

پارامترهای لرزه‌خیزی فرکتالی - زمانی زمین لرزه اهر - ورزقان، شمال باختری ایران

اکرم علیزاده^{۱*} و راضیه صفری^۲

^۱ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه ایران
^۲ دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۰۸/۲۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۰۲/۱۴

چکیده

اندازه‌گیری شاخص‌های لرزه‌خیزی از روش‌های ارزیابی زمین‌ساخت فعال و نوزمین‌ساخت برای یک منطقه به‌شمار می‌آید. ۲۱ مرداد ۱۳۹۱ دو زمین‌لرزه به فاصله زمانی ۱۱ دقیقه‌ای به ترتیب با بزرگی‌های ۶/۴ و ۶/۳ در منطقه اهر - ورزقان که از مناطق فعال زمین‌ساختی است، به‌وقوع پیوست. بررسی‌های لرزه‌زمین‌ساختی نشان می‌دهند که گسل‌های مسیب زمین‌لرزه، از جمله گسل‌های جوان منطقه هستند. نقشه پراکنندگی رومرکز زمین‌لرزه‌ها نیز نشان می‌دهد که زمین‌لرزه‌های رخ داده، با راستای گسل‌های موجود در منطقه همخوانی دارند. به منظور ارزیابی فعالیت‌های نوزمین‌ساختی و شناخت الگوی لرزه‌خیزی منطقه اهر، از پراکنندگی زمانی و مکانی زمین‌لرزه‌ها (تحلیل‌های فرکتالی) به عنوان پیش‌نشانگرهای زمین‌لرزه و همچنین پارامترهای لرزه‌خیزی a و b استفاده شد. نتایج محاسبات نشان می‌دهند که پارامتر b، کاهش چشمگیری در ارتباط با زمین‌لرزه‌های رخ داده در منطقه دارد. مقدار کم پارامتر b نشان‌دهنده آن است که لرزش اصلی، در منطقه‌ای با نرخ تنش بالا رخ داده است. در الگوی لرزه‌خیزی ارائه شده برای منطقه اهر، پس از دوره رخداد اصلی، سه دوره: (۱) دوره آرامش اول (Q₁، ۲) دوره B (رخداد پس‌لرزه‌ها) و (۳) دوره آرامش دوم (Q₂) مشاهده می‌شود. نمودار پارامتر b در دوره Q₂، یک روند افزایشی تقریبی را نشان می‌دهد که بیانگر کاهش تنش در منطقه است.

کلیدواژه‌ها: اهر، زمین‌لرزه، پارامترهای a و b، فرکتال، نوزمین‌ساخت.

*نویسنده مسئول: اکرم علیزاده

Email: ak.alizadeh@urmia.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

زمین‌لرزه‌ها می‌توانند رخداد زمین‌لرزه‌های بعدی از جمله رخداد پس‌لرزه‌ها را تحت تأثیر خود قرار دهند. در واقع پس‌لرزه‌ها به عنوان رویدادی در پاسخ به تغییرات تنش ناشی از وقوع زمین‌لرزه اصلی در نظر گرفته می‌شوند (King et al., 1994; Stein et al., 1994; Harris, 1998; King & Cocco, 2000). هدف از مطالعه هر زمین‌لرزه، ارزیابی خطر لرزه‌ای منطقه و کاهش خطر آن با توجه به پیش‌بینی رخداد زمین‌لرزه‌های آینده است. در ۲۱ مرداد ماه سال ۱۳۹۱ دو زمین‌لرزه نسبتاً شدید به فاصله زمانی ۱۱ دقیقه‌ای در منطقه اهر - ورزقان رخ داد که بیشترین پس‌لرزه‌ها را به دنبال خود داشته است. چنین زمین‌لرزه‌های دوگانه، معمولاً از انتقال استرس یا تغییر دینامیکی در امواج زمین‌لرزه ایجاد می‌شوند.

زمین‌ساخت، نقش بسیار مهمی در تکامل ریخت‌شناسی هر منطقه ایفا می‌کند و به خوبی، به وسیله شاخص‌های مختلف منعکس می‌شود. نتایج حاصل از بررسی‌های نوزمین‌ساختی، برای پیش‌بینی بلندمدت زمین‌لرزه و ارزیابی خطرات آن در یک منطقه، روشی مفید و کارآمد است چرا که مقابله با بلایای طبیعی، به شناخت زمین‌ساخت فعال منطقه بستگی دارد (Keller & Pinter, 2002). زمین‌ساخت فعال و حرکات و تغییر شکل‌های نوزمین‌ساختی با استفاده از شاخص‌ها و علائم و شواهد مختلفی از جمله علائم و شواهد زمین‌شناسی، زمین ریخت‌شناسی، تاریخی، باستان‌شناسی، ژئودزی و زلزله‌شناسی تشخیص داده می‌شوند.

علائم و شواهد تاریخی، شامل داده‌های موجود در متون تاریخی مربوط به حوادث طبیعی از جمله زمین‌لرزه‌های قدیمی است که در کتب و نشریات قدیمی درج شده‌اند. علائم و شواهد تاریخی مانند علائم و شواهد باستان‌شناسی، اغلب دارای ابهام هستند و دوره زمانی کوتاه‌تری را نشان می‌دهند. شواهد ژئودزی نشانگر حرکات و تغییر شکل‌های جوان، بسیار دقیق بوده و اغلب بدون ابهام هستند. علائم و شواهد ژئودزی، در واقع نتایج اندازه‌گیری‌های بسیار دقیق توسط دستگاه‌های اندازه‌گیری ژئودزی هستند.

علائم و شواهد زلزله‌شناسی، پس از شواهد ژئودزی، از جمله علائم دقیق بیانگر وجود فعالیت‌های نوزمین‌ساختی می‌باشند. این علائم شامل تحلیل داده‌های دستگاهی

زمین‌لرزه‌ها می‌شوند. داده‌های دستگاهی توسط دستگاه‌های ثبت زمین لرزه در نقاط مختلف جهان در دسترس قرار می‌گیرند. الگوهای لرزه‌خیزی در یک منطقه، از جمله پیش‌نشانگرهای زمین‌لرزه هستند که با تحلیل آنها می‌توان احتمال رخداد زمین‌لرزه را بررسی کرد.

