6.7	5 to 35	-	4.3	1.86	0.038	47	نیکی
البرز-آذربایجان	6.4	5 to 35	-	4.3	1.86	0.022	27	عندلیبی
البرز-آذربایجان	6.4	5 to 35	-	4.3	1.86	0.019	24	آتشگاه
البرز-آذربایجان	6.7	5 to 35	-	4.3	1.86	0.035	44	بناوران
البرز-آذربایجان	6.0	5 to 35	-	4.3	1.86	0.010	12	نارمیق
البرز-آذربایجان	6.2	5 to 35	-	4.3	1.86	0.014	18	اندرآب
البرز-آذربایجان	6.5	5 to 35	-	4.3	1.86	0.024	30	عنبران-بخشندی
البرز-آذربایجان	6.2	5 to 35	-	4.3	1.86	0.014	17	مسجدلو
البرز-آذربایجان	6.3	5 to 35	-	4.3	1.86	0.015	19	جرز
البرز-آذربایجان	6.4	5 to 35	-	4.3	1.86	0.021	26	دوردلوار
البرز-آذربایجان	6.8	5 to 35	-	4.3	1.86	0.047	58	حمزه لو
البرز-آذربایجان	7.1	5 to 35	-	4.3	1.86	0.096	119	تاش
البرز-آذربایجان	7.0	5 to 35	-	4.3	1.86	0.070	87	تالش
البرز-آذربایجان	6.7	5 to 35	-	4.3	1.86	0.035	44	یاردیملی
البرز-آذربایجان	6.5	5 to 35	-	4.3	1.86	0.026	32	یامچی

### شتاب افقی حاصل از چشمه‌های لرزه‌زا

در این مطالعه بیشینه شتاب حاصل از جنبش زمین<sup>۴</sup> در دوره بازگشت‌های مختلف برآورد شده است. به منظور بررسی تغییرات پارامتر شتاب، نقشه خطر زلزله برای ماکزیمم جنبش زمین، روی سنگ

بستر با ۰.۱٪ میرایی در محدوده شهر اردبیل برای دوره بازگشت ۵۰ سال (شکل ۹) و ۴۷۵ سال (شکل ۱۰) در مجموعه نقاط شبکه‌بندی شده و به ترتیب در فواصل  $0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$  و  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$  ترسیم شده است.



شکل ۹: نقشه پهنه‌بندی شتاب مؤلفه افقی حاصل از چشمه‌های تعیین شده برای دوره بازگشت ۵۰ سال



