

تحلیل لرزه خیزی پهنه بخاردن-قوچان با استفاده از تنشگاه‌ها و پارامترهای لرزه خیزی

جواد بیگلری*^۱، عباس کنگی^۲، عبدالرضا جعفریان^۳

۱. جواد بیگلری، دانشجوی دکتری زمین شناسی تکتونیک، گروه زمین شناسی واحد شاهرود، دانشگاه آزاد اسلامی شاهرود، ایران.

۲. عباس کنگی، استاد گروه زمین شناسی واحد شاهرود، دانشگاه آزاد اسلامی شاهرود، ایران.

۳. عبدالرضا جعفریان، استاد گروه زمین شناسی واحد شاهرود، دانشگاه آزاد اسلامی شاهرود، ایران.

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۴/۰۶



تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۱/۲۵

چکیده

پهنه گسلی بخاردن-قوچان در قسمت مرکزی کمربند چین خورده -روراند کپه داغ در شمال شرق ایران در مجاورت مرز ایران و ترکمنستان قرار داشته و با آرایه‌ای از گسل‌های فعال امتداد لغز راستگرد با روند شمال غرب- جنوب شرق بوده که پایانه انتهایی آنها خمیدگی پیدا کرده و به گسل‌های کور متصل شده‌اند. تغییر ساز و کار گسل‌ها از امتداد لغز به معکوس همراه راندگی باعث افزایش استرس، کوتاه شدگی و گسلش راندگی در خمیدگی انتهایی آنها شده‌اند لذا اکثر زمین لرزه‌های تاریخی و دستگاهی در اطراف سامانه‌های گسلی پهنه بخاردن-قوچان توزیع یافته‌اند. نتایج بررسی لرزه خیزی این پهنه با استفاده از خرد زمین لرزه‌ها و محاسبه مقادیر پارامترهای لرزه خیزی b-value، بعد فرکتالی و تهیه نقشه توزیع محلی تنش می‌تواند اطلاعات ارزشمندی از توزیع تنش در پوسته زمین، ساز و کار گسل‌ها و تغییرات سامانه‌های گسلی در طول زمان و مکان احتمالی وقوع زلزله‌های آینده را در اختیار قرار دهد. در نواحی فعال نئوتکتونیک مقدار تغییرات b-value بین حدود کمتر از ۰/۶ تا ۱/۱ می‌باشد و بعد فرکتالی بین مقادیر صفر تا ۲ تغییر می‌کند. اگر b کمتر از ۰/۶ باشد و بعد فرکتالی نزدیک به صفر باشد نشان دهنده متمرکز شدن گسل‌ها و زمین لرزه‌ها در تنشگاه‌ها با میزان تنش بالا می‌باشد ولی اگر مقدار b-value بیشتر از ۰/۶ و بعد فرکتالی نزدیک به عدد ۲ باشد نشان دهنده تنش کم و پراکندگی گسل‌ها و زمین لرزه‌ها است. وقوع زلزله‌های بزرگ در لبه این تنشگاه‌ها دور از انتظار نیست هر چند احتمال اینکه آنها انرژی خود را به مرور زمان از دست بدهند و غیرفعال شوند نیز وجود دارد زیرا آزاد شدن انرژی در گسل‌های این پهنه از لحاظ لرزه‌شناختی به گونه‌ای است که در شرایطی که گروهی از گسل‌ها به آستانه جنبش می‌رسند، مقادیر b در آنها بالا رفته و گروهی دیگر که در حال انباشت انرژی بوده، مقادیر b در آنها پایین می‌باشند.

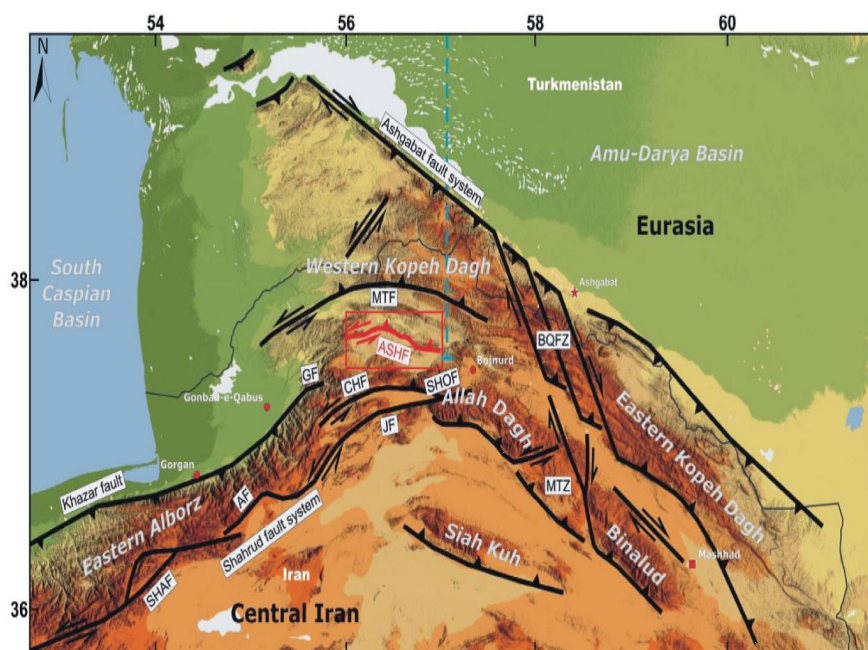
کلید واژه‌ها: بعد فرکتالی، پارامترهای لرزه خیزی، تنشگاه، دوره بازگشت، پهنه نئوتکتونیک در بخش مرکزی کپه داغ.

معکوس در بخش‌های پایانه انتهایی آنها و محل مناسبی برای افزایش رویدادهای زمین‌لرزه‌ای را ایجاد کرده است (Holligsworth, 2007; Shabanian, 2009). با توجه به عمق کم موهو ۴۰ تا ۴۵ کیلومتر، توزیع عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها ۶ تا ۲۵ کیلومتر و سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها نشان دهنده وجود گسل‌های امتدادلغز راستگرد در این پهنه می‌باشند. در این تحقیق با توجه به اینکه تغییرات نرخ لرزه خیزی هر منطقه تحت تأثیر تنش‌های نئوتکتونیک در حجم معینی از پوسته بالایی زمین آن منطقه می‌باشد. لذا با استفاده از خرد زمین‌لرزه‌ها و زلزله‌های ثبت شده مرکز لرزه نگاری کشور و محاسبه مقادیر پارامترهای لرزه خیزی b -value، بعد فرکتالی و تهیه نقشه توزیع محلی تنش و تنشگاه‌ها می‌توان اطلاعات ارزشمندی از توزیع تنش در پوسته زمین، سازوکار گسل‌ها و تغییرات سامانه گسلی در طول زمان و مکان احتمالی وقوع زلزله‌های آینده را در این پهنه ارائه کنیم. در نواحی فعال نئوتکتونیک مقدار تغییرات b -value بین کمتر از ۰/۶ تا ۱/۱ می‌باشد و بعد فرکتالی بین مقادیر ۰ تا ۲ تغییر می‌کند. اگر مقدار b -value کمتر از ۰/۶ و بعد فرکتالی نزدیک به صفر باشد نشان دهنده متمرکز شدن گسل‌ها و زمین‌لرزه‌ها در یک نقطه تنش گاهی با میزان تنش بالا می‌باشد ولی اگر مقدار b -value بیشتر از ۰/۶ و بعد فرکتالی نزدیک به عدد ۲ باشد نشان دهنده تنش کم و پراکندگی گسل‌ها و زمین‌لرزه‌ها در کل محدوده است (Aki, 1981; King, 1983; Turcotte, 1986; Hirata, 1989; Hirata, 1989; weimer & wyss, 2002). بررسی نقشه مقدار b و بعد فرکتالی رو مرکز زمین‌لرزه‌ها تغییرات آشکاری را در طول سیستم گسلی این پهنه نشان می‌دهد که بیانگر تنش پیچیده و چندگانه روی این گستره است. نقشه بعد فرکتالی تغییرات این مقدار را بین ۱/۵ تا ۱/۸ در بخش عمده‌ای از این پهنه نشان می‌دهد که بیانگر توزیع گسل‌ها در سرتاسر این پهنه می‌باشد به گونه‌ای که می‌توان این سیستم گسلی را به ۳ بخش مجزا تقسیم کرد و الگوی فعالیت‌های لرزه‌ای با الگوی زمین‌لرزه‌های درون قاره‌ای با عمق کم بین صفر تا ۲۵ کیلومتر بوده که در ارتباط با چشمه‌های لرزه‌ای گسل‌های اصلی منطقه و شاخه‌های فرعی آنها رخ می‌دهد و نشان دهنده فعالیت لرزه‌ای بالایی در این پهنه و بخش غربی آن می‌باشد (Ver- nant, et al, 2004; Shabanian, et al, 2009; آفانباتی، ۱۳۸۳؛ کنگی، ۱۳۹۲، ۱۳۹۳). (شکل‌های ۱، ۲، ۳).

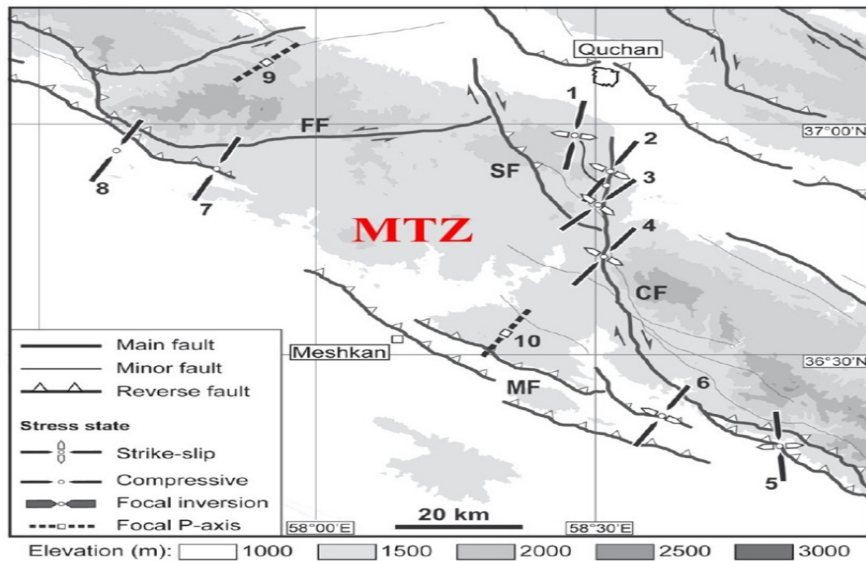
فلات ایران در بخش میانی کمربند کوه زایی آلپ-همالیای قرار داشته که محل تلاقی صفحه‌های عربستان (عربستان-آفریقا)، هند (هند-استرالیا) و اوراسیا (اروپا-آسیا) می‌باشد که در نتیجه آن خردصفحه ایران به صورت صفحه‌ای ترد و شکننده بین صفحه‌های بزرگتر قرار گرفته و تحت تأثیر تنش‌ها و فشارهای جانبی حاشیه صفحه‌ها قرار گرفته و باعث شده تا پوسته فلات ایران بصورت صفحه‌ای فعال و مستعد وقوع زلزله درآید و کمربند فعال زلزله خیز شمال‌شرق ایران را پدید آورد. عامل فراوانی زمین‌لرزه‌ها در ایران نیز تحت تأثیر بازشدگی دریای سرخ (۲-۱/۵ سانتی متر در سال)، حرکت صفحه آفریقا-عربستان در راستای شمال-شمال‌شرق و حرکت صفحه هند در راستای شمال-شمال‌غرب است. مطالعات GPS انجام شده نیز نشان دهنده کوتاه شدگی فلات ایران بین دو فلات عربستان-اوراسیا (۲۰ میلی متر در سال) است (Tchalenko, 1975; Jackson & McKenzie, 1984; Lyberis & Manby, 1999; Berberian & Yeats, 2001). این پهنه در قسمت مرکزی رشته کوه کپه داغ در محدود عرض جغرافیایی ۳۷ درجه و ۱۰ دقیقه شمالی و طول جغرافیایی ۵۸ درجه و ۳۰ دقیقه شرقی در شمال‌شرق ایران مجاور مرز ایران و ترکمنستان قرار دارد. زلزله یکی از مهم‌ترین مخاطرات طبیعی در ایران است بنابراین ضروری است در احداث زیرساخت‌ها (سدها، نیروگاه‌ها و ساختمان‌های مسکونی) احتمال خطر زلزله برآورد شود. اولین گام در تحلیل خطر زلزله تعیین گسل‌های فعال (چشمه‌های لرزه‌ای) و اندازه‌گیری میزان فعالیت آنها است. گسل‌های این پهنه شامل دو دسته گسل می‌باشند که شامل گسل‌های پی‌سنگی با روند شرقی-غربی که زمان رسوب‌گذاری فعال بوده‌اند و گسل‌های فعال امتدادلغز-راست‌گرد با روند شمال‌غرب-جنوب‌شرق که در فاز کوه زایی فعال شده‌اند. پایانه انتهایی این گسل‌ها در اثر فشار ناشی از همگرایی صفحه‌های عربی و اوراسیا و انتقال آن به واسطه ارتباط ساختاری گسل‌های این پهنه با گسل‌های بینالود در جنوب آن از طریق پهنه مثلثی شکل انتقالی راندگی مشکان (MTZ) که موتور محرکه اصلی فعالیت‌های نئوتکتونیک گسل‌های این پهنه می‌باشد دچار خمیدگی، کوتاه شدگی، فشردگی و ضخیم شدگی، افزایش استرس و گسلش راندگی به گسل‌های رانده کوه متصل شده‌اند که در نتیجه تغییر سازوکار گسل‌ها از امتدادلغز به