با توجه به رخداد زمین‌لرزه‌های دوگانه در منطقه اهر - ورزقان، از علائم زمین‌شناسی و زلزله‌شناسی (تحلیل فرکتالی و پارامترهای لرزه‌خیزی a و b) به منظور تعیین الگوی لرزه‌خیزی و فعالیت‌های نوزمین‌ساختی منطقه اهر استفاده شده است. برای این منظور، پس از دریافت داده‌های زمین‌لرزه از پایگاه‌های اینترنتی و مرتب کردن آنها، نمودارهای مربوط با استفاده از نرم افزار ZMAP رسم شده سپس، مقادیر عددی پارامترهای لرزه‌خیزی زمین‌لرزه اهر - ورزقان محاسبه شد. در پایان، با استفاده از پارامترها و تحلیل‌های فرکتالی، الگوی لرزه‌خیزی برای منطقه اهر ارائه شد.

۲- جایگاه زمین‌ساختی و زمین‌شناسی منطقه اهر

کشور ایران از نظر فعالیت‌های لرزه‌زمین‌ساختی، به چهار ناحیه زاگرس، ایران مرکزی، البرز و کپه داغ تقسیم می‌شود. در ناحیه زاگرس، فعالیت‌های زلزله‌خیزی به نسبت زیاد بوده و بیشتر زمین‌لرزه‌ها، دارای ژرفای کانونی کم و بزرگی متوسط هستند. در ناحیه ایران مرکزی، فعالیت‌های زلزله‌خیزی نسبتاً کم بوده و زمین‌لرزه‌های رخ داده معمولاً، دارای ژرفای کانونی کم و بزرگی بالا هستند. در ناحیه البرز، فعالیت‌های زلزله‌خیزی نسبتاً زیاد بوده و زمین‌لرزه‌های رخ داده بیشتر دارای بزرگی زیاد و ژرفای کم هستند و دوره بازگشت زمین‌لرزه، طولانی‌تر از دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های ناحیه زاگرس است. در ناحیه کپه‌داغ نیز، فعالیت زلزله‌خیزی نسبتاً شدید بوده و زمین‌لرزه‌های رخ داده، اغلب دارای ژرفای کانونی کم هستند (دانشجو، ۱۳۷۸). بر اساس این تقسیم‌بندی، منطقه مورد مطالعه (اهر) در کمربند زلزله‌خیزی ایران مرکزی (درون پلیتی) قرار می‌گیرد که دارای ویژگی رخداد زمین‌لرزه‌هایی با ژرفای کانونی کم و بزرگی بالا هستند.

منطقه آذربایجان میان صفحات اوراسیا در شمال و آفریقا- عربستان در جنوب

شمال تبریز به وقوع پیوسته‌اند (Ambraseys & Melville, 1982):

- زمین‌لرزه سال ۸۵۸ میلادی، با بزرگی $M_s = 6/2$

- زمین‌لرزه ۴ نوامبر ۱۰۴۲ میلادی، با بزرگی $M_s = 7/6$

- زمین‌لرزه ۲۶ آوریل ۱۷۲۱ میلادی، با بزرگی $M_s = 7/7$

- زمین‌لرزه ۸-۷ ژانویه ۱۷۸۰ میلادی، با بزرگی $M_s = 7/7$

- زمین‌لرزه ۱۰ فوریه ۱۹۶۵ میلادی، با بزرگی $m_b = 5/1$

در مطالعات انجام شده توسط Djamour et al., (2011) به منظور تعیین میزان فعالیت‌های نوزمین‌ساختی گسل شمال تبریز، شبکه GPS از دریای خزر تا مرز ایران- ترکیه به کار گرفته شده است. میانگین فاصله میان دو سایت حدود ۲۰ کیلومتر در حومه و اطراف گسل تبریز و حدود ۳۰ تا ۷۰ کیلومتر در جاهای دیگر در نظر گرفته شده است (شکل ۳). نتایج نشان می‌دهند که زمین‌ساخت چپ‌بر منطقه، تحت تأثیر حرکت راست گسل شمال تبریز است.

در نقشه زمین‌شناسی چهارگوش اهر که توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور تهیه شده است، گسل‌هایی به صورت احتمالی نشان داده شده‌اند که به دو دسته زیر تقسیم می‌شوند (Alizadeh, 2013):

الف- گسل اهر که واحدهای سنگی پرمین را از رسوبات کواترنری جدا می‌کند.

ب- گسل هریس- ورزقان که مسبب زمین‌لرزه مخرب ۲۱ مرداد ماه سال ۱۳۹۱ بوده است.

گسل‌های مسبب زمین‌لرزه اهر برای رخداد اول، دارای حرکت امتدادلغز و برای زمین‌لرزه دوم دارای حرکت مایل (ترکیبی از راندگی و امتدادلغز) بوده است (Copley et al., 2013). زمین‌لرزه اول با حرکت امتدادلغز، در ۵۰ کیلومتری شمال گسل شمال تبریز رخ داد. در بازدیدهای میدانی، سطح گسیختگی ناشی از حرکت این گسل به طول حدود ۱۸ کیلومتر اندازه‌گیری شد. ۱۱ دقیقه پس از آن و ۶ کیلومتر دورتر به سوی شمال باختری، دومین حادثه اتفاق افتاد که سازوکار آن، راندگی مایل با راستای شمال خاوری- جنوب باختری بوده است (Donner et al., 2013). یک زمین‌لرزه بزرگ، معمولاً می‌تواند به عنوان محرکی برای زمین‌لرزه‌های بعدی باشد که در مکان و زمان‌های دیگر رخ می‌دهند. به دنبال دو لرزش اصلی در منطقه، در ۷ نوامبر (۱۷ آبان) یک پس‌لرزه به نسبت قوی در منطقه اهر رخ داد. پس‌لرزه‌ها، چشمه‌های لرزه‌ای هستند که بزرگ‌ترین آنها اغلب، یک واحد از زمین‌لرزه اصلی کوچک‌تر بوده و در برخی موارد، خسارات ناشی از آنها قابل توجه است. پراکندگی زمانی و مکانی پس‌لرزه‌های مرتبط با زمین‌لرزه اصلی، در هر منطقه از رفتار و الگوهای خاص پیروی می‌کند (ریاضی‌راد، ۱۳۸۵). به منظور تعیین الگوی لرزه‌خیزی و پراکندگی زمانی و مکانی زمین‌لرزه منطقه اهر، از داده‌های زمین‌لرزه و پارامترهای لرزه‌خیزی رابطه گوتنبرگ- ریشتر استفاده شد.