## نتیجه‌گیری

شهر اردبیل در منطقه آذربایجان و در مجاورت گسل‌های فعالی همچون آستارا، طالش و بزقوش قرار گرفته است. برآورد خطر زلزله به روش احتمالاتی رایج‌ترین روش برای تعیین پارامترهای جنبش نیرومند زمین است. کاتالوگ زلزله‌ها از مهم‌ترین اطلاعات مورد نیاز برای ارزیابی تکنیک منطقه و تحلیل خطر لرزه‌ای است. در این مطالعه، کاتالوگ زلزله برای شمال‌باختر ایران، در سه بازه زمانی بررسی شده است. متداول‌ترین روش برای حذف پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها استفاده از پنجره‌های زمانی برای رویداد زلزله‌ها می‌باشد. بدین منظور، در مطالعه حاضر از روش گاردنر و نیوف (۱۹۷۴) استفاده گردیده است. در این روش ۹۸ دسته زلزله وابسته تشخیص داده شده است که در نهایت ۲۴۶ زلزله از کاتالوگ حذف شده است. همچنین، در نظر گرفتن عدم قطعیت‌های قابل ملاحظه داده‌های تاریخی، نقش قابل توجهی در تعیین پارامترهای لرزه‌خیزی دارد. عدم قطعیت‌های موجود در بزرگای ثبت شده مربوط به داده‌های تاریخی و داده‌های دستگاهی یکسان نیست و به‌طور خلاصه 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. پس از جمع‌آوری 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 استفاده می‌شود. اکثر زلزله‌های رویداده در این منطقه دارای عمقی کمتر از ۴۰ می‌باشند و با توجه به نمودار توزیع تجمعی مشاهده می‌گردد که اکثر زلزله‌ها 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. احتمال رویداد یا دوره بازگشت زمین لرزه‌ها مورد دیگری است که توسط نرم‌افزارها محاسبه شده است. همان‌طور که در نمودارهای به دست آمده مشاهده می‌شود دوره بازگشت با افزایش بزرگا افزایش می‌یابد و احتمال رویداد زمین لرزه در یک بازه زمانی مشخص کاهش می‌یابد. به‌طور مثال در بازه زمانی ۱۰۰ ساله احتمال رویداد زمین لرزه با بزرگی ۶، ۹۰٪ است. در این تحقیق ۷ چشمه خطی و ۲۳ چشمه پهنه‌ای مشخص شده است که چشمه‌های خطی منطقه شامل گسل‌های: خانوردی، بزقوش، سنگاورد، باختر طالش، آستارا، نور و مجیدآباد کیناب است. با توجه به بیشینه شتاب برآورد شده در تحلیل خطر احتمالی برای مؤلفه افقی در محدوده شهر اردبیل، ریز پهنه‌بندی در این گستره صورت گرفته است. نقشه خطر زلزله برای شتاب 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 توجه به شتاب تعیین شده برای محدوده شهر اردبیل، این ناحیه را به ۴ ریزپهنه تقسیم شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌گردد، مقادیر شتاب در این محدوده از ۰/۱۹ در شمال تا ۰/۲۱ در جنوب‌باختری متغیر است.

## سپاسگزاری

نگارندگان از پژوهش دانشگاه ارومیه به دلیل حمایت از انجام این رساله، تقدیر و تشکر می‌نمایند.



## پانوش

1-Probabilistic seismic hazard analysis  
2-Stepp Method

3-CMT Harvard  
4-Peak Ground Acceleration (PGA)

## منابع

-زارع، م. و کامران زاد، ف.، ۱۳۹۳. پراکنندگی لرزه-خیزی در ایران نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، سال ۱، شماره پیاپی ۶، ص ۳۹-۵۸.  
-لطفی، خ.، غفاری گیلانده، ع. و اسفندیاری درآباد، ف.، ۱۳۹۳. ارزیابی آسیب پذیری شهرها از گسل‌های پیرامونی با استفاده از روش TOPSIS در محیط GIS مطالعه موردی: (شهر اردبیل)، مجله مخاطرات محیط طبیعی، سال ۳، شماره ۴، ص ۳۵-۱۷.  
-موسوی بفرئی، ح.، میرزائی، ن.، شعبانی، ا. و اسکندری قادی، م.، ۱۳۹۳. پهنه‌بندی خطر زمین-لرزه در ایران و برآورد مقادیر بیشینه شتاب برای مراکز استان‌ها، مجله فیزیک زمین و فضا، شماره ۴۰، ص ۱۵-۳۸.

-اسفندیاری درآباد، ف.، غفاری گیلانده، ع. و لطفی، خ.، ۱۳۹۳. بررسی توان لرزه‌زایی گسل‌ها و برآورد تلفات انسانی ناشی از زلزله در مناطق شهری مطالعه موردی: شهر اردبیل، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، سال ۲، شماره ۴، ص ۱۷-۳۶.  
-اسفندیاری درآباد، ف.، غفاری گیلانده، ع. و لطفی، خ.، ۱۳۹۴. بررسی لرزه زمین ساخت و لرزه‌خیزی در محدوده شهر اردبیل The 1st International Congress on Earth, Space & Clean Energy خدابنده، ا.، امینی فضلی، ع. و امامی، م.ه.، ۱۳۷۶. نقشه زمین‌شناسی چهارگوش اردبیل، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