(شکل ۱). صفحه‌های اصلی تکتونیکی در برگیرنده صفحه ایران. خطوط قرمز، نواحی اصلی تکتونیکی (Lyberis & Manby, 1999).



(شکل ۲). نقشه گسل‌های شمال شرق ایران. پهنه گسلی بخاردن-قوچان (BQFZ)، پهنه انتقالی مشکان (AF) گسل آستانه، گسل آشخانه، گسل نیک چشمه، گسل گلستان، گسل جاجرم، گسل مراوه تپه، سامانه گسل شاهرود، گسل شوقان. (Bretis, et al, 2012).



(شکل ۳). جهت‌های (آزموت‌های) محور افقی زیگما ۱ (محور تنش حداکثر) برای رژیم‌های تنش فشارشی و امتداد لغز استنباط شده از وارونگی بردار لغزش گسل‌های منفرد توام با گسلش امتداد لغز غالب در طول مرز سامانه گسل‌های (FF) گسل چپگرد فرهادان (CF) گسل راستگرد چکنه و (SF) گسل راستگرد سرآخور با یکدیگر می‌باشد. شماره‌های ۱ تا ۸ توزیع جمعیت گسل‌ها، صفحات گسل‌ها و وارونگی تنش کششی برای بردارهای لغزش مرتبط در امتداد مرز گسل‌ها هستند

را به طور کامل تخریب کرده و زمین‌لرزه ۱۹۲۹ باغان به بزرگای ۷ ریشتر که شمال و شرق شهر شیروان را تخریب کرده (Bretis, et al, 2012). فعالیت‌های نئوتکتونیک این گسل‌ها تأثیرات جانبی زیادی را بر روی عملکرد بخش غربی خود مانند گسل‌های معکوس آشخانه و چپگرد شوقان نیز داشته‌اند و باعث شده‌اند گسل‌های فرعی امتداد لغز آشخانه (Tear Faults) گسل معکوس آشخانه را در دشت سملقان قطعه کنند. با توجه به زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگامی ثبت شده اطلاعات دقیق و ارزشمندی از فعالیت‌های این پهنه مانند عمق این لایه‌ها، هندسه گسل‌ها، سازوکار گسل‌ها فراهم گردیده است. تجمع زمین‌لرزه‌های بزرگ و مخرب گذشته و حال در امتداد گسل‌های این پهنه نیز دلیل محکمی بر فعالیت‌های بالای لرزه‌ای آنها و وجود تشگاه‌ها به خصوص در اطراف گسل‌های قوچان و باغان گرماب می‌باشد. با توجه به عمق ۴۰ تا ۴۵ کیلومتری موهو و هیستوگرام عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها که محدود به عمق ۶ تا ۲۵ کیلومتر می‌باشد، و اکثر آنها در عمق کانونی کمتر از ۱۰ کیلومتر رخ داداند نشان دهنده وجود گسل‌های امتداد لغز در این پهنه می‌باشد (Tchalenko, 1975; Lyberis & Manby, 1999).

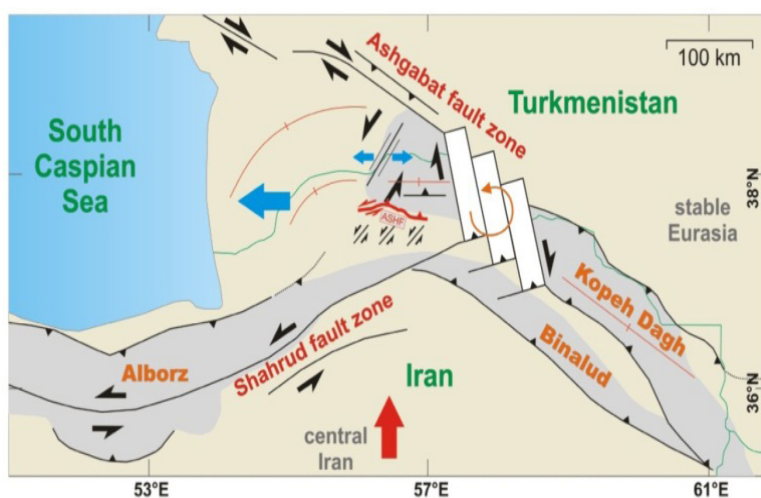
تاریخچه نئوتکتونیک و لرزه خیزی پهنه بخاردن-قوچان

باتوجه به اینکه فلات ایران در بخش میانی کمربند کوه‌زایی آلپی هیمالیا قرار گرفته و به‌طور مداوم تحت تأثیر تنش‌های وارده ناشی از ریف‌شدگی بستر دریای سرخ و همگرایی صفحه‌های عربی-اوراسیا بوده و ارتباط ساختاری بین گسل‌های این پهنه با گسل‌های بینالود از طریق پهنه مثلثی شکل انتقالی راندگی مشکان^۱ وجود دارد. تداوم همگرایی صفحه‌های عربی و صفحه مقاوم و پایدار توران در شمال شرق باعث شده گسل‌های امتداد لغز-راستگرد این پهنه نئوتکتونیک که تحت آرایش ریدل^۲ شکل گرفته‌اند و به دلیل وجود سیستم فشارشی مایل دچار راندگی شده و مدل نئوتکتونیک چرخش خلاف عقربه‌های ساعت بلوک‌ها حول محور عمودیشان در اثر حرکت راستگرد گسل عشق آباد و حرکت چپگرد گسل شاهرود را پدید آورند. این سیستم باعث ایجاد کشش شرقی-غربی شده و در نتیجه به عنوان چشمه‌های توانمند لرزه خیزی شناخته می‌شوند که مسئول زمین‌لرزه‌های گذشته، حال و آینده می‌باشند. مانند زمین‌لرزه‌های دوگانه ۱۸۷۱ و ۱۸۷۲ قوچان به بزرگای ۷/۲ ریشتر و ۷ ریشتر و همچنین زمین‌لرزه‌های دوگانه ۱۸۹۳ و ۱۸۹۵ قوچان به بزرگای ۷/۱ ریشتر که شهر قوچان

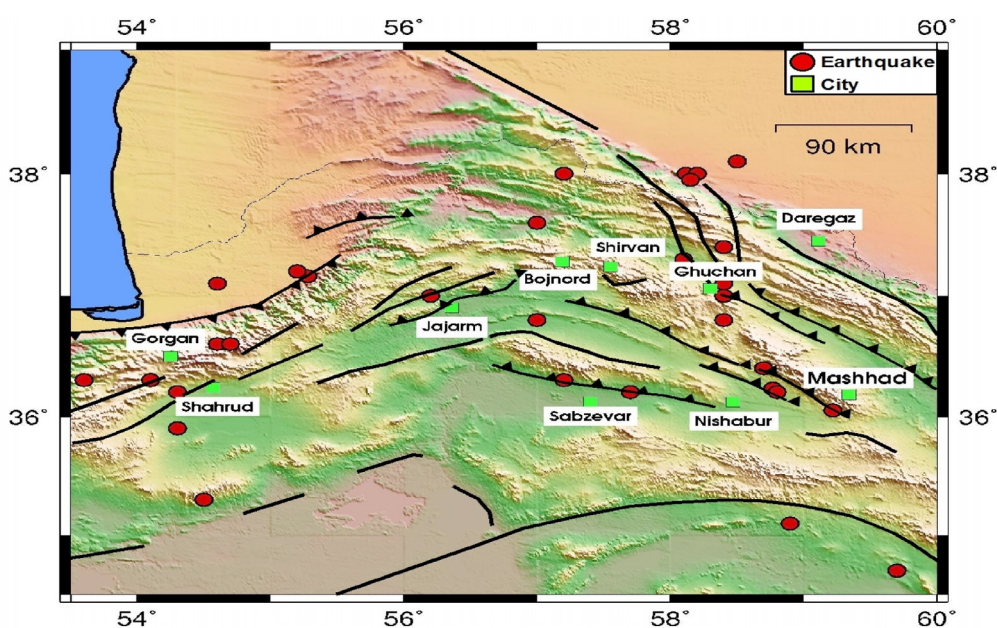
1. MTZ (Meshkan Transfer Zine)
2. Riedel

کمترین دوره بازگشت را دارند در نتیجه گسل‌ها در این مناطق مقاومت بیشتری از خود نشان داده که در نهایت منجر به وقوع زلزله‌های بزرگ و مخرب خواهند شد ولی در بخش‌های قفل نشده گسل‌ها انباشت و تجمع تنش و میزان واتنش وارده به صفحه گسل حداقل بوده و انرژی به تدریج تخلیه می‌شود و در نتیجه گسل‌ها مقاومت کمتری از خود نشان داده و دارای دوره بازگشت بیشتری بوده و زمین‌لرزه‌های کوچکتر اتفاق خواهند افتاد (کنگی، ۱۳۹۳ و ۱۳۹۶) (شکل‌های ۴، ۵، ۶).