۴- داده‌های زمین‌لرزه

از علایم و شواهد جنبا بودن یک منطقه، رخداد زمین‌لرزه و داده‌های دستگاهی در دسترس است. داده‌های تاریخی نیز به اندازه داده‌های دستگاهی دارای اهمیت هستند. ۳۴ زمین‌لرزه تاریخی در منطقه تبریز روی داده است (اقتباس از کتاب تاریخ زمین‌لرزه‌های ایران، Ambraseys & Melville, 1982):

• ۸۵۸ میلادی، تبریز: زمین‌لرزه‌ای در سال ۲۴۴ هجری قمری شهر در حال گسترش تبریز را، که به دستور خلیفه باز ساخته شده بود، تقریباً به تمامی ویران کرد.

• ۱۰۴۲ میلادی (۴ نوامبر)، تبریز: زمین‌لرزه فاجعه‌باری در اواخر عصر پنجشنبه ۱۷ ربیع الثانی ۴۳۴ هجری قمری در تبریز روی داد. بخشی از شهر کاملاً ویران شد و بخشی از آن آسیبی ندید. گفته شده است که ۴۰۰۰۰ تن جان خود را از دست دادند. گواهی در دست نیست که ویرانی بسیار فراتر از منطقه تبریز بوده باشد، ولی پس‌لرزه‌های شدیدی که تا مدتی ادامه داشت، سرانجام شهر را ویران کرد.

واقع است که به دلیل ادامه تنش‌های ممتد و برخورد این صفحات با یکدیگر، سبب تولید گسل‌های فراوان در این منطقه شده است. گسل‌های فعالی که در سطح زمین رخمون دارند، به طور گسترده و به وسیله پرتگاه‌های توپوگرافی نشان داده می‌شوند. اغلب گسل‌ها به صورت سطحی و در ژرفای کم مدفون شده‌اند و این مسأله سبب می‌شود که به سختی روی نقشه مکان‌یابی شوند. گسل‌های اهر و ورزقان نمونه‌ای از این گسل‌ها هستند، که تا زمان فعالیت ناشناخته و به صورت احتمالی باقی مانده بودند. پی سنگ منطقه اهر را سنگ‌های کرتاسه پسین تشکیل می‌دهند (شکل ۱). رخدادهای زمین‌ساختی، سبب ایجاد چین‌خوردگی، دگرشکلی و دگرشیبی در منطقه شده‌اند. پی آمد فازهای فشارشی زمین‌ساختی در منطقه، فاز کششی است که سبب ایجاد شکاف و خروج گدازه شده است. با توجه به شواهد موجود در منطقه، فعالیت‌های آتشفشانی دریایی از دیگر رخدادهای مهم زمین‌شناسی است که حضور سنگ‌های آذرین در منطقه دلیل آن است. عملکرد فاز کوهزایی تشریری، سبب گسلش و فعالیت‌های آتشفشانی در این منطقه شده و گسل گسترده اهر را به وجود آورده است (شکل ۲). همچنین، یک فاز آتشفشانی در زمان کواترنری رخ داده است که در نتیجه، بازال‌های فراوان در منطقه رخمون یافته‌اند.

۳- گسل‌های اصلی موجود در منطقه

۳-۱- گسل تسوج

گسل تسوج، گسلی است کواترنری که از پنج کیلومتری شمال تسوج و دریاچه ارومیه می‌گذرد. بخش خاوری گسل دارای راستای شمال خاوری- جنوب باختری با شیب به سوی شمال باختری و بخش باختری آن دارای راستای باختر، شمال باختری- جنوب خاوری و شیب به سوی شمال- شمال خاوری است. گسل یادشده دارای سازوکار فشاری و درازای تقریبی ۶۱ کیلومتر است. در راستای این گسل، سازند قرمز بالایی و هزار دره (از سوی شمال) روی فرونشست دریاچه ارومیه (در جنوب) رانده شده است. زمین‌لرزه‌های ذیل در ارتباط با جنبش گسل تسوج رخ داده‌اند:

- زمین‌لرزه ۱۱ ژوئیه ۱۸۰۷ میلادی با شدت VII

- زمین‌لرزه ۶ سپتامبر ۱۸۵۷ میلادی با شدت VIII

بررسی داده‌های دور لرزه‌ای سال‌های ۱۹۶۱ تا ۱۹۹۰ نشان می‌دهند که مراکز سطحی زمین‌لرزه‌های ذیل در فرادایره گسل تسوج قرار دارند و ممکن است گویای جنبش این گسل باشند:

- زمین‌لرزه ۱۲/۳۱/۱۹۶۳ با بزرگی $m_b = 4/5$

- زمین‌لرزه ۵/۲۴/۱۹۸۱ با بزرگی $m_b = 4/6$

- زمین‌لرزه ۶/۲۹/۱۹۸۴ با بزرگی $m_b = 4/6$

- زمین‌لرزه ۷/۱۰/۱۹۸۶ با بزرگی $m_b = 4/7$

- زمین‌لرزه ۷/۱۷/۱۹۸۶ با بزرگی $m_b = 4/5$

۳-۲- گسل شمال تبریز

گسل فشاری شمال تبریز که از شمال شهر تبریز می‌گذرد، گسلی است با راستای شمال باختری- جنوب خاوری و شیب زیاد به سوی شمال خاوری که رسوبات جوان کواترنری را قطع کرده و دارای پیشینه لرزه‌خیزی است. درازای گسل شمال تبریز از بستان‌آباد تا صوفیان ۹۰ کیلومتر بوده ولی دنباله آن به سوی جنوب خاوری و شمال باختری (جنوب باختری مرند در شمال کوه میشو: گسل میشو) ادامه داشته و در نتیجه درازای آن به ۱۵۰ کیلومتر می‌رسد. گسل شمال تبریز یکی از بنیادی‌ترین ساخت‌های زمین‌شناسی موجود در گستره تبریز در شمال خاوری دریاچه ارومیه است که فرونشست دشت تبریز، به سبب عملکرد آن ایجاد شده است.