-Abrahamson, N.A. and Silva, W.J., 2008. Summary of the Abrahamson and Silva NGA ground-motion relations, *Earthquake Spectra*: v. 24(1), p. 67-97. <https://doi.org/10.1193/1.2924360>  
-Ambraseys, N.N. and Jackson, J.A., 1998. Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region: *Geophysical Journal International*, v. 133, p. 390-406.  
-Behzadafshar, K., Abbaszadeh Shahri, A. and Mansouri, R., 2012. Seismic hazard assessment in north west of Iran by using EZ-Frisk software (probabilistic method): *Journal of the Earth*, v. 7 (24), p. 161-178.  
-Boore, D.M., Joyner, W.B. and Fumal, T.E., 1997. Equations for Estimating Horizontal Response Spectra and Peak Acceleration from Western North American Earthquakes: A Summary of

Recent Work: *Seismological Research Letters*, v. 68(1), p. 128-153. <https://doi.org/10.1785/gssrl.68.1.128>  
-Boore, D.M. and Atkinson, G.M., 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*, v. 24(1), p. 99-138.  
-Campbell, K.W. and Bozorgnia, Y., 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*, v. 24 (1), p. 139-171.  
-Das, R., Wason, H.R. and Sharma, M.L., 2011. Global regression relations for conversion of surface wave and body wave magnitudes to moment magnitude: *Natural Hazards*, v. 59, p. 801-810.

- Gardner, J.K. and Knopoff, L., 1974. Is the sequence of earthquake in southern California, with aftershocks removed, Poissonian? *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 64 (5), p. 1363-1367.
- Ghasemi, M.R., 2016. Surface ruptures of the Iranian earthquakes 1900-2014: Insights for earthquake fault rupture hazards and empirical relationships: *Earth-Science Reviews*, v. 156, p. 1-13. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.03.001>
- Jarahi, H., 2017. PSHA Study Using EZ-Frisk Software Case Study Baychebaq Dam Site: *Current Research in Geosciences*, v. 7(2), p. 37-46. <https://doi.org/10.3844/ajgsp.2017.37.46>
- Karimiparidari, S., Zare, M., Memarian, H. and Kijko, A., 2013. Iranian earthquakes, a uniform catalog with moment magnitudes: *Journal of Seismology*, v. 17, p. 897-911.
- Kasahara, H. and Narita, S., 1985. Practical multiprocessor scheduling algorithms for efficient parallel processing: *Systems and computers in Japan*, v. 16, p. 11-16. <https://doi.org/10.1002/scj.4690160202>
- Kijko, A. and Sellevoll, M.A., 1992. Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files. Part II. Incorporation of magnitude heterogeneity: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 82, p. 120-134.
- Mirzaei, N., Gao, M. and Chen, Y.T., 1997. Seismicity in major seismotectonic provinces of Iran: *Earthquake Research in China*, v. 11, p. 351-361.
- Nowroozi, A., 1985. Empirical relations between magnitude and fault parameters for earthquakes in Iran: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 75 (5), p. 1327-1338.
- Sawires, R., Pelaez, J. and Hamdache, M., 2020. Probabilistic Seismic Hazard Assessment for United Arab Emirates, Qatar and Bahrain: *Applied Sciences*, v. 10, 7901. <https://doi.org/10.3390/app10217901>
- Shahvar, M.P., Zare, M. and Castellaro, S., 2013. A Unified Seismic Catalog for the Iranian Plateau (1900-2011): *Seismological Research Letters*, v. 84, p. 233-249.
- Thomas, P., Wong, I. and Abrahamson, N., 2010. Verification of probabilistic seismic hazard analysis software programs. *Pacific Earthquake Engineering Research Center. College of Engineering. University of California, Berkeley. Report 106.*
- Wells, D.L. and Coppersmith, K.J., 1994. New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area and Surface Displacement: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 84 (4), p. 974-1002.
- Yilmaz Ozturk, N., 2008. Probabilistic seismic hazard analysis: A sensitivity study with respect to different models, Thesis submitted to Doctor of Philosophy in Civil Engineering Department, Middle East Technical University, 285 p.