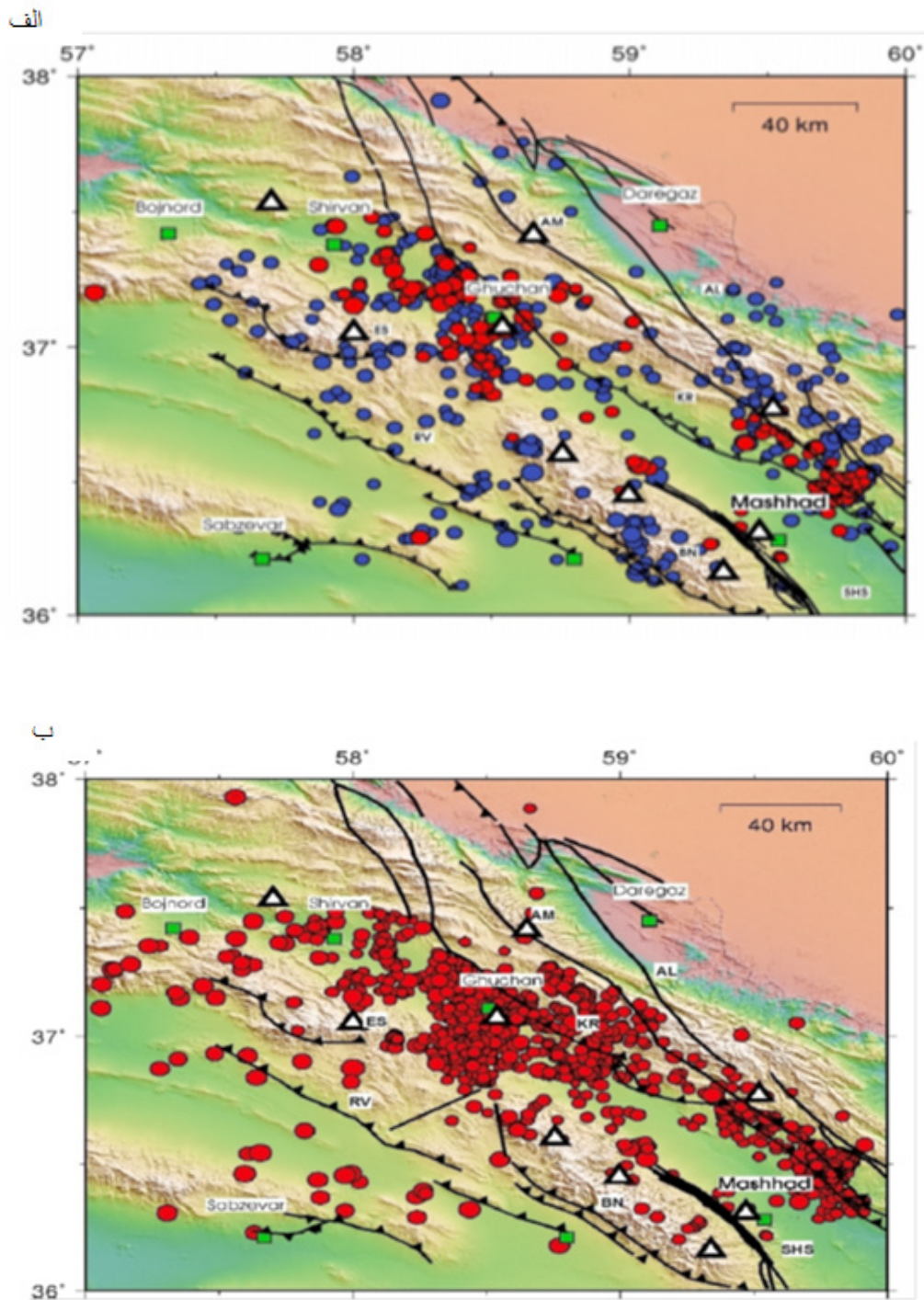
تنشگاه‌ها در واقع محل‌های تجمع استرس داخل پوشته زمین بوده و نوعی تنش سنج هستند که رابطه معکوس با تنش دارند. در این تحقیق به کمک بیش از ۴۵۰۰ خرد زمین‌لرزه کمتر از دو ریشتر ثبت شده طی ۱۰ سال گذشته و با کمک محاسبه پارامترهای لرزه خیزی، بعد فرکتالی و نقشه دوره بازگشت اقدام به شناسایی تنشگاه‌ها شده است. در این پهنه تنشگاه‌ها به دو شکل می‌باشد. بخش‌های قفل شده گسل‌ها و بخش‌های قفل نشده گسل‌ها (بخش‌های خزشی) وجود دارند. بخش‌های قفل شده گسل‌ها محل و مرکز تجمع و انباشت استرس گسل‌ها بوده و میزان واتنش وارده به صفحه گسل در آنها حداکثر بوده



(شکل ۴). مدل نئوتکتونیک گسل‌های جنبای پهنه بخاردن - قوچان، گسل‌های بینالود، شاهرود و جنوب شرق دریای خزر (Bretis, et al, 2012).



(شکل ۵). زمین‌لرزه‌های تاریخی پهنه گسلی بخاردن - قوچان طی ۱۵۰ سال گذشته.



(شکل ۶). الف) زمین لرزه‌های انتخابی ثبت شده در چهار ایستگاه با اختلاف زمانی (rms) کمتر از ۰/۵ ثانیه خطای مکان یابی سطحی و عمقی کمتر از ۵ و ۱۰ (km) در پهنه گسلی بخاردن-قوچان. تعداد ۶۸۰ زمین لرزه بین بزرگی ۴/۵-۶/۵ ریشتر. تعداد ۲۱۴ زمین لرزه بین بزرگی ۴/۵-۶/۵ ریشتر. ب) توزیع مکانی ۱۴۶۱ زمین لرزه انتخابی با موقعیت ایستگاههای لرزه نگاری همراه با گسل‌های پهنه بخاردن-قوچان.



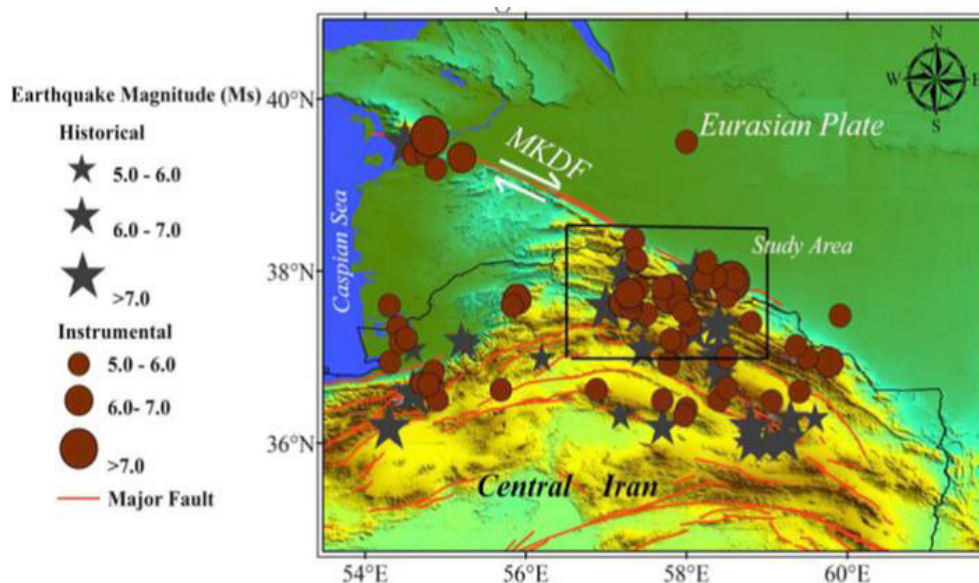
روش کار

فرکتالی دارند رخ می دهند گسل ها و زمین لرزه های منطقه روی یک شبکه مربعی پیاده می شوند و متعاقبا مربع اولیه به مربع های کوچک تر و یکسان تقسیم می شوند و سپس بعد فرکتالی سطحی را برای هر محدوده به طور مجزا محاسبه می کنند. در درون مربع ها تعداد رویداد زمین لرزه ها ثبت می شوند و تقاطع خطوط مربع ها را مرکز گره نامیده که هر چه تراکم رویدادها بیشتر باشد مربع ها کوچکتر و دقت بیشتر می شود. با محاسبه و ترسیم نقشه های بعد فرکتالی می توانیم به الگوی بی نظمی های هندسی و شکل گیری دو سلول با بعد فرکتالی بالا را در طول سیستم گسلی این پهنه شناسایی و نشان دهیم. پارامتر لرزه خیزی بعد فرکتالی بین صفر تا ۲ تغییر می کند که در این پهنه مقدار آن بین ۱/۵ تا ۱/۸ می باشد. در نتیجه نشان دهنده معنادار بودن این ۲ پارامتر در تعیین نئوتکتونیک و لرزه خیزی هستند.

پارامترهای لرزه خیزی و رابطه مقادیر آنها در پهنه بخاردن-قوچان

گرچه نمی توان عوامل و دلایل مشخصی را برای چگونگی ارتباط بین مقدار b-value و بعد فرکتالی بیان کرد زیرا بصورت محلی و موقت می تواند تغییر کند و در مناطق یا زمانهایی مثبت یا منفی باشد ولی در حال کلی می توان گفت مقدار b بستگی به رژیم تنش و ناهمگنی پوسته دارد در حالی که بعد فرکتالی نشان دهنده رو مرکز زمین لرزه ها، اندازه تغییر شکل پوسته و درجه تراکم زمین لرزه های گسترده مورد مطالعه در مکان و زمان می باشد (Scholtz, 1968; Gupta, et al, 1972; Hirata, 1989). در این پهنه این دو پارامتر را با استفاده از داده های رویدادهای ثبت شده مرکز لرزه نگاری کشور بین سال های ۲۰۱۳ تا ۲۰۱۹ میلادی مورد بررسی در محدوده ۲ سازه مهم بتنی دو قوسی سدهای بارزو و شیرین دره که در حریم فاصله بخش مرکزی دو گسل قوچان و باغان-گرماب قرار داشته و در طی ۱۵۰ سال گذشته مسبب ۵ زلزله با بزرگای بیش از ۷ ریشتر در استان خراسان شمالی بوده اند قرار داده شده است (شکل ۷).

در این تحقیق با استفاده از نرم افزار Zmap و محاسبه مقادیر پارامترهای لرزه خیزی b-value، بعد فرکتالی D و تهیه نقشه b-value و دوره بازگشت اقدام به شناسایی تنشگاهها و تفسیر آنها شده است. با توجه به اینکه پدیده های طبیعی معمولا از الگوها و فرم های هندسی یکسانی پیروی می کنند می توان با شناسایی و پیدا کردن این الگوها در مقیاس های کوچکتر آنها را در مقیاس های بزرگتری نیز تعمیم داد. در این تحقیق با استفاده از روشهای ریاضی که جدیدترین روش در تحلیل زمین لرزه ها است اقدام به الگوسازی رویداد زمین لرزه ها، مدلسازی کوچک خوشه های لرزه ای، رتبه بندی توان لرزه ای گسل ها، پیش بینی فرآیند زمین لرزه ها و روش کنترل رویداد زمین لرزه ها را با محاسبه مقادیر پارامترهای لرزه خیزی انجام شده است. پارامتر لرزه خیزی b-value در واقع نوعی تنش سنج بوده و رابطه معکوس با تنش دارد. در پهنه بخاردن-قوچان با استفاده از نمودار فراوانی-بزرگی زمین لرزه ها، استفاده از روش بیشینه احتمال، تهیه نقشه b-value و دوره بازگشت خرد زمین لرزه های با بزرگای کمتر از ۵ ریشتر مقدار متغیر لرزه خیزی b-value محاسبه شده است. نقاطی که دارای مقدار کمینه b کمتر از ۰/۶ و در نتیجه کوتاه ترین دوره بازگشت محلی هستند به عنوان محتمل ترین تنشگاه برای رویداد زمین لرزه های بعدی معرفی می گردند. پارامتر لرزه خیزی بعد فرکتالی نیز نوعی روش ریاضی بی نظمی نامیده می شود که برای توضیح خود تشابهی در بسیاری از پدیده های طبیعی با مقیاس های متفاوت و فرم هندسی قطعه قطعه شوندگی استفاده می شود که نشان دهنده شباهت اجزا به کل می باشد. ابعاد فرکتالی می توانند اعداد اعشاری باشند که با استفاده از شیوه انتگرال همبستگی یعنی شمارش مربع ها^۱ و با کمک نرم افزار Zmap قابل اندازه گیری هستند. از این روش برای الگوسازی لرزه خیزی و ارزیابی فرآیندهای زمین ساختی که دارای خواص بی نظمی یا فرکتالی هستند استفاده می شود. به علت اینکه زلزله ها روی سطح یکپارچه واحد گسلی اتفاق نمی افتد و روی گسل های متعدد، مرتبط و نزدیک به هم که ساختار



(شکل ۷). توزیع رومرکز لرزه‌های تاریخی دستگاهی در پهنه بخاردن-قوچان واقع در گستره کپه داغ (۲۰۱۹-۲۰۱۳).