گسل شمال تبریز (همراه با گسل‌های تسوج، شرفخانه، صوفیان و جنوب میشو) در ایجاد دریاچه ارومیه (پلیستوسن میانی) نقش اساسی داشته است (بربریان و قرشی، ۱۳۶۶). زمین‌لرزه‌های سهمگین ذیل در ارتباط با جنبش گسل

از رخداد اصلی، زمین‌لرزه بزرگی در این منطقه ثبت نشده است. تا این که، در ۲۱ مرداد ماه ۱۳۹۱، دو زمین‌لرزه به فاصله زمانی تقریباً ۱۱ دقیقه منطقه اهر را لرزاند که سبب بروز خساراتی در منطقه شد. شکل ۴ پراکندگی رومرکز زمین‌لرزه با بزرگای ۶/۴ را نشان می‌دهد. شکل ۵ نیز پراکندگی زمین‌لرزه‌ها را بر اساس بزرگی آنها نمایان می‌سازد. بنا به گزارش پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، گسل‌های مسبب زمین‌لرزه اهر دارای راستای تقریبی خاوری-باختری هستند که در نقشه زمین‌شناسی به صورت احتمالی و در رسوبات کواترنر مشخص شده بودند.

۵- بحث

در مباحث زلزله‌شناسی، رابطه گوتنبرگ-ریشر، ارتباط میان بزرگی و تعداد زمین‌لرزه‌ها را در هر منطقه و دوره زمانی آن بیان می‌کند و به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$\log N = a - bM \quad (1)$$

معادله (۱)، ارتباط میان فرکانس و بزرگی زمین‌لرزه را نشان می‌دهد که در آن، N تعداد زمین‌لرزه‌های دارای بزرگای M و a و b ضرایب ثابت هستند. پارامتر b معمولاً در مناطق زمین‌ساختی فعال، برابر ۱ در نظر گرفته می‌شود. (Gutenberg & Richter (1954) نشان دادند که پارامتر b میان ۰/۴۵ تا ۱/۵ متغیر است در حالی که (Miyamura (1962 مقدار b را میان ۰/۴ تا ۱/۸ برای مناطق زمین‌ساختی مختلف تعیین کرد به طوری که طبق محاسبات وی، پارامتر b در پوسته اقیانوسی، بزرگتر از زون آلپ بوده و زمین‌لرزه‌های با بزرگی بیشتر از ۸، در مناطق فورانش و زون‌های تراسی قاره‌ای، و زمین‌لرزه‌های با بزرگی‌های بیشتر از ۷ در گسل‌های تراگذر و پشته‌ها اتفاق می‌افتند. همچنین (Tsapanos (1990 مشاهده کرد که مقدار b از ۰/۵۳ تا ۱/۱۹ برای ۱۱ منطقه لرزه‌ای جهان متفاوت است چرا که b -value با ناهمسانی مواد، شیب حرارتی و میزان استرس اعمالی، تغییر می‌کند.

برای لرزه‌خیزی کم یا زیاد، یک نسبتی میان b -value و استرس دینامیکی وجود دارد. بدین معنی که مقدار b ، نسبت میان زمین‌لرزه‌های کوچک و بزرگ است که در یک منطقه مشخص و در یک دوره زمانی خاص اتفاق می‌افتد (معادله ۲). شیب b -value نیز نشان‌دهنده فرکانس-بزرگی برای تعداد زمین‌لرزه‌های مشخص است که به عنوان بعد فرکتالی شناخته شده است.

$$b = \log_e / (M_{\text{mean}} - M_{\text{min}}) \quad (2)$$

امروزه تحلیل فرکتالی به صورت گسترده به منظور بررسی نحوه پراکندگی و الگوی زمین‌لرزه‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. این تحلیل‌ها می‌تواند برای بررسی‌های تغییرات زمانی و مکانی پارامترهای لرزه‌خیزی به کار رود. b -value از کاربردی‌ترین ابزارهای برآورد خطر زمین‌لرزه به شمار می‌آید (Wiemer & Wyss, 2000). به منظور ارزیابی مقادیر a و b ، جهان به ۲۷ منطقه لرزه‌ای مختلف زمین‌ساختی تقسیم شده است. ایران در تقسیم‌بندی (Bayrak et al. (2002 برای محاسبه مقدار عددی دو پارامتر a و b در منطقه ۱۹ قرار می‌گیرد که مقادیر عددی آنها به ترتیب برابر با ۶/۳۷ و ۰/۷۸ است. پارامتر a بسته به فعالیت لرزه‌خیزی منطقه، از مکانی به مکان دیگر تغییر می‌کند ولی پارامتر b معمولاً حدود عدد یک بوده و بسته به خواص فیزیکی و ویژگی‌های زمین‌ساختی یک منطقه، کم یا زیاد می‌شود. در نمودار تغییرات زمانی b -value برای منطقه اهر، مشاهده می‌شود که این پارامتر از سال ۱۹۰۰ تا سال ۲۰۱۲ یک روند افزایشی داشته است. دو سال پیش از رخداد زمین‌لرزه، روند کاهشی b -value شروع شده و در زمان رویداد اصلی به حداقل مقدار خود یعنی ۰/۷۸ رسیده است (شکل ۶).

در شکل ۶، پارامتر b مطابق تقسیم‌بندی (Bayrak et al., (2002 از ۰/۷۸ شروع شده و کاهش چشمگیری را در زمین‌لرزه‌های رخ داده در منطقه اهر نشان می‌دهد. شکل ۷، نمودار بزرگی M_c و خط گوتنبرگ-ریشر را برای زمین‌لرزه‌های رخ داده

• ۱۲۷۳ میلادی (۱۸ ژانویه)، تبریز: زمین‌لرزه بزرگی در این سال در آذربایجان روی داد. در تبریز خانه‌های بسیاری فرو ریخت و نوک مناره‌ها فرو افتاد، ولی آسیب‌ها بسیار دامنه‌دار نبود و تنها ۲۵۰ تن کشته شدند. به دنبال ۱۸ زمین‌لرزه‌ای که در نخستین ۲۴ ساعت روی داد، لرزه‌های متناوب حدود چهار ماه ادامه داشت.

• ۱۵۵۰ میلادی، تبریز: زمین‌لرزه آسیب‌رسانی در تبریز در سال ۹۵۷ هجری قمری تلفات بسیاری به بار آورد و سبب پدیداری زمین‌لرزه‌های گسترده‌ای در کوهستان‌ها شد. پس‌لرزه‌ها به مدت ۶ روز دنباله داشت و احتمالاً به منطقه شمال باختر سهند آسیب رساند.

• ۱۵۹۳ میلادی، سراب: در تابستان سال ۱۰۰۱ هجری قمری سراب به تمامی ویران و محلات آن با خاک یکسان شد. آسیب‌ها به منطقه میانه نیز گسترش داشت و زمین‌لرزه‌ها دو روستا را در آنجا فرا پوشاند.

• ۱۶۴۱ میلادی (۵ فوریه)، دهخوارقان-تبریز: در شب جمعه ۵ فوریه ۱۶۴۱ میلادی در منطقه میان تبریز و دریاچه ارومیه در آذربایجان، زمین‌لرزه ویرانگری روی داد. مناطق اسکو و خسروشاه بر دامنه‌های شمال باختر کوه سهند، و نیز دهخوارقان (آذرشهر کنونی)، به تمامی ویران شد و تلفات بسیاری به بار آمد. در تبریز بسیاری خانه‌ها و ساختمان‌های همگانی، از جمله بیشتر بناهای مشهور تاریخی، فرو ریختند.

• ۱۶۶۴ میلادی، تبریز: زمین‌لرزه‌ای در سال ۱۰۷۴ هجری قمری بسیاری جاها، از جمله تبریز، را ویران کرد.

• ۱۷۱۷ میلادی (۱۲ مارس)، تبریز: اندکی پس از نیمه شب زمین‌لرزه‌ای در تبریز ۴۰۰۰ خانه را ویران کرد و بیش از ۷۰۰ تن را کشت.

• ۱۷۲۱ میلادی (۲۶ آوریل)، جنوب خاور تبریز: در اوایل بامداد یکشنبه ۲۸ جمادی الثانی ۱۱۳۳ هجری قمری، زمین‌لرزه بزرگی منطقه تبریز را لرزاند و ۴۰۰۰۰ تن را کشت. در خود تبریز زمین‌لرزه حدود سه چهارم خانه‌ها را ویران کرد و بیشتر ساختمان‌های بزرگتر، اگر چه فرو نریختند اما آسیب‌های اساسی دیدند.

• ۱۷۸۰ میلادی (۸ ژانویه)، تبریز: به دنبال یک پیش‌لرزه نیرومند، زمین‌لرزه فاجعه‌باری در شب جمعه ۲۹ ذیحجه ۱۱۹۳ هجری قمری، شنبه ۱ محرم ۱۱۹۴ هجری قمری (۷-۸ ژانویه ۱۷۸۰ میلادی) در منطقه تبریز، این شهر را تقریباً به تمامی ویران کرد و حدود ۴۰۰ روستا، از جمله مرند، تسوج و ایرانق، را در هم کوبید. در خود تبریز، همه ساختمان‌های عمده، که در اثر زمین‌لرزه‌های پیشین سست شده بود، ویران شد و همه خانه‌های شخصی و همچنین دژ و باروی شهر به تمامی ویران گشت. در بیرون از این فاصله، در خوی، سلماس، ارومیه ساختمان‌ها آسیب دید اما تلفات جانی به بار نیامد. در این زمین‌لرزه شمار بزرگی از مردم جان باختند که برخی از برآوردها تلفات را تا بیش از ۲۰۰۰۰۰ تن دانسته‌اند. زمین‌لرزه با یک شکستگی گسلی به طول تقریبی ۶۰ کیلومتر همراه بوده که از شبلی در جنوب خاور تا نزدیکی مرند در شمال باختر کشیده شده بود.

• ۱۸۰۷ میلادی (۱۱ ژوئیه)، تسوج: زمین‌لرزه ویرانگری در تسوج تقریباً تمامی این شهر، بازار و مسجد‌های آن را ویران کرد. دامنه آسیب‌ها تا منطقه سلماس نیز گسترده بود.

• حدود ۱۸۱۲ میلادی، جلفا: زمین‌لرزه‌ای سبب سنگریزش‌های گسترده‌ای در جلفا شد.

• ۱۸۱۹ میلادی (ژانویه)، تبریز: رشته درازی از لرزه‌ها در تبریز خانه‌های بسیاری را ویران کرد.

• ۱۸۵۶ میلادی (۴ اکتبر)، تبریز: این بزرگترین زمین‌لرزه از یک رشته زمین‌لرزه‌های کوچکی بود که در منطقه تبریز حس شد ولی آسیبی نرساند. تقریباً از آن سال به بعد، زمین‌لرزه‌ها توسط دستگاه‌های ثبت و گیرنده امواج زمین‌لرزه در نقاط مختلف جهان ثبت شده و توسط پایگاه‌های مختلف اینترنتی و شبکه‌های لرزه‌نگاری در دسترس قرار گرفته‌اند. بررسی داده‌های زمین‌لرزه برای منطقه اهر نشان می‌دهند که تا قبل

اصلی، دوره آرامش Q_1 ، B و دوره آرامش دوم Q_2 تقسیم‌بندی کرد. پس از رخداد اصلی (زمین‌لرزه با بزرگی ۶/۴)، دوره آرامش اول مشاهده می‌شود. پس از این دوره که تقریباً ۸۸ روز طول می‌کشد، پس‌لرزه به نسبت شدیدی در منطقه اهر به وقوع پیوسته است که پس از آن، دوره آرامش دوم آغاز شده است.

۷- نتیجه‌گیری

منطقه اهر در استان آذربایجان شرقی، از جمله مناطق فعال زمین‌ساختی است که به تازگی فعالیت‌های لرزه‌ای فراوانی در آن رخ داده است. در ۲۱ مرداد ۱۳۹۱ دو زمین‌لرزه در نتیجه گسل خوردگی امتدادلغز و مایل در بخش کم ژرفای منطقه رخ داد که سبب بروز خساراتی در منطقه شد. منطقه اهر در تقسیم‌بندی زون‌های لرزه‌خیزی ایران، در زون ایران مرکزی قرار می‌گیرد. بنابراین، زمین‌لرزه‌های رخ داده در این منطقه از نوع زمین‌لرزه‌های درون پلیتی هستند. گسل‌های مسبب زمین‌لرزه اهر-ورزقان نیز، از جمله گسل‌های جوان هستند. بررسی‌های لرزه زمین‌ساختی و نقشه پراکنندگی رومرکز زمین‌لرزه‌ها نشان می‌دهد که محل زمین‌لرزه‌های رخ داده با راستای گسل‌های موجود در منطقه همخوانی دارد.

تغییرات فرکتالی نسبت به زمان و کاهش ناگهانی آنها به هنگام رویداد اصلی، بیان‌کننده افزایش تعداد زمین‌لرزه‌ها و متمرکز شدن آنهاست. زمانی که بیشتر زمین‌لرزه‌ها در خوشه‌هایی متمرکز هستند بعد فرکتالی به طور مؤثر کاهش می‌یابد. پارامتر لرزه‌خیزی b کاهش چشمگیری را در منطقه اهر-ورزقان نشان می‌دهد که مقدار کم آن، نشان‌دهنده این مطلب است که لرزش اصلی، در منطقه‌ای با نرخ تنش بالا رخ داده است.