موجب برآورد اشتباه فعالیت یک گسل یا ایجاد توزیع غیرواقعی از نمودار فراوانی-بزرگای زلزله‌ها و در نتیجه اشتباه در ارزیابی مقدار با ناحیه مورد مطالعه شود. ساده‌ترین روش برای حذف انفجارها، حذف تمام رخداد‌های به وقوع پیوسته در طول روز و محدود کردن تجزیه و تحلیل‌ها به رویدادهای به وقوع پیوسته در طول شب است. زیرا انفجارها عمدتاً در طول روز می‌باشند. در این تحقیق ابتدا نمودار فراوانی رخدادها در طول ساعات مختلف شبانه روز ترسیم شده است که دارای افزایش شیبی برای رخداد‌های طول روز دارد و می‌تواند نمایانگر انفجارها باشد. علاوه بر این انفجارها در عمق‌های کم ولی زلزله‌ها در عمق‌های بیشتری رخ می‌دهند و انفجارها در تمام جهات موجب فشارشی ارسال می‌کنند ولی زلزله‌ها معمولاً ناشی از لغزش روی سطح گسل هستند هم امواج فشارشی و هم امواج کششی دارند. ساز کار کانونی زلزله‌ها به صورت برشی در امتداد گسل‌ها بوده ولی انفجارها به صورت گسترش و پخش تنش فشارشی با تقارن کروی از محل چشمه انفجار می‌باشد و بازه زمانی کوتاه تری نسبت به زلزله دارا می‌باشد. در این تحقیق با استفاده از الگوریتم (Wiemer & Baer, 2000) نسبت به رویدادهای روز به شب (Rq) توسط رابطه (۱) تعریف و محاسبه می‌شوند.

$$Rq = \frac{NdLn}{NnLd}$$

Nd = مجموع تعداد رویدادها در طول روز، Ln = تعداد

شناسایی و حذف پیش لرزه‌ها و پس لرزه‌ها

در این تحقیق با دی کلاستر کردن (Decluster) اقدام به شناسایی و حذف پیش لرزه‌ها و پس لرزه‌ها از زلزله اصلی شده است. در بین زمین لرزه‌های وابسته، پس لرزه‌ها دارای فراوانی بیشتری هستند و بلافاصله پس از زلزله بزرگ اصلی به صورت خوشه‌ای پیرامون زلزله اصلی شروع می‌شوند و با آهنگی نزولی از نظر تعداد و بزرگی تا مدت زمانی که تابعی از بزرگی زلزله اصلی ادامه می‌یابند. در این تحقیق با استفاده از الگوریتم پنجره‌ای (Gardner & Knopoff, 1974) فرآیند تفکیک پیش لرزه‌ها و پس لرزه‌ها از زمین لرزه‌های اصلی کاتالوگ لرزه‌های سدهای شیرین دره و بارزو انجام شده است. با توجه به اینکه هر زمین لرزه با بزرگای M اگر تکان بعدی در فاصله زمانی مشخص $T(M)$ و در فاصله مکانی مشخص $L(M)$ رخ داده باشد، به عنوان پس لرزه شناخته می‌شود که برای هر رومرکز زلزله یک پنجره زمانی و مکانی به شکل دایره در نظر گرفته می‌شود ولی تمایز بین زلزله اصلی و پس لرزه‌ها نسبی است و پیش لرزه‌ها نیز به روش مشابه شناخته می‌شوند.

شناسایی و حذف انفجارهای محلی و معدن کاری‌ها

حضور رویدادهای غیرتکتونیک (انفجارها) در کاتالوگ زمین لرزه‌ها ممکن است موجب پنهان شدن سکوت‌های لرزه‌ای و افزایش غیرواقعی تعداد زلزله‌های کوچک و

می رود زلزله ای با این بزرگای به راحتی با توجه به الگوریتم مورد استفاده در این شبکه ها ثبت شود. در این پژوهش در گستره ای به شعاع ۳۰ کیلومتری سد شیرین دره نمودار فراوانی - بزرگای رویدادهای لرزه ای ۲۰۱۸ مورد بررسی و مقدار M_c طبق قانون (Gutenberg & Richter, 1944) محاسبه گردیده است و مقدار آن ۲/۱ بدست آمده است.

ارزیابی مقدار b -value

بدون شک قوانین (Ishimoto & Iida, 1939; Gutenberg, 1939; Wiemer & Wyss, 2002) از مهم ترین روابط در ارزیابی خصوصیات لرزه ای مناطق مختلف زمین می باشد. طبق رابطه (۲).

$$(2). \text{Log}[N(M)] = a - bM$$

$N =$ تعداد تجمعی زلزله های با بزرگی یا مساوی یا بزرگتر از M

$$a/b = \text{ثابت های پارامترهای لرزه خیزی}$$

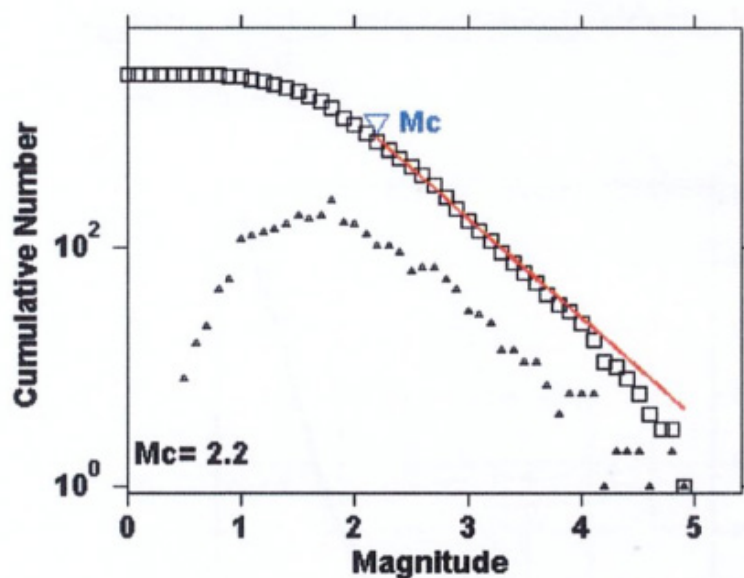
$$a = \text{مقدار سطح عمومی لرزه خیزی ناحیه در طول دوره}$$

$b =$ توزیع زمین لرزه ها برای محدوده بزرگی های مشاهده شده سپس با ترسیم نمودار فراوانی - بزرگای رویدادها (شکل ۸) و نمودار فراوانی رویدادها بعد از تعیین بزرگای کاملی (شکل ۹) که نمایانگر $M \geq 2/2$ می باشد.

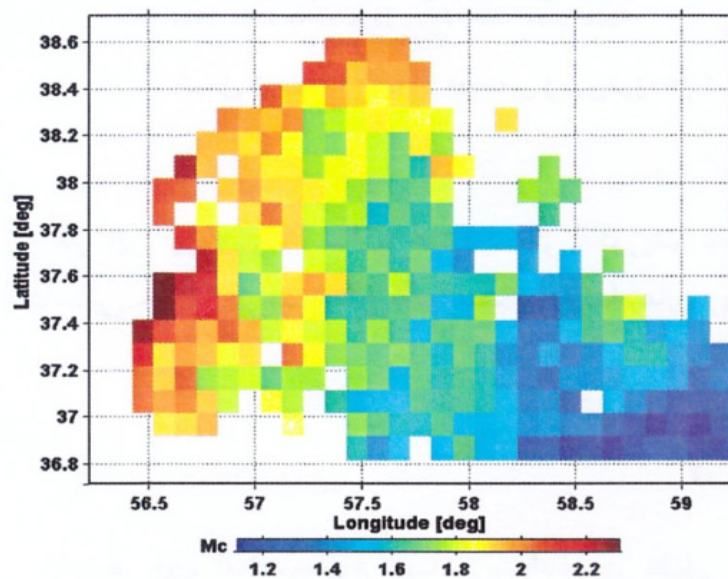
ساعات شب، $Nn =$ تعداد رخداد های طول شب، $Ld =$ تعداد ساعات روز و $Ln + Ld = 24$ می باشد. در این الگوریتم نواحی با نسبت $Rq \geq 1.5$ به عنوان نواحی مشکوک انفجاری معرفی می شوند. ناحیه را به شبکه هایی با فاصله های ۰/۱ درجه تقسیم شده است و با استفاده از ۵۰ رومرکز نزدیک به هر گره نقشه نسبت Rq شبکه ترسیم گردیده است و مشخص شد بیشترین انفجارها در جنوب شرق و شمال سد شیرین دره می باشد که منطبق با معادن کلسیت گرمخان و عبدالله آباد و معادن باریت منطقه راز و جرگلان می باشند.

محاسبه بزرگای کاملی در پیرامون سد شیرین دره

برای هر منطقه با توجه به ایستگاهها و شبکه های لرزه نگاری بزرگایی وجود دارد که بالاتر از آن بزرگای تمام زلزله های منطقه امکان ثبت توسط لرزه نگارها را دارند که این بزرگای را بزرگای کاملی (M_c) می نامند (Weimer & Wyss, 2000). یکی از مهم ترین عوامل در تحلیل ضریب b در لرزه شناسی بزرگای آستانه ای (M_c) داده ها است. در این تحقیق نشان می دهد که زمین لرزه ای با بزرگای ۱/۹ در پهنه مورد مطالعه توسط ایستگاهی در فاصله ۲۹۰ کیلومتری به خوبی دریافت شده است و بیشتری فاصله رومرکز این ناحیه از سه ایستگاهی که در مجاورش قرار دارند، کمتر از این فاصله است. بنابراین انتظار



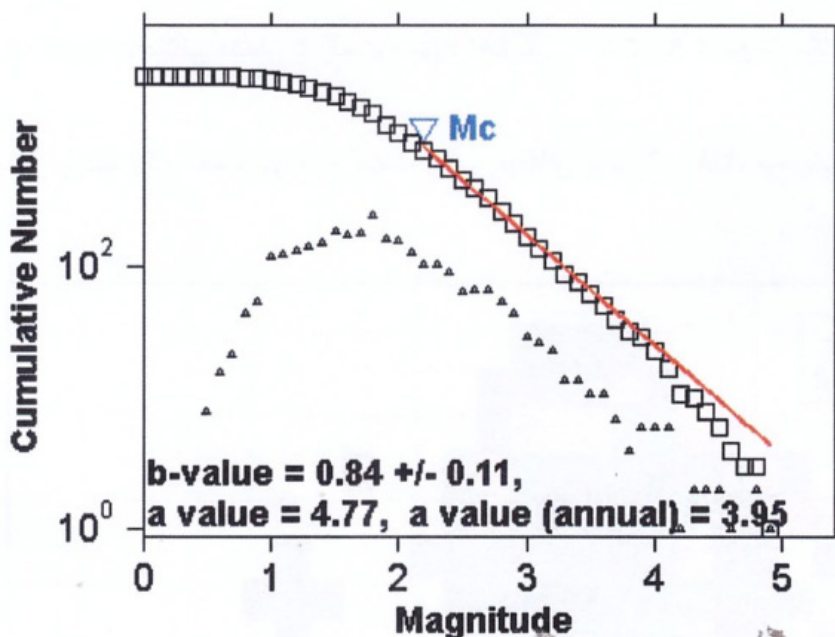
(شکل ۸). نمودار توزیع فراوانی زمین لرزه ها در برابر بزرگی.