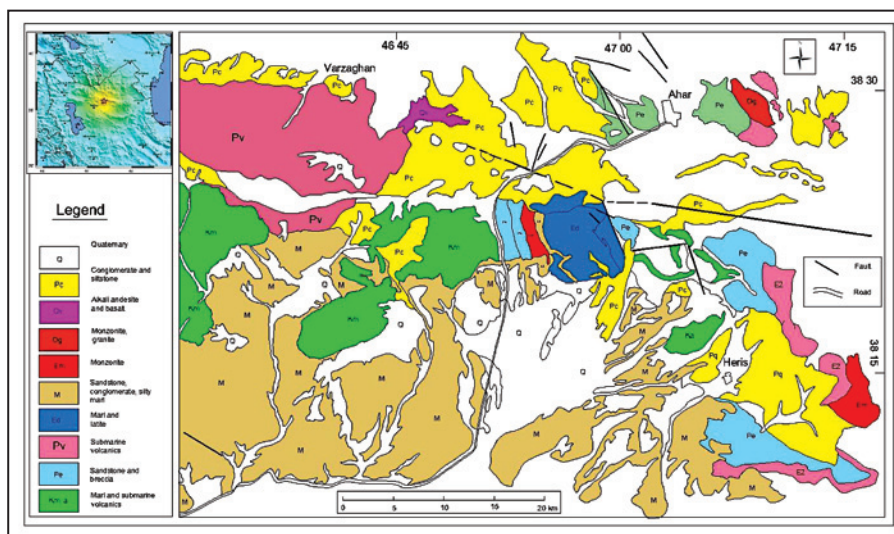
در الگوی لرزه‌خیزی منطقه اهر، پس از دوره رخداد اصلی A، سه دوره دیگر نیز Q_1 ، B و Q_2 مشاهده می‌شوند. با توجه به ثبت داده‌های لرزه‌ای پس از رخداد اصلی در منطقه و مشاهده تغییرات فرکتالی، می‌توان چنین نتیجه‌گیری کرد که پارامتر b در حال افزایش تقریبی بوده است. بنابراین، رخداد زمین‌لرزه‌های کوچک ولی به مقدار زیاد پیش‌بینی می‌شود. مقدار زیاد پارامتر b ، نشانگر کاهش تنش در منطقه است.

در منطقه اهر-ورزقان نشان می‌دهد. مثلث‌های کوچک در پایین نمودار، نشان‌دهنده تغییرات پارامتر b است که در رخداد زمین‌لرزه با بزرگی ۶/۴ به حداقل میزان خود رسیده است. مقدار b بزرگ‌تر نشانگر رخداد بیشتر زمین‌لرزه‌های کوچک و مقدار b کوچک‌تر، نشانگر رویداد بیشتر زمین‌لرزه‌های بزرگ است. همچنین، در تنش‌های کم، مقدار b افزایش می‌یابد.

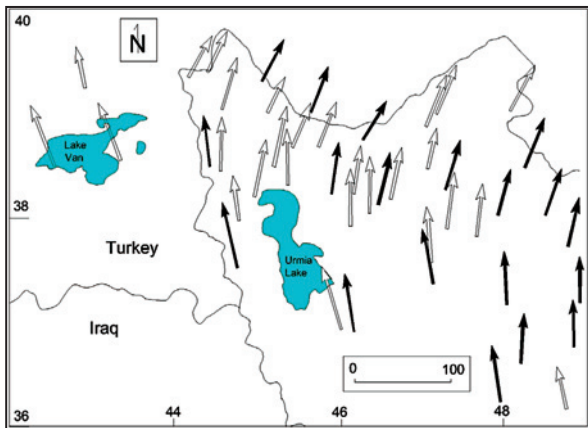
۶- الگوی لرزه‌خیزی منطقه

در تحلیل فرکتالی به منظور تعیین الگوی لرزه‌خیزی منطقه اهر-ورزقان، از الگوی ارایه شده توسط Scholze (1988) استفاده شد. در این الگو (شکل ۸)، پس از یک رویداد بزرگ (A)، تعدادی پس‌لرزه مشاهده می‌شود که در نزدیکی رویداد اصلی به صورت متمرکز بوده و با فاصله گرفتن از آن، نرخ پس‌لرزه‌ها کاهش می‌یابد. پس از اتمام پس‌لرزه‌ها، یک دوره آرامش Q_1 به نام دوره آرامش اول وجود دارد که معمولاً ۵۰ تا ۷۰ درصد از دوره بازگشت زمین‌لرزه را تشکیل می‌دهد. پس از دوره آرامش اول، زمین‌لرزه‌هایی در منطقه رخ می‌دهند (B) که به عنوان پس‌لرزه‌های رخداد اصلی محسوب می‌شوند. به عبارت دیگر، پس از رخداد زمین‌لرزه اصلی، تغییرات قابل توجهی رخ نمی‌دهد مگر در ارتباط با پس‌لرزه‌ها باشد (Turcotte, 1997). در برخی مناطق، پس از B یک دوره آرامش دیگر به نام Q_2 وجود دارد که هشدار برای زمین‌لرزه بعدی است. در Q_2 که محدوده‌ای اطراف زون شکستگی است، هیچ لرزه‌ای وجود ندارد ولی در خارج از آن، زمین‌لرزه‌ها به صورت متراکم دیده می‌شوند که به آن D می‌گویند. گاهی اوقات پیش از رخداد یک زمین‌لرزه، تعدادی پیش‌لرزه (F) رخ می‌دهد که معمولاً در زمین‌لرزه‌های با بزرگی بیش از ۷ دیده می‌شود و نشان‌دهنده این است که زمین‌لرزه بعدی، در زمان خیلی نزدیک اتفاق خواهد افتاد. گاهی چند روز پیش از رویداد اصلی، یک دوره آرامش دیگر Q_3 وجود دارد که هشدار مهمی برای رخداد زمین‌لرزه است. دوره‌های A، B، D و Q_2 به عنوان پیش‌نشانگرهای میان مدت هستند (Scholze, 1988).

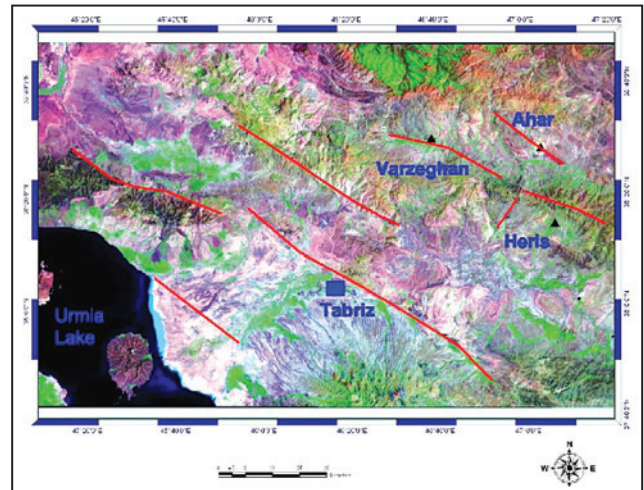
با توجه به الگوی لرزه‌خیزی فوق و نمودار پراکنندگی زمانی-مکانی زمین‌لرزه‌ها برای منطقه اهر-ورزقان (شکل ۹)، می‌توان این منطقه را به چهار دوره؛ A؛ رخداد



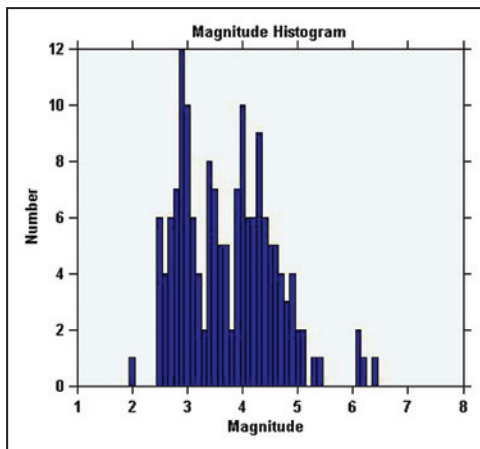
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه برگرفته از (Lescuyer et al. 1978)



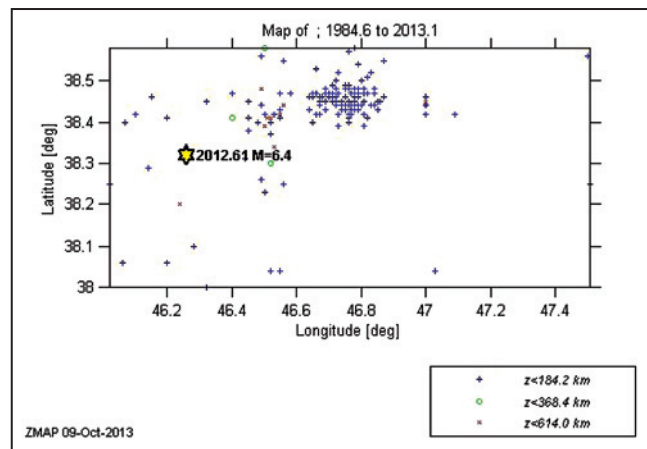
شکل ۳- بردارهای سرعت GPS که ۹۵ درصد آنها با بایضی‌های حرکت نسبت به اوراسیا منطبق هستند برگرفته از (Djamour et al. (2011)



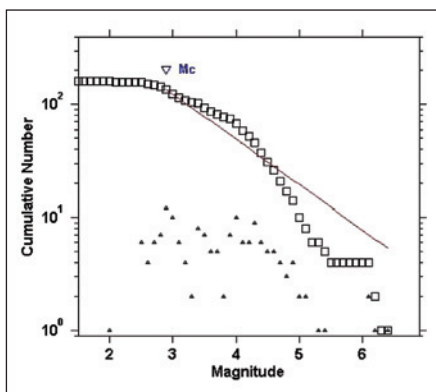
شکل ۲- موقعیت گسل‌های منطقه روی تصویر ماهواره‌ای.



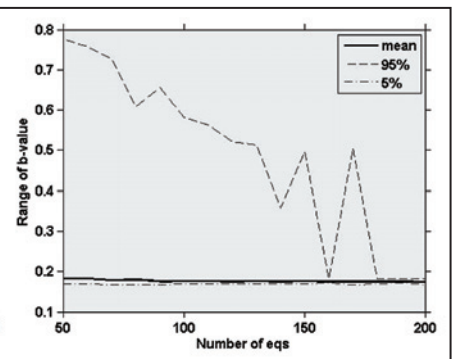
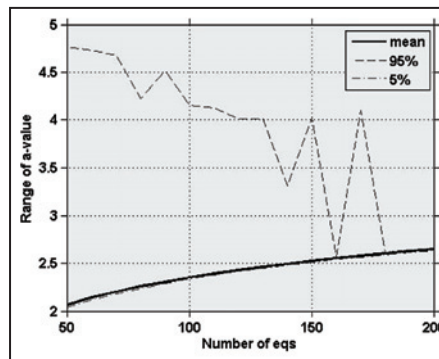
شکل ۵- پراکندگی زمین‌لرزه‌ها بر اساس بزرگی زمین‌لرزه‌ها.



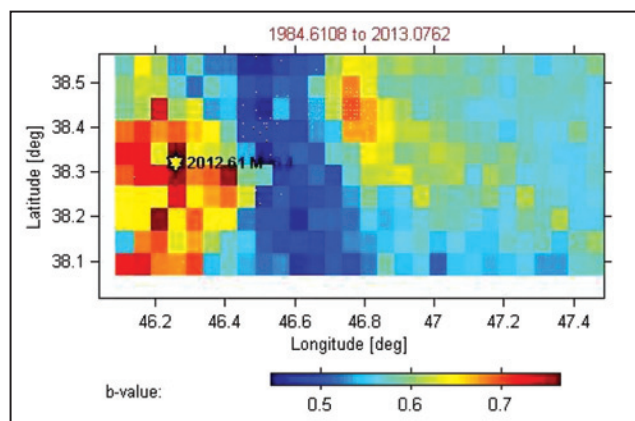
شکل ۴- موقعیت رومرکز زمین‌لرزه‌های رخ داده در منطقه اهر.