(شکل ۹). نمودار تعداد تجمعی رویدادها بعد از تعیین بزرگی کاملی.

می کنند و می توانند آن را با همگن کردن کل داده ها برای تمامی حجم نمونه محاسبه کرد. مقدار b-value کل گستره ۰/۸۴ و مقدار ۳/۹۵ برای a-value به دست آمد (شکل ۱۰).

سپس با استفاده از روش بیشینه احتمالی مقدار b-value را از رابطه (۳)، (Aki, 1981; Utsu, 1999) محاسبه شده است. $(3). \log e/\bar{M} - M_{\min}$ \bar{M} = بزرگی میانگین، $M_{\min} = M_c$ کوچکترین بزرگی است که همه رویدادهای پهنه ثبت شده اند که به مقدار M_c اشاره



(شکل ۱۰). نمودار فراوانی بزرگی زمین لرزه ها و محاسبه مقادیر پارامترهای لرزه خیزی a و b.



رابطه (۱) محاسبه شده سپس با استفاده از مقادیر بدست آمده با کمک رابطه (۲) نقشه دوره بازگشت (TL) با کمک رابطه (۴) و روش شبیه سازی تصادفی (Wiemer & Wyss, 2002). ترسیم شده است.

$$(4). T_L (M) = dT / 10^{(a-bM)}$$

$T_L (M) =$ زمان بازگشت زمین لرزه‌ها در شعاع ثابت از مکان پهنه.

$dT =$ طول دوره مشاهده شده.

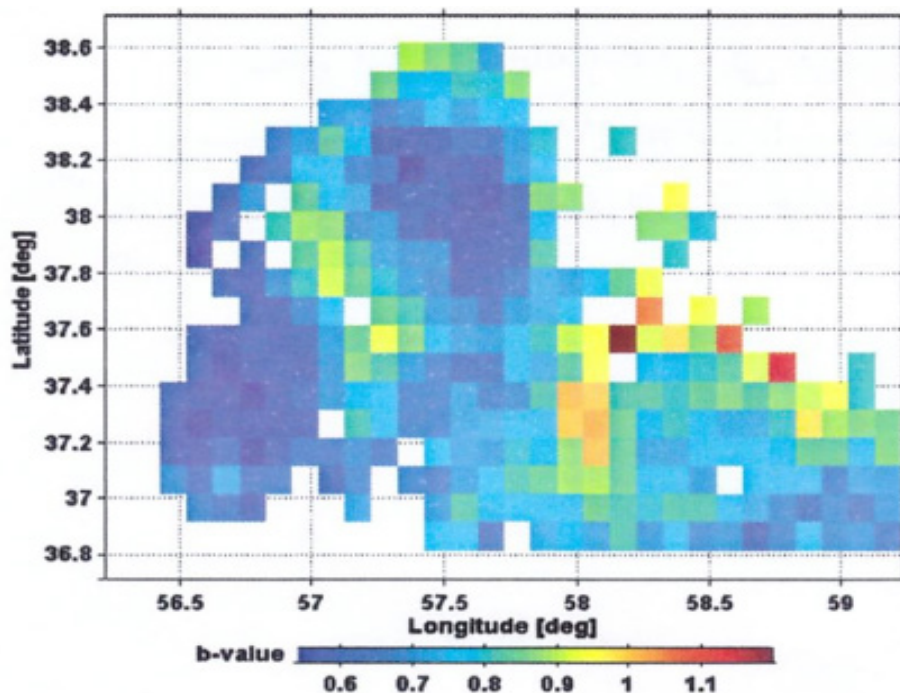
نقشه b-value مقدار کمتر از ۰/۹ در بخش زیادی از گستره نشان می‌دهد که تغییرات محلی مقدار b بیانگر توزیع تنش در منطقه است (شکل ۱۱).

تنش‌های برشی^۱ زیاد زمین لرزه‌های با مقدار b کم و تنش‌های برشی کم زمین لرزه‌هایی با مقدار b زیاد به وجود می‌آورند.

نقشه‌های a-value، b-value و دوره بازگشت

به منظور بررسی تغییرات محلی تنش در پهنه بخاردن - قوچان نقشه پارامتر b لرزه خیزی با استفاده از روش Wiemer (1996) تهیه شده است. ناحیه به شبکه‌هایی به ابعاد ۰/۱ درجه در ۰/۱ درجه تقسیم شده است و برای محاسبه مقدار b هر شبکه را با استفاده از رابطه (۳). از حداقل نزدیکترین ۴۰ زمین لرزه‌ای که با بزرگی بیشتر از بزرگی کاملی (MC) شبکه که در شعاع ۳۰ کیلومتری هر گره قرار دارند استفاده شده است. مقدار هر شبکه نیز با همین روش و استفاده از

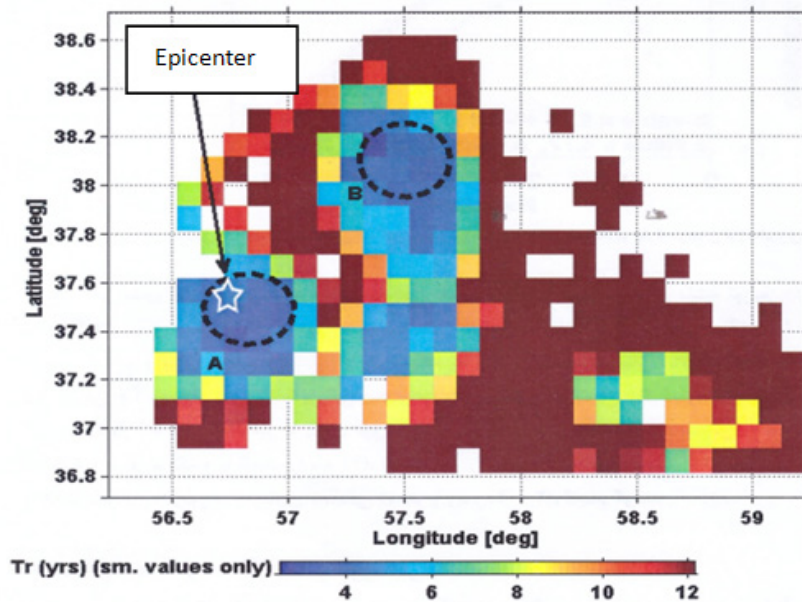
I. Shear



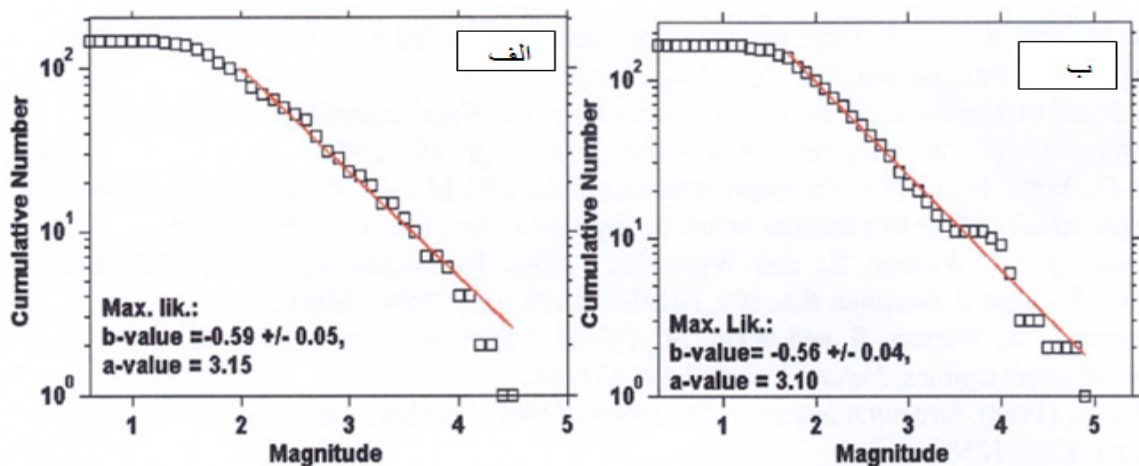
(شکل ۱۱). تغییرات مکانی مقدار b گستره مورد مطالعه.

را ترسیم شده است (شکل ۱۳). مقدار b-value محاسبه شده برای ناحیه‌ای که زلزله ۴/۸ ریشتری در آن روی داده است (ناحیه A) برابر با ۰/۵۹ و برای (ناحیه B) برابر با ۰/۵۶ است.

در شکل ۱۲ نقشه دوره بازگشت زلزله‌ای با بزرگای ۴/۸ ریشتر ترسیم شده است و به منظور ارزیابی b-value در طی دوره زمانی مطالعه نمودار نواحی دارای کمترین دوره بازگشت



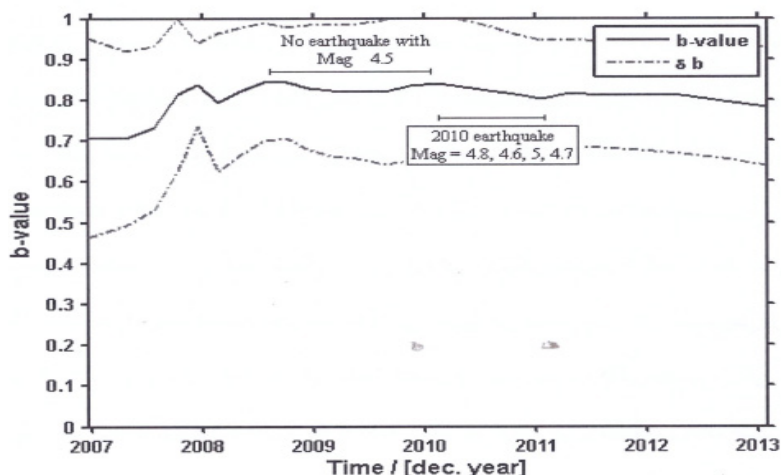
(شکل ۱۲). نقشه مکانی دوره بازگشت زلزله‌ای با بزرگای ۴/۸



(شکل ۱۳). (الف). نمودار FMD ناحیه A، (ب). نمودار FMD ناحیه b که در شمال گستره قرار می‌گیرد.

است ولی در فاصله زمانی ابتدا تا انتهای سال ۲۰۱۰ شاهد کاهش تدریجی مقدار b و در طی سال ۲۰۱۰ چهار زمین‌لرزه به بزرگای ۵، ۴/۸، ۴/۷، ۴/۶ بیشتر در گستره رخ داده است و تغییرات این پارامترها می‌توان ناشی از تغییرات تنش در منطقه و وقوع ۴ زمین‌لرزه را در این سال مرتبط با آن دانست.

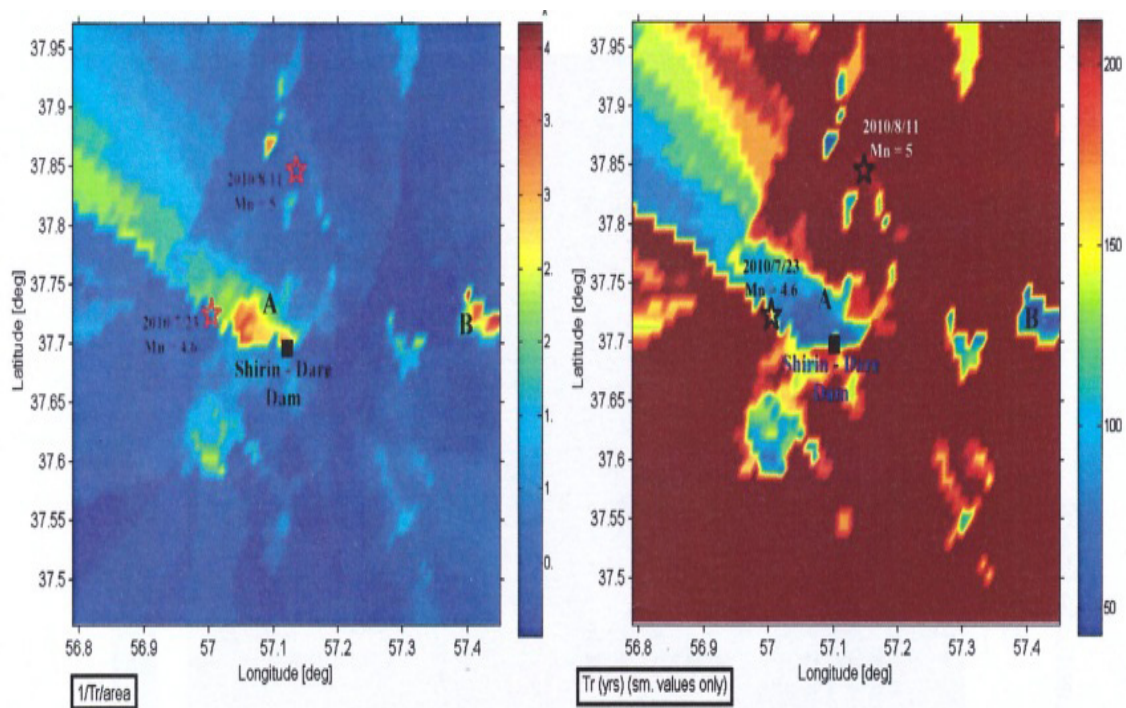
این تحقیق با استفاده از روش پنجره‌های زمانی متحرک با ۵۰ رویداد و همپوشانی ۵ رویداد تغییرات زمانی مقدار b بررسی شده است (شکل ۱۴) مقدار این پارامتر در فاصله زمانی ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۳ نسبتاً ثابت بوده و هیچگونه زمین‌لرزه‌ای با بزرگی بیشتر از ۴/۵ ریشتر در این فاصله زمانی رخ نداده



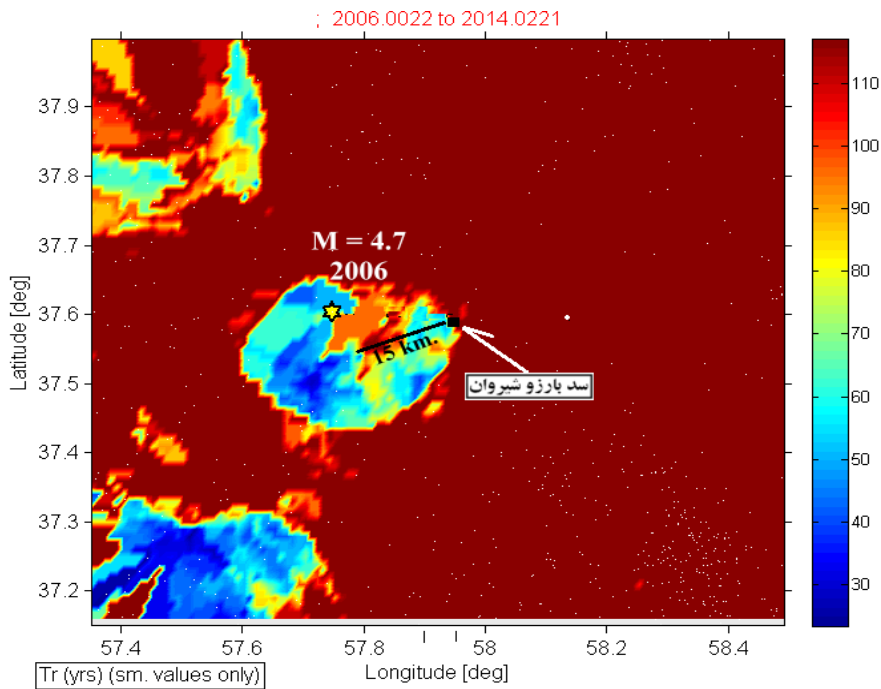
(شکل ۱۴). تغییرات مقدار b در طی زمان در پیرامون سد شیرین دره

آنها را بخش‌های قفل شده گسل‌ها یا لبه تنشگاه‌ها با دوره بازگشت کم و وقوع زلزله‌های بزرگ و مخرب در نظر گرفت و بخش مرکزی (B) که پهنه بخاردن-قوچان می‌باشد. دارای مقدار b بیشترین بوده ($b < 6/0$) و بیانگر تنش کم با دوره بازگشت زیاد و وقوع خرد زمین لرزه‌های کمتر از ۵ ریشتر بوده و می‌توان آن را بخش قفل نشده گسل‌ها (بخش خزشی) همراه با تخلیه تدریجی تنش از طریق خزش گسل‌ها در نظر گرفت.

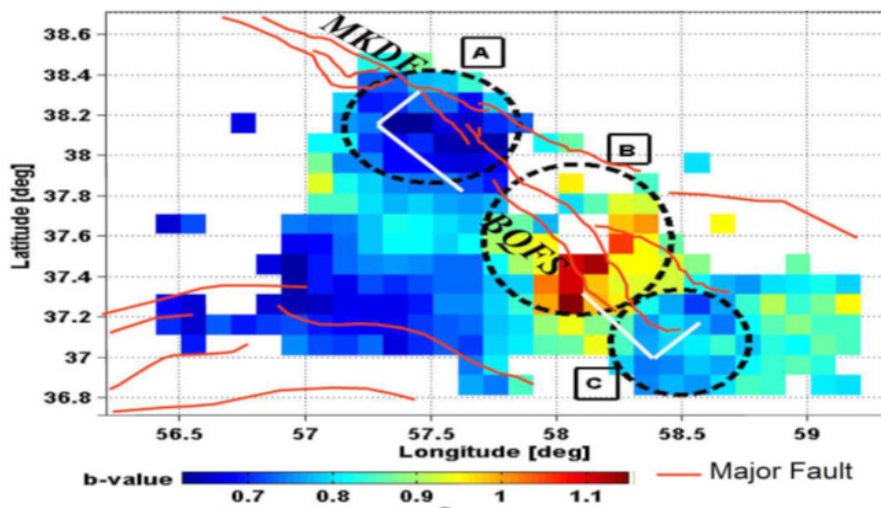
با توجه به اینکه در نواحی فعال نئوتکتونیک مقدار تغییرات b-value بین حدود کمتر از ۰/۶ تا ۱/۱ می‌باشد (Hirata, ۱۹۸۹؛ کنگی، ۱۳۹۳). در این تحقیق مقدار b کمتر از ۰/۹ بوده و نمایش تغییرات توزیع محلی مقدار b بیانگر توزیع تنش‌ها و گسل‌ها در سه بخش مجزا در گستره کپه داغ می‌باشد (شکل‌های ۱۶، ۱۵). در شکل ۱۷ بخش‌های غربی (A) و بخش شرقی (C) مقدار b کمترین بوده $b = 0.6$ و بیانگر انباشت تنش زیادی هستند و می‌توان



(شکل ۱۵). نقشه مکانی دوره بازگشت زلزله‌ای با بزرگای ۶ ریشتر که با کمک زمین لرزه‌های سال ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۸ ترسیم شده و براساس این نقشه یک مرکز افزایش تنش (A) در مجاور سد شیرین دره شکل گرفته است.



(شکل ۱۶). نقشه مکانی دوره بازگشت زلزله‌ای با بزرگای $4/8$ ریشتر طی زمین لرزه‌های سال‌های ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۸ و شکل‌گیری یک تنشگاه اصلی در بخش مرکزی در بخش گسل باغان-گرماب در محدوده سد بارزو.



(شکل ۱۷) نمایش توزیع مقدار متغیر لرزه خیزی b-value در پهنه بخاردن-قوچان (BQFS) و گستره کپه داغ.

را در مقیاس‌های بزرگتر نیز تعمیم داد. با توجه به اینکه فعالیت لرزه‌خیزی در نتیجه فعالیت‌های پیچیده گسل‌ها و نیروهای چکاننده‌ای است که زمین‌لرزه‌ها را در دسته‌های کوچک و بزرگ تقسیم می‌کند این تحقیق با این روش و با مقایسه پارامترهای آماری در مناطق مختلف پتانسیل لرزه‌خیزی منطقه

ارزیابی پارامتر بعد فرکتالی

این روش برای نخستین بار توسط Mandelbrot (1982) مطرح و بکار برده شد. از آنجایی که پدیده‌های طبیعی از الگوها و فرم‌های هندسی یکسانی پیروی می‌کنند می‌توان با شناسایی و پیدا کردن این الگوها در مقیاس‌های کوچکتر آنها



Correlation) بعد همبستگی (D2) با روش انتگرال همبستگی اندازه گیری می شود زیرا این روش به دلیل حساسیت زیاد به تغییرات کوچک خوشه بندی رویداد زمین لرزه ها ترجیح داده می شود و در تحلیل بعد فرکتالی زمین لرزه های پیرامون شیرین دره و بارزو استفاده شده است و بعد همبستگی توزیع مکانی لرزه خیزی ناحیه بصورت رابطه (۵). ارائه می شود (Grassberg-er & Procaccia, 1983).

$$C(r) = 2 / N(N-1) \cdot N(R < r) \quad (5) \quad Dwr = \text{LimLog}(Cr) / \text{Logr}$$

$$r \rightarrow 0$$

Cr = تابع همبستگی و دسته بندی مکانی و فاصله بین یک مجموعه از نقاط را اندازه گیری می کند.

$(N(R < r) =$ تعداد جفت های (X_i, X_j) با جدایش کوچکتر از r انتگرال همبستگی وابسته به تابع همبستگی استاندارد می باشد و اگر توزیع رو مرکز زلزله ها ساختار فرکتالی داشته باشد رابطه (۶) که در آن بعد فرکتالی (D) بعد همبستگی می باشد.

$$(6). C(r) \sim r^{D2}$$

فاصله r بین دو رویداد $(Q1$ و 1θ) و $(Q2$ و 2θ) توسط رابطه مثلثاتی (۷). توسط (Hirata 1989) ارائه شده است.

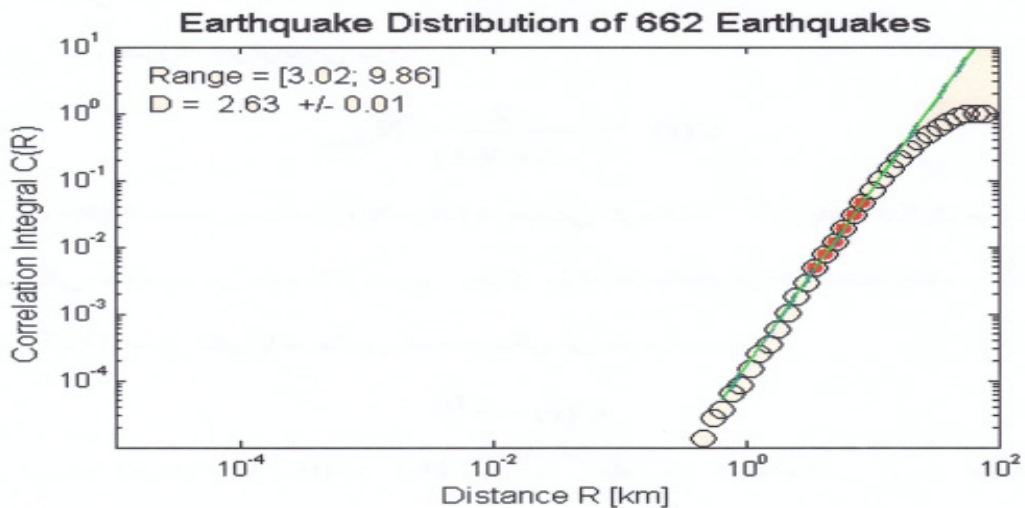
$$(7). R = \text{Cos}^{-1} \text{Cos}\theta1 \text{Cos}\theta2 + \text{Sin}\theta1 \text{Sin}\theta2 \text{Cos}(Q1-Q2)$$

$$\theta1, \theta2 = \text{عرض های جغرافیای}$$

$$Q1, Q2 = \text{طول های جغرافیایی دو رویداد}$$

با پلات کردن $C(r)$ در برابر r در یک نمودار لگاریتمی می توان بعد فرکتالی را به کمک شیب نمودار به وسیله برازش نمودن یک خط به روش کمترین مربعات بدست آورد. در این پژوهش مقدار $2/63$ برای بعد فرکتالی رو مرکز زمین لرزه های گستره سد شیرین دره به شعاع 100 کیلومتری بدست آمده و از آنجایی که توزیع بعد فرکتالی گسل ها بین صفر تا 2 می باشد نشان دهنده حد بالایی از بعد فرکتالی می باشد. مقادیر نزدیک به صفر به معنای این است که گسل ها به شدت در یک محدوده کوچک در منطقه وجود داشته و دارای توزیع ناچیزی هستند ولی مقادیر نزدیک به 2 به معنای توزیع بسیار زیاد گسل ها در سرتاسر منطقه می باشند (Hirata, 1989) (شکل ۱۸).

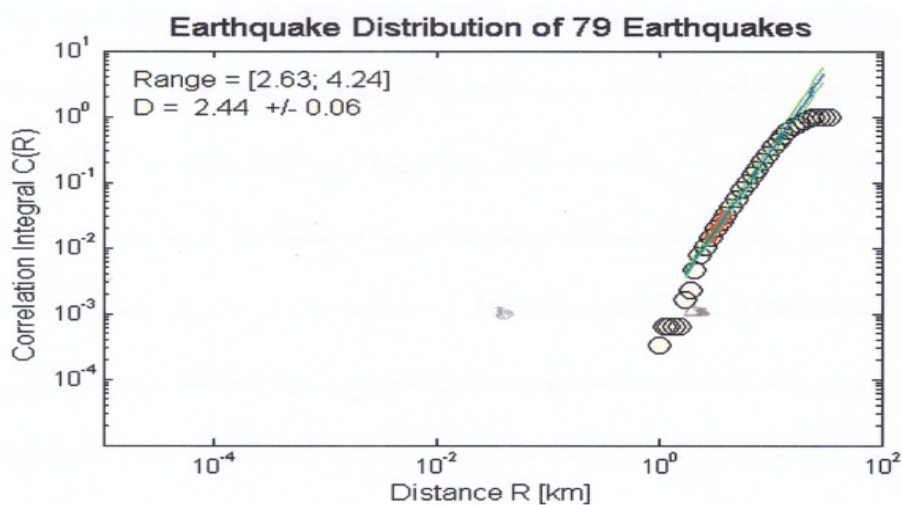
را مورد ارزیابی قرار می دهد. بعد فرکتالی روش ریاضی توزیع فرکتال با استفاده از شیوه انتگرال همبستگی یا شمارش مربع ها و کمک نرم افزار Zmap برای تعیین توزیع زمین لرزه ها، میزان تصادفی بودن و وقوع آنها و دسته بندی مکانی آنها بکار می رود و نشان می دهد زمین لرزه های ناشی از فعالیت گسل ها از ریاضی فرکتالی بی نظمی و فرم هندسی ناشی از قطعه قطعه شوندگی برای توضیح خود تشابهی یا خود همسانی پدیده های طبیعی پیروی می کند (King, 1983; Turcotte, 1986). در محدوده پهنه بخاردن-قوچان با مدلسازی آماری رویداد زمین لرزه ها با روش توزیع فرکتال امکان الگوسازی زمین لرزه ها، مدل سازی کوچ خوشه های لرزه ای، رتبه بندی توان لرزه ای گسل ها، پیش بینی فرآیند رویداد زمین لرزه و کنترل زمین لرزه فراهم می گردد. از آنجا که عمده زمین لرزه ها در اثر فعال شدن گسل ها که شاخص ترین نوع شکستگی ها هستند روی می دهند و زلزله ها روی سطح یک پارچه واحد رخ نمی دهند بلکه روی گسل های متعدد، مرتبط و نزدیک به هم که ساختاری فرکتالی دارند به وقوع می پیوندند بر این اساس زمین لرزه را می توان توسط یک ساختار ریاضی خود متشابه ارائه کرد و آنرا بعد فرکتالی زمین لرزه نامید (Gross-berger & Procaccis, 1983). در این روش ابتدا گسل ها و زمین لرزه های منطقه بر روی یک شبکه مربعی به طول R پیدا می شوند که مربع اولیه به مربع های کوچکتر تقسیم می شوند. مجموع تعداد مربع ها که حداقل توسط یک خط گسلی (گره) قطع شده اند برابر با $(NR1)$ می باشد. اگر سیستم گسلی منطقه از ساختار خود متشابهی تبعیت کند می توان از دو روش زیر برای تعیین بعد فرکتالی استفاده کرد در این تحقیق نیز در پهنه بخاردن-قوچان در محدوده دو سد احداث شده شیرین دره و بارزو در بخش مرکزی دو گسل قوچان و باغان-گرماب استفاده شده است. در روش اول (Capacity Dimension) بعد ظرفیتی ($D0$) را با شمارش رویداد زمین لرزه ها در هر مربع از منطقه شبکه بندی شده محاسبه می کند و ویژگی های فضایی پر شده از مجموع شکستگی ها را با توجه به تغییرات مقیاس اندازه گیری می کند (Hirata, 1989) و مربع هایی که ناحیه را پوشش داده اند توسط مجموع شکستگی ها پر شده اند یا خیر در نظر گرفته می شود ولی اگر تعداد نقاط شکستگی ها کم باشد قابل اعتماد نیست ولی در روش دوم (Dimension



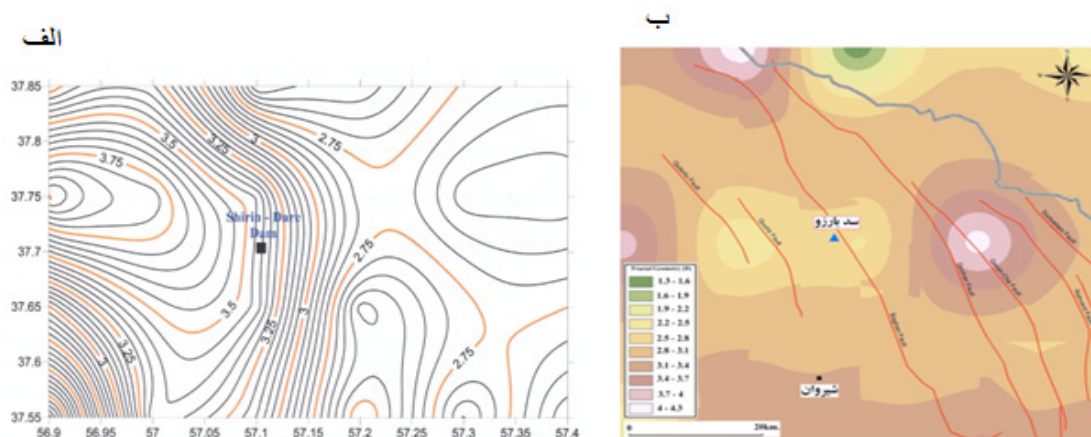
(شکل ۱۸). تعیین بعد فرکتالی در شعاع ۱۰۰ کیلومتری سد شیرین دره به روش مربع شمار و انتگرال همبستگی

گستره سد شیرین دره و بارزو بین ۲/۵ تا ۴ متغیر است که این مقدار در بخش شرقی منطقه ۲/۵ تا ۳ و در بخش غربی بین ۳ تا ۴ می باشد. نقشه بعد فرکتالی (شکل ۲۰) اندازه کمی درجه ناهمگنی فعالیت لرزه‌ای را در سیستم‌های گسلی ناحیه نشان می دهد ($D=0$). بیانگر متمرکز شدن همه رویدادها در یک نقطه بصورت خوشه‌ای بوده و ($D=2$) بیانگر توزیع رویدادها بصورت تصادفی یا همگن روی یک فضای دوبعدی می باشد.

به منظور محاسبه دقیق بعد فرکتال همبستگی و نقشه بعد فرکتالی آن حداقل ۴۲ نقطه در این پژوهش رو مرکز زمین لرزه می باشد. منطقه به شبکه‌های به ابعاد ۰/۲ درجه در ۰/۲ درجه با همپوشانی ۰/۲۵ درجه تقسیم شده و بعد فرکتالی برای شبکه‌هایی که تعداد رویدادهای آنها بیشتر از ۴۲ رویداد بوده محاسبه شده است. در (شکل ۱۹) تحلیل فرکتالی شبکه به مرکزیت ۵۷ درجه و ۲۰ دقیقه طول شرقی و ۳۷ درجه و ۵۵ دقیقه عرض شمالی می باشد. بعد فرکتالی



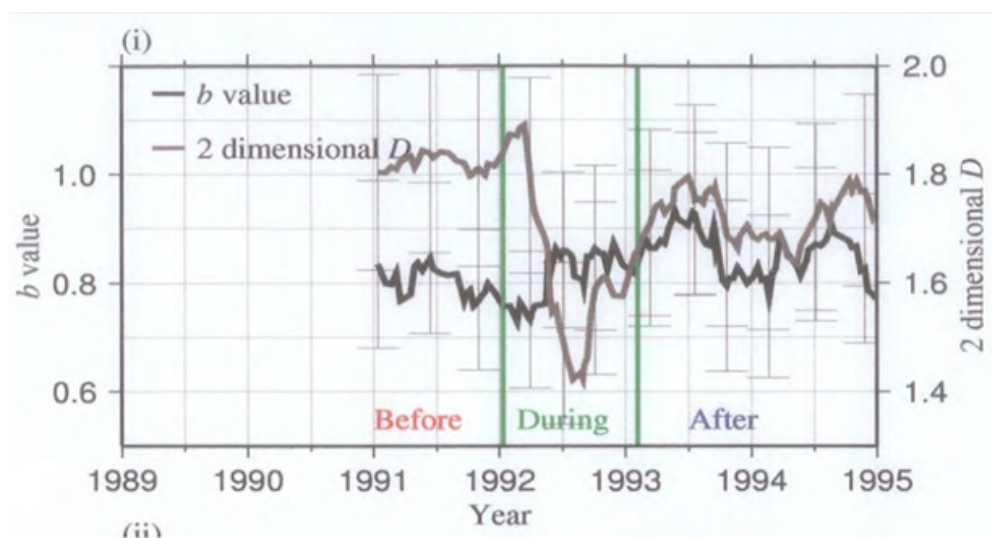
(شکل ۱۹). تعیین بعد فرکتالی به روش انتگرال همبستگی در یکی از شبکه‌های پیرامون سد شیرین دره



(شکل ۲۰). (الف). نقشه بعد فرکتالی همبستگی گستره‌ای به شعاع ۳۰ کیلومتری سد شیرین دره. (ب). شکل گیری دو سلول با بعد فرکتالی بالا در بخش مرکزی گسل قوچان و بخش شمالی گسل باغان-گرماب در پهنه بخاردن-قوچان.

منفی وجود دارد ولی می‌تواند بصورت موقت و محلی در مناطق یا زمان‌هایی مثبت یا منفی باشد (Aki, 1981; King, 1983). رابطه مثبت $D=2b$ را برای این دو پارامتر معرفی می‌کنند. در شکل ۲۱ مطالعات انجام گرفته توسط (Schwartz & cooper smith, 1984; Oncel & wyss, 2000) نشان می‌دهد قبل از زمین لرزه نمودار مقادیر بعد فرکتالی D بیشتر از مقدار b می‌باشد ولی در طول زمان زمین لرزه نمودار این مقادیر عکس می‌شوند و مقدار بعد فرکتالی D کاهش و مقدار b افزایش یافته و سپس بعد از زمین لرزه به علت افت تنش نمودار مقادیر D و b افزایش یافته و به همان صورت باقی می‌مانند.

ارتباط پارامترهای لرزه خیزی b -value و بعد فرکتالی D
 اگرچه نمی‌توان عوامل و دلایل مشخصی را برای چگونگی ارتباط بین مقدار پارامتر b لرزه خیزی و بعد فرکتالی پیدا کرد اما پارامتر b بستگی به وضعیت رژیم تنش، استحکام شکستگی‌ها و ناهمگنی پوسته زمین در منطقه دارد و عموماً نزدیک به ۱ و کمتر از ۰/۶ می‌باشد. درحالی که بعد فرکتالی رو مرکز زمین لرزه‌ها، اندازه تغییر شکل پوسته و درجه تراکم زمین لرزه‌های سیستم گسلی فعالی منطقه را در زمان و مکان نشان می‌دهند. باتوجه به مقادیر $b=0/92$ و $D=2/63$ پیرامون گسل‌های پهنه بخاردن-قوچان در اطراف سدهای شیرین دره و بارزو رابطه



(شکل ۲۱). ارتباط پارامترهای لرزه خیزی بعد فرکتالی D و b -value در پهنه بخاردن قوچان پیرامون سدهای شیرین دره و بارزو در قبل، طی زمان و بعد از رویداد زمین لرزه.



بحث و نتیجه گیری

بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد عمده فعالیت‌های لرزه‌ای در پهنه بخاردن قوچان و شرق ایران با الگوی زمین‌لرزه‌های درون قاره‌ای با عمق کم بین ۱۰ تا ۲۰ کیلومتر بوده و در ارتباط با چشمه‌های خطی گسل‌های اصلی و شاخه‌های فرعی آنها رخ می‌دهند. نتایج این تحقیق به شرح زیر می‌باشند: ۱- در پهنه بخاردن-قوچان یک سیستم منظم از گسل‌های امتداد لغز فعال و مایل وجود دارند که در پایانه انتهایی آنها به گسل‌های رانده کور متصل شده‌اند و رشته کوه کپه داغ را بریده ولی به فراتر از دره اترک-کشف رود نرفته‌اند و مسئول اغلب زمین‌لرزه‌های ویرانگر اصلی تاریخی و دستگاهی می‌باشند. ۲- در این پهنه به سبب تغییر در ساز و کار پایانه گسل‌ها از امتداد لغز به رانندگی در اثر خمیدگی انتهایی آنها موجب افزایش تنش و کاهش مقدار b-value و از سویی وجود انشعابات در پایانه‌ها موجب بی‌نظمی هندسی بیشتر و در نتیجه افزایش بعد فرکتالی D در بخش انتهایی گسل‌ها شده است. ۳- بسیاری از زلزله‌های بزرگ مناطق زلزله خیز جهان در لبه تنشگاه‌های اصلی اتفاق افتاده‌اند و در این پهنه نیز دو زلزله شاخص این تحقیق در مجاور سدهای شیرین دره و بارزو در بخش مرکزی گسل قوچان و بخش

شمالی گسل باغان قرار دارند که با روش تهیه نقشه دوره بازگشت مورد بررسی قرار گرفته و در لبه تنشگاه A رخ داده‌اند (شکل‌های ۱۵ و ۱۶). وقوع زلزله‌های بزرگ در لبه این تنشگاه‌ها دور از انتظار نیست. ۴- نتایج این تحقیق نشان می‌دهد تهیه نقشه b-value و دوره بازگشت به روش انجام شده در این تحقیق برای یافتن محدوده تنشگاه‌ها مناسب است و بررسی مقادیر b در طول زمان تغییرات واضحی را برای این پارامتر در اوایل سال ۲۰۱۰ نشان می‌دهد. وقوع دو زمین‌لرزه با بزرگای ۵، ۴/۶ ریشتر در این سال را می‌توان دلیل این تغییرات دانست و از آن به عنوان پیش‌نشانگرهای پیش‌بینی زلزله‌ها استفاده کرد. ۵- بعد فرکتالی بالایی که در بخش زیادی از این پهنه به دست آمده نشان دهنده لرزه خیزی فعال و پراکندگی چشمه‌های لرزه‌ای به شکل برگ مانند است. مقایسه نقشه توزیع مکانی بعد فرکتال رو مرکز زمین‌لرزه و نقشه مقادیر b بیان‌کننده اختلاف انباشت تنش در بخش‌های مختلف می‌باشد از لحاظ لرزه شناختی آزاد شدن انرژی در گسل‌های این پهنه به گونه‌ای است که وقتی گروهی از گسل‌ها به آستانه جنبش می‌رسند مقادیر b در آنها بالا رفته و گروهی دیگر که در حال انباشت انرژی هستند، مقادیر b در آنها پایین می‌باشند.



منابع

- منطقه‌ای خراسان شمالی، ص ۱۰۵.
- کنگی، ع. ۱۳۹۳. گزارش رفتارسنجی زمین لرزه‌ها در سدهای مخزنی استان خراسان شمالی با رویکرد مدیریت بحران، آب منطقه‌ای خراسان شمالی، ص ۱۲۳.
- آقاباتسی، ع ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ص ۵۸۶.
- کنگی، ع ۱۳۹۲. گزارش بررسی پدیده لرزه خیزی القایی سد شیرین دره در استان خراسان شمالی به روش توزیع فرکتال. آب

Reference:

- Afshar Harb, A., 1979. The stratigraphy, tectonics and petroleum geology of the Kopeh Dagh region, Northern Iran. Phd thesis, Royal school of Mines, London, England.
- Aki, K. 1981. Source and scattering effects on the spectra of small local earthquakes. Bulletin of the Seismological Society of America, 71:1687-1700.
- Berberian, M., & Yeats, R. S. 2001. Contribution of archaeological data to studies of earthquake history in the Iranian Plateau. Journal of Structural Geology, 23: 563-584.
- Bretis, B., Grasemann, B., & Conradi, F. 2012. An Active Fault Zone In The Western Kopeh Dagh (Iran). Austrian Journal of Earth Sciences, 105: 3.
- Charchi, A., Mashal, M., Kermani, M. P., Almasian, M., & Arian, M. 2013. Pattern of Structural Geology Underground in Eastern of North Dezfol Embayment. Advances in Environmental Biology, 1: 260-269.
- Grassberger, P., & Procaccia, I. 1983. Measuring the strangeness of strange attractors. Physica D: Nonlinear Phenomena, 9: 189-208.
- Gutenberg, B., & Richter, C. F. 1944. Frequency of earthquakes in California. Bulletin of the Seismological Society of America, 34: 4.
- Hirata, T. 1989. A correlation between the b value and the fractal dimension of earthquakes. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 94: 7507-7514.
- Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R., Reza Gheitanchi, M., & Javad Bolourchi, M. 2006. Strike-slip faulting, rotation, and along-strike elongation in the Kopeh Dagh mountains, NE Iran. Geophysical Journal International, 166: 1161-1177.
- Ishimoto, M., & Iida, K. 1939. Observation by seismometer; (1) Size and spatial distribution of the earthquake motion. Bull. Earthq. Res. Inst., 17: 447-478.
- Jackson, J., & McKenzie, D. 1984. Active tectonics of the Alpine—Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. Geophysical Journal International, 77: 1.
- King, G. 1983. The accommodation of large strains in the upper lithosphere of the earth and other solids by self-similar fault systems: the geometrical origin of b-value. Pure and Applied Geophysics, 121: 761-815.
- Lyberis, N., & Manby, G. 1999. Oblique to orthogonal convergence across the Turan block in the post-Miocene. AAPG bulletin, 83: 1135-1160.
- Mandelbrot, B. B. 1982. The fractal of Geometry. Nature, 394-397.
- Schwartz, D. P., & Coppersmith, K. J. 1984. Fault behavior and characteristic earthquakes: Examples from the Wasatch and San Andreas fault zones. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 89: 5681-5698.
- Shabanian, E., Siame, L., Bellier, O., Benedetti, L., & Abbassi, M. R. 2009. Quaternary slip rates along the northeastern boundary of the Arabia-Eurasia collision zone (Kopeh Dagh Mountains, Northeast Iran). Geophysical Journal International, 178: 2.
- Stocklin, J. 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. AAPG Bulletin, 52: 7.
- Tchalenko, J. S. 1975. Seismicity and structure of the Kopeh Dagh (Iran, USSR). Phil. Trans. R. Soc. Lond. A, 278: 1275.
- Turcotte, D. L. 1986. Fractals and fragmentation. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 91: 1921-1926.
- Utsu, T. 1965. A method for determining the value of "b" in a formula $\log n = a - bM$ showing the magnitude-frequency relation for earthquakes. Geophys. Bull. Hokkaido Univ., 13: 99-103.
- Utsu, T. 1979. Seismicity of Japan from 1885 through 1925: A new catalog of earthquakes of $M \geq 6$ Felt in Japan and smaller earthquakes which caused damage in Japan. Bull. Earthq. Res. Inst., 54: 253-308.

- Vernant, P., Nilforoushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., ... & Tavakoli, F. 2004. Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data. *Earth and Planetary Science Letters*, 223: 1-2.
- Wiemer, S. 1996. Analysis of seismicity: new techniques and case studies. Dissertation thesis, University of Alaska.
- Wiemer, S., & Wyss, M. 2002. Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquakes. In *Advances in geophysics*, 45: 259-V.

Analysis Seismicity of Bakharden-Quchan Zone with Applying of Asperity and Seismic Parameters

JavadBiglari ¹, Abbas Kangi ², Abdol RezaJafarian ³

1. JavadBiglari, Department of Geology, Shahrood Branch, Islamic Azad University, Shahrood, Iran.
2. Abbas Kangi, Prof of Department of Geology, Shahrood Branch, Islamic Azad University, Shahrood, Iran.
3. Abdol RezaJafarian, Prof of Department of Geology, Shahrood Branch, Islamic Azad University, Shahrood, Iran



Abstract:

The Bakharden-Quchan Faulted Zone is located in central Part of thrust-folded belt of Kopeh Dagh in NE border of Iran-Turkmenistan with array of active right lateral strike-slip faults by trending NW-SE that their ends have bent to joint blind faults in thrusts. Mechanism changing faults to reverse have caused to increase stress, shortening by thrusting in their ends bending. Most of the historical and instrumental earthquakes have distributed around faulted system of Bakharden-Quchan Zone. Seismicity results of this zone with micro-seismics and computing parameters of b-value, fractal dimension (D) and mapping of local stresses distribution could have achieved us precious data on crust tension distribution, mechanism faults and system fault changes during time and place of probable occurrence future earthquakes. In neo-tectonic active zone $b < 0/6$ to $1/1$ and D changes between zero to 2. If $b < 0/6$ and D closes to zero, faults and earthquakes will concentrate in asperities with high rate of stress but if $b > 0/6$ and D closes to 2 faults and earthquakes will scatter in whole of zone with low rate of stress. Occurrence of major earthquakes are not far away expectation in edge of asperities although there is a possibility that they gradually loss energy to get inactive because the seismology way of releasing energy in these faults is, when group of faults approach to motion threshold are increased b-values and other group of faults are accumulating energy, so their b-values are decreased.

Keywords: Fractional Dimension, Seismicity Parameters, Asperities, Regression period, Neo-tectonic in the central part of Kopeh dagh