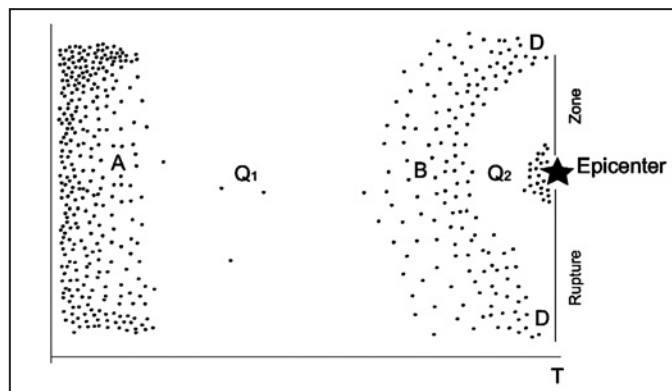
شکل ۷- نمودار بزرگی MC و تعداد زمین‌لرزه‌ها. خط سرخ، خط گوتنبرگ- ریشتر است.



شکل ۶- نمودار دو پارامتر a و b برحسب فراوانی زلزله‌ها.



شکل ۹- نمودار مکان- زمان منطقه اهر.



شکل ۸- تصویر شماتیکی از نمودار مکان- زمان که الگوی لرزه‌خیزی (Scholze (1988) را نمایش می‌دهد.

کتابنگاری

بربریان، م. و قرشی، م.، ۱۳۶۶- پژوهش و بررسی لرزه زمین‌ساخت کاربردی و خطر زمین لرزه - گسلش در گستره دریاچه ارومیه، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. دانشجوی، ف.، ۱۳۷۸- مبانی مهندسی زلزله و آنالیز ریسک، انتشارات دانش فردا (علمی و تخصصی). ریاضی‌راد، ز.، ۱۳۸۵- مدل سازی پس‌لرزه‌های ایران. دهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران دانشگاه تربیت معلم.

References

- Alizadeh, A., 2013- Active faults on the satellite image of Azerbaijan Province, northwestern Iran, Geoinfor Geostat: An Overview, 1:3.
- Ambraseys, N. N. & Melville C. P., 1982- A history of Persian earthquakes, Cambridge Earth Series.
- Bayrak, Y. Yilmazturk, A. & Ozturk, S., 2002- Lateral variations of the modal (a/b) values for the different regions of the world, Journal of Geodynamics 34: 653-666.
- Copley, A., Faridi, M., Ghorashi, M., Hollingsworth, J., Jackson, J., Nazari, H., Oveisi, B. & Talebian, M., 2013- The 2012 August 11 Ahar earthquakes: consequences for tectonics and earthquake hazard in the Turkish-Iranian Plateau, Geophysical Journal International, doi: 10.1093/gji/ggt379.
- Djamour, Y., Vernant, P., Nankali, H. R. & Tavakoli, F., 2011- NW Iran-eastern Turkey present-day kinematics: Results from the Iranian permanent GPS network, Earth and Planetary Science Letters 307: 27-34.
- Donner, S., Krüger, F., Ghods, A. & Röbber, D., 2013- The Ahar-Varzaghan (Iran) double earthquakes (Mw 6.5 and 6.2) of August 11th, 2012: A seismotectonic interpretation from regional moment tensors and kinematic parameters Geophysical Research Abstracts Vol. 15, EGU2013-6928.
- Gutenberg, B. & Richter, C. F., 1954- Seismicity of the Earth and Associated Phenomenon. Second edition. Princeton: Princeton University Press.
- Harris, R., 1998- Introduction to special section: Stress triggers, stress shadows, and implication for seismic hazard, J. Geophys. Res. 103: 24347-24358.
- Keller, E. A. & Pinter, N., 2002- Active Tectonics: Earthquakes, Uplift and Landscape, Second ed. Prentice Hall, New Jersey NJ. 362pp.
- King, G. C. P. & Cocco, M., 2000- Fault interaction by elastic stress changes: New clues from earthquake sequences. Adv. Geophys. 44: 1-38.
- King, G. C. P., Stein, R. S. & Lin, J., 1994- Static stress changes and triggering of earthquakes., Bull. Seismol. Soc. Am. 84: 935-953.
- Lescuyer, J. L., Riou, R. & Babakhani, A., Alavi, T. N., Nogol, M. A., Didon, J., Gemain, Y. M., & Amini, M., 1978- geological map of Ahar, Scale 1/250,000: geological survey of Iran.
- Miyamura, S., 1962- Magnitude-frequency relations and its bearing on geotectonics. Proc. Jap. Acad. 38: 27-30.
- Scholze, C. H., 1988- Mechanisms of seismic quiescences, Pure Appl. Geophys. 126: 701- 718.
- Stein, R. S., King, G. C. P. & Lin, J., 1994- Stress triggering of the 1994 M = 6.7 Northridge, California, earthquake by its predecessors., Science 265: 1432-1435.
- Tsapanos, T. M., 1990- b-Values of two tectonic parts in circum-Pacific belt. PAGEOPH 134: 229-242.
- Turcotte, D. L., 1997- Fractals and chaos in geology and geophysics", Cambridge, 413.
- Wiemer, S. & Wyss, M., 2000- Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: examples from Alaska, the 438 western United States, and Japan. Bull Seismol. Soc. Am., 90 (4): 859-869.

a-b Values for the Ahar-Varzaghan Earthquake, Northwestern Iran

A. Alizadeh ^{1*} & R. Safari ²

¹ Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Urmia University, Urmia, Iran

² M. Sc. Student, Department of Geology, Faculty of Science, Urmia University, Urmia, Iran

Received: 2013 November 19

Accepted: 2014 May 04

Abstract

Seismic values are the main parameters in evaluating the neotectonic activity of a region. In August 11, 2011, two $M_b=6.4$ and $M_b=6.3$ earthquakes occurred in Ahar-Varzaghan region within 11 minutes. Seismotectonic investigations imply that the faults generating the events are the young faults of the regions. Also, distribution of the epicenters represent a pattern consistent with the fault trends in the area. Temporal and spatial distribution of the earthquakes (fractal analysis) as earthquake pre-indicators together with a-b values were used to assess the neotectonic activity and explore the seismic model of the Ahar area. Results show a sharp decrease in b-value, indicating that the main shock was associated with a zone of high strain rate. The seismic model presented for the Ahar area illustrates three periods after the main shock including: 1) an early quiescence Q_1 , 2) an aftershock period B, and 3) a late quiescence Q_2 . The rather increase in b-value during the Q_2 period is interpreted to indicate stress decrease in the region.

Keywords: Ahar, Earthquake, a-b Values, Fractal, Neo-Tectonics

For Persian Version see pages 155 to 160

*Corresponding author: A. Alizadeh; E-mail: ak.alizadeh@urmia.ac.